



APPROCHE HYDROCHIMIQUE DE L'AQUIFERE SUPERFICIEL DE AIN DJACER. EST ALGERIEN.

DJENBA S.¹, BOUDOUKHA A.², BENCER S.³

¹ Département des Sciences de la Terre. Université de Batna 2, Algérie.

² Laboratoire de recherche en hydraulique appliquée. Université de Batna 2, Algérie.

³ Laboratoire de recherche en hydraulique appliquée. Université de Batna 2, Algérie.

*djenbasamir@yahoo.fr.
boudoukha_abderrahmane@yahoo.fr
bencer_s@yahoo.fr*

RESUME

La région de Ain Djacer est le siège d'un aquifère superficiel qui se trouve dans les alluvions du Mio-Plio-Quaternaire. Cette nappe qui a pour substratum les argiles et les marnes gypseuses du Miocène, est entourée par les calcaires du Crétacé qui constituent une limite à potentiel imposé. Il s'agit d'un synclinal comblé par les sédiments du Mio-Plio-Quaternaire où tous les écoulements convergent vers le centre de la plaine. L'exploitation intensive des ressources en eaux souterraines de la région a largement influencé le fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique de cette nappe. Ceci a induit une baisse du niveau statique et une minéralisation des eaux souterraines. Afin de mettre en évidence l'effet de cette situation sur la qualité des eaux souterraines, une étude hydrogéochimique a été menée. Cette étude a montré que le faciès est bicarbonaté calcique près des calcaires et chloruré sodique au centre de la plaine en liaison avec la lithologie. L'analyse thermodynamiques a montré que les principaux phénomènes géochimiques intervenant dans l'acquisition de la charge saline sont liés à l'interaction eau-roche (dissolution des minéraux carbonatés et évaporitiques), à l'échange cationique et à la concentration le long de l'écoulement.

Mots clés: Géologie, aquifère, hydrochimie, salinité, dissolution, concentration.

ABSTRACT

Ain Djacer Area is the seat of an aquifer which is located in the alluvial deposits of Mio-Plio-Quaternary. This groundwater has to bedrock clays and gypsum marl Miocene, is surrounded by Cretaceous limestones which are limited to a fixed potential. It is a synclinal filled by sediments Mio-Plio-Quaternary where all flows converge toward the center of the plain. The intensive exploitation of groundwater resources in the region has greatly influenced the hydrodynamic and hydrochemical functioning of the shallow aquifer. This caused a decrease in the static level and mineralization of groundwater. To demonstrate the effect of this situation on the quality of groundwater, a hydrogeochemical study was conducted. This study showed that the calcium bicarbonate facies is near limestone and sodium chloride concentration in the center of the plain in liaison with the lithology. The thermodynamic analysis showed that the main geochemical processes involved in the acquisition of saline load are related to water-rock interaction (dissolution of carbonate and evaporate minerals), the cation exchange and concentrating along flow.

Keywords: Geology, aquifer, hydrochemistry, salinity, dissolution, concentration.

INTRODUCTION

Les besoins en eau de la région de Ain Djacer se trouvant au Nord Est algérien, sont assurés par les eaux souterraines de l'aquifère superficiel du Mio-Plio-Quaternaire. Fig. 1. L'eau de la nappe est accessible à l'aide de forages de profondeur moyenne (100 à 150 m), de ce fait, l'exploitation de cette nappe n'a cessé d'augmenter et les prélèvements deviennent supérieurs aux ressources régulatrices. Chabour, 1997. La surexploitation de cette nappe, entraîne une chute moyenne du niveau de la surface piézométrique de 1 à 2 m.an⁻¹. Ziani, 2009. Cet état, associé à la sécheresse, a provoqué le tarissement de nombreuses sources et a induit une dégradation de la qualité chimique, illustrée par l'augmentation de la salinité des eaux. Bencer, 2005. Il est clair qu'un certain nombre de processus hydrogéochimiques se produisent au cours de cette évolution, qu'il convient d'identifier. Gomo et al., 2014. Le but principal de cette étude hydrogéochimique est d'identifier les processus responsables de

l'évolution de la chimie des eaux souterraines. La compréhension du fonctionnement de ce système, nécessite donc la combinaison d'outils hydrodynamiques et géochimiques, qui offre une alternative intéressante pour préciser son fonctionnement. Une étude donc a été entreprise dans ce contexte par le Laboratoire de Recherche en Hydraulique Appliquée de l'université de Batna pour contribuer à la compréhension des processus hydrodynamique et hydrochimique qui régissent le fonctionnement de ce système aquifère.

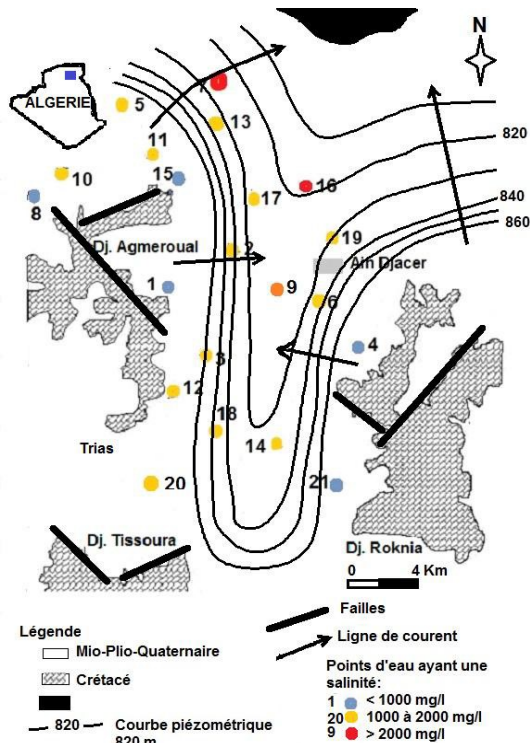


Figure 1 : Carte des conditions naturelles.

MATERIEL ET METHODES

Contexte naturel

Le bassin de Ain Djacer d'une superficie de 210 km², correspond à un terrain relativement plat et à pente très faible. Cette plaine a une altitude moyenne de 850 m et elle est entourée par des reliefs culminants à 1230 m. Cette morphologie a permis l'installation d'un faible réseau hydrographique endoréique temporaire. Le climat de la région est de type semi-aride, caractérisé par des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 260 mm et une température moyenne annuelle de 15,9 °C. Mebarki, 2009. Cette semi aridité due essentiellement à l'irrégularité des précipitations, expose la région à une augmentation de la température et à une forte évapotranspiration qui donnent lieu à un bilan hydrologique déficitaire qui dépasse 650 mm.an⁻¹.

Les formations géologiques profondes qui se trouvent dans la région, s'étalent du Trias au Quaternaire. Le Trias est salifère alors que le Crétacé est formé par des calcaires dolomitiques et gréseux, avec parfois d'épaisses couches marneuses. La formation de couverture d'âge Mio-Plio-Quaternaire correspond à des argiles rouges parfois gypseuses surmontées par des calcaires lacustres, des conglomérats et des alluvions. Wildi, 1983. L'épaisseur de cette formation varie entre 300 et 500 m. Boudoukha et al., 1997.

La tectonique de la région a abouti à la formation d'un synclinal comblé d'éléments détritiques, d'âge Mio-Plio-Quaternaire. La superposition de plusieurs phases tectoniques a permis au Trias de jalonner les formations carbonatées du Trias et l'apparition d'un réseau intense de fractures de direction Sud-Ouest, Nord-Est et Nord-Ouest, Sud-Est.

L'étude hydrogéologique de la région, montre l'existence deux grands aquifères :

- Un aquifère superficiel se trouvant dans les formations alluvionnaires du Mio-Plio-Quaternaire reposant sur des argiles et des marnes parfois gypseuses ;
- Un aquifère profond dans les calcaires fissurés qui affleurent sur les limites et qui ont été reconnus à l'aide de forages profonds.

L'aquifère superficiel a fait l'objet de plusieurs investigations hydrogéologiques (Chabour, 1997 ; Bencer, 2005 ; Ziani, 2009). Il s'agit d'un aquifère à nappe libre dont l'épaisseur varie entre 10 m sur les limites et 100 m au centre de la

plaine. Ces alluvions ont une perméabilité moyenne de 10^{-4} m.s^{-1} (Ziani, 2009). Depuis 1997, la nappe a gardé la même structure, caractérisée par la présence de deux zones, l'une à l'Ouest avec un écoulement Ouest-Est et l'autre à l'Est avec un écoulement Est-Ouest, imposées par l'inclinaison de son substratum. Ces deux écoulements convergent vers le centre de la plaine pour être drainés vers le Nord (figure 1). Cet état piézométrique suggère une alimentation par les calcaires du Secondaire et une décharge vers le Nord.

Echantillonnage et techniques d'analyses

Pour examiner l'évolution des paramètres physico-chimiques, il a été procédé au prélèvement de 21 échantillons d'eau, durant le mois de mars 2004 (Bencer, 2005). Ces échantillons ont été pris au niveau des forages après 15 min de pompage et après stabilisation de la température de l'eau pour éliminer les eaux souterraines stockées dans l'ouvrage. Ces échantillons ont été prélevés à l'aide de 2 flacons en polypropylène lavés à l'acide. Chaque échantillon a été filtré immédiatement sur le site à l'aide de filtres de $0,45 \mu\text{m}$ d'acétate de cellulose. Le filtrat pour les analyses des cations a été stocké dans des flacons de 250 cm^3 en polyéthylène et immédiatement acidifié à $\text{pH} < 2$ par ajout d'acide nitrique MerckTM ultrapur. Les échantillons dont l'eau est destinée à l'analyse des anions n'ont pas été acidifiés. Tous les échantillons ont été conservés dans une glacière à une température inférieure à 4°C et transférés au laboratoire et conservés dans un réfrigérateur à une température inférieure à 4°C jusqu'à ce qu'ils soient analysés dans un délai d'une semaine au maximum. Le pH a été mesuré sur le terrain à l'aide d'un multi-paramètre WTW (P3 MultiLine pH / LFSET). Les éléments chimiques analysés sont : calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^+), potassium (K^+), chlorure (Cl^-), bicarbonates (HCO_3^-), sulfates (SO_4^{2-}) et le résidu sec (RS). Les analyses chimiques des éléments majeurs ont été réalisées au Laboratoire de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) de Constantine. Les méthodes utilisées sont celles préconisées par American Water Works Association and Water Environment Federation (tableau 1).

Tableau 1 : Analyses chimiques des eaux souterraines de la région de Ain Djacer (méq/l).

N°	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	RS (mg/l)
1	7,82	5,9	4,7	2,2	0,15	3,5	3,6	4,2	746
2	7,67	8,6	4	9,9	0,18	8,3	9,3	3	1290
3	7,95	8	5,4	10,2	0,23	10,6	8,8	5	1592
4	8,02	4,4	4,8	2,5	0,23	49	4,3	6,2	882
5	7,68	8	5,6	15	0,33	13,9	9,1	4,3	1800
6	7,61	5	4,8	5,7	0,26	8,5	2,8	4,6	1010
7	7,42	15,3	8,9	18,2	0,26	29,3	8,5	4,8	2598
8	7,69	4,3	5,5	3,7	0,31	66	4,2	9,1	844
9	7,24	10,6	5,6	30	0,28	28,9	10,4	5,5	2710
10	7,29	8,5	5,3	5,1	0,26	6,8	8	3,7	1198
11	7,41	9	5	6,4	0,21	9,3	6,8	2,9	1214
12	7,38	7,9	3,7	16,9	0,28	134	8,7	4,4	1728
13	7,20	8,6	3,6	20,4	0,31	17,9	9,4	4,6	1966
14	7,04	5	3,6	12,6	0,28	10,3	5,4	5,4	1296
15	7,16	4,7	3,1	2,3	0,15	1,7	3,7	5,7	666
16	7,07	11,1	8,5	23,5	0,13	24	15,3	4,7	2608
17	7,54	10	2,6	12,2	0,15	12,3	6	6,1	1546
18	7,1	11	4,1	20	0,26	13,9	6	5,4	1600
19	7,55	8,2	7,6	13,9	0,21	16,5	6	6,8	1880
20	7,62	7,8	6,8	10,1	0,23	13,4	5,4	7,2	1562
21	7,94	6,9	4,5	4,5	0,26	5,8	4,3	7,6	944

Méthodes

Une simulation a été réalisée à l'aide du code PHREEQ-C (Parkhurst et Appelo 1999) pour calculer les indices de saturation (IS) et aborder la spéciation des minéraux. Le calcul de l'IS a été fait selon la formule 1.

$$IS = \log (IAP/K) \tag{1}$$

où IAP est l'activité de l'ion et K, la constante d'équilibre. Les indices de saturation des minéraux sont utilisés pour évaluer l'état de saturation de l'eau qui contrôle le chimisme et l'état d'équilibre avec les phases solides (Appelo et Postma, 1996; Drever, 1997). Généralement l'équilibre eau-roche est atteint lorsque IS=0. Si IS>0, l'eau est sursaturée, la précipitation des minéraux est nécessaire pour atteindre l'équilibre, par contre si IS<0, l'eau est sous-saturée, la dissolution des minéraux est nécessaire pour atteindre l'équilibre. (Yidanaa et al., 2008), donc ces minéraux contrôlent la chimie de ces eaux. Pour les

carbonates, Olive, (1976) considère qu'une solution est saturée en carbonates quand $IS > 0,2$ et elle est sous saturée en bicarbonates quand $IS < 0,2$ étant donné que le calcul de cet indice peut être entaché d'une erreur relative de 50%.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Salinité

L'examen des analyses chimiques, montre que le pH varie entre 7,04 et 8,02, ce qui indique une faible alcalinité des eaux souterraines. Il est connu que les processus de mise en tampon de la calcite et de la dolomite, sont dominants pour des pH allant de 6,5 à 7,5 (Blowes et al., 1994 ; Geller et al., 2000). Les pH mesuré des 21 échantillons d'eaux souterraines analysées, se trouvent dans cette fourchette à 65% des cas. Tableau 1.

La salinité représentée par le résidu sec (RS) augmente de l'Ouest vers l'Est dans la partie Ouest et de l'Est vers l'Ouest dans la partie Est, elle passe de 666 mg/l sur les limites à 2608 mg/l au centre de la plaine (figure 1). Pour comprendre les liens entre les processus géochimiques et hydrogéologiques intervenant dans les eaux de cet aquifère, les échantillons ont été regroupés selon leur salinité en trois groupes. Le groupe 1 de faible salinité ($RS < 1000$ mg/l) sur les limites, le groupe 3 de forte salinité ($RS > 2000$ mg/l) au centre de la plaine et le groupe 2 de salinité moyenne ($1000 < RS < 2000$ mg/l) dans la zone intermédiaire. Ceci est en accord avec le sens d'écoulement qui permet la concentration des éléments selon les lignes et les axes d'écoulement souterrains.

Faciès chimique

Shipovalov (1984) reconnaît trois types de typologie hydrochimique à l'échelle mondiale: (i) une zonation horizontale, (ii) une zonation verticale et (iii) une zonation d'altitude. La zone de Ain Djacer est une zone à écoulement "horizontal" où on a une variation relativement faible de la topographie; on passe de 1200 m sur la zone de recharge à 850 m dans la plaine sur une distance de près de 15 km. Ainsi, pour cette zonation, le faciès chimique fournit des informations sur la variation de la géochimie le long des axes d'écoulement. En général, une augmentation progressive de la minéralisation de l'eau souterraine permet de passer du faciès carbonaté à un faciès salifère. Cette typologie est

observée dans les eaux peu profondes se déplaçant d'une manière plus ou moins horizontale en raison du faible gradient des eaux souterraines ce qui permet d'accroître l'interaction eau-roche. L'application du diagramme de Piper (1944) aux eaux souterraines de la région, permet de montrer deux faciès chimiques. Le triangle des anions permet de montrer une tendance vers les chlorures alors que celui des cations permet de montrer une tendance vers le sodium. Le diagramme de synthèse permet de montrer que les eaux proches des formations calcaires sont caractérisées par un faciès carbonaté alors celle du centre de la plaine sont caractérisées par un faciès salifère (figure 2). Cette typologie des faciès, souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité de cette nappe. La présence de formations calcaires fissurées et karstifiées sur les limites Est et Ouest, suggère une infiltration des eaux de précipitations où elles acquièrent leur minéralisation originelle bicarbonatée calcique. Le rapport molaire $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ (1 à 2) de la majorité des échantillons, témoigne de la dissolution de la calcite. Maya et Loucks, 1995.

Ceci explique également la présence de la faible salinité ($\text{RS} < 1000 \text{ mg/l}$) des eaux sur ces limites Est et Ouest. Ces eaux se minéralisent d'avantage en chlorures, sodium et sulfates au contact des formations salées du Trias et les formations terrigènes formant l'aquifère, par dissolution des minéraux salés et par concentration des eaux en éléments chimiques le long de l'écoulement souterrain. Cette concentration est également favorisée par la faible vitesse d'écoulement, le gradient hydraulique étant relativement faible ce qui permet un contact eau-roche, prolongé. Bencer, 2005 ; Ziani, 2009.

Processus hydrochimiques

Il existe différentes réactions qui peuvent résulter de l'interaction eau-roche pour aboutir à une typologie hydrochimique des eaux souterraines. Une bonne compréhension de la géologie du site, de la minéralogie et de l'hydrogéologie est importante afin de développer un modèle conceptuel hydrogéochimique adéquat. Il est également impératif de tester la validité de chaque réaction chimique hypothétiquement identifié en se basant sur les données chimiques effectuées. Gomo et al. ; 2014. Pour atteindre cet objectif, les processus chimique des eaux souterraines de l'aquifère superficiel de Ain Djacer a été abordé à l'aide de quelques diagrammes binaires, réalisés en concentrations molaires des principaux éléments majeurs. Les premiers diagrammes ont concernés la variation des éléments carbonatés ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs HCO_3^- et Ca^{2+} vs HCO_3^-). Ces diagrammes montrent que les points qui représentent les différentes analyses chimiques des eaux échantillonnées, se trouvent positionnés

au-dessus de la droite de la calcite et au-dessus de celle de la dolomite (figure 3). Ceci suggère que l'origine de ces éléments, est autre que les carbonates à l'exception des échantillons d'eau se trouvant près des formations carbonatées. Un second groupe de diagrammes a été établi à l'aide des éléments évaporitiques (Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^-). Le diagramme (Ca^{2+} vs SO_4^{2-}) montre deux groupes de points, un premier groupe où les points s'alignent autour de la droite de pente "1" influencé par la dissolution du gypse et/ou de l'anhydrite un second groupe formés par des point d'eau plus minéralisées qui montrent un excès en Ca^{2+} qui pourrait être dû à un processus d'échange de base (figure 4a). La corrélation Na^+ vs Cl^- 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 qui présente des rapports molaires Na^+/Cl^- inférieurs à 1 présentant un déficit en sodium (figure 4b). L'examen simultané des figures 4a et 4b, permet de voir que le déficit en Na^+ est plus ou moins équilibré par un enrichissement en Ca^{2+} . Cette tendance suggère des réactions d'échange de base par la matrice argileuse ou argilo-sableuse de l'aquifère superficiel qui pourrait jouer le rôle d'échangeur de cations. Capaccioni et al., 2005; Stigter et al., 1998).

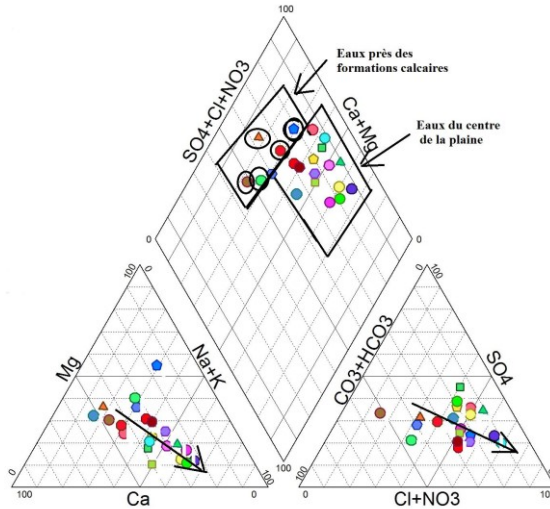


Figure 2 : Diagramme de Piper appliqué aux eaux de l'aquifère superficiel de Ain Djacer.

Ce phénomène d'échange de base a été abordé à l'aide du diagramme $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ vs $SO_4^{2-} + HCO_3^-$. Si les points analytiques s'alignent autour de la droite de pente 1, les réactions dominantes sont dues à la dissolution de la calcite, la dolomite et le gypse.

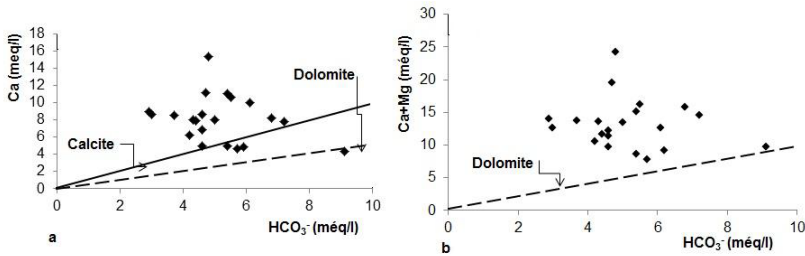


Figure 3 : Variation des éléments carbonatés.

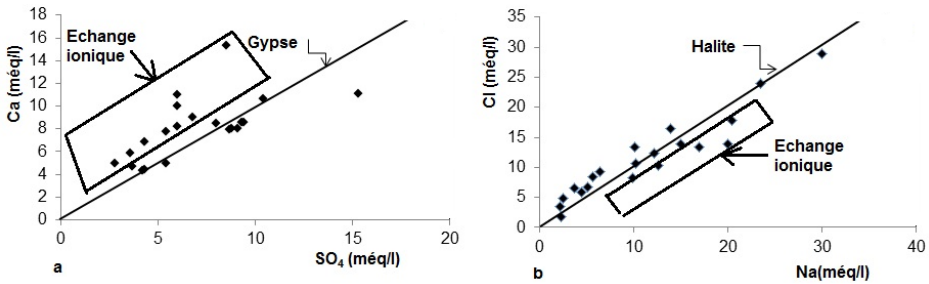
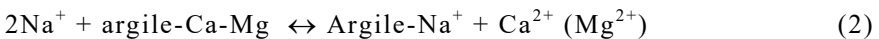
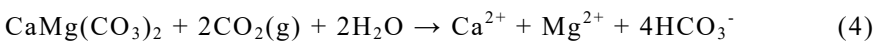
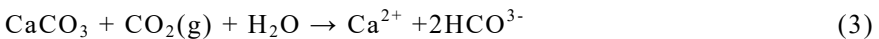


Figure 4 : Variation des éléments évaporitiques.

L'échange de base a tendance à déplacer les points vers le bas en raison de l'excès de $SO_4^{2-} + HCO_3^-$ ou vers le haut en raison de l'excès de $Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Cerling et al., 1989; Fisher et Mulican, 1997. Ce processus se fait selon la réaction 2.



L'examen de la figure 5 montre que les points se situent au-dessus de la droite d'équilibre ce qui traduit un échange de base dû à un excès de Ca^{2+} et Mg^{2+} provenant des formations carbonatées. L'utilisation des diagrammes d'équilibre eau-minéraux (Drever, 1988), montre que l'eau est en équilibre principalement avec la dolomite et l'aragonite. Fig. 6. Cette dissolution se fait dans les conditions naturelles selon les réactions 3 et 4. Garrels and Mackenzie, 1971.



Le diagramme hydrochimique proposé par (Chadha 1999) permet également d'apporter des éléments qui permettent de mieux comprendre le processus hydrochimique de la nappe de Ain Djacer. Ce diagramme a été appliquée avec succès à travers le monde par Karmegam et al., (2010), Vandenbohede et al., (2010), Thilagavathi, (2012) et en Algérie par Alligui, (2011) pour déterminer l'évolution des différents processus hydrogéochimiques.

Les processus hydrochimiques proposés par Chadha (1999) permettent de classer les eaux en quatre groupes :

- Groupe 1 : Eaux de recharge de type Ca-HCO₃
- Groupe 2: Eaux avec un excès en Ca-Mg-Cl ayant subi un échange ionique inverse
- Groupe 3 : Eaux salées riches en Na-Cl qui sont soit des eaux de mer soit ayant séjourné en contact avec des formations salées.
- Groupe 4 : Eaux ayant subi un échange ionique Na - HCO₃

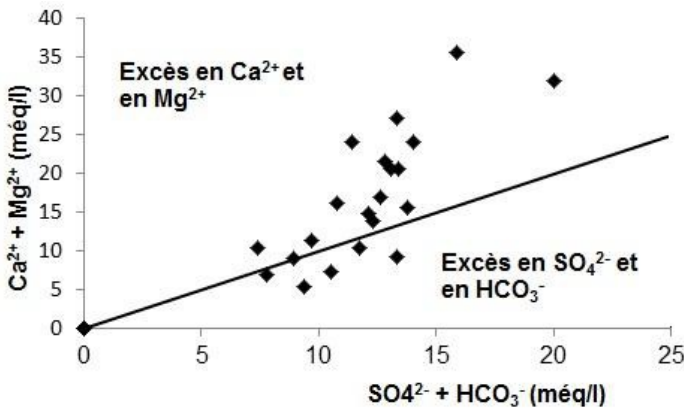


Figure 5 : Relation Ca²⁺+Mg²⁺ vs SO₄²⁻+HCO₃⁻.

L'application de ce diagramme aux eaux souterraines de Ain Djacer, permet de voir que la majorité des échantillons se trouvent classer dans les groupes 2 et 3 et à moindre degré dans le groupe 1. Le groupe 4 ne contient aucun échantillon (figure 7). Le groupe 1 contient les échantillons d'eau se trouvant près de la limite des calcaires, se sont donc les eaux de recharge. Il s'agit d'eau faiblement

chargée ($RS < 1000$ mg/l) et de type bicarbonaté calcique. Ceux du groupe 2, sont des eaux caractérisées par un excès en Ca et Mg au détriment de Na+K. Ce sont des eaux de salinité moyenne ($1000 < RS < 2000$ mg/l) où la présence de Ca et Mg est due à l'altération des minéraux riches en Ca^{2+} autre que les carbonates probablement le gypse et/ou l'anhydrite. Les eaux du groupe 3 riches en Na+Cl, qui correspondent à des eaux qui se sont concentrée en éléments chimiques le long de l'écoulement ou qui ont circulé à travers les formations terrigènes riches en formations salées. Ces eaux ont probablement subi un échange ionique ayant abouti à une libération de Na^+ .

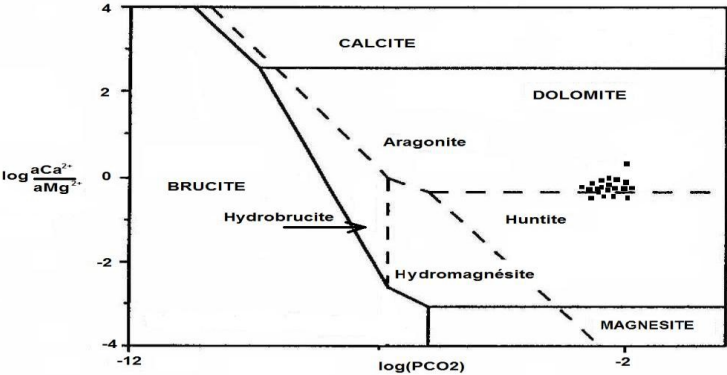


Figure 6 : Diagramme d'équilibre des carbonates.

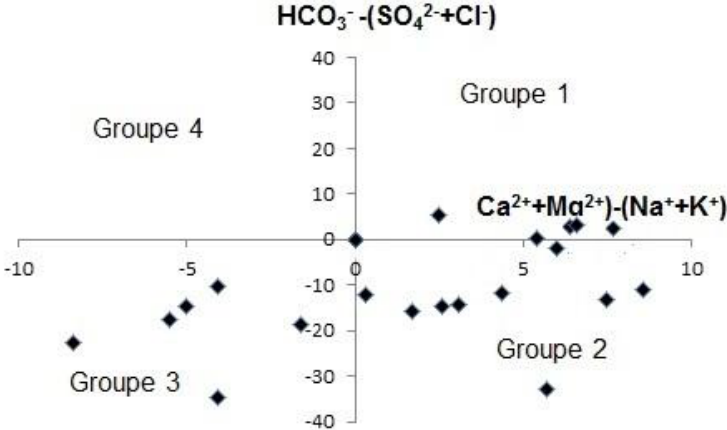


Figure 7 : Diagramme de Chadha appliqué aux eaux souterraines de Ain Djacer.

Thermodynamique

Le chimisme de l'eau est acquis par l'interaction de l'eau avec les roches encaissantes ce qui a permis de voir qu'il existe, selon la salinité, trois groupes d'eau avec une salinité initiale faible, caractérisée par la présence de Ca^{2+} , HCO_3^- et parfois Mg^{2+} et une salinité finale plus élevée, caractérisée par la présence de Na^+ et Cl^- . Le mécanisme de cette évolution a été étudié à l'aide de l'indice de saturation de quelques minéraux évaporitiques, carbonatés et la pression partielle du gaz carbonique dissous (P_{CO_2}) (tableau 2).

Les indices de stabilité des principaux minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite) montrent que ces derniers sont proches de l'état d'équilibre. Cet état des minéraux carbonatés indique que l'eau a subi des changements importants suite à un dégazage du CO_2 . Ceci induit une précipitation d'une partie des minéraux carbonatés. De Montety et al., 2008. D'après Djidi et al. (2008), ce dégazage se produit généralement lors de la recharge des aquifères karstiques.

Les indices de saturation de la calcite, l'aragonite et la dolomite augmentent régulièrement avec le pH (figure 8a). Cette augmentation du pH est due à l'alcalinité produite par la dissolution des carbonates. Les IS de ces minéraux suivent une tendance linéaire positive ce qui permet de dire que les phases minérales sont en train de changer avec une tendance similaire suite au même processus hydrogéochimique (figure 8b).

L'utilisation de la pression partielle du gaz carbonique (P_{CO_2}) associé à celle du pH et à l' $\text{IS}_{\text{calcite}}$ et $\text{IS}_{\text{dolomite}}$, permet d'apporter des précisions sur le processus hydrochimique de la région. Il est connu que la P_{CO_2} atmosphérique est de l'ordre de $10^{-3.5}$ atm. Raymahashay, 1986. La P_{CO_2} des eaux des rivières est généralement en équilibre avec l'atmosphère par contre une P_{CO_2} plus élevée ($\text{Log } P_{\text{CO}_2} > -1.5$) est le résultat d'une circulation profonde des eaux souterraines, ayant eu une interaction avec les carbonates. Chidambaram et al., 2011. Les liaisons $\text{Log}(P_{\text{CO}_2})$ vs $\text{IS}_{\text{calcite}}$ et $\text{Log}(P_{\text{CO}_2})$ vs $\text{IS}_{\text{dolomite}}$ permettent de constater que seulement la moitié des échantillons est en équilibre, le reste étant sursaturé et tant à précipiter (figure 9). La P_{CO_2} est beaucoup plus faible étant donné qu'il s'agit d'une eau de recharge.

En revanche, les eaux sont sous-saturées vis-à-vis des principaux minéraux évaporitiques (la halite, le gypse et l'anhydrite) ce qui induit une dissolution de ces minéraux. Ceci est en liaison avec la constante d'équilibre (K) des minéraux évaporitiques (NaCl (1,58) ; CaSO_4 (-4,58)), qui ont des valeurs de K plus élevée ce qui leur permet de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées.

Tableau 2 : Variation des Indices de saturation de quelques minéraux et de la pression partielle du CO₂.

Echan.	Anhydrite	Gypse	Halite	Calcite	Aragonite	Dolomite	Log(P _{CO2})
1	-1,09	-0,84	-5,97	0,37	0,22	0,42	-2,51
2	-1,61	-1,39	-6,8	0,09	0,23	-0,09	-1,51
3	-1,16	-0,92	-5,67	0,83	0,68	1,5	-2,58
4	-1,59	-1,35	-6,38	0,66	0,51	1,39	-2,7
5	-1,13	-0,89	-5,4	0,56	0,41	0,95	-2,37
6	-1,73	-1,49	-6,01	0,37	0,23	0,78	-2,24
7	-1,04	-0,8	-5,02	0,53	0,38	0,87	-2,08
8	-1,62	-1,38	-6,29	0,22	0,08	0,62	-2,5
9	-1,09	-0,84	-4,8	0,23	0,08	0,22	-1,83
10	-1,34	-1,1	-6,16	0,15	0	0,13	-2,03
11	-1,19	-0,94	-5,93	-0,01	-0,16	-0,25	-2,44
12	-1,18	-0,94	-5,36	0,24	0,09	0,19	-2,04
13	-1,12	-0,89	-5,4	0,12	-0,03	-0,09	-1,84
14	-1,5	-1,26	-5,59	-0,22	-0,37	-0,59	-1,64
15	-1,58	-1,34	-7,09	-0,05	-0,2	-0,25	-1,77
16	-0,93	-0,7	-5	0,03	-0,12	-0,01	-1,72
17	-1,22	-0,97	-5,53	0,84	0,69	1,11	-2,27
18	-1,47	-1,23	-5,31	0,08	-0,07	0,73	-1,74
19	-1,35	-1,11	-5,36	0,6	0,46	1,22	-2,04
20	-1,4	-1,15	-5,58	0,68	0,53	1,38	-2,08
21	-1,56	-1,32	-6,27	0,68	0,53	1,35	-2,58

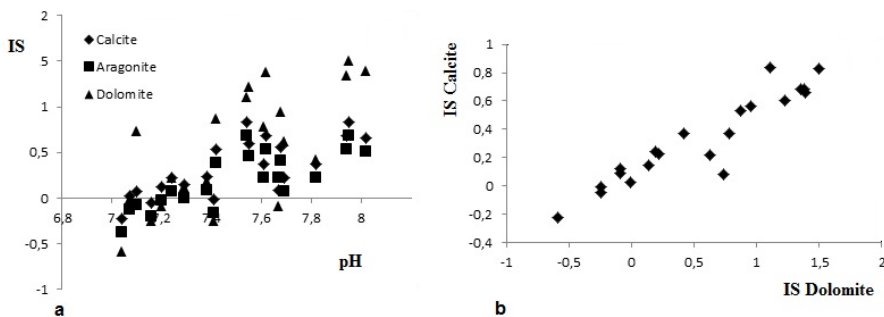


Figure 8 : Variation de l'indice de stabilité des minéraux carbonatés selon le pH.

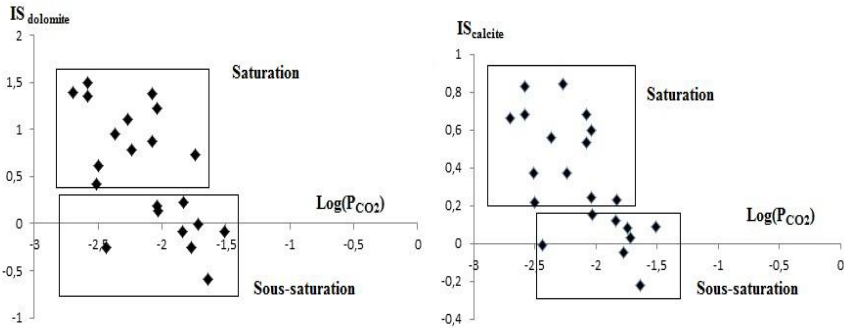


Figure 9 : Relation Log(Pco2) vs IScalcite et Log(Pco2) vs ISdolomite appliquée aux eaux de l'aquifère de Ain Djacer.

CONCLUSION

Cette étude a permis d'apporter une contribution à la connaissance du fonctionnement hydrochimique de l'aquifère superficiel de Ain Djacer en utilisant des traceurs géochimiques. Les eaux de cet aquifère ont un faciès bicarbonaté sur les limites calcaires près de la zone d'infiltration. Cette eau se concentre en éléments salés gypsifères le long de l'écoulement. Plusieurs processus sont susceptibles de contrôler l'hydrochimie de cet aquifère. Il s'agit notamment de l'échange de cations, dissolution et précipitation. La thermodynamique a permis de voir que tous les éléments évaporitiques sont sous saturés, leurs indices de stabilité inférieurs à 0 alors que la P_{CO_2} , l' $IS_{calcite}$ et $IS_{dolomite}$ permettent de constater que seulement la moitié des échantillons carbonatés sont en équilibre, le reste étant sursaturé et tant à précipiter. La P_{CO_2} est beaucoup plus faible étant donné qu'il s'agit d'eau de recharge. Ainsi, l'eau infiltrée au niveau des calcaires du Crétacé s'enrichit en $Ca^{2+} + HCO_3^-$, le long de son parcours souterrain vers le centre de la plaine, en présence de la dolomite, l'aragonite, du $CO_2(g)$, du gypse, la halite, aboutie à une eau enrichie surtout en SO_4^{2-} , Na^+ et Cl^- . Ces mécanismes d'évolution hydrochimique sont largement semblables à ceux délimités pour les systèmes aquifères régionaux similaires en Algérie et à travers le monde.

REFERENCES

- Alligui F. 2011. Dispersion Géochimique Naturelle et Artificielle du Mercure dans la Région de Azzaba -W.Skikda- et son Impact sur l'Environnement. Thèse Univ. Bab Ezzouar. Alger.
- American Water Works Association and Water Environment Federation, 2005. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. Washington, DC 20001-3710
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 1996. Geochemistry, Groundwater and Pollution. Balkema, Rotterdam. pp. 536.
- Arnorsson, S. 1975. Application of the silica geothermometer in low-temperature hydrothermal areas in Iceland. *American Journal of Science*, 275: 763-784.
- Belkhir L., Boudoukha A., Mouni L., Baouz T. 2010. Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater-A case study: Ain Azel plain (Algeria). *Geoderma* 159: 390-398.
- Benaabidate L. and Fryar A.E., 2010. Controls on Ground Water Chemistry in the Central Couloir Sud Rifain, Morocco. *Ground Water*. 48(2): 306-319.
- Bencer S. 2005. Etat des ressources hydriques de la région d'Ain Djacer et estimation de la qualité chimique des eaux souterraines. (Wilaya de Batna). Mémoire de Magister Dép. Hydrau. Univ. Batna
- Blowes, D.W., Ptacek, C.J., 1994. Acid-neutralization mechanisms in inactive mine tailings, in: Jambor, J.L., Blowes, D.W. (Eds), *The Environmental Geochemistry of Sulphide Mine-Wastes*. Mineralogical Association of Canada, Nepean. 22 : 271-292.
- Boudoukha A., W.M. Kowalsky W.M. et Pharizat A. 1997. Evolution des sédiments lacustres Plio-Villafranchiens des dépressions fermées d'El Eulma. Est algérien. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles du Pays Montbéliard*, 187-200.
- Brinis N., Boudoukha A., Djabri L. & Mania J. 2009. La salinité des eaux souterraines de la zone Est de la plaine d'El Outaya. Région de Biskra. Algérie. *Bulletin Service Géologie National*, 20(1) : 49-61.
- Capaccioni B., Didero M., Paletta C., and Idero L. 2005. Saline intrusion and refreshing 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.
- Cerling T.E., Pederson B.L., Damm K.L.V. 1989. Sodium-calcium ion exchange in the weathering of shales: implications for global weathering budgets. *Geology* 17: 552-554.

- Chabour N. 1997. Etude hydrogéologique de la plaine de Ain Djasser (Boughzel). Mémoire de magistère. Institut Sciences Terre. Univ. Constantine. Algérie.
- Chadha D.K. 1999. A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeol J* 7(5): 431–439
- Chidambaram, S. Prasanna, MV. Vasu, K. Shahul A. Hameed, 2011. Study on the stable isotope signatures in groundwater of Gadilam river basin, Tamilnadu, India. *Indian Journal of Geochemistry* 22 (2), 209-221
- De Montety V., Radakovitch O., Vallet Coulomb C., Blavoux B., Hermitte D. et Valles V. 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.
- Djidi K., Bakalowicz M. and Benali A. 2008. Mixed, classical and hydrothermal karstification in a carbonate aquifer hydrogeological consequence. The case of the Saida aquifer system, Algeria. *C.R. Geosci.*, 340: 462–473.
- Drever, J.I., 1988. *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Drever, J.I., 1997. *The Geochemistry of Natural Waters*, third ed. Prentice Hall, New Jersey.
- Ettazarini, S. 2005. Processes of water-rock interaction in the Turonian aquifer of Oum Er-Rabia Basin, Morocco. *Environmental Geology* 49: 293–299.
- Fehdi Ch. Boudoukha A. Rouabhia A. (2010). Use of hydrogeochemistry and environmental isotopes for groundwater characterisation in Morsott-El Aouinet basin, Northeastern Algeria. *Geochemical Journal. The Geochemical Society of Japan. Terrapub.* Online ISSN 1880-5973
- Fehdi C., Boudoukha A., Rouabhia A. et Salameh E. (2009). Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-El Aouinet (Région Nord de Tébessa, Sud-Est algérien). *Afrique Science Journal.* 05(2): 217-231.
- Fisher R.S., Mulican W.F. 1997. Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern Chihuahuan desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology Journal*, 10(4): 455–474.
- Garrels, R.M., MacKenzie, F.T., 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton, New York.
- Geller, W., Friese, K., Herzsprung, P., Kringel, R., Schultze, M., 2000. Limnology of sulphur-acidic mining lakes. II Chemical properties: The main constituents and buffering systems. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie* 27: 2475–2479.

- Gomo, M., van Tonder, J.G., Steyl, G., 2012. Investigation of the hydrogeochemical processes in an alluvial channel aquifer located in a typical
- Karmegam, U. Chidambaram, S. Prasanna, MV. Sasidhar, P. Manikandan, S. 2010. A study on the mixing proportion in groundwater samples by using Piper diagram and Phreeqc model *Chinese Journal of Geochemistry* 30 (4), 490-495
- Karoo Basin of Southern Africa. *Environ Earth Sci* DOI 10.1007/s12665-012-2118-9. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Kuells, C., Adar, E.M., Udluft, P., 2000. Resolving patterns of ground water flow by inverse hydrochemical modeling in a semiarid Kalahari basin. *Tracers and Modelling in Hydrogeology* 262: 447–451.
- Lopez-Chicano, M., M. Bouamama, A. Vallejos, and A. PulidoBosch. 2001. Factors which determine the hydrogeochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry* 16: 1179–1192.
- Maya, A.L., Loucks, M.D., 1995. Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah. *J. Hydrol.* 172: 31–59.
- Mebarki A. (2009). *Ressources en eau et aménagement en Algérie. Les bassins hydrographiques de l'Est*. Office des Publications Universitaires, Algérie, 389 p.
- Moral, F., J.J. Cruz-Sanjulia 'n, and M. Olias. 2008. Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of Sierra de Segura (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of Hydrology* 360 : 281–296.
- Olive, P., 1976. *Le système CO₂/H₂O*CaCO₃ et le système sulfate-sulfure*. Mémento pratique, C. R. G. Thonon les Bains.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999. User's Guide to PHREEQC (Version 2)-A Computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. USGS Water-Resources Investigation Report 99-4259. Denver, Colorado: USGS.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretations of water analyses. *Transactions of the American Geophysical Union* 25: 914–923.
- Plummer, L.N., J.F. Busby, R.W. Lee, and B.B. Hanshaw. 1990. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research* 26: 1981–2014.
- Raymahashay BC (1986) Geochemistry of bicarbonate in river water. *J Geol Soc India* 27:114–118
- Shipovalov GV (1984) Altitudinal hydrochemical zonations of groundwaters. *Water Resour*: 19: 261–265
- Stiger T.Y., Van Ooijen, S.P.J., Post, V.E.A., Appelo C.A.J. and Carvalho Dill A.M.M. 1998. A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater

- composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. *J. Hydrol.*, 208: 262-279.
- Thilagavathi, R., Chidambaram, R., Prasanna, S., Thivya, M.V., Singaraja, C. 2012 A study on groundwater geochemistry and water quality in layered aquifers system of Pondicherry region, southeast India. *Appl Water Sci* DOI 10.1007/s13201-012-0045-2
- Thomas, J.M., Welch, A.H., Preissler, A.M., 1989. Geochemical evolution of ground water in Smith Creek valley – a hydrologically closed basin in central Nevada, USA. *Applied Geochemistry* 4: 493–510.
- Vandenbohede A, Courtens C, William de Breuck L (2010) Freshsalt water distribution in the central Belgian coastal plain: an update. *Geol Belg* 11(3):163–172
- Wildi W. 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys.*, 201-297.
- Yidanaa, S.M., Ophoria, D., Banoeng-Yakubob, B., 2008. A multivariate statistical analysis of surface water chemistry data – The Ankobra Basin, Ghana. *J. Environ. Manage.* 88: 697–707.
- Ziani D. 2009. *Etude du flux azoté au niveau de la plaine de Ain Djacer*. Mémoire de Magister Département d'hydraulique. Université de Batna. Algérie.