RSE

ORIGINE DE LA SALINITÉ DES EAUX DU BASSIN CHOUGAFIYA (TUNISIE)

Origin of the groundwater mineralization in the Chougafiya basin

Intissar FARID[1], Kamel ZOUARI[1] et Abderrahmen Kallali[2]*

[1]Laboratoire de Radio-Analyse et Environnement de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax,
B.P. 1173, 3038 Sfax, Tunisie
[2]Arrondissement des Ressources en Eau de Kairouan, Commissariat Régional du Développement Agricole,
Cité Layouni, 3100 Kairouan, Tunisie

Reçu le 27 mars 2012, accepté le 10 octobre 2012

RÉSUMÉ

L'exploitation intensive des ressources en eaux souterraines du bassin Chougafiya a largement influencé le fonctionnement hydrodynamique de la nappe phréatique. Elle a provoqué une inversion du gradient hydraulique et une invasion des eaux minéralisées en provenance de la nappe du Sabkhas El Batten. Afin de mettre en évidence l'effet de cette intrusion salée sur l'hydrodynamisme de la nappe phréatique, une étude multidisciplinaire basée sur les méthodes de l'hydrogéologie et la géochimie a été menée.

L'étude hydrochimique a montré que le faciès des eaux évolue entre un pôle chloruré sulfaté calcique et chloruré sodique. Les principaux phénomènes géochimiques intervenant dans l'acquisition de la charge saline sont liés à l'interaction eau-roche (dissolution des minéraux évaporitiques) et à l'échange cationique. Cependant, la composition chimique des eaux minéralisées situées dans les parties centrale et méridionale du bassin d'étude est nettement influencée par un processus de mélange avec l'eau de la nappe du Sabkhas.

Le traçage naturel des eaux au moyen des isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) a permis d'identifier des eaux d'origine météorique et à caractère non évaporé, tandis que les eaux à caractère évaporé s'alignent selon une droite de mélange avec l'eau souterraine de la Sabkhas. L'évolution des teneurs en ^{3}H et ^{14}C témoigne d'une forte contribution des eaux récentes à la recharge de la nappe phréatique dans les secteurs nord et ouest, alors que les faibles activités enregistrées au centre et à l'est de la plaine reflètent la présence d'une lithologie peu perméable. L'étude des isotopes du carbone a permis de comprendre le schéma du fonctionnement de la nappe étudiée et d'estimer le temps de séjour des eaux. D'ailleurs, les âges calculés varient de l'actuel jusqu'à 7 814 ans BP. L'enrichissement isotopique en carbone-13 qui apparaît au fil de l'écoulement est révélateur de phénomènes d'échanges isotopiques avec la matrice carbonatée de l'aquifère.

Mots clés: Bassin Chougafiya, nappe phréatique, Sabkhas, dissolution, mélange, isotopie, salinisation, recharge.

[*]Auteur pour correspondance :
Téléphone : +216 21 562 407
Télécopieur : +216 74 275 595
Courriel : intissarfarid@yahoo.fr

ABSTRACT

Intensive pumping of groundwater resources in the Chougafiya basin in Tunisia has largely influenced the hydrodynamic function of the shallow aquifer. It has resulted in a low hydraulic head and salt water intrusion from Sabkhas el Batten. In order to highlight the influence of salinization on the groundwater quality of the shallow aquifer, a multidisciplinary study based on hydrogeology and geochemistry methods was carried out.

The hydrochemical study showed two chemical facies. The Cl-SO_4-Ca water type characterizes groundwaters located in the western part of the study area whereas the Cl-Na water type is found in other parts. The principal geochemical processes contributing to groundwater mineralization are related to the water-rock interaction (dissolution of halite and sulfate minerals) and cation exchange reactions. However, the chemical composition of the brackish groundwaters located in the central and southern parts of the basin is clearly influenced by mixing process with Sabkhas salt water.

Stable isotope studies (^{18}O, ^{2}H) indicated a large contribution from recent precipitation to the recharge of the shallow aquifer, whereas enriched values measured in groundwater from the southern and central parts are related to the mixing process with the Sabkhas salt intrusion. Data on the radiogenic (^{3}H, ^{14}C) isotopes provided insight into the presence of significant contemporaneous recharge in the western and northern areas, whereas low activities were recorded in the central, southern and eastern parts of the basin, reflecting the presence of low transmissivity in these zones. The study of the carbon isotopes made it possible to estimate the water residence time. The mean ages confirmed a modern recharge from upstream with ages of less than 2 ka BP, and indicated the presence of relatively old waters in the other parts of the aquifer (up to 5 ka BP). The carbon-13 enrichment revealed isotopic exchange processes with the carbonate matrix of the aquifer.

Key words: Chougafiya basin, shallow aquifer, Sabkhas, chemistry, mixing, isotopes, salinization, recharge.

1. INTRODUCTION

En zone semi-aride, la pérennité des ressources en eaux souterraines est généralement tributaire des facteurs climatiques et anthropiques. En fait, l'accroissement démographique, l'extension des superficies irriguées et les changements climatiques ont extrêmement augmenté la demande des ressources en eau. Cette situation a exigé de nouvelles approches pour la planification et la gestion de l'eau (MA *et al.*, 2009).

La nappe phréatique du bassin Chougafiya, appartenant au centre tunisien, est un exemple de nappe soumise à des contraintes anthropiques et climatiques sévères (AMRHEIN, 1981; FARID, 2007). Cette nappe se trouve depuis une trentaine d'années sous l'influence d'une forte anthropisation : surexploitation des ressources pour satisfaire la demande accrue pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable, limitation des apports par construction des ouvrages collinaires en amont du bassin. Cet état, associé à la sécheresse, a provoqué une forte baisse du niveau piézométrique et une intrusion des eaux fortement minéralisées à partir de la nappe adjacente d'une Sabkhas continentale, localement appelée « Sabkhas El Batten ».

L'identification des sources de salinité et de recharge devient dans ce cas essentielle pour développer des plans de gestion de la ressource en eau dans le contexte de la variabilité du climat (SCANLON *et al.*, 2006). Les isotopes de l'eau combinés avec la chimie peuvent fournir des traceurs initiaux utiles pour la recharge d'eaux souterraines dans un système aquifère à l'échelle locale et régionale (EDMUNDS et TYLER 2002). Ils fournissent des informations fondamentales outre que l'hydrogéologie de base. De ce fait, ces nouvelles techniques sont utilisées pour aborder certains problèmes, à savoir : la reconnaissance de l'origine, l'âge des masses d'eau et l'histoire de leur mouvement en surface et en profondeur, l'estimation du temps de résidence des eaux, la localisation des zones de recharge et de décharge, la mise en évidence des mélanges entre les masses d'eau et la détermination de l'origine de la minéralisation (IAEA, 1981).

À l'échelle du bassin d'étude, l'évaluation de la qualité et l'origine des eaux face aux différentes contraintes restent des questions pour lesquelles ce travail se propose d'apporter quelques réponses susceptibles d'aider par la suite les organismes en charge de la gestion des ressources en eau. En se basant sur les méthodes hydrogéologiques et géochimiques, cette étude vise à (i) mettre en évidence les processus de salinization des eaux souterraines, (ii) identifier les aires de recharge, et (iii) estimer le temps de séjour des eaux de la nappe phréatique du bassin Chougafiya.

2. CADRE GÉNÉRAL

La plaine de Chougafiya (39G 57' – 40G 00' N, 8G 32' – 8G 55' E) est située à 20 km à l'ouest de la ville de Kairouan en Tunisie centrale. Elle couvre une superficie totale de 350 km². Elle est caractérisée par un climat semi-aride avec une pluviosité moyenne annuelle de 302,5 mm, une évaporation annuelle de 1 736,8 mm et une température moyenne annuelle de 19 °C. Le climat de la région est marqué par une forte irrégularité des précipitations, une forte évaporation et un déficit hydrique important. De ce fait, l'alimentation du

bassin est très variable dans le temps et dans l'espace. Elle est principalement due à l'infiltration des eaux des cours d'eau temporaires.

D'un point de vue morphologique, la zone est limitée par les affleurements tertiaires au nord-ouest (les grès du synclinal Bou Mourra) et au nord-est (grès de la région Siouf), les collines d'El Gountasse au sud, les calcaires éocènes des anticlinaux du J. Es Sfeia, J. Merabtiha et J. El Hagaf à l'ouest, les affleurements du J. Batten, la dépression El Haria et Sabkhas El Batten à l'est (Figure 1).

La géologie régionale montre que les terrains reconnus dans la plaine s'étendent du Trias jusqu'au Quaternaire, avec toutefois absence d'affleurements jurassiques en surface (Figure 1). Les structures de la zone d'étude sont le résultat de plusieurs mouvements tectoniques qui ont caractérisé la Tunisie centrale au cours de l'histoire géologique (ABBES, 2004; CASTANY, 1952; RIGANE, 1991). On peut distinguer deux grands domaines structuraux (ABBES, 2004). Le premier domaine comprend les structures de l'Atlas Tunisien central dont les anticlinaux sont pour la plupart orientées NE-SO. Il s'agit des plis souvent coffrés à cœur crétacé (J. Bou Hajar, J. Ouechtatia, J. Bou Dabbous et J. Halfa) ou éocène (J. Chakeur et J. Ouesselat) et séparés par de vastes synclinaux (Chérichira, Jeloula et Bou Mourra) à matériel tertiaire. Le deuxième domaine comporte les structures de l'axe nord-sud (J. Batten, J. Merabtiha et J. Dkhila) qui représente un élément orographique important dans le schéma paléogéographique de l'Afrique du Nord, limitant les structures de l'Atlas Tunisien central à l'ouest, des plaines du Sahel à l'est (ABBES, 2004). Les structures du bassin d'étude sont caractérisées par une évolution géodynamique contrôlée par les accidents profonds du substratum, dont la plus remarquable est la faille de Kairouan qui limite le bassin à l'est (ABBES, 2004).

Les études hydrogéologiques (AMRHEIN, 1981; FARID, 2007) montrent qu'il s'agit d'une plaine alluviale couverte par le remplissage quaternaire qui constitue le principal aquifère dans la zone. Cette formation est composée de dépôts alluvionnaires très hétérogènes qui reposent en discordance sur les formations marneuses de l'Eocène supérieur. L'épaisseur de la formation Quaternaire est très variable d'une zone à l'autre. Elle est de 15 m dans les zones de bordure occidentale du bassin (piémont du J. Merabtiha) et elle atteint plus que 130 m en passant vers Sabkhas el Batten. En outre, cette formation présente une variation latérale du faciès et des changements lithologiques considérables. En effet, l'aquifère superficiel montre une lithologie grossière formée par des alternances de conglomérats, graviers, sable argileux et galets, renfermés dans une matrice argileuse dans les partie nord et ouest de l'aquifère, et une sédimentation de texture fine formée par des argiles, des argiles sableuses et limoneuses et des sables argileux dans le reste de la plaine. D'ailleurs, la transmissivité moyenne diminue progressivement de l'ouest (3,16 10^{-4} $m^2 \bullet s^{-1}$) vers l'est du bassin (0,8 10^{-4} $m^2 \bullet s^{-1}$) (AMRHEIN, 1981).

Le bassin de Chougafiya dispose d'autres formations aquifères de faible importance et d'extensions locales très limitées. La nappe du Crétacé supérieur est contenue dans les calcaires fissurés qui affleurent au piémont du J. Ruissate tandis que la nappe Mio-pliocène est logée dans les sables continentaux au piémont des collines d'El Gountasse. Ces aquifères, qui ont épousé les structures tectoniques, sont caractérisés par une variation de lithologie et d'épaisseur (AMRHEIN, 1981; FARID, 2007).

De plus, vers l'est de la zone étudiée, Sabkhas El Batten, couvrant une surface de 30 km^2, représente une dépression continentale résultante d'un ancien bassin endoréique qui est installé dans une gouttière synclinale à tendance subsidente et remplie au cours du Quaternaire (AMRHEIN, 1981). Elle renferme une nappe captive hypersalée (salinité dépasse 90 $g \bullet L^{-1}$ en matière dissoute totale (MDT)) et de faible profondeur (entre 10 et 24 m). Cet aquifère est logé dans les alluvions argileux et des dépôts éoliens formés par des argiles fines sableuses, des limons fins argileux et sableux, des silts argileux, des sables argileux alternant avec des couches riches en gypse et en sels de sodium, calcium et magnésium (AMRHEIN, 1981). Actuellement, la Sabkhas est presque totalement remplie par les alluvions récentes et ne déborde qu'après les fortes crues.

Selon AMRHEIN (1981), les eaux de la Sabkhas ont été rechargées par les eaux de pluie au cours du Quaternaire. La forte salinité pourrait être expliquée par un enrichissement par évaporation au cours d'une période aride de l'Holocène. L'évolution de la Sabkhas est complexe, elle dépend des conditions climatiques, hydrologiques et hydrogéologiques.

La carte piézométrique établie en mars 2010 (Figure 2), montre que l'écoulement de la nappe phréatique est généralement NO-SE dans les secteurs nord et ouest de la plaine. En effet, les courbes isopièzes s'alignent selon une direction atlasique NE-SO en liaison avec la topographie du bassin. Cette carte révèle des altitudes piézométriques variant de 14 et 168 m. Les valeurs les plus élevées se trouvent à l'ouest et au nord du bassin (zones de recharge), elles diminuent progressivement en allant vers le sud-est. Cependant, dans la partie centrale et méridionale du bassin, la baisse très importante du niveau piézométrique, créée suite à la forte exploitation de la nappe, a engendré l'inversion du sens d'écoulement naturel et l'apparition de deux dépressions piézométriques dans les régions Bled Sidi Mahmoud et Sidi ABDALLAH, où les niveaux piézométriques sont inférieurs à 20 et 15 m respectivement.

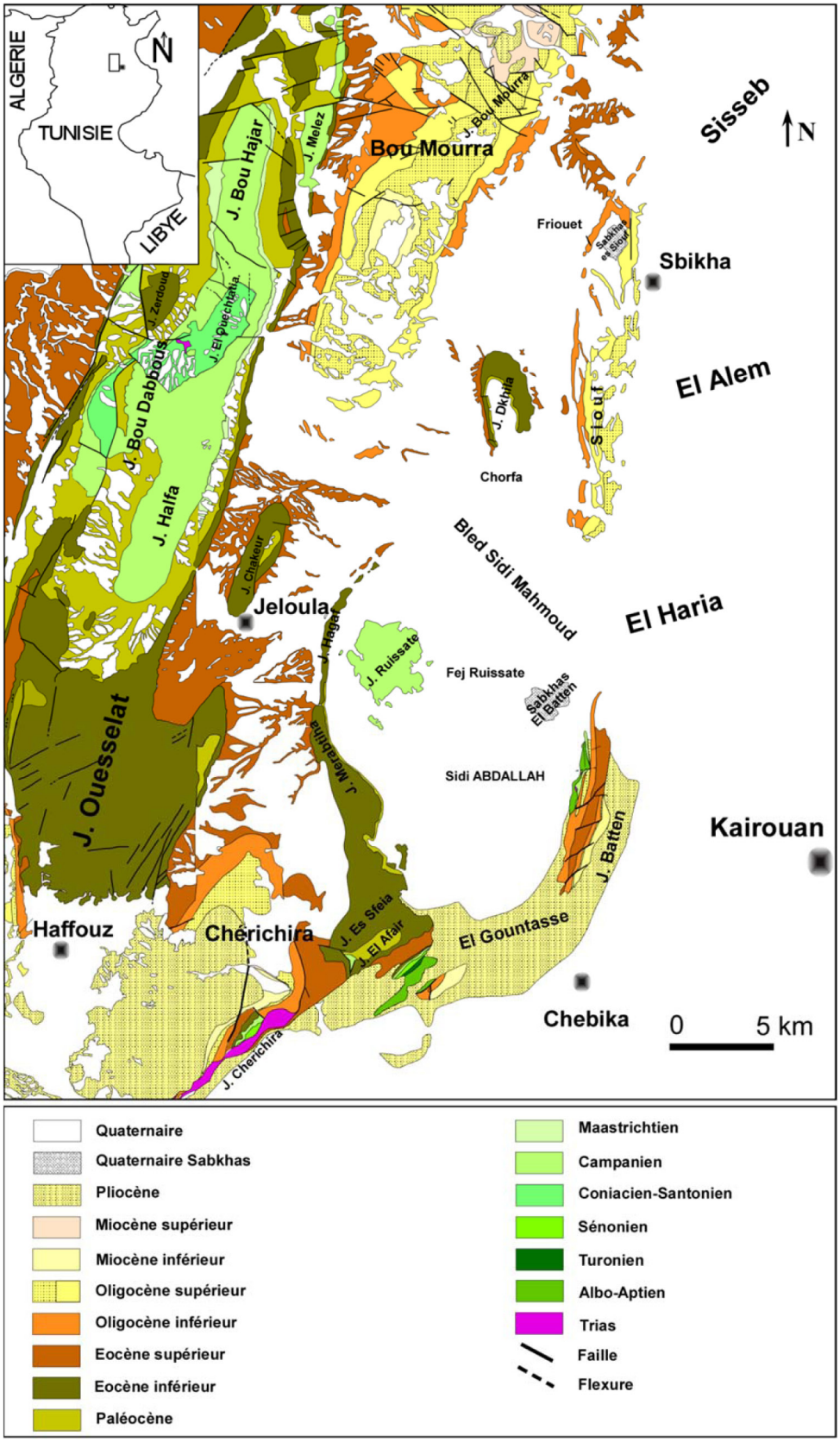


Figure 1. **Carte géologique de la région d'étude.**
Geological map of the study area.

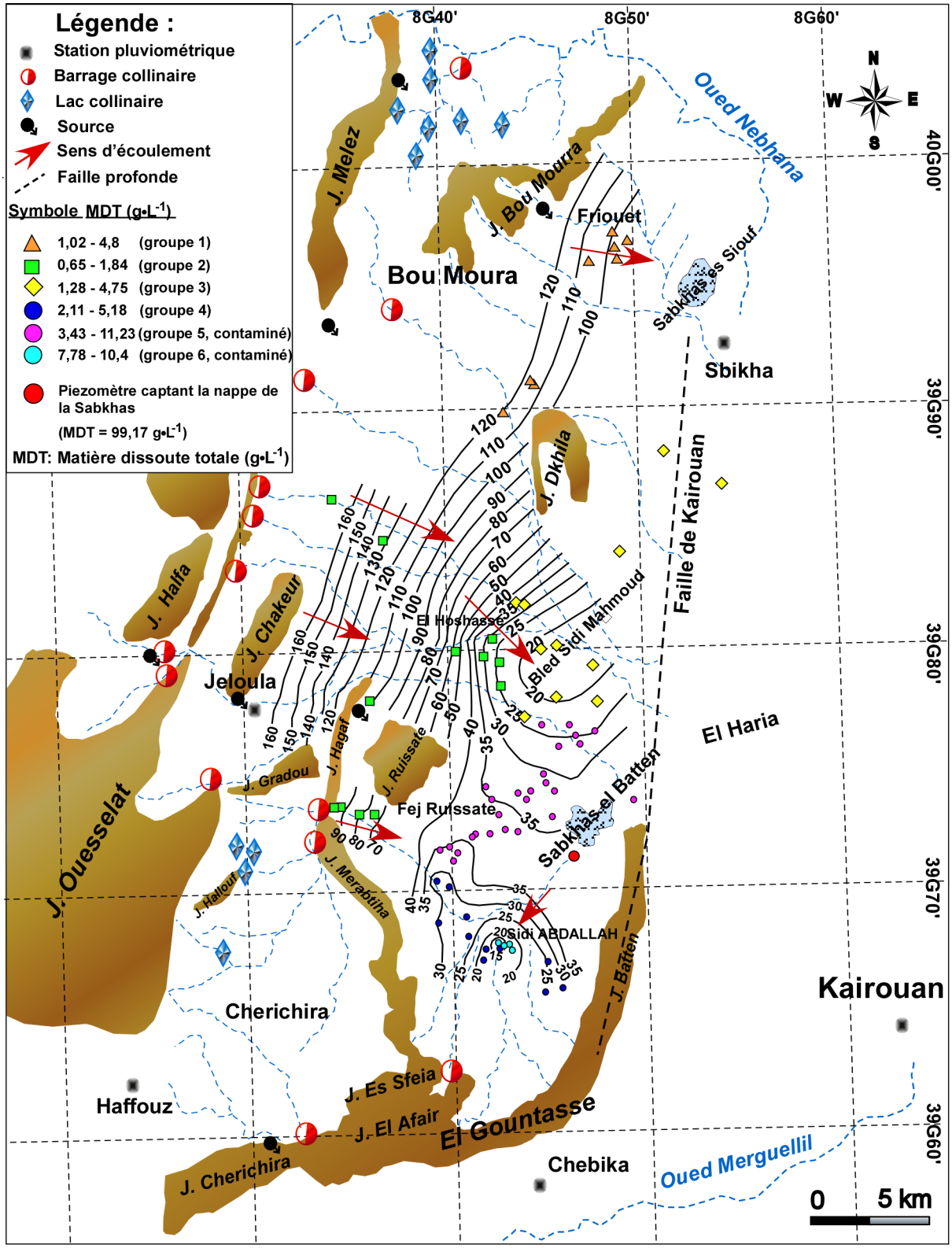


Figure 2. Carte piézométrique de la nappe phréatique montrant les puits échantillonnés
Piezometric map of the shallow aquifer showing sampled well network.

En fait, ce nouveau régime d'écoulement a facilité la migration des eaux hypersalées de la nappe de Sabkhas el Batten et une contamination progressive des eaux phréatiques. Vers l'est, le gradient hydraulique est faible. Ceci est favorisé par la faille profonde de Kairouan, qui a joué le rôle d'une barrière pour la circulation des eaux souterraines (AMRHEIN, 1981).

3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Un total de 74 échantillons a été prélevé à partir de 73 puits de surface captant la nappe phréatique et un piézomètre captant la nappe du Sabkhas pendant les années 2007, 2008, 2009 et 2010. Les eaux prélevées ont fait l'objet d'une analyse chimique du résidu sec et des éléments majeurs par chromatographie en phase liquide (Ca^{2+}, Na^{+}, Mg^{2+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-} et NO_3^{-}). Les analyses isotopiques (l'oxygène-18 et le deutérium) ont été réalisées par un spectromètre Laser LGR (PENNA *et al.*, 2010). Les valeurs sont exprimées en δ (‰) par rapport au standard international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) qui représente la composition moyenne des eaux océaniques.

Vingt-deux (22) échantillons ont fait l'objet d'analyse du contenu en tritium (^3H). Les teneurs en ^3H ont été mesurées par compteur à scintillation liquide suite à un enrichissement par électrolyse des échantillons d'eau (TAYLOR, 1976). Ces teneurs s'expriment en unité de tritium (UT).

Vingt-six (26) échantillons ont fait l'objet d'analyse du carbone-14 (^{14}C). Les activités en ^{14}C ont été mesurées par scintillation liquide sur des précipités de carbonates de baryum préparés sur le terrain (HAYNES et HAAS, 1980). Ces activités s'expriment en % de carbone moderne (pcm) (STUIVER et POLACH 1977).

L'ensemble des analyses chimiques et isotopiques (^{18}O, ^2H, ^3H et ^{14}C) ont été effectuées au laboratoire de Radio–Analyses et Environnement de l'École Nationale d'Ingénieur de Sfax, Tunisie.

Les teneurs isotopiques en carbone-13 (^{13}C) ont été réalisées sur 21 échantillons au Laboratoire d'Hydrologie Isotopique de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) à Vienne, Autriche et le Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, France. Les incertitudes analytiques sur les mesures sont de ± 0,2 ‰ pour l'oxygène-18 et le carbone-13, ± 0,3 ‰ pour le tritium et de ± 2 ‰ pour le deutérium.

4. RÉSULTATS ET DISCUSSION

4.1 Salinité et faciès chimique

Les valeurs de la salinité oscillent entre 0,65 et 11,23 g•L^{-1} en matière dissoute totale (MDT) (Tableau 1). Les faibles valeurs sont enregistrées dans la région El Hoshasse (Figure 2) et semblent être liées à une infiltration rapide des eaux pluviales à travers le remplissage quaternaire caractérisé par une bonne perméabilité dans cette zone. Cependant, les fortes valeurs sont rencontrées au sud (région Sidi ABDALLAH) et au centre du bassin. Elles suggèrent une influence par un processus de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkhas (99,17 g•L^{-1} en MDT) suite à l'inversion du gradient hydraulique dans ces zones, comme en témoigne la carte piézométrique (Figure 2). Ainsi, pour comprendre les liens entre les processus géochimiques et hydrologiques intervenant dans les eaux de l'aquifère étudié, les échantillons ont été regroupés selon les secteurs géographiques et les valeurs de la salinité. Le groupe 1 est formé par les points situés dans la partie nord du bassin et caractérisés par des salinités comprises entre 1,02 et 4,8 g•L^{-1} en MDT. Le groupe 2 est formé par les points situés dans la partie ouest, dont la salinité varie de 0,65 à 1,84 g•L^{-1} en MDT. Le groupe 3 est constitué par les points de la partie est (Bled Sidi Mahmoud) et montrant des salinités qui oscillent entre 1,28 et 4,75 g•L^{-1} en MDT. Le groupe 4 est formé par les points de la région ouest et sud-ouest et montre des salinités qui s'échelonnent entre 2,11 et 5,18 g•L^{-1} en MDT. Le groupe 5 englobe les eaux de partie centrale caractérisées par des salinités élevées variant entre 3,43 et 11,23 g•L^{-1} en MDT. Ces eaux sont contaminées par l'intrusion des eaux souterraines de l'aquifère adjacent de la Sabkhas, et le groupe 6, renfermant les eaux de la région Sidi ABDALLAH où la diminution du niveau statique est la plus importante. Ces eaux présentent des salinités autour de 7,78 et 10,4 g•L^{-1} en MDT et montrent une influence significative par le mélange avec les eaux hypersalées de la Sabkhas.

Les résultats des analyses chimiques des eaux échantillonnées sont reportés dans le tableau 1. Les eaux présentent généralement deux types de faciès chimiques : chloruré sulfaté calcique pour les eaux les moins minéralisées de la partie occidentale, et chloruré sodique pour les eaux les plus minéralisées dans le reste du bassin (Figure 3). Cette transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité de cette nappe.

4.2 Origine de la salinité et processus géochimiques

Afin de remonter à l'origine de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique du bassin Chougafiya, une première approche consiste à présenter les relations entre les principaux éléments majeurs (Ca^{2+}, Na^{+}, Mg^{2+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-} et

Tableau 1. **Composition chimique et isotopique des eaux souterraines du bassin Chougafiya**
Table 1. ***Chemical and isotopic composition of groundwater samples in the Chougafiya basin***

Échantillons	Groupes	MDT (mg•L^{-1})	Ca^{2+} (mg•L^{-1})	Mg^{2+} (mg•L^{-1})	Na^{+} (mg•L^{-1})	K^{+} (mg•L^{-1})	HCO_3^{-} (mg•L^{-1})	Cl^{-} (mg•L^{-1})	SO_4^{2-} (mg•L^{-1})	NO_3^{-} (mg•L^{-1})	δ^2H (‰V–SMOW)	$\delta^{18}O$ (‰V–SMOW)	^3H (UT)	Activité ^{14}C (pcm)	$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	Age (Tamers ans BP)
W1	groupe 1	2385	400,6	71,0	253,8	5,3	268,4	612,7	749,1	17,2	-26,59	-4,44				
W2	groupe 1	2394	316,0	52,0	365,9	10,3	300,0	710,0	506,8	90,0				100	-9,53	ACTUEL
W3	groupe 1	3373	388,7	125,4	416,7	14,7	213,5	1007,4	712,0	206,2	-33,38	-4,8				
W4	groupe 1	4139	291,1	240,8	597,4	17,1	298,9	1195,0	1141,8	91,2	-31,3	-4,53				
W5	groupe 1	4795	435,0	249,9	680,2	26,6	408,7	1231,3	1626,4		-27,72	-4,07				
W6	groupe 1	1020	98,5	43,0	163,8	8,3	366,0	187,0	234,6	7,9	-29,70	-4,90				
W7	groupe 1	1220	111,2	56,2	151,9	6,7	356,2	182,4	269,3	8,2	-35,74	-5,5		83,6	-10,82	ACTUEL
W8	groupe 1	3917	450,0	154,1	442,6	19,4	400,0	452,0	1900,0	2,5				81,9	-8,55	ACTUEL
W9	groupe 2	656	106,3	38,0	31,1	3,0	256,2	91,8	121,5	5,1	-31,21	-5,4	2,55	73,9	-10,72	ACTUEL
W10	groupe 2	788	102,3	36,9	68,6	3,1	280,6	121,0	129,6	28,8	-34,81	-5,54				
W11	groupe 2	799	106,4	39,5	72,5	3,1	284,3	116,2	149,4	20,7	-37,09	-6,1				
W12	groupe 2	811	101,0	31,9	105,7	4,8	250,1	167,3	136,5	21,1	-37,29	-6,09				
W13	groupe 2	1018	116,1	47,0	94,1	2,8	305,0	155,0	195,2	23,0	-37,62	-5,73		61,7	-10,29	ACTUEL
W14	groupe 2	1070	188,0	38,2	81,4		244,0	143,5	323,1	14,6	-28,46	-4,52	2,32	100	-10,27	ACTUEL
W15	groupe 2	1265	132,0	37,8	158,3	4,7	256,2	271,2	260,7	37,5	-32,33	-5,48	2,30	100	-11,87	ACTUEL
W16	groupe 2	1279	171,1	30,7	158,4	4,5	281,8	279,3	229,1	40,1	-35,68	-5,72	3,50	100	-8,96	ACTUEL
W17	groupe 2	1282	196,2	60,9	114,7	3,1	341,6	181,9	405,7	8,6	-26,58	-4,31	1,89			
W18	groupe 2	1556	239,0	81,5	164,5		335,5	166,0	705,8	4,9	-25,14	-4,18	2,51	71,7	-11,48	ACTUEL

Tableau 1. **Composition chimique et isotopique des eaux souterraines du bassin Chougafiy (suite).**
Table 1. ***Chemical and isotopic composition of groundwater samples in the Chougafiya basin (cont'd).***

Échantillons	Groupes	MDT ($mg•L^{-1}$)	Ca^{2+} ($mg•L^{-1}$)	Mg^{2+} ($mg•L^{-1}$)	Na^{+} ($mg•L^{-1}$)	K^{+} ($mg•L^{-1}$)	HCO_3^{-} ($mg•L^{-1}$)	Cl^{-} ($mg•L^{-1}$)	SO_4^{2-} ($mg•L^{-1}$)	NO_3^{-} ($mg•L^{-1}$)	δ^2H (‰V–SMOW)	$\delta^{18}O$ (‰V–SMOW)	^3H (UT)	Activité ^{14}C (pcm)	$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	Age (Tamers ans BP)
W19	groupe 2	1646	312,3	40,3	131,6	4,2	288,4	278,2	555,4	15,2	-24,2	-4,15	3,11	63		
W20	groupe 2	1842	304,7	85,3	143,5		262,3	170,4	862,8	4,0	-30,97	-4,65	2,51			
W21	groupe 3	1278	203,2	40,3	175,7	5,3	298,9	394,3	190,6	38,0	-32,65	-4,70		20,8	-7,96	7814
W22	groupe 3	1360	165,8	40,6	215,3	5,9	250,1	381,9	173,3	34,5			1	39	-7,89	2430
W23	groupe 3	1575	238,6	60,3	188,9		312,8	429,3	258,6	24,6	-33,62	-4,37				
W24	groupe 3	1898	223,1	61,4	301,0	7,5	225,7	823,9	125,4	16,3	-28,76	-4,89				
W25	groupe 3	2020	249,3	85,8	258,1		250,1	551,0	425,8	31,1	-29,02	-4,86				
W26	groupe 3	2250	190,9	88,6	355,1		298,9	496,8	671,2	6,0	-30,64	-5,12				
W27	groupe 3	2270	300,9	86,6	303,2		237,9	794,1	436,4	19,2	-28,57	-4,06		86,3	-11,37	ACTUEL
W28	groupe 3	2283	333,6	63,8	301,9		286,7	725,0	474,4	12,6	-31,37	-4,51				
W29	groupe 3	2370	125,2	109,3	477,5	15,2	402,6	424,2	646,1	113,6	-30,20	-4,87	0,36			
W30	groupe 3	2722	273,4	115,3	385,1	13,1	323,3	717,3	720,0	18,9	-30,02	-5,14	1,05	35		
W31	groupe 3	2879	217,7	137,6	443,0	9,6	317,2	718,0	808,4	10,5	-29,75	-5,04		41,2	-9,29	2623
W32	groupe 3	4750	450,8	160,6	924,3		353,8	1020,8	1846,6					27,5	-9,45	5712
W33	groupe 4	2110	145,7	66,3	460,1		280,6	520,6	585,0	90,7	-32,43	-5,15				
W34	groupe 4	2160	171,5	61,5	346,8	7,1	280,6	311,1	842,6	27,7				36,8	-7,9	2793
W35	groupe 4	2562	215,6	96,7	457,0	7,8	250,1	741,8	627,5	23,5	-32,5	-5,33				
W36	groupe 4	2660	208,1	100,0	423,5		298,9	467,7	927,1	22,9	-29,79	-5,06				
W37	groupe 4	2850	239,7	108,9	502,8	14,2	329,4	938,7	596,3	15,5	-33,34	-5,27				
W38	groupe 4	3351	300,6	152,9	479,9	6,3	244,0	1242,8	571,0	24,1	-29,82	-4,56	0,6	48,5	-9,03	663
W39	groupe 4	3410	286,0	149,6	631,2		268,4	976,8	956,2	33,5	-29,1	-4,8				

Tableau 1. **Composition chimique et isotopique des eaux souterraines du bassin Chougafiy (suite).**
Table 1. ***Chemical and isotopic composition of groundwater samples in the Chougafiya basin (cont'd).***

Échantillons	Groupes	MDT ($mg•L^{-1}$)	Ca^{2+} ($mg•L^{-1}$)	Mg^{2+} ($mg•L^{-1}$)	Na^{+} ($mg•L^{-1}$)	K^{+} ($mg•L^{-1}$)	HCO_3^{-} ($mg•L^{-1}$)	Cl^{-} ($mg•L^{-1}$)	SO_4^{2-} ($mg•L^{-1}$)	NO_3^{-} ($mg•L^{-1}$)	δ^2H (‰V–SMOW)	$\delta^{18}O$ (‰V–SMOW)	^3H (UT)	Activité ^{14}C (pcm)	$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	Age (Tamers ans BP)
W40	groupe 4	4108	552,2	182,0	610,3	16,4	207,9	1546,3	935,1	50,5	-32,40	-5,25				
W41	groupe 4	4219	624,4	179,9	658,2		244,0	1550,0	950,0	40,9	-32,43	-5,00				
W42	groupe 4	4299	347,7	168,1	848,6	9,8	231,8	1549,2	890,6	20,0	-33,77	-5,38	0,06	32		
W43	groupe 4	5179	718,4	110,1	889,4		404,3	1349,1	1574,5	18,7	-30,42	-4,09	0,2	50,7	-7,65	258
W44	groupe 5	3431	479,8	120,6	498,9	6,6	292,8	1520,4	239,0		-31,24	-5,33		42	-9,00	5476
W45	groupe 5	3720	329,4	131,6	604,8	17,1	372,1	1161,2	960,2		-30,23	-4,85				
W46	groupe 5	4172	672,5	150,5	510,8	17,5	359,9	1637,1	575,7	35,3	-34,87	-5,42				
W47	groupe 5	4293	442,5	93,1	928,4	3,0	463,6	1661,9	487,3	15,3	-27,69	-5,14		28		
W48	groupe 5	4140	755,9	136,8	545,4	16,5	317,2	1898,2	440,8	27,0	-32,76	-5,33	0,62			
W49	groupe 5	4645	545,3	173,7	727,6	3,7	305,0	1887,2	796,3	19,3	-35,32	-4,95	0			
W50	groupe 5	4680	865,4	171,0	602,9	8,8	297,9	2291,4	356,1	29,9	-32,18	-4,99				
W51	groupe 5	4688	821,1	126,6	741,0	17,4	396,5	2404,3	314,1	24,9	-31,99	-5,35				
W52	groupe 5	4781	757,4	141,9	719,8		408,7	2248,1	312,1	120,5	-31,6	-5,45				
W53	groupe 5	4871	461,4	173,6	822,2		262,3	1832,9	863,0	20,8	-33,38	-5,54	0,4	27,1	-8,73	5760
W54	groupe 5	4999	509,5	147,3	927,8		451,9	2448,2	392,3	20,8	-32,31	-5,3	0,62			
W55	groupe 5	5064	712,4	170,7	857,6	15,0	256,2	2495,7	515,0	15,8	-34,68	-5,59	0,1	32,5	-10,2	6926
W56	groupe 5	5114	981,7	163,4	577,0		237,9	2374,6	509,2	32,4	-31,77	-5,19				
W57	groupe 5	5457	414,0	176,7	1072,5	14,4	311,1	1825,8	1056,5		-30,4	-5,1				
W58	groupe 5	5556	812,7	162,0	808,6	26,6	347,7	2525,1	479,2	126,4	-32,4	-5,03				
W59	groupe 5	5685	516,4	212,8	1008,0		427,0	2484,0	528,5	22,3	-34,32	-5,07				
W60	groupe 5	5964	612,8	199,3	1035,7		329,4	2515,9	548,9	22,2	-29,8	-5,1				

Tableau 1. **Composition chimique et isotopique des eaux souterraines du bassin Chougafiy (suite).**
Table 1. ***Chemical and isotopic composition of groundwater samples in the Chougafiya basin (cont'd).***

Échantillons	Groupes	MDT ($mg•L^{-1}$)	Ca^{2+} ($mg•L^{-1}$)	Mg^{2+} ($mg•L^{-1}$)	Na^{+} ($mg•L^{-1}$)	K^{+} ($mg•L^{-1}$)	HCO_3^{-} ($mg•L^{-1}$)	Cl^{-} ($mg•L^{-1}$)	SO_4^{2-} ($mg•L^{-1}$)	NO_3^{-} ($mg•L^{-1}$)	δ^2H (‰V–SMOW)	$\delta^{18}O$ (‰V–SMOW)	^3H (UT)	Activité ^{14}C (pcm)	$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	Age (Tamers ans BP)
W61	groupe 5	6115	499,8	175,8	1284,4		439,2	2569,4	739,8		-32,6	-5,4				
W62	groupe 5	6155	867,0	211,6	878,1		300,6	2462,2	1035,5	24,6	-34,77	-4,29				
W63	groupe 5	6194	635,0	213,7	1150,0	21,1	317,2	2600,0	1000,0	22,5	-29,74	-5,40				
W64	groupe 5	6424	1104,3	247,6	834,8		397,7	2836,8	821,6	37,7	-34,46	-5,41	0,07	17		
W65	groupe 5	6505	947,0	216,5	1094,5		451,4	2982,8	641,0	24,4	-31,86	-5,6				
W66	groupe 5	7389	414,0	204,6	1571,7		503,9	3174,2	820,6		-32,5	-5,4				
W67	groupe 5	7750	566,2	172,2	1590,0	98,5	506,3	3800,0	390,0		-33,11	-5,60	0,04			
W68	groupe 5	9517	440,2	312,5	2137,7		240,3	3950,0	1732,8	6,1	-27,9	-4,6				
W69	groupe 5	11226	1050,0	400,0	2300,0	41,5	268,4	5400,0	1038,0		-29,62	-5,36				
W70	groupe 6	7780	837,3	336,4	1375,4		244,0	3087,0	1801,8		-29,40	-5,21				
W71	groupe 6	7964	728,9	356,4	1663,6	25,9	225,7	3011,1	1904,7	41,1	-31,69	-4,22				
W72	groupe 6	9541	795,1	375,8	2085,2	15,4	262,3	3929,7	1795,1	19,8	-30,83	-4,2	0,00	25,4	-8,19	7242
W73	groupe 6	10404	1012,0	406,3	2100,0		219,6	4686,5	1838,4	34,1	-28,08	-4,02				
Piézomètre de la Sabkhas		99168	2681,0	4291,0	28713,0	540,0	256,2	58471,8	4372,0	43,0	22,75	6,06				

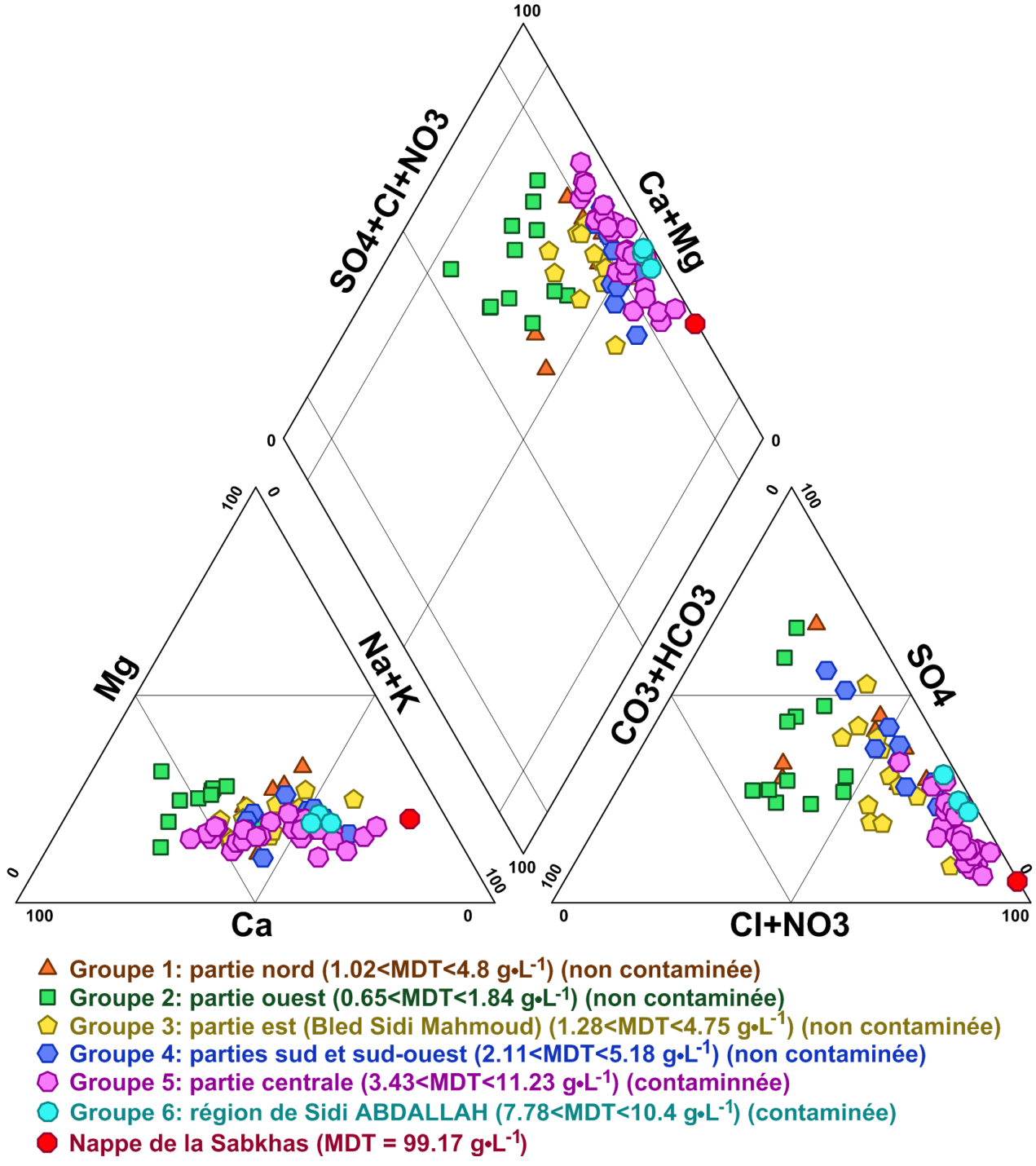


Figure 3. **Diagramme de Piper montrant les compositions chimiques des eaux échantillonnées.**
Piper diagram showing the major chemical compositions of the groundwater samples.

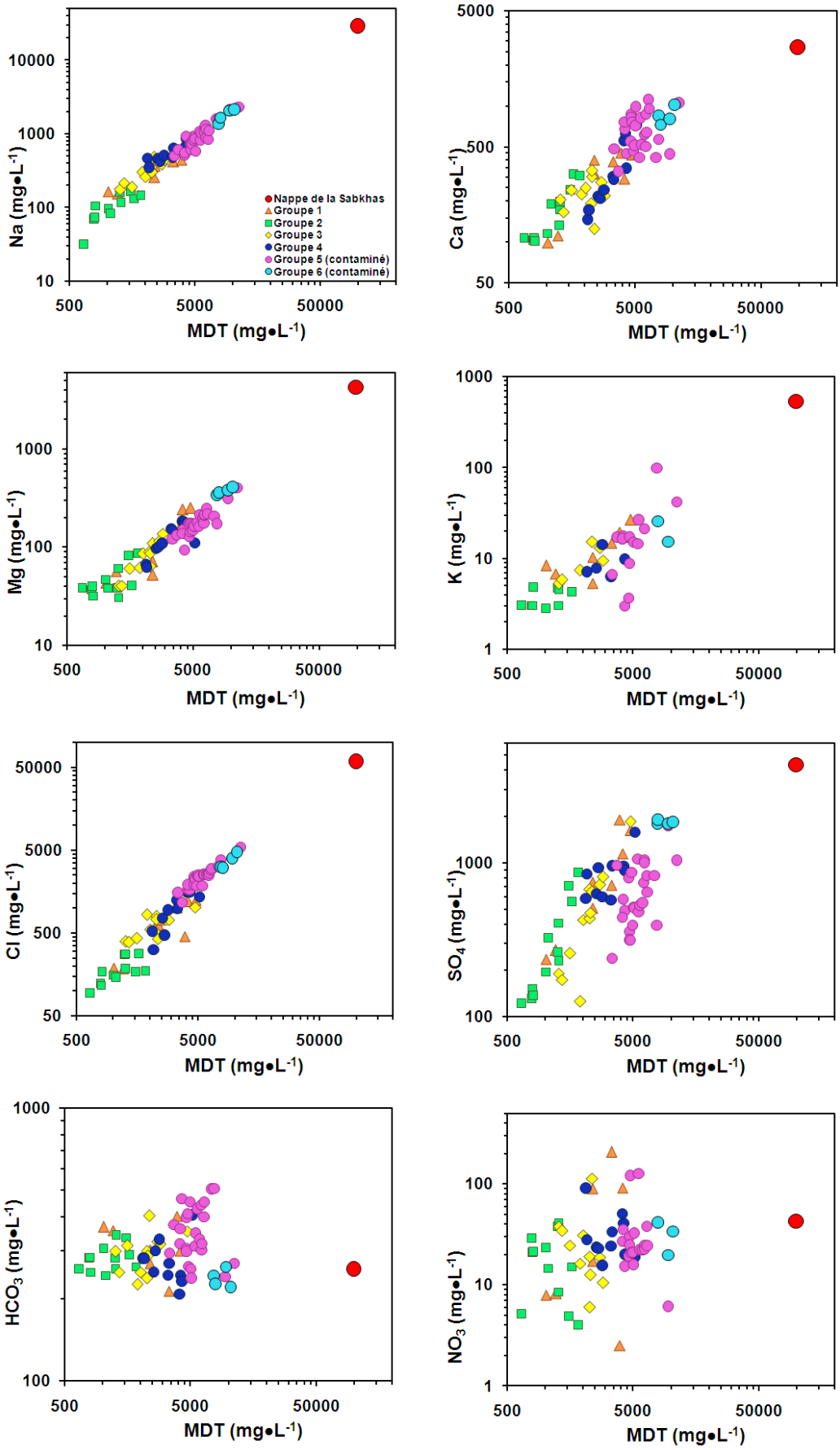
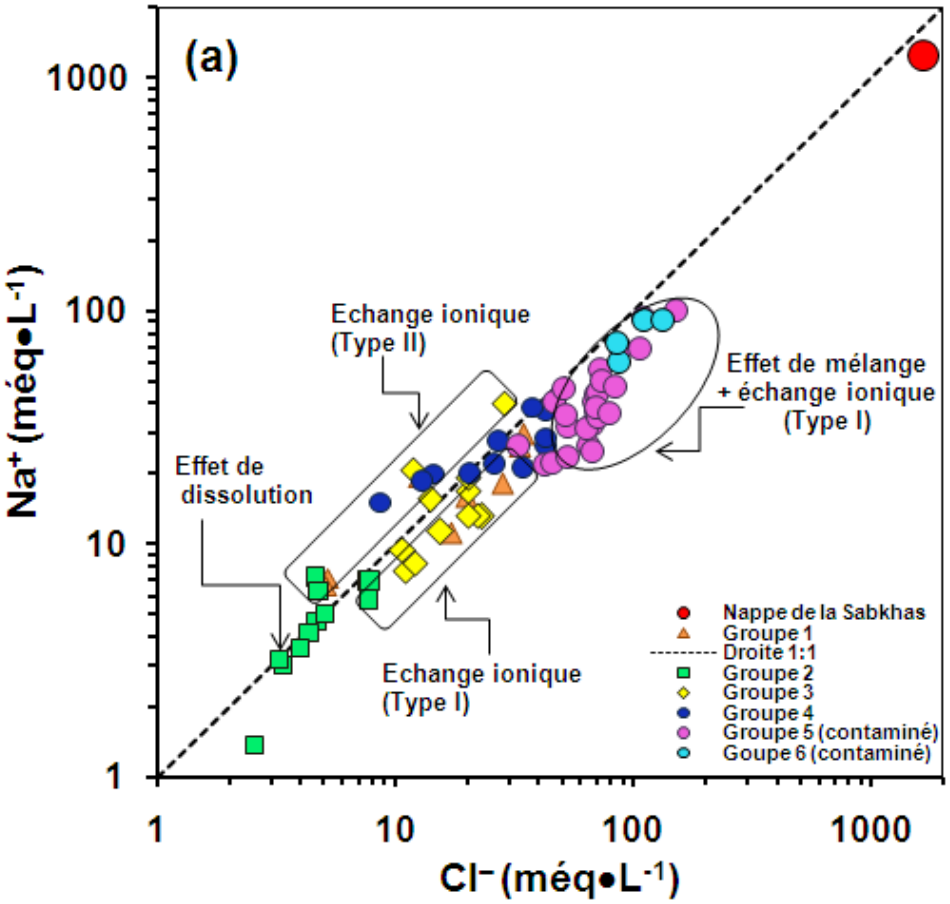


Figure 4. **Relations entre les éléments majeurs et la minéralisation totale des eaux échantillonnées.**
Relationships between the major elements and total dissolved solids in the groundwater samples.

NO_3^-) et la matière dissoute totale (MDT) (Tableau 1). Les diagrammes de la figure 4 montrent la présence d'une corrélation positive entre les ions (Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+}, K^+, Cl^- et SO_4^{2-}) et le résidu sec démontrant la participation de ces éléments à l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines.

La corrélation Na^+ *vs*. Cl^- (Figure 5a) montre un premier groupe, dont les points sont situés sur la droite de pente 1, influencé par la dissolution de la halite, et un deuxième groupe, dont les teneurs en chlorures dépassent 3 000 mg•L^{-1}, présente des rapports molaires Na^+/Cl^- inférieurs à 1 (Figure 5c). Cette tendance suggère une influence par un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkhas qui pourrait être favorisée par l'existence de niveaux piézométriques inférieurs à celui de la Sabkhas. Ce processus de mélange ou d'intrusion salée pourrait être couplé à des réactions d'échange de base avec les minéraux argileux par lesquels les ions Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} seront libérés dans l'eau contre une fixation des ions Na^+ (CAPACCIONI *et al.*, 2005; STIGTER *et al.*, 1998). Les points situés au-dessus de la droite de pente égale à 1 traduisent un excès en Na^+ par rapport au Cl^- (Figures 5a et 5c). Cet excès pourrait être expliqué par un deuxième type d'échange ionique où les ions Na^+ sont libérés du complexe et sont remplacés par les ions Ca^{2+} (CAPACCIONI *et al.*, 2005; STIGTER *et al.*, 1998).

La corrélation Ca^{2+} *vs*. SO_4^{2-} (Figure 5b) permet de classer les points d'eau en des groupes distincts. Un groupe, où les points montrent des rapports voisins de 1, indiquant que ces deux ions sont soumis à un effet de dissolution de gypse et/ou de l'anhydrite. Les points du deuxième groupe sont formés par les eaux minéralisées de la partie centrale (MDT > 7 g•L^{-1}) et montrent un excès en Ca^{2+} qui pourrait être dû à un processus d'échange de base (type I) associé à un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkhas. Un troisième groupe, formé par les eaux de la région Sidi ABDALLAH, est influencé par la dissolution de gypse et/ou l'anhydrite et le mélange. Ceci pourrait être observé clairement dans la figure 5c qui prouve que le déficit en Na^+ est plus ou moins équilibré par un enrichissement en Ca^{2+} et Mg^{2+}. De plus, les eaux salées montrent un excès des cations Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport aux anions SO_4^{2-} et HCO_3^-, suggérant que le processus du mélange avec l'eau hypersalée de la Sabkhas pourrait se dérouler simultanément avec la réaction d'échange cationique (type I) (CAPACCIONI *et al.*, 2005; STIGTER *et al.*, 1998). En fait, la matrice argileuse ou argilo-sableuse de l'aquifère superficiel pourrait jouer le rôle d'échangeur de cations. Ce phénomène



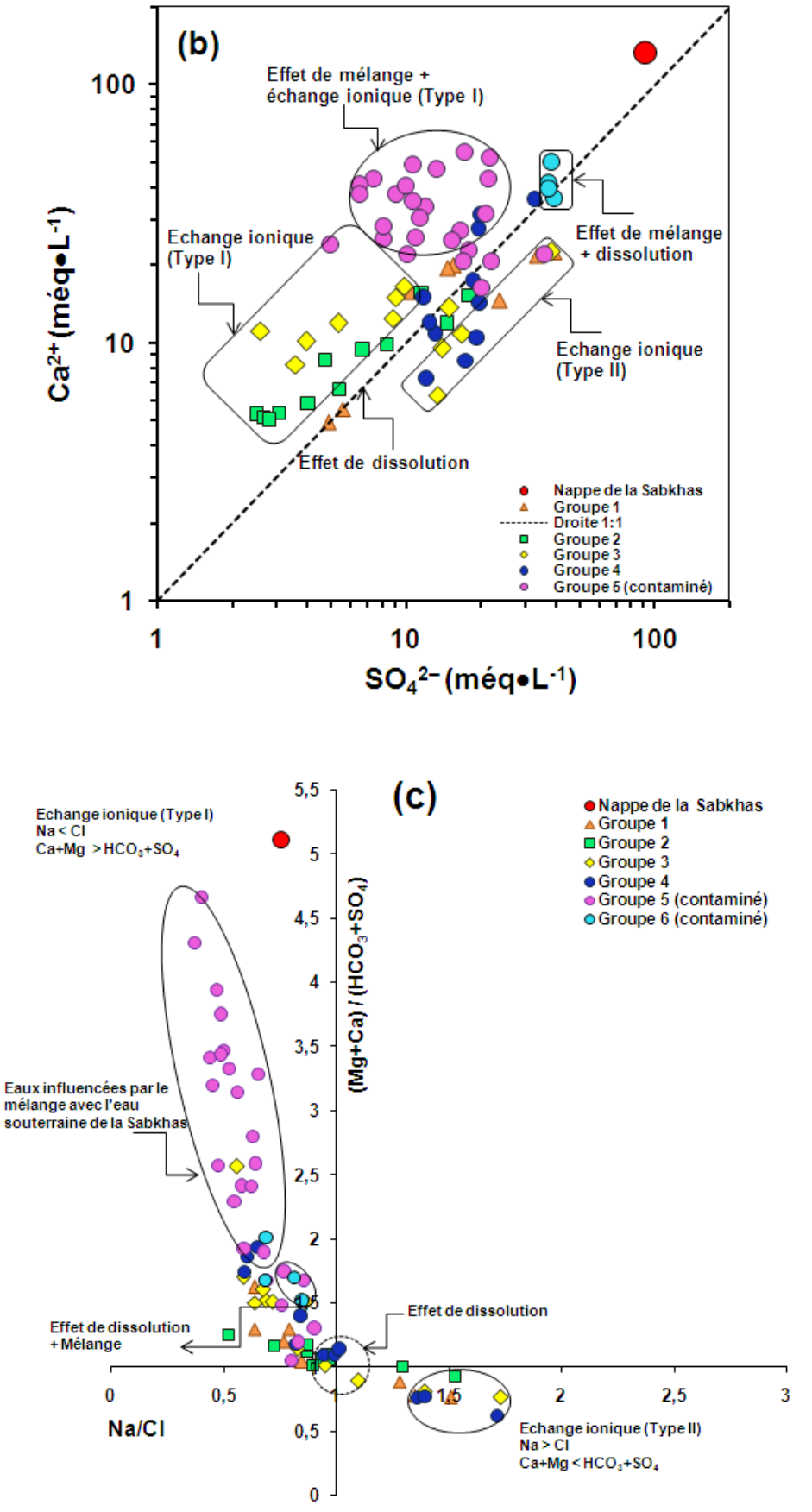


Figure 5. **Relations entre les éléments majeurs des eaux échantillonnées : (a) Na *vs.* Cl; (b) Ca *vs.* SO_4; et (c) [(Ca + Mg)/(HCO_3 + SO_4)] *vs.* [Na/Cl].**
Relationships among major elements in the analyzed groundwater samples: (a) Na vs. Cl; (b) Ca vs.SO_4; and (c) [(Ca + Mg)/(HCO_3 + SO_4)] vs. [Na/Cl]).

explique le faible rapport Na^+/Cl^- observé dans les échantillons les plus minéralisés. Pour tous les points prélevés, à l'exception de l'échantillon de la Sabkhas, les indices de saturation de la calcite (IS calcite) et de la dolomie (IS dolomie) sont proches de 0 (Figures 6a,b), confirmant que l'enrichissement de Ca^{2+} est dû principalement à l'échange de cations et non pas à la dissolution des carbonates (DE MONTETY *et al.*, 2008).

Les teneurs en isotopes stables des eaux échantillonnées présentent une large gamme de variation. Les teneurs en ^{18}O varient entre -4,02 et -6,1 ‰ *vs*. SMOW avec une moyenne de -5,20 ‰, et celles en ^{2}H varient entre -27,69 et -37,62 ‰ *vs*. SMOW avec une moyenne de -32,03 ‰ (Tableau 1). Ces valeurs sont rapportées sur le diagramme classique δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ (Figure 7a) qui présente la droite météorique mondiale (DMM) (CRAIG, 1961) et la droite météorique locale (DML) (CELLE, 2000; CELLE-JEANTON *et al.*, 2001).

La répartition des points représentatifs des eaux de l'aquifère superficiel permet de distinguer deux groupes : un premier groupe situé sur les droites météoriques et formé par les points issus de l'infiltration rapide de pluies récentes non évaporées, un deuxième groupe formé par les eaux de

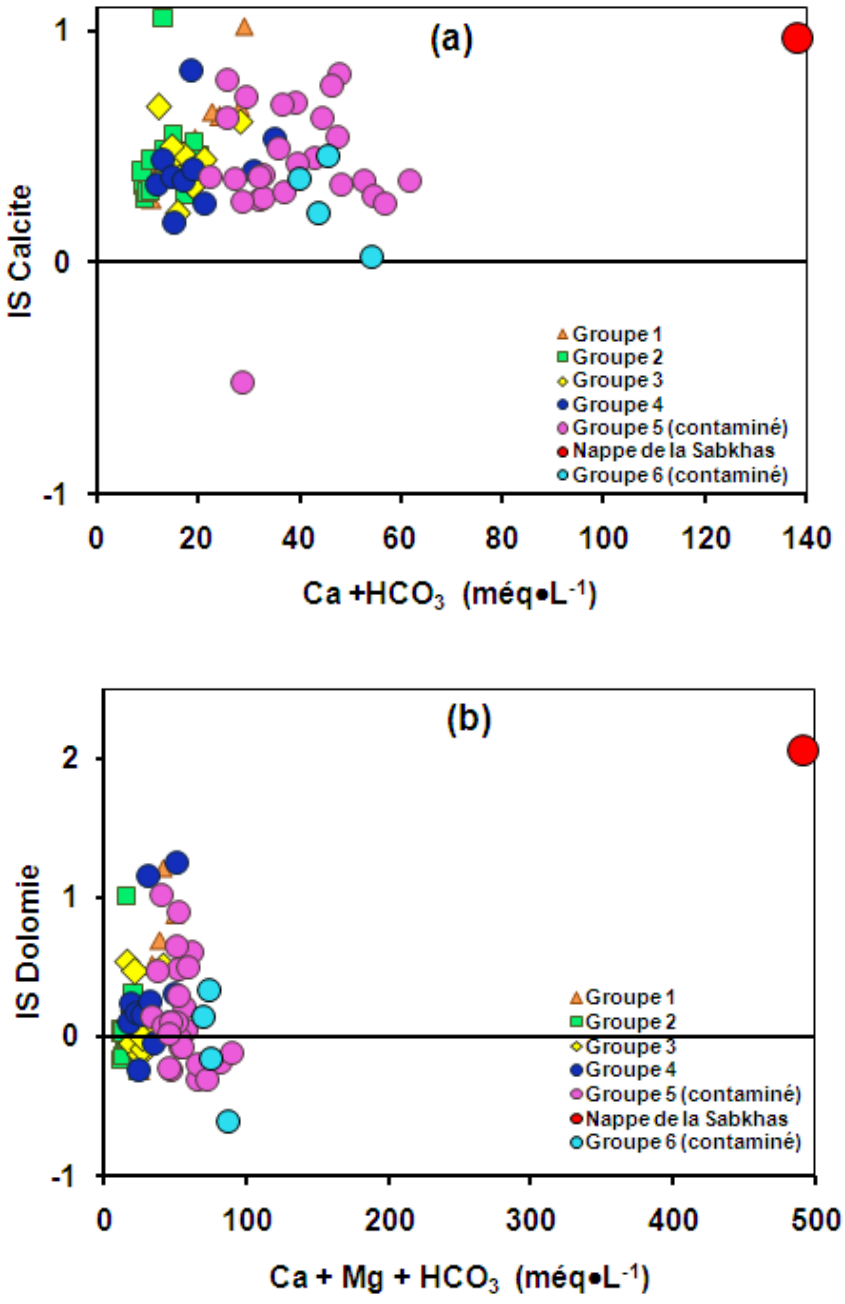
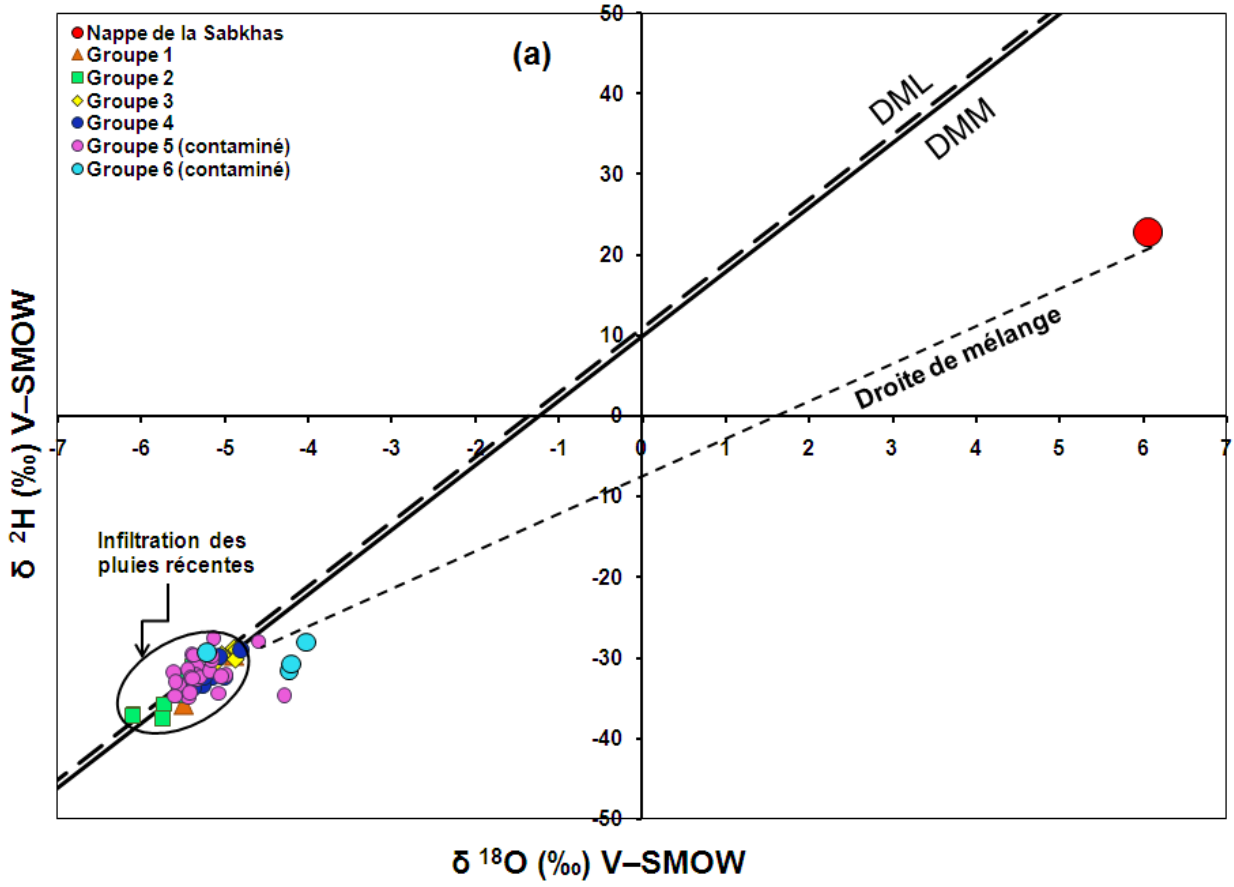


Figure 6. **Relations entre (a) Ca + HCO_3 et les indices de saturation de la calcite; et (b) Ca + Mg + HCO_3 et les indices de saturation de la dolomie.**
Relationships between (a) Ca + HCO_3 and calcite saturation indices; and (b) Ca + Mg + HCO_3 and dolomite saturation indices.



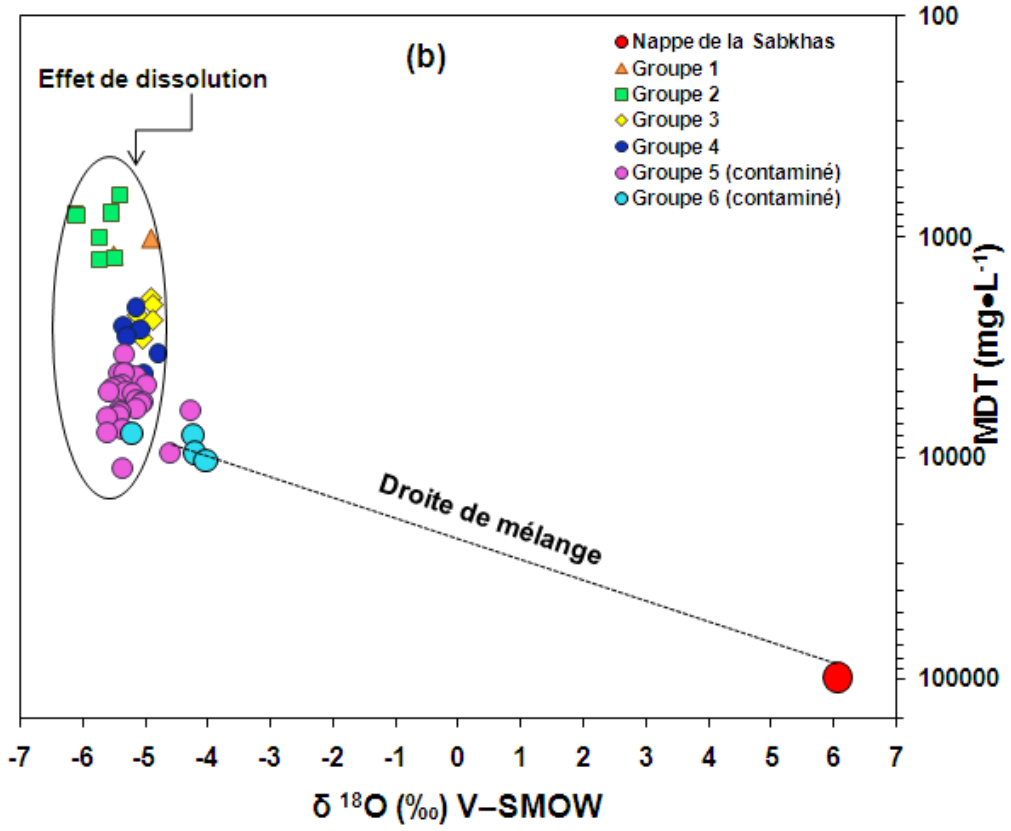


Figure 7. **Relations (a) δ^2H *vs.* $\delta^{18}O$; et (b) TDS *vs.* $\delta^{18}O$.**
Relationships (a) δ^2H vs. $\delta^{18}O$; and (b) TDS vs. $\delta^{18}O$.

la région Sidi ABDALLAH et du centre, est situé sous la DMM entre un pôle non évaporé et un pôle évaporé (l'eau souterraine de la Sabkhas). Cette tendance suggère un mélange avec l'eau enrichie de la nappe du Sabkhas (6,06 ‰ pour $\delta^{18}O$ et 22,75 ‰ pour $\delta^{2}H$). Ceci pourrait être confirmé par la relation oxygène-18/TDS (Figure 7b) qui montre que les points du deuxième groupe, caractérisés par des salinités élevées (MDT > 7 g•L^{-1}) et des niveaux piézométriques inférieurs à celui du Sabkhas, se répartissent selon une droite de mélange avec l'eau hypersalée de cette dépression (KIM *et al.*, 2003). Cependant, les points du premier groupe se répartissent d'une manière aléatoire indiquant que la minéralisation de ces eaux semble provenir essentiellement de la mise en solution des minéraux évaporitiques.

4.3 Identification des aires de recharge

Le tritium est l'isotope radioactif de l'hydrogène. Faisant partie intime de la molécule d'eau, cet isotope est caractérisé par une période de demi-vie de 12,43 ans, d'où son importance dans l'étude des cycles hydrogéologiques relativement courts (FONTES, 1976).

Le carbone-14 est l'isotope radioactif du carbone. Son abondance naturelle est de 1,2 10^{-12} atomes par rapport à l'atome du carbone ^{12}C. Il constitue un bon chronomètre pour la datation des eaux souterraines dont l'âge varie entre l'actuel et 35 000 ans (FONTES, 1976).

Les teneurs en ^{3}H de la nappe phréatique varient de 0 à 3,5 UT. Les activités carbone-14 mesurées présentent une large gamme de variations. Elles sont comprises entre 17 et 100 pcm (Tableau 1). L'évolution conjointe des activités de ^{3}H et ^{14}C (Figure 8a) suggère que le transport des eaux pourrait se produire souvent selon le sens général de l'écoulement (NO-SE). Cette évolution témoigne d'un apport considérable d'eau contemporaine à la recharge de la nappe phréatique dans les secteurs nord et ouest (A ^{14}C > 60 pcm et ^{3}H > 2 UT). Cette recharge s'effectue préférentiellement le long des berges des oueds et aux piémonts des reliefs de la bordure occidentale du bassin (FARID, 2007). Cependant, les faibles activités (A ^{14}C < 35 pcm et ^{3}H < 1 UT) sont enregistrées au centre, au sud et à l'est du bassin. Ces teneurs reflètent la présence d'une lithologie peu perméable. Ainsi, les variations dans les teneurs des traceurs radiométriques à l'échelle du bassin d'étude confirment que la recharge de l'aquifère superficiel par l'intermédiaire des eaux de pluie est modeste et limitée à quelques régions. Néanmoins, la signature en ^{3}H et ^{14}C des eaux les plus minéralisées des parties centrale et méridionale du bassin est très faible, généralement inférieure à 0,5 UT, A^{14}C < 35 pcm. D'autre part, l'absence d'une relation nette entre les teneurs en carbone-14 et les chlorures indique que la contribution de la recharge récente à la signature isotopique des eaux salées est faible (Figure 8b). Cependant, un mélange partiel des eaux douces modernes avec les eaux salées peut être mis en évidence. De plus, les faibles teneurs dans les eaux situées à l'est du bassin et qui ne sont pas affectées par le mélange avec l'eau du Sabkhas, suggèrent des temps de séjour moyens prolongés et une infiltration antérieure à 1952, date du début des essais thermonucléaires (MAZOR, 1991).

4.4 Géochimie du carbone et datation des eaux

Le carbone-13 est un isotope stable peu abondant du carbone. Il est considéré comme un excellent traceur de l'évolution des carbonates dans les eaux souterraines étant donné que son abondance naturelle diffère d'un réservoir à un autre (CLARK et FRITZ, 1997).

L'utilisation conjointe de ^{14}C et ^{13}C permet de calculer l'âge des eaux souterraines pour des situations relativement simples et de détecter d'éventuels échanges de carbone avec l'environnement.

Plusieurs modèles de correction ont été proposés pour l'estimation des temps de résidence « réels » des eaux souterraines. Cette opération consiste à calculer la valeur de l'activité initiale A_0 et à corriger les phénomènes de mélange et d'échange isotopique entre l'eau et la matrice. Ces modèles se basent sur le fait que le CITD des eaux a pour origine deux sources de carbone : le CO_2 gazeux et les carbonates solides (CLARK et FRITZ, 1997). Les âges calculés selon le modèle de Tamers (TAMERS, 1967) varient de l'actuel jusqu'à 7 814 ans BP (Before present) (Tableau 1). Les temps de séjour moyens confirment une recharge moderne des eaux souterraines (< 2 ans BP) sur les parties nord et ouest et indiquent la présence des eaux plus anciennes au centre, au sud et à l'est du bassin (> 5 ans BP). Ceci témoigne d'un long séjour des eaux dans la zone non saturée engendré par une infiltration lente à travers le remplissage quaternaire caractérisé par une faible perméabilité dans ces régions.

Les teneurs en $\delta^{13}C$ du carbone inorganique total dissous (CITD) des eaux souterraines varient de -11,87 ‰ à -7,65 ‰ *vs*. PDB avec une moyenne de -9,44 ‰ *vs*. PDB. La répartition des points représentatifs des eaux souterraines sur le diagramme ^{14}C *vs*. $\delta^{13}C$ (Figure 8c) montre une certaine diminution des activités en carbone-14 avec l'augmentation des teneurs en carbone-13. Ceci indique l'importance de différentes interactions géochimiques et isotopiques entre l'eau et la matrice carbonatée à travers le temps (CERLING *et al.*, 1991). En fait, les valeurs les plus appauvries en $\delta^{13}C$ sont rencontrées dans les zones de recharge où l'activité du ^{14}C dépasse 60 pcm. Elles indiquent des réactions d'échange isotopique avec une source légère de carbone telle que le CO_2 du sol ou la matière organique (CLARK et FRITZ,

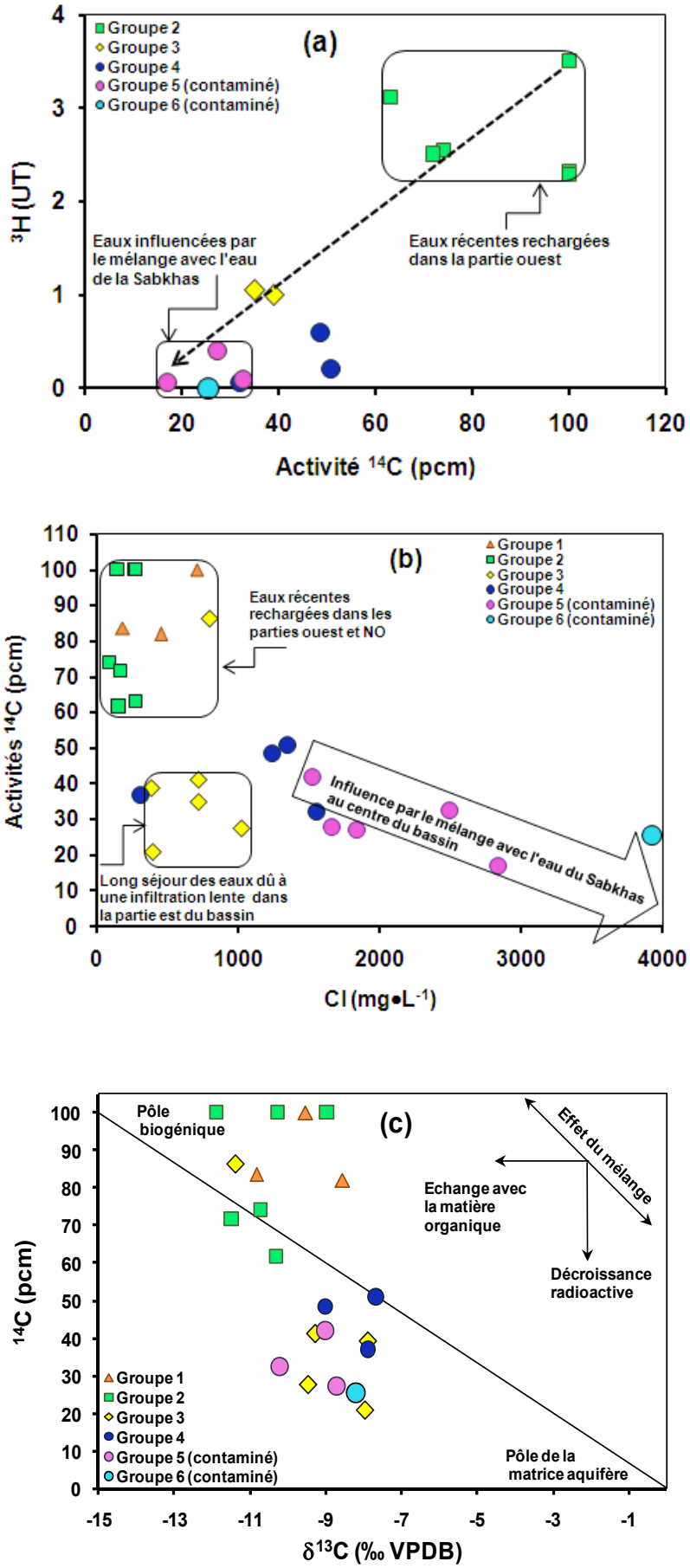


Figure 8. Relations (a) ^{3}H *vs.* ^{14}C; (b) ^{14}C *vs.* Cl; et (c) ^{14}C *vs.* $\delta^{13}C$.
Relationships (a) ^{3}H vs. ^{14}C; (b) ^{14}C vs. Cl; and (c) ^{14}C vs. $\delta^{13}C$.

1997). Les eaux les plus anciennes de l'aquifère superficiel se caractérisent par des valeurs relativement enrichies en $\delta^{13}C$, ce qui peut témoigner d'un processus d'échange avec la matrice de l'aquifère (EDMUNDS *et al.*, 2000).

5. CONCLUSION

Cette étude a permis d'apporter une contribution originale à l'utilisation des traceurs géochimiques pour le fonctionnement général de l'aquifère superficiel du bassin Chougafiya.

Les analyses chimiques montrent que les eaux sont de types chloruré sulfaté calcique et chloruré sodique. L'origine principale de la minéralisation des eaux est vraisemblablement liée à la dissolution des minéraux évaporitiques et l'échange cationique. Cependant, les teneurs en éléments chimiques particulièrement élevées dans la région Sidi ABDALLAH et le centre du bassin sont en relation avec un processus de mélange avec l'eau salée de la nappe de la Sabkhas suite à la diminution intensive du niveau piézométrique. Ce mélange est d'autant plus important que les prélèvements soient intensifs.

L'étude isotopique a permis d'apporter des informations capitales concernant l'origine et le temps de résidence des eaux de la nappe superficielle. Le traçage par le couple oxygène-18/deutérium a permis d'identifier deux pôles différents. Un pôle représentant les eaux non évaporées ($\delta^{18}O$moy = -5,30 ‰) et dérivant des pluies actuelles et un pôle caractérisant l'eau enrichie de la nappe du Sabkhas ($\delta^{18}O$ = 6,2 ‰). De plus, les diagrammes oxygène-18/deutérium et oxygène-18/chlorures ont révélé des eaux à caractère évaporé, situées en position de mélange entre ces deux pôles, ce qui confirme la contamination des eaux situées à Sidi ABDALLAH et au centre du bassin par l'intrusion d'eau souterraine du Sabkhas en concordance avec les données chimiques et hydrodynamiques.

L'étude des isotopes radiométriques (tritium et carbone-14) des eaux souterraines de l'aquifère superficiel a montré que la recharge moderne est limitée aux parties nord et ouest du secteur d'étude. Ainsi, ces traceurs ont permis de mettre en évidence un fort contraste entre les zones de forte perméabilité recevant une forte contribution d'eaux récentes ($A^{14}C$ > 60 pcm et ^{3}H > 2 UT) et les zones (le centre, le sud et l'est) de faible perméabilité de l'aquifère ($A^{14}C$ < 35 pcm et ^{3}H < 1 UT).

Les âges calculés selon le modèle du Tamers varient de l'actuel jusqu'à 7 814 ans BP. La variation des teneurs en carbone-13 avec le carbone-14 indique des phénomènes d'échanges isotopiques avec la matrice carbonatée de l'aquifère.

REMERCIEMENTS

Les auteurs désirent remercier toute l'équipe de la Direction des Ressources en Eau de Kairouan pour leur collaboration, ainsi que l'équipe du Laboratoire de Radio-Analyse et Environnement de l'ENIS, Tunisie, le Laboratoire d'Hydrologie Isotopique de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) et le Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, France. De plus, les auteurs remercient les rapporteurs et l'éditeur professeur Michel Baudu pour leurs commentaires qui ont fourni une révision consistante du manuscrit, tous sont reconnus pour leurs contributions.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABBES C. (2004). *Structurations et évolutions tectono-sédimentaires Mésozoïques et Cénozoïques, associées aux accidents reghmatiques, à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (chaîne Nord-Sud-Tunisie Centrale)*. Thèse de Doctorat Ès Sciences, Faculté des Sciences de Tunis, Université El Manar, Tunisie, 437 p.

AMRHEIN R. (1981). *Étude hydrogéologique de la plaine de la Chougafiya, Tunisie*. Projet N° 6520/7 (coopération Tuniso-Allemande), DGRE de Tunis, Tunisie, 60 p.

CAPACCIONI B., M. DIDERO, C. PALETTA et L. IDERO (2005). Saline intrusion and refreshening in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to hydrochemical characteristics of groundwaters. *J. Hydrol.*, 307, 1-16.

CASTANY G. (1952). *Atlas Tunisien Oriental et Sahel. Monographies Régionales*. 2e série, N° 6, Tunis, Tunisie.

CELLE H. (2000). *Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. Approche isotopique et chimique*. Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, France, 222 p.

CELLE–JEANTON H., K. ZOUARI, Y. TRAVI et A. DAOUD (2001). Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *CR Acad. Sci. Paris*, série IIa 33, 625-631.

CERLING T.E., D.K. SOLOMON, J. QUADE ey J.R. BOWMAN (1991). On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 3403-3405.

CLARK I. et P. FRITZ (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, USA.

CRAIG H. (1961). Isotopic variation in meteoric water. *Science*, 133, 1702-1703.

DE MONTETY V., O. RADAKOVITCH, C. VALLET–COULOMB, B. BLAVOUX, D. HERMITTE et V. VALLES (2008). Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer. Case of the Rhône delta (Southern France). *Appl. Geochem.*, 23, 2337-2349.

EDMUNDS W.M. et P.L. SMEDLEY (2000). Residence time indicators in groundwaters: the East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Appl. Geochem.*, 15, 737-752.

EDMUNDS, W.M. et S.W. TYLER (2002). Unsaturated zones as archives of past climates: toward a news proxy for continental regions. *Hydrogeol. J.*, 10, 216-228.

FARID I. (2007). *Contribution à l'étude hydrogéologique, géochimique et isotopique du système aquifère de Chougafiya et ses relations avec les nappes limitrophes. Tunisie Centrale*. Master, École Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie. 111 p.

FONTES J.C. (1976). *Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles : quelques aspects*. Thèse Doct. d'État, Univ. Paris VI, 208 p.

HAYNES C.V. et H. HAAS (1980). Radiocarbon evidence for Holocene recharge of groundwater, Western Desert, Egypt. *Radiocarbon*, 22, 505-717.

IAEA (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY) (1981). *Stable isotope hydrology, deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. Technical Report, Series N° 210, IAEA, Vienne, Autriche, 340 p.

KIM Y., K.-S. LEE, D.-C. KOH, D.-H. LEE, S.-G. LEE, W.B. PARK, G.-W. KOH et N.-C. WOO (2003). Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *J. Hydrol.*, 270, 282-294.

MA J., Z. DING, W.M. EDMUNDS, J.B. GATES et T. HUANG (2009). Limits to recharge of groundwater from Tibetan plateau to the Gobi desert, implications for water management in the mountain front. *J. Hydrol.*, 364, 128-141.

MAZOR E. (1991). *Applied chemical and isotopic groundwater hydrology*. Open University Press, Buckingham, Royaume-Uni, 282 p.

PENNA D., B. STENNI, S. WREDE, T.A. BOGAARD, A. GOBBI, M. BORGA., B.M.C. FISCHER, M. BONAZZA et Z. CHAROVA (2010). On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for δ^2H and $\delta^{18}O$ isotopic analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 7, 2975-3014.

RIGANE A. (1991). *Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie Centro-septentrionale : Cartographie, cinématique et dynamique des structures*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, France, 205 p.

SCANLON, B.R., K.E. KEEZE, A.L. FLINT, L.E. FLINT, C.B. GAYE, W.M. EDMUNDS et I. SIMMERS (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Proc.*, 20, 3335-3370.

STIGTER T.Y., S.P.J. VAN OOIJEN, V.E.A. POST, C.A.J. APPELO et A.M.M. CARVALHO DILL (1998). A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. *J. Hydrol.*, 208, 262-279.

STUIVER M. et H. POLACH (1977). Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.

TAMERS M.A. (1967). Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer. Dans : *Isotope Techniques in the Hydrological Cycle*. Papers presented at a symposium at the University of Illinois, 10-12 novembre, STOUT G.E. (Éditeur). *Geophys. Monogr. Ser.*, 11, 143-152.

TAYLOR C.B. (1976). *IAEA isotope hydrology laboratory, technical procedure note N° 19*. International Atomic Energy Agency, Vienne, Autriche.