

ÉTUDE DES VARIATIONS NATURELLES DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE

Introduction

Les aquifères captifs sont caractérisés par des valeurs élevées de diffusivité témoignant de leur capacité à répondre et à transmettre les variations de pressions. La réponse des aquifères captifs à des impulsions naturelles est donc rapide et peut entraîner des variations de niveau piézométrique importantes. En contexte deltaïque captif, les variations naturelles de la piézométrie peuvent être influencées par la pression atmosphérique, les marées océaniques, les crues du fleuve, et les phénomènes de marée terrestre. Ce chapitre s'attache à déterminer l'origine des variations piézométriques de l'aquifère captif à deux échelles de temps : à moyen terme par une approche descriptive et à court terme par une approche fonctionnelle.

Enfin, l'analyse des variations naturelles et plus particulièrement l'étude de leur propagation dans l'aquifère permet, sous certaines conditions, d'obtenir une estimation des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère (Marinos, 1969; Doan et Brodsky, 2006).

II.1. Etude des variations hydrodynamiques : approche descriptive

Bien que la conductivité ait fait l'objet d'un suivi en continu, les mesures n'ont pas pu être exploitées en raison de sauts aberrants induits par les pompes mensuelles et une dérive vraisemblablement due à un dépôt sur la cellule de mesure. Ces variations non naturelles n'ont pas pu être corrigées rendant les chroniques inexploitables.

II.1.1. Relations entre les différents réservoirs (mer - Rhône - Crau - aquifère captif)

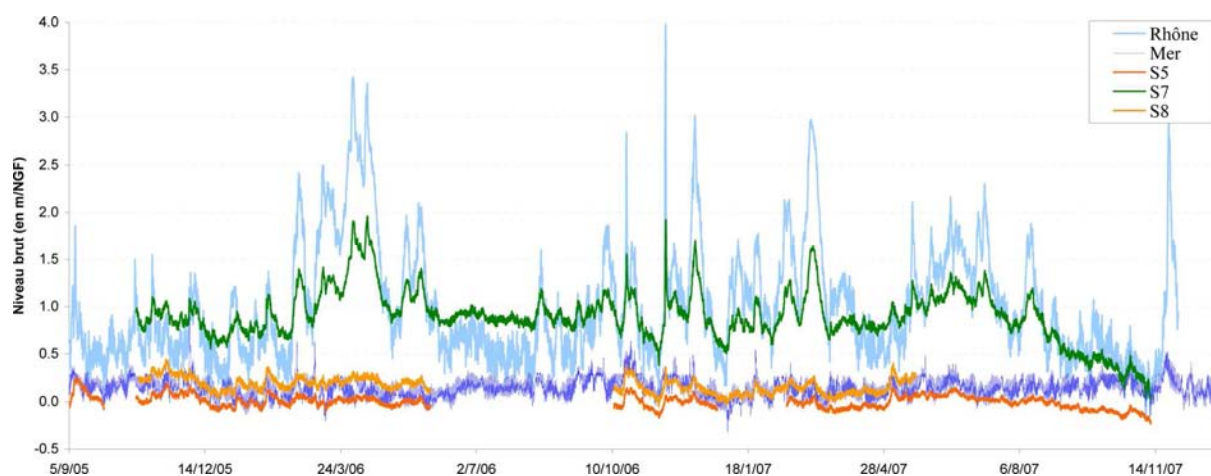


Fig. 54. Variation des niveaux (en m/NGF) du Rhône, de la mer et de l'aquifère captif (S₅, S₇, S₈) du 5 sept. 2005 au 30 nov. 2007 au pas de temps horaire

On observe une nette influence hydrodynamique du Rhône sur les niveaux d'eau du piézomètre S₇, situé dans la partie nord du delta à proximité du fleuve (550 m). L'absence de décalage de ces deux chroniques, bien visible pour la crue de novembre 2006, souligne la rapidité des transferts de pression du Rhône vers la nappe, en accord avec le caractère captif de l'aquifère. Les niveaux d'eau des deux autres piézomètres (S₅ et S₈), situés plus au sud, présentent des variations similaires, essentiellement influencées par les niveaux marins avec néanmoins une influence du Rhône nettement visible sur les très bas niveaux d'octobre 2007.

A la différence des piézomètres de Camargue qui présentent tous des variations de niveaux similaires, les piézomètres de Crau ont un comportement hydrodynamique très différent selon qu'ils sont implantés dans la Crau irriguée (Poulagère-P42 ; Fig. 55) ou la Crau sèche (Negreiron-P21, P29). Les irrigations dans la partie Nord de la Crau entraînent l'apparition des hautes eaux de la nappe en été, en décalage avec la Crau sèche qui présente à cette période des niveaux d'étiage. Les variations de niveau de ces piézomètres sont sensibles à la pluviométrie en accord avec le caractère libre de la nappe. Enfin, on n'observe pas d'influence des variations de niveau de la Crau sur les niveaux de l'aquifère captif. Les variations de niveau du Rhône semblent avoir un impact largement dominant qui pourrait masquer l'influence de la Crau.

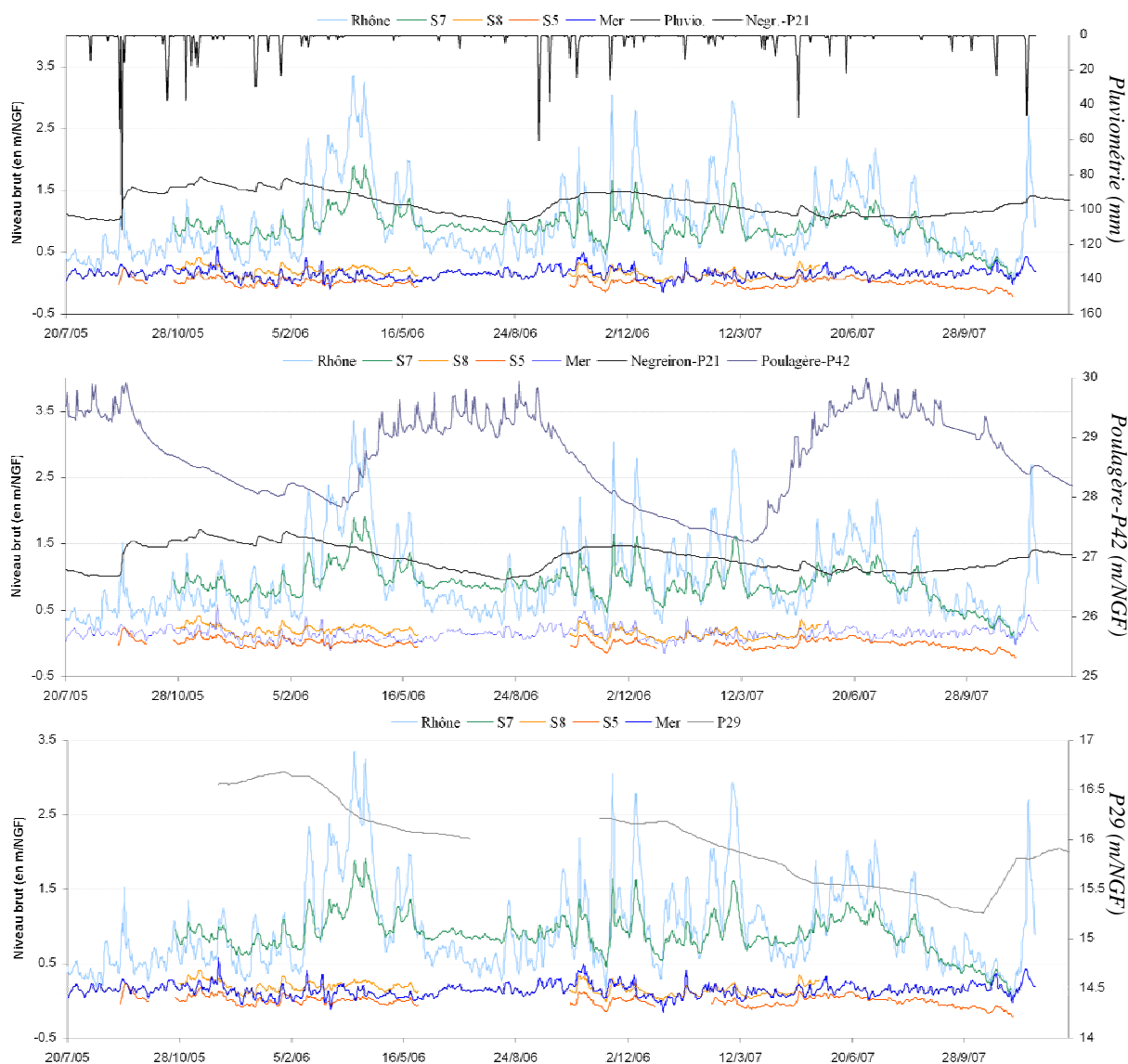


Fig. 55. Evolution comparée des niveaux de Camargue avec les niveaux de Crau, du Rhône, de la mer et la pluviométrie

Gradient hydraulique dans la zone salée

La salinité au S_5 étant du même ordre de grandeur que celle de la mer (~ 38 g/l), les niveaux peuvent être directement comparés. Sur la période étudiée, le niveau piézométrique au S_5 n'est supérieur au niveau marin que 39 jours sur 586 jours de chronique (Fig. 56). La décote de la nappe par rapport à la mer peut atteindre -0.74 m (2/12/2005) alors que la nappe n'est supérieure à la mer qu'au maximum de $+0.18$ m (31/01/2006).

Ce résultat montre que l'aquifère n'est pas en équilibre hydrostatique avec la mer. Cette configuration favorise la recharge de l'aquifère par la mer au sud.

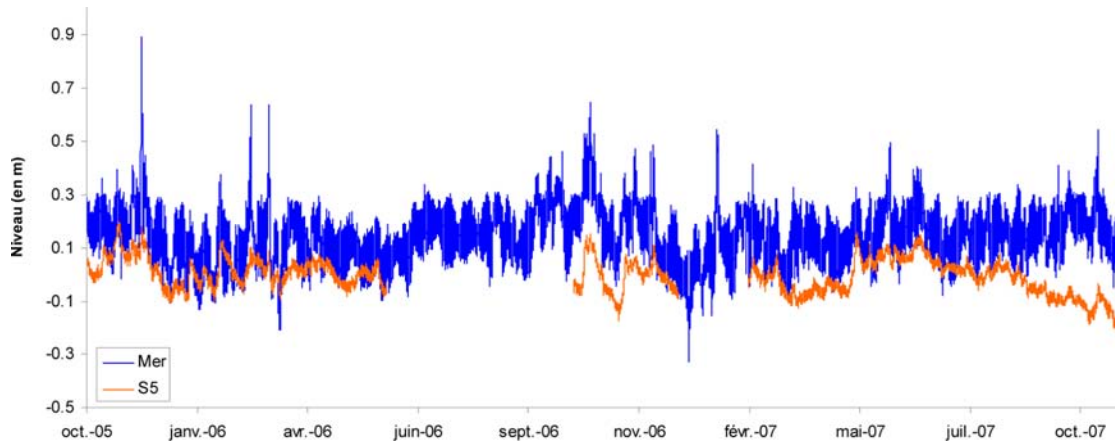


Fig. 56. Variation des niveaux moyens horaires dans la mer et le piézomètre S₅

Gradient hydraulique dans la zone d'eau douce

L'influence de la salinité sur les niveaux piézométriques du S₇ est négligeable. Une comparaison avec les niveaux du Rhône est donc directement possible (Fig. 57-a). Les niveaux piézométriques au S₇ sont inférieurs aux niveaux du Rhône en hautes eaux du fleuve mais supérieurs pendant les basses eaux.

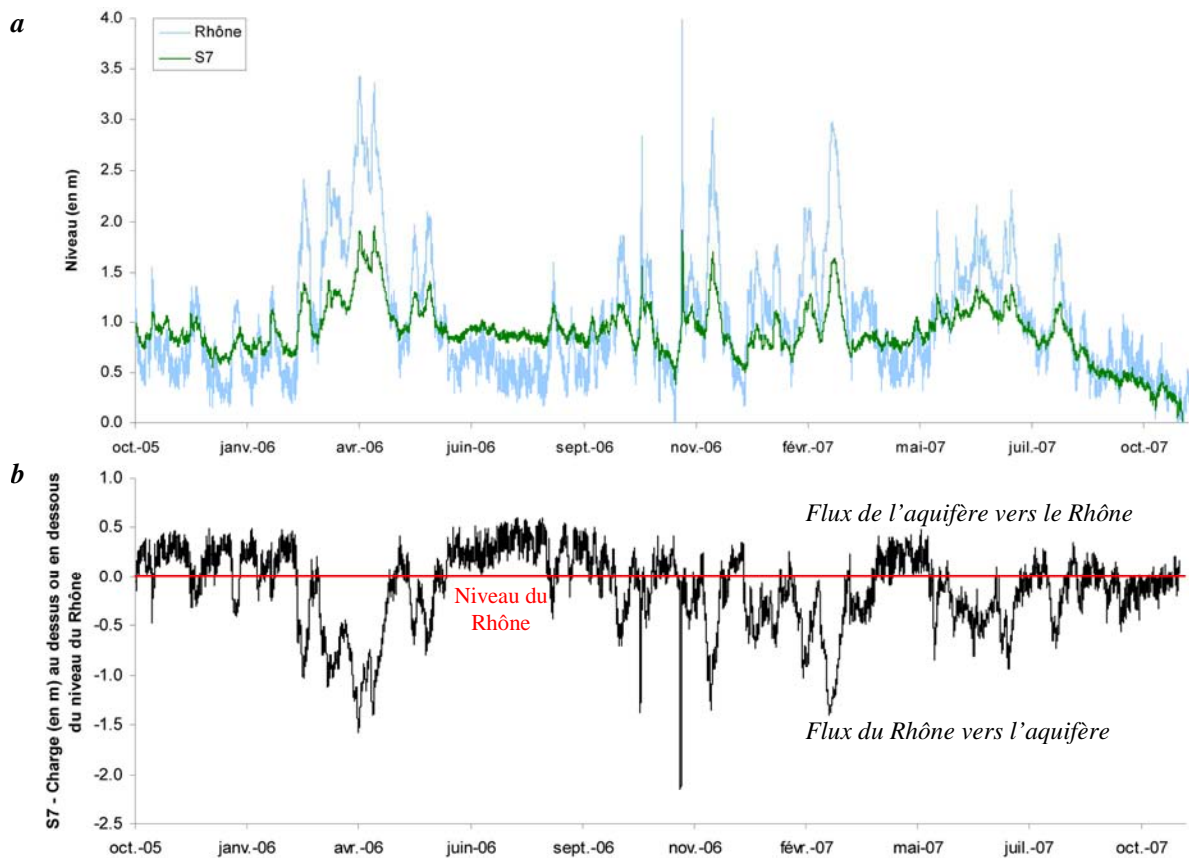


Fig. 57. Variation des niveaux moyens horaires dans le Rhône et le piézomètre S₇ : a- Niveaux moyens horaires au S₇ et dans le Rhône ; b- Charge moyenne horaire au S₇ comparée au niveau du Rhône

La différence de charge entre le point S₇ et le Rhône (Fig. 57-*b*) montre que la recharge de la nappe par le Rhône en S₇ ne peut donc être envisagée qu'en période de hautes eaux. En basses eaux, le gradient et donc les flux s'inversent, ce qui représente 332 jours sur 747 jours de chronique soit environ 162 jours/an. Ce résultat est vraisemblablement sous-estimé. En effet, les données du Rhône utilisées sont enregistrées à Arles où les niveaux d'eau sont plus hauts que vers le point S₇ situé à une dizaine de kilomètres en aval, d'une dizaine de centimètres en étiage jusqu'au mètre en crue (CNR, communication orale).

II.1.2. Détermination de la diffusivité de l'aquifère par l'étude des relations nappe/rivière

Compte tenu de la forte influence du Rhône sur les niveaux piézométriques de la nappe au S₇, une estimation de la diffusivité de l'aquifère peut être réalisée par l'étude de la propagation des ondes de crue du Rhône dans l'aquifère (Ferris, 1952; Ferris, 1963; Gilmore et F. A. Spane, 1993; Wurster *et al.*, 2003).

II.1.2.1. Description de la méthode

Cette méthode est basée sur la résolution de l'équation de diffusivité (Boussinesq, 1904) dans le cas d'un aquifère semi-infini en connexion avec une rivière. La diffusivité de l'aquifère, qui correspond au rapport de la transmissivité sur le coefficient d'emménagement ($D = T/S$), induit une variation d'amplitude et un décalage temporel lors du transfert de l'onde de crue dans l'aquifère.

Il existe plusieurs méthodes de résolution analytique de cette équation permettant d'estimer la diffusivité.

➤ Les méthodes « *Time-Lag* » et « *Stage Ratio* » développées par Ferris (1952; 1963) concernent initialement l'étude de la propagation de fluctuations périodiques du niveau d'un cours d'eau (onde de marée). Néanmoins, Ferris (1963) démontre qu'elles peuvent également s'appliquer à l'étude de la propagation d'un pic de crue en remplaçant la période des variations cycliques (τ) par la durée de la crue .

- La méthode *Time-Lag* s'intéresse au déphasage entre les maxima des pics dans la rivière et dans l'aquifère. La diffusivité s'exprime alors par :

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 \cdot \tau}{4 \cdot \pi \cdot \delta^2} \quad (14)$$

où : δ correspond au déphasage entre les maxima des pics dans la rivière et l'aquifère ; τ est la durée de la crue et x la distance qui sépare le piézomètre de la rivière.

- La méthode *Stage Ratio* utilise la modification de l'amplitude de l'onde de crue, notée *TE* (Tidal Efficiency) en relation avec l'utilisation initiale de ces méthodes pour l'étude des ondes de marées. La diffusivité s'exprime alors par :

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 \cdot \pi}{\tau \cdot (\ln(TE))^2} \quad (15)$$

Gilmore et F. A. Spane (1993) ont montré que ces 2 méthodes donnent des résultats comparables à ceux obtenus par des essais de pompages traditionnels.

➤ La méthode Pinder *et al.* (1969) correspond à la résolution de l'équation de diffusivité de manière discrète en utilisant à la fois le décalage du pic de crue et la modification de son amplitude. Pour un aquifère homogène semi infini, l'expression selon une dimension de la diffusivité en régime transitoire est donnée par (de Marsily, 2004) :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (16)$$

Pour tout instant t , la solution de cette équation est alors donnée par :

$$h = h_0 \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2} \sqrt{\frac{S}{T \cdot t}} \right) \quad (17)$$

où : h est l'augmentation de niveau dans le piézomètre situé à une distance x de la rivière ; h_0 est l'augmentation de niveau dans la rivière et t est le déphasage entre les maxima des pics dans la rivière et l'aquifère (= δ de la méthode de Ferris).

En discrétisant le calcul pour chaque pas de temps, et en sommant l'ensemble de ces variations unitaires sur la durée totale de la crue, l'évolution du niveau piézométrique dans l'aquifère (Δh) à une distance x de la rivière est alors donné par (Razac *et al.*, 1980) :

$$\Delta h = \Delta h_0 \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2} \sqrt{\frac{S}{T \cdot t}} \right) \quad (18)$$

Toutes ces méthodes reposent sur l'hypothèse d'un milieu aquifère homogène où les paramètres hydrodynamiques sont invariants dans le temps et l'espace. De plus, les écoulements verticaux doivent être négligeables et les variations de charge faibles devant l'épaisseur de l'aquifère.

II.1.2.2. Résultat

L'utilisation de ces méthodes nécessite la détermination précise du pic de crue dans l'aquifère sans que d'autres variations parasites n'interfèrent. De plus, le pic provoqué dans l'aquifère ne doit pas être trop amorti de manière à pouvoir identifier un maximum. Il est donc important de sélectionner des crues qui se rapprochent le plus possible d'une impulsion unitaire ou dirac. Seules 2 crues, en octobre et novembre 2006, répondent à ce critère. De plus, l'amortissement important observé sur les niveaux des piézomètres S₅ et S₈ ne permettent pas l'utilisation de ces méthodes.

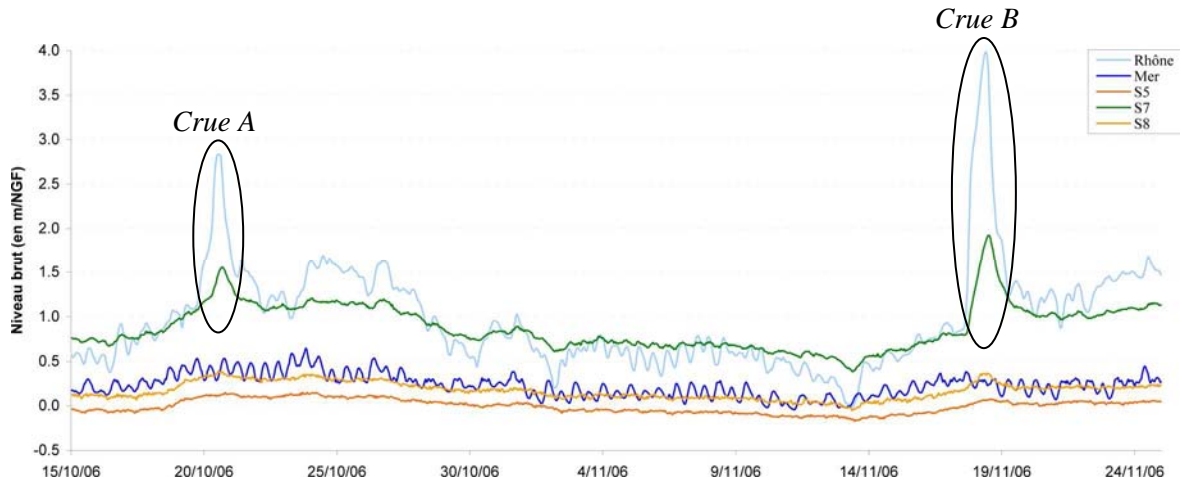


Fig. 58. Crues sélectionnées pour le calcul de la diffusivité au piézomètre S₇

Les informations nécessaires au calcul de la diffusivité sont reportées dans le Tableau 9 et illustrées dans la figure Fig. 59.

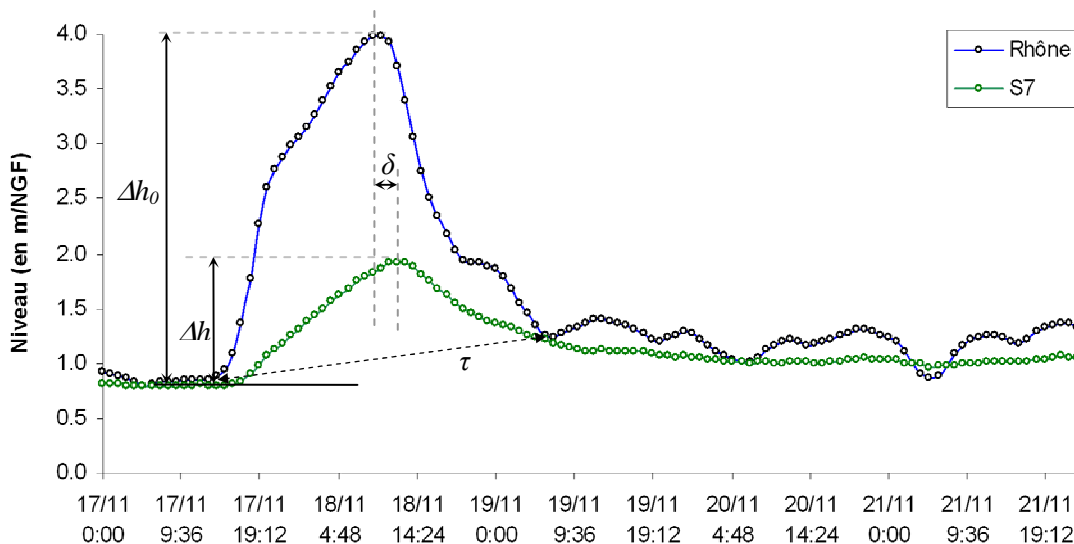


Fig. 59. Détermination du déphasage et de l'amortissement du pic de crue du Rhône au piézomètre S₇ ; exemple de la crue B

Les résultats obtenus pour les 2 crues et par les 3 méthodes sont très proches à l'exception du *Stage ratio* pour la crue B qui reste néanmoins du même ordre de grandeur. La diffusivité de l'aquifère au S₇ peut donc être estimée à 30 m²/s.

	Durée de la crue τ (h)	Déphasage du pic δ (h)	Amortissement h/h_0	Diffusivité		
				<i>Time Lag</i>	<i>Stage Ratio</i>	<i>erfc</i>
Crue A						
19 oct. à 18h00 au 21 oct. à 5h00	35	3	1.55/2.84	26.00	20.56	38.38
Crue B						
17 nov. à 14h00 au 19 nov. à 6h00	40	3	1.92/3.98	42.79	12.42	34.06

Tableau 9. Calcul de la diffusivité pour les crues d'octobre et de novembre 2006 au piézomètre S₇

Le piézomètre S₇ est implanté dans les cailloutis jaunes dans un secteur faiblement perméable (poudingue). En prenant une perméabilité de 10⁻⁵ m/s (Marinos, 1969) et une épaisseur de 20 m de cailloutis, la transmissivité de l'aquifère en ce point peut être estimée à 2.10⁻⁴ m²/s. On en déduit donc un coefficient d'emmagasinement ($S = T/D$) de l'ordre de 7.10⁻⁶. Ce résultat est tout à fait en accord avec le caractère captif de l'aquifère et montre que l'estimation de la diffusivité réalisée est tout à fait cohérente. L'estimation du coefficient d'emmagasinement est cependant dépendante de la valeur de perméabilité, estimée par la bibliographie.

II.2. Etude de l'effet de marée sur un aquifère deltaïque captif

A une courte échelle d'observation, on constate que les variations du Rhône et de la mer sont souvent bien corrélées. L'influence de la mer sur les niveaux du Rhône est particulièrement visible pendant les basses eaux du fleuve (Fig. 60) dont les faibles débits favorisent la remontée d'une langue d'eau marine sur plusieurs kilomètres dans le lit de ce dernier (Davey, 2005). Les variations cycliques de la marée océanique se font alors ressentir sur les niveaux du Rhône jusqu'à Arles.



Fig. 60. Influence de la mer sur les variations du niveau du Rhône et de l'aquifère captif

De même, on observe des variations cycliques sur les chroniques des 3 piézomètres, correspondant vraisemblablement à des phénomènes de marée.

II.2.1. Origine du phénomène de marée

Plusieurs phénomènes peuvent être à l'origine de variations cycliques des niveaux piézométriques d'un aquifère :

- (i) la marée océanique transmise directement par la mer ou indirectement via un fleuve côtier (Razac et al., 1980; Ataie-Ashtiani et al., 1999; Kim et al., 2006; Guo et al., 2007; Li et al., 2007).

Dans ce cas, on s'intéresse à la propagation des variations cycliques d'un plan d'eau libre (mer, fleuve) à un aquifère, à laquelle s'appliquent un déphasage et un amortissement fonction de la diffusivité de l'aquifère et de la distance au plan d'eau.

- (ii) la pression atmosphérique ou effet barométrique (Jacob, 1940; Rasmussen et Crawford, 1997)

- (iii) les marées terrestres (Melchior et Ducarme, 1989; Marsaud *et al.*, 1993).

Pour ces deux derniers cas, on s'intéresse à la variation piézométrique résultant d'une variation de pression sur l'ensemble « eau-matrice » en tout point (marée terrestre) ou en surface (effet barométrique) sous l'effet de l'influence des astres. Ces variations de pression s'appliquant sur l'ensemble de l'aquifère, il n'y a donc pas de déphasage par rapport aux ondes de marée. L'amplitude de la variation piézométrique résultant est fonction de l'emmagasinement de l'aquifère.

Dans le cas d'un aquifère côtier captif se prolongeant sous la mer, un dernier cas doit être considéré correspondant à la variation de pression sur l'ensemble « eau-matrice » sous l'effet de la variation de charge océanique.

Bien que l'ensemble de ces phénomènes s'appliquent sur tous les types d'aquifères, les variations de pression atmosphérique et les phénomènes de marée terrestre ne sont visibles que sur les aquifères captifs (Jacob, 1940; Marsaud *et al.*, 1993; Doan et Brodsky, 2006) à l'exception d'aquifères libres de très faible porosité (inférieure à 10^{-4}) et de grande épaisseur (supérieure à 100 m) (Bredehoeft, 1967).

Il existe de nombreuses ondes de marées mais seules les ondes de grande amplitude ont une influence sur les aquifères (Marsaud *et al.*, 1993). Le Tableau 10 résume les périodes de ces différentes composantes.

Nom	Description de la composante	Période (h)	Fréquence (cpj - cycles par jour)
M ₂	Lunaire principale	12.42 h	1.932
S ₂	Solaire principale	12.00 h	2.000
N ₂	Lunaire	12.66 h	1.896
K ₂	Lunisolaire	11.97 h	2.005
K ₁	Lunisolaire	23.93 h	1.003
O ₁	Lunaire	25.82 h	0.930
P ₁	Solaire	24.07 h	0.997

Tableau 10. Période et fréquence des principaux groupes d'ondes de marées

Compte tenu de l'influence de la marée sur les niveaux du Rhône, l'origine des variations périodiques de la piézométrie peut être soit (i) le transfert direct de l'onde de marée océanique vers l'aquifère, soit (ii) le transfert de l'onde de marée océanique via le Rhône. Enfin, l'aquifère étant captif, ces variations périodiques peuvent également s'expliquer par le phénomène de marée gravimétrique ou marée terrestre (Melchior *et al.*, 1963; Melchior et Ducarme, 1989). Il est donc nécessaire de déterminer

l'origine des phénomènes cycliques observés dans l'aquifère captif pour préciser ses conditions aux limites (connexion avec la mer).

II.2.2. Méthode d'étude

Il est difficile, si ce n'est impossible de différencier l'influence des phénomènes à l'origine des variations cycliques de l'aquifère par une analyse descriptive. Les ondes de marées étant caractérisées par leur période et leur fréquence, une analyse des chroniques dans le domaine fréquentiel (analyse spectrale) est par contre tout a fait adaptée pour discriminer les différents phénomènes. Deux types d'analyses peuvent être réalisées :

- une comparaison du spectre des chroniques piézométriques avec les spectres obtenus pour (i) la marée océanique, (ii) la pression atmosphérique et (iii) la marée terrestre permettant de déterminer l'origine des variations cycliques observées

- une étude du déphasage (fonction de phase) et de l'amortissement (fonction de gain) du signal de marée par une analyse spectrale croisée.

L'estimation des spectres simples et croisés est réalisée selon la méthode de Jenkins et Watts (1968) sur des chroniques différenciées. La différenciation des chroniques permet de supprimer les composantes à long terme et de centrer l'analyse sur les fluctuations de fréquences plus élevées (Tableau 10).

Les niveaux piézométriques dans l'aquifère ont été enregistrés au pas de 20 minutes. Cependant, compte tenu du bruit important observé à ce pas de temps, lié à un défaut du matériel, il était préférable de travailler sur des moyennes horaires. Le bruit a ainsi pu être filtré en partie. Pour les piézomètres S₅ et S₈, cette étude a été limitée par les nombreux trous existant dans la chronique dont le plus important (en été 2006) correspond à un renvoi du matériel pour corriger le problème de bruit... malheureusement sans succès. Les niveaux de la mer, disponibles au pas de 5 min, ont été convertis en moyennes horaires. Enfin, une chronique de marée terrestre au pas horaire a été reconstituée à l'aide du logiciel TSOFT (Van Camp et Vauterin, 2005).

Deux périodes d'analyse ont été sélectionnées, l'une en basses eaux du Rhône (BE : 10 août-10 novembre 2007) et l'autre en période de crue du Rhône (HE : 15 février-15 mai 2005). Une analyse horaire tronquée à 720 h (30 jours) a été choisie, ce qui correspond à une fréquence d'échantillonnage du spectre de $1.66.10^{-2}$ cpj.

II.2.3. Résultats des analyses : identification des signaux de marée

Les chroniques des 3 piézomètres présentent des variations cycliques de fréquence 2 j^{-1} , 1.933 j^{-1} , 1 j^{-1} , et 0.933 j^{-1} (Fig. 61) correspondant aux périodes 12 h, 12.4 h et 24 h, 25.7 h respectivement.

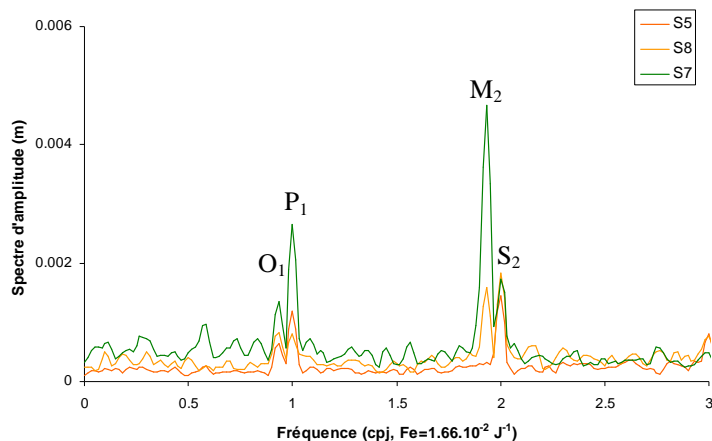


Fig. 61. Analyses spectrales comparées des chroniques différenciées des niveaux piézométriques (en m)

Ces fréquences mettent en évidence l'influence de phénomènes de marée dans l'aquifère (ondes S₂, M₂, P₁, O₁ respectivement) qui peuvent être liés soit à la marée terrestre (aquifère captif), soit à l'influence de la Méditerranée directement ou indirectement via le Rhône. En effet, les analyses montrent que les niveaux du Rhône sont également soumis à l'influence de la marée (Fig. 62) et plus particulièrement en période de basses eaux. La présence des composantes lunaires O₁ et M₂, qui n'existent pas pour les pressions atmosphériques (Fig. 62), montre que la barométrie n'est pas le seul processus responsable des variations cycliques observées sur la piézométrie. Au S₅, on n'observe qu'un épaulement pour la composante M₂ alors que la composante O₁ est bien visible (Fig. 61). Le bruit important sur cette chronique pourrait avoir masqué le pic M₂.

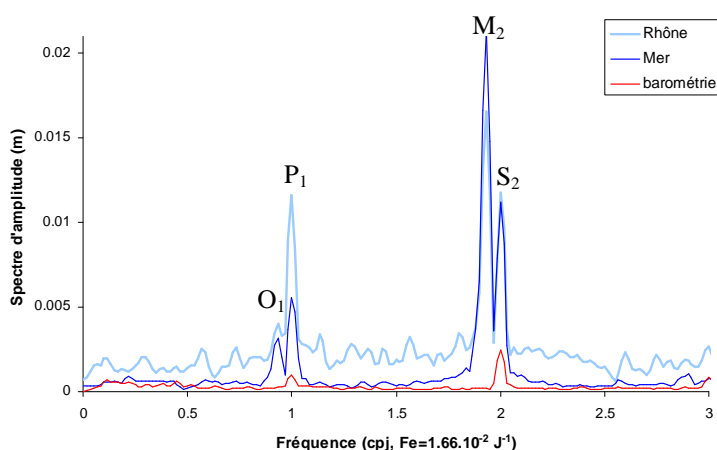


Fig. 62. Analyses spectrales comparées des chroniques différenciées des niveaux de la mer, du Rhône et de la pression atmosphérique (en m)

Les chroniques des piézomètres S_5 et S_8 étant fortement influencées par les variations du niveau marin de plus long terme (quelques jours), les variations à court terme (12h et 24h) du niveau d'eau dans l'aquifère correspondent essentiellement à la marée de la mer et non au seul phénomène de marée terrestre.

Le Rhône présente des variations cycliques plus marquées en basses eaux qu'en hautes eaux (rapport d'amplitude de 2.1 en moyenne ; Tableau 11) alors que l'amplitude de ces variations est constante pour la mer et les phénomènes de marée terrestre. L'existence d'une telle variation entre hautes eaux et basses eaux a donc été recherchée sur les chroniques piézométriques pour discriminer l'influence du Rhône.

Fréquence	Gravimétrie	Marée	Rhône	S_7	S_5
0.93	0.98	0.87	1.8	1.6	1.3
1	0.96	1.13	2.6	2.8	0.8
1.93	1.01	1.03	2.1	2.1	0.8
2	1.01	1.08	1.8	1.5	1.0
moyenne	1.0	1.0	2.1	2.0	1.0

Tableau 11. Rapport d'amplitude BE/HE des principales ondes de marées pour les marées terrestre et océanique, le Rhône et les piézomètres S_7 et S_5

La chronique de marée terrestre est issue d'un modèle et présente par conséquent une amplitude parfaitement constante (rapport de 1). Elle a cependant été utilisée pour contrôler que l'erreur commise par le calcul des spectres est faible. L'absence de données au S_8 en basses eaux n'a pas permis de mener cette analyse.

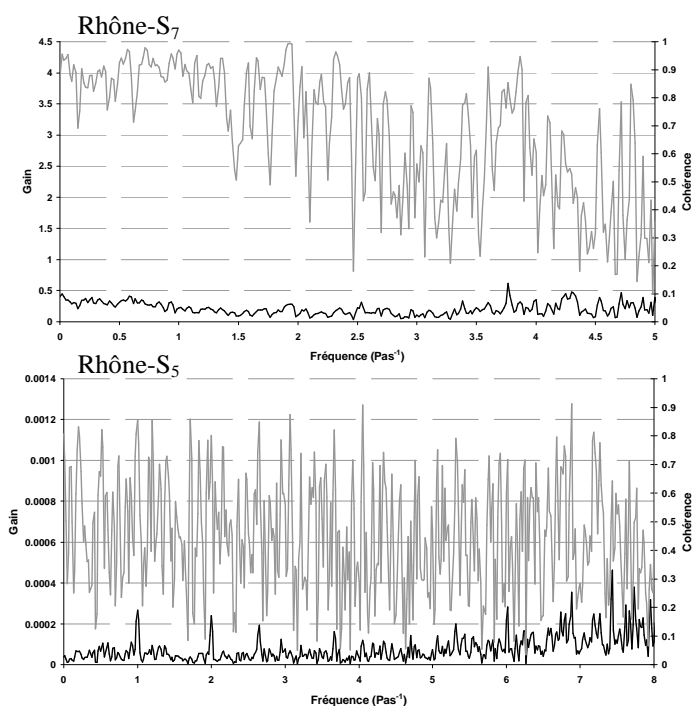


Fig. 63. Fonction de gain et de cohérence des analyses spectrales croisées entre les piézomètres de l'aquifère et le Rhône

Au piézomètre S_7 , l'amplitude des variations diurnes et semi-diurnes est variable entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux (rapport d'amplitude de 2 en moyenne ; Tableau 11) indiquant que le phénomène de marée enregistré en ce point correspond préférentiellement à la marée de la mer transmise via le Rhône. Au S_5 , le rapport d'amplitude proche de 1 indique une influence de la mer et non du Rhône. De plus, on observe une très bonne cohérence (de 0.8 à 1 ; Fig. 63) entre S_7 et le Rhône pour les fréquences diurnes et semi-diurnes (jusqu'à 2.5) indiquant que les variations piézométriques au S_7 sont bien corrélées aux niveaux du Rhône. A l'opposé, au S_5 la mauvaise cohérence entre les niveaux du Rhône et de ce piézomètre confirme que ce point n'est pas influencé par les variations du Rhône.

Conclusion

Les piézomètres S_5 , S_7 et S_8 ont été équipés d'enregistreurs en continu (20 min) des variations du niveau de la nappe captive. Les chroniques obtenues en chacun des points ont été comparées aux niveaux du Rhône et de la mer. Les résultats montrent l'influence hydrodynamique forte du Rhône sur les niveaux d'eau de la nappe et plus particulièrement du piézomètre S_7 , situé dans la partie nord du delta à proximité du Rhône. Les niveaux d'eau des deux autres piézomètres (S_5 et S_8), situés plus au sud, présentent des variations similaires essentiellement influencées par les niveaux marins avec néanmoins une influence du Rhône lorsque ce dernier présente de très bas niveaux d'eau comme en octobre 2007. Pendant les basses eaux du Rhône, les bas niveaux du fleuve permettent l'intrusion d'une langue d'eau salée dans le lit du Rhône. De plus, on observe que dans la partie nord du delta les niveaux de la nappe sont supérieurs aux niveaux du Rhône. La recharge de la nappe par le Rhône en S_7 ne peut donc être envisagée qu'en période de hautes eaux. Dans la partie sud du delta, le point S_5 de salinité proche de celle de la mer, présente des niveaux piézométriques inférieurs à ceux de la mer. Ce résultat montre que l'aquifère n'est pas en équilibre hydrostatique avec la mer. Cette configuration favorise la recharge de l'aquifère par la mer au sud.

Une analyse spectrale des chroniques piézométriques a été réalisée afin de préciser le rôle du Rhône et de la mer sur les variations piézométriques de l'aquifère. Les 3 chroniques présentent un dédoublement des pics à 12 h et 24 h mettant en évidence l'influence de phénomènes de marée dans l'aquifère qui peuvent être liés soit à la marée terrestre (aquifère captif), soit à l'influence de la Méditerranée directement ou indirectement via le Rhône. En effet, les analyses montrent que les niveaux du Rhône sont également soumis à l'influence de la marée et plus particulièrement en période de basses eaux. Les chroniques des piézomètres S_5 et S_8 étant fortement influencées par les variations du niveau marin de plus long terme (quelques jours), les variations à court terme (12h et 24h) du

niveau d'eau dans l'aquifère correspondent donc essentiellement à la marée de la mer et non à un phénomène de marée terrestre au sein de l'aquifère. Au piézomètre S₇, l'amplitude des variations à 12h et 24h est variable entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux indiquant que le phénomène de marée enregistré en ce point correspond préférentiellement à la marée de la mer transmise via le Rhône.

CONCLUSION DE LA PARTIE 3

En régime permanent, l'étude de l'équilibre des charges a permis de mettre en évidence le rôle de la Crau comme condition de potentiel pour l'aquifère captif. En régime transitoire, l'influence des variations hydrodynamiques du Rhône est prépondérante masquant vraisemblablement l'influence de la Crau.

De plus, cette étude a mis en évidence une dynamique différente entre la partie Nord du delta et la partie Sud :

- au Nord, les variations de niveaux sont de forte amplitude en réponse aux variations du niveau du Rhône,

- au Sud, les variations de niveaux sont très amorties et principalement sous l'influence marine.

La rapidité des transferts de pression mis en évidence ne semblent pas pouvoir s'accompagner de transfert de masse rapide compte tenu des faibles vitesses de circulation déterminées.

Ainsi l'étude couplée de la piézométrie en régime permanent et transitoire permet de bien caractériser les flux, les conditions aux limites et les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Cependant, l'approche hydrodynamique ne permet pas de conclure sur les processus responsables de la salinisation de l'aquifère, en particulier sur son origine (mer/aquifère superficiel) et l'échelle de temps à considérer pour la salinisation de l'aquifère.

PARTIE 4.

TRAÇAGE NATUREL APPLIQUE A UN AQUIFERE CÔTIER CAPTIF EN CONTEXTE DELTAÏQUE

L'étude hydrochimique et isotopique à court ou long terme permet de déterminer l'origine de la minéralisation d'un aquifère. Dans le cas des aquifères côtiers, l'étude de l'origine de la salinité des eaux est essentielle pour gérer et protéger la ressource en eau.

Deux approches sont successivement abordées. La première approche correspond à une étude spatiale de l'origine et de l'évolution géochimique de la minéralisation de l'eau, alors que la seconde s'intéresse à l'étude temporelle de cette minéralisation.

I. ORIGINE DE LA SALINITE ET PROCESSUS HYDROGEOCHIMIQUES DANS UN AQUIFERE COTIER CAPTIF. CAS DU DELTA DU RHONE (SUD DE LA FRANCE) ORIGIN OF GROUNDWATER SALINITY AND HYDROGEOCHEMICAL PROCESSES IN A CONFINED COASTAL AQUIFER - CASE OF THE RHONE DELTA (SOUTHERN FRANCE)

Préambule

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication (de Montety *et al.*, 2008), présentée ici dans sa version originale. Cependant, par souci de lisibilité, la description du site d'étude et des méthodes, déjà présentée dans les parties 1 et 2, a été enlevée. Une discussion a été ajoutée pour compléter cet article. L'intégralité de la publication est fournie en Annexe 4.

Enfin, les principes de base de l'hydrochimie, des interactions eau-roche et leur « adaptation » en milieu salé ne sont pas détaillés. Le lecteur pourra se référer à e.g. Appelo et Postma (2005), Post (2002) ainsi qu'à Clark et Fritz (1997) et Mook et Vries (2000) pour ce qui concerne les isotopes stables.

Introduction

Groundwater salinization in coastal areas occurs in many aquifers around the world (Barlow, 2003) and in numerous Mediterranean countries (Benavente *et al.*, 2004; Cost Environment Action 621, 2005). Understanding the origin and mechanisms of the salinization process is an important point for preventing further deterioration of groundwater resources. Many investigations have dealt with the origin of saltwater in coastal aquifer (Custodio, 1997; Bear *et al.*, 1999; Araguas Araguas, 2003; Ghabayen *et al.*, 2006) and several sources have been identified: evaporite dissolution (Pulido-Leboeuf *et al.*, 2003), downward leakage from surficial saline water through failed or improperly constructed wells (Aunay *et al.*, 2006), deep brines or upward flow from deep saline water (Vengosh *et al.*, 1999), fossil seawater (Yamanaka et Kumagai, 2006) or present seawater intrusion often due to excessive pumpings (Kim *et al.*, 2003). Seawater intrusion is frequently observed in the case of unconfined aquifer connected to the sea where a strong demand in water resources induced a decrease of piezometric level. In the case of confined aquifers like the deep aquifer of the Rhône delta, the process

is more complex since the aquifer is separated from seawater by a confining layer which limits the seawater intrusion. This work intends to evaluate the different sources of salinity which explain the high mineralization of the confined aquifer of the Rhône delta using chemical and isotopic groundwater compositions. Major ions and $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDC}}$ are also used to highlight hydrogeochemical processes occurring in the aquifer according to the degree of salinity, and to evaluate the consequences of the water-rock interaction.

I.1. Origin of groundwater salinity

I.1.1. General features of the confined aquifer water

Average data from monthly samples of the groundwater (May 2005 to May 2006 and November 2006) are given in Table 12. Seawater values and average data of the Rhône River and the Crau aquifer are also added as possible sources of recharge of the Camargue aquifer. The piezometers are relatively far from the coast (8 km at least), but the water is strongly mineralized. All the groundwater samples are of Na-Cl type (Fig. 64).

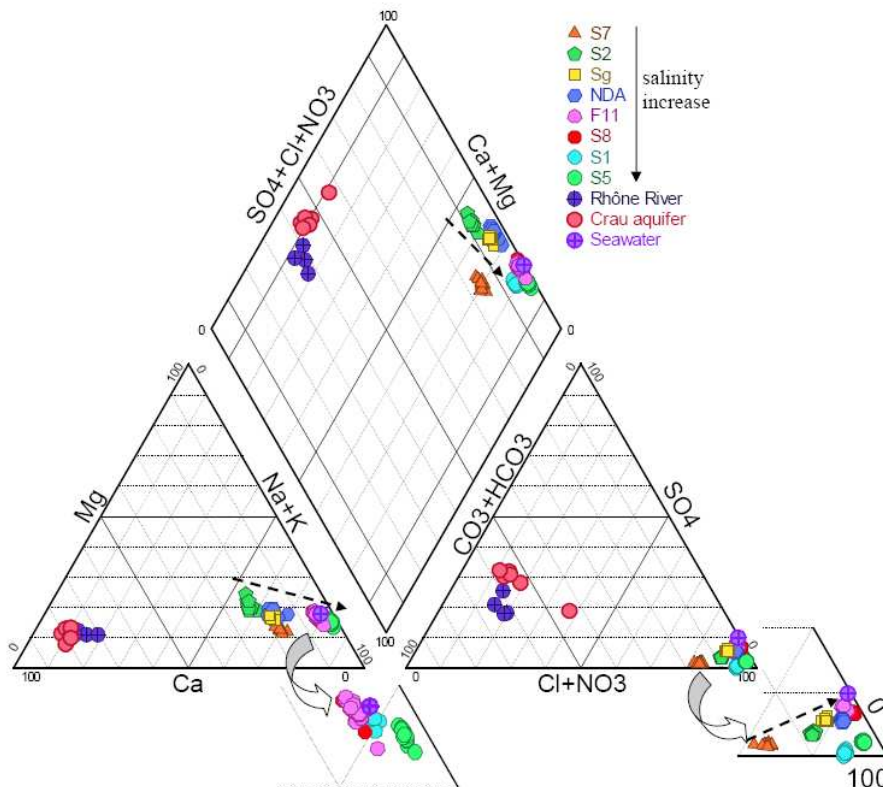


Fig. 64. Piper diagram showing the spatial evolution of the water chemistry in the confined aquifer (dashed arrows)