République Tunisienne
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la recherche scientifique

Université de Sfax
Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax
Département de Génie Géologique

Ecole Doctorale

Thèse de DOCTORAT
En Génie de l'Environnement et de l'aménagement
N° d'ordre:280/13

THÈSE

Présentée à:

L'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax

En vue de l'obtention de:

DOCTORAT

En Sciences Géologiques
Thèse de Doctorat en Génie de l'Environnement et de l'Aménagement
Par:

Narjess BEN CHEIKH

ETUDE DES RELATIONS HYDRODYNAMIQUES ENTRE LA NAPPE PROFONDE DE SFAX ET LES SYSTEMES AQUIFERES MERIDIONAUX (Menzel Habib et Gabès Nord): ORIGINE(S) ET MECANISMES DE MINERALISATION DES EAUX SOUTERRAINES

Soutenue le 13 Mars 2013, devant le jury composé de :

M. Jamel OUALI	**Président**
M. Kamel ZOUARI	**Directeur de thèse**
M. Abdallah BEN MAMOU	**Rapporteur**
M. Monem KALLEL	**Rapporteur**
M. Habib ABIDA	**Examinateur**
M. Brahim ABIDI	**Invité**

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Dieu de m'avoir donné la force et la foi d'arriver à terme de ce travail.

J'aimerais remercier mon directeur de thèse, M. Kamel ZOUARI, Professeur et directeur du Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'ENIS pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et pour m'avoir appris à être plus autonome tout au long de ce travail de recherche.

Je remercie vivement messieurs Abdallah BEN MAMOU, Professeur à la faculté des Sciences de Tunis et Monem KALLEL, Professeur à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail, pour leur disponibilité et leur compréhension.

Je voudrais également remercier monsieur Jamel OUALI, Maitre de conférence à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider le jury.

Je remercie monsieur Brahim LAABIDI, chef d'Arrondissement des Ressources en Eau de Gabès, pour ses conseils avisés et son écoute qui ont été prépondérants pour la bonne réussite de cette thèse. Je remercie également monsieur Hafedh KHANFIR, chef d'Arrondissement des Ressources en Eau de Sfax, pour son soutien.

Ma gratitude va également à monsieur Ahmed MAMOU, Conseiller Scientifique à l'Observatoire du Sahara et du Sahel, qui par sa compétence et ses rationnelles discussions d'hydrogéologue a pu mener à bien ce travail. Qu'il trouve ici le témoignage de mon profond respect.

J'adresse mes remerciements les plus sincères à messieurs Mohamed OUAJA, directeur de département des Sciences de la terre à la Faculté des Sciences de Gabès, et Nouri HTIRA, notre aimable ex-doyen de la FSG, pour le soutien qu'ils m'ont prodigués. Je dois un hommage très particulier qu'il m'est agréable de rendre à monsieur Ouaja pour son amitié, ses encouragements et pour l'accueil chaleureux qu'il m'a toujours réservé notamment dans les moments les plus difficiles.

Mes vifs remerciements vont également à Monsieur Moncef SAFI, pour son

accueil chaleureux à chaque fois que j'ai sollicité ses conseils ainsi que pour son soutien paternel et sa disponibilité malgré ses innombrables obligations.

Je remercie tous mes amis et collègues au département des Sciences de la Terre à la FSG, je site particulièrement Wissem, Dhaou, Hakim, Amna, Balsem et Amira pour leur soutien. Ainsi que mes amis et collègues de l'Association de jeunes chercheurs pour m'avoir supporté et soutenu.

Je remercie également monsieur Abderrazag JDAY, ex-recteur de l'Université de Gafsa, pour m'avoir favorisé les conditions nécessaires pour effectuer un stage de recherche à l'UMR G-EAU à Montpellier.

J'adresse ma gratitude à monsieur Christian LEDUC, hydrogéologue DR2 de l'IRD, pour m'avoir aidé et soutenu. Je remercie également messieurs Jean Denis Taupin, chercheur et responsable du laboratoire d'Analyse des isotopes de l'eau, et Jean Luc Seidel, chercheur et responsable du laboratoire de chimie des eaux à la maison des Sciences de l'Eau (Montpellier) pour leurs conseils et pour le temps conséquent qu'ils m'ont accordé.

Je remercie tout le personnel du CRDA de Gabés et de Sfax et du Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement.

J'adresse mes remerciements les plus distingués à mes parents pour leur soutien sans faille tout au long de ces années. C'est d'abord et avant tout grâce à eux que ce travail a pu être mené à son terme.

Je joins mes profonds sentiments à mon frère Nidhal, ma sœur Souheir, mon beau frère Ahmed et ma nièce yakeen pour leur soutien. Je pense également à tous mes oncles, mes tantes, mes cousins, mes cousines et à tous mes proches.

Une pensée très particulière à ma belle Chaima qui était ma source de joie et d'énergie et qui a toujours était près de moi dans mes moments de détresse.

Narjess le 28/02/2013

SOMMAIRE

	Page
INTRODUCTION	**2**
Chapitre I CADRES GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE	**6**
I. Cadre géographique	**6**
II. Cadre climatique	**7**
1. La pluviométrie	**7**
1.1. La pluviométrie annuelle	**7**
1.2. La pluviométrie mensuelle	**9**
1.3. La pluviométrie saisonnière	**9**
2. La température	**10**
3. L'évaporation	**12**
4. Le vent	**12**
III. Cadre hydrologique	**13**
1. Caractéristiques des bassins versants	**13**
2. Estimation du ruissellement	**16**
3. Estimation de l'infiltration	**16**
IV. Conclusion	**18**
Chapitre II CADRES GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL	**20**
I. Cadre géologique	**20**
1. Le Trias	**20**
2. Le Jurassique	**23**
3. Le Crétacé	**23**
3.1. Le Crétacé Inférieur	**24**
3.1.1. La Formation Bouhedma (Hauterivien-Barrémien)	**24**
3.1.2. Les grès et sables de Fatnassa (Barrémien supérieur)	**24**
3.1.3. Le membre Berrani (Barrémien supérieur-Aptien)	**25**
3.2. Le Crétacé supérieur	**26**
3.2.1. L'Albien et le Cénomanien	**27**
3.2.2. Cénomanien supérieur à Turonien basal	**27**
3.2.3. Turonien à Campanien inférieur	**30**

3.2.4. Campanien à Maastrichtien inférieur 30
4. Le Tertiaire 31
II. Cadre structural 36
III. Conclusion 44
Chapitre III CADRE HYDROGEOLOGIQUE 47
I. Introduction 47
II. Les formations aquifères 47
1. Le système aquifère de Sfax 47
1.1. La nappe du Miocène 47
1.2. La nappe intermédiaire 48
1.3. La nappe phréatique 48
2. Les systèmes aquifères méridionaux 48
2.1. La Djeffara de Gabès Nord 48
2.1.1. La nappe du Continental Intercalaire 48
2.1.2. La nappe du Turonien 48
2.1.3. La nappe du Sénonien 48
2.1.4 La nappe du Miocène 49
2.1.5. La nappe phréatique 49
2.2. Le système aquifère de Menzel Habib 49
2.2.1. La nappe du Cénomanien-Turonien 49
2.2.2. La nappe du Sénonien 49
2.2.3. La nappe phréatique 49
III. Géométrie et extension des formations réservoirs 50
1. Corrélations hydrogéologiques C1 (SW-NE) et C'1 (N-S)-(Région de Sfax) 50
2. Corrélation hydrogéologique C2 (Région de Menzel Habib) 52
3. Corrélation hydrogéologique C3 (Région de Gabès Nord) 53
4. Corrélation hydrogéologique C4 (SW-NE) Menzel Habib-Sfax 54
5. Corrélation hydrogéologique C5 (S-N) Matmata-Menzel Habib 57
6. Corrélation hydrogéologique C6 (S-N puis SW-NE) Gabès Nord-Skhira 57
IV. Comportement piézométrique des aquifères de la zone d'étude 58
1. Piézométrie des systèmes aquifères profonds 58
1.1. Les systèmes aquifères côtiers (Les horizons miocènes) 58

1.2. La nappe du Cénomanien-Turonien 61
2. Piézométrie des nappes phréatiques 63
2.1. La nappe phréatique de Skhira 63
2.2. La nappe phréatique de Gabès Nord 65
2.3. La nappe phréatique de Menzel Habib 66

V. Les paramètres hydrodynamiques des systèmes aquifères profonds 68
1. Le débit spécifique (Q_{sp}) 68
2. La Transmissivité (T) 68
3. Le coefficient d'emmagasinement (S) 68

VI. Ressources et Exploitation des systèmes aquifères de la zone d'étude 70
1. Le système aquifère profond 70
1.1. La nappe profonde de Sfax 70
1.2. La nappe profonde de Gabès Nord 70
2. Les nappes phréatiques 72
2.1. La nappe phréatique de Skhira 72
2.2. La nappe phréatique de Gabès Nord 72
2.3. La nappe phréatique de Menzel Habib 72

VII. Conclusion 72

MECANISMES DE SALINISATION DES EAUX SOUTERRAINES 75
I. Terminologie des eaux salines 75
II. Mécanismes de salinisation des eaux souterraines 75
1. Intrusion marine 75
2. Mélange avec des saumures anciennes 77
3. Dissolution des formations évaporitiques 77
4. Autres sources de contamination des eaux souterraines 78

III. Conclusion 78

Chapitre IV ETUDE HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES 79

I. Introduction 79
II. Méthodes d'analyse et fiabilité des résultats 79
III. Discussion des paramètres physico-chimiques 80
1. Les aquifères profonds 80

1.1. La température **80**
1.2. La conductivité électrique **80**
1.3. Le pH **81**
2. Les nappes phréatiques **81**
2.1. La température **81**
2.2. La conductivité électrique **82**
2.3. Le pH **82**
IV. Etude hydrochimique des eaux souterraines de la zone d'étude **83**
1. Etude hydrochimique des aquifères profonds **83**
1.1. Répartition spatiale de la minéralisation des eaux **83**
1.2. Contribution des ions dans la minéralisation des eaux **84**
1.3. Faciès chimiques des eaux souterraines de la zone d'étude **86**
1.4. Mécanismes de minéralisation des eaux souterraines **87**
1.4.1. Etude de quelques rapports ioniques **87**
1.4.2. Etude de la saturation des eaux souterraines vis-à-vis des minéraux **93**
2. Etude hydrochimique des eaux des nappes phréatiques **104**
2.1. La nappe phréatique de Skhira
2.1.1 Etude de la minéralisation des eaux **104**
104
2.1.2. Etude de quelques rapports ioniques **105**
2.2. La nappe phréatique de Menzel Habib **109**
2.2.1. Etude de la minéralisation des eaux **109**
2.2.2. Etude de quelques rapports ioniques **111**
V. Conclusion **113**

Chapitre V ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DE LA ZONE D'ETUDE **116**
I. Généralités **116**
1. Les isotopes de la molécule d'eau **116**
1.1. Notions de base **116**
1.2. Notation Delta δ **116**
1.3. Droite Météorique Mondiale (DMM) et Droite Météorique Locale (DML) **117**
1.4. L'Excès en deutérium (d-excess) **118**
1.5. Le fractionnement isotopique **118**

2. Traçage des eaux souterraines à l'aide du tritium (^{3}H) et du couple ^{14}C-^{13}C **118**
2.1. Traçage des eaux souterraines à l'aide du tritium (^{3}H) **119**
2.2. Traçage des eaux souterraines par le couple ^{14}C – ^{13}C **119**
2.2.1. Le carbone 13 **119**
2.2.2. Le carbone 14 **120**
II. Etude isotopique des eaux souterraines de la zone d'étude **121**
1. Etude isotopique des aquifères profonds **121**
1.1. Echantillonnage et analyses **122**
1.2. Teneurs en isotopes stables des eaux souterraines de la zone d'étude **122**
1.3. Relation oxygène-18/deutérium dans les eaux des aquifères profonds **123**
2. Etude isotopique des nappes phréatiques **129**
III. Datation des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude **131**
IV. Conclusion **136**
SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES **139**
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **143**

LISTE DES FIGURES

Page

Fig.1: Localisation géographique de la zone d'étude **6**

Fig.2: Carte de localisation des stations pluviométriques **7**

Fig.3: Diagrammes de variation des précipitations annuelles dans les secteurs de Gabès CRDA, Skhira et Menzel Habib (1987-2011). **8**

Fig.4: Diagramme de variation des précipitations mensuelles moyennes dans les secteurs de Gabès CRDA, Skhira et Menzel Habib (1987-2011) **9**

Fig.5: Diagramme de variation des précipitations saisonnières dans les secteurs de Gabès CRDA, Skhira et Menzel Habib (1987-2011) **10**

Fig.6: Diagramme de variation de la température moyenne annuelle dans la région de Gabès CRDA (1987-2010) **11**

Fig.7: Diagramme de variation de la température moyenne mensuelle dans la région de Gabès CRDA (1987-2010) **11**

Fig.8: Diagramme de variation de l'évaporation mensuelle dans la région de Gabès CRDA (1987-2010) **12**

Fig.9: Diagramme de variation de la vitesse moyenne mensuelle du vent dans la station de Gabès CRDA (1987-2010) **13**

Fig.10: Carte du réseau hydrographique de la zone d'étude réalisée par assemblage des cartes hydrologiques de Gabès Nord, Sfax Sud, Sidi Mansour et Chott Fedjej Nord (Fersi, 1978). **14**

Fig.11: Carte géologique de la zone d'étude (Extrait de la carte géologique de la Tunisie 1/500 000) **21**

Fig.12: Identification des affleurements du Trias évaporitique au niveau du Diapir de Hadifa (partie est de la chaine Nord des chotts) **22**

Fig.13: Colonne lithostratigraphique des unités du Crétacé et du Tertiaire de la région de Zemlet Beida (in Gharbi, 2008) **26**

Fig.14: Carte des isobathes du toit des séries carbonatées du Cénomanien-Turonien **29**

Fig.15: (A) Coupe synthétique des séries miocènes en Tunisie centrale (B) Colonne stratigraphique synthétique de la série Mio-Pliocène dans la région de Gabès Nord **31**

Fig.16: Carte des isobathes du toit des sables miocènes dans la zone d'étude **32**

Fig.17: Carte des isopaques des sables miocènes dans la zone d'étude **33**

Fig.18: Carte tectonique de la Tunisie (Zargouni 1985) **36**

Fig.19: Carte structurale synthétique de la zone d'étude **37**

Fig.20: Carte géologique du secteur de la Chaine Nord des Chotts (Abdeljaouad 1983) **39**

Fig.21: Section structurale de Jebel Hadifa (ETAP, 1993) **40**

Fig.22: Carte des isochrones du toit du sommet de la série Jurassique (Permis Fejej), D'après SOCO-Tunisie-INC 1994 (Actualisée par Amri 2001). **41**

Fig.23: Carte structurale de la partie Sud de la zone d'étude (Abbes et al. 1994). **42**

Fig.24: Corrélation hydrogéologique C1 (Littoral de Sfax) **50**

Fig.25: Corrélation hydrogéologique C'1 (Sfax) **51**

Fig.26: Corrélation hydrogéologique C2 (Amoco et Mamou, 1986 modifiée) **52**

Fig.27: Corrélation hydrogéologique C3 (passage latéral des horizons miocènes entre Gabès Nord et Skhira). **53**

Fig.28: Bloc diagramme de l'architecture des formations réservoirs dans le secteur Skhira-Gabès Nord (Sud – Nord) **54**

Fig.29: Carte de localisation des corrélations hydrogéologiques (C4, C5 et C6) **55**

Fig.30: Corrélation hydrogéologique C4 (Menzel Habib-Sfax) **56**

Fig.31: Bloc diagramme de l'architecture des formations réservoirs dans le secteur Menzel Habib – Skhira (Sud Ouest – Nord Est) **56**

Fig.32: Corrélation hydrogéologique C5 (Menzel Habib-Matmata) **57**

Fig.33: Corrélation hydrogéologique C6 (Gabès Nord - Skhira) **58**

Fig.34: Carte piézométrique du système aquifère profond côtier (Les horizons miocènes) (2008) **59**

Fig.35: Evolution de la profondeur du plan d'eau dans la nappe profonde de Sfax (1988-2010). **60**

Fig.36: Evolution de la profondeur du plan d'eau dans la nappe profonde de Gabès Nord (1993-2010). **61**

Fig.37: Carte piézométrique de la nappe du Cénomanien-Turonien (2008) **62**

Fig.38: Evolution de la profondeur du plan d'eau dans la nappe du C-T (Menzel Habib) **63**

Fig.39: Carte piézométrique de la nappe phréatique de Skhira (2008) **64**

Fig.40: Evolution de la profondeur du plan d'eau dans la nappe phréatique de Skhira (1992-2006). **64**

Fig.41: Carte piézométrique de la nappe phréatique de Gabès Nord (2008). **65**

Fig.42: Evolution de la profondeur du plan d'eau dans la nappe phréatique de Gabès Nord (1986-2010) **66**

Fig.43: Carte piézométrique de la nappe phréatique de Menzel Habib (2008). **67**

Fig.44: Evolution de la profondeur du plan d'eau dans la nappe phréatique de Menzel Habib (1991-2010). **67**

Fig.45: Evolution de l'exploitation dans la nappe profonde de Sfax (1981-2010). **70**

Fig.46: Evolution de l'exploitation de nappe profonde de Gabès Nord (1981). **71**

Fig.47: Variation de débit de source Oued Akarit (1980) **71**

Fig.48: Gamme de concentrations et de terminologie (d'après Kharaka et Hanor, 2005) **75**

Fig.49: Fig.49: Position de l'interface eau douce-eau salée selon la loi de Ghyben-Herzberg. **76**

Fig.50:Position de l'interface eau douce-eau salée selon le modèle de Ghyben- Herzberg (Custodio 2002), modifié par (De Montety 2008) et détermination de la profondeur de l'interface. **76**

Fig.51: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés des aquifères profonds de la zone d'étude. **81**

Fig.52: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés des aquifères phréatiques de la zone d'étude. **82**

Fig.53: Carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux des aquifères profonds de la zone d'étude. **83**

Fig.54: (a) Coupe géologique du forage SK1, (b) Evolution de la salinité des eaux en fonction de la profondeur. **84**

Fig.55: Contribution relative des ions dans la minéralisation des eaux souterraines. **85**

Fig.56: Diagramme de Piper des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude. **86**

Fig.57: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction du résidu sec des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude. **88**

Fig.58: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude. **89**

Fig.59: Diagramme de variation de la teneur en chlorures en fonction de la profondeur moyenne de captage de l'aquifère miocène de Sfax. **90**

Fig.60: Diagrammes de Schoeller Berkaloff des eaux de la nappe miocène et du C-T dans la région de Menzel Habib- Skhira. **91**

Fig.61: Diagramme de variation Bromure- Chlore dans les eaux souterraines de la zone d'étude. **92**

Fig.62: Diagramme de variation Strontium- Chlore dans les eaux souterraines de la zone d'étude. **93**

Fig.63: Diagrammes de variation des indices de saturation en fonction de la force ionique des eaux souterraines de la zone d'étude. **94**

Fig.64: Diagramme de Piper des eaux des aquifères côtiers (Gabès Nord et Skhira). **96**

Fig.65: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux des aquifères côtiers. **97**

Fig.66: Diagramme de Schoeller Berkaloff des eaux de l'aquifère miocène le long de la frange côtière et des eaux collectées dans la zone charnière (Djeffara de Gabès Nord-Sfax). **98**

Fig.67: Carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien. **99**

Fig.68: Diagramme de Piper des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien. **100**

Fig.69: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction du résidu sec des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien. **101**

Fig.70: Corrélations entre Na-Cl et Ca-SO4 des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien. **102**

Fig.71: Diagramme de Piper des eaux de la nappe du C-T et de l'échantillon Hadifa. **103**

Fig.72: Carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira. **104**

Fig.73: Diagramme de variation de la minéralisation en fonction de la profondeur des puits de la nappe phréatique de Skhira. **104**

Fig.74: Diagramme de Piper des eaux de la nappe phréatique de Skhira. **105**

Fig.75: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction des résidus secs des eaux de la nappe phréatique de Skhira. **106**

Fig.76: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de Skhira (a,b et c) et mise en évidence des phénomènes des échanges de base avec les niveaux argileux (d). **107**

Fig.77: Diagrammes de variation des indices de saturation en fonction de la force ionique des eaux de la nappe phréatique de Skhira. **108**

Fig.78: Carte de répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira. **109**

Fig.79: Diagramme de variation de la minéralisation en fonction de la profondeur des puits de la nappe phréatique de Menzel Habib. **110**

Fig.80: Diagramme de Piper des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib. **110**

Fig.81: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction des résidus secs des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib. **111**

Fig.82: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib. **112**

Fig.83: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés pour analyses des isotopes stables. **123**

Fig.84: Relation $\delta^{18}O/\delta^{2}H$des eaux souterraines de la zone d'étude. **124**

Fig.85: Relation $\delta^{18}O$ / teneur en chlorures des eaux souterraines de la zone d'étude. **127**

Fig.86: Relation $\delta^{2}H$ / $\delta^{18}O$ des eaux souterraines de la nappe du Cénomanien-Turonien. **128**

Fig.87: Relation $\delta^{2}H$ / Cl des eaux souterraines de la nappe du Cénomanien-Turonien. **128**

Fig.88: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés pour analyses des isotopes stables des eaux des nappes phréatiques. **130**

Fig.89: Relation $\delta^{2}H$ / $\delta^{18}O$ des eaux des aquifères profonds et phréatiques de la zone d'étude. **131**

Fig.90: Carte de répartition spatiale des teneurs en carbone 14 (pcm) dans les eaux souterraines de la zone d'étude. **132**

Fig.91: Relation entre les teneurs en ^{14}C et la profondeur de captage de la nappe miocène de Sfax Sud (Skhira). **133**

Fig.92: Relation entre les teneurs en ^{18}O et ^{14}C des eaux des systèmes aquifères profonds. **134**

Fig.93: Relation entre les teneurs en ^{14}C et les résidus secs des eaux des systèmes aquifères profonds. **135**

LISTE DES TABLEAUX

Page

Tab.1: Caractéristiques physiques des bassins versants de la zone d'étude (Fersi, 1978). **15**

Tab.2: Apport annuel des volumes ruisselés des bassins versants de la zone d'étude. **17**

Tab.3: Profondeurs et épaisseurs de la Formation Zebbag dans la zone d'étude et ses environs. **28**

Tab.4: Profondeurs et épaisseurs des sables miocènes dans la zone d'étude. **32**

Tab.5: Calcul des débits spécifiques des forages implantés dans la zone d'étude et sa limite méridionale (CRDA Gabès). **69**

Tab.6: Calcul du taux de mélange des eaux de la nappe miocène par celles du C-T. **95**

Tab.7: Résultats des bilans isotopiques (estimation de la contribution des eaux de la nappe du CI). **126**

Tab.8: Teneurs en ^{14}C, ^{3}H et ^{13}C des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude. **131**

ETUDE DES RELATIONS HYDRODYNAMIQUES ENTRE LA NAPPE PROFONDE DE SFAX ET LES SYSTEMES AQUIFERES MERIDIONAUX (Menzel Habib et Gabès Nord): ORIGINE(S) ET MECANISMES DE MINERALISATION DES EAUX SOUTERRAINES

Résumé

Cette étude porte sur la plaine du Sahel de Sfax, qui connaît depuis longtemps un important essor économique suite au développement des activités, agricole et surtout industrielle le long de la côte. Ainsi, afin de répondre aux demandes de plus en plus croissantes en eau, il y a eu recours à la mobilisation des ressources de la nappe miocène.

Dans le but d'une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de cette nappe et afin d'identifier l'origine de la minéralisation locale de ses eaux dans la partie sud, une approche multidisciplinaire, faisant appel aux outils hydrogéologique, hydrochimique et isotopique, a été utilisée.

Il s'avère, d'après les résultats obtenus, que la nappe du Cénomanien-Turonien (C-T) demeure la principale source de minéralisation des eaux de la nappe miocène de Sfax (partie Sud) en absence de toute intervention marine. Ce processus de minéralisation est effectué par l'effet simultané **(1)** des apports latéraux des eaux salées de la nappe du C-T en provenance du Sud Ouest (secteur de Menzel Habib) à la faveur du contexte structural qui contrôle la région, et **(2)** d'une drainance locale ascendante à partir de la même nappe du C-T, logée dans des horizons soujacents à la nappe miocène dans le secteur de Skhira. L'estimation du taux de mélange des eaux de la nappe miocène (région de Skhira) avec celles du C-T, a montré des valeurs pouvant atteindre jusqu'à 80% dans les forages ayant capté les horizons les plus profonds.

D'autre part, il parait que la salinité élevée des eaux de la nappe du C-T (20 g/l), rencontrée à une échelle locale dans la région de Menzel Habib, aurait pour origine la dissolution des minéraux évaporitiques qui affleurent au niveau de diapir Hadifa à l'ouest conformément aux contextes, géologique et structural qui contrôlent la région.

Bien que les données lithologiques permettent de concevoir une continuité le long de la frange côtière, entre les aquifères de la Djeffara de Gabès Nord et Sfax, les investigations géochimiques et isotopiques révèlent plutôt des caractéristiques distinctes suggérant une nette discontinuité hydraulique entre les deux bassins.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Problématique

La salinisation des eaux souterraines est l'un des problèmes environnementaux qui constituent un risque permanant de limitation des ressources en eau. Ce phénomène très répandu, s'avère particulièrement problématique en zones arides et semi-arides.

En Tunisie comme dans nombreuses régions du pourtour méditerranéen, il semble que le phénomène d'intrusion marine, lié à une exploitation intensive, demeure la source la plus commune de contamination des aquifères côtiers. Toutefois, dans certains cas, les mécanismes de salinisation des eaux souterraines semblent être diverses et plus complexes (mélange avec des saumures anciennes, dissolution/Précipitation de la roche aquifère, déplacement d'eau salée depuis les formations aquifères sous jacentes et/ou adjacentes, dissolution d'évaporites, contamination par les eaux des chotts et des Sebkhas…) du fait qu'ils dépendent étroitement des contextes, géographique (bassin continental ou côtier) et géologique de la région. Ces mécanismes de salinisation, qui en apparence d'origine communément naturelle, sont généralement accentués par l'intervention anthropique.

En Tunisie, l'exploitation des aquifères côtiers s'est amplifiée ces dernières années, en réponse à une demande accrue en eau suite à la multiplication des activités socio-économiques sur les franges côtières. C'est le cas du bassin côtier de Sfax qui connaît, depuis les années cinquante, un important essor économique suite au développement des activités, agricole et surtout industrielle. Dès lors, plusieurs forages profonds ont été réalisés dans le but de répondre aux demandes de plus en plus croissantes en eau.

Captant l'aquifère profond d'âge miocène supérieur, ces forages ont donné une eau dont la salinité est relativement élevée (3 à 4 g/l) sur l'ensemble du bassin. Toutefois, une augmentation remarquable de la salinité (10 g/l) a été signalée localement dans la zone industrialo-portuaire de Skhira.

En effet, plusieurs études ont accordé un intérêt particulier à ce bassin afin de mieux cerner ses caractéristiques hydrogéologiques et ses relations hydrodynamiques avec les systèmes aquifères septentrionaux (Djebeniana, Mahdia) et occidentaux (Sidi Bouzid) (Daniel 1962, Illy 1968, Zébidi 1989, Ben Marzouk 1993, Amouri 1998, Maliki 2000, Projet INC 2003…) ainsi qu'afin d'identifier l'origine de minéralisation des eaux souterraines, qui a été rattachée dans la région de Skhira au problème d'intrusion marine (Maliki 2000 , Takrouni 2003). En effet, avec un pompage excessif et continu (24 h/jour) et un taux d'exploitation qui dépasse 9.5 Mm^3/an (DGRE 2006), ce processus de minéralisation parait plausible. Toutefois, le suivi de l'historique des caractéristiques de cet aquifère, montre que les eaux souterraines dans la région de Skhira ont été dès le début de leur mise en exploitation caractérisées par une salinité élevée (10 g/l) qui a peu évolué avec le temps. D'autre part, il est à noter que malgré l'exploitation intensive, le niveau piézométrique de la nappe demeure au dessus du niveau de la mer ce qui défavorise cet effet marin.

Dans une telle situation et afin de mieux embrasser la problématique traitée, il s'est avéré nécessaire de déborder les limites spatiales du bassin hydrologique de Sfax et d'inclure les systèmes aquifères méridionaux susceptibles d'être en liaison hydraulique avec la nappe miocène de Sfax. C'est dans ce contexte que les systèmes aquifères de Gabès Nord et Menzel Habib sont inclus dans cette étude.

Objectifs du présent travail

L'objectif principal de cette thèse consiste à avancer une compréhension qualitative et si possible quantitative des processus ayant causé la salinisation des eaux souterraines dans la partie Sud de l'aquifère miocène de Sfax.

Au-delà des processus classiques adoptés dans le cas de minéralisation des eaux d'un aquifère côtier fortement exploité, la problématique traitée dans le cadre de cette thèse correspond à des enjeux plus complexes faisant intervenir les systèmes aquifères méridionaux (Djeffara de Gabès au Sud et Menzel Habib à l'Ouest) susceptibles de contribuer à ce processus de minéralisation des eaux. Une telle complexité entraine des ambigüités qu'on ne peut soulever que par une démarche multidisciplinaire.
Pour ce faire, trois grandes approches ont été utilisées:

(i) Une étude géologique et structurale, basée sur les données de subsurface, d'affleurements et les données des prospections géophysiques, indispensable pour une meilleure compréhension de la géométrie et de la structure des différentes formations

aquifères.

(ii) Une caractérisation hydrogéologique de la nappe miocène de Sfax et des systèmes aquifères méridionaux, basée sur la corrélation des coupes des forages hydrauliques et pétroliers et appuyée par l'interprétation des données hydrodynamiques, afin d'identifier les éventuelles communications hydrauliques entre les différents aquifères.

(iii) Une discussion des résultats des analyses chimiques et isotopiques des points d'eau échantillonnés dans le cadre de cette thèse, afin de discriminer les sources de minéralisation des eaux.

Ce travail est accompli en collaboration entre le Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) et les Commissariats Régionaux de Développement Agricole (CRDA) de Gabès et de Sfax. Il a également profité des résultats des analyses chimiques et isotopiques réalisés dans le cadre du projet Inter-Régional RAF/8/035, soutenu financièrement par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique de Vienne (AIEA).

Structure de la thèse

Ce travail s'articule autour de cinq chapitres:

- ✓ Les deux premiers chapitres présentent les spécificités climatique, hydrologique, géologique et structurale de la région d'étude.
- ✓ Le troisième chapitre se rapporte à la contribution des caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude présentant comme objectif la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des aquifères.
- ✓ le quatrième chapitre est réservé à la confrontation des caractéristiques chimiques des eaux des différents niveaux aquifères afin d'évaluer les origines de minéralisation des eaux souterraines.
- ✓ le cinquième chapitre est consacré, grâce à l'apport des données isotopiques, à la localisation des zones de recharge et de décharge des aquifères, l'identification de l'origine des eaux et l'exploration des communications hydrauliques entre les différents niveaux aquifères.

Enfin, une conclusion synthétise les principaux résultats obtenus.

Chapitre I: CADRES GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE

CADRES GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE

I. Cadre géographique

Le long de la frange côtière du centre et du Sud de la Tunisie, se présente deux grands bassins limitrophes: (1) le bassin de la Djeffara, situé en Tunisie méridionale, se prolonge depuis la région de Skhira au Nord jusqu'en Libye au Sud; (2) le Sahel de Sfax, qui fait partie du domaine du Sahel tunisien, s'étend sur la superficie allant de la région de Skhira au Sud jusqu'au Mahdia au Nord.

La zone charnière entre ces deux bassins, objet de cette étude, s'étend à une échelle plus étroite entre (i) la Djeffara de Gabès Nord au Sud, (ii) la région de Skhira (Sfax Sud) au Nord ainsi que (iii) la cuvette synclinale continentale de Menzel Habib vers l'Ouest. Cette zone est limitée au Nord par la terminaison méridionale de la chaîne méridienne de l'axe Nord-Sud, à l'Ouest par Jebel Belkhir, sabkha Sidi Mansour et le flanc occidental de la chaîne Nord des chotts, au Sud par les reliefs de Matmata et à l'Est par la Méditerranée (Fig.1).

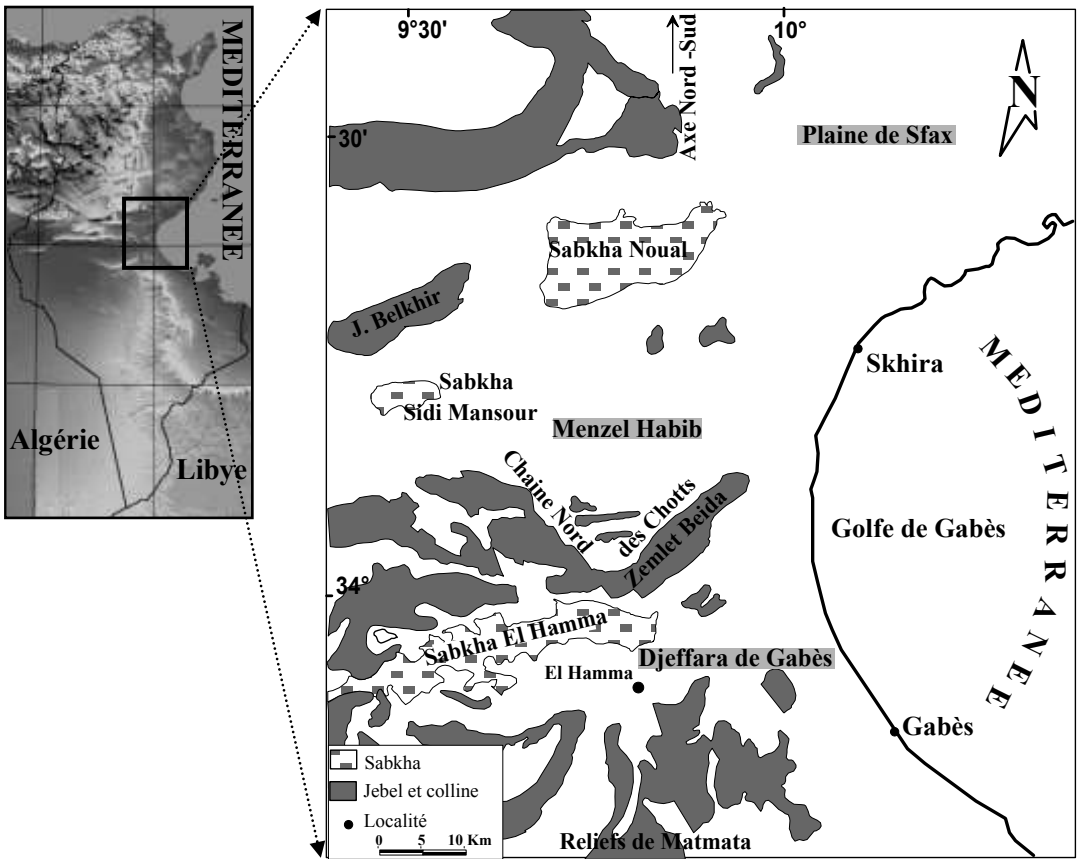


Fig.1: Localisation géographique de la zone d'étude

II. Cadre climatique

Par sa situation entre le centre et le sud de la Tunisie, la zone d'étude se caractérise par un climat méditerranéen aride à semi-aride soumis à des influences de températures chaudes venant du Sud et d'autres fraîches du Nord.

Dans le but de mieux cerner les caractéristiques météorologiques de l'ensemble de la zone d'étude, on s'est référé aux données pluviométriques collectées à partir des stations de Gabès CRDA, Menzel Habib et Skhira (Fig.2).

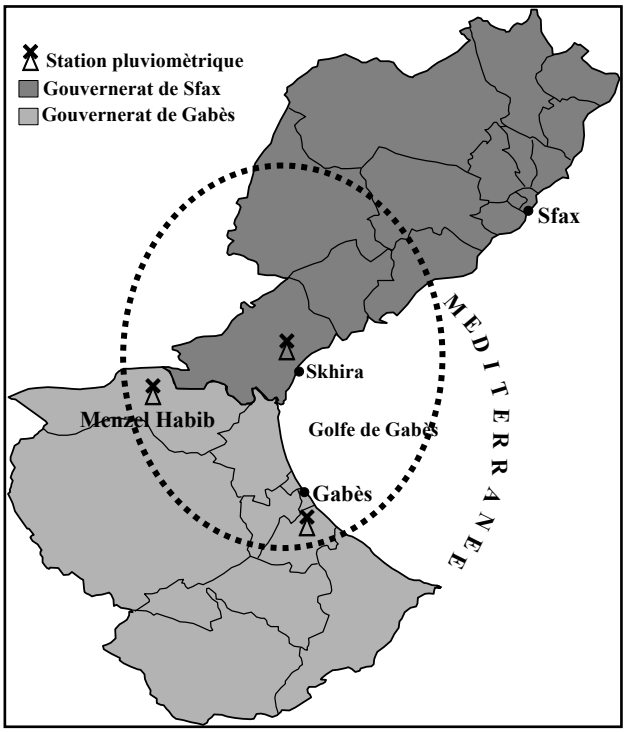


Fig.2: Carte de localisation des stations pluviométriques

1. La pluviométrie

1.1. La pluviométrie annuelle

Le suivi de l'évolution des précipitations annuelles le long de la frange côtière, sur une période de 24 ans (1987-2011), montre des valeurs moyennes de l'ordre de 189.6 mm au niveau de la station de Gabès CRDA (avec un maximum de 551.6 mm (1995-1996) et un minimum de 82.6 mm (1996-1997)) et 163.4 mm au niveau de la station de Skhira (avec un maximum de 494.5 mm (1990-1991) et un minimum de 56.6 mm (2000-2001)) (Fig.3).

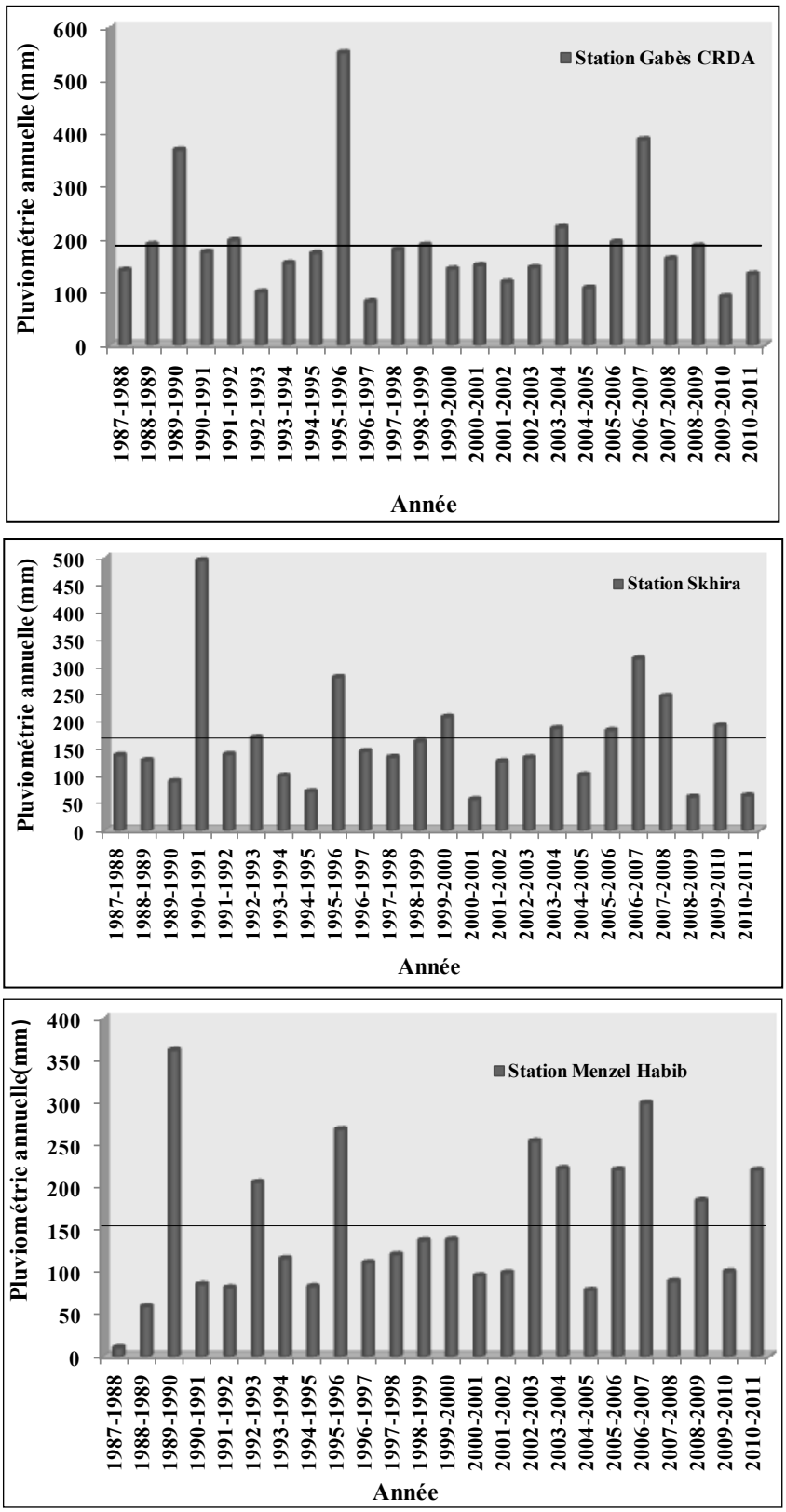


Fig.3: Diagrammes de variation des précipitations annuelles dans les secteurs de Gabès CRDA, Skhira et Menzel Habib (1987-2011).

Vers l'Ouest, l'évolution de la pluviométrie annuelle dans le secteur de Menzel Habib montre une valeur moyenne de l'ordre de 151.3 mm (1987-2011) avec un maximum de 361.5

mm (1989-1990) et un minimum de 10 mm (1987-1988) (Fig.3).

En effet, on peut noter que le suivi de l'évolution des précipitations annuelles moyennes sur une période de 24 ans d'observation (1987-2011), présente une certaine variabilité spatio-temporelle. Cette variabilité est marquée surtout par une nette régression pluviométrique en allant de la côte vers l'Ouest soulignant ainsi l'effet de la continentalité dans le passage vers un climat sec.

1.2.La pluviométrie mensuelle

A l'échelle mensuelle, la répartition des précipitations moyenne sur une période de 24 ans (1987-2011), montre que le mois de Janvier est le mois le plus pluvieux avec un maximum de 34 mm au niveau de la station de Skhira et 25 mm au niveau de la station de Menzel Habib (Fig.4).

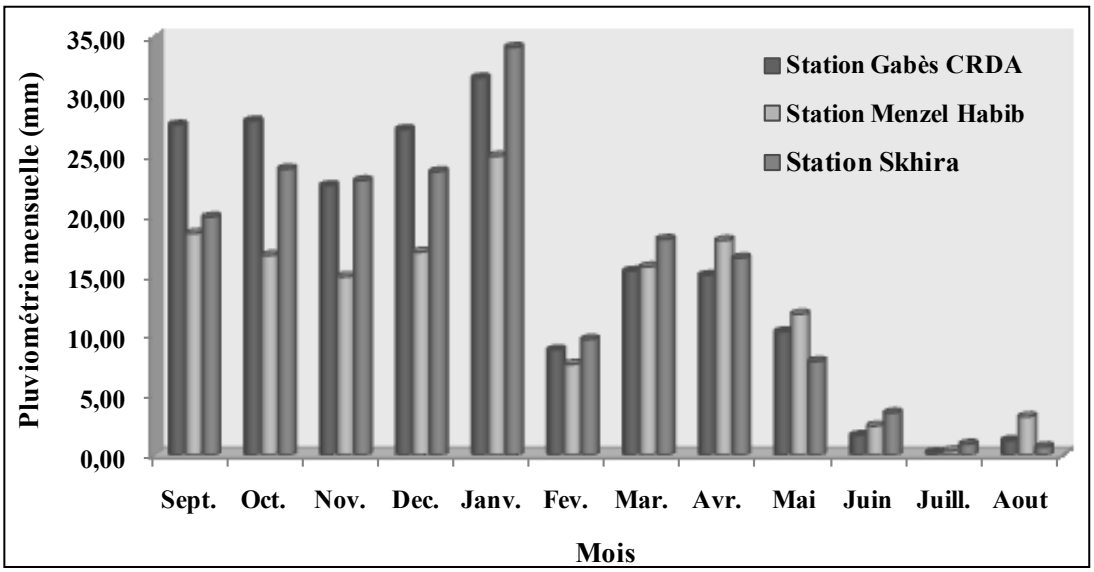


Fig.4: Diagramme de variation des précipitations mensuelles moyennes dans les secteurs de Gabès CRDA, Skhira et Menzel Habib (1987-2011)

1.3. La pluviométrie saisonnière

L'analyse de la répartition saisonnière de la pluviométrie moyenne sur une période de 24 ans (1987-2011) montre une nette irrégularité.

En effet, on peut noter que l'automne et l'hiver représentent les saisons les plus humides dans les secteurs de Gabès et Skhira, alors que l'été représente la saison la plus sèche.

Dans le secteur de Menzel Habib, la saison des pluies dure d'Octobre à Mai avec une répartition presque égale de la pluviométrie entre l'automne (33%), l'hiver (33%) et le printemps (30%). L'été demeure la saison la plus sèche dans cette région avec une part de 4%. En effet, la répartition de la pluviométrie dans cette région est due essentiellement à sa position entre le Golfe de Gabès à climat méditerranéen en Est et le continent saharien à l'Ouest (Fig.5).

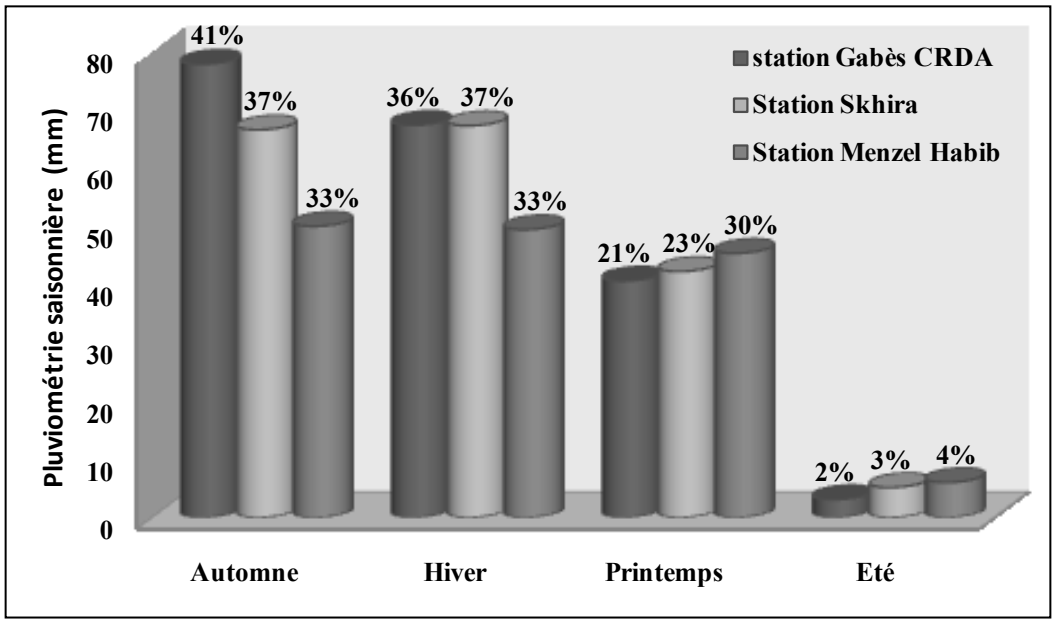


Fig.5: Diagramme de variation des précipitations saisonnières dans les secteurs de Gabès CRDA, Skhira et Menzel Habib (1987-2011)

Dans la zone d'étude la seule station qui dispose des données climatiques (Température, évaporation et vitesse de vent) est celle de Gabès CRDA.

2. La température

La température annuelle moyenne de l'air à la station de Gabès CRDA (1987-2010) montre une valeur de 20.2°C avec un maximum de 22°C (2005-2006) et un minimum de 19°C (1991-1992). Ces valeurs élevées de la température reflètent un climat aride de type méditerranéen (Fig.6).

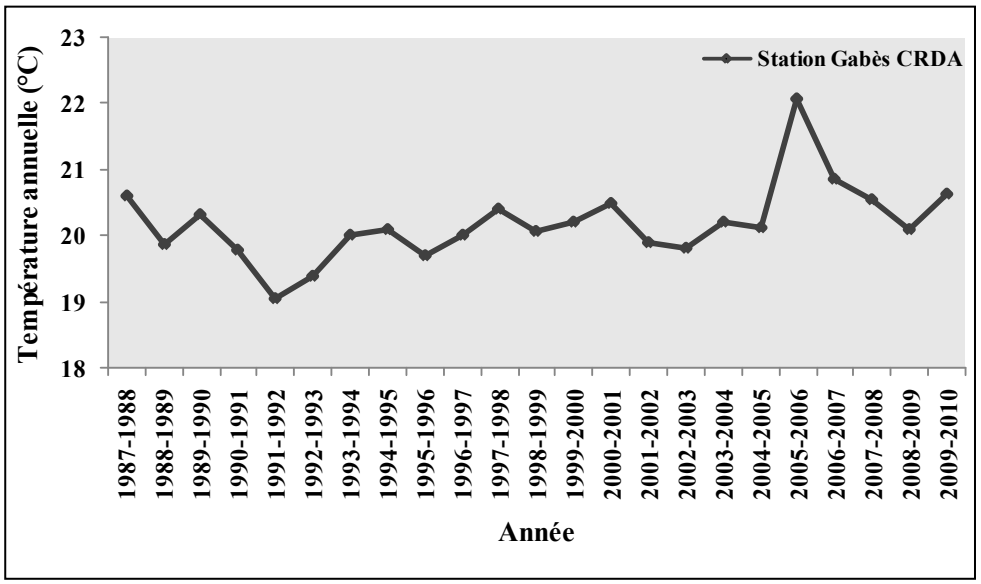


Fig.6: Diagramme de variation de la température moyenne annuelle dans la région de Gabès CRDA (1987-2010)

A l'échelle mensuelle, le mois le plus froid correspond au mois de janvier avec une moyenne de l'ordre de 11.5°C, le mois le plus chaud est le mois d'Aout avec une moyenne de 28.7°C. L'amplitude thermique moyenne annuelle correspondant à la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et le mois le plus froid, est de l'ordre de 17.2°C (Fig.7).

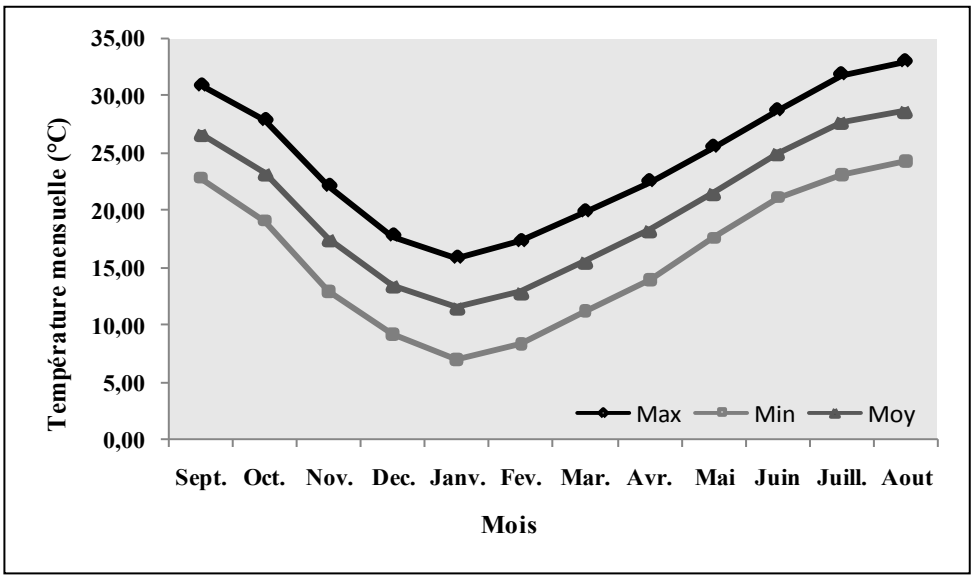


Fig.7: Diagramme de variation de la température moyenne mensuelle dans la région de Gabès CRDA (1987-2010)

3. L'évaporation

Le total de l'évaporation moyenne annuelle mesuré dans la station de Gabès CRDA, est estimé à 1437.7 mm (1987-2010).

Le suivi de la variation de l'évaporation mensuelle montre que les mois de Juin, Juillet et Août représentent les mois où l'évaporation atteint son maximum avec respectivement 176.6mm, 195.2 mm et 182.6 mm. Les mois les moins évaporés se limitent aux mois de Novembre, Décembre et janvier avec des valeurs ne dépassant pas 70 mm (Fig.8).

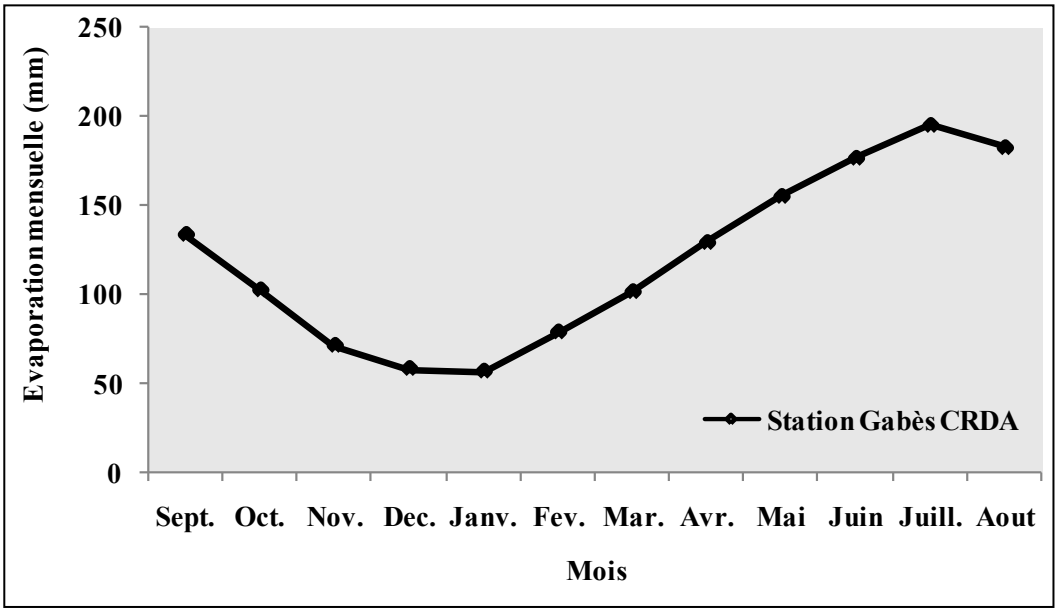


Fig.8: Diagramme de variation de l'évaporation mensuelle dans la région de Gabès CRDA (1987-2010)

4. Le vent

Les données de la vitesse du vent, enregistrées dans la station de Gabès CRDA pendant 24 ans (1987-2010), montrent une valeur mensuelle moyenne de l'ordre de 1.8 m/s. Ces vents, qui restent toujours inactifs (< 3 m/s), soufflent avec une vitesse maximale de l'ordre de 2.3 m/s durant Mai et Juin. La vitesse minimale est enregistrée pendant les mois d'Octobre et Novembre avec une valeur de l'ordre de 1.4 m/s.

Par son emplacement distinctif dans un couloir venté, la région de Menzel Habib est soumise à l'influence des vents continentaux venant d'ouest et des vents maritimes méditerranéens venant d'Est. L'effet antagoniste de ces deux pôles expose la région à une véritable désertification. En été, cette région se caractérise surtout par des vents très chauds et violents de sirocco (Fig.9).

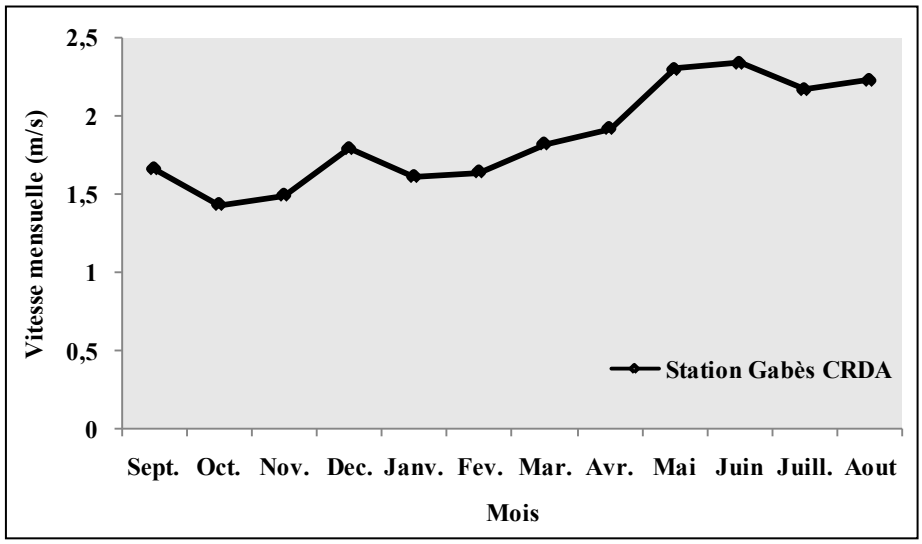


Fig.9: Diagramme de variation de la vitesse moyenne mensuelle du vent dans la station de Gabès CRDA (1987-2010)

III. Cadre hydrologique

1. Caractéristiques des bassins versants

Sur le plan hydrologique, il y a une nette variabilité des caractéristiques des bassins versants, notamment d'Est en Ouest. En effet, on note la présence des bassins côtiers qui débouchent en mer (régions de Gabès Nord et Sfax Sud) et d'autres continentaux se déversant essentiellement dans des dépressions fermées (Sabkhas et garaats) particulièrement dans la région de Menzel Habib (Fig.10).

* Les bassins de Sfax Sud **(R1)** s'étendent sur une superficie de 693 Km² et englobent les oueds Rmel et Oum Kram, Bou Said, Hmada Mhedba, Rg. Ksira, Guettiat (Sud Est), Guettiat (Ouest) et Kram-Akarit. Représentant plus que la moitié de la superficie, l'oued Rmel et Oum Kram semble être le plus important (386 Km²) et résulte de la jonction de deux oueds (oued Rmel et oued Oum Kram) qui se déversent en aval au niveau de Sabkha Dreiaa ouverte sur la mer.

* Les bassins de Gabès Nord **(R2)** englobent oued Akarit, oued Ricraiba, oued Rekhama, oued Hassa, oued Melah, oued Rahia, oued Bled, oued Mezraa, oued Ghannouche, oued Tine et s'étendent sur une superficie de 521 Km². Situé à 27 Km au Nord de Gabès, l'oued Akarit draine un bassin versant d'environ 95 Km² de superficie et assure la collecte des eaux du jebel Romana et la partie nord-est du jebel Zemlet Beida. Jusqu'à ces dernières années, cet oued était caractérisé par un écoulement pérenne dans son cours inférieur grâce la présence de plusieurs sources. Toutefois, il semble que l'intensification de l'exploitation des ressources en eau joue un rôle remarquable dans le tarissement des exutoires naturels dans la région.

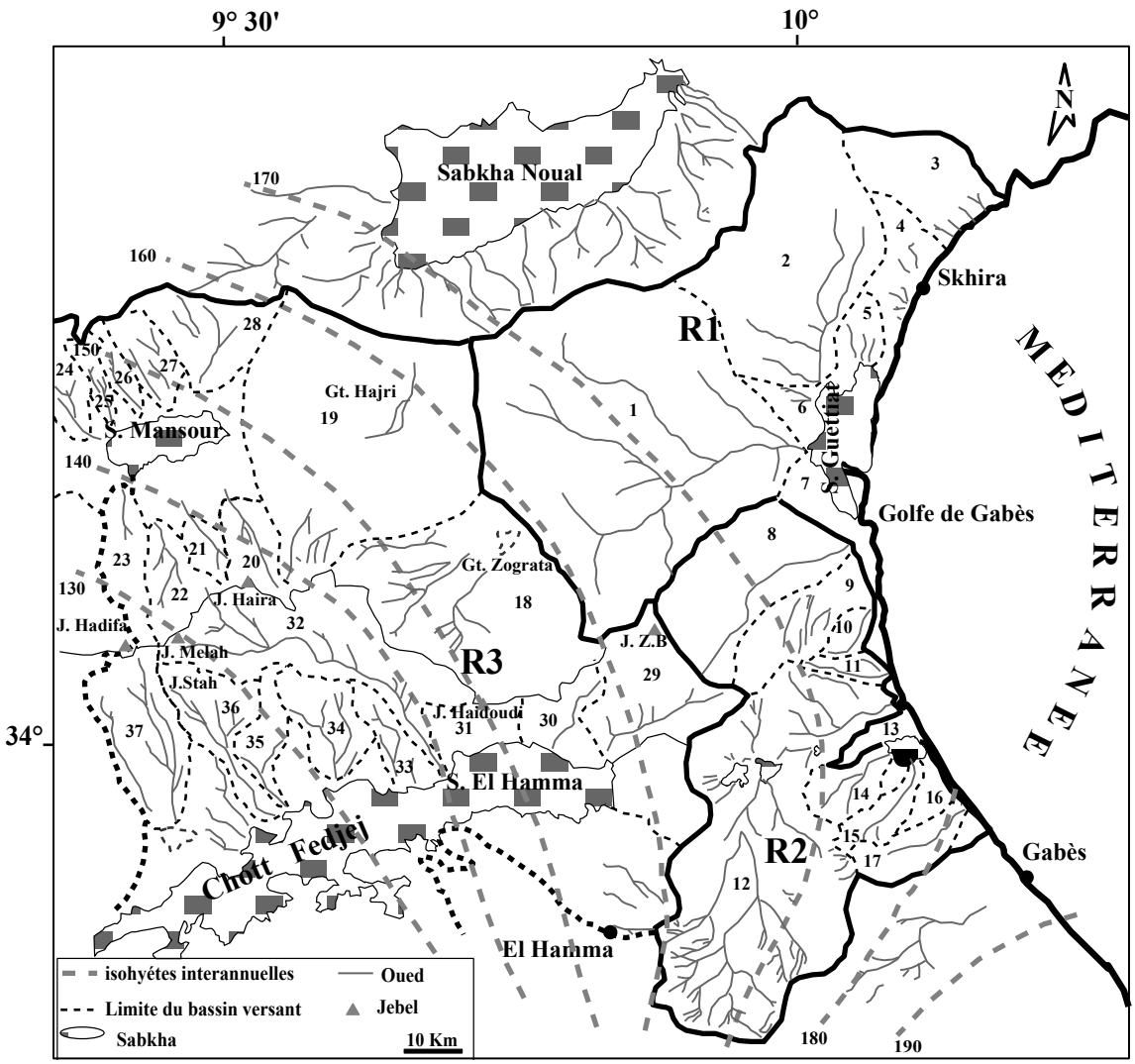


Fig.10: Carte du réseau hydrographique de la zone d'étude réalisée par assemblage des cartes hydrologiques de Gabès Nord, Sfax Sud, Sidi Mansour et Chott Fedjej Nord (Fersi, 1978).

* Les bassins de la région de Menzel Habib **(R3)** se partagent entre: **(i)** le secteur de Sidi Mansour qui englobe les bassins de Garaat Hajri, Garaat Zograta, oued Zaied, oued Hariga 1, oued Hariga 2, oued Mhemla, oued Fguir, oued Yahia, oued Batni1, oued Batni 2, oued Fedda et s'étendent sur une superficie de 650 Km² dont 68% est occupée par les bassins de garaat Hajri et garaat Zograta; **(ii)** le secteur de Chott Fedjej qui englobe des bassins s'étendant sur une superficie de 425 Km². Ce secteur est drainé par des oueds de forme assez allongée prenant naissance au niveau des reliefs bordiers, tels que la partie sud ouest de jebel Zemelt Beida, jebel Haidoudi, jebel Haira, Jebel Melah, jebel Stah et jebel Hadifa et se déversant essentiellemnt au niveau de Sabkha El Hamma et Chott Fedjej.

Tab.1: Caractéristiques physiques des bassins versants de la zone d'étude (Fersi, 1978)

	Bassin versant	S (Km²)	P (Km)	Hmax (m)	Hmin (m)	Kc	L (Km)	l (Km)	D (m)
Région de Sfax Sud (R1)	O. Rmel et Oum Kram **(1)**	386.32	79.4	270	0	1.131	22.640	17.058	84
	O. Bou Said **(2)**	169.2	55.2	133	0	1.188	18.404	9.193	104
	O. Hmada Mhedba **(3)**	60.4	32.9	55	0	1.185	10.152	5.949	50
	O. Rg Ksira **(4)**	30.9	34.7	45	0	1.747	15.325	2.016	40
	O. Guettiat (Sud Est) **(5)**	16.6	19.3	30	0	1.326	7.407	2.241	25
	O. Guettiat (Ouest) **(6)**	13.6	17.7	42	0	1.343	6.864	1.981	30
	O. Kram-O.Akarit **(7)**	16.1	18	51	0	1.256	6.535	2.463	30
Région de Gabès Nord (R2)	O. Akarit **(8)**	94.4	42	273	0	1.210	14.476	6.520	114
	O. Ricraiba **(9)**	44.1	32.3	80	0	1.361	14.500	3.041	60
	O. Rekhama **(10)**	9.3	12.3	51	0	1.129	3.440	2.703	45
	O. Hassa **(11)**	7.3	14.6	65	0	1.513	6.102	1.196	50
	O. Melah **(12)**	280.7	82	247	0	1.370	32.303	8.689	135
	O.N de Rahia **(13)**	9.2	18.4	26	0	1.698	8.040	1.144	20
	O. Bled **(14)**	23.3	19.1	96	15	1.107	4.828	-	55
	O. Mezraa **(15)**	17.8	21.2	147	14	1.406	8.501	2.093	60
	O. Ghannouche **(16)**	13.9	21.1	60	0	1.584	9.002	1.544	49
	O. Tine **(17)**	20.9	21.7	147	0	1.329	8.344	2.504	75
Région de Menzel Habib(R3)	B. Garaat Zograta **(18)**	179.2	54.5	285	57	1.138	16.087	11.157	120
	B. Garaat Hajri **(19)**	261.2	66.6	279	70	1.654	20.655	-	75
	O. Zaied **(20)**	23.9	21.6	265	99	1.237	7.691	3.107	126
	O. Hariga.2 **(21)**	10.5	13	240	100	1.123	3.498	3	95
	O. Hariga.1 **(22)**	25.1	21.8	579	100	1.218	7.591	3.306	145
	O. Mhemla **(23)**	30.4	26.4	368	75	1.340	10.222	2.973	220
	O. Fguir Mansour **(24)**	30.4	24	500	70	1.219	8.368	3.636	323
	O. Yahia **(25)**	9.8	16.5	588	70	1.476	6.811	1.439	227
	O. Dj Batni.1 **(26)**	9.5	16	475	75	1.453	7.333	1.3	270
	O. Dj Batni.2 **(27)**	22.6	19.2	400	74	1.130	5.433	4.16	224
	O. Fedda **(28)**	47,3	28.3	400	75	1.152	8.734	5.416	170
	O. Telman **(29)**	67	36	273	35	1.231	9.264	7.231	105
	O.Dj. Fej Kébir **(30)**	29.2	25.3	219	31	1.310	9.599	-	130
	O. Dj Haidoudi **(31)**	24.5	22.1	259	32	1.250	6.615	-	165
	O. Oudek **(32)**	126.5	65.5	579	30	1.618	11.727	10.786	180
	O. Oudah-O. Loufa **(33)**	19.8	22	162	30	1.384	7.396	2.675	30
	O. Bou Loufa **(34)**	33.2	23.6	168	26	1.146	7.162	4.635	75
	O. Slehah **(35)**	20.2	25	230	24	1.557	10.588	1.907	80
	O. Ghenah **(36)**	41	35	318	24	1.530	14.708	2.787	150
	O. Tmérina **(37)**	63.8	34.8	579	34	1.219	12.156	5.248	230

S: superficie du bassin (km²), P: périmètre du bassin (km), Hmax: altitude maximale (m), Hmin: altitude minimale (m), Kc: coefficient de compacité de gravelius, L et l: longueur et largeur du rectangle équivalent (km), D: dénivelée (m).

2. Estimation du ruissellement

L'écoulement d'un cours d'eau est pratiquement commandé par les caractéristiques physiques et climatologiques du bassin versant, mais vu la rareté des stations hydrométriques dans la zone d'étude, les apports en eau de ruissellement des bassins versants ne peut être abordée que sur la base d'estimation à l'aide des formules empiriques applicables à des zones similaires par leur climat. En effet, la formule empirique de Fersi (1978), qui ne tient compte que de l'indice de pente globale (IG) et de la pluviométrie (P.moy), semble être la mieux adéquate à cette estimation.

(1) $\boxed{Lr=163.9*10^{-4}.P.\sqrt{IG}\ \textbf{(Fersi, 1978)}}$ Ainsi: **(2)** $\boxed{Vr=Lr*S}$

L r: lame ruisselée (mm); P: précipitation moyenne (mm); IG: indice de pente globale (m/km); Vr: volume ruisselé (m^3); S: superficie (km^2).

Ainsi, on note dans la zone d'étude, l'existence de 37 bassins versants drainant une superficie de 2289 Km^2 et produisant un volume ruisselé total de l'ordre de 21,8 Mm^3/an.
Notons que le ruissellement annuel moyen calculé ne dépend pas du régime du cours d'eau puisque la relation en question est obtenue en considérant plusieurs oueds de régimes très différents mais qui ont un caractère commun qui est le fait d'être tous dans une zone caractérisée par un climat aride (Fersi, 1978).

3. Estimation de l'infiltration

La compréhension des processus de quantification du taux de recharge des systèmes aquifères, demeure un pré-requis indispensable à la gestion des ressources en eaux souterraines. Toutefois, il semble que l'estimation de cette recharge demeure problématique vu que les méthodes classiques souvent utilisées pour des climats tempérés atteignent leurs limites lorsqu'elles sont appliquées en zones arides (Fontes et Edmunds, 1989 ; Gee et Hillel, 1988 ; Lerner et al., 1990 ; Simmers, 1997).

Au sens large, la recharge peut être définie comme l'eau ayant atteint l'aquifère en provenance de diverses directions (haut, bas, latérale) (Lerner, 1997). En effet, trois principaux mécanismes de recharge ont été définis (Lerner et al., 1990): **(1)** La recharge directe correspond à l'eau de pluie échappant au déficit en humidité du sol ainsi qu'à l'effet de l'évapotranspiration et parvenant ainsi au réservoir souterrain par percolation verticale directe à travers la zone non saturée; **(2)** La recharge indirecte est plutôt décrite comme le volume d'eau arrivant à la nappe souterraine à partir des percolations depuis les lits des cours

Tab.2: Apport annuel des volumes ruisselés des bassins versants de la zone d'étude

	Bassin versant	S (Km²)	IG (m/Km)	P.moy (mm)	Lr (mm)	Vr (Mm³)
Région de Sfax Sud (R1)	O. Rmel et Oum Kram **(1)**	386.32	3.71	170	5.36	2.07
	O. Bou Said **(2)**	169.2	5.65	180	7.01	1.18
	O. Hmada Mhedba **(3)**	60.4	4.93	180	6.55	0.39
	O. Rg Ksira **(4)**	30.9	2.61	180	4.76	0.14
	O. Guettiat (Sud Est) **(5)**	16.6	3.38	175	5.27	0.08
	O. Guettiat (Ouest) **(6)**	13.6	4.37	175	6	0.08
	O. Kram-O.Akarit **(7)**	16.1	4.59	175	6.14	0.09
Région de Gabès Nord (R2)	O. Akarit **(8)**	94.4	7.87	170	7.81	0.73
	O. Ricraiba **(9)**	44.1	4.14	170	5.66	0.25
	O. Rekhama **(10)**	9.3	13.08	170	10.07	0.09
	O. Hassa **(11)**	7.3	8.19	170	7.97	0.06
	O. Melah **(12)**	280.7	4.18	170	5.69	1.60
	O.N de Rahia **(13)**	9.2	2.49	170	4.39	0.04
	O. Bled **(14)**	23.3	11.39	170	9.40	0.22
	O. Mezraa **(15)**	17.8	7.06	170	7.40	0.13
	O. Ghannouche **(16)**	13.9	5.44	170	6.49	0.09
	O. Tine **(17)**	20.9	8.99	170	8.35	0.17
Région de Menzel Habib (B3)	B. Garaat Zograta **(18)**	179.2	7.46	155	6.93	1.24
	B. Garaat Hajri **(19)**	261.2	3.63	160	4.99	1.30
	O. Zaied **(20)**	23.9	16.38	140	9.28	0.22
	O. Hariga.2 **(21)**	10.5	27.15	140	11.95	0.12
	O. Hariga.1 **(22)**	25.1	19.10	135	9.67	0.24
	O. Mhemla **(23)**	30.4	21.52	135	10.26	0.31
	O. Fguir Mansour **(24)**	30.4	38.60	145	14.76	0.45
	O. Yahia **(25)**	9.8	33.30	145	13.71	0.13
	O. Dj Batni.1 **(26)**	9.5	36.80	150	14.91	0.14
	O. Dj Batni.2 **(27)**	22.6	41.23	150	15.78	0.35
	O. Fedda **(28)**	47.3	19.46	155	11.20	0.53
	O. Telman **(29)**	67	11.33	160	8.82	5.90
	O.Dj. Fej Kébir **(30)**	29.2	13.54	155	9.34	0.72
	O. Dj Haidoudi **(31)**	24.5	24.94	145	11.86	0.29
	O. Oudek **(32)**	126.5	15.34	140	8.98	1.13
	O. Oudah-O. Loufa **(33)**	19.8	4.05	135	4.45	0.09
	O. Bou Loufa **(34)**	33.2	10.47	135	7.15	0.23
	O. Slehah **(35)**	20.2	7.55	130	5.85	0.12
	O. Ghenah **(36)**	41	10.19	130	6.80	0.28
	O. Tmérina **(37)**	63.8	18.92	130	9.26	0.59

L r: lame ruisselée (mm); P: précipitation moyenne (mm); IG: indice de pente globale (m/km); Vr: volume ruisselé (m³); S: superficie (km²).

d'eau superficiels (recharge linéaire); **(3)** d'autres accumulations d'eau en surface qui pourront être considérées comme recharge ponctuelle.

Divers sont les mécanismes utilisés pour la quantification de la recharge: mesures directes, bilan de flux, approche de Darcy, méthodes empiriques…et plusieurs problèmes propres à l'utilisation de chacune de ces méthodes ont été décrites (Lerner et al. 1990 ; Allison et al., 1994; Lerner 1997 ; Simmers, 1997).

Dans le secteur d'étude, le taux de recharge a été estimé en tenant compte de deux composantes (Ayadi, 1987):

* L'infiltration directe des eaux de pluie (I) est estimée à 2% de la pluviométrie annuelle moyenne interannuelle (P) sachant que le volume infiltré (VI_1) tiendra compte de la superficie (S') où l'infiltration directe est possible. **VI_1= I*S', avec (I=2%P).**

* L'infiltration des eaux de ruissellement (VI_2) est estimée à 7% du volume ruisselé interannuel (VR). **VI_2= 7%VR.**

Si on tient en considération cette estimation, on peut évaluer les apports aux systèmes aquifères de la zone d'étude à 5,94 Mm^3/an. Cette évaluation reste toujours hypothétique quant aux difficultés liées à la précision des superficies des sols perméables des bassins versants au niveau des quels l'infiltration directe est possible.

IV. Conclusion

Par son extension entre le Centre et le Sud de la Tunisie, la zone d'étude reflète un climat méditerranéen aride à semi-aride soumis à des influences de températures chaudes venant du Sud et d'autres fraîches du Nord. La pluviométrie est marquée surtout par une nette régression en allant de la côte vers l'Ouest soulignant l'effet de la continentalité dans le passage vers un climat sec.

De point de vue hydrologie, le réseau hydrographique de la côte orientale parait diffus avec des oueds qui débouchent en mer. Vers l'Ouest, le réseau hydrographique est formé plutôt par des oueds qui prennent naissance au niveau des reliefs bordiers et s'achèvent dans les dépressions fermées (Sabkha et garaat). L'estimation des volumes ruisselés par ces oueds, au moyen des formules empiriques de Fersi, a donné des résultats assez significatifs (de l'ordre de 22 Mm^3/an). Toutefois, il s'avère que l'évaluation du taux de recharge des systèmes aquifères par infiltration (estimé dans le cadre de cette étude à 5.9 Mm3/an) demeure d'une grande ambiguïté du fait qu'elle est régie surtout par les conditions géologiques favorables à l'infiltration ainsi qu'aux obstacles de quantification de l'évapotranspiration.

Chapitre II: CADRES GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

CADRES GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

I. Cadre géologique

La région d'étude fait partie du domaine de la plate-forme orientale et constitue une zone de jonction entre la zone atlasique méridionale et le Sahara Septentrional. Elle est constituée par la juxtaposition de trois ensembles structuraux: **(1)** Au Sud, la plaine de la Djeffara de Gabès Nord constitue le prolongement vers l'Est de l'anticlinoruim de Fejej formé essentiellement par des terrains du Crétacé Inférieur. **(2)** Au Nord, la plaine de Sfax se caractérise par la présence d'une épaisse couche mio-plio-quaternaire reposant en discordance sur les terrains du Crétacé supérieur. **(3)** A l'Ouest, la structure synclinale de Menzel Habib de direction est-ouest, se trouve bordée au Nord par la chaine de Orbata et au Sud par la chaine Nord des chotts. Elle constitue le prolongement vers l'Est de la plaine de Segui et se caractérise par la dominance des formations carbonatées du Crétacé Supérieur.

Les séries stratigraphiques affleurantes dans la zone d'étude, s'étendent du Crétacé inférieur, qui affleure au niveau des anticlinaux bordiers tel que Zemelt Beida, jusqu'au Plio-Quaternaire qui constitue le remplissage des structures synclinales et contient les aquifères de surface de la région (Fig.11).

Les formations antérieures au Crétacé n'affleurent nulle part dans la zone d'étude. Toutefois, des séries triasiques, dont l'affleurement est souvent couplé au contexte tectonique, ont été identifiées sous forme d'extrusions diapiriques le long des structures de failles majeures telqu'au niveau de l'axe Nord Sud (limite Nord de la zone d'étude) ainsi qu'en divers points le long de la faille de Gafsa (Ouled Grib et Sliman, 1994).

1. Le Trias

Il n'affleure dans la zone d'étude qu'au niveau de la partie orientale de la chaine Nord des chotts, précisément au niveau de Jebel Hadifa qui constitue à l'échelle de l'Atlas tunisien, le dernier affleurement du Trias évaporitique vers le Sud (Fig.11). Il est constitué essentiellement de sel gemme, de gypse saccharoïde, d'argiles rouges, de quartz pybiramidé, de rhomboèdres de dolomites et des cristaux de pyrite. L'ensemble forme une masse chaotique ne permettant aucune reconstitution de succession lithostratigraphique (Notice explicative de la feuille d'El Hamma n°74, 1994). En effet, l'extrusion de cette mégalentille hectométrique de sel, signalait depuis longtemps dans la carte géologique (1/500 000) de la

Tunisie, est étroitement lié au contexte tectonique du secteur. Elle a été rendu possible grâce à un couloir de failles de direction WNW-ESE.

Le long du flanc nord, à l'Ouest et à l'Est, ce diapir est limité par les calcaires et les marnes du Crétacé Supérieur (Fig.12). Ces derniers sont redressés, renversés et même en partie recouverts par le matériel diffus de cette percée salifère (Abdeljaouad, 1983).

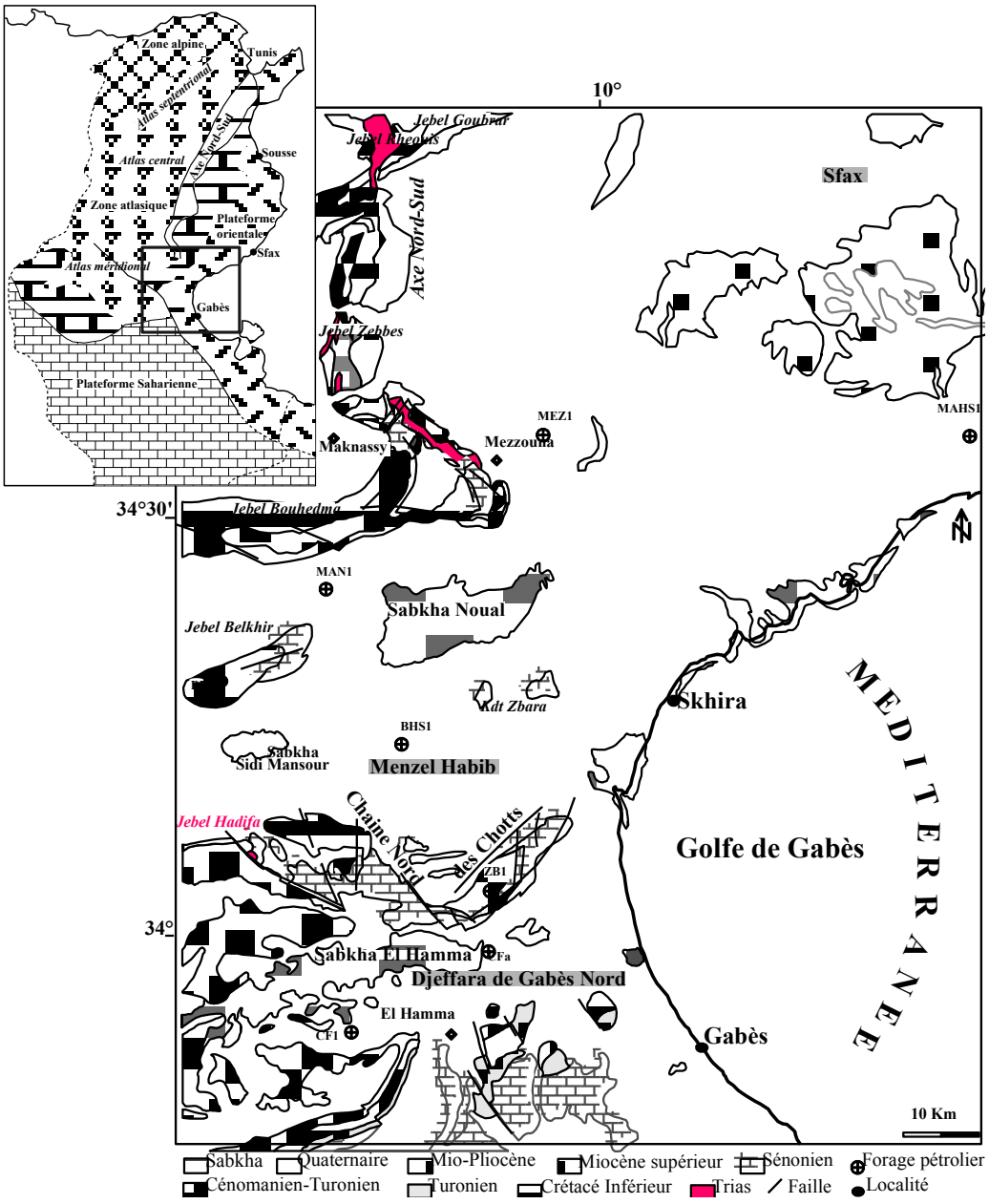


Fig.11: Carte géologique de la zone d'étude et ses environs (Extrait de la carte géologique de la Tunisie 1/500 000)

En absence de tout élément de datation et d'encadrement stratigraphique, plusieurs géologues ont attribué ces masses salifères au Trias par analogie avec ceux de la Tunisie centrale et septentrionale (Castany, 1951; Burollet, 1956; Busson, 1967; Abdeljaouad, 1983;

Abbes, 1994). L'un des affleurements qui représente un intérêt remarquable à cause de la présence de niveaux fossilifères est Jebel Rheouis situé à la limite Nord de la zone d'étude (Fig.11). Ce diapir se présente comme une large masse de dépôts triasiques à prédominance gypseuse, remontée en perçant une couverture sédimentaire comprenant à peu près tous les termes de la succession stratigraphique entre le Jurassique supérieur et les formations quaternaires (Burollet, 1956).

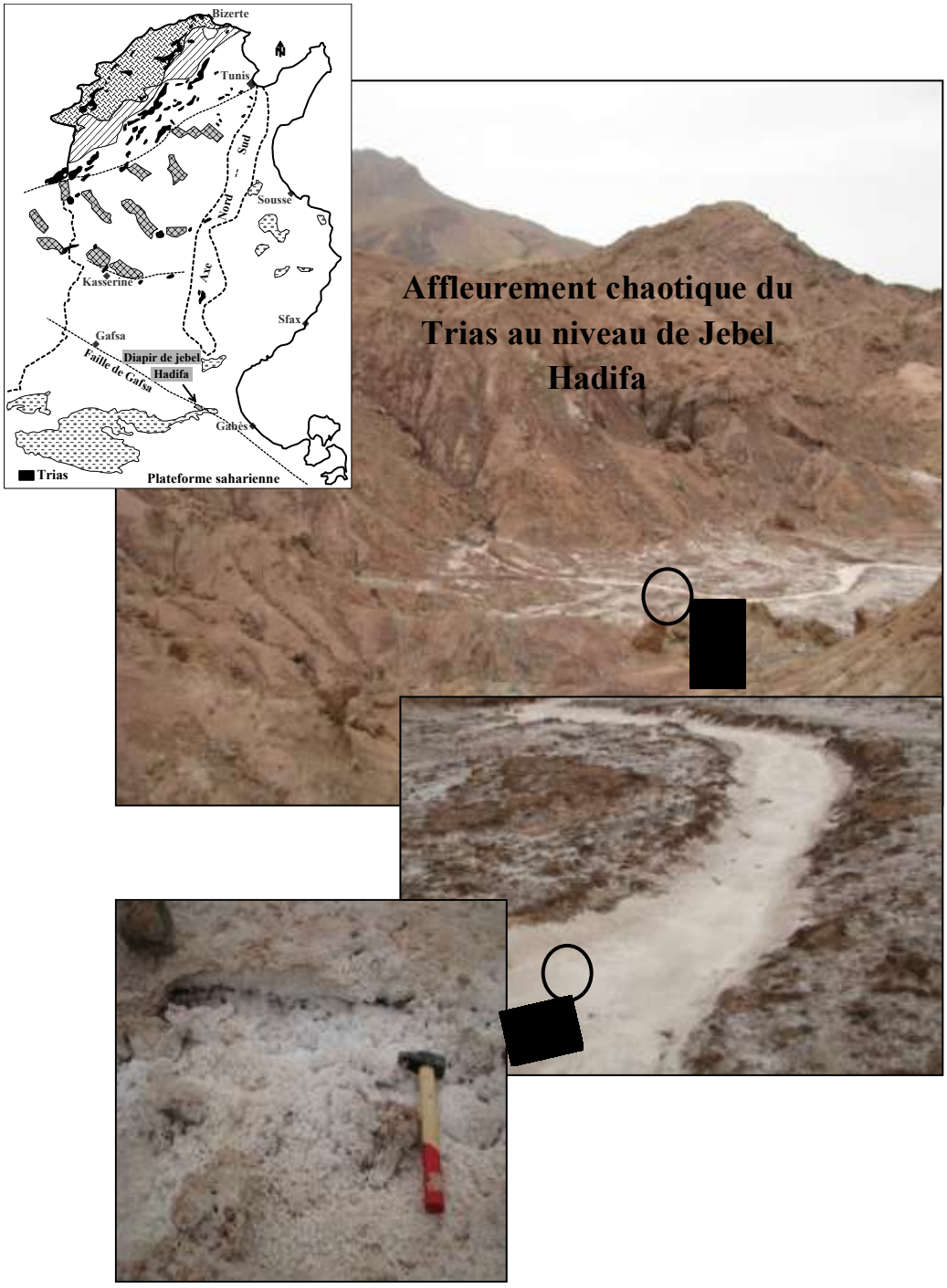


Fig.12: Identification des affleurements du Trias évaporitique au niveau du Diapir de Hadifa (partie est de la chaine Nord des chotts)

Dans le col entre Maknassy et Mezzouna, une lame de gypse versicolore avec des cargneules jaunâtres doit aussi être attribuée au Trias diapirique. En effet, il est facile de comparer ce faciès du Trias, surtout tel qu'il existe au niveau de Jebel Rheouis, avec la série du Trias plus calme du Sud tunisien à dominance de grès. Au moment où dans l'extrême Sud se sédimentaient les épaisses séquences gréseuses de Kirchaou et de Médenine, dues à des apports méridionaux, il devait exister déjà dans le centre de la Tunisie un régime lagunaire subsident. Il est probable donc que la plus grande puissance des évaporites dans le centre de la Tunisie soit une des causes de l'allure tectonique plus complexe en comparaison avec l'extrême Sud (Burollet, 1956).

En profondeur, le Trias salifère a été traversé par le forage pétrolier BK1, implanté au milieu du flanc sud du Jebel Belkhir (Fig.11) sur une épaisseur de 1675 m (entre -2925 et -4600 m) et se présente sous forme de couches de sel traversées par des bancs d'anhydrites, de dolomites, de shistes et de grés. Il a été aussi touché en partie par le forage pétrolier MEZ1 (Fig.11) entre -2682 et -2700 m, sous forme de couches d'argile et de sel.

2. Le Jurassique

En affleurement, il n'a été rencontré au Sud tunisien que le long de la chaine de Dahar. En profondeur, il a été traversé par la majorité des forages pétroliers implantés à Chott Fejej et au niveau de la Djeffara maritime sous forme de couches carbonatées représentant le membre supérieur et moyen. Les forages pétroliers CF1, ZB1, MEZ1, BK1 et BHS1 (Fig.11) l'ont traversé respectivement sur 1995 m (entre -1159 et -3154 m), 1639 m (entre -1481 et -3120 m), 800 m (entre -1881 et -2682 m), 550 m (entre -2375 et -2925 m) et 1215 m (entre -2289 et -3504 m). Arrivant à une profondeur de 3736 m, le forage MHS1 a resté dans les terrains du Crétacé supérieur.

Du fait qu'il présente un intérêt hydrogéologique secondaire, cet étage n'a pas été pris en considération dans la présente étude.

3. Le Crétacé

Il englobe: **(i)** Les séries du Crétacé supérieur, à dominance carbonatée, sont exploitées par plusieurs forages profonds au niveau de la Djeffara de Gabès Nord et Menzel Habib. Au niveau de Skhira, elles n'ont été rencontrées qu'au niveau des forages pétroliers et quelques forages de reconnaissance tel que SK1. **(ii)** Les séries du Crétacé inférieur, essentiellement détritiques, ont été traversés par la majorité des forages pétroliers et par plusieurs forages d'eau implantés dans la zone d'étude.

Chevauchante entre le Sahara septentrional au Sud et le domaine de la Tunisie centrale au Nord, la zone d'étude constitue le siège de fréquents passages latéraux de faciès, ce qui était à l'origine d'une nomenclature lithostratigraphique très variée.

3.1. Le Crétacé Inférieur

Le Crétacé inférieur du Sud tunisien se caractérise par un long épisode de sédimentation essentiellement continentale. L'importance de cet étage réside dans le fait que les conditions sédimentaires ont connu une grande extension régionale qui a permis le dépôt de séries similaires sur une aire très étendue. Ces dépôts très pauvres en fossiles ne sont corrélables d'une région à une autre, qu'en se basant sur la similitude des faciès et des aspects sédimentaires.

Dans la zone d'étude, les séries du Crétacé inférieur ont été reconnues au niveau du forage ZB1 (Fig.11). Ce dernier a révélé l'existence de 420 m d'alternances de dolomies et de calcaires gréseux dans la Formation Meloussi, recouvertes par 110 m de sables grossiers de la Formation Boudinar (M'Rabet, 1987).

L'ensemble est coiffé par des séries essentiellement argileuses et gypseuses à faibles intercalations gréseuses ou calcaires, c'est la base de la Formation Bouhedma (Fig.13).

3.1.1. La Formation Bouhedma (Hauterivien-Barrémien)

Cette formation est composée par deux unités de dépôts: Une unité marine et une autre évaporitique (Abdeljaouad, 1983; Louhaichi, 1993).

De la base vers le sommet, elle commence par des alternances d'argile verte et rouge brique à slumps, olistholites et à bioturbations, de quelques passées carbonatées rarement fossilifères et de sable gréseux parfois ferrugineux et consolidé. Il s'agit d'une unité de dépôt légèrement marine à influence continentale.

La deuxième unité se compose, surtout, par des dépôts gréseux avec de rares intercalations argileuses et de petites lentilles gréseuses à quelques bancs centimétriques carbonatés plus ou moins durs. Ces caractéristiques signalent un milieu pratiquement lagunaire.

Vers le sommet de cette formation, le milieu s'enrichit progressivement par des lentilles sableuses riches en débris de bois fossile signalant la tendance progressive vers un milieu de dépôt continental de type chenal.

3.1.2. Les grès et sables de Fatnassa (Barrémien supérieur)

Cette formation repose directement sur la Formation Bouhedma, il s'agit d'une entité à dominance sableuse comportant quelques unités de sable argileux (Abdeljaouad, 1983).

Elle commence à la base par des séries sableuses à grains grossiers riches en quartz, à stratifications obliques. Ces séries sont parfois coupées par des lentilles gréseuses dolomitiques ferrugineuses. La base de cette formation s'organise en des séquences élémentaires grano-décroissantes qui indiquent un milieu de dépôt de type chenal fluviatile (M'Rabet, 1981; Abdeljaouad, 1983). Vers le sommet, les séries deviennent de plus en plus fines et bien classées, surmontées par quelques mètres d'argiles sableuses de couleur verte témoignant d'un milieu de sédimentation de type plage.

Ces sables sont couronnés tout au long de Jebel Zemlet Beida par des dolomies de la Formation Orbata. Leur âge peut être déduit par encadrement étant donné qu'elle coiffe la Formation Bouhedma d'âge Barrémien et se trouve surmontée par la barre dolomitique sus-jacente de la Formation Orbata datée du Barrémien terminal-Bédoulien inférieur (M'Rabet, 1981; Ben youssef et Peybernes, 1986).

3.1.3. Le membre Berrani (Barrémien supérieur-Aptien)

Cette unité lithologique correspond à la barre inférieure de la Formation Orbata (Fig.13). Comme définit pour la première fois par Burollet à la localité de Jebel Orbata (1956), elle est présentée en deux membres carbonatés séparés par des alternances de calcaires bioclastiques et oolitiques, de marnes et de gypses.

Au niveau de la Chaine Nord des Chotts, cette formation a été définit par le membre Berrani par Ben Youssef et Peybernes (1986). Elle est constituée essentiellement par des calcaires dolomitiques massifs, de couleur rousse à brune, calcique présentant quelque bioturbations.

Dans ce secteur, une coupe réalisée au Jebel Tebaga Fatnassa (Chaabani et Razgallah, 2006) montre que ce membre est subdivisé en deux unités lithologiques.

Une première unité, épaisse de 20 m, parait formée par des dolomies massives surmontant le paléosol rouge de la Formation Sidi Aich (Fig.13). Cette unité dolomitique se présente sous forme d'une puissante falaise couronnée par un fond durci ferrugineux et perforé déterminant le relief saillant du flanc sud et la terminaison périclinale de l'anticlinal de Jebel Zemlet Beida.

La deuxième unité est formée essentiellement de marnes.

En profondeur, les séries du Crétacé inférieur ont été traversées en partie par les forages pétroliers BHS1 et BK1 (Fig.11), respectivement sur des épaisseurs de 1291 m (entre - 741 et - 2032 m) et 1750 m (entre -750 et - 2500 m).

Vers le Nord, cette série a été rencontrée au niveau du forage pétrolier MEZ1 (Fig.11) sur une

épaisseur de 1130 m (entre -750 et -1880 m) sans aucun intérêt hydrogéologique.

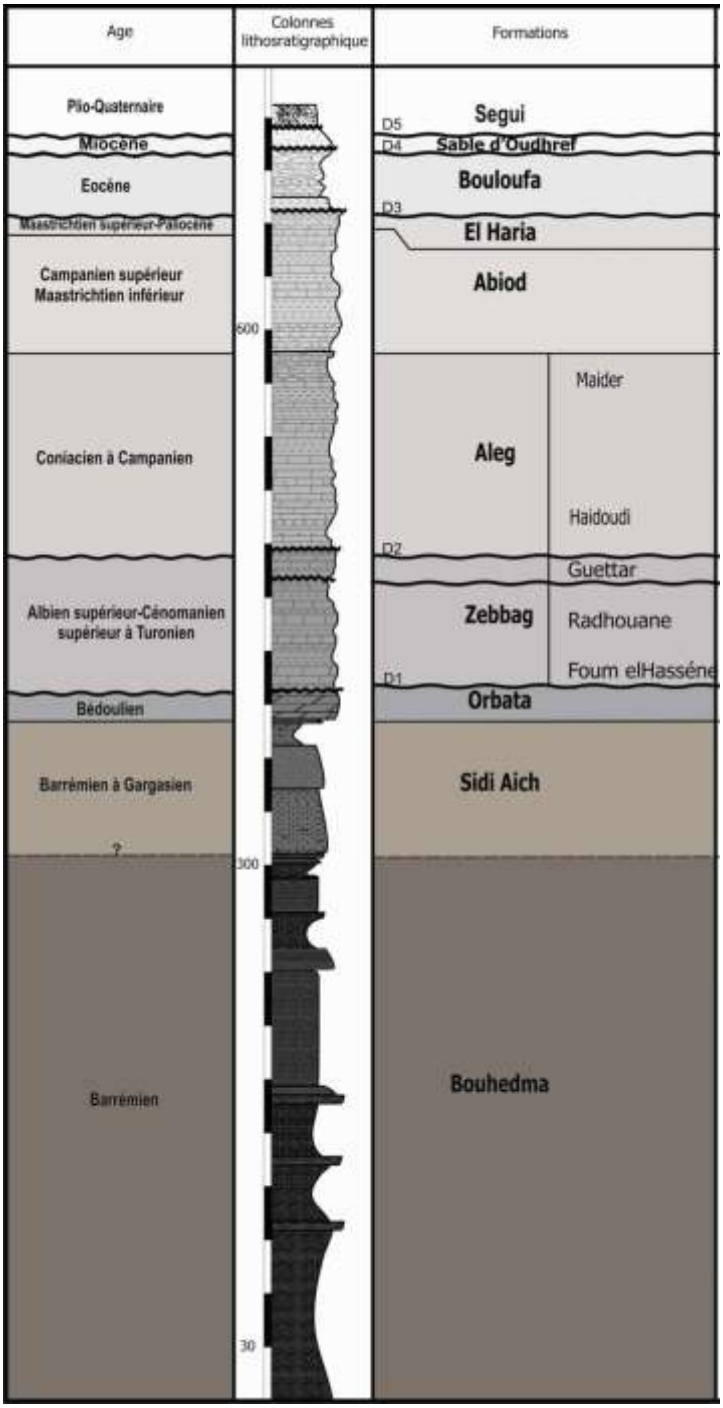


Fig.13: Colonne lithostratigraphique des unités du Crétacé et du Tertiaire de la région de Zemlet Beida (in Gharbi, 2008)

3.2. Le Crétacé supérieur

La série carbonatée débutant le Crétacé supérieur est largement transgressive sur les sables, argiles, gypses et carbonates du Crétacé inférieur. Elle est connue, partout en Tunisie centrale et méridionale, sous le nom de Formation Zebbag (Fig.13). Elle a été définie par

Burollet (1956) et englobe un âge albien supérieur-turonien basal.

3.2.1. L'Albien et le Cénomanien

Les dépôts d'âge albien-cénomanien correspondent à la Formation Zebbag et se trouvent subdivisés en trois membres. Les membres inférieur et supérieur, forment des corniches massives calcaro-dolomitiques avec des intercalations d'argiles vertes alors que le membre moyen est formé par du gypse, d'anhydrite et de dolomie.

La limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur est caractérisée par une lacune sédimentaire de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur et moyen. Cette lacune est matérialisée par une surface de discontinuité suivie par un niveau à ammonites (Ben youssef et al., 1985; Chaabani et Gargouri-Razgallah, 1987 in Zouaghi, 2008). Elle a été signalée en Tunisie centrale (Bismuth, 1973), en Tunisie centro-méridionale (Ben youssef et al., 1987 in Zouaghi, 2008) et en Tunisie méridionale (Ben youssef et al., 1985).

En Tunisie centro-méridionale, l'Albien présente une série marno-carbonatée admettant parfois des intercalations lumachelliques correspondant au terme inférieur de la Formation Zebbag (Burollet, 1959 in Zouaghi, 2008).

Le Cénomanien (terme moyen et supérieur de la Formation Zebbag) correspond à la séquence de Ben Younés (Boltenhagen, 1981). La série sédimentaire est généralement caractérisée par un faciès marno-carbonaté et gypseux, alors que la partie supérieure est formée d'une barre carbonatée à extension régionale.

3.2.2. Cénomanien supérieur à Turonien basal

La limite lithostratigraphique entre le Cénomanien et le Turonien est marquée en Tunisie centrale par des calcaires feuilletés plus ou moins argileux, sombres et riches en matière organique. Cette unité est définie par le membre Bahloul (Burollet, 1956).

Dans l'Atlas méridional, notamment dans la Chaine Nord des Chotts, la Formation Zebbag s'achève par une unité carbonatée. La série est représentée par des calcaires en plaquettes à stratification onduleuse admettant des intercalations de minces lits feuilletés riche en matière organique. Les études biostratigraphiques montrent que ces niveaux contiennent, à la base, des ammonites rattachées au Cénomanien supérieur. La partie sommitale de cet ensemble date le Turonien basal (Abdallah, 2000). Les faciès rencontrés, caractéristiques du membre Bahloul, évoluent latéralement vers le Nord et l'Est aux calcaires et dolomies du Gattar (Zouaghi, 2008).

Le membre Gattar (Fig.13) correspond à une corniche dolomitique très répandue, en Tunisie

méridionale, et qui date le Cénomanien sommital à Turonien basal avec un faciès très régulier (in Zouaghi, 2008). Dans la Chaine Nord des chotts, les dolomies de Gattar sont attribuées aux dépôts du Turonien basal à inférieur (Razgallah et al., 1994; Abdallah et al., 2000) et reposent sur les unités supérieures de la Formation Zebbag.

Dans la zone d'étude, les calcaires dolomitiques du Cénomanien-Turonien (C-T) sont rencontrées soit en affleurement au niveau des reliefs bordiers soit en profondeur où elle peuvent constituer un véritable aquifère en cas de fissuration.

Tab.3: Profondeurs et épaisseurs des séries du C-T dans la zone d'étude et ses environs

N°	Désignation	Localité	Prof. (m)	Toit (m)	Mur (m)	Epaisseur (m)
1	MEZ1(pétrolier)	Sfax	3395	- 379	- 749	370
2	Skhira 1	Sfax (Skhira)	927	- 557	-	-
3	Kdt. Zbara Sghira	Sfax (Skhira)	808	- 265	-	-
4	Sbih	Sfax (Skhira)	606	- 244	-	-
5	BK1 (pétrolier)	Menzel Habib	4500	0	- 750	750
6	BHS1 (pétrolier)	Menzel Habib	3504	- 290	- 741	451
7	Garaat Fatnassa	Menzel Habib	402	- 206	-	-
8	Zougrata	Menzel Habib	652	- 202	-	-
9	Haouari Nord	Menzel Habib	400	- 152	-	-
10	Mziraa 2	Gabès Sud	462	- 350	-	-
11	Rmathi	Gabès Sud	1270	- 200	- 540	340
12	Ain Zrig 1 bis	Gabès Sud	477	- 392	-	-
13	Aéroport militaire	Gabès Sud	544	- 537	-	-
14	Henchir Jehha	Gabès Sud	571	- 490	-	-
15	Matmata Nouv.5	Gabès Sud	432	- 375	-	-
16	Garaat Ltaifa	Gabès Sud	354	- 314	-	-
17	MA1 (pétrolier)	Gabès Sud	2279	- 562	- 1027	465

En effet, les formations du calcaire dolomitique et des marnes attribuées au C-T ont été traversés en totalité par les forages pétroliers BHS1, BK1 et MEZ1 sur des épaisseurs respectives de 451 m, 750 m et 370 m (Fig.14).

Dans la cuvette de Menzel Habib, ces séries carbonatées ont été traversées en partie par les forages hydrauliques Garaat Fatnassa, Haouari Nord et Zougrata sur des épaisseurs respectives de 196 m, 248 m et 450 m. Vers le Nord Est, les forages Sbih et Koudiat Zbara Sghira traversent une formation de calcaire blanc grisâtre et rougeatre fissuré avec passage de marnes et des marno-calcaires, correspondant au Cénomanien-Turonien, respectivement sur 362 m et 552 m. Sur le littoral de Skhira (Sfax Sud), le forage Sk 1 est le seul forage dans la région qui, arrivant à une profondeur de 926 m, a traversé la totalité des sables miocènes et a permis de ce fait de connaître les séries soujacentes constituées essentiellement par les

calcaires et les marnes du Cénomanien-Turonien sur 370 m (Fig.14).

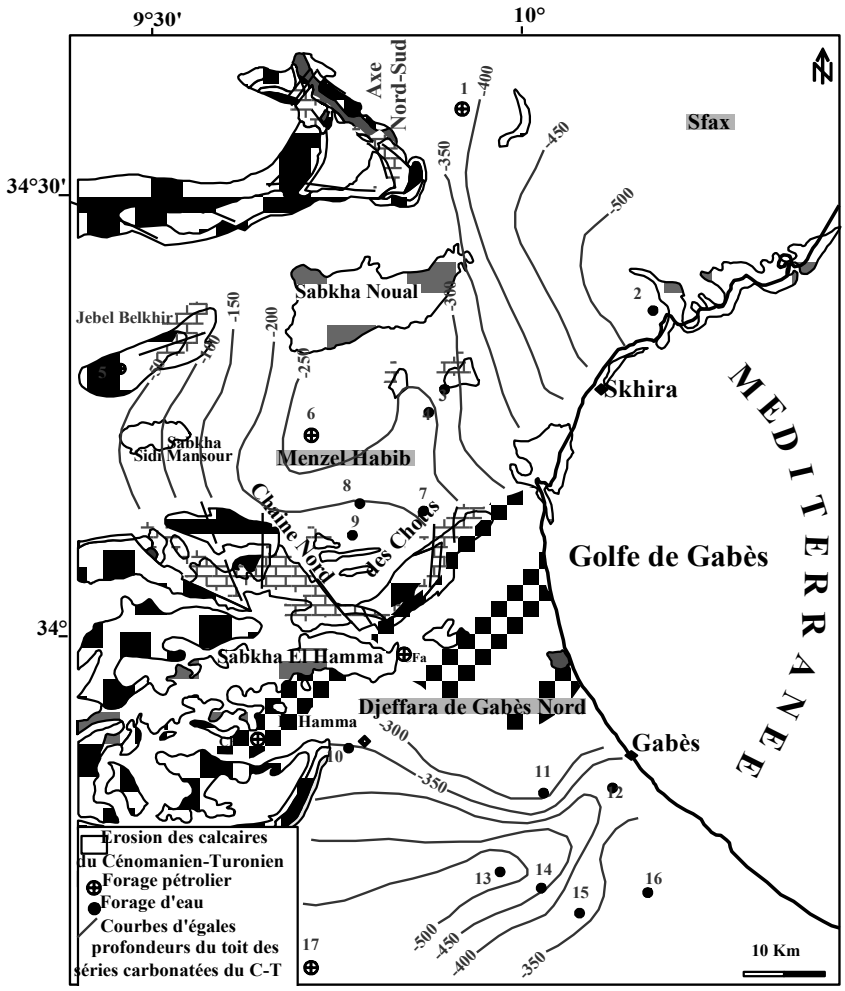


Fig.14: Carte des isobathes du toit des séries carbonatées du Cénomanien-Turonien.

Dans la Djeffara de Gabès Nord, les séries du C-T n'ont été recoupées en aucun forage profond. Toutefois, à la limite méridionale de la zone d'étude, plusieurs forages ont traversé le membre supérieur de cette formation particulièrement dans la region de Matmata et Daher (Gabès Sud).

Le forage pétrolier MA1 a traversé en totalité les séries du C-T sur une épaisseur de 465 m. Les forages hydrauliques implantés dans cette région, tels que Matmata Nouv. 5, Garaat letaifa, Aéroport militaire et Henchir Jehha ont touché en partie les séries de calcaire et de dolomie à silex sur des épaisseurs respectives de 57 m, 40 m, 7 m et 81 m (Fig.14).

Les épaisseurs des séries carbonatées du C-T citées dans le tableau.3, ne représentent pas vraiment l'épaisseur moyenne de cette formation étant donné que la majorité des forages n'ont pas traversé la totalité du C-T.

3.2.3. Turonien à Campanien inférieur

Cet intervalle, représenté par la Formation Aleg d'âge turonien inférieur - campanien inférieur (Burollet, 1956; Fournié, 1978), est compris entre le membre Gattar à la base et la Formation Abiod au sommet (Fig.13).

La Formation Aleg est constituée essentiellement d'argiles et de marnes avec des intercalations plus ou moins nombreuses et épaisses de calcaires et calcaires marneux. Dans la région de Gafsa, les dépôts d'âge turonien sont attribués à la Formation Beida. Son équivalent probable en Tunisie centrale comprend à la fois les membres Annaba (argiles et marnes sombres) et Biréno (calcaires bioclastiques) (Burollet, 1956) et constituent d'après Bismuth (1981) la séquence de Semmama (in Zouaghi, 2008).

Au niveau de Gabès Nord, le Sénonien inférieur est d'une épaisseur moyenne de l'ordre de 300 m. Ceci est vérifié par l'implantation d'un forage de reconnaissance (N°16752/5) au Nord d'El Hamma, permettant ainsi de discerner le Sénonien inférieur, essentiellement marneux, sur une épaisseur de 304 m (profondeur comprise entre -196 et -500 m) (Mekrazi, 1975).

Dans la région de Menzel Habib, le forage pétrolier BHS1 situé au cœur du synclinal, a traversé les séries du Sénonien inférieur sur une épaisseur de 213 m (entre -77 à - 290 m). Les séries rencontrées sont essentiellement marneuses à intercalations gypseuses.

Dans la région de Skhira, le forage koudiat Zbara Sghira a montré que le Sénonien inférieur est subaffleurant dans ce secteur (Mamou, 1978).

3.2.4. Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur

Les séries lithostratigraphiques de la Formation Abiod, d'age campanien p.p. à Maastrichtien p.p., sont représentées par une série de calcaire blanc crayeux qui reposent sur les argiles sous-jacentes de la Formation Aleg. Elles présentent de la base au sommet trois termes: Un terme inférieur carbonaté, un terme moyen relativement argileux et un terme supérieur carbonaté.

En effet, il parait que la Formation Abiod est généralement réduite le long de l'axe Nord-Sud et en Tunisie orientale et peut être limitée à une seule masse carbonatée. Elle est complètement absente au niveau de plusieurs endroits du Sahel (Zouaghi, 2008).

Au niveau de Jebel Berda, Fournié (1978) a mis en évidence l'équivalent latéral de la Formation Abiod connu sous le nom de calcaires à Inocérames et Echinides de la Formation Berda.

4. Le Tertiaire

Dans la zone d'étude, le passage du Crétacé au Tertiaire est marqué par une grande lacune de dépôt qui touche particulièrement le Paléocène, l'Eocène et l'Oligocène. Toutefois, l'Eocène généralement absent au niveau de la Djeffara de Gabès Nord, a été traversé au Nord sur 400 m (entre -1400 et -1800 m) au niveau du forage pétrolier Mahras (MHS1).

(i) Le Miocène est communément caractérisé, dans la zone d'étude, par son caractère sableux. Cependant, la paléogéographie a montré qu'en allant du Sud au Nord, la lithologie diffère largement. Dans le sahel de Sfax, les depôts du Miocène d'origine marine se présentent sous forme d'une série argilo-sableuse intercalée avec des assises sableuses parfois graveleuses (Bédir 1995).

Les séries du Miocène inférieur et moyen ont été traversées par la majorité des forages pétroliers. Le Miocène supérieur est rencontré en affleurement au niveau de l'axe Nord-Sud, Jbel Mezouna et au cœur de l'anticlinal de Zeramdine au Nord de la zone d'étude. Il correspond au Groupe Oum Douil attribuée au Serravalien –Tortonien (Bismuth, 1984; Mannaï - Tayech, 2006; Announ-Gaaloul, 1995) (Fig.15).

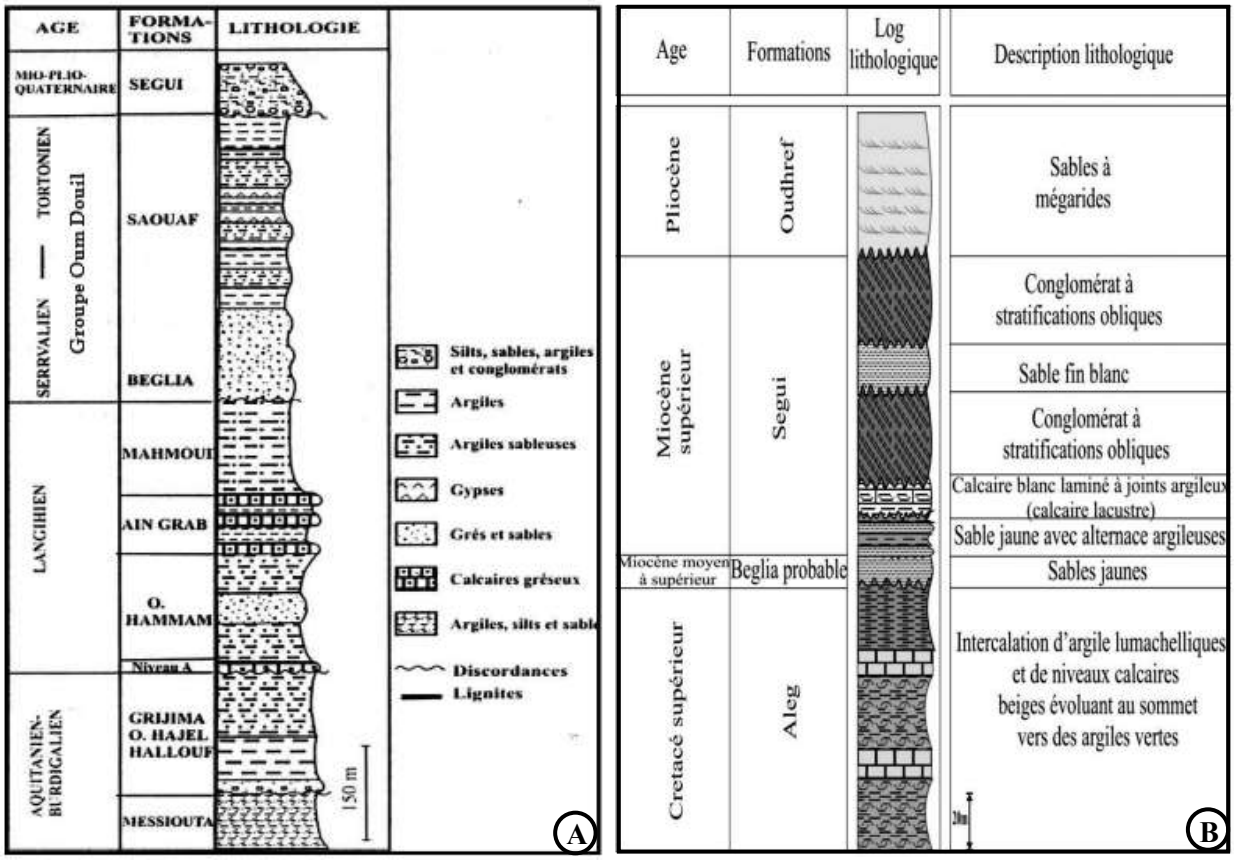


Fig.15: (A) Coupe synthétique des séries miocènes en Tunisie centrale (Mannai- Tayech, 2006). (B) Colonne stratigraphique synthétique de la série Mio-pliocène dans la région de Gabès Nord (Baabou, 2011)

Tab.4: Profondeurs et épaisseurs des sables miocènes dans la zone d'étude.

N°	Désignation	Localité	Prof. (m)	Toit (m)	Mur (m)	Epaisseur (m)
1	Guendoul	Sfax	490	- 216	-	-
2	Rebaia	Sfax	602	- 270	-	-
3	MHS1 (pétrolier)	Sfax	3736	- 730	- 1385	655
4	Nakta4	Sfax	-	- 522	-	-
5	Sidi Ghrib	Sfax	611	- 428	-	-
6	MEZ1 (pétrolier)	Sfax	3395	- 150	- 362	212
7	SK1	Sfax (Skhira)	927	- 200	- 557	357
8	Sbih	Sfax (Skhira)	606	- 110	- 125	15
9	Ajaira	Gabès Nord	200	- 84	- 107	23
10	Hicha	Gabès Nord		- 107	- 127	20
11	Mida	Gabès Nord	167	- 32	- 84	52
12	Akarit	Gabès Nord		- 60	- 143	83
13	Aouinet	Gabès Nord	143	- 86	- 140	54
14	Oudhref	Gabès Nord	100	- 30	- 79	49
15	Metouia	Gabès Nord	84	- 55	- 72	17
16	ICM 1 bis	Gabès Nord	140	- 71	- 134	63

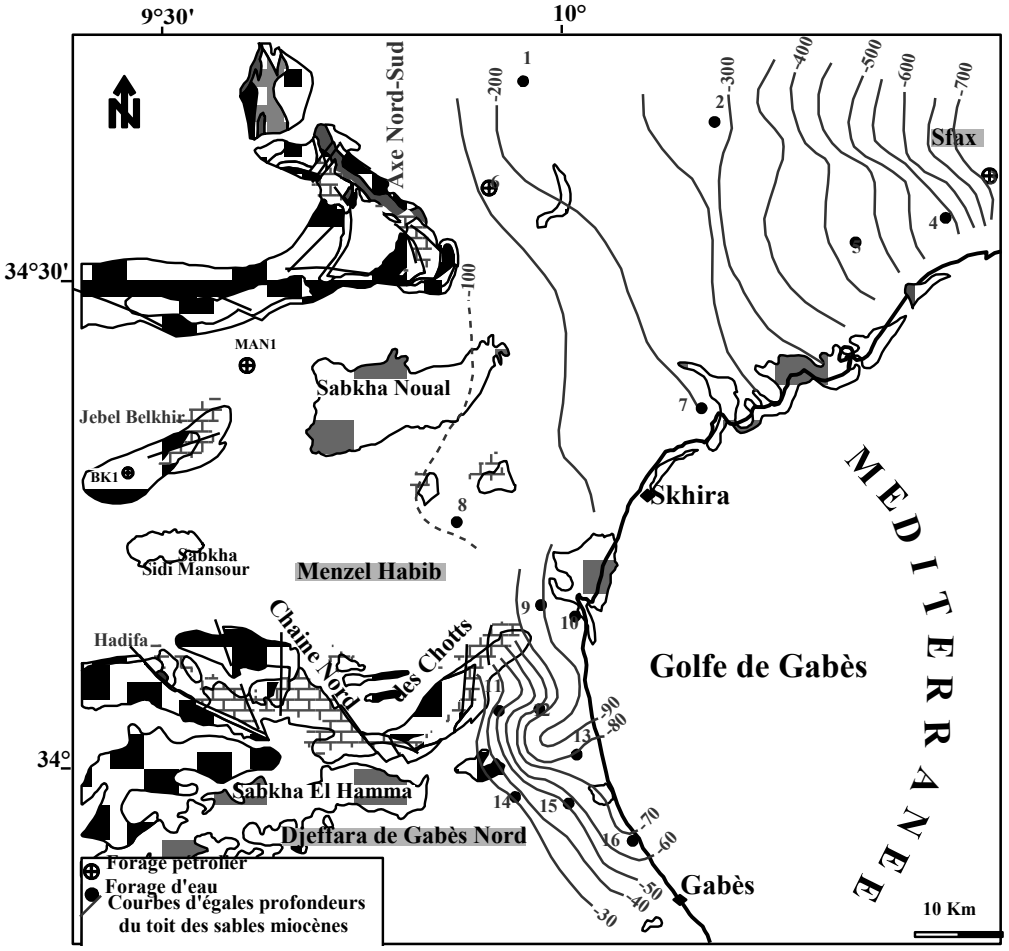


Fig.16: Carte des isobathes du toit des depôts miocènes dans la zone d'étude

En profondeur, cette formation est traversée par plusieurs forages profonds (Fig.16). Il s'agit essentiellement de sable moyen à grossier avec des passages d'argile sableuse. L'épaisseur de cette formation s'atténue graduellement du Nord Est (655 m au niveau de MHS1) au Sud Ouest (15 m au niveau du forage Sbih).

Sur le littoral de Skhira, le forage SK1 a traversé la totalité des depôts du Miocène supérieur sur une épaisseur de 357 m (entre -200 et -557m) (Fig.16 et 17). Arrivant à une profondeur de 646 m, le forage Dazinville est resté dans des terrains sableux correspondant au Miocène (Daniel, 1962).

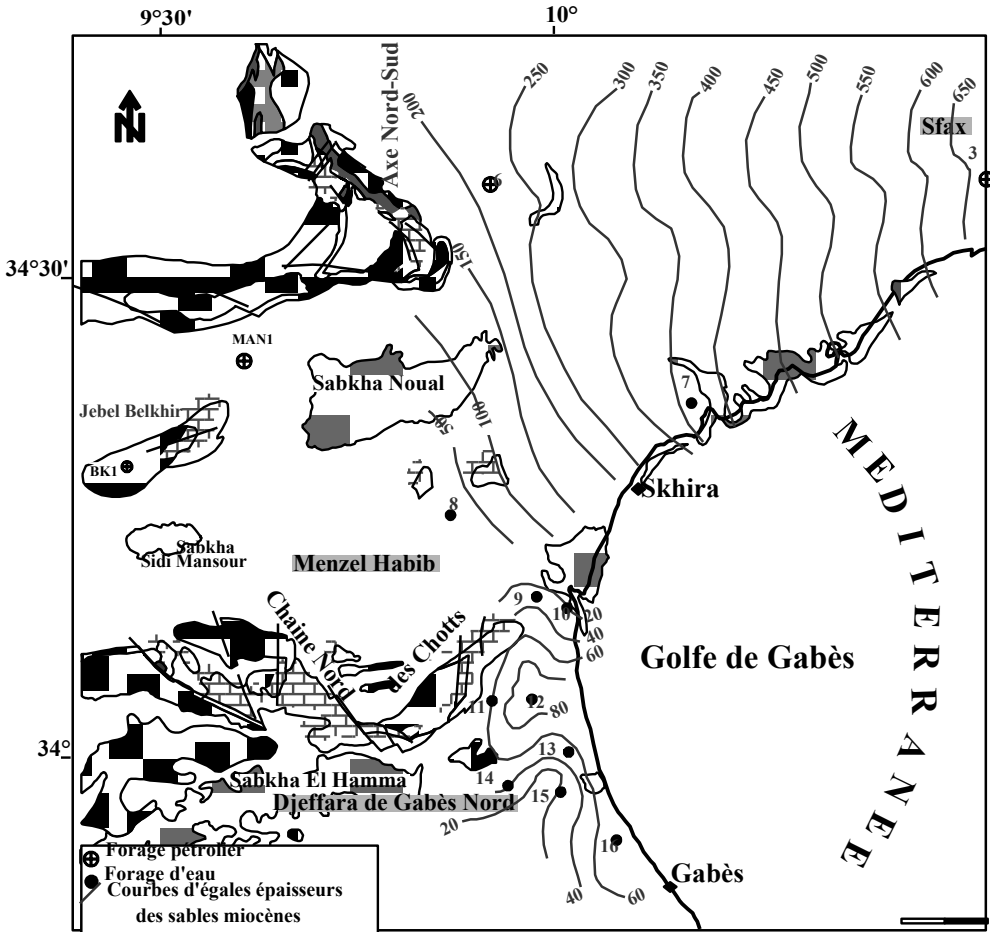


Fig.17: Carte des isopaques des depôts miocènes dans la zone d'étude

Dans la région de Gabès Nord, les sables continentaux du Miocène s'étendent entre Gabès au Sud et Skhira au Nord. Dans cette zone, l'érosion post-crétacée a largement favorisé la karstification des calcaires sénoniens en même temps que se produisait le remaniement des grés barrémiens de Drâa Oudref ayant donné par la suite, les sables de Oudhref (Ben Baccar, 1987; Mamou, 1990). L'épaisseur de ces sables varie entre 20 et 80 m et augmente en direction de la mer (Fig. 17).

(ii) Les depôts du Mio-Pliocène continental (formation Segui) (Fig.13), compris entre les sables miocènes et les couches du Quaternaire ancien, est difficile de le dater exactement du fait que sa limite inférieur est variable suivant les endroits. Il représente les couches continentales ou parfois lagunaires plissées post-éocène.

Près de Sfax, la partie supérieure du Mio-Pliocène continental contient un lit d'argiles brun-rouge. C'est le dernier jalon très réduit de la transgression du Pliocène marin dans le secteur de Sfax. (Burollet, 1965).

Au niveau du forage Oued Bou Dil situé dans la région de Sidi Mhedheb (Skhira) et dont la profondeur totale est de 152 m, les terrains traversés sont essentiellement argilo-gypseux à passages de sables argileux représentant la partie sommitale du Mio-Pliocène continental (Daniel, 1962).

Il affleure aussi au Nord du Chott el Fedjej. Il s'agit de dépôts d'origine continentale avec au sommet des marnes gypseuses et des argiles et à la base des argiles et des sables discordants sur les formations soujacentes.

Dans la région de Menzel Habib, cette série se trouve formée de matériaux grossiers provenant de l'érosion des chaines voisines et surmontée par une série de sable puis d'argile terreuse très peu sableuse de couleur brun rougeâtre renfermant des cailloutis et des conglomérats dont l'épaisseur augmente vers le Nord.

Le forage Zograta a traversé la série du Mio-plio-Quaternaire sur une épaisseur de 82 m. Dans le forage Hajri, le Pliocène argileux a été rencontré entre -18 et -46 m de profondeur surmontant des bancs de sables miocènes (entre -46 et -104 m).

Dans la zone littorale de Gabès Nord, ces dépôts débutent presque toujours par un conglomérat calcaire enduit et encroûté de calcite. Son épaisseur est très variable du Sud au Nord et d'Ouest en Est (Mekrazi, 1975).

Le forage Metouia 4, a traversé cette formation entre -12 et -65 m sous forme d'argile rouge plastique sableuse et des alternances de sable. Dans ce forage les dépôts du Mio-Pliocène reposent en discordance sur les marnes plastiques verdâtres du Crétacé inférieur.

Le forage Oudref 19 bis a traversé une série pliocène argileuse formée d'argiles rouges compactes entre -8 à -32 m suivi d'une masse de sable hétérogène s'étendant jusqu'à -79 m. Cette formation repose toujours en discordance sur les terrains du Crétacé inférieur.

(iii) Le Quaternaire est représenté par une formation détritique variée correspondante à des alternances de sables, d'argiles et de cailloutis avec souvent des dépôts éoliens de type « Loess » et des croutes gypseuses récentes. Ces dépôts peuvent être groupés en trois

ensembles principaux.

(a) Les couches villafranchiennes plissées du Pléistocène inférieur sont caractérisées par des argiles sableuses à grains de quartz assez grossiers. Ces couches sont riches en calcaires blanchâtres concrétionnées dans la partie supérieure.

(b) Au dessus du Villafranchien, on rencontre des dépôts de croutes calcaires d'âge pléistocène moyen à supérieur.

(c) Au sommet**,** l'Holocène est caractérisé par des dépôts variés généralement alluvionnaires:

- Des terrasses de limons gris au sommet et des cailloux en bas, bordant les oueds et se trouvent très visibles dans la plaine de Sfax.
- Les dépôts éoliens se mettent en place sur les sols rouges et dans les fonds des vallées ainsi qu'au niveau des dépressions.
- Les sols salins des sabkhas, Garaats et dépressions.
- Les alluvions des cours d'eau sont formées par des sables, des graviers et des galets occupant les lits des principaux oueds.

Dans la région de Gabès Nord, le forage Oudhref 19 bis a recoupé 7 m de tufs calcaires et de terres argileuses attribués au Quaternaire.

Le forage Oudhref 3 bis la traversé 9 m d'argiles limoneuses, d'argiles et graviers et des sables fins à moyens jaunes.

Le forage Mziraa Ghannouch a traversé 17 m de sable, de graviers et de gypses du Quaternaire. En direction de Oued Akarit, le PZ oued Rekhama a traversé les successions suivantes du Quaternaire:

* de 0 à -2 m: terre végétale
* de -2 à -5 m: argiles sableuses
* de -5 à -26 m: sables grossiers
* de -25 à -22 m: sables et rares graviers calcaires
* de – 22 à – 38 m: sables fins à moyens à intercalations argileuses

Dans la région de Menzel Habib, le Quaternaire est représenté essentiellement par des formations sablo-argileuses à structures lenticulaires. La nature lithologique de la Formation captée ainsi que son épaisseur varient en fonction de la position topographique du puits par rapport à l'axe de la plaine, à la proximité des cours d'eau et à l'éloignement des reliefs (Mamou, 1978).

II. Cadre structural

Sur le plan structural, la zone d'étude correspond à la convergence de plusieurs domaines structuraux (Fig.18):

(I) Au Nord, l'Atlas Centro-méridional marqué par les dernières structures de l'Orogenèse alpine et le prolongement méridional de l'axe Nord-Sud,

(II) A l'Est, l'extrémité septentrionale de la plaine côtière de la Djeffara,

(III) Au Sud, la plate-forme du Dahar.

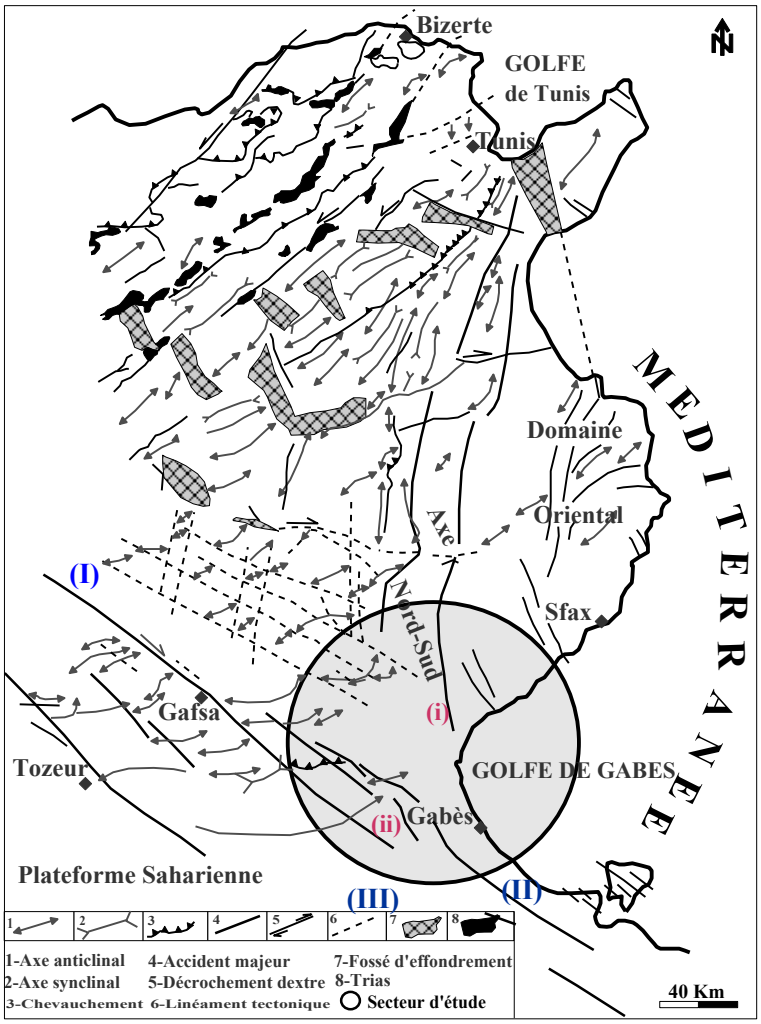


Fig.18: Carte tectonique de la Tunisie (Zargouni, 1985)

A petite échelle, ce secteur se trouve au carrefour de deux traits structuraux majeurs (Fig.18):

(i) L'axe Nord-Sud: de direction subméridienne, l'axe Nord-Sud marque la limite entre la Tunisie occidentale et la Tunisie orientale. Il constitue un linéament tectonique actif depuis le Mésozoïque où se rencontre des biseaux stratigraphiques, des discordances, des lacunes et des

failles normales jalonnées par du Trias (Burollet, 1956; Abbes, 1983; Ouali, 1984; Yaich, 1984).

(ii) La faille de Gafsa: Il s'agit en fait d'un réseau de failles se relayant depuis Gafsa en passant par Jebel Haidoudi, Chott Fedjej, Jebel Bou Nejma, la zone de Matmata Nouvelle et Beni Zelten, relayé ensuite vers le Sud par la faille de Medenine dont le rejet dépasse 1000 m (ERESS, 1972).

L'étude structurale de la zone d'étude est faite essentiellement en se basant sur les données des forages d'eau, des forages pétroliers, des interprétations des profils sismiques et des travaux géophysiques (MOBIL, SOCO, ETAP, INC, Abbes, Zargouni, Bedir, Amri…). Ces données, généralement récentes et parfois inédites, ont permis la configuration structurale de la zone d'étude (Fig.19).

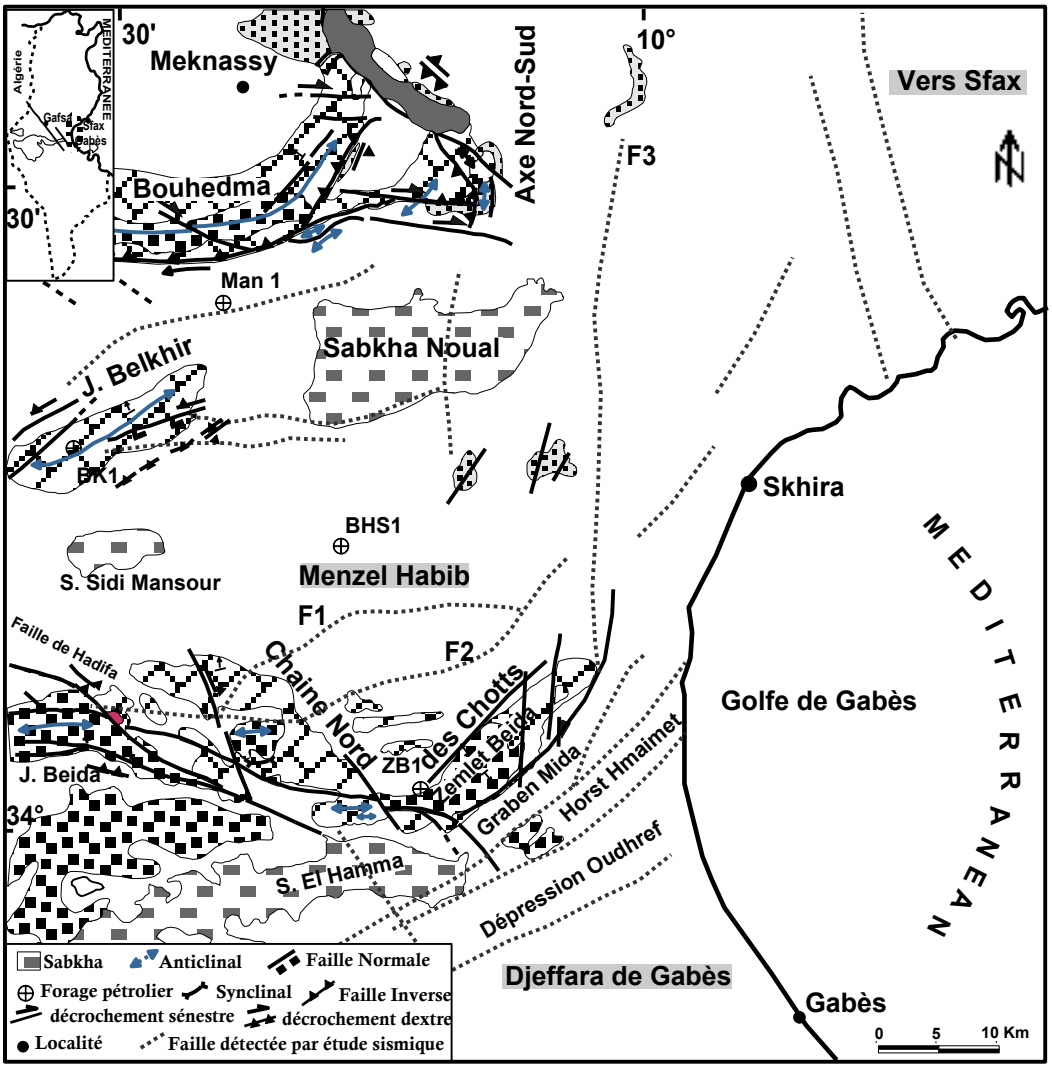


Fig.19: Carte structurale synthétique de la zone d'étude (MOBIL, SOCO, ETAP, INC, Abbes, 1994 ; Zargouni, 1985 ; Bedir, 1995 ; Amri, 2001).

En effet, cette région se trouve caractérisée par diverses unités structurales:

La Chaine Nord des Chotts: Située à environ 30 Km au NNW de Gabès, cette chaine présente une série crétacée complète et constitue la terminaison méridionale du domaine atlasique plissé. Elle correspond à un alignement morphostructural de direction générale est-ouest s'étendant de Zemlet El Beida à l'Est jusqu'au Jebel sidi Bouhlel à l'Ouest de la zone d'étude (Abdeljaouad, 1983; Zargouni, 1985; Abbès et Tlig, 1991).

On distingue d'Est en Ouest les ensembles structuraux suivants (Fig.20):

- Le monoclinal de Jebel Romana: Orienté Nord-Sud, ce monoclinal est constitué par la superposition de terrains aptiens à maastrichtiens et est affecté essentiellement par des accidents de direction subméridienne et N140 (Fig.20).
- L'anticlinorium de Haidoudi laisse affleurer pour l'essentiel des terrains du Sénonien. Il est découpé en son milieu par un accident de direction est-ouest (Fig.20).
- Le Jebel Smaia qui présente un flanc sud redressé, est constitué essentiellement par des faciès carbonatés du Cénomanien-Turonien et du Sénonien. Il est découpé par des accidents de direction est-ouest à N110. Caractérisé dans sa partie ouest (Jebel Damouss) par la superposition de terrains d'âge aptien à campanien (Fig.20).
- Le monoclinal de Jebel Haira, de direction est-ouest, est formé par des terrains d'âge albien à cénomanien-turonien. Il est limité à l'Est par un accident subméridien (Fig.20).
- Le Jebel Itama est un monoclinal de direction est-ouest structuré essentiellement par une barre carbonatée aptienne (Fig.20).

La structure la plus occidentale (dans la zone d'étude) est constituée par Jebel Stah et Jebel Hadifa. Elle se trouve encadrée, au Nord et au Sud, par des accidents de direction N100 à N120, où perce une mégalentille hectométrique de sel attribuée au Trias (Castany, 1951; Abdeljaouad 1983) (Fig.20).Les travaux de Abdallah.H (1987) menés sur la partie orientale de la chaîne Nord des chotts, précisément au niveau de Jebel Hadifa, ont montré pour la première fois l'intervention synsédimentaire du Trias au cours de la sédimentation du Crétacé supérieur. Ceci est lié vraisemblablement à une élévation du secteur de Naimia, à l'Ouest de la zone d'étude, qui était sous contrôle d'une éventuelle montée triasique (Fig.21).

En effet, cette mégastructure se trouve tronquée par le couloir de failles de Hadifa-Fejej qui s'étend depuis Jebel Beida à l'Ouest jusqu'au jebel zemlet Beida à l'Est suivant une direction moyenne N100-N120.

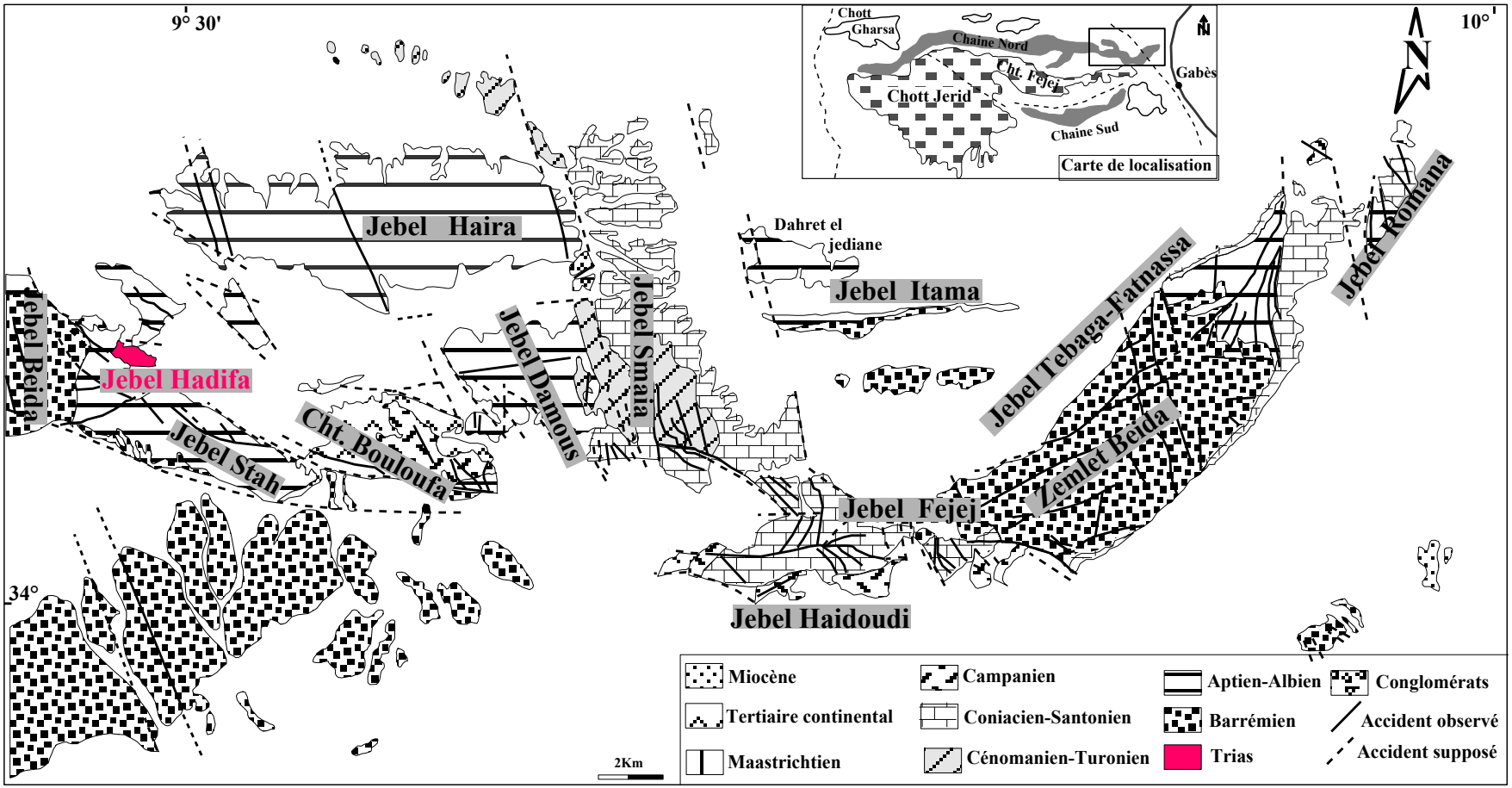


Fig.20: Carte géologique du secteur de la Chaine Nord des Chotts (Abdeljaouad, 1983).

Ce couloir correspond au prolongement vers le Sud Est du couloir de la faille de Gafsa (Fig.22). De l'Ouest vers l'Est, il tronque le flanc sud de l'anticlinal des Jebel Haira et Jebel Smaia. Entre Jebel Hadifa et Chebket Bouloufa, ce couloir s'exprime par un important système de failles majeures, de direction N110-N120, à jeu essentiellement dextre combiné à un jeu inverse ou normal. Parmi les plus importantes failles dans ce secteur est celle de Jebel Hadifa, jalonnée par une extrusion de terrain triasique (Notice explicative de la feuille d'El Hamma 1994).

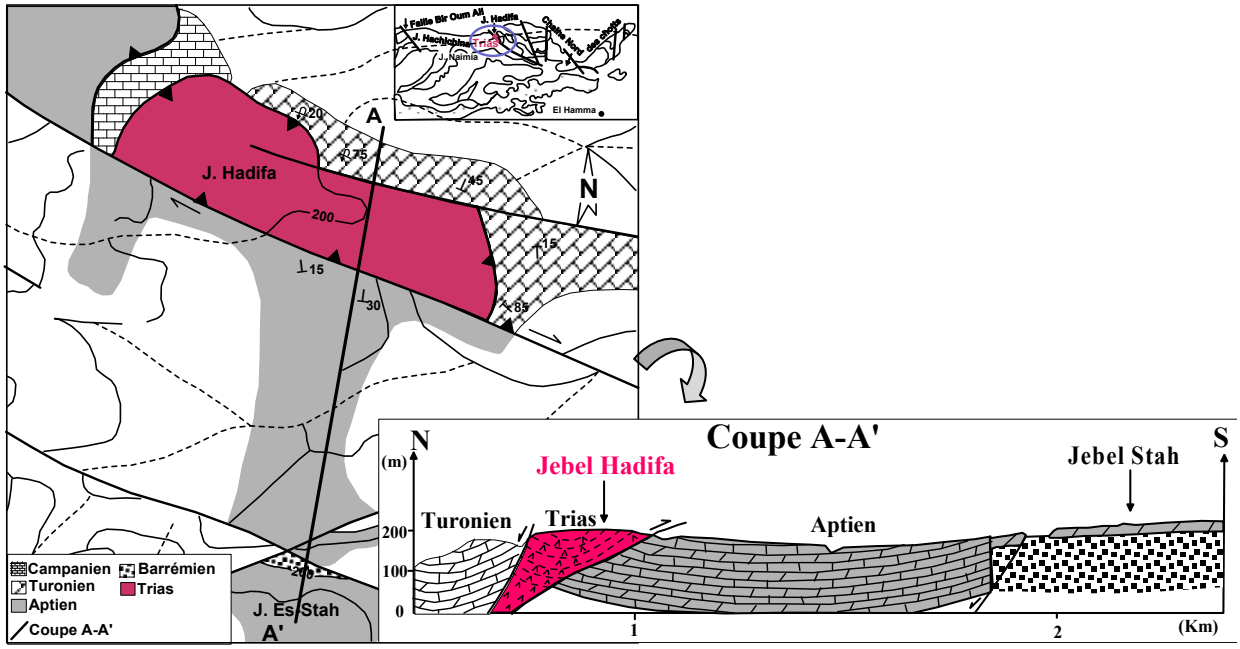


Fig.21: Section structurale de Jebel Hadifa (ETAP, 1993)

La plaine de Menzel Habib: Allongée est-ouest, le synclinal de Menzel Habib se trouve limité au Nord par la chaîne de Gafsa-Metlaoui et au Sud par la chaine Nord des Chotts et se présente sous forme d'une plaine à remplissage mio-plio-quaternaire.

Une étude de quelques profils sismiques (P1, P2, P3) (Annexe I, Fig.1,2,3,4) dans le secteur de Menzel Habib, a été réalisée dans le cadre d'implantation d'un forage profond de 2500 m (Amri, 2001).

La ligne sismique P1, orientée W-E entre site Haira et Zougrata, ne présente pas de faille majeure affectant les séries géologiques au niveau du secteur Haira ce qui confirme l'hypothèse que la faille de Gafsa ne traverse pas la plaine de Bled Segui mais elle s'oriente est-ouest et passe probablement juste à coté des affleurements de Jebel Oum Aguel, Jebel Lefaia et Jebel Batoum.

La ligne sismique P2, orientée SW-NE, montre à l'Est le passage de la faille de Gafsa et surtout l'approfondissement du toit de la formation Nara vers l'Ouest (région de Chareb).

La ligne sismique P3, orientée NW-SE, montre un réseau de failles normales dans le couloir de la faille de Gafsa et permet de visualiser quelques horizons réflecteurs (toit de la Formation Nara, toit de la Formation Meloussi, toit de la Formation Boudinar).

La carte des isochrones du toit du sommet de la série jurassique (en temps double) montre la structure générale du toit de cette formation avec la présence d'un réseau de failles orientées sensiblement est-ouest et dont le rejet est très variable. Ainsi, les failles F1 et F2 (Fig.22) subdivisent la zone en 3 compartiments différents (Amri, 2001).

Au Nord de la faille F1: le toit de la Formation Nara (top Jurassique) est rencontré à une profondeur de 1200 à 1500m. Vers l'Ouest, le toit de cette formation s'approfondit progressivement jusqu'à atteindre 2100 m au niveau du site El Haira (Fig.22).

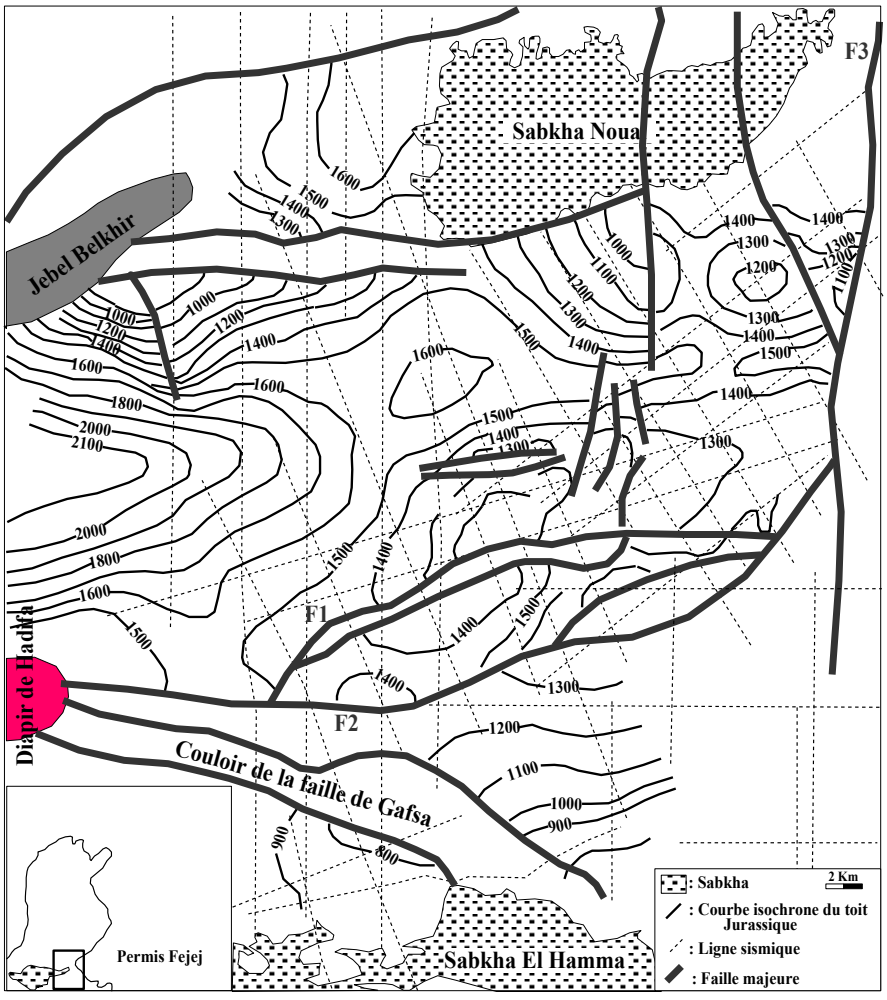


Fig. 22: Carte des isochrones du toit du sommet de la série jurassique (Permis Fejej), D'après SOCO-Tunisie-INC 1994 (Actualisée par Amri, 2001).

Entre la faille F1 et F2: C'est un compartiment affaissé (Graben) au niveau du quel le toit de la Formation Nara est rencontré à une profondeur de 1400 à 1500 m (site Zograta).

Au Sud de la faille F2: Il s'agit d'un compartiment surélevé (Horst). Dans cette zone, le toit de la Formation Nara est rencontré à une profondeur de 900 à 1300 m (Fig.22).

Orientée sensiblement S-N, la faille F3 se prolonge depuis l'anticlinal de Zemlet El Beida jusqu'au Sabkha Noual au Nord et semble subdiviser la partie nord de la zone d'étude en deux compartiments différents (Fig.22).

La Djeffara de Gabès: Elle est définit comme étant une plaine côtière large d'environ 20 Km allant de Oued Akarit au Nord jusqu'au Arram au Sud. Le manque de continuité des affleurements géologiques dans cette région et la complexité des corrélations des séries a amené à investiguer ces séries en profondeur à travers les données des puits pétroliers et des lignes de sismique réflexion.

En effet, l'étude de quelques sections sismiques pétrolières (P4, P5, P6) (Annexe I, Fig.5,6,7) a permis de confirmer d'une part la complexité géologique de la région et d'autre part l'existence d'une mosaïque de failles profondes présentant une succession de zones hautes et zones affaissées, de direction NE-SW (Chahtour, 2007).

Du Nord au Sud se distinguent (Fig.23):

Le graben Mida, de direction NE-SW, est situé à la bordure occidentale de la structure anticlinale de Zemlet Beida et est limité par deux failles de direction NE-SW. Ce graben s'étend de Sabkha El Hamma au SW jusqu'au Oued Akarit au NE.

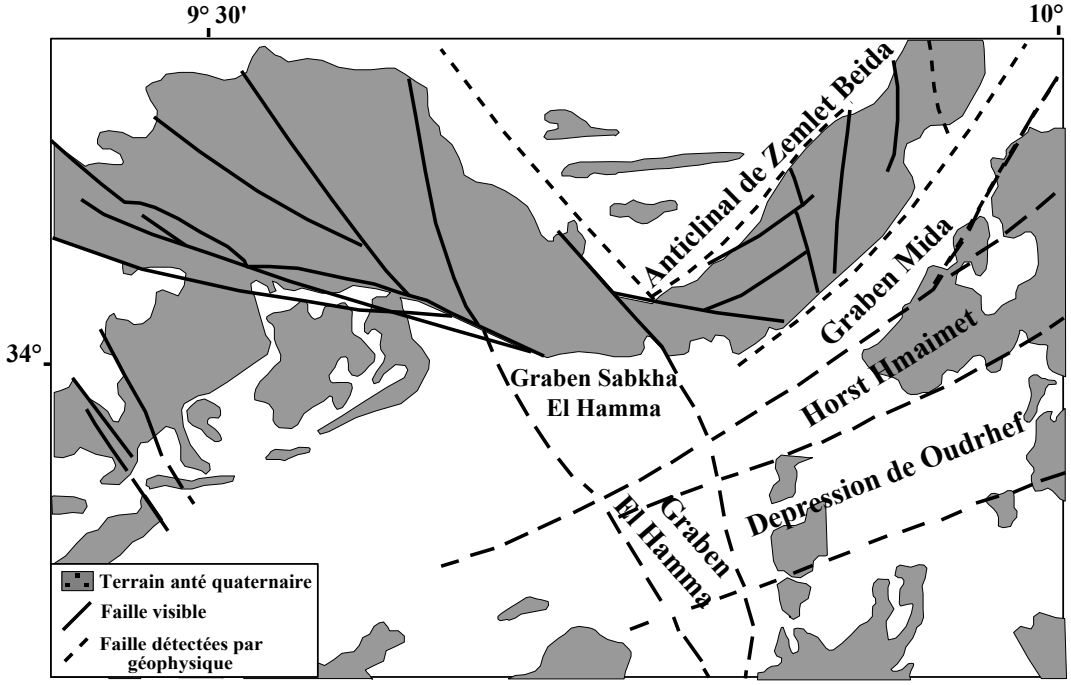


Fig.23: Carte structurale de la partie Sud de la zone d'étude (Abbes et al., 1994).

Le horst Hamaimet, de direction toujours NE-SW, borde la terminaison sud du graben Mida par une faille de direction NE-SW, à regard vers le NW et l'extrémité septentrionale de la dépression de Sabkha Mkhecherma par une faille de direction NE-SW à regard SE.

L'étude de la section P5 (Annexe I. Fig.6), calée par le forage pétrolier CF1, montre que la profondeur des réflecteurs des horizons étudiés augmente vers l'Est ce qui reflète l'effondrement de la région de Oudhref - Metouia (Chahtour, 2007).

La section P4, calée aussi par le forage pétrolier CF1, a permis de détecter trois zones distinctes. Une zone haute de direction subméridienne qui correspond au horst de l'Erg d'El Hamma. La partie médiane de la section reflète une zone affaissée, de direction subméridienne et consiste au graben de Sabkha Mkhecherma. Ce graben est situé à la bordure occidentale d'une zone soulevée, localisée dans la région de Oudhref-Metouia et qui correspond au horst de Oudhref (Annexe I, Fig.5).

En effet, l'étude structurale de la partie sud de la zone d'étude montre la présence d'un réseau composé de deux familles de failles différentes. La première est formée par les failles directionnelles orientées NE-SW. La deuxième est composée de failles de direction NW-SE, réparties sur les régions d'El Fjej et d'El Hamma (Fig.23).

Le Sahel de Sfax: La répartition des dépôts miocènes sur la marge orientale du Sahel se fait dans des grabens disposés le long des couloirs tectoniques de direction N 140 et qui expliquent les énormes épaisseurs des séries sédimentaires (Bedir, 2004).

Cette région se caractérise par la présence de réseaux de failles profondes et anciennes ayant évolué en couloirs tectoniques majeurs. Ces failles affectent surtout les séries sédimentaires mésozoïques.

En effet, la projection du forage pétrolier ABK1 sur la ligne sismique P7 (KN1), orientée NW-SE, a permis de visualiser deux corps sableux.

Le premier corps sableux est situé à une profondeur comprise entre 210 et 422 m. Il s'agit de sable moyen à grossier à niveaux conglomératiques.

Le deuxième corps sableux est situé à une profondeur comprise entre 460 et 657 m. Il est formé par des alternances de sable fin glauconieux, des argiles grises et bleues, des grés dolomitiques et quelques fragments de lignites (Annexe I. Fig.8).

L'étude de la section sismique P7, orientée NW-SE depuis Bled Regueb jusqu'à la côte sud de Sfax et recoupant le forage pétrolier ABK1, a permis un bon calage de l'aquifère miocène. En effet, les horizons existants se limitent au premier et au deuxième corps sableux car toute

la série miocène est nettement plus réduite que celle des régions environnantes autour de Sfax. La structuration des deux niveaux aquifères d'Ouest en Est montre une morphologie irrégulière marquée par des zones élevées et des zones affaissées malgré une pente globale vers l'Est. Il existe ainsi deux seuils majeurs: l'un de part et d'autre de la structure haute du forage pétrolier ABK1 et l'autre au niveau de la plaine sud de Sfax. Les deux niveaux aquifères se rejoignent vers l'Est avec une réduction nette de leurs épaisseurs.

D'autre part, la section sismique P8 (KN10), orientée SW-NE depuis la région de Skhira jusqu'à la latitude du forage pétrolier HKS1 au nord de la zone d'étude, montre qu'en direction de la partie Sud, les deux niveaux réservoirs se réduisent considérablement et sont très fracturés. Ceci est du au fait qu'ils recoupent un couloir de failles important orienté N-S. En outre, ces deux niveaux sableux sont discordants sur les depôts du Crétacé supérieur et se présentent en plusieurs horizons réservoirs horizontaux.

III. Conclusion

Situé dans une zone de convergence de plusieurs domaines structuraux, le secteur d'étude présente le siège d'une grande évolution paléogéographique. En effet, la confrontation des données stratigraphiques, géophysiques et sismiques, a permis de confirmer la complexité géologique de la région d'une part et l'existence d'une mosaïque de failles de directions N-S, E-W, NE-SW et NW-SE d'autre part.

La structuration de la Djeffara de Gabès Nord en horsts et grabens, par l'effet de la tectonique, a provoqué la mise en contact de plusieurs horizons de lithologies différentes.

Plus au Nord, la tectonique parait relativement peu intense en se dirigant vers Sfax donnant un caractère de stabilité assez remarquable. L'allure générale est celle d'un bassin sédimentaire synclinal à remplissage détritique miocène et quaternaire sur les dépôts carbonatés du Crétacé moyen.

L'extension des sables miocènes dans le secteur d'étude est marquée essentiellement par une grande variation latérale de faciès et d'épaisseur qui s'atténue graduellement en direction de Menzel Habib.

La région de Menzel Habib se présente sous forme d'un large synclinal effondré par deux grandes failles de direction est-ouest et se caractérise par la dominance des formations carbonatés du Crétacé supérieur et moyen.

Plusieurs accidents tectoniques ont affecté les terrains de la zone d'étude constituant le siège de diverses communications entre les différents niveaux aquifères comme ils peuvent jouer parfois le rôle d'écran empêchant toute continuité hydrogéologique.

Parmi les effets structuraux les plus remarquables est l'extrusion du Trias salifère au niveau de Diapir Hadifa (chaine Nord des chotts), ce qui peut être à l'origine de véritables problèmes de salinisation des eaux souterraines dans le secteur d'étude.

Chapitre III: CADRE HYDROGEOLOGIQUE

CADRE HYDROGEOLOGIQUE

I. Introduction

La mobilisation des réserves en eau douce, peu abondantes et parfois très peu renouvelables en milieu aride, demeure un problème majeur et fait souvent l'objet de vrais débats environnementaux et socio-économiques.

Située au carrefour des plus grands bassins hydrogéologiques de la Tunisie centro-méridionale (le bassin de Sfax et la Djeffara de Gabès), la zone d'étude présente un lieu d'interférence de plusieurs systèmes aquifères. En effet, plusieurs études hydrogéologiques locales (Daniel, 1962; Illy, 1968; ERESS, 1972; Mekrazi, 1975; Mamou, 1982; Hajjem, 1985; Mamou, 1990; Maliki, 2000; OSS, 2003; Abidi, 2004…) ont été menées indépendamment sur chacun de ces deux bassins côtiers et ont montré leur richesse en horizons aquifères (Quaternaire, Miocène, Crétacé supérieur, Crétacé moyen et Crétacé Inférieur).

Toutefois, la rareté des données disponibles fait que les aquifères dans la partie ouest (Menzel Habib), en retrait de la côte orientale, restent encore très peu étudiés et du coup mal identifiés.

Dans ce contexte, cette étude a tenté d'identifier les principales formations aquifères et mettre l'accent sur les éventuelles communications hydrauliques qui peuvent exister entre les divers horizons.

II. Les formations aquifères

Les formations aquifères dans la zone d'étude sont de nature lithologique variée. Elles se sont révélées aquifères, essentiellement, à partir des données des forages hydrauliques.

1. Le système aquifère de Sfax: Avec une tectonique relativement stable, l'allure générale de la plaine de Sfax est celle d'un bassin sédimentaire à remplissage plio-quaternaire et miocène renfermant trois principaux niveaux aquifères. Le premier correspond au système aquifère phréatique, le deuxième à la nappe intermédiaire et le troisième à la nappe du Miocène supérieur connu sous le nom de la nappe profonde de Sfax.

1.1. La nappe du Miocène

Logée dans des séries sableuses d'âge miocène supérieur, cette nappe est captée à une profondeur se situant entre 200 et 600 m. L'épaisseur ainsi que l'extension importante de ces sables miocènes (14000 Km²) reflète un intérêt hydrogéologique important du fait qu'ils renferment l'immense réservoir de Sfax. Une grande part des ressources en eau de cette nappe

est destinée aux besoins des activités, agricole et surtout industrielle implantée dans la région de Skhira (extrême sud de l'aquifère).

1.2. La nappe intermédiaire

Elle est logée dans des formations sableuses à sablo-argileuses, parfois argilo-sableuses attribuées au Mio-Plio-Quaternaire. Captée dans des niveaux entre 80 m et le toit de la nappe profonde de Sfax, cette nappe montre une étendue importante dans la partie centrale de la plaine mais se rétrécie en se dirigeant vers le Sud (région de Skhira). En effet, il parait que le passage d'un niveau à un autre se fait à travers des matériaux intermédiaires "semi perméables" sablo-argileux.

1. 3. La nappe phréatique

Il s'agit en fait d'un système aquifère phréatique s'étendant de Djebeniana au Nord jusqu'au Skhira au Sud. Ce système est subdivisé en 15 secteurs géographiques dont les limites coïncident avec les limites des bassins versants de la région.

Dans cette étude, on va s'intéresser, particulièrement, à la nappe phréatique de Skhira qui s'étend au Sud sur 640 Km². Elle est logée dans des horizons sableux fréquemment argileux du Quaternaire ancien.

2. Les systèmes aquifères méridionaux

2.1. La Djeffara de Gabès Nord: La plaine de la Djeffara de Gabès Nord présente un système aquifère multicouche fortement affecté par la tectonique régionale. En effet, on distingue de bas en haut les niveaux aquifères suivants:

2.1.1. La nappe du Continental Intercalaire

Contenue dans une succession d'horizons gréseux du Crétacé Inférieur séparés par des assises imperméables argileuses et argilo-sableuses. Dans la zone d'étude, cette nappe a été exploitée essentiellement dans la région d'El Hamma.

2.1.2. La nappe du Turonien

Elle est logée dans des calcaires dolomitiques et des dolomies à silex. Elle se présente sous forme d'une couche très karstifiée, exploitée essentiellement au niveau de la Djeffara de Gabès Sud (région de Matmata).

2.1.3. La nappe du Sénonien

Logée dans les calcaires dolomitiques, cette nappe est surtout exploitée au niveau de la Djeffara de Gabès Sud.

2.1.4 La nappe du Miocène

Les sables du Miocène constituent le principal aquifère de la région de Gabès Nord. Vu la compartimentation de cette région par l'effet de la tectonique, l'épaisseur de ces sables demeure très variable suivant les zones et semble atteindre son maximum au niveau des structures en grabens et surtout en direction de la mer.

2.1.5. La nappe phréatique

Sur les sables miocènes, se disposent des dépôts Plio-quaternaires où circule une nappe phréatique qui s'étend sur toute la bande côtière de la région. Malgré le simple accès à cette nappe, il semble qu'elle ne répond pas aux besoins en eau dans cette zone et du coup elle demeure d'un intérêt secondaire.

2.2. Le système aquifère de Menzel Habib: Les formations réservoirs se distribuent entre les depôts quaternaires et les calcaires du Crétacé supérieur (Cénomanien-Turonien et Sénonien). Toutefois, la structuration de cette région par l'effet de la tectonique a fortement influencé l'extension des sables miocènes qui se trouvent exploités uniquement dans la partie Est de la plaine (en direction de la côte).

2.2.1. La nappe du Cénomanien-Turonien (C-T)

Logée dans des niveaux calcaires et marno-calcaires, cette nappe est rencontrée, dans la région de Menzel Habib, à une profondeur de l'ordre de 200 m.

Elle est caractérisée par une forte karstification mais renferme une eau de forte salinité dépassant 19 g/l empêchant ainsi son exploitation. Dans le secteur d'étude, elle n'est captée que par deux forages profonds (C-T1 et C-T2) dans la plaine de Menzel Habib.

2.2.2. La nappe du Sénonien

Contenue dans des niveaux de marnes à passages calcaires, cet aquifère est exploité dans la région de Menzel Habib par quelques forages (Oued Zaied, Hajri, Aoussej,…) répondant en partie aux besoins de l'activité agricole.

2.2.3. La nappe phréatique

Elle est logée dans une formation sablo-limoneuse du Quaternaire, renfermant un empilement des niveaux aquifères très peu productifs et tributaires des apports de pluie qui restent trop limités dans cette région.

III. Géométrie et extension des formations réservoirs

Dans le but d'identifier la géométrie ainsi que l'extension des différentes formations réservoirs, on s'est basé sur la corrélation des logs des forages pétroliers et hydrauliques implantés dans la zone d'étude ainsi que sur les données structurales obtenues par l'interprétation des profils sismiques disponibles. Sept corrélations hydrogéologiques ont été élaborées dont l'interprétation a permis de définir les formations aquifères dans chaque bassin (C1, C'1, C2 et C3), de mieux cerner les passages latéraux de ces formations et par conséquent d'identifier les éventuels relais hydrogéologiques pouvant y exister (C4, C5 et C6).

1. Corrélations hydrogéologiques C1 (SW-NE) et C'1 (N-S)-(Région de Sfax):

La corrélation hydrogéologique C1 (Fig.24), orientée SW-NE, s'étend le long du littoral de Sfax et passe par les forages Skhira 1 (Sk1), Dazinville, Mahrès, Hajeb et Beliana.

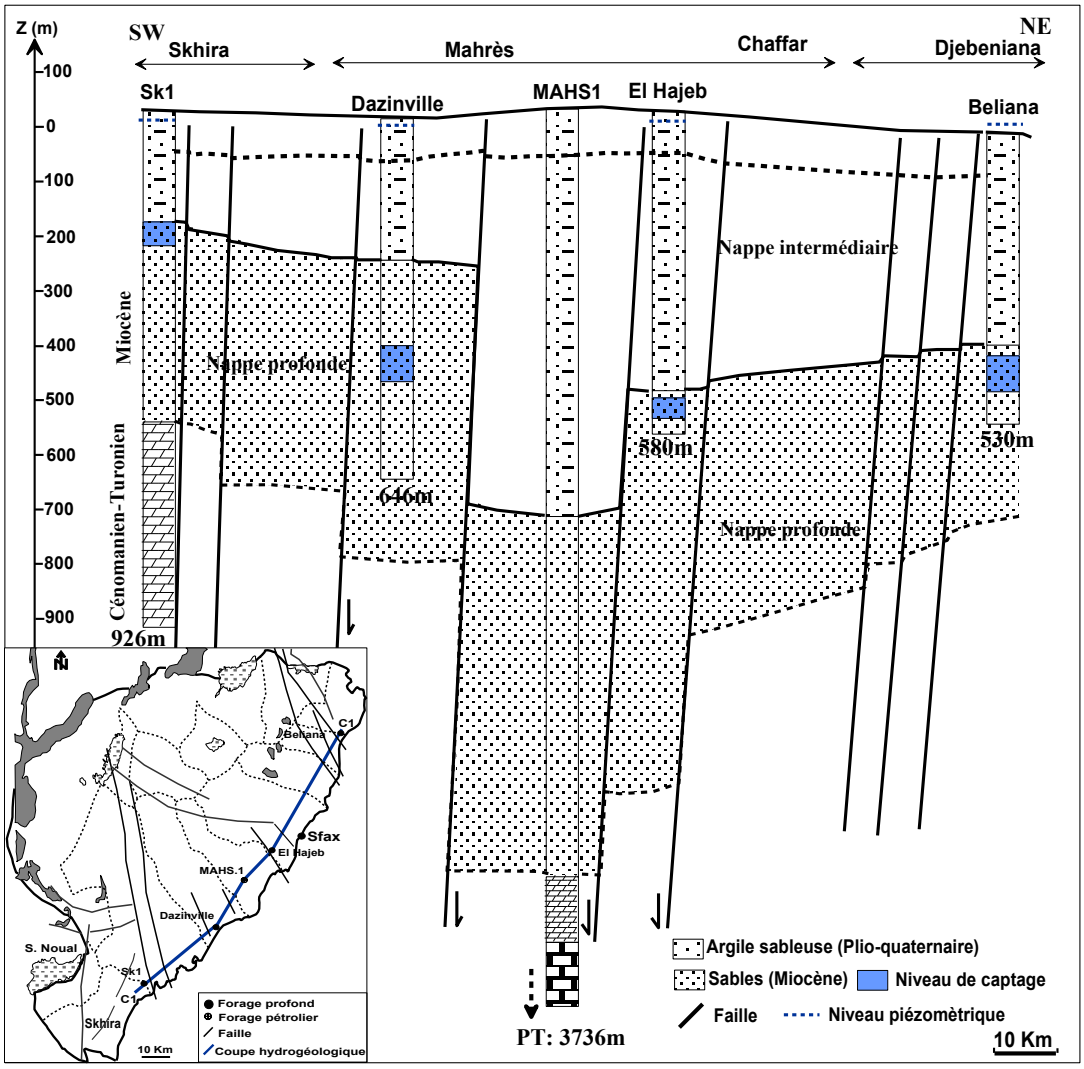


Fig.24: Corrélation hydrogéologique C1 (Littoral de Sfax)

Cette corrélation illustre bien la continuité des séries sableuses du miocène le long de la côte de Sfax et met en évidence une zone subsidente à proximité du forage pétrolier Mahrès (MHS1). Vers le Nord Est, le captage de la partie sommitale du miocène (la plus productive), rend difficile d'explorer l'épaisseur totale de cette formation réservoir.

Arrivant à une profondeur de 926 m vers le sud, le forage SK1 a permis d'estimer l'épaisseur totale de la formation réservoir dans cette région.

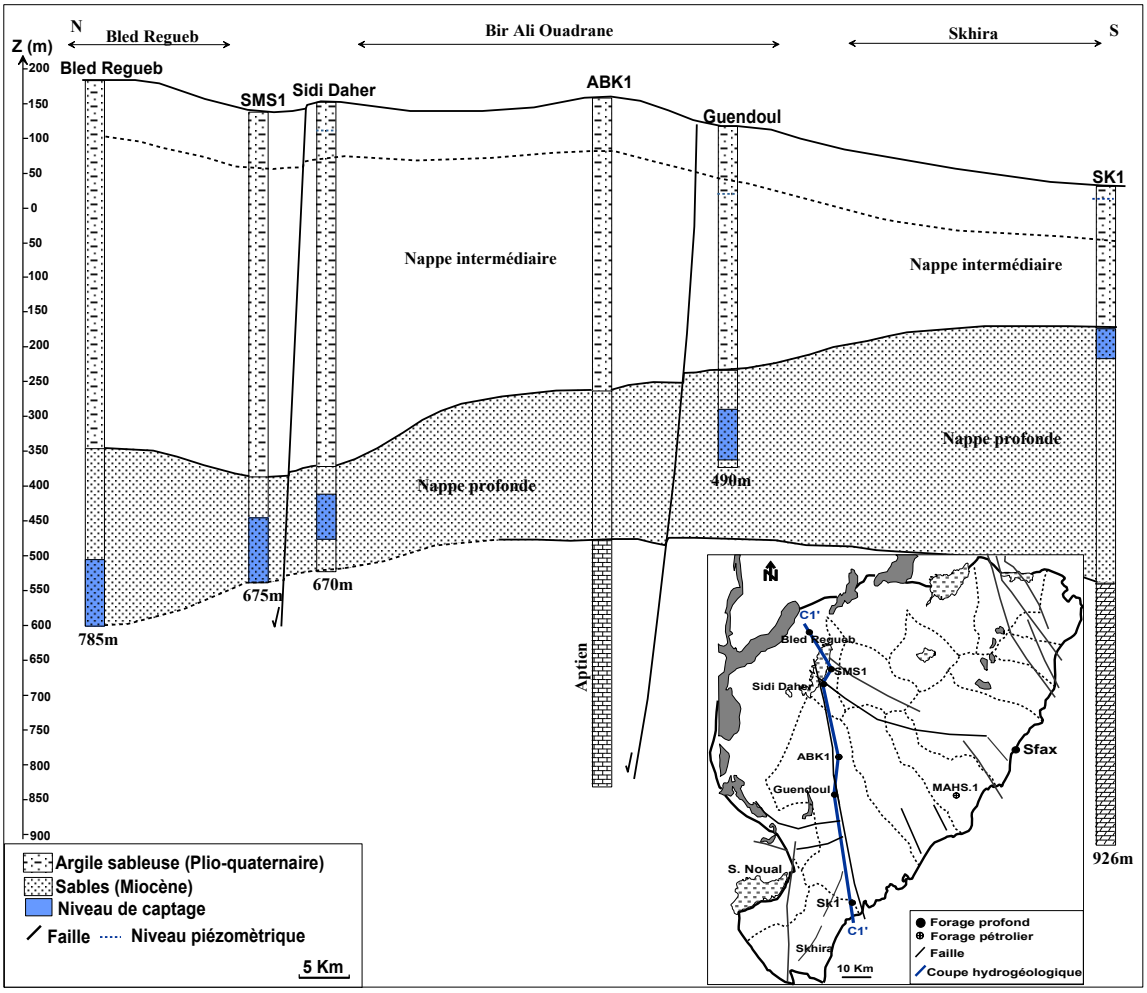


Fig.25: Corrélation hydrogéologique C'1 (Sfax)

La corrélation hydrogéologique C'1 (Fig.25), orientée sensiblement N-S, est jalonnée par les forages Bled Regueb, SMS1, Sidi Daher, ABK1, Geundoul et Skhira 1. Cette corrélation montre également l'importance de l'extension des sables miocènes logeant le réservoir profond de la région. Du Nord au Sud, cette formation tend à s'approcher de la surface du sol et se trouvent surmontés par des niveaux sablo-argileux semi perméables les séparant d'un système aquifère multicouche. Formé par plusieurs niveaux d'argiles sableuses et de sables argileuses, ce dernier a été interprété dans certaines études (Maatar 2006, Hchaichi 2008) en

tant qu'une nappe intermédiaire semi-profonde rencontrée entre 80 m et le toit de la nappe profonde (Fig.24 et 25).

Dans la région de Skhira, le niveau piézomètrique de la nappe semi-profonde épouse celui de la nappe phréatique. Ceci laisse penser que le fait d'étudier cette nappe semi-profonde en tant qu'aquifère autonome reste toujours hypothétique, particulièrement au sud du bassin.

2. Corrélation hydrogéologique C2 (Région de Menzel Habib) (Fig.26):

La corrélation C2, orientée SE-NW puis NE, s'étend entre le relief de Zemlet Beida au Sud et Sabkha Noual au Nord en passant par le forage BK1 implanté au milieu du flanc sud du jebel Belkhir. Elle fait la jonction entre les trois forages pétroliers ZB1, BK1 et MAN1 (Fig.26).

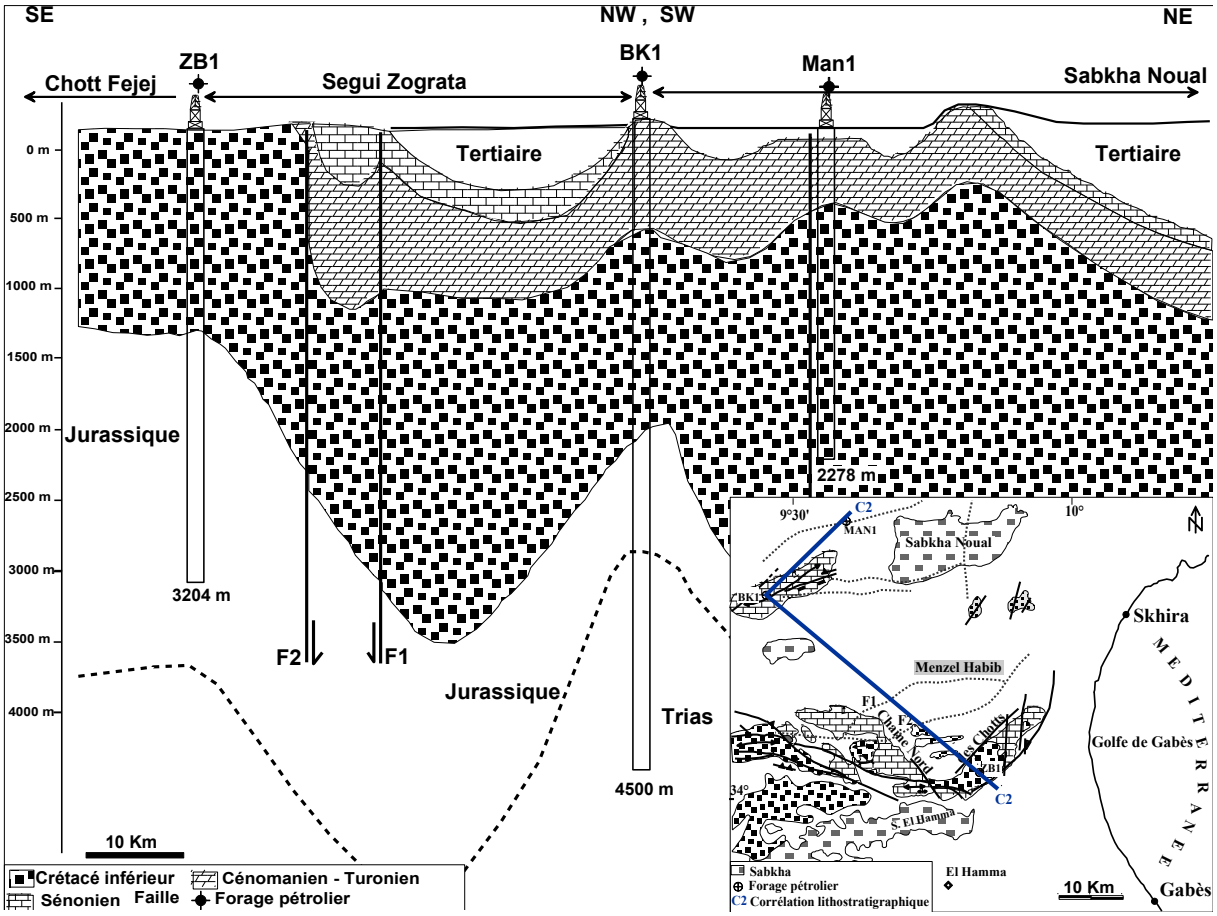


Fig. 26: Corrélation hydrogéologique C2 (Amoco et Mamou, 1986; modifiée)

Elle permet de déduire que les formations du Crétacé inférieur, rencontrées en affleurement au niveau de relief de Zemlet Beida, montrent une grande extension latérale en profondeur. D'autre part, cette coupe confirme bien que la région de Segui zograta qui fait partie du secteur de Menzel Habib, se présente sous forme d'un synclinal déversé SW-NE (Fig.26).

L'implantation de quelques forages profonds dans cette région, a permis la mise en évidence de plusieurs niveaux aquifères (Miocène, Sénonien, Turonien, Cénomanien).

3. Corrélation hydrogéologique C3 (Région de Gabès Nord) (Fig.27):

La corrélation C 3, orientée SE-NE, longe le littoral entre Gabès Nord et Skhira. Elle fait la jonction entre les forages G1, G4, FA, T1, T2 et SK1 (Fig.27). L'objectif de cette corrélation hydrogéologique est de visualiser le mode de passage des formations aquifères, du Sud au Nord, le long du littoral en mettant l'accent surtout sur les formations détritiques du Miocène.

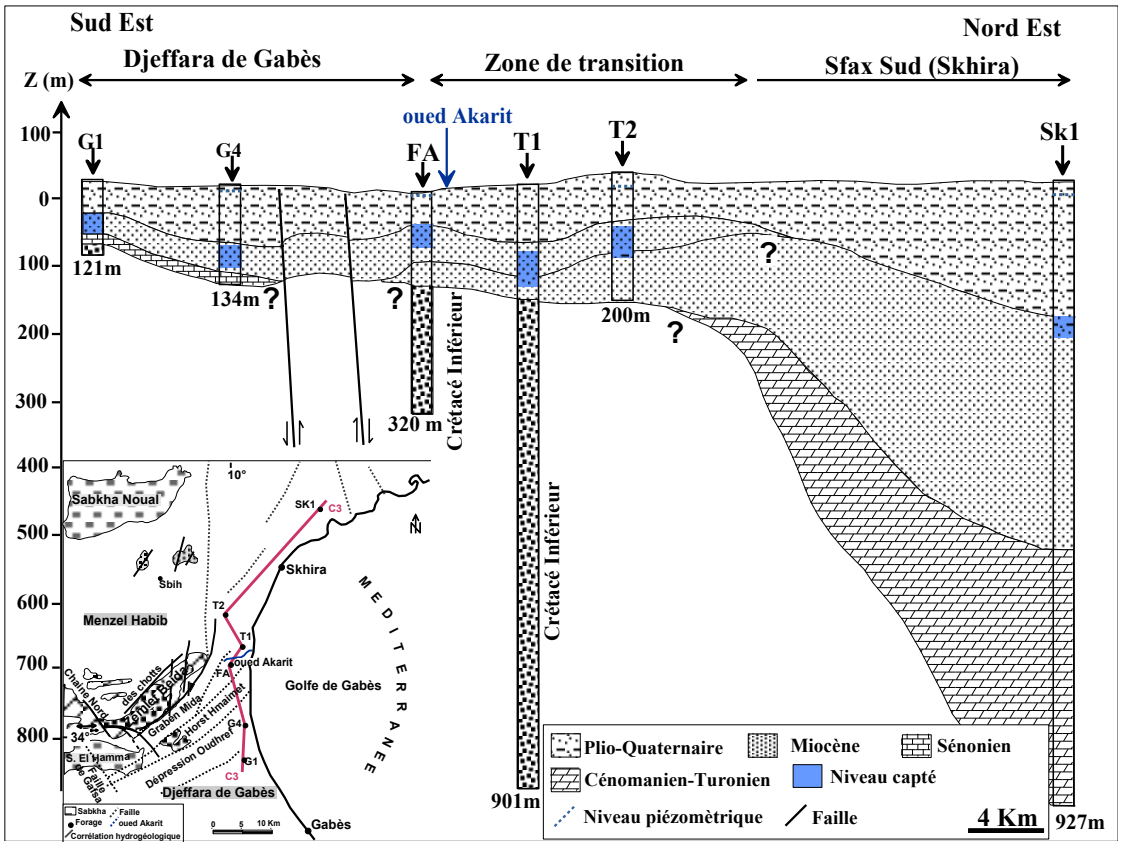


Fig. 27: Corrélation hydrogéologique C3 (passage latéral des horizons miocènes entre Gabès Nord et Skhira).

Elle permet aussi de constater que la région de Gabès Nord contient un système multicouche. Les sables continentaux du Miocène, qui abritent l'aquifère le plus exploité dans la région, sont captés à une profondeur entre 80 et 180 m et reposent par endroit sur les grès du Crétacé inférieur (FA) ou sur les calcaires du Sénonien (G1 et G4) (Fig.27).

Les études antérieures (Mekrazi, 1975; Mamou, 1982) considèrent que ce système aquifère se limite au Nord au niveau du tracé de Oued Akarit au delà du quel s'étend la nappe profonde

de Sfax. Néanmoins, l'implantation de nouveaux forages de reconnaissance au Nord de cette limite a permis d'identifier une zone de transition, large d'une dizaine de kilomètres entre Oued Akarit et la Skhira, où s'étendent et se superposent les deux horizons aquifères.

Bien que la limite entre ces deux horizons demeure indiscernable, il parait évident par analogie avec les dépôts des sables miocènes rencontrés au Sud et au Nord, que les deux formations aquifères coexistent dans cette zone de transition (Fig.28).

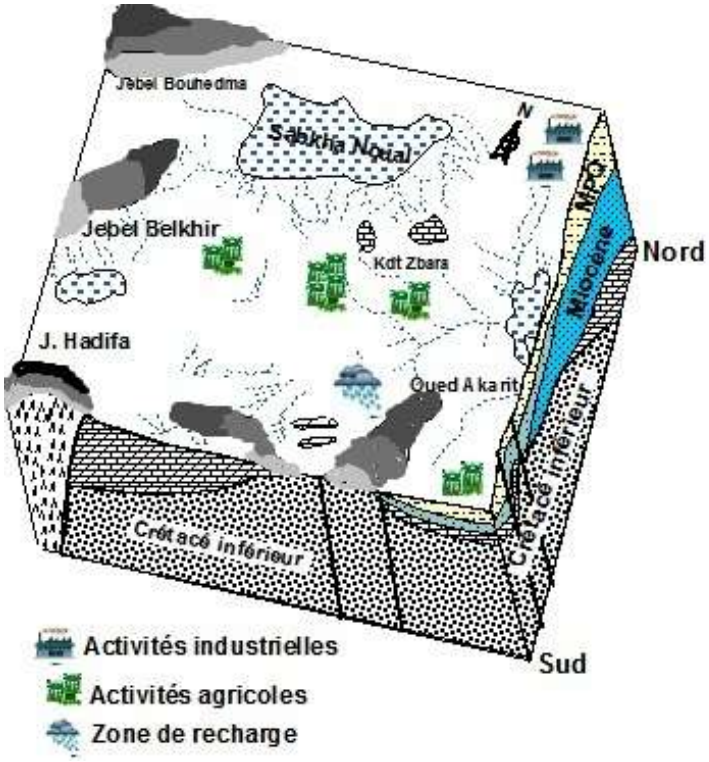


Fig. 28: Bloc diagramme de l'architecture des formations réservoirs dans le secteur Skhira – Gabès Nord (Sud – Nord).

Dans le but de mieux clarifier ces passages latéraux entre les diverses formations réservoirs, on s'est basé sur trois corrélations hydrogéologiques faisant ainsi la jonction entre les divers bassins de la zone d'étude (Fig.29).

4. Corrélation hydrogéologique C4 (SW-NE) Menzel Habib-Sfax (Fig. 30):

La corrélation C4 s'étend de la région de Menzel Habib au Sud Ouest jusqu'à Sfax au Nord Est en passant par les forages Haouari Nord (CT1), Zograta (Zg), Sbih (CT3), Skhira1 (Sk1) et Dazinville (Fig.30). Cette corrélation a permis de visualiser l'extension des formations géologiques existantes. En effet, les sables miocènes, qui s'étendent avec des épaisseurs considérables dans la région de Sfax (350 m dans le forage Sk1), demeurent d'un intérêt hydrogéologique important du fait qu'ils renferment le principal aquifère de la région.

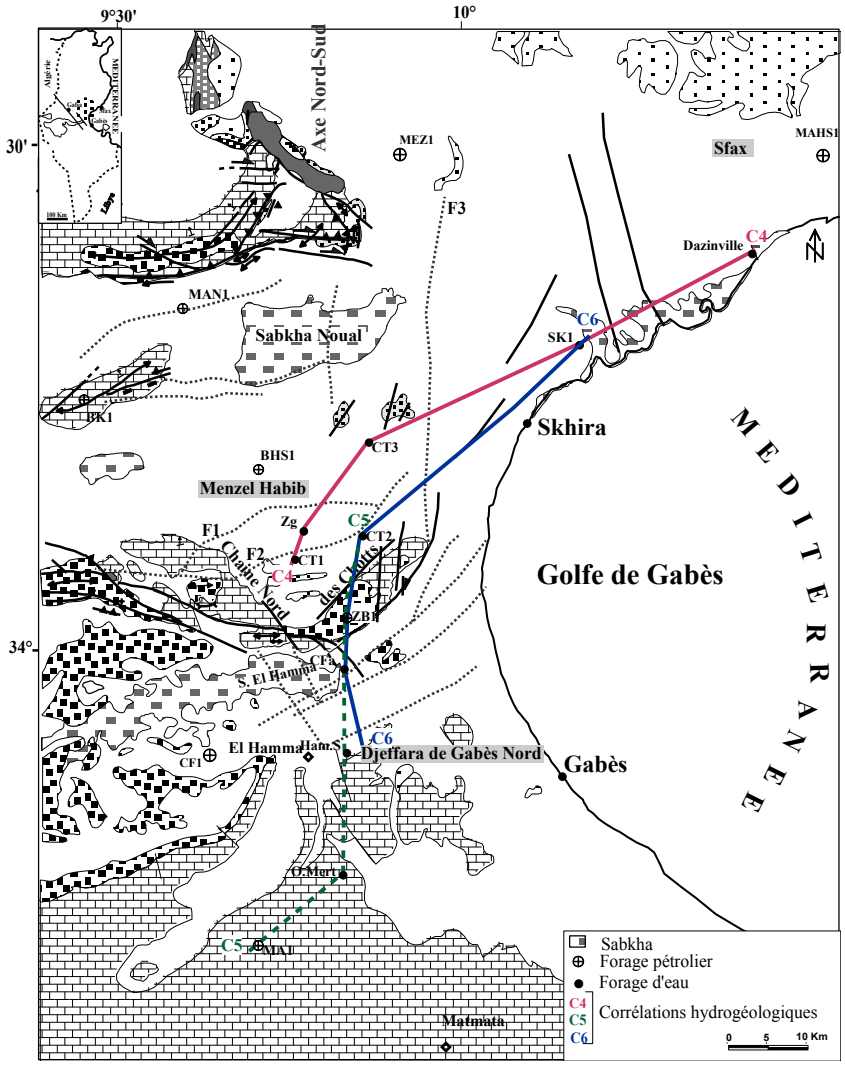


Fig. 29: Carte de localisation des corrélations hydrogéologiques (C4, C5 et C6).

Vers le Sud Ouest, l'épaisseur de ces sables diminuent considérablement (15 m dans le forage CT3) indiquant ainsi la limite méridionale de l'aquifère. Le substratum de ces dépôts sableux du Miocène est attribué aux calcaires du Cénomanien-Turonien. Cette formation carbonatée s'étend presque avec la même lithologie vers le Sud Ouest et constitue un immense réservoir exploité dans la région de Menzel Habib (Fig.30).

D'autre part, il se dévoile de cette corrélation que la faille F3 (S-N), détectée par étude sismique (voir cadre structural), provoque un décalage d'environ 300 m mettant ainsi en contact les calcaires du Cénomanien-Turonien en face des sables miocènes ce qui peut être à l'origine d'une probable communication latérale entre les deux aquifères (Fig.31).

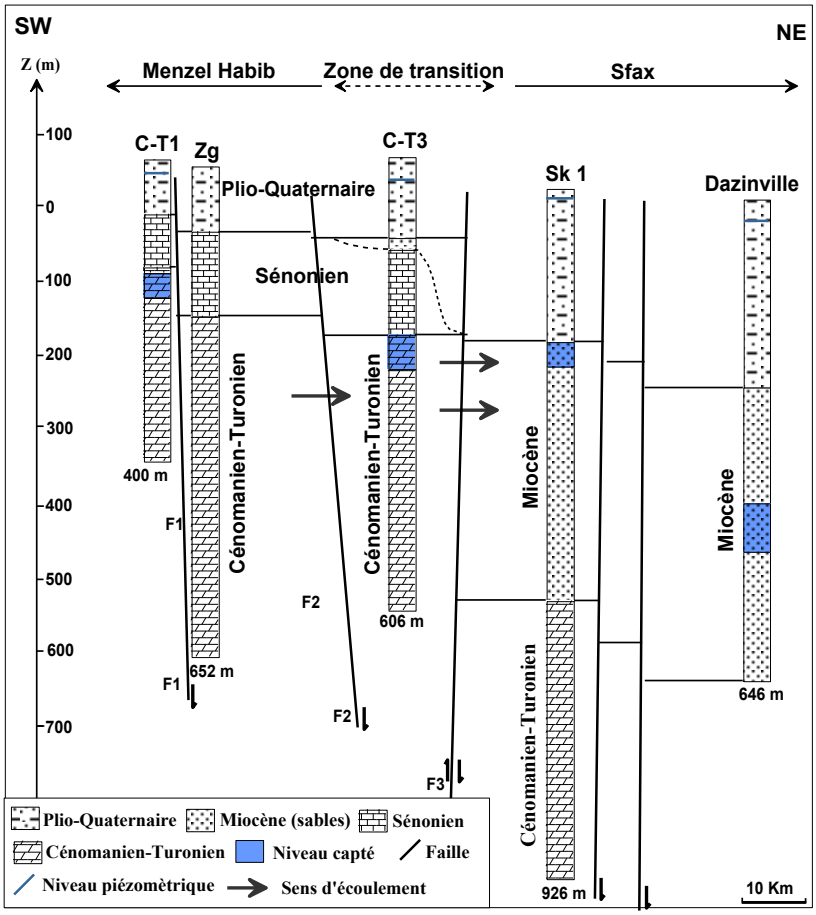


Fig. 30: Corrélation hydrogéologique C4 (Menzel Habib-Sfax)

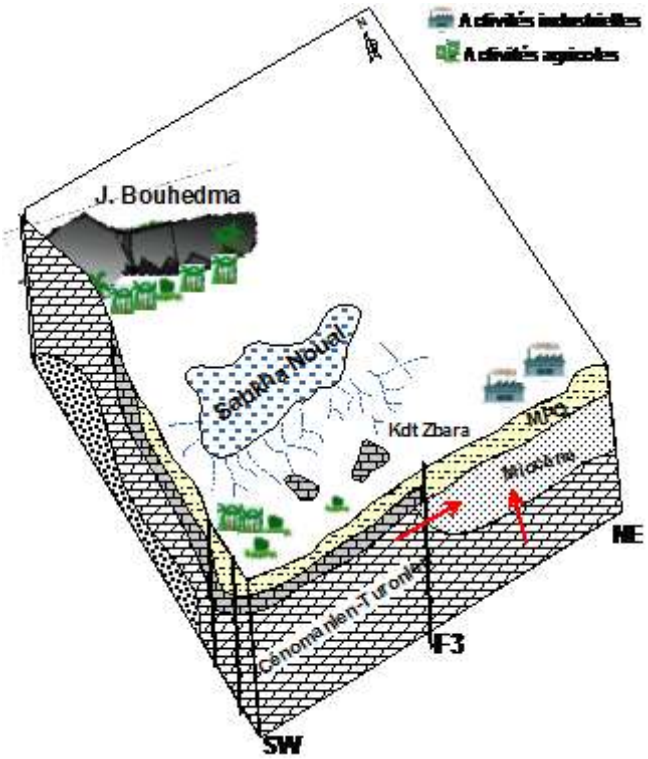


Fig. 31: Bloc diagramme de l'architecture des formations réservvoirs dans le secteur Menzel Habib- Skhira (Sud Ouest – Nord Est).

5. Corrélation hydrogéologique C5 (S-N) Matmata-Menzel Habib (Fig.32):

Cette corrélation s'étend de la région de Menzel Habib au Nord jusqu'au Matmata au Sud en passant par la région d'El Hamma. Elle est jalonnée par les forages Garaat Fatnassa (CT2), Zemlet Beida (ZB1), Chott Fedjej (Cfa), Hamma Sud (Ham.S), Oglet Mertba (O. Mert) et Matmata 1 (MA1) (Fig.29).

Elle est accomplie dans le but de chercher l'extension, vers le Sud, de la formation calcaire du Cénomanien-Turonien, traversée et exploitée localement dans la région de Menzel Habib. En effet, au delà de la limite méridionale de la zone d'étude, des calcaires dolomitiques fissurés du Cénomanien-Turonien ont été traversé dans la région de Matmata faisant l'objet d'un très bon aquifère.

En revanche, l'extension de ces calcaires se trouve interrompue, du Nord au Sud, par l'effet de la tectonique qui a favorisé l'affleurement du Crétacé inférieur dans la région d'El Hamma ainsi qu'au cœur du relief de Zemlet Beida (Fig.32).

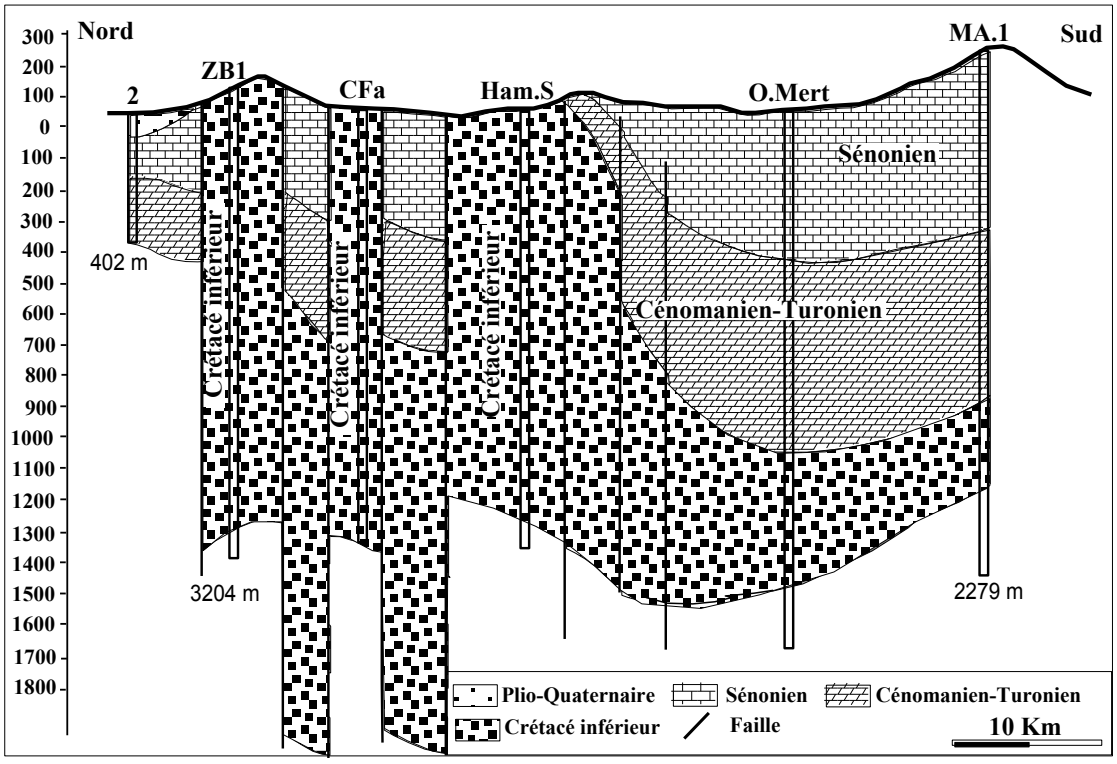


Fig.32: Corrélation hydrogéologique C5 (Menzel Habib-Matmata) (Abidi, 2000)

6. Corrélation hydrogéologique C6 (S-N puis SW-NE) Gabès Nord-Skhira (Fig.33):

Cette corrélation est orientée S-N, SW-NE et passe au Sud par le système de horsts et grabens puis par les forages Zemlet Beida (ZB1), Garaat Fatnassa (CT2) et Skhira 1 (Sk1) (Fig.29).

A partir de cette corrélation, on peut déduire l'absence de toute continuité hydraulique entre les deux aquifères côtiers dans ce secteur. En effet, la structuration de la région de Gabès Nord par l'effet des failles, a provoqué la mise en contact de plusieurs niveaux aquifères de perméabilités différentes. L'affleurement du Crétacé inférieur au niveau de relief de Zemlet Beida, joue le rôle d'écran dévoilant une nette discontinuité entre les deux bassins (Fig.33).

Elle permet aussi de mieux cerner la différence d'épaisseur des sables miocènes du Sud au Nord. Toutefois, il s'avère que malgré la faible épaisseur des dépôts miocènes dans la région de Gabès Nord, ces derniers renferment l'aquifère le plus exploité dans la région.

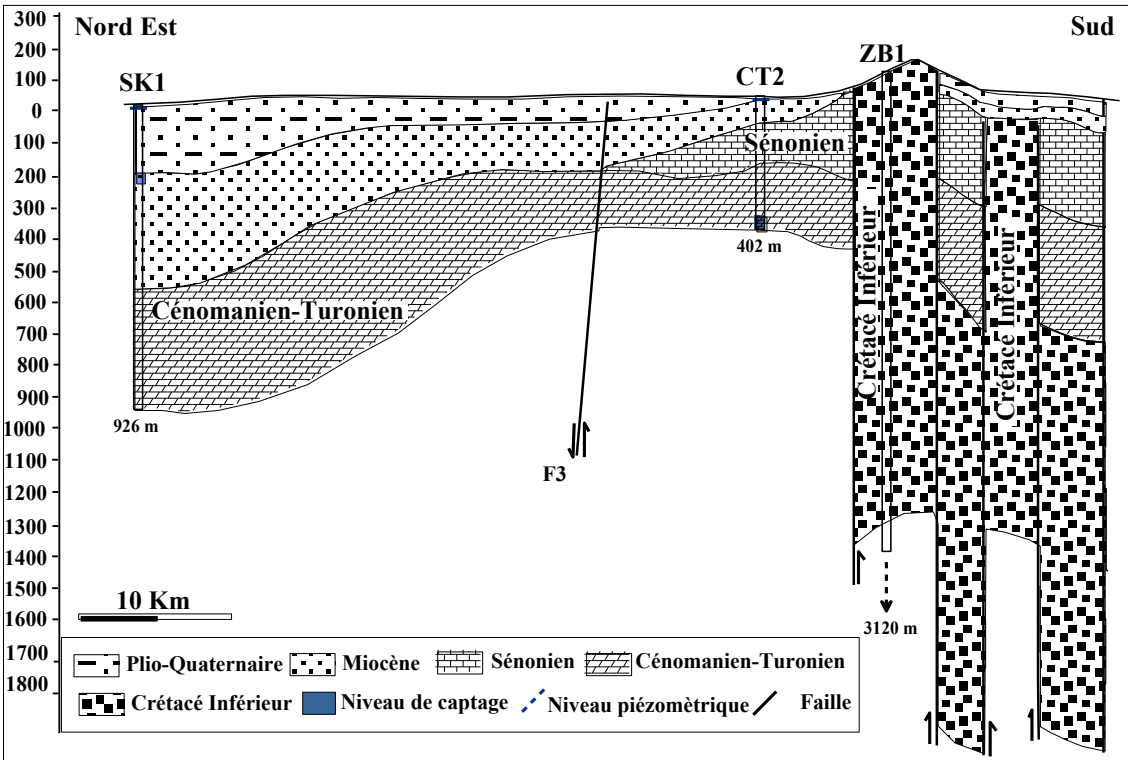


Fig.33: Corrélation hydrogéologique C6 (Gabès Nord - Skhira).

IV. Comportement piézométrique des aquifères de la zone d'étude

En tenant compte des mesures piézométriques effectuées dans le cadre de cette étude ainsi que des nivellements topographiques exécutés sur un grand nombre de forages d'eau, on a pu établir les cartes piézométriques des différents aquifères de la zone d'étude.

1. Piézométrie des systèmes aquifères profonds:

1.1. Les systèmes aquifères côtiers (Les horizons miocènes):

Dans le but de suivre le comportement piézométrique des aquifères côtiers (Gabès Nord et Sfax), un réseau de surveillance piézométrique a été adopté le long de la côte.

La carte piézométrique, établie manuellement par interpolation linéaire entre les points de mesure, montre que l'écoulement général des eaux souterraines de ces aquifères est multidirectionnel convergeant essentiellement vers la mer (Fig.34).

En effet, les zones de recharge de l'aquifère Miocène dans la région de Sfax sont localisées sur les bordures septentrionale et occidentale du bassin hydrogéologique.

Les niveaux piézométriques enregistrés passent de 23 m au Nord (S13) à 11 m au Sud. Ainsi, les écoulements souterrains convergent globalement, suivant une direction Nord-Sud, vers la plaine de Skhira avant de rejoindre la mer (écoulement conforme à la topographie générale du terrain naturel) (Fig.34).

Le gradient hydraulique varie de 3.5‰ au Nord à 4.2‰ au Sud et diminue considérablement vers le NW (2.4‰) aux alentours de Guendoul (S14). Cette variation peut être due à la grande variation de la vitesse d'écoulement ainsi qu'à l'intensification de l'exploitation de la nappe surtout vers le Sud (région de Skhira).

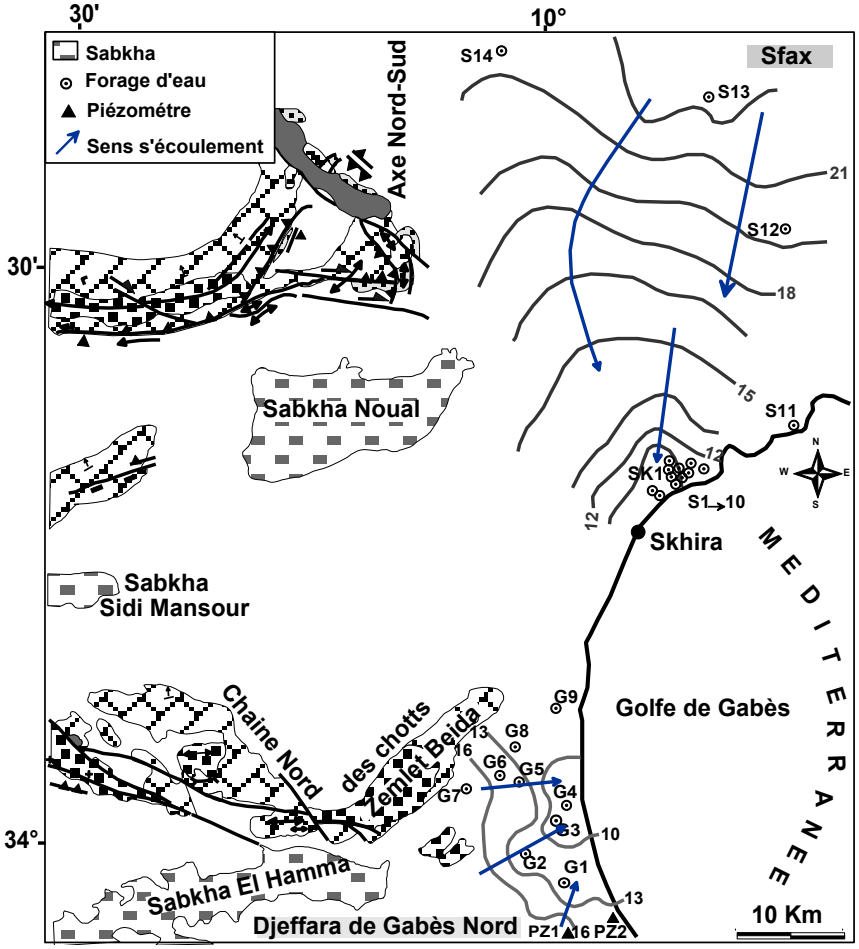


Fig.34: Carte piézométrique du système aquifère profond côtier (Les horizons miocènes) (2008).

Dans la région de Gabès Nord, les niveaux piézométriques passent de 16 m à l'Ouest, à 10 m à l'Est. Les eaux souterraines convergent essentiellement vers la mer suivant des directions (i) Ouest-Est en provenance de relief de Zemlet Beida et (ii) Sud Ouest-Nord Est en provenance du seuil El Hamma (Fig.34). Le gradient hydraulique est constant sur l'ensemble du bassin (1.10^{-3} ‰), témoignant d'un régime d'écoulement stable.

Dans la zone de transition (entre Gabès Nord et Skhira), le captage mixte des deux horizons aquifères du miocène, empêche l'attribution de la piézométrie dans cette zone à une nappe ou à l'autre.

L'étude de la fluctuation de la piézométrie de la nappe profonde de Sfax est accomplie sur la base d'un suivi régulier, par la DGRE (Direction Générale des Ressources en Eau), des données piézométriques des forages existants.

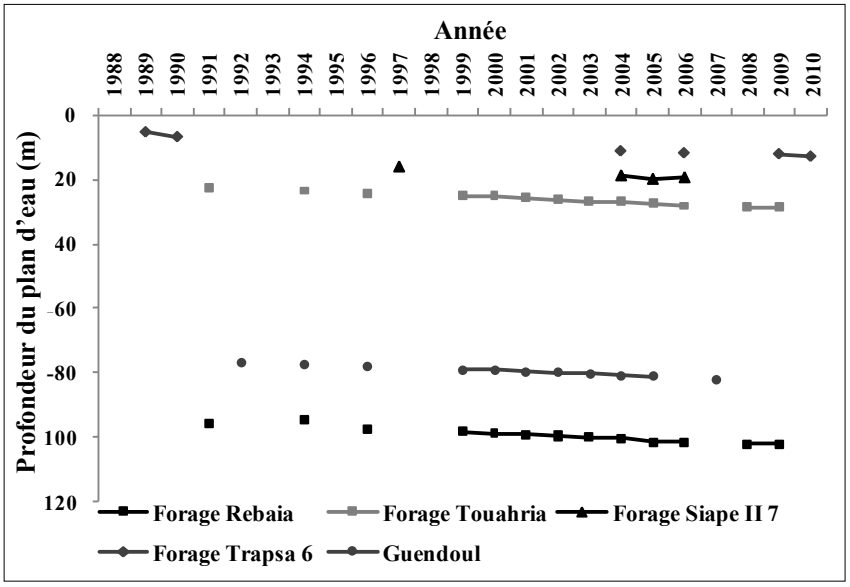


Fig.35: Evolution de la profondeur du paln d'eau dans la nappe profonde de Sfax (1988-2010).

En effet, le suivi de l'évolution temporelle et spatiale (du Nord au Sud) du niveau de cette nappe montre une baisse générale d'environ 0.3 m/an (Fig.35). Cette légère baisse, reflète un état d'équilibre relatif de la nappe.

Dans la région de Gabès Nord, le suivi de l'évolution de la piézométrie de la nappe profonde est effectué grâce aux données des deux piézomètres PZ Oudhref et PZ Adala. Ces deux piézomètres reflètent une baisse remarquable du niveau de la nappe de l'ordre de 0.56 m/an (Fig.36).

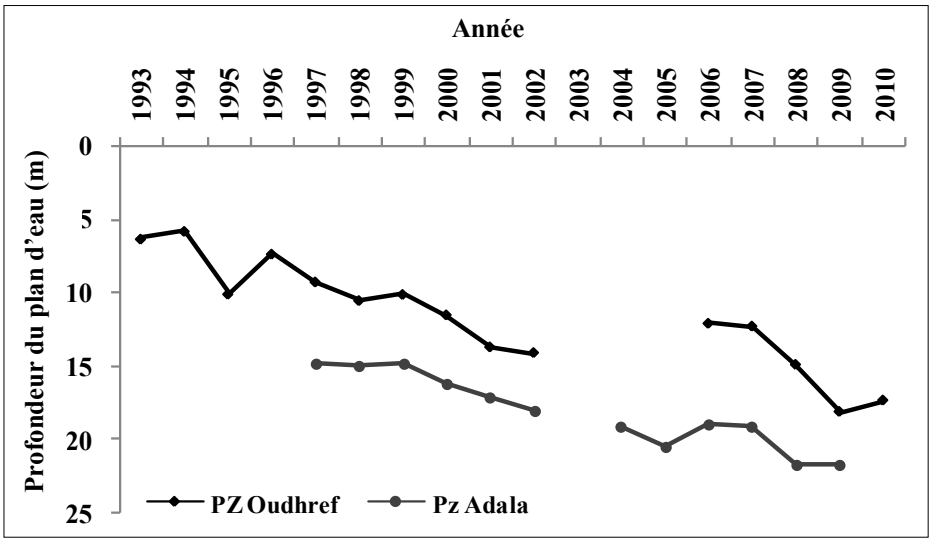


Fig.36: Evolution de la profondeur du paln d'eau dans la nappe profonde de Gabès Nord (1993-2010).

1.2. La nappe du Cénomanien-Turonien:

La difficulté d'établissement de la carte piézométrique de la nappe du Cénomanien-Turonien (C-T), exploitée localement dans la région de Menzel Habib, est due essentiellement au nombre trop limité des forages captant cet aquifère.

Toutefois, au delà de la limite méridionale de la zone d'étude, cette nappe a été exploitée par plusieurs forages, dans la région de Matmata, faisant l'objet d'un bon aquifère.

Les écoulements souterrains de l'aquifère C-T convergent, globalement, vers la mer suivant une direction SW-NE. Dans la région de Menzel Habib, cette nappe s'écoule en direction de Skhira avec des niveaux piézométriques qui varient entre 50 et 34 m et se trouve ainsi en charge hydraulique par rapport à la nappe du Miocène de Sfax (Np: 11m dans la région de Skhira) (Fig.37).

En tenant compte de ces indices (sens d'écoulement, différence de charge des niveaux piézométriques…), on peut soutenir la probabilité de communication latérale entre la nappe du C-T (au niveau de Menzel Habib) et celle du Miocène de Sfax sud (Skhira).

Le gradient hydraulique est très variable du Sud (1. 10^{-2} ‰ dans la région de Matmata) au Nord (de l'ordre de 2.10^{-3} ‰ dans le secteur de Menzel Habib).

Le suivi de la piézométrie de la nappe du Cénomanien-Turonien, s'est heurté à divers obstacles dans le secteur d'étude, suite à la fermeture totale des forages captant cet aquifère (C-T2 et C-T3) à cause de la salinité élevée de leurs eaux.

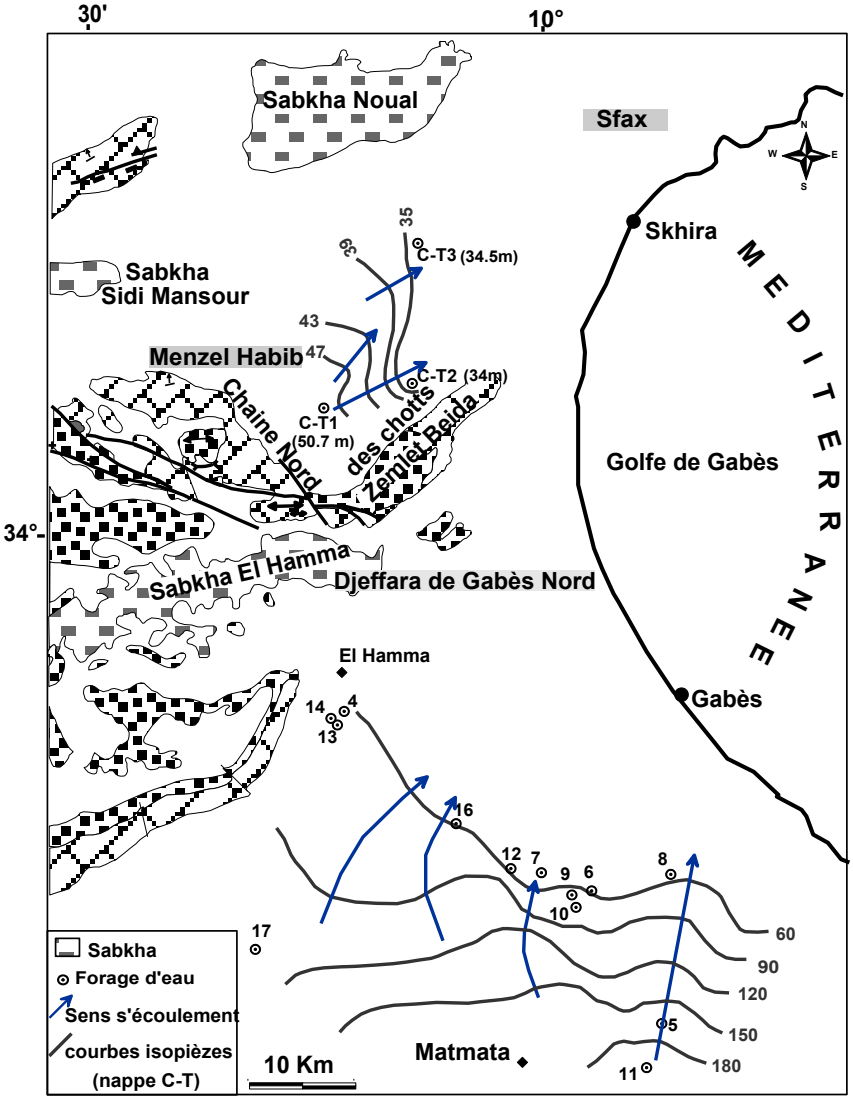


Fig.37: Carte piézométrique de la nappe du Cénomanien-Turonien (2008).

Toutefois, le forage C-T3 (implanté dans la région de Sbih), a été transformé en piézomètre et a permis donc d'avoir une idée sur l'évolution de la profondeur du plan d'eau de cette nappe qui a passé de 22.4 m (1990) à 26.9 m (2010) (Fig.38). D'autre part, on a procédé, au cours de la campagne d'échantillonnage faite dans le cadre de cette étude, à l'ouverture du forage C-T2 (Menzel Habib) et on a eu de ce fait l'occasion de mesurer la profondeur du plan d'eau qui était de l'ordre de 23.4 m (2008) contre 22,8 m à la création (1999).

Il est à noter donc que le suivi de l'évolution de la profondeur du plan d'eau de la nappe du Cénomanien-Turonien montre une baisse générale en fonction de temps (Fig.38).

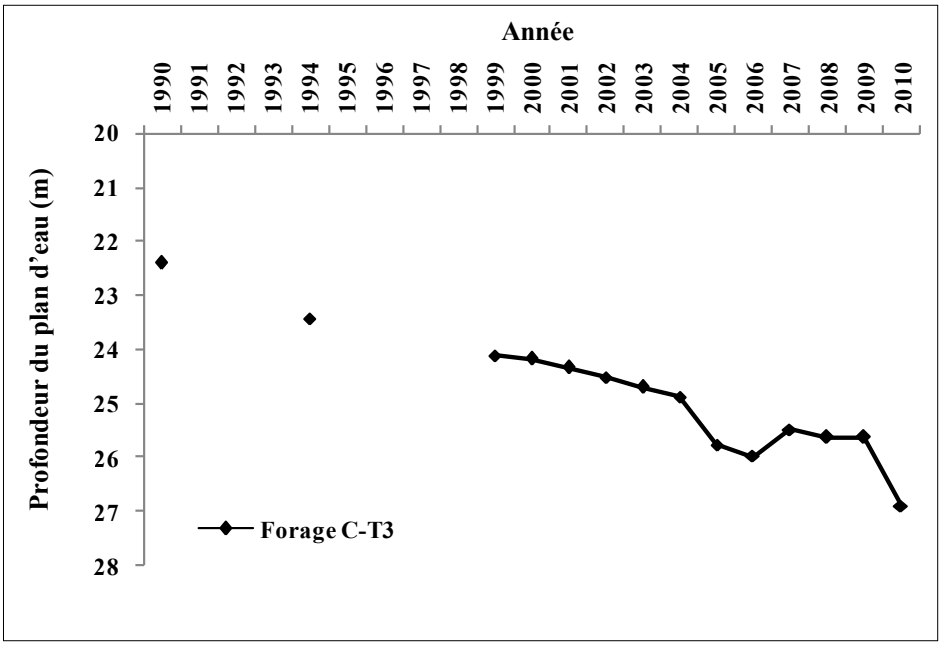


Fig.38: Evolution de la profondeur du paln d'eau dans la nappe du C-T (Menzel Habib) (1990-2010).

2. Piézométrie des nappes phréatiques:

2.1. La nappe phréatique de Skhira:

Occupant une superficie de 640 Km², la nappe phréatique de Skhira constitue la pointe Sud Ouest d'un grand ensemble appelé le sahel de Sfax. Elle est logée dans des horizons sableux fréquemment argileux du Quaternaire ancien. Les dépôts sont extrêmement variés avec des fréquentes variations latérales de faciès.

En effet, un inventaire, touchant tous les secteurs appartenant à la nappe de Skhira, a été entrepris dans le cadre de cette étude.

L'examen de la surface du plan d'eau montre que l'exploitation, par puits de surface, de la nappe phréatique de Skhira est facilement accessible. Le niveau piézométrique de cette nappe varie de 43 m en amont à 11.2 m sur la côte. Elle est alimentée essentiellement à partir des eaux d'infiltration (Illy 1968).

L'examen de la carte piézométrique montre que les eaux souterraines de cette nappe convergent globalement vers sabkha Dreiaa avant de rejoindre la mer. Les directions principales d'écoulement sont Ouest- Est, Sud Ouest-Nord Est et Nord Ouest-Sud Est (Fig.39).

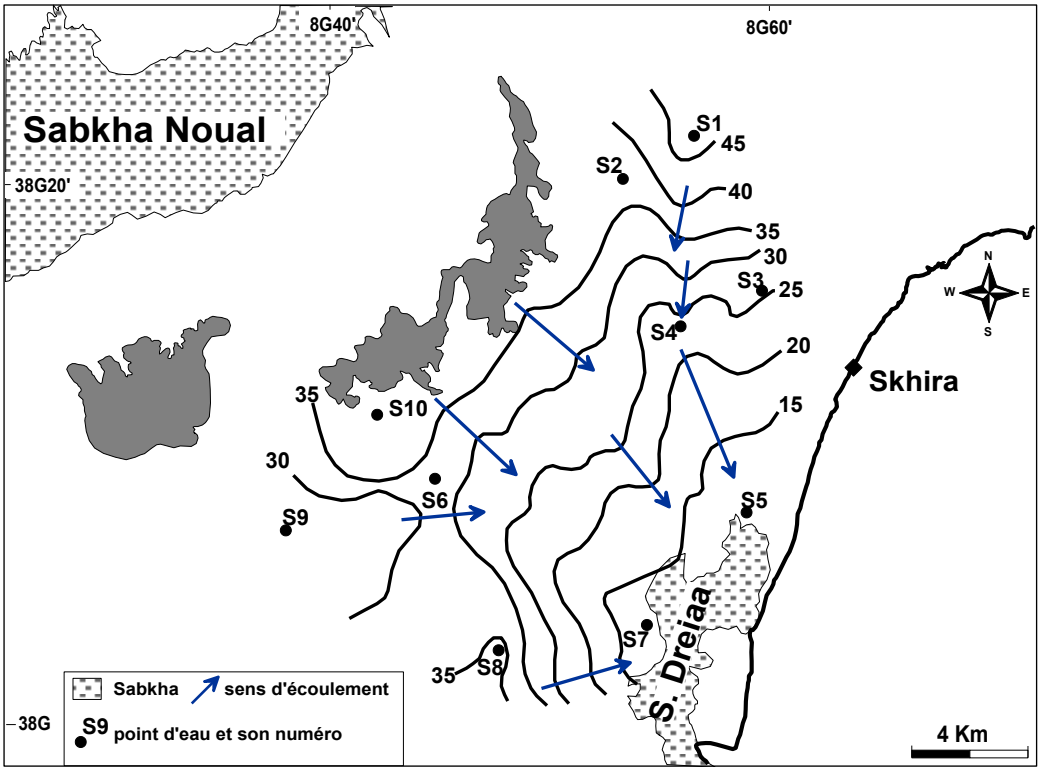


Fig.39: Carte piézométrique de la nappe phréatique de Skhira (2008).

L'évolution piézométrique montre une baisse générale du niveau de cette nappe, remarquée surtout durant la dernière décennie, suite à l'augmentation exponentielle du nombre de puits (Fig.40).

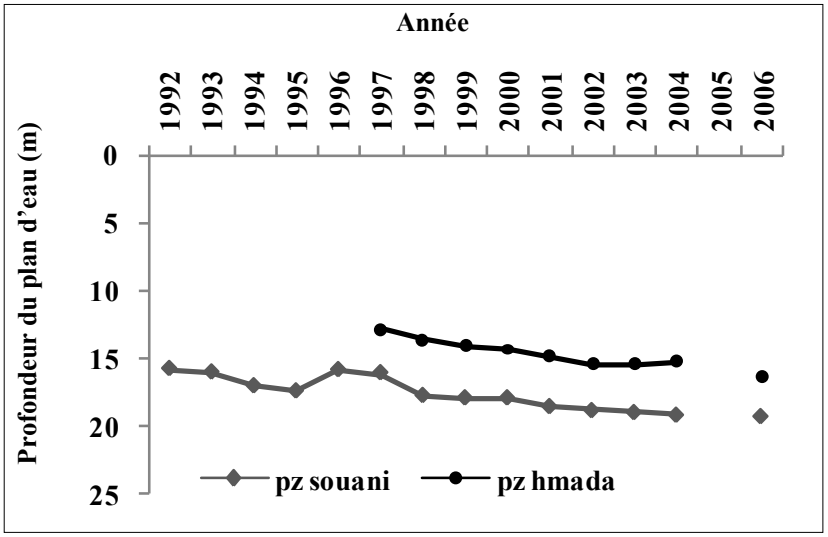


Fig.40: Evolution de la prondeur du paln d'eau dans la nappe phréatique de Skhira (1992-2006).

2.2. La nappe phréatique de Gabès Nord:

Dans la région de Gabès Nord, plusieurs puits de surface ont été implantés le long du littoral. Ces puits captent dans la majorité des horizons sableux ou graveleux rarement calcaires. Les eaux de cette nappe servent essentiellement pour l'irrigation (dans les oasis).

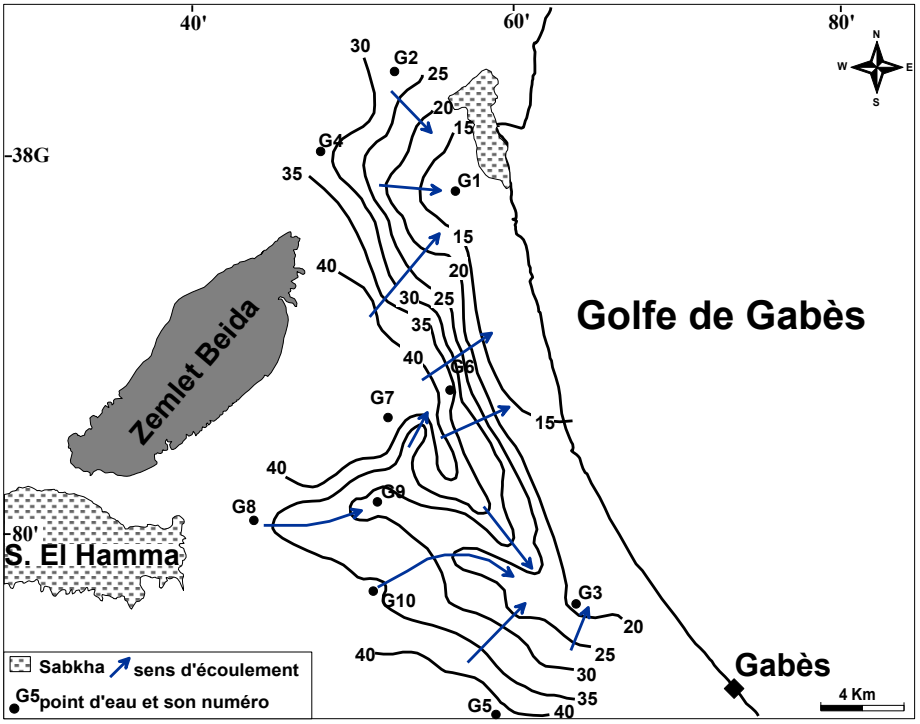


Fig.41: Carte piézométrique de la nappe phréatique de Gabès Nord (2008).

Cette nappe est alimentée essentiellement à partir de l'infiltration directe des eaux météoriques sur les formations perméables, à partir des crues des oueds et probablement à partir des aquifères plus profonds.

La carte piézométrique de cette nappe, montre que le niveau piézométrique varie de 50 m (en Ouest) à 10 m sur le littoral. Les eaux souterraines s'écoulent globalement vers la mer suivant des directions Nord Ouest-Sud Est, Ouest-Est et Sud Ouest-Nord Est (Fig.41).

Le suivi de l'évolution de la profondeur du plan d'eau montre un état stationnaire tel qu'au niveau du PP. Amarat et PP. Cimenterie à l'exception de quelques années au niveau des quelles se relève le niveau de la nappe (Fig.42). Il s'avère que ces années coïncident, en fait, avec les années excédentaires 1990 (368 mm), 1996 (551 mm) et 2007 (387 mm) (Fig.7 Chapitre I). Toutefois, la fluctuation du niveau de cette nappe, déduite à partir des puits et des piézomètres, reste tributaire de plusieurs facteurs (proximité des oueds, surface des sols perméables, …).

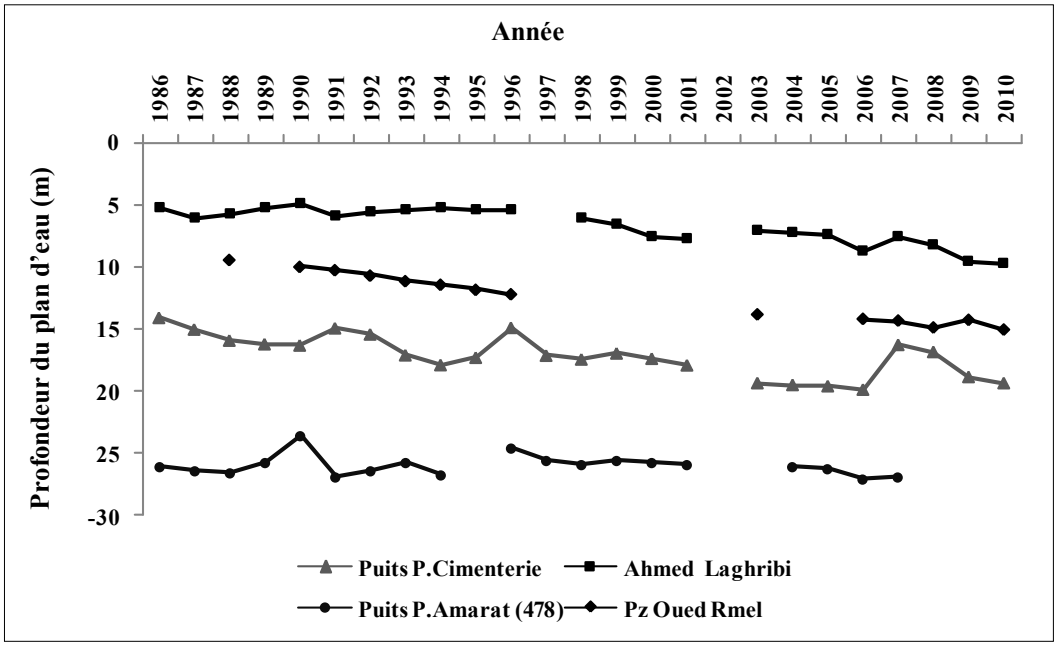


Fig.42: Evolution de la profondeur du paln d'eau dans la nappe phréatique de Gabès Nord (1986-2010)

2.3. La nappe phréatique de Menzel Habib

La nappe phréatique de Menzel Habib est logée dans une formation sablo-limoneuse du Quaternaire. De point de vue hydrogéologique, cette nappe semble avoir des ressources limitées. La bonne qualité chimique de ses eaux ne se manifeste que dans les zones situées près des oueds ou aux piedmonts des reliefs bordiers.

La carte piézométrique de cette nappe, établie dans le cadre de la présente étude, montre que le niveau piézométrique varie de 77 m à l'Ouest, à 32 m à l'Est (Fig.43).

Les eaux s'écoulent globalement vers l'Est suivant plusieurs directions. Elle est alimentée essentiellement à travers les garaats (Mamou 1978). Toutefois, la participation de Sabkha Sidi Mansour dans l'alimentation de cette nappe, constitue une source permanente de salinisation des eaux dans la partie Ouest de cette nappe.

Le suivi de l'évolution du niveau de la nappe phréatique de Menzel Habib montre aussi une certaine stabilité en fonction du temps (PP Mehamla et Pz Hajri) (Fig.44).

Toutefois, le puits public Zougrata (M5), implanté au cœur de garaat Zougrata, reflète une augmentation progressive du niveau de la nappe en fonction du temps (entre 1995 et 2000) indiquant une directe réponse de la nappe suite aux épisodes pluviométriques (Fig.7 Chapitre I). Ceci est expliqué par le rôle de cette garaat qui reste inondée après les pluies et se dessèche pendant l'été. Une lente infiltration des eaux s'effectue donc à travers son sol ce qui relève le niveau piézométrique de la nappe phréatique qui lui est rattachée.

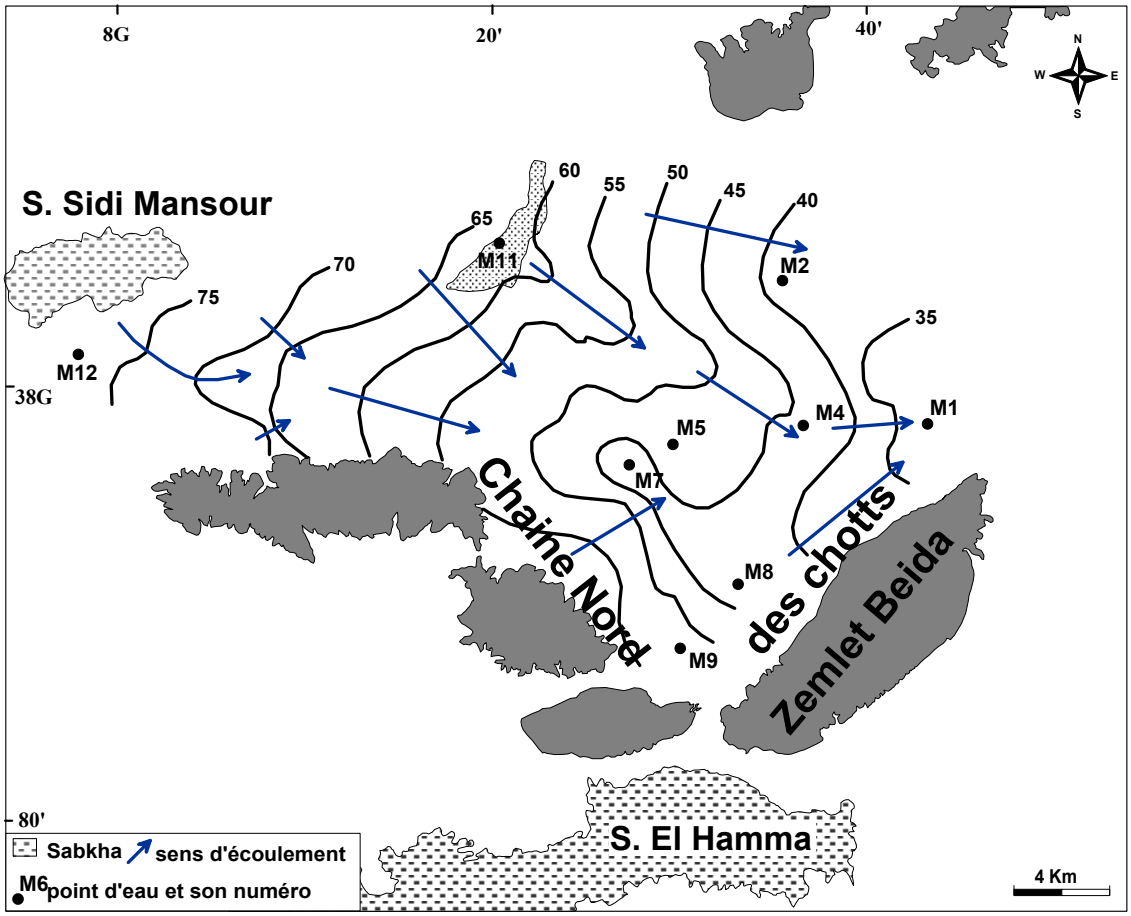


Fig.43: Carte piézométrique de la nappe phréatique de Menzel Habib (2008).

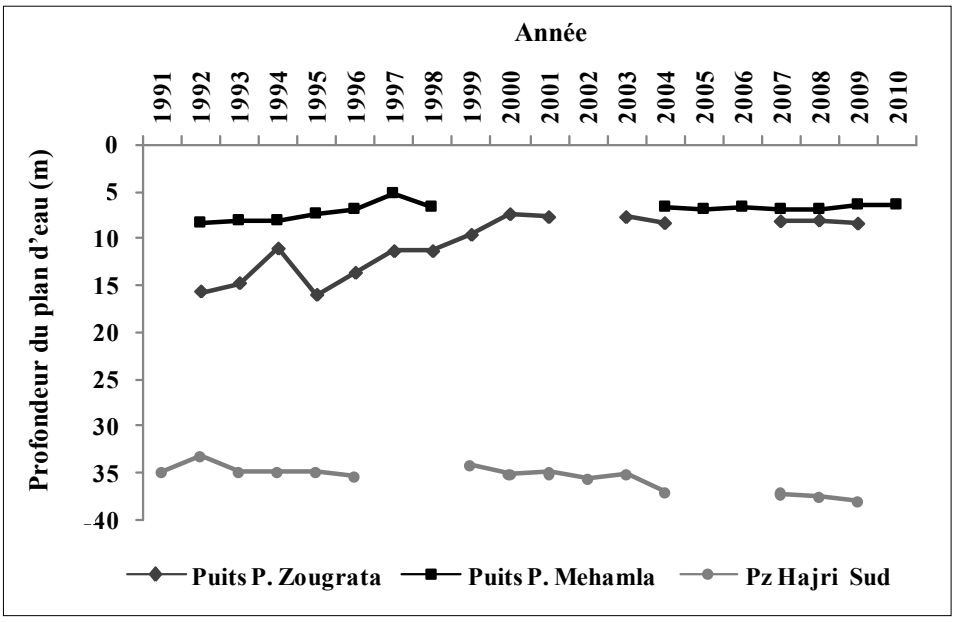


Fig.44: Evolution de la piézométrie dans la nappe phréatique de Menzel Habib (1991-2010).

V. Les paramètres hydrodynamiques des systèmes aquifères profonds:

1. Le débit spécifique (Q_{sp}):

Le débit spécıfique est déterminé à l'aide de pompage réalisé sur les différents forages de la région et s'exprime en l/s/m. Il est à noter que les valeurs, de débit spécifique, calculées dans le tableau 5, paraissent très variable d'un aquifère à un autre ainsi qu'au sein du même aquifère. En effet, dans les sables du Miocène, le débit spécifique varie de 0.6 à 4.85 l/s/m dans la région de Sfax et entre 1 et 7.9 l/s/m dans la région de Gabès Nord.

Dans les formations calcaires du Cénomanien-Turonien, les valeurs de débit spécifique montrent une grande variation. Elles sont de l'ordre de 0.4 l/s/m dans le forage Sbih, 4 l/s/m dans le forage Garaat Fatnassa (région de Menzel Habib) et varient de 0.4 à 300 l/s/m dans la région de Matmata (limite Sud de la zone d'étude). Ces variations dépendent essentiellement du degré de karstification des calcaires de la formation réservoir.

2. La Transmissivité (T):

C'est la productivité de captage dans un aquifère. Elle est calculée en fonction de son coefficient de perméabilité (K) et de son épaisseur (b) et s'exprime en m^2/s.

A partir des données existantes, obtenues par interprétation des essais de pompage effectués sur les forages implantés dans la zone d'étude, on peut remarquer que les valeurs de transmissivité sont très variables. Dans les sables miocènes de Gabès Nord, les valeurs de transmissivité sont comprises entre 1.10^{-3} m^2/s au niveau de l'anticlinal de draa Oudhref et 30.10^{-3} m^2/s au niveau du littoral de Ghannouch et oued Akarit (ERESS 1972).

Dans l'aquifère miocène de Sfax, les valeurs de transmissivité, calculées à partir de 71 essais, sont comprises entre $0.1.10^{-2}$ et $7.6.10^{-2}$ m^2/s (DGRE). Les valeurs minimales sont rencontrées au niveau de la zone côtière ainsi qu'au sud du bassin (1.10^{-2} m^2/s au niveau du forage Siape II n°4). Ceci est en étroite relation avec la variation latérale de l'épaisseur de la formation aquifère.

Dans la nappe du Cénomanien-Turonien, les valeurs de transmissivité sont très hétérogènes variant de 20.10^{-3} à 300.10^{-3} m^2/s. Ces valeurs paraissent très élevées dans certains endroits de l'aquifère montrant une forte perméabilité due essentiellement à la présence des calcaires bien fissurés et/ou karstifiés.

3. Le coefficient d'emmagasinement (S):

C'est le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère, à la variation de charge hydraulique correspondante (sans unité).

Dans la région de Gabès Nord, le coefficient d'emmagasinement de la nappe miocène est

estimé à 5.4 10^{-4} (Mekrazi 1975).

Dans la région de Sfax, les valeurs de coefficient d'emmagasinement de la nappe Miocène, obtenues à partir des données existantes, sont comprises entre $0.7.10^{-4}$ et $1.8.10^{-4}$, valeurs correspondantes à une nappe captive à semi-captive.

Tab.5: Calcul des débits spécifiques des forages implantés dans la zone d'étude et sa limite méridionale (CRDA Gabès).

Région		Nom de forage	Débit (Q en l/s)	Δ (rabattement en m)	Débit spécifique (Q_{sp} en l/s/m)
Nappe du Miocène	Région de Sfax Sud	F. Siape II n°2 bis	75.3	20	3.76
		F. Siape II n°7 bis	63	14	4.5
		F. Siape II n°7	68.5	24.75	2.76
		F. Trapsa 7	104	21.41	4.85
		F. Siape II n°4 bis	59.4	16.09	3.69
		F. Trapsa 6 bis	32.8	49.3	0.66
Nappe du Miocène	Région de Gabès Nord	F. Metouia 2 bis	45	12.7	3.54
		F. Metouia 4 bis	49.5	10.41	4.75
		F. Metouia 4 ter	52	23.36	2.22
		F. ICM 2 bis	50	39.69	1.25
		F. Lesseps Aouinet 1 bis	58.5	55	1.06
		F. Aouinet 1 ter	116.5	32.3	3.6
		F. Mziraa Ghanouch	105	41.41	2.53
		F. Oudhref 19 bis	53.2	16.64	3.19
		F. Oudhref	35.5	5.78	6.14
		F. Godfa	102.5	12.99	7.9
Nappe du Cénomanien-Turonien	Menzel Habib	F. Garaat Fatnassa	40	10	4
		F. Sbih	10.7	24.92	0.4
	Région de Matmata (limite méridionale de la zone	F. Beni Zelten 3	60	0.81	74
		F. Matmata nouvelle 5	25	45	0.55
		F. Mziraa 2	25	52.28	0.47
		F. Matmata nouvelle 4	39	11.36	3.43
		F. Matmata nouvelle 1	27.3	2.67	10.2
		F. Henchir Jehha	15	0.05	300
		F. Garaat Ltaifa	60	9	6.6
		F. Aeroport mélitaire	14	14.5	0.96

VI. Ressources et Exploitation des systèmes aquifères de la zone d'étude

1. Le système aquifère profond

1.1. La nappe profonde de Sfax

La nappe profonde de Sfax est surexploitée par plusieurs forages à raison de 26.7 Mm^3 (2010), soit 104% de l'ensemble des ressources disponibles (DGRE). Ces eaux sont utilisées essentiellement pour satisfaire les besoins des activités, agricole et surtout industrielle.

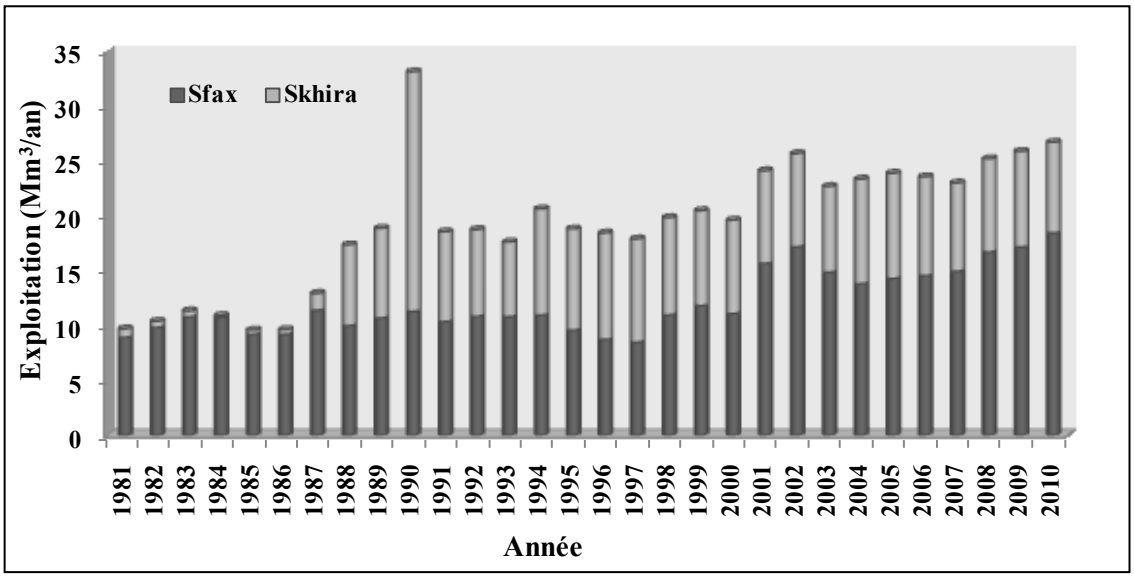


Fig.45: Evolution de l'exploitation dans la nappe profonde de Sfax (1981-2010).

En effet, au sud du bassin, cette nappe est exploitée par une dizaine de forages implantés dans la zone industrielle de Skhira. Avec un pompage continu (24h/j), les prélèvements de la nappe dans cette zone industrielle sont estimés à 8,3 Mm^3 (2010) soit 31% de l'ensemble du volume exploité (Fig.45).

1.2. La nappe profonde de Gabès Nord:

Dans la région de Gabès Nord, la nappe du Miocène est exploitée actuellement par 22 forages profonds. Les prélèvements sur ces forages ont été évalués à 16 Mm^3 (DGRE 2010) (Fig.46).

L'exploitation excessive des eaux de cet aquifère s'est traduite essentiellement par une baisse générale du niveau de la nappe et par conséquent, un tarissement de la majorité des sources artésiennes.

En effet, la source Oued Akarit (5540/5), qui demeure la seule source pérenne dans la région de Gabès Nord, montre une baisse continue de débit allant de 37,5 l/s (1980) à 2 l/s (2010)

(Fig.47). Cette baisse reflète l'effet de certains phénomènes perturbateurs tel que l'intensification de l'exploitation.

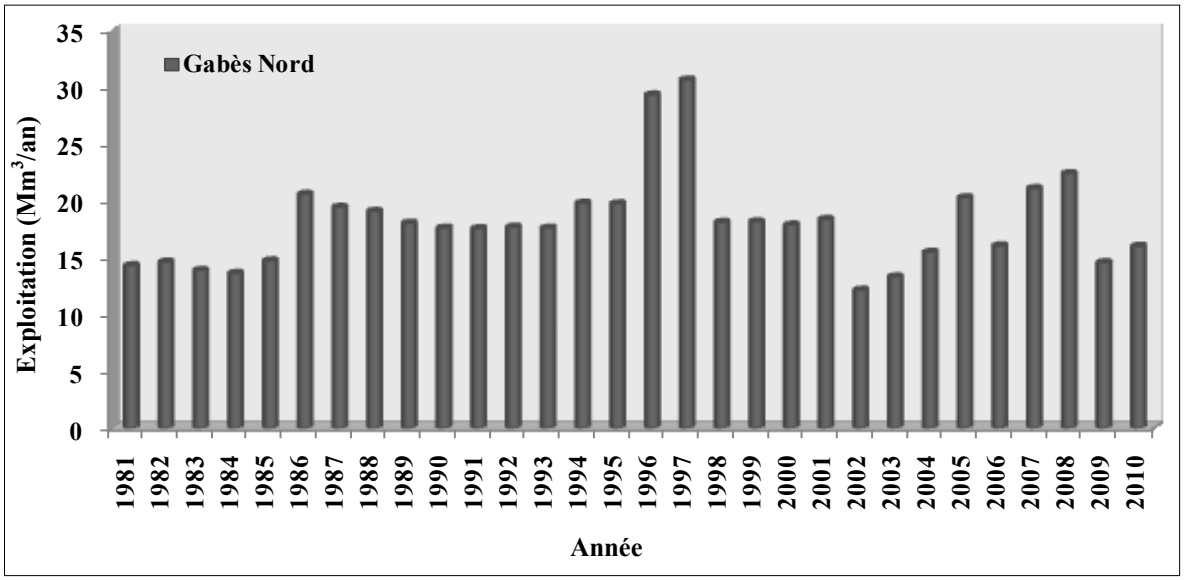


Fig.46: Evolution de l'exploitation de nappe profonde de Gabès Nord (1981-2010).

A cause de la salinité élevée des eaux, la nappe du Cénomanien-Turonien demeure pratiquement non exploitée dans la zone d'étude. De ce fait, il n'a pas été possible d'évaluer le taux d'exploitation de cette nappe.



Fig.47: Variation de débit de source oued Akarit (1980-2010).

2. Les nappes phréatiques:

2.1. La nappe phréatique de Skhira:

L'exploitation de la nappe phréatique de Skhira est évaluée à 8 Mm^3 (2005), soit 190 % de l'ensemble des ressources disponibles (4.2 Mm^3). Dés lors, le taux d'exploitation de la nappe est en perpétuelle augmentation malgré la baisse du nombre de puits (par colmatage). Cette augmentation semble résulter de l'électrification des puits et de l'intensification des heures de pompage.

2.2. La nappe phréatique de Gabès Nord:

L'exploitation de la nappe phréatique de Gabès Nord est estimée à 2.5 Mm^3 (2005), soit 67.5% de l'ensemble des ressources disponibles (3.7 Mm^3). Malgré le nombre élevé des puits implantés dans la région, le taux d'exploitation de cette nappe demeure inférieur aux ressources disponibles. Ceci est expliqué par le fait que la majorité des puits de surface ont été "sondés" et sont passés à une forme déguisée d'exploitation de la nappe profonde (Miocène) de la zone côtière.

2.3. La nappe phréatique de Menzel Habib:

Vu la forte salinité des eaux, la nappe phréatique de Menzel Habib demeure la nappe la moins exploitée dans la zone d'étude. Les quantités prélevées sont estimées de 1.3 Mm^3 (2005), soit 38.2% de l'ensemble des ressources (3.4 Mm^3). En effet, les quelques points créés depuis 2000 se concentrent dans les garaats et près des oueds où se trouvent les eaux les moins chargées.

VII. Conclusion:

Chaque secteur de la zone d'étude renferme un système aquifère constitué par la superposition d'une nappe phréatique et d'un ou plusieurs niveaux aquifères profonds.
Dans les bassins côtiers de Gabès Nord et Sfax, les systèmes aquifères profonds sont logés essentiellement dans les sables miocènes. Vers l'Ouest, l'épaisseur de ces sables diminuent considérablement dans la région de Menzel Habib où s'étendent les formations carbonatées du Crétacé supérieur, constituant ainsi le réservoir principal de la région.

Dans le but de mieux cerner l'extension des formations aquifères ainsi que les passages latéraux entre les divers bassins de la zone d'étude, des corrélations hydrogéologiques ont été menées. Il s'avère que le passage latéral entre les bassins côtiers de Gabès Nord et Sfax est marqué par une zone de transition large d'une dizaine de kilomètres entre oued Akarit et la Skhira, où s'étendent et se superposent les deux horizons aquifères du Miocène. L'étude piézométrique a montré que l'écoulement général de ces deux aquifères côtiers, est

multidirectionnel convergeant essentiellement vers la mer.

D'autre part, l'étude du passage entre la plaine de Menzel Habib (Sud Ouest) et la région de Sfax (Nord Est) a permis de mettre en évidence une communication hydraulique entre la nappe du Cénomanien-Turonien et celle du Miocène. Détectée par étude sismique, cette faille a provoqué un décalage d'environ 300 m mettant en contact les calcaires du C-T avec celles des sables miocènes et jouant ainsi le rôle de relais hydrogéologique. Cette hypothèse de communication hydraulique est appuyée par la piézométrie qui montre que la nappe du C-T, exploitée dans la région de Menzel Habib, s'écoule globalement du Sud Ouest au Nord Est en direction de Skhira et se trouve en charge hydraulique par rapport à la nappe du Miocène de Sfax.

Les systèmes phréatiques sont logés essentiellement dans les dépôts du Plio-Quaternaire et montrent des écoulements qui convergent vers les garaats dans le bassin continental de Menzel Habib et vers la mer au niveau des bassins côtiers de Gabès Nord et Sfax.

Afin d'élaborer une discussion plus poussée des hypothèses avancées, une approche qualitative, basée sur des apports géochimiques et isotopiques, sera menée.

Chapitre IV: ETUDE HYDROCHIMIQUE

SALINISATION DES EAUX SOUTERRAINES: DE LA PROBLEMATIQUE GLOBALE AU CONTEXTE LOCAL

MECANISMES DE SALINISATION DES EAUX SOUTERRAINES

IV. Terminologie des eaux salines

Un grand nombre de termes descriptifs est utilisé dans la littérature pour décrire la minéralisation des eaux souterraines (Hanor, 1987; Kharaka et Thordsen, 1992; Kharaka et Hanor, 2005…) (Fig.48). Il n'existe pas de système de classification globale car les caractéristiques de ces eaux sont définies en fonction de plusieurs critères différents tels que la salinité de l'eau ainsi que la concentration et l'origine des divers éléments dissous (Bourhane, 2009).

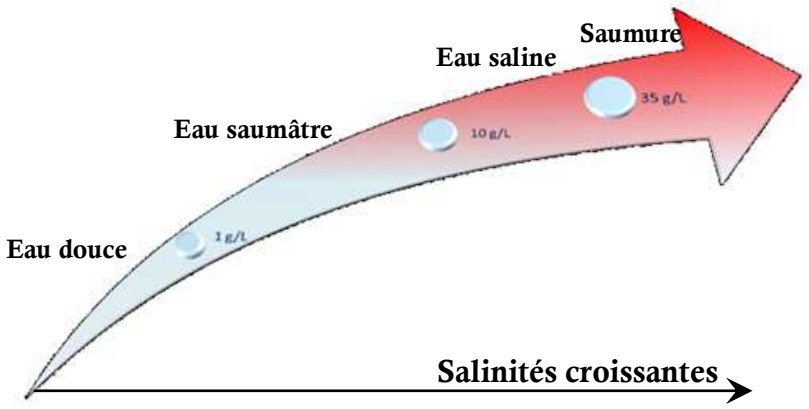


Fig.48: Gamme de concentrations et de terminologie (d'après Kharaka et Hanor, 2005)

V. Mécanismes de salinisation des eaux souterraines

Divers sont les mécanismes de salinisation des eaux souterraines (Intrusion marine, mélange avec des saumures anciennes, dissolution d'évaporites…). Qu'il soit d'origine naturelle et/ou anthropique (activité humaine), le problème de salinisation constitue un risque permanant de limitation des ressources en eau.

5. Intrusion marine

Etroitement lié au contexte géographique (proximité de la mer), le phénomène d'intrusion marine demeure l'un des problèmes majeurs impactant la qualité de l'eau dans plusieurs aquifères côtiers dans le monde. Il correspond à une rupture de l'équilibre hydrodynamique entre l'eau douce et l'eau de mer suite à (i) une baisse de la charge d'eau douce et/ou (ii) une augmentation du niveau marin.

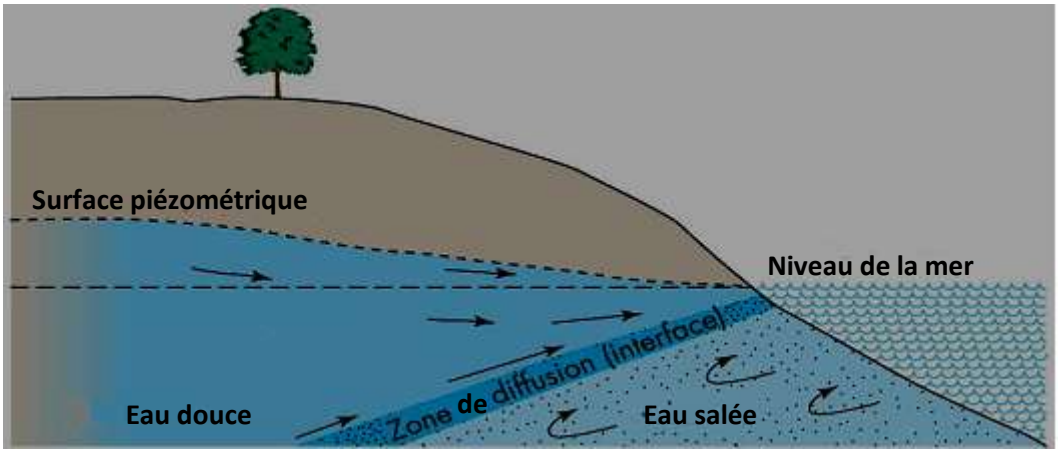


Fig.49: Position de l'interface eau douce-eau salée selon la loi de Ghyben- Herzberg.

En effet, l'interface entre eau douce/ eau salée a suscité, depuis plus d'un siècle, l'intérêt de plusieurs chercheurs. Ainsi, les conditions d'équilibre de cette limite franche, ont été décrites pour la première fois par le principe de Ghyben (1889) et Herzberg (1901) sur la base du principe des équilibres hydrostatiques (Fig.49).

Dans un aquifère poreux à l'équilibre, les deux milieux se mélangent très peu. En effet, l'eau douce, moins dense flotte sur l'eau de mer avec un contact incliné assimilé à un plan.

La profondeur de l'interface est déterminée en résolvant l'équation d'équilibre entre les charges de deux fluides de densité différente (cas analogue à un tube en U comme sur la Fig.50). La profondeur de cette interface est alors proportionnelle à la piézométrie, la référence étant le niveau moyen local de la mer.

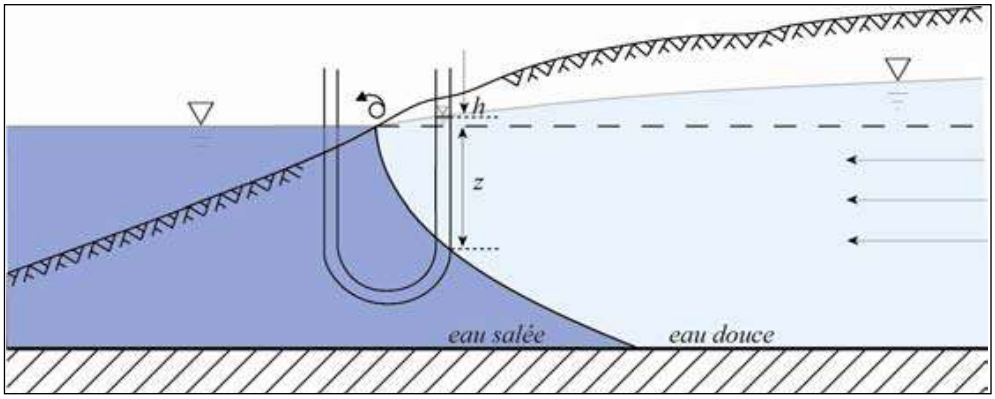


Fig.50:Position de l'interface eau douce-eau salée selon le modèle de Ghyben- Herzberg (Custodio 2002), modifié par (De Montety 2008) et détermination de la profondeur de l'interface.

Parmi les principaux facteurs pouvant provoquer une intrusion marine est le facteur anthropique. Il correspond à une surexploitation de l'aquifère côtier, conduisant ainsi à un abaissement du niveau piézométrique. Cette situation se trouve aggravée par la concentration

de la population sur les côtes et par conséquent l'intensification des activités (industries, agriculture, tourisme…) adoptées sur ces zones. Une migration de l'eau de mer vers l'aquifère est alors mise en place provoquant ainsi une dégradation souvent importante et quasi-irréversible de la ressource en eau douce. Les conséquences de cette dégradation sont très variables d'un endroit à un autre, allant d'une contamination locale restreinte à une partie de l'aquifère, à une contamination régionale.

Bien que le phénomène d'intrusion marine demeure la source la plus commune de contamination des aquifères côtiers (Leboeuf et al., 2003; Jørgensen et al., 2008; Grassi et al., 2007; Fedrigoni et al., 2001; Kouzana et al., 2009), il est indispensable de mentionner l'existence d'autres origines de salinisation des eaux souterraines (Krimissa et al., 2004; Akouvi et al., 2007; Barlow et al., 2009).

6. Mélange avec des saumures anciennes

La salinisation des eaux souterraines peut résulter d'un mélange avec des eaux hypersalines piégées depuis l'époque de leur dépôt. C'est le cas, par exemple de la remontée du niveau marin depuis l'Holocène. Ce niveau a fortement varié depuis 10 000 ans et n'a atteint une certaine stabilité que depuis 6000 ans (Hormer et al., 1981; Hsissou, 1999; Edmunds et al., 2001; Vella et al., 2005 in Bourhane, 2009). Durant la remontée importante du niveau marin, les aquifères côtiers ont été envahis par la mer. Après stabilisation de ce niveau, les eaux marines piégées n'ont pas pu être repoussées, particulièrement dans les aquifères à faibles gradients hydrauliques (Edmunds et Milne, 2001; Custodio, 2002). La présence d'eau marine dans un aquifère peut donc correspondre à une intrusion ancienne.
L'impact de ce type de minéralisation est particulièrement dramatique dans les aquifères fossiles où l'eau douce n'est pas renouvelée.

7. Dissolution des formations évaporitiques

La dissolution des minéraux évaporitiques, dans les bassins sédimentaires, constitue une source fréquente de contamination des aquifères. Etant discuté dans plusieurs recherches (Ruwaih, 1995; Marjoua et al., 1997; Rosenthal et al., 1998 in Bourhane, 2009), ce type de minéralisation nécessite une bonne connaissance de la nature lithologique du secteur d'étude.
Les halogénures tel que l'halite (NaCl) et les sulfates tel que le gypse ($CaSO_4$- $2H_2O$), faisant partie des minéraux salifères, sont souvent impliqués dans le cas de salinisation des eaux par des réactions de dissolution. En effet, la dissolution de l'halite se traduit essentiellement par une augmentation de la concentration en ions Chlore (Cl^-) et Sodium (Na^+) et celle du gypse

se traduit par une augmentation des ions calcium (Ca^{2+}) et sulfate (SO_4^{2-}).
Dans la zone non-saturée et dans les nappes en conditions oxydantes, l'oxydation des sulfures tel que la pyrite (FeS_2), peut provoquer la formation des sulfates traduisant ainsi une augmentation de la salinité des eaux de la nappe (Bourhane, 2009).

8. Autres sources de contamination des eaux souterraines

Dans certains cas, la nappe peut être contaminée par déplacement d'eau salée depuis les formations aquifères adjacentes et/ou sous-jacentes à travers des phénomènes de migration et/ou drainance des saumures. Ces processus de contamination ont été discutés dans plusieurs études et recherches (Fedrigoni et al., 2001; Krimissa et al., 2004…) mettant en relief l'effet de la surexploitation dans la mise en place de ces phénomènes de minéralisation des eaux.

Dans d'autres cas, certaines sources anthropiques de sels tels que l'élevage et l'activité agricole, peuvent affecter les eaux souterraines. En effet, l'utilisation des eaux salées dans l'irrigation, des engrais d'origine animale et des fertilisants artificiels, génèrent souvent un apport en ions participant ainsi de façon non négligeable à la salinisation des eaux souterraines (Bourhane, 2009).

VI. Conclusion

La synthèse des recherches traitant le problème de minéralisation des eaux souterraines dévoile la présence de divers processus de salinisation; intrusion marine, saumures anciennes, dissolution des évaporites, mélange avec les eaux des aquifères adjacents et/ou sous-jacents, sources anthropiques…
Dans certains cas, ces processus de salinisation peuvent être associés et accélérés par l'activité anthropique révélant ainsi une grande complexité. Dans ce contexte, une démarche pluridisciplinaire faisant appel aux outils hydrogéologique, géochimique et isotopique, demeure indispensable dans la compréhension des sources de minéralisation des eaux.

ETUDE HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA ZONE D'ETUDE

I. Introduction

La géochimie est, de plus en plus, mise à contribution dans l'étude des eaux souterraines. Elle constitue un outil pertinent et fiable qui permet, entre autres, d'identifier la composition chimique des eaux et contribuer de ce fait à déterminer l'extension spatiale de la salinité et à mieux cerner son origine. Dans le cas d'un système aquifère multicouche, cette approche demeure appropriée dans l'interprétation des parentés chimiques entre diverses masses d'eau et par conséquent elle permet de mieux cerner les phénomènes de mélange pouvant exister entre les différents niveaux aquifères.

Dans ce contexte, cette étude s'intéresse à étudier le chimisme des eaux de la nappe profonde de Sfax et des systèmes aquifères méridionaux (Gabès Nord et Menzel Habib) dans le but de mettre l'accent sur les processus de minéralisation des eaux et les éventuelles communications entre les formations aquifères existantes. Pour ce faire, plusieurs campagnes d'échantillonnage ont été menées sur l'ensemble de la zone d'étude, faisant l'objet de 110 échantillons d'eau réparties entre les différents niveaux aquifères (phréatiques et profonds).

Ces échantillons ont fait l'objet de mesures in situ (conductivité électrique, température et pH) et d'analyses chimiques (Résidu sec, éléments majeurs et quelques éléments traces).

II. Méthodes d'analyse et fiabilité des résultats:

Les mesures des paramètres physico-chimiques ont été effectuées in situ avec le matériel suivant:

- Un conductivimètre multi-paramètres pour mesurer la température et la conductivité électrique.
- Un pH-mètre avec électrode combinée pour mesurer le pH.

Les ions majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}, CO_3^{2-}) ont été dosés par la méthode volumétrique au laboratoire du Commissariat Régional de Développement Agricole de Gabès (CRDA de Gabès) puis au laboratoire de Radio-Analyses et Environnement à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (LRAE-ENIS) (chromatographie ionique en phase liquide (HPLC) et absorption atomique pour les éléments traces).

Le calcul de la balance ionique des résultats, permet d'apprécier la fiabilité des analyses effectuées. Ce paramètre exprimé en %, se calcule en se basant sur la formule suivante:

(3) ε (pourcentage d'erreur)= [(Σ cations – Σ anions) / (Σ cations + Σ anions)]*100

Généralement, les incertitudes sur les résultats varient selon les techniques d'analyse adoptées. Dans le cadre de cette étude, les résultats obtenus, concomitamment sur les mêmes échantillons dans deux laboratoires (LRAE et CRDA), montrent un pourcentage d'erreur inférieur à 5% ce qui témoigne d'une qualité acceptable des résultats d'analyses.

III. Discussion des paramètres physico-chimiques:

1. Les aquifères profonds (Fig.51):

1.1. La température:

Les valeurs de la température d'eau des échantillons prélevés dans l'aquifère Miocène de Sfax, varient entre 26 et 32.5°C. Ces valeurs augmentent globalement en fonction de la profondeur de captage.

Vers le Sud Ouest, les valeurs de la température des eaux prélevées dans les calcaires du Cénomanien-Turonien varient aussi en fonction de la profondeur de captage entre 20.7 et 24.2°C.

Dans la région de Gabès Nord, les valeurs de la température de la nappe Miocène paraissent plus homogènes variant de 21 à 25°C, indépendamment de la profondeur de captage.

1.2. La conductivité électrique:

Elle est fonction de la concentration totale en ions dans l'eau, de leur mobilité, de leur valence et de la température. C'est un paramètre très important du fait qu'il permet d'avoir, rapidement, une idée sur la minéralisation de l'eau.

Les valeurs de conductivité électrique (CE) des eaux souterraines de la zone d'étude présentent une large gamme de variation (5230< CE > 27610 µS/cm). Les valeurs les plus élevées correspondent, vraisemblablement, à des contaminations locales.

Les valeurs de conductivité les plus élevées (21200 à 27610 µS/cm) sont rencontrées dans les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien (région de Menzel Habib-Skhira).

Dans le bassin de Sfax, les valeurs de la conductivité électrique des eaux souterraines de la nappe Miocène, varient entre 5900 µS/cm au centre du bassin à 17000 µS/cm à l'extrême sud du bassin (dans le secteur de Skhira).

Dans la région de Gabès Nord, les valeurs de conductivité sont comprises entre 5230 et 15820 µS/cm. Les valeurs les plus élevées sont rencontrées localement dans la partie amont du bassin.

Les eaux des forages (T1, T2 et T3) implantés dans la zone charnière entre ces deux bassins

limitrophes (Gabès Nord et Sfax) se caractérisent par une conductivité électrique variant entre 7120 et 8740µs/cm.

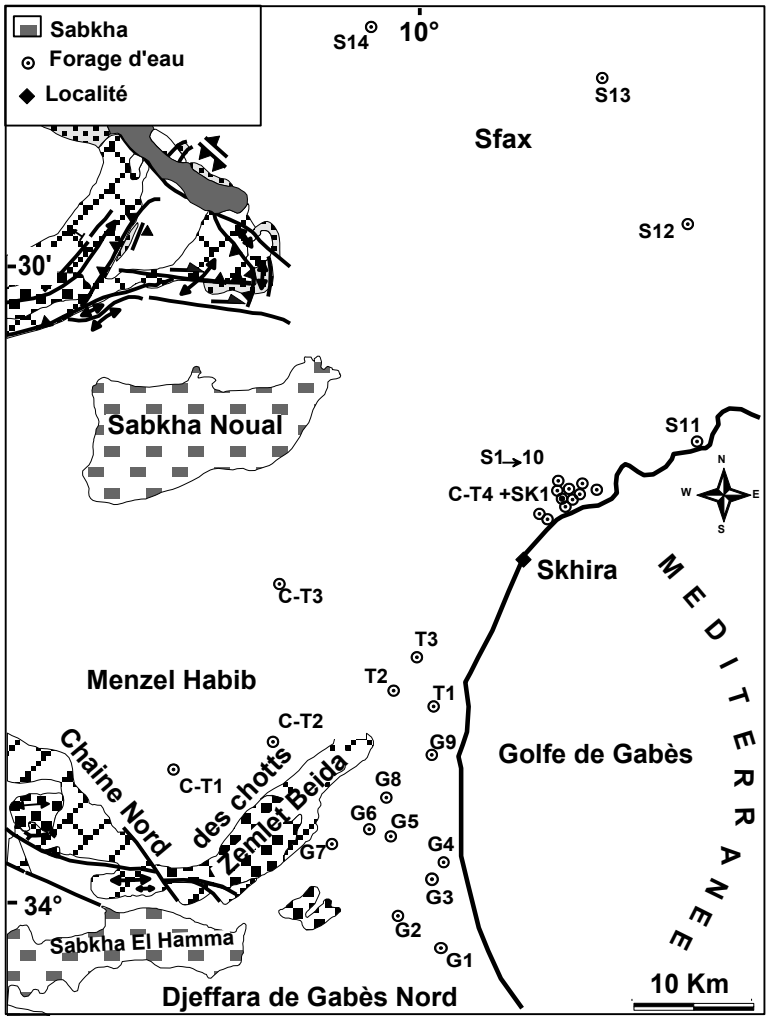


Fig.51: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés des aquifères profonds de la zone d'étude.

1.3. Le pH:

Le pH d'une eau est une indication de sa tendance à être acide ou alcaline. Il est fonction de l'activité des ions H^+ présents dans cette eau. Le pH des eaux profondes collectées sur l'ensemble de la zone d'étude, est globalement compris entre 7 et 8.

2. Les nappes phréatiques (Fig.52):

2.1. La température:

La température des eaux de la nappe phréatique de Skhira (Sfax Sud) varie, indépendamment de la profondeur des puits, de 20.2 à 25.2°C.

Dans la région de Menzel Habib, la température des eaux de la nappe phréatique varie de 12 à 19°C et semble être influencée par la température ambiante.

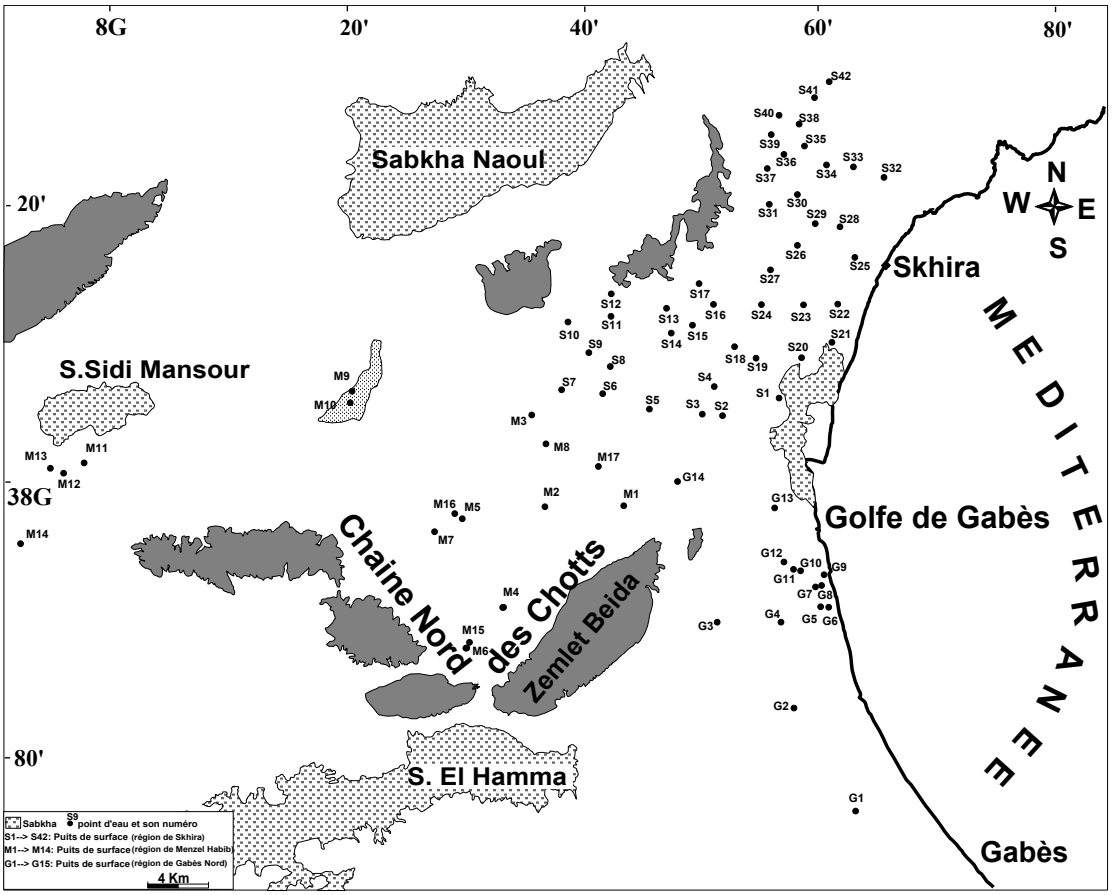


Fig.52: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés des aquifères phréatiques de la zone d'étude.

Dans la région de Gabès Nord, la température des eaux demeurent aussi influencée par la température atmosphérique, variant entre 14 et 22.5°C.

2.2. La conductivité électrique:

Les valeurs de conductivité des eaux de la nappe phréatique de Skhira présentent une large gamme de variation, variant de 2.8 à 7.73 µS/cm.

Dans la région de Menzel Habib, les valeurs de conductivité varient entre 3.34 et 10.46 µS/cm.

Dans la région de Gabès Nord, la conductivité des eaux de la nappe phréatique varie de 4.01 à 8.78 µS/cm.

2.3. Le pH:

Le pH des eaux collectées à partir de la nappe phréatique de Skhira, est globalement compris entre 7 et 8.

IV. Etude hydrochimique des eaux souterraines de la zone d'étude

1. Etude hydrochimique des aquifères profonds

1.1. Répartition spatiale de la minéralisation des eaux:

La carte de répartition spatiale de la minéralisation des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude montre une grande variation (Fig.53).

Les valeurs de la salinité des eaux de la nappe Miocène de Sfax varient de 4.4 g/l au centre du bassin à 13.6 g/l à l'extrême sud (région de Skhira). En effet, les résultats des analyses chimiques montrent que la salinité des eaux de la nappe miocène augmente localement dans la zone industrielle de Skhira sur la côte sud. Dans cette région, la salinité des eaux captées est en moyenne de l'ordre de 10 g/l. Elle augmente sensiblement en fonction de la profondeur de captage jusqu'à atteindre 13.6 g/l dans le forage S7 (272-308m) ce qui indique que l'augmentation de la salinité dans cette région est liée vraisemblablement à l'influence des aquifères sous-jacents.

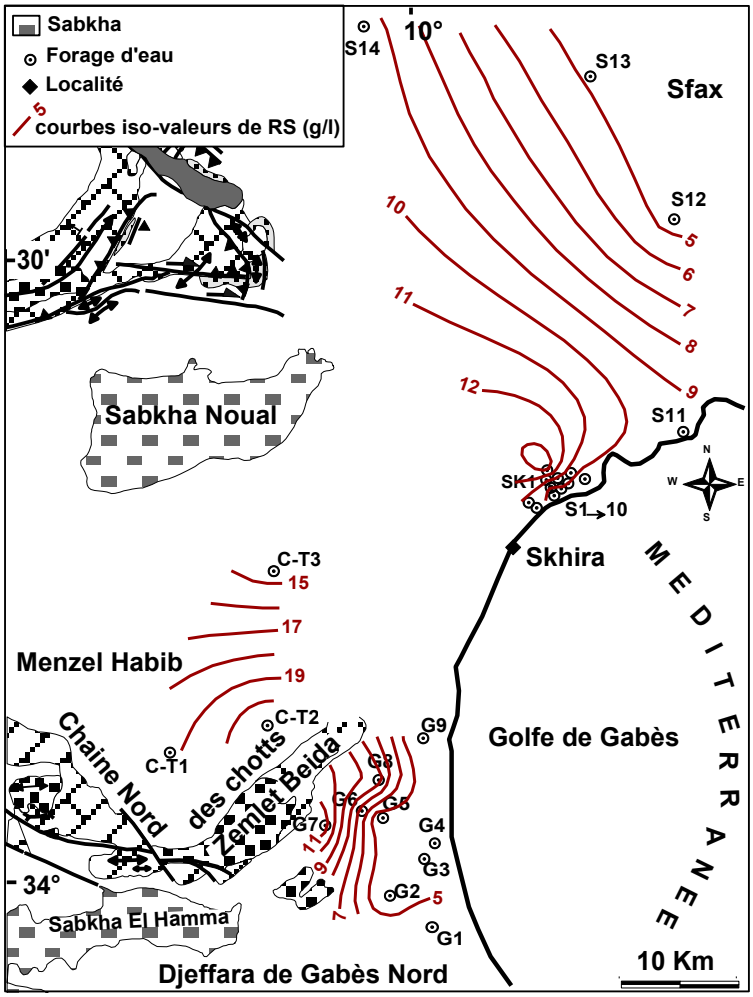


Fig.53: Carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux des aquifères profonds de la zone d'étude.

Arrivant à une profondeur de 926 m, le forage SK1 demeure le seul forage dans la région de Skhira qui a traversé la totalité des sables miocènes et par conséquent a permis d'explorer les terrains secondaires sous-jacents (Fig.54 a).

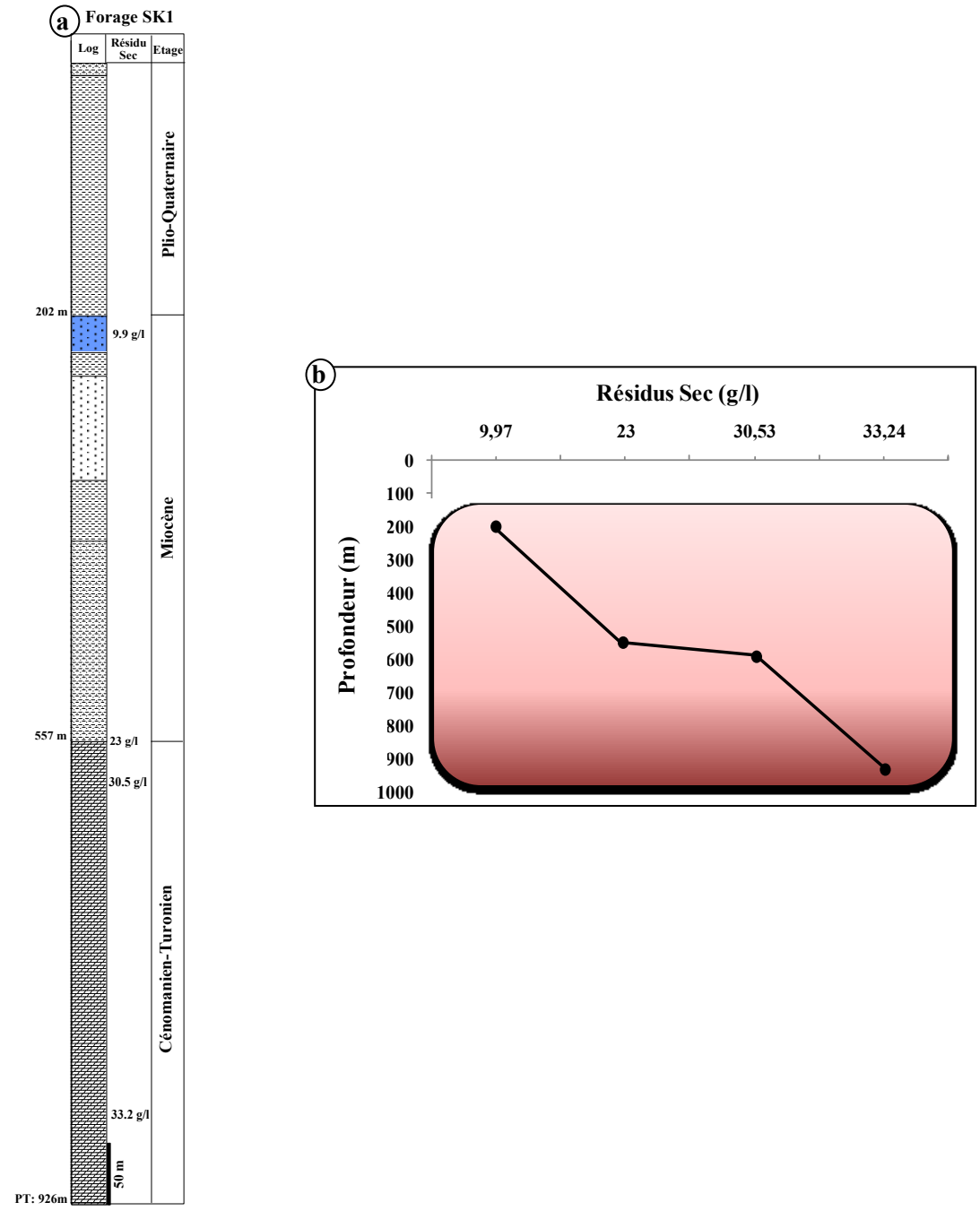


Fig.54: (a) Coupe géologique du forage SK1, (b) Evolution de la salinité des eaux du forage SK1 en fonction de la profondeur.

En tenant compte du carottage électrique de ce forage, la nappe du Miocène a été captée entre les côtes 200 et 237 m donnant une eau dont la salinité est de l'ordre de 9.97 g/l. Cette salinité augmente sensiblement avec la profondeur et atteint, d'après la courbe de

PS (Polarisation Spontanée), 23 g/l vers 550m. En dessous de 557 m, la salinité des eaux logées dans les calcaires du C-T est au moins égale à celle des derniers bancs sableux du Miocène.

De 557 à 926 m, le forage a rencontré de nombreuses fissures qui ont occasionnées des pertes totales de circulation. Il s'agit des formations carbonatées du Cénomanien-Turonien dont la salinité des eaux ne fait que croitre avec la profondeur (Fig.54 b).

Il est à noter qu'aucune couverture argileuse n'a été rencontrée entre les sables miocènes et les calcaires dolomitiques du C-T.

Dans la région de Gabès Nord, la salinité des eaux parait de l'ordre de 4 g/l en aval du bassin (le long de la côte). Toutefois, les eaux collectées des forages implantés dans la partie amont montrent une salinité plus élevée variant entre 5.4 et 11.9 g/l. Plus au Nord, dans la zone de transition entre la Djeffara de Gabès Nord et Sfax, la salinité des eaux parait de l'ordre de 6 g/l.

Dans le secteur de Menzel Habib-Skhira, la salinité des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien parait de l'ordre de 20 g/l.

1.2. Contribution des ions dans la minéralisation des eaux:

La contribution relative des ions à la minéralisation des eaux est illustrée sur la figure ci-dessous:

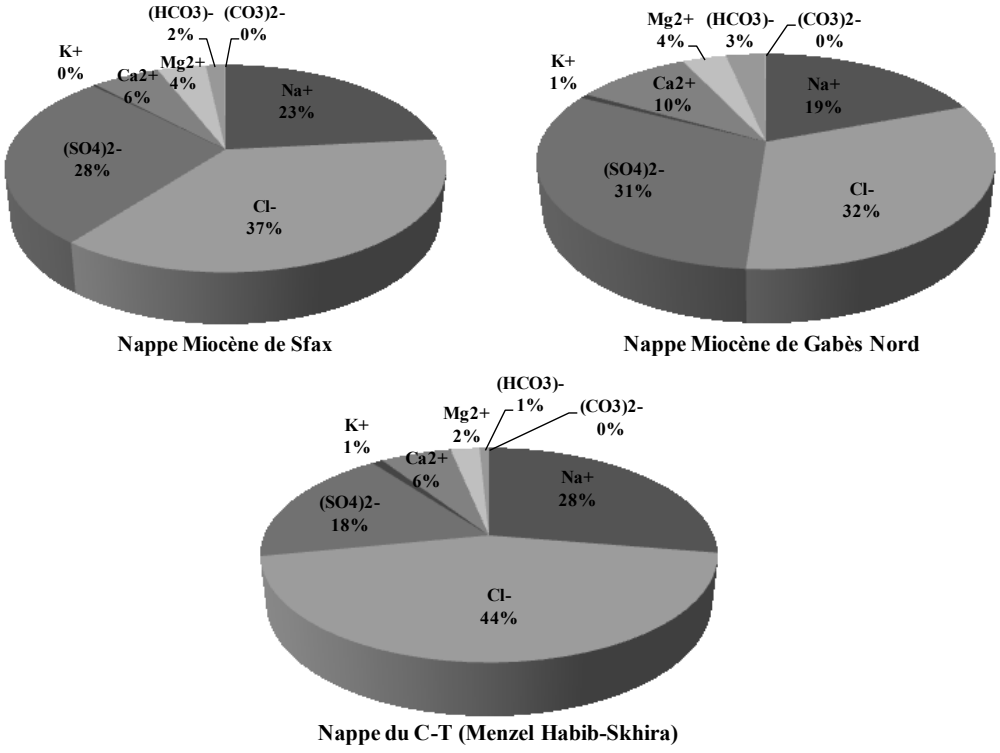


Fig.55: Contribution relative des ions dans la minéralisation des eaux souterraines.

Dans les nappes du Miocène (Sfax) et du C-T (Menzel Habib-Skhira), il apparaît que les chlorures prennent une part importante dans la minéralisation des eaux (37 à 44%). Par ailleurs, le sodium et les chlorures paraissent concomitamment prédominants dans les eaux de la nappe Miocène de Gabès Nord (31% de SO_4^{2-} et 32% de Cl^-) (Fig.55).

1.3. Faciès chimiques des eaux souterraines de la zone d'étude:

Les résultats des analyses des eaux des trois aquifères profonds de la zone d'étude (Miocène de Gabès Nord, Miocène de Sfax et Cénomanien-Turonien) sont représentés dans le diagramme de Piper (Fig.56). Les eaux de ces trois aquifères présentent deux types de faciès chimiques.

Dans le triangle des cations, les eaux du Miocène de Gabès Nord se caractérisent par un faciès mixte à tendance sodique. Pour les eaux de la nappe Miocène de Sfax et du Cénomanien-Turonien, c'est plutôt le faciès sodique qui domine.

Dans le triangle des anions, les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien se caractérisent par un faciès chloruré. Les eaux de la nappe Miocène de Sfax et celle de Gabès Nord se caractérisent par un faciès chloruré à tendance sulfaté.

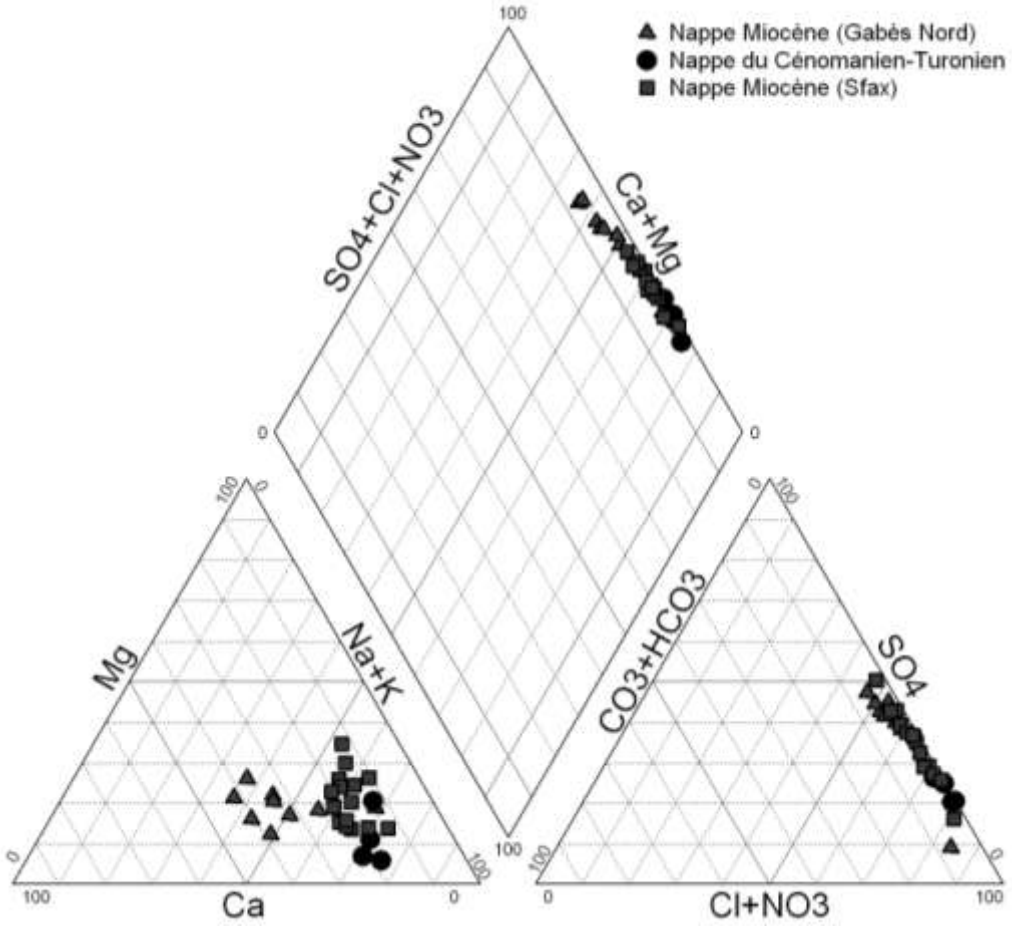


Fig.56: Diagramme de Piper des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude.

En effet, il paraît que les eaux de la nappe miocène de Sfax et celle du Cénomanien-Turonien sont communément de type chloruré sodique.

Cette similitude de faciès chimique de ces deux aquifères limitrophes reflète un certain mélange entre les deux masses d'eau. Vers la plaine de Gabès Nord, les eaux de la nappe miocène sont plutôt de type mixte (Cl/SO_4 - Ca/Na) à tendance chloruré sodique pour les eaux les plus minéralisées collectées en amont du bassin.

1.4. Mécanismes de minéralisation des eaux souterraines:

1.4.1. Etude de quelques rapports ioniques:

Dans le but de mieux cerner les mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude, on va procéder à interpréter les différentes relations entre les concentrations des principaux éléments majeurs (Cl^-, Na^+, Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Mg^{2+}, HCO_3^-) et la minéralisation totale des eaux (Fig.57).

La présence d'une nette corrélation positive entre ces ions, particulièrement le chlorure et le sodium, et le résidu sec (R^2= 0.95) traduit la participation de ces éléments à l'acquisition de la charge saline des eaux et témoigne de la présence d'une source commune de minéralisation du essentiellement à la dissolution de l'halite (Fig.57 a et b). Ceci est vérifié par le diagramme de variation de Na^+ en fonction de Cl^- qui montre que presque la totalité des points d'eau s'alignent sur la droite de pente 1 (Fig.58 a) ainsi que par le calcul des indices de saturation qui montre un état de sous-saturation vis-à-vis de ce minéral évaporitique (Fig.63).

Le point S7, représentatif du forage Siape II 7 implanté dans la région de Skhira, montre exceptionnellement un excès en Cl^- par rapport à Na^+. En effet, il parait que l'augmentation de la teneur en chlorures dans ce forage est étroitement liée à la profondeur de captage (272-308 m) (Fig.59). Ceci confirme une autre fois l'influence des aquifères soujacents (nappe du C-T) dans l'acquisition de la charge saline des eaux de la nappe miocène de Sfax.

Ayant présenté une eau avec un taux élevé en chlorures (**5680 mg/l**), le forage Siape II 7 (crée en 1997) a été remplacé par celui Siape II 7 bis en 1999 et a été exploité de nouveau en 2008 donnant une eau dont la teneur en chlorures est de l'ordre de **6390 mg/l.** Malgré qu'il a resté en arrêt durant 11 ans, ce forage a montré une augmentation du taux de chlorures de l'ordre de **64 mg/l par an** traduisant l'effet de l'exploitation dans la minéralisation de l'ensemble des eaux souterraines dans le secteur de Skhira.

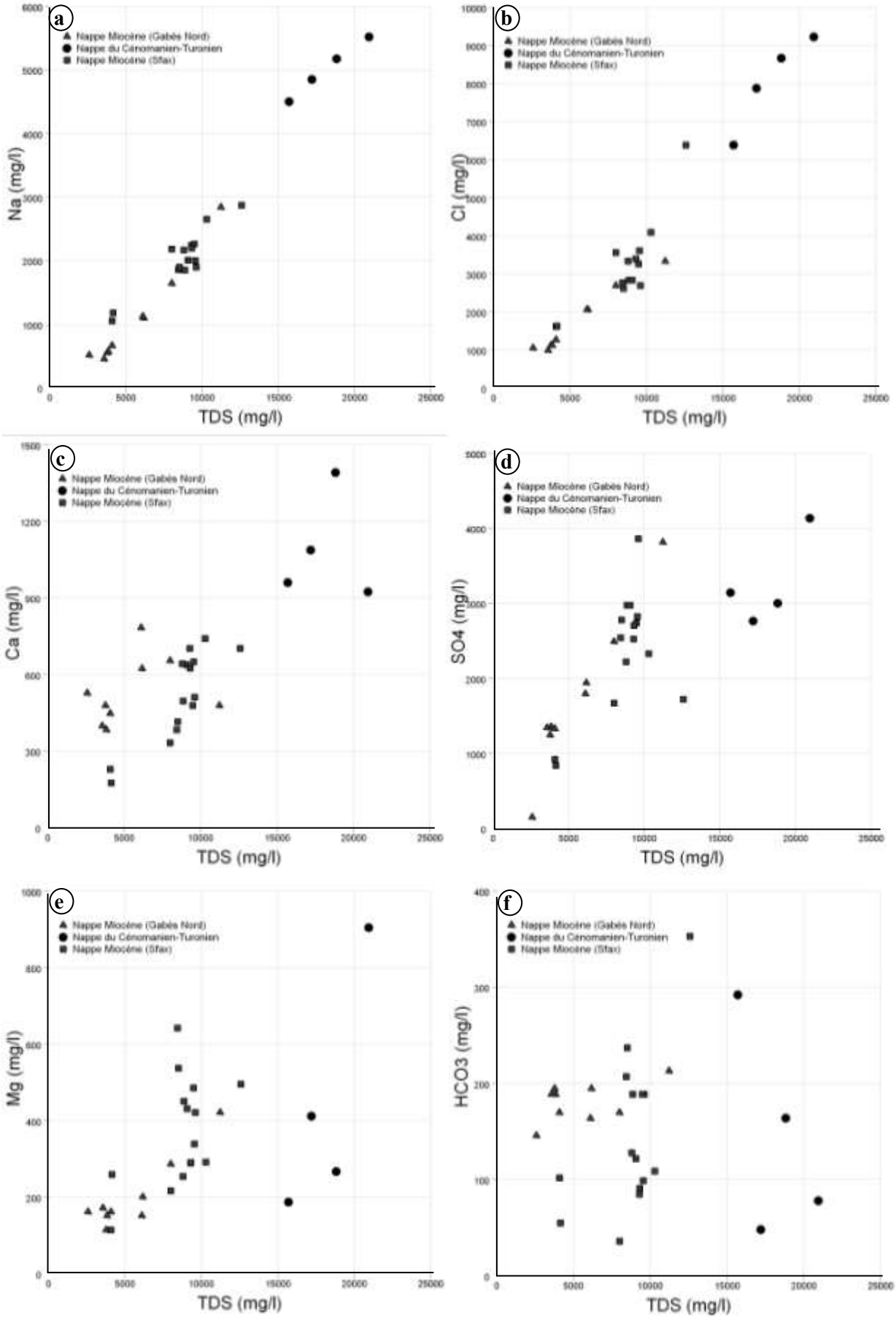


Fig.57: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction du résidu sec des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude.

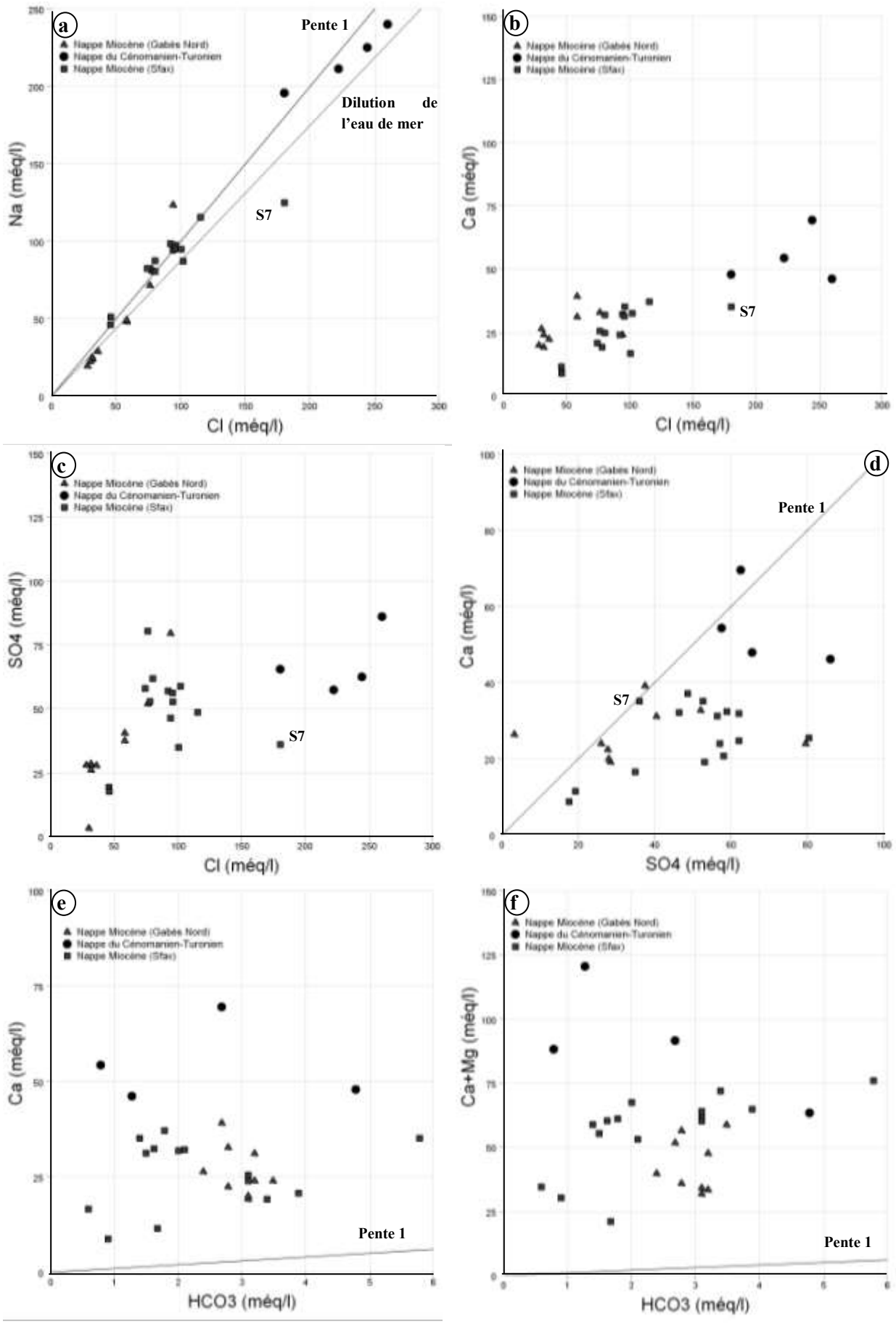


Fig.58: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude.

Dans le diagramme de variation de Ca^{2+} en fonction de SO_4^{2-} (Fig.58 d), ce même échantillon (S7) se place sur la droite de dissolution du gypse (pente1). En effet, l'excès en chlorure par rapport au sodium pour ce point peut être expliqué par les phénomènes d'échange cationique indiquant la libération des ions Ca^{2+} et la fixation des ions Na^{+}.

Les diagrammes de variation de Na^{+} et Ca^{2+} en fonction de Cl^{-}, montrent que presque la totalité des points représentatifs des eaux souterraines de la zone d'étude présente un excès en chlorure par rapport au calcium et au sodium (Fig.58 a et b).

Ces mêmes points représentatifs des eaux souterraines de la zone d'étude, présentent un excès en SO_4^{2-} par rapport à Ca^{2+} (Fig.58 d) En revanche, l'excès en Ca^{2+} et en Mg^{2+}, observé dans les diagrammes de variation de Ca et Ca+Mg en fonction de HCO_3 (Fig.58 e et f), peut être dans un premier temps interprété comme le résultat de la mise en solution du gypse libérant des quantités importantes de Ca^{2+}. En effet, les teneurs en Mg^{2+}et en Ca^{2+} montrent une grande variabilité ce qui peut être expliqué par le fait que ces deux ions sont probablement impliqué dans les processus de dissolution-précipitation et de mise en solution de gypse, de la calcite et de la dolomite.

D'autre part, le déficit en calcium par rapport aux sulfates caractérise la quasi-totalité des points d'eau et il est à noter que ces mêmes points sont situés au dessus de la droite de dissolution de la calcite traduisant un excès en Ca^{2+}. Il est donc possible que la dissolution du gypse fournit plus d'ions Ca^{2+} que ne peut consommer la précipitation de la calcite, ou la fixation de calcium (ou en magnésium) par les argiles.

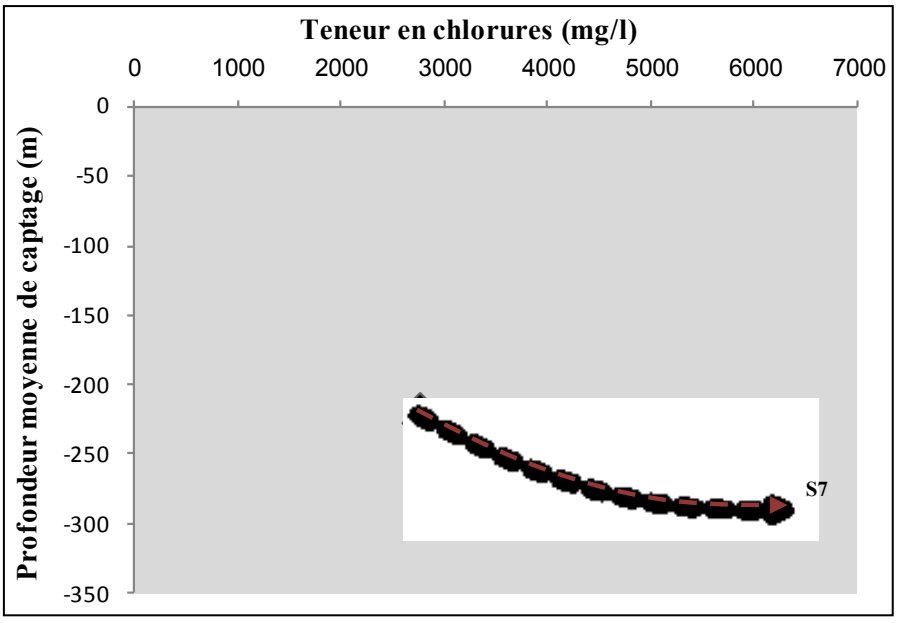


Fig.59: Diagramme de variation de la teneur en chlorures en fonction de la profondeur moyenne de captage de l'aquifère miocène de Sfax.

En effet, il s'avère que la salinité élevée des eaux de la nappe miocène de Sfax peut être attribuée à l'effet simultanée (1) des écoulements latéraux de la nappe du C-T au Sud Ouest, conformément aux données piézométriques et (2) de la drainance verticale des eaux de ce même aquifère vers la nappe miocène dans le secteur de Skhira (C-T4 et SK1). Ce processus de mélange des eaux de la nappe miocène de Sfax avec celles du C-T, se trouve confirmée par la ressemblance des faciès chimiques des eaux des deux aquifères (Fig. 60 a et b).

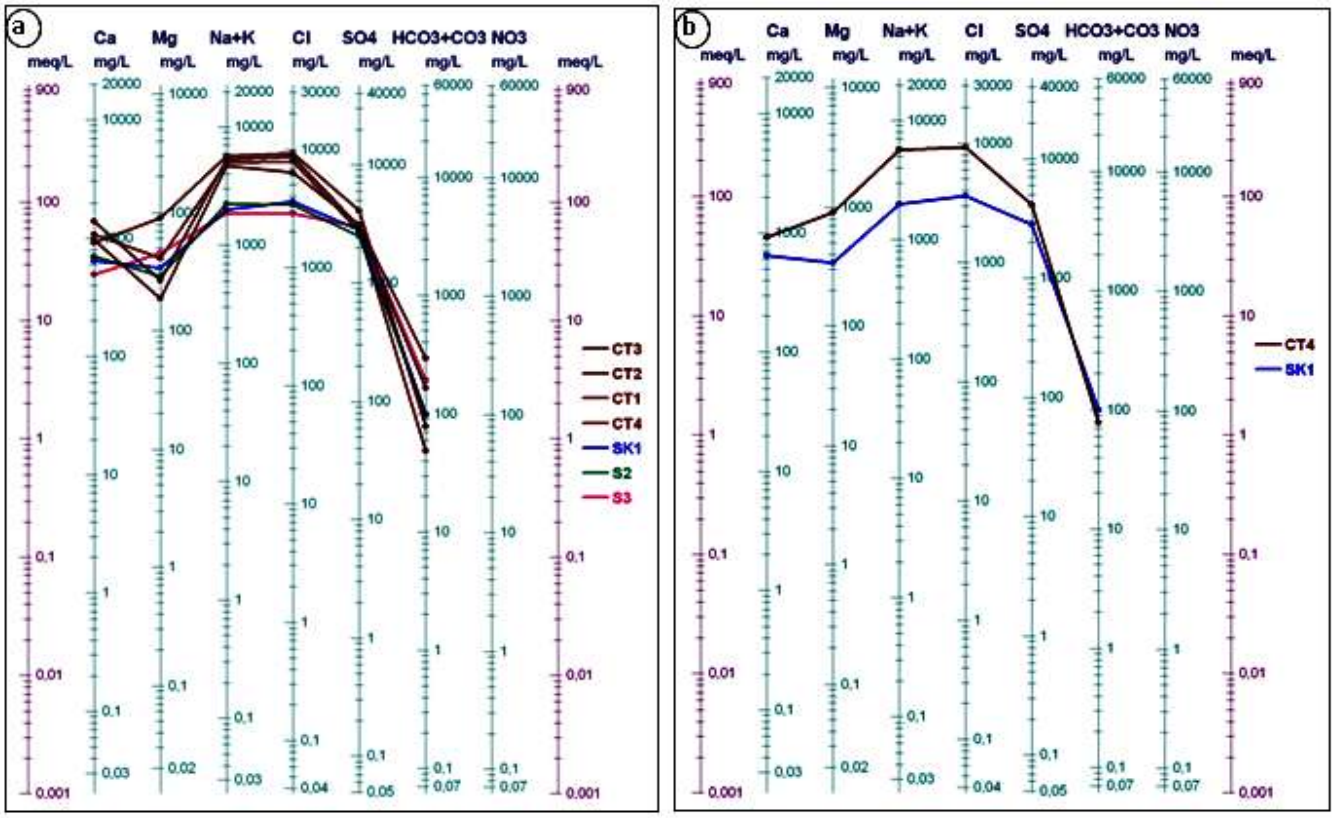


Fig.60: Diagrammes de Schoeller Berkaloff des eaux de la nappe miocène et du C-T dans la région de Menzel Habib- Skhira.

Etude du rapport Br/Cl

Parmi les outils chimiques, l'étude du rapport Br/Cl est souvent déterminante pour s'assurer de l'origine de minéralisation des eaux souterraines. Ces halogènes sont les éléments les mieux conservés, car leurs teneurs ne sont ni influencées par les processus redox, ni contrôlées par les minéraux de faible solubilité (Fedrigoni, 2001).

En cas de mélange avec des eaux dépourvues en ces éléments ou qui présentent des teneurs faibles par rapport à l'eau de mer, le rapport Br/Cl reste constant. Dans le cas d'une intrusion de l'eau de mer dans l'aquifère, le rapport Br/Cl reste similaire à celui de l'eau de mer: 1.5 à

1.7 ‰ (Custodio, 1976 in Morell, 1986), 1.54 ‰ (Marjoua, 1995).

L'ensemble des eaux de la zone d'étude présentent un rapport Br/Cl qui varie entre 0.42 ‰ et 1.35 ‰. Les points représentatifs de ces eaux se distribuent dans le diagramme d'une façon aléatoire et aucune relation n'est mise en évidence entre les valeurs du rapport Br/Cl et la situation géographique de ces points. En effet, les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien (C-T1, C-T2 et C-T3), qui se trouvent en plein continent (région de Menzel Habib), présentent un rapport Br/Cl qui se rapproche du rapport de l'eau de mer (entre 1.04‰ et 1.35 ‰) ce qui peut être expliqué par l'effet de la dissolution des évaporites. Toutefois les eaux de la nappe côtière de Sfax présentent un rapport Br/Cl de l'ordre de 1.02 ‰. Ceci confirme une autre fois l'absence de toute intervention marine dans la minéralisation des eaux de la nappe miocène de Sfax sud (Skhira) (Fig.61).

Le forage S7 qui capte les horizons les plus profonds des sables miocènes dans la région montre toujours un excès en Cl^- par rapport au Br et par conséquent un rapport Br/Cl plus faible (0.68‰) en comparaison avec les autres points d'eau implantés dans la région (de l'ordre de 1‰). Ceci confirme une autre fois l'effet de drainance des eaux plus salées de la nappe du C-T dans la minéralisation des eaux de la nappe miocène de Skhira.

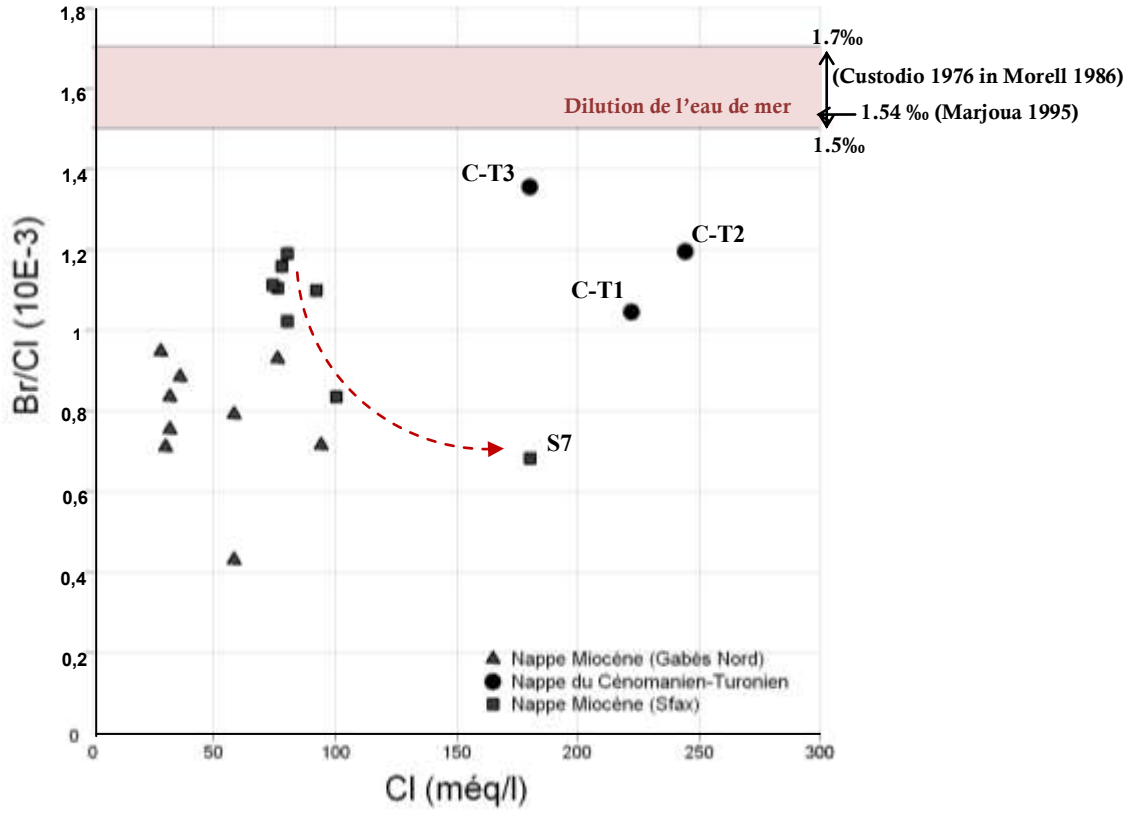


Fig.61: Diagramme de variation Bromure- Chlore dans les eaux souterraines de la zone d'étude

Etude du rapport Sr/Ca

Le strontium est un élément caractéristique des évaporites. Il s'y rencontre sous forme de Célestine ($SrSO_4$), toujours associée au gypse ($CaSO_4$, $2H_2O$) (Carre, 1975 in Kaid Rassou, 2009).

L'analyse des eaux collectées dans le cadre de cette étude (Fig.62), montre des valeurs qui varient entre 4 et 11.5 mg/l. Les valeurs les plus importantes sont rencontrées dans les eaux collectées dans la nappe du Cénomanien-Turonien (8.8 à 11.5 mg/l). Ceci atteste, une autre fois, la contribution des formations évaporitiques dans la minéralisation des eaux souterraines.

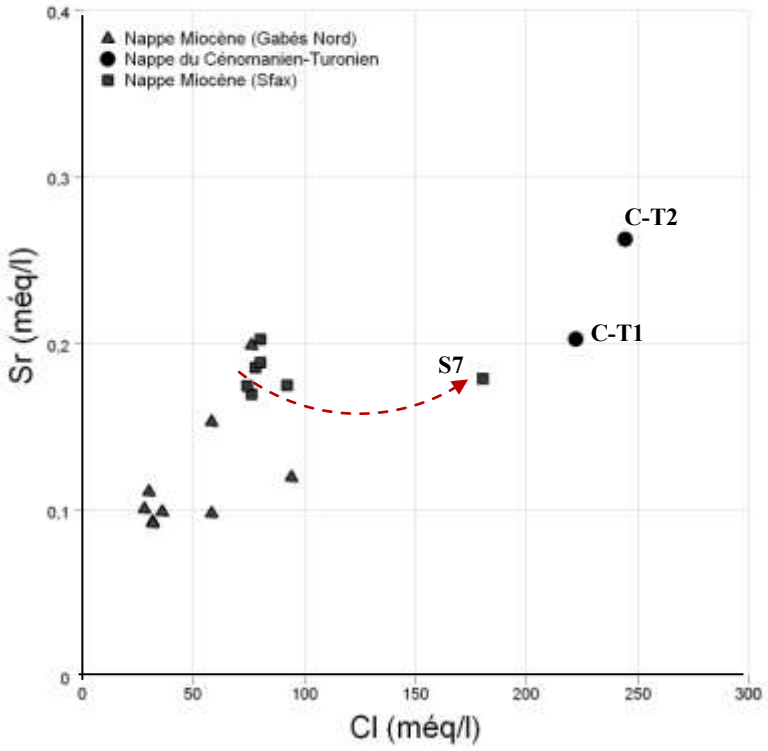


Fig.62: Diagramme de variation Strontium- Chlore dans les eaux souterraines de la zone d'étude

1.4.2. Etude de la saturation des eaux souterraines vis-à-vis des minéraux:

- **Notion d'indice de saturation:**

L'eau est un dissolvant des éléments minéraux et se trouve selon le degré de saturation par rapport à une espèce minérale donnée sous trois états: en équilibre (IS=0), sous-saturée (IS<0) ou sur-saturée (IS>0).

(4) Indice de saturation: IS=log (PAI/Ks) avec,

PAI: produit de l'activité ionique des ions.

Ks: produit de solubilité du minéral.

Néanmoins, en tenant compte des erreurs analytiques, il est exhorté d'utiliser un domaine de saturation plus large [-1 1] au lieu de zéro (Daoud, 1995).

Les indices de saturation des eaux souterraines de la zone d'étude ont été calculés par le programme PhreeqC (logiciel Diagramme) élaboré par le laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon (LHA).

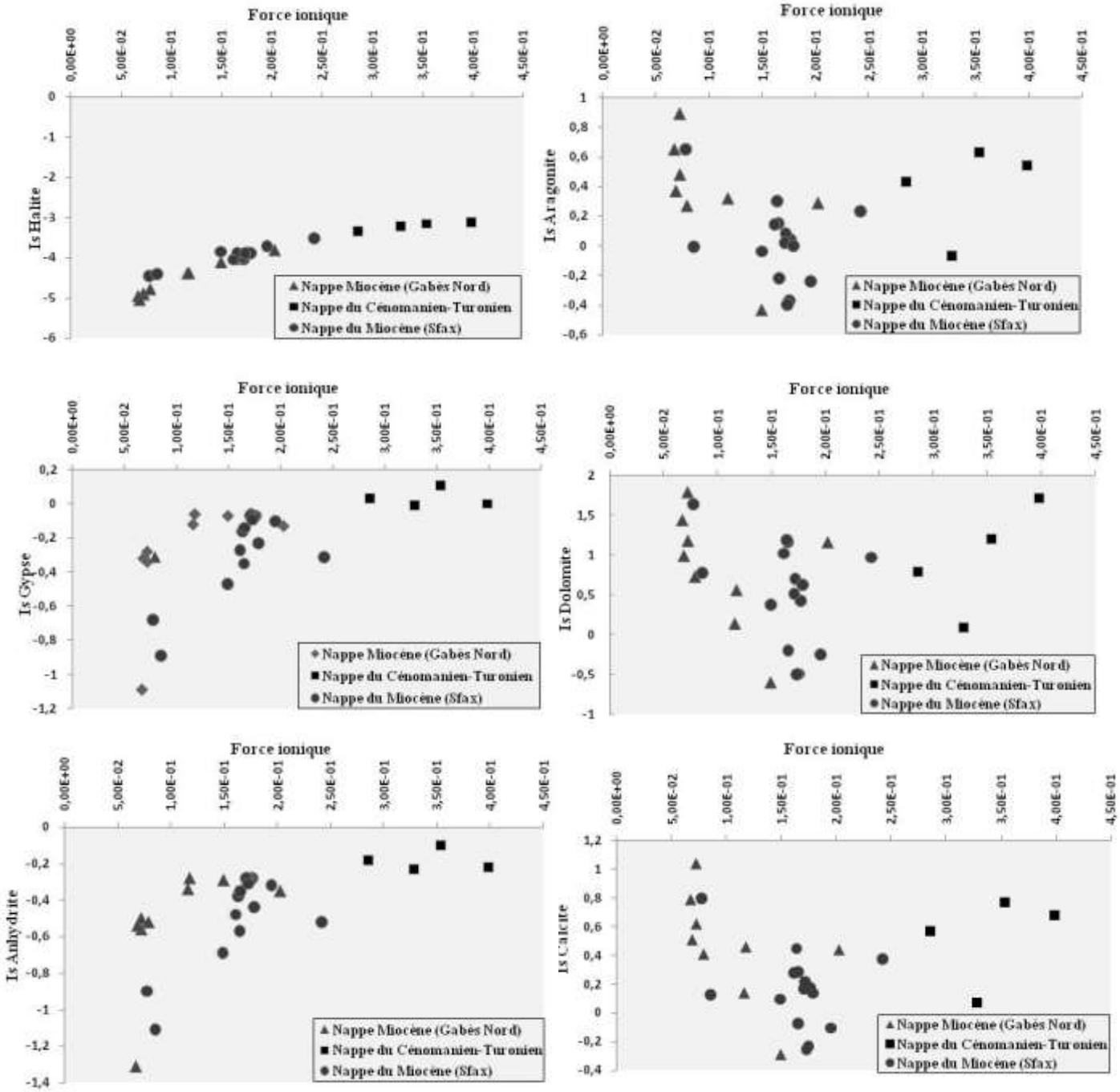


Fig.63: Diagrammes de variation des indices de saturation en fonction de la force ionique des eaux souterraines de la zone d'étude.

Presque la totalité des échantillons collectés dans le cadre de cette étude montrent des eaux qui sont, dans la majorité, saturés à sursaturés vis-à-vis des minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite) (Fig.63).

D'autre part, l'existence d'une corrélation linéaire entre les indices de saturation vis-à-vis des minéraux évaporitiques et les valeurs de la force ionique traduit une saturation partielle vis-à-vis de ces minéraux. En effet, il parait que l'ensemble de ces eaux sont sous saturés vis-à-vis de la halite et saturés vis-à-vis de l'anhydrite et du gypse (Fig.63).

Dans le but de quantifier le taux de mélange des eaux de la nappe miocène par celles du C-T, on a procédé à l'utilisation de l'équation de conservation des chlorures:

$$\textbf{(5)} \qquad Q = \frac{[Cl^- \text{ échantillon}] - [Cl^- \text{ eau douce}]}{[Cl^- \text{ eau saumâtre}] - [Cl^- \text{ eau douce}]} * 100$$

Avec:

Q: Taux de mélange avec les eaux saumâtres (%)

Cl^- échantillon: concentration en chlorures des eaux échantillonnés dans la région de Skhira

Cl^- eau douce: concentration en chlorures des eaux douces (moyenne des concentrations des eaux de la nappe miocène (36 échantillons) au centre du basin de Sfax: **1187.5 mg/l**)

Cl^- eau saumâtre: concentration en chlorures des eaux saumâtres du C-T (Menzel Habib)

Le taux de mélange des eaux de la nappe miocène avec celles du C-T, estimé par la formule ci-dessus, varie de 22.3 à 80.5% (Tab.6).

Tab.6: Calcul du taux de mélange des eaux de la nappe miocène par celles du C-T

Forage	Prof. moy (m)	TDS (mg/l)	Cl^- (mg/l)	Taux de mélange (%)
SK1	218	9970	3611	**37.53**
S1	213	9520	2769	**24.49**
S2		9790	3399	**34.25**
S3		9060	2840	**25.59**
S4		10800	4101	**45.12**
S5	227	8900	2698	**23.39**
S6	235	10340	2840	**25.59**
S7	**290**	13640	6390	**80.57**
S8	244	10490	3266	**32.19**
S9		9230	3338	**33.30**
S10	245	8860	2627	**22.29**
S11		9670	3395	**34.18**
S14		9670	3560	**36.74**

En effet, il semble que le taux de mélange montre une valeur moyenne de l'ordre de 31% et augmente sensiblement en fonction de la profondeur moyenne de captage (**80.5%** dans le forage **S7**) ce qui confirme une autre fois l'effet de drainance verticale des eaux de la nappe du C-T dans la minéralisation des eaux de l'aquifère miocène (Tab.6).

Toujours dans le cadre d'explorer les éventuelles communications entre les divers aquifères de la zone d'étude, il était très utile de mener une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère miocène le long de la frange côtière (Djeffara de Gabès et la nappe profonde de Sfax). En effet, plusieurs études hydrogéologiques ont été menées, séparément, sur ces deux aquifères dans le but de définir leurs processus de recharge ainsi que les mécanismes de minéralisation des eaux. Toutefois la zone charnière entre ces deux bassins limitrophes, qui s'étend à une échelle plus étroite entre la Djeffara de Gabès Nord et la Skhira (extrême sud de Sfax), demeure d'une grande ambigüité du fait que la limite entre ces deux bassins limitrophes reste encore mal identifié et correspond à une zone complexe où s'interfèrent plusieurs directions d'écoulement souterrain.
En effet, l'implantation de nouveaux forages de reconnaissance (T1, T2, T3) dans cette zone de transition a permis de mieux interpréter le mode de passage entre les deux bassins.

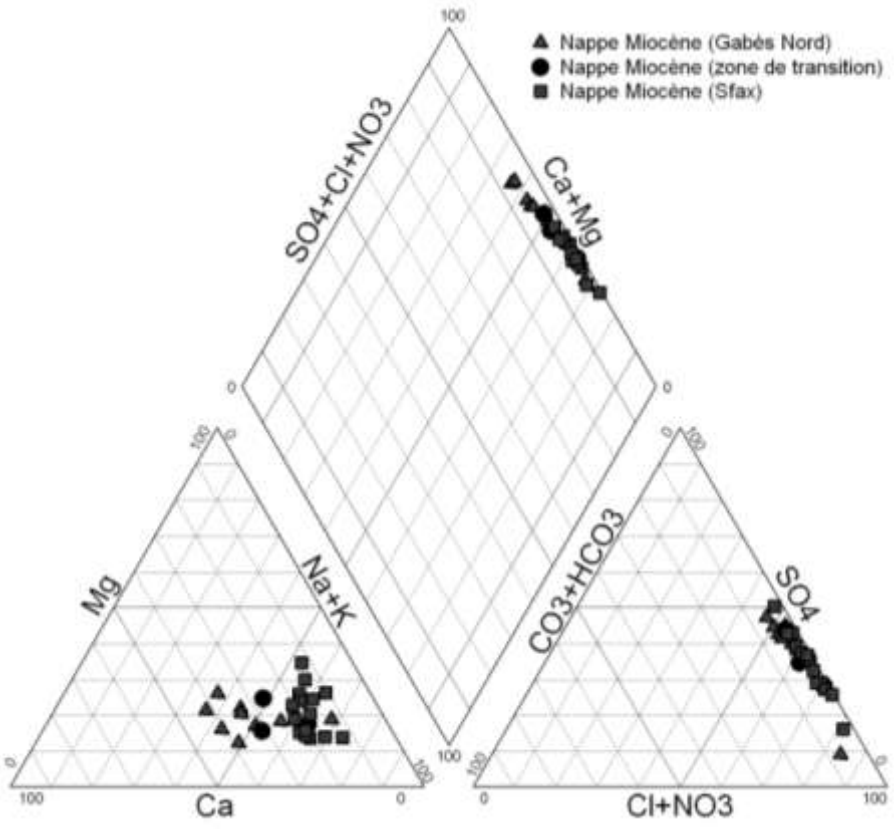


Fig.64: Diagramme de Piper des eaux des aquifères côtiers (Gabès Nord et Skhira)

Le diagramme de Piper montre que les eaux captées dans la zone de transition montre un faciès qui tend d'un pôle mixte (faciès de la plupart des échantillons collectés dans la nappe miocène de Gabès Nord) à un autre chloruré sodique (faciès des eaux de la nappe miocène de Sfax) (Fig.64) confirmant la présence d'un certain mélange entre les eaux des deux niveaux aquifères.

L'étude de quelques rapports ioniques des eaux de ces deux aquifères limitrophes montre que la dissolution de l'halite demeure la principale source de minéralisation des eaux (Fig.65 a). D'autre part, l'excès en SO_4 par rapport au Ca, et le déficit en bicarbonates par rapport à ce dernier peut être lié au phénomène d'échange de base.

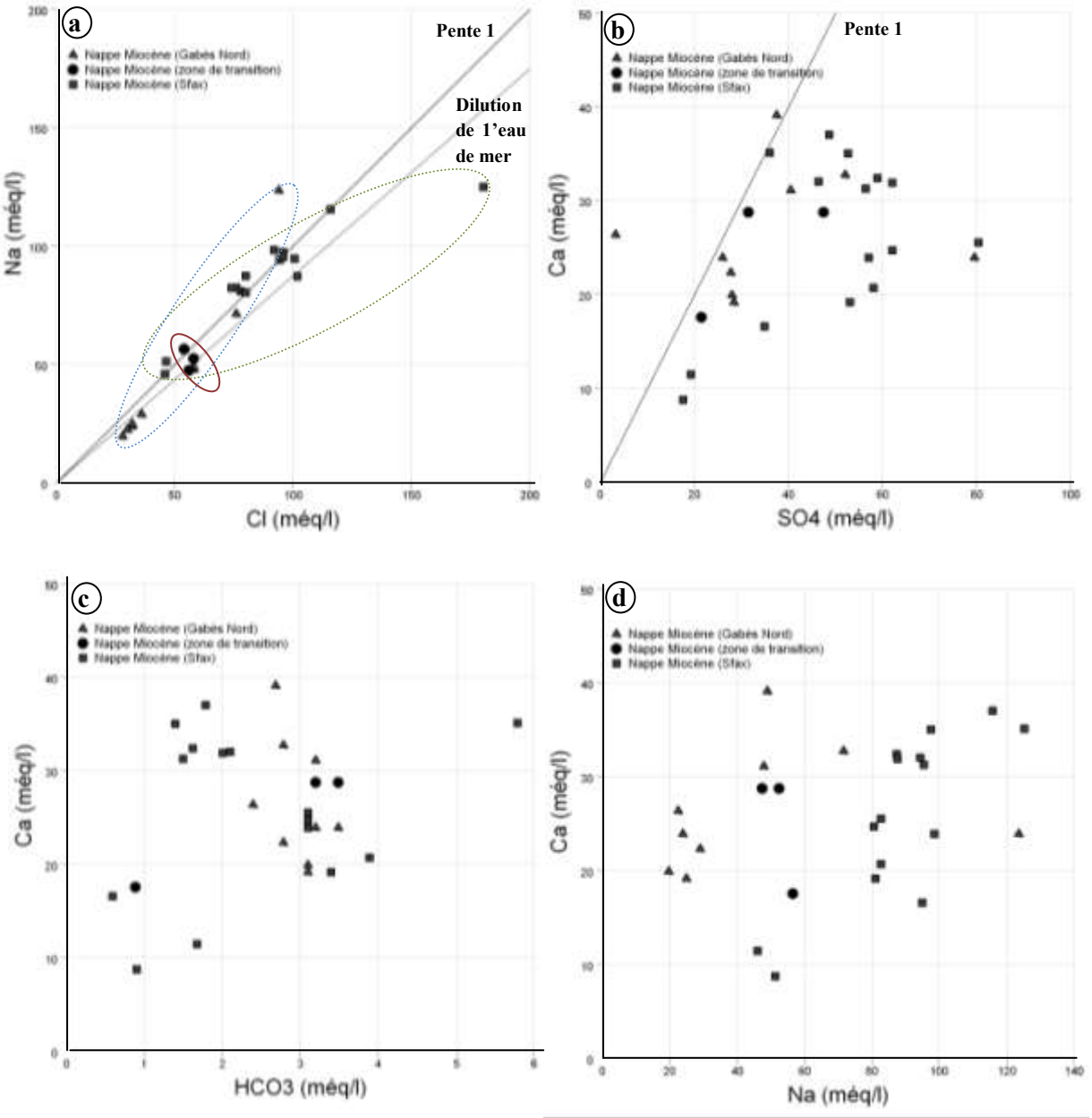


Fig.65: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux des aquifères côtiers

En effet, il est à noter que l'augmentation locale de la salinité des eaux de la nappe miocène de Sfax est du, comme il a été mentionné, à l'effet de mélange avec les eaux de la nappe du C-T plus salées. Concernant la nappe miocène de Gabès Nord, il apparaît que les eaux les plus salées sont rencontrées au niveau des points implantés au niveau du graben Mida et semble résulter de l'effet des écoulements salés de sabkha Hamma à travers ce graben.

Par conséquent, on peut noter que le passage du Sud au Nord le long de la frange côtière est marqué par une grande variation latérale de lithologie et d'épaisseur des formations aquifères ce qui reflète des caractéristiques géochimiques distinctes (origines et faciès) suggérant ainsi une nette discontinuité hydraulique entre les deux bassins.

Le processus de mélange des eaux collectées dans la zone de transition (T1, T2 et T3) est confirmé par le diagramme de Schoeller qui montre une composition intermédiaire entre les eaux de la nappe miocène de Sfax et celles de Gabès Nord témoignant ainsi d'un captage simultané des deux horizons aquifères (Fig.30- cadre hydrogéologique) dans cette zone charnière (Fig.66).

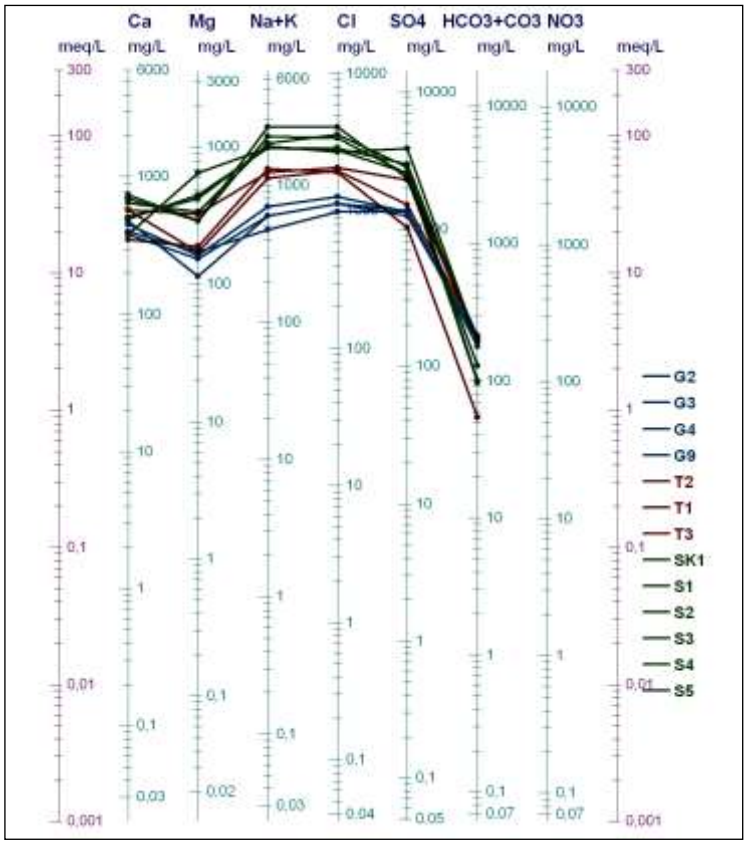


Fig.66:Diagramme de Schoeller Berkaloff des eaux de l'aquifère miocène le long de la frange côtière et des eaux collectées dans la zone charnière (Djeffara de Gabès Nord- Sfax).

En tenant compte des résultats présentés précédemment, il s'avère que les eaux

côtières de la nappe miocène de Skhira acquièrent leur salinité à partir des eaux très salées de la nappe du Cénomanien-Turonien à la faveur du contexte structural qui contrôle la région. Quoique, la question qui se posait à ce stade: « **Qu'elle est l'origine de minéralisation des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien !!** ». Pour ce faire, on va procéder à l'étude des eaux souterraines de cette nappe afin de clarifier la source de contamination de ses eaux.

En effet, dans le but de chercher l'origine de minéralisation des eaux de la nappe du C-T qui n'est captée dans la zone d'étude que par trois forages (Menzel Habib-Sbih), il était très utile dans le cadre de cette recherche d'inclure les forages captant cette nappe dans la région de Matmata (limite méridionale de la zone d'étude).

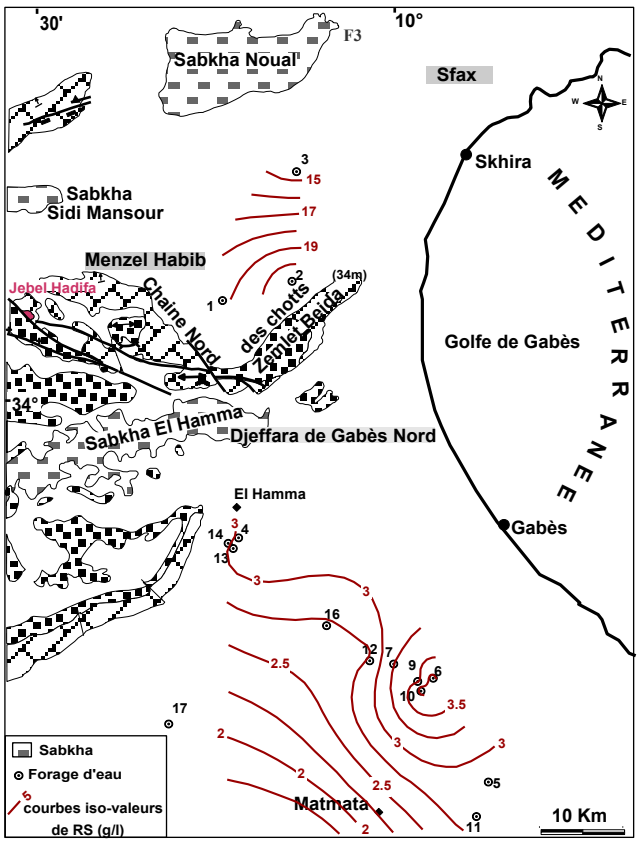


Fig.67:Carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien

La carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe du C-T montre une grande variation. Les valeurs de la salinité varient entre 1.2 et 20.9 g/l. Elles sont de l'ordre de 2.9 g/l dans la région de Matmata et 19.4 g/l dans le secteur de Menzel Habib (Fig.67). Cette grande variabilité de la répartition spatiale de minéralisation des eaux souterraines, témoigne de la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux.

Les résultats des analyses chimiques des eaux de la nappe du C-T sont représentés dans le diagramme de Piper (Fig.68).

Les eaux de cette nappe montrent deux types de faciès chimiques. Elles présentent un faciès sulfato-calcique-sodique à tendance chloruré sodique pour les eaux les plus minéralisées collectées dans la région de Menzel Habib. Cette variabilité de faciès chimique des eaux de cette nappe témoigne de la présence d'une source de contamination locale dans la région de Menzel Habib.

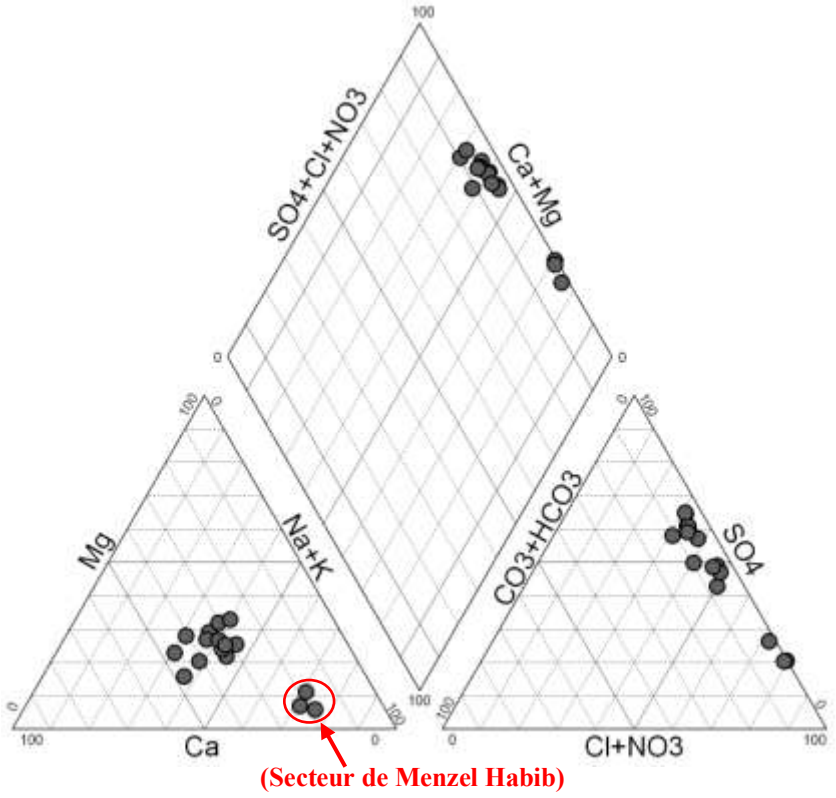


Fig.68: Diagramme de Piper des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien

Différentes relations entre les principaux éléments majeurs d'une part et entre ces éléments et le résidu sec (TDS) d'autre part, ont été établi afin de mettre en évidence les différents mécanismes qui contrôlent la minéralisation des eaux souterraines.

Les corrélations établies entre la concentration de quelques éléments et la minéralisation totale des eaux collectés dans la nappe du C-T, montrent que les teneurs en Cl^-, Na^+, et Ca^{2+} augmentent progressivement avec la charge saline des eaux et sont donc déterminants dans la minéralisation des eaux de cet aquifère (Fig.69).

La corrélation entre Na^+ et Cl^- montre que les échantillons collectés dans la région de Menzel Habib s'alignent sur la droite de dissolution de la halite. Pour les eaux collectées dans la région de Matmata, cette corrélation montre plutôt une distribution dispersée des points, ce qui peut être expliqué par l'effet de l'infiltration des eaux de pluie dans la dilution des eaux souterraines dans cette région (Fig.70).

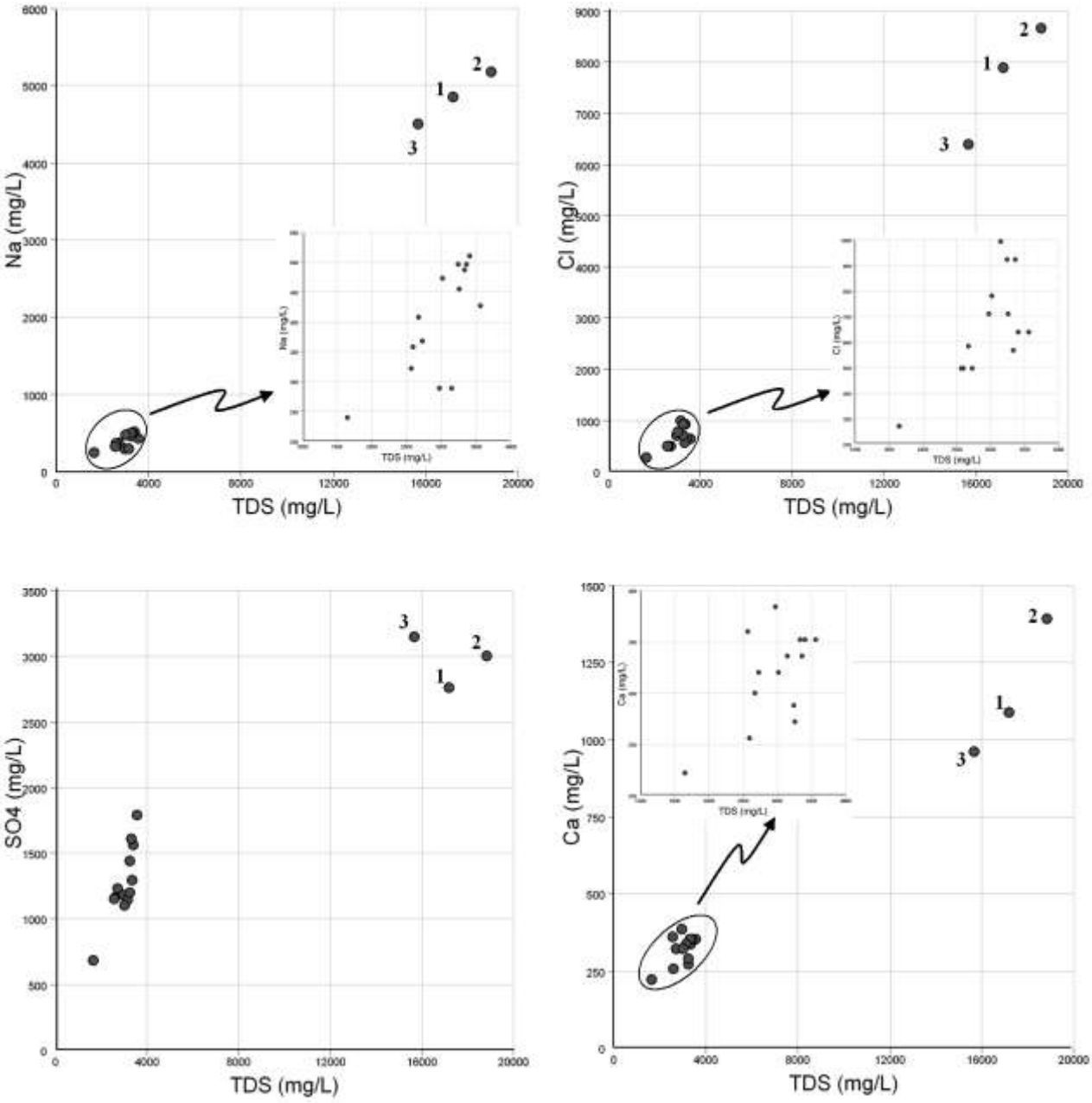


Fig. 69: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction du résidu sec des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien.

La corrélation entre Ca^{2+} et SO_4^{2-} montre que la majorité des points d'eau échantillonnés

présentent un déficit en calcium par rapport aux ions SO_4. Ce déficit peut s'expliquer par la présence des réactions d'échanges cationiques indiquant la libération des ions Ca^{2+} et la fixation des ions Na^{+}.

En conséquent, il parait que la minéralisation locale des eaux de la nappe du C-T au niveau de Menzel Habib est expliquée par l'effet de la dissolution des minéraux évaporitiques qui affleurent au niveau de Diapir de Jebel Hadifa à l'Ouest conformément à l'intervention synsédimentaire du Trias qui contrôle la région.

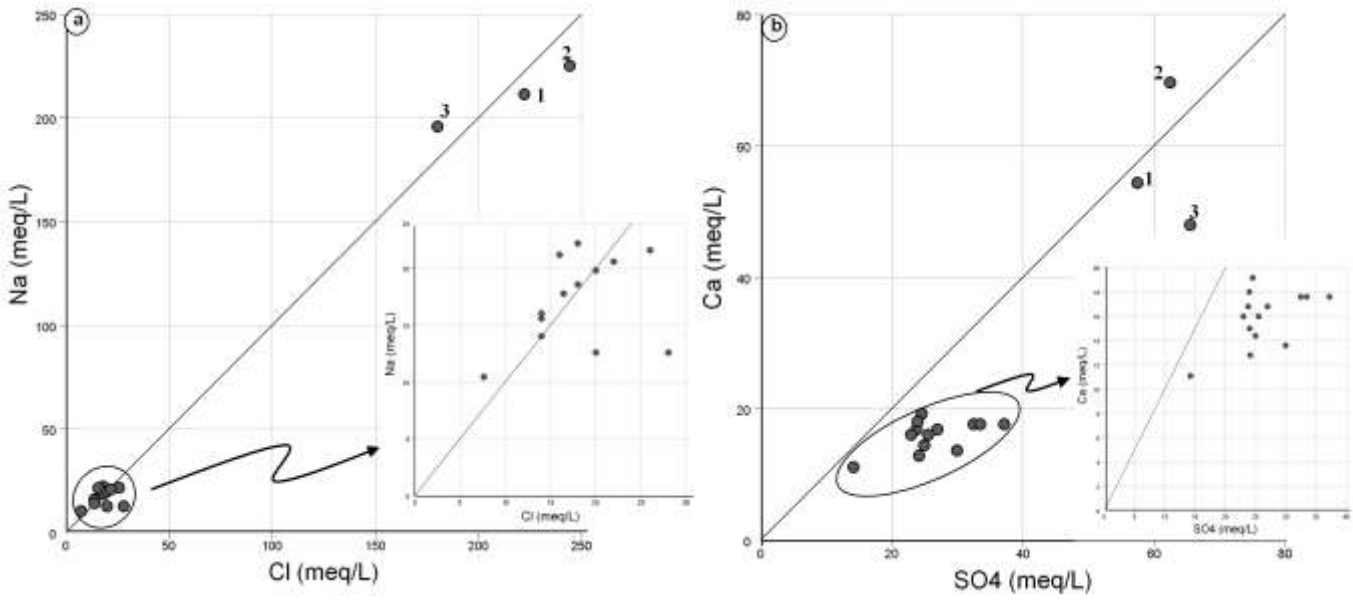
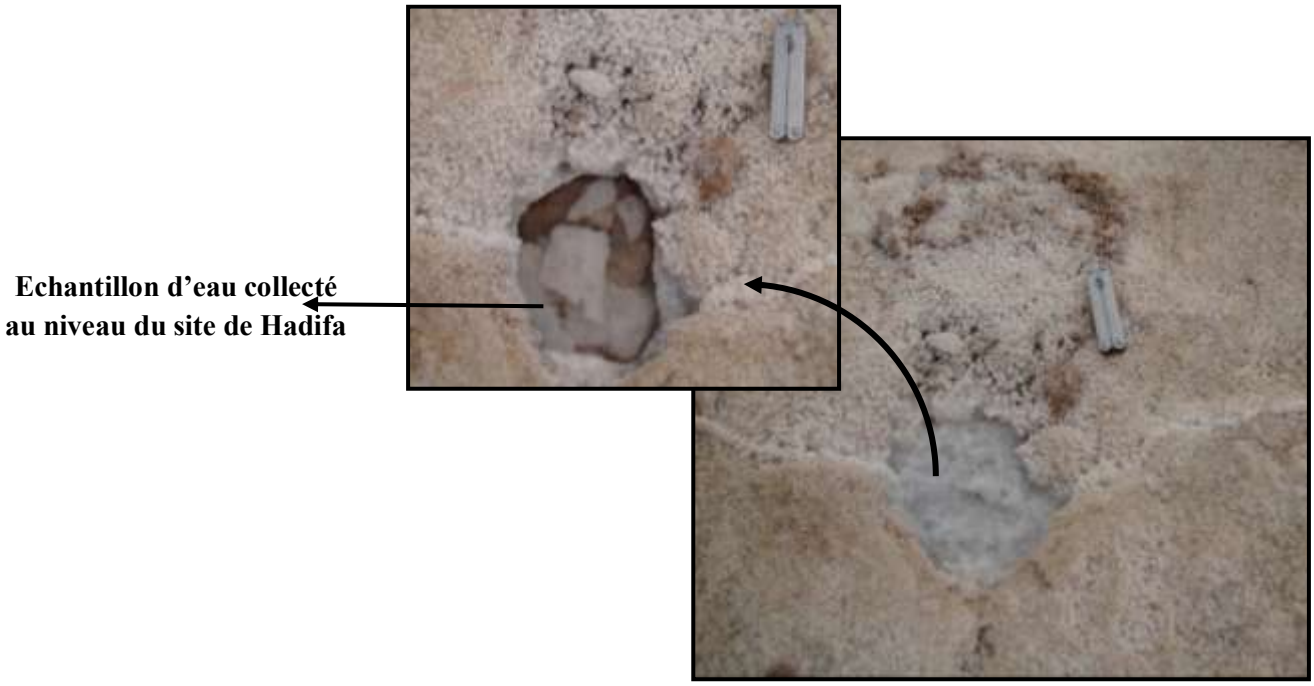


Fig.70: Corrélations entre Na-Cl et Ca-SO4 des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien

En effet, lors de notre visite au site de Hadifa où affleure le trias évaporitique, on a pu collecter un échantillon d'eau à partir des eaux de ruissellement percolant à travers ce diapir. Les résultats des analyses chimiques de cet échantillon montrent une saumure.

Dans le diagramme de Piper, le faciès chimique des eaux de la nappe du C-T (chloruré sodique), collectées au niveau de Menzel Habib, se rapprochent de celui des eaux collectées au niveau du Diapir Hadifa (Fig.69). Ceci semble indiquer une contamination locale de ces eaux par la dissolution des évaporites continentaux du Trias affleurant au niveau de ce diapir.



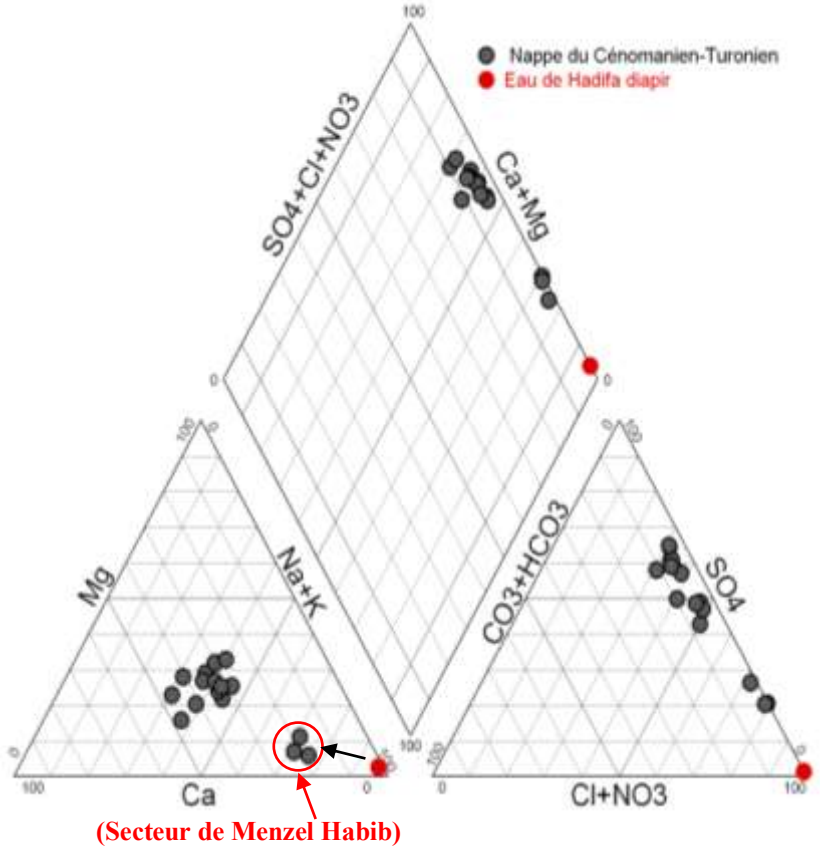


Fig.71: Diagramme de Piper des eaux de la nappe du C-T et de l'échantillon Hadifa

2. Etude hydrochimique des eaux des nappes phréatiques:

2.1. La nappe phréatique de Skhira

2.1.1. Etude de la minéralisation des eaux

La carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira montre une grande variation (Fig.72).

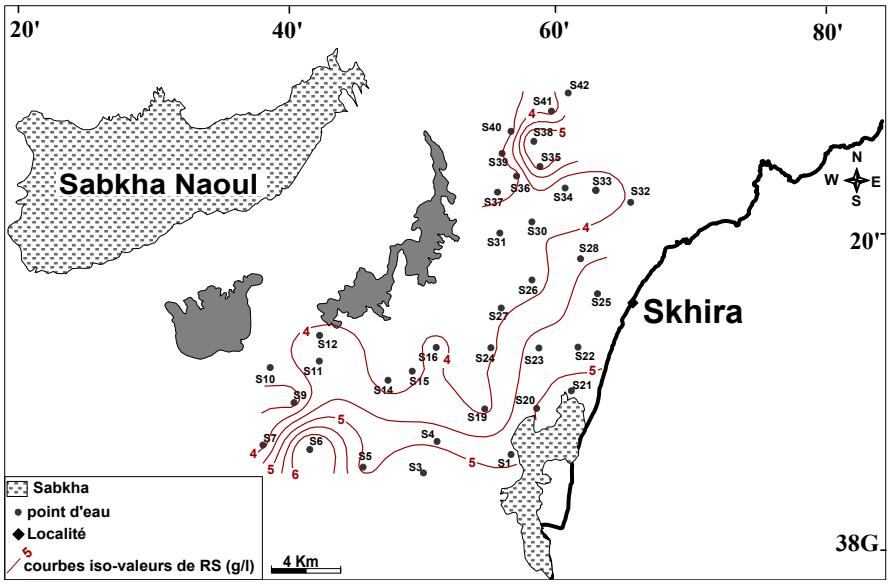


Fig.72: Carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira.

Les valeurs de la salinité des eaux varient entre 3.19 et 7.27 g/l indépendamment de la profondeur des puits (Fig.73).

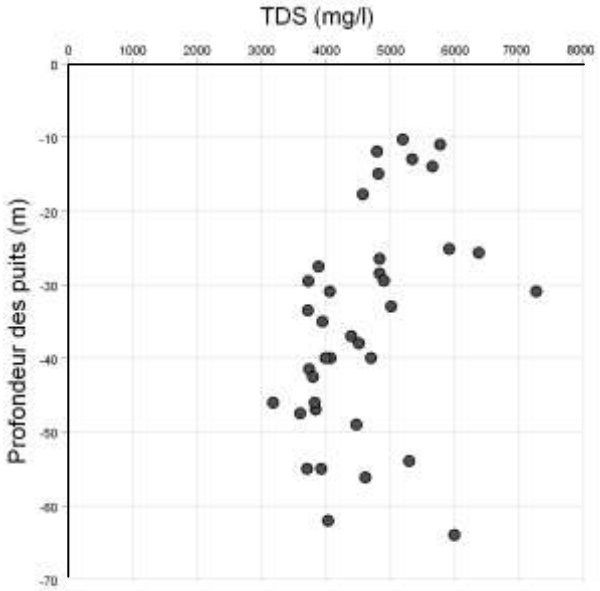


Fig.73: Diagramme de variation de la minéralisation en fonction de la profondeur des puits de la nappe phréatique de Skhira.

Sur le diagramme de Piper, les eaux de la nappe phréatique de Skhira montrent une évolution entre un faciès sulfato-calcique à un autre mixte. Cette hétérogénéité de faciès est du essentiellement à l'exploitation des horizons plus profonds suite à l'utilisation des puits sondés du fait que les horizons superficiels de la nappe phréatique ne répondent plus aux besoins des agriculteurs (Fig.74).

En comparaison avec les eaux de la nappe profonde de Skhira à faciès communément chloruré sodique, il semble que les eaux de l'aquifère phréatique tendent à s'enrichir en Na^+ et Cl^-.

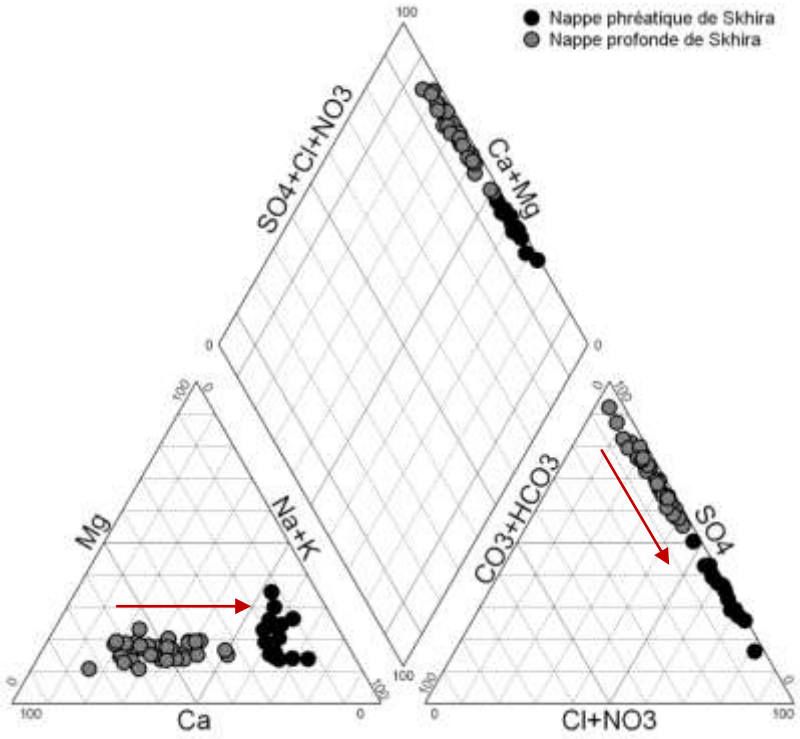


Fig.74: Diagramme de Piper des eaux de la nappe phréatique de Skhira

2.1.2. Etude de quelques rapports ioniques

Des corrélations entre la concentration de quelques éléments et la minéralisation totale des eaux collectés dans la nappe phréatique de Skhira ont été établies.

Les diagrammes de variation des éléments majeurs et le résidu sec (Fig.75) montrent que la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira est surtout liée aux chlorures et au sodium avec des coefficients de corrélation (R^2) de l'ordre de 0.8.

Pour les autres éléments (SO_4, Ca et HCO_3), on note plutôt une distribution aléatoire des points d'eau échantillonnés.

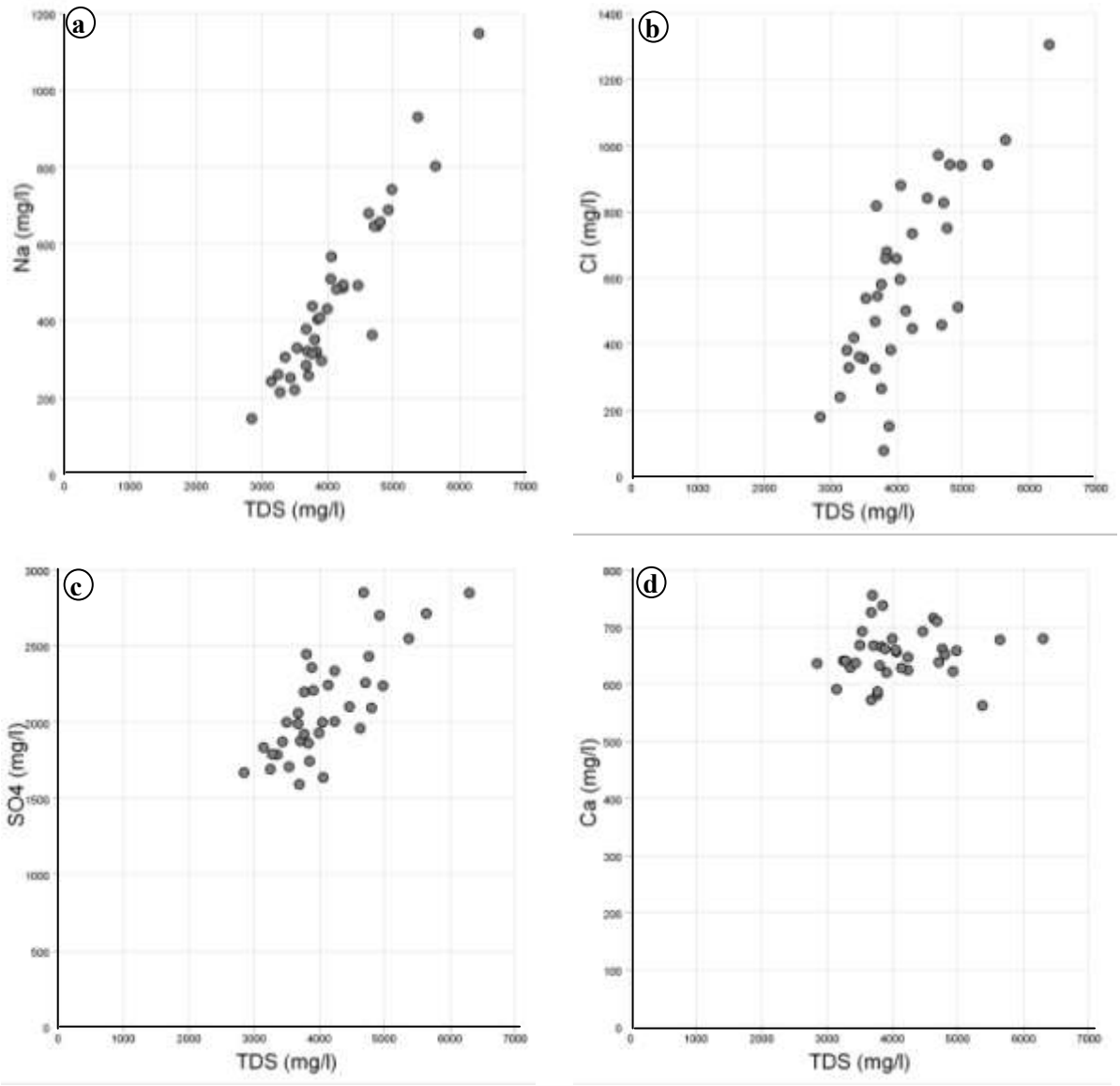


Fig.75: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction des résidus secs des eaux de la nappe phréatique de Skhira

Dans le diagramme de variation de Na^+ en fonction de Cl^- (Fig. 76a), on note que la majorité des points d'eau montrent un excès en sodium. D'autres points se situent sur la droite de pente 1 avec toutefois quelques points qui semblent être caractérisé par un excès en chlorures par rapport au sodium. Cette variation est du essentiellement à la participation des ions Na^+ aux processus d'échange cationique avec les minéraux argileux.

D'autre part, on remarque globalement un déficit en calcium par rapport aux sulfates. Ceci est du probablement à un échange de base dans les minéraux argileux conformément à la nature lithologique des horizons aquifères. Ce phénomène est mis en évidence par la relation $[(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)]$ en fonction de [Na+K-Cl] (Fig. 76c) (Gracia et al., 2001). Ces échanges s'interprètent par la relation de pente -1, autour de laquelle se situent la totalité des

points représentatifs des échantillons collectés, indiquant dans la majorité des cas une libération des ions Na^+ et fixation des ions Ca^{2+}.

L'intérêt de cette relation réside dans le fait de clarifier les relations pouvant exister entre les minéraux argileux et la solution.

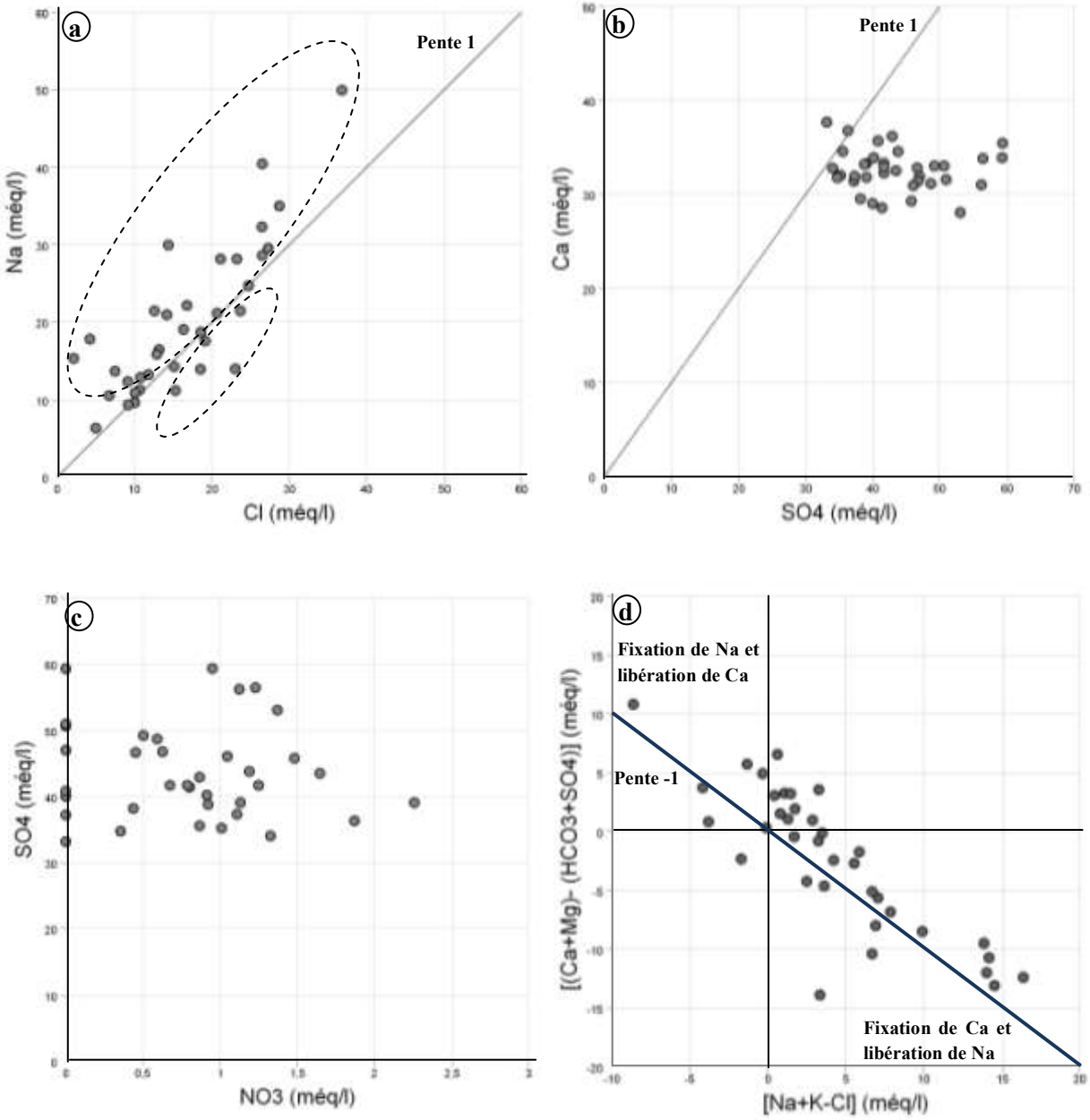


Fig. 76: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de Skhira (a,b et c) et mise en évidence des phénomènes des échanges de base avec les niveaux argileux (d)

L'opération de soustraction entre les deux paramètres **(i)** $[(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)]$ et **(ii)** [Na+K-Cl] se traduit essentiellement par l'élimination des ions issus de la dissolution d'autres minéraux (évaporitiques et carbonatés). En cas d'absence de ces réactions d'échange de base,

tous les points représentatifs des échantillons collectés se placent prés du point d'origine (McLean et al., 2000).

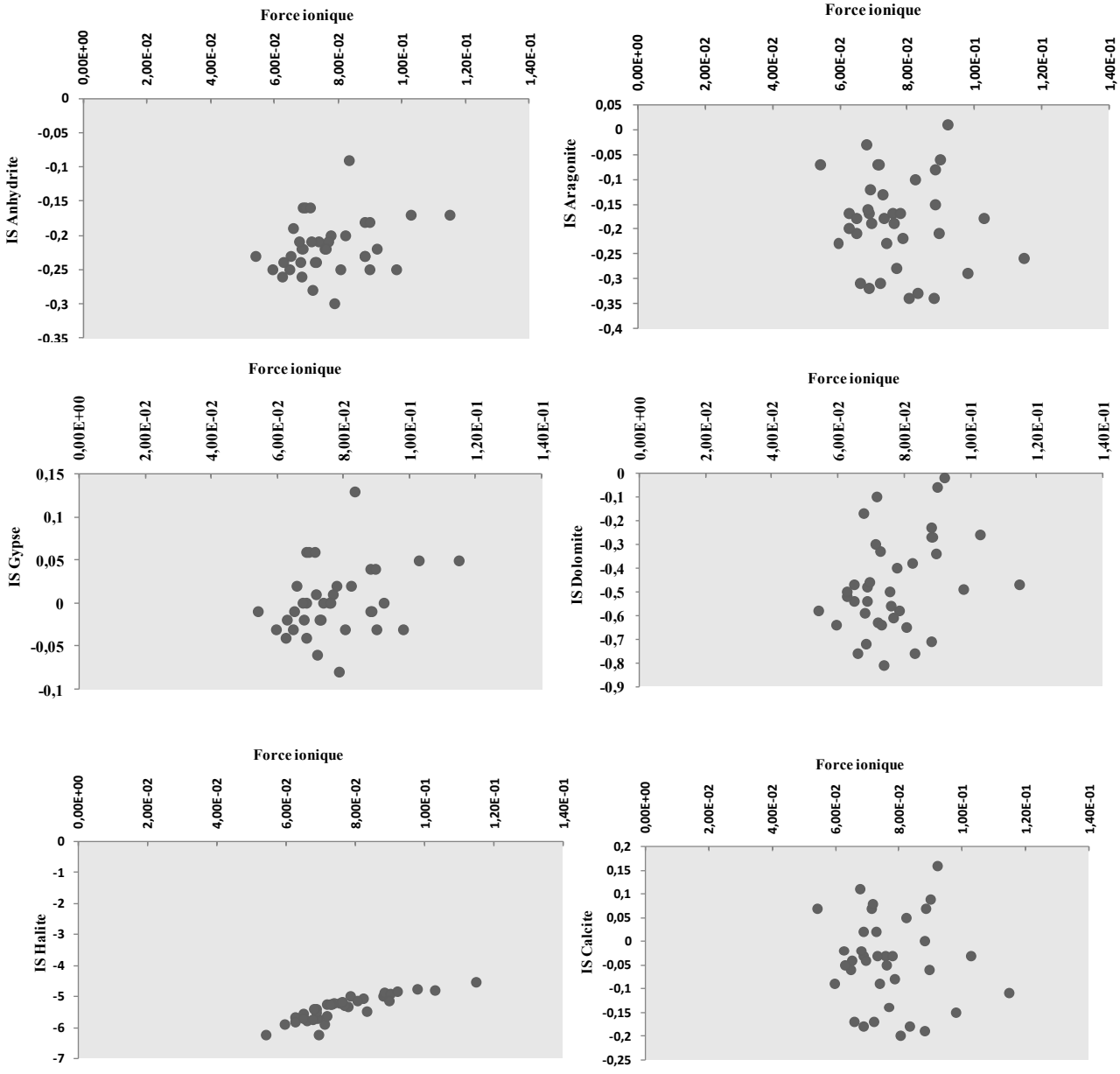


Fig.77: Diagrammes de variation des indices de saturation en fonction de la force ionique des eaux de la nappe phréatique de Skhira.

La figure 76(c) représente la relation entre les sulfates et les nitrates. Il n'y apparaît pas de relation significative entre les deux éléments.

Les nitrates peuvent être utilisés comme indicateur de pollution d'origine anthropique. A l'exception des points S7, S11, S13, S15, S19, S21 et S27 qui montrent des concentrations nulles en NO3, on peut noter que presque 50% des points représentatifs des eaux de la nappe phréatique de Skhira montrent des teneurs qui dépassent les normes internationales (50 mg/l).

Il s'avère que ces points se localisent essentiellement dans les zones à forte activité agricole.

Les indices de saturation des eaux de la nappe phréatique de Skhira sont calculés par le programme PhreeqC. La totalité des échantillons collectés dans le cadre de cette étude montrent des eaux qui sont saturés vis-à-vis des minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite).

D'autre part, l'existence d'une corrélation entre les indices de saturation vis-à-vis des minéraux évaporitiques et les valeurs de la force ionique traduit une saturation partielle vis-à-vis de ces minéraux. En effet, il parait que l'ensemble de ces eaux sont sous saturés vis-à-vis de la halite et saturés vis-à-vis de l'anhydrite et du gypse (Fig.77).

2.2. La nappe phréatique de Menzel Habib

2.2.1. Etude de la minéralisation des eaux

La carte de la répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib montre une grande hétérogénéité (Fig.78).

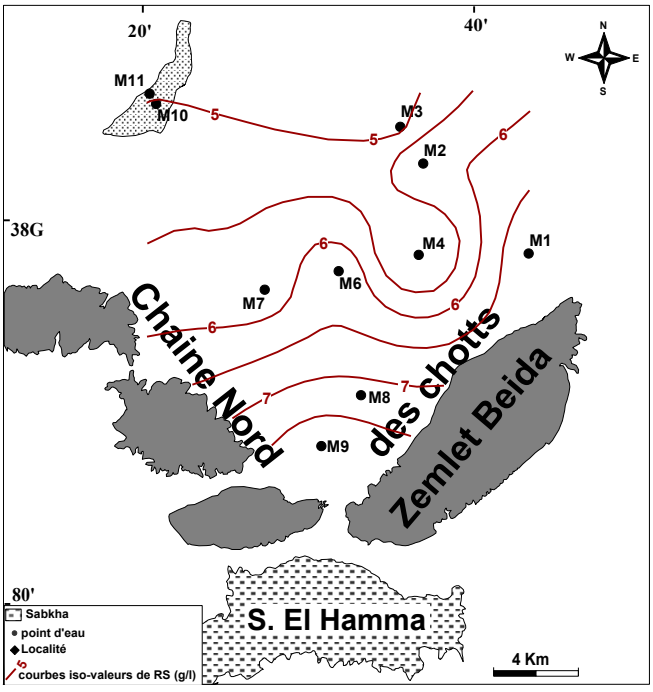


Fig.78: Carte de répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira

Les valeurs de la salinité des eaux varient entre 3.46 et 7.91 g/l indépendamment de la profondeur des puits (Fig.79).

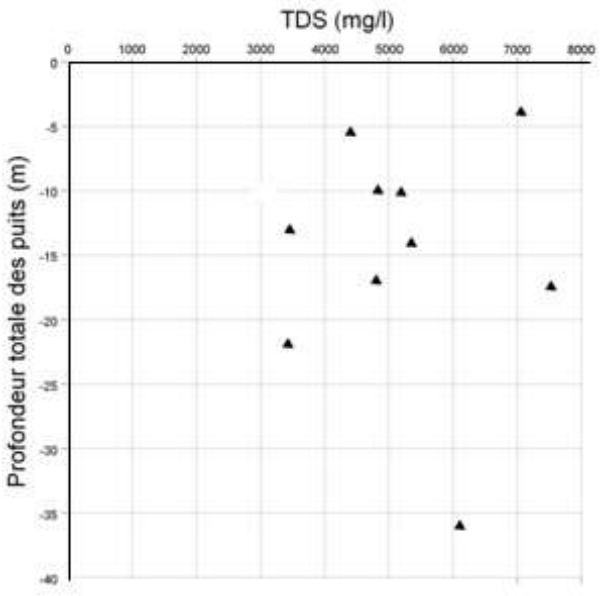


Fig.79: Diagramme de variation de la minéralisation en fonction de la profondeur des puits de la nappe phréatique de Menzel Habib.

Sur le diagramme de Piper, le triangle des anions montre que la composition chimique des eaux est de type sulfaté. Dans le triangle des cations, il ya dominance du faciès mixte à tendance calcique (Fig.80).

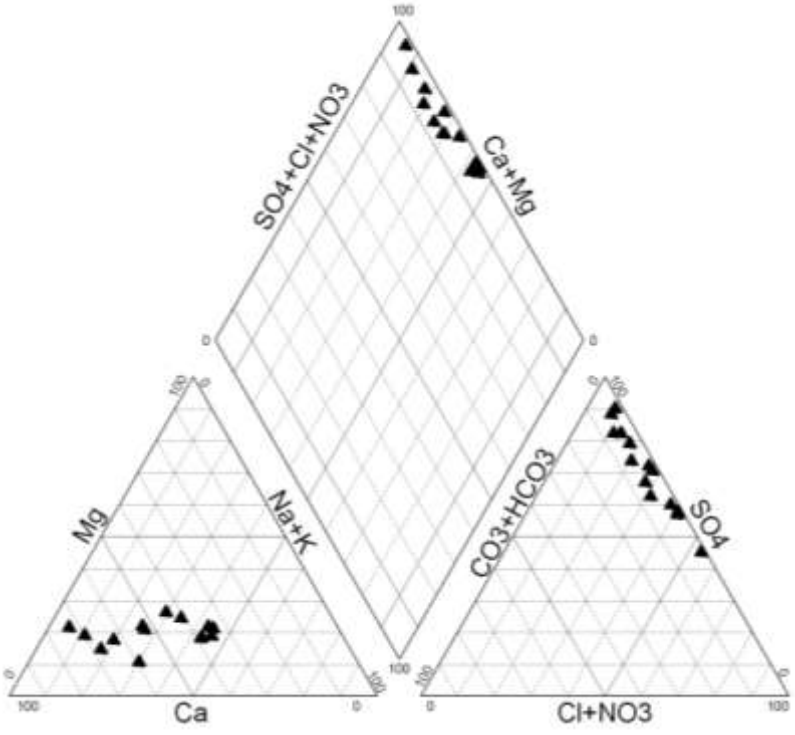


Fig.80: Diagramme de Piper des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib.

2.2.2. Etude de quelques rapports ioniques

Des corrélations entre la concentration de quelques éléments et la minéralisation totale des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib ont été établies.

Les diagrammes de variation des éléments majeurs et le résidu sec (Fig.81) montrent que la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de Skhira est surtout liée aux chlorures et au sodium.

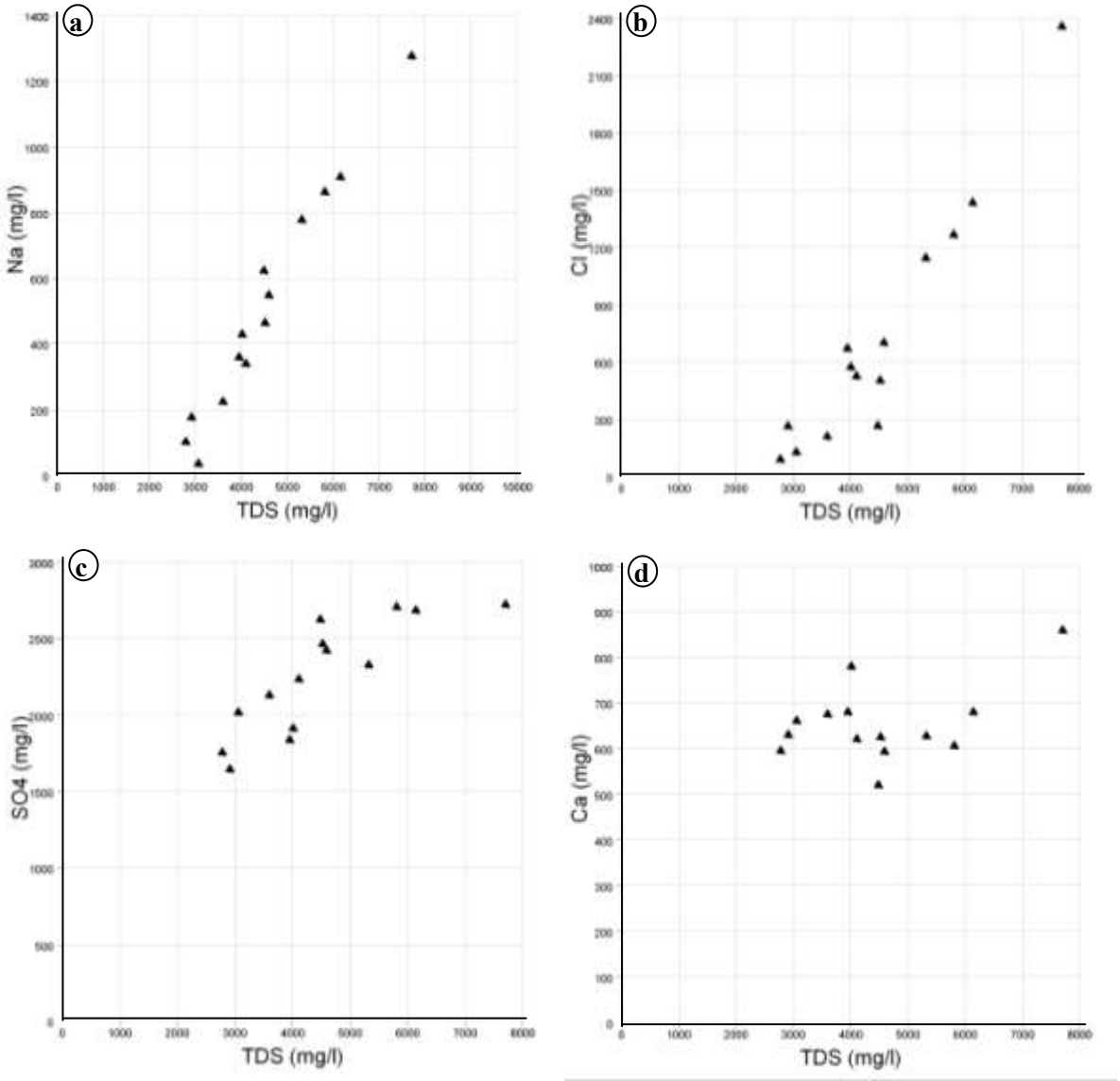


Fig.81: Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction des résidus secs des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib

En effet, les diagrammes de variation de Na^+ et Cl^- en fonction de TDS montrent la présence d'une corrélation positive traduisant la participation de ces deux éléments dans l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines et témoigne de la présence d'une source commune

de minéralisation qui ne peut être que la dissolution de l'halite. La dissolution de ce minéral a été confirmée à partir du diagramme de variation de Na^+ en fonction de Cl^- qui montre que presque la totalité des points d'eau s'alignent autour de la droite de pente 1 (Fig.82 a). Ceci est corroboré aussi par le calcul des indices de saturation qui montrent un état de sous saturation vis-à-vis de l'halite pour la totalité des échantillons (Annexe).

Sur la figure 82 (c), le diagramme de variation de Ca^{2+} en fonction de HCO_3^{2-} montre un excès en calcium par rapport aux bicarbonates. D'autre part, on note un déficit en calcium par rapport aux sulfates dans la figure 82 (b). Ceci peut être expliqué par les phénomènes d'échange de base.

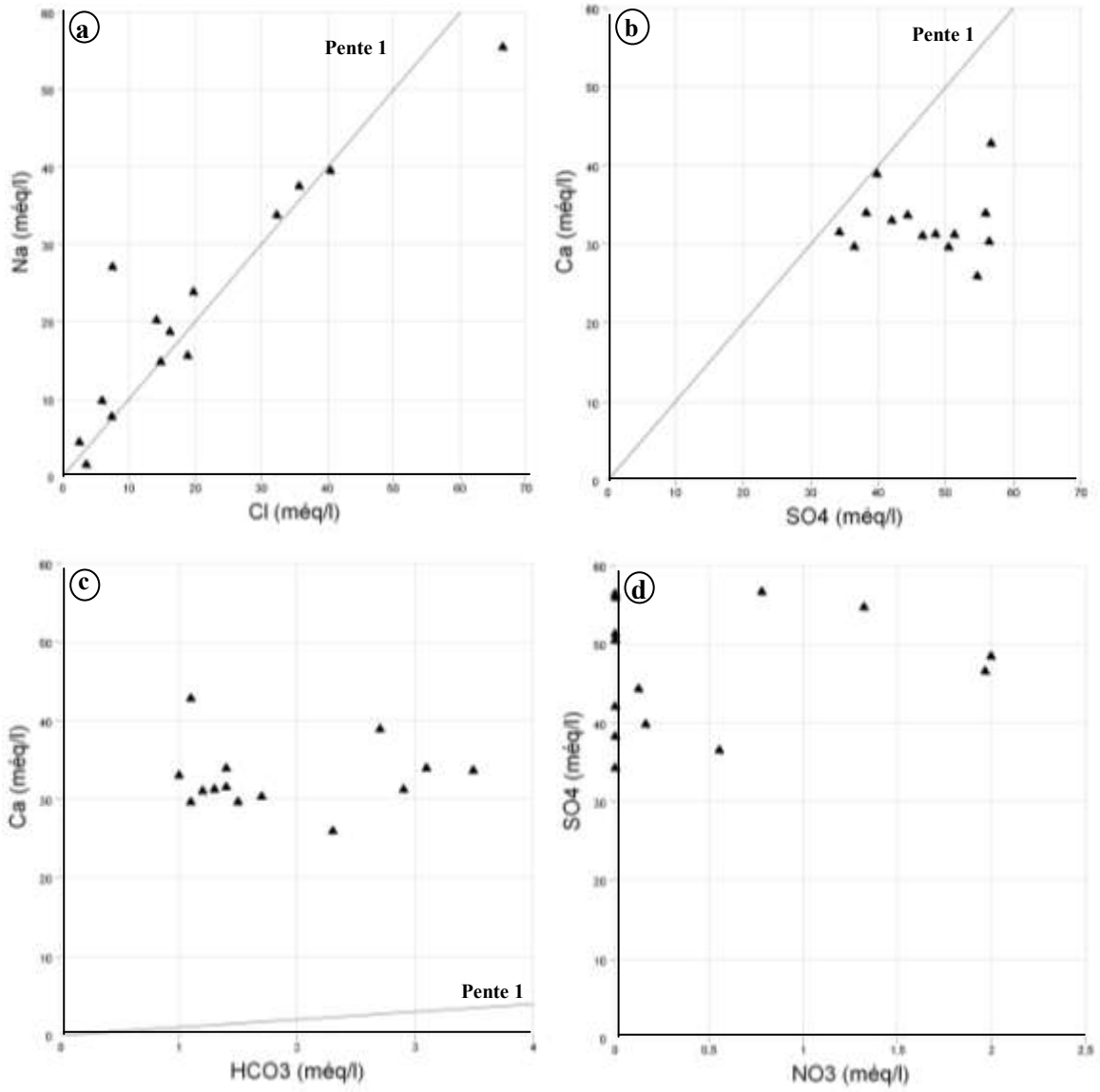


Fig.82: Corrélations entre divers éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib

En effet, on peut conclure que la dissolution de l'halite ainsi que la dominance du faciès sulfato-calcique des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib, revient probablement à l'effet de la recharge de la nappe par infiltration à travers les garaats ainsi qu'à l'effet des sabkhas entourant la région.

Les points M4, M10 et M2 montrent exceptionnellement des teneurs en NO_3^- de l'ordre de 110 mg/l et semblent etre en étroite relation avec l'usage intense de l'activité agricole dans certaines localités (garaat Hajri et garaat Zograta).

V. Conclusion

Dans le cadre de cette étude, l'approche géochimique a permis d'apporter quelques éléments de réponse concernant les processus de minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude. En effet, il parait que l'acquisition de la minéralisation est, surtout, dépendante de la chimie de mélange de diverses masses d'eau d'origines différentes.

Les eaux de la nappe miocène de Sfax présentent une salinité qui augmente considérablement vers le Sud. Il s'est avéré que l'origine de minéralisation de ces eaux est due essentiellement à un mélange avec les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien en dehors de toute intervention marine.

D'autre part, il a été remarqué que la minéralisation des eaux augmente sensiblement en fonction de la profondeur de captage, ce qui témoigne de l'influence des aquifères soujacents (toujours la nappe du C-T) dans l'acquisition de la charge saline des eaux de cet aquifère.

L'estimation du taux de mélange des eaux de la nappe miocène avec celles du C-T, en se basant sur la balance des chlorures, a montré des valeurs pouvant atteindre jusqu'à 80% dans les forages ayant capté les horizons les plus profonds ce qui confirme l'effet de drainance verticale des eaux de la nappe du C-T dans la minéralisation des eaux de la nappe miocène de Sfax.

En ce qui concerne l'aquifère miocène de Gabès Nord, il semble que l'origine de minéralisation des eaux pourrait résulter de l'effet des écoulements salés de sabkha Hamma à travers le Graben Mida. Bien que les données lithologiques permettent de concevoir une continuité hydraulique entre les aquifères de la Djeffara de Gabès Nord et Sfax, les investigations géochimiques révèlent plutôt des caractéristiques distinctes suggérant ainsi une dynamique différente au sein de ces deux aquifères.

Dans le but de supporter les résultats obtenus, on a procédé aussi à la recherche de l'origine de minéralisation des eaux de la nappe du C-T qui parait expliquée par l'effet de la dissolution

des minéraux évaporitiques qui affleurent au niveau de Diapir Hadifa à l'Ouest conformément aux contextes, géologique et structural qui contrôlent la région.

Pour les eaux des aquifères phréatiques, on note que la minéralisation des eaux est due essentiellement aux processus d'échange cationique dans la région de Skhira. Pour la nappe phréatique de Menzel Habib, la dominance du faciès sulfato-calcique des eaux peut être expliquée par l'effet de la recharge de la nappe par infiltration à travers les garaats ainsi qu'à l'effet des sabkhas qui entourent la région.

Chapitre V: ETUDE ISOTOPIQUE

ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DE LA ZONE D'ETUDE

I. Généralités

L'étude des isotopes stables et radioactifs de l'eau et des espèces qui y sont dissoutes, apporte des informations pertinentes quant à l'origine de l'eau, la durée de transit souterrain de cette eau (son âge), mélange entre les masses d'eau, identification de l'origine de minéralisation des eaux et permet dans certains cas de caractériser des processus dits secondaires mais qui peuvent parfois contribuer de façon importante à l'originalité du faciès de cette eau.

Les méthodes d'application les plus courantes font appel au deutérium, à l'oxygène 18 et au tritium de la molécule d'eau, ainsi qu'aux isotopes du carbone.

1. Les isotopes de la molécule d'eau

1.1. Notions de base

L'eau est une molécule composée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. L'oxygène 18 et le deutérium demeurent couramment utilisés en hydrologie et en hydrogéologie en tant que traceurs intrinsèques de l'écoulement de l'eau souterraine.

La composition de l'eau en ces isotopes s'exprime par le rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger ($^{18}O/^{16}O$, $^{2}H/^{1}H$).

1.2. Notation Delta δ

La teneur isotopique de l'eau est mesurée à l'aide d'une spectrométrie de masse ou spectrométrie Laser. Les rapports isotopiques de la molécule d'eau sont généralement comparés à une eau standard de rapport isotopique connu. Le "**Standard Mean Ocean Water**" (Vienna-SMOW, VSMOW) est le plus couramment utilisé. Ainsi, les abondances en ^{18}O et ^{2}H s'expriment comme un rapport en notation delta en parts pour mille (‰), différence relative au standard.

$$\textbf{(6)}\ \delta\,^{18}O = \left[\left(^{18}O/^{16}O\right)_{échantillon} / \left(^{18}O/^{16}O\right)_{étalon} - 1\right] * 1000$$

$$\textbf{(7)}\ \delta\,^{2}H = \left[\left(^{2}H/H\right)_{échantillon} / \left(^{2}H/H\right)_{étalon} - 1\right] * 1000$$

Par définition, δ SMOW=0‰ (pour ^{2}H et ^{18}O).

En l'absence d'évaporation ou d'échange avec des gaz dissous, les isotopes stables de la

molécule d'eau se comportent comme des traceurs conservatifs et reflètent le mélange des différentes recharges ayant alimenté les eaux souterraines considérées.

L'histoire hydro-climatique d'un aquifère peut donc être reconstituée par l'abondance des isotopes stables lourds de l'oxygène (^{18}O) et de l'hydrogène (^{2}H) dont les signatures correspondent à des environnements et des épisodes hydro-climatiques spécifiques, ou des altitudes de recharge différentes. Sous certaines conditions (faible rapport eau/roche, temps de résidence long, température élevée du réservoir, évaporation, …), les interactions roche - eau peuvent modifier la composition isotopique initiale de l'eau.

1.3. Droite Météorique Mondiale (DMM) et Droite Météorique Locale (DML)

Sur un diagramme binaire $\delta^{18}O$ / $\delta\ ^{2}H$, les prélèvements des eaux de pluie à l'échelle de la planète se regroupent sur une droite appelée Droite des eaux Météoriques Mondiale (DMM) ou droite de Craig **((8) $\delta\ ^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 10$, Craig 1961)**.

La droite que l'on obtient à partir de la composition isotopique des précipitations dans une région donnée est dite Droite des eaux Météoriques Locale (DML). La composition isotopique des précipitations locales dépend de plusieurs facteurs. On distingue ainsi:

- L'effet d'humidité qui se traduit par le fait que si l'humidité de l'air diminue, la pente de la droite météorique diminue (Gonfiantini, 1986).
- L'effet de la température qui se manifeste entre la composition isotopique des eaux de pluie et la température de l'air (Dansgad, 1964), et la continentalité. L'évolution de cette dernière demeure complexe et plusieurs études ont montré que pour les stations continentales, la relation entre la température et la teneur isotopique est variable (Pearson et al, 1991; Rozanski et al., 1993).
- L'effet d'altitude se manifeste au moment d'une masse d'air et conduit à l'appauvrissement en isotopes lourds. Cet effet dépend également de l'origine des masses d'air et de la teneur en eau des couches nuageuses (Gonfiantini, 1998).
- L'effet de la latitude qui se traduit par le fait que les précipitations de hautes latitudes sont plus appauvries en isotopes lourds.
- L'effet de masse correspond à un appauvrissement en isotopes lourds lié à l'augmentation de la quantité de pluie précipitée (Jeanton et al., 2000). Il est souvent bien marqué en pays tropicaux.

1.4. L'Excès en deutérium (d-excess)

L'excès en deutérium correspond à l'équation: **(9) $d = \delta^2H - 8\,\delta^{18}O$** d'une eau météorique donnée. Il est souvent utilisé comme marqueur de l'origine de la vapeur dans une région donnée. Souvent, cet excès augmente avec le déficit d'humidité des masses d'air océaniques (Rozanski et al., 1993, Gonfiantini, 1996).

1.5. Le fractionnement isotopique

Lors des processus météorologiques impliquant des changements d'état (évaporation, condensation, sublimation de l'eau …), les isotopes lourds de l'eau vont avoir un comportement différent des isotopes légers. La phase évaporée n'aura pas la même composition isotopique que la phase liquide qui lui a donné naissance et avec la quelle elle se trouve en équilibre thermodynamique. C'est ce qu'on appelle le fractionnement isotopique.
Le facteur de fractionnement α entre les phases, liquide (L) et vapeur (V), est défini par la relation suivante (Fontes, 1985):

(10) $\alpha\,(L\text{-}V) = R_L/R_V = (1000+\delta_L) / (1000+\delta_V)$ ou $\alpha\,(L\text{-}V)-1 \approx \ln \alpha\,(L\text{-}V)$

On définit alors un facteur d'enrichissement **$\varepsilon(L\text{-}V)$** (**en‰**) de la phase liquide par rapport à la phase vapeur qui vaut:

(11) $\varepsilon(L\text{-}V) = (\alpha(L\text{-}V)-1)*1000 \approx 1000 \ln \alpha\,(L\text{-}V) \approx \delta L - \delta V$

Le fractionnement est un phénomène thermodynamique qui décroit généralement avec la température. La relation est de la forme:

(12) $1000 \ln \alpha\,(L\text{-}V) = a\,T^2 + bT - 1 + c$

Avec a, b, c sont des constantes dépendantes de l'isotope, de sa phase et la température T en degré Kelvin.

En hydrogéologie, comme le degré de condensation de la masse nuageuse et le taux de fractionnement isotopique dépendent tous deux de la température, une relation existe donc entre la teneur isotopique de la pluie et la température de condensation.

2. Traçage des eaux souterraines à l'aide du tritium (^3H) et du couple ^{14}C-^{13}C

L'objectif d'utilisation de ces traceurs naturels (^3H et ^{14}C) réside dans le fait d'estimer le temps de résidence ou "âge" des eaux souterraines et la localisation des zones de recharge et de décharge des aquifères profonds.

2.1. Traçage des eaux souterraines à l'aide du tritium (^3H)

Le tritium, isotope de l'hydrogène, est un excellent dateur des eaux souterraines récentes. Il émet un rayonnement β de faible énergie et a une demi-vie de 12,43 ans (Unterweger et al., 1980; AIEA, 1983). Les teneurs en tritium sont exprimées en unités tritium (**UT**) qui indique la présence d'un atome de ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène ^1H, soit 7.1 dpm. l^{-1} (désintégration par minute et par litre d'eau).
Le tritium obéit à la loi de décroissance radioactive (Etchevery, 2002):

$$\textbf{(13) } N = No\, e^{-\lambda t} \quad \text{avec } \lambda = \ln 2/T$$

Où N, nombre d'atomes à la fermeture du système;

No, nombre d'atomes à l'instant t;

t, temps écoulé depuis la fermeture du système;

λ, constante de désintégration radioactive;

T, période radioactive ou temps de demi-vie de l'isotope (12.43 ans)

Le tritium présent dans les précipitations a deux origines, une naturelle, l'autre artificielle. Le tritium, produit dans l'atmosphère, résulte du bombardement par les neutrons dérivés du rayonnement cosmique sur des noyaux d'azote 14:

$$^{14}N + 1n \longrightarrow {}^{12}C + {}^{3}H$$

Avant 1953, l'eau atmosphérique contenait moins de 10 UT. A partir de 1953, les nombreux essais nucléaires de surface, ayant lieu, ont considérablement enrichi l'atmosphère en ^3H, se traduisant par un accroissement du taux du tritium dans l'eau souterraine. Ainsi, le tritium peut être utilisé de manière quantitative pour dater l'eau souterraine.

2.2. Traçage des eaux souterraines par le couple ^{14}C – ^{13}C

L'ensemble des espèces carbonées minérales, précipitées lors des prélèvements, constitue le Carbone Inorganique Total Dissous (CITD). L'étude combinée des isotopes 13 et 14 du CITD ainsi que des différentes sources possibles de carbone est nécessaire pour la détermination des âges radiométriques.

2.2.1. Le carbone 13

Le ^{13}C est l'isotope stable du carbone. Il est présent avec une proportion de 1.108 %. Les rapports des isotopes stables ^{13}C / ^{12}C sont exprimés en δ ^{13}C par rapport à un étalon de

référence (P.D.B), une calcite biogénique (rostre de bélemnite de la Pee Dee formation du Crétacé supérieur de Caroline du Sud) (Craig, 1957). Les $\delta\ ^{13}C$ du carbone minéral dissous, bicarbonates (HCO3) et gaz (CO2) permettent quand ils sont employés avec précaution de retracer l'origine du carbone. La variation $\delta\ ^{13}C$ (par rapport au standard des carbonates PDB) est contrôlée par l'ensemble du cycle géochimique des carbonates (dissolution et précipitation), le carbone gazeux (CO2) et le carbone organique (organismes vivants et matières organiques de dégradation).

Le $\delta\ ^{13}C$ des roches carbonatées est d'environ 0‰, ce qui est compréhensible car elles sont précipitées à partir de l'océan qui a une valeur similaire (Fetter, 1994). Dans l'atmosphère, $\delta\ ^{13}C$ est égal à -7‰ (Drever, 1988). Son évolution dans la phase gazeuse est principalement gérée par la respiration des organismes et leur dégradation alors qu'elle est gérée dans la phase aqueuse par la géochimie et l'oxydation de la matière organique dissoute.

2.2.2. Le carbone 14

Le ^{14}C, isotope radioactif, a un temps de demi-vie de 5730 ± 30 ans. Il est naturellement produit dans l'atmosphère par le bombardement de ^{14}N par des rayons cosmiques. Son abondance est de $1.2\ 10^{-12}$ atomes de ^{14}C pour un atome de carbone.

Le principe de datation du carbone ^{14}C comme radiochronomètre est fondé sur la loi de la radioactivité, donnée par la même formule de décroissance exponentielle que pour le tritium, exprimé ici en activité spécifique: A (désintégration par unité de temps et unité de masse).

$$\mathbf{(14)\ A_t = A_o\ e^{-\lambda t}\ \ donc\ t = 1/\lambda\ ln\ (A_o/\ A_t)}$$

Avec:

$\mathbf{A_t}$ **:** activité de l'échantillon au temps t;

$\mathbf{A_o}$**:** activité initiale du carbone moderne;

$\boldsymbol{\lambda}$ **(= ln 2/T):** constante de désintégration du ^{14}C;

T: période (ou temps de demi-vie) du carbone 14 (T= 5730 ±30 ans)

Donc:

$$\mathbf{(15)\ t(ans\ B.P.) = T/Ln2\ Ln\ A_o/A}$$

Avec B.P (Before Present).

Les activités en ^{14}C se définissent par rapport à la teneur dite "moderne" en %. La teneur "moderne" ou "carbone moderne" est censée représenter l'activité du CO_2 de l'atmosphère

avant la contamination nucléaire d'une part et avant la pollution par les résidus de combustion de l'ère industrielle d'autre part (Fontes, 1976).

II. Etude isotopique des eaux souterraines de la zone d'étude

L'interprétation des données isotopiques en hydrogéologie est loin d'être directe. En effet, il s'est avéré que l'origine des eaux souterraines ne peut être étudiée avec succès qu'avec la disponibilité des données géologiques, hydrogéologiques et géochimiques.

De nos jours, les techniques des isotopes environnementaux (isotopes naturels stables et radioactifs) demeurent de plus en plus adaptées à l'étude des eaux souterraines, particulièrement en milieux arides et semi-arides.

Dans le cadre de cette thèse, plusieurs dizaines d'analyses isotopiques (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H, ^{13}C et ^{14}C) ont été effectuées sur les différents aquifères de la zone d'étude (profonds et phréatiques) afin de supporter les résultats déjà obtenus par les approches, hydrogéologique et géochimique.

En effet, l'étude des systèmes aquifères du sud de la Tunisie, basée sur l'approche isotopique, nécessite la confrontation des teneurs isotopiques des eaux souterraines avec celles des précipitations locales.

Ainsi, il était très utile, dans le cadre de cette thèse, de commencer une analyse régulière des eaux pluviales à la station de Gabès CRDA dans le but d'établir une droite locale qui servira de référence non seulement pour les eaux souterraines de la région d'étude mais aussi pour l'ensemble du sud tunisien. Toutefois, il s'avère que le nombre d'échantillons collectés (51 échantillons depuis la fin de l'année 2007) demeure insuffisant pour la mise en place de cette droite. Pour cette raison, on a eu recours à l'utilisation de la droite météorique locale de Sfax qui se trouve dans des conditions climatiques proches de celles de la zone d'étude.

1. Etude isotopique des aquifères profonds

En Tunisie, comme dans nombreux régions arides et semi-arides, l'exploitation des eaux souterraines s'est accrue ces dernières années conjointement aux développements économique et démographique. Cette situation est accompagnée de nombreuses études s'intéressant essentiellement aux eaux souterraines et faisant de plus en plus appel aux techniques isotopiques.

Les eaux des nappes côtières de Sfax et de la Djeffara de Gabès ont fait l'objet de plusieurs analyses isotopiques lors d'études antérieures (projets, travaux de recherche: thèses et mastères). Toutefois, les eaux du système aquifère de Menzel Habib n'ont fait l'objet de mesures isotopiques que dans le cadre de cette thèse.

1.1. Echantillonnage et analyses

Les données isotopiques (Oxygène-18 et deutérium), traitées dans le cadre de cette recherche, ont été récoltées entre Juillet 2005 et septembre 2011. Au total, 54 échantillons répartis sur l'ensemble de la zone d'étude et touchant les aquifères profonds ainsi que phréatiques, ont été collectés en collaboration avec les CRDA de Gabès et de Sfax.

La difficulté majeure qu'on a rencontrée pour collecter les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien au niveau de Menzel Habib réside dans le fait que les forages captant cette nappe (C-T1, C-T2 et C-T3) ont été fermés et abandonnés vu la salinité élevée des eaux. On a procédé donc à l'ouverture de ces forages à l'aide d'un poste de soudure et on a essayé de vider l'eau stagnante depuis longtemps dans le forage à l'aide d'une électropompe.

Les teneurs en isotopes stables ont été mesurées par spectrométrie de masse au laboratoire d'hydrologie isotopique de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) et en partie par spectrométrie Laser au Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'ENIS.

1.2. Teneurs en isotopes stables des eaux souterraines de la zone d'étude

Un total de 29 échantillons a été prélevé à partir des aquifères profonds de la zone d'étude, faisant l'objet d'analyses isotopiques (oxygène-18 et deutérium) (Fig.83).

Les eaux de la nappe miocène de Sfax se caractérisent par des teneurs en isotopes stables qui varient entre **- 45.4** et **- 36 ‰ vs SMOW** pour ^{2}H avec une moyenne de l'ordre de - **40.9 ‰ vs SMOW,** et entre **- 6.3** et **- 5.3 ‰ vs SMOW** pour ^{18}O avec une moyenne de l'ordre de **- 5.9 ‰ vs SMOW.**

Les eaux de la nappe miocène de la Djeffara de Gabès Nord se caractérisent par des teneurs en isotopes stables qui varient entre **- 59.9** et **- 32.3 ‰ vs SMOW** pour ^{2}H avec une moyenne de l'ordre de - **47.3 ‰ vs SMOW,** et entre **- 7.8** et **- 5.2 ‰ vs SMOW** pour ^{18}O avec une moyenne de l'ordre de - **6.5 ‰ vs SMOW.**

La zone de transition entre ces deux aquifères se caractérise par des eaux dont la composition isotopique varie entre **- 47.1** et **- 44.7 ‰ vs SMOW** pour ^{2}H avec une moyenne de l'ordre de **- 46.1 ‰ vs SMOW,** et entre **-7** et **- 6.3 ‰ vs SMOW** pour ^{18}O avec une moyenne de l'ordre de - **6.6 ‰ vs SMOW.**

Les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien se caractérisent par des teneurs en isotopes stables qui varient entre **– 47.8** et **– 45.5 ‰ vs SMOW** pour ^{2}H avec une moyenne de l'ordre de – **46.6 ‰ vs SMOW,** et entre **– 6.8** et **– 6.3 ‰ vs SMOW** pour ^{18}O avec une moyenne de l'ordre de – **6.6 ‰ vs SMOW.**

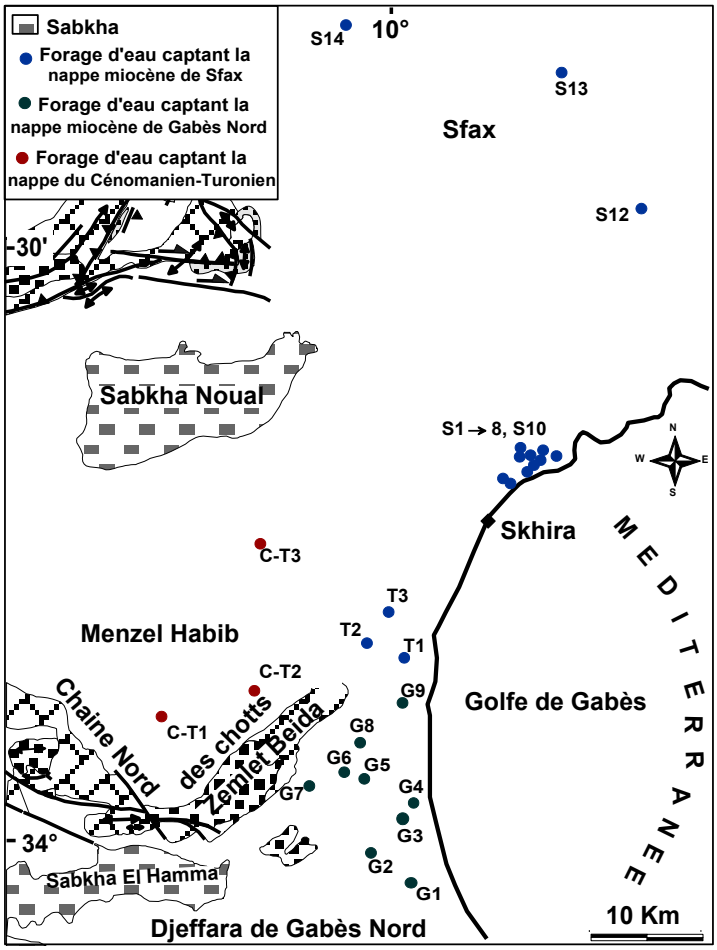


Fig.83: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés pour analyses des isotopes stables

1.3. Relation oxygène-18/deutérium dans les eaux des aquifères profonds

Le diagramme de variation de ^{2}H en fonction de ^{18}O (Fig.84) montre que la majorité des points d'eau prélevés est situé nettement en dessous de la droite météorique de Sfax (DMS), et à proximité de la droite météorique mondiale (DMM).

La composition en isotopes stables des eaux souterraines de la zone d'étude montre une grande variabilité, $\delta^{18}O$ varie entre -4.7 et -7.8‰ vs SMOW et $\delta^{2}H$ varie entre -32.3 et -59.9‰ vs SMOW.

S'éloignant du pôle de l'eau de mer (0‰ vs SMOW), cette signature isotopique exclut toute intervention marine dans la minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude.

Les points représentatifs des eaux de la nappe miocène de Gabès Nord se répartissent en deux groupes bien distincts témoignant d'une origine différente des deux masses d'eau (Fig.84):

Groupe 1: Les valeurs les plus enrichies sont enregistrées au niveau des forages implantés

dans la partie amont du bassin de Gabès Nord (G5, G6, G7 et G8) ce qui confirme la présence d'une recharge locale récente matérialisée à partir du relief de Zemlet Beida à l'Ouest, en parfaite concordance avec les données piézométriques.

Groupe 2: Vers l'aval du bassin, les eaux se caractérisent plutôt par les teneurs en isotopes lourds les plus basses. Cet appauvrissement en isotopes stables semble être le résultat de l'effet de mélange avec les eaux plus anciennes du Continental Intercalaire, dont la composition isotopique moyenne (-61.2 ‰ vs SMOW pour ^{2}H et -8.2 ‰ vs SMOW pour ^{18}O) est caractéristique des eaux paléoclimatiques rencontrés au Sud tunisien (ERESS, 1972; Abidi, 2001; Edmunds et al. 2003).

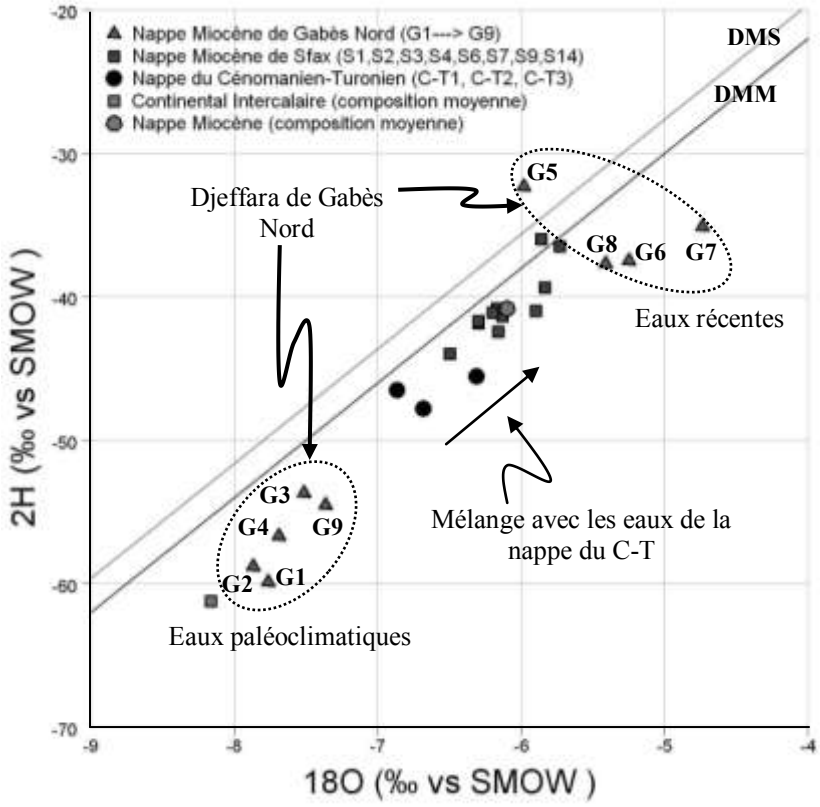


Fig.84: Relation $\delta^{18}O/\delta^{2}H$des eaux souterraines de la zone d'étude

Les teneurs en isotopes stables enregistrées dans les eaux de la nappe de Sfax se rapprochent de celles mesurées dans les forages captant la nappe du Cénomanien-Turonien (C-T1-→C-T3) (Fig.84). Cette ressemblance de la teneur en isotopes stables confirme l'hypothèse de mélange entre les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien à l'Ouest avec celles de la nappe miocène de Sfax conformément aux données piézométriques.

Dans la région de Sfax, les teneurs en isotopes stables des eaux paraissent plus homogènes par

rapport à celles enregistrées dans la nappe de Miocène de Gabès Nord (Fig.84). En effet, cette dissemblance entre les teneurs en isotopes stables des eaux de la nappe miocène le long de la frange côtière, peut être attribuée à la variabilité des zones de recharge qui caractérise la région. Cette variabilité confirme une autre fois la présence d'une nette discontinuité hydraulique entre la Djeffara de Gabès et le bassin de Sfax.

Sur cette base, et à la lumière des hypothèses avancées, la contribution des eaux de la nappe du CI à l'alimentation des eaux de la partie avale de la nappe Miocène de Gabès Nord peut être quantifiée en calculant le bilan isotopique en ^{18}O et en ^{2}H suivant l'équation suivante (Maliki, 2000):

$$\textbf{(16)} \quad \delta_1 = X\,\delta_2 + (1-X)\,\delta_3$$

X: représente la fraction d'eau de la nappe du CI

δ_1, δ_2 et δ_3: sont les teneurs en isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) des eaux de la nappe de Miocène de Gabès Nord (partie avale), des eaux de la nappe du CI et des eaux des précipitations, respectivement.

L'équation du bilan, déduite à partir de l'équation précédente, impliquant la fraction d'eau ancienne dans le mélange est:

$$\textbf{(17)} \quad X = (\delta_1 - \delta_3) / (\delta_2 - \delta_3)$$

Pour le calcul de ce bilan, nous avons adoptés les valeurs suivantes:

- Pour les eaux de la nappe du CI, les teneurs moyennes utilisées sont de l'ordre de -8.2 ‰ vs SMOW pour ^{18}O et – 61.2 ‰ vs SMOW pour ^{2}H.
- Pour le pôle récent, on va prendre en considération les échantillons situés en amont du bassin et présentant le pole récent (Fig.88). Les teneurs moyennes sont de l'ordre de - 5.34 ‰ vs SMOW pour ^{18}O et de – 35.65 ‰ vs SMOW pour ^{2}H.

Les résultats des bilans (^{2}H et ^{18}O) présentés dans le tableau ci-dessus montrent que la contribution des eaux de la nappe du CI à l'alimentation des eaux de la nappe Miocène de Gabès Nord (partie avale) est considérable. Elle varie entre 70 et 88% sur la base des teneurs en ^{18}O. Il en ressort que l'aquifère miocène de la Djeffara de Gabès Nord est rechargée essentiellement à partir des eaux de la nappe de CI.

Tab.7: Résultats des bilans isotopiques (estimation de la contribution des eaux de la nappe du CI)

	Contribution des eaux de CI	
Nom	**Bilan en ^{18}O**	**Bilan en ^{2}H**
G1	84	95
G2	88	90
G3	76	70
G4	82	82
G9	70	73

Plus d'informations sont obtenues en traçant les teneurs en isotopes stables ($\delta^{18}O$) en fonction des concentrations en chlorure (Fig.85). En effet, les points représentatifs des eaux de la nappe de miocène de Gabès Nord se repartissent en deux groupes avec la même distribution observée dans le diagramme $\delta^{2}H$ / $\delta^{18}O$. Les eaux de la partie avale de Gabès Nord (G1, G2, G3 , G4 et G9) se caractérisent par des faibles concentrations en chlorures et des teneurs en isotopes stables les plus basses. Cet appauvrissement ne peut être que le résultat de mélange avec les eaux du Continental Intercalaire. Toutefois, l'augmentation de la teneur en ^{18}O en fonction de la concentration en chlorure, particulièrement en amont du bassin, reflète l'effet de l'évaporation dans la salinisation des eaux.

Pour les eaux des nappes du Miocène de Sfax et celle du C-T, on note toujours une ressemblance quant aux teneurs en isotopes stables (^{18}O). D'autre part, l'augmentation de la teneur en chlorures au niveau du forage S7 supporte une autre fois l'effet de mélange avec les eaux de la nappe du C-T.

Dans le but d'avancer une meilleure connaissance de certaines particularités du régime des écoulements souterrains de la nappe du Cénomanien-Turonien, on a procédé à l'étude de la composition isotopique de ces eaux dans la région de Menzel Habib ainsi qu'à la limite méridionale de la zone d'étude (région de Matmata).

Les résultats obtenus montrent que presque la totalité des échantillons présentent des teneurs en ^{18}O comprises entre -8.31 et -6.05‰ vs SMOW. Pour le deutérium, les valeurs sont comprises entre -58.6 et -32.5 ‰ vs SMOW.

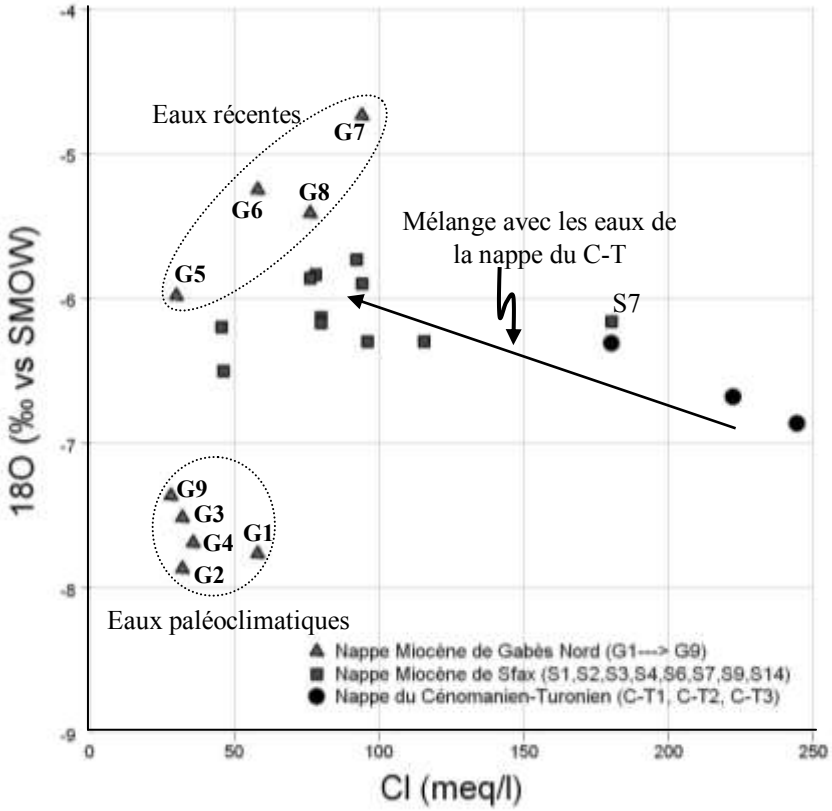


Fig.85: Relation $\delta^{18}O$ / teneur en chlorures des eaux souterraines de la zone d'étude

Le suivi de l'évolution de la teneur en ^{2}H en fonction de ^{18}O (Fig. 86) montre que presque la totalité des points représentatifs des eaux souterraines de la nappe du C-T est situé nettement en dessous de la droite météorique de Sfax (DMS), et à proximité de la droite météorique mondiale (DMM). Implanté sur les affleurements du Turonien dans la région de Matmata, l'échantillon 5 se place, particulièrement, au dessus de la droite météorique régionale (DMS) reflétant ainsi l'infiltration des eaux récentes sur les calcaires fissurés du Turonien. D'autre part, les échantillons 4 et 13 captant les calcaires du Cénomanien-Turonien dans la région d'El Hamma se caractérisent plutôt par les plus faibles teneurs en isotopes stables ce qui semble être le résultat de l'effet de mélange avec les eaux plus anciennes du Continental Intercalaire.

Le diagramme de variation de $\delta^{2}H$ en fonction des concentrations en chlorure (Fig.87) montre que les points représentatifs des eaux de la nappe du C-T sont repartis en deux groupes suivant la même distribution déduite dans la figure 86. Le pôle correspondant aux eaux anciennes, résultant vraisemblablement d'un mélange avec les eaux du Continental Intercalaire présentent des valeurs moyennes de l'ordre de -58.2 ‰ vs SMOW et 923 mg/l, respectivement pour ^{2}H et Cl^{-}.

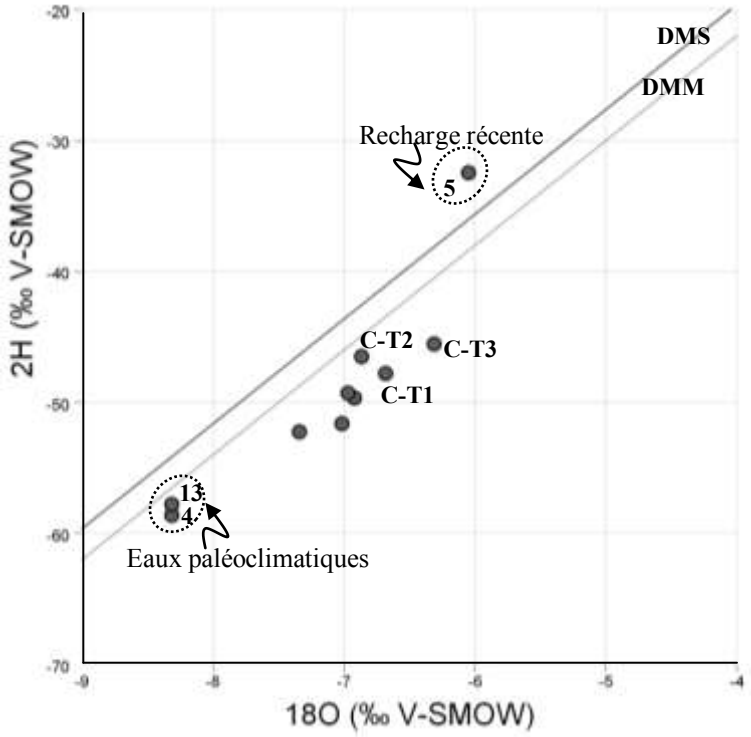


Fig.86: Relation δ^2H / $\delta^{18}O$ des eaux souterraines de la nappe du Cénomanien-Turonien

Le point 5, caractéristique d'une recharge récente, montre que l'enrichissement en isotope stable est du essentiellement à l'effet de l'infiltration des eaux de pluie à travers les affleurements des calcaires fissurés du Turonien dans la région de Matmata.

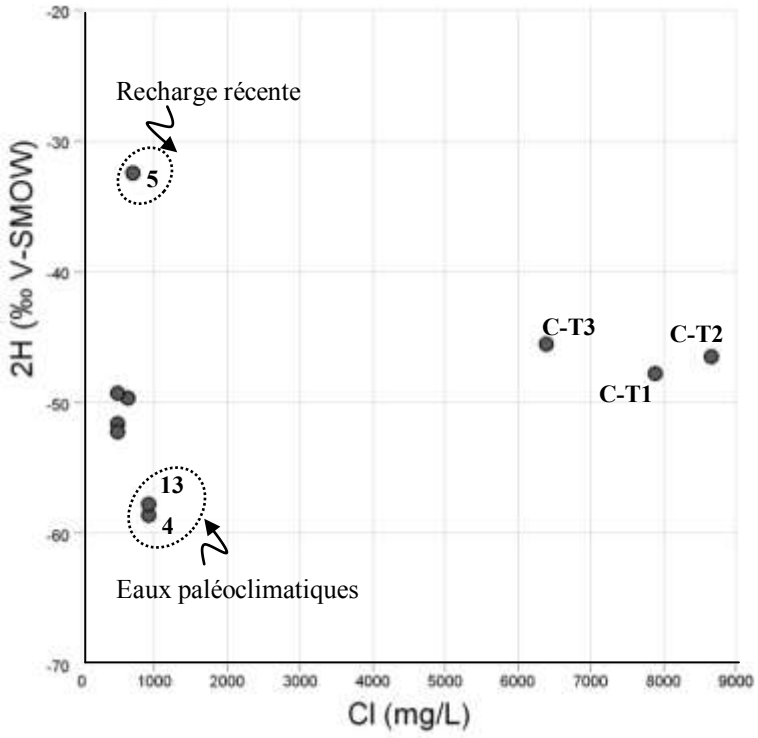


Fig.87: Relation δ^2H / Cl des eaux souterraines de la nappe du Cénomanien-Turonien

Il est à noter aussi qu'il n'y a pas de dépendance nette entre la teneur en ^{2}H et celle en chlorures dans ce diagramme. Toutefois, on peut remarquer que l'augmentation de la teneur en chlorures dans les eaux de la nappe du C-T, particulièrement au niveau de Menzel Habib-Sbih, reflète une autre fois l'effet des minéraux évaporitiques dans la contamination locale des eaux dans ce secteur.

A la lumière des hypothèses avancées et dans le but de quantifier le taux de contribution des minéraux évaporitiques à la minéralisation des eaux de la nappe de C-T dans la région de Menzel Habib (C-T1, C-T2 et C-T3), on a procédé à calculer le bilan isotopique en ^{18}O suivant l'équation du bilan notée précédemment.

$$\textbf{(18)} \quad X = (\delta_1 - \delta_3) / (\delta_2 - \delta_3)$$

En effet, d'après les études avancées par Ihsan & Hassen (2006),des cristaux de dolomites blanches ont été collectés au niveau du diapir de Hadifa aussi bien qu'avec des minéraux évaporitiques et de Halite. Les dolomites blanches se trouvent dans ce diapir surtout près du contact avec les calcaires du Crétacé.

Pour le calcul de ce bilan, nous avons adoptés les valeurs suivantes:

- La teneur en ^{18}O des minéraux évaporitiques collectés au niveau de diapir de Hadifa varie de -6.60 et -3.83 ‰ vs SMOW avec une moyenne de l'ordre de 5.41 ‰ vs SMOW (Ihsan & Hassen, 2006).
- Pour le pôle récent, on va prendre en considération la teneur moyenne des eaux récentes de la nappe du C-T collectées dans la région de Matmata soit – 6.05 ‰ vs SMOW.

Les résultats du bilan en ^{18}O montrent que la contribution des minéraux évaporitiques est considérable, pouvant atteindre jusqu'à 100%. Cette contribution est favorisée par apport des eaux chargée après dissolution des minéraux évaporitiques rejoignant la nappe du C-T à la faveur du contexte structural qui contrôle la région.

2. Etude isotopique des nappes phréatiques

Dans le but de supporter les résultats déjà obtenus par les approches, hydrogéologique et géochimique et afin de soulever les questions liées aux eaux des nappes phréatiques (recharge du système aquifère superficiel, origine des eaux, effet de l'évaporation,…), une étude isotopique a été menée sur environ 37 échantillons (Fig.88).

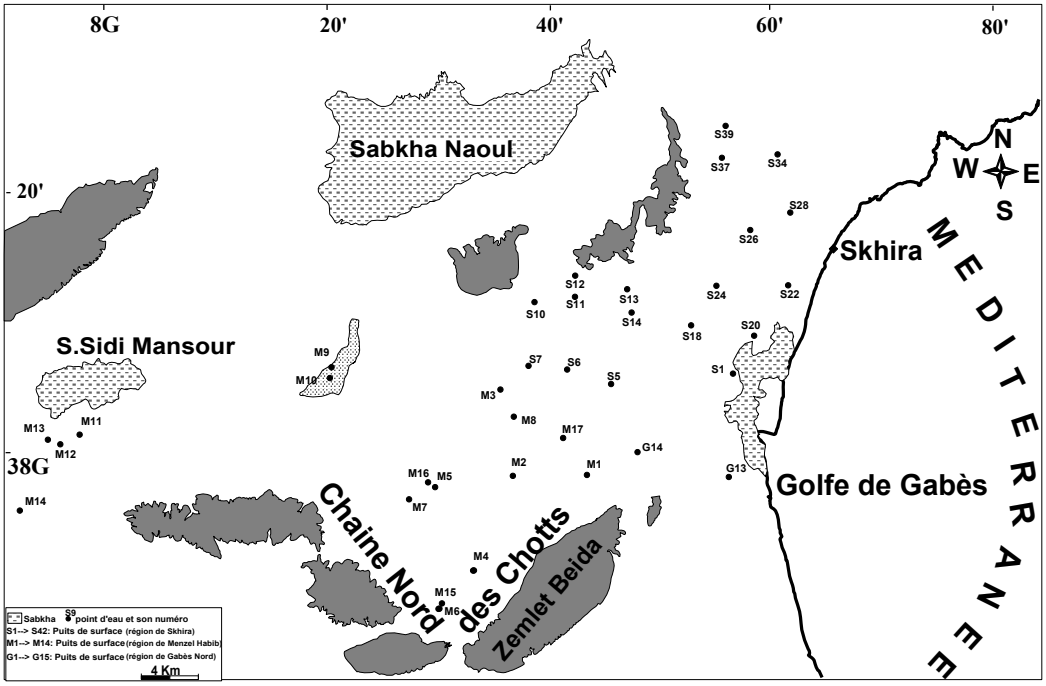


Fig.88: Carte de localisation des points d'eau échantillonnés pour analyses des isotopes stables des eaux des nappes phréatiques

Les résultats d'analyses des isotopes stables (^{2}H et ^{18}O) montrent que les eaux de la nappe phréatique de Skhira se caractérisent par des teneurs qui varient entre -5.49 et -4.15‰ vs SMOW pour ^{18}O (avec une moyenne de l'ordre de -4.82‰ vs SMOW) et entre -36.67 et -27.8‰ vs SMOW pour ^{2}H (avec une moyenne de l'ordre de -32.86‰ vs SMOW). Les eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib se caractérisent par des teneurs en isotopes stables qui varient entre -6.04 et -1.31 ‰ vs SMOW pour ^{18}O (avec une moyenne de l'ordre de -3.9‰ vs SMOW) et entre -33.9 et -11.5‰ vs SMOW pour ^{2}H (avec une moyenne de l'ordre de -24.4‰ vs SMOW). D'autre part les eaux de la nappe phréatique de Gabès Nord montrent des teneurs en isotopes stables de l'ordre de -5.5‰ vs SMOW pour ^{18}O et de l'ordre de -36.5‰ vs SMOW pour ^{2}H.

Les teneurs en isotopes stables des eaux des nappes superficielles paraissent, globalement, plus faibles que celles rencontrés dans les eaux des précipitations locales de Sfax.

En conséquent, on peut suggérer que les eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude résulteraient, dans certains cas, d'un mélange entre les eaux des précipitations actuelles et celles des aquifères plus profonds (Bencheikh, 2006). Ceci est vérifié par le diagramme 89 qui montre que les points représentatifs des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude se trouvent en position intermédiaire entre les points d'eau des nappes profondes et celles des eaux de précipitation actuelle de Sfax.

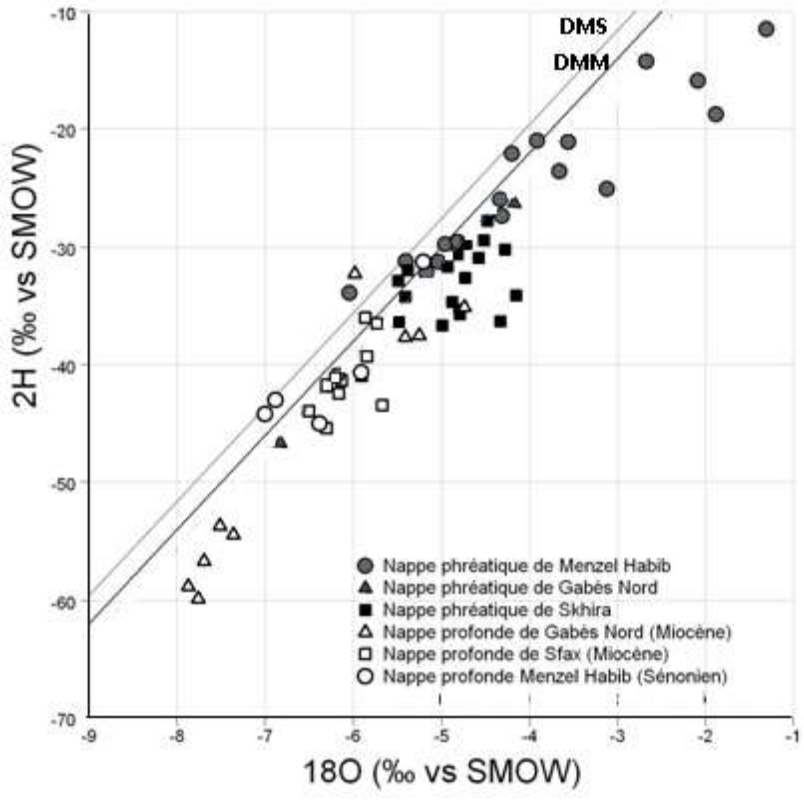


Fig.89: Relation δ^2H / $\delta^{18}O$ des eaux des aquifères profonds et phréatiques de la zone d'étude.

III. Datation des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude

Sur l'ensemble des points d'eau prélevés des aquifères profonds de la zone d'étude, 10 échantillons ont fait l'objet d'analyses du ^3H et du couple $^{14}C/^{13}C$. Les points de prélèvements ont été reportés sur la figure 90.

Tab.8: Teneurs en ^{14}C, ^3H et ^{13}C des eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude

Nom	Nappe	A° (pCm)	Age (ans BP)	Age corrigé (ans BP)	^3H (UT)	^{13}C (‰ PDB)
C-T2	C-T	38±1.9	7789±402	7999	*	-5.63
G8	Miocène (Gabès)	57±1	4506±151	4647	0.7±0.4	-9.71
G9		*	*		0.3±0.3	*
G3		10,5±2	18089±1478	18631	0±0.4	-7.89
G1		25.8±1	10861±329	11200	*	-9.68
G6		85±1.7	1260±167	1343	*	-9.23
T2		*	*		0.2±0.3	*
S7	Miocène (Sfax)	19.5±2.9	13143±1228		*	*
S10		12.7±1.7	16557±1117		*	*
S3		12.2	15000	17391	*	-14.99

D'après les résultats obtenus, on peut noter que les eaux souterraines de la zone d'étude sont quasiment dépourvues de tritium (les teneurs varient entre 0±0.4 et 0.7±0.4 UT). L'estimation de temps de séjour des eaux a été donc effectuée à l'aide du ^{14}C.

La carte de la répartition des activités ^{14}C des eaux souterraines de la zone d'étude, montre une grande variation spatiale (Fig.90):

Les eaux de la nappe miocène de Gabès Nord montrent de fortes $A^{14}C$ caractérisant les eaux dans la partie amont du bassin (G6: 85 pCm et G8: 57 pcm) ce qui confirme la présence d'une recharge récente locale matérialisée à partir de relief de Zemlet Beida. Vers l'aval, les eaux se caractérisent plutôt par des faibles activités (G3: 10 pcm et G1: 25 pcm) ce qui est du vraisemblablement à l'effet de mélange avec les eaux anciennes du Continental Intercalaire conformément au contexte structural qui contrôle la région.

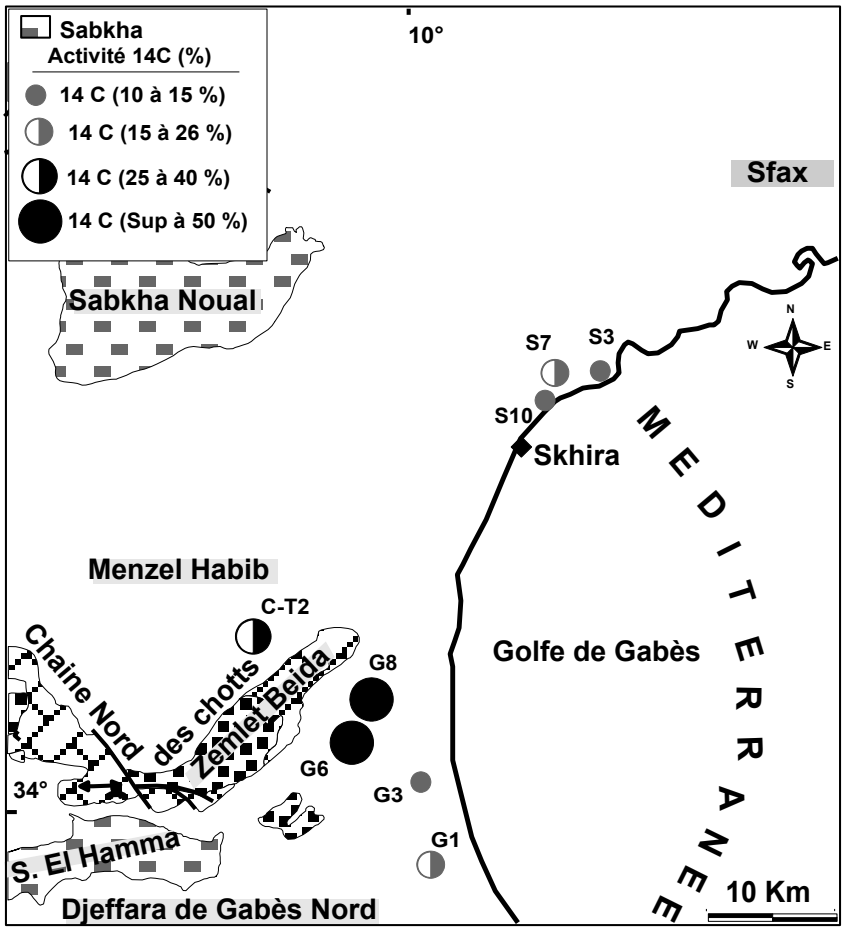


Fig.90: Carte de répartition spatiale des teneurs en carbone 14 (pcm) dans les eaux souterraines de la zone d'étude.

Les eaux de la nappe du C-T se caractérisent par des $A^{14}C$ de l'ordre de 38 pcm. Cette forte teneur revient essentiellement à l'effet des eaux récentes infiltrée à travers le diapir de Hadifa

et rejoignant la nappe du Cénomanien-Turonien à la faveur du système de failles qui contrôle la région.

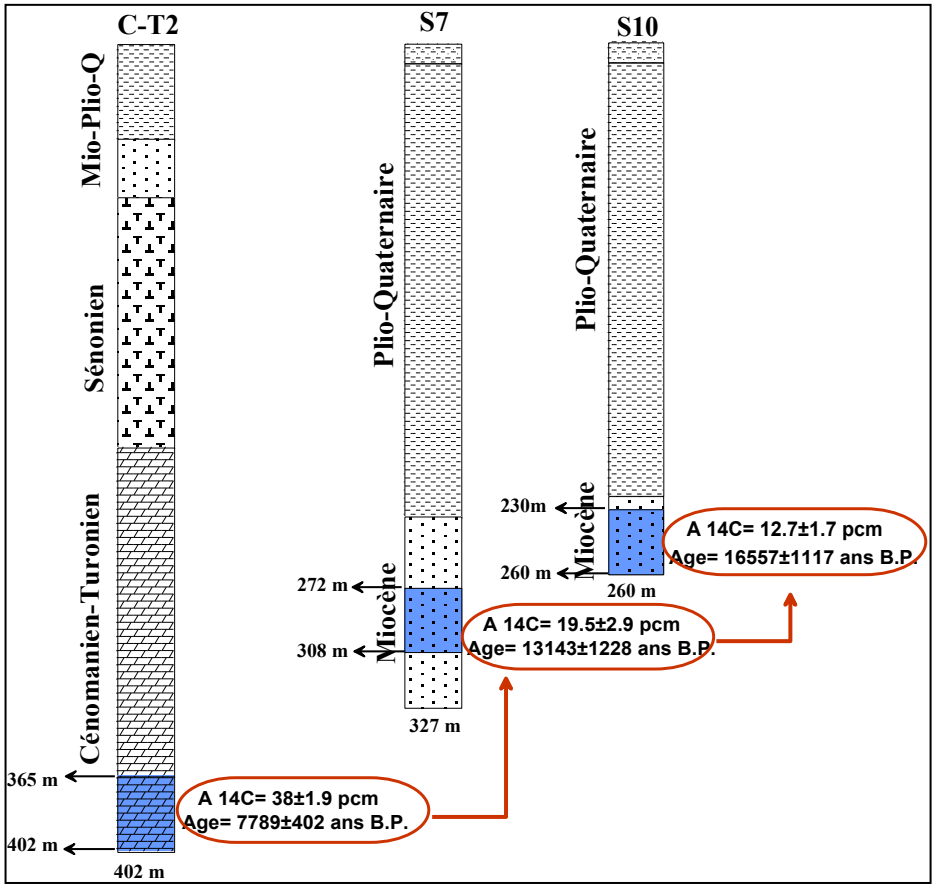


Fig.91: Relation entre les teneurs en ^{14}C et la profondeur de captage de la nappe miocène de Sfax Sud (Skhira).

Les eaux de la nappe miocène de Sfax se caractérisent par des activités en carbone moderne comprise entre 12 et 19 pcm. La teneur mesurée en ^{14}C des eaux collectées au niveau du secteur de Skhira (S10 et S3) est de l'ordre de 12 pcm correspondant à des âges apparents variant entre 15000 et 16557 ans BP. Néanmoins, dans le forage S7, captant les horizons les plus profonds du miocène, cette teneur parait relativement plus élevée (de l'ordre de 19.5%, Age apparent: 13143 ans BP). Il se dévoile clairement que les eaux de cette nappe affichent des âges plus élevés en surface qu'en profondeur. Cette stratification verticale des eaux, interprétée aussi dans le chapitre précédent, confirme une autre fois l'effet de mélange de ces eaux avec celles de la nappe du Cénomanien-Turonien soujacente (Fig.91).

Le diagramme de variation des activités ^{14}C en fonction des teneurs en ^{18}O (Fig.92) montre la répartition suivante:

Les eaux de la nappe de la Djeffara de Gabès Nord se répartissent en deux groupes bien

distincts. Le premier groupe caractérise les eaux enrichies collectées dans la partie amont du bassin et qui s'individualise avec des activités ^{14}C supérieures à 55% et des teneurs moyennes en ^{18}O de l'ordre de - 5.3 ‰ vs SMOW témoignant la présence d'une recharge récente à partir de Zemelt Beida. Le deuxième groupe caractérise les eaux appauvries collectées en aval du bassin et qui se caractérise par des activités ^{14}C inférieures à 26% et des teneurs en ^{18}O de l'ordre de - 7.6 ‰ vs SMOW reflétant l'effet de mélange avec les eaux anciennes du Continental Intercalaire.

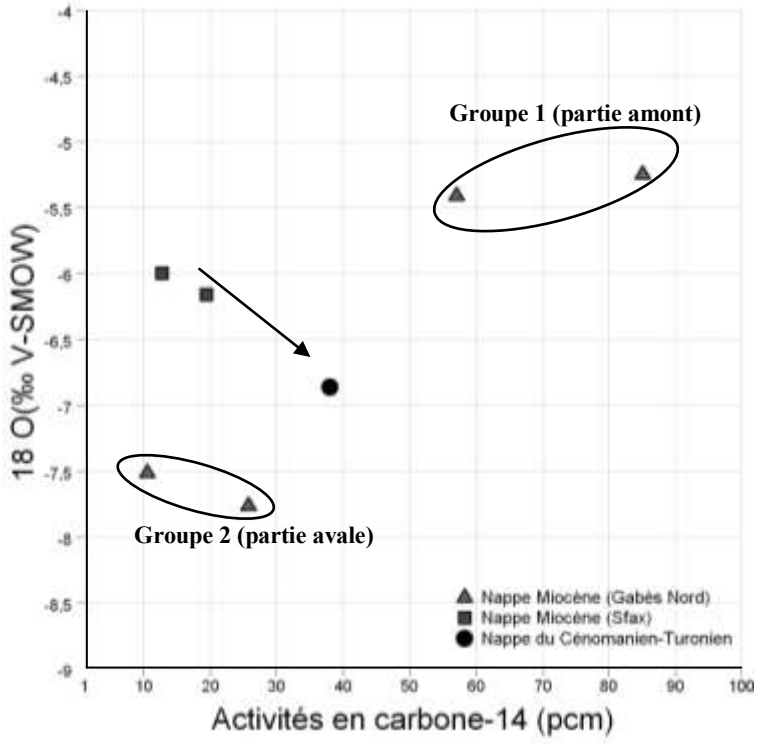


Fig.92: Relation entre les teneurs en ^{18}O et ^{14}C des eaux des systèmes aquifères profonds

Les autres points, collectés à partir de la nappe miocène de Skhira se caractérisent par des activités ^{14}C qui augmentent en fonction de la profondeur de captage soulignant l'effet de mélange avec la nappe du Cénomanien-Turonien soujacente (Fig. 91).

Sur le diagramme de variation de la salinité des eaux en fonction des activités en ^{14}C, on remarque que les points représentatifs de la nappe miocène de Gabès Nord ne montrent pas de dépendance nette entre ces deux paramètres. En effet, les eaux collectées dans la partie amont du bassin sont caractérisées, comme signalé précédemment, par des activités en ^{14}C élevées ainsi que par une forte salinité. Ceci est du vraisemblablement à l'effet de mélange avec les écoulements salés de Sabkha El Hamma au Sud Ouest à travers le graben Mida, ainsi que par l'effet de recharge par les eaux récentes matérialisées à partir de relief de Zemlet Beida au

Nord Ouest.

D'autre part, ce diagramme a permis de constater que la salinité des eaux de la nappe miocène de Sfax augmente en fonction des activités en ^{14}C. Les eaux les plus récentes paraissent les plus chargées en sel. Ceci confirme une autre fois l'hypothèse de communication hydraulique traduite par un net parcours depuis le Trias évaporitique, rechargé par les eaux météoriques au niveau du diapir de Hadifa, jusqu'à la nappe de C-T et la nappe miocène de Sfax (Fig.93).

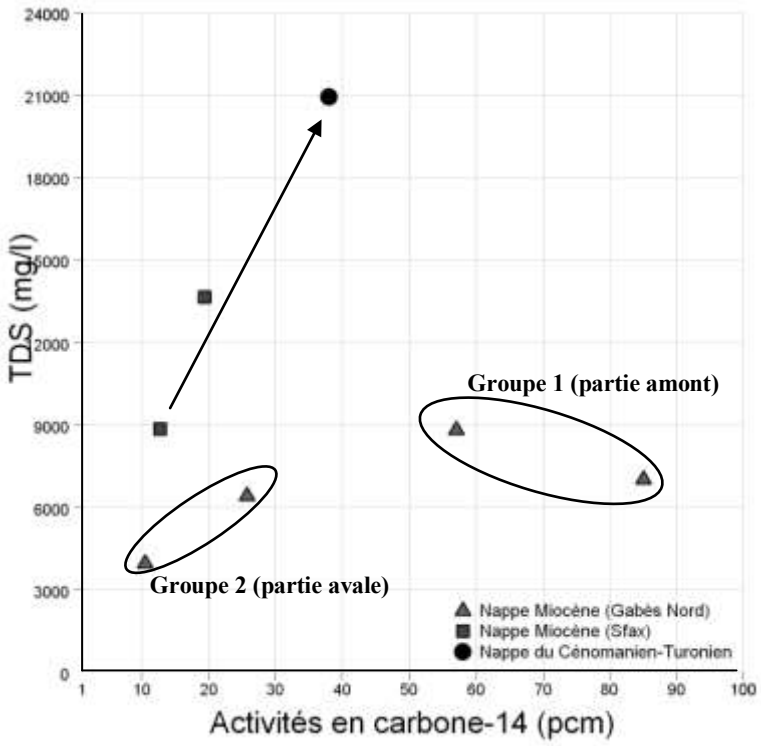


Fig.93: Relation entre les teneurs en ^{14}C et les résidus secs des eaux des systèmes aquifères profonds

Les teneurs en ^{13}C des eaux souterraines de la zone d'étude varient entre -14.99‰ (nappe miocène à Skhira) et -5.63‰ vs PDB (nappe du C-T). La teneur moyenne des eaux de la nappe miocène de Gabès Nord parait de l'ordre de 9.12 ‰ vs PDB. Cette grande variation des teneurs en ^{13}C des eaux des aquifères profonds de la zone d'étude suggère la présence de plus d'une source de carbone. En effet, les fortes valeurs rencontrées dans les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien, témoigne d'un processus d'échange avec la matrice de l'aquifère.

IV. Conclusion

L'étude isotopique des eaux souterraines de la zone d'étude a permis d'apporter des informations relatives au fonctionnement hydrodynamique des systèmes aquifères profonds et l'origine de minéralisation des eaux.

Les eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude montrent une grande variabilité des teneurs isotopiques (entre -4.7 et -7.8‰ vs SMOW pour $\delta^{18}O$ et entre -32.3 et -59.9‰ vs SMOW pour $\delta^{2}H$). S'éloignant du pôle de l'eau de mer (0‰ vs SMOW), cette signature isotopique exclut toute intervention marine dans la minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude. Ceci est en accord avec la piézomètrie de la nappe miocène de Sfax Sud.

Les teneurs en isotopes stables, enregistrées dans les eaux de la nappe miocène de Sfax, se rapprochent de celles mesurées dans les forages captant la nappe du Cénomanien-Turonien. Ceci confirme l'hypothèse de mélange entre les eaux de ces deux nappes conformément aux données géochimiques et piézométriques.

Les eaux de la nappe miocène de Sfax se caractérisent par des activités en carbone moderne comprise entre 12 et 19 pcm. Ces teneurs paraissent dépendantes de la profondeur de captage ce qui confirme une autre fois l'effet de mélange de ces eaux avec celles de la nappe du Cénomanien-Turonien soujacente.

En effet, il s'avère que les fortes activités ^{14}C (38 pcm) enregistrées dans les eaux de la nappe du C-T revient essentiellement à l'effet des eaux récentes infiltrée à travers le diapir de Hadifa et rejoignant la nappe du Cénomanien-Turonien à la faveur du système de failles qui contrôle la région.

D'autre part, les eaux de la nappe miocène de Gabès Nord se répartissent en deux groupes bien distincts. En aval du bassin, les eaux se caractérisent par des les teneurs en isotopes stables les plus basses ainsi que par des faibles activités ^{14}C (G3: 10.5 pcm et G1: 25.8 pcm). Cet appauvrissement semble être le résultat de mélange avec les eaux du Continental Intercalaire. En effet, les résultats des bilans $^{2}H/^{18}O$ montrent que la contribution de ces eaux anciennes de CI parait comprise entre 70 et 88%. En amont du bassin, les eaux se caractérisent plutôt par des teneurs enrichies en isotopes stables ainsi que par des fortes activités ^{14}C (G6: 85 pcm) ce qui revient essentiellement à l'effet d'une recharge locale récente matérialisée à partir de relief de Zemlet Beida conformément aux données piézomètriques.

La dissemblance des teneurs isotopiques des eaux de la nappe miocène de Sfax et celles de Gabès Nord souligne une nette discontinuité hydraulique entre les deux bassins.

Par ailleurs, les données isotopiques ont permis de montrer que la contribution des minéraux évaporitiques (diapir de Hadifa) à la minéralisation des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien dans la région de Menzel Habib est considérable.

Les résultats isotopiques ont permis de montrer aussi que les teneurs isotopiques des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude paraissent, globalement, plus faibles que celles rencontrées dans les eaux des précipitations locales et résultent dans certains cas d'un mélange entre les eaux des précipitations actuelles et celles des aquifères plus profonds.

SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

Cette étude, basée sur une approche pluridisciplinaire: géologique, structurale, hydrogéologique, géochimique et isotopique, a permis une meilleure caractérisation des eaux de la nappe miocène de Sfax et des systèmes aquifères méridionaux (Gabès Nord et Menzel Habib).

L'étude géologique et structurale des bassins de la zone d'étude a permis de souligner d'une part la complexité géologique de la région et d'autre part l'existence d'une mosaïque de failles de directions N-S, E-W, NE-SW et NW-SE. Ce réseau de failles a provoqué surtout la structuration de la Djeffara de Gabès Nord en horsts et grabens.

Plus au Nord, le bassin de Sfax se présente sous forme d'un synclinal à remplissage miocène et quaternaire sur les dépôts carbonatés du Crétacé supérieur.

A l'Ouest, la région de Menzel Habib se trouve effondrée en un large synclinal de direction Est-Ouest se caractérisant par la dominance des formations carbonatés du Crétacé supérieur.

L'interprétation des données sismiques et géophysiques, a révélé l'existence de plusieurs accidents tectoniques affectant les terrains de la zone d'étude et constituant le siège de communications entre divers horizons de lithologies différentes. Parmi les effets structuraux les plus remarquables dans la zone d'étude est l'extrusion du Trias salifère au niveau de Diapir Hadifa (Chaine Nord des chotts).

Dans les bassins côtiers de Gabès Nord et Sfax, les aquifères profonds sont logés essentiellement dans les sables miocènes. Vers l'Ouest, l'épaisseur de ces sables diminuent considérablement dans la région de Menzel Habib où s'étendent les formations carbonatées du Crétacé supérieur, constituant ainsi le principal aquifère de la région.

L'interprétation des corrélations hydrogéologiques a montré que le passage latéral entre les bassins côtiers de Gabès Nord et Sfax est marqué par une zone de transition, large d'une dizaine de kilomètres, où s'étendent et se superposent les deux horizons aquifères du Miocène. L'étude piézométrique a montré que l'écoulement général de ces deux aquifères côtiers, est multidirectionnel convergeant essentiellement vers la mer.

D'autre part, l'étude du passage entre la plaine de Menzel Habib (Sud Ouest) et la région de Sfax (Nord Est) a permis de mettre en évidence l'effet de la faille F3 qui a provoqué un décalage d'environ 300 m mettant ainsi les calcaires dolomitique du C-T (Menzel Habib) en face des sables miocènes (Sfax) ce qui peut être à l'origine d'une probable communication

latérale entre les deux aquifères. Cette hypothèse de communication hydraulique est appuyée par la piézométrie qui montre que la nappe du C-T, exploitée dans la région de Menzel Habib, s'écoule globalement du SW au NE en direction de Skhira et se trouve en charge hydraulique par rapport à la nappe du Miocène de Sfax.
Les systèmes phréatiques sont logés essentiellement dans les dépôts du Plio-Quaternaire et montrent des écoulements qui convergent vers les garaats dans le bassin continental de Menzel Habib et vers la mer au niveau des bassins côtiers de Gabès Nord et Sfax.

L'étude géochimique de l'ensemble des systèmes aquifères de la zone d'étude a permis d'avancer quelques éléments de réponse concernant les processus de minéralisation des eaux souterraines. En effet, il parait que l'acquisition de cette minéralisation est surtout dépendante de la chimie de mélange entre diverses masses d'eau d'origines différentes.
Les eaux de la nappe miocène de Gabès Nord se caractérisent par un faciès mixte à tendance chloruré sodique pour les eaux les plus minéralisées collectées en amont du bassin. Il s'avère que l'augmentation locale de la salinité dans ce secteur, semble résulter de l'effet des écoulements salés de sabkha Hamma à travers le Graben Mida.
Les eaux de la nappe miocène de Sfax se caractérisent par un faciès chloruré sodique et une salinité qui augmente considérablement vers le Sud. Il s'est avéré que l'origine de minéralisation de ces eaux est due essentiellement à un mélange avec les eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien en dehors de toute intervention marine.
Autant, il a été remarqué que la minéralisation de ces eaux augmente sensiblement en fonction de la profondeur de captage, ce qui témoigne de l'influence de la nappe soujacente du C-T dans l'acquisition de la charge saline des eaux de cet aquifère.
L'estimation du taux de mélange des eaux de la nappe miocène avec celles du C-T, en se basant sur la balance des chlorures, a montré des valeurs pouvant atteindre jusqu'à 80% dans les forages ayant capté les horizons les plus profonds. Ce qui témoigne de l'effet de drainance verticale des eaux de la nappe du C-T dans la minéralisation des eaux.
Bien que les données lithologiques permettent de concevoir une continuité hydraulique entre les aquifères de la Djeffara de Gabès Nord et Sfax, les investigations géochimiques révèlent plutôt des caractéristiques distinctes suggérant ainsi une dynamique différente au sein de ces deux aquifères.
La recherche de l'origine de minéralisation des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien, particulièrement, dans le secteur de Menzel Habib, a permis d'avancer l'effet de la dissolution des minéraux évaporitiques qui affleurent au niveau de Diapir Hadifa à l'ouest conformément

aux contextes, géologique et structural qui contrôlent la région.
Concernant les nappes phréatiques, on note que la minéralisation des eaux est due essentiellement aux processus d'échange cationique dans la région de Skhira. D'autre part, la dominance du faciès sulfato-calcique des eaux de la nappe phréatique de Menzel Habib peut être expliquée par l'effet de la recharge de la nappe par infiltration à travers les garaats ainsi qu'à l'effet des sabkhas qui entourent la région.

Les eaux des systèmes aquifères profonds de la zone d'étude montrent une grande variabilité des teneurs isotopiques (entre -4.7 et -7.8‰ vs SMOW pour $\delta^{18}O$ et entre -32.3 et -59.9‰ vs SMOW pour $\delta^{2}H$). S'éloignant du pôle de l'eau de mer (0‰ vs SMOW), cette signature isotopique exclut toute intervention marine dans la minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude.
Les teneurs en isotopes stables, enregistrées dans les eaux de la nappe miocène de Sfax, se rapprochent de celles mesurées dans les forages captant la nappe du Cénomanien-Turonien. Ceci confirme l'hypothèse de mélange entre les eaux de ces deux nappes conformément aux données géochimiques et piézométriques.
Les eaux de la nappe miocène de Sfax se caractérisent par des activités en carbone moderne comprise entre 12 et 19 pcm. Ces teneurs paraissent dépendantes de la profondeur de captage ce qui confirme une autre fois l'effet de mélange de ces eaux avec celles de la nappe du Cénomanien-Turonien soujacente.
En effet, il s'avère que les fortes activités ^{14}C (38 pcm) enregistrées dans les eaux de la nappe du C-T sont dues essentiellement à l'effet des eaux récentes infiltrées à travers le diapir de Hadifa et rejoignant la nappe du Cénomanien-Turonien à la faveur du système de failles qui contrôle la région.
D'autre part, les eaux de la nappe miocène de Gabès Nord se répartissent en deux groupes bien distincts. En aval du bassin, les eaux se caractérisent par les teneurs en isotopes stables les plus basses ainsi que par des faibles activités ^{14}C (G3: 10.5 pcm et G1: 25.8 pcm). Cet appauvrissement semble être le résultat de mélange avec les eaux du Continental Intercalaire. En effet, les résultats des bilans $^{2}H/^{18}O$ montrent que la contribution de ces eaux anciennes de CI dépasse 70% par endroit. En amont du bassin, les eaux se caractérisent plutôt par des teneurs enrichies en isotopes stables ainsi que par des fortes activités ^{14}C (G6: 85 pcm) ce qui plaide en faveur de l'effet d'une recharge locale récente matérialisée à partir de relief de Zemlet Beida.
La dissemblance des teneurs isotopiques des eaux de la nappe miocène de Sfax et celles de

Gabès Nord souligne une nette discontinuité hydraulique entre les deux bassins.
Par ailleurs, les données isotopiques ont permis de montrer que la contribution des minéraux évaporitiques (diapir de Hadifa) à la minéralisation des eaux de la nappe du Cénomanien-Turonien dans la région de Menzel Habib est considérable.

Perspectives et recommandations

Malgré l'existence de plusieurs ambiguïtés (nombre limité de forages captant la nappe du Cénomanien-Turonien dans le secteur de Menzel Habib, manque de données dans la zone de transition entre le bassin de Gabès Nord et celui Sfax,…), on a pu contribuer à avancer une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique des systèmes aquifères et des processus de minéralisation des eaux souterraines. Par ailleurs, il s'avère que l'implantation de nouveaux forages demeure indispensable pour mieux cerner les passages latéraux entre divers aquifères de la zone d'étude.
D'autre part, il parait que la modélisation hydrodynamique des systèmes aquifères, étudiés dans le cadre de cette thèse, constituera un outil de vérification de la cohérence des résultats géochimiques et piézométriques et de la quantification des échanges entre les différents niveaux aquifères.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abdeljaouad, S. (1983). Etude sédimentologique et structurale de la partie Est de la chaine Nord des chotts, thèse 3ème cycle, Tunisie. 141p.

Abdallah, H. (1987). Le Crétacé supérieur de la chaîne nord des Chotts (sud tunisien): biostratigraphie, sédimentation, diagenèse. Thèse de doctorat, University of Burgundy, Dijon, 255 pp.

Abbes, C., Ben Ouezdou, H., Louhaichi, M., Mamou, A., Lassoued, S. (1994). Notice explicative de la feuille d'El Hamma de Gabès, n°74 au 1/100.000, 75p, éd. Serv. Géol. Tunisie.

Abdallah, H., Memmi., Damotte, R., Rat, P., Magniez Jannin, F. (1995). Le Crétacé de la chaine nord des Chotts (Tunisie du centre-sud) : biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. Cretaceous Research 487- 538.

Abdallah, H., Sassi, S., Meister, C., Souissi, R. (2000). Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanien-Turonien dans la région de Gafsa-Chotts (Tunisie centrale), Cretaceous Research 35-106.

Abidi, B. (2001). La nappe du CI du Sud Est Tunisien : Analyse de la situation actuelle. DGRE. 111p.

Abidi, B. (2004). Caractéristiques Hydrodynamiques et géochimiques de la Djeffara de Gabès. A/RE. 198 p.

Akouvi, A., Dray, M., Violette, S., Marsily, G., Zuppi, G.M. (2008). The sedimentary coastal basin of Togo: example of a multilayered aquifer still influenced by a palaeo-seawater intrusion. Hydrogeol.J. 419-436.

Allison, B., Gee, G.W., and Tyler, S.W. (1994). Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. Soil Sci. Am. J. v. 6-14p.

Amri, F. (1994). Note sur les résultats des prospections électriques effectuées à Agareb, Sabkhet Noual et Hencha.

Amouri, M. (1998). Etude Hydrogéologique de la nappe profonde de Sfax. Rapport DGRE : CRDA de Sfax. 19p.

Amri, F. (2001). Note géophysique sur les possibilités d'implantation d'un forage profond (2500

m) dans la région de Menzel Habib (Gabès). 20p.

Announ-Gaaloul, N. (1995). Etude palynologique et sédimentologique de la série néogène de Zeramdine (Sahel tunisien). Mémoire de D.E.A .Faculté des Sciences de Tunis, 125p.

Ayadi, M. (1987). Etude de la nappe phréatique de Segui El Hamma-Menzel Habib. DGRE. 30 p.

B

Barlow, M., Reichard, G. (2009). Saltwater intrusion in coastal regions of North America, Hydrogeo.J. 10.1007/s10040-009-0514-3.

Baabou, A. (2011). Contexte sédimentologique et tectonique des sables de Oudhref (Gabès). Mémoire de mastère, Faculté des Sciences de Tunis, 90 p.

Ben Baccar, B. (1982). Contribution à l'étude hydrogéologique de l'aquifère multi-couche de Gabès Sud. Thèse de doct. Université de Paris Sud. p116.

Ben Marzouk, M. (1982). Contribution à l'étude hydrogéologique des régions de Gafsa Sud et d'El Guettar. Thèse Doct. Sc. Univ. Paris-Sud.

Ben Youssef, M., Bidy, A., Kamoun, F., Zouari, H. (1985). L'Albien moyen-Supérieur à Knemicéras forme la base de la transgression crétacée au Tébaga de Médenine (Tunisie méridionale) C.r.a.sc. Paris série II n°19, pp 965-300.

Ben Youssef, M. & Peyberns, B. (1986). Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du sud tunisien. Journal of Africain Earth Sciences vol5 N° 3 pp 217-231.

Ben Baccar, B. (1987). Hydrogéologie des Matmatas, DRE-Tunis, Juin 1987, 65p.

Ben Ferjani, A., Pierre, F., Burollet, Mejri, F., (1990). Petroleum Geology of Tunisia. Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP).193p.

Ben Marzouk, M. (1993). Note d'implantation du forage profond de Zemlet El Beidha. A/RE de Gabès. 9 p.

Bedir, M. (1995). Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie- Seismo-Stratigraphie, Seismo-Tectonique et implications pétrolières. Thèse Doct. 407 p.

Ben Marzouk, M. (2000). Situation de l'exploitation des nappes phréatiques du Gouvernorat de Sfax. A/ RE de Sfax. 7 p.

Ben Marzouk, M. (2003). Aperçu sur la recherche de la nappe profonde de Sfax. Rapport DGRE :

CRDA de Sfax.

Bedir, M., et Zargouni, F. (2003). Rapport final (Geologie/ Géophysique) Projet de mise en terril du phosphogypse (Groupe chimique tunisien). P9.

Bedir, M. (2004). Projet: Nappes profondes du Sahel INRST/DGRE. Etude géophysique et géochimique des nappes profondes des zones côtières du Sahel de Sousse- El Jem- Mahdia-Sfax. 96 p.

Bencheikh, N. (2006). Liaisons hydauliques entre le Sud de la nappe profonde de Sfax et le Nord de la Djeffara de Gabès: Origine et mécanismes de contamination des eaux souterraines. Mémoire de mastère, Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, 95p.

Bencheikh, N., Zouari, K., Abidi, B. (2011). Geochemical and isotopic study of paleogroundwater salinization in southeastern Tunisia (Sfax basin). Quaternary International, 1-9.

Bismuth, H. (1973). Réflexions stratigraphiques sur l'Albo- Aptien dans la région des Jebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre-Nord). ln : Livre jubilaire M Solignac. Ann Mines Géol, 26 179212, 7 fig.. 4 pl.. Tunis.

Bismuth, H. (1984). Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. Journées sur les nomenclatures et classifications stratigraphiques en Tunisie. Soc. Sc. De la terre, Tunis, 2p.

Boltenhagen, C. (1981). Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale. 1 er Congrès National Science de la Terre, Tunis.

Bouaziz, S., Jedoui, Y., Barrier, E., Angelier, J. (2003). Neotectonic in the Tyrrhenian marine deposits of the southeastern Tunisian coast: implications for sea level changes, C.R. Geoscience 247-254.

Bourhane, A. (2009). Discrimination de l'origine de la salinité des masses d'eau souterraine: Contexte hydrogéologique et méthodes d'étude. Master 2 "hydrogéologie, sol et environnement". Université d'Avignon et des pays du Vaucluse. 108p.

Burollet. (1965). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. 345 p.

Busson (1967). Mesozoic of Southern Tunisia in Ninth Annual field conference of Petroleum. Exploration Society of Libya, 1967.

C

Castany, G. (1951). Etude géologique de l'atlas tunisien oriental. Annales de Mines de la Géologie, Tunisie, n 8, 895 p.

Castany, G. (1954). L'accident sud tunisien et ses relations avec l'accident sud-atlasique. C.R.Acad.Sci.,Paris 238.

Carre, J. (1975) Géochimie du Strontium dans les eaux de nappe et de surface de la région parisienne. Thèse de 3éme cycle, Université Paris VI.

Christian, M., Hassen, A. (1995). Les ammonites du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur de la région de Gafsa-Chotts, Tunisie du Centre Sud. GEOBIOS, 29, 5.

Chaabani, F. & Razgallah, S.(2006). Aptian sedimentation: an example of interaction between tectonics and eustatics in central Tunisia. Geological Society, London Special Publication, 262 : 55-74.

Chahtour, K. (2007). Etude multi-source des séries de Crétacé de la région de Gabès Nord. Mémoire de mastère, Faculté des Sciences Tunis. 79p.

Craig, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analyses of carbon dioxide. Geochimica and cosmochimica Acta, 12: 133-149.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric water. Science 133: 1702-1703.

Custodio, E. (2002). Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In Bocanegra, Martines and Massone (Editors), Groundwater and human development, pp. 1905-1918. 2002.

D

Daniel, JM. (1962). Etude hydrogéologique des nappes du Sud tunisien (Région de Sidi Mhedeb-la Skhira). Direction Générale des Ressources en Eau, 15p.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. Tellus 16:567–584.

Daoud, D. (1995). Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation dans le bassin du Chott- Chergui (Zone semi aride), Algérie. Thèse Doct. Sc. Univ. Paris-Sud, 256 p.

De Montety, V. (2008). Salinisation d'un Aquifère Captif Côtier en Contexte Deltaïque -Cas de La Camargue (Delta du Rhône, France), Thèse 3 ème cycle, Université d'Avignon.

Drever, J.I., (1988). The Geochemistry of Natural Waters, 2nd Edition: Prentice, Englewood Cliffs, New Jersey, 402 p.

E

Edmunds, WM.& Milne, CJ. (2001). Palaeowaters in coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene. Geological Society of London, Spec Publ 189, 344 pp.

Edmunds, WM., Guendouz, A., Mamou, A., Moulla, A., Shand, P., Zouari, K. (2003). Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of Southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. Appl Geochem. 18:805–822.

ERESS. (1972). Etude des ressources en eau du Sahara Septentrional. UNESCO, Paris.

F

Fersi, M. (1978). Estimation du ruissellement moyen annuel sur les bassins du Sud-Est, du Sud-Ouest et de Sahel Sud. A/RE de Gabès. 21 p.

Fetter, C.W. (1994). Applied Hydrogeology, 3rd ed.: Macmillan College Publishing, Inc., New York, 616 p.

Fedrigoni, L., Krimissa, M., Zouari, K., Maliki, A., Zuppi, G. (2001). Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères: exemple de la nappe Djebeniana (Tunisie),Géosciences de surface 665-671p.

Fontes J. (1971). Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. Rev Geog Phys Geol Dyn 67–86p.

Fontes J. (1976). Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects, thèse Doct. D'Etat, Univ. Paris VI, 208p.

Fournié, D., (1978). Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire en Tunisie. Bulletin des Centres de Recherches d'Exploration-Production, Elf-Aquitaine, v. 2, pp. 97-148.

Fontes, JC., Coque, R., Dever, L., Filly, A., Mamou, A. (1983). Paléohydrologie isotopique de Oued el Akarit (Sud Tunsien) au Pléistocène et à l'Holocène 43:41–61.

Fontes, JC. (1985). Some considerations on Groundwater dating using environmental isotopes. Hydrogeology in the Service of Man, Mémoires of the 18th Congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge, 154p.

Fontes, J.CH., Edmunds, W.M. (1989). The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology. A critical review IHP-III. UNESCO, Paris, France, Technical documents in Hydrology, Project 5.2, 75p.

G

Gee, GW., Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. Hydrological Processes, 255–266.

Gonfiantini, R. et al. (1974). Etude isotopique de la nappe du Continental intercalaire et sa relation avec les autres nappes du Sahara septentrional. Isotope technique in groundwater, Hydrology, march 1974. Vienna, I. 227-241.

Gonfiantini, R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P., Fontes, J.Ch. (Eds.). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 3. Elsevier, New York, pp. 113 - 168.

Gonfiantini, R. (1996). On the isotopic composition of precipitation. Jean Charles Fontes (1936-1994). Un souvenir, Proccedings International Symposium.

Gonfiantini, R. (1998). On the isotopic composition of precipitation, Editions de l'ORSTOM, Paris, France.

Grassi, S., Cortecci, G., Squarci, P. (2007). Groundwater resource degradation in coastal plains: The example of the Cecina area (Tuscany-Central Italy). Applied Geochemistry, 2273-2289.

Guendouz, A. (1985). Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-Est Septentrional (Algérie). Thèse de troisième cycle présentée à l'université de Paris – Sud, le 18/07/1985, 243p.

Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Zouari, K., Shands, P. and Mamou, A. (2003). Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the complex terminal aquifer in Algerian Sahara. Hydogeology Journal. 11. 483-495.

H

Hajjem, A. (1985). Etude hydrogéologique préliminaire de la nappe de Chaffar (Sahel Sud de Sfax). Direction des ressources en eau.

Hanor, J. S.(1987). Origin and migration of subsurface sedimentary brines, Short course 21. (SEPM) Society for Sedimentary Geology.

Hchaichi, Z. (2008). Etude hydrogéologique et géochimique du Complexe intermédiaire de Sfax et sa relation avec le système phréatique du bassin Nord de Sfax. Mémoire de mastère, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, 111p.

Herzberg, A. (1901). Die Wasserversorgung einiger Nordseebaeder (The water supply of selected North Sea towns). ZF Gasbeleucht Wasserversorg 44:815–819.

Hsissou, Y., Mudry, J., Mania, J., Bouchaou, L., Chauve, P. (1999). Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines: exemple de la plaine du Souss (Maroc), Géosciences de surface, 381-386.

I

Ihsan, S., Hassen, A. (2006). The origin of dolomite associated with salt diapirs in central Tunisia:Preliminary investigations of field relationships and geochemistry. Journal of Geochemical Exploration 89 (2006) 5–9.

Illy (1968). Etude hydrogéologique préliminaire de la région de Sidi Mhedeb, Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE).

J

Jeanton, HC., Zouari, K., Travi, Y., Daoud, A. (2001). Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax, Earth and planetary sciences, 625-631.

Jørgensen, N., Andersen, M., Engesgaard, P. (2008). Investigation of a dynamic seawater intrusion event using strontium isotopes (87Sr/86Sr), J. of Hydrology, 257– 269.

K

Kallel, M. (2003). Caractérisation hydrogéologique et géochimique de l'exutoire des nappes souterraines de la cuvette de Menzel Habib (Tunisie). PFE, 77 p.

Kaid Rassou, K. (2009). Etude des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans le bassin côtier d'Oualidia, Thèse de Doctorat, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech. 193p.

Kharaka and Thordsen (1992). Stable isotope geochemistry and origin of water in sedimentary basins. In isotope signatures and sedimentary records (eds. N. Clauer and S. Chaudhuri). Springer, Berlin pp. 411-466.

Kharaka and Hanor. (2005). Deep fluids in the continents sedimentary basins "Treatise on Geochemestry, chapter 16, p. 499-540.

Kouzana, L., Ben Mammou, A., Felfoul, M. (2009). Seawater intrusion and associated processe: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia), C.R. Geoscience, 21-35.

Krimissa, S., Michelot, J., Bouchaou, L., Mudry, J., Hsissou, Y. (2004). Sur l'origine par altération du substratum schisteux de la minéralisation chlorurée des eaux d'une nappe côtière sous climat semi-aride (Chtouka- Massa, Maroc), C.R. Geoscience, 1363- 1369.

L

Lerner, D.N., Issar, A.S., and Simmers. I. (1990). Groundwater recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge, International Contributions to Hydrogeology Vol. 8, IAH,

Verlag Heinz Heise, Hannover, Germany.

Lerner, D.N. (1997). Groundwater recharge: Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments, Balkema, Rotterdam, 109-150.

Leboeuf, P., Bosch, A., Calvache, M., Vallejos, A., Andreu, J., (2003). Strontium, $SO4^{2-}$/ Cl^{-} and Mg^{2+}/ Ca^{2+} ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: the example of Castell de Ferro aquifer (SE Spain), C.R. Geoscience, 1039-1048.

Louhaichi, M., Tlig, S. (1993). Tectonique synsédimentaire des séries crétacées post-barrémiennes au Nord de la chaîne des chotts (Tunisie méridionale), Géologie Méditerranéenne, 53-74.

M

Mamou, A. (1978). Etude hydrogéologique préliminaire du Segui Zougrata. 25 p.

Mamou, A. (1981). Etude hydrogéologique du bassin versant de sabkhet En Noual (Tunisie).37 p.

Mamou, A. (1982). Géologie et hydrogéologie du bassin versant de Oued El Akarit (Tunisie). Direction Générale des Ressources en Eau.

Mannaï Tayech, B. (1984). Etudes palynologiques dans le Néogène du Cap Bon (Tunisie).Thèse de doctorat 3 ème cycle, Université Claude Bernard, Lyon I, 121p.

Mamou, A. (1990). Caractéristiques et évaluation des ressources en eau du Sud tunisien. Thèse de Doctorat, 403p.

Marjoua, A. (1995). Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Chaouia côtière (Maroc): Origine de la salinisation des eaux. Thèse de 3 ème cycle, Univ, P-M Curie, Paris, France, 179 p.

Marjoua, A., Olive, P., Jusserand, C. (1997). Origines des sels dans l'aquifère de la Chaouia côtière (Maroc), Hydrochemestry, (Proceedings of the Rabat Symposium, April 1997) IAHS Publ. 245-252.

Maliki, A. (2000). Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique de la nappe profonde de Sfax (Tunisie). Thèse de Doctorat, 254 p.

Maliki, A., Krimissa, M., Michelot, JL., Zouari, K. (2000). Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax (Tunisie). Earth and Planetary Sciences 331.

Maatar, K. (2006). Caractérisation du système aquifère de Sfax et sa relation avec celui de Bled Regueb ainsi que les autres systèmes limitrophes. Mémoire de mastère, Faculté des Sciences de Sfax, 108p.

Mannaï Tayech, B. (2006). Réponse de la faune continentale aux facteurs climatiques, eustatiques

et tectoniques au cours du Miocène en Tunisie: reconstitution du paléoclimat, du paléoenvironnement et de la paléogéographie. Habilitation Universitaire en Sciences Géologiques, Univ. De Tunis, 94p.

Mannaï Tayech, B. (2006). Les séries silicoclastiques miocène du Nord- Est au Sud-Ouest de la Tunisie: Une mise au point. Géobios, N°39.

McLean, W., Jankowski, J. & Lavitt, N. (2000). Groundwater quality and sustainability in an alluvial aquifer, Australia. In: Groundwater, Past Achievement and Future Challenges (ed. by O. Sililo et al.), 567–573. AA Balkema, Rotterdam,The Netherlands.

Mekrazi, F. (1975). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Gabès Nord. Thèse de Doctorat, 169 P.

Mhamdi, A., Gouasmia, M., Gasmi, M., Bouri, S., Ben Dhia, H. (2006). Évaluation de la qualité de l'eau par application de la méthode géoélectrique : exemple de la plaine d'El Mida–Gabes Nord (Sud tunisien). Géosciences de surface, 1228-1239.

Morell,I., Médina, J., Pludio, A et Fernandez-Rubio, R. (1986). The use of bromide and Strontium ions as indicators of marine intrusion in the aquifer of Torreblanca (Castellon, Spain), in 9th Salt water intrusion meeting, Delit, 12-16 May 1986, 629-640p.

M'Rabet, A. (1981). Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonaté des séries du Crétacé inférieur de la Tunisie centrale. Thèse ès Sciences, Université Paris Sud, Centre d'Orsay, 540 p.

M'Rabet, A. (1987). Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale.-Ann. Mines Géol., Tunis, n°30, 412p.

M'Rabet, A., Mejri, F., Burollet, P.F., Memmi, L., Chandoul, H. (1995). Recueil des coupes types de Tunisie, Crétacé. Mémoire ETAP, Tunis, Tunisie, n. 8B, 123 p.

O

OSS (Observatoire Sahara et Sahel) (2003). Système aquifère du Sahara Septentrional: Une conscience de bassin, 322p.

Ouali, J. (1984). Structure et évolution géodynamique du chainon Nara-Sidi kralif (Tunisie centrale). Thèse de doctorat. 3 ème cycle, Univ. Rennes I, 120 p.

Ouled Grib Slimane. (1994). Nouvelles données géologiques sur l'Atlas méridional de la Tunisie: mise en évidence du Trias dans la chaîne de Gafsa. Notes de service géologique de Tunisie 60, 5-10p.

P

Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., Greenwood, P.B., Mattey, D.P. (1991). Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Boussera peridotite massif, N. Morrocco: derivation from subducted oceanic lithosphere. Earth Planet Sci Lett 102:289–301.

R

Razgallah, S., Philip, J., Thomel, G., Zaghbib-Turki, D., Chaabani, F., Ben Haj Ali, N., M'Rabet, A. (1994). La limite Cénomanien-Turonien en Tunisie centrale et méridionale, biostratigraphie et paléoenvironnements. Cretaceous Research, V. 15, pp 507-533.

Rozanski, K., Araguâs-Araguâs, L. & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation In: Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union.

S

Simmers, I. (1997). Recharge of phreatic aquifers in semi-arid areas. International Association of Hydrogeologists, 19, Balkema, Rotterdam.

T

Takrouni, M., Michelot, JL., Maliki, A., Zouari, K. (2003). Relation entre aquifère profond, nappes superficielles et intrusion marine dans le bassin de Sfax (Tunisie). Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions.

U

Unterweger, M. P., Coursey, B. M., Shima, F. J. & Mann, W. B. (1980). Preparation and calibration of the 1978. National Bureau of Standards tritiated water standards. Int. J. Appl. Rad. And isot. 31, 611-614.

Y

Yaich, C. (1984). Etude géologique des chainons du Chérahil et du Krechem El Artsouma (Tunisie centrale), liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Thèse 3 ème cycle Besançon, France, 165 p.

Z

Zargouni F. (1985). Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et

cinématique des structures en zone de cisaillement INRST-Tunis. Thèse Doct. Sc. Univ. De Strasbourg. 304 p.

Zébidi H. (1989). Hydrogéologie de la nappe profonde de Sfax (Tunisie). 27 p.

Zouari, K. (1988). Géochimie et sédimentologie des dépôts continentaux d'origine aquatique du Quaternaire Supérieur du Sud tunisien : Interprétations paléohydrologiques et paléoclimatiques. Thèse-es-Sciences. Univ. Paris-Sud. Orsay, 256 pp.

Zouari, K., Chkir, N., Ouda, B. (2003). Palaeoclimatic variation in Meknassi basin (Central Tunisia) during Holocene period using multidisciplinary approaches. IAEA, Vienna, pp 80–28.

Zouaghi T, Inoubli M, Bedir M. (2007). Contribution of seismic velocity studies to structural and lithostratigraphic reconstructions: Salt-intruded corridor ceiling and lower Turonian Beida anhydrite deposits' outline in the central –Southern Atlas of Tunisia. C. R. Geoscience 339 (2007) 13–23.

ANNEXE I

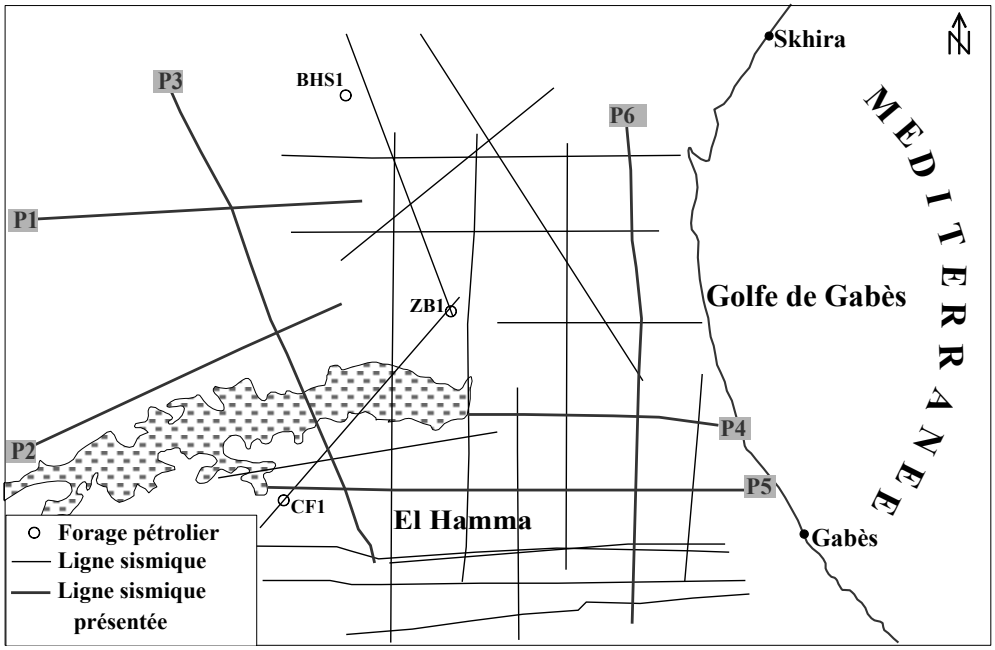


Fig.1. Plan de position des profils sismiques présentés dans le secteur d'étude (ETAP, 1993)

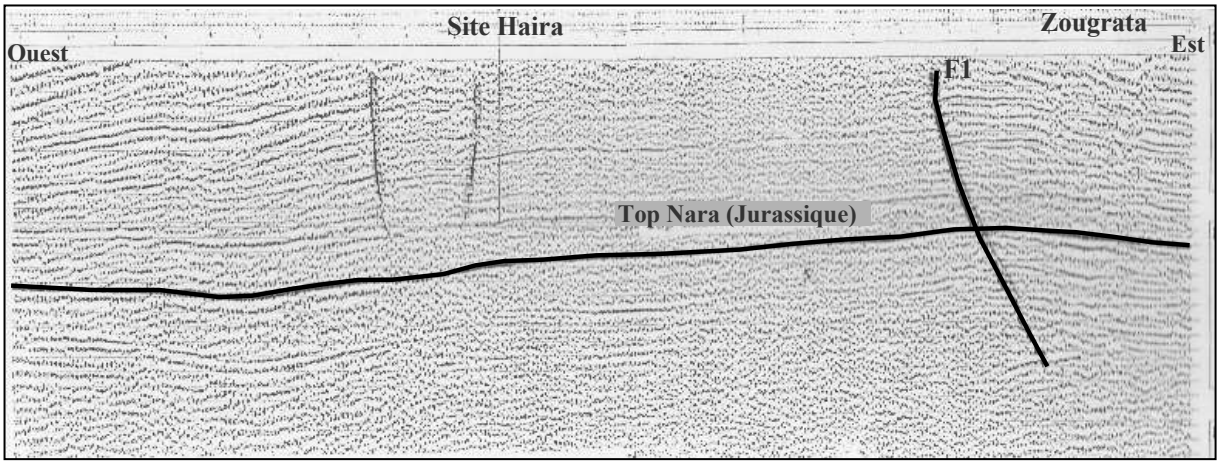


Fig.2. Profil sismique P1 (W-E) (Amri 2001)

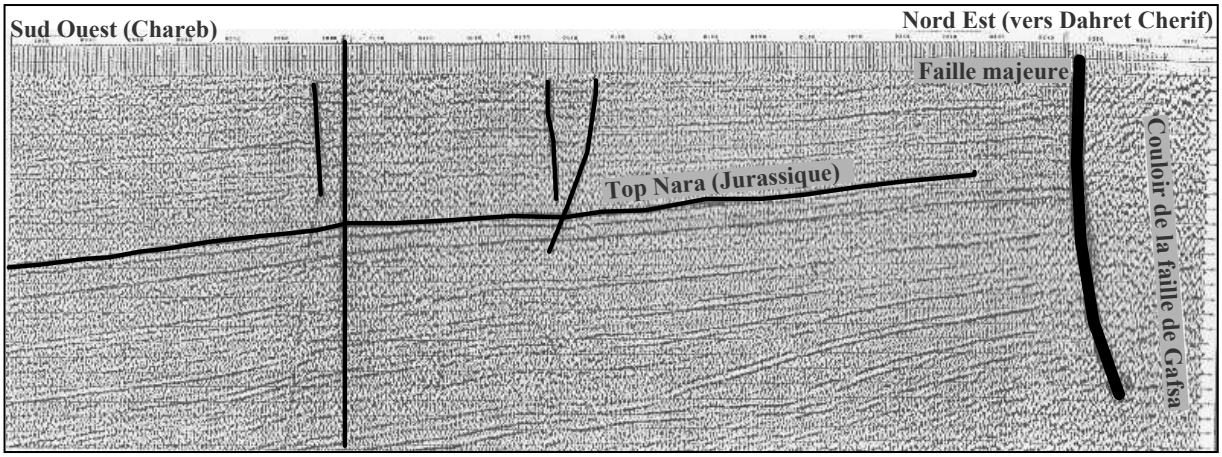


Fig.3. Profil sismique P2 (SW-NE) (Amri 2001)

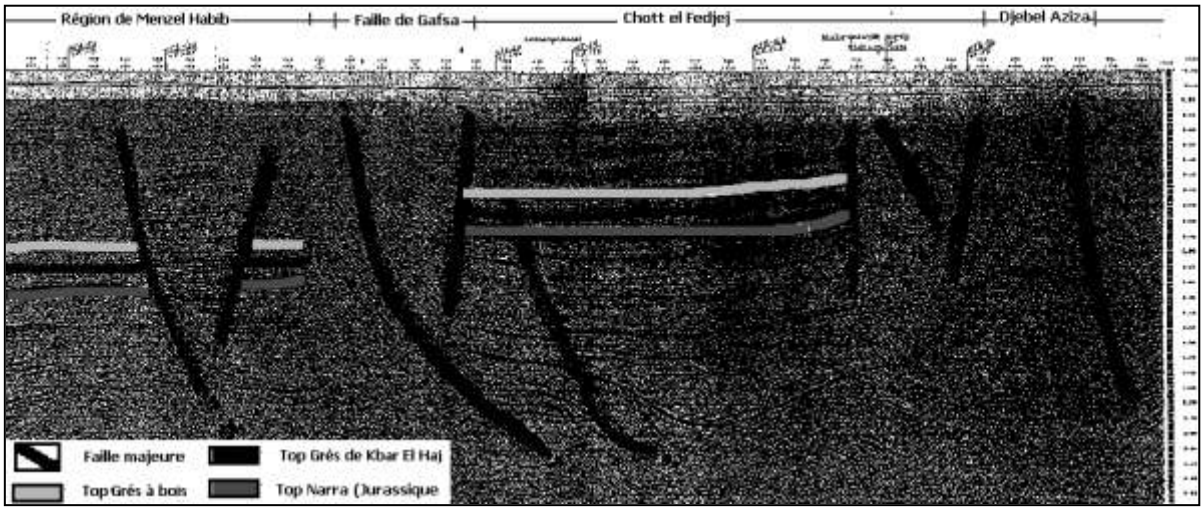


Fig.4. Profil sismique P3 (NW-SE) (Amri 2001)

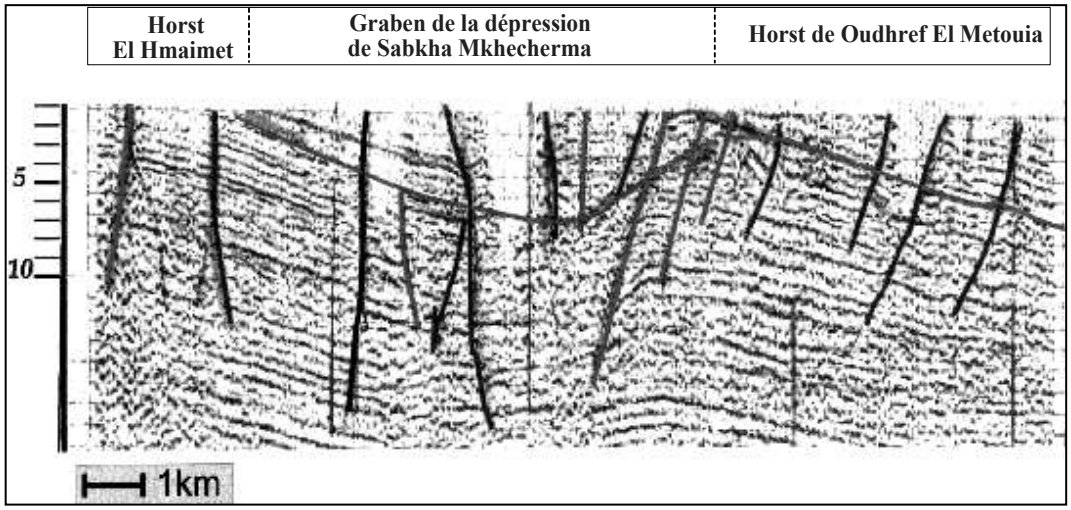


Fig.5. Profil sismique P4 (W-E) (Bedir, 2003; modifié par Chahtour, 2007)

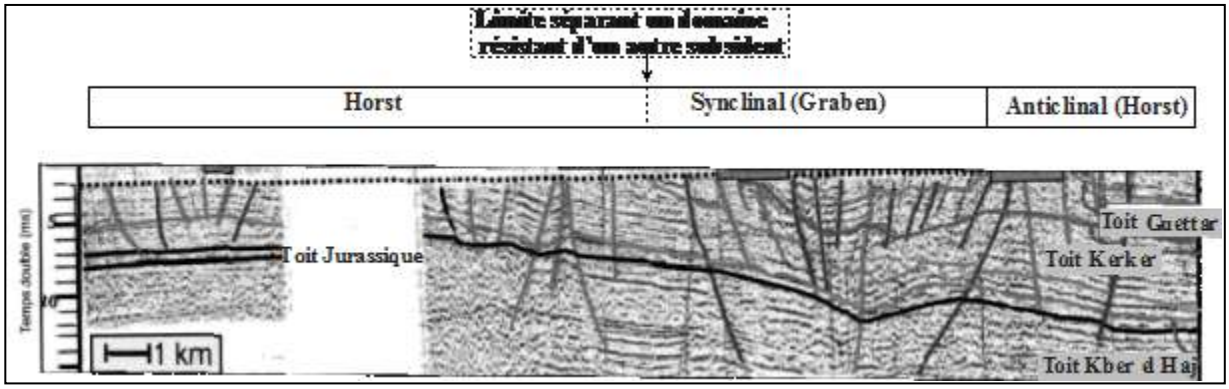


Fig.6. Profil sismique P5 (W-E) (Bedir, 2003; modifié par Chahtour, 2007)

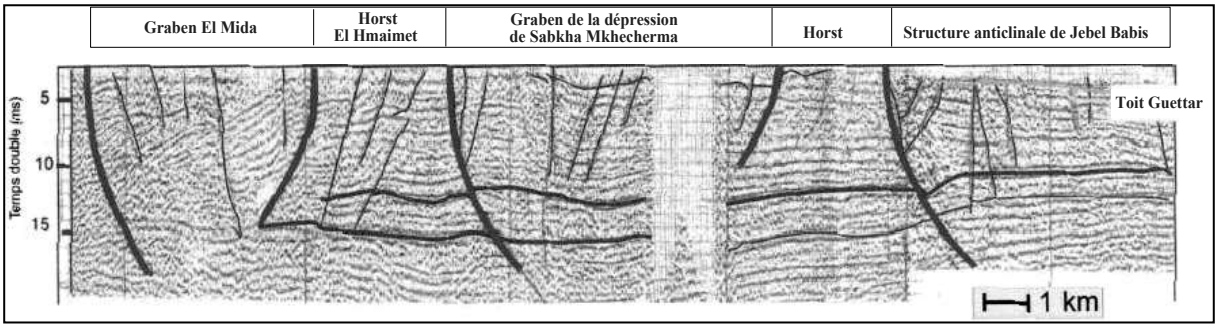


Fig.7. Profil sismique P6 (N-S) (Bedir, 2003; modifié par Chahtour, 2007)

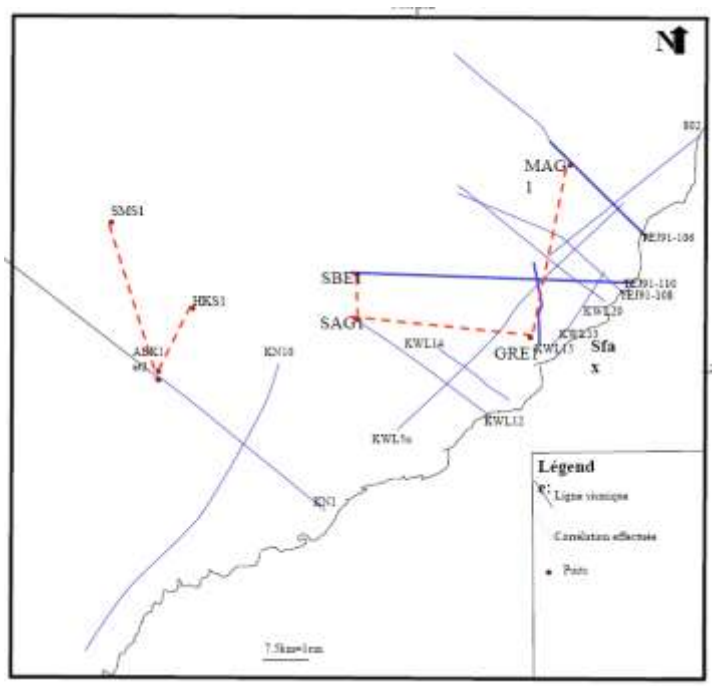


Fig.8. Plan de position des profils sismiques présentés dans la partie septentrionale du secteur d'étude (ETAP, 1993)

ANNEXE II

Paramétres physiques, chimiques et isotopiques des eaux souterraines de la zone d'étude (bassins de Sfax, Menzel Habib et Gabès Nord)

Nom	Z (m)	Prof. (m)	pH	EC	T (°C)	TDS (mg/l)	Na^+ (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	HCO^{3-} (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	Err (%)	IS Gyp	IS Hal	IS An	δ^2H(‰) V-SMOW	$\delta^{18}O$(‰) V-SMOW	^{14}C (pmc)
G1	25.2	60-100	7	8,320	23.2	6,430	1,104	2,059	1,944	40	624	201	195	0	-2.38	-0.12	-4.37	-0.34	-59.9	-7.76	25.8±1
G2	26	33-55	7.2	5,010	25.1	3,930	552	1,136	1,248	44	480	115	195	0	-2.07	-0.28	-4.90	-0.50	-58.8	-7.87	
G3	13.6	65-88	7.4	5,451	23.3	3,960	575	1,136	1,363	24	384	153	189	0	-4.90	-0.33	-4.88	-0.56	-53.7	-7.51	10.5±2
G4	19.6	78-134	7.2	5,920	21.9	4,340	667	1,278	1,334	31	448	163	170	0	-0.60	-0.30	-4.77	-0.53	-56.7	-7.69	
G5	28.6		7.2	5,310	22.2	4,360	519	1,065	1,560	16	528	163	146	0	-1.32	-0.18	-4.95	-0.40	-32.3	-5.98	
G6	29.6		7.4	9,130	22.5	7,010	1,127	2,059	1,800	16	784	153	164	0	1.59	-0.05	-4.36	-0.28	-37.5	-5.25	85±1.7
G7	57.6		7.3	15,460	21.6	11,920	2,840	3,337	3,816	90	480	422	213	0	2.20	-0.12	-3.79	-0.35	-35.1	-4.74	
G8	39.9	32-84	6.8	11,680	21	8,820	1,644	2,698	2,496	50	656	288	170	0	-0.47	-0.06	-4.09	-0.29	-37.7	-5.41	57±1
G9	11.9		7	5,220	22.5	3,750	455	994	1,344	16	400	172	189	0	-4.02	-0.32	-5.03	-0.55	-54.5	-7.36	
SK1	25	200-237	7.4		29	9,970	2,006	3,611	2,826	12	650	340	99	0	-4.46	-0.07	-3.90	-0.28			
S1	16	196-230	7.4	12,000	26	9,520	1,863	2,950	2,544	21	384	643	207	6	4.98	-0.35	-4.05	-0.57	-39.36	-5.84	
S2	20					9,790	2,240	3,399	2,527	19	703	290	85	12	2.28	-0.07	-3.88	-0.29	-41,9	-6,3	
S3			7.5	12,000		9,060	1,851	2,840	2,976	35	496	451	189	0	-0.46	-0.16	-4.04	-038	-41.35	-6.13	
S4						10,800	2,658	4,101	2,333	20	743	293	109	18	3.23	-0.10	-3.73	-0.32	-41,7	-6,3	
S5	31.8	216-239	7.3	12,000		8,900	1,920	2,698	3,860	25	512	422	189	0	-4.81	-0.06	-4.06	-0.28			
S6	30	215-256	7.3	13,000	27.6	10,340	2,012	2,840	2,976	28	640	432	122	0	4.06	-0.07	-4.01	-0.28	-40.81	-6.17	
S7	30	272-308	7	17,000	29.3	13,640	2,875	6,390	1,728	27	704	496	353	0	-4.61	-0.32	-3.53	-0.52	-42.45	-6.16	19.5±2.9
S8	10	226-262	7.2	14,000	28.3	10,490	2,265	3,266	2,736	33	480	486	189	0	3.59	-0.24	-3.90	-0.44			
S9						9,230	2,167	3,338	2,225	14	643	255	128	12	1.75	-0.14	-3.90	-0.35	-41	-5,9	
S10		230-260	7.3	12,000	28.4	8,860	1,897	2,627	2,784	16	416	537	237	0	4.42	-0.28	-4.07	-0.48			12.7±1.7
S11						9,670	2,194	3,395	2,706	15	627	291	91	6	-0.76	-0.09	-3.89	-0.31			
S12	48.4		8.3	5,900	32.4	4,450	1,060	1,620	927	29	230	115	102	0	0.96	-0.70	-4.48	-0.88			
S13	124		8	6,000	26	4,750	1,180	1,640	845	30	176	133	55	18	4.85	-0.90	-4.42	-1.12			
S14	103		8	14,900	32.5	9,670	2,181	3,560	1,675	15	333	218	36	0	-2.16	-0.49	-3.88	-0.67	-45,4	-6,3	
C-T1	74	150-180	7.4	26,400	20.7	18,600	4,853	7,881	2,760	144	1,088	412	48	0	3.96	0	-3.21	-0.23	-47.80	-6.68	
C-T2	58.2	365-402	7.5	21,610	24.2	20,910	5,175	8,662	3,000	159	1,392	268	164	0	1.88	0	-3.15	-0.10	-46.50	-6.86	38±1.9
C-T3	60.3	235-277	7.6	18,500	21	14,370	4,088	6,684	1,067	53	785	130	131	0	3.74	-0.42	-3.34	-0.63			
C-T4	25		8	24,200		23,000	5,520	9,230	4,130	150	924	905	78	0	2.55	0	-3.11	-0.22			

Z: Altitude (m), Prof.: Profondeur de captage (m), EC: Conductivité électrique (µS/cm), TDS: Résidus Sec (mg/l), IS: Indices de saturation, Gyp: gypse, Hal: halite, An: anhydrite, MPL: Mio-Pliocène, MS: Miocène, C-T: Cénomanien-Turonien.

Paramétres physiques, chimiques et isotopiques des eaux souterraines de la nappe du C-T (Menzel Habib et Matmata)

Nom	Profondeur (m)	pH	EC (µS/cm)	T (°C)	TDS (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	HCO^{3-} (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	Err (%)	IS Gyp	IS Hal	IS An	δ^2H(‰) V-SMOW	$\delta^{18}O$(‰) V-SMOW	^{14}C (pmc)
1	150-180	7.4	21,610	20.7	18,600	4,853	7,881	2,760	144	1,088	412	48	0	3.96	-0.01	-3.22	-0.23	-47.8	-6.68	-
2	365-402	7.5	26,400	24.2	20,910	5,175	8,662	3,000	159	1,392	268	164	0	1.87	0.11	-3.15	-0.10	-46.5	-6.86	38
3	235-277	7.6	18,500	21	14,370	4,088	6,684	1,067	-	785.2	130	0	0	3.95	-0.41	-3.34	-0.63	-	-	-
4	-	7.86	4,490	29.5	3,150	496	923	1,296	42	336	134	134	0	- 4.33	-0.38	-5.03	0.6	-58.6	-8.31	-
5	45-80	7.18	3,450	23.7	2,840	320	680	1,180	15	384	115	210	0	- 4.54	-0.34	-5.37	-0.56	-32.5	-6.05	43
6	148-169	7.48	4,690	20.2	3,800	438	639	1,788	17	352	182	158	0	- 5.04	-0.27	-5.26	-0.49	-49.7	-6.92	11.4
7	410-571	7.55	3,740	25	3,250	368	497	1,228	18	320	144	152	0	2.75	-0.39	-5.42	-0.61	-51.6	-7.01	9,5
8	233-354	7.23	3,480	23.3	2,900	358	497	1,161	13	256	163	146	0	2.05	-0.50	-5.43	-0.72	-49.3	-6.97	12.5
9	188-220	7.56	4,390	-	3,400	510	639	1,560	17	352	153	176	0	-0.40	-0.31	-5.18	-0.53	-	-	-
10	148-169	7.8	4,220	-	3,800	487	568	1,608	14	352	172	134	0	1.68	-0.30	-5.25	-0.52	-	-	-
11	50-67	7.18	3,400	23.7	2,920	320	802	1,142	12	336	165	180	0	-4.85	-0.41	-5.23	-0.63	-	-	-
12	515-544	7.66	3,850	24.8	2,750	455	710	1,440	23	272	201	158	0	-1.80	-0.44	-5.18	-0.66	-	-	-
13	516-600	7.85	4,280	29	3,200	496	923	1,200	41	288	153	140	0	-3.42	-0.47	-5.03	-0.69	-57.8	-8.31	-
14	362-462	7.53	3,620	-	2,680	473	781	1,104	34	320	152	152	0	2.67	-0.45	-5.12	-0.67	-	-	-
15	-	7.75	1,680	27	1,200	240	271	684	-	222	66	164	0	4.77	-0.64	-5.83	-0.86	-	-	25.7
16	-	7.54	4,060	-	2,720	322	497	1,152	-	360	72	163	0	- 3.39	-0.34	-5.47	-0.56	-52.23	-7.34	11

Z: Altitude (m), Prof.: Profondeur de captage (m), EC: Conductivité électrique (µS/cm), TDS: Résidus Sec (mg/l), IS: Indices de saturation, Gyp: gypse, Hal: halite, An: anhydrite, MPL: Mio-Pliocène, MS: Miocène, C-T: Cénomanien-Turonien.

Données piézométriques de Nappes phréatiques de la zone d'étude (2008)

N°	Nom du puits	Lieu	cordonnées		Z(m)	Marg.	Ns (m)	NP (m)
			X	Y				
Nappe phréatique de Skhira (2008)								
S1	Fitouri 3	Hmada	38G19'19''	8G55'55''	55,2	0	-7.50	47.7
S2	M. Ben Mahmoud	Hmada	38G17'71''	8G52'65''	58	50 cm	-21.60	36.9
S3	Othman Khadhar	Mhedheb	38G13'42''	8G57'77''	40	0	-14.15	25.85
S4	Mohamed Maaloul	Bousaid	38G12'31''	8G54'13''	43	0	-19.30	23.7
S5	Nadhour OTD	Nadhour	38G05'00''	8G57'00''	14	65 cm	-4.50	10.15
S6	P. public Sbih	Sbih	38G07'09''	8G42'53''	54	1m23	-22.66	32.57
S7	Mefteh Ben bechir	Bousaid	38G01'17''	8G51'91''	15	0	-3.75	11.25
S8	Salah Massoud	Khdhara	38G00'70''	8G45'10''	43	0	-8	35
S9	Naji Laaribi	Sbih	38G05'30''	8G36'23''	51	0	-25.6	25.4
S10	Puits koudiat sghira	koudiat	38G 06'45''	8G35'46''	80	80 cm	-37.80	43
Nappe phréatique de Gabès Nord (2008)								
G1	P. public Hicha	Gabès Nord	37G93'22"	8G50'80"	18.95	30 cm	- 9.07	10.18
G2	Abdallah Hamdi	Gabès Nord	37G99'90"	8G47'11"	35	0	-5.82	29.18
G3	Ghoudi	Gabès Nord	37G70'83''	8G54'67''	27	0	-7.30	19.7
G4	P. public Ouled Dhaou	Gabès Nord	37G95'76"	8G42'10"	44.66	50 cm	-12.72	32.44
G5	P. public cimenterie	Gabès Nord	37G65'30''	8G 50'00''	58.68	0	-16.7	41.98
G6	P. public Amarat	Gabès Nord	37G82'40''	8G48'45''	65	0	-26.76	38.24
G7	MM13	Gabès Nord	37G81'50''	8G44'75''	71.63	0	-21.15	50.48
G8	MM19	Gabès Nord	37G76'50''	8G45'70''	43.63	0	-7.8	35.83
G9	MM21	Gabès Nord	37G77'00''	8G43'50''	33.3	0	-4.4	28.9
G10	FC3	Gabès Nord	37G72'30''	8G42'90''	41.5	0	-5.7	35.8
Nappe phréatique de Menzel Habib (2008)								
M1	P. public Wali	Menzel Habib	37G94'80''	8G37'80''	34.66	98 cm	-3.20	32.44
M2	Dabaghi	Menzel Habib	38G01'76''	8G30'18''	47.66	30 cm	-9.40	38.56
M3	Khoudi	Menzel Habib	37G94'95''	8G30'96''	51.16	0	-6.7	44.46
M4	Gozzeh	Menzel Habib	37G87'70''	8G26'44''	64.16	70 cm	-21.83	43.03
M5	Zograta	Menzel Habib	37G94'31''	8G25'41''	54.66	70 cm	-8.35	47
M6	Ben Ali Cherif	Menzel Habib	37G85'03''	8G23'02''	57.66	30 cm	-5.54	52.42
M7	Daghbaji	Menzel Habib	37G93'55''	8G21'02''	54.66	30 cm	-11.64	43.32
M8	P.public Hajri	Menzel Habib	38G03'71''	8G15'35''	75	23 cm	-12.3	62.93
M9	Ben Mefteh	Menzel Habib	38G00'89''	7G93'84''	84.26	80 cm	-7.82	77.24