

*Plus douce qu'aux enfants la chair des pommes sures,
L'eau verte pénétra ma coque de sapin
Et des taches de vins bleus et des vomissures
Me lava, dispersant gouvernail et grappin.*

Arthur Rimbaud, le bateau ivre

Hydrochimie

Dans ce quatrième chapitre, l'hydrochimie est utilisée comme outil de compréhension des circulations au sein de l'aquifère. L'étude de la répartition dans l'espace et de l'évolution dans le temps des concentrations en ions majeurs et des isotopes du carbone vient compléter et préciser le schéma lithologique et celui des circulations.

Il se compose de trois parties. La première aborde l'hydrochimie des ions majeurs de trois campagnes d'analyses effectuées en 1985, 1996 et 2004-2005, et étudie les principaux processus chimiques dans l'aquifère et l'évolution statistique de la composition de l'eau entre les campagnes.

Puis l'observation des temps de séjour par l'activité en carbone-14 et l'utilisation d'un indice de temps de séjour i calculé à partir des concentrations en Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ fait l'objet de la deuxième partie. Il s'agit d'une façon indirecte d'apprécier les circulations au sein de l'aquifère et les résultats sont confrontés à ceux du chapitre 3.

Enfin on montre que l'évolution spatio-temporelle de i et de NO_3^- est en concordance avec le schéma lithologique décrit au chapitre 2.

4.1. Hydrochimie des ions majeurs

4.1.1. Origine et validation des données hydrochimiques

Les données hydrochimiques rassemblées ici sont issues de quatre campagnes de prélèvements réalisées sur 20 ans. Ces campagnes se sont déroulées dans le cadre de travaux de recherche dont les objectifs sont différents. Le choix, le nombre et la répartition des ouvrages échantillonnés et les éléments analysés ne sont donc pas homogènes (Tableau 4-1).

| Nom de la campagne | Période de prélèvement | Source * | Nombre de prélèvements | Type d'ouvrages prélevés | Nombre d'analyses validées ** |
|----------------------|------------------------|---------------|------------------------|--|-------------------------------|
| Campagne 1985 | Août 1985 | ROUDIER, 1987 | 236 | Forages captant le Miocène | 145 |
| Campagne 1996 | Printemps-été 1996 | MUSSET, 1999 | 671 | Forages et puits de la zone vulnérable aux nitrates (Alluvions et Miocène) | 152 |
| Campagne 2004 | Automne 2004 | LALBAT, 2006 | 40 | Forages captant le Miocène | 40 |
| Campagne 2005 | Juin-juillet 2005 | LALBAT, 2006 | 60 | Forages captant le Miocène | 60 |

* Mentionne la source bibliographique des données si celles-ci n'ont pas été acquises dans le cadre de la présente étude.

** Les critères de validation sont explicités dans le texte.

Tableau 4-1. Sources des données hydrochimiques.

Campagne de 1985

La campagne de prélèvement de 1985 s'est déroulée au mois d'août. Sur les 236 analyses consignées par ROUDIER (1987), seules 187 ont pu être géoréférencées par BOINET (1996) à partir de cartes. Parmi ces analyses, 145 sont conservées sur des critères chimiques : les analyses dont la balance ionique est inférieure à 10%, en valeur absolue. La figure 4-1 indique la position de chacun de ces points.

La campagne de 1985 concerne essentiellement une bande NE-SW allant de Caromb à Bédarrides. Les échantillons situés au sud de l'axe Entraigues-Mazan sont rares et dispersés. Aucun ne se trouve au nord d'une ligne Courthézon-Gigondas. Cette campagne se concentre donc sur l'axe de drainage principal du bassin (Chapitre 3) où la densité de forages dans le Miocène est très importante (Chapitre 2). La profondeur et *a fortiori* la description des ouvrages échantillonnés sont inconnues mais l'étude de ROUDIER (1987) portant sur l'aquifère miocène, il est légitime de considérer que les ouvrages ont été choisis en conséquence. Cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable que le secteur d'investigation ne présente aucune difficulté pour trouver des ouvrages profonds.

Les éléments analysés sont Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- (Fe^{2+} et Mn^{2+} ne sont pas repris dans notre travail). La température, le pH et la conductivité électrique ne sont pas disponibles.

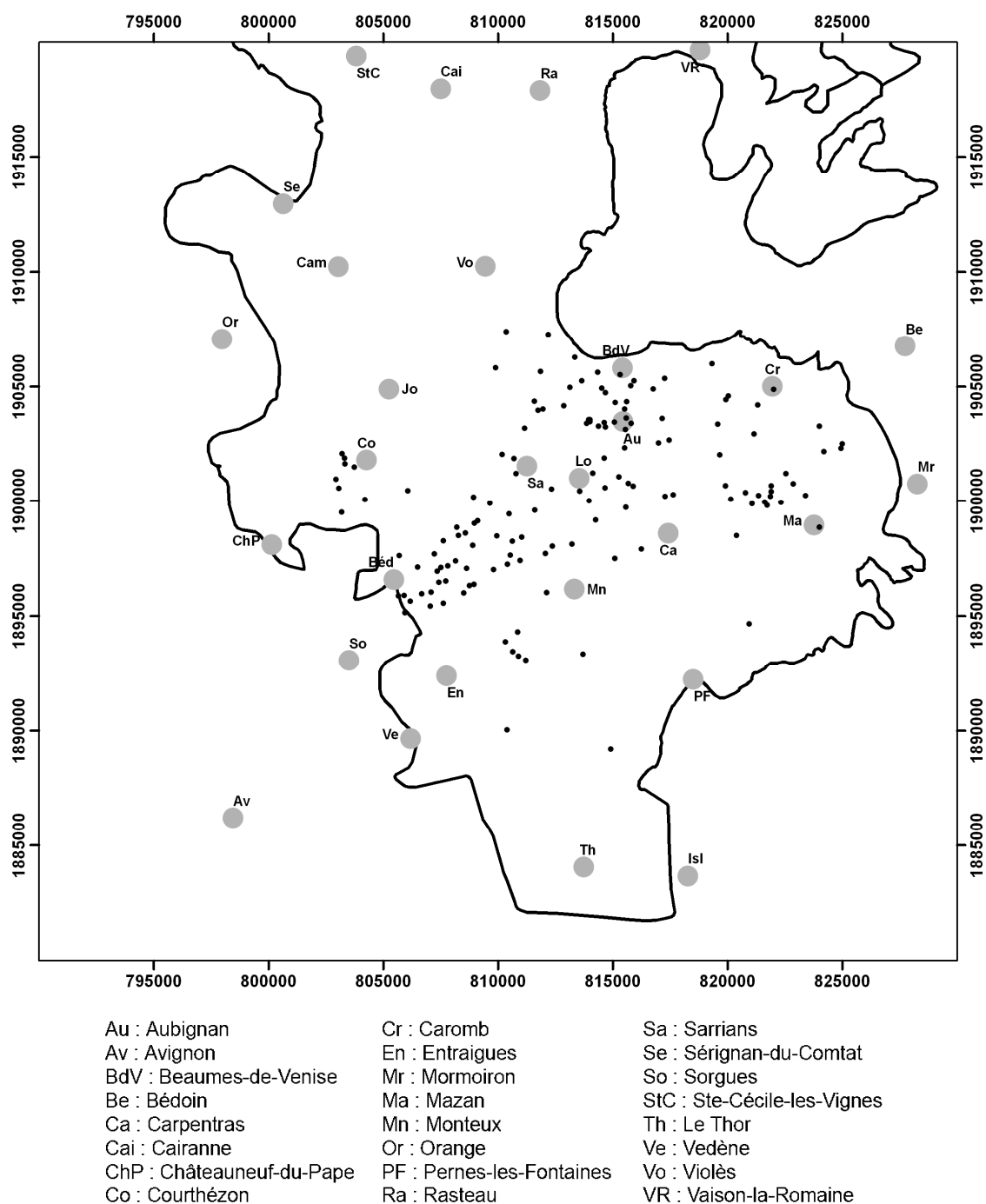


Figure 4-1. Position des ouvrages échantillonnés lors de la campagne de 1985. Seuls les 145 points correspondant aux analyses validées sont mentionnés.

Campagne de 1996

L'ambitieuse campagne de 1996 s'est déroulée sur trois mois entre le printemps et l'été. Elle a permis de récolter 672 échantillons d'eau prélevés au hasard sur dix communes du bassin classées zone vulnérable au titre de la directive européenne 91-676 dite « nitrates » (Althen-des-Paluds, Aubignan, Bédarrides, Carpentras, Entraigues, Loriol-du-Comtat, Monteux, Pernes les Fontaines, Sarrians et Velleron) aussi bien dans l'aquifère miocène que dans les nappes alluviales, sans distinction (MUSSET, 1999).

La présente étude ne retient que les analyses correspondant à des échantillons prélevés dans des ouvrages de plus de 30 m de profondeur et dont les balances ioniques sont inférieures à 10% (Figure 4-2), en valeur absolue. Sont donc éliminés les échantillons prélevés dans les puits et forages de moins de 30 m, qui ne captent que les alluvions, les échantillons prélevés dans les ouvrages de profondeur inconnue et les analyses qui présentent une balance trop déséquilibrée, et par conséquent les analyses incomplètes. Enfin on vérifie que la conductivité électrique, calculée à partir des résultats d'analyse, est proche de la conductivité mesurée (Figure 4-3).

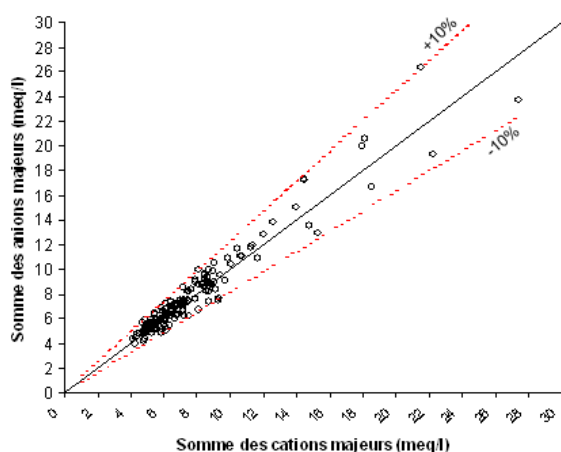
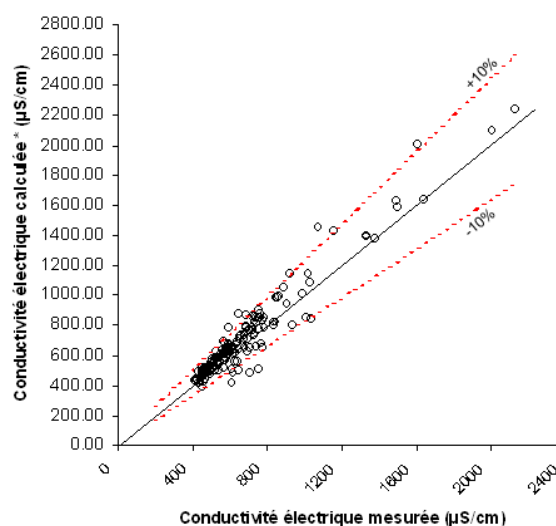


Figure 4-2. Corrélation entre la somme des cations et la somme des anions pour les échantillons sélectionnés de la campagne de 1996.



* conductivités électriques calculées avec le logiciel DIAGRAMMES (SIMLER, 2004)

Figure 4-3. Corrélation entre conductivité électrique mesurée et conductivité électrique calculée pour les échantillons sélectionnés de la campagne de 1996.

Parmi les analyses satisfaisantes, quatre se trouvent dans le massif oligocène de Pernes et ne peuvent pas avoir été prélevées dans l'aquifère du Miocène. Finalement 152 analyses sont retenues. La figure 4-4 indique leur position géographique.

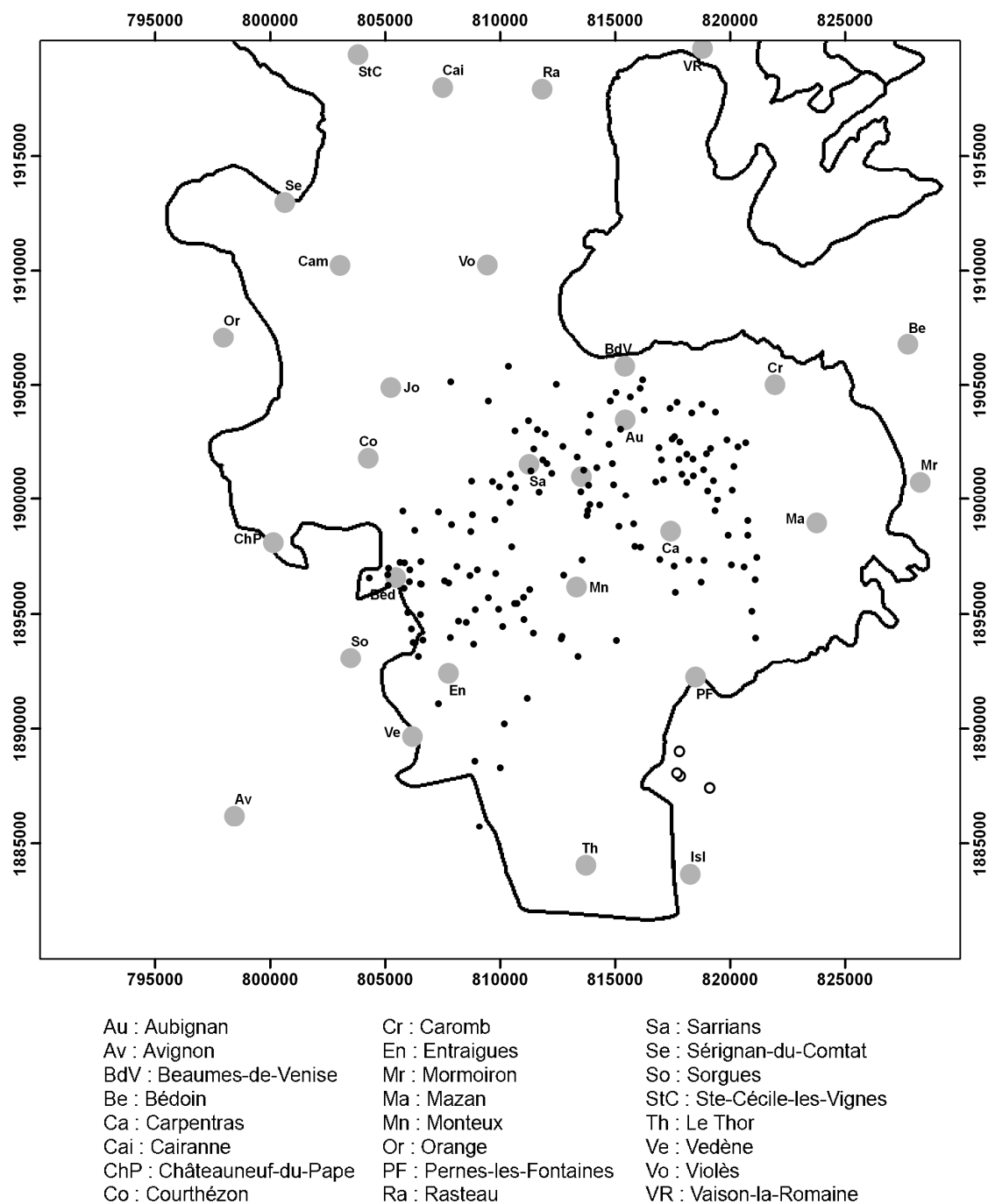


Figure 4-4. Position des ouvrages échantillonnés lors de la campagne de 1996 (MUSSET, 1999). Les 152 points correspondent aux analyses validées, les quatre cercles aux prélèvements effectués dans le massif oligocène de Pernes.

La distribution de l'échantillonnage de la campagne de 1996 est proche de celle de la campagne de 1985, le long d'une bande NE-SW. Néanmoins les points s'étendent un peu plus vers le sud mais n'explorent pas la bordure est du bassin. Cette répartition s'explique par une investigation volontairement limitée à dix communes et par la méthode d'échantillonnage : les communes de l'est du bassin (Mazan, Caromb, Modène, Saint-Hippolyte-le-Graveyron, Saint-Didier) ne font pas partie de la zone vulnérable ; les forages profonds captant le Miocène au sud de Monteux, sur les communes de Pernes-les-Fontaines, Althen-des-Paluds et Velleron sont rares et ne sont pas bien représentés lors d'un échantillonnage aléatoire.

Les éléments analysés sont Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- . La température, le pH et la conductivité électrique sont mesurés sur le terrain.

Campagnes de 2004 et 2005

Pour les besoins de la présente étude, deux campagnes de prélèvements d'eau de l'aquifère miocène ont été effectuées. La première s'est déroulée à l'automne 2004. Son objectif est d'actualiser les données hydrochimiques dans les zones couvertes par les campagnes de 1985 et de 1996 et d'étendre la couverture spatiale sans négliger les secteurs à faible densité d'ouvrages profonds. Ainsi 40 ouvrages répartis sur l'ensemble du bassin de Carpentras, de Cairanne au Thor et de Mazan à Orange, ont été échantillonnés (Figure 4-5).

La seconde campagne s'est faite conjointement avec la prospection géophysique sur la bordure est du bassin (2.3) en juin-juillet 2005. Les 60 ouvrages prélevés se situent à proximité des profils géophysiques ou dans leur prolongement (Figure 4-5).

Durant ces campagnes de 2004 et 2005, les ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^-) et quelques ions mineurs (NO_2^- , PO_4^{3-} , F^- , Br^-) ont été analysés au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA). Seuls les ions majeurs font l'objet de commentaires dans ce document. La température, le pH, la conductivité électrique et la concentration en HCO_3^- ont été mesurés sur le terrain. Les ouvrages choisis captent tous l'aquifère miocène. Tous les résultats d'analyses ont été validés en calculant la balance ionique et la conductivité électrique. Toutes les balances sont inférieures à 11% en valeur absolue (Figure 4-6) et la conductivité électrique calculée ne s'écarte jamais de plus de 10 %, en valeur absolue, de la conductivité mesurée sur le terrain (Figure 4-7).

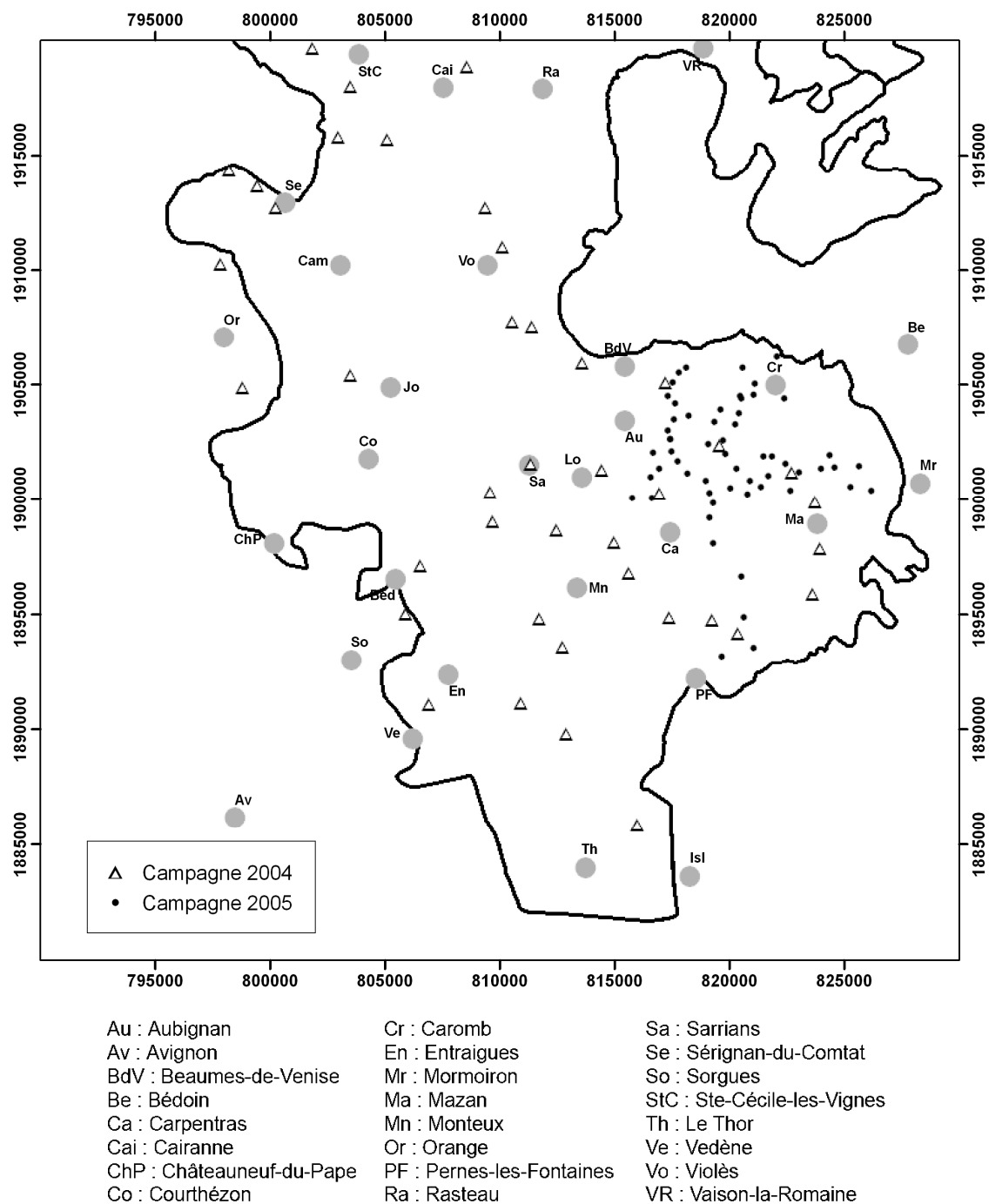


Figure 4-5. Position des ouvrages échantillonnés lors des campagnes de 2004 et 2005.

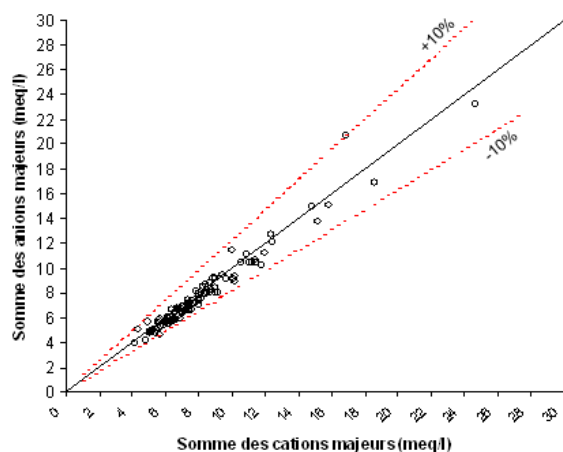
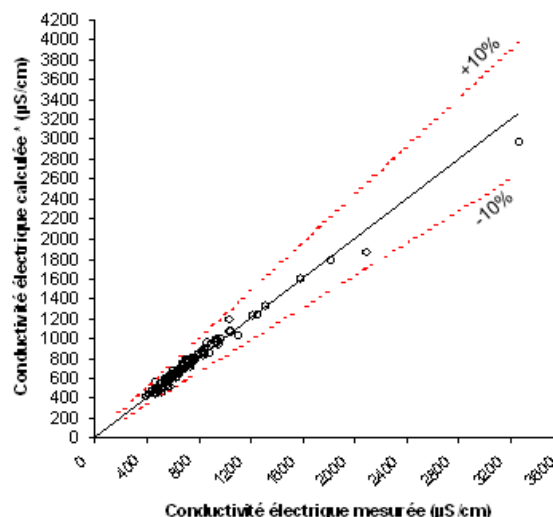


Figure 4-6. Corrélation entre la somme des cations et la somme des anions pour les échantillons des campagnes de 2004 et 2005.



* conductivités électriques calculées avec le logiciel DIAGRAMMES (SIMLER, 2004)

Figure 4-7. Corrélation entre conductivité électrique mesurée et conductivité électrique calculée pour les échantillons des campagnes de 2004 et 2005.

4.1.2. Faciès et évolution chimiques des eaux dans l'aquifère

Les diagrammes de Piper des campagnes d'analyse donnent une vision générale des types d'eaux rencontrés dans l'aquifère du Miocène (Figures 4-8 à 4-10). Les trois diagrammes (les campagnes de 2004 et 2005 sont présentées sur le même graphique) sont très semblables. L'aquifère du Miocène est très inertiel et aucun bouleversement suffisamment important pour modifier les faciès chimiques n'est intervenu entre 1985 et 2005.

En suivant le sens de l'écoulement, l'évolution hydrochimique du système se fait depuis le pôle bicarbonaté calcique vers le pôle bicarbonaté magnésien jusqu'à ce que la concentration de Mg^{2+} soit équivalente ou légèrement supérieure à celle de Ca^{2+} (en $meq.l^{-1}$). L'évolution se poursuit alors vers le pôle bicarbonaté sodique. En marge de cette tendance générale, certains points montrent une influence notable du pôle sulfate ou du pôle chlorure-nitrate (Figure 4-11). Il s'agit de contaminations locales des eaux du Miocène soit par l'encaissant (évacuaires de l'Oligocène à l'est du bassin, diapirs triasiques dans le massif de Gigondas ou près de Courthézon), soit depuis la surface à cause des activités anthropiques (ROUDIER, 1987).

Cette évolution est caractéristique des aquifères à matrice argilo-carbonatée à temps de séjour suffisamment long pour permettre les échanges hydrogéochimiques. On la retrouve en particulier dans les bassins molassiques voisins de la moyenne et basse vallée du Rhône (HUNEAU, 2000 ; DE LA VAISSIÈRE, 2006) ou dans l'aquifère des sables éocènes du bassin aquitain (ANDRE *et al.*, 2005). Elle s'explique par la chimie des carbonates et les échanges de base sur les argiles (APPELO, 1996).

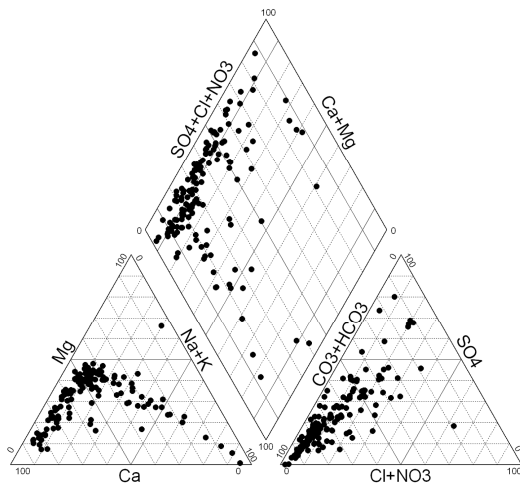


Figure 4-8. Diagramme de Piper de la campagne de 1985

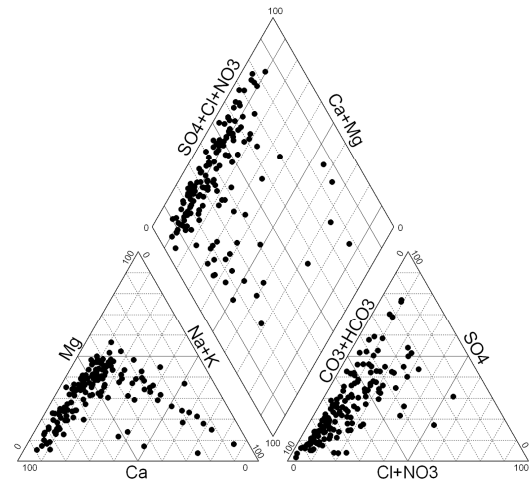


Figure 4-9. Diagramme de Piper de la campagne de 1996

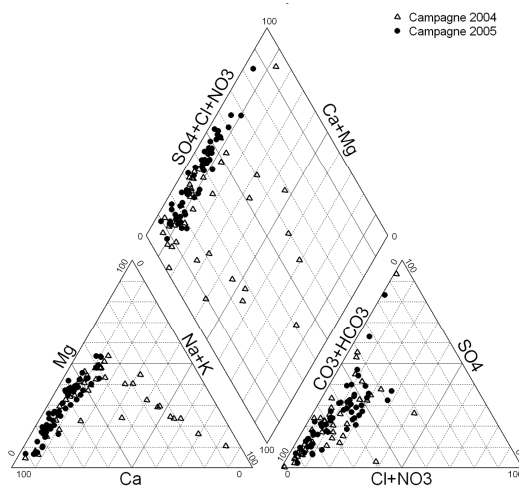


Figure 4-10. Diagramme de Piper des campagnes de 2004 et 2005.

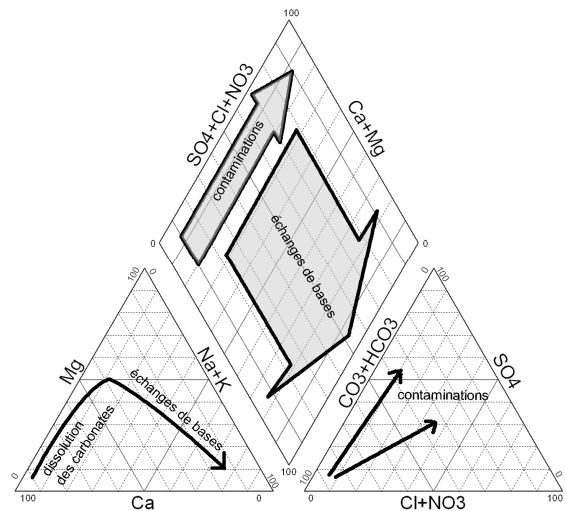
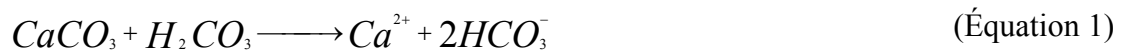


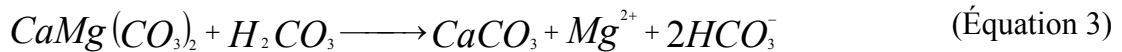
Figure 4-11. Évolution type des eaux de l'aquifère miocène

L'eau météorique qui s'infiltré s'est chargée en CO_2 en traversant l'atmosphère puis le sol. En terrain calcaire, elle provoque la dissolution de la calcite suivant l'équation 1. Cette réaction commence dès la zone non saturée, qu'elle soit dans les alluvions ou déjà dans les terrains miocènes.



La molasse miocène contient également de la dolomite et de la calcite magnésienne (HUNEAU, 2000). Leur dissolution peut-être congruente (Équation 2) ou

incongruente (Équation 3). Il s'ensuit un enrichissement progressif en Mg^{2+} . Les réactions de dissolution de la calcite et de la dolomite se poursuivent jusqu'à saturation de l'eau vis-à-vis de ces minéraux.



Les réactions de dissolution-précipitation ne sont pas instantanées et l'équilibre n'est pas toujours atteint. Pour caractériser l'état du système vis-à-vis d'un minéral présent, on utilise l'indice de saturation IS défini comme le logarithme décimal du rapport entre le produit ionique et la constante d'équilibre de la réaction de dissolution considérée (APPELO, 1996). Ainsi pour un minéral AB qui se dissocie en donnant A^+ et B^- on a :



$$\text{la constante d'équilibre} \quad K_{AB} = [A^+]_0 \times [B^-]_0$$

où $[A^+]_0$ (respectivement $[B^-]_0$) est la concentration en ion A^+ (respectivement B^-) à l'équilibre.

L'indice de saturation de la solution vis-à-vis du minéral AB s'écrit alors

$$IS_{AB} = \log\left(\frac{[A^+] \times [B^-]}{K}\right)$$

où $[A^+]$ (respectivement $[B^-]$) est la concentration en ion A^+ (respectivement B^-) de la solution.

L'ensemble des calculs qui conduit aux indices de saturation a été réalisé avec le logiciel DIAGRAMMES (SIMLER, 2004).

La saturation vis-à-vis de la calcite est généralisée dans le bassin, indépendamment de la conductivité électrique et par conséquent de la minéralisation totale (Figure 4-12) ; tous les échantillons sont saturés ou sursaturés (indice de saturation supérieur à -0.5). La dissolution de la calcite est une réaction rapide et l'eau peut atteindre la saturation en traversant la zone non saturée (APPELO, 1996).

La dissolution de la dolomite est une réaction plus lente (de l'ordre de quelques mois) que celle de la calcite. La saturation (voire une légère sursaturation) est fréquente mais n'est pas systématique (Figure 4-13). De nombreux échantillons sont sous-saturés.

L'indice de saturation du gypse s'étend de la sous-saturation à l'équilibre et est fortement corrélé à la conductivité électrique (Figure 4-14). La présence de gypse explique donc en grande partie les fortes conductivités électriques. En effet la dissolution du gypse est rapide et un parcours même bref de l'eau dans des terrains gypseux élève fortement l'indice de saturation du gypse. Des lentilles de gypse oligocène sont connues sur toute la bordure est du bassin.

La dissolution du gypse provoque une augmentation de la concentration en calcium (Figure 4-15) et, par conséquent, une sursaturation vis-à-vis de la calcite et la précipitation de celle-ci. Cette précipitation entraîne une diminution des carbonates qui réduit l'indice de saturation de la dolomite et favorise sa dissolution (APPELO, 1996). On observe donc une diminution de l'indice de saturation de la dolomite quand celui du gypse augmente et une augmentation du magnésium en même temps que celle du sulfate. Bien que les points soient dispersés, on retrouve ces évolutions sur les figures 4-16 et 4-17. Sur la figure 4-16, l'indice de saturation de la dolomite est élevé (supérieur à -1) en moyenne quand celui du gypse est faible (inférieur à -2) alors qu'il a tendance à diminuer lorsque l'indice de saturation du gypse passe au-dessus de -2. Sur le diagramme de SO_4^{2-} en fonction de Mg^{2+} (Figure 4-17), le nuage de points est ramassé autour de faibles concentrations et s'étire, en partie le long de la première bissectrice : une mole de dolomite est dissociée pour chaque mole de gypse dissoute. Les points situés au-dessus de la bissectrice et très éloignés seraient influencés par une autre source de sulfate que le gypse ; celle-ci entraînerait une augmentation du sulfate sans favoriser la dissolution de dolomite. Il pourrait s'agir de contaminations anthropiques.

La figure 4-18 représente l'évolution du magnésium en fonction du calcium. En allant des fortes teneurs en calcium vers les faibles teneurs, on observe, dans un premier temps, l'augmentation du magnésium (dissolution de la dolomite) sans évolution notable de la concentration en calcium (précipitation concomitante de calcite ou dissolution incongruente de la dolomite) puis une diminution des concentrations de ces deux minéraux. La deuxième partie de cette évolution s'explique par les échanges de cations entre la phase aqueuse et la matrice argileuse (argiles miocènes et pliocènes). Ces échanges tendent à remplacer les cations des argiles par des cations de plus forte affinité, disponibles dans la phase aqueuse. Ainsi, pour les ions majeurs, Na^+ et K^+ sont libérés et remplacés par Ca^{2+} et Mg^{2+} , et l'eau de l'aquifère s'enrichit progressivement en ions alcalins. Ces échanges de bases sont marqués par une flèche sur la figure 4-19. Les points qui ne s'alignent pas sur cette tendance sont affectés par d'autres phénomènes et présentent à la fois de fortes concentrations en $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et en $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$; ils sont situés au-dessus de la flèche. Par ailleurs ils correspondent à fortes teneurs en sulfates. Ces points seraient donc contaminés par du gypse qui pourrait être associé à des évaporites sodiques (halite) et/ou potassiques (sylvite). La dissolution des évaporites entraînerait une augmentation des quatre éléments.

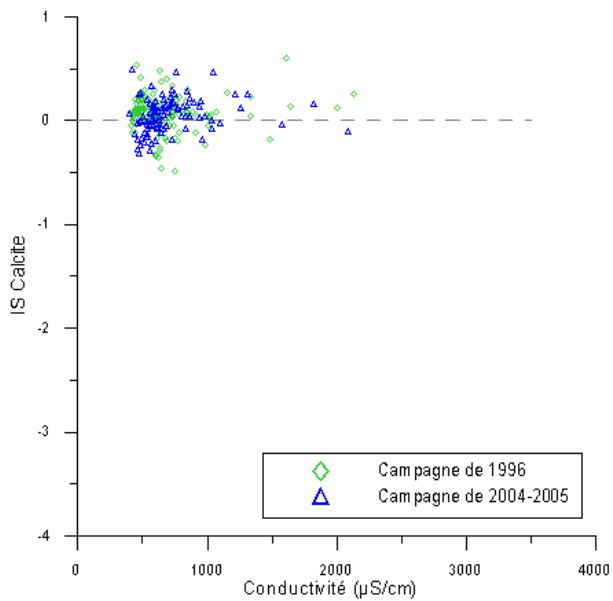


Figure 4-12. Indice de saturation de la calcite en fonction de la conductivité électrique.

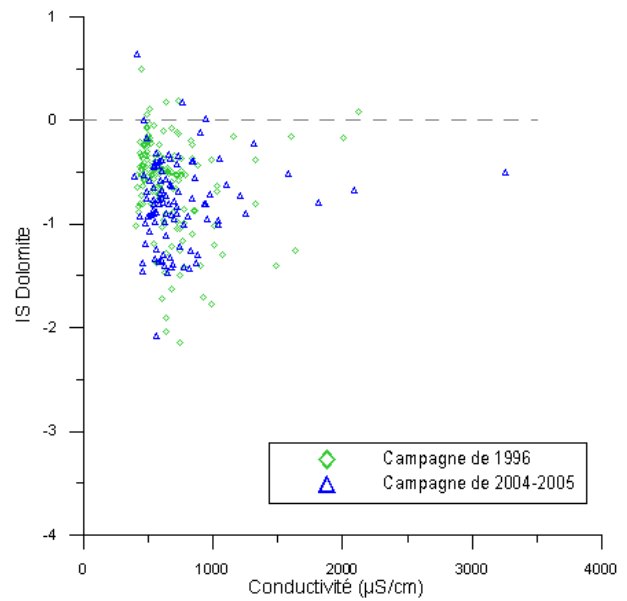


Figure 4-13. Indice de saturation de la dolomite en fonction de la conductivité électrique.

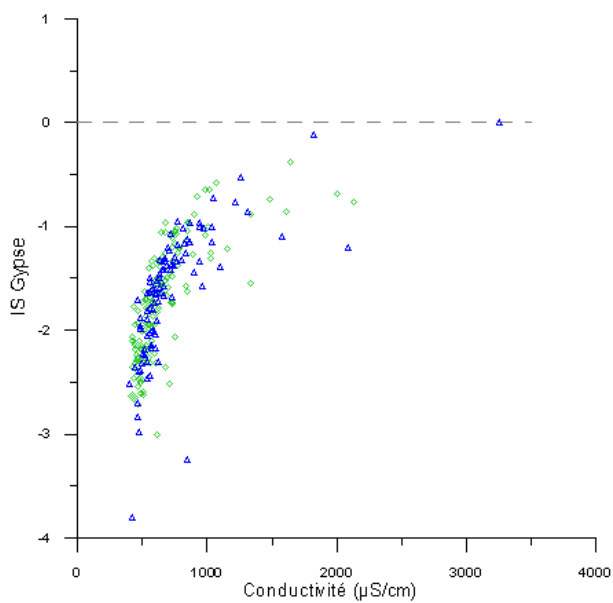


Figure 4-14. Indice de saturation du gypse en fonction de la conductivité électrique.

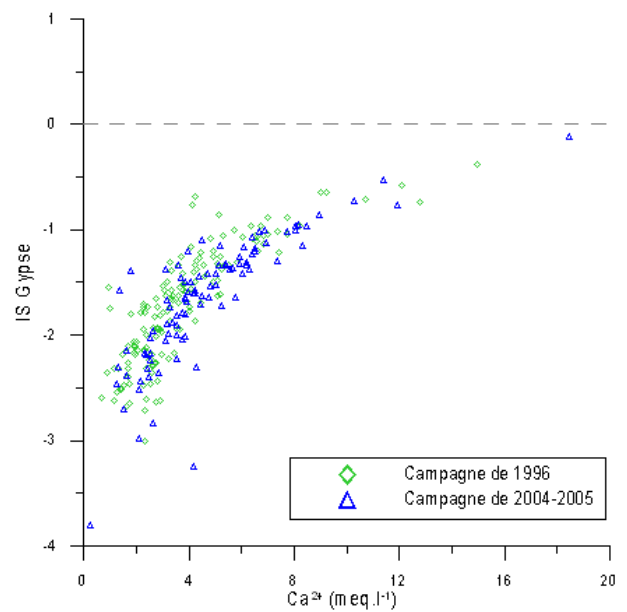


Figure 4-15. Évolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de la concentration en calcium.

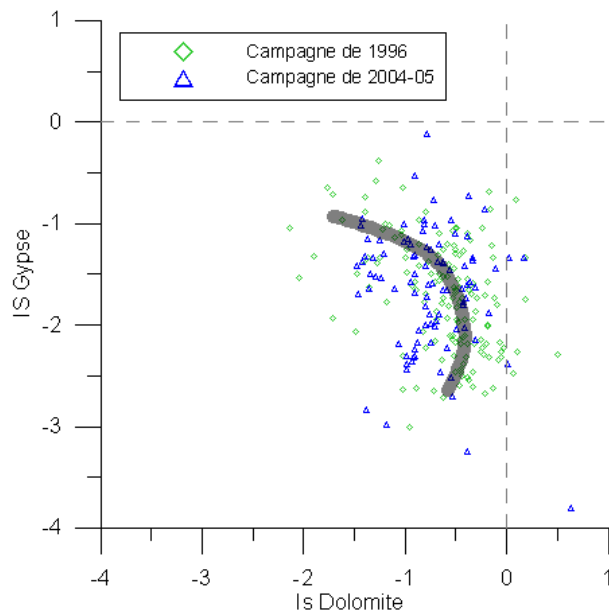


Figure 4-16. Évolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de celui de la dolomite.

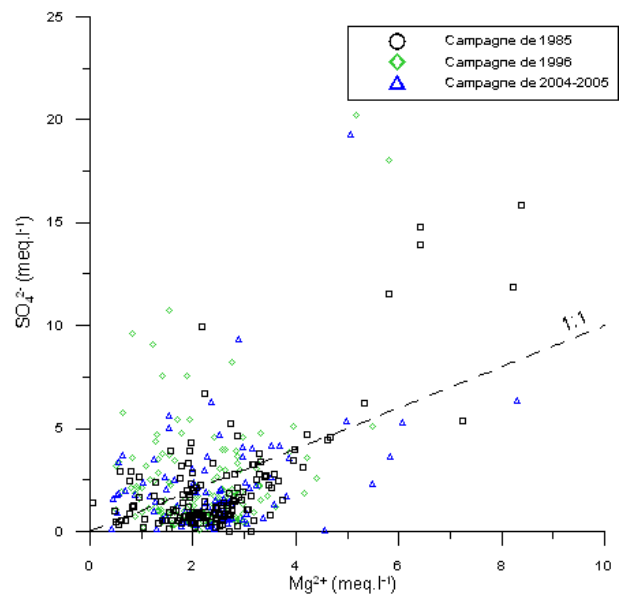


Figure 4-17. Évolution de SO_4^{2-} en fonction de Mg^{2+} .

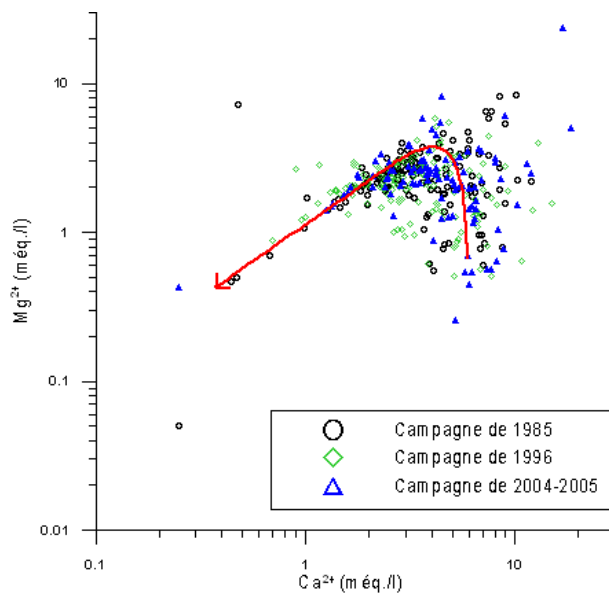


Figure 4-18. Évolution de Mg^{2+} en fonction de Ca^{2+} .

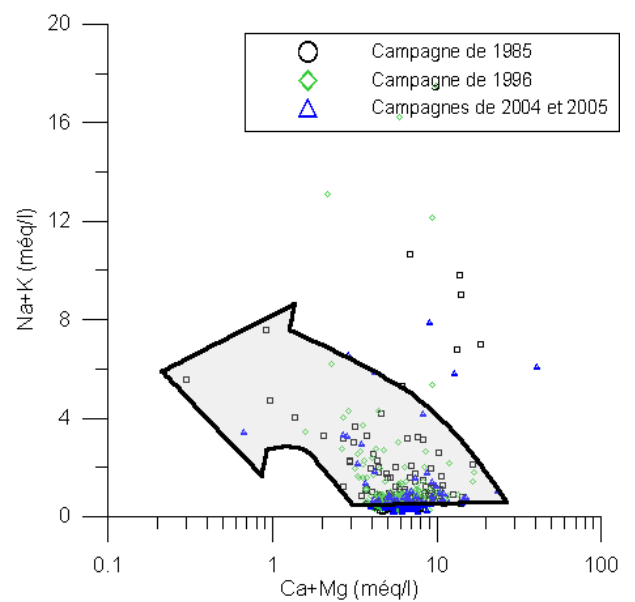


Figure 4-19. Évolution de $(Na^+ + K^+)$ en fonction de $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$.

4.1.3. Statistiques des concentrations des ions majeurs entre 1985 et 2005

Le tableau 4-2 présente les statistiques descriptives élémentaires (nombre d'échantillons, minimum, maximum, moyenne, médiane, écart-type) des paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique, pH) et des ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^-), pour chaque campagne d'analyses.

Les campagnes de 2004 et 2005 apparaissent deux fois dans le tableau 4-2 : séparément et regroupées. Ce choix est guidé par la distribution spatiale des points échantillonnés durant ces campagnes. En effet, la campagne de 2004 couvre une très grande superficie avec une densité faible (Figure 4-5) alors que celle de 2005 se concentre sur les bordures. Ainsi la première est représentative de la composition chimique générale du bassin, avec une influence faible des bordures, alors que la seconde est typique des secteurs de bordures et des zones de recharges ou proches de celles-ci. Enfin ces deux campagnes ont été menées à moins d'un an d'intervalle. Compte tenu de l'inertie du système, on peut considérer qu'elles représentent le même état du système et rassembler les données pour calculer des statistiques représentatives de l'ensemble.

D'une manière générale, les médianes des concentrations en ions (sauf HCO_3^-) et celle de la conductivité électrique sont inférieures aux moyennes correspondantes. Les distributions statistiques des concentrations sont donc à dissymétrie positive (de type log-normal) : les valeurs faibles ou modérées sont les plus fréquentes mais la présence de quelques fortes valeurs influencent beaucoup la valeur de la moyenne. Dans ce cas, la médiane est une meilleure estimation de la tendance centrale que la moyenne. Pour les autres paramètres (température, pH et concentration en HCO_3^-) moyenne et médiane ne sont pas significativement différentes même si l'on observe toujours la même relation d'ordre entre ces deux statistiques (médiane inférieure à la moyenne). Ces trois variables sont représentatives des conditions physico-chimiques générales de l'aquifère et leurs distributions sont plus symétriques et se rapprochent de la normalité.

Température

Les moyennes et les médianes sont proches pour toutes les campagnes. Les écarts-types sont réduits, environ 2°C. La campagne de 2004 présente des valeurs inférieures aux deux autres campagnes (campagnes de 1996 et de 2005, les températures de la campagne de 1985 ne sont pas disponibles), en particulier, un minimum très bas (8.9°C en 2004 contre 13.6°C en 1996 et 2005) et un maximum de 18.1°C, comparativement faible par rapport aux maxima de l'ordre de 23°C en 1996 et 2005.

Cette différence de température s'explique par la saison de prélèvement. La campagne de 2004 s'est déroulée à l'automne. Dans la région, les températures extérieures peuvent être basses à cette saison, surtout la nuit et le matin. A l'inverse les campagnes de 1996 et 2005 ont eu lieu à la fin du printemps et en été. Par ailleurs les mesures de températures sont faites au robinet utilisé pour l'échantillonnage. Dans certains cas, le circuit de canalisation peut être long, particulièrement exposé à la température ambiante ou mal isolé, et permettre des échanges de chaleur entre l'eau et l'extérieur. Ainsi les valeurs extrêmes, notamment le minimum de 2004 ne sont pas représentatives de la température de l'aquifère et les médianes, moins sensibles aux extrêmes, sont une meilleure estimation de la tendance centrale.

| T (°C) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
|--------------|-----|-------|--------|-------|-------|-------|
| 1985 | - | - | - | - | - | - |
| 1986 | 152 | 13.6 | 23.6 | 17.1 | 16.8 | 1.8 |
| 2004 | 39 | 8.9 | 18.1 | 14.8 | 15.5 | 2.3 |
| 2005 | 60 | 13.6 | 22.7 | 17.6 | 17.3 | 1.8 |
| 2004-05 | 99 | 8.9 | 22.7 | 16.5 | 16.7 | 2.4 |
| Cond (µS/cm) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 417.0 | 2109.0 | 724.6 | 629.0 | 301.9 |
| 1986 | 152 | 408.0 | 2126.0 | 670.0 | 599.5 | 271.4 |
| 2004 | 38 | 400.0 | 3260.0 | 779.1 | 622.0 | 524.3 |
| 2005 | 60 | 442.0 | 1819.0 | 722.5 | 661.0 | 241.9 |
| 2004-05 | 98 | 400.0 | 3260.0 | 744.5 | 637.0 | 375.8 |
| Ca (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 5.1 | 238.0 | 81.1 | 68.5 | 44.8 |
| 1986 | 152 | 14.0 | 300.0 | 77.1 | 65.7 | 46.3 |
| 2004 | 40 | 4.9 | 337.2 | 81.0 | 73.8 | 56.3 |
| 2005 | 60 | 39.5 | 370.4 | 111.2 | 94.7 | 59.6 |
| 2004-05 | 100 | 4.9 | 370.4 | 99.1 | 84.1 | 59.9 |
| Mg (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 0.6 | 102.0 | 30.2 | 27.3 | 16.2 |
| 1986 | 152 | 6.2 | 70.5 | 26.5 | 25.3 | 11.2 |
| 2004 | 40 | 3.2 | 288.9 | 34.6 | 26.4 | 45.2 |
| 2005 | 60 | 6.5 | 73.8 | 29.8 | 30.2 | 13.2 |
| 2004-05 | 100 | 3.2 | 288.9 | 31.7 | 28.1 | 30.2 |
| Na (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 4.1 | 242.0 | 32.2 | 17.6 | 40.6 |
| 1986 | 152 | 5.5 | 391.2 | 31.8 | 17.5 | 54.3 |
| 2004 | 40 | 3.7 | 174.9 | 39.0 | 14.4 | 45.3 |
| 2005 | 60 | 3.7 | 31.0 | 12.7 | 11.5 | 5.4 |
| 2004-05 | 100 | 3.7 | 174.9 | 23.2 | 11.9 | 31.5 |
| K (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 108 | 0.2 | 31.3 | 3.1 | 1.6 | 4.8 |
| 1986 | 152 | 0.0 | 88.8 | 3.0 | 1.6 | 7.5 |
| 2004 | 40 | 0.7 | 29.2 | 3.6 | 2.0 | 5.2 |
| 2005 | 60 | 0.4 | 19.9 | 2.0 | 1.4 | 2.7 |
| 2004-05 | 100 | 0.4 | 29.2 | 2.6 | 1.5 | 3.9 |

| pH | N | min | max | moy | méd | e.t. |
|-------------|-----|-------|--------|-------|-------|-------|
| 1985 | - | - | - | - | - | - |
| 1986 | 152 | 6.9 | 8.3 | 7.4 | 7.4 | 0.2 |
| 2004 | 34 | 7.0 | 9.2 | 7.4 | 7.3 | 0.4 |
| 2005 | 60 | 6.9 | 7.7 | 7.2 | 7.2 | 0.2 |
| 2004-05 | 94 | 6.9 | 9.2 | 7.3 | 7.2 | 0.3 |
| HCO3 (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 95.2 | 553.9 | 279.3 | 278.6 | 74.2 |
| 1986 | 152 | 109.8 | 414.9 | 264.5 | 268.4 | 52.2 |
| 2004 | 40 | 141.1 | 627.5 | 289.8 | 270.7 | 80.3 |
| 2005 | 60 | 176.9 | 442.9 | 292.9 | 297.1 | 54.4 |
| 2004-05 | 100 | 141.1 | 627.5 | 291.7 | 284.5 | 65.6 |
| SO4 (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 0.0 | 760.7 | 101.9 | 60.2 | 127.4 |
| 1986 | 152 | 4.3 | 972.6 | 109.7 | 74.9 | 131.9 |
| 2004 | 40 | 1.8 | 2058.8 | 131.8 | 49.9 | 323.0 |
| 2005 | 60 | 5.4 | 926.5 | 112.4 | 84.9 | 132.4 |
| 2004-05 | 100 | 1.8 | 2058.8 | 120.2 | 70.8 | 227.2 |
| Cl (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 4.3 | 479.0 | 29.2 | 17.0 | 46.7 |
| 1986 | 152 | 3.9 | 213.4 | 24.4 | 17.4 | 25.1 |
| 2004 | 40 | 4.5 | 308.1 | 28.6 | 13.7 | 51.6 |
| 2005 | 60 | 5.1 | 60.6 | 19.5 | 16.5 | 12.0 |
| 2004-05 | 0 | 4.5 | 308.1 | 23.1 | 14.9 | 34.0 |
| NO3 (mg/l) | N | min | max | moy | méd | e.t. |
| 1985 | 145 | 0.0 | 105.1 | 10.6 | 1.8 | 17.8 |
| 1986 | 152 | 0.0 | 456.1 | 21.2 | 1.4 | 50.1 |
| 2004 | 40 | 0.0 | 54.5 | 7.2 | 0.1 | 13.8 |
| 2005 | 60 | 0.0 | 113.8 | 19.3 | 11.5 | 23.5 |
| 2004-05 | 100 | 0.0 | 113.8 | 14.5 | 6.3 | 20.9 |

N : nombre d'individus moy : moyenne arithmétique

min : valeur minimum méd : valeur médiane

max : valeur maximum e.t. : écart-type

Cond : conductivité électrique

Tableau 4-2. Statistiques descriptives des principaux paramètres et des concentrations en ions majeurs pour les différentes campagnes d'échantillonnage.

Les médianes indiquent des valeurs comprises entre 15.5°C et 17.3°C. Cette température correspond à une profondeur de 40 m à 100 m en considérant l'eau en équilibre thermique avec l'encaissant, en prenant un gradient thermique de 0.03°C/m (FAURE, 1982), et une température extérieure moyenne de 14.2°C (calculée sur les températures horaires enregistrées à la station de Carpentras-la Tapy du 1^{er} janvier 2003 au 31 décembre 2004). Cette gamme de profondeur est cohérente avec les descriptions des ouvrages : les forages captent généralement tous les niveaux aquifères rencontrés et ceux de plus de 150 m de profondeur sont peu fréquents. La profondeur moyenne des eaux captées est donc bien inférieure à 100 m et l'hypothèse d'équilibre thermique est vraisemblable. De plus les faibles écarts-types montrent que l'équilibre thermique est général dans le bassin. Cela confirme des vitesses de circulation lentes.

pH

Les moyennes et médianes sont très proches et varient peu d'une campagne à l'autre (entre 7.2 et 7.4). Les écart-types sont très faibles, compris entre 0.2 et 0.4. Toutefois les extremums présentent des différences intéressantes. La campagne de 2005 regroupe des valeurs comprises entre 6.9 et 7.7, ce qui est une gamme très neutre comparée à celle des campagnes de 1996 et 2004 qui enregistrent des valeurs maximums de 8.3 et 9.2 respectivement. Cette différence est l'expression de la chimie de carbonates. En effet, en se cantonnant aux bordures, la campagne de 2005 ne concerne que des eaux peu évoluées par rapport à celles des deux autres campagnes qui s'étendent à tout le bassin. L'augmentation du pH avec l'indice de saturation de la calcite et de la dolomite (Figures 4-20 et 1-21) illustre cette tendance.

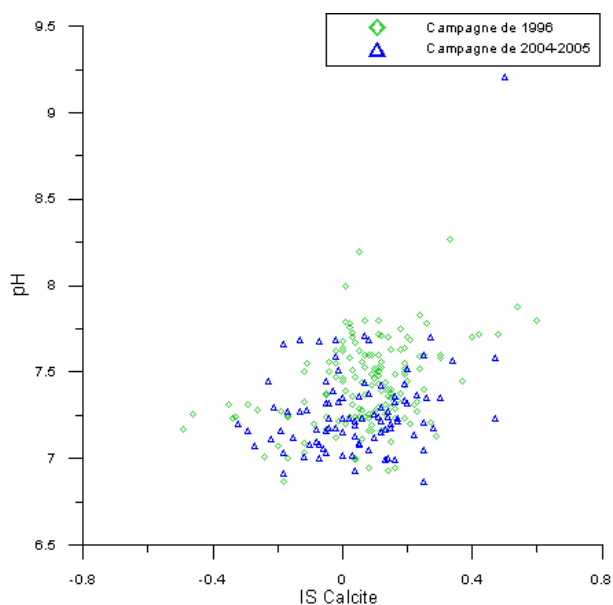


Figure 4-20. Évolution de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite en fonction du pH.

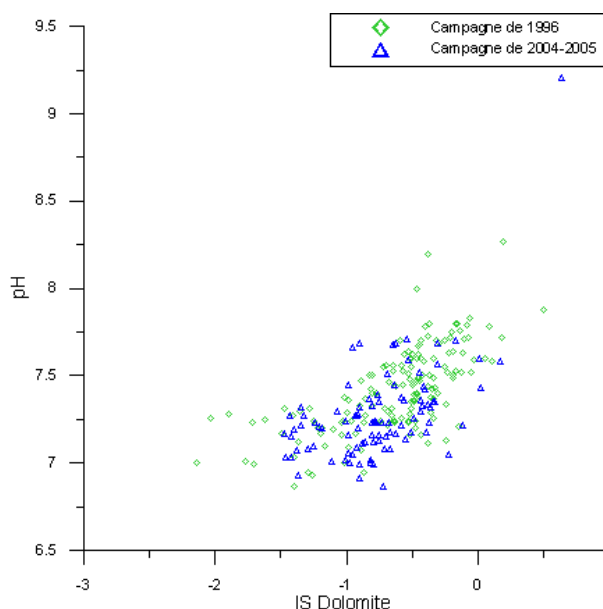


Figure 4-21. Évolution de l'indice de saturation vis-à-vis de la dolomite en fonction du pH.

Concentration en HCO_3^-

Les moyennes et médianes ne sont pas significativement différentes. La campagne de 2005 présente néanmoins des valeurs (moyenne, médiane, minimum) élevées par rapport aux autres campagnes. Ce pourrait être encore une marque de la chimie des eaux en milieu calcaire en relation avec le pH. En effet, les eaux étant saturées ou sursaturées vis-à-vis de la calcite (Figure 4-12), une diminution de pH entraîne une augmentation en bicarbonate (Figure 4-22). Ainsi les bordures à pH neutre présentent des concentrations en HCO_3^- plus fortes que le centre du bassin. Les maximums élevés des campagnes de 1985 et 2005 (respectivement 553.9 mg.l^{-1} et 627.5 mg.l^{-1}) correspondent à des valeurs exceptionnelles à rapprocher du pH minimum de ces campagnes (6.9).

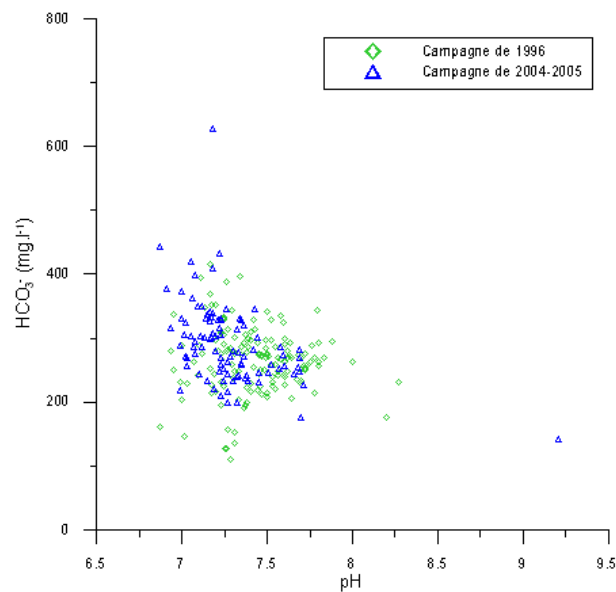


Figure 4-22. Évolution de la concentration en HCO_3^- en fonction du pH.

Conductivité électrique

D'une campagne à l'autre les moyennes (entre $670 \mu\text{S.cm}^{-1}$ et $779 \mu\text{S.cm}^{-1}$) et les médianes (entre $599.5 \mu\text{S.cm}^{-1}$ et $661 \mu\text{S.cm}^{-1}$) de la conductivité électrique ne sont pas très différentes compte tenu des écarts-types importants. La conductivité électrique est un paramètre très stable dans le temps. Il faudrait un bouleversement chimique à l'échelle du bassin pour faire apparaître des changements statistiques généraux. Par contre les valeurs observées sont très dispersées (de $400 \mu\text{S.cm}^{-1}$ à $3260 \mu\text{S.cm}^{-1}$). Cette gamme étendue reflète la variété des faciès chimiques (4.1.2.).

Concentration en NO_3^-

Les concentrations en nitrate sont généralement faibles (minimums à 0 mg.l^{-1} et médianes inférieures à 2 mg.l^{-1} pour les campagnes de 1985, 1996 et 2004). La valeur la plus fréquente (le mode) est la valeur nulle qui correspond aux concentrations inférieures à la limite de détection des méthodes analytiques utilisées. Ainsi le bruit de fond naturel correspond à des valeurs de quelques milligrammes par litre (0 à 5 mg.l^{-1}).

La distribution des concentrations est très étendue et fortement dissymétrique (à dissymétrie positive). Des valeurs maximums élevées (supérieures à 100 mg.l^{-1}) influencent les moyennes qui ne sont plus représentatives de la tendance centrale. La campagne de 2005, sur les bordures, présente une médiane de 11.5 mg.l^{-1} , nettement supérieure au bruit de fond naturel et qui témoigne d'une contamination de ce secteur. Les nitrates sont d'origine anthropique et le marquage des bordures confirme que celles-ci correspondent à des zones de recharge.

Les plans d'échantillonnage des campagnes de 1985 et de 1996 sont proches, en nombre d'échantillons et en zones explorées (4.1.1.). Pourtant la concentration moyenne en nitrate de 1996 est deux fois supérieure à celle de 1985 (21.2 mg.l^{-1} contre 10.6 mg.l^{-1}). Certes le maximum de 1996 (456.1 mg.l^{-1}) est vraisemblablement lié à une contamination très locale, voire à une erreur d'analyse ou de donnée car on ne retrouve pas de valeur comparable dans les autres campagnes, et cette forte valeur influence la moyenne de 1996. Néanmoins en retirant ce maximum des calculs, la moyenne s'élève encore à 18.3 mg.l^{-1} en 1996. Ce rapport des moyennes pourrait être le reflet d'une multiplication des concentrations élevées entre 1985 et 1996. Cette tendance ne peut pas être confirmée (ni infirmée) par les campagnes de 2004 et 2005 car les plans d'échantillonnages de celles-ci sont trop différents et les concentrations en nitrates trop contrastées entre les bordures et le centre du bassin.

Concentration en SO_4^{2-}

Comme pour le nitrate, les moyennes des concentrations en sulfate, supérieures à 100 mg.l^{-1} , sont fortement influencées par les valeurs maximums des distributions alors que les médianes sont plus faibles, entre 48.6 mg.l^{-1} et 84.9 mg.l^{-1} , suivant les campagnes. Les distributions sont très étendues, de 0 mg.l^{-1} à plus de 2000 mg.l^{-1} , et les écarts-types sont élevés, entre 127.4 mg.l^{-1} et 323 mg.l^{-1} ce qui montre que les valeurs extrêmes ne sont pas anecdotiques.

Deux sources de sulfate sont envisagées : les évaporites du Trias (dans le massif de Gigondas) et de l'Oligocène (dans la colline du Limon et le massif de Pernes), et une contamination anthropique par infiltration depuis la surface. L'influence de la dissolution du gypse sur l'hydrochimie des eaux du bassin a été mise en évidence au paragraphe précédent (4.1.2.). ROUDIER (1987) remarque d'ailleurs que de fortes concentrations se rencontrent au pied des reliefs oligocènes, la colline du Limon ou le massif de Gigondas, et autour de Courthézon où un diapir triasique est présent sous couverture (BOINET, 1996). Mais le sulfate est également présent en grande quantité dans certains produits agricoles de traitement. Or la figure 4-23 montre que les points riches en nitrate, témoin de contamination anthropique, le sont aussi en sulfate.

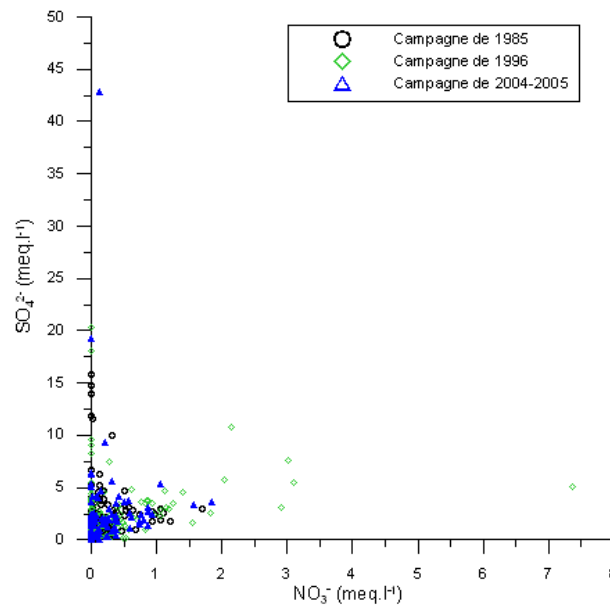


Figure 4-23. Concentrations en SO_4^{2-} en fonction de celles en NO_3^- .

Pourtant la distinction entre contamination naturelle et contamination humaine est difficile. En effet, un point dépasse 500 mg.l^{-1} en sulfate avec moins de 3 mg.l^{-1} de nitrate et de nombreux autres sont à plus de 150 mg.l^{-1} de sulfate alors que leur concentration en nitrate est inférieure au bruit de fond. La valeur maximum de 2004 (2058.8 mg.l^{-1}), par exemple, est associée à moins de 9 mg.l^{-1} de nitrate. Cet échantillon a été prélevé dans un forage situé au nord de Mazan, près de l'Oligocène évaporitique exploité en carrière. Cet ouvrage sert également au remplissage des sulfatées et l'installation ne présente pas toutes les garanties de sécurité (pas d'aire d'arrêt étanche, pas de clapet anti-retour ni anti-débordement). Le taux de nitrate, supérieur au fond naturel, indique une pollution anthropique et, à la contamination naturelle en sulfate due aux évaporites, pourrait s'ajouter l'impact des activités humaines. Ces deux sources de sulfate se combinant dans des proportions variables suivant les secteurs, les statistiques descriptives globales ne sont pas significativement différentes d'une campagne à l'autre et aucune tendance semblable à celle des concentrations en nitrate n'est visible.

De même les diagrammes du sulfate en fonction d'autres éléments présents dans les produits agricoles, comme le chlorure ou le potassium, n'apportent pas d'arguments clairs pour établir une distinction entre les deux sources de contamination car ils pourraient également provenir des évaporites (halite ou sylvite) et de fait être corrélés en partie au sulfate.

Concentration en Cl⁻

Les concentrations en chlorure sont très dispersées (de 4 mg.l⁻¹ à 480 mg.l⁻¹). Les moyennes des campagnes ne sont pas significativement différentes, il n'y a donc pas d'évolution statistique de cet élément entre 1985, 1996 et 2004-2005.

Toutefois la médiane de la campagne de 2004 (13.7 mg.l⁻¹) est faible par rapport à celles des campagnes de 1985, 1996 et 2005 de l'ordre de 17 mg.l⁻¹. Ces trois campagnes (1985, 1996 et 2005) s'organisent dans les zones les plus urbanisées du bassin, entre l'axe Entraigues-Montoux-Carpentras et Bédarrides, Sarrians, Beaumes-de-Venise. La campagne de 2004, par contre, s'étend à des zones plus rurales et moins denses du nord du bassin. Une contamination d'origine anthropique pourrait donc être évoquée pour expliquer les médianes plus élevées. La figure 4-24 montre d'ailleurs que les fortes valeurs en nitrate sont associées à des concentrations élevées en chlorure.

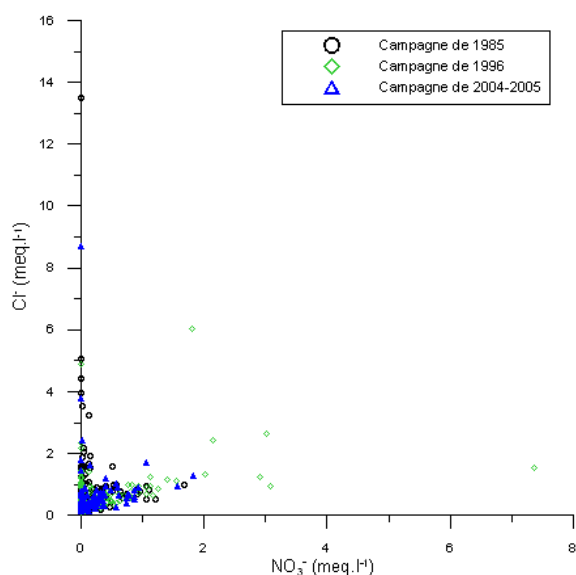


Figure 4-24. Concentrations en Cl⁻ en fonction de celles en NO₃⁻.

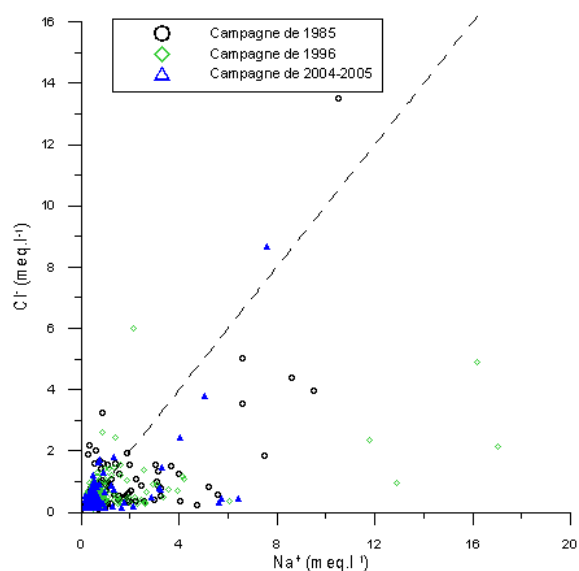


Figure 4-25. Concentrations en Cl⁻ en fonction de celles en Na⁺.

Néanmoins des échantillons sans nitrate présentent les concentrations en chlorure maximums. Ces valeurs seraient dues à des contaminations évaporitiques (ROUDIER, 1987) mais aucune trace d'halite n'a été signalée à l'affleurement dans le bassin. Pourtant la plupart des concentrations en chlorure supérieures à 100 mg.l⁻¹ sont associées à des concentrations élevées en sodium (Figure 4-25).

De plus ces eaux très minéralisées (à l'exception d'un point entre Mazan et Carpentras) se situent à proximité des grands accidents du bassin (Figure 4-26). Elles pourraient donc avoir été en contact avec des niveaux de sel gemme du Trias (GOY et BUSSON, 1982 *in* ROUDIER, 1985). Ce constat implique des circulations d'eau provenant des niveaux sous-jacents mais pas forcément des flux significatifs (en termes de masse). En effet une eau en contact avec de l'halite atteint très rapidement l'équilibre

avec ce minéral et les concentrations en sodium et en chlorures s'élèvent à plusieurs dizaines de grammes par litre. Les concentrations maximums des eaux du Miocène sont 100 fois inférieures.

Dans le cas de l'échantillon situé entre Mazan et Carpentras (Figure 4-26), la forte valeur en chlorure est associée à une concentration en nitrate de plus de 100 mg.l⁻¹. Ces teneurs sont probablement dues à une contamination anthropique locale.

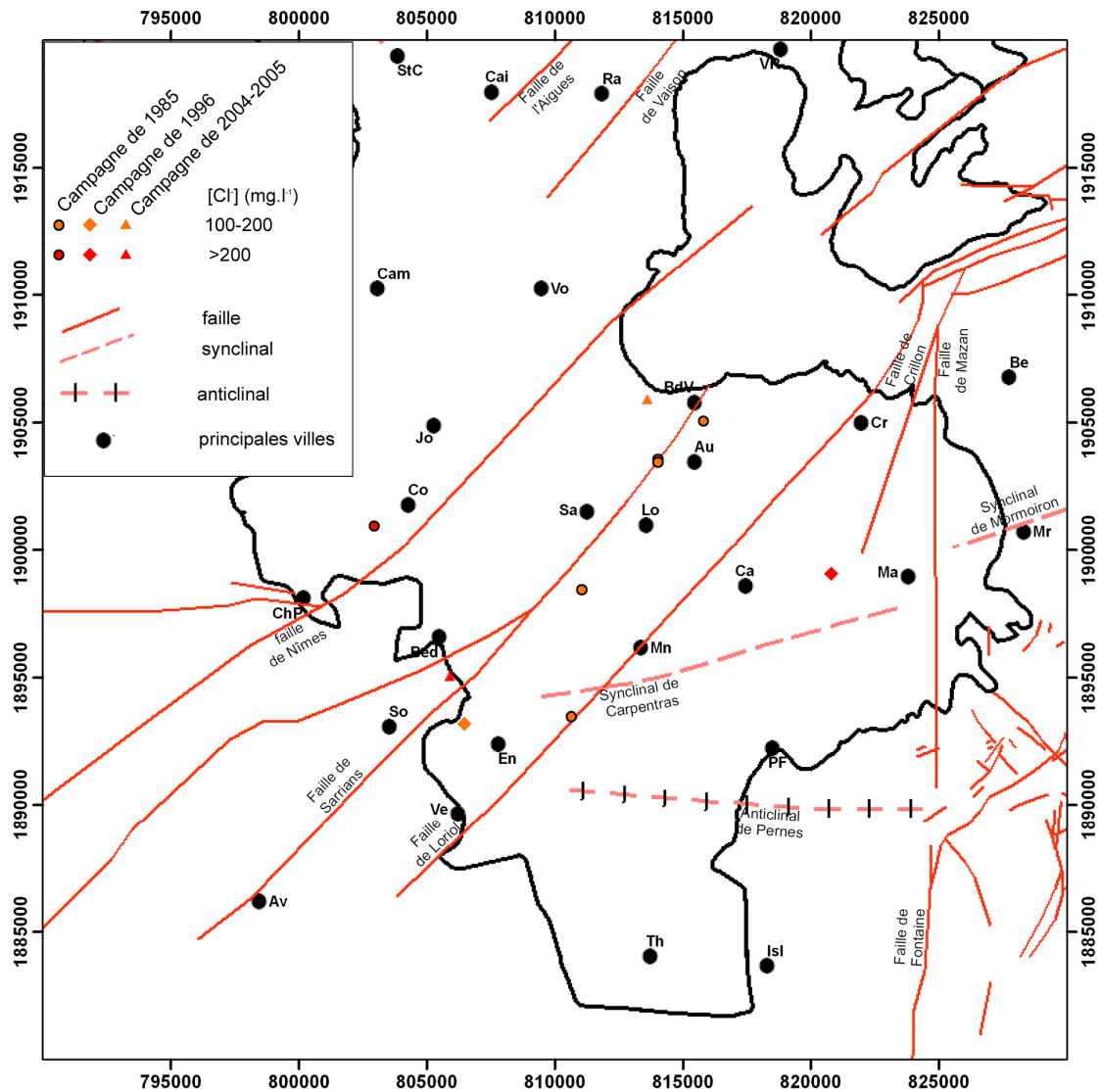


Figure 4-26. Position des échantillons contenant des concentrations en chlorure supérieures à 100 mg.l⁻¹.

Concentrations en Ca²⁺ et en Mg²⁺

Les statistiques des concentrations en calcium et en magnésium ne présentent pas d'évolution d'une campagne à l'autre. Les moyennes ne sont pas significativement

différentes au seuil de 1%. Quant aux médianes, elles sont proches, comprises entre 65 mg.l⁻¹ et 85 mg.l⁻¹ pour le calcium et entre 25 mg.l⁻¹ et 28 mg.l⁻¹ pour le magnésium. Du fait de la dissymétrie des distributions, les médianes sont plus représentatives de la tendance centrale que les moyennes.

La campagne de 2005, limitée aux bordures, affiche des médianes en Ca²⁺ et en Mg²⁺ (respectivement 94.7 mg.l⁻¹ et 30.2 mg.l⁻¹) plus élevées que les autres campagnes, étendues à l'ensemble du bassin. Cette réduction statistique du calcium et du magnésium, des bordures vers le reste du bassin, serait liée aux échanges de bases (4.1.2.) sur les argiles. Ces réactions d'échanges seraient donc prépondérantes par rapport aux dissolutions de calcite, de dolomite et de gypse. En effet, la saturation vis-à-vis de la calcite est quasi généralisée ; quand l'eau est en contact avec du gypse, la saturation est très vite atteinte ; enfin, compte tenu des circulations lentes dans l'aquifère, l'équilibre vis-à-vis de la dolomite est obtenu près des zones de recharge.

Concentrations en Na⁺ et en K⁺

Les statistiques des concentrations en sodium et potassium confirment les observations faites sur les valeurs médianes du calcium et du magnésium. La campagne de 2005, sur les bordures, présente une médiane plus faible que les autres campagnes. Les échanges de bases enrichissent les eaux de l'aquifère en alcalins au centre du bassin.

Hormis l'influence notable des bordures sur les concentrations en sodium et potassium, aucune tendance statistique ne se dégage d'une campagne à l'autre. Les médianes et moyennes des campagnes de 1985 et 1996 sont d'ailleurs remarquablement similaires.

4.2. Temps de séjour des eaux

4.2.1. Principe et méthodes de datation des eaux par le carbone-14

L'activité résiduelle en carbone-14 du carbone minéral total dissous (CMTD) permet d'évaluer le temps de séjour moyen des eaux souterraines jusqu'à 30000 ans (FONTES, 1985). Le principe du calcul des âges radiocarbone est fondé sur la relation de décroissance radioactive suivante :

$$A_t = A_0 \cdot e^{-\frac{\ln 2}{T}t} \Leftrightarrow t = \frac{T}{\ln 2} \ln\left(\frac{A_0}{A_t}\right) \quad (1)$$

où t est le temps de séjour moyen de l'eau ;

T est la période de demi-vie du ¹⁴C, $T=5730\pm 40$ ans (GODWIN, 1962) ;

A_0 est l'activité initiale (au moment de l'infiltration) en ¹⁴C du CMTD ;

A_t est l'activité résiduelle (au moment du prélèvement) en ¹⁴C du CMTD.

L'activité en ^{14}C est exprimée en *pourcentage de carbone moderne* (pcm). Cette unité correspond à 13.56 désintégrations par minute et par gramme de carbone.

L'activité en ^{14}C du CMTD au moment de la recharge, A_0 , dépend de celle du CO_2 du sol. Lors du transit de l'eau à travers l'aquifère, l'activité du CMTD évolue non seulement en suivant la loi de décroissance radioactive mais aussi par échanges isotopiques avec la matrice carbonatée dont l'activité en ^{14}C est nulle. Il en résulte un âge radiocarbone surestimé par rapport au temps de séjour réel de l'eau. Plusieurs modèles proposent des corrections tenant compte de ce vieillissement artificiel des eaux (INGERSON et PEARSON, 1964 ; TAMERS, 1967 ; MOOK, 1976 ; EVANS *et al.*, 1979 ; FONTES et GARNIER, 1979 ; SALEM *et al.*, 1980 ; EICHINGER, 1983 ; OLIVE, 1998). Ils consistent à considérer A_0 comme un paramètre dépendant de l'activité initiale du CMTD (qui varie selon les époques) et de tous les facteurs correctifs à prendre en compte. La plupart utilisent le carbone-13 comme traceur des réactions avec la matrice et la spéciation du CMTD comme indicateur du degré d'ouverture du système. De plus la mesure de l'activité en tritium permet de déceler d'éventuels mélanges avec des eaux récentes. A_0 étant estimé par le modèle choisi, le temps de séjour moyen est calculé par l'équation (1).

4.2.2. Activités en ^{14}C dans l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras

Il n'existe pas de vaste campagne d'analyses du radiocarbone des eaux du bassin de Carpentras. Les quelques valeurs disponibles sont rassemblées dans le tableau 4-3. Les activités en carbone-14 de ces échantillons s'étendent de 0.18 pcm (point n°71) à plus de 86 pcm (points n°101 et 121) et couvrent donc toute la gamme offerte par cette méthode de datation.

Des phénomènes de dissolution-précipitation de calcite et de dolomite ont été mis en évidence aux paragraphes précédents (4.1.2. et 4.1.3.). Le modèle d'interprétation des activités résiduelles en radiocarbone devrait donc en tenir compte. Toutefois ce choix est restreint par les données. En effet le pH, la température, l'alcalinité et les concentrations en ions majeurs des échantillons dont l'activité en ^{14}C a été mesurée sont inconnus ou très parcellaires (sauf pour les échantillons MOR). En prenant une température de 16.5°C par défaut (valeur moyenne des médianes des campagnes de 1996, 2004 et 2005), on peut appliquer les modèles de Pearson (INGERSON et PEARSON, 1964), AIEA (SALEM *et al.*, 1980) et Evans (EVANS *et al.*, 1979). Les résultats de ces trois modèles sont consignés dans le tableau 4-3.

Les modèles de Pearson et AIEA supposent que le système est sous-saturé vis-à-vis des minéraux carbonatés de la matrice. Ils surestiment donc certainement le temps de séjour des eaux dans l'aquifère miocène où la saturation en calcite est généralisée. Par contre le modèle de Evans tient compte du fractionnement isotopique lors de la dissolution-précipitation des carbonates (FONTES, 1992) et se rapproche plus du contexte de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras d'un point de vue conceptuel.

| Echantillon | Date | T°C | $\delta^{14}\text{C}$ | | $\delta^{13}\text{C}$ | | modèle | | | age brut | ^3H (UT) |
|---------------|------------|------|-----------------------|--|-----------------------|--------|---------|--------|--------|----------|-------------------|
| | | | (pcm) | | % vs PDB | | Pearson | AIEA | Evans | | |
| 71 | 01-déc-85 | 16.5 | 0.18 ± 0.34 | | -4.45 | | 39420 | 43943 | 38652 | 52247 | < 3.7 |
| MOR (158-164) | 28-juil-02 | 18 | 5.3 ± 1.6 | | -6.34 | | 14383 | 18792 | 13837 | 24284 | < |
| MOR (74-80) | 25-juil-02 | 17.4 | 7.1 ± 1.7 | | -7.13 | | 12937 | 17391 | 12506 | 21867 | < |
| MOR (112-118) | 25-juil-02 | 17.5 | 8.7 ± 1.7 | | -7.09 | | 11210 | 15657 | 10771 | 20187 | < |
| 61 | 01-déc-85 | 16.5 | 9.51 ± 0.38 | | -6.25 | | 9432 | 13955 | 8953 | 19451 | < 3.6 |
| 10 | 01-févr-82 | 16.5 | 10.5 ± 0.44 | | -6.7 | | 9188 | 13711 | 8756 | 18632 | < 1.4 |
| 51 | 01-déc-85 | 16.5 | 12.74 ± 0.44 | | -7.35 | | 8355 | 12878 | 7980 | 17034 | < 3.6 |
| 131 | 01-déc-85 | 16.5 | 16.12 ± 0.62 | | -5.85 | | 4522 | 9046 | 3995 | 15088 | < 3.9 |
| 17 | 01-févr-82 | 16.5 | 18.12 ± 0.79 | | -7.3 | | 5386 | 9909 | 5007 | 14121 | < 1.3 |
| 41 | 01-déc-85 | 16.5 | 23.86 ± 0.43 | | -6.5 | | 2151 | 6675 | 1699 | 11846 | < 3.3 |
| 20 | 01-déc-85 | 16.5 | 30.61 ± 0.55 | | -9.2 | | 2964 | 7487 | 2707 | 9787 | < 3.7 |
| 31 | 01-déc-85 | 16.5 | 31.02 ± 0.44 | | -7 | | 595 | 5118 | 190 | 9677 | < 3.6 |
| 21 | 01-déc-85 | 16.5 | 48.21 ± 0.61 | | -8.25 | actuel | | 2831 | actuel | 6032 | < 3.6 |
| 9 | 01-févr-82 | 16.5 | 48.96 ± 0.54 | | -8.8 | actuel | | 3237 | actuel | 5904 | < 1.3 |
| 11 | 01-févr-82 | 16.5 | 66.5 ± 1.5 | | -12.1 | actuel | | 3338 | actuel | 3373 | 2 ± 0.6 |
| 11 | 01-juin-81 | 16.5 | 66.55 ± 1.51 | | -9.9 | actuel | | 1673 | actuel | 3366 | - |
| 91 | 01-déc-85 | 16.5 | 69.37 ± 0.7 | | -8.35 | actuel | | actuel | actuel | 3023 | 15 ± 1 |
| 101 | 01-déc-85 | 16.5 | 86.01 ± 0.79 | | -8.05 | actuel | | actuel | actuel | 1246 | 23 ± 1 |
| 121 | 01-déc-85 | 16.5 | 86.55 ± 0.64 | | -10.35 | actuel | | actuel | actuel | 1194 | 21 ± 1 |

Sources des données : (FAURE, 1982 ; COMPAGNIE DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUE FRANÇAISE (CPGF), 1986a ; IDÉES EAUX, 2003)

Tableau 4-3. Données isotopiques (^{14}C , ^{13}C et ^3H) des eaux de l'aquifère miocène et temps de séjour calculé par les modèles de Pearson (INGERSON et PEARSON, 1964), AIEA (SALEM et al., 1980) et Evans (EVANS et al., 1979).

Malgré le manque de consolidation des données, les temps de séjour réels se situent vraisemblablement entre les résultats fournis par le modèle de Evans et celui de Pearson. Ils vont d'âges actuels (moins de 200 ans) à près de 40 000 ans (point n°71). Cette valeur extrême est obtenue à partir d'une mesure d'activité imprécise ($0.18 \pm 200\%$ pcm) ce qui se traduit par un intervalle de confiance de plus ou moins 10 000 ans sur le temps de séjour calculé. Les eaux les plus anciennes du bassin ont donc certainement plus de 30 000 ans mais seules d'autres méthodes de datation, comme celle de l'hélium-4, permettraient d'avoir une meilleure évaluation des longs temps de séjour.

La figure 4-27 montre la position des points de mesure et les courbes d'iso-activité en ^{14}C . L'interpolation a été effectuée suivant la méthode modifiée de Shepard (SHEPARD, 1968 ; RENKA, 1988) qui est une variante des méthodes d'interpolation pondérées par l'inverse de la distance à une puissance. Considérant que les eaux de l'aquifère miocène évoluent dans un contexte comparable du point de vue de leur activité en ^{14}C , quelle que soit leur position dans le bassin, les courbes d'iso-activité donnent une bonne image de l'évolution des temps de séjour moyen dans l'aquifère tout en s'affranchissant du choix d'un modèle.

Les gradients d'activité en radiocarbone convergent vers un axe ENE-WSW allant de Caromb à Bédarrides (symbolisé par une flèche noire sur la figure 4-27). Les plus fortes activités se trouvent à proximité des bordures est du bassin et au sud de l'axe identifié. Les activités en tritium des points n°91, 101 et 121 témoignent de la présence d'eaux très récentes (infiltrées après les essais thermonucléaires aériens des années 1950 et 1960) dans ces prélèvements. En l'absence de description des ouvrages échantillonnés, on peut supposer une contamination locale par des eaux superficielles. ROUDIER (1987, p 175) mentionne d'ailleurs des concentrations de 60 mg.l^{-1} en nitrate pour les forages n°101 et 121. Néanmoins ce constat ne remet pas en cause la présence d'un axe de convergence qui apparaît même sans considérer ces trois points.

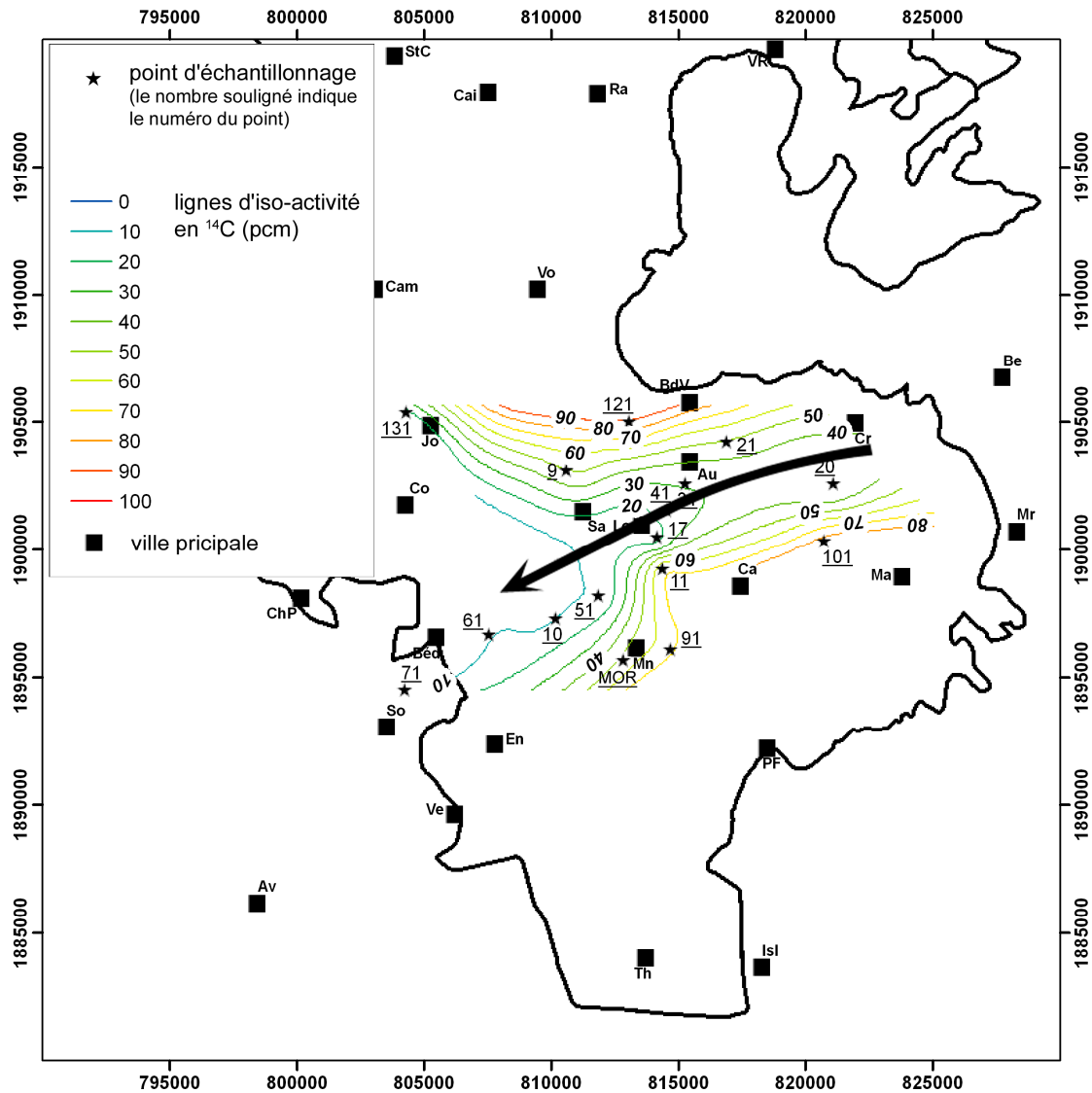


Figure 4-27. Activité en ^{14}C du CMTD des eaux de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras.

Cet axe de convergence des gradients d'activité en carbone-14 est proche de l'axe de drainage des gradients hydrauliques quoique plus proche de la direction E-W, surtout à l'est (Figure 4-28). Ce décalage prouve que les circulations d'eau dans l'aquifère miocène ne sont pas horizontales. En effet, si tel était le cas, on aurait superposition des lignes d'iso-activité et des isopièzes et par conséquent des axes de convergence.

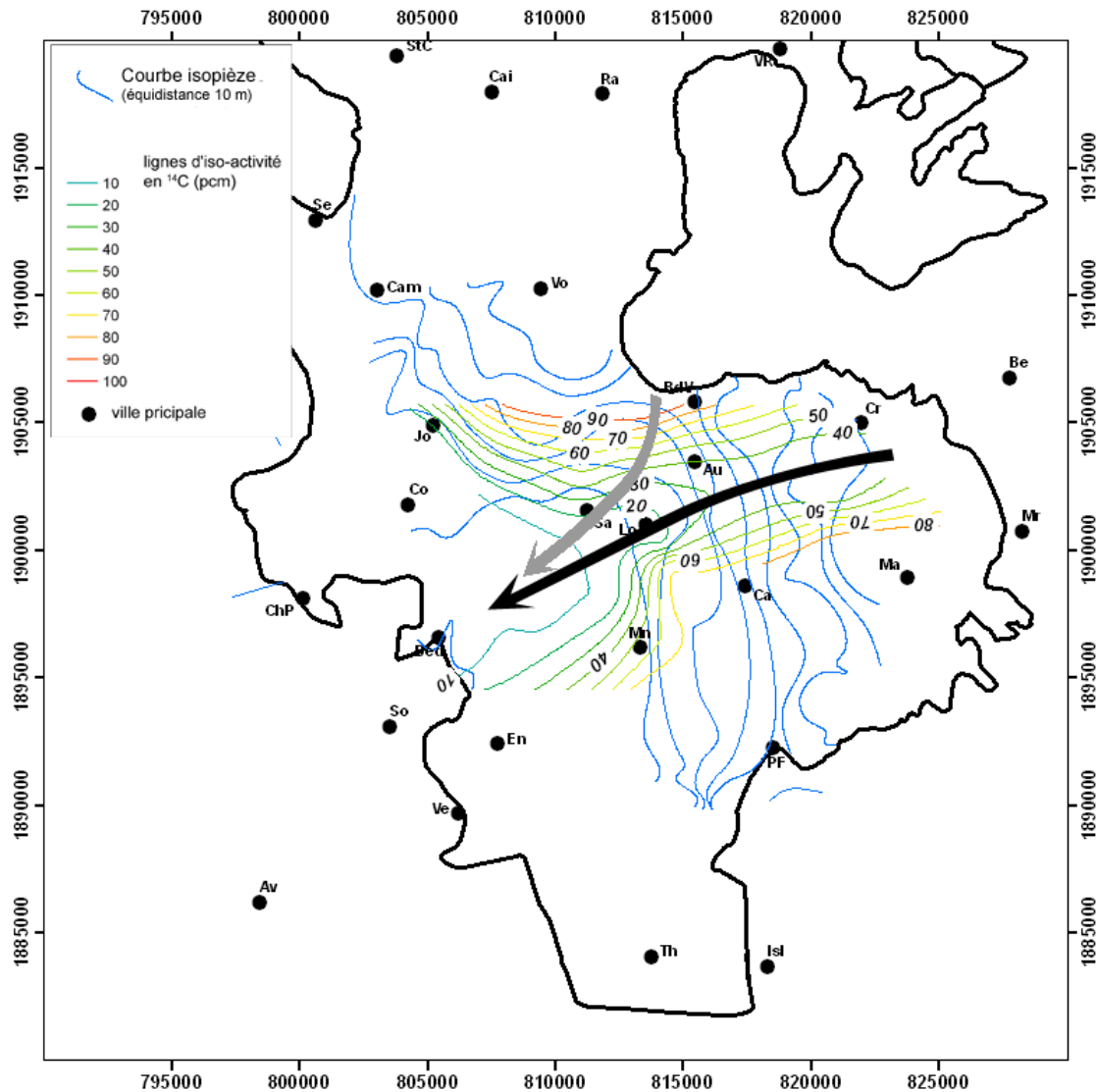


Figure 4-28. Superposition des courbes d'iso-activité en ^{14}C et des isopièzes de l'aquifère miocène.

La surface piézométrique suppose la continuité et l'équilibre hydraulique de tous les niveaux aquifères du miocène. Il s'agit donc d'une projection des gradients hydrauliques sur un plan horizontal. Les activités en ^{14}C , par contre, tiennent compte du trajet réel suivi par la particule d'eau. Ainsi l'axe de convergence des gradients d'activité en radiocarbone correspondrait à une zone de gradients hydrauliques ascendants induisant la remontée des lignes de courant depuis le fond de l'aquifère. Ce schéma est semblable au modèle de flux régionaux de TÓTH (1995) (Figure 4-29) mis en évidence dans le bassin molassique de Valence par l'étude des isotopes stables de la molécule d'eau (DE LA VAISSIÈRE, 2006).

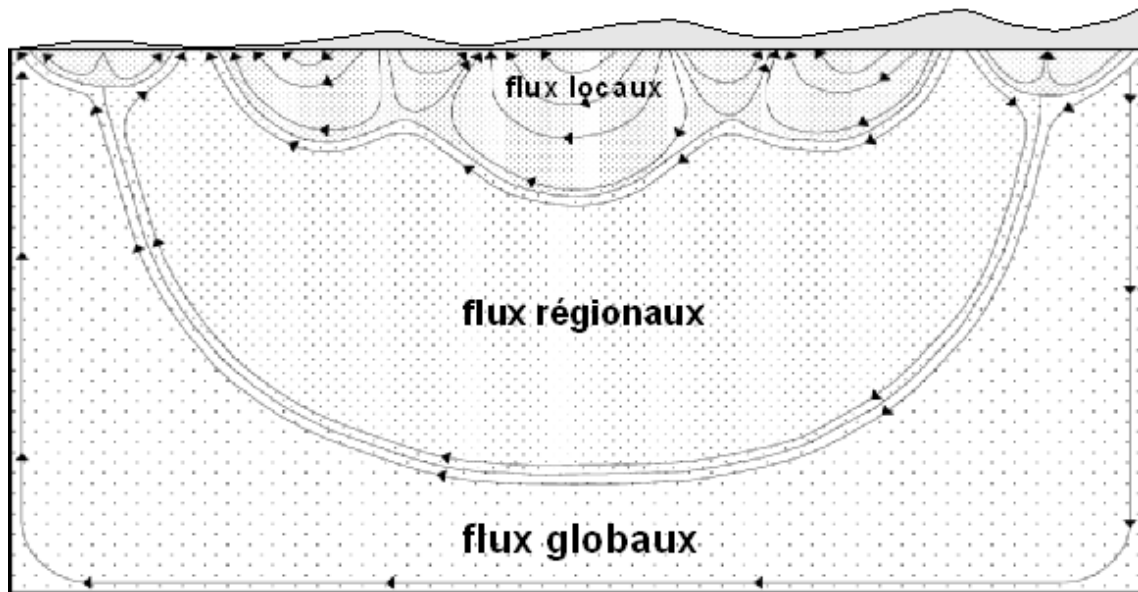


Figure 4-29. Schéma de fonctionnement d'un système aquifère (modifié d'après TÔTH, 1995 in DE LA VAISSIÈRE, 2006).

Enfin, les échantillons MOR (74-80), MOR (112-118) et MOR (158-164) proviennent du même ouvrage. Les niveaux productifs identifiés par diagraphie (gamma ray, température, conductivité, micro-moulinet et caméra) ont été isolés entre packers. Ainsi chaque échantillon correspond à un niveau productif (les nombres entre parenthèses indiquent la profondeur du toit et du mur du niveau). Ces résultats n'ont pas été pris en compte dans l'interpolation des activités en ^{14}C .

L'activité en tritium des trois prélèvements est inférieure au seuil de détection (Tableau 4-3). Les eaux se sont infiltrées avant les essais thermonucléaires. Elles présentent toutes des âges radiocarbone supérieurs à 10 000 ans, quel que soit le modèle choisi. Ce résultat corrobore l'hypothèse d'une contamination du point n°91 par infiltration préférentielle depuis la surface.

Le niveau le plus profond, MOR (158-164), affiche l'activité en radiocarbone la plus faible. Ceci est tout à fait cohérent avec le schéma de circulation de Tòth envisagé précédemment. Par contre le niveau intermédiaire a une activité plus grande que celle du niveau supérieur. Les eaux du niveau intermédiaire seraient donc plus récentes que celles du niveau supérieur de 2 000 ans environ. Cet écart est de l'ordre de l'intervalle de confiance induit par l'erreur commise sur la mesure en ^{14}C . Il est donc difficile à interpréter, d'autant que, malgré les précautions prises pour placer les packers et effectuer les prélèvements, on ne peut pas exclure le risque de mélange entre les niveaux. Cette expérience montre néanmoins que l'aquifère du miocène est multicouche et que les horizons aquifères ne forment pas un système homogène.

L'éventuelle alimentation par l'aquifère karstique crétacé inférieur sous-jacent, hypothèse soutenue par FAURE (1982), devrait avoir une influence sur l'activité radiocarbone des eaux de l'aquifère miocène, si son flux est suffisant. En effet le débit de

cette alimentation serait contrôlée par la faible transmissivité des niveaux inférieurs du remplissage tertiaire du bassin. Ainsi, malgré la nature karstique du Crétacé sous couverture, en l'absence de tout exutoire connu, les vitesses de circulation seraient comparables à celles estimées dans l'aquifère miocène. Cette alimentation apporterait donc des eaux anciennes. FAURE (1982) indique que les grands accidents géologiques, orientés NE-SW, et en particulier le horst de Loriol sont des secteurs favorables à cette alimentation. Or l'axe de convergence des gradients d'activité en carbone-14 ne semble pas suivre les accidents géologiques.

Par ailleurs l'argument en faveur d'une alimentation de l'aquifère miocène par les formations sous-jacentes apporté par ROUDIER (1987) se fonde sur l'existence de « linéaments chimiques » (secteurs rectilignes, étroits et allongés obtenus par interpolation des résultats d'analyse de la campagne de 1985) qui se superposeraient aux principaux accidents du bassin. Malheureusement l'auteur ne précise pas la méthode d'interpolation utilisée. Au cours du présent travail, une étude géostatistique par krigeage a été menée systématiquement pour chaque élément, après l'étude du variogramme expérimental et l'ajustement d'un modèle de variogramme. Les hypothèses d'application de cette méthode ne sont pas strictement respectées dans le contexte de l'hydrochimie du bassin de Carpentras, notamment à cause des distributions non normales des variables. Néanmoins il s'agit du meilleur estimateur statistique pour mettre en évidence la structure de la variance. Aucun linéament n'a pu être déterminé. Ainsi, les quelques fortes concentrations en chlorure, sulfate ou sodium, par exemple, qui sont regroupées à proximité de certains accidents (Figure 4-26), pourraient signaler des venues d'eaux profondes mais pas une alimentation significative.

4.2.3. Choix d'un autre indicateur de temps de séjour

Le manque de données isotopiques dans le bassin incite à rechercher un autre indicateur du temps de séjour. L'étude des concentrations en ions majeurs a montré que le rapport Mg/Ca et que la somme Na+K augmentent avec le temps de séjour. On définit donc l'indice i par la relation suivante :

$$i = \frac{Mg^{2+} \times (Na^+ + K^+)}{(Ca^{2+})^2}$$

où les concentrations sont exprimées en milliéquivalents par litre.

L'inverse de cet indice ($1/i$) est d'autant plus grand que l'activité en ^{14}C est élevée (Figure 4-30). i est donc bien d'autant plus grand que le temps de séjour est long. Cet indice de temps de séjour est qualitatif mais présente l'avantage d'être connu à travers tout le bassin à partir des données des campagnes de 1985, 1996 et 2004-2005. Ainsi la carte des iso-valeurs de i (Figure 4-31), obtenue par la méthode de Shepard modifiée,

donne une représentation plus étendue de la variation spatiale des temps de séjour dans l'aquifère que la carte des iso-activités en radiocarbone (Figure 4-28).

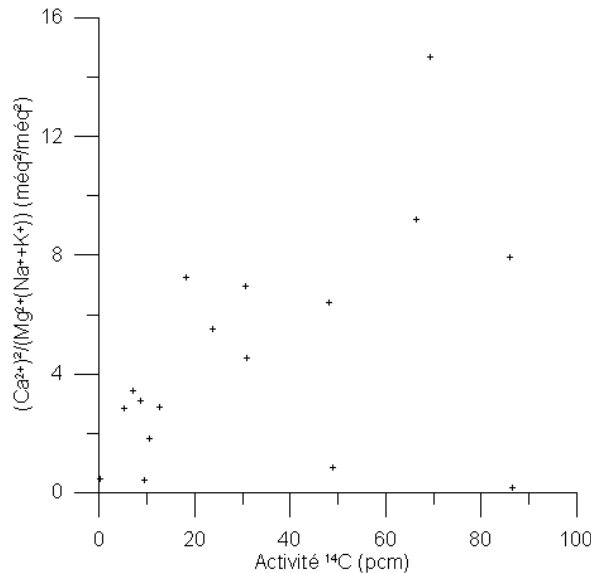


Figure 4-30. Corrélation de l'indice de temps de séjour i et de l'activité en ^{14}C .

Dans la partie est du bassin, on observe un axe de convergence des gradients de i (cet axe est marqué par une flèche noire sur la figure 4–28, les gradients par des flèches grises), très proche de celui des activités en radiocarbone (Figure 4-28). A l'ouest, les structures sont plus complexes. Néanmoins la croissance régulière de l'indice i jusqu'à la région de Bédarrides traduit l'augmentation du temps de séjour dans cette direction de la même façon qu'avec les activités en radiocarbone.

De plus la carte des valeurs de i laisse apparaître des éléments nouveaux ou différents par rapport à ceux des activités en radiocarbone. En premier lieu, des valeurs élevées de i sont présentes à l'est d'Entraigues et croissent vers le sud. Ce secteur est de plus en plus argileux en allant vers le sud (chapitre 2), les flux y sont très faibles (chapitre 3) et il n'a pas été possible d'y préciser le gradient hydraulique. Toutefois ce dernier devrait plutôt être orienté vers le NW compte tenu du contexte hydrodynamique général. L'évolution de i serait donc contraire à cette tendance. En fait cette zone sud est une partie quasi stagnante de l'aquifère miocène, loin des zones de recharge, il est donc normal d'y trouver des eaux à long temps de séjour. La proximité des eaux moins anciennes du secteur de Montoux crée ce gradient apparent de l'indice i qui ne devrait pas être associé à une ligne de courant. Au contraire, il serait possible que les eaux anciennes du sud soient lentement mobilisées par l'intense activité de pompage du secteur Entraigues-Montoux-Carpentras.

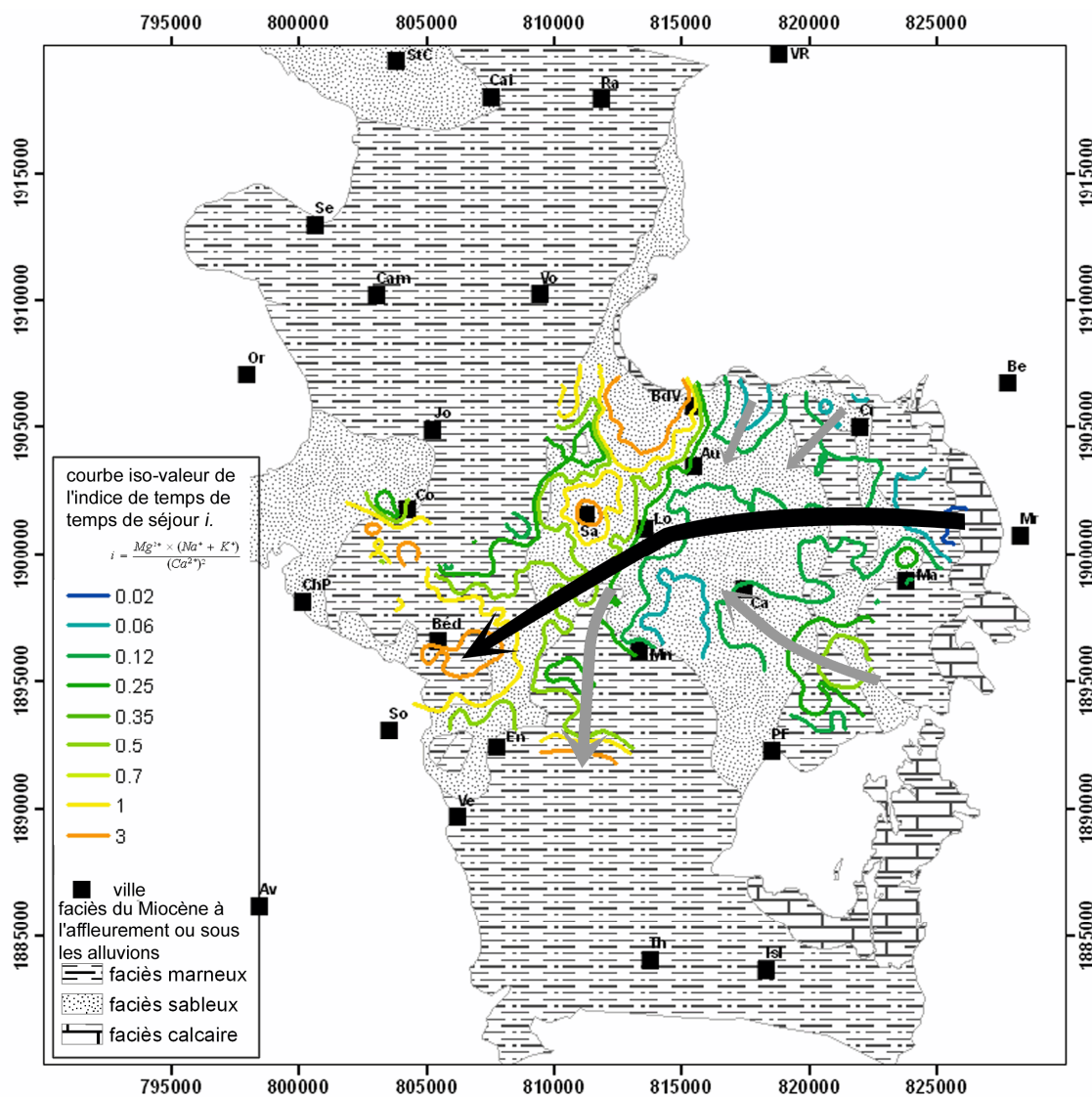


Figure 4-31. Carte des iso-valeurs de l'indice de temps de séjour i .

En second lieu, on voit une zone de très fortes valeurs de l'indice i entre Beaumes-de-Venise et Sarrisans alors que les activités en carbone-14 de ce secteur correspondent à des temps de séjour courts ou moyens. Ces valeurs se superposent à l'axe de drainage principal et au corridor de safres sableux identifiés aux chapitres 2 et 3. Elles pourraient donc correspondre effectivement à des temps de séjour importants à cause de la remontée de circulations régionales dues à la convergence des flux et aux bonnes conductivités hydrauliques du secteur. Mais il faut aussi tenir compte de la proximité du massif de Gigondas (au NE du secteur) riche en évaporites triasiques. Or la dissolution de gypse modifie les équilibres calco-carboniques et favorise la dissolution de la dolomite. L'indice i pourrait donc être biaisé dans ce secteur par la présence de gypse. La réalité relève certainement des deux hypothèses. En effet, cet axe de drainage est un lieu de mélange d'eaux d'âges différents, leur parcours étant plus ou moins long suivant l'origine des lignes de courant suivies. Parmi celles-ci, certaines proviennent du massif de Gigondas et sont susceptibles d'avoir été en contact avec du gypse.

Le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} est un indice du temps de séjour plus fréquemment utilisé dans les aquifères carbonatés. Il a été proposé dans le contexte du bassin de Carpentras (MUSSET, 1999) mais paraît moins performant que l'indice i (Figure 4-32). En effet le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} s'étend sur à peine deux magnitudes et plafonne à 2 même pour des eaux à long temps de séjour alors que l'indice i couvre 4 magnitudes en croissant régulièrement.

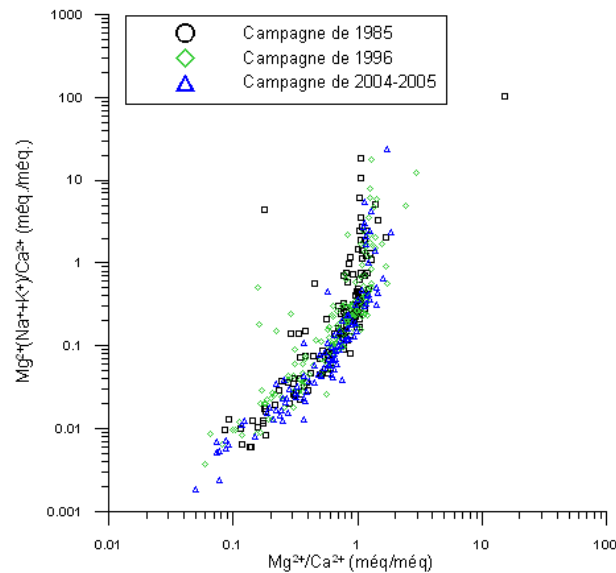


Figure 4-32. Corrélation entre l'indice de temps de séjour i et le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} .

4.3. Évolution spatio-temporelle

Les évolutions de l'indice de temps de séjour i et de son inverse sont représentées en fonction de la distance à la limite est du bassin (Figures 4-33 à 4-34). Près de la bordure, les valeurs de l'indice i sont regroupées autour des valeurs minimums, inférieures à 0.2. Avec la distance, i croît en moyenne. Mais cette croissance s'accompagne d'une dispersion des valeurs, si bien qu'on observe quelques faibles valeurs de i à toute distance de la bordure. L'accroissement général de i avec la distance est dû à l'allongement du temps de séjour moyen des eaux en allant vers l'ouest. La présence de valeurs faibles indiquerait des venues d'eaux récentes distribuées dans le bassin.

Le nitrate est un marqueur des eaux contaminées par les activités anthropiques, donc d'eaux récentes. La concentration en NO_3^- et l'indice i évoluent d'ailleurs de façon inverse (Figure 4-36). Les variations des maxima locaux des concentrations en nitrate et les variations des maxima locaux de $1/i$ en fonction de la distance à la bordure est sont marquées par deux pics (Figures 4-37 et 4-38) qui se situent entre 2 km et 3 km pour le premier et entre 5 km et 6 km pour le second. Ainsi les concentrations en nitrate et les valeurs de $1/i$ les plus élevées ne seraient pas distribuées aléatoirement dans le bassin, mais regroupées dans deux zones bien déterminées. On ne peut donc pas les attribuer uniquement à des ouvrages mal isolés de la surface et à des infiltrations préférentielles locales. Ces deux pics signalent donc une discontinuité dans la chimie de l'aquifère.

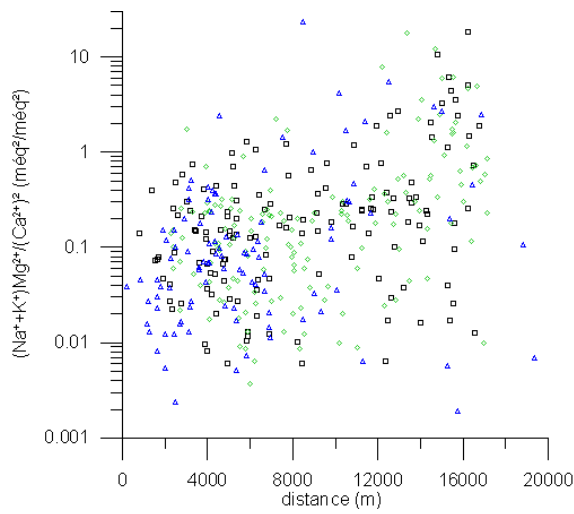


Figure 4-33. Évolution de l'indice de temps de séjour i en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées semi-logarithmiques).

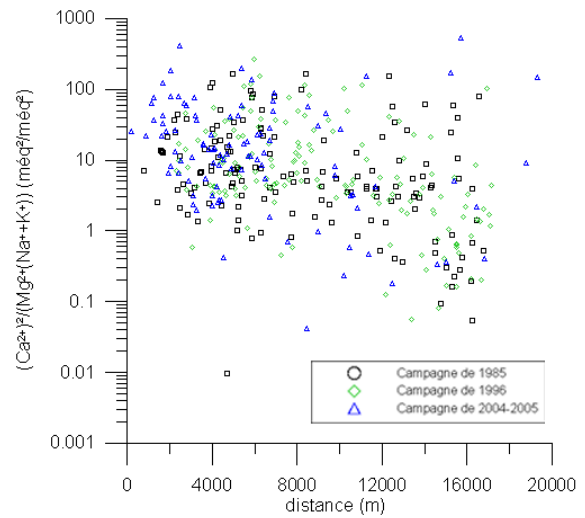


Figure 4-34. Évolution de $1/i$ (marqueur d'eaux récentes) en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées semi-logarithmiques).

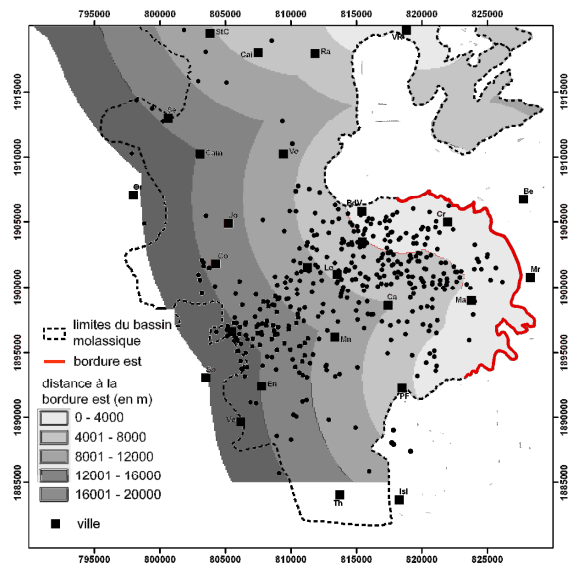


Figure 4-35. Position de la bordure prise comme origine des distances et situation des points échantillonnés (campagnes de 1985, 1996 et 2004-2005).

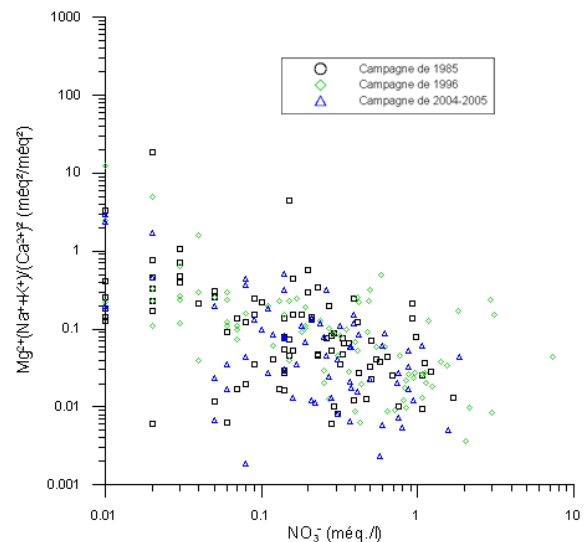


Figure 4-36. Évolution de la concentration en nitrate en fonction de l'indice de temps de séjour i (coordonnées logarithmiques).

La Figure 4-39 permet de comparer cette évolution des concentrations en nitrate avec le modèle de remplissage proposé au chapitre 2. Par ailleurs, les informations recueillies auprès des foreurs indiquent que la plupart des ouvrages captent le niveau aquifère rencontré sous la première série marno-argileuse traversée. La transmissivité est alors généralement suffisante pour l'usage envisagé et il n'est pas nécessaire de poursuivre la foration. L'organisation du remplissage miocène étant périsynclinal, les ouvrages proches de la bordure est captent la nappe aquifère inférieure alors que ceux plus à l'ouest captent la nappe intermédiaire. Le passage de l'une à l'autre s'effectue dès que la nappe intermédiaire est captive sous les marnes et argiles, à environ 5 km de la bordure du bassin. Ainsi les échantillons prélevés ne sont pas tous issus du même niveau aquifère et sont donc liés à des zones de recharges différentes. Les pics de concentrations maximales en nitrate et des plus fortes valeurs de $1/i$, correspondent aux secteurs proches des zones d'alimentation de chacun des niveaux captés.

Dans le cas du premier pic (entre 2 et 3 km), la recharge de la nappe aquifère inférieure s'infiltré à travers les terrains de bordure, le Burdigalien et l'Oligocène calcaires. Les forages suffisamment profonds pour atteindre cette nappe se cantonnent à l'extrême est du bassin, où la nappe intermédiaire est absente ou non confinée. Le second pic concerne la nappe intermédiaire. Ainsi la distance parcourue par l'eau entre la recharge et l'ouvrage échantillonné est sensiblement la même, de l'ordre de 2 à 3 km.

Au delà de chaque pic, les concentrations en nitrate semblent diminuer régulièrement, même si dans le cas de la nappe inférieure le manque d'ouvrages à l'ouest et le recouvrement avec le deuxième pic masque partiellement ce comportement. Mais il est difficile de dire s'il s'agit d'un phénomène de dénitrification ou si les vitesses de circulation sont trop faibles pour que les contaminations anthropiques aient atteint les zones de prélèvement. En effet les vitesses de circulation peuvent être estimées à une valeur entre 10 m.an^{-1} et 100 m.an^{-1} (LALBAT et BANTON, 2005). Il faut donc entre 20 ans et 300 ans pour parcourir les 2 km à 3 km depuis la zone de recharge jusqu'à chaque pic. Les produits nitrates sont utilisés massivement depuis les années 1960. Il est donc tout à fait raisonnable de penser que les concentrations faibles, voire nulles, en nitrate, situées à l'ouest des pics, correspondent à des zones trop éloignées des aires de recharge pour être déjà contaminées. La décroissance progressive des pics de l'indice $1/i$ est attribuée à l'évolution de cet indice avec le temps de séjour dans l'aquifère.

Par contre, l'apparition de chaque pic est brutale sur le diagramme du nitrate. En fait le nitrate provient d'apports anthropiques. Depuis les années 1960, même si les activités humaines et l'usage des produits azotés ont pu évoluer, les fuites de nitrate vers l'aquifère miocène sont certainement comparables d'une année sur l'autre, compte tenu de l'inertie du système. La courbe des concentrations maximales commence donc par un échelon correspondant à cette fuite. Sur la courbe de l'indice $1/i$, l'augmentation des valeurs qui marque le début de chaque pic est également très rapide mais pas aussi soudaine que pour NO_3^- . Cette nuance est difficile à expliquer ; elle pourrait être due à la sensibilité de i et donc à la dispersion des valeurs calculées.

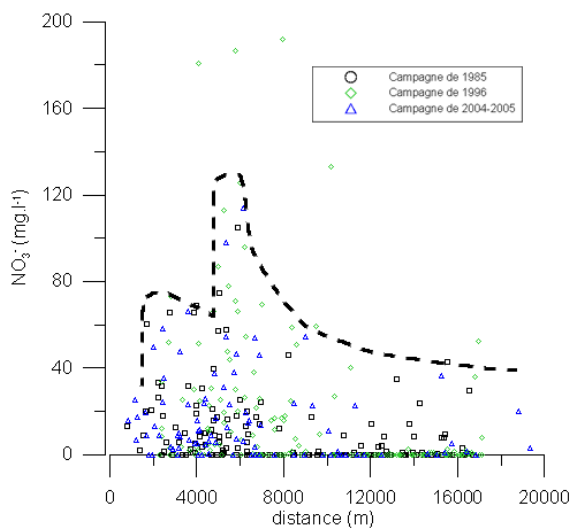


Figure 4-37. Évolution de la concentration en nitrate en fonction de la distance à la bordure est. La ligne en pointillés souligne les valeurs maximales locales.

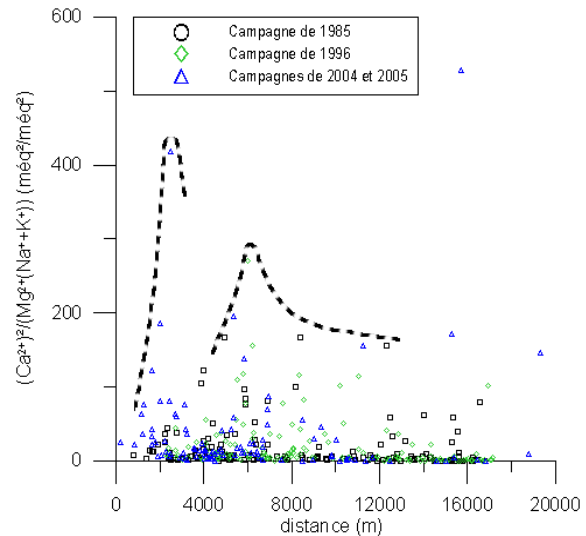


Figure 4-38. Évolution de $1/l$ en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées linéaires). La ligne en pointillés souligne les valeurs maximales locales.

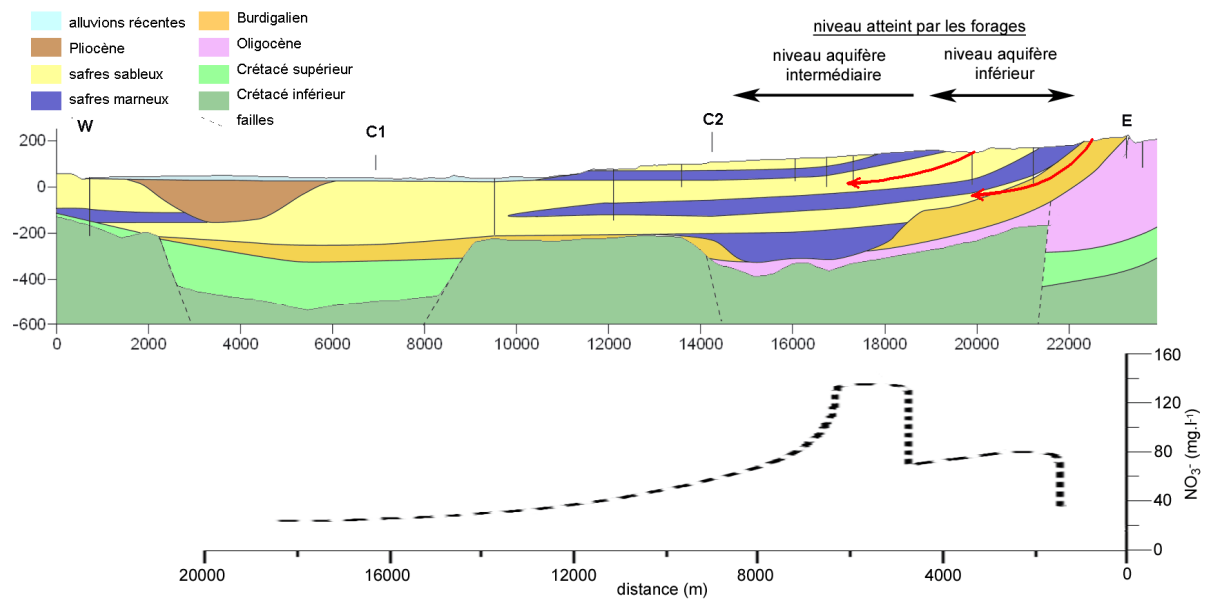


Figure 4-39. Comparaison de la distribution des fortes concentrations en nitrate et de la lithologie (coupe n°3, figure 2-29). Les flèches rouges indiquent le trajet de l'eau prélevée de la zone de recharge au forage. Les ouvrages représentés sur la coupe sont ceux qui ont servi à son élaboration ; ils ne correspondent pas aux ouvrages échantillonnés.

Enfin, l'étude de la distribution spatiale des concentrations en nitrate mesurées lors de chacune des campagnes d'échantillonnage (1985, 1996 et 2004-2005) met en évidence un front de contamination nitraté dans l'aquifère miocène qui progresse d'est en ouest (LALBAT et BANTON, 2005). La vitesse apparente du front est 6 à 60 fois plus grande que les vitesses hydrauliques (de pore) évaluées à partir de la loi de Darcy et de la porosité efficace. Ce constat peut encore s'expliquer par l'organisation des sédiments dans le bassin et la profondeur des ouvrages. L'estimation de la vitesse du front de contamination serait biaisée par la présence des pics de fortes concentrations en nitrate décrits précédemment. Néanmoins cette étude montre une réduction de la surface de la région sans nitrate située au centre et à l'ouest du bassin entre 1985 et 1996. Cette tendance semble se confirmer entre 1996 et 2004-2005, mais le plan d'échantillonnage de la dernière campagne (2004-2005) est très différent de celui des deux précédentes, ce qui rend les comparaisons délicates. L'article présentant ce travail est fourni en annexe.

4.4. Apports de l'étude hydrochimique dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène

L'étude hydrochimique de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras à partir des analyses fournies par trois campagnes d'échantillonnage réparties sur 20 ans (1985, 1996 et 2004-2005) non seulement confirme des résultats descriptifs déjà présentés dans les études précédentes (FAURE, 1982 ; ROUDIER, 1987 ; MUSSET, 1999) mais permet aussi de comprendre certains phénomènes hydrodynamiques.

Les origines différentes des données et les méthodes d'échantillonnage choisies impliquent de valider leur représentativité et de discuter leur comparabilité. 60% des échantillons de la campagne de 1985 et 23% de ceux de la campagne de 1996 ont été conservés. Les échantillons éliminés présentent une balance ionique supérieure à 10% en valeur absolue ou n'ont pas pu être géoréférencés ou encore concernent des ouvrages dont la profondeur est trop faible pour atteindre le Miocène. Une erreur de 10% sur la balance peut paraître déjà élevée mais elle est acceptable ici car l'objectif est de suivre les phénomènes de façon qualitative. La campagne de 2004-2005 s'est déroulée en deux temps : une couverture lâche mais complète du bassin en 2004 puis un échantillonnage dense sur la partie est du bassin. La comparaison des deux permet de voir les différences entre bordures et partie centrale du bassin.

La représentation des résultats de chaque campagne sous forme d'un diagramme de Piper et l'étude de la progression des indices de saturation font apparaître les principaux phénomènes d'acquisition de la minéralisation. Les eaux de l'aquifère miocène évoluent du pôle bicarbonaté-calcique au pôle bicarbonaté-sodique en passant par le pôle bicarbonaté-magnésien. Certaines eaux sont marquées par l'influence du pôle sulfate ou du pôle chlorure-nitrate. Cette évolution est contrôlée par la chimie des équilibres calco-carboniques en présence de gypse et par les échanges ioniques sur les argiles. C'est un contexte hydrogéochimique classique dans les bassins molassiques de la

vallée du Rhône. On le retrouve dans le bassin de Valréas ou celui de Valence. A Carpentras, la minéralisation est particulièrement importante, à cause des contaminations par les évaporites de l'Oligocène ou du Trias.

Les statistiques descriptives des distributions des éléments et des paramètres chimiques de chaque campagne montrent un fort contraste entre la chimie des eaux de la partie est et celle du centre et de l'ouest du bassin. La bordure est est caractérisée par des concentrations élevées en Ca^{2+} et Mg^{2+} et faibles en Na^+ et K^+ . C'est l'inverse pour le reste du bassin. L'équilibre avec les minéraux carbonatés est donc atteint rapidement (à l'échelle des temps de séjour dans le bassin), dans la partie est, alors que les échanges ioniques sont prépondérants dans la partie centrale et ouest. Le bruit de fond naturel des concentrations en nitrate est faible (0 mg.l^{-1} à 5 mg.l^{-1}). La présence de concentrations plus importantes (jusqu'à plus de 100 mg.l^{-1}) est donc un bon indicateur de contamination anthropique.

L'étude des résultats d'analyse de l'activité en ^{14}C du CMTD (Carbone Minéral Total Dissous) fournit des temps de séjour radiocarbone qui dépassent les 30 000 ans à l'extrême ouest du bassin. Il pourrait être intéressant de confronter ces résultats avec des analyses en ^4He pour préciser ces âges et discuter de la pertinence de l'utilisation du ^{14}C dans les aquifères carbonatés à très long temps de séjour.

Par ailleurs le gradient des temps de séjour dessine un axe de convergence ENE-WSW qui pourrait correspondre à une zone de gradients hydrauliques ascendants, permettant la remontée des flux régionaux. Le bassin de Carpentras fonctionnerait suivant le schéma hydrodynamique de Tóth (1995) déjà mis en évidence dans le bassin molassique de Valence.

Le nombre et la répartition spatiale des résultats en ^{14}C étant limités, un indicateur qualitatif de temps de séjour, i , est construit à partir des variables disponibles ($i = \frac{\text{Mg}^{2+} \times (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{(\text{Ca}^{2+})^2}$). Il s'avère plus performant que le simple rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ car il tient compte des échanges ioniques sur les argiles. L'étude conjointe de l'indice i , de la distance à la bordure est du bassin et des concentrations en nitrate permet d'expliquer la présence de deux zones à fortes concentrations en nitrate et à faibles temps de séjour à partir du modèle lithologique élaboré au chapitre 2.

L'analyse de la distribution des concentrations en nitrate apporte des résultats analogues. Par contre elle ne permet pas de confirmer les « linéaments chimiques » décrits par ROUDIER (1987) qui constituent le principal argument en faveur d'une alimentation par les aquifères sous-jacents au profit des principaux accidents géologiques. Ainsi les quelques échantillons très minéralisés localisés près des failles témoignent sans doute de venues locales d'eaux profondes mais pas d'une alimentation significative en terme de flux.