

## **Rôle du complexe calco-carbonique dans la mise en évidence des relations eaux souterraines-eaux superficielles en zone semi-aride. Exemple de la plaine d'Ech-chelif-boukadir (Algérie)**

**FARID ACHOUR, JACKY MANIA**

*Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Université de Franche-Comté,  
 Place Leclerc, F-25000 Besancon, France*

**AHMED ABDELGADER**

*Laboratoire de Mécanique des Fluides et Génie Civil, Université du Havre, Quai Frissard,  
 BP 265, F-76055 Le Havre, France*

**MAHMOUD BOUZELBOUDJEN**

*Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2007, Suisse*

**AISSA SAFA**

*Laboratoire d'Hydrogéologie, Université Es-Senia, Oran 31000, Algérie*

**Résumé** Les bassins sublitoraux de l'Algérie centro-occidentale s'alignent parallèlement à la côte méditerranéenne formant des zones peu élevées par rapport aux chaînes secondaires plissées qui les encadrent. Ce sont des bassins néogènes dont l'histoire est étroitement liée aux phases ultimes et paroxysmales de l'orogénèse alpine. Le bassin du Chelif (Fig. 1) qui évolue dans ce milieu est un bassin subsident de type intramontagneux fonctionnant en graben le long de grandes flexures bordières. La plaine d'ech chelif-boukadir d'une superficie de 360 km<sup>2</sup> occupe le centre du silon du chelif constituée de formations plio-quadernaires atteignant par endroits les 400 m d'épaisseur. Le climat est semi aride avec une pluviométrie moyenne de l'ordre de 390 mm (1922-1990) répartie en averses irrégulières, le déficit est estimé à 360 mm. L'interprétation des analyses hydrogéochimiques des eaux des puits de la plaine ainsi que celles de l'oued chelif pour l'année 1990 a permis de vérifier la relation entre les écoulements souterrains et superficiels.

### **PARAMETRES CARACTERISTIQUES DES EAUX SOUTERRAINES**

L'état d'équilibre de la solution résulte des relations entre la cinétique chimique des réactions et la vitesse d'écoulement des eaux. Le temps de mise à l'équilibre de l'ensemble du système est gouverné par celui de la chaîne la plus lente, c'est-à-dire la chaîne cristallographique, qui joue donc le rôle de facteur limitant. Deux autres paramètres interviennent aussi dans la cinétique des réactions et la quantité de roche dissoute.

La pCO<sub>2</sub> équilibrante correspond à la valeur de la pCO<sub>2</sub> d'une phase gazeuse fictive, associée à la solution dont l'équilibre est supposé atteint. Si elle est forte, le temps de mise à l'équilibre du système est nettement plus court, de l'ordre d'une dizaine de jours.

Une fois que l'eau s'est chargée en carbonates, elle peut à nouveau évoluer chimiquement. En effet, si l'eau est sous-saturée, elle peut devenir sursaturée et précipiter suite à:

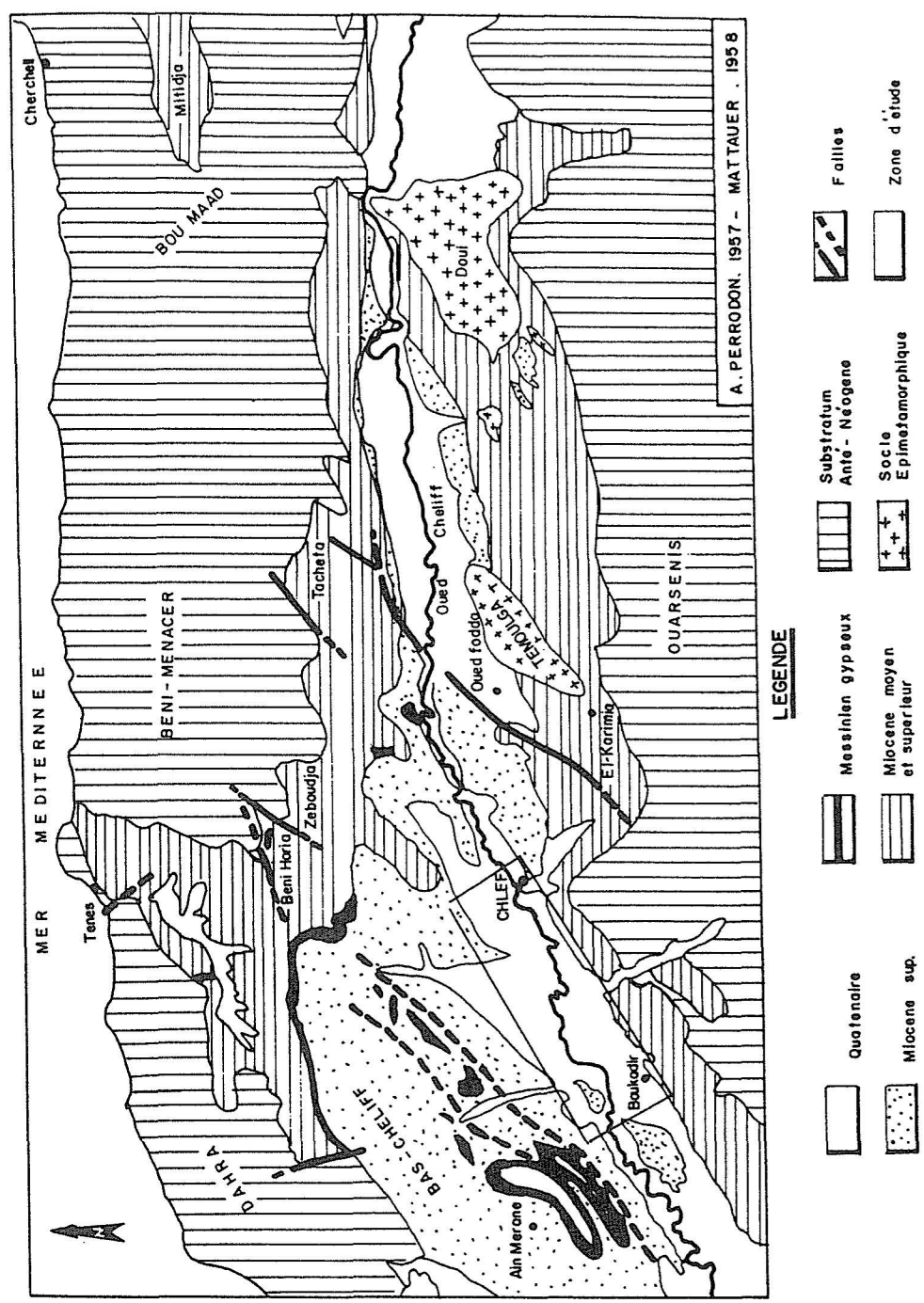


Fig. 1 Situation de la zone d'étude.

- Un dégazage en  $\text{CO}_2$  de la solution: lié à un rééquilibrage des pressions lorsque la  $\text{pCO}_2$  des sols est moins forte.
- Une évaporation de la solution: on a alors précipitation de carbonate de calcium.
- Une augmentation de la température de la solution provoquant un départ de  $\text{CO}_2$ .
- Une dissolution d'une espèce carbonée ayant une solubilité différente de celle de la calcite et introduisant des ions  $\text{Ca}^{2+}$  (gypse, dolomite): si une eau carbonatée traverse des formations gypseuses, on a reprécipitation de calcite, car le produit de solubilité du gypse est plus élevé que celui des carbonates.

Une fois que l'eau a transité par l'aquifère, elle possède des caractéristiques particulières qui permettent de la différencier de l'eau de ruissellement. La minéralisation est le premier paramètre caractérisant les eaux souterraines. En effet, l'eau de pluie après son passage dans l'aquifère acquiert une minéralisation plus élevée qu'à son entrée. Les éléments mis en solution dans l'eau dépendent du type d'aquifère traversé, du temps de séjour et de la  $\text{pCO}_2$  équilibrante. Etant donné que les eaux issues d'aquifères carbonatés (formations sédimentaires) sont riches en bicarbonates, calcium et magnésium. Les nitrates caractérisent souvent les apports souterrains provenant des nappes alluviales. Les eaux provenant d'aquifères non carbonatés (formations métamorphiques, plutoniques, et évaporitiques) contiennent du sodium, du potassium, des chlorures, des sulfates et de la silice.

Les eaux souterraines sont aussi caractérisées par des valeurs élevées en  $\text{CO}_2$ , dissous et de  $\text{pCO}_2$  équilibrante. Une eau de surface possède des valeurs de  $\text{pCO}_2$  proches de la valeur de la  $\text{pCO}_2$  atmosphérique, c'est-à-dire 0.03%. Au contraire, les eaux souterraines ont des valeurs de  $\text{pCO}_2$  plus fortes qui peuvent atteindre, même dépasser, 1%. L'expression de la  $\text{pCO}_2$  est la suivante:

$$\log(\text{pCO}_2) = \log(\text{HCO}_3^-) - \log(K_1) - \text{pHe} \quad (1)$$

Etant donné l'existence des formations carbonatées matérialisées sur le terrain par les calcaires à lithothamnium bordant la rive gauche de la plaine, le calcul des équilibres calco-carboniques s'est avéré nécessaire, en effet les roches carbonatées sont peu solubles dans l'eau, par contre, en présence de  $\text{CO}_2$ , la dissolution des calcaires dans l'eau est importante. L'indice de saturation  $I_s$  et le  $\text{dpH}$  (différence entre le pH mesuré sur le terrain et le pH calculé, par le biais des équilibres calco-carboniques des solutions) caractérisent l'état de la solution par rapport à l'équilibre et révèlent, par leurs valeurs élevées, l'existence d'eaux souterraines. Ils permettent, en outre, de mieux connaître le fonctionnement de l'aquifère.

L' $I_s$  ou indice de Back & Hanshaw (1970):

$$I_s = \log(\text{CO}_3^{2-}) + (\text{Me}^{2+}) - \log(K_s) \quad (2)$$

avec:

( ) = activité de l'ion considéré;

$\text{Me}^{2+}$  = cation divalent;

$K_s$  = constante thermodynamique.

Pour les aquifères carbonatés, on utilise l'indice de saturation de la calcite:

$$I_{\text{calcite}} = \log(\text{CO}_3^{2-}) + \log(\text{Ca}^{2+}) - \log(K_s) \quad (3)$$

La valeur de l'indice de saturation indique l'état de la solution par rapport à l'équilibre.

Si:

- $I_s > 0\%$  la solution est sursaturée.
- $I_s = 0\%$  la solution est saturée.
- $I_s < 0\%$  la solution est sous-saturée.
- le dpH, différence de pH, défini par Roques (1964):

$$\text{dpH} = \text{pHr} - \text{pHe} \quad (4)$$

avec:

pHr: pH réel mesuré sur le terrain;

pHe: pH d'équilibre, calculé par le biais des équilibres calco-carboniques.

Il a été montré (Bakalowicz, 1979) que le dpH est l'équivalent de l'indice de saturation de la calcite. Lorsque:

- $\text{dpH} > 0.05\%$  la solution est sursaturée.
- $-0.05 > \text{dpH} > 0.05\%$  la solution est à l'équilibre.
- $\text{dpH} < -0.05\%$  la solution est sous-saturée.

Lorsque les eaux souterraines se mélangent aux eaux de surface, il s'établit un équilibre avec la  $\text{pCO}_2$  atmosphérique, ce qui engendre un dégazage de la solution et une augmentation du dpH. Le mélange produit une diminution des teneurs en  $\text{CO}_2$  des eaux souterraines. Le dégazage est dû à l'écoulement à l'air libre, avec réchauffement et agitation. A ce moment-là, le dpH augmente jusqu'à ce qu'apparaisse une précipitation (si  $\text{dpH} > 0.5$ ), alors le dpH et la  $\text{pCO}_2$  diminuent à nouveau. Mais l'eau peut rester longtemps à  $\text{dpH} \gg 0$  sans qu'il y est vraiment précipitation.

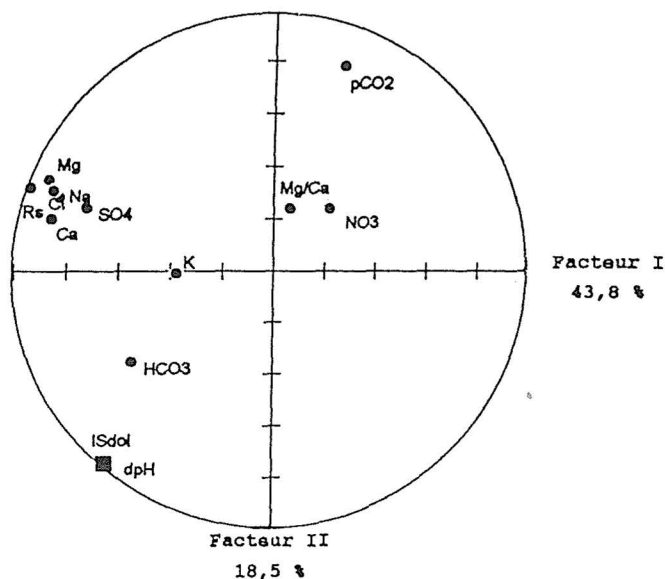
## RELATION ENTRE EAUX SOUTERRAINES ET SUPERFICIELLES

L'analyse des éléments majeurs des eaux prélevées dans les puits (Tableau 1) montre des teneurs élevées pour tous les éléments en relation avec la nature du réservoir traversé, néanmoins la teneur élevée en  $\text{HCO}_3$  indique une arrivée massive de formations ayant transité par des formations carbonatées.

**Tableau 1** Teneurs en éléments des eaux de l'oued chelif et de la nappe.

	Oued Chelif 1990:			Nappe 1990:		
	Max	Min	Moyenne	Max	Min	Moyenne
Ca	321	42	137.19	785	50	194.85
Mg	152	21	62.73	511	10	131.31
Na	633	76	266.76	1900	35	457.84
K	29	2	9.05	305	0	13.86
Cl	920	82	410.97	3000	55	769.95
$\text{SO}_4$	1080	125	373.14	3000	30	563.71
$\text{HCO}_3$	809	92	245	843	153	337.73
$\text{NO}_3$	34	2	10.27	520	1	86.77
Résidus	3300	640	1551.16	8883	393	2736.3
$\text{pCO}_2$	3.68	0.02	0.28	2.71	0.08	0.50
dpH	1.75	-0.41	0.75	1.75	-0.04	0.72
ISDol	3.44	-0.57	1.33	3.88	-0.25	1.50
Mg/Ca	2.43	0.13	0.51	2.6944	0.1471	0.71

ACP hautes et basses eaux 1991



**Fig. 2** A.C.P. des eaux de la plaine pour l'année 1990. L'analyse des éléments majeurs des eaux de l'oued montre une prédominance du faciès chloruré sodique (78%) suivi du faciès sulfaté sodique (13%). Le résidu sec est inférieur à celui des eaux de la nappe (Tableau 1). Les valeurs de la  $pCO_2$  (La  $pCO_2$  équilibrante correspond à la pression partielle fictive en  $CO_2$  avec laquelle la solution serait en équilibre au moment du prélèvement) sont presque toujours (95%) supérieures à 0,03% (valeur d'une eau de surface en équilibre avec le  $CO_2$  atmosphérique), ceci indique une participation permanente des eaux souterraines aux écoulements superficiels.

L'analyse en composantes principales des eaux de la plaine (Fig. 2) montre que l'axe I exprime 43,7% de variance traduisant la minéralisation évaporitique, il porte néanmoins la variable  $HCO_3^-$  avec l'axe II, ceci indique qu'il y aurait une arrivée d'une eau riche en  $HCO_3^-$ , l'axe II avec 18,9% de variance exprime le dégazage.

Nous avons réalisé une Analyse en composantes principales (A.C.P) sur les eaux de la nappe (124 échantillons) et les eaux de l'oued chelif (37 échantillons) prélevés en différents points de l'oued sur le tronçon traversant la zone d'étude. L'ACP (Fig. 3) montre la persistance du pôle évaporitique sur l'axe I et le dégazage sur l'axe II.

La surface et la forme géométrique définie par la projection des individus sur le plan I-II (Fig. 4) est un indice de variabilité du comportement hydrochimique des deux familles d'eau, en effet, les eaux de la plaine caractérisées par 8 faciès hydrochimiques se matérialisent sur le plan de projection des individus par un polygone plus étalé et plus grand que celui formé par les eaux de l'oued caractérisées elles, par 4 faciès hydrochimiques. D'autres part la superposition des nuages formés par les deux familles indique un mélange des eaux souterraines et superficielles.

Une analyse factorielle discriminante a été réalisée sur les deux familles d'eau avec comme facteur discriminant l'origine de l'eau: Les résultats donnent 87,6% de

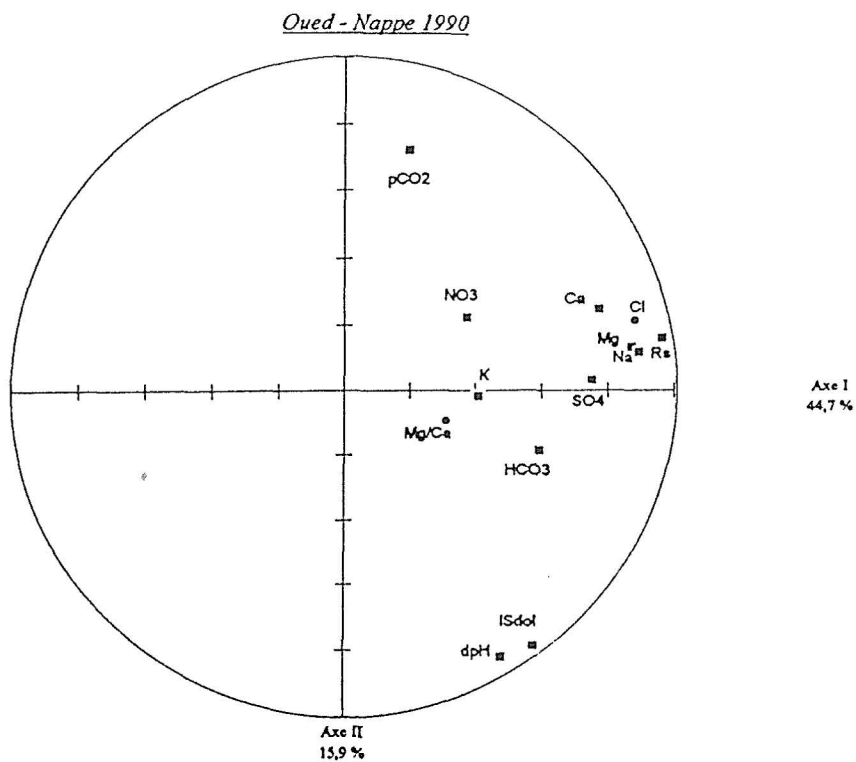


Fig. 3 A.C.P eaux de la plaine & eaux de l'oued chelif pour l'année 1990.

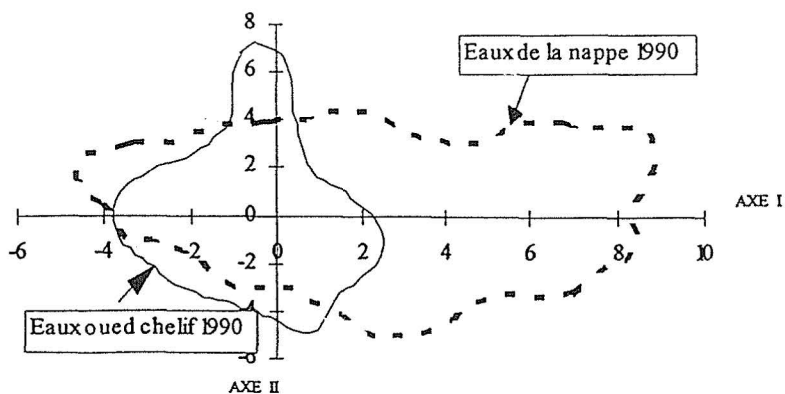


Fig. 4 Projection des individus sur le plan I-II

bien classés avec un pouvoir discriminant de 0.45, Ce qui confirme les résultats de l'ACP à savoir une non différenciation de ces eaux donc leur mélange.

## REFERENCES

- Achour, F. (1990) Hydrogéologie et pollution de la plaine du bas chelif. Ingéniorat Université d'Alger.
- Aminot, A. (1975) Géochimie des eaux d'aquifères karstiques, les analyses chimiques en hydrogéologie karstique. *Ann. Spéléo.* 29(4), 461-483.

- Bakalowicz, M. & Fleyel, M. (1980) Etude géochimique et isotopique du carbone minéral dans un aquifère karstique. *Col. Soc. Géol. Fr.* 231-245.
- Bakalowicz, M. (1979 ) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état, Université P. & M. Curie, Labor. Sout. CNRS à Moulis.
- Bakalowicz, M. (1979) L'anhydride carbonique dans la karstogénèse. In: *Actes du symposium international sur l'érosion karstique U.I.S.*, 41-48.
- Bakalowicz, M. (1980) Un précieux informateur hydrogéologique; le système chimique CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Carbonate, 17-18 novembre 1980, Bordeaux, 11-23.
- Bouroche, J. M. & Saporta, G. (1983) *L'analyse des données. Que sais-je?*, 2<sup>ème</sup> édition.