

---

*La science a fait de nous des dieux  
avant même que nous méritions d'être des hommes.*

*Jean Rostand*

## Modélisation hydrodynamique de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras

Les chapitres précédents ont permis de comprendre certains phénomènes et d'émettre des hypothèses de fonctionnement de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras. Ce chapitre 5 propose de construire un modèle hydrogéologique à partir de ces éléments, de façon à obtenir une image globale de l'état de notre compréhension du système.

Ce chapitre est composé de trois parties principales qui suivent quelques rappels sur les résultats déjà obtenus : d'abord une description du modèle (maillage, distribution des conductivités hydrauliques, conditions aux limites), puis un exposé des résultats (piézométrie calculée comparée aux observations, lignes de courant, bilan hydraulique, impact des pompes, estimation des temps de séjour) et enfin une discussion de l'ensemble.

## 5.1. Rappels des principaux résultats des chapitres précédents

La géométrie de l'aquifère miocène est décrite au chapitre 2. Le bassin constitue un aquifère multicouche à l'est, il est un peu plus homogène dans une partie médiane (corridor de sables sableux) et il est entaillé par des rias marno-argileuses à l'ouest et au nord. Le schéma lithologique de remplissage permet d'avoir une vision en trois dimensions de l'ensemble (Figures 2–26 à 2–29).

Le chapitre 3 fournit une carte piézométrique de référence actualisée et les gammes de valeurs rencontrées dans le bassin pour les paramètres hydrodynamiques. Il montre également que l'aquifère miocène est alimenté essentiellement par les précipitations qui s'infiltrent depuis la surface à travers les niveaux sableux.

Enfin le schéma lithologique et l'hypothèse d'absence de recharge significative en provenance des aquifères voisins concordent avec les résultats de l'étude hydrochimique (chapitre 4). L'interprétation des activités en radiocarbone donne des temps de séjour de plus de 30 000 ans. De plus l'aquifère fonctionnerait selon le schéma hydrodynamique de Toth (1995), avec des flux locaux, peu profonds et des flux régionaux, plus profonds.

## 5.2. Description du modèle

### 5.2.1. Choix du modèle de résolution numérique

Le modèle hydrodynamique élaboré à partir des données et des résultats décrits et commentés dans les chapitres précédents est implémenté avec le programme de modélisation hydrogéologique MODFLOW (Modular finite-difference groundwater flow model) développé par l'US Geological Survey (USGS). MODFLOW est un programme de résolution numérique en trois dimensions de l'équation de diffusivité en milieu poreux saturé pour des flux à densité constante (MCDONALD et HARBAUGH, 1988 ; HARBAUGH et MCDONALD, 1996 ; HARBAUGH *et al.*, 2000). Sous ces hypothèses, l'équation de diffusivité s'écrit de la manière suivante :

$$\vec{\nabla} \cdot (\vec{K} \times \vec{\nabla} h) + q = \frac{\partial}{\partial x} (K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}) + q = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

où  $x$ ,  $y$  et  $z$  sont les coordonnées de l'espace selon les directions principales du champ des conductivités hydrauliques [L] ;

$t$  est le temps [T] ;

$$\vec{K} = \begin{pmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{pmatrix} \text{ est le tenseur des conductivités hydrauliques en}$$

fonction de  $x$ ,  $y$  et  $z$ , exprimé dans une base de vecteurs propres [L.T<sup>-1</sup>] ;

$h$  est la charge hydraulique en  $(x, y, z, t)$  [L] ;

$S_s$  est l'emmagasinement spécifique en  $(x, y, z)$  [ $L^{-1}$ ] ;

$q$  est le terme de flux (source ou perte) par unité de volume en  $(x, y, z)$  ; il est compté positif s'il est injecté et négatif s'il est prélevé ; il peut être fonction de  $t$  [ $T^{-1}$ ].

Cette résolution s'effectue à partir d'un schéma numérique en différences finies par différentes méthodes itératives développées dans des modules externes.

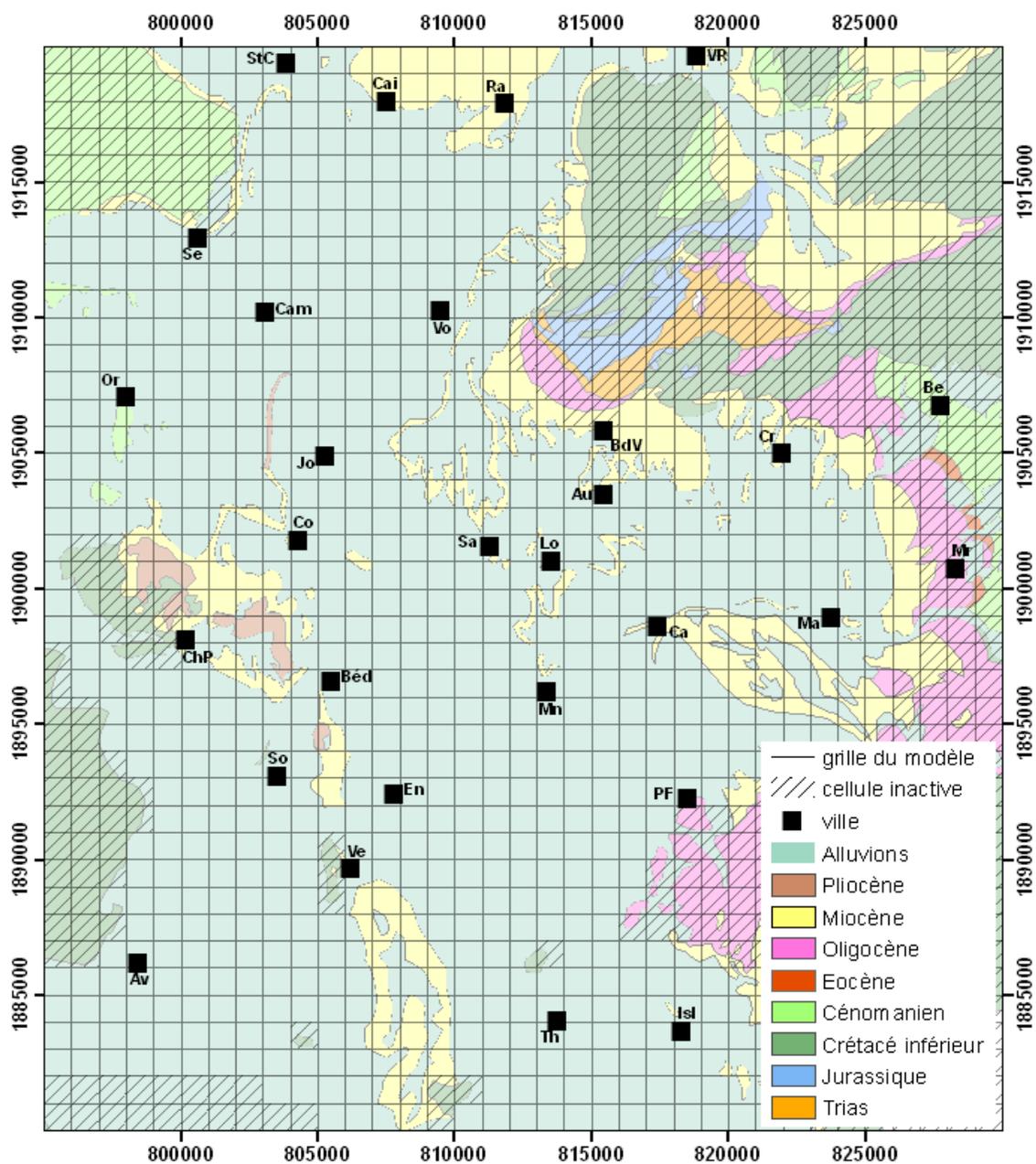
MODFLOW est un des programmes de modélisation hydrogéologique en milieu poreux saturé les plus utilisés (Geraghty and Miller survey results, 1992 ; WINSTON, 1999). En effet ce programme est adaptable à de nombreux contextes hydrogéologiques, chaque module est documenté et les fichiers sources sont libres de droit. Sa longévité et son développement régulier depuis la première version du programme en 1983 (MCDONALD et HARBAUGH, 1983) en font un produit performant et fiable. Les différentes interfaces graphiques de pré- et post-traitement facilitent son utilisation et l'exploitation des résultats tout en gardant un contrôle sur l'ensemble des paramètres.

### 5.2.2. Discrétisation et limites spatiales (maillage)

La surface du domaine à modéliser est découpée en cellules carrées de 1 km de côté (Figure 5-1). L'épaisseur de l'aquifère est divisée en sept couches d'épaisseur variable dans l'espace. Chaque couche correspond en général à un niveau lithologique identifié au chapitre 2 : (1) les alluvions, (2) le niveau de safres sableux supérieur, (3) le niveau de safres marneux supérieur (4) le niveau de safres sableux intermédiaire, (5) le niveau de safres marneux intermédiaire, (6) le niveau de safres sableux inférieur, (7) le niveau de safres marneux inférieur ou le Burdigalien calcaire ou le Crétacé supérieur gréseux. Le toit du modèle est constitué par la surface topographique et son mur par la surface du mur miocène obtenue au chapitre 2.

L'extension du domaine modélisé est limitée au bassin molassique de Carpentras et des plaines d'Orange. En effet il n'y a pas d'échanges significatifs en terme de flux avec les aquifères voisins (Chapitres 3 et 4). De plus les éventuels apports en provenance du bassin molassique de Valréas sont réduits car l'essentiel de l'écoulement dans ce bassin est drainé vers l'ouest, au nord du massif d'Uchaux (ROUDIER, 1987 ; HUNEAU, 2000).

Au total, le modèle comporte 40 lignes, 35 colonnes et 7 couches, soit un total de 9800 cellules dont 3454 cellules inactives et 6346 cellules actives. Les cellules inactives ne font l'objet d'aucun écoulement ; elles ne font pas partie, à proprement parler, du modèle et leur contour constitue une limite étanche (de flux nul).



Au : Aubignan	Cr : Caromb	Sa : Sarrians
Av : Avignon	En : Entraigues	Se : Sérignan-du-Comtat
BdV : Beaumes-de-Venise	Mr : Mormoiron	So : Sorgues
Be : Bédoin	Ma : Mazan	StC : Ste-Cécile-les-Vignes
Ca : Carpentras	Mn : Monteux	Th : Le Thor
Cai : Cairanne	Or : Orange	Ve : Vedène
ChP : Châteauneuf-du-Pape	PF : Pernes-les-Fontaines	Vo : Violès
Co : Courthézon	Ra : Rasteau	VR : Vaison-la-Romaine

Figure 5-1. Extension et discrétisation du domaine modélisé.

### 5.2.3. Distribution des conductivités hydrauliques ( $K$ )

Compte tenu du faible nombre de valeurs ponctuelles connues dans le bassin, il paraît vain de vouloir interpoler le champ de perméabilité par des méthodes géostatistiques. En outre ces valeurs sont mesurées dans des secteurs productifs et ignorent les zones marno-argileuses. Enfin elles sont représentatives de toute l'épaisseur captée par l'ouvrage testé (chapitre 3). Les valeurs de perméabilités du modèle sont donc plutôt réparties sous forme de grands ensembles homogènes correspondant aux différents matériaux qui constituent le remplissage.

Une valeur de perméabilité est attribuée à chaque type de matériau rencontré dans le bassin en respectant les gammes de valeurs établies au chapitre 3. Ces valeurs sont rassemblées dans le Tableau 5-1 et leur distribution couche par couche est donnée en annexe.

La perméabilité attribuée aux niveaux des safres miocènes à faciès sableux correspond à une valeur médiane de la gamme de variation des perméabilités mesurées dans les ouvrages productifs. La très faible perméabilité estimée dans le piézomètre profond du CET d'Entraigues (chapitre 2) est représentative des niveaux argilo-marneux des safres. Toutefois, pour tenir compte des passées sableuses intercalées cette valeur a été augmentée dans le modèle. La même valeur est prise pour le remplissage pliocène des rias.

<b>Matériau</b>	<b>Valeur de perméabilité du modèle (en m.s<sup>-1</sup>)</b>	<b>Gamme de valeurs identifiée au chapitre 3 (en m.s<sup>-1</sup>) et commentaires</b>
Alluvions	$5 \cdot 10^{-4}$	
Pliocène argilo-marneux	$1 \cdot 10^{-9}$	
Safre sableux	$5 \cdot 10^{-6}$	$0.5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$
Safre argileux (niveaux intermédiaire et supérieur)	$1 \cdot 10^{-8}$	
Safre argileux (niveau inférieur)	$1 \cdot 10^{-9}$	$1.6 \cdot 10^{-10}$ (CET d'Entraigues)
Burdigalien calcaire	$1 \cdot 10^{-8}$	
Crétacé supérieur gréseux	$1 \cdot 10^{-8}$	
Valeur par défaut	$2 \cdot 10^{-5}$	Valeur obtenue par calage d'un modèle à une couche (voir le texte).

*Tableau 5-1. Perméabilité du modèle hydrogéologique.*

Les niveaux argileux intermédiaire et supérieur des safres sont réputés plus sableux que le niveau inférieur. Aucune mesure n'étant disponible, leur conductivité hydraulique est fixée à  $1 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ , soit dix fois plus que pour le niveau inférieur.

La conductivité hydraulique des alluvions est fixée à partir des valeurs mesurées, issues de diverses études disponibles (DUROZOY, 1971a, 1971b, 1971c, 1972, 1973a, 1973c ; MALZIEU, 1987 ; CABINET GILLES MALLESSARD, 1998). Les pompages d'essai testent essentiellement les niveaux conducteurs. Certains essais ne sont pas interprétés car le puits se vidange trop vite. Ainsi des valeurs faibles de perméabilité sont ignorées et la distribution observée donne plus d'importance aux fortes conductivités hydrauliques qu'elles n'en ont en réalité. La médiane de cette distribution est proche de  $1 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$  ; pour tenir compte des niveaux peu conducteurs non représentés par cette valeur, on fixe la perméabilité des alluvions à la moitié, soit  $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ .

Aucune donnée précise de perméabilité du Burdigalien et du Turonien n'est disponible. Les niveaux aquifères sont calcaires sablo-gréseux et fournissent parfois de bons débits pour la région, quelques mètres à quelques dizaines de mètres cubes par heure (ROUDIER, 1987) mais ces faciès aquifères sont de faible extension. Leur perméabilité a donc été fixée *a priori* à une valeur typique pour les grès :  $10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$  (BANTON et BANGOY, 1997).

Dans les zones hors du bassin molassique, en périphérie du modèle, le remplissage n'a pas été modélisé en détail et les couches sous les alluvions ont une perméabilité homogène fixée à  $2 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ . Cette valeur est obtenue à partir du calage d'un modèle du bassin à une couche homogène, toutes les hypothèses étant égales par ailleurs ; on ajuste au mieux, par essais-erreurs, la piézométrie calculée à la piézométrie interpolée à partir des mesures en faisant varier l'unique conductivité hydraulique. Dans ces conditions le résultat du modèle est grossier mais il est peu sensible à la valeur de la conductivité introduite et fournit donc une valeur qui peut être utilisée par défaut dans les secteurs où la lithologie est mal déterminée.

#### 5.2.4. Conditions aux limites

Les contours des reliefs formés par des terrains antérieurs au Miocène sont assimilés à des limites de flux nul (cellules inactives). Le seul flux entrant imposé est constitué par les précipitations efficaces réparties uniformément sur la totalité du domaine. Ainsi chaque colonne du modèle reçoit  $130 \text{ mm.an}^{-1}$  de pluie dans la cellule active la plus haute. La pluie efficace annuelle moyenne a été calculée par la méthode de Thornthwaite (1948) avec une réserve utile de 100 mm, à partir des précipitations mensuelles et de l'ETP (évapotranspiration potentielle) décadaire obtenue par la formule de Penman. Les données utilisées pour le calcul ont été enregistrées à Carpentras (station de la Tapy) par le CIRAME entre 1964 et 2005 (chapitre 3).

Cette pluie efficace est la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sous-sol jusqu'à la zone saturée. Une grande partie de cette eau n'atteint pas l'aquifère du Miocène mais

circule dans les systèmes alluviaux et retourne éventuellement au cours d'eau. Il aurait été certainement possible de n'appliquer la pluie efficace que sur les zones de recharge de l'aquifère miocène, mais cela impliquait alors de définir le contour de ces zones et d'induire des choix *a priori* et possiblement des biais. Là encore, des alluvions peuvent être présentes et le flux entrant dans le système miocène ne correspond donc pas à la pluie efficace calculée précédemment. Pour plus de cohérence avec les données disponibles et le niveau de compréhension de l'hydrogéologie du bassin de Carpentras, nous avons opté pour une solution alternative : la prise en compte des systèmes alluviaux sous une forme simplifiée.

Les systèmes alluviaux sont complexes dans le détail. Il faudrait tenir compte des échanges avec les rivières, des très nombreux réseaux de fossés et de la multitude de puits. Les données pour un tel travail ne sont pas disponibles et cette entreprise, malgré son intérêt, sortirait du cadre de l'étude de l'aquifère miocène. L'ensemble des aquifères alluviaux est représenté par la couche supérieure et, aux endroits où les alluvions sont particulièrement épaisses, par la couche immédiatement sous-jacente. Le réseau des rivières, les fossés et les sources sont modélisés par une condition de drain sur toute la surface du modèle.

La condition de drain est une condition aux limites qui permet d'évacuer du système un flux négatif ou nul (une perte) défini de la façon suivante sur chaque maille :

$$Q_d = \begin{cases} C_d \times (H - d) & , si \quad H > d \\ 0 & , si \quad H < d \end{cases}$$

où  $Q_d$  est le débit drainé [ $L^3.T^{-1}$ ] ;

$C_d$  est la conductance, premier paramètre de la condition de drain [ $L^3.T^{-1}$ ] ;

$H$  est la charge de la cellule où est appliqué le drain [L] ;

$d$  est l'altitude du drain, second paramètre de la condition de drain [L].

La fonction de drain s'apparente à une condition de rivière qui n'alimenterait jamais la nappe d'accompagnement.

Dans le modèle de l'aquifère miocène, le but est évacuer l'excès d'eau qui transite par le réseau de surface avec la condition de drain. Le paramètre  $d$  est donc fixé à la valeur de l'altitude topographique réduite de 0.1 m pour chaque cellule de la couche supérieure. Autrement dit, on considère que toute particule d'eau qui arrive à moins de 0.1 m de la surface sort du système et n'y rentre plus.

Le paramètre  $C_d$  de la fonction de drain est habituellement fixé par ajustement sur des débits observés dans le drain réel (MCDONALD et HARBAUGH, 1988). Cette méthode n'est pas utilisable ici puisque cette fonction est appliquée à toute la surface du domaine. L'objectif est de permettre l'évacuation de l'eau en excès dans les cellules de la première couche. Le paramètre  $C_d$  doit donc être le plus grand possible pour ne pas être limitant. Or la fonction de drain n'est pas majorée par le volume d'eau contenu dans la cellule. Une valeur trop grande de  $Cd$  peut entraîner une valeur de  $Q_d$  qui ne respecte pas la conservation de la masse, les sorties devenant supérieures aux entrées.

Dans le cas présent les précipitations constituent le principal flux entrant à l'échelle d'une maille de la première couche et  $Q_d$  la principale sortie. En négligeant la somme des flux à travers les autres faces de la cellule,  $Q_d$  ne saurait être supérieur au volume des précipitations  $P$  sur la maille.

$$Q_d \leq P \Leftrightarrow C_d(H - d) \leq P \Leftrightarrow C_d \leq \frac{P}{(H - d)}$$

Or  $H < z$  ( $z$ , altitude de la surface topographique) et  $d = z - 0.1$  donc

$$Q_d \leq P \Leftrightarrow C_d \leq \frac{P}{0.1}$$

Avec  $P=130 \text{ mm.an}^{-1}$  on a  $C_d \leq 4.1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , soit environ  $3500 \text{ m}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ . C'est cette valeur qui est entrée dans le modèle.

La dernière condition aux limites prise en compte dans le modèle se rapporte aux pompages ayant lieu dans l'aquifère miocène. Le nombre, la position et le débit d'exploitation des forages ne sont pas connus de façon exhaustive. Une enquête auprès des agriculteurs a permis de recenser 276 forages agricoles dans le Miocène sur l'emprise du domaine étudié. D'après les déclarations, chacun de ces ouvrages pompe  $11 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$  en moyenne sur l'année, soit  $4015 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$  (HYDROSOL INGÉNIERIE, 2005). Par ailleurs, cette même enquête estime les prélèvements agricoles dans le Miocène à environ  $2.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$  au total. Ce débit est issu d'un calcul qui tient compte du type de culture et de la surface de chaque parcelle ainsi que de la facilité d'accès à une ressource autre que l'aquifère miocène. En considérant que ces informations sont représentatives de tous les ouvrages agricoles exploités (déclarés ou non déclarés), on peut estimer le nombre total d'ouvrages agricoles à environ 600 ( $2.4 \cdot 10^6 / 4015$ ), ce qui voudrait dire qu'un peu moins de 50% des agriculteurs ont répondu à l'enquête, proportion tout à fait vraisemblable.

Le nombre de forages domestiques dans le Miocène est de plusieurs milliers. La plupart ne sont pas déclarés. Leur nombre est donc inconnu mais pourrait s'élever à environ 10 000 ouvrages (CABINET GILLES MALLESSARD et HYDROSOL

INGÉNIERIE, 2002 ; HYDROSOL INGÉNIERIE, 2005). Si chaque ouvrage alimente, en moyenne, un foyer de quatre personnes, à  $200 \text{ l.j}^{-1}$  pour chaque personne, on obtient un débit moyen pour chaque ouvrage d'environ  $300 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ .

Enfin le volume total déclaré par les industriels (22 ouvrages) et les exploitants de forages pour l'adduction d'eau potable (AEP) collective (4 ouvrages) s'élève à  $1.1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$  dont 67% ( $0.74 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ ) pour les seuls forages d'eau potable. Le tableau 5-2 rassemble ces estimations.

Type d'ouvrage	Nombre estimé	Volume estimé ( $\times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ )
forages agricoles	600	2.4
forages domestiques	10 000	3.0
forages AEP	4	0.74
forages industriels	22	0.28
<b>total</b>		<b>6.4</b>

Tableau 5-2. Estimation du nombre d'ouvrages et des débits moyens annuels prélevés dans l'aquifère miocène du bassin de Carpentras.

La base de données sur les ouvrages du bassin (chapitre 2) contient la position et la profondeur de 783 forages de plus de 50 m sur le domaine d'étude (environ 7.5% du nombre total estimé). En considérant que la distribution de cet échantillon est représentative de celle de la population des forages, on place chaque ouvrage dans le modèle en lui attribuant un pompage de  $19 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$  ( $((2.4+3.0) \cdot 10^6 / (783 \times 365))$ ), représentant l'estimation des pompages agricoles et individuels. Les forages AEP sont pris en compte individuellement : le débit déclaré est utilisé dans le modèle pour chacun des cinq ouvrages. Les pompages industriels sont négligés, compte tenu du débit qu'ils représentent (4% du total). Même si localement ils peuvent être importants et si leur effet se constate sur le terrain, à l'échelle d'une maille du modèle le rabattement supplémentaire est faible (cette hypothèse est vérifiée *a posteriori* au 1.3.3). Enfin, l'équipement des forages étant inconnu, chaque forage a été modélisé avec une crépine captant tous les niveaux entre 50 m de profondeur et le fond de l'ouvrage.

### 5.3. Résultats

Dans les simulations suivantes, toutes les couches du modèle sont considérées comme des couches saturées avec des transmissivités constantes. Les simulations sont faites en régime permanent. Le modèle numérique utilisé est le modèle MODFLOW-2000 (HARBAUGH *et al.*, 2000).

#### 5.3.1. Piézométrie et écoulements

##### **Piézométrie**

Les forages du bassin captent, en majorité, le niveau intermédiaire de sables sableux c'est-à-dire la couche 4 du modèle. La figure 5-2 superpose la piézométrie mesurée pendant la période 2003-2005 (chapitre 3) et la piézométrie calculée dans la couche 4. Dans toute une partie médiane du bassin, entre Jonquières, Beaumes-de-Venise et Pernes-les-Fontaines, le résultat calculé est très proche de la mesure interpolée (isopièzes 40, 50, 60, 70 et 80). Ailleurs, les différences entre la valeur interpolée de la mesure et la valeur calculée sont un peu plus grandes mais restent généralement inférieures à 10 m, en valeur absolue. De plus, l'allure des isopièzes et la distribution des gradients hydrauliques sont respectées.

Près des limites nord, ouest et sud du domaine modélisé, la comparaison avec la piézométrie de 2003-2005 est impossible par manque de mesures. On peut se reporter toutefois aux cartes piézométriques des études précédentes (DUROZOY, 1973b ; FAURE, 1982 ; ROUDIER, 1987 ; BOINET, 1996). Il apparaît alors que l'allure générale des écoulements est bien respectée dans ces secteurs. On note que l'isopièze simulée à 30 m se superpose en grande partie à l'isopièze correspondante dessinée par FAURE (Figure 3-1). Dans la partie nord, les charges calculées ont tendance à être inférieures de l'ordre de 10 m aux isopièzes établies par ROUDIER pour le sud du bassin de Valréas. Cet écart pourrait être dû à un flux à travers la limite nord du bassin en provenance du bassin de Valréas qui n'a pas été pris en compte.

Enfin, dans la partie est du bassin de Carpentras, dans le secteur de Caromb et Mazan, les mesures interpolées sont supérieures de 10 m à 20 m aux mesures calculées. Dans ce secteur, la mesure n'est pas toujours facile. Les ouvrages accessibles sont rares et il est difficile de connaître le niveau capté. En effet, à cause de la proximité des bordures, les forages trop profonds pourraient capter l'Oligocène ou le Crétacé supérieur, en charge sous le Miocène. Les ouvrages peu profonds captent, quant à eux, des niveaux superficiels dont la piézométrie est proche de la topographie. Dans les deux cas, la piézométrie mesurée serait supérieure à la piézométrie réelle de l'aquifère miocène. Les écarts importants entre mesure et simulation peuvent donc venir autant du choix des points de mesure et de l'interpolation que du modèle. La comparaison qualitative reste très satisfaisante à l'échelle du bassin.

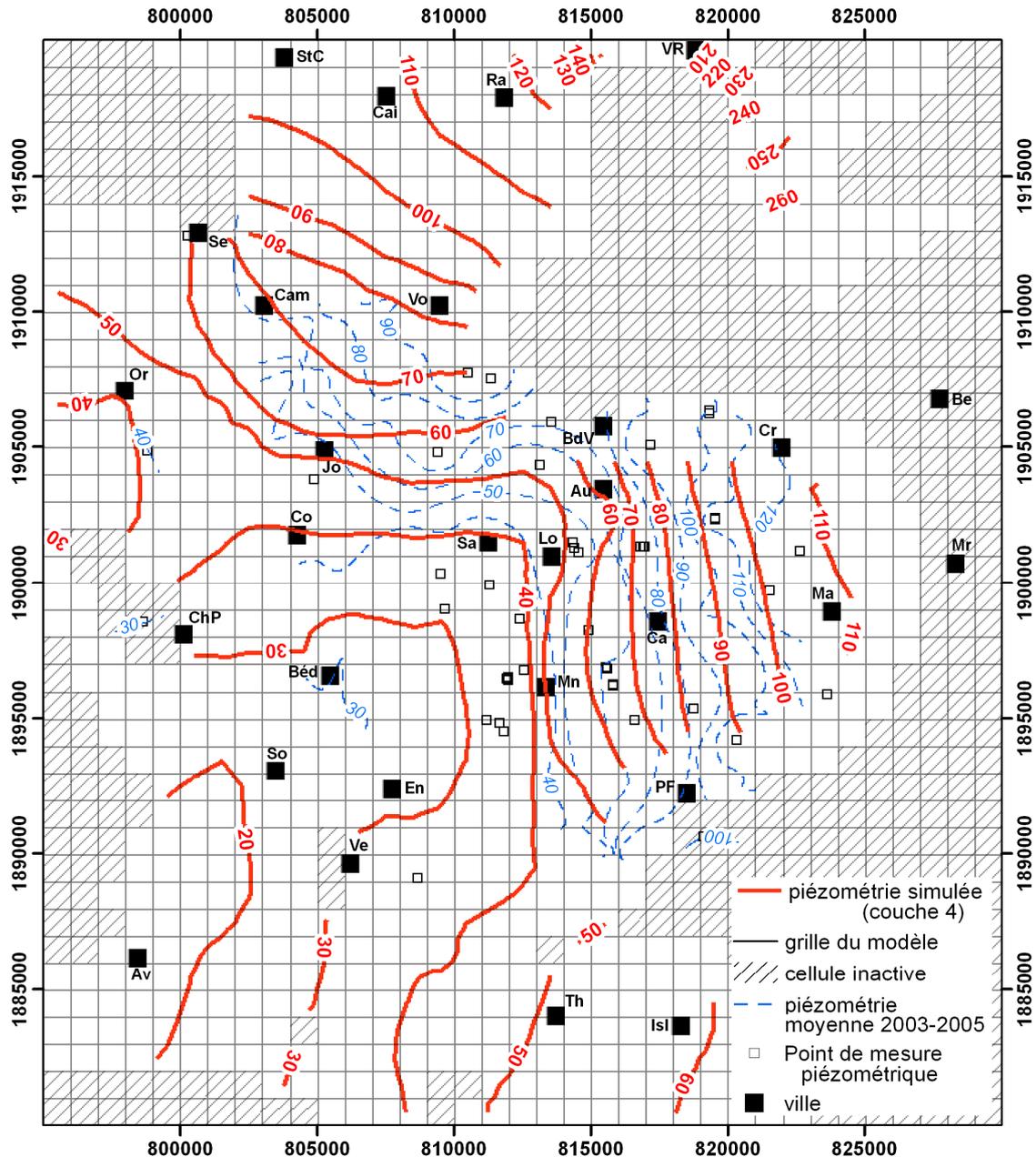


Figure 5-2. Comparaison de la piézométrie mesurée et la piézométrie calculée dans la couche 4 (les nombres indiquent la hauteur de l'isopièze en m NGF).

### Artésianisme

Les calculs rendent compte également de l'artésianisme dans le bassin. Par différence de la piézométrie de la couche 4 et du niveau topographique, on obtient une carte du niveau de l'eau dans les forages de la couche 4, par rapport au sol (Figure 5-3). Dans une grande partie du bassin, les niveaux sont à moins de 5 m sous le sol et certains secteurs connaissent un artésianisme jusqu'à près de 20 m au-dessus du sol. Ces zones artésiennes calculées se concentrent au centre du bassin, entre le sud de Beames-de-

Venise et Bédarrides, autour de Monteux et Entraigues, et au nord-ouest, dans les plaines d'Orange.

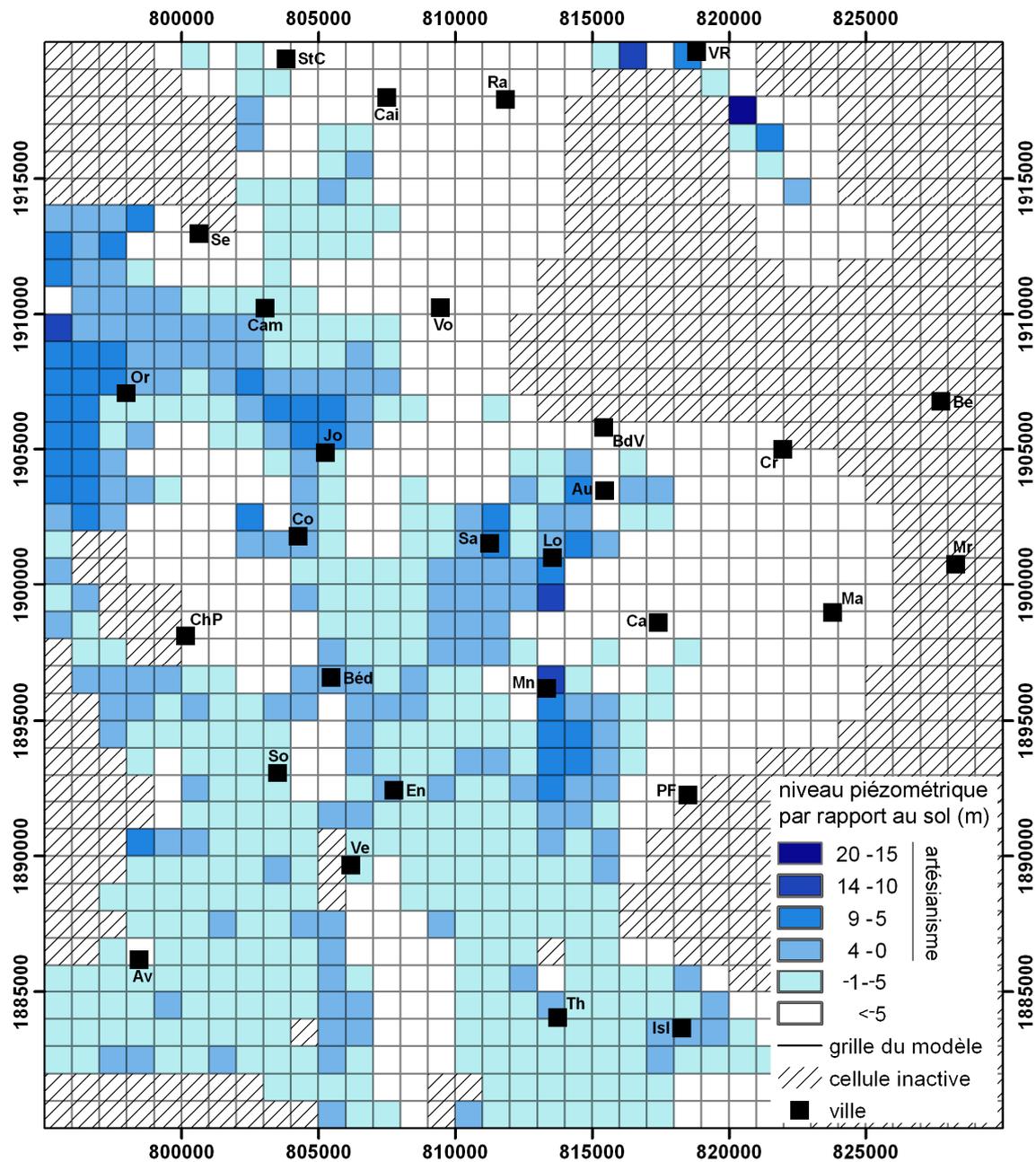


Figure 5-3. Niveau piézométrique de la couche 4 par rapport au sol.

L'artésianisme de la partie centrale se superpose avec les secteurs artésiens observés dans le bassin (Figure 3-1). Par contre celui du nord-ouest ne correspond à aucune observation actuelle. C'est un secteur de la couche 4 captif sous les argiles des rias pliocènes. L'eau des systèmes superficiels (Aygues et Ouvèze) est suffisante et facile d'accès, il y a donc très peu d'ouvrages qui traversent ces argiles et aucun n'a été trouvé

durant cette étude. Néanmoins GIGNOUX (1929) assure que le Miocène est systématiquement artésien sous les argiles pliocènes.

L'intensité calculée de l'artésianisme, jusqu'à 20 m au-dessus du sol, peut paraître surestimée. Pourtant il faut tenir compte des témoignages qui relatent des maisons alimentées en eau courante jusqu'au premier étage par un forage artésien (notamment au sud d'Aubignan). Lors des relevés de 2003-2005, les mesures dans ces secteurs sont plus faibles (de l'ordre de quelques mètres au-dessus du sol) mais dépassent parfois les 5 m au-dessus du sol (chapitre 3), et les ouvrages ne sont pas parfaitement étanches. L'intensité calculée est donc certainement un peu forte mais elle respecte tout à fait l'ordre de grandeur de la charge de l'aquifère miocène que l'on peut estimer à partir des mesures (une dizaine de mètres et localement plus, sur des ouvrages captant un seul niveau aquifère).

### Écoulements

Le modèle apporte une vision en trois dimensions de l'aquifère et des écoulements. Ainsi il est possible de tracer le champ des gradients hydrauliques sur une coupe de part et d'autre de l'axe de drainage Beaumes-de-Venise-Bédarrides et de suivre les lignes de courant dans toute l'épaisseur du système (Figure 5-4). Ces lignes s'enfoncent sur les bordures, circulent d'autant plus profondément qu'elles proviennent de loin, convergent vers l'axe de drainage où elles remontent et rejoignent les aquifères superficiels. Ce mode de fonctionnement a été suggéré par l'étude de l'hydrochimie (chapitre 4) et correspond au modèle de Toth (1995).

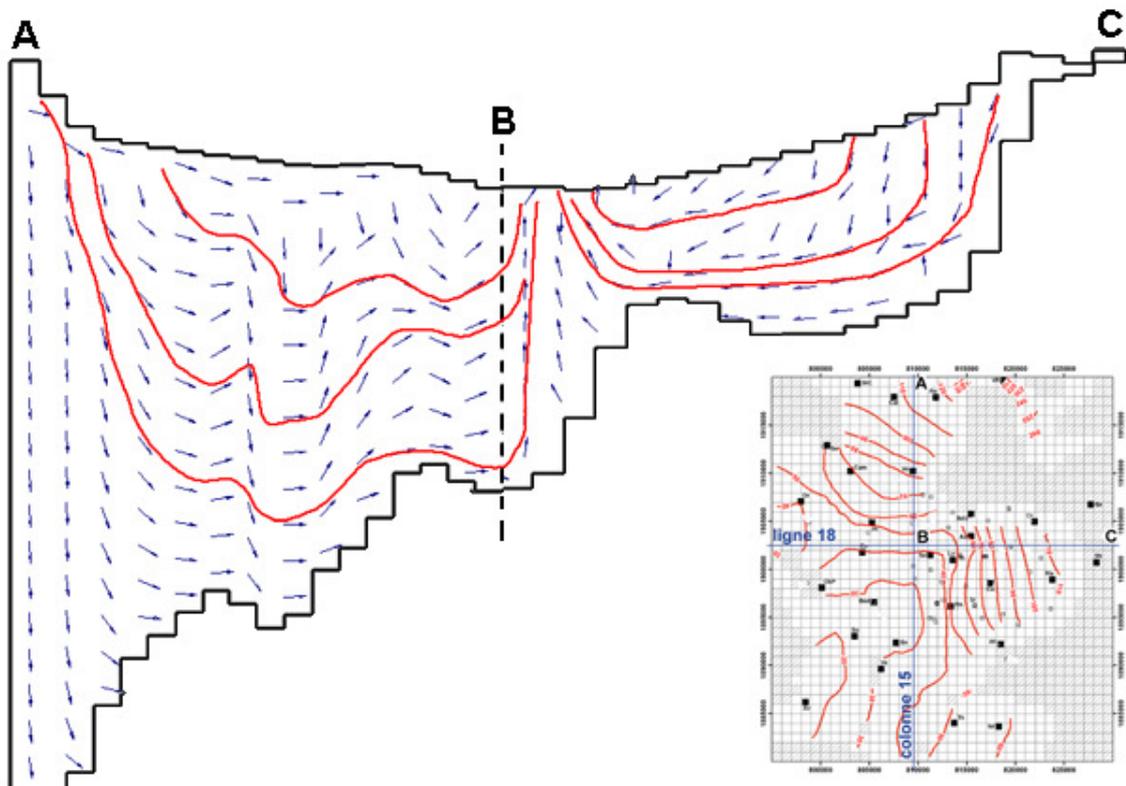


Figure 5-4. Lignes de courant simulées dans une section de l'aquifère.

### 5.3.2. Bilan

Le bilan des flux du modèle est équilibré (Tableau 5-3). Les 341 201 m<sup>3</sup>.j<sup>-1</sup> de pluie efficace tombent sur les 958 cellules actives de la couche 1 ; chaque cellule occupe une surface de 1 km<sup>2</sup> ; on retrouve bien 130 mm.an<sup>-1</sup>, valeur entrée dans le modèle.

Entrées (m <sup>3</sup> .j <sup>-1</sup> )		Sorties (m <sup>3</sup> .j <sup>-1</sup> )	
précipitations efficaces	341 201	pompages drains	17 108 324 093
	341 201		341 201

Tableau 5-3. Bilan global des flux du modèle.

Les pompages représentent 17 108 m<sup>3</sup>.j<sup>-1</sup>, soit 6.24.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>. Cette valeur est légèrement supérieure à la somme des pompages domestiques, agricoles et AEP estimés précédemment (Tableau 5-2) qui s'élève à 6.14.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>. Cette erreur de 1.6% est due au cumul des erreurs d'arrondi. En effet les débits sont entrés dans le modèle en mètres cubes par jour alors que les estimations ont été faites sur des valeurs annuelles. Cet écart entre le total des pompages implémentés dans le modèle et le total estimé reste inférieur à l'approximation faite en négligeant les pompages industriels et tend même à compenser cette dernière. Enfin la surface drainante sur la première couche du modèle permet d'évacuer l'excédent d'eau et équilibre le bilan ; la valeur calculée pour *Cd* (5.2.4.) est donc acceptable.

Le tableau 5-4 présente les débits prélevés par les pompages dans chaque couche du modèle. La couche 4 est la plus sollicitée, avec 68% des débits prélevés. Ce résultat est cohérent avec la conception du modèle, car cette couche correspond au niveau intermédiaire de sables sableux, c'est-à-dire au niveau le plus sollicité par les forages dans la réalité.

Couche du modèle	Débit prélevé par les pompages (m <sup>3</sup> .j <sup>-1</sup> )	Part des prélèvements (%)
Couche 1	62.47	0.37%
Couche 2	916.2	5.4%
Couche 3	2628.1	15%
Couche 4	11642	68%
Couche 5	576.16	3.4%
Couche 6	1268	7.4%
Couche 7	15.25	0.09%
<b>Total</b>	17108.18	100%

Tableau 5-4. Répartition des pompages entre les couches du modèle.

Le bilan du réservoir miocène calculé par le modèle est établi en considérant les échanges entre trois zones du domaine modélisé : les couches 3 à 7, limitées aux contours du bassin molassique, qui correspondent au réservoir miocène ; les couches 1 et 2, limitées aux contours du bassin molassique, qui correspondent aux systèmes aquifères alluviaux du bassin ; le reste du domaine modélisé qui correspond aux zones extérieures au bassin molassique. Les flux concernant le réservoir miocène sont indiqués dans le tableau 5-5.

Entrées ( $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ )		Sorties ( $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ )	
infiltration depuis les systèmes alluviaux	36 931	drainance vers les systèmes alluviaux	17 149
écoulement souterrain entrant	119	pompages	15 596
		écoulement souterrain sortant	4 304
	37 050		37 049

Tableau 5-5. Bilan du réservoir miocène en régime permanent.

L'infiltration depuis les systèmes alluviaux est la somme des flux de la couche 2 vers la couche 3, limitée aux cellules intérieures au bassin molassique (750 cellules). Ce terme correspond à la recharge effective du système aquifère miocène. Ainsi environ 14% des précipitations efficaces ( $36\,931 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$  soit  $18 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ ) transitent par l'ensemble des couches 3 à 7 du modèle, c'est-à-dire celles correspondant essentiellement au remplissage miocène. L'autre partie, 86% des précipitations efficaces, reste dans les systèmes superficiels (réseau de surface et aquifère alluviaux). Ce partage de la recharge se rapproche de celui entre les faciès du Miocène à l'affleurement ou sous les alluvions (Figure 2–20). En effet, à l'est de l'axe de drainage NE-SW, les faciès sableux et calcaires, principales zones de recharge, occupent environ  $110 \text{ km}^2$ , soit 15% de la surface du bassin molassique.

L'écoulement souterrain entrant est le flux calculé allant de la zone extérieure au bassin vers le réservoir miocène. Ce terme ne représente que 0.3% du total des entrées et est vraisemblablement dû aux approximations faites dans le contour du bassin molassique. En effet, ce contour devrait correspondre soit à des limites à flux nul au bord des reliefs, soit à des limites à flux sortant du réservoir miocène. Le maillage du domaine ne permet pas un contour précis et certaines cellules se trouvent en partie à l'intérieur et en partie à l'extérieur du réservoir miocène.

Les termes des flux sortant sont : le flux de la couche 3 vers la couche 2, interprété comme la drainance vers les systèmes alluviaux ; les débits de pompages prélevés dans les couches 3 à 7 ; le flux vers l'extérieur du bassin molassique, interprété comme l'écoulement souterrain de la nappe miocène.

Les différents termes de ce bilan peuvent être comparés à « l'essai de bilan chiffré » de FAURE (1982, p 103) dont les termes sont rassemblés dans le tableau 5-6.

Entrées ( $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ )		Sorties ( $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ )	
précipitations efficaces sur le bassin de Carpentras	24 700	écoulement par le réseau des Sorgues	1 370 000
précipitations efficaces sur les monts de Vaucluse	1 640 000	pompages	54 800
irrigation par le canal de Carpentras	247 000	écoulement souterrain sortant	274
		pertes par drainance	16 400
	<hr/> 1 911 700		<hr/> 1 441 474

*Tableau 5-6. Termes du bilan global des principaux systèmes hydrologiques et hydrogéologiques du bassin de Carpentras, les valeurs sont estimées par FAURE (1982).*

Malgré tout le soin apporté au calcul des différents éléments du bilan établi par FAURE (1982), ils ne permettent pas d'obtenir un résultat équilibré. Les entrées sont supérieures aux sorties de près de 33%. De plus des termes du bilan du système de la Fontaine de Vaucluse sont inclus. Ce choix a certainement pour but de tenir compte d'une éventuelle alimentation par l'aquifère karstique crétacé inférieur sous-jacent. Malheureusement les flux relatifs au système de la Fontaine de Vaucluse sont plusieurs dizaines fois supérieurs aux flux relatifs à l'aquifère miocène et le bilan à l'échelle du seul réservoir miocène se retrouve masqué. L'avantage de ce travail et de fournir une estimation de chaque terme calculée indépendamment.

L'estimation des précipitations efficaces de FAURE paraît très sous-estimée. Même si le domaine qu'il étudie est plus petit ( $350 \text{ km}^2$ ) que celui de notre modèle, elle représente moins de  $26 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ . Cette erreur est introduite par l'utilisation de moyennes mensuelles dans le bilan de Thornthwaite (THORNTHWAITE, 1948). Les événements pluvieux les plus importants qui constituent l'essentiel des précipitations efficaces dans les climats méditerranéens sont filtrés et n'apparaissent plus dans le bilan. L'irrigation par le canal de Carpentras n'a pas été prise en compte dans notre modèle car, en 2006, la plupart des surfaces irriguées le sont par micro-irrigation.

FAURE estime les prélèvements par pompage en extrapolant à tout le bassin les résultats d'enquêtes sur trois territoires de  $3.14 \text{ km}^2$  pour lesquels il estime connaître tous les ouvrages et leur débit. Or les forages ne sont pas uniformément répartis dans le bassin (Figure 2–19). Ces territoires n'étant pas décrits, il est impossible de savoir s'ils sont représentatifs. Il obtient une valeur 3.5 fois supérieure à la nôtre. Mais FAURE ne précise pas quels sont les ouvrages considérés. Seulement les forages dans le Miocène ou bien

également les puits dans les aquifères superficiels ? Dans le premier cas, les secteurs enquêtés correspondent sûrement à des secteurs à forte densité de forages ce qui entraîne une surestimation. Dans le second cas, la valeur est tout à fait vraisemblable mais ne se rapporte pas au seul réservoir miocène.

L'écoulement souterrain du bilan de FAURE est obtenu à partir de la carte piézométrique, en prenant une transmissivité de  $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Le résultat du calcul ( $274 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ ) est 15 fois plus petit que le flux calculé par le modèle ( $4304 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ ). Il ne concerne que le flux passant entre Bédarrides et Sorgues alors que le modèle tient compte des fuites à travers l'ensemble des limites du bassin mais cela ne suffit pas à expliquer l'écart entre les deux valeurs. Toutefois, compte tenu de l'imprécision des valeurs utilisées pour le calcul à partir de la carte, ce rapport n'est pas aberrant. Le gradient hydraulique et la transmissivité sont très difficiles à estimer. Par contre, le total des pertes par drainance du bilan de FAURE, bien que calculé à partir de valeurs jugées « arbitraires » par l'auteur lui-même, est égal, à 4% près, à la drainance obtenue avec le modèle.

### 5.3.3. Influence de l'exploitation

Le modèle permet de simuler la situation en l'absence de forage. La figure 5-5 présente la différence entre la piézométrie calculée sans pompage et celle calculée avec les pompes dans la couche 4, c'est-à-dire le rabattement moyen par cellule.

Dans l'ensemble, le rabattement est compris entre 0 m et 5 m. Il est supérieur uniquement à l'est d'une ligne passant par Carpentras et Aubignan. Il est maximum au sud d'Aubignan dans la cellule qui contient le site de captage d'AEP de la ville ( $570\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ ). Cet ouvrage aurait donc une influence notable sur la piézométrie locale. Ce résultat concorde avec les plaintes des riverains qui voient leurs forages artésiens se tarir.

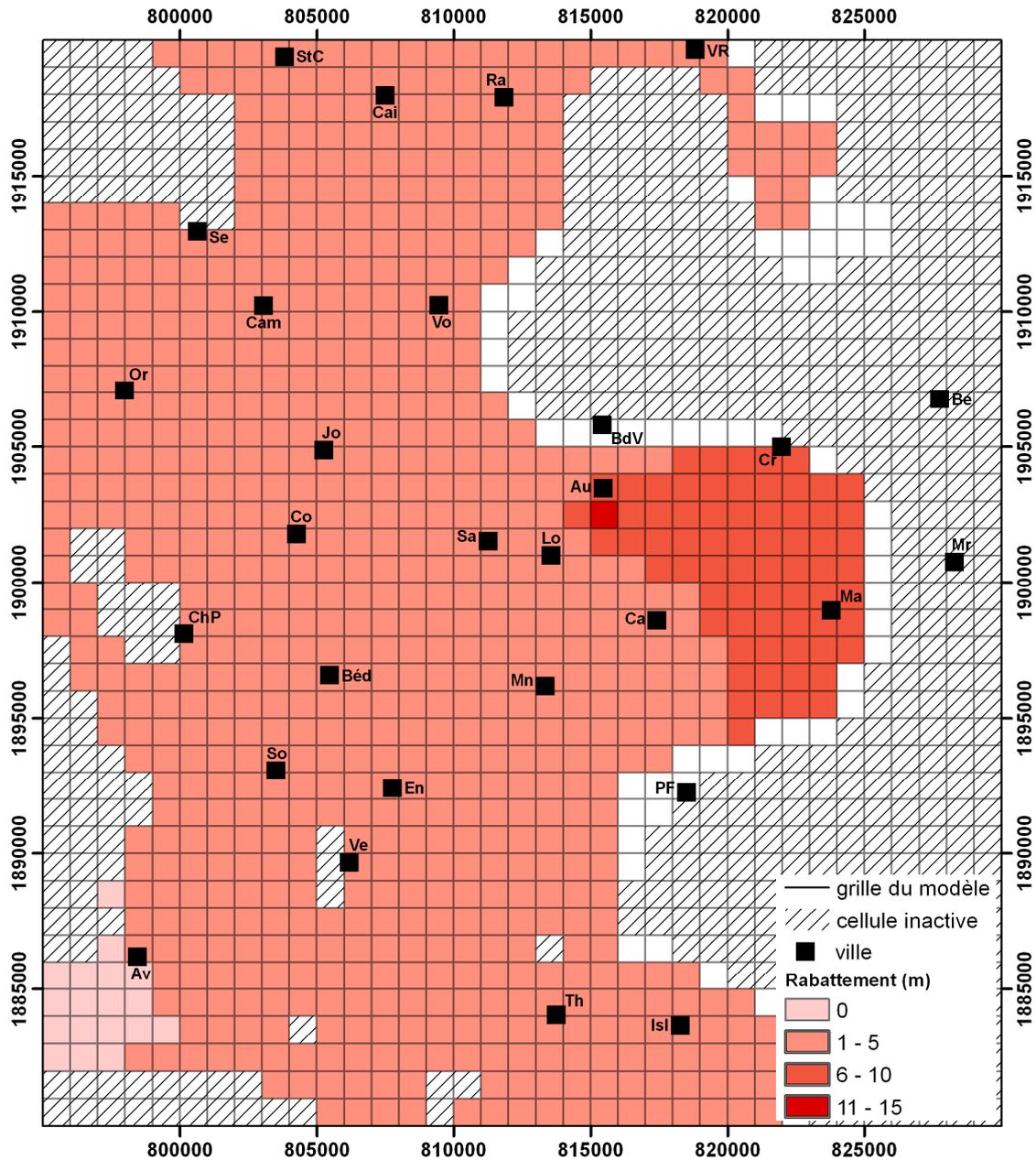


Figure 5-5. Rabattement induit par les pompages dans la couche 4.

La comparaison de l'intensité calculée de l'artésianisme, entre la situation avec et celle sans les pompages confirme ces résultats (Figure 5-6). L'étendue et l'intensité des zones artésiennes diffèrent peu d'une situation à l'autre sauf dans le triangle Beaufort-Beaumes-de-Venise, Montoux et Carpentras où la baisse est sensible. Ce secteur correspond à une forte concentration de forages.

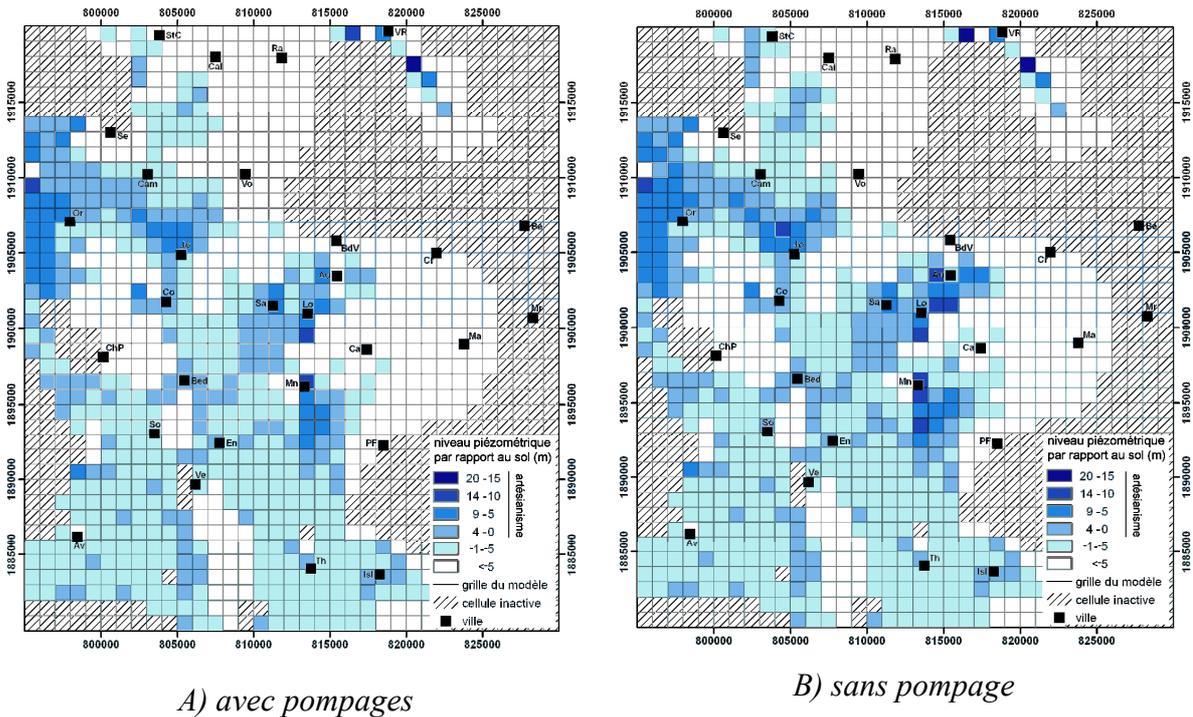


Figure 5-6. Comparaison de l'intensité de l'artésianisme de la couche 4 (A) avec et (B) sans pompage.

Enfin, on peut vérifier que les pompages industriels qui ont été négligés ont une influence supplémentaire faible à l'échelle de la maille. Le secteur le plus sollicité pour des activités industrielles se trouve au nord de Monteux et concentre, sur une seule maille, les plus gros pompages industriels, avec un total de  $590 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$  en moyenne sur l'année. En ajoutant ce pompage dans le modèle, le rabattement supplémentaire est inférieur à 8 cm. Le débit des autres forages industriels ne dépasse pas  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$  en moyenne sur l'année (soit 1.5 fois le débit individuel des autres ouvrages du modèle hors AEP) et sont dispersés sur des mailles différentes. De plus ils se trouvent dans des zones périurbaines comportant d'autres forages (agricoles ou domestiques). Leur participation au rabattement total (quelques centimètres au plus) est donc bien négligeable à l'échelle de la maille, compte tenu des approximations relatives à l'estimation des pompages.

#### 5.3.4. Temps de séjour

Le module MODPATH (POLLOCK, 1994) permet de calculer la trajectoire suivie par une particule d'eau dans l'aquifère modélisé au cours du temps. Cela permet donc de tracer des lignes de courant et d'estimer les temps de séjour. La figure 5-7 montre les trajectoires de particules issues de la bordure est du bassin pour des temps de séjour compris entre 50 ans et 10 000 ans, en projection sur la section de la ligne 25 du modèle. Les lignes de courant passent par le niveau des sables inférieurs (en gris sur la figure). Elles mettent entre 100 ans et 500 ans pour atteindre ce niveau aquifère qu'elles parcourent en quelques siècles puis remontent et émergent au niveau du corridor sableux, axe de drainage principal du bassin, au bout de plusieurs milliers d'années.

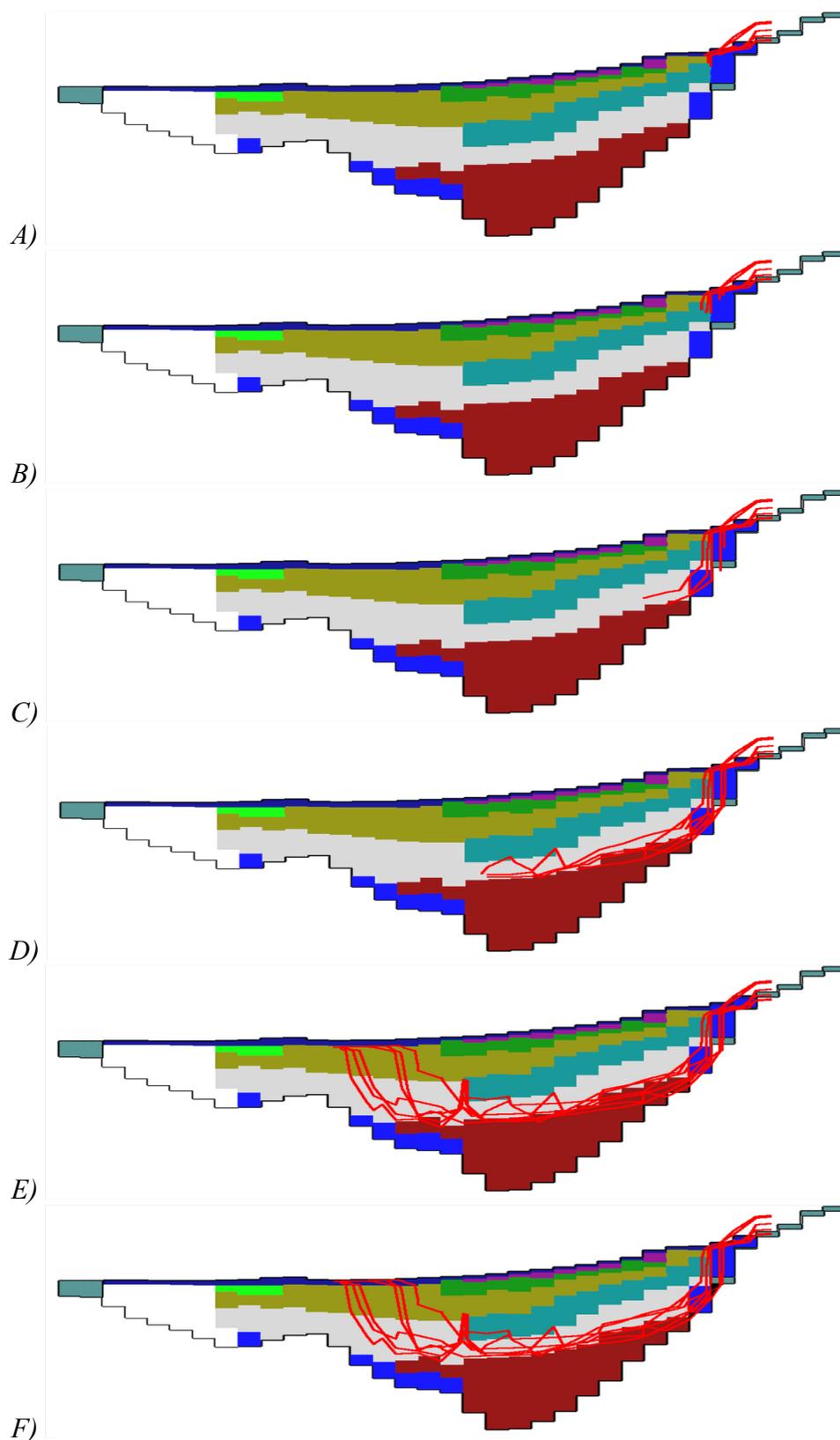


Figure 5-7. Trajectoires suivies par des particules d'eau en provenance de la bordure est après différents temps de séjour : A) 50 ans, B) 100 ans, C) 500 ans, D) 1000 ans, E) 5000 ans, F) 10 000 ans. Les trajectoires sont projetées sur une section suivant la ligne 25 du modèle. Les couleurs correspondent aux zones de conductivités hydrauliques.

Ces résultats sont en conformité avec les temps de séjour déduits des analyses isotopiques (4.2.2) qui donnent des âges radiocarbone de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. Dans le cas des échantillons MOR (74-80), MOR (112-118) et MOR (158-164) prélevés sur le même ouvrage entre packers à des niveaux aquifères différents, les temps de séjour mesurés dépassent les 10 000 ans. En fait l'ouvrage se trouve dans la zone de gradients ascendants de la ligne 25. Les eaux les plus anciennes remontent et se mélangent avec des eaux plus jeunes qui circulent moins profondément. Le résultat de l'analyse isotopique traduit ce mélange. En effet les eaux qui circulent dans le niveau des sables inférieurs présentent des temps de séjour de quelques milliers d'années mais le Burdigalien calcaire et les marnes-argileuses contiennent des eaux beaucoup plus anciennes car les conditions de circulation dans ces terrains sont médiocres. Le modèle indique des temps de séjour de l'ordre de  $10^6$  ans pour des eaux circulant dans le niveau de sables inférieurs. Les flux en provenance du fond étant très faibles à cause des perméabilités très médiocres, le mélange indique un âge moyen entre 10 000 ans et 15 000 ans.

#### 5.4. Discussion et conclusion

La modélisation hydrogéologique du système aquifère du bassin de Carpentras et des plaines d'Orange est réalisée à partir de l'ensemble des résultats déduits de l'observation et de son interprétation : contexte général (chapitre 1), lithologie et géométrie du bassin (chapitre 2), piézométrie et paramètres hydrodynamiques (chapitre 3) et hydrochimie des ions majeurs et isotopique (chapitre 4).

Les résultats fournis par le modèle en régime permanent sont cohérents avec les observations et le bilan des flux est équilibré. Dans toute la partie centrale du domaine modélisé, entre Jonquières, Beaumes-de-Venise, Pernes-les-Fontaines et Entraigues, la piézométrie calculée se superpose bien à la piézométrie interpolée à partir des observations (Figure 5-2). Dans ce secteur, les points de mesure piézométrique sont nombreux et les isopièzes interpolées sont donc une bonne estimation de la piézométrie réelle. Par ailleurs ce secteur correspond à la zone de convergence des flux (chapitre 3) vers le corridor sableux (chapitre 2) et la remontée des lignes de courant (chapitre 4). Ce phénomène est également bien reproduit par le modèle (Figure 5-4). Cette zone est donc très influencée par les drains de surface qui constituent un exutoire important et un élément prépondérant du modèle.

Au nord et à l'est, la hauteur des lignes isopièzes diffèrent de 5 m à 20 m, le modèle les sous-estimant. Au nord, cela pourrait traduire l'existence d'une alimentation à travers la limite du domaine, c'est-à-dire d'un flux en provenance du bassin de Valréas, qui n'a pas été pris compte. Les résultats ne sont toutefois pas aberrants ce qui laisse penser que ce flux n'est pas prépondérant. A l'absence de toute quantification possible, il était envisageable de procéder par calage mais c'était alors s'éloigner de la démarche choisie qui consiste à n'utiliser que les composants du système révélés par l'étude hydrogéologique.

A l'est, la différence pourrait être due en partie à une observation erronée de la piézométrie, l'erreur venant de la difficulté à trouver des points de mesure bien représentatifs de l'aquifère miocène. Beaucoup d'ouvrages sont influencés directement par les nappes superficielles ou par celles du Crétacé supérieur ou de l'Oligocène. Dans ce cas, le niveau de l'eau dans les puits est supérieur à la charge du Miocène. Par ailleurs ce secteur correspond également à une zone de recharge.

La méthode choisie dans notre étude diffère de la démarche de modélisation hydrogéologique qui consiste à faire varier un ou plusieurs paramètres du modèle de façon à ajuster (caler) les résultats calculés aux observations (généralement la piézométrie). Dans cette étude, tous les paramètres du modèle sont implémentés *a priori*. Leur valeur est fixée par déduction de l'observation et ne fait l'objet d'aucun calage. Malgré les simplifications, les calculs relatifs à la piézométrie, à l'artésianisme, à la perte de charge induite par les pompages et aux temps de séjour dans le bassin fournissent des ordres de grandeur conformes aux observations. Ainsi, il semblerait que les éléments pris en compte dans le modèle (géométrie du domaine, structure multicouche, recharge par la pluie et surface drainante) suffisent à expliquer les phénomènes observés.

Le modèle proposé serait imparfait ou incomplet si l'objectif était de simuler divers scénarios d'exploitation de l'aquifère de façon précise, pour permettre des choix de gestion par exemple. Mais l'objectif ici est de comprendre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère. La modélisation n'est pas un but en soi mais un outil pour tester la cohérence des différentes hypothèses issues de l'étude hydrogéologique ; c'est un prétexte à une démarche rationnelle qui oblige à étudier systématiquement tous les aspects du problème (géométrie, lithologie, piézométrie, hydrodynamique) de façon quantitative.

Cet exemple ne remet pas en cause l'intérêt de l'étape de calage dans les cas où les observations sont nombreuses et complètes. Il propose une utilisation de la modélisation plus modeste dans ses ambitions mais qui permet d'atteindre un niveau de compréhension global et intégré du système étudié. On peut alors mieux cibler les aspects mal connus.

Dans le cas du bassin de Carpentras, la ressource ne semble pas menacée d'un point de vue quantitatif dans l'état actuel des choses. En fait les volumes pompés sont compensés en partie par une infiltration plus importante depuis les aquifères alluviaux. Ces derniers étant vulnérables aux pollutions anthropiques, les pompages précarisent la qualité des eaux du Miocène. Il faut donc engager des recherches dans la compréhension des échanges entre l'aquifère du Miocène et les aquifères alluviaux, et du transfert de matière de la surface vers l'aquifère miocène. Cela nécessiterait certainement une modélisation en régime transitoire pour tenir compte de la saisonnalité des phénomènes. Pour les niveaux de safres, on pourra alors utiliser les valeurs d'emménagement du chapitre 3.

## Conclusion générale

Cette étude de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras conduit à des conclusions et des réflexions d'ordre régional et méthodologique. Du point de vue de l'hydrogéologie régionale, elle apporte des connaissances et des éléments de compréhension au fonctionnement général de l'aquifère miocène. Sur le plan méthodologique, elle utilise les trois composantes de l'étude des systèmes aquifères : géologie, hydrodynamique et hydrochimie, et rassemble des résultats obtenus indépendamment en un tout cohérent sous la forme d'un modèle hydrogéologique.

La géométrie du réservoir, tout d'abord, est maintenant mieux définie. Les contours en surface étaient certes connus puisqu'ils suivent les affleurements mais les limites sous couverture et l'organisation des corps sédimentaires n'avaient pas fait l'objet d'une description à l'échelle du bassin. L'étude de l'ensemble des données géologiques disponibles (forages, géophysique pétrolière, cartes et descriptions géologiques), appuyée par les résultats de la campagne de géophysique par tomographie de résistivité électrique, montre que le remplissage miocène du bassin de Carpentras est composé d'un agencement bien organisé de niveaux de sables marneux et de niveaux de sables sableux continus et de grande extension. L'aquifère qui était jusqu'alors considéré comme une formation discontinue de lentilles de sable et d'argile, doit être vu en fait comme un aquifère multicouche dans toute la partie est du bassin.

L'axe de drainage NE-SW, entre Beaumes-de-Venise et Sorgues, bien visible sur les cartes piézométriques, se superpose à un corridor de sables miocènes sableux. Les lignes de courant convergent vers cet axe, remontent et émergent. Cet axe était pris pour une manifestation de l'alimentation de l'aquifère miocène par l'aquifère karstique crétacé supérieur sous-jacent. En fait il s'agit de l'expression conjointe de la distribution des transmissivités, de la topographie et de la géométrie du bassin. Les gradients hydrauliques de ce secteur sont bien ascendants mais uniquement au sein du Miocène. L'alimentation par le karst sous-jacent reste possible car les charges de cet aquifère sont supérieures à celles du Miocène. Néanmoins elle est négligeable à l'échelle du bilan du bassin et, de ce fait, doit être inférieure à  $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (10% du flux qui transite par le réservoir miocène, d'après le modèle hydrogéologique).

Les variations saisonnières de piézométrie observées sur un réseau de 51 points de mesure pendant 20 mois révèlent l'influence de l'activité des pompes. En effet, on note une baisse du niveau d'eau dès la fin de l'hiver avec le début de l'irrigation des cultures sous abris et une remontée à la fin de l'été, après les récoltes et quand les pluies d'automne apportent l'eau nécessaire aux plantes. L'amplitude des variations atteint 10 m au centre du bassin, entre Monteux, Carpentras, Aubignan et Sarrians.

A une échelle inter-annuelle, la comparaison de trois cartes piézométriques et de données qualitatives a permis d'apprécier l'évolution des niveaux sur près d'un siècle. On note une réduction de l'intensité de l'artésianisme (baisse de 5 m à 10 m de la pression) imputable à la multiplication des forages. Cette appréciation est fondée sur des

témoignages qualitatifs car, par ailleurs, aucune tendance monotone (à la baisse ou à la hausse) n'apparaît entre les niveaux mesurés dans les années 1960 (période des premières mesures archivées) et ceux de 2003-2005, à la précision des cartes piézométriques près (supérieure à 10 m). D'un point de vue quantitatif l'aquifère du Miocène subit la pression anthropique mais la ressource ne serait pas menacée si l'exploitation et la recharge restent inchangées.

Les résultats fournis par l'hydrochimie viennent conforter les hypothèses de fonctionnement formulées auparavant. L'analyse géostatistique des concentrations en ions majeurs ne révèle aucune structure pouvant s'apparenter à des linéaments hydrochimiques le long des accidents géologiques du substratum. Ce constat va dans le sens d'une absence de recharge significative par les aquifères sous-jacents. En effet un flux important d'eaux très minéralisées devrait marquer les eaux du Miocène. De plus le schéma lithologique et celui des circulations au sein de l'aquifère expliquent les distributions des concentrations en nitrate et des valeurs de l'indice qualitatif de temps séjour  $i$  ( $i = \frac{Mg^{2+} \times (Na^+ + K^+)}{(Ca^{2+})^2}$ ).

Enfin les longs temps de séjour, estimés à partir de l'activité en carbone-14 du carbone minéral total dissous, montrent que les circulations sont extrêmement lentes. Les calculs du modèle correspondent bien à ces estimations. L'infiltration de polluants depuis la surface compromettrait donc irrémédiablement la qualité des eaux de l'aquifère miocène. En ce qui concerne les contaminations nitratées, souvent révélatrices de l'impact anthropique, rien ne garantit, en l'état actuel des connaissances, une dénitrification naturelle. En effet, les zones encore épargnées sont celles qui n'ont pas été atteintes par les nitrates. D'ailleurs la comparaison des concentrations entre les campagnes d'analyse de 1985, 1996 et 2004-2005 indiquerait une réduction de leur surface, et par conséquent une extension de la contamination. Compte tenu des vitesses de circulation, la qualité de l'aquifère pourrait se dégrader en quelques décennies.

Du point de vue méthodologique, le fait de fixer pour objectif l'élaboration d'un modèle hydrogéologique force à une approche scientifique systématique et rigoureuse. Tous les éléments doivent être quantifiés et, à défaut de données précises, les hypothèses doivent être clairement formulées et argumentées au mieux, sous peine de rendre la démarche incohérente. Une connaissance minimale du réservoir, de son remplissage, de sa structure et de sa géométrie devient indispensable. Le suivi de la piézométrie à différentes échelles de temps s'impose comme un élément primordial pour confronter les résultats du modèle avec les observations.

Rappelons que ces éléments d'hydrogéologie *physique* (par opposition aux apports de l'hydrochimie) ont permis de construire l'essentiel du modèle. Néanmoins ils sont parfois négligés dans les études hydrogéologiques. L'étude de la lithologie est souvent une entreprise fastidieuse et décourageante, il faut pourtant connaître le contenant pour étudier le contenu. La piézométrie est la seule mesure possible de l'énergie du système. L'établissement et le suivi d'un réseau de mesure des niveaux d'eau sont contraignants. Mais à long terme ils peuvent apporter des renseignements précieux sur les circulations dans l'aquifère, l'évolution de celles-ci, leurs relations avec la recharge et les aquifères voisins. Avec l'utilisation des capteurs et des enregistreurs modernes, l'observation de phénomènes rapides devient possible. L'étude de l'effet barométrique est alors un outil

pour estimer la valeur du coefficient d'emmagasinement (rarement connu par les essais de pompages sur des ouvrages agricoles ou domestiques) et pour évaluer le confinement de l'aquifère.

Dans un contexte bien connu, l'hydrochimie est alors un outil pour confirmer ou infirmer les hypothèses de fonctionnement formulées suite aux études géologique et hydrodynamique. Elle distingue les différentes zones de recharge, l'éventuelle structuration des écoulements ou des échanges entre aquifères et permet d'estimer les temps de séjour. Tous ces éléments viennent en complément pour tester la vraisemblance du modèle.

Finalement, le modèle est construit sans calage à partir des seuls éléments connus. Le calage ne ferait que compenser les erreurs et les simplifications commises. La confrontation des résultats des calculs aux observations permet de déceler des incohérences et des aspects incomplets. La modélisation n'est pas utilisée comme un outil de prévision mais comme un moyen de tester le niveau de compréhension du système et la vraisemblance des hypothèses de fonctionnement. Enfin on peut alors projeter des études complémentaires pour confirmer, compléter ou corriger le modèle.

Suite à cette étude, les prélèvements apparaissent comme la principale inconnue du système. L'estimation qui en a été faite est réaliste mais elle nécessiterait d'être confirmée par une enquête spécifique. Toutefois une approche directe paraît difficile compte tenu de la frilosité des usagers, particuliers comme professionnels, à aborder le sujet et leur crainte d'une redevance. Une approche statistique est envisageable mais elle risque d'être difficile à valider.

La recharge de l'aquifère miocène intègre la pluie efficace sur plusieurs années. En fait les terrasses alluviales jouent le rôle d'un réservoir intermédiaire qui filtre le signal de la pluie. L'étude des échanges entre les systèmes alluviaux et le système miocène est donc primordiale pour préciser les conditions de recharge de l'aquifère profond. De plus elle permettrait de mieux comprendre les transferts de contaminants entre ces entités. L'objectif est à la fois fondamental car il exige d'examiner dans quelles conditions des contaminants, dont certains sont dégradables, peuvent atteindre un aquifère profond artésien, et appliqué car utile pour prendre des mesures préventives de protection conséquentes.

Enfin, l'aquifère miocène du bassin de Carpentras pourrait constituer une région intéressante pour confronter des méthodes de datation des eaux à long temps de séjour en milieu carbonaté. La méthode par le carbone-14 trouve en effet ces limites : âges radiocarbone de plusieurs dizaines de milliers d'années, échanges avec la matrice carbonatée, présence de gypse dans certains secteurs.