

Comportement hydrodynamique d'un système aquifère côtier en milieu semi-aride. Cas de la plaine andalouse – Ain Turck (littoral oranais, Algérie)

M. FOUKRACHE¹ et H. MANSOUR¹

¹Laboratoire Géorressources, Environnement et Risques Naturels, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Université Oran 2, Algérie gmail.com,
m_fouk@yahoo.fr, l_mansou_1@yahoo.fr

Résumé : La plaine côtière Andalouses-Aïn Turck est une cuvette exoréique, formée par plusieurs niveaux perméables qui se succèdent ou se relaient du Sud au Nord pour former un système aquifère, composé par un aquifère superficiel multicouches à perméabilité d'interstices formé par une association d'alluvions, sables, grès et lumachelle, centré au niveau de la plaine. Un deuxième ensemble, plus ou moins complexe dessinant la bande des piémonts Nord du Murdjadjo, est constitué par les éboulis de pente surmontant les schistes fissurés et altérés, auxquels succèdent en profondeur, les calcaires et dolomies du Lias, à très forte fracturation, formant la nappe profonde.

La continuité hydraulique étant assurée, on a affaire à un véritable système aquifère côtier qui présente une inertie satisfaisante lui permettant de produire des écoulements en continu par drainage des eaux souterraines vers la mer. Le comportement hydrodynamique est matérialisé par la fonction conductrice dominante favorisant le transfert d'apports d'eau souterraine principalement depuis l'aquifère carbonaté du Lias. Ces flux souterrains viendraient compenser en partie les débits extraits de l'ensemble du système aquifère et régulariser ainsi l'écoulement souterrain des nappes. La dynamique de ce système de nappes est amplement justifiée par l'évolution hydrochimique traduite par une mutation des faciès chimiques des eaux selon le sens d'écoulement souterrain depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition, jusqu'à la bande côtière en bord de mer.

Cette démarche nous a permis de définir le mode de fonctionnement hydrodynamique du système aquifère et l'appréciation de sa réserve en eau souterraine ainsi que les conditions de renouvellement de sa ressource.

Mots clés : Conditions de renouvellement, Evolution hydrochimique, Exoréique, Hydrodynamique, Système aquifère

1. Introduction

1.1 Problématique

La plaine côtière des Andalouses - Ain Turk a fait l'objet d'une étude hydrogéologique, basée sur une prospection géophysique pour la reconnaissance des aquifères centrés sur la région. Les résultats de cette étude devraient considérer cette région de très faible intérêt hydrogéologique, vu

l'exiguïté de son impluvium et sa proximité de la mer. En ce qui nous concerne, nous avons jugé utile de tenter une approche au fonctionnement hydrodynamique de ce système aquifère pour la mise en valeur des ressources en eau souterraine au niveau de la plaine.

Dans ce contexte, nous avons montré l'apport de l'hydrochimie à la reconnaissance de la dynamique du système aquifère. Cette démarche s'est avérée très concluante dans l'identification du comportement hydrodynamique du système de nappes.

1.2 Considérations générales

1.2.1 Cadre géographique, morphologique et climatologique

Le secteur étudié s'insère dans le Tell septentrional Algérien et appartient aux massifs littoraux oranais. Il correspond à une cuvette comblée de sédiments plio-quaternaires, inclinée et ouverte vers la mer. Il est limité au Nord par les massifs du Murdjadjo et la forêt de M'Sila, à l'Ouest par le Djébel Lindlès et à l'Est par le Djébel Santon (fig. 1). Ainsi définie, cette zone occupe une superficie d'environ 70 km².

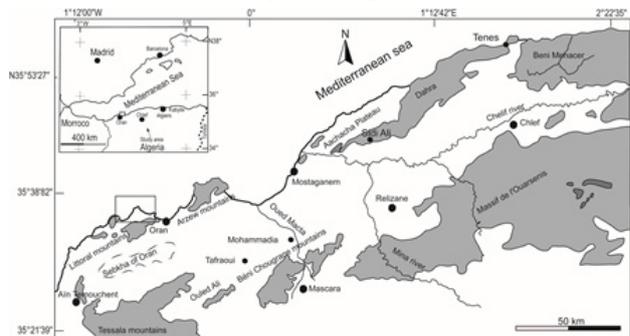


Fig. 1 Schéma de localisation de la zone d'étude.

De point de vue morphologique, les massifs dominent la plaine avec des versants encadrant quelques organismes fluviaux de très faible drainage (principalement l'oued Sidi Hammadi à l'Ouest et l'oued Sid El Bachir à l'Est) qui se prolongent en pente douce vers la mer.

Les précipitations sont caractérisées par une variabilité interannuelle et inter saisonnière très importante, marquée par des averses irrégulières. La lame d'eau moyenne annuelle précipitée à été estimée à 394 mm ; dont la part de l'écoulement est de l'ordre de 53 mm. Ainsi déduites, les pertes en eau par évapotranspiration seraient d'environ 341 mm.

1.2.2 Cadre géologique

De point de vue lithostratigraphique, la zone étudiée peut être scindée en deux grands ensembles dont la répartition conditionne les principaux aspects morphologiques et la genèse des eaux souterraines de la région, à savoir le substratum primaire et la couverture (fig. 2) :

- Le substratum où on retrouve de bas en haut les schistes et quartzites du Permo-Carbonifère (Cap Falcon et Djébel Lindlès), les calcaires dolomitiques marmoréens, fortement diaclasés, du Lias (Djorf El Halia, Sud d'El-Ançor), surmontés par un ensemble schisto-quartziteux, chevauché par les formations carbonatées du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

- La couverture disposée en cycles sédimentaires comprend les assises géologiques, allant du miocène marneux au pléistocène-holocène, bien développé le long du littoral. Il s'agit en effet de la « formation de Cap Falcon » dont la succession débute par des dépôts de grès de plage surmontés par un complexe dunaire, des grès lumachelliques et au sommet des sables éoliens. Cette formation constitue l'ossature des massifs dunaires présentant un intérêt hydrogéologique particulier puisqu'il recèle une importante ressource en eau souterraine sur le littoral oranais.

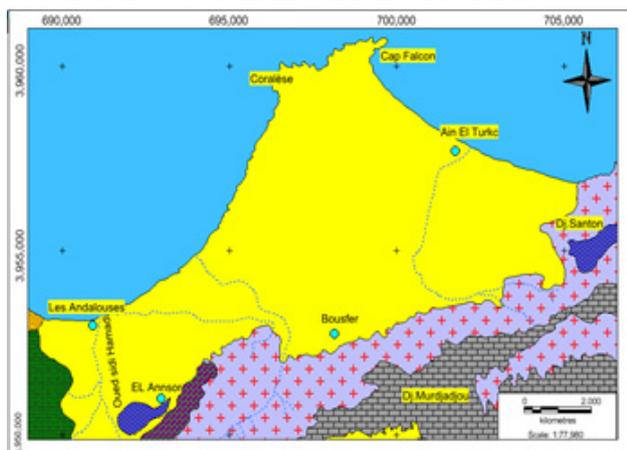


Fig. 2 Esquisse géologique de la plaine des Andalouses.

De point de vue structural, la plaine disposée en fossé d'effondrement, se trouve encadrée entre un domaine méridional (massif d'Oran), constitué de formations jurassico-crétacées et un domaine septentrional, dans lequel on reconnaît des formations appartenant au Primaire (massifs des Andalouses et Cap Falcon).

2. Méthodes

L'interprétation de la géophysique par prospection électrique dénotait une région faiblement aquifère, du faite l'exiguïté de son impluvium alors que dans un autre côté, les débits d'exhaure demeuraient à chaque fois équilibrés. C'est dans ce contexte que la démarche préconisée a montré que les flux souterrains viendraient compenser en partie les débits extraits de l'ensemble du système aquifère et régulariser ainsi l'écoulement souterrain des nappes. La

dynamique de ce système de nappes est amplement justifiée par l'évolution hydrochimique traduite par une mutation des faciès chimiques des eaux selon le sens d'écoulement souterrain depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition, jusqu'à la bande côtière en bord de mer.

2.1 Apport de la géophysique dans la reconnaissance des horizons aquifères (fig. 3)

L'examen et la synthèse des courbes interprétatives des sondages électriques permettent de distinguer plusieurs types de courbes, dénotant soit des niveaux grès grossiers de résistivité 50 $\Omega.m$ (Bousfer-Ain Turk, fig 3a) soit des grès surmontés par des sables de résistivité 70 $\Omega.m$ (Andalouses-Ançor, fig b). Ces niveaux aquifères reposant sur une assise imperméable (9 à 20 $\Omega.m$).

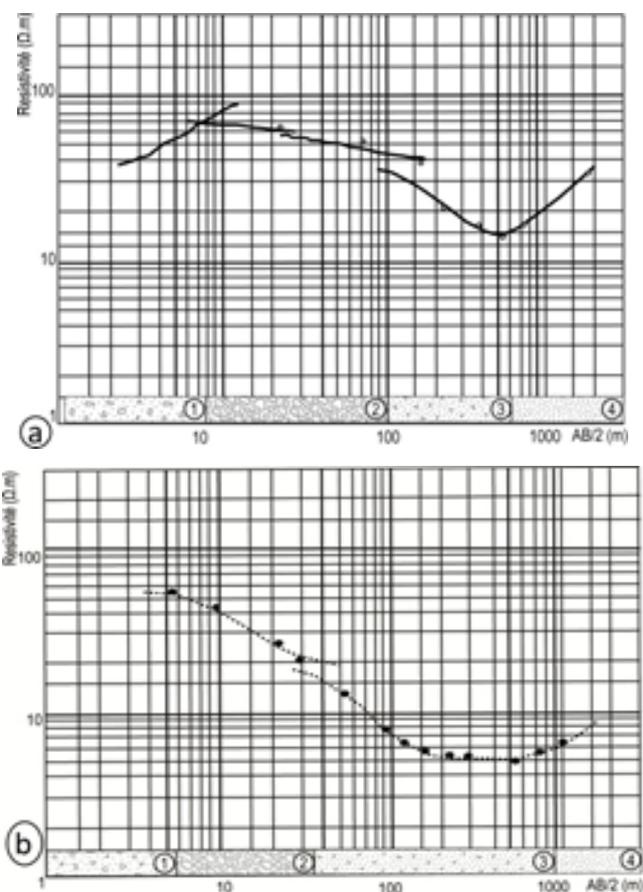


Fig. 3 Courbes interprétatives des sondages électriques Bousfer-Ain Turk (a) et Ançor-Andalouses (b).

L'examen des coupes lithologiques de forages a permis d'identifier deux niveaux aquifères formés soit par la superposition des grès et sables, soit par des grès plus ou moins grossiers, parfois fissuré. L'ensemble formant une seule nappe d'eau souterraine. D'après la distribution lithologique des faciès rencontrés, il s'agit d'un type hydrodynamique de nappe semi-captive. Une autre étude géophysique plus récente (G.EAU.SOL, 2013) a été réalisée dans la région de Bousfer à l'aide de quelques sondages électriques. L'interprétation des courbes obtenues calées

sur les log de forages exécutés, a permis de déceler des valeurs de résistivités de l'ordre de 50 Ω.m correspondants aux grès aquifères et celles des calcaires et calcschistes jurassiques fissurés et aquifères présentant des résistivités moyennes d'environ 60 Ω.m (tableau 1). Il s'agit de

formations aquifères, le plus souvent fissurés, présentant des faciès variés (schistes altérés, calcschistes et calcaires marmoréens) et passant d'Est en Ouest à des formations de plus en plus carbonatées.

Tab 1. Valeurs de résistivités des terrains prospectés

Profondeur en m	Faciès rencontrés	Résistivités en Ω.m
0 – 2	Recouvrement de surface (sol)	45
2 – 6	Alluvions plus au moins argileuses	130
6 - 41	Schistes à faible fissuration	130 – 155
41 - 115	Calcaires et calcschistes très fissurés	60
115 - 185	Schistes calcareux sains	120
Au-delà de 185	Marnes	24

D'autre part, les variations brusques des valeurs de résistivités ont montrés que la zone prospectée est affecté par de nombreux accidents qui vraisemblablement seraient le siège de venues d'eau souterraine. En effet, il existerait un système de failles profondes, associé à une fissuration intense, qui favorisent des échanges verticaux avec l'aquifère multicouche du Plio-Quaternaire. Les différentes valeurs de résistivités confrontées à la géologie de la région, permettent d'identifier plusieurs horizons aquifères superposés, à savoir :

- Les alluvions sableuses avec graviers et galets de schistes, qui forment la nappe de piémont bordant le flanc nord du Murdjadjo. Il s'agit d'éboulis de pente qui recouvrent partiellement la bordure des affleurements schisteux.
- Les grès fossilifères passant à des grès calcareux en profondeur, développés sur une épaisseur importante, constituent l'aquifère principal au niveau de la cuvette.
- Les calcaires et dolomies jurassiques en profondeur présentent une fissuration intense siège de venues d'eau souterraine. Il s'agit d'un aquifère profond qui semble communiquer avec les nappes sus-jacentes à la faveur d'accidents tectoniques.

2.2 Piézométrie et conditions aux limites

2.2.1 Morphologie de la surface piézométrique

Plusieurs cartes piézométriques ont été établies en période de basses eaux (1986, 1996 et 2008). Parmi lesquelles nous avons retenu la plus récente (fig. 4). Dans l'ensemble, on peut manifester constater que la morphologie générale de la nappe reste inchangée durant les différentes périodes d'observation. La piézométrie de la nappe au niveau de la plaine est relativement simple, elle se caractérise par un bombement piézométrique très accusé dans la région des dunes. Ce dôme marque une aire d'alimentation par les précipitations efficaces. Il faut noter aussi la présence d'une ligne majeure de partage des eaux souterraines, selon un axe reliant Pointe Coralès-Cap falcon au Nord à Bousfer village au Sud. Cette ligne délimite trois bassins hydrogéologiques, caractérisés par trois directions d'écoulement : Nord-Est et Nord-Ouest et Nord.

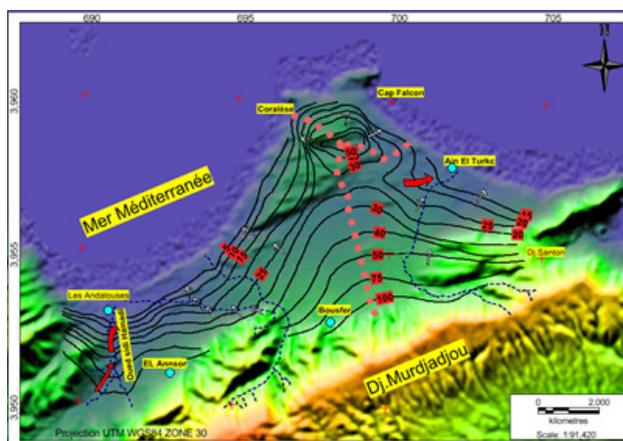


Fig. 4 Morphologie de la surface piézométrique de la plaine Andalouses-Ain Turk.

- *Bassin oriental* : les eaux souterraines des dunes d'Aïn El-Turck et celles des piémonts du Murdjadjo, convergent pour former un important axe de drainage vers Aïn El-Turck, lieu d'exutoire des principales sources (Aïn El-Turck : 5,4 l/s – Claire Fontaine : 9 l/s). On note qu'une partie des eaux est drainée par l'oued El Bachir vers la mer.

- *Bassin occidental* : il s'étend de Bousfer plage jusqu'aux Andalouses ; on y remarque un important axe de drainage de l'aquifère drainé par l'oued Sidi Hammadi.

Au Nord, au niveau de Cap Falcon, un petit bassin s'individualise entre les dunes et les grès de plage, avec un écoulement diffus des eaux souterraines vers la mer, donnant naissance à des sources de faible débit.

2.2.2 Battements de la nappe

Nous avons réuni au tableau 2 les valeurs de fluctuations du niveau piézométrique, au droit de quelques puits témoins représentatifs de l'ensemble de la région. Les battements des niveaux statiques couvrent une période allant de 1976 à 2008.

Tab 2. Battements de la nappe.

Puits témoins	Cordonnées Lambert (X et Y)		Altitude (m)	Battements (m)
1	179,675	275,540	22	0,95
2	184,025	278,500	56	0,55
3	181,575	279,275	18	0,40
4	180,050	275,625	28	0,80
5	185,550	274,525	115,6	1,88
6	186,000	274,400	140,4	2,83
7	177,225	271,400	76	3,90
8	178,130	273,800	20	1,26
9	174,275	272,475	46	1,97
10	185,525	275,920	92	1,72
11	177,540	273,150	28	2,60

En se basant sur ces résultats, nous pouvons noter que les variations du niveau piézométrique de la nappe sont relativement faibles au droit des lieux d'écoulements privilégiés des eaux souterraines, et où l'alimentation de l'aquifère est importante. Cependant, dans certains secteurs on enregistre un abaissement important marquant les zones surexploitées et des conditions d'alimentation très réduites. Dans l'ensemble, l'amplitude de variation des battements de la nappe, reste dans les limites admissibles d'exploitation de l'aquifère, ceci malgré les valeurs élevées des gradients (1 à 5%) et des transmissivités des terrains. Les eaux d'infiltration sont donc rapidement évacuées, mais les réserves statiques restent importantes, compensées ainsi par un apport d'eau souterraine depuis les niveaux aquifères jurassiques sous-jacents. Ces derniers joueraient un rôle régulateur de l'écoulement souterrain des nappes limitrophes plio-quaternaires.

2.2.3 Conditions aux limites

Les conditions aux limites à flux nul de l'aquifère peuvent être identifiées à l'Est par l'affleurement des schistes et

quartzites du Djébel Santon et à l'Ouest par les marnes imperméables du Miocène. Une limite à potentiel imposé tout le long de la frange sud, identifiée par les éboulis de pente des piémonts du Murdjadjo ainsi que les eaux issues des massifs calcaires dolomitiques depuis l'ouest de Bousfer jusqu'à El-Ançor à la faveur transfert d'eau souterraine vertical ascendant depuis les niveaux aquifères formés principalement par les formations carbonatées jurassiques. Enfin, une limite hydrodynamique ouverte vers la mer où la nappe décharge ses eaux par le biais du biseau salé.

2.3 Paramètres hydrodynamiques

2.3.1 Transmissivité et coefficient d'emmagasinement

Nous avons sélectionné quelques méthodes que l'on applique couramment dans les conditions réelles de terrain : Jacob, Walton, Hantusch et Papadopulos-Cooper. Les différents facteurs déduits de l'interprétation graphique des courbes représentatives obtenues ainsi que les paramètres hydrodynamiques, sont rassemblés au tableau 3.

Tab 3. Paramètres hydrodynamiques.

Méthodes	Paramètres	Forage F1	Puits P1	Puits P2
Jacob	T (m ² /s)	2,3 10 ⁻⁴	5,9 10 ⁻³	3,6 10 ⁻²
Papadopulos-Cooper	T (m ² /s)		3,3 10 ⁻³	5,4 10 ⁻²
	S		3,6 10 ⁻³	2,4 10 ⁻²
Walton	T (m ² /s)	1,47 10 ⁻³		
	S	4,88 10 ⁻⁴		
	B (m)	1900		
	C (s-1)	1,35 10 ⁻¹⁰		
Hantusch	T (m ² /s)	4,3 10 ⁻⁴		
	S	7,5 10 ⁻⁶		
	B (m)	633		
	C (s-1)	10 ⁻⁹		

Il s'avère que pour la plupart les résultats obtenus par les différentes méthodes, sont en parfaite concordance avec les caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère de la plaine. Les valeurs obtenues par certaines méthodes (Walton, Hantusch) sont assez différentes ; ceci est dû pour une grande part aux imprécisions inévitables dans la recherche des solutions par l'interprétation graphique. Par conséquent, il y a toujours un certain nombre de positions acceptables, qui donnent des valeurs différentes pour les propriétés hydrodynamiques. Il est bien évident de noter qu'un système aquifère comme celui de la plaine, formé par plusieurs niveaux perméables, ne vérifie pas l'hypothèse d'un aquifère homogène, isotrope et d'épaisseur uniforme. Par conséquent, d'un endroit à un autre, il peut y avoir des variations des propriétés hydrauliques de la nappe. Dans ce cadre, on peut proposer une valeur de transmissivité comprise 10^{-2} à 10^{-4} m²/s et un coefficient d'emménagement compris entre 10^{-3} et 10^{-4} . Cela correspondrait bien au type hydrodynamique d'un aquifère à nappe semi-captive.

2.3.2 Diffusivité

Notée « T/S », elle régit la propagation d'influences dans l'aquifère. Elle est égale au quotient de la transmissivité, T, par le coefficient d'emménagement, S. La diffusivité est ainsi égale à : 2,25 m²/s. Ce résultat montre que le système aquifère au niveau de la plaine, est doté d'une diffusivité hydraulique significative qui corrobore sa fonction conductrice.

2.3.3 Vitesse effective

La surface efficace d'écoulement, ainsi réduite aux vides ménagés par le corps solide dépend de la porosité efficace. Elle est égale à « A.ne ». L'expression de la loi de Darcy,

$$Ve = \frac{Q}{A.ne} = \frac{K.i}{ne} = Ve = 2.11 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

corrigée, rapportée à la section efficace, est donc :

Cette vitesse se rapproche de la vitesse de déplacement de l'eau souterraine à travers le système aquifère. Suivant les valeurs obtenues pour ces deux paramètres, l'aquifère est conjointement capacitif et conducteur. Cependant, la fonction conductrice est prédominante, d'où l'importance de la planification de l'exploitation des eaux souterraines et particulièrement la nécessité d'une protection durable de la qualité de la ressource en eau.

2.4 Evaluation de la réserve en eau souterraine et conditions de renouvellement

2.4.1 Réserve en eau souterraine

- *Réserve totale moyenne* : représentant la quantité d'eau contenue dans le volume d'aquifère délimité à la base par le substratum et au sommet par la surface piézométrique moyenne annuelle. Elle est calculée par l'expression : $W_T = e_m \cdot A \cdot n_e$, avec n_e (porosité efficace), A (surface de l'impluvium) et e_m (épaisseur moyenne) $W_T = 48,9 \text{ hm}^3$.

- *Réserve régulatrice* : représentant le volume d'eau contenu dans la zone de fluctuation de la surface piézométrique.

Nous l'avons calculé par référence à la période (1995/2008), en considérant la hauteur annuelle moyenne de fluctuation (hm) égale à 1,7 m. Celle-ci peut être estimée à l'aide de l'expression : $W_R = h_m \cdot A \cdot n_e$ $W_R = 5,9 \text{ hm}^3$.

On pourra en déduire la lame d'eau équivalente ou infiltrée par le rapport : $\frac{W_R}{A} = 60,8 \text{ mm}$. Cette valeur se rapproche de celle calculée par la méthode du bilan hydrologique qui est de l'ordre de 54 mm.

Réserve dynamique : l'usage de la carte piézométrique permet d'évaluer le débit d'écoulement souterrain à partir de la relation de Darcy : $Q = T \cdot L \cdot i$. Le calcul des flux au niveau des différentes unités hydrogéologiques avoisine un débit total d'environ 150 l/s.

En prenant en considération le débit d'exhaure des sources estimé à 15 l/s, le débit total de la nappe serait alors égal à 163 l/s. Ce dernier représenterait 6 hm³ ; soit une lame d'eau équivalente à l'échelle de la plaine de l'ordre de 53mm. La lame d'eau prélevée sur toute la plaine est estimée à 42 mm, à laquelle on ajouterait les prélèvements des puits de fermiers non recensés et les débits de fuite vers la mer. Nous ne pouvons estimer exactement la part de ces débits extraits ou écoulés par les exutoires, mais néanmoins, on peut admettre que les conditions d'exploitation des réserves de la nappe restent au-delà de leur limite admissible. D'autant plus qu'on a la confirmation d'un transfert d'eau souterraine depuis l'aquifère carbonaté du Jurassique, qui viendrait compenser les débits extraits du système aquifère au niveau de la plaine et régulariser ainsi l'écoulement souterrain des nappes.

2.4.2 Taux et durée de renouvellement de la réserve en eau souterraine

La réserve en eau souterraine d'un aquifère est renouvelée à l'aide des apports par l'infiltration efficace. En régime naturel, au cours d'une durée moyenne, cette alimentation compense les sorties par le débit de l'écoulement souterrain.

- *Taux de renouvellement* : c'est le rapport de l'alimentation moyenne de l'aquifère « QW », exprimée en volume, à la réserve moyenne totale « Wm ». Il est donné par la relation: $t_r = \frac{QW}{W_m}$. Ainsi, on aurait : $t_r = 0,1$, soit 10%. Le taux de renouvellement est en relation avec la grandeur de la réserve totale moyenne et la fonction régulatrice de l'aquifère.

- *Durée de renouvellement* : c'est la durée théorique « d » nécessaire pour que le volume cumulé de l'alimentation de l'aquifère, soit égal à sa réserve totale moyenne « W_m », équivalent à long terme au débit de l'écoulement souterrain « QW ». Il serait ainsi donné par le rapport : $d_r = \frac{W_m}{QW}$ exprimé en années ($d_r = 8$ années). D'après ces résultats, la réserve en eau souterraine du système aquifère de la plaine est importante ; elle présente un taux de renouvellement faible et une fonction régulatrice optimale.

2.5 Apport de l'hydrochimie

Nous avons tenté une approche à la connaissance de l'évolution hydrochimique des eaux souterraines en rapport avec le fonctionnement hydrodynamique de l'ensemble du système aquifère de la plaine.

2.5.1 Evolution de la minéralisation

D'après la carte établie par H. Mansour, 1986, la minéralisation évolue graduellement du Sud au Nord, depuis les piémonts du Massif (front d'alimentation) jusqu'à la zone côtière en bordure de la mer (fig. 5). La carte de minéralisation confrontée à celle de la morphologie de la nappe, montre que l'évolution de la chimie des eaux, est régie par les conditions d'alimentation des différents niveaux de nappes. Les plus faibles valeurs de la minéralisation sont observées au niveau de la zone bordière du massif du Murdjadjo, qui constitue un front d'alimentation du système aquifère de la plaine. On note ici le rôle primordial joué par l'aquifère carbonaté qui se poursuit en profondeur vers le Nord. Celui-ci offre des apports d'eau souterraine, transférés sous forme de flux souterrains qui contribueraient à la régulation et au soutien de la fonction conductrice de l'ensemble du système aquifère. Les complexes dunaires à bonne perméabilité (sables à granulométrie homogène) constituent une aire d'alimentation (dôme piézométrique) de l'aquifère plio-quadernaire. Cette évolution de la minéralisation est en parfait accord avec le sens d'écoulement majeur des eaux souterraines.

2.5.2. Zonalité et traceurs géologiques

- Les bicarbonates et le magnésium

Les concentrations les plus élevées sont observées au niveau des piémonts entre Bousfer et El Ançor, avec une valeur atteignant 300 mg/l. A ce niveau, ces eaux ont pour origine les calcaires liasiques. Ceci est en relation avec les conditions d'alimentation matérialisées par les affleurements calcaires du Lias qui plongent en profondeur et dont les eaux poursuivent leur cheminement vers le Nord en préservant des concentrations très appréciables en bicarbonates. Entre Bousfer et El Ançor, les teneurs en magnésium atteignent 130 mg/l, traduisant la signature des dolomies du Lias.

- Les chlorures et le sodium

On note que les chlorures représentent majoritairement le pôle dominant des eaux de la nappe au niveau de la plaine. En se rapprochant de la frange côtière, les chlorures atteignent des valeurs très élevées. Ceci est en rapport direct avec la contamination des eaux souterraines par le biseau salé.

2.5.3 Les faciès chimiques

Nous avons adopté la représentation graphique des éléments chimiques sur les diagrammes semi-log de Scholler-Berkaloff (fig. 6), afin de procéder à une classification des eaux souterraines et d'en déduire leur répartition selon le schéma global de fonctionnement hydrodynamique du système aquifère. Plusieurs faciès se dégagent, scindés en deux grands ensembles de familles d'eau : bicarbonaté sodique et chloruré sodique. Sur le diagramme Piper (fig. 7), on peut constater que la quasi-totalité des points d'eau se rassemblent dans les deux positions « chlorurée

et sodique » et à un degré moindre au pôle « chloruré et sulfaté calcique ou magnésien ». Cette situation reflète au mieux le comportement hydrochimique de ce système aquifère côtier où l'influence de l'avancée des eaux salées est prédominante.

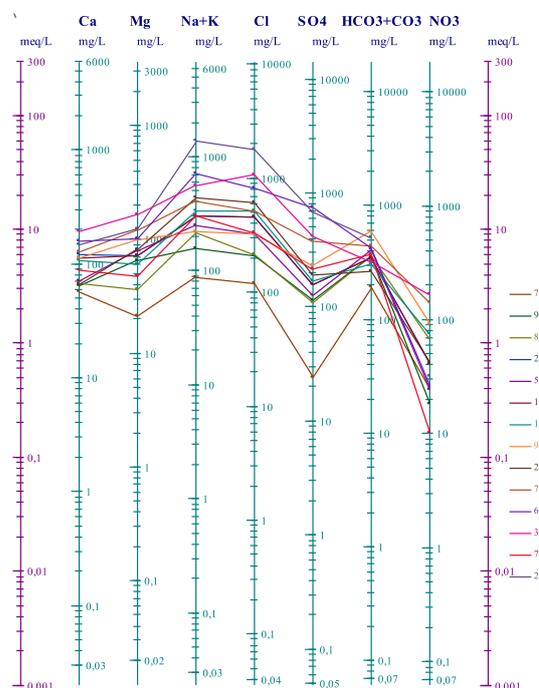


Fig. 6 Diagramme de Schoeller.

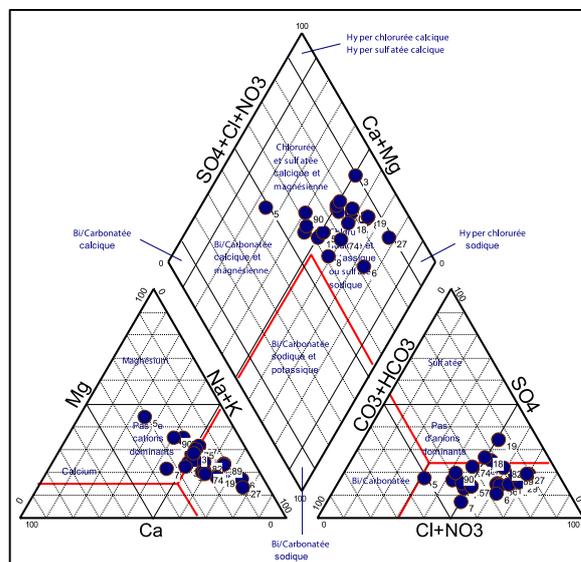


Fig. 7 Diagramme de Piper.

Faciès bicarbonaté sodique : ce faciès représente les eaux de faible minéralisation se rapportant à la nappe carbonatée du Lias (piémonts du Murdjadjo entre Bousfer et El Ançor). Celui-ci peut évoluer vers un faciès bicarbonaté calcique ou magnésien lors du passage latéral de la formation liasique à des calcaires dolomitiques. Cette famille d'eau peut être définie par la formule caractéristique : $HCO_3 > Cl > SO_4$, où s'individualisent deux types d'eau : $Na+K > Ca > Mg$ et $Na+K > Mg > Ca$.

– Faciès chloruré sodique : ce faciès caractérisant la plupart des points d'eau de la région, représente au mieux le type des eaux du système aquifère côtier de la plaine. On note que les ions HCO_3^- , Ca et Mg, montrent des teneurs relativement élevées, particulièrement au niveau de la zone de jonction entre la bordure du Murdjadjo et la bande côtière. Cette zone de transition est ainsi représentée par un ensemble de famille d'eau, défini par la formule caractéristique : $\text{Cl} > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4$, où on peut distinguer deux types d'eau : $\text{Na} + \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg}$ ou $\text{Na} + \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$.

A ce stade, la contribution de l'aquifère liasique à l'alimentation du système aquifère de la nappe est bien confirmée. Celle-ci s'atténue au fur et à mesure de l'approche du rivage. Plus au Nord, le long de la frange côtière, les eaux évoluent vers un ensemble défini par la formule caractéristique : $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3^-$, où les ions bicarbonates sont relayés par les sulfates.

3. Résultats et commentaires

Nous admettons tout d'abord le rôle primordial de l'aquifère

carbonaté du Lias dans la contribution à l'alimentation des niveaux aquifères limitrophes. Les apports d'eau souterraine depuis la zone frontale constituée par les affleurements liasiques concourent à la régulation des débits du système aquifère. Ces conditions de transfert de flux souterrains sont imposées par le passage en profondeur des calcaires liasiques à la faveur d'une fracturation intense associée à un système de failles profondes ; ce qui suppose des échanges avec l'aquifère multicouche sus-jacent.

Le fonctionnement hydrochimique de l'ensemble du système aquifère côtier met bien en évidence ces transferts souterrains à travers l'évolution de la chimie des eaux, qui suit l'écoulement majeur des nappes. En effet, on a pu constater une mutation de l'hydrochimie suivant le sens de circulation des eaux, depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition jusqu'à la bande côtière en bord de mer. Ceci est montré par l'évolution des faciès chimiques des différentes familles et types d'eau des nappes, comme le résume le tableau 3.

Tab 4. Evolution hydrochimique du système aquifère de la plaine Andalouse - AinTurck

S E N S E C O U L E M E N T	SUD	Zones	Formations aquifères	Faciès chimiques	Familles d'eau	Types d'eau
	↓	Piémonts du Murdjadjo	Ensemble : colluvions, schistes fissurés, calcaires dolomitiques	Bicarbonaté calcique ↓ Bicarbonaté sodique	$\text{HCO}_3^- > \text{Cl} > \text{SO}_4$	$\text{Na} + \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg}$ ↓ $\text{Na} + \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$
		Centre de la plaine	Multicouche : alluvions, sables grossiers, grès	Chloruré sodique	$\text{Cl} > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4$ ↓ $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3^-$	$\text{Na} + \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg}$ ↓ $\text{Na} + \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$
		NORD	Bande côtière	Limons et sables fins	Hyperchloruré sodique	$\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3^-$

Enfin, on peut noter que dans cet environnement hydrogéochimique, la propagation de la contamination de cette nappe côtière par l'intrusion du biseau salé, reste limitée à la zone de rivage, sans pour autant détériorer manifestement la qualité chimique des eaux des nappes vers l'intérieur de la plaine. Cette situation peut être expliquée par la fonction conductrice du système aquifère qui favorise la circulation libre des eaux du Sud au Nord ainsi que par la répartition granulométrique du complexe dunaire, progressant du plus grossier au plus fin vers le large, suivant le sens d'écoulement souterrain (Sud-Nord) ; ce qui ralentit l'avancée des eaux salées vers l'intérieur de la plaine.

La continuité hydraulique étant assurée, on a alors affaire à un véritable système aquifère où la fonction stock est

importante avec un volume d'eau continu d'environ 50 hm^3 , égal à environ 10 fois l'équivalent de l'apport annuel moyen ($5 \text{ à } 6 \text{ hm}^3$). Ainsi, cet aquifère présenterait une inertie importante qui lui permet de produire des écoulements en continu par drainage naturel des eaux souterraines vers la mer. Ceci même dans des conditions de recharge très sévères (déficit pluviométrique ou sécheresse).

Le comportement hydrodynamique du système aquifère au niveau de cette plaine a été bien apprécié par l'évolution hydrochimique des eaux des différents niveaux de nappes où on a pu constater une mutation de l'hydrochimie suivant le sens de circulation des eaux, depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition jusqu'à la bande côtière en bord de mer.

Références bibliographiques

- DELMI D. E. (2013)* – Contribution de la géophysique à l'identification des aquifères du littoral oranais (Arzew-plaines des Andalouses). Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.
- EURL, G-EAU-SOL (2002)* – Etude géophysique et hydrogéologique à travers la région de Bousfer.
- FENET B. (1972)* – Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les Monts du Djébel Tessala et les Massifs du Littoral Oranais. Thèse de Doctorat Es-Sciences. Université de Nice.
- FOUKRACHE M. (2001)* – hydrogéologie des massifs côtiers oranais (Arzew-Beni Saf). Thèse de Magister. Université d'Oran.
- GOURINARD Y. (1958)* – Recherche sur la géologie du Littoral Oranais – Epirogenèse et Nivellements. Publication du service de la carte géologique de l'Algérie. Bulletin n°6.
- GUENOUNE K. (2011)* – Hydrogéologie des calcaires liasiques du littoral oranais. Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.
- KHERNANE A. (2013)* – Les formations superficielles du littoral oranais et leur rôle déclencheur sur les risques géologiques (Oran-Andalouses). Mémoire de Master en Risques Naturels et Gestion. Université d'Oran.
- MANSOUR H. (1989)* – Hydrogéologie des complexes dunaires à l'Ouest d'Oran : de Cap Falcon (Oran) à Terga (Beni Saf). Mémoire de Magister. Université d'Oran.
- Mansour H., Foukrache M., Boursali T (2014)*. Les monts des Ksour, un maillon d'un vaste système hydrogéologique d'échelle régionale NW Sahara). Colloque International Ressources en Eau et Changement Climatique en Région Méditerranéenne, Eau – Climat'2014, p 90, Hammamet 21-23 octobre 2014, Tunisie.
- Mansour H., Nadji A., Foukrache M., Zeroual I (2012)*. Impact du contexte géostructural et du biseau salé sur la contamination des aquifères côtiers (Algérie NW). Bulletin du Service Géologique National. Vol 23, n° 02, pp 155 – 168, 8 fig., 2 tabl., 2012. Algérie.
- Mansour H., Nadji A., Foukrache M., Zeroual I (2012)*. La cartographie cognitive appliquée dans le domaine du risque géologique. Bulletin des Sciences Géographiques. N° 27, pp 40 – 51, 13 fig, 2012. Algérie
- Mansour H., Foukrache M., Boursali T (2012)*. Réflexion sur les apports occultes dans la réalimentation d'un aquifère en zone semi aride (Misserghine – Oran, Algérie), déposé le 15/09/2011 a été publié en 2012, dans la revue Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 575, pp. : 156-161. ISSN 034-9789, 2012.
- OUMAR ABDERAMANE M., OUSMANE ABDOULAYE I. (2008)*–Caractéristiques hydrogéologiques d'un aquifère côtier du Littoral Oranais. Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.
- SOCIETE STROJEXPPORT DE PRAGUE (1972)* – Etude géophysique de la plaine côtière oranais (Aïn El-Turck et les Andalouses). Document ANRH d'Oran.
- SOURISSEAU B. (1975)* – Alimentation en eau potable de Bousfer, El-Ançor et Aïn El-Turck. Direction des ressources en eau. Service d'hydrogéologie. Oran.
- THOMAS G. (1985)* – Géodynamique d'un bassin intramontagneux : le bassin du Bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse de Doctorat Es-Sciences. Université de Pau et des pays de Ladour.
- VERDEIL P. (1985)* – L'alimentation en eau dans l'aménagement de l'Algérie à l'horizon 2000. Les réserves en eau et l'aménagement du territoire. Les Andalouses 17-18-19 mars 1985.