

Intrusion marine et salinisation des eaux d'une nappe phréatique côtière (Korba, Cap-Bon, Tunisie)

Seawater intrusion and salinization in a coastal water table (Korba, Cap-Bon, Tunisia)

Lamia KOUZANA ¹, Abdallah BEN MAMMOU ² & Nourredine GAALLOUL ³

Abstract: The intensive agricultural activities in the Korba area (Tunisia) induce the increase of the risk of the fresh water degradation. In fact, uncontrolled high pumping rates of water causes modification of the natural flow system and induces seawater flow from the coast making the deterioration of the water table quality.

The Korba aquifer is located in the North-East of Tunisia, where a semiarid Mediterranean climate prevails. Because of a strong dry season, the situation is worrying seeing that the highest water demand usually coincides with the period of least availability of water.

The principal purpose of the study was to characterize the hydrochemistry of this coastal aquifer, identifying the main processes that occur in the system. Specifically, the aim of the work is to determine the extent of marine intrusion in the aquifer. From that, physical and chemical parameters were measured, such as electrical conductivity, pH, temperature, anions and cations concentrations. The analytical results obtained in this hydrochemistry study were interpreted using Piper, expanded Durov and Stiff diagrams, ions correlations with chloride and SO_4^{2-}/Cl^- and Mg^{2+}/Ca^{2+} ratios. Based on these representations, three groundwater quality groups were identified.

The anomaly of high groundwater salinity observed in Diar el Hajjej, Garaet Sassi and Takelsa-Korba zones was explained by the presence of a seawater intrusion in these areas. This hypothesis is related to high chloride concentration, to the presence of inverse cation exchange reaction and to the water table level inferior to the sea one.

Key words: Tunisia, Korba aquifer, seawater intrusion, water table level, hydrochemistry.

Résumé: La nappe côtière du Plio-Quaternaire de la région de Korba (Tunisie) a été très sollicitée par les agriculteurs ce qui a engendré probablement une inversion du gradient hydraulique et par conséquent l'avancée du biseau salé. Ceci se traduit normalement par une évolution spatio-temporelle de la piézométrie et de la qualité chimique des eaux.

La baisse de la piézométrie est accompagnée par une salinisation des eaux de la nappe. La détermination de l'origine de la salinité des eaux de cette nappe phréatique a été faite à partir de l'étude de la conductivité électrique et des éléments chimiques majeurs. Pour identifier les processus et les réactions chimiques qui gouvernent sa salinisation et déterminer la limite de l'intrusion marine, on a eu recours à l'interprétation des données d'analyses en utilisant les diagrammes de Piper, de Durov étendu, la corrélation des éléments majeurs avec le chlore et la variation des rapports SO_4^{2-}/Cl^- et Mg^{2+}/Ca^{2+} .

L'interprétation de ces résultats a montré que les zones à fortes salinités de Diar el Hajjej, Garaet Sassi et Tazerka-Korba sont probablement contaminées par les eaux marines. Cette hypothèse d'intrusion marine est justifiée par les fortes teneurs en chlorures, par la présence des réactions d'échanges cationiques inverses et par une piézométrie négative.

La projection des résultats d'analyses des eaux de 2006 dans le diagramme de Piper montre deux faciès chimiques dominants : un faciès chloruré-sodique et un faciès chloruré-mixte. La corrélation des éléments majeurs confirme l'origine des sels dissous.

Mots clés : Tunisie, Nappe côtière de Korba, intrusion marine, piézométrie, hydrochimie.

¹ & ² Faculté des sciences de Tunis, Laboratoire des Ressources Minérales et Environnement, Département de Géologie, Université de Tunis El Manar 2092 TUNISIE. ¹ lamia.kouzana@laposte.net

² abdallah.benmammou@fst.rnu.tn

³ Institut National des Recherches en Génie Rural, Eaux et Forêts. ³ gaaloul.noureddine@iresa.agrinet.tn

INTRODUCTION

L'exploitation d'un aquifère côtier, en général délicate, se heurte à un problème de quantité et de qualité [9]. En effet, les changements climatiques accompagnés de sécheresses prolongées peuvent être à l'origine de la rupture de l'interface eau douce-eau salée entraînant l'avancée du biseau salé [12]. Ainsi, une forte exploitation entraîne une inversion du gradient hydraulique et par conséquent une augmentation de la salinité [13]. Ceci se traduit par une évolution spatio-temporelle de la piézométrie et de la qualité chimique des eaux de ces nappes.

La Tunisie, comme tous les pays riverains de la Méditerranée, a connu des périodes de sécheresse au cours des deux dernières décennies. Le manque d'eau a entraîné une sollicitation accrue des nappes. Les aquifères menacés par ce danger sont ceux des régions côtières marquées par une très forte densité de puits se traduisant par une surexploitation intense des nappes provoquant une augmentation de la minéralisation de leurs eaux [6]. Ceci constitue un facteur limitant pour leur utilisation. Dans ce travail, on va essayer de démontrer la présence du biseau salé et son extension au niveau de la nappe du Plio-Quaternaire de Korba, l'un des aquifères de Tunisie très sollicité par les agriculteurs.

SITUATION GEOGRAPHIQUE

La nappe de Korba se situe au nord-est de la Tunisie. Elle fait partie de la plaine de la côte orientale du Cap-Bon (Fig.1). Elle est limitée au sud par l'oued Boulidine, au nord par l'oued Lebna, à l'ouest par le Jbel Abderrahmen et à l'est par la mer Méditerranée. Cette nappe s'étend sur 438 km² [24].

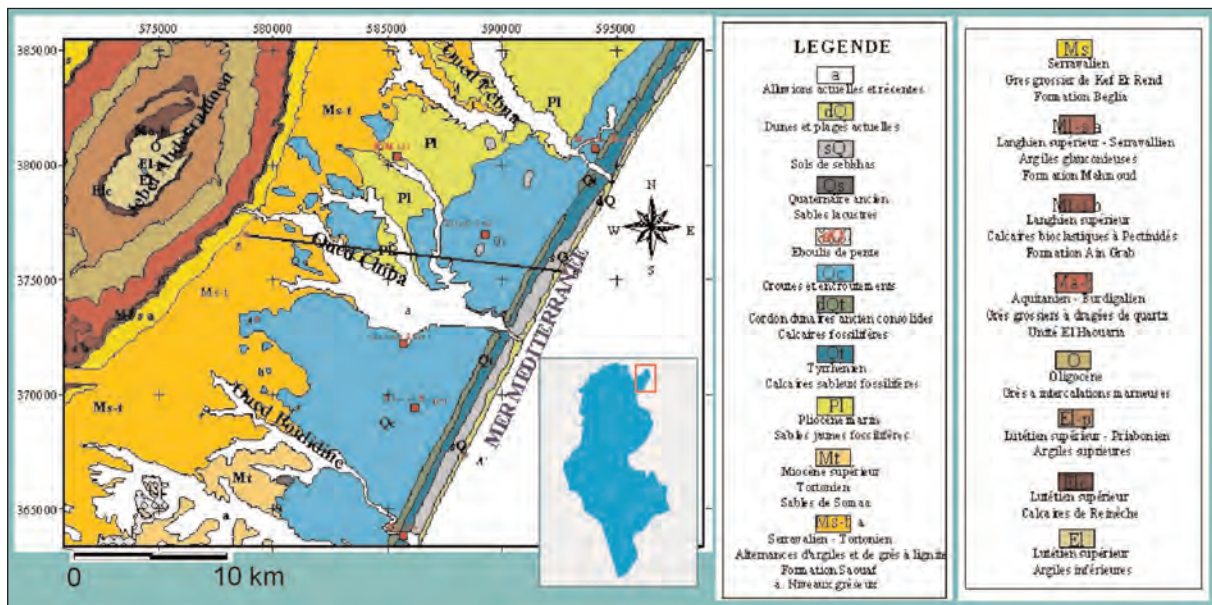


Figure 1: carte de localisation et géologie du secteur d'étude

GEOLOGIE

Le secteur d'étude est formé par des terrains mio-plio-quaternaires [2]. Le Miocène moyen correspond dans sa partie inférieure à une série détritique dite formation Béglia. Sa partie supérieure est formée par des grès lenticulaires et des marnes à niveaux de lignite appelés formation Saouaf. Le Miocène supérieur est absent dans la région d'étude à cause de l'érosion déclenchée par l'orogénie miocène [10]. Sur les formations antérieures plissées et

érodées reposent, en transgression et en discordance, les dépôts marins du Pliocène. Ils sont constitués par des alternances grés-sablo-marneuses dont la partie sommitale est formée par des grès sableux [7]. Ce faciès n'est pas constant, il passe latéralement à des sables argileux ou à des grès consolidés plus ou moins argileux. Le Pliocène affleure largement entre l'oued El Hajar au nord et l'oued Chiba au sud. Il est complètement masqué par les dépôts quaternaires dans les régions de Tafelloune et Diar el Hajje [10]. Ces derniers sont composés de deux ensembles : un ensemble inférieur de faciès marin correspondant à des calcaires sableux plus ou moins indurés, à faune marine de mollusques, indiquant le niveau d'inondation maximale de la transgression tyrrhénienne. Cette série du Quaternaire se poursuit par un ensemble supérieur à faciès continental [22]. Il correspond à des calcaires oolithiques ou à coprolithes, pelloïdes et de nombreux débris marins arrachés par le vent à la ligne de rivage de régression [22]. Ces dépôts sont attribués à des éolianites de dunes côtières, consolidées, édifiées par le vent à la suite d'une régression marine [4, 22]. Le cordon dunaire ancien consolidé couvre les dépôts tyrrhéniens [22]. Il forme un élément essentiel de la topographie littorale du Cap-Bon [3]. Les croûtes et les encroûtements calcaires s'étendent sur des surfaces importantes. Ils sont très riches en calcite, en silice libre, parfois en gypse et en alumine et fréquemment colorés par des sels de fer. L'Holocène est présent sous forme d'alluvions récentes de l'oued Chiba, de dépôts de sebkhas et de dunes et plages actuelles.

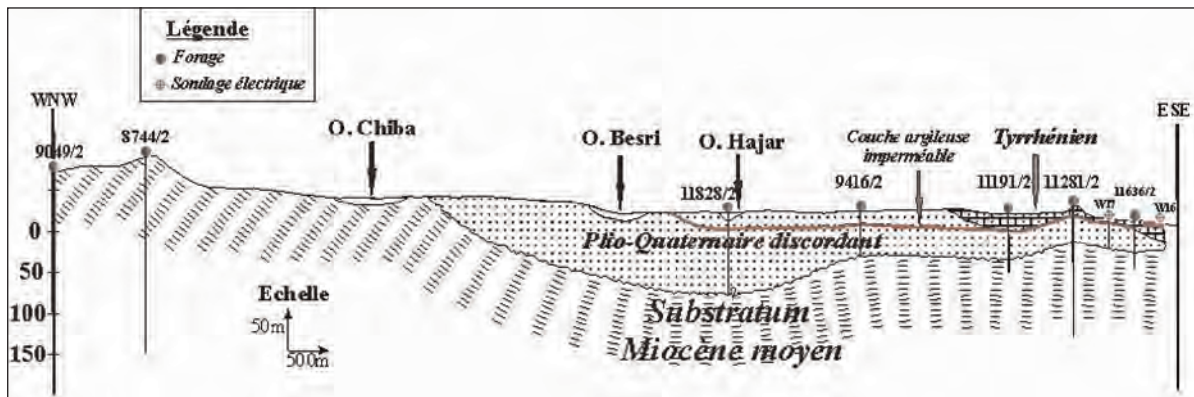


Figure 2 : Coupe géologique B-B'

HYDROGEOLOGIE

L'étude hydrogéologique de la côte orientale, de la région de Korba, montre que les dépôts détritiques du Plio-Quaternaire constituent un réservoir potentiel logeant un aquifère à nappe libre. Les marnes du Miocène moyen forment le substratum imperméable de cette nappe [10]. L'alimentation de la nappe se fait essentiellement au niveau des glacis incisés par les cours d'eau ayant une lithologie très filtrante. En présence d'une intercommunication entre les formations pliocènes et les alluvions récentes, l'infiltration directe alimentant le Quaternaire est majorée par une partie de l'infiltration dans le Pliocène.

Une partie de l'écoulement souterrain dans ces formations se fait au niveau des calcaires du Tyrrhénien avant d'atteindre la mer. En effet, le Tyrrhénien constitue un bon réservoir et une zone préférentielle d'alimentation de la nappe côtière. De plus, un rôle particulier est joué par les cordons dunaires consolidés qui jalonnent la plage du Tyrrhénien. Ce rôle est justifié par sa grande capacité d'infiltration et par son rôle comme obstacle topographique au ruissellement de surface, ce qui a pour effet d'éponger en aval l'excès d'eau qui échappe en amont à l'infiltration [10].

La comparaison des cartes piézométriques de 1963 (Fig.3) et de 2006 (Fig.4) montre l'apparition de dépressions piézométriques liées à la forte exploitation de la nappe.

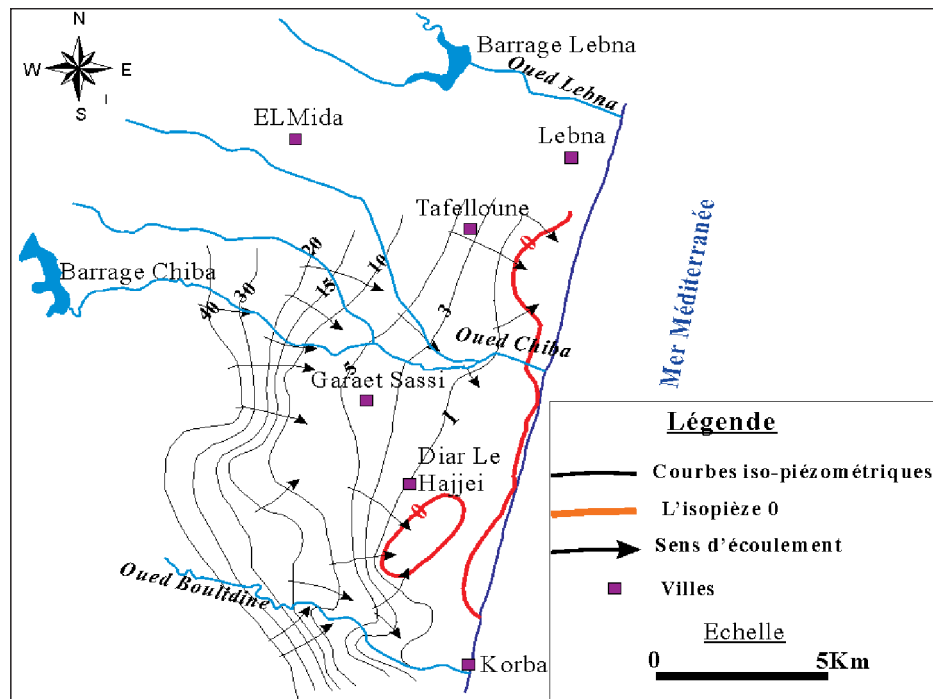


Figure 3: Carte piézométrique de la nappe de Korba de 1963

La carte piézométrique de juin 2006 (Fig.4) montre un écoulement multidirectionnel avec un écoulement vers les dépressions piézométriques situées à Diar El Hajjei, à Garaet Sassi et au sud de Diar El Hajjei, ainsi qu'à l'est de Tafelloune au niveau de la région littorale. En effet, la forte exploitation de la nappe a entraîné une baisse considérable du niveau piézométrique particulièrement dans ces régions. La carte de 2006 révèle des hauteurs négatives affichant localement une valeur maximale de - 12 m.

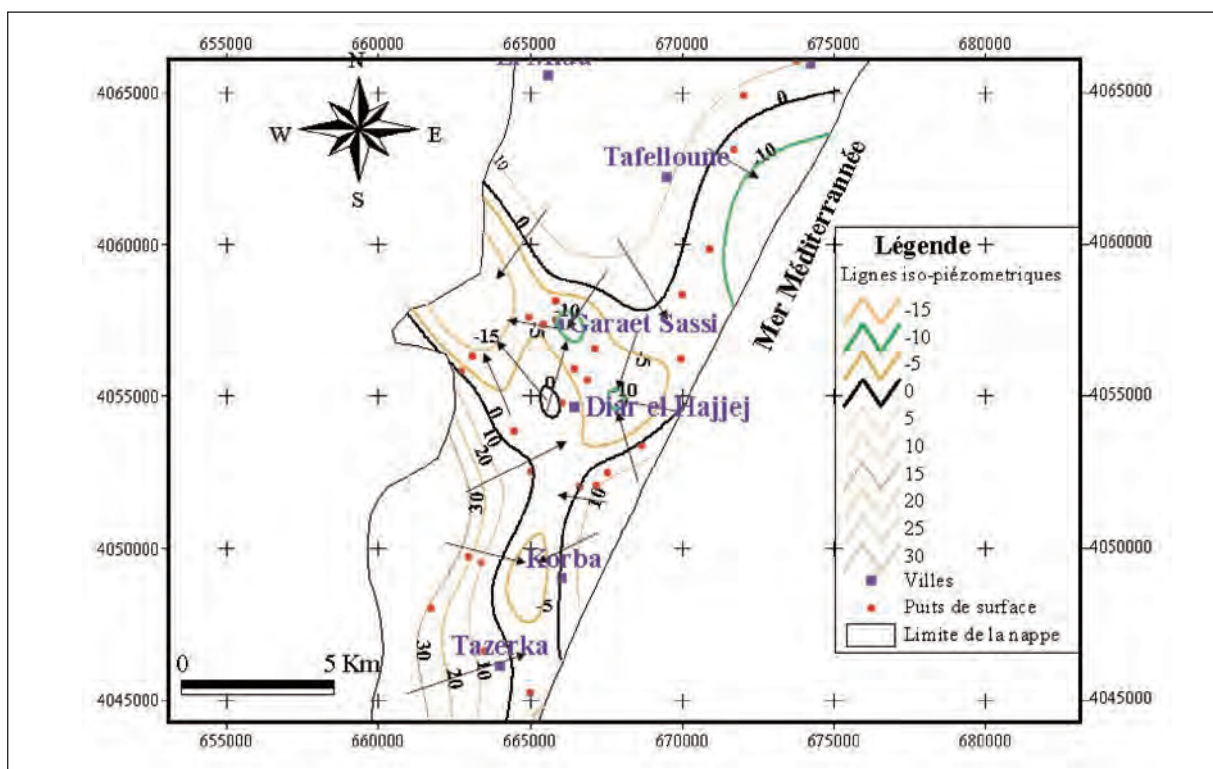


Figure 4 : Carte piézométrique de la nappe de Korba (juin 2006)

METHODOLOGIE

La mise en évidence de l'intrusion marine nécessite une approche multidisciplinaire. Plusieurs auteurs [5, 8, 14, 15, 18, 19, 23, 26, 28, 30, 32], par des méthodes analytiques, géophysiques et de modélisation, ont étudié le phénomène pour localiser la position de l'interface entre eau douce et eau marine. D'autres études [1, 11, 15, 17, 20, 21, 27, 30, 31] ont défini les processus et les réactions chimiques qui caractérisent la minéralisation et qui seraient ainsi responsables de l'enrichissement ou de l'appauvrissement des eaux souterraines en éléments chimiques.

L'objectif spécifique de la présente étude englobe la caractérisation géochimique de cette nappe côtière, l'identification des processus et des réactions chimiques qui gouvernent sa salinisation et la détermination précise de la limite de l'intrusion marine.

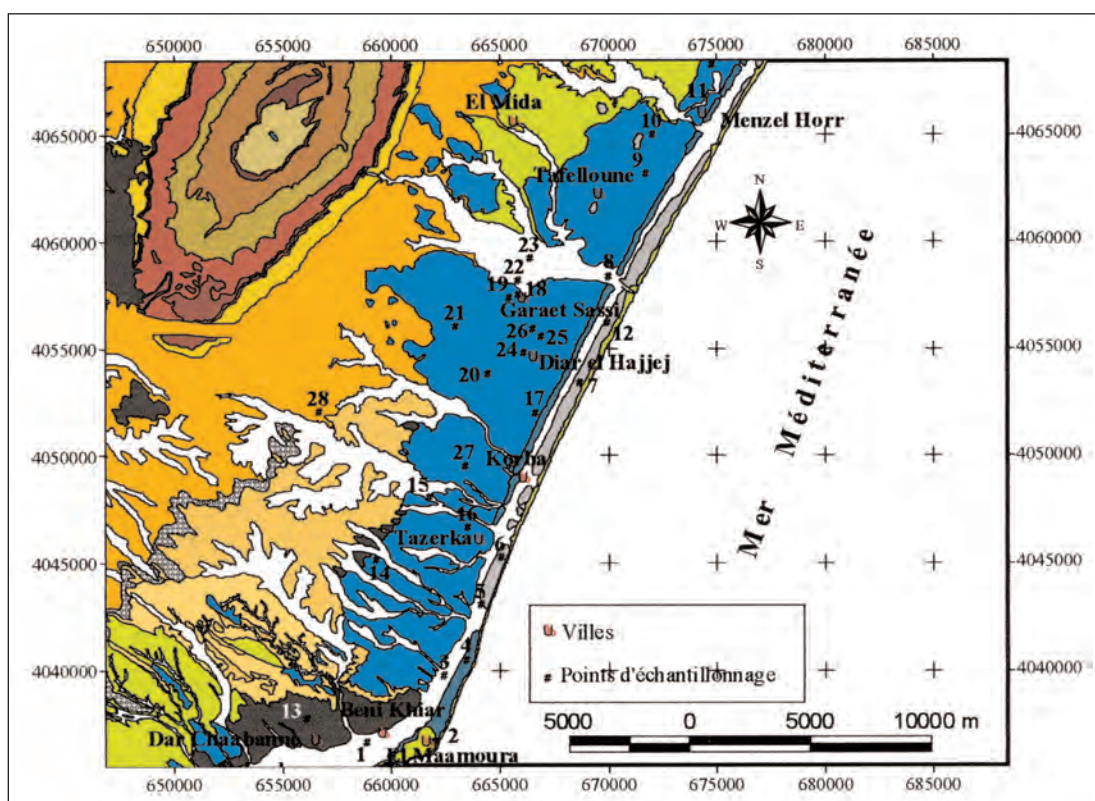


Figure 5 : Carte de localisation des puits d'échantillonnage de la nappe de Korba (juin 2006)

L'étude hydrochimique de l'intrusion marine semble être simple. Cependant, ce phénomène d'intrusion des eaux marines est accompagné par d'autres processus qui modifient les caractéristiques du mélange d'eau. Ce changement est dû à l'absence d'équilibre entre l'aquifère et le mélange d'eau. En effet, les carbonates et les argiles participent à la dissolution et la précipitation de quelques minéraux et à l'échange cationique qui agit en opposition aux changements provoqués par l'intrusion marine. Avec la réduction des sulfates, ces processus sont les facteurs modifiant l'hydrochimie des eaux salinisées par l'intrusion des eaux de mer [25].

La démarche adoptée consiste à déterminer les propriétés géochimiques à travers des mesures et des analyses pour caractériser les sources et les origines de la salinisation et les facteurs qui engendrent son évolution spatio-temporelle. Cet article présente les résultats d'une étude géochimique de 28 échantillons prélevés dans la nappe (Fig.5). La plupart des échantillons sont pris dans la zone côtière et dans les régions de Diar El Hajjej et Garaet Sassi.

La température, le pH et la conductivité électrique ont été mesurés in situ. L'analyse chimique de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} a été faite par spectrométrie d'absorption atomique. Le dosage des chlorures a été effectué par titrimétrie (méthode de Mohr). L'alcalinité a été déterminée par la méthode volumétrique. Les sulfates ont été dosés par la méthode colorimétrique. Pour l'interprétation des résultats de ces analyses, des méthodes graphiques telles que les diagrammes de Piper, de Durov étendu, de Stiff et les diagrammes binaires ont été utilisés dans ce travail [16].

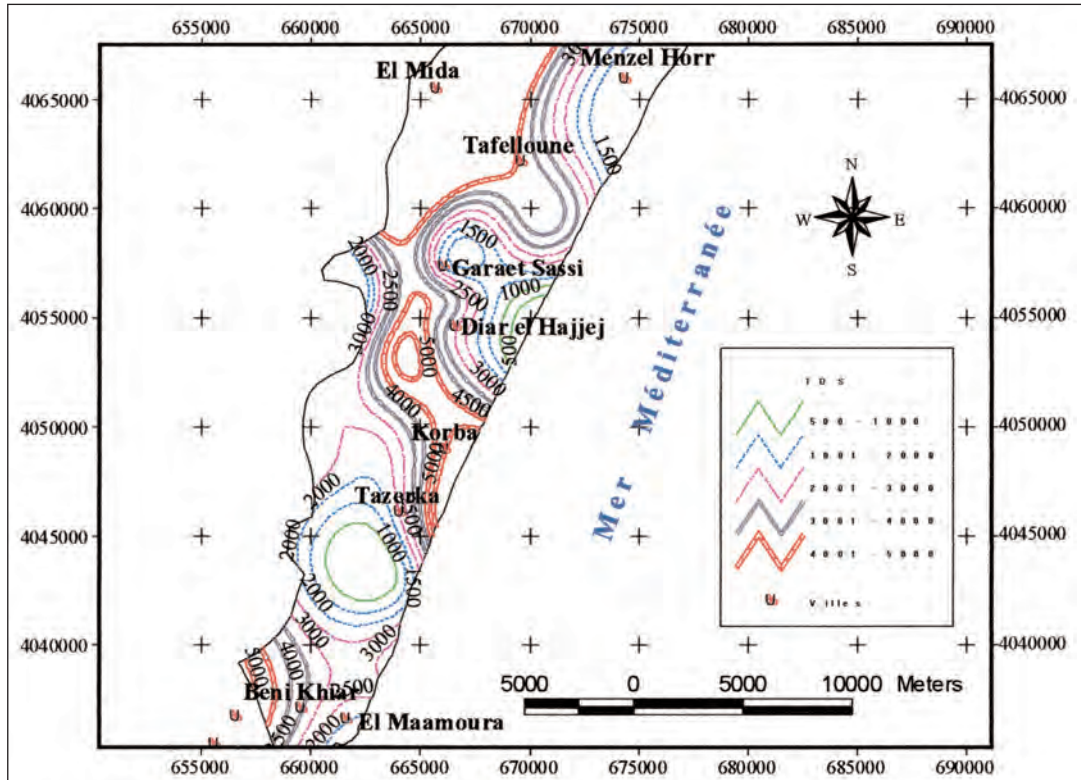
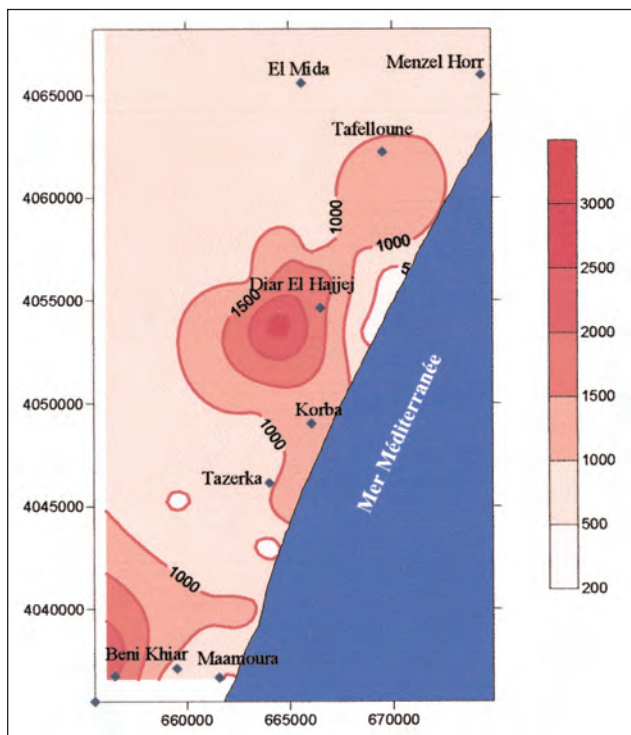


Figure 6 : Carte du TDS des eaux de la nappe de Korba (juin 2006)

RESULTATS ET DISCUSSION



Les valeurs élevées du TDS (Total Dissolved Solid ou Total des Sels Dissous) des eaux de la nappe (Fig.6) concernent les zones caractérisées par une baisse importante de la piézométrie telles que les régions de Diar el Hajjej, Tafelloune et Korba Tazerka. Les eaux de ces régions affichent également de fortes teneurs en chlorures (Fig.7).

Figure 7 : Carte d'iso-valeur des chlorures de la nappe de Korba de juin 2006 (en ppm)

Hydrogéochimie

La détermination de l'origine de la salinité des eaux de la nappe phréatique concernée a été basée sur l'étude de l'évolution dans l'espace du TDS et des éléments chimiques majeurs. La projection des résultats d'analyses de juin 2006 (Tableau 1) dans le diagramme de Piper

Tableau 1 : Résultats analytiques des échantillons d'eau de la nappe de Korba (juin 2006) (en ppm)										
N°	Na ⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Ecart%	Mg/Ca (méq/l)	SO4/C (méq/)
1	594	41	388	168	878	325	1557	-2.03	0,71	1.31
2	302	60	198	87	457	343	568	2.26	0.73	0.92
3	440	18	296	133	1124	412	323	0.16	0.74	0.21
4	518	44	219	106	983	331	438	1.16	0.80	0.33
5	215	24	128	45	351	308	160	4.59	0.58	0.34
6	979	61	240	85	1510	436	431	3.57	0.58	0.21
7	204	9	90	56	386	198	165	1.58	1.02	0.32
8	743	24	314	110	1370	360	605	0.45	0.58	0.33
9	437	9	333	60	983	215	490	-0.75	0.30	0.37
10	457	10	208	54	808	383	290	-0.24	0.43	0.26
11	279	4	159	103	737	285	318	-5.66	1.07	0.32
12	166	9	61	48	281	180	163	0.69	1.30	0.43
13	1138	23	426	301	2458	360	872	1.43	1.16	0.26
14	279	212	179	90	457	459	502	4.73	0.83	0.81
15	391	20	216	109	843	325	316	2.23	0.83	0.28
16	259	16	266	127	597	354	478	4.07	0.79	0.59
17	849	0	346	128	1475	244	935	-0.28	0.61	0.47
18	340	14	136	167	843	354	229	1.81	2.03	0.20
19	514	18	278	269	1440	372	292	5.41	1.59	0.15
20	1198	112	226	270	2845	459	57	-0.25	1.97	0.01
21	402	15	149	143	913	343	219	1.57	1.58	0.18
22	337	10	173	187	878	354	203	5.62	1.78	0.17
23	333	12	271	201	913	267	466	5.91	1.22	0.38
24	560	27	470	193	1756	227	433	1.71	0.68	0.18
25	563	14	385	159	1545	238	356	2.00	0.68	0.17
26	536	12	492	199	1861	238	372	0.35	0.67	0.15
27	542	15	179	154	983	378	377	4.38	1.42	0.28
28	511	15	120	94	632	627	207	5.71	1.30	0.24

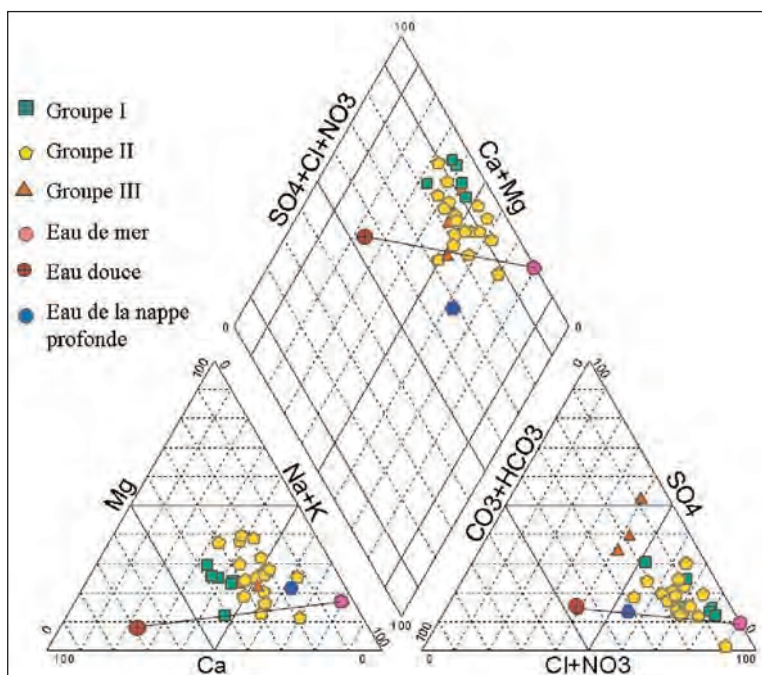


Figure 8 : Représentation des résultats d'analyse des échantillons d'eau de 2006 dans le diagramme de Piper

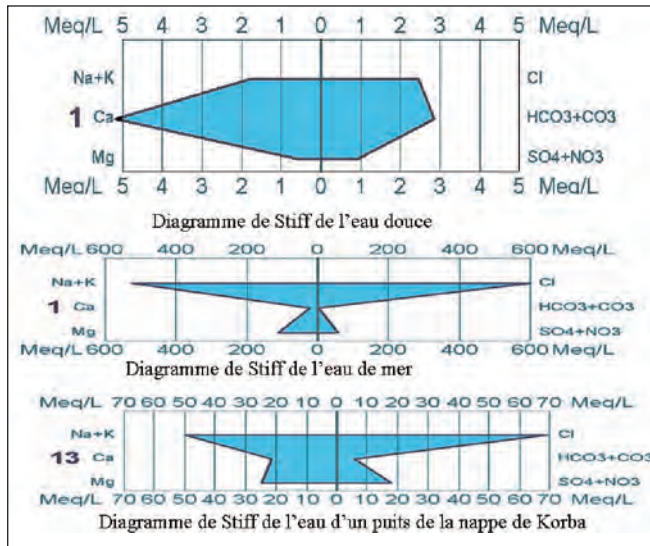
(Fig.8) montre trois faciès chimiques des eaux de cette nappe : faciès chloruré-sodique, faciès mixte et faciès sulfaté-mixte. Ce dernier caractérise un seul échantillon de la région de Béni Khair.

Nous mentionnons l'absence du faciès carbonaté-calciqque caractérisant les eaux immatures des aquifères sédimentaires [1].

L'hétérogénéité chimique des eaux de la nappe conduit à raisonner en considérant les représentations graphiques des analyses : celles du diagramme de Stiff, du diagramme de Durov étendu, la corrélation entre les éléments majeurs et le chlore, ainsi que la variation des rapports

SO_4^{2-}/Cl et Mg^{2+}/Ca^{2+} pour déterminer l'origine de la salinisation.

La représentation de Stiff consiste à construire, pour chaque échantillon, un diagramme sous forme de polygone qui prend une forme géométrique selon la teneur des éléments chimiques considérés (Fig.9). La distinction entre les échantillons se base sur la géométrie du polygone qui donne une idée sur les espèces dominantes et la parenté chimique. Les trois axes du diagramme de Stiff sont respectivement, de haut en bas, Na-Cl, Ca-HCO₃, Mg-SO₄ (Fig.9). Les diagrammes de Stiff obtenus ont permis de diviser les eaux de la nappe en trois groupes chimiques homogènes : I, II et III.



-Le groupe I (19%) caractérise les échantillons de la zone côtière et de Garaet Sassi.

-Le groupe II (70%) regroupe les eaux de la partie côtière, au niveau de Korba et Tazerka et dans les régions de Diar El Hajje et Garaet Sassi. La forme du diagramme de Stiff de ce groupe se rapproche de celle du diagramme de STIFF de l'eau de mer (Fig.10).

-Le groupe III (11%) est formé par les eaux d'El Maamoura et de l'extrême ouest de Tazerka.

Figure 9 : Exemples de la représentation de Stiff

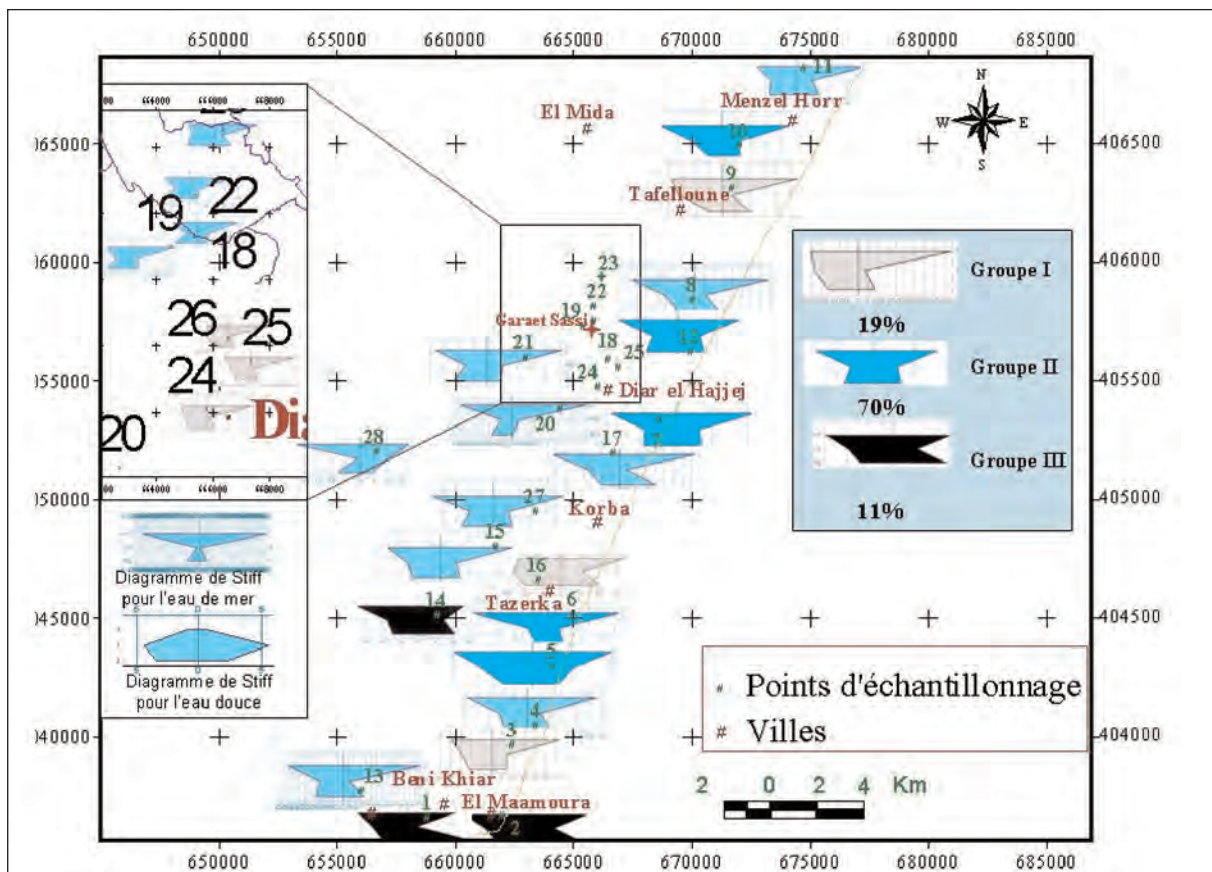


Figure 10 : Diagramme de Stiff des eaux de la nappe côtière de la côte orientale

La répartition spatiale des différents groupes de diagramme de Stiff donne une idée sur l'origine de la salinisation des eaux de la nappe. Cette origine est vérifiée en utilisant le diagramme de Durov étendu (Fig.11). Ce dernier a pour axes de coordonnées deux diagrammes de Piper, respectivement des anions et des cations. Ainsi pour chaque échantillon, on représente sa composition en cations et en anions sur l'axe correspondant. L'intersection de la projection des deux coordonnées ainsi obtenues donne le point représentatif de l'échantillon sur le diagramme de DUROV. La position des échantillons dans les casiers de 1 à 9 du diagramme de Durov (Fig.11) est utilisée pour l'identification des processus et des réactions chimiques qui règnent dans l'aquifère.

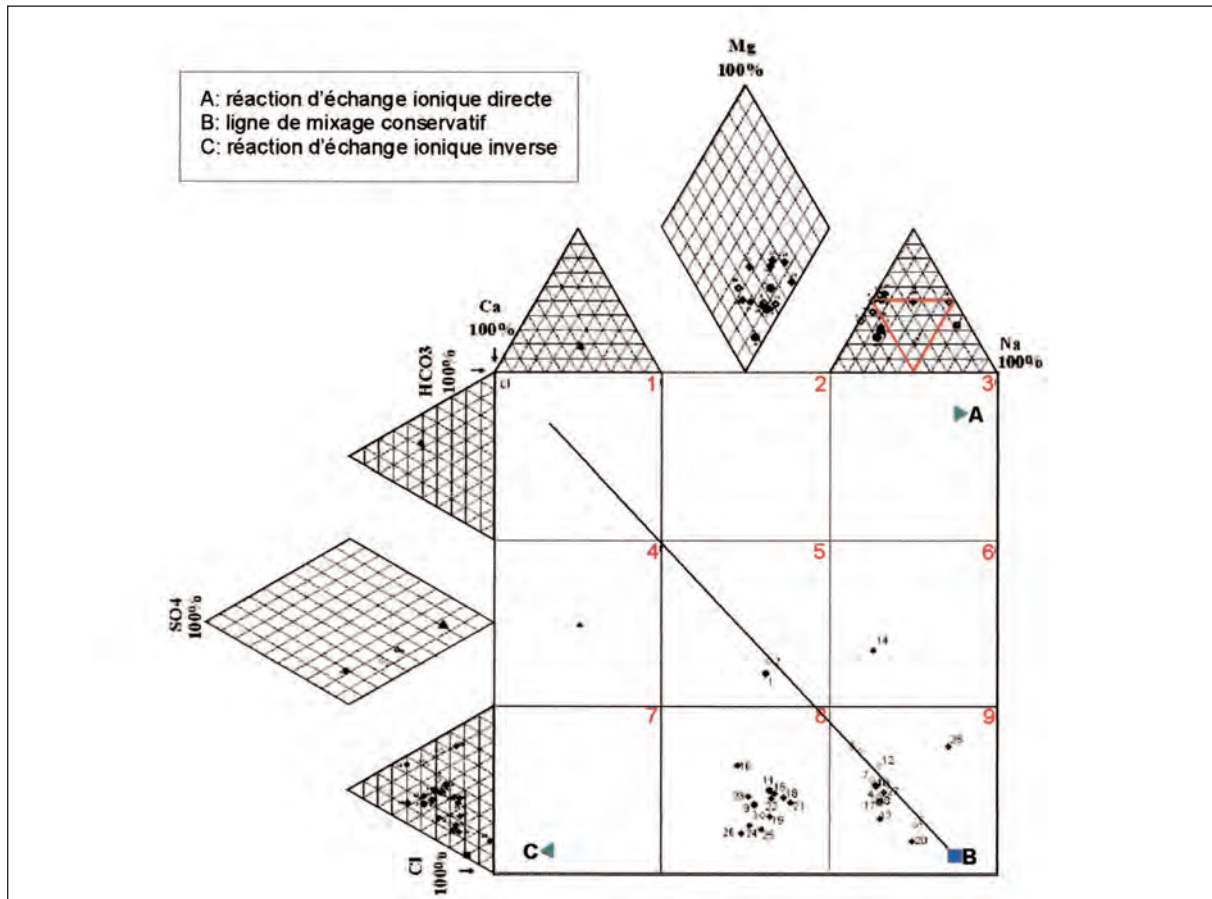


Figure 11: diagramme de Durov étendu.

Les échantillons du casier 1 sont des eaux de faible salinité et correspondent à des eaux d'infiltration récentes de type $\text{HCO}_3^- \text{Ca}$ [25]. Les casiers 2 et 3 représentent normalement une progression des eaux vers la minéralisation par enrichissement en Na^+ et HCO_3^- aux dépens du Ca^+ , en raison de réactions d'échange ionique et de la dissolution des carbonates [30]. Dans ce cas d'étude, aucun échantillon ne figure au niveau des casiers 1, 2, 3.

Dans le casier 4, on assiste à une dissolution des minéraux riches en calcium (calcite et gypse) ; dans ce casier, on trouve un échantillon d'eau douce de la nappe de Korba. Ce dernier est utilisé pour la comparaison avec les autres échantillons.

Dans le casier 5, la composition des eaux résulte des réactions de mélange des eaux de différentes origines [30]. Pour ce casier, deux échantillons (Groupe III) proviennent de la région de Béni Khiar et Maamoura.

Le casier 6 correspond aux deux processus de mélange et d'échange ionique. Un seul échantillon se trouve dans ce casier. Cet échantillon (Groupe III) est récupéré de la zone interne de la nappe.

Dans le casier 9, on assiste à un mélange avec les eaux de mer. Dans ce cas d'étude, la majorité des échantillons se trouvent dans les casiers 8 et 9. Ceci indique des réactions de mélange et d'échanges ioniques inverses. Le calcium de la fraction argileuse de l'aquifère est échangé avec le sodium de l'eau provoquant ainsi une augmentation du calcium et une réduction du sodium dans l'eau de la nappe. Ceci est vrai pour les échantillons (Groupes I et II) du casier 8 et du casier 9 qui se situent au-dessous de la ligne de mixage conservatif. Un seul échantillon se trouvant dans le casier 9 se situe au-dessus de cette ligne. Cet échantillon est récupéré de la nappe profonde du Miocène qui est constitué par des dépôts marins [10]. Donc, dans ce cas, la salinité élevée enregistrée est probablement liée à la nature lithologique du réservoir.

Le deuxième moyen d'interprétation utilisé dans cette étude est constitué par les diagrammes croisés des concentrations des éléments majeurs avec l'ion chlore (Fig.12). Ce dernier, comme élément conservé, ne participe pas aux interactions eau-roche et caractérise l'origine de la salinité des eaux constituant un traceur de mélange [29]. La figure 12 montre la relation entre les chlorures et les éléments majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ et SO_4^{2-}) des points d'eau prélevés dans les différentes zones de la région d'étude. La disposition des différents points par rapport à la ligne de mélange eau douce-eau salée peut être de grande utilité pour identifier d'autres phénomènes qui sont annexés au processus de mélange.

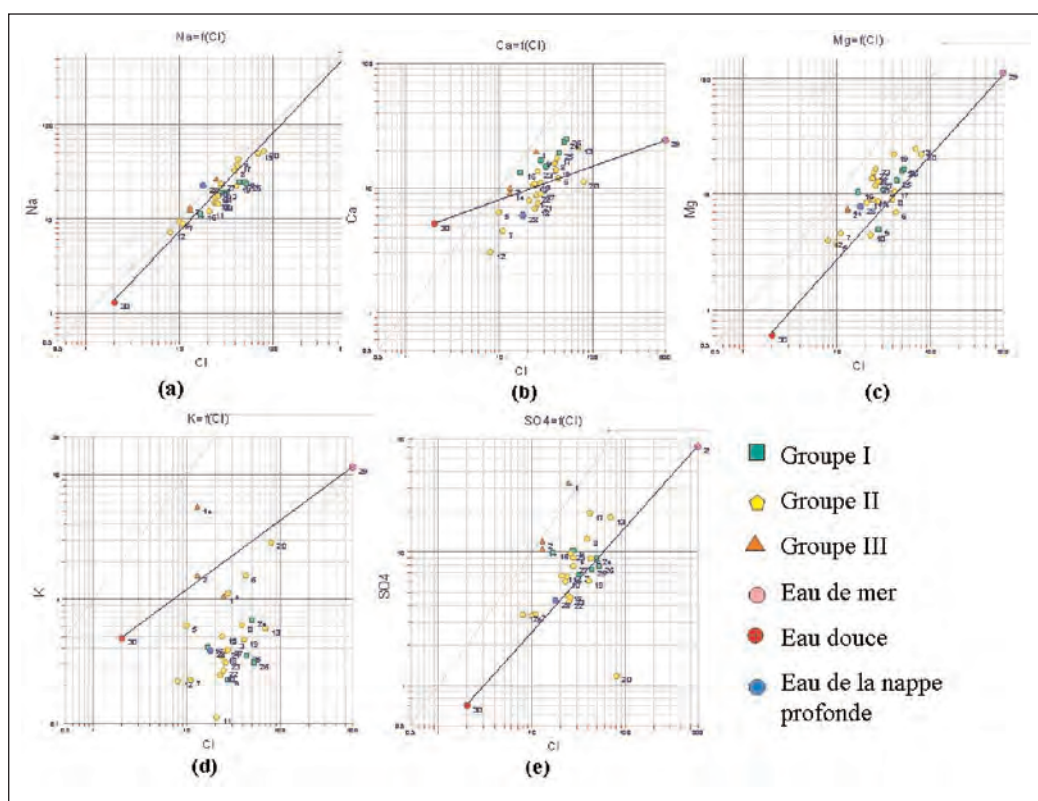


Figure 12 : Relation entre Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} et le Cl^- des eaux souterraines et de l'eau de mer

La relation entre Na^+ et Cl^- (Fig.12a) montre que les points du groupe III se trouvent sur la droite de mélange indiquant la présence du processus de mélange eau douce - eau salée sans réactions d'échanges ioniques. Les points des groupes I et II se situent au-dessous de la droite de mélange eau douce - eau salée indiquant un appauvrissement en sodium [8]. Ces eaux sont contrôlées surtout par des réactions d'échange cationique. Etant donné que la teneur en Na^+ devrait équilibrer la teneur en Cl^- (Fig.12b), le déficit en Na^+ est expliqué par le phénomène d'échange ionique inverse entre l'eau et l'aquifère et se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^{2+} [8]. Les diagrammes Ca^{2+} - Cl^- (Fig.12b) et Mg^{2+} et Cl^- (Fig.12c) illustrent bien ceci en montrant que les points sont souvent au-dessus de la droite de mélange eau douce - eau salée ou bien sur celle-ci. Les points se trouvant sous la droite de

mélange sont caractérisés par l'appauvrissement de Mg^{2+} . Ceci est expliqué surtout par le phénomène d'interaction eau - roche comme la dolomitisation. La relation entre K^+ et Cl^- (Fig.12d) souligne que la majorité des points se trouve au-dessous de la droite de mélange à l'exception de quelques points qui se rapprochent de cette droite montrant que l'origine la plus probable est plutôt marine. Le graphique SO_4^{2-} et Cl^- (Fig.12e) montre que la majorité des points se trouve en dessous de la droite de mélange eau douce - eau salée à l'exception de quelques points. Les sulfates proviennent de l'infiltration des eaux d'irrigation et de pluies chargées en sels et en fertilisants. Dans le cas où l'origine du sel serait marine, des processus de réduction des sulfates devraient exister [8].

Le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} augmente en fonction de la proportion d'eau de mer introduite dans le mélange [29, 30]. L'enrichissement en magnésium et l'appauvrissement en calcium sont dus essentiellement aux réactions d'échange ionique, caractéristiques des mouvements de mélange eau douce - eau de mer.

Le rapport SO_4^{2-}/Cl^- (en méq/l) diminue lorsque la proportion d'eau de mer (représentée par la quantité de chlorures en méq/l) augmente dans le mélange eau douce - eau de mer [27, 30, 31]. Les plus fortes valeurs du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} et les plus faibles valeurs du rapport SO_4^{2-}/Cl^- caractérisent les eaux des zones côtières et celles des régions de Diar El Hajje et de Garaet Sassi, vérifiant ainsi l'origine marine des eaux (fig.13)

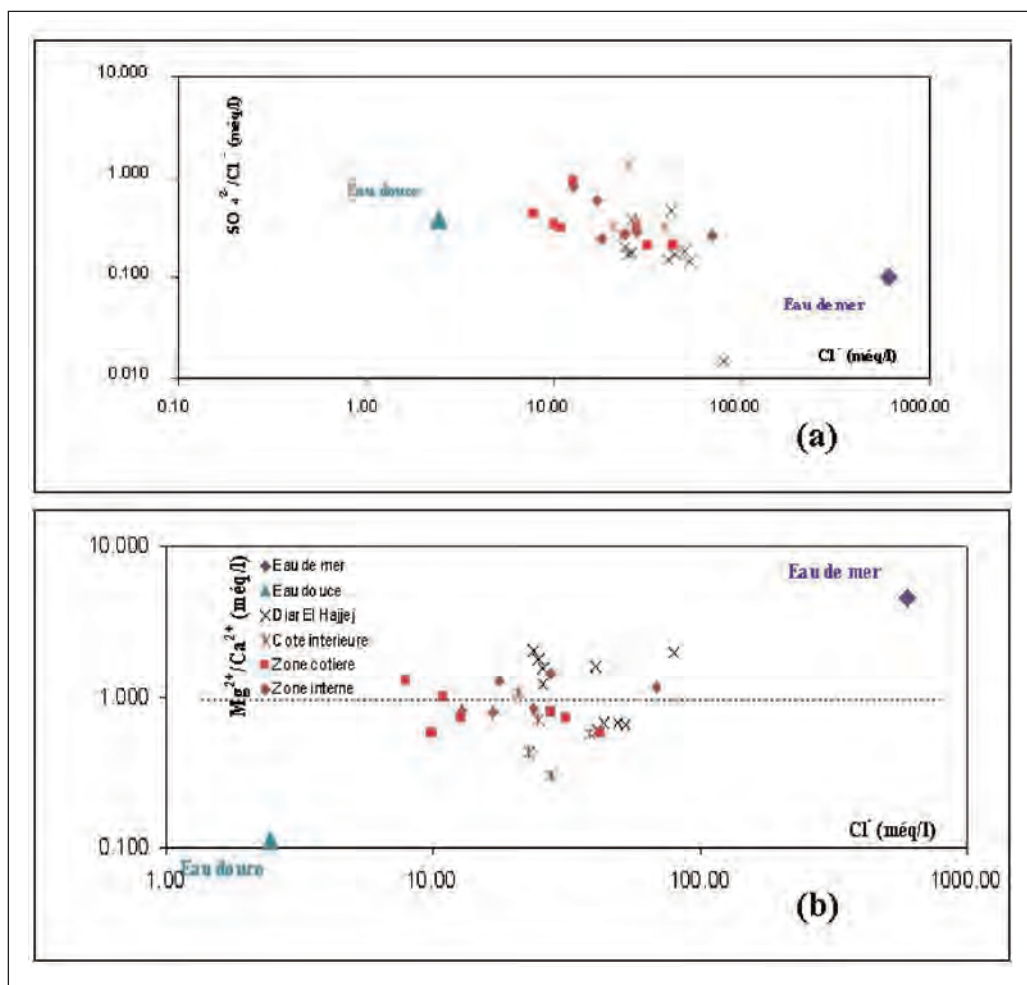


Figure 13 : Variation des rapports SO_4^{2-}/Cl^- (a) et Mg^{2+}/Ca^{2+} (b) en fonction des teneurs en chlorures (méq/l)

Dans la région de Diar El Hajjej existent des points où les valeurs du rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ sont faibles (entre 0.148 et 0.182) et les valeurs du rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ sont plus ou moins faibles (entre 0.668 et 0.681). Ceci est dû à leur enrichissement en ion calcium, qui a pour origine l'échange cationique inverse entre l'eau de le substratum marneux [30]. Des points, situés sur la côte, présentent des valeurs du rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ et du rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ très proches. Ces points se trouvent au pied des dunes consolidées post-tyrrhéniennes. La nappe à ce niveau est alimentée par les eaux météoriques [10].

CONCLUSION

La nappe de Korba montre de fortes valeurs de TDS au niveau de toute la région surtout dans les zones côtières, celles de Diar El Hajjej, de Garaet Sassi et de Tazerka-Korba. Les fortes valeurs du TDS sont dues probablement à une contamination par les eaux de mer. Cette hypothèse est justifiée par des valeurs piézométriques négatives, par de fortes concentrations en chlorures et la présence de réactions d'échange cationique inverse, qui sont caractéristiques des mouvements de mélange des eaux de mer avec les eaux douces. Il existe des échantillons de la zone côtière qui sont caractérisées par de faibles salinités et par de faibles concentrations en chlorures. Ces faibles valeurs sont dues à l'infiltration des eaux météoriques au niveau du cordon dunaire consolidé post-tyrrhénien [10] et à la présence de couches argileuses jouant le rôle de barrière contre l'intrusion de l'eau de mer. Dans les différents diagrammes, on observe la tendance des échantillons des groupes I et II de s'approcher d'une composition d'eau marine, ce qui donne un argument supplémentaire en faveur de la présence d'une zone d'intrusion marine au niveau de la zone côtière des régions de Diar El Hajjej, de Garaet Sassi et de Tazerka-Korba.

Le phénomène d'intrusion marine est accompagné par d'autres processus qui modifient l'hydrochimie des eaux contaminées par les eaux marines. Le processus le plus remarquable est celui de l'échange cationique inverse qui se fait entre les argiles et les eaux souterraines. Cet échange consiste en la libération du Ca^{2+} et l'adsorption de Na^+ .

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN D.M & SUCHY M. 2001. Results of the Groundwater Geochemistry Study on Saturna Island, British Columbia. Rapport final préparé pour: Islands Trust Victoria, B.C. Earths Sciences Simon Fraser University. 119p. [1]
- BEN SALEM H. 1997. Carte Géologique de la Tunisie à 1/50.000, Carte n° 22 de Menzel Bou Zalfa. Publiée par le Service Géologique de Tunisie (Office National des Mines. [2]
- BEN SALEM H. 1998. Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie à 1/50.000 Menzel Bou Zalfa Feuille n° 22. 36p. [3]
- CHAKROUN A., ZAGHBIB-TURKI D., MOIGNE A.M. & DE LUMLEY H. 2005 : Découverte d'une faune de mammifères du Pléistocène supérieur dans la grotte d'El Geffel (Cap-Bon, Tunisie). *C.R. Palevol*. 4: 317-325. [4]
- DEMIREL Z. 2004. The history and evaluation of saltwater intrusion into a coastal aquifer in Mersin, Turkey. *Journal of Environmental Management*, 70: 275-282. [5]
- DGRE. 1995. Annuaire d'exploitation des nappes phréatiques. [6]
- DAMAK-DERBEL F., ZAGHBIB-TURKI D. & YAÏCH C. 1991. Le Pliocène marin du Cap-Bon (Tunisie) : Exemple de dépôts gravitaires. *Géologie Méditerranéenne*, XVIII, 4 : 189-198. [7]
- EL ACHHEB A., MANIA J. & MUDRY J. 2003. Mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc Occidental). Approche par des traceurs hydro-géochimiques. IGME. Madrid. ISBN. 84-7840-470-8. [8]
- EL MANSOURI B., LOUKILI Y. & ESSELAOUI D. 2003. Mise en évidence et étude du phénomène de l'upconing dans la nappe côtière du Rharb (NW du Maroc). IGME. Madrid. ISBN. 84-7840-470-8. [9]
- ENNABLI M. 1980. Etude hydrogéologique des aquifères du Nord-Est de la Tunisie pour une gestion intégrée des ressources en eau. Thèse présentée à l'Université de Nice, France. 215p. [10]

- FARBER E., VENGOSH A., GAVRIELI I., MARIE A., BULLEN T.D., MAYER B., HOLTZMAN R., SEGAL M. & SHAVIT U. 2004. The origin and mechanisms of salinization of the Lower Jordan River. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 68, 9: 1989-2006, [11]
- FREEZE R.A. & CHERRY J.A. 1979. Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. 604p. [12]
- GAALOUL N., ALEXANDER H. & CHENG D. 2003. Hydrogeological and hydrochemical investigation of Coastal Aquifers in Tunisia-Crisis in overexploitation and salinization. Second International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers-Monitoring, Modeling and Management. Merida, Mexico, March 30-April 2, 2003. 13p. [13]
- GEMAIL K., SAMIR A., OELSNER C., MOUSA S. E. & IBRAHIM S. 2004. Study of saltwater intrusion using 1D, 2D and 3D resistivity surveys in the coastal depressions at the eastern part of Matruh area, Egypt. *EAGE, Near Surface Geophysics*, 2 : 103-109. [14]
- GRASSI S. & CORTECCI G. 2004: Hydrogeology and geochemistry of the multilayered confined aquifer of the Pisa plain (Tuscany - central Italy). *Applied Geochemistry*, 20: 41-54. [15]
- GÜLER C., THYNE G.D., McCRAE J.E. & TURNER A.K. 2002: Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10: 455-474. [16]
- HUDAK P. F 2000: Sulfate and chloride concentrations in Texas aquifers. *Journal of Environment International*, 26: 55-61. [17]
- KAFRI U. & ARAD A. 1979: Current Subsurface intrusion of Mediterranean seawater. A possible source of groundwater salinity in the rift valley system, Israel. *Journal of Hydrology*, 44 : 267-287. [18]
- LEBBE L., WALRAEVENS K., VAN BURM P & DE BREUCK W. 1989. L'évolution de la distribution des eaux douces et salées dans la nappe libre de la plaine maritime aux environs de la frontière belgo-française. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CIX : 55-65. [19]
- MARTOS F.S., BOSCH P.A., SANCHEZ L.M. & VALLEJOS-IZQUIERDO A 2001: Identification of the origin of salinization in groundwater using minor ions Lower Andarax, Southeast Spain. *The Science of the Total Environment*, 297: 43-58. [20]
- OLOBANIYI S.B. & OWOYEMI F.B.: Characterization by factor analysis of the chemical facies of groundwater in the deltaic plain sands aquifer of Warri, Western Niger Delta, Nigeria. *African Journal of Science and Technology (AJST). Science and Engineering Series*, 7, 1: 73 - 81. [21]
- OZER A., PSKOFFP R., SANLAVILLE P. & ULZEGA A. 1980 : Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 291: 801-804. [22]
- PAINE J.G. 2003. Determining salinization extent. Identifying salinity sources and estimating chloride mass using surface borehole and airborne electromagnetic induction methods: *Water Resources Research*, 3, 3: 31-310. [23]
- PANICONI C., KHLAIFI I., GIUDITTA L., GIACOMELLI A. & TARHOUNI J. 2001. Modeling and analysis of Seawater Intrusion in the coastal aquifer of Eastern Cap-Bon, Tunisia. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 3-28. [24]
- PETELAS C.P. & DIAMANTIS I.B. 1999. Origin and distribution of saline groundwater in the Upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northern Greece, *Hydrogeol.* 7, 3: 305-316. [25]
- PULIDO-LE BOEUF P. 2004: Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Appl. Geochem.* (2004) (Article in press). [26]
- PULIDO-LE BOEUF P., PULIDO-BOSCH A., CALVACHE M.L., VALLEJOS A. & ANDREU J.M. 2003. Strontium, SO_4^{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. Geosciences*, 335: 1039-1048. [27]
- SPECHLER R.M. 1994. Saltwater intrusion and quality of water in Floridian aquifer system, Northeastern Florida: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 92-4174, 76 p. [28]
- TELLAM J.H. 1995. Hydrochemistry of the saline groundwaters of the lower Mersey Basin Permo-Triassic sandstone aquifer, UK. *Journal of Hydrology*. 45-84. [29]
- TRABELSI R., ZAÏRI M., SMIDA H. & BEN DHIA H. 2005. Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 337 : 515-524. [30]
- VENGOSH A. & ROSENTHAL E. 1994. Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country, *Journal of Hydrology* (Amsterdam) 156, 1-4: 389-430. [31]
- WILSON S.R., INGHAM M. & Mc CONCHIE J.A 2006: The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *Journal of hydrology*, 316: 301-312. [32]

