

Caractérisation hydrogéochimique de la nappe du Continental Intercalaire (sud tunisien)

KAMEL ABID¹, RIM TRABELSI¹, KAMEL ZOUARI¹ & BRAHIM ABIDI²

¹ Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Sfax, Tunisie
abidkameltn@yahoo.fr

² Arrondissement des Ressources en Eau, Commissariat Régionale au Développement Agricole de Gabès, Gabès, Tunisie

Résumé L'étude du système aquifère du Continental Intercalaire du sud tunisien, basée sur l'interprétation des données hydrochimiques (éléments majeurs) et isotopiques (¹⁸O, ²H, ¹³C et ¹⁴C), a permis de comprendre le fonctionnement hydrogéologique de ce système aquifère multicouche, largement influencé par la tectonique. La détermination de l'origine de la salinité des eaux de cette nappe, et la compréhension de ses comportements hydrologique et géochimique, ont été approchées par l'étude des corrélations établies entre les éléments majeurs et le résidu sec (RS). L'utilisation des outils isotopiques a montré que l'eau de cette nappe a été rechargée sous un paléoclimat plus froid que l'actuel. Cette technique a permis de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique de ce système aquifère: elle a fait apparaître l'alimentation relativement récente du système aquifère par infiltration directe d'eau de pluie, à partir respectivement des affleurements carbonatés et sableux du Crétacé et du Miocène, localisés dans les bordures est et nord-ouest de la zone d'étude. Les teneurs en ¹⁸O ont permis de calculer l'altitude des bassins d'alimentation. Le gradient isotopique retenu est de $-0.5 \delta^{18}\text{O} \text{‰}/100 \text{ m}$.

Mots clefs aquifère multicouche; fonctionnement hydrodynamique; paléoclimat; recharge; gradient d'altitude

Hydrogeochemical characterization of the Continental Intercalaire aquifer (southern Tunisia)

Abstract The study of the Continental Intercalaire aquifer system of southern Tunisia, based on the interpretation of geochemical (major elements) and isotopic (¹⁸O, ²H, ¹³C and ¹⁴C) data, has aided the understanding of the hydrodynamics of this multi-layer aquifer system, which is greatly influenced by tectonics. The determination of the origin of groundwater salinization and the understanding of the hydrogeological and geochemical behaviour of this aquifer were achieved by studying the correlation between the major elements and total mineralization (TDS). By using isotopic tools, it was shown that the water of this aquifer has been recharged under cooler, palaeoclimatic conditions. The technique also made it possible to better understand the hydrodynamic functioning of the aquifer system: it showed that the relatively recent recharge of the aquifer has been by direct infiltration from carbonate and sandy outcrops of the Cretaceous and Miocene, respectively, located in the eastern and northeastern parts of the aquifer. The ¹⁸O content was used to calculate the altitude of recharge basins. The isotopic gradient defined in this study is $-0.5 \delta^{18}\text{O} \text{‰}/100 \text{ m}$.

Key words multi-layer aquifer; hydrodynamic functioning; palaeoclimate; recharge; altitude gradient

INTRODUCTION

Dans le sud tunisien, l'eau souterraine constitue la principale source d'approvisionnement en eau potable, agricole et industrielle vu la rareté et la mauvaise qualité des eaux de surface. Cette région est caractérisée par la superposition de deux principales couches aquifères, dont la superficie est de l'ordre de 80 000 km². Il s'agit, de bas en haut, de la formation du Continental Intercalaire (CI) et de celle du Complexe Terminal (CT). Le fonctionnement hydrogéologique de ce système aquifère multicouche est largement influencé par les caractéristiques structurales locales. La faille de Gafsa-El Hamma (Fig. 1) est en effet à l'origine de l'effondrement de la plaine côtière, qui s'étend le long du Golfe de Gabès jusqu'en Tripolitaine, mettant ainsi en contact des niveaux de forte perméabilité à l'ouest avec des niveaux de moindre perméabilité à l'est. Ce "seuil hydraulique", ainsi créé (Castany, 1954), maintient à son amont une pression hydrostatique nettement plus élevée qu'en aval. La surexploitation de la nappe du CI au niveau du sud tunisien a conduit à une baisse de la piézométrie, entraînant ainsi l'affaiblissement de l'artésianisme dans les régions de Tozeur et Nefta (OSS, 2003; Kamel *et al.*, 2006). De plus, ces ressources en eaux souterraines connaissent de plus en plus une dégradation qualitative et quantitative, résultant des contraintes anthropiques citées précédemment (les prélèvements sont largement supérieurs à la recharge actuelle) et naturelles (climat généralement de type aride et variabilité importante des précipitations). Cependant, la bonne gestion de ces ressources en eau nécessite au préalable une bonne

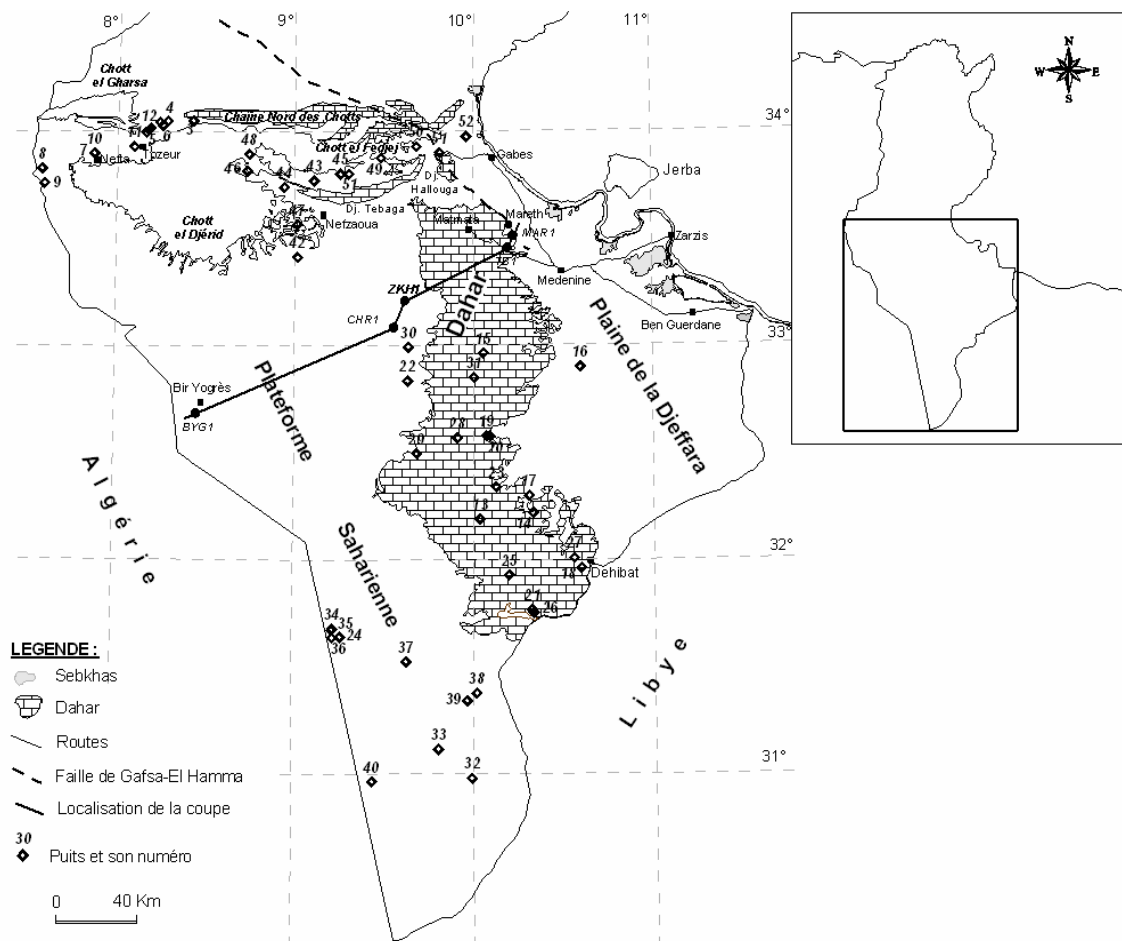


Fig. 1 Carte de localisation des différents prélèvements de la nappe du CI du sud tunisien.

connaissance des caractéristiques hydrogéologiques, géochimiques et isotopiques du système aquifère. C'est essentiellement dans cette optique que cette étude a été réalisée.

CADRE GENERAL

La zone d'étude est limitée à l'ouest par la frontière algérienne et à l'est par le dôme de Chott El Fedjej et la chaîne du Dahar; au nord par les dépressions fermées de Chott el Gharsa et de Chott el Fedjej et par le piedmont sud de la chaîne nord des Chotts, et au sud par la frontière algéro-libyenne (Fig. 1). Le climat qui règne dans ce bassin est de type aride à semi-aride avec des tendances sahariennes. Les précipitations se caractérisent par leur irrégularité et leur violence, elles ne dépassent qu'exceptionnellement 100 mm/an, en raison de l'influence des centres d'actions majeurs que sont le désert et la Mer Méditerranée (Kamel *et al.*, 2006; Slimani *et al.*, 2007).

CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Plusieurs auteurs se sont intéressés à l'étude de la géologie du sud tunisien (Busson, 1970; Bouaziz, 1995). Il a été démontré que les formations géologiques affleurantes dans le sud tunisien datent du Permien au Quaternaire, avec toutefois une lacune de sédimentation au cours du Paléocène et de l'Eocène. L'évolution tectonique de la région au cours des temps géologiques, a largement favorisé l'individualisation de grandes unités structurales dont principalement le dôme de Fedjej, les reliefs du Dahar et la plaine de la Djéffara. Dans la région du Djérid, le dernier

mouvement orogénique alpin, a engendré un soulèvement anticlinal donnant naissance à la ride de Tozeur. Cette structure est bordée par deux failles majeures parallèles de direction E–O (Zargouni *et al.*, 1985).

Le système aquifère du CI, objet principal de cette étude, est logé dans les formations du Crétacé inférieur (Néocomien, Barrémien, Aptien et Albien). Il est séparé de l'aquifère sus-jacent du CT par des formations argileuses, gypseuses et calcaires, d'âge Cénomani. Les discontinuités horizontales et verticales y sont complexes et résultent d'une longue évolution géologique caractérisée par des changements notables dans les conditions de sédimentation.

Les études hydrogéologiques antérieures (UNESCO, 1972; Guendouz, 1985; Mamou, 1990; Edmunds *et al.*, 1997, 2003; Gries, 2000) ont montré que les zones de recharge du système aquifère du CI sont essentiellement localisées en Algérie au niveau de la chaîne de l'Atlas Saharien, du plateau du Tinrhét et du Grand Erg Oriental. Une recharge locale a été identifiée dans les affleurements du Crétacé localisés sur le dôme du Dahar en Tunisie. Il en découle trois directions d'écoulement majeures qui convergent ensemble vers le Golfe de Gabès (Abidi & Ben Baccar, 2001):

- une direction ouest–est: provenant de l'Algérie qui représente l'écoulement principal du système aquifère;
- une direction sud-ouest–nord-est qui provient de la frontière algéro–libyenne; et
- une direction sud-est–nord-ouest provenant du massif du Dahar.

MATERIEL ET METHODES

Un total de 52 échantillons a été prélevé à partir du système aquifère du CI durant la période Janvier–Avril 2004. Les paramètres physico-chimiques (pH, conductivité, température) ont été mesurés *in situ*. Les concentrations des éléments majeurs ont été déterminées par chromatographie ionique en phase liquide. Les activités en ^{14}C ont été mesurées par scintillation liquide sur des précipités de carbonate de baryum préparés sur le terrain. Les analyses chimiques ainsi que les activités en ^{14}C ont été effectuées au Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'ENIS, Sfax, Tunisie. Les teneurs isotopiques des eaux (^{18}O , ^2H , ^{13}C) ont été déterminées au Laboratoire d'Hydrologie Isotopique de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) à Vienne, Autriche. Les incertitudes analytiques sur les mesures sont de $\pm 0.2\%$ pour l'oxygène-18 (^{18}O) et le carbone-13 (^{13}C) et de $\pm 2\%$ pour le deutérium (^2H). Ces analyses ont été effectuées dans le cadre du Projet International RAF/8/035 (<http://www.iaea.org/water>).

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Salinité et faciès chimique

Les résultats des analyses chimiques et isotopiques et les caractéristiques des forages échantillonnés sont reportés dans les Tableaux 1 et 2. La conductivité électrique varie de 994 à $8570 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, en relation avec les teneurs élevées en sels dissous ($0.89\text{--}7.18 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$). La carte de répartition spatiale de la minéralisation (résidu sec) des eaux de la nappe du CI (Fig. 2) montre que les plus fortes valeurs de salinité caractérisent les eaux du CI de l'extrême sud. Cette forte minéralisation semble résulter de la nature de la roche encaissante, à prédominance d'argile avec des passées de gypse. Les plus faibles valeurs sont mesurées au niveau des reliefs du Dahar et les piedmonts de la chaîne de Tebaga de Kébili. Ces faibles salinités peuvent être expliquées par une dilution par les eaux de pluie suite à leur infiltration au niveau des affleurements carbonatés du Crétacé Supérieur.

Les eaux du CI présentent généralement deux types de faciès chimiques (Fig. 3): chloruré sodique pour les eaux les plus minéralisées et sulfaté calcique à mixte pour les eaux les moins minéralisées. Cette transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de cette nappe.

Tableau 1 Caractéristiques des forages captant la nappe du CI du sud tunisien.

No.	Alt. (m)	Lithologie*	pH	CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Prof. (m)	TDS (mg/L)	Ca	Mg	K	Na	HCO ₃ (mg/L)	CO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
1	75	GSA	8.2	3510	69	1368	2860	201.1	23.7	73.4	539.6	103.7	12	294.4	1227.4	0
2	109	GSA	6.7	3000	74	1327	2410	349.9	29.6	66.8	316.7	231.8	12	436.7	777.5	0
3	102	GSA	6.9	3160	70	1370	2288	355.0	41.0	89	277	179	0	371	975	<0.5
4	70	GSA	7.3	6210	72	2052	3898	316.8	28.2	99.5	897.2	91.5	30	1643.9	612.4	0
5	87	GSA	7.5	3230	73	1444	2710	314.1	19.5	37.8	427.9	134.2	6	334.3	1145.9	0
6	77	GSA	7.9	3200	74	2257	2470	308.3	22.2	52.9	326.1	146.3	6	437	950.6	0
7	98	GBD	7.6	4400	70	2125	3500	470.4	111.3	24.7	402.1	91.5	3	421.5	1700.9	0
8	27	GBD	6.8	2930	73	2223	1927	309.4	56.9	76.3	215.9	134.2	18	327	788.6	0
9	58	GBD	7.0	2390	63	1870	1766	285.0	57.0	62	182	137		286	757	<0.5
10	80	GBD	7.2	4700	72	2326	2717	371.0	43.4	62.9	374	144	0	320	1380	<0.3
11	105	GSA	7.1	4640	66	1757	3334	347.0	38.7	48.7	601	134	0	520	1620	<0.3
12	102	GSA	8.2	5030	64	1469	3377	304.0	29.9	46.3	652	256	0	360	1710	0
13	366	GAlb	6.9	3810	26	186	2670	346	69.5	35.6	377.5	158.6	0	897.7	721.7	0
14	377	GAlb	7.9	2850	26	96	1730	245.4	42.8	41.8	258.1	122	12	652.5	477.7	0
15	369	GWea	8.0	3100	15	94	2180	217.6	29.7	0	394.1	91.5	12	431.9	712.1	0
16	376	GWea	8.0	5200	26	53	3750	352.3	84.3	5.8	424.9	115.9	12	1091.1	567.2	0
17	349	GWea	7.9	3530	25	88	2570	372	53	31	394.5	85.4	6	918.3	627.8	0
18	355	GWea	8.0	994	25	98	1800	227.3	39.7	39.2	249.4	122	6	604	405.3	0
19	390	GAlb	7.0	2520	25	86	1620	142.6	50.7	13.3	345.5	140.3	12	396.7	591	0
20	393	GWea	7.6	2650	24	80.4	1900	174.3	40.9	18.8	292.7	140.3	6	414.8	552.9	0
21	400	GWea	7.4	3060	27	413	1964	255	70.7	42.8	322	125	0	700	437	<0.5
22	386	GAlb	8.0	4710	33	620	3252	336	137	43	612	154	0	1140	974	<0.3
23	200	GWea	8.1	3300	26	195	2320	398.2	60.3	0	175.9	97.6	12	187.9	1279.3	27.6
24	245	GAlb	7.5	6870	35		4510	307.6	70.2	0	1097	115.9	0	1566	999.2	0
25	417	GAlb	7.5	3770	22		2640	290.3	78.2	0	447	122	0	843.1	541.9	0
26	357	GWea	7.9	3070	21		2120	250.7	51.6	0	329.4	79.3	12	725.1	517.4	0
27	344	GWea	7.5	2300	25		1580	164.8	50.2	0	251.3	91.5	0	421	399.6	0
28	385	GAlb	7.5	4360	20		3050	234.8	117	0	520.3	73.2	6	1044	858.5	0
29	305	GAlb	7.5	7930	33		5660	657	300	80	950	128.1	0	2529	855.0	0
30	285	GAlb	7.6	6360	34	625	4860	483.8	172	0	849.3	115.9	12	1418	1561.0	0
31	362	GAlb	8.1	5660	21		4190	394.4	163	0	693.6	140.3	18	1236.5	1356.8	0
32	362	GAlb	7.2			471.5	890	382	114.1	0	415.9	79.3	0	1276.6	475.7	0
33	285	GAlb	7.5	4770	30	384	3520	359	115.5	0	603.5	103.7	0	974.6	1286.8	0
34	271	GAlb	7.8	4800	34		4360	293.4	74	0	1181	91.5	30	1492	1070.6	0
35	272	GAlb	7.5	5770	36		4280	420.6	100	0	1065	103.7	0	1630	1156.3	0
36	245	GAlb	7.6	6190	34		4250	302	65.3	0	1026	170.8	0	1469	882.2	0
37	272	GAlb	7.4	7550	27		5240	549	138	0	1145	91.5	0	2047	1133.7	0
38	402	GAlb	7.4	8570	32	498.5	6090	688	185	0	1104	109.8	6	2516	1009.6	0
39	348	GAlb	7.4	8570	32		5400	601.1	173	0	998.6	91.5	0	2137	985	0
40	267	GAlb					5580	812.1	266.5	0	614.3	73.2	12	1910	1510.0	0
41	85	GKH	7.7	3620	56	610	3155	421.1	46.8	24.3	377.4	231.8	0	524.7	1058.7	0
42	60	GKH	7.6	5900	52	1726	4105	446.7	60.2	97.8	888.1	140.3	6	1623.6	913.1	0
43	82	GKH	8.0	3250	70	1568	2558	327	52.9	30.7	338.1	97.6	12	574.6	707.7	0
44	31.5	GKH	7.6	4940	52	1700	3346	408	87.9	38.5	562	122		850.0	1260.0	<0.3
45	26.5	GKH	7.2	3130	46	900	2244	269	71.7	43.2	341	146		620.0	740.0	<0.3
46	200	GKH	7.1	4640	71	2159	2167	271	72.2	44.9	306	128		592.0	734.0	<0.3
47	44	GKH	8.0	4040	59	1928	2791	269	70.4	41.7	566	140		848.0	840.0	<0.3
48	22	GSup	8.0	3380	33	155	2410	364.9	86.7	0	330.8	109.8	12	712.9	791.4	0
49	47	GB	7.2	7260	32	276	4470	981.3	124.2	21.6	274	85.4	18	831.3	2025.6	0
50	31.3	GKH		3670	52	710	2695	387.1	52.7	36.4	361.7	97.6	12	620.1	877.3	0
51	83	GKH		5250	50	1188	4029	511	60.9	28.1	586.4	97.6	12	974.8	1339.5	0
52		CI	7.2	7600	62		7180	940	180	134	1080	164.4	0	2536.9	2016.2	0

* GSA: Grès (Sidi Aich); GAlb: Grès (Albien); GWea: Grès (Wealdien); GBD: Grès (Sidi Aich-Bou Dinar); GKH: Grès (Kbeur El Hadj); GB: Grès à bois; GSup: Grès supérieur.

TDS: *total dissolved solids* (résidu sec).

Tableau 2 Concentrations ioniques et isotopiques des eaux de la nappe du CI du sud tunisien (campagnes Janvier–Avril 2004).

No.	¹⁸ O ‰ vs SMOW	² H ‰ vs SMOW	¹³ C ‰PDB	¹⁴ C pcm	Is C	Is D	Is G	Is H	Is An	Is Ar	Z (m)	ΔZ (m)	H (m)
1	-7	-48.5	-8.8	1.98	1.08	1.18	-0.51	-5.57	-0.41	0.97	75	273	348
2	-7.1	-48.3	-10.3	10.6	0.43	-0.25	-0.43	-5.63	-0.27	0.32	109	258	367
3	-7.4	-56.4	-8.9	0.69	0.45	-0.08	-0.37	-5.75	-0.25	0.33	102	328	430
4	-7	-49.9	-	-	0.49	-0.06	-0.65	-4.63	-0.52	0.37	70	285	355
5	-6.2	-47.6	-8.3	2.4	0.86	0.44	-0.34	-5.62	-0.20	0.74	87	95	182
6	-6.7	-49.0	-	-	1.25	1.30	-0.40	-5.62	-0.24	1.14	77	212	289
7	-7.1	-51.1	-	-	0.88	1.07	-0.15	-5.56	-0.03	0.76	98	270	368
8	-7.7	-53.6	-	-	0.27	-0.22	-0.47	-5.91	-0.32	0.16	27	472	499
9	-7.3	-69.5	-9.7	0.42	0.31	-0.07	-0.52	-6.02	-0.48	0.19	58	352	410
10	-7.7	-50	-9	0.48	0.60	0.20	-0.25	-5.70	-0.11	0.49	80	410	490
11	-7.7	-62	-9.1	2.5	0.36	-0.27	-0.27	-5.29	-0.19	0.25	105	385	490
12	-6.8	-67	-11	7.3	1.55	2.05	-0.31	-5.41	-0.26	1.43	102	208	310
13	-8.4	-67.2	-7.8	9	-0.09	-1.06	-0.53	-5.15	-0.74	-0.23	366	266	632
14	-8	-64	-	-	0.65	0.35	-0.74	-5.43	-0.96	0.51	377	171	548
15	-7.2	-49.6	-7.8	10.9	0.45	-0.33	-0.61	-5.40	-0.86	0.30	369	27	396
16	-7.2	-58.6	-	-	0.83	0.84	-0.63	-5.01	-0.85	0.68	376	20	396
17	-8.0	-67.4	-8.9	8.9	0.61	0.17	-0.54	-5.11	-0.76	0.47	349	209	558
18	-8.1	-67.9	-	-	0.77	0.58	-0.82	-5.47	-1.04	0.63	355	217	572
19	-6.9	-45.7	-	37	-0.38	-1.42	-0.86	-5.51	-1.08	-0.53	390	-58	332
20	-7	-47.2	-7.6	22.5	0.29	-0.27	-0.79	-5.56	-1.02	0.15	393	-35	358
21	-8.1	-68	-9.4	16.5	0.22	-0.28	-0.80	-5.31	-1.01	0.08	400	170	570
22	-7.7	-57	-9.9	5	1.00	1.50	-0.51	-4.87	-0.69	0.86	386	104	490
23	-6.2	-36.2	-6.6	27.8	0.82	0.61	-0.24	-6.15	-0.46	0.67	200	-18	182
24	-8.8	-66.8	-10	16.5	0.28	-0.16	-0.55	-4.49	-0.72	0.15	245	461	706
25	-8.6	-67.9	-10.8	5	0.22	-0.38	-0.69	-5.08	-0.92	0.07	417	257	674
26	-8.4	-67.7	-	-	0.41	-0.13	-0.71	-5.27	-0.94	0.27	357	271	628
27	-8.2	-63.3	-	-	-0.01	-0.76	-0.92	-5.61	-1.15	-0.16	344	244	588
28	-8.1	-62.7	-	-	-0.12	-0.84	-0.63	-4.93	-0.86	-0.27	385	185	570
29	-8.2	-64.6	-	-	0.66	0.90	-0.46	-4.37	-0.65	0.53	305	281	586
30	-7.0	-49.7	-	-	0.51	0.47	-0.26	-4.65	-0.44	0.37	285	67	352
31	-7.0	-46.9	-	-	0.89	1.12	-0.33	-4.76	-0.57	0.74	362	-8	354
32	-8.6	-72.7	-	-	-0.07	-0.86	-0.69	-4.95	-0.91	-0.21	362	312	674
33	-9.2	-70.5	-8.2	7	0.32	-0.00	-0.37	-4.94	-0.57	0.18	285	497	782
34	-8.9	-68.2	-	-	0.43	0.16	-0.54	-4.48	-0.72	0.29	271	463	734
35	-8.7	-64.7	-	-	0.37	0.03	-0.40	-4.50	-0.57	0.23	272	424	696
36	-8.8	-65.7	-	-	0.56	0.36	-0.59	-4.54	-0.76	0.42	245	465	710
37	-8.6	-66.1	-10.5	3.8	0.21	-0.35	-0.33	-4.35	-0.54	0.07	272	390	662
38	-8.4	-64.3	-10.7	5.1	0.43	0.17	-0.34	-4.30	-0.53	0.29	402	234	636
39	-8.4	-66.4	-	-	0.39	0.12	-0.38	-4.41	-0.56	0.25	348	288	636
40	-8.8	-69.7	-	-	-0.14	-0.96	-0.11	-4.66	-0.33	-0.28	267	443	710
41	-8.5	-60.8	-	-	1.22	1.48	-0.33	-5.45	-0.35	1.09	85	569	654
42	-8.2	-62.6	-	-	0.86	0.88	-0.45	-4.61	-0.50	0.74	60	522	582
43	-8.4	-60.2	-	-	1.17	1.55	-0.52	-5.47	-0.41	1.05	82	544	626
44	-8.3	-64	-11.4	3.7	0.74	0.80	-0.33	-5.07	-0.38	0.61	32	578	610
45	-8.6	-59	-11.5	5.3	0.29	0.00	-0.61	-5.39	-0.71	0.16	27	643	670
46	-8.1	-58	-10.8	0.3	0.41	0.22	-0.58	-5.50	-0.45	0.29	200	370	570
47	-8.6	-54	-11.6	0.3	1.16	1.76	-0.59	-5.07	-0.58	1.04	44	626	670
48	-	-	-10.4	6.7	0.89	1.04	-0.49	-5.32	-0.67	0.75			
49	-8.4	-60.4	-6.7	7	0.29	-0.44	0.11	-5.37	-0.08	0.15	47	579	626
50	-8.3	59.5	-	-	0.13	-0.60	-0.42	-5.38	-0.47	0.00	31	588	619
51	-7.9	-59	-	-	0.15	-0.64	-0.23	-5.00	-0.29	0.02	83	441	524
52	-6.9	-61.6	-7.5	11.7	0.85	0.99	-0.01	-4.39	0.03	0.73			

‰ vs SMOW: Standard Mean Oceanic Water; PDB: Pee Dee Belemnite.

Is: indice de saturation; C: Calcite; D: Dolomite; G: Gypsum; H: Halite; An: Anhydrite; Ar: Aragonite.

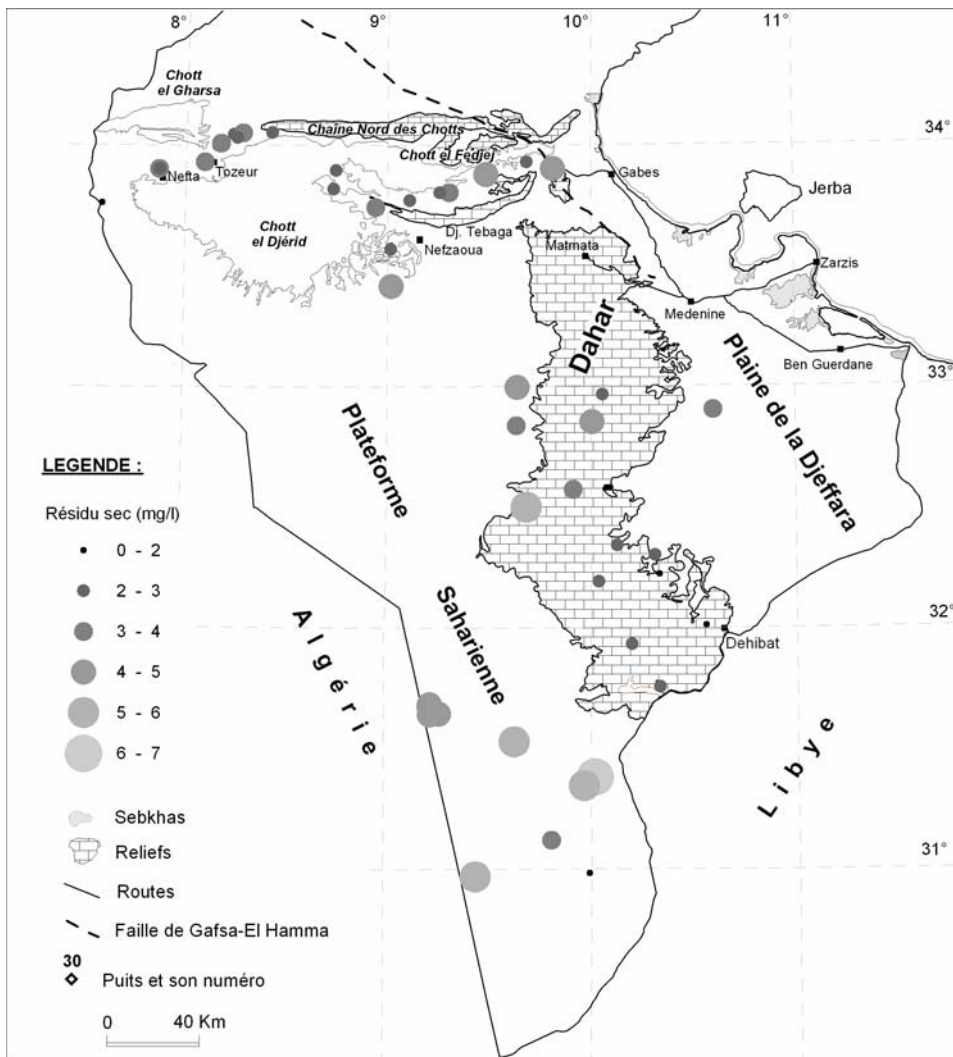


Fig. 2 Répartition spatiale de la minéralisation totale (résidu sec) des eaux de la nappe du CI.

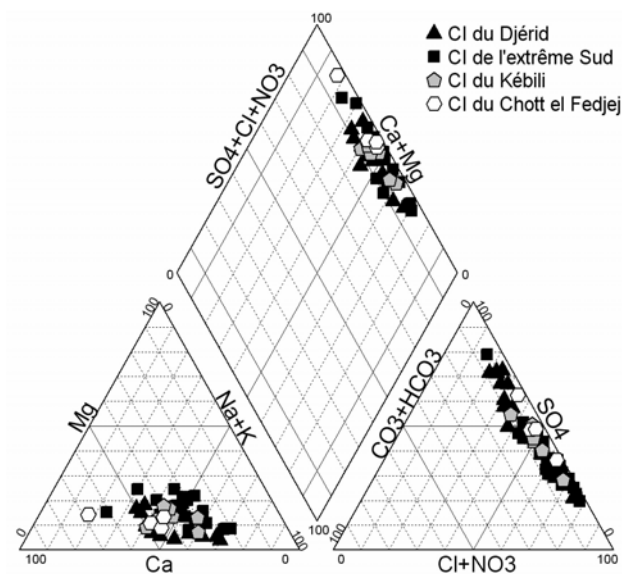


Fig. 3 Faciès chimiques des eaux profondes de la nappe du CI.

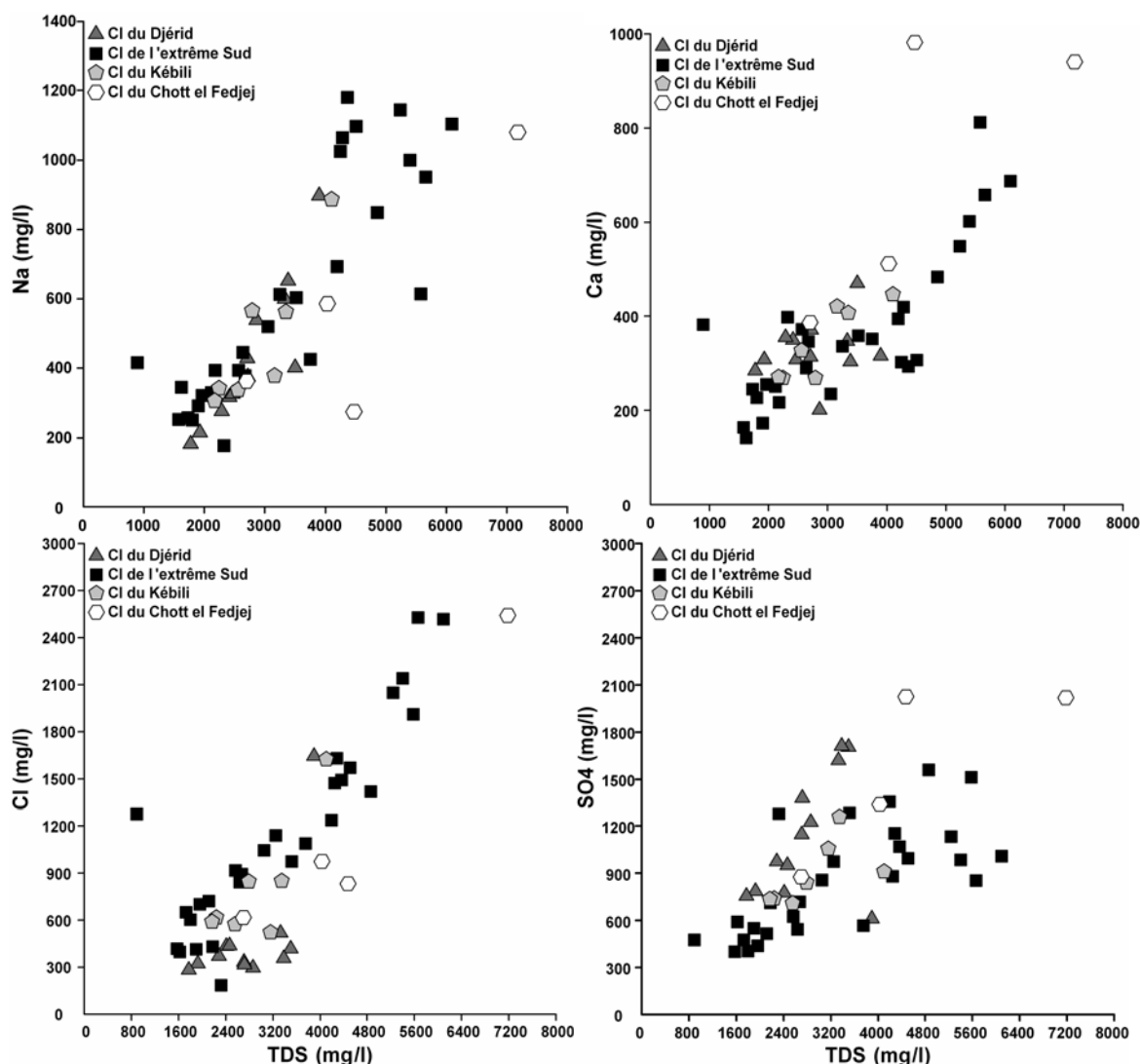


Fig. 4 Variation des concentrations des éléments majeurs en fonction de la salinité des eaux (TDS).

Mécanismes de l'acquisition de la charge saline

L'étude des corrélations établies entre les concentrations des principaux éléments majeurs (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ et Ca^{2+}) et la minéralisation totale des eaux (Fig. 4) a permis de remonter à l'origine de la minéralisation des eaux du CI. La présence d'une corrélation positive entre ces ions et le résidu sec traduit la participation de ces éléments à 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 des évaporites telles que l'halite et le gypse. Ceci est corroboré par les indices de saturation (Is) calculés par le programme WateqF (Plummer *et al.*, 1976) (Tableau 2) qui montrent un état de sous-saturation pour la majorité des échantillons vis-à-vis de l'halite et un état de sous-saturation à saturation vis-à-vis du gypse.

Dans la région du Djérid, les teneurs en SO_4 sont relativement élevées par rapport à celles du Cl ce qui est remarquable en comparaison par rapport aux eaux souterraines de l'extrême sud et du Kébili. Les concentrations en SO_4 augmentent progressivement jusqu'à atteindre la saturation dans certains forages du Djérid et de Chott el Fedjej. D'autre part, les teneurs en Ca^{2+} et en Mg^{2+} montrent une grande variabilité de 134 à 982 mg/L pour Ca^{2+} et de 19 à 267 mg/L pour Mg^{2+} (Tableau 1). Ceci peut s'expliquer par le fait que ces deux cations sont probablement impliqués dans les processus de dissolution-précipitation du gypse, de la calcite et de la dolomite.

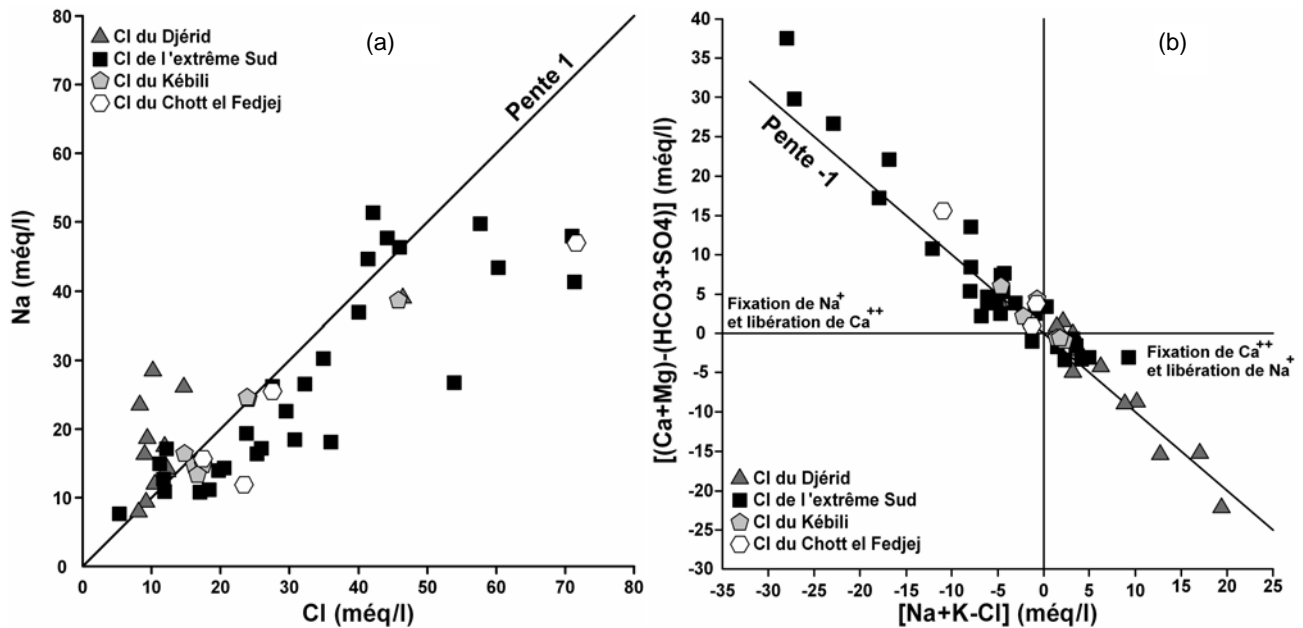


Fig. 5 Relation entre (a) Na et Cl; et (b) $[(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)]$ et $[Na+Cl]$, dans les eaux du CI.

Le calcul des indices de saturation de la calcite et la dolomite (Tableau 2) montre que la majorité des eaux prélevées est saturée voire sursaturée par rapport à ces minéraux. Les concentrations relativement importantes en Mg^{2+} dans certains forages indiquent un accroissement du temps de séjour de l'eau au sein de l'aquifère. Les temps de séjour très élevés des parcours souterrains et la profondeur du circuit et son confinement sous des couches imperméables garantissent la grande constance des conditions de mise en solution et de précipitation de ces minéraux. Néanmoins, le déficit en sodium, caractérisant la majorité des forages captant la nappe du CI de l'extrême sud et de Chott el Fedjej (Fig. 5(a)), peut être attribué aux mécanismes d'échange de bases, par lesquels les ions Na^+ sont absorbés à la surface des minéraux argileux contre la libération des ions Ca^{2+} (Fig. 5(b)). Un autre type de phénomène d'échanges de base est observé essentiellement dans les eaux du CI du Djérid ainsi que dans quelques forages captant la nappe du CI de l'extrême sud, où les ions Na^+ sont libérés du complexe et sont remplacés par les ions Ca^{2+} (Fig. 5(b)). Ces phénomènes d'échanges de base, qui caractérisent certains niveaux aquifères du sud tunisien, sont mis en évidence par la relation $[(Ca^{2+}+Mg^{2+})-(HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ en fonction de $[Na^++K^+-Cl^-]$ représentée dans la Fig. 5(b) (Garcia *et al.*, 2001). Ces échanges se traduisent par la relation de pente -1 tracée par la position des échantillons. L'opération de soustraction réalisée dans les deux paramètres ($[(Ca^{2+}+Mg^{2+})-(HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ et $[Na^++K^+-Cl^-]$) permet de se débarrasser des ions issus éventuellement d'autres réactions de dissolution des minéraux carbonatés et évaporitiques. En cas d'absence de ces réactions d'échanges de bases, tous les points représentatifs des échantillons doivent se placer près du point d'origine (McLean *et al.*, 2000).

Hydrologie isotopique

Relation $\delta^{18}O-\delta^2H$ Les teneurs en isotopes stables présentent une large gamme de variation compte tenu de la grande superficie du bassin et des variations lithologiques de la formation aquifère. Les teneurs en ^{18}O et en 2H varient respectivement entre -9.2 et -6.2% et entre -72.7 et -36.2% vs SMOW. Les valeurs les plus enrichies sont enregistrées au niveau du forage no. 23 situé sur les reliefs du Dahar. Dans les secteurs où la nappe du CI est la plus profonde, on observe les teneurs en isotopes lourds les plus basses, avec des teneurs en ^{18}O comprises entre -8 et -9% vs SMOW. On a reporté les résultats sur le diagramme classique δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ (Fig. 6), où on a positionné la droite météorique locale de Sfax ($\delta^2H = 8\delta^{18}O + 13$) et la droite météorique mondiale (DMM).

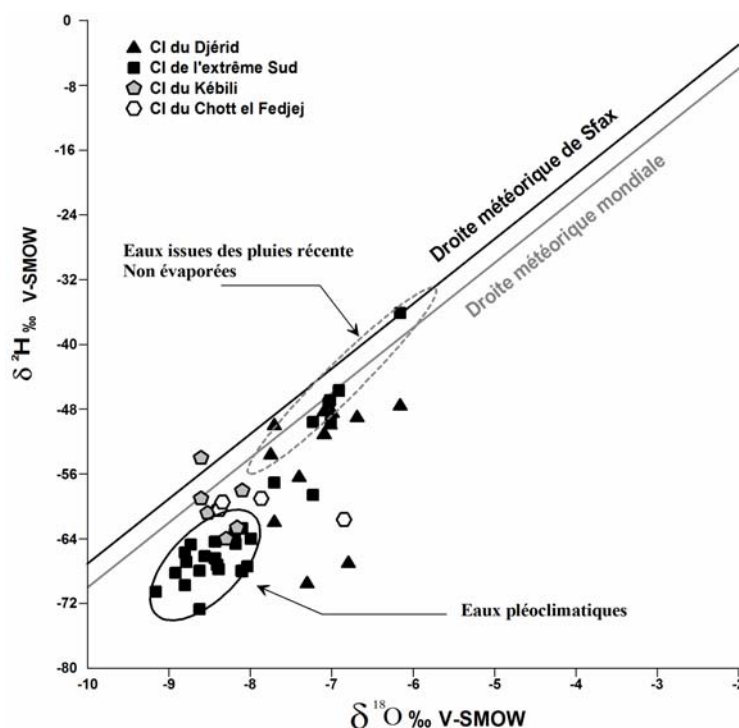


Fig. 6 Relation ^2H vs ^{18}O des eaux de la nappe du CI du sud tunisien.

La majorité des points prélevés sur le massif du Dahar sont situés entre la droite météorique de Sfax et la DMM ou légèrement au dessous de celle-ci, ce qui exclut tout effet d'évaporation de ces eaux. Cet enrichissement en isotopes stables, enregistré dans les zones les plus arrosées du Dahar, confirme la recharge actuelle de la nappe du Continental Intercalaire par infiltration des eaux de pluie. Cependant, compte tenu des faibles quantités de pluie et de leur irrégularité, les apports aux nappes sont relativement faibles.

Relation ^{13}C – ^{14}C L'analyse des teneurs en isotopes radioactifs confirme la recharge ancienne du système aquifère du CI. Un total de 72% des activités mesurées en ^{14}C est inférieur à 10%. Il convient de noter que les activités en ^{14}C sont, pour la plupart des échantillons du Djérid et de Kébili, à la limite de détection de la méthode (0.32% à F47), ce qui reflète le caractère ancien des eaux souterraines du CI. En revanche des activités relativement élevées ont été enregistrées dans quelques forages implantés dans le monoclin du Dahar. L'activité ^{14}C la plus élevée (37 pcm) est enregistrée au niveau du forage F19. Ces teneurs en ^{14}C sont le résultat d'un mélange entre les eaux anciennes de la nappe et les eaux de pluie.

La répartition des points représentatifs des eaux souterraines sur le diagramme ^{14}C – ^{13}C (Fig. 7(a)) montre une variation des teneurs en ^{13}C en fonction des activités en carbone-14 ce qui suppose un échange isotopique entre le carbone inorganique total dissous et la matrice carbonatée à travers le temps. En effet, l'appauvrissement en ^{13}C dans la région de Kébili indique une large contribution du carbone organique dans les eaux les plus profondes du CI. Cependant, dans les régions de recharge, où les activités en ^{14}C sont relativement élevées, un enrichissement en ^{13}C est observé, ce qui suggère un mélange entre le CO_2 biogénique et la matrice minérale carbonatée.

Relation ^{18}O – ^{14}C Les activités en ^{14}C confrontées aux teneurs en ^{18}O permettent de définir les grandes périodes de recharge du système aquifère du CI (Fig. 7(b)). Les activités comprises entre 0.32 et 16.5 pcm dans les eaux les plus profondes du CI correspondent à la période de recharge d'âge Pléistocène Inférieur où le climat est plus humide et plus froid que l'actuel. Ceci est témoigné par les teneurs appauvries en ^{18}O . Ces résultats sont en parfaite concordance avec les études antérieures réalisées par Fontes *et al.*, (1983), Edmunds *et al.* (2003) et Zouari *et al.* (2003).

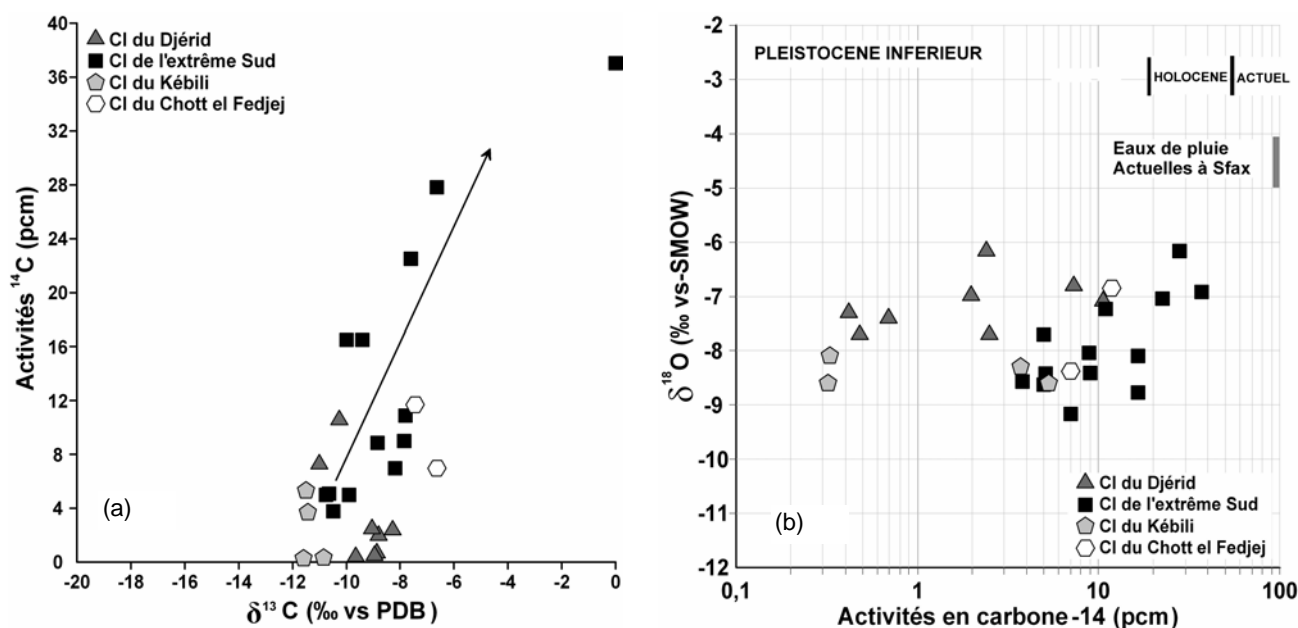


Fig. 7 (a) Relation activité ^{14}C vs $\delta^{13}\text{C}$ et (b) relation $\delta^{18}\text{O}$ vs activité ^{14}C , des eaux du CI du sud tunisien.

La présence des eaux souterraines dont l'activité en ^{14}C est comprise entre 22.5 et 37 pcm et dont la composition isotopique moyenne est de -6.7 et -43% vs SMOW, respectivement pour l'oxygène-18 et le deutérium, témoigne d'une recharge relativement plus récente datée d'Holocène. Ces eaux sont localisées sur le monoclin du Dahar.

Altitude des bassins d'alimentation Pour situer les teneurs isotopiques des points prélevés dans le contexte isotopique régional, il convient de tenir compte des variations locales avec l'altitude. Cette relation, basée sur la thermo-dépendance des teneurs en isotopes stables, fait qu'à mesure que l'altitude augmente les teneurs isotopiques sont de plus en plus appauvries puisque la température moyenne de l'air devient plus faible. Dans le cas général de l'oxygène-18, l'appauvrissement varie de -0.15 à -0.5 $\delta^{18}\text{O}$ ‰/100 m, ce qui correspond à un appauvrissement en deutérium de -1 à -4 $\delta^2\text{H}$ ‰/100 m (Clark & Fritz, 1997). Nous avons réuni sur la Fig. 8 les teneurs isotopiques en ^{18}O en fonction de l'altitude des points prélevés. Sur ce diagramme, nous remarquons que les échantillons dont les teneurs en ^{18}O sont les plus élevées s'alignent plus ou moins. Cet alignement signifie qu'il y a alors équivalence entre altitudes des forages et altitudes des bassins d'alimentations. Sur ce diagramme nous avons testé plusieurs gradients isotopiques supposés (entre -0.15 et -0.5 $\delta^{18}\text{O}$ /100 m) et seul le gradient de -0.5% $\delta^{18}\text{O}$ /100 m s'ajuste le mieux à ces teneurs en ^{18}O . L'ajustement de cette droite sur ce groupe a été choisi car les eaux de ce groupe ne sont pas perturbées par des mélanges avec des eaux récentes (Fig. 6). Cette droite a pour équation: $\delta^{18}\text{O} = -0.005Z - 5.25$ où Z est la cote NGT des points prélevés (m).

La distance $\Delta\delta^{18}\text{O}$ représente alors la différence d'altitude entre le bassin d'alimentation et le point de prélèvement (exprimée en ‰ vs SMOW). Cette distance se traduit aisément en une différence d'altitude ΔZ par la formule $\Delta Z = (100 \times \Delta\delta^{18}\text{O})/(-0.5)$. L'altitude moyenne des bassins d'alimentation (H) s'obtient par $H = Z + \Delta Z$. Nous avons appliqué cette méthode à tous nos échantillons et les résultats figurent dans le Tableau 2. Le calcul des altitudes des bassins d'alimentation montre que, pour les eaux récemment infiltrées, la recharge s'est produite à proximité des points de prélèvements (Tableau 2).

Quelques échantillons montrent des valeurs ΔZ très élevées (supérieures à 600 m) qui ne coïncident pas avec l'altitude moyenne des affleurements Crétacés au monoclin du Dahar et la chaîne nord des Chotts limitrophes, mais qui témoignent d'une recharge en provenance des reliefs du Grand Erg Oriental en Algérie. Le gradient d'altitude calculé dans cette étude est supérieur à

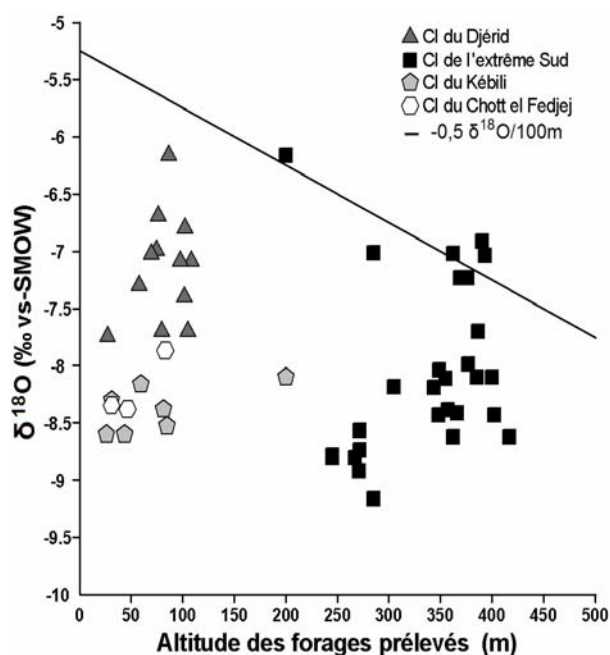


Fig. 8 Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et altitude des forages.

celui observé au nord des Alpes (Maréchal & Etcheverry, 2003), dans la Vallée d'Aoste (Novel, 1995) et dans les hautes chaînes orientales de Maui (Hawaii) (Scholl, 2002), qui sont respectivement de l'ordre de 0.27, 0.23 et 0.32‰/100 m. Cette différence est probablement due à la variation des conditions de recharge des systèmes aquifères.

CONCLUSION

Cette étude sur les eaux souterraines de la nappe du Continental Intercalaire du sud tunisien a pu mettre en évidence les différents phénomènes géochimiques pouvant avoir lieu au sein de cet important aquifère. L'application des outils hydrogéochimiques a permis de préciser son fonctionnement, généralement influencé par la tectonique et les différentes variations lithostratigraphiques.

Les analyses chimiques montrent que les eaux du CI sont généralement de deux types: chloruré sodique pour les eaux de l'extrême sud et sulfaté calcique ailleurs. La dissolution de l'halite contribuerait à la salinisation des eaux de la nappe. Ceci est d'ailleurs en parfait accord avec l'état de sous-saturation des eaux vis-à-vis de ce minéral. Les phénomènes d'échanges de base et les processus de dissolution/précipitation des minéraux carbonatés (calcite et dolomite) sont généralement à l'origine de la grande variation des concentrations des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} et Na^+) dans les eaux souterraines.

L'étude isotopique a permis de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique et l'origine de la minéralisation de cet aquifère. D'après les teneurs en isotopes stables, les affleurements Crétacés constituent les principales zones de recharge de la nappe du Continental Intercalaire. Les eaux les plus profondes de cette nappe, provenant d'une recharge paléoclimatique, affichent les valeurs les plus appauvries en isotopes lourds. Ceci est confirmé par les activités en ^{14}C qui ont permis de définir deux périodes de recharge distinctes datées du Pléistocène inférieur et d'Holocène. Les variations des teneurs en ^{13}C en fonction des activités en ^{14}C témoignent de la présence d'un échange isotopique entre le CIRD et la matière organique dans les zones les plus profondes du Kébili d'une part, et avec le CO_2 biogénique et la matrice carbonatée dans les eaux les plus récentes d'autre part. L'altitude de recharge calculée à partir des teneurs en oxygène-18 a permis de définir un gradient isotopique de $-0.5 \delta^{18}\text{O}/100 \text{ m}$.

Remerciements Nous remercions les équipes du Laboratoire de Radio-analyses et Environnement de l'ENIS (Tunisie) et le laboratoire de l'AIEA à Vienne (Autriche) pour le temps qu'ils ont investi dans l'analyse des échantillons. Nous remercions aussi les correcteurs anonymes qui ont enrichi cet article.

REFERENCES

- Abidi, B. & Ben Baccar, B. (2001) La nappe du Continental Intercalaire du sud-est Tunisie: analyse de la situation actuelle. Direction Générale des Ressources en Eau.
- Bouaziz, S. (1995) Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas Sahariens (Tunisie Meridionale): évolution des paleochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat, Fac. Sci. de Tunis, Tunisie.
- Busson, G. (1970) *Le Mésozoïque saharien*, tomes 1 et 2. Centre National de Recherche Scientifique, Paris, France.
- Castany, G. (1954) L'accident sud tunisien et ses relations avec l'accident sud-atlasique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris 238.
- Clark, I. & Fritz, P. (1997) *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis, Boca Raton, Florida, USA.
- Edmunds, W. M., Shand, P., Guendouz, A. H., Moulla, A. S., Mamou, A. & Zouari, K. (1997) Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental basin. British Geological Survey, London, UK.
- Edmunds, W. M., 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.
- Fontes, J. C., Coque, R., Dever, L., Filly, A. & Mamou, A. (1983) Paléohydrologie isotopique de l'wadi el Akarit (sud tunisien) au Pléistocène et à l'Holocène. *Palaeogeogr. Palaeontol. Palaeogeol.* **43**, 41–61.
- Garcia, M. G., Del Hidalgo, M. & Blesa, M. A. (2001) Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucumán province, Argentina. *Hydrogeol. J.* **9**(6), 597–610.
- Gries, S. (2000) Etude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara-Sahel; implications pour la gestion des ressources en eau et les reconstitutions paléoclimatiques. Thèse de Doctorat Univ. Paris XI, UFR Scientifique d'Orsay, France.
- Guendouz, A. (1985) Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est septentrional, Algérie. Thèse de Doctorat, 3ème cycle, Univ. Paris Sud, Centre d'Orsay, France.
- Kamel, S., Dassi, L., & Zouari, K. (2006) Approche hydrogéologique et hydrochimique des échanges hydrodynamiques entre aquifères profond et superficiel du bassin du Djérid, Tunisie. *Hydro. Sci. J.* **51**(4), 713–730.
- Mamou, A. (1990) Caractéristiques, évaluation, gestion des ressources en eau du sud tunisien. Thèse de Doctorat, Univ. Paris Sud, France.
- Maréchal, J. C. & Etcheverry, D. (2003) The use of ^3H and ^{18}O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. *Appl. Geochem.* **18**, 339–351.
- 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.
- Novel, J. P. (1995) Contribution de la géochimie à l'étude d'un aquifère alluvial de montagne—cas de la Vallée d'Aoste. *Mem. Sci. Terre, Acad. Paris*, VI.
- Plummer, L. N., Jones, B. F. & Truesdell, A. H. (1976) WATEQF, a Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. *US Geol. Survey Water Res. Invest. Report 76*.
- OSS (Observatoire Sahara et Sahel) (2003) Système aquifère du Sahara septentrional: gestion commune d'un bassin transfrontière. Rapport de synthèse. OSS, Tunisie.
- Scholl, M. A. (2002) The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii. *J. Hydrol.* **264**, 170–184.
- Slimani, M., Cudennec, C. & Feki, H. (2007) Structure du gradient pluviométrique de la transition Méditerranée-Sahara en Tunisie: Déterminants géographiques et saisonnalité. *Hydro. Sci. J.* **52**(6), 1088–1102.
- UNESCO (1972) *Etude des Ressources en Eau de Sahara Septentrional*. (7 vols. et annexes). UNESCO, Paris, France.
- Valles, V., N'diaye, M. K., Bernadac, A. & Tardy, Y. (1989) Geochemistry of waters in the Kouroumari region, Mali: Al, Si and Mg in waters concentrated by evaporation: development of a model. *Arid Soil Res.* **3**, 21–39.
- Zargouni, F., Rabia, M. Ch. & Abbes, C. (1985) Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Negrine-Tozeur dans la structuration du Faisceau sud-atlasique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris **301**, série II; 831–834.
- Zouari, K., Chkir, N. & Ouda, B. (2003) Palaeoclimatic variation in Maknassi basin (central Tunisia) during Holocene period using pluridisciplinary approaches. IAEA Tech. Report 80-88, Int. Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.

Reçu le 5 Juin 2007; accepté le 7 Octobre 2008