



**HAL**  
open science

# Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France)

Frédéric Lalbat

► **To cite this version:**

Frédéric Lalbat. Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France). Hydrologie. Université d'Avignon, 2006. Français. NNT: . tel-00397722

**HAL Id: tel-00397722**

**<https://theses.hal.science/tel-00397722>**

Submitted on 23 Jun 2009

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Académie d'Aix-Marseille  
Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse

THESE  
pour obtenir le grade de  
docteur de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse

Discipline : Sciences de la Terre  
Spécialité : Hydrogéologie  
École Doctorale 380 – Sciences et agronomie

présentée par

Frédéric Lalbat

Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du  
Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France)

soutenue le 2 novembre 2006, devant le jury composé de :

Bernard Blavoux	Professeur, Université d'Avignon	Président
Olivier Banton	Professeur, Université d'Avignon	Directeur de thèse
Didier Graillot	Directeur de Recherche, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne	Rapporteur
Christian Leduc	Directeur de Recherche, Institut de Recherche pour le Développement	Examineur
Séverin Pistre	Professeur, Université de Montpellier II	Rapporteur
Jean-Michel Puig	Maître de Conférence, Université d'Avignon	Examineur



## Apprentissage (avant-propos)

Mon travail s'est déroulé dans le cadre confortable d'une précieuse allocation de recherche assortie d'un monitorat, et suivie d'un poste d'attaché temporaire d'enseignement et de recherche. Malgré la précarité – pomme de discorde de cette année 2006 – de ces contrats, ils m'ont permis de vivre l'expérience de la thèse sans me soucier de mes conditions matérielles.

Pourtant cette situation a peut-être quelque peu endormi ma clairvoyance. Trop séduit par la tiédeur de la facilité, je me suis engagé sur une plaine brumeuse et froide, sans carte, sans boussole, sans arbres et sans m'en rendre compte. J'étais bien couvert et je ne devais pas chasser pour me nourrir. Mon bâton de pèlerin dans une main, l'autre tendue en avant pour ne pas heurter trop fort les obstacles invisibles : j'ai pris la route.

Au cours de mon périple j'ai rencontré de nombreux voyageurs. Certains couraient, d'autres marchaient à reculons, pour être dans le sens du vent. J'en ai vu assis, immobiles depuis des années, bien ancrés sur leur position. Il y en a un qui avait les yeux fermés : quitte à ne rien voir autant l'avoir choisi. Les pessimistes prétendaient que le brouillard ne se lèverait pas. Et moi j'étais bien au chaud, dans ma parka d'allocataire.

Mais il faut avoir froid pour vouloir survivre.

Dans un endroit tranquille, à l'abri des regards, et pourtant au milieu de tous, dans le brouillard, j'ai jeté mon barda encombrant.

Nu, j'ai vu le Soleil.

*Juillet 2006*



---

## Remerciements

Avant de l'aborder, je croyais cet exercice des remerciements difficile. En fait, il l'est. Difficile mais pas fastidieux, car il n'y a alors plus de place pour relater les écueils, l'amertume passagère, les périodes de découragement. Le temps, la mémoire et le travail en ont fait des réussites, des souvenirs constructifs et durables, et des moments de doute cartésien.

Ce travail de quatre ans est restitué dans ce document sous sa forme scientifique et impersonnelle. Je profite donc de ces dernières pages liminaires pour rappeler qu'en marge des aspects et des échanges scientifiques, j'ai vécu de nombreuses rencontres. Certaines n'ont duré qu'un instant, j'en ai manquées quelques unes et d'autres grandissent peu à peu en une amitié que j'espère durable.

Même si je vais à l'encontre du protocole, je souhaite adresser mes premières pensées de reconnaissance aux personnes que j'ai croisées lors de mes prospections dans le bassin de Carpentras. Pour la plupart, je ne saurais citer leur nom et très peu auront un jour l'occasion de lire ces quelques lignes. Pourtant ce sont eux qui m'ont guidé vers chaque puits ou forage auquel j'ai eu accès ; ce sont elles qui m'ont ouvert leur région, encore rurale malgré l'expansion des *villes tentaculaires*. J'ai découvert un monde que j'ignorais où la rusterie cache la chaleur humaine et l'accueil, où la brutalité cache la sympathie, où le langage parfois simpliste cache une grande ingéniosité pragmatique et une véritable conscience de l'environnement qui nous entoure. J'ai rencontré des gens qui lèvent la tête au ciel ; ils regardent les nuages le jour et la Lune la nuit ; ils n'y cherchent pas un émerveillement béat mais des repères pour marcher sur terre.

Ces contacts sur le terrain ont souvent été facilités par Michel Briès, Guy Faure ou Patrick Granger. Ils m'ont transmis une part du savoir qu'ils ont accumulé au fil de leurs interventions techniques dans le bassin. C'est grâce aux petites conversations avec Michel ou Patrick que ma curiosité s'est accrue et que la nécessité d'une vision nouvelle du système aquifère est apparue. Quant à la thèse de Guy, elle occupera toujours une place de choix, sinon sur l'étagère de mon bureau, dans ma mémoire.

Ce travail de thèse a été engagé grâce à la volonté de Bernard Blavoux, alors directeur du Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA), et à Olivier Banton qui a accepté d'en assurer la direction scientifique. Ce dernier a su me laisser autonomie et indépendance pour mener ce projet. Il m'a ainsi poussé à me forger des convictions scientifiques fortes et à trouver les nécessaires arguments pour les étayer. Jean-Michel Puig n'a jamais été avare de son temps pour développer des conversations scientifiques longues et avisées ; son esprit méticuleux multiplie les questions comme d'autres les petits pains et son bureau est une jungle où les points d'interrogations cherchent des réponses à leur mesure.

Je suis très reconnaissant à Séverin Pistre et Didier Graillet, qui ont accepté le rôle de rapporteurs, et à Christian Leduc, examinateur, pour leurs remarques et leurs critiques constructives sur mon manuscrit, ou devrais-je dire tapuscrit.

Ma recherche a été encouragée par l'intérêt de certains agents des organismes gestionnaires. Je pense en particulier à Sophie Vannier et Jean-Pierre Penel qui m'ont ouvert les portes de la Chambre d'Agriculture de Vaucluse. Je reste encore marqué par la

motivation et la modestie de Sophie. Je remercie Vincent Mayen et Laurent Cadilhac (Agence de l'Eau RMC) pour leur soutien ; et Guy Valencia (DIREN-PACA) et Françoise Beaumont (DDAF de Vaucluse) qui m'ont permis d'accéder à de précieux documents en m'ouvrant leurs archives. J'espère que le groupe de travail auquel vous participez maintenant saura relever le défi de convaincre les décideurs de mettre en place une politique de gestion à long terme de l'aquifère.

De nombreuses personnes m'ont fourni une aide occasionnelle et toutefois précieuse. Je souhaite évoquer et remercier en particulier : Brigitte Bouquet (CIRAME), qui est à l'origine de l'essentiel des données climatiques ; Jean-Philippe Malet, pour ces conseils dans l'usage du GPS ; Nicolas Rampenoux et Marc Moulin (BRGM), qui m'ont transmis les chroniques de piézométrie enregistrées par le BRGM ; et Reynald Syracuse (SITA), qui m'a communiqué les relevés effectués sur le piézomètre du CET d'Entraigues.

Je remercie tous les membres du LHA et du Département de Géologie qui ont tous participé à mon travail : Yves Travi, qui a pris le relais à la direction du laboratoire ; Vincent Vallès, pour ses éclairages sur l'étude des variables régionalisées ; Christophe Emblanch, pour qui un problème ne semble pas en être un pour peu que l'on puisse s'entraider ; Vincent Marc et Anne-Laure Cognard-Plancq, pour leurs relectures ; Dominique Pawlowski, qui a guidé mes premiers pas d'enseignant ; Claude Galzi, qui m'a montré comment résumer la cartographie en six heures de TD ; Roland Simler, un touche à tout qui collectionne aussi les questions ; Michel Daniel qui donne une note toute provençale à la vie du labo ; Milanka Babik, volontaire et dynamique (*faudrait pas qu'ça traîne, non plus*) ; Ginette Daniel et Richard Barachia, qui se sont succédés au secrétariat et qui m'ont aidé dans mes relations avec les autres services de l'Université avec un égal dévouement.

Bien sûr, je n'oublie pas Yves Bellion, alias Jean-Claude ou Ray, lui aussi du LHA. Je pouvais bien le faire patienter quelques lignes avant de lui donner une place de choix : un paragraphe pour lui tout seul. Je le remercie évidemment pour la relecture extrêmement attentive qu'il a faite des premiers chapitres de mon manuscrit mais je retiendrai surtout la simplicité des moments passés avec lui durant cette année de rédaction, sa générosité et ses astuces pour réaliser la meilleure confiture de figues en quantité.

Au labo, il y aussi les gens de passage plus ou moins long : Christelle, Seifu et Alex qui m'ont inculqué les rudiments des pratiques de survie durant une thèse ; Benjamin mon compagnon d'apprentissage ; Véronique et Cécile, deux étoiles souriantes, leur présence seule était réconfortante dans les moments de doute, je leur adresse ma sincère affection ; Maxime, un co-terrien peu banal ; Thibaut, Sylvain et Emilie qui assurent la relève ; tous les stagiaires et visiteurs venus au labo pour quelques jours ou quelques mois, en amenant toujours dans leurs bagages soleil, animation et bonne humeur.

Enfin, et comme dernière reconnaissance, je souhaite au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon de nombreuses et belles années de recherche. Qu'il sache se maintenir à son haut niveau de compétence. Que les femmes et les hommes, les techniciens, ingénieurs, administratifs, enseignants et chercheurs qui le composent et le font vivre sachent unir leurs talents et leur volonté.

*Décembre 2006*

à Fatima qui a supporté discrètement les inconvénients  
d'aimer un passionné





# Sommaire

<i>Introduction</i>	<b>11</b>
<b>1. Cadre de l'étude</b>	<b>13</b>
1.1. Situation géographique	14
1.2. Évolution géologique régionale depuis le Trias	16
1.3. Contexte géologique local	22
1.4. Hydrogéologie générale du bassin de Carpentras	30
1.5. Contexte et objectifs de la présente étude	35
<b>2. Géométrie et remplissage du réservoir aquifère</b>	<b>37</b>
2.1. Introduction	38
2.2. Deux schémas géologiques	40
2.3. Étude de la bordure est par tomographie électrique	51
2.4. Schéma de remplissage de l'ensemble du bassin	62
2.5. Conclusion	76
<b>3. Piézométrie et hydrodynamique</b>	<b>77</b>
3.1. Précision des mesures piézométriques et des courbes isopièzes	78
3.2. Piézométrie générale de l'aquifère molassique	78
3.3. Relations avec les autres aquifères	80
3.4. Suivis piézométriques	86
3.5. Paramètres hydrodynamiques	105
3.6. Étude de l'effet barométrique et des marées terrestres sur la piézométrie	110
3.7. Conclusion à l'étude des paramètres hydrodynamiques et de la piézométrie	130
<b>4. Hydrochimie</b>	<b>133</b>
4.1. Hydrochimie des ions majeurs	134
4.2. Temps de séjour des eaux	154
4.3. Évolution spatio-temporelle	163
4.4. Apports de l'étude hydrochimique dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène	167

---

<b>5. Modélisation hydrodynamique de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras</b>	<b>169</b>
<b>5.1. Rappels des principaux résultats des chapitres précédents</b>	<b>170</b>
<b>5.2. Description du modèle</b>	<b>170</b>
<b>5.3. Résultats</b>	<b>178</b>
<b>5.4. Discussion et conclusion</b>	<b>189</b>
<b>Conclusion générale</b>	<b>191</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>195</b>
<b>A1. Communication présentée le 5 octobre 2005 à Alicante (Espagne) à l'International Workshop « From data gathering and groundwater modelling to integrated management » (4-8 octobre 2005)</b>	<b>205</b>
<b>A2. Distribution des conductivités hydrauliques du modèle hydrogéologique</b>	<b>213</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>221</b>
<b>Liste des figures</b>	<b>223</b>
<b>Table des matières</b>	<b>229</b>

Ce document est disponible en ligne à l'adresse suivante :

[http://frederic.lalbat.free.fr/these/these\\_LALBAT\\_2006\\_Hydrogeol\\_Carpentras.pdf](http://frederic.lalbat.free.fr/these/these_LALBAT_2006_Hydrogeol_Carpentras.pdf)

## Introduction

Bien que moins spectaculaire que la source de Fontaine-de-Vaucluse, l'aquifère miocène du bassin de Carpentras renferme une ressource régionale d'importance actuelle et future. Il constitue un immense réservoir exploité dans tout le bassin et pour tous les usages. L'eau d'excellente qualité qu'il contient irrigue de nombreuses exploitations agricoles, alimente des milliers d'habitants et fait l'objet d'une mise en bouteille. Malgré l'importance des intérêts économiques et sanitaires en jeu, le fonctionnement de l'aquifère molassique est encore très mal connu et les conséquences d'une exploitation parfois inconsidérée ne sont pas évaluées.

Devant la teneur élevée en nitrate de certaines nappes alluviales, un territoire du bassin regroupant onze communes a été classé zone vulnérable aux nitrates par arrêté préfectoral conformément à la directive 91/676/CEE du 12/12/1991. Depuis 1994 cette zone bénéficie d'attentions particulières en matière de communication, de concertation, de sensibilisation et d'initiation aux démarches et pratiques raisonnées de fertilisation. Mais si l'aquifère alluvial fait l'objet d'un suivi, l'aquifère miocène, par contre, est souvent considéré comme une ressource protégée des pollutions anthropiques à cause de son caractère captif ou semi-captif sur la majeure partie du bassin.

Pourtant les campagnes d'échantillonnage menées à l'occasion de travaux de recherche universitaire dans les années 1980 puis 1990, montrent que certains forages profonds présentent des teneurs en nitrate qui ne peuvent pas être attribuées à une contamination naturelle. Parce qu'elles semblent éparpillées au milieu de concentrations plus faibles, ces fortes teneurs sont souvent expliquées par la conception ou la vétusté supposées de l'étanchéité de l'ouvrage alors qu'elles pourraient être révélatrices ou conséquences d'une contamination de l'aquifère profond.

D'un point de vue quantitatif, le constat d'une baisse flagrante de la charge de l'aquifère dans les zones artésiennes du bassin au début des années 1980 a alerté certains organismes publics de gestion de la ressource et un piézomètre de suivi a été creusé et équipé dès 1996. Deux ouvrages sont venus compléter ce réseau en 2004.

Les circulations dans l'aquifère miocène sont très lentes et l'évolution d'une éventuelle contamination anthropique se déroule à l'échelle de plusieurs décennies. Cette inertie implique de prendre des mesures préventives adaptées. Contrairement à des mesures curatives qui permettent de communiquer sur les améliorations qu'elles apportent au fur et à mesure des progrès constatés, une démarche préventive est très peu motivante car on ne peut pas évaluer son efficacité immédiate. En effet, comment connaître la situation en l'absence d'action ? De plus comment mobiliser et engager les décideurs, les gestionnaires et les usagers alors que l'aquifère fournit encore à tout le monde une eau conforme aux normes de potabilité ?

Le travail de recherche présenté dans ce document se fonde sur l'ensemble des études précédentes et a pour but d'apporter une vision actualisée et synthétique du

fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère miocène. Alors que la connaissance du système étudié s'est toujours heurtée à sa complexité, l'objectif, ici, est d'expliquer les phénomènes observés par les seuls éléments accessibles. En résumé, la question posée est : ce que l'on sait suffit-il à expliquer tout ce que l'on voit ? Il ne s'agit donc pas de développer un aspect plutôt qu'un autre mais d'examiner tous les éléments nécessaires à une compréhension globale.

Cette démarche est rendue possible par l'utilisation de la modélisation hydrogéologique qui permet de rassembler les différents éléments du système en un tout. Le formalisme mathématique de cet outil exige une conceptualisation et une simplification des phénomènes. Ces deux processus doivent être très rigoureux pour distinguer l'essentiel de l'anecdotique. Au final le modèle à base physique donne une image, non pas directement de la réalité, mais de la compréhension que l'on en a.

L'acquisition de données nouvelles a eu pour but de compléter et d'actualiser les données antérieures : une campagne de géophysique par tomographie de résistivité électrique (13 km de panneaux) pour comprendre l'organisation lithologique des bordures du bassin ; un suivi des niveaux d'eau dans les forages (51 points de mesure pendant vingt mois) pour actualiser la carte piézométrique et étudier la dynamique de l'aquifère au cours du temps ; une campagne d'analyses chimiques des ions majeurs (100 échantillons) pour tenter de dégager des tendances dans l'évolution qualitative des eaux de l'aquifère.

Le premier chapitre présente le contexte géographique, géologique et hydrogéologique du bassin de Carpentras. C'est l'occasion de dresser le bilan des connaissances sur le bassin à partir d'une revue bibliographique.

Le deuxième chapitre détaille la géométrie de l'aquifère du Miocène et propose un schéma lithologique adapté aux besoins de la modélisation hydrogéologique. A cause des données de forages peu précises et à cause de la lithostratigraphie complexe du remplissage miocène, l'étude du réservoir était restée grossière et insuffisante. A partir de l'étude des forages et des résultats de la campagne de géophysique électrique, ce chapitre apporte un premier niveau de compréhension et donne un canevas pour les chapitres suivants.

La piézométrie et l'hydrodynamique font l'objet du chapitre 3. La charge de l'aquifère miocène est étudiée en suivant l'évolution des niveaux au cours de l'année et en comparant les cartes piézométriques établies pour différentes périodes sur 30 ans. Ce chapitre montre aussi comment l'analyse de l'effet barométrique sur le niveau de l'eau dans les forages peut pallier le manque de valeurs du coefficient d'emmagasinement issues des pompages d'essai.

Dans le 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.

Enfin le chapitre 5 regroupe les principaux résultats fournis par le modèle hydrogéologique construit à partir des éléments développés aux chapitres précédents.

*Puisqu'on ne peut être universel et savoir tout ce qu'on peut savoir sur tout, il faut savoir un peu de tout. Car il est bien plus beau de savoir quelque chose de tout que de savoir tout d'une chose ; cette universalité est la plus belle.*

*Pascal, Pensées*

## 1. Cadre de l'étude

Ce premier chapitre présente le contexte géographique, géologique et hydrogéologique du bassin de Carpentras. C'est l'occasion de dresser le bilan des connaissances générales sur le bassin à partir d'une revue bibliographique. Après avoir défini les limites géographiques de l'étude, quelques rappels sur l'histoire géologique du Sud-Est de la France depuis le Trias permettent d'aborder la description géologique du bassin de Carpentras. Puis un inventaire des magasins aquifères présents donne un premier aperçu de la complexité de l'hydrogéologie locale. Enfin quelques précisions placent ce travail dans un contexte de gestion de la ressource.

## 1.1. Situation géographique

Le bassin de Carpentras se situe dans le Sud-Est de la France, à proximité de la vallée du Rhône dans le département du Vaucluse. C'est une vaste plaine (600 km<sup>2</sup>) située au nord-est d'Avignon et qui s'étend autour de Carpentras et de Monteux, en allant d'Orange à Pernes-les-Fontaines (Figure 1-1). Il s'agit de la moitié sud d'un ensemble géographique et géologique plus vaste qui comprend le bassin de Valréas. Le bassin de Carpentras est limité par des massifs montagneux à l'est et à l'ouest : massif de Lafare-Suzette (ou de Gigondas ou des Dentelles de Montmirail), mont Ventoux, plateau de Vaucluse, butte de Thouzon, collines de Châteauneuf de Gadagne, de Vedène, de Châteauneuf du Pape, d'Orange, et massif d'Uchaux. Au nord la région communique avec le bassin de Valréas, à travers les plaines d'Orange (la limite entre les deux bassins se situe entre le massif d'Uchaux et celui de Lafare-Suzette). Au sud elle s'ouvre vers la vallée de la Durance.

Le Bassin de Carpentras est parfois appelé Comtat Venaissin par abus de langage, confusion ou appropriation marketing. La définition du Comtat est attachée à l'histoire politique complexe de cette région disputée par les Comtes de Toulouse, de Provence et par la Papauté. Le terme même de « venaissin » semble dérivé de Vénasque, village à la limite sud du Bassin de Carpentras et qui a abrité l'évêché durant un temps. Ces imprécisions laissent la place à des usages très différents. Actuellement « Comtat Venaissin » désigne tantôt la région de Valréas, tantôt celle de Carpentras, tantôt l'ensemble des deux ; certains y associent Avignon, d'autres encore étendent cette zone jusqu'à St-Christol ou Apt. Pour éviter toute ambiguïté, il est préférable d'utiliser uniquement l'expression « bassin de Carpentras » pour désigner la région étudiée.

Le réseau hydrographique y est dense. Le Rhône constitue le collecteur de tous les cours d'eau. Au nord, le bassin est parcouru par l'Aygues qui traverse les plaines d'Orange et l'Ouvèze qui rejoint le fleuve en aval de Sorgues. A l'est et au sud, les cours d'eau venant des reliefs mésozoïques périphériques convergent au nord de Sorgues pour rejoindre l'Ouvèze. Les principaux sont la Nesque, l'Auzon, la Mède, le Brégoux, la Grande Levade et le réseau des Sorgues issu de la Fontaine de Vaucluse.

L'agriculture a connu son développement maximum pendant les « Trente Glorieuses ». Depuis les années 1980, elle est en mutation mais toujours très active. Les parcelles du centre du bassin sont occupées par des cultures de céréales, de prairie, de fleurs (sous abris), de pieds de vignes mères (porte-greffe) et du maraîchage (souvent sous abris, parfois hors-sol) ; les coteaux sont dominés par la vigne ; les vergers sont disséminés dans tout le bassin.

La topographie du bassin proprement dit est peu marquée avec des altitudes qui s'étalent de 30 m à 250 m depuis le secteur de Sorgues jusqu'aux bordures de l'est. Néanmoins la région est dominée par les massifs mésozoïques au relief accusé, situés à proximité immédiate du bassin. Le mont Ventoux culmine à 1909 m, le plateau de Vaucluse s'étend entre 500 m et 1000 m d'altitude et le massif de Lafare-Suzette atteint 627 m.



Figure 1-1. Contexte géographique des bassins de Carpentras, au sud, et de Valréas, au nord (fond : SCAN Régional®). Le contour noir indique les limites des bassins molassiques.



Les agglomérations urbaines du bassin sont toutes en expansion. Carpentras, Monteux, Althen-des-Paluds, Entraigues-sur-Sorgues et Sorgues s'alignent sur un axe en fort développement qui traverse le bassin d'est en ouest. La limite ouest du bassin est bordée par Vedène, Sorgues, Bédarrides, Courthézon et Orange en allant du sud au nord. Pernes-les-Fontaines et Sarriens complètent cette liste des principales villes de la région.

La région se trouve dans la partie septentrionale de la zone climatique méditerranéenne. Les précipitations sont marquées par deux périodes pluvieuses, en automne et au printemps, et une saison sèche en été. Les hauteurs normales de pluie définies par Météo France s'élèvent à 633 mm à Carpentras et 660 mm à Avignon. Elles sont concentrées sur moins de 100 jours par an (CELLE, 2000).

## 1.2. Évolution géologique régionale depuis le Trias

La morphologie actuelle du Bassin de Carpentras est un héritage de l'histoire géologique du Sud-Est de la France depuis le début du Mésozoïque (Figure 1-2). Après une longue période d'érosion post-hercynienne (COUREL *et al.*, 1984), la région subalpine subit les transgressions triasique puis liasique et se retrouve submergée par une mer joignant la mer germanique à la Mésogée (CURNELLE et DUBOIS, 1986). Dès lors, du Trias à la fin du Crétacé, la sédimentation marine s'effectue en continu (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977).

Au Trias, le bassin du Sud-Est reste peu profond et l'évaporation forte. Durant cette période, le socle subit une subsidence contrôlée par le jeu des failles majeures N50°-60°E sous l'effet du début d'une phase de distension est-ouest. Une sédimentation évaporitique se développe sur des épaisseurs atteignant plus de 1000 m (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977).

Du Lias au Malm inférieur, l'ouverture marine est-ouest se poursuit et le bassin évolue progressivement vers un milieu marin profond de plus en plus ouvert sur la mer alpine. Les phases de régression au Lias supérieur et au Dogger ne sont sensibles qu'en bordure du bassin ou sur les seuils (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977 ; CURNELLE et DUBOIS, 1986). Ainsi l'actuelle région de Carpentras, située au centre de cette région, connaît une évolution marine ouverte générale et continue jusqu'à la fin de l'Oxfordien (DEBRAND-PASSARD *et al.*, 1984a). Tout au long de cette période, la subsidence est continue (CURNELLE et DUBOIS, 1986) et toujours contrôlée par les failles majeures N 50°-60° E. Le Lias inférieur est marqué par une sédimentation calcaire pouvant atteindre 500 m (BOINET, 1996). Puis une série argilo-marneuse se développe sur plus de 3000 m d'épaisseur à partir du Lias supérieur et englobe la formation des Terres Noires qui est présente dans tout le bassin sub-alpin (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977).

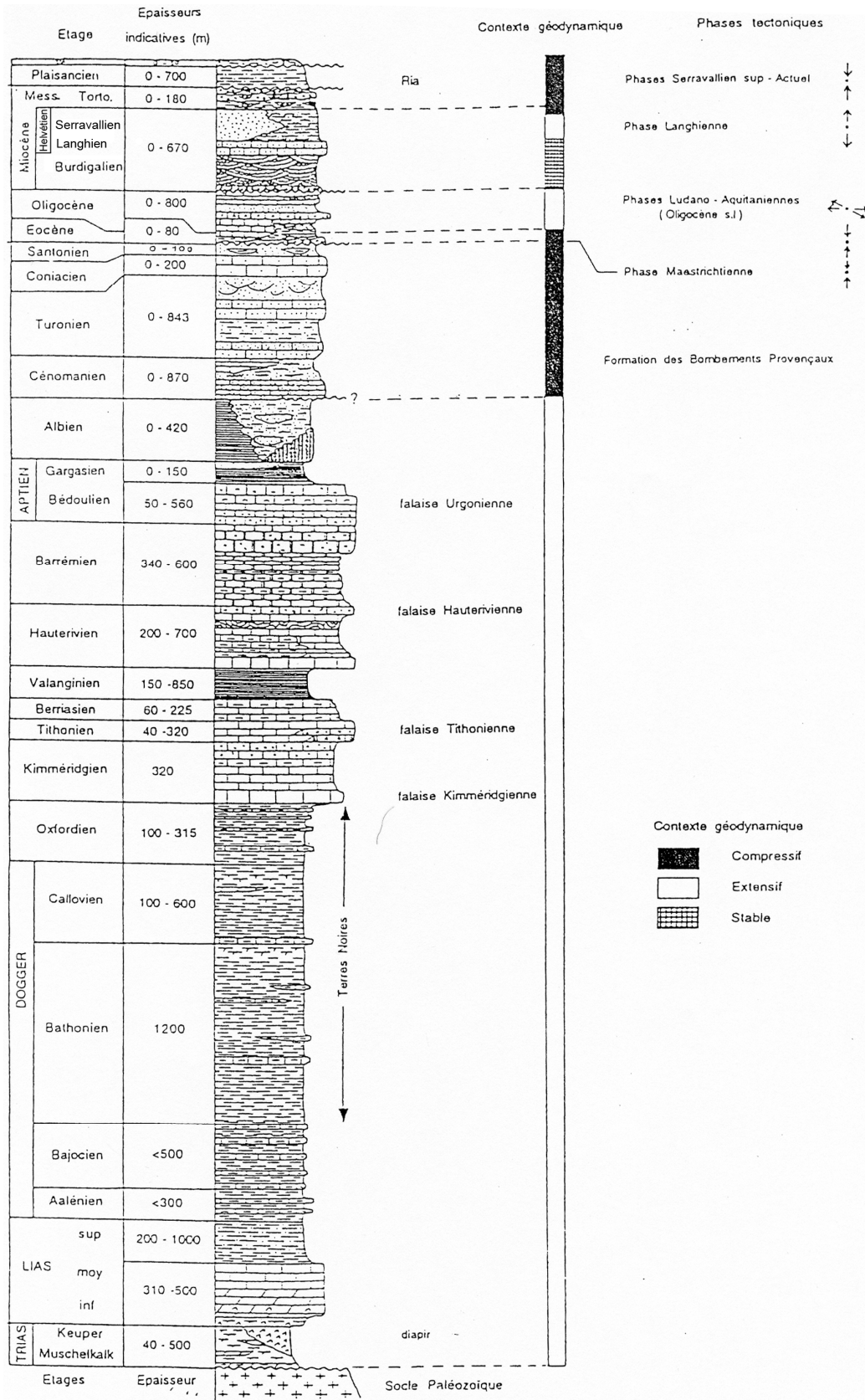


Figure 1-2. Colonne stratigraphique depuis le Trias établie pour le sud-est de la France (modifiée d'après BOINET, 1996)

Le Jurassique supérieur apparaît comme une période charnière dans l'évolution du bassin (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977). Les seuils structuraux qui marquaient encore une limite partielle entre le bassin du sud-est et la mer alpine ont complètement disparu. La région devient une marge passive (CURNELLE et DUBOIS, 1986) largement ouverte à l'est. Un profond sillon E-W situé entre Provence et Dauphiné (fosse vocontienne) reçoit de faibles épaisseurs (100 à 400 m) de dépôts argilo-carbonatés alors que dans les régions sub-alpines, la sédimentation est marquée par des faciès de plate-forme de plus en plus carbonatés (ENAY *et al.*, 1984) sur une épaisseur atteignant 1500 m par endroit.

Au Crétacé inférieur, les zones de sédimentation conservent l'orientation E-W acquise à la fin du Jurassique. Au Néocomien, la fosse vocontienne, profonde, reçoit des dépôts marneux pélagiques d'épaisseur limitée (inférieure à 500 m), tandis que de part et d'autre, les sillons dauphinois (au nord) et nord-provençal (au sud) accumulent 1000 à 1500 m de formations de plate-forme externe avec un terme valanginien argileux à la base et un terme hauterivien calcaire au sommet (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977). Ce dernier marque le début de la séquence argilo-calcaire à faciès urgonien qui s'étend jusqu'au Bédoulien. Le Crétacé inférieur enregistre le début d'une phase de compression N-S qui entraîne la formation de rides anticlinales E-W.

De l'Aptien au Turonien, cette dynamique compressive N-S se poursuit accompagnée d'une réduction des zones de sédimentation. La fosse vocontienne accumule jusqu'à 500 m de marnes bleues et de turbidites gargasiennes dans les Baronnies et le Diois (MÉDIONI, 1984). Certaines rides émergent, notamment une large zone E-W reliant l'ancien haut-fond du Moyen-Verdon au haut-fond occitan : c'est l'isthme ou bombement durancien (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977 ; PHILIP *et al.*, 1984). Dès lors ces zones émergées reçoivent des dépôts continentaux et lacustres avec le développement de latérites et de bauxites (CURNELLE et DUBOIS, 1986) et leur érosion commence. Dans le même temps, les zones de bordures enregistrent des séquences de dépôts détritiques grossiers (sables, grès, calcaires bioclastiques) dépassant 1500 m au forage de Suze-la-Rousse, au sud du bassin de Valréas (DEBRAND-PASSARD *et al.*, 1984b).

Cette évolution structurale provoque l'individualisation du bassin sub-alpin puis sa fermeture progressive. Au sud, d'abord, le bombement durancien le sépare du bassin sud-provençal ouvert à l'ouest sur la mer pyrénéo-provençale. Au nord, ensuite, le seuil dauphinois limite les échanges avec la mer de la Craie. Au Sénonien ces mouvements tectoniques entraînent l'émersion définitive du bassin, rejetant le domaine de sédimentation plus à l'est, dans la mer alpine. Du Santonien à la fin du Crétacé et jusqu'au Lutétien, l'ensemble de la région reste émergé et subit une érosion qui atteint le Barrémien.

Le Paléocène et l'Eocène dans le sud-est de la France sont des périodes essentiellement continentales marquées par une forte érosion et le début d'une tectonique en distension qui entraîne une sédimentation éparse, localisée dans de petits bassins ou fossés temporaires. Les dépôts sont très variés (sables, grès, brèches, conglomérats, argiles, calcaires lacustres, évaporites) (MONTENAT, 1968 ; CAVELIER *et al.*, 1984).

A l'Eocène supérieur (Priabonien), la tectonique en extension ouvre le rift ouest-européen (CAVELIER *et al.*, 1984 ; SISSINGH, 2001). C'est un système de fossés discontinus, allongés NNE-SSW, s'étendant de la Méditerranée à la Mer du Nord (DEZES *et al.*, 2004). La sédimentation qui s'installe durant tout l'Oligocène demeure essentiellement continentale mais les fossés enregistrent néanmoins de grandes épaisseurs, plusieurs centaines de mètres, parfois plus de mille mètres, comme dans les bassins de Valence ou de Valensole, à cause de la subsidence (ALABOUVETTE *et al.*, 1984 ; CAVELIER *et al.*, 1984 ; SISSINGH, 2001). Les faciès, essentiellement détritiques et évaporitiques, sont très variés (BRASSEUR, 1962 ; TRIAT *et TRUC*, 1972).

Après la longue période continentale qui avait débuté au Crétacé supérieur, le Miocène inférieur marque le début d'une nouvelle séquence globalement transgressive (Figure 1-3) dans le bassin sub-alpin (GIGNOUX, 1950). La mer progresse par le sud, d'abord timidement, dans les dépressions laissées par l'Oligocène, puis elle s'étend progressivement aux interfluves et à l'ensemble de la région au Burdigalien (RUBINO *et al.*, 1990). Au Miocène moyen, le sillon péri-alpin est occupé par un milieu marin continu depuis la Méditerranée jusqu'à la Bresse et la Suisse (DEMARCO, 1970 ; DEMARCO *et al.*, 1984 ; SISSINGH, 1998). Quelques hauts-fonds hérités de la dynamique paléogène forment des seuils et divisent le bassin rhodano-provençal en sous-bassins juxtaposés caractérisés par une lithostratigraphie propre (DEMARCO, 1970 ; RUBINO *et al.*, 1990 ; BESSON, 2005). Malgré quelques mouvements régressifs au cours du Miocène, le domaine marin se maintient de façon permanente jusqu'au Tortonien.

Cette mer péri-alpine reçoit les matériaux arrachés aux jeunes reliefs alpins. Les faciès rencontrés sont typiques des remplissages bioclastiques des bassins molassiques (DEMARCO *et al.*, 1984). On y trouve des séries conglomératiques, parfois glauconieuses à la base, des calcarénites de granulométrie variée, riches en débris coquilliers — c'est la molasse calcaire ou pierre du midi employée comme matériau de construction (PHILIPPE, 1987) — des argiles plus ou moins sableuses et micacées qui s'apparentent au faciès schlier d'Autriche (GIGNOUX, 1950) et des niveaux sablo-argileux appelés safres dans le Vaucluse. L'ensemble de la série atteint une puissance de plus de 700 m au centre des sous-bassins.

L'organisation stratigraphique du remplissage miocène est complexe. Il est tentant de chercher à attribuer des significations stratigraphiques aux faciès rencontrés (GIGNOUX, 1950 ; DEMARCO, 1970, 1971) mais on se heurte à la « conclusion évidemment paradoxale d'une transgression qui arrive sur les bords d'un bassin avant d'en avoir envahi le centre » (GIGNOUX, 1950, p 605). La stratigraphie séquentielle apporte une nouvelle vision et propose un remplissage du bassin miocène rhodano-provençal en 10 séquences de dépôt qui présentent chacune un cortège transgressif, représenté par les molasses calcaires et un cortège de haut niveau marin argilo-calcaire à argilo-sableux dominé par les vagues de beau temps ou de tempête (LESUEUR *et al.*, 1990 ; RUBINO *et al.*, 1990 ; CRUMEYROLLE *et al.*, 1991 ; BESSON *et al.*, 2005). Par la prise en compte de phases tectoniques synsédimentaires et de phases d'érosion fluviatile, cette approche permet d'expliquer des contacts anormaux par un empilement composite des dépôts, déboitements et emboitements se succédant (BESSON, 2005). Ces mêmes contacts étaient interprétés auparavant comme des variations latérales de faciès (GIGNOUX, 1950 ; DEMARCO, 1970, 1971 ; FAURE, 1982).

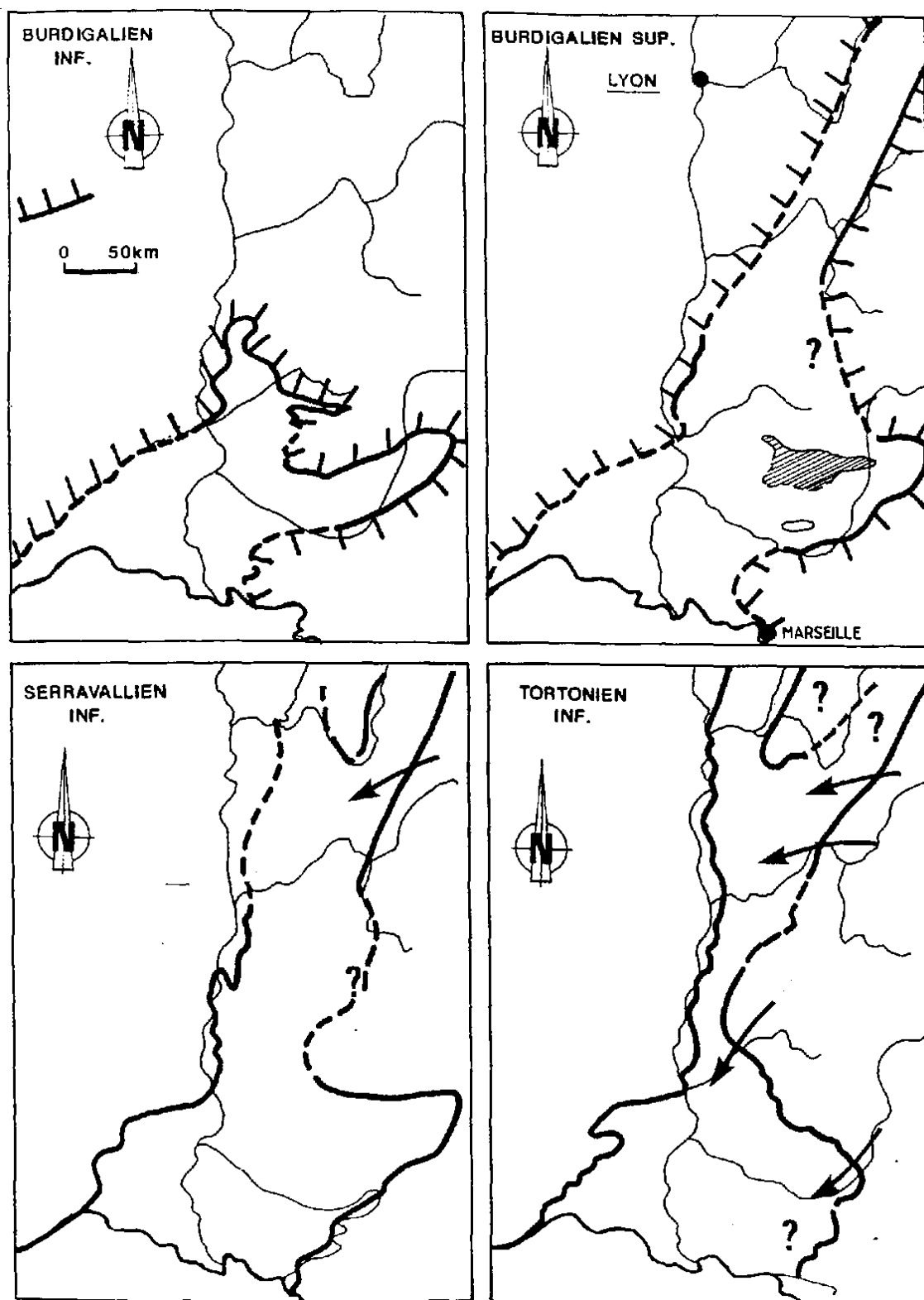


Figure 1-3. Limites de la transgression miocène du Burdigalien au Tortonien (RUBINO et al., 1990)

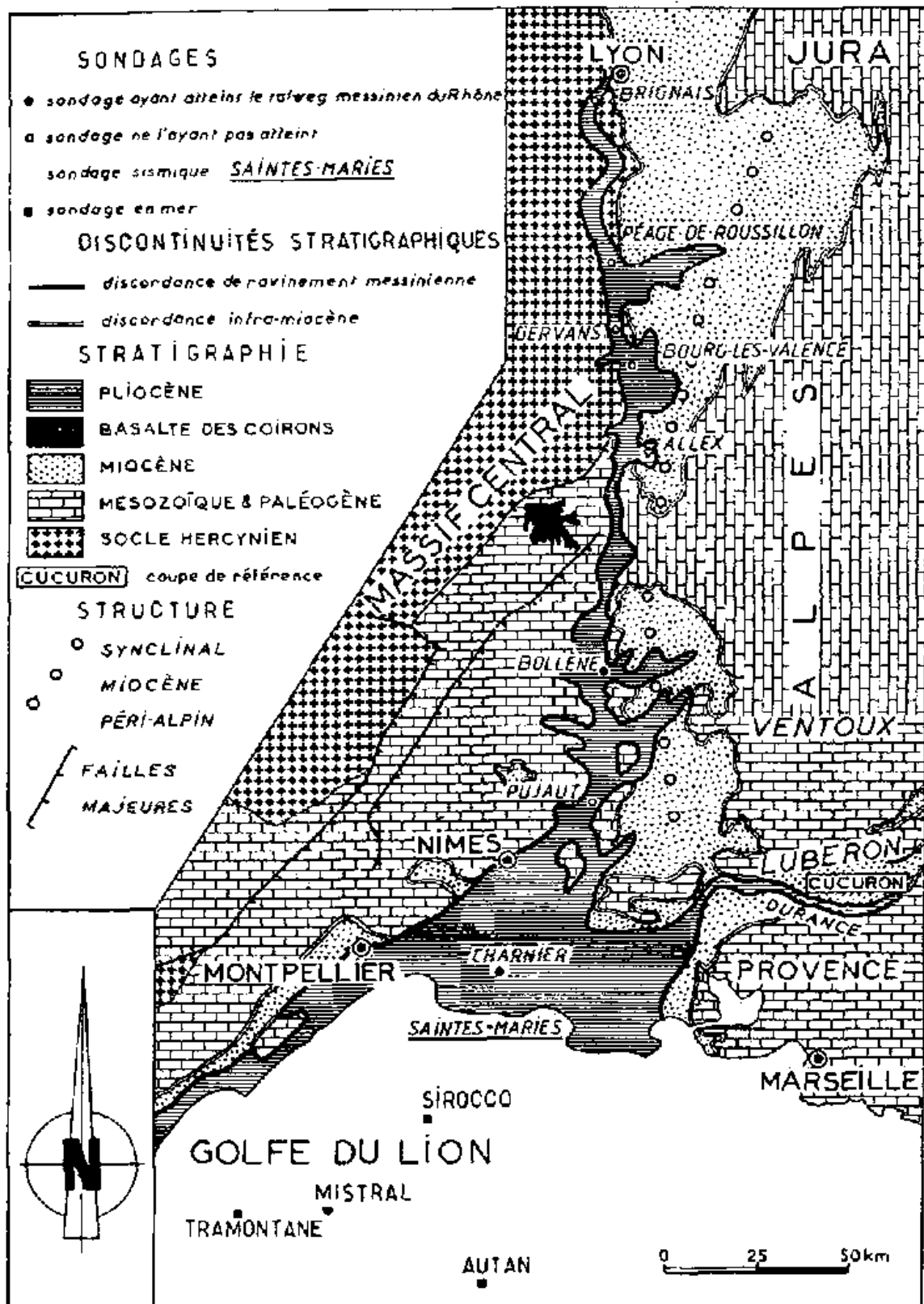


Figure 1-4. Extension de la ria pliocène de la vallée du Rhône (CLAUZON, 1982)

Au Tortonien, la mer entame une régression lente mais uniforme (DEMARCOQ *et al.*, 1984) sous l'effet de l'accélération de la dynamique alpine de serrage du bassin rhodano-provençal (CHAMPION *et al.*, 2000). La sédimentation est faible et essentiellement continentale (SISSINGH, 2001).

Au Messinien, la chute brutale du niveau de base de plus de 1500 m par suite de l'assèchement partiel de la Méditerranée (vers – 5.8 Ma) provoque une profonde incision par le réseau hydrographique : le Rhône et ses affluents creusent de véritables canyons (près de 600 m pour le Rhône à Bollène), de puissantes décharges caillouteuses se déversent sur les piedmonts, les réseaux karstiques se développent dans les calcaires urgoniens. La crise messinienne est très brève, de l'ordre de 0.5 Ma (CLAUZON, 1982, 1999). Elle prend fin avec la remise en eau brutale du bassin méditerranéen (vers – 5.3 Ma). Cette brusque transgression marque le passage au Pliocène. La mer envahit les vallées, créant une vaste ria très digitée depuis la Méditerranée jusqu'au sud de Lyon (Figure 1-4). Le Pliocène est une période de comblement des anciens canyons par des conglomérats puis d'épaisses formations argileuses et enfin par des sables. Ces dépôts discordants peuvent atteindre 700 m d'épaisseur en basse vallée du Rhône (BALLESIO, 1972 ; BALLESIO *et al.*, 1984).

Le Quaternaire marque le début d'une nouvelle période de creusement aboutissant au paysage actuel. L'alternance de phases d'érosion et de phases d'alluvionnement au rythme des périodes glaciaires dessine la morphologie de vallées en terrasses.

### 1.3. Contexte géologique local

#### 1.3.1. Tectonique

Comme l'ensemble du bassin du sud-est de la France, le bassin de Carpentras hérite des structures hercyniennes N 50°-60° E. Située entre les Pyrénées et les Alpes, cette région subit les contrecoups de la construction de ces massifs durant tout le cycle alpin. Une succession de phases distensives E-W du Trias au Jurassique supérieur puis compressives N-S durant le Crétacé provoque des rejeux de failles majeures et l'apparition de structures plissées E-W (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977). Ainsi au Crétacé supérieur, le bassin de Carpentras apparaît comme un panneau surélevé, coïncé entre la faille de Nîmes et la faille de la Fontaine de Vaucluse-Mazan (Figure 1-5).

A partir du Priabonien, une phase tectonique distensive marque le début de l'ouverture du rift cénozoïque européen. Ce régime provoque le rejeu en décrochement et en faille normale des principaux accidents mésozoïques et induit une structuration en horsts et grabens d'axe principal NE-SW (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977 ; CASAGRANDE, 1989 ; CHAMPION *et al.*, 2000 ; SISSINGH, 2001 ; DEZES *et al.*, 2004).

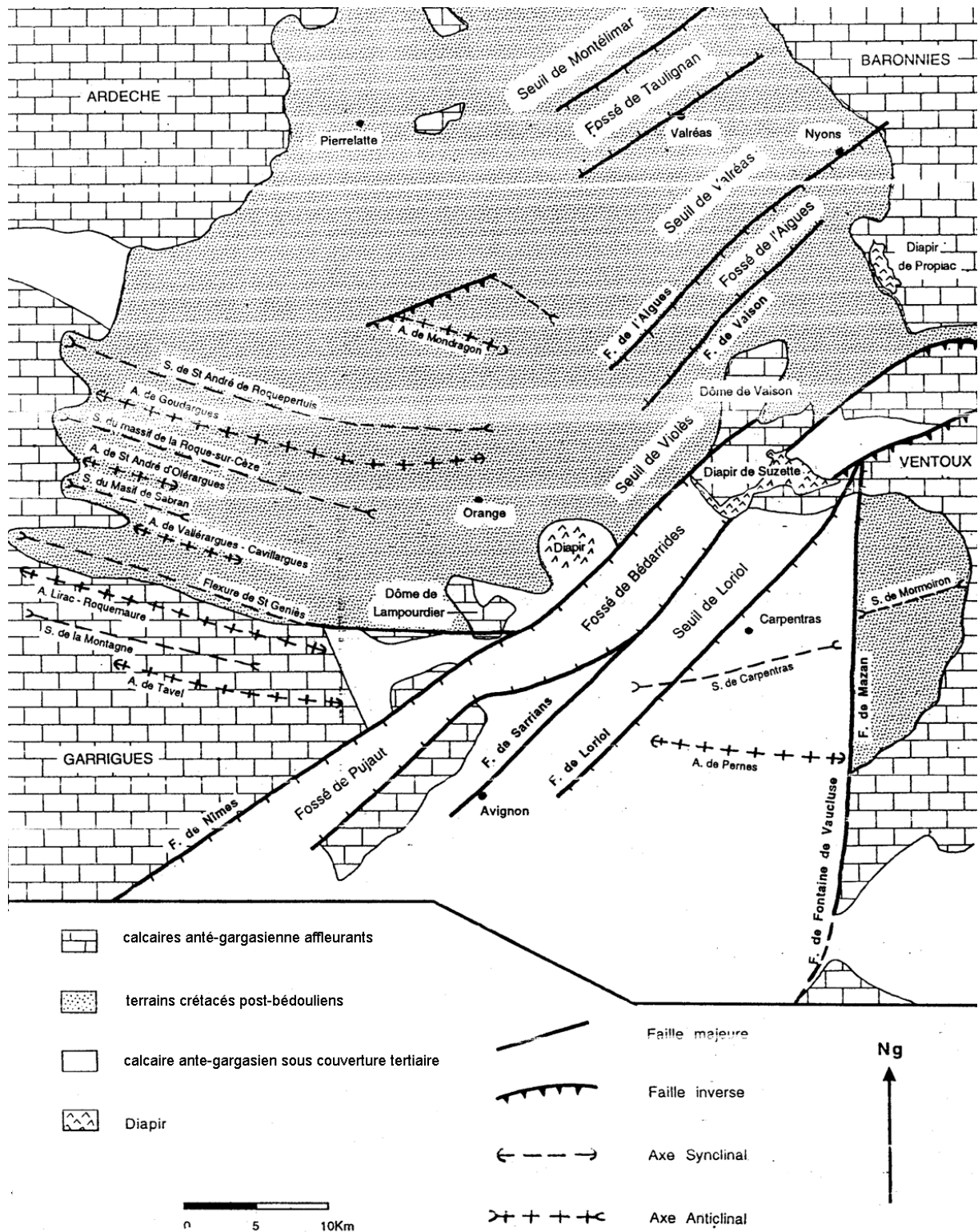


Figure 1-5. Écorché ante-Tertiaire du bassin de Carpentras (BOINET, 1996)



Suit une phase compressive subméridienne sous l'effet de la poussée de l'Arc alpin qui provoque la mise en place définitive des structures E-W actuelles (axe Ventoux-Lure, Lubéron), le soulèvement des bordures du bassin et son émergence. C'est cette dynamique de bassin d'avant-pays qui sépare le bassin de Valréas, à forte subsidence, de celui de Carpentras, à subsidence réduite, par un seuil d'axe SO-NE passant par Vaison, Propiac, Violès et Courthézon (CASAGRANDE, 1989 ; HUNEAU, 2000). Le déroulement de cette compression est controversée mais, qu'ils soutiennent des arguments en faveur d'un « intervalle de temps assez bref » (CHAMPION *et al.*, 2000, p 81 ; SISSINGH, 2001) ou d'un « continuum de déformation du Miocène moyen au Pliocène supérieur » (CASAGRANDE, 1989, p 20), les auteurs s'accordent pour situer l'essentiel de la déformation avant le Messinien. Les interprétations de la stratigraphie séquentielle du bassin (BESSON *et al.*, 2005) indiquent le même âge.

### 1.3.2. Lithostratigraphie du Tertiaire du bassin de Carpentras

#### **Anté-Oligocène**

La période d'érosion du Sénonien à l'Eocène moyen est particulièrement intense sur le panneau du bassin de Carpentras, entre la faille de Nîmes et celle de Fontaine-de-Vaucluse-Mazan. Elle rabote la surface jusqu'au Barrémien-Bédoulien. Dans le même temps, au nord de la faille de Nîmes, dans le bassin de Valréas (DEMARCO, 1964), et à l'est de la faille de Fontaine-de-Vaucluse-Mazan, dans le bassin de Bédoin-Mormoiron (TRIAT et TRUC, 1972 ; BLANC *et al.*, 1975b ; MONIER *et al.*, 1987), l'érosion est moins intense et la sédimentation continentale se poursuit sous la forme de faciès d'altération (cuirasses latéritiques, sables ocreux, sables blancs) issus des grès et quartzites glauconieux albo-cénomaniens, puis d'argiles et calcaires à attapulгите (BLANC *et al.*, 1975a).

#### **Oligocène**

La phase distensive de l'Oligocène amorcée dès le Priabonien dessine des aires de dépôt plus étendues constituées par les fossés d'effondrement. Les formations priaboniennes et oligocènes affleurent largement mais uniquement sur le pourtour est du bassin de Carpentras (Figure 1-6). Elles marquent nettement la limite avec le sous-bassin de Bédoin-Mormoiron. La grande variété des faciès peut être envisagée à travers trois ensembles de formations particulièrement remarquables.

Un immense cône de déjection s'étale au nord de Crillon-le-Brave. Il est à cheval sur le bassin de Carpentras et celui de Bédoin-Mormoiron (TRIAT et TRUC, 1972 ; MONIER *et al.*, 1987). Cette formation peut atteindre 200 m d'épaisseur et est constituée d'une alternance de marnes argileuses et de lentilles conglomératiques (MONIER *et al.*, 1991). Elle se trouve en contact sur les calcaires urgoniens dans sa partie ouest (bassin de Carpentras) et sur les dépôts albo-cénomaniens et éocènes dans le bassin de Bédoin-Mormoiron. Elle marque ainsi clairement l'intensité différente de l'érosion dans ces bassins.

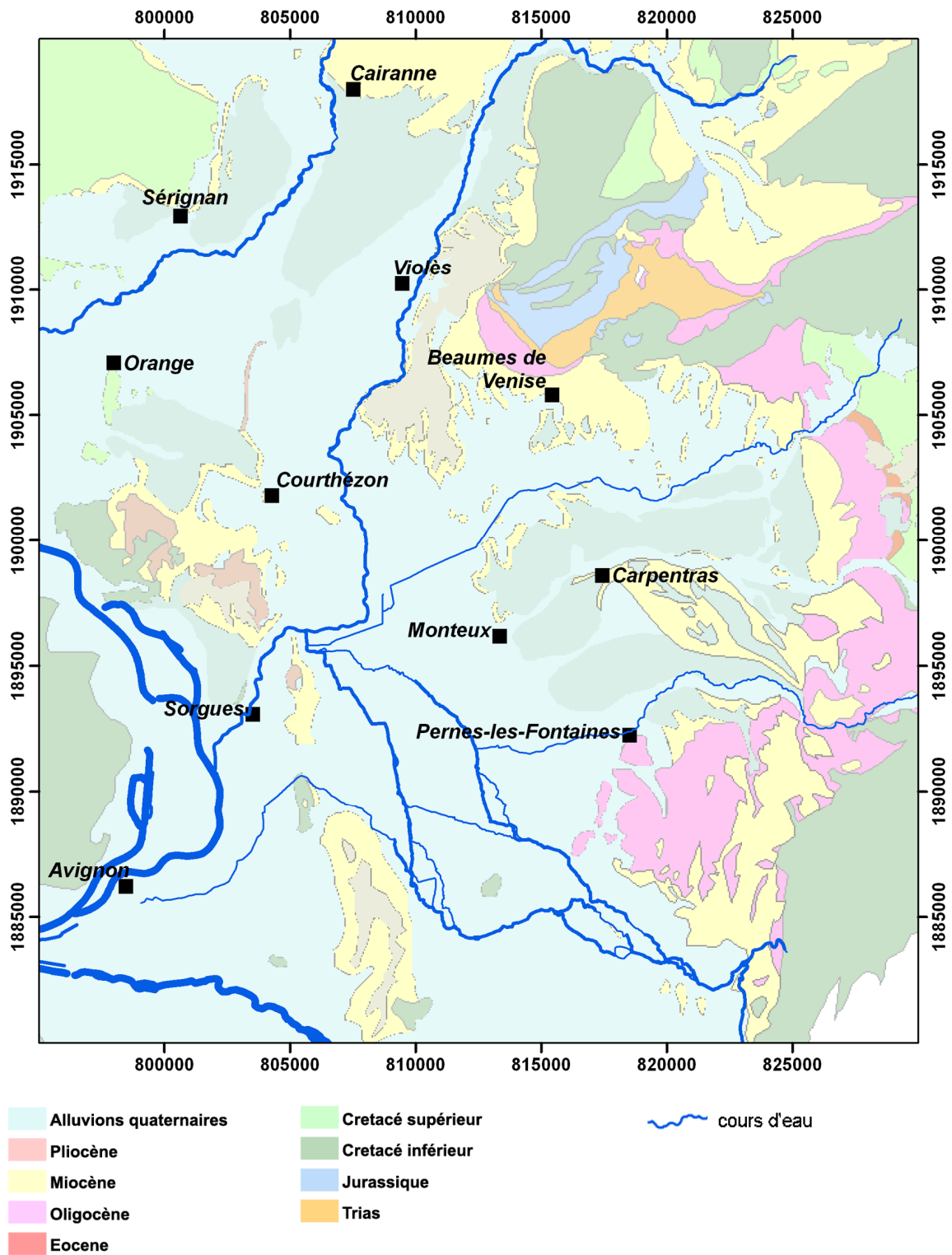


Figure 1-6. Carte géologique simplifiée du bassin de Carpentras et du sous-bassin de Bédoin-Mormoiron

En allant vers le sud, de Crillon-le-Brave à Blauvac, le long de la limite entre les bassins de Carpentras et de Bédoin-Mormoiron, s'étend une puissante accumulation de sables et d'argiles verts où dominent les smectites alumino-ferrifères accompagnées d'attapulгите. Cette série de 80 à 100 m d'épaisseur est attribuée au Priabonien inférieur. Le sommet de ce complexe argileux détritique s'enrichit progressivement en niveaux carbonatés et dolomitiques (Priabonien supérieur) qui forment la colline du Limon (TRIAT et TRUC, 1972 ; BLANC *et al.*, 1975a). Une importante lentille de gypse (jusqu'à 50 m d'épaisseur) s'intercale entre les niveaux argilo-calcaires.

Enfin, sur la bordure sud-est du bassin de Carpentras, entre Blauvac et Velleron, les terrains oligocènes sont attribués au Rupélien. Il s'agit d'un ensemble de formations argilo-calcaires et argilo-sableuses. Les nombreuses lentilles de gypse ont généralement une puissance maximum de 30 à 40 m mais elle est estimée à plus de 100 m dans la carrière de Malemort (TRIAT et TRUC, 1968 ; BLANC *et al.*, 1975a ; BLANC *et al.*, 1975b). Les matériaux détritiques proviennent essentiellement du Massif Central. La série évaporitique et carbonatée s'achève par des calcaires lacustres massifs attribués au Chattien. L'ensemble peut atteindre 100 à 150 m d'épaisseur.

Malgré leur grande variété de faciès, les terrains oligocènes des bordures du bassin de Carpentras forment un ensemble cohérent. Ce sont des formations carbonatées et évaporitiques, contrôlées en grande partie par les apports détritiques issus de l'érosion et de l'altération des reliefs créacés, dans le bassin de Bédoin-Mormoiron, et des terrains du Massif Central, dans le massif de Pernes. Ces dépôts s'envoient progressivement sous le Miocène en allant vers l'intérieur du bassin mais leur extension et leur épaisseur sous couverture sont inconnues.

### Miocène

La transgression miocène envahit le bassin de Carpentras à partir du Burdigalien. Jusqu'au Tortonien, la sédimentation témoigne d'un environnement marin littoral à influence tidale (molasse calcaire, marne, sable argileux). Néanmoins, il ne s'agit pas d'un simple empilement stratigraphique. Les affleurements burdigaliens sont toujours en contre-haut des dépôts langhiens et serravaliens (helvétiques) sur tout le pourtour du bassin. Ces observations ont conduit à développer une nomenclature géologique descriptive basée essentiellement sur les faciès et variable selon les auteurs. Le tableau 1-1 rassemble les terminologies employées sur les cartes géologiques au 1/50 000 qui couvrent le bassin. Il rend compte de la diversité lexicale et des correspondances entre les termes désignant les mêmes formations (GIGNOUX, 1950 ; DEMARCQ, 1970, 1971).

La stratigraphie séquentielle décrit le remplissage du bassin de Carpentras comme la succession de six séquences (de S1 à S6) reconnues dans l'ensemble du bassin rhodano-provençal (Figure 1-7). Ces séquences correspondent aux complexes burdigaliens et langhiens-serravaliens (l'Aquitainien et le Tortonien sont absents du bassin actuel). Leur succession est marquée par une phase d'incision fluviale, provoquée par une chute du niveau marin relatif, au Burdigalien supérieur (haut de la séquence S2). Ainsi les marnes sableuses de type schlier, langhiennes (cortège transgressif de la séquence S3), se déposent sur une surface d'érosion et combrent des réseaux de vallées creusées au Burdigalien supérieur. L'ampleur de l'incision atteint 300 m dans le bassin de Carpentras, preuve d'une déformation régionale plicative burdigalienne selon BESSON (2005) et BESSON *et al.*(2005).

	Orange	Vaison-la-Romaine	Avignon	Carpentras										
Langhien-Serravalien (=Helvétien)	m2	m2a	Helvétien	m3-4 (300 à 400 m)	Sables et grès molassiques (« safres helvétiques ») de Carpentras	m2aS	Sables et marnes sableuses							
								m2a2 (> 100 m)	Sables de Valréas					
Langhien	Helvétien													
								m2a4	Conglomérat des Traversiers					
								m2a3	Conglomérat à divers niveaux					
Langhien														
								m2a1 (10 m)	Faciès calcaire. Grès roux du Comtat					
Langhien														
								m3G (5 à 20 m)	Grès roux du Comtat					
Langhien														
								m3S (>300 m)	Sables et grès indifférenciés à niveaux marneux (0 à plus de 100 m) intercalés. Ensemble sous-jacent aux grès roux du Comtat.					
Langhien														
								m3M (100 m)	Marnes gréseuses					
Burdigalien-Langhien	m1	m1bM (0 à 40 m) (attribué au Burdigalien)	Marnes bleues de Caumont (ou de Faucon)	m2	m2S (10 à 20 m)	Molasse sablo-gréseuse	m2aA (?)	Argiles calcaires bleues						
									m2M (280 m) (attribué au Burdigalien mais faune langhienne et helvétique signalée)	Marnes de Caumont faciès marneux faciès sablo-limoneux				
Burdigalien	Burdigalien	m1bC (0 à 50 m)	Faciès calcaire classique	m2	m2C (2 à 35 m)	Molasse calcaire : calcaires bioclastiques	m1b6 (10 à 15 m)	Calcaires grossiers à Cellopora						
									m1b3	Faciès argilo-calcaire induré	m1b5	Molasse calcaire (20 m)		
													m1b2	Faciès argilo-calcaire à débit en miches
									m1b1	Calcaire glauconieux et quartzeux	m1b3 (15 m)	Marnes et calcaires argileux gris-beige		
													(0 à 3 m)	A la base, « parfois des passées caillouteuses ou des conglomérats à galets verdis »
											m1b1 (50 m)	Molasse inférieure de Saumane		
					à la base, passées caillouteuses à galets verdis									

Tableau 1-1. Récapitulatif et correspondance des termes descriptifs de terrains miocènes rencontrés dans le bassin de Carpentras sur les cartes géologiques et dans les notices explicatives des feuilles au 1/50 000 de Orange (CHAMPENOIS et al., 1971 ; DESOIGNIES, 1971), Vaison-la-Romaine (MONIER et al., 1987 ; MONIER et al., 1991), Avignon (MONJUVENT et al., 1991a ; MONJUVENT et al., 1991b) et Carpentras (BLANC et al., 1975a ; BLANC et al., 1975b).

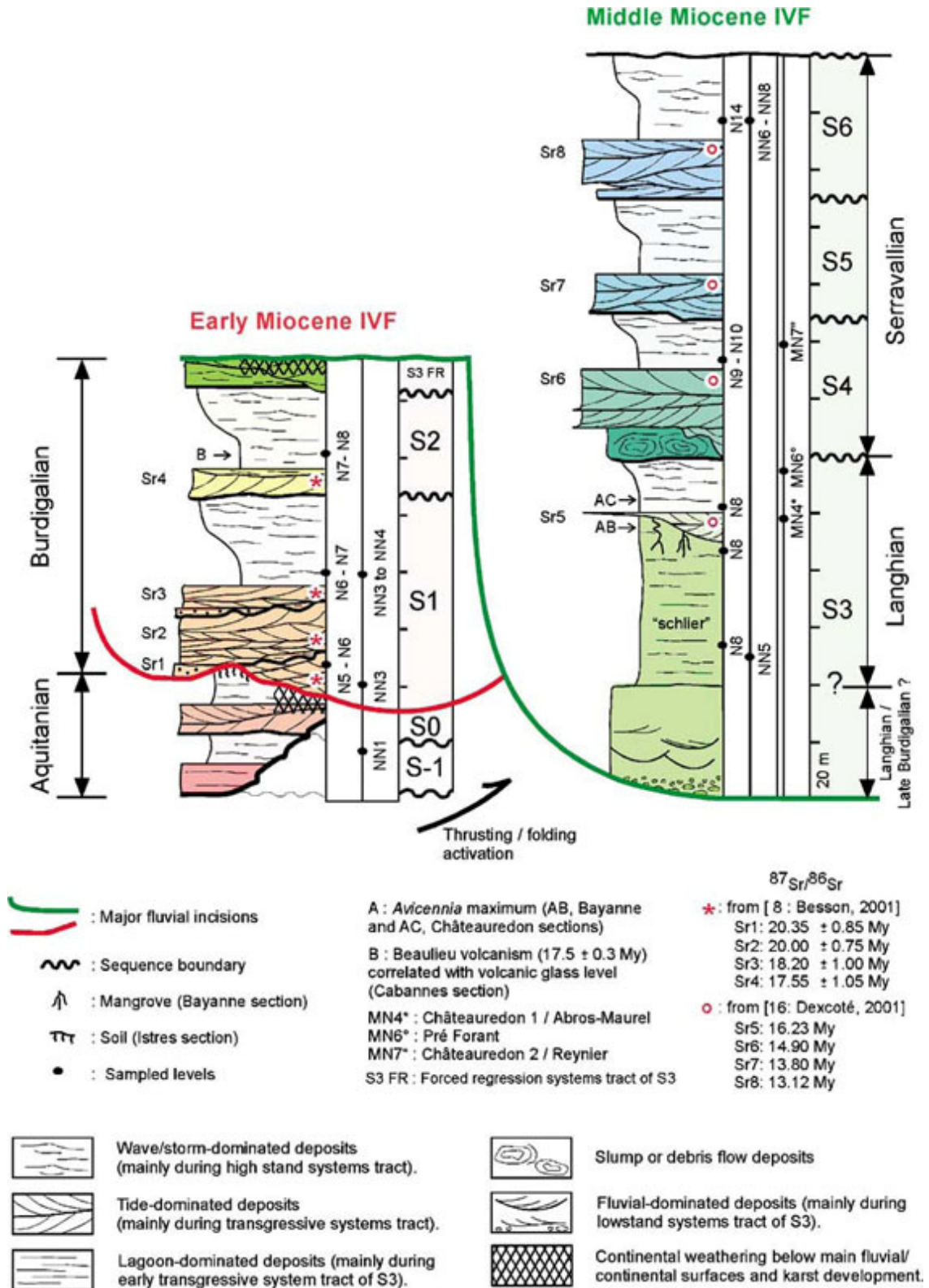


Figure 1-7. Colonne lithostratigraphique du remplissage molassique du bassin de Carpentras (BESSON et al., 2005)

Ceci remet en question l'interprétation selon laquelle les molasses calcaires burdigaliennes passent aux marnes de type schlier par variation latérale de faciès (GIGNOUX, 1950 ; DEMARCQ, 1970, 1971). De plus le remplissage serravalien présente une succession de trois séquences (S4 à S6) superposées, constituées chacune d'un cortège transgressif silico-clastique (niveaux sablo-gréseux des safres) et d'un cortège de haut niveau marin argilo-sableux (niveaux marneux des safres) (BESSON, 2005). Enfin la dynamique d'avant-pays syn-miocène provoque la déformation progressive des dépôts sur la bordure est du bassin (Figure 1-8). Le remplissage miocène, les interprétations stratigraphiques qui en sont faites et les implications pour l'hydrogéologie seront approfondies dans le chapitre 2.

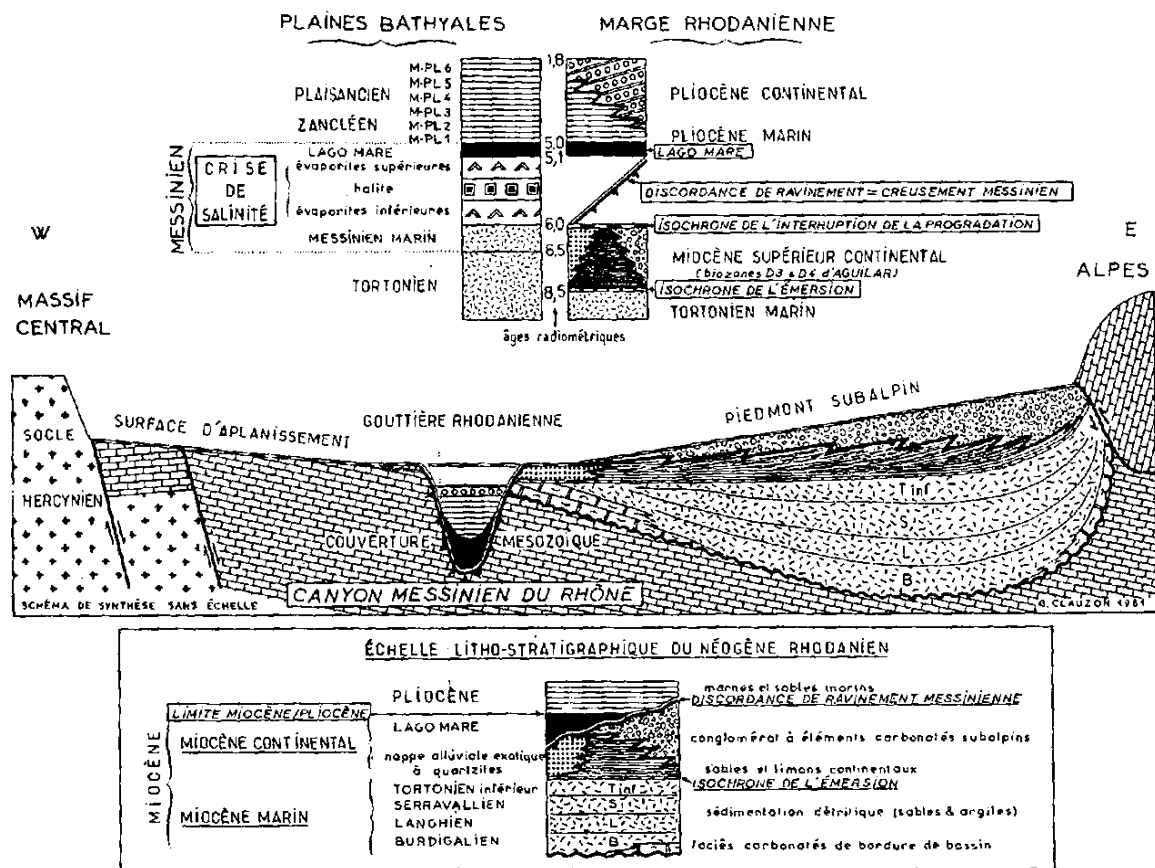


Figure 1-8. Coupe transversale schématique du remplissage mio-pliocène de la vallée du Rhône. La bordure orientale du bassin d'avant-pays se trouve fortement déformée par la poussée alpine. Dans le bassin de Carpentras, les dépôts post-serravaliens ne couvrent pas l'ensemble du bassin. (CLAUZON, 1982)

Aucun sédiment du bassin de Carpentras n'est attribué de façon formelle au Tortonien (DEMARCQ, 1970, 1971 ; BLANC *et al.*, 1975a ; MONJUVENT *et al.*, 1991a). La forte érosion durant le Messinien pourrait être responsable de cette absence. En effet elle a agi sur des matériaux tendres (les safres serravaliens) créant un environnement de type badlands et les cours d'eau ont dû former de larges vallées plutôt que des canyons. Ainsi c'est toute la surface du centre du bassin qui a pu être affectée.

## Pliocène

La transgression pliocène est cantonnée aux vallées encaissées et pénètre peu dans le bassin de Carpentras (Figure 1-9). Les affleurements pliocènes sont d'ailleurs réduits aux flancs orientaux des petits reliefs crétacés de la bordure occidentale du bassin (MONJUVENT *et al.*, 1991b). Toutefois, une grande ria correspondant à la paléo-Aygues s'étire au nord d'Orange vers Vaison-la-Romaine et une ria plus courte est reconnue au nord de Sorgues. Elle serait attribuable à l'exutoire messinien du système karstique de la Fontaine de Vaucluse (CLAUZON *et al.*, 2005).

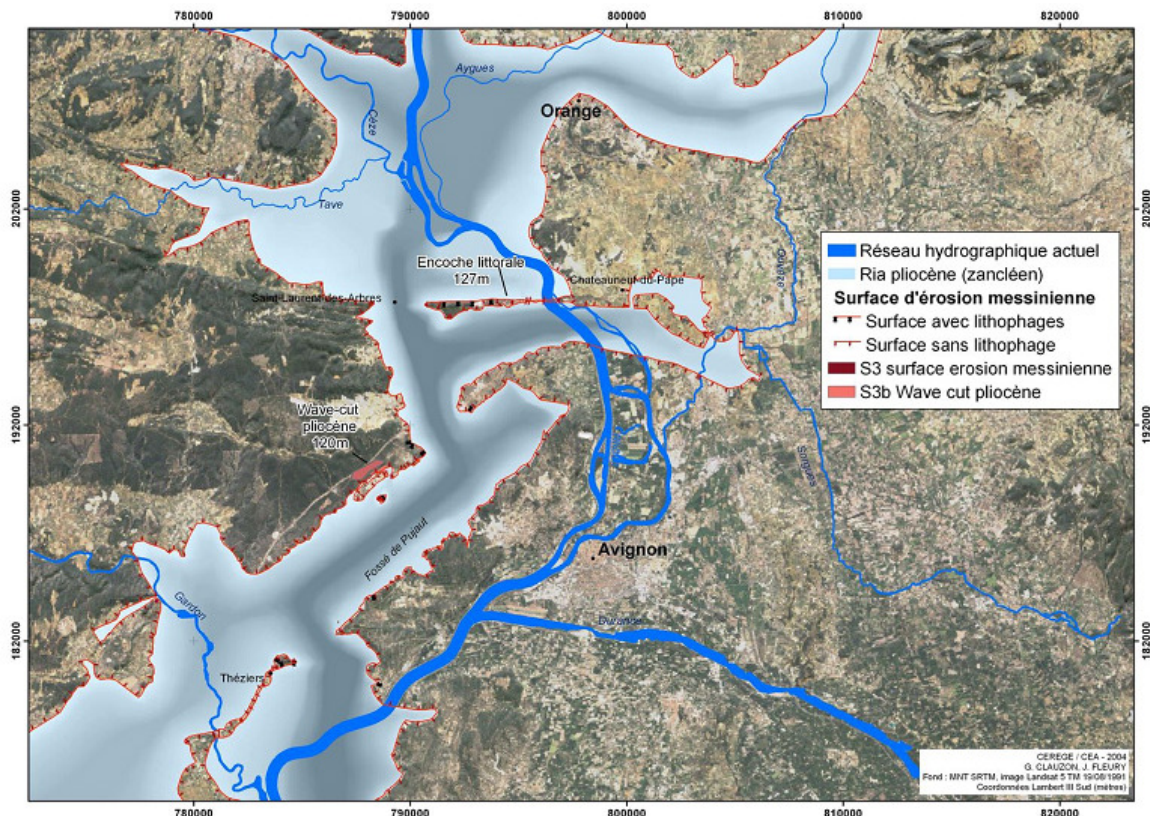


Figure 1-9. Comblement pliocène du Rhône et de ses affluents dans la région d'Avignon (CLAUZON *et al.*, 2005)

## 1.4. Hydrogéologie générale du bassin de Carpentras

### 1.4.1. Niveaux fissurés du Jurassique

Les données relatives aux aquifères profonds dans le bassin de Carpentras sont rares. Trois forages néanmoins ont reconnu le Jurassique (Tableau 1-2). Le sondage pétrolier des Angles (5662 m de profondeur) atteint le Trias. C'est le seul à traverser ainsi toute la série mésozoïque. Il a rencontré des niveaux fissurés mais non aquifères qui constituent un réservoir de CO<sub>2</sub> avec une production de 150 000 m<sup>3</sup>.j<sup>-1</sup>, niveaux situés dans le Lias entre 4700 m et 5150 m de profondeur. Face à ce constat, BOINET (1996, p 68) s'interroge sur l'absence de sources carbogazeuses dans la région et avance deux hypothèses : ou bien la série marneuse des Terres Noires isole parfaitement le Lias malgré les accidents majeurs qui ont rejoué depuis la fin du Jurassique, ou bien les venues d'eaux

carbogazeuses circulent jusqu'au réservoir miocène à la faveur des failles et s'y mélangent. Dans ce dernier cas, les flux profonds seraient trop faibles pour marquer la chimie des eaux de l'aquifère miocène.

Par contre les niveaux calcaires et dolomitiques du Kimméridgien-Berriasien sont fissurés et aquifères et ont provoqué des pertes de boue dans les ouvrages qui les ont atteints ou traversés. Toutefois le nombre de ces ouvrages est limité compte tenu du coût des travaux et il est difficile de généraliser cette observation. Le débit productif au forage géothermique (79°C) d'Avignon a été estimé à 20 m<sup>3</sup>.h<sup>-1</sup> (MONJUVENT *et al.*, 1991a)

Nom du forage ou sondage	Profondeur totale	Niveau aquifère
Sondage des Angles n°BSS : 09405x0211	5662 m	Pertes de 2.7 m <sup>3</sup> .h <sup>-1</sup> à 1800 m
Sondage de Pernes-les-Fontaines N°BSS : 09415x0065	3100 m	Pertes de 0.115 m <sup>3</sup> .h <sup>-1</sup> à 2577 m
Forage géothermique d'Avignon N°BSS : 09406x0580	2249 m	Pertes de 36 m <sup>3</sup> .h <sup>-1</sup> à 1900 m

Tableau 1-2. Ouvrages atteignant les aquifères mésozoïques profonds (MONJUVENT *et al.*, 1991a ; BOINET, 1996)

#### 1.4.2. Aquifère karstique du Crétacé inférieur

La série calcaire barrémo-bédoulienne forme un immense système karstique sur plus de 1500 m d'épaisseur (BOINET, 1996). Les plateaux de Vaucluse et le mont Ventoux qui bordent le bassin de Carpentras constituent son impluvium sur 1 115 km<sup>2</sup> (PUIG, 1987). L'exutoire principal est représenté par la Fontaine-de-Vaucluse dont le débit moyen s'établit entre 21 et 22 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Le bilan hydrique de ce système est bien équilibré (Tableau 1-3) : 569 mm de pluie efficace sur les plateaux pour 616 mm de lame d'eau écoulee à la Fontaine-de-Vaucluse (PUIG, 1987 ; BLAVOUX *et al.*, 1992).

Entrées (m <sup>3</sup> /an)		Sorties (m <sup>3</sup> /an)	
Précipitations annuelles	1245 10 <sup>6</sup>	E.T.R.	611 10 <sup>6</sup>
		Fontaine de Vaucluse	687 10 <sup>6</sup>
<i>Total</i>	1245 10 <sup>6</sup>	<i>Total</i>	1298 10 <sup>6</sup>

Tableau 1-3. Bilan du système aquifère karstique de Fontaine de Vaucluse (PUIG, 1987 ; BLAVOUX *et al.*, 1992 ; COUTURAUD, 1993).



Ces calcaires se poursuivent sous le remplissage post-Urgonien des bassins avoisinants (bassin d'Apt, bassin de Mormoiron, bassin de Carpentras, rive droite du Rhône). Dans le bassin de Carpentras, le karst crétacé est reconnu en plusieurs endroits par forage (Figure 1-10). Les cavités rencontrées sont parfois très productives (débits supérieurs à  $50 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ) et des mesures piézométriques dans les forages et les cavités karstiques des bassins de Mormoiron et de Carpentras permettent d'estimer le gradient hydraulique dans ce secteur à 6‰ en suivant une direction globalement NE-SW, vers la confluence du Rhône et de la Durance (COUTURAUD, 1993).

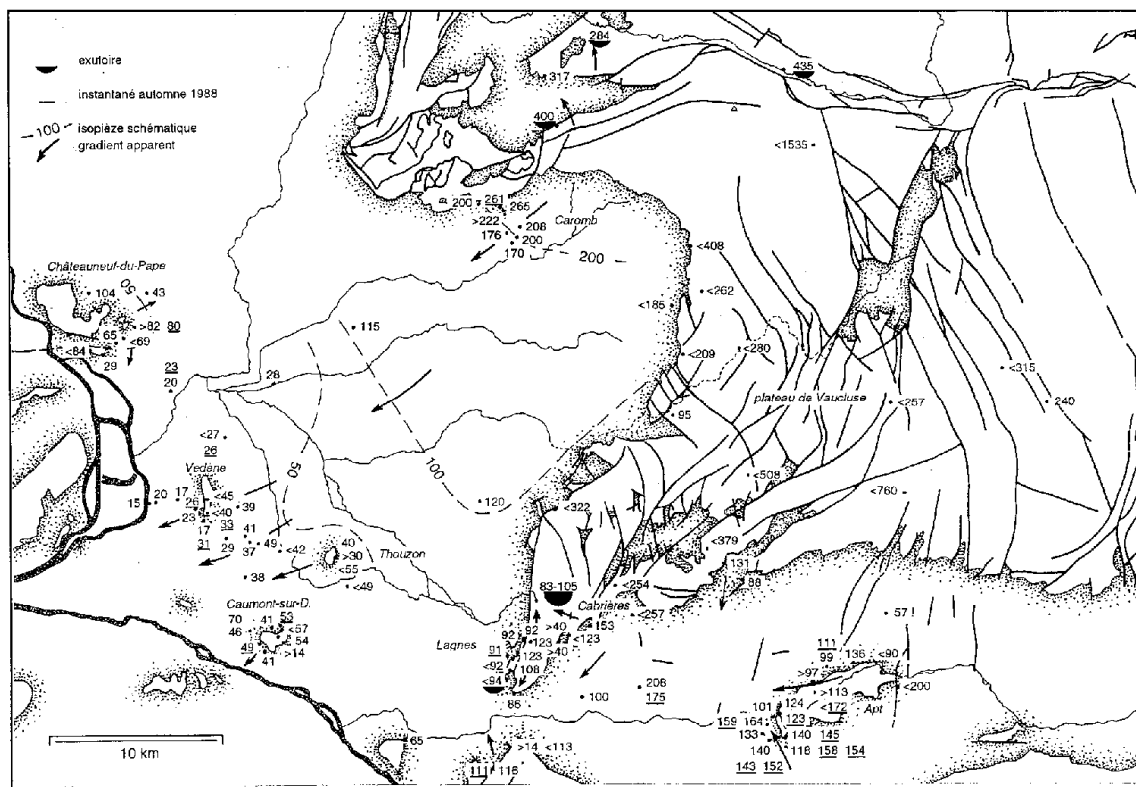


Figure 1-10. Piézométrie de l'aquifère karstique sous la couverture tertiaire du bassin de Carpentras (COUTURAUD, 1993)

Le bilan hydrologique du système de la Fontaine de Vaucluse étant équilibré, les éventuelles fuites dans les calcaires sous couvertures tertiaires sont limitées. Mais ces calcaires n'en sont pas moins aquifères. Certains auteurs supposent donc une alimentation des aquifères sus-jacents par le karst. TRUC (1980 ; 1982b) l'invoque dans l'étude des sables blancs albo-cénomaniens de Bédoin-Mormoiron malgré la présence des marnes gargasiennes. MALZIEU (1987) constate pourtant que l'oxygène 18 indique de faibles altitudes d'alimentation et établit un bilan équilibré sans faire intervenir le karst. FAURE (1982) fait également l'hypothèse d'une alimentation de l'aquifère miocène par le karst mais PUIG (1987) note cependant que l'absence de tritium et les âges carbone 14 de plusieurs milliers d'années sont incompatibles avec les circulations rapides d'un système karstique actif. Une chose est sûre, l'alimentation éventuelle du Bassin de Carpentras par le karst est faible comparée aux débits enregistrés à la Fontaine de Vaucluse :  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  au maximum et probablement moins de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (COUTURAUD, 1993).

### 1.4.3. Aquifère de l'Albo-Cénomanién

Les formations sableuses aquifères de l'Albo-Cénomanién sont représentées par les sables blancs et les sables ocreux dans le bassin de Bédoin-Mormoiron (Figure 1-11). Ils forment un unique ensemble aquifère avec cependant des variations de caractéristiques hydrodynamiques selon le faciès du magasin. La nappe est généralement libre sauf au sud et au sud-ouest de Bédoin où les grès goethitiques provoquent un artésianisme local. Les marnes gargasiennes, reconnues par forage, constituent le mur de l'aquifère et l'isolent du Crétacé inférieur qui serait potentiellement karstifié et aquifère sous la couverture des terrains plus récents (TRUC, 1982a ; MALZIEU, 1987).

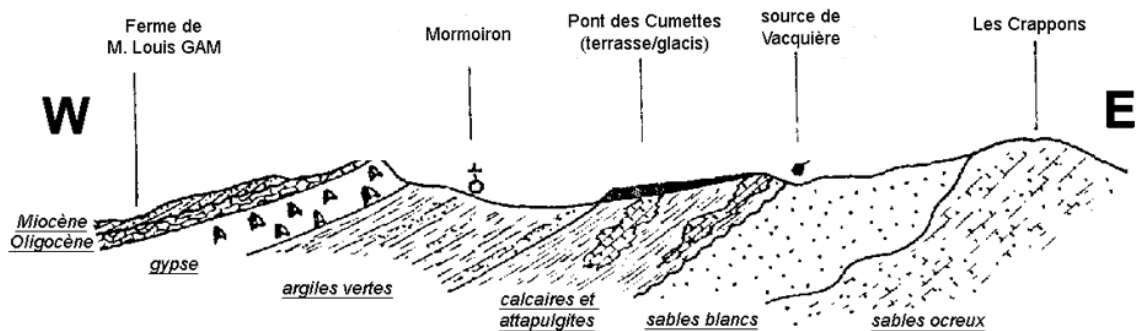


Figure 1-11. Coupe schématique du bassin de Bédoin-Mormoiron (TRUC, 1982a)

Les quelques pompages d'essai rassemblés par MALZIEU (1987, p 43) donnent des transmissivités entre  $0.65 \cdot 10^{-2}$  et  $2.95 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et deux valeurs du coefficient d'emmagasinement au sud de Bédoin, vraisemblablement dans la zone captive :  $S = 4.7 \cdot 10^{-3}$  et  $S = 2.3 \cdot 10^{-4}$ . L'alimentation est assurée par la pluie, les cours d'eau et les colluvions de bordure des reliefs, dans les parties libres de l'aquifère. Les exutoires naturels sont l'Auzon et la Mède qui s'écoulent vers la plaine de Carpentras, auxquels s'ajoutent les captages. Le bilan apparaît équilibré à moins de 10% (Tableau 1-4). C'est un résultat tout à fait satisfaisant d'autant plus que les débits des cours d'eau semblent sous-estimés. Il est donc inutile d'envisager des flux significatifs vers les aquifères sus-jacents à l'ouest et notamment l'aquifère miocène (MALZIEU, 1987).

Entrées ( $\text{m}^3/\text{an}$ )		Sorties ( $\text{m}^3/\text{an}$ )	
Pluie efficace	$3,0 \cdot 10^6$	L'Auzon	$2,1 \cdot 10^6$
Alimentation à partir des colluvions	$1,5 \cdot 10^6$	La Mède	$0,16 \cdot 10^6$
		Captages	$1,8 \cdot 10^6$
<i>Total</i>	$4,5 \cdot 10^6$	<i>Total</i>	$4,1 \cdot 10^6$

Tableau 1-4. Bilan du système aquifère des sables ocreux et sables blancs du bassin de Bédoin-Mormoiron (MALZIEU, 1987, modifié).

Dans le bassin de Vaison-la-Romaine-Malaucène (au nord du bassin de Carpentras), ROUDIER (1987, p 67) note que les débits fournis par les forages qui recoupent l'Albien et le Cénomaniens sont très faibles :  $0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  pour l'Albien et  $1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  pour le Cénomaniens en moyenne. Ces aquifères ne peuvent avoir qu'un rôle très limité dans le schéma hydrogéologique régional.

#### 1.4.4. Aquifère du Turonien

ROUDIER (1987, p 48-50) rend compte de quelques tentatives de captage dans les niveaux aquifères turoniens (calcaires et grès glauconieux) du bassin de Valréas, dans les secteurs de Monségur-sur-Lauzon, Suze-la-Rousse et Rochegude. Les débits d'exhaure s'élèvent à quelques dizaines de mètres cubes par heure et l'eau pompée présente un faciès chloruré sodique dépassant les normes de potabilité. Par ailleurs l'auteur affirme que « l'extension des faciès sableux semble très limitée d'autant que leur répartition varie considérablement en quelques centaines de mètres ». Il ajoute pourtant que l'on « peut valablement émettre l'hypothèse d'une large communication entre Turonien et Miocène et de l'existence d'échanges entre les nappes aquifères de ces deux ensembles » en s'appuyant sur des travaux géologiques antérieurs (ROUDIER, 1987, p 30-32).

D'après les connaissances géologiques disponibles, le Turonien est absent dans le bassin de Carpentras au sud de la faille de Nîmes, l'érosion anté-miocène ayant déblayé la série crétacée jusqu'aux calcaires urgoniens.

#### 1.4.5. Aquifères de l'Eocène-Oligocène

L'Eocène et surtout l'Oligocène affleurent sur toutes les bordures du bassin de Carpentras et se prolongent sous la couverture miocène. Les dépôts sont très variés et souvent peu perméables (argiles, marnes, marnes sableuses, calcaires lacustres). Seuls les niveaux conglomératiques ou les plus sableux constituent des réservoirs très compartimentés et peu étendus (MALZIEU, 1987). Dans les niveaux évaporitiques, les fissures agrandies par dissolution donnent un caractère karstique aux gypses (TRUC, 1991) mais les propriétés chimiques des eaux qui y circulent sont très médiocres avec des conductivités dépassant  $2000 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  et des concentrations en sulfates atteignant  $1500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (HUNEAU, 1997).

Quelques sources très minéralisées sourdent de ces massifs : source de Montmirail dans le massif de Lafare-Suzette (DESOIGNIES, 1971), fontaine du Pâtis, dans le bassin de Mormoiron, Font-Blanche, Mourge, Tiblettes, la Célestine, la Ribières, la Grange Neuve, la Roque sur Pernes, source du Vallon de Saumane, Esclaveau, Notre-Dame-de-Santé, dans le massif de Pernes (BLANC *et al.*, 1975a). Les débits sont toujours modestes.

#### 1.4.6. Aquifères du Miocène

Le Burdigalien est fissuré et légèrement karstifié. Il représente un aquifère modeste. Ainsi l'aquifère dit « miocène » qui fait l'objet de la présente étude correspond essentiellement au remplissage de safres langhiens-serravaliens (séquences S3 à S6 de la figure 1-7). Sa puissance atteint 500 m à 600 m au centre du bassin. Il s'agit d'un réservoir constitué de faciès détritiques variant des argiles aux sables grossiers. L'organisation de ces corps sédimentaires est complexe et mal connue à l'échelle du bassin. Certains niveaux sont captifs et on observe localement des zones d'artésianisme jaillissant.

Dans les forages bien isolés, les températures sont constantes hiver comme été, entre 15 et 20°C pour des profondeurs comprises entre 100 et 250 m. Ces valeurs sont conformes au gradient géothermique de 3/100°C.m<sup>-1</sup> (FAURE, 1982 ; TRUC, 1991). Ceci témoigne des circulations lentes dans l'aquifère. En effet les perméabilités moyennes des safres serravaliens (niveaux sableux et argileux) sont de l'ordre de 10<sup>-7</sup> à 10<sup>-6</sup> m.s<sup>-1</sup> et les datations au <sup>14</sup>C fournissent des temps de séjour de 15 000 à 20 000 ans au centre du bassin (FAURE, 1982 ; ROUDIER, 1987 ; HUNEAU, 1997).

#### 1.4.7. Aquifères alluviaux

Deux types d'alluvions peuvent être distingués : les alluvions anciennes et les alluvions récentes qui reposent sur les premières. Les alluvions anciennes sont constituées de galets, graviers et sables bien roulés ou très émoussés. Les alluvions récentes présentent d'importantes variations de faciès mais sont toujours composées de dépôts fins. Ainsi l'aquifère des alluvions anciennes est localement captif ou semi-captif sous les limons (DUROZOY, 1971a, 1971b, 1971c, 1972 ; MALZIEU, 1987).

D'un point de vue hydrodynamique, il faut distinguer deux sous-domaines, de part et d'autre de la latitude de Monteux. La plaine des Sorgues s'étend au sud. La nappe alluviale s'y écoule du SE vers le NW suivant le même axe que le réseau des Sorgues. Au Nord, la nappe aquifère des alluvions de l'Aygues et de l'Ouvèze s'écoule du NE vers le SW ; une ligne de partage des eaux sépare les domaines des deux rivières (DUROZOY, 1973a, 1973c ; MALZIEU, 1987).

### 1.5. Contexte et objectifs de la présente étude

#### 1.5.1. Évolution de l'exploitation de l'aquifère molassique du Miocène

Depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, l'aquifère miocène est exploité dans les secteurs d'artésianisme. A partir des années 1960, les ouvrages profonds se sont multipliés. En effet, avec le développement économique de la région, les techniques de forage et de pompage sont devenues économiquement accessibles. Cette eau a permis d'irriguer des parcelles en contre-haut des réseaux de canaux gravitaires. Depuis les années 1980, le bassin connaît une rurbanisation (développement de la ville à la campagne par

l'installation de citadins dans des zones rurales) qui s'accélère et les forages domestiques foisonnent.

Dans le même temps les premiers forages artésiens ont vu leur débit diminuer. Le volume prélevé par chaque ouvrage domestique correspond aux besoins d'un foyer et reste souvent modeste mais leur nombre est grandissant. Le nombre de forages captant le Miocène dans le bassin de Carpentras en 2006 est inconnu, la plupart des ouvrages n'étant pas déclarés au titre du code minier. Il pourrait s'élever à plus de 10 000 (CABINET GILLES MALLESSARD et HYDROSOL INGÉNIERIE, 2002 ; HYDROSOL INGÉNIERIE, 2005). Les ouvrages agricoles sont estimés à quelques centaines et prélèveraient  $2.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$  (HYDROSOL INGÉNIERIE, 2005).

La baisse d'intensité de l'artésianisme associée à la multiplication des forages fait craindre une surexploitation de l'aquifère (DUROZOY, 1973b ; FAURE, 1982 ; SUD AMÉNAGEMENT AGRONOMIE, 1992). La qualité des eaux pourrait également être en péril (BEL, 1998). En effet sous l'influence des pompages, des eaux des systèmes alluviaux, très vulnérables aux contaminations anthropiques pourraient s'infiltrer. Une éventuelle pollution de l'aquifère miocène serait lente et insidieuse à cause de la grande inertie du système mais constituerait une dégradation irrémédiable à l'échelle de plusieurs générations.

### 1.5.2. Objectifs de l'étude

Malgré la menace identifiée et les enjeux sanitaires, sociaux et économiques que représente l'aquifère miocène du bassin de Carpentras, l'étude et la gestion de cette ressource ne fait l'objet d'aucun programme régulier. Les connaissances actuelles du bassin proviennent, pour l'essentiel, de travaux scientifiques universitaires (FAURE, 1982 ; ROUDIER, 1987 ; BOINET, 1996 ; MUSSET, 1999 ; BESSON, 2005) qui sont venus compléter ceux de quelques pionniers (GIGNOUX, 1929 ; DEMARCQ, 1970 ; DUROZOY, 1973b). Depuis la fin des années 1990, le constat d'une pollution nitratée importante dans les systèmes alluviaux a concentré toutes les attentions des gestionnaires publics et des collectivités territoriales.

L'aquifère miocène est effectivement moins attractif. Il est profond et invisible. Il y a toujours de l'eau dans les forages. Les teneurs en nitrate ne dépassent que rarement les normes de potabilité. Les phénomènes qui s'y déroulent sont si lents qu'il n'est pas garanti que les effets d'éventuelles mesures de protection soient constatés par ceux qui les auront mises en place.

Cette étude vient donc en complément des précédentes. Son objectif est de faire un bilan le plus complet possible des connaissances, de les actualiser et de les compléter. Son but est d'aboutir à un modèle de fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère intégrant l'ensemble des données. D'un point de vue méthodologique, c'est aussi une approche originale de l'usage de la modélisation hydrogéologique d'un bassin complexe. Cet outil n'est pas ici le moyen de faire des simulations ambitieuses mais de déceler les incohérences éventuelles entre les interprétations et les hypothèses formulées.

*A moitié vide ou à moitié plein,  
d'eau ou de vin,  
de fer ou de terre  
il y a un pot ou un verre.*

## 2. Géométrie et remplissage du réservoir aquifère

La modélisation qui est l'objectif de ce travail impose de préciser la géologie du réservoir pour placer ses limites dans l'espace et pouvoir étudier, par la suite, les relations entre la lithologie et l'hydrodynamique. Une étude stratigraphique complète serait nécessaire pour élaborer un véritable modèle géologique du bassin. Ce deuxième chapitre propose un schéma lithologique adapté aux besoins de la modélisation hydrogéologique. C'est un premier niveau de compréhension de la géologie et un canevas pour les chapitres suivants.

Une revue critique des données bibliographiques montre à la fois les divergences et les similitudes entre les visions des différents auteurs. Puis l'interprétation des résultats de la campagne de tomographie de résistivité électrique sur les bordures du bassin, associée à l'analyse des faciès des niveaux superficiels du Miocène (à l'affleurement ou directement sous les dépôts quaternaires) sur l'ensemble du bassin, fournit un schéma lithologique de remplissage cohérent.

Ce schéma est enfin complété par l'interpolation du mur et du toit du Miocène et illustré par trois coupes interprétatives à travers le bassin.

## 2.1. Introduction

### 2.1.1. Lithologie du Miocène

Le Bassin de Carpentras fait partie du cortège de bassins molassiques d'avant-pays de la Vallée du Rhône. Leur formation est étroitement liée à la phase mio-pliocène de l'orogénèse alpine et leur géologie a attiré l'attention de plusieurs auteurs. L'ensemble de ces travaux est amorcé par FONTANNES (1875-1892) puis synthétisé et complété par DEMARCQ (1970) et BALLELIO (1972). Enfin la thèse de BESSON (2005) apporte le regard contemporain de la stratigraphie séquentielle. Au cours de ces études, la lithologie, directement issue des observations de terrain, reste la même et se complète mais son interprétation stratigraphique fine est délicate et demeure controversée.

Le paragraphe 1.5.2 a déjà évoqué la grande variété des faciès du Miocène rencontrés dans le bassin de Carpentras. Le tableau 1-1, qui regroupe les termes descriptifs employés sur les cartes géologiques au 1/50 000 du secteur, montre la difficulté des auteurs classiques à établir des corrélations à grande distance entre les formations et à construire un cadre stratigraphique cohérent à l'échelle du bassin.

Du point de vue hydrogéologique et par simplification dans un but de modélisation, les formations miocènes observées dans le bassin de Carpentras peuvent être regroupées en deux catégories, en fonction de leur gamme de conductivité hydraulique.

1. Les formations peu ou pas perméables sont représentées par les argiles, les marnes et les safres argileux.
2. Les formations perméables et potentiellement aquifères rassemblent les niveaux sableux des safres, les grès et les conglomérats.

L'objet de ce chapitre est de proposer un schéma de la géométrie du bassin et de son remplissage, sous une forme utilisable pour la modélisation hydrogéologique. Il ne s'agit aucunement de construire un modèle géologique complet. Les références à des études stratigraphiques, à la tectonique, à la sédimentologie, sont destinées à fournir des arguments pour les hypothèses simplificatrices qui seront formulées pour les besoins de la modélisation hydrogéologique.

Le but de ce travail est d'apporter une conception plus réaliste que celle envisagée dans les études hydrogéologiques régionales antérieures.

### 2.1.2. Données disponibles

Pour appréhender la nature du réservoir miocène, de nombreuses données sont disponibles ; certaines sont parcellaires, incomplètes ou de qualité variable. La démarche choisie consiste à exploiter au mieux ces informations en considérant qu'une observation, même grossière, cache une réalité. Les sources principales sont énumérées ci-dessous.

- Les cartes géologiques au 1/50 000 et leurs notices fournissent une information générale sur la géologie du bassin (DEMARCO, 1964 ; CHAMPENOIS *et al.*, 1971 ; BLANC *et al.*, 1975b ; MONIER *et al.*, 1987 ; MONJUVENT *et al.*, 1991b). Toutes ne présentent pas le même niveau de détail dans la description des faciès du Miocène (Tableau 1-1).
- Les profils géophysiques exécutés par SNPA, CGG et ANDRA et rassemblés par BOINET (1996) donnent une image du toit des calcaires urgoniens.
- Le schéma structural ante-tertiaire indique les principaux accidents (Figure 1-6).
- Les forages et sondages répertoriés dans différents fichiers – Banque du sous-sol (BRGM, 2006), DIREN, DDA, DDASS, Chambre d’Agriculture de Vaucluse, foreurs, cabinet d’étude Gilles Malessard, reconnaissance personnelle sur le terrain – ont été regroupés dans une base de données unique. Celle-ci compte plus de mille ouvrages de plus de 50 m de profondeur dans la région étudiée (Figure 2-19). La moitié environ est accompagnée d’une coupe lithologique.

Les corrélations entre forages sont difficiles car la série langhienne-serravallienne (-16 Ma à -11 Ma) est assez monotone et il n’existe pas de niveau repère facile à identifier (DUROZOY, 1973b). De plus la qualité des coupes lithologiques fournies par les foreurs ne permet pas une étude stratigraphique à partir de ces seules données (GIGNOUX, 1929). En effet ces professionnels ne distinguent généralement que les faciès qui modifient l’avancée de l’outil. Ainsi on trouve le plus souvent un lexique descriptif simple. Les expressions « sable argileux » ou « safres » sont éventuellement associées à une mention de la couleur, « jaune », « gris », « vert », ou de la cohésion, « tendre », « induré ». Les termes « marnes » ou « argiles » sont souvent employés indifféremment l’un pour l’autre et il peut être fait mention de la couleur, « jaune », « bleu », « gris », « noir », « vert », ou de compléments du type « compact » ou « sableux ». Enfin « roche », « calcaire », « rocher dur » désignent en fait toute formation plus dure à forer. Il peut s’agir des calcarénites burdigaliennes, de conglomérats, de calcaires massifs ou gréseux de l’Oligocène ou du Crétacé.

Bien que la qualité de ces données soit très variable et qu’une interprétation fine et précise soit difficile, l’étude de ces forages permet de construire un canevas général. Le présent document ne saurait rendre compte de façon exhaustive de tous les traitements et toutes les analyses réalisées sur ces données. Ceux d’entre eux qui n’ont pas abouti, nombreux à cause de la qualité des données, ont néanmoins apporté leur éclairage sur les suivants. Finalement ce chapitre intègre implicitement une longue démarche de recherche, de tâtonnements et le contact régulier avec le terrain. La présentation des résultats ne respecte pas forcément la chronologie de l’acquisition des données et de la progression de notre compréhension.



## 2.2. Deux schémas géologiques

### 2.2.1. La vision classique

La vision de GIGNOUX (1950) et DEMARCQ (1970) décrit un bassin de Carpentras occupé par la mer de façon continue du Burdigalien au Tortonien (Figure 1–4). Ce golfe rhodano-provençal est ponctué d'îles, d'archipels et de hauts-fonds qui correspondent aux reliefs actuels (Ventoux, monts de Vaucluse, Lubéron, Alpilles...). Le remplissage sédimentaire du bassin est alors interprété comme la superposition de couches sans discordance.

Au Miocène, les différences de faciès observées sont expliquées en fonction de l'éloignement à la côte ou de la forme du fond : les accumulations grossières et bioclastiques se trouveraient dans les zones à faible bathymétrie et à forte énergie (bordures exposées du bassin, horst de Loriol), les marnes s'accumuleraient dans les secteurs plus profonds ou abrités (sillons, zone est du bassin protégée des courants par le horst de Loriol) par passage latéral de faciès. Cette vision conduit FAURE (1982) à un modèle de remplissage lenticulaire au centre du bassin (Figure 2-3) fait de « lentilles épaisses de 5 à 50 m, très allongées se relayant horizontalement et verticalement » (FAURE, 1982, p 43). Les limites est et sud sont occupées par une couronne d'argile épaisse de 150 m à 200 m. Ce serait le résultat de la redistribution et le tri des particules par les courants marins. Dans le même temps, le horst de Loriol verrait une accumulation de sédiments grossiers.

Ainsi, les études géologiques et hydrogéologiques ne proposent que des estimations très grossières et aucune caractérisation bien déterminée des limites et du remplissage du réservoir aquifère. Faute de données sur le sous-sol suffisamment denses et fiables, elles se contentent de quelques coupes schématiques et interprétatives à travers le bassin (DUROZOY, 1973b ; GLINTZBOECKEL, 1980 ; FAURE, 1982 ; MALZIEU, 1987 ; ROUDIER, 1987 ; HUNEAU, 1997), toujours fondée sur les travaux de FONTANNES (1875-1892), DEPERET (1895) et DEMARCQ (1970). Ces documents sont conformes à une vision classique de remplissage : des couches successives, Burdigalien, Langhien-Serravalien (ex-Helvétien), Tortonien, Pliocène, s'empilant verticalement. Chaque auteur cherchant à expliquer un phénomène particulier ou à intégrer des éléments nouveaux, les coupes évoluent sans aboutir à un schéma consensuel. Certains de ces documents donnent néanmoins une interprétation synthétique de la géologie du bassin. Chacun d'entre eux doit être vu d'un œil critique et dans le contexte de l'étude dont il est tiré (Figures 2–1 à 2–7).

Même si la dernière coupe (Figure 2-7) est certainement la plus aboutie, elle ne décrit pas la lithologie des dépôts. Elle constitue pourtant une bonne vision de la structure globale du bassin puisqu'elle intègre les données de géophysique pétrolière. Les ordres de grandeur des épaisseurs des étages de la série tertiaire sont cohérents avec l'ensemble des connaissances géologiques acquises. Sans forage profond traversant toute la série tertiaire au centre des fossés, il paraît bien vain de pousser l'interprétation plus loin dans le cadre d'une théorie classique de remplissage

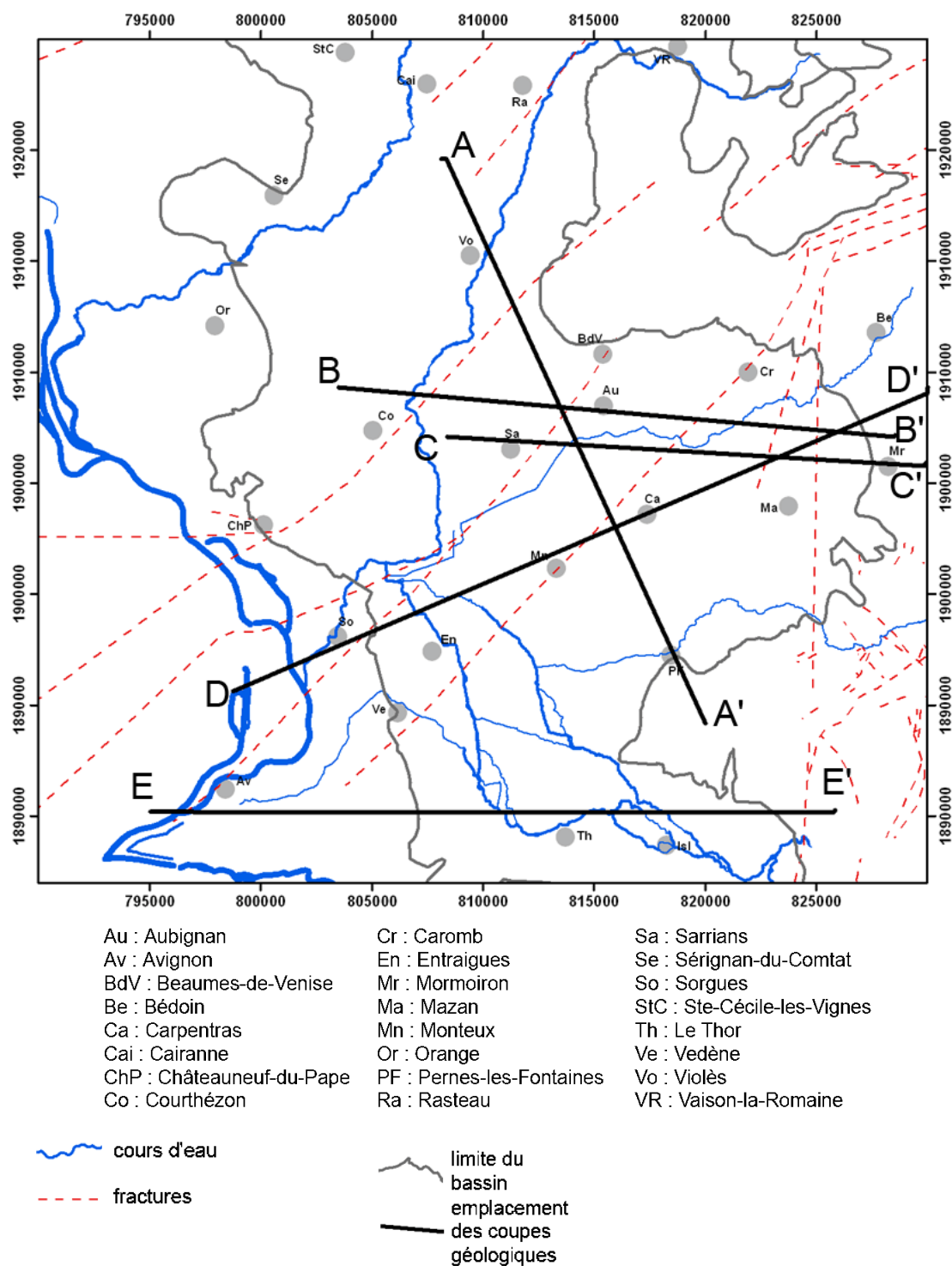


Figure 2-1. Position des coupes géologiques des figures 2-2 à 2-7

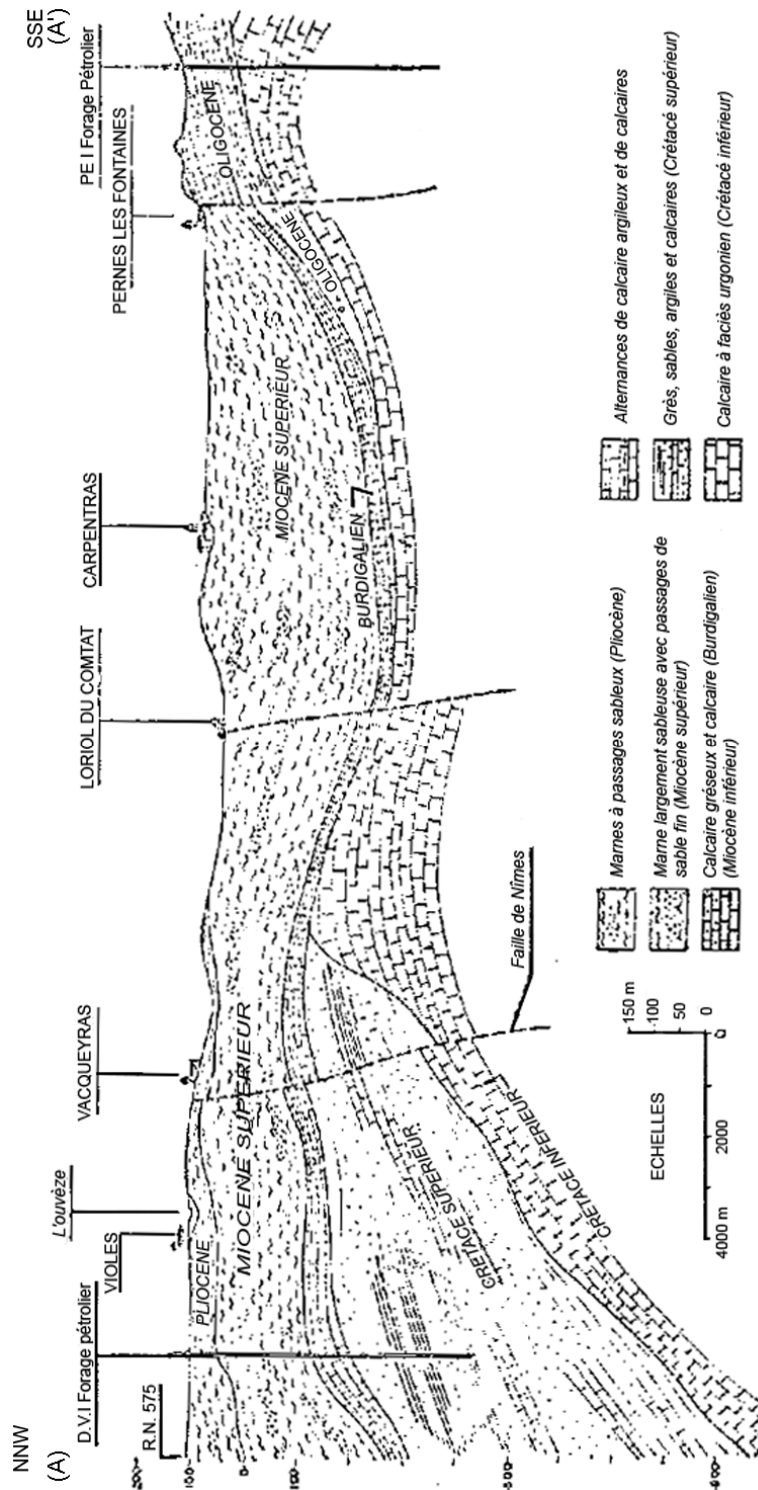


Figure 2-2. Coupe géologique schématique (AA') proposée par GLINTZBOECKEL (1980). Celle-ci montre un Burdigalien continu à travers tout le bassin. Les accidents affectent très peu le Miocène. L'Oligocène n'est représenté que dans le massif de Pernes ; il se réduit très rapidement sous le Miocène, dans le bassin de Carpentras. La série du Miocène supérieur, qui correspondrait aux safres du Langhien-Serravalien (ex-Helvétien), n'est épaisse que de 300 m au maximum et repose sur un Burdigalien d'une cinquantaine de mètres. Dans le fossé de Carpentras, les calcaires du Crétacé inférieur à faciès urgonien sont placés à moins de 400 m sous la surface. Au Nord, ils s'enfoncent rapidement alors que le Crétacé supérieur s'épaissit.

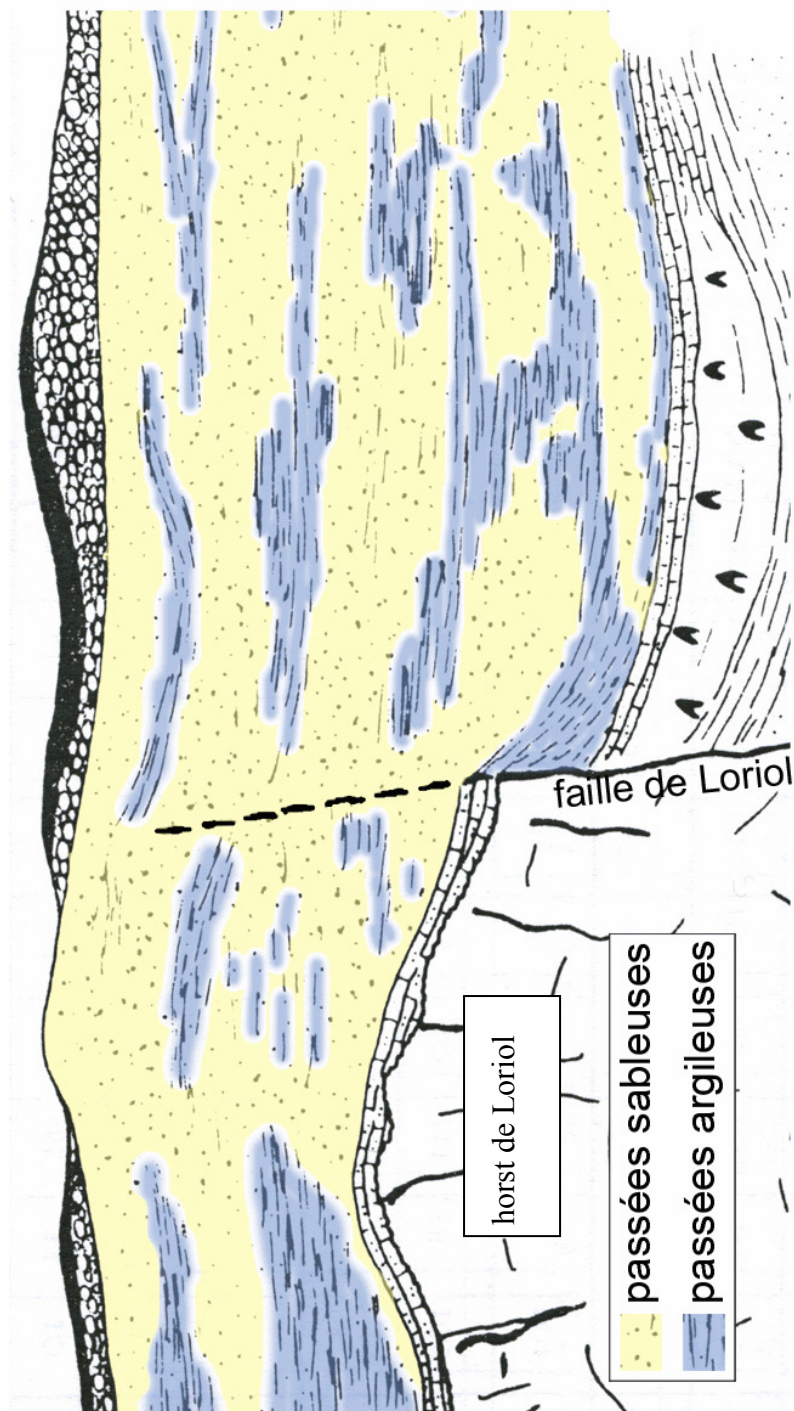


Figure 2-3. Schéma du remplissage serravalien à proximité du horst de Loriol. On peut voir des lentilles d'argile dans des niveaux sableux. L'Oligocène, représenté sous forme de calcaires, de marno-calcaires et de gypse, est absent du horst ; dans le fossé de Carpentras, son épaisseur n'est pas précisée (modifié d'après FAURE, 1982).

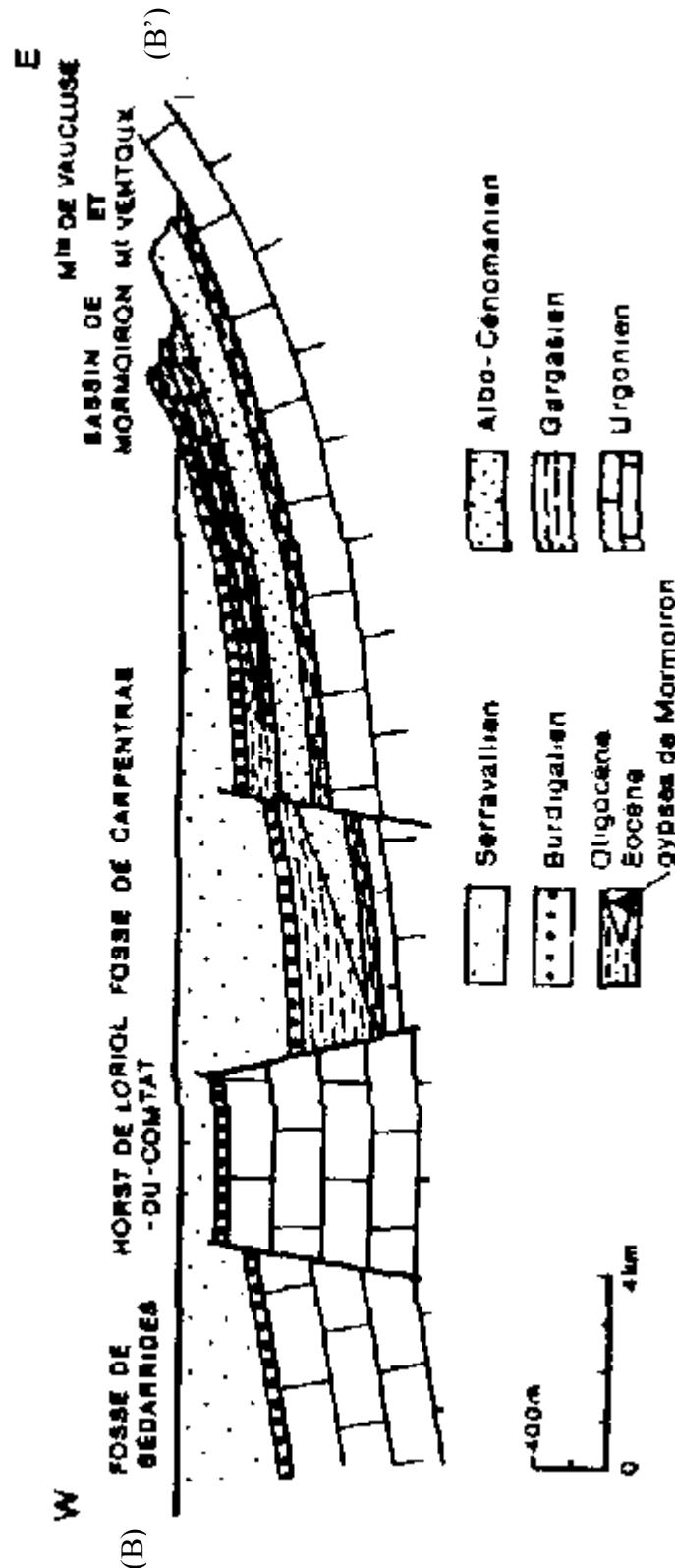


Figure 2-4. Coupe (BB') proposée par ROUDIER (1987). Les sédiments crétacés supérieurs qui affleurent dans le bassin de Mormoiron (à l'est) se prolongent jusqu'au horst de Loriol. Au pied du horst, le toit de l'Urgonien est à plus de 1000 m sous la surface ! Un Burdigalien d'épaisseur constante (100 m environ) est partout présent sous le Serravallien alors que le Langhien est absent.

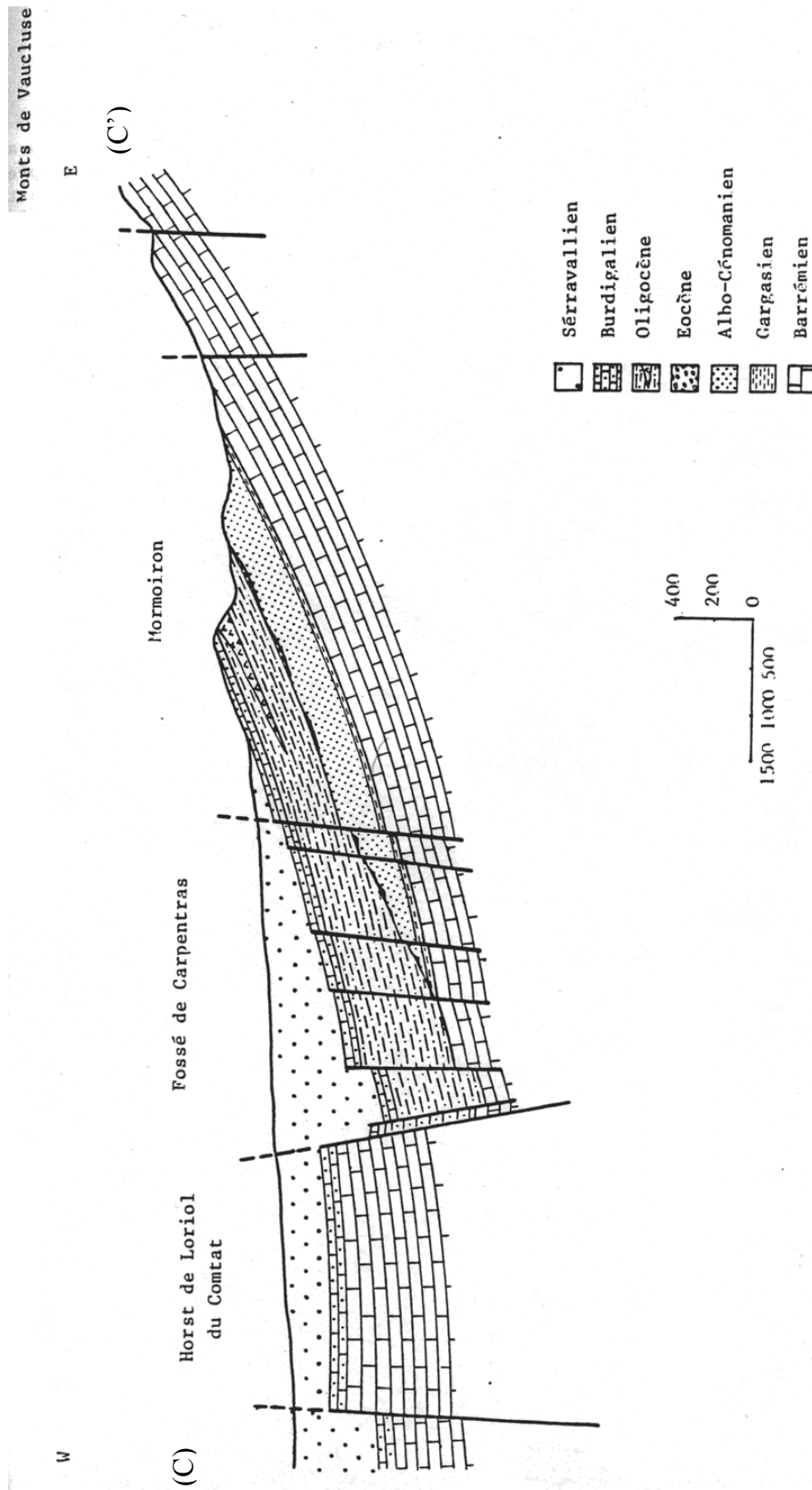


Figure 2-5. Coupe schématisée (CC') des bassins de Carpentras et de Mormoiron (MALZIEU, 1987). Cette coupe ressemble beaucoup à la précédente (Figure 2-4) mais les épaisseurs des dépôts sont toutes augmentées. Dans le fossé de Carpentras, le Crétacé inférieur se situe à plus de 1100 m sous la surface, sous 500 m d'Oligocène.

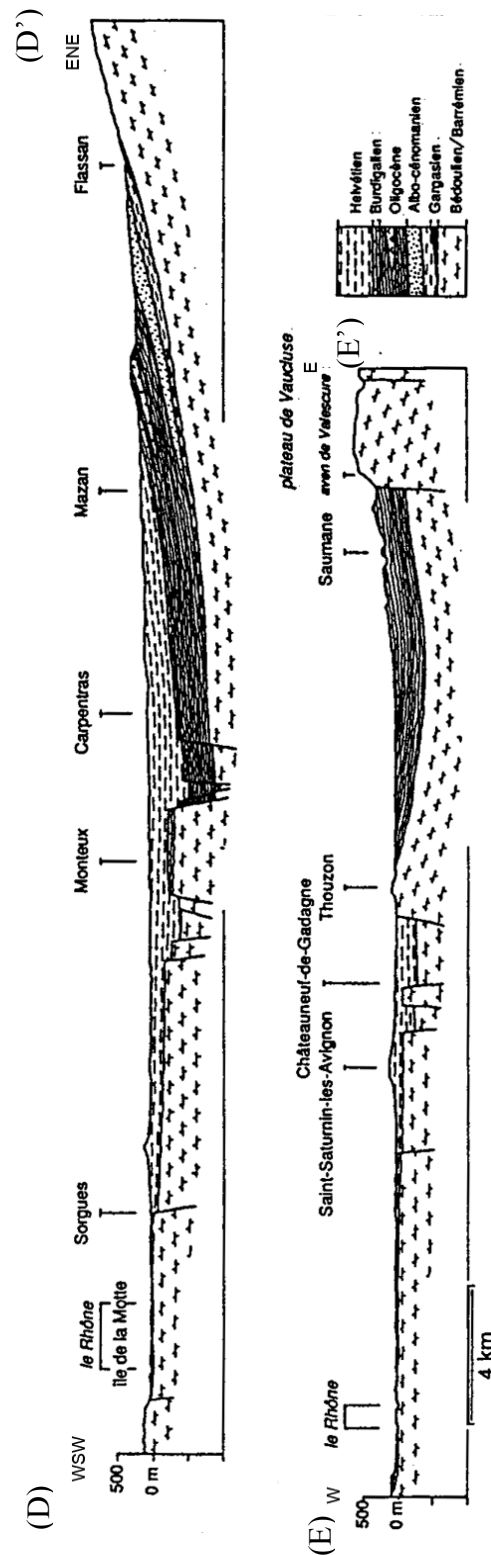


Figure 2-6. Coupes schématiques E-W du bassin par COUTURAUD (1993). L'auteur ayant travaillé sur l'aquifère karstique sous couverture, ces coupes (DD', en haut et EE', en bas) donnent une grande place au substratum calcaire du Crétacé inférieur. Elles présentent l'avantage de proposer une vision à travers l'ensemble du bassin. La coupe EE' montre un schéma proche de la limite sud du bassin avec un remplissage miocène à l'Est de la butte de Thouzon (le Thor). Cette conception est conforme à celle proposée par DUROZOY (1973b).

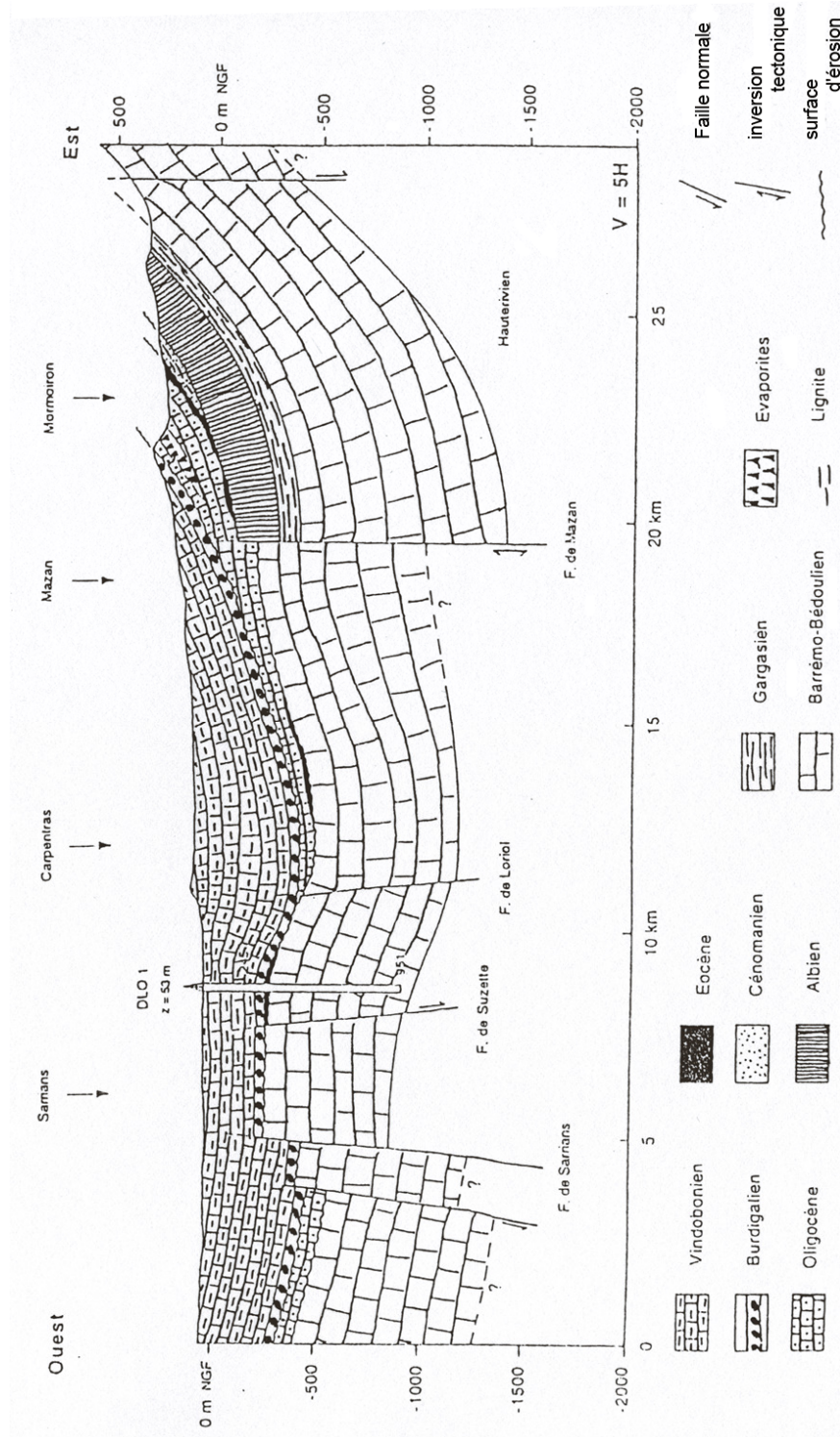


Figure 2-7. Coupe interprétative de BOINET (1996). Intégrant les données de géophysique pétrolière (SNPA-CGG –BRGM). La forme générale du bassin rejoint celle proposée par GLINTZBOECKEL (1980) sur la figure 2-2. La puissance de chaque étage a été revue pour que l'épaisseur totale de la série tertiaire corresponde aux informations fournies par la géophysique. Le Burdigalien est continu de la bordure est à la faille de Sarrrians mais il est affecté par les failles dans le fossé de Bédarrides. Par rapport à la coupe CC' (Figure 2-5), l'Oligocène sous couverture est présent mais réduit à 100 ou 150 m à l'est du horst



### 2.2.2. La vision actuelle de la stratigraphie séquentielle

A travers la réinterprétation des observations anciennes et le levé de nouvelles coupes, BESSON (2005) propose une autre analyse, étayée par la stratigraphie séquentielle. Il explique que le bassin rhodano-provençal aurait subi des vidanges de grande ampleur au cours du Miocène. Ces chutes du niveau marin relatif sont dues à l'évolution conjointe de la tectonique (dynamique d'avant-pays avec mise en place d'un bourrelet périphérique) et des variations eustatiques (Figure 2-8). Dans le bassin de Carpentras, deux vidanges sont identifiées, la première au passage de l'Aquitaniens au Burdigalien, la seconde entre le Burdigalien et le Langhien (incision entre 100 et 200 m dans la région de Carpentras). Cette thèse mentionne une troisième vidange entre le Tortonien inférieur et le Tortonien supérieur mais ses conséquences ne sont pas identifiées dans le bassin de Carpentras. Chacun de ces événements provoque l'érosion des sédiments de la période achevée et l'encaissement du réseau hydrographique. La transgression suivante est guidée par ces incisions fluviales.

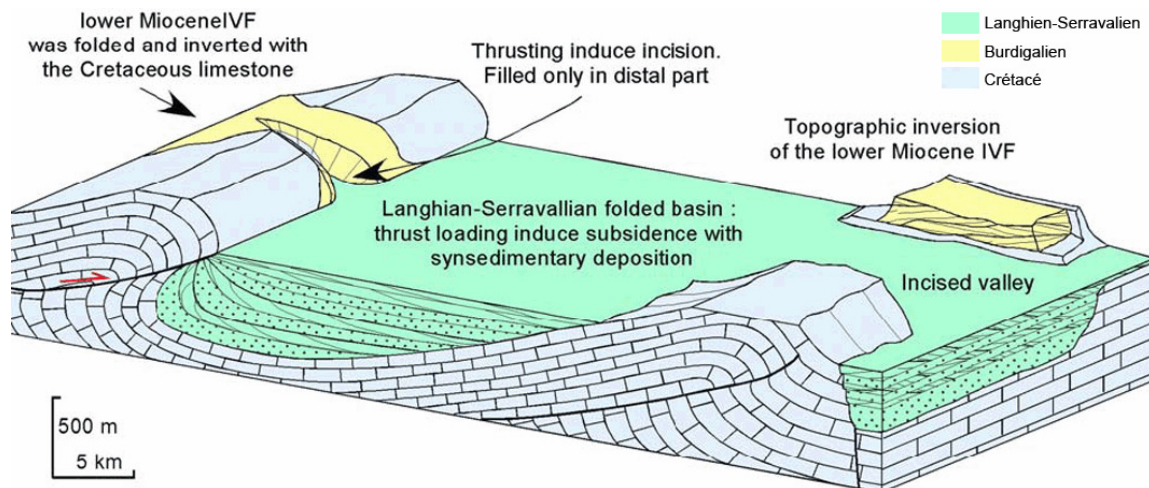


Figure 2-8. Représentation schématique du remplissage molassique des bassins de l'avant pays alpin. Relations entre les vallées incisées et l'évolution tectonique synsédimentaire. Le Burdigalien (lower Miocene IVF) se retrouve en contre-haut du Langhien-Serravalien (BESSON, 2005).

Ainsi le Burdigalien vient combler un réseau de vallées creusées dans l'Oligocène et le Crétacé à la fin de l'Aquitaniens. L'axe principal de drainage de ce réseau est globalement parallèle à la chaîne alpine (Figure 2-9a). Il traverse le bassin de Carpentras du Nord au Sud au niveau de Violès. Il s'adjoint deux branches de direction NE-SW qui correspondent à des fossés emboîtés dans les structures oligocènes, de part et d'autre du horst de Loriol. Ce paysage de rias burdigaliennes modifie l'image classique du bassin qui était vu comme la partie médiane d'un long sillon marin péri-alpin.

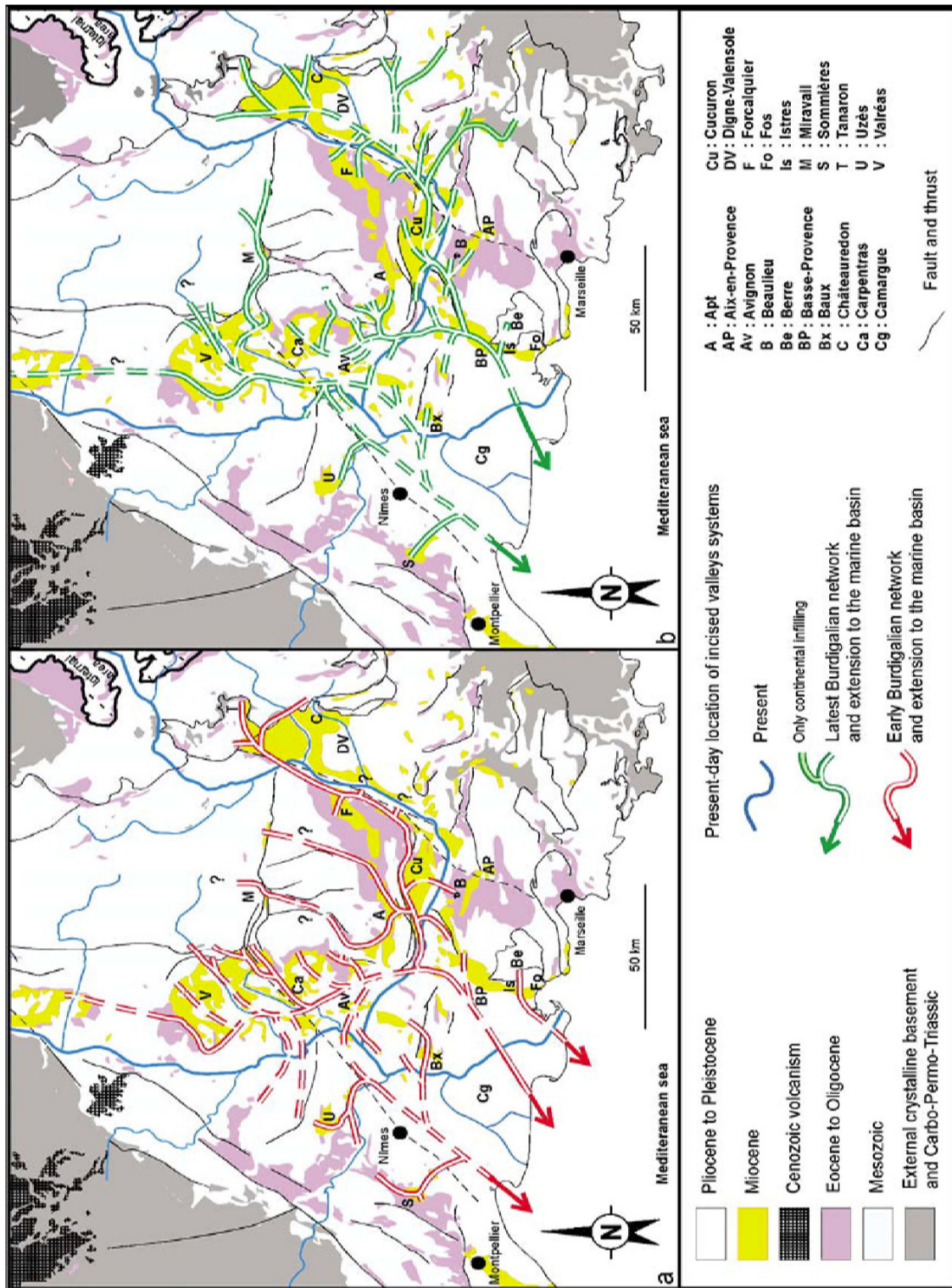
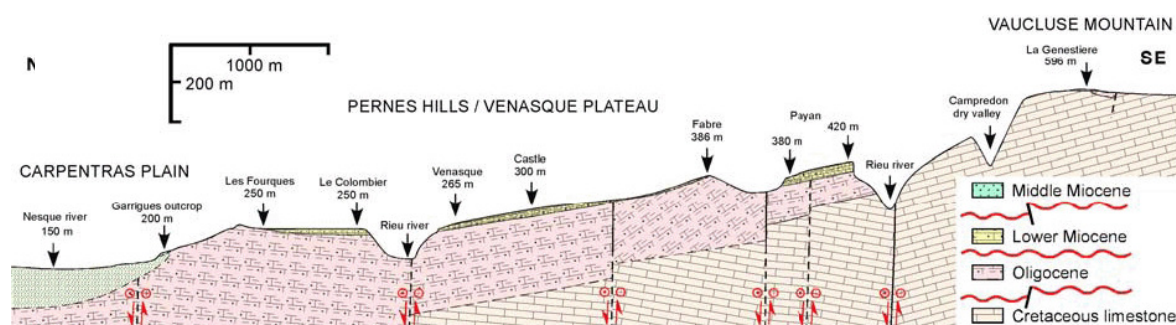


Figure 2-9. Reconstitution des réseaux fluviaux du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin rhodano-provençal (BESSON et al., 2005)

*A la fin du Burdigalien un nouveau réseau de vallées se creuse. L'axe de drainage principal nord-sud est décalé vers l'Ouest, le long de la faille de Nîmes (Figure 2-9b). La vidange du bassin de Carpentras est assurée par le réseau d'une paléo-Nesque qui bifurque vers le Sud. Le Langhien vient combler à son tour ce réseau de vallées emboîté dans le précédent, son organisation étant fortement contrôlée par les structures du substratum.*

Bien que controversé, ce modèle est séduisant car il explique l'inversion topographique entre le Burdigalien et le Miocène moyen, et propose un mode de remplissage du bassin. Dans ce schéma (Figure 2-10), l'Oligocène serait fortement réduit sous le Miocène moyen (Langhien-Serravalien) et le Burdigalien serait quasiment absent sous les safres, sauf sur le horst de Loriol.



*Figure 2-10. Coupe schématique de la bordure ouest du massif de Pernes (BESSON, 2005). On note l'inversion topographique entre le Burdigalien (Lower Miocene) et le Langhien-Serravalien (Middle Miocene). A l'ouest, les formations langhiennes reposent directement sur l'Oligocène*

Il est dommage que cette étude se soit heurtée au manque de données de subsurface dans les safres et n'ait pas pu aboutir à un modèle géologique complet du bassin. Elle apporte néanmoins une vision contemporaine qui modifie la vision classique.

### 2.2.3. En résumé

Les dépôts miocènes du Bassin Provençal sont des dépôts de plate-forme, marqués par les courants de marées et les vagues. Les apports fluviaux sont limités et fréquemment remaniés par les courants. Deux visions diffèrent sur l'interprétation des conditions de dépôts.

1. La vision classique envisage une paléotopographie très proche de la topographie actuelle ; la plupart des reliefs actuels constituaient des hauts-fonds ou des îles. Elle explique que les sédiments miocènes se seraient accumulés dans un environnement marin permanent. Les différents faciès rencontrés seraient le résultat du tri des matériaux par les courants, eux-mêmes influencés par les hauts-fonds. Le horst de Loriol et les bords des reliefs auraient été le siège d'une sédimentation calcaire alors que, dans les fossés, les fines se seraient accumulées.
2. La stratigraphie séquentielle observe des phases de vidange et considère une évolution tectonique importante du bassin de l'avant-pays alpin au cours du

Miocène. La séquence type est constituée par une molasse basale et des marnes au sommet. Ces séquences sont séparées par des surfaces d'érosion associées aux phases d'émersion partielle ou générale du bassin et marquées par une forte incision fluviale. Les principales périodes d'érosion se situeraient entre l'Aquitainien et le Burdigalien, entre le Burdigalien et le Langhien (incision entre 100 et 200 m dans la région de Carpentras) et pendant le Tortonien. Elles auraient entraîné une modification des faciès, de la géométrie du bassin et de la position des centres de dépôt. L'intérêt important de ce modèle de remplissage est d'expliquer l'inversion topographique entre le Burdigalien et le Miocène moyen. Le Burdigalien se dépose sur une surface continentale (témoins de pédogenèse). Il est représenté par de grandes barres de calcarénite. Au Langhien, on assiste à un changement brutal de faciès avec des marnes bleues micacées (type Schlier) et des sables gréseux marneux jaunâtres ou gris-bleu (les safres) datés fini-burdigaliens à langhiens.

## 2.3. Étude de la bordure est par tomographie de résistivité électrique

### 2.3.1. Objectifs

Les corrélations entre forages sont très difficiles à cause : (1) du manque de niveaux repères facilement identifiables, (2) du manque de fiabilité et de précision des descriptions des coupes, malgré les efforts de leurs auteurs, (3) de la faible profondeur des ouvrages qui ne traversent jamais la totalité de la série tertiaire ni même miocène.

La géophysique par panneaux électriques (tomographie de résistivité électrique) apporte un secours dans cette démarche. En effet, elle met en évidence les variations de résistivité électrique du sous-sol. Cette résistivité est fonction de la nature des roches (Figure 2-11) et des éventuels fluides qu'elles contiennent. La gamme de résistivité pour un même type de matériau peut être très étendue (plusieurs magnitudes) et être en partie commune à des matériaux différents. En pratique, ces gammes sont restreintes quand on s'intéresse à un contexte géologique et géographique particulier.

En hydrogéologie, la tomographie de résistivité électrique permet de distinguer les niveaux aquifères des niveaux moins perméables en tenant compte des connaissances de la géologie locale (OLAYINKA et WELLER, 1997 ; LARSEN *et al.*, 2002 ; LOKE, 2004). Cette technique d'investigation ne crée pas véritablement de données nouvelles, dans le sens où les résultats bruts sont très difficiles à exploiter sans l'aide d'une connaissance préalable du domaine étudié. Son atout est de fournir des arguments pour passer d'une information 1D (un forage) à un panneau en 2D (une coupe, une section) ou d'une information de surface (les affleurements géologiques) à son prolongement en profondeur.

Dans le bassin de Carpentras, les faciès rencontrés se répartissent différemment suivant leur résistivité.

- Les niveaux calcaires ou gréso-calcaires du Crétacé, de l'Oligocène et du Burdigalien, et les terrasses quaternaires sont résistants.

- Les niveaux argileux ou marneux sont conducteurs.
- Les niveaux sableux des safres serravaliens présentent une résistivité intermédiaire.

Des gammes de résistivités plus précises sont présentées et discutées par la suite.

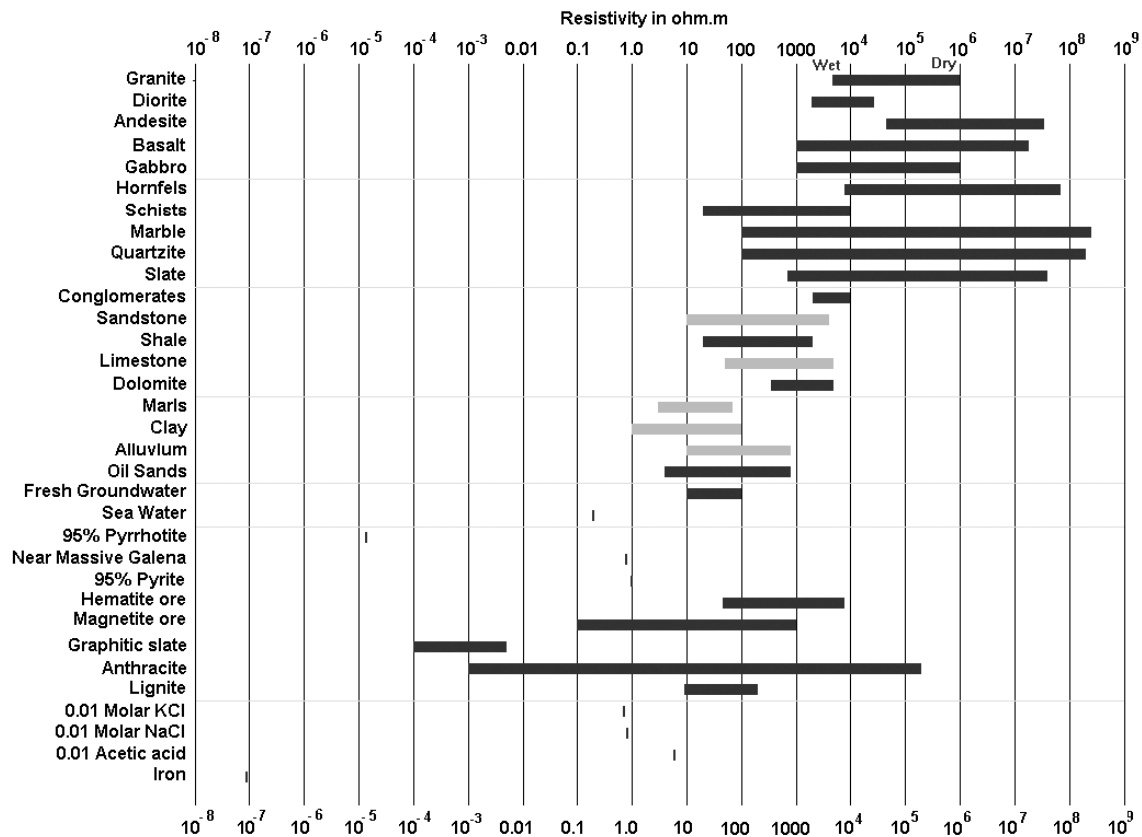


Figure 2-11. Gamme de résistivité des principaux matériaux géologiques (LOKE, 2004, modifié). Les barres grises représentent les matériaux rencontrés dans le bassin de Carpentras. Les autres, en noir, sont mentionnés à titre de comparaison.

### 2.3.2. Principe de la tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique consiste à déterminer la distribution de la résistivité du sous-sol en faisant des mesures depuis la surface. Les principes physiques mis en jeu sont les mêmes que ceux du sondage électrique. Ils sont fondés sur la loi d'Ohm qui lie la densité de courant électrique ( $J$ ) à la différence de potentiel ( $E$ ) par l'intermédiaire de la conductivité électrique ( $\sigma$ ) du matériau conducteur :

$$J = \sigma \cdot E$$

Par définition la résistivité ( $\rho$ ) est l'inverse de la conductivité :

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

En général les mesures de résistivité sont faites à l'aide de quatre électrodes disposées le long du profil étudié (Figure 2-12). Une paire d'électrode (C1-C2 sur la figure 2-12) injecte un courant de caractéristiques connues, pendant que l'autre (P1-P2) mesure la différence de potentiel induite dans le sol. Cette mesure fournit immédiatement une résistance ( $R$ ) du sous-sol (par application de la loi d'Ohm). En multipliant  $R$  par un facteur géométrique ( $k$ ), on obtient la résistivité ( $\rho_a$ ) apparente du sous-sol. Le facteur  $k$  dépend du dispositif et de l'écartement entre les électrodes.

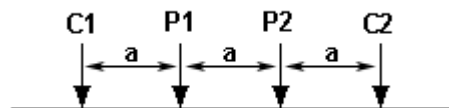


Figure 2-12. Exemple de dispositif classique à quatre électrodes : le dispositif Wenner-alpha. Dans ce cas les électrodes sont équidistantes, séparées par la distance  $a$ .

La résistivité apparente  $\rho_a$  mesurée est fonction de la résistivité réelle  $\rho$  d'un volume élémentaire du sous-sol situé à l'aplomb du milieu du dispositif. La profondeur d'investigation est fonction du dispositif choisi et de l'écartement entre les électrodes. Ainsi, pour un dispositif donné, plus les électrodes sont éloignées les unes des autres, plus la zone d'investigation est profonde.

En effectuant les mesures pour des écartements différents et en déplaçant latéralement l'ensemble du dispositif, on construit une matrice de résistivités apparentes (Figure 2-13). La représentation graphique de cette matrice est appelée pseudo-section.

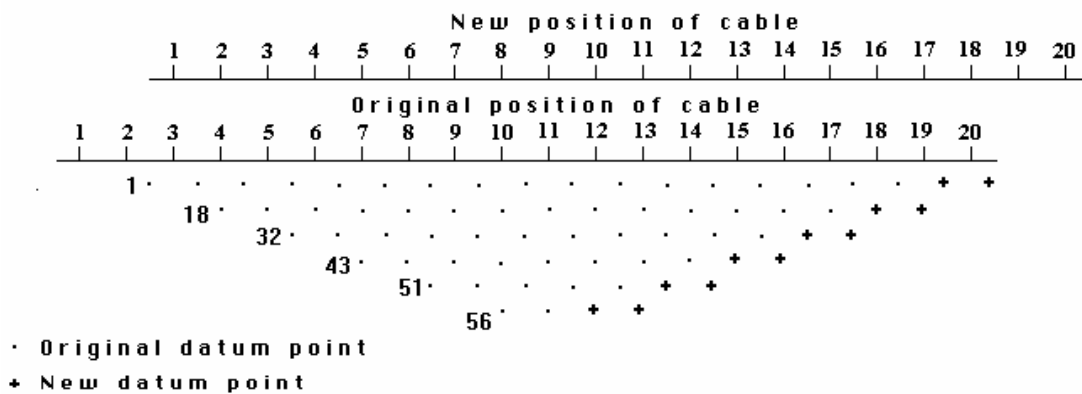


Figure 2-13. Progression sur le terrain des mesures de résistivités apparentes (LOKE, 2004). Les « câbles » représentés sur la figure correspondent au dispositif utilisé en pratique : un câble comportant plusieurs électrodes (ici, 20) est déroulé le long du profil ; par paires, elles jouent successivement le rôle de dipôle d'injection et celui de dipôle de mesure. La gestion des électrodes est assurée par un ordinateur dédié et un multiplexeur.

Les valeurs de résistivités apparentes représentées sur la pseudo-section ne sont pas les valeurs de la résistivité réelle. En effet les résistivités apparentes sont calculées sous l'hypothèse d'un sous-sol homogène. La relation entre les résistivités apparentes et les résistivités réelles est complexe et fait encore l'objet de développements théoriques. Pour estimer les résistivités réelles, il faut résoudre le problème inverse : trouver un modèle de résistivités *vraies* dont la réponse théorique est la plus proche possible de celle mesurée (résistivités *apparentes*) sur le terrain. Cette résolution se fait par itérations successives. Les méthodes et leurs variantes sont nombreuses et utilisent les techniques numériques de résolution des systèmes linéaires.

### 2.3.3. Méthode utilisée et matériel

Parmi les nombreux dispositifs disponibles pour effectuer les mesures, nous avons retenu le dispositif Wenner-Alpha (Figure 2-12). Il correspond à la variante *normale* des dispositifs Wenner. Cette famille a pour point commun des électrodes équidistantes. Le Wenner-Alpha a pour particularité de placer le dipôle de mesure entre les électrodes d'injection.

Le Wenner-Alpha est un des premiers dispositifs utilisés. Il est robuste et a été mis en œuvre dans des contextes très différents (OLAYINKA et WELLER, 1997 ; LARSEN *et al.*, 2002). Il est particulièrement adapté pour mettre en évidence les structures horizontales (fréquentes dans les bassins sédimentaires) sans ignorer les structures verticales. De plus il présente une intensité de signal élevée (*high signal strength*). Il est donc peu sensible aux bruits parasites, fréquents dans les zones anthropisées (DAHLIN et ZHOU, 2004 ; LOKE, 2004).

Les mesures sont effectuées le long de trois profils choisis sur les bordures du bassin au nord et à l'est de Carpentras (Figure 2-14). Les tracés suivent au mieux des lignes d'écoulement compte tenu de l'occupation du territoire traversé. C'est à cause de ces contraintes d'occupation que le projet d'un profil au sud de Carpentras a été abandonné après repérage. En effet la densité de constructions résidentielles est trop importante et ne permet pas les mesures sur une grande longueur (clôture, conduites et câbles enterrés, routes).

Les électrodes sont disposées sur un jeu de câbles de 400 m ce qui permet une profondeur d'investigation d'environ 80 m. Les sections de résistivité sont obtenues par inversion des pseudo-sections avec le logiciel RES2DINV © (GEOTOMO SOFTWARE, 2004). Les paramètres d'inversion sont les suivants :

- topographie prise en compte par la transformation inverse de Schwartz-Christoffel (LOKE, 2000) ;
- optimisation des calculs par la méthode incomplète de Gauss-Newton ;

- inversion de la matrice de Jacobi par la méthode Gauss-Newton pour les deux premières itérations puis par la méthode *quasi-Newton* pour les itérations suivantes (LOKE et DAHLIN, 2002) ;
- choix de la méthode d'inversion robuste.

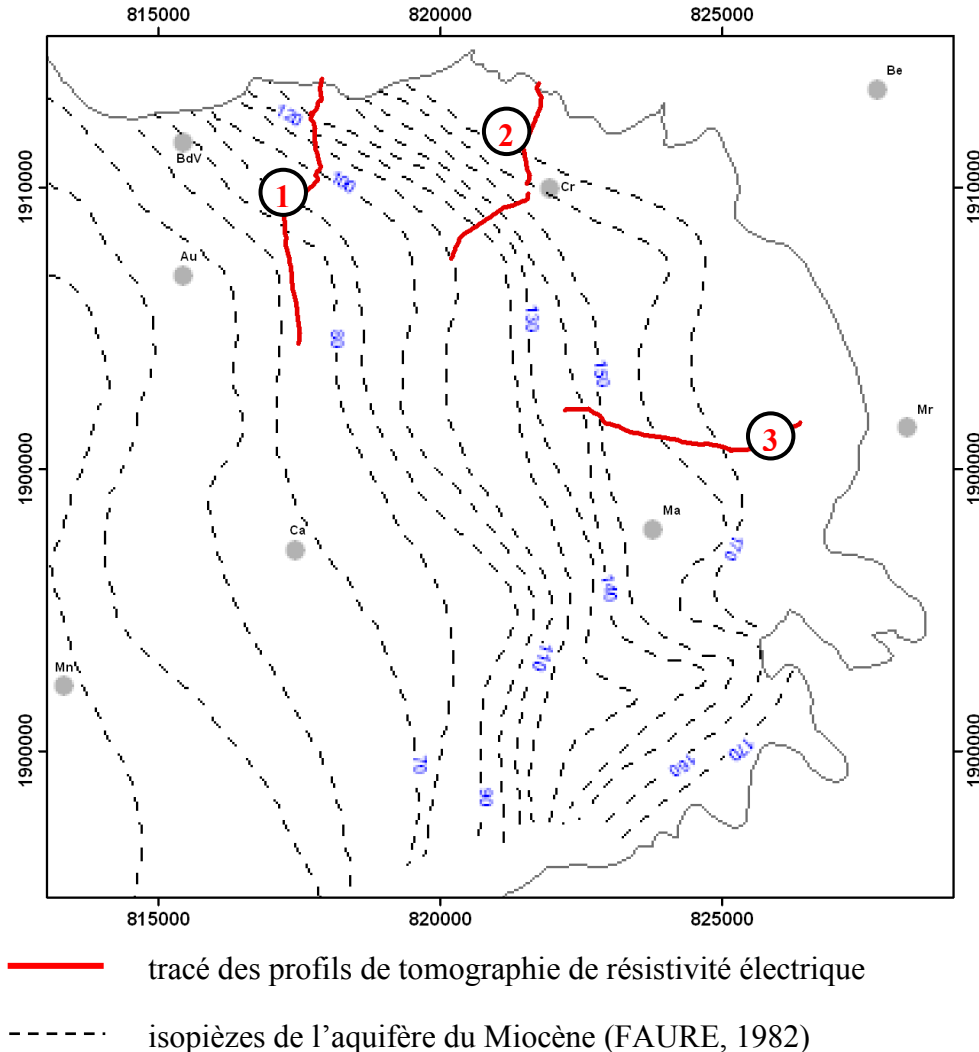


Figure 2-14. Position des profils de reconnaissance par tomographie de résistivité électrique.

#### 2.3.4. Résultats

Les trois panneaux de résistivité électrique sont présentés sur les figures 2–15, 2–16 et 2–17. Les valeurs de résistivité obtenues s'étendent de moins de 5  $\Omega.m$  à plus de 500  $\Omega.m$ . Les panneaux présentent globalement des zones de résistivité homogènes : résistivité supérieure à 150  $\Omega.m$ , comprise entre 40 et 100  $\Omega.m$  et inférieure à 30  $\Omega.m$ .

Les valeurs les plus élevées (supérieures à 150  $\Omega.m$ ) correspondent à des zones superficielles ou à la bordure du bassin (le début de chaque profil). Les valeurs moyennes (40-100  $\Omega.m$ ) semblent former des bandes en alternance avec les plus petites valeurs



(moins de 30  $\Omega.m$ ). Ces bandes sont inclinées dans le sens de la topographie, leur pente est supérieure à celle de la surface. Ceci est particulièrement visible sur le deuxième profil (Figure 2-16).

La confrontation des données fournies par la géophysique avec l'examen des cartes géologiques et de leurs notices, des coupes des forages proches des profils et des observations sur le terrain permet de corréliser les contrastes de résistivité à des changements de formations géologiques. Il est à noter qu'aucune coupe de forage proche du troisième profil n'est disponible. L'interprétation de ce profil est donc réalisée à partir des autres données et des profils 1 et 2.

### **Les fortes résistivités ( $\rho > 150 \Omega.m$ )**

En surface, les zones de forte résistivité (supérieure à 150  $\Omega.m$ ) correspondent, en général, à des dépôts récents, peu épais, grossiers et très peu aquifères (terrasses alluviales et colluvions). Toutefois, dans le cas du premier profil (Figure 2-15), le niveau résistant situé en amont immédiat du forage n°2 témoigne de la présence d'une butte de grès grossier à éléments très roulés et débris de coquilles (micro-poudingue bioclastique, conglomérat des Traversiers). Ce niveau est recoupé par le forage n°2 entre 45 et 48 m.

Sur les bordures du bassin (début des profils), les zones de forte résistivité (supérieure à 150  $\Omega.m$ ) correspondent aux terrains calcaires anté-langhiens. Sur le premier profil, ces niveaux résistants alternent avec des niveaux très conducteurs. Le pendage apparent de l'ensemble est subvertical. Il s'agit des marno-calcaires hauteriviens ( $n_3$ ). Sur le second profil (Figure 2-16), les niveaux résistants de la bordure du bassin correspondent à la molasse calcaire bioclastique du Burdigalien ( $m_{1bC}$ ). Ce niveau est d'ailleurs recoupé à 25 m par le forage n°5. Enfin, sur le profil 3 (Figure 2-17), les terrains de bordure sont constitués par la molasse burdigalienne ( $m_{1b1-4}$ ) épaisse de 10 m (BLANC *et al.*, 1975a) et surmontant les calcaires marneux de l'Oligocène. La limite entre ces deux formations est peu marquée.

### **Les résistivités moyennes et faibles ( $\rho < 100 \Omega.m$ )**

Les niveaux de résistivité inférieure à 100  $\Omega.m$  correspondent au sommet du remplissage sablo-argileux des safres serravaliens. Les niveaux marneux apparaissent très conducteurs alors que les niveaux plus sableux présentent des résistivités intermédiaires (40-100  $\Omega.m$ ). Ainsi les forages n°6 et 7 (Figure 2-16) sont dans des niveaux de safre sableux et leurs positions coïncident avec des résistivités moyennes alors que le forage n°9, qui recoupe 65 m d'argile sous les alluvions, correspond à un secteur peu résistant.

De la même façon, on observe sur l'est du profil n°3 (Figure 2-17), un niveau conducteur qui représente des argiles, largement visibles sur le terrain. Vers l'ouest, elles passent sous un niveau moyennement résistant qui correspond à des safres sableux, eux-mêmes surmontés par les alluvions.

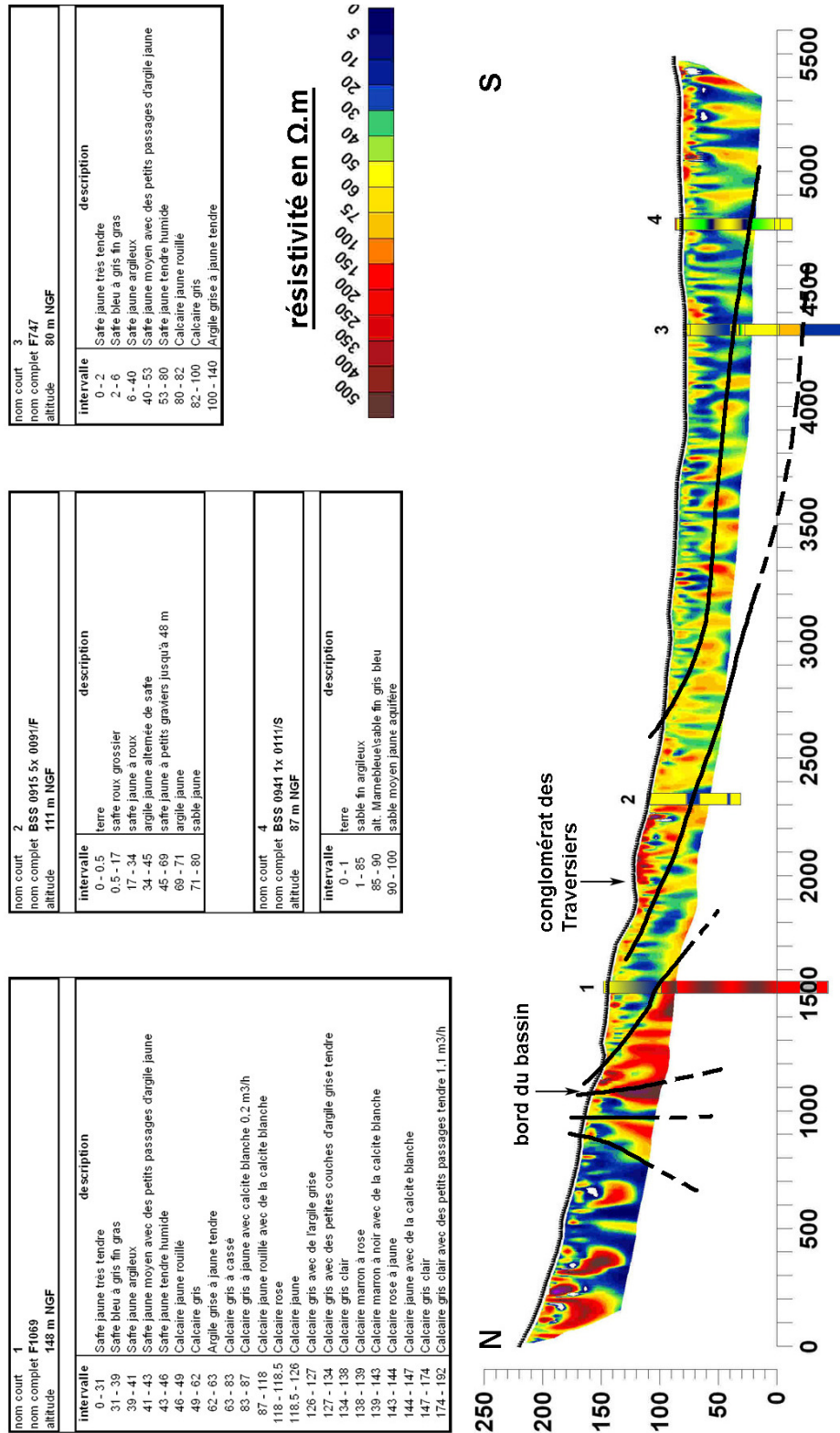


Figure 2-15. Profil n°1. Panneau électrique nord-ouest : Saint-Véran-Serres. Les forages les plus proches du profil sont décrits dans le tableau et leur projection est indiquée sur le panneau. Les couleurs utilisées pour distinguer les niveaux reconnus par les forages correspondent à l'ordre de grandeur de la résistivité électrique du matériau.

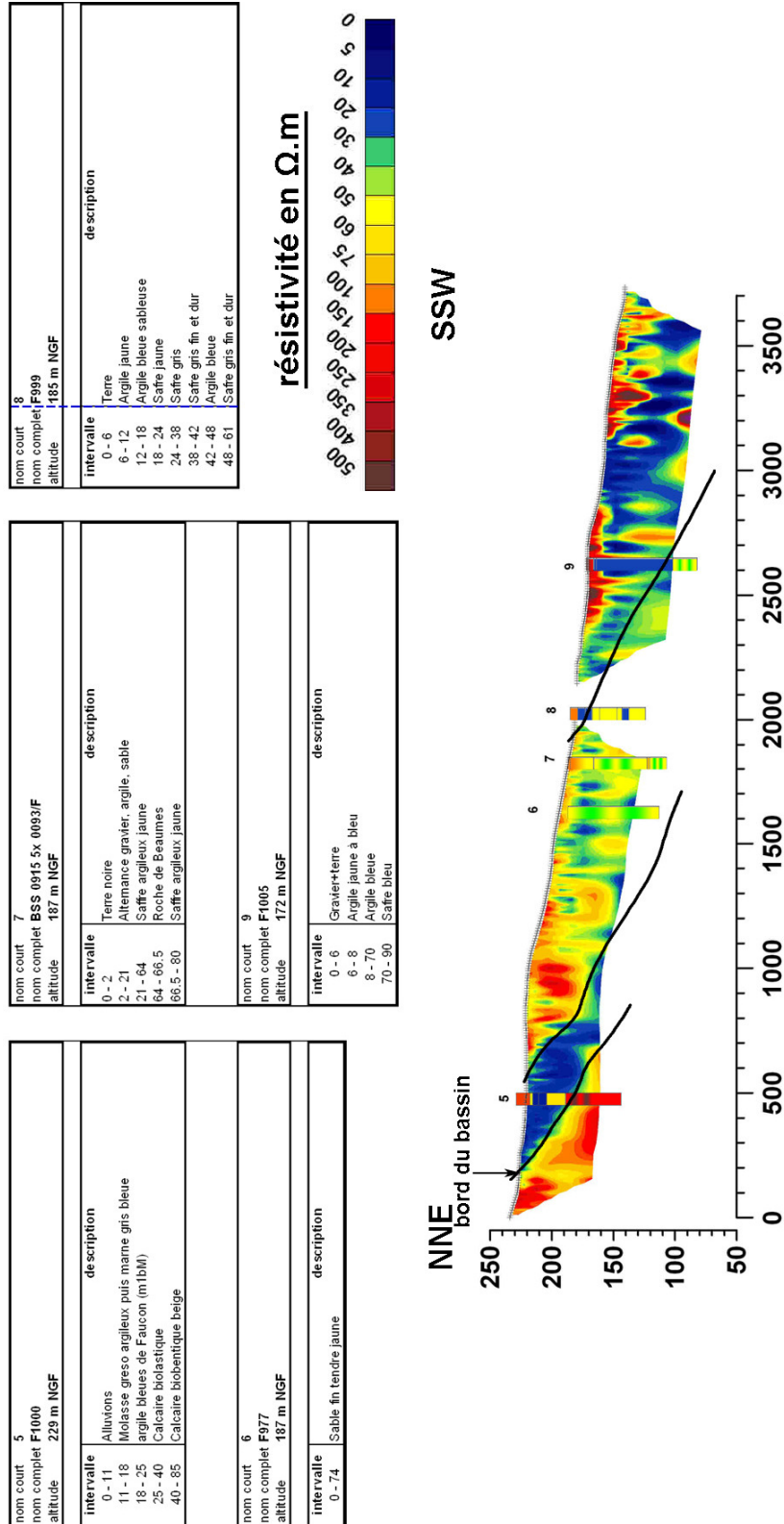


Figure 2-16. Profil n°2. Panneau électrique nord : Caromb-Serres. Les forages les plus proches du profil sont décrits dans le tableau et leur projection est indiquée sur le panneau. Les couleurs utilisées pour distinguer les niveaux reconnus par les forages correspondent à l'ordre de grandeur de la résistivité électrique du matériau.

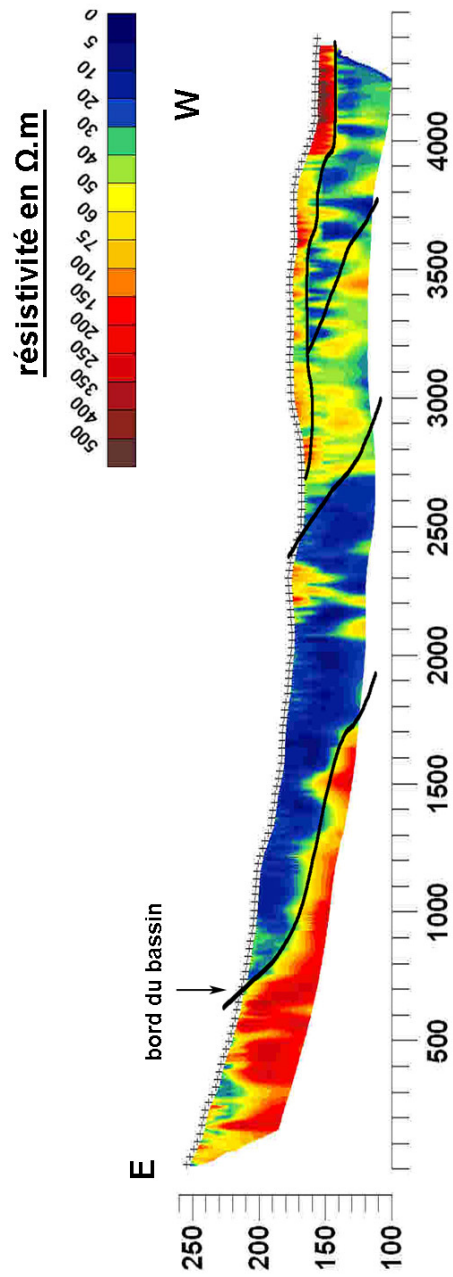


Figure 2-17. Profil n°3. Panneau électrique est : Mazan

### Étude particulière du profil n°1

Sur le profil n°1, les contrastes sont moins marqués. L'examen des forages montre que l'ensemble du panneau se trouve dans des terrains sablo-argileux (des safres) assez homogènes à l'échelle des profondeurs d'investigation. Néanmoins, le forage n°1 mentionne un niveau plus argileux avant d'atteindre les calcaires. Ce niveau semble se prolonger sous le profil mais le forage n°2 ne le décrit pas explicitement. De même, à l'extrémité aval du profil, les forages n°3 et 4 traversent un niveau de safre argileux qui semble se prolonger en aval et envahir toute l'épaisseur du profil.

Ensuite le niveau conglomératique, coupé par le forage n°2 et reconnu en surface, n'est pas mentionné explicitement par les forages avals. Les valeurs de résistivité électrique moyennes à fortes (60-200  $\Omega$ .m) qui lui correspondent montrent pourtant une continuité sur plus de 1200 m après le forage n°2. Deux explications peuvent être avancées. Ce niveau grossier pourrait disparaître au profit des safres argileux. Il pourrait aussi correspondre au niveau « calcaire jaune rouillé » du forage n°3 (entre 80 et 82 m). Dans ce cas il se prolongerait sous le forage n°4 et son pendage réel serait plus fort que celui qui apparaît sur le modèle de résistivité.

En fait l'interprétation géophysique de ce niveau de résistivité élevée reste délicate car l'épaisseur de la formation à laquelle il se rattache est très réduite (2 à 5 m). La résolution d'investigation géophysique n'est pas suffisante pour en dessiner des contours précis. Il apparaît donc sous forme d'une succession d'anomalies de résistivité à cause du fort contraste de propriété électrique de ce niveau avec les niveaux encaissants. Peu de mesures sont représentatives de ce niveau résistant ce qui induit une grande incertitude sur sa position lors de l'inversion du profil (passage des résistivités apparentes aux résistivités vraies). De plus l'erreur numérique est d'autant plus grande que le niveau observé est profond. Il est donc tout à fait possible que le pendage apparent sur le panneau électrique soit sous estimé et que le niveau conglomératique soit continu et étendu conformément à la vision de la stratigraphie séquentielle. Ainsi le conglomérat des Traversiers, près de St-Véran, pourrait correspondre à un niveau repère marquant un bas niveau marin relatif correspondant à une période d'incision du bassin.

Enfin l'extrémité nord du profil n°1 (la bordure du bassin) met en évidence la discordance progressive des dépôts post-burdigaliens. Cette organisation est tout à fait comparable au modèle décrit par la stratigraphie séquentielle (Figure 2-18) et aux observations de terrain (CASAGRANDE, 1989). On voit clairement apparaître l'empreinte de la tectonique d'avant-pays syn-miocène sur la disposition des dépôts.

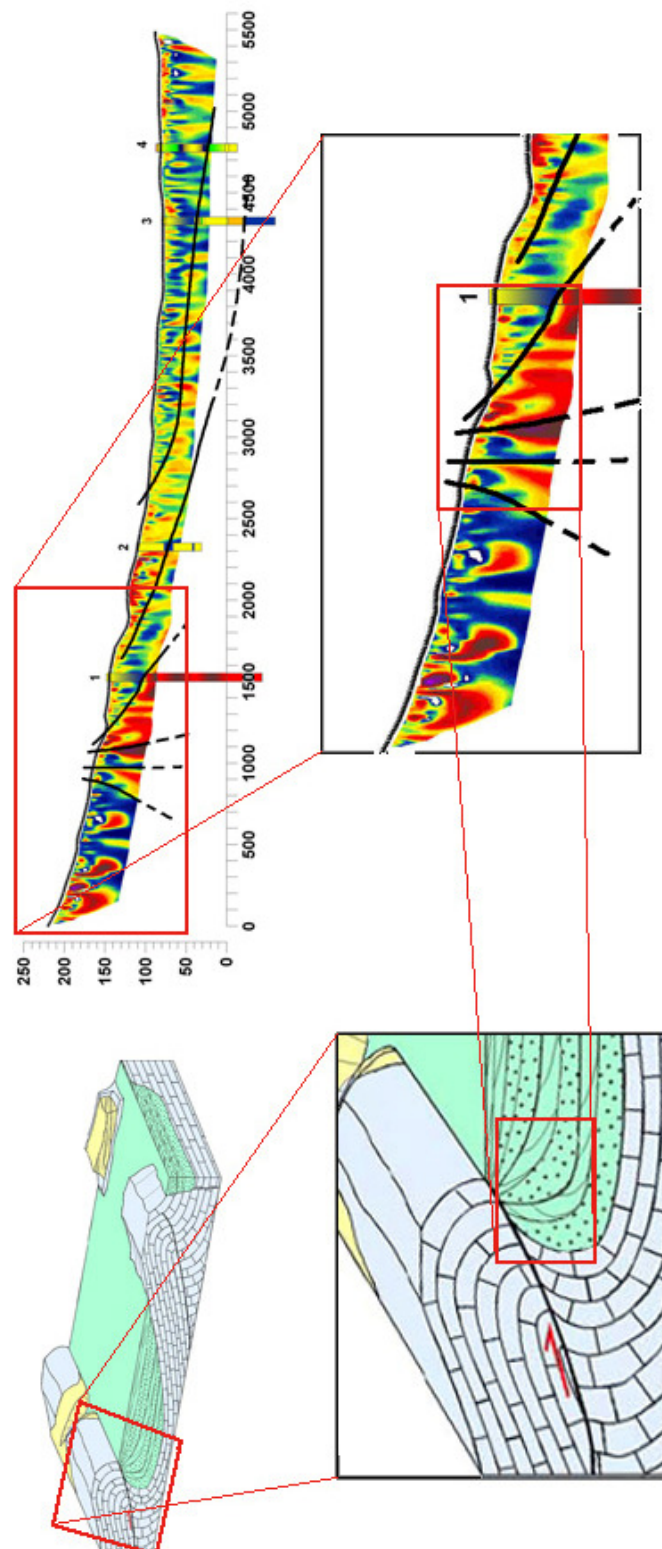


Figure 2-18. Comparaison entre les structures mises en évidence par la tomographie de résistivités électriques sur la bordure nord du bassin (Figure 2-15) et le schéma de remplissage (Figure 2-8) proposé par BESSON (2005). On observe le même type de discordance progressive des dépôts.

### 2.3.5. Apports de la tomographie électrique

En résumé, les trois panneaux électriques réalisés sur la bordure est du bassin au nord et à l'est de Carpentras permettent de distinguer les niveaux sableux des niveaux marneux dans les safres serravaliens. En effet les résistivités électriques mesurées sont inférieures à 30  $\Omega$ .m pour les niveaux marneux et se situent entre 40 et 100  $\Omega$ .m pour les niveaux sableux. Le substratum calcaire et les alluvions présentent des résistivités supérieures à 150  $\Omega$ .m. Ces valeurs sont conformes à celles des sondages électriques réalisés dans le bassin (LEMOINE et SIWERTZ, 1980 ; FAURE, 1982).

Grâce à la longueur importante des profils (près de 15 km cumulés), la tomographie électrique met en évidence une continuité et une alternance des niveaux sableux et des niveaux argileux des safres, au moins sur les bordures. Ce constat est particulièrement clair sur les profils 2 et 3. Le profil n°1, quant à lui, permet de suivre le niveau de conglomérat dit des Traversiers sur plus de 2 km. Le remplissage du bassin serait donc multicouche et non pas constitué uniquement d'un agencement de lentilles comme le suggère la figure 2-3. Enfin l'extrémité nord du profil n°1 montre une discordance progressive des dépôts, phénomène déjà décrit à partir d'observations de terrain et pris en compte par le modèle de la stratigraphie séquentielle.

Ainsi la tomographie de résistivité électrique permet de comprendre l'agencement multicouche des sédiments miocènes sur les bordures du bassin. Elle représente bien les faciès observés en surface et dans les forages. Enfin les résultats sont conformes au modèle de remplissage proposé par la stratigraphie séquentielle.

## 2.4. Schéma de remplissage de l'ensemble du bassin

### 2.4.1. Étude de l'ensemble des forages

#### **Répartition des forages**

L'examen de la répartition des forages de plus de 50 m laisse apparaître deux secteurs sans forage ou avec une densité très faible d'ouvrages (Figure 2-19). Ces zones se trouvent de part et d'autre du horst de Loriol. Elles sont allongées dans la direction N-S. Leur position et leur orientation coïncident avec les réseaux de vallées incisées qui se sont succédé au cours du Miocène (Figure 2-9).

Le secteur sud correspondrait à l'incision du réseau de la paléo-Nesque, entre le massif de Pernes et le horst. Les forages sont très peu nombreux dans cette zone car ils sont très peu productifs. En effet le substratum remonte en allant vers le Sud et les niveaux rencontrés dans les forages sont très argileux (Figure 2-20 et Tableau 2-1).

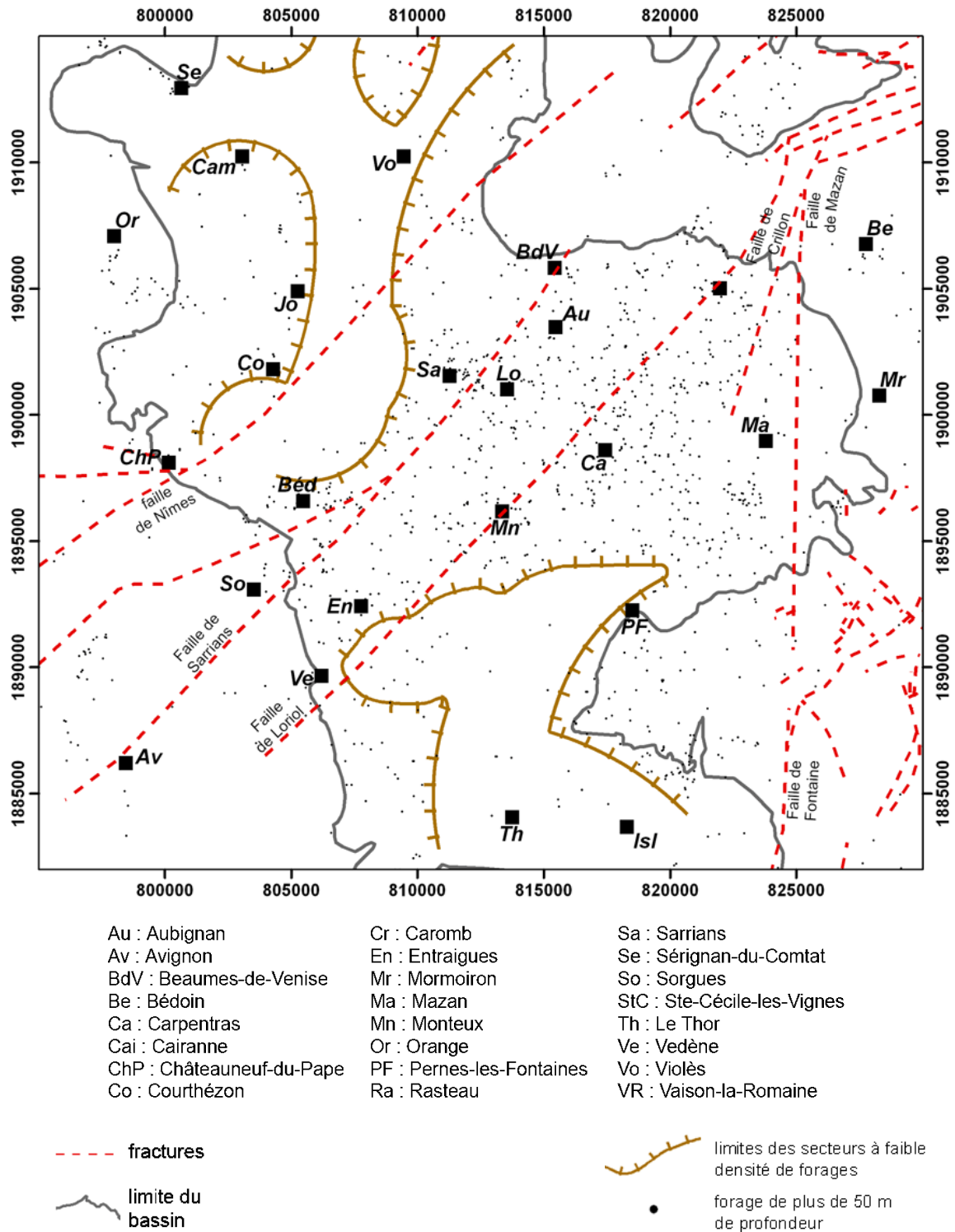


Figure 2-19. Position des ouvrages de plus de 50 m de profondeur, répertoriés dans la base de données. Les lignes bistre hachurées indiquent les secteurs à très faible densité de forages. Ces zones pourraient correspondre à des portions des réseaux de vidanges miocènes comblées par des matériaux marneux.



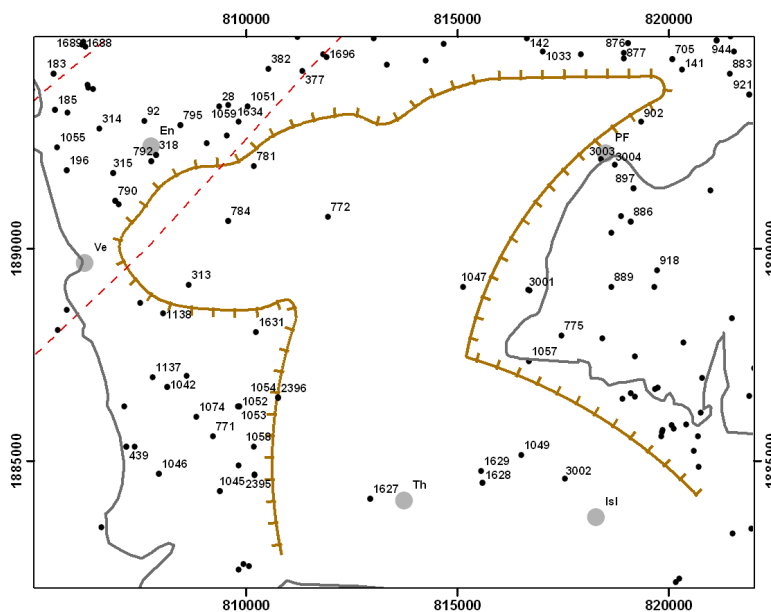


Figure 2-20. Ouvrages de plus de 50 m situés dans ou à proximité du secteur de la ria langhienne de la paléo-Nesque. Seuls les ouvrages accompagnés d'une coupe lithologique sont représentés. Quelques coupes sont reportées dans le tableau 2-1.

Ouvrage	Coupe descriptive (le plus souvent fournie par le foreur)
n°772 0940 8x 0023/FO	0-12 m : Alluvions 12-20m : Argile bleue 20-27 m : Sable argileux bleu 27-105 m : Marne argileuse bleue 105-130 m : Sable fin vert
n°781 0940 8x 0126/FO	0-4 m : Alluvions 4-90 m : Argiles bleues progressivement ( <i>sic</i> )
n°1047 0940 8x 0021/FO	0-18 m : Alluvions 18-146m : Marnes bleues 146-172 m : Sable argileux bleu siliceux et argiles bleues
n°1627 0940 8x 0139/S	0-22 m : Alluvions 22-50m : Marnes bleues
n°1628 0940 8x 0151/F	0-16 m : Alluvions 16-60m : Argile 60-87 m : Sable argileux
n°1049 0940 8x 0151/F	0-2 m : Alluvions 2-25 m : Marnes bleues 25-55m : Grès marneux à poreuse beige ( <i>sic</i> )

Tableau 2-1. Description lithologique de quelques ouvrages situés dans le secteur de la ria langhienne (BESSON, 2005) de la paléo-Nesque. La position des ouvrages est indiquée sur la figure 2-20.

### Faciès du niveau supérieur des safres

En examinant la nature du niveau supérieur des safres serravaliens traversé par les forages dans le bassin (plus de 400 coupes ont été prises en compte), une carte des faciès du Miocène à l’affleurement et sous les dépôts quaternaires est établie (Figure 2-21). A l’est, on observe la même alternance entre les niveaux sableux et les niveaux argileux que sur les profils géophysiques (2.3. ). A l’extrême bordure est, on trouve les faciès calcaires du Burdigalien.

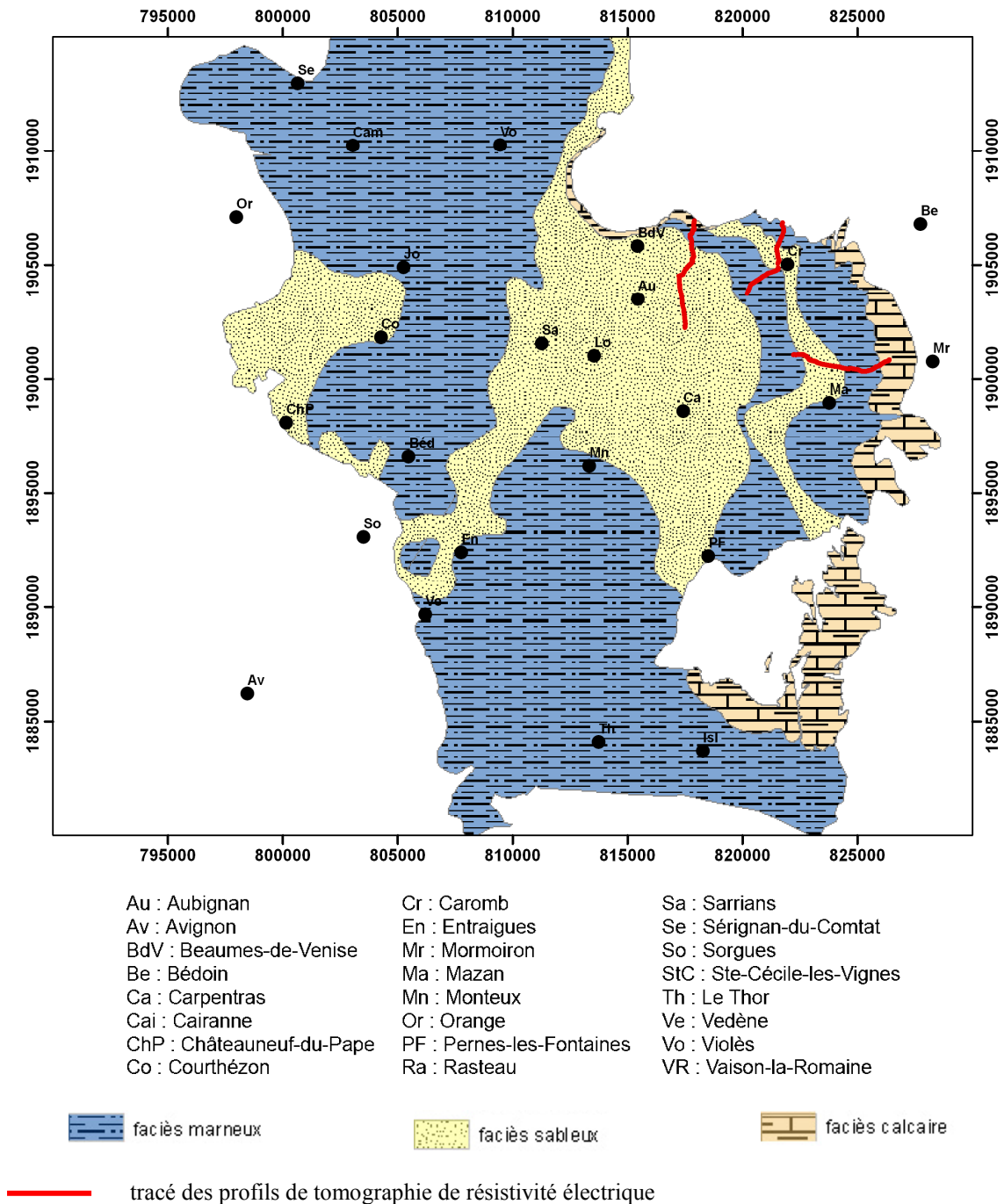


Figure 2-21. Nature des sédiments mio-pliocènes au toit de la série dans le bassin de Carpentras et les plaines d’Orange

Les résultats de la géophysique peuvent donc être généralisés à l'ensemble du bassin : le remplissage langhien-serravalien serait constitué d'une alternance de niveaux sableux et de niveaux argileux continus et l'aquifère miocène du bassin de Carpentras serait un aquifère multicouche.

Ce modèle est compatible avec l'observation de lentilles plus sableuses ou plus argileuses décrites par FAURE (1982) car les niveaux sableux et les niveaux argileux de grande extension reconnus par la géophysique électrique et l'étude des forages, sont eux-mêmes composites. A l'échelle du bassin, ils apparaissent homogènes, plutôt sableux ou plutôt argileux mais à l'échelle locale on observe des passées sableuses au sein des niveaux argileux et, inversement, des passées argileuses au sein des niveaux sableux.

#### 2.4.2. Modèle lithologique schématique

##### **Estimation de la profondeur du substratum**

Les paragraphes précédents ont détaillé l'arrangement et la nature des sédiments remplissant le bassin. Pour compléter le schéma, il faut estimer la profondeur du mur du Miocène.

Cette surface est inconnue. Elle n'est rencontrée que par quelques forages près des bordures et par un unique ouvrage, situé sur le horst de Loriol, au centre du bassin (Tableau 2-2). Aucun forage ne traverse la série Miocène des fossés. Elle n'est matérialisée en surface qu'aux limites d'affleurements de la base du Miocène.

<b>Profondeur</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Étage</b>	<b>Cote du toit de la formation (m NGF)</b>
0-245 m	argiles ocre (36m), Sables fins argileux à passées d'argile sableuses grises	Serravalien-Langhien	52
245-325 m	Calcarénite	Burdigalien	-193
325-	Calcaire à rudistes	Barrémo-Bédoulien	-273

*Tableau 2-2. Description des terrains rencontrés par le forage de Loriol (n° BSS 09404x0003/DLO1)*

La prospection sismique fournit cependant une estimation de la profondeur du réflecteur U attribué au toit des calcaires urgoniens du Crétacé inférieur (BOINET, 1996) le long de profils qui traversent le bassin (Figure 2-22). Dans la zone étudiée, cette surface est souvent proche du mur miocène, à l'échelle des épaisseurs du remplissage miocène. En effet, sur le horst de Loriol, le Burdigalien repose directement sur les calcaires urgoniens. Les forages les plus profonds, au droit des fossés, recoupent plus de 300 m de safres sans atteindre de niveau calcaire, burdigalien, oligocène ou crétacé. Mais à cause des incisions aquitaniennes et burdigaliennes la puissance de l'Oligocène est réduite sous les safres (Figure 2-10).

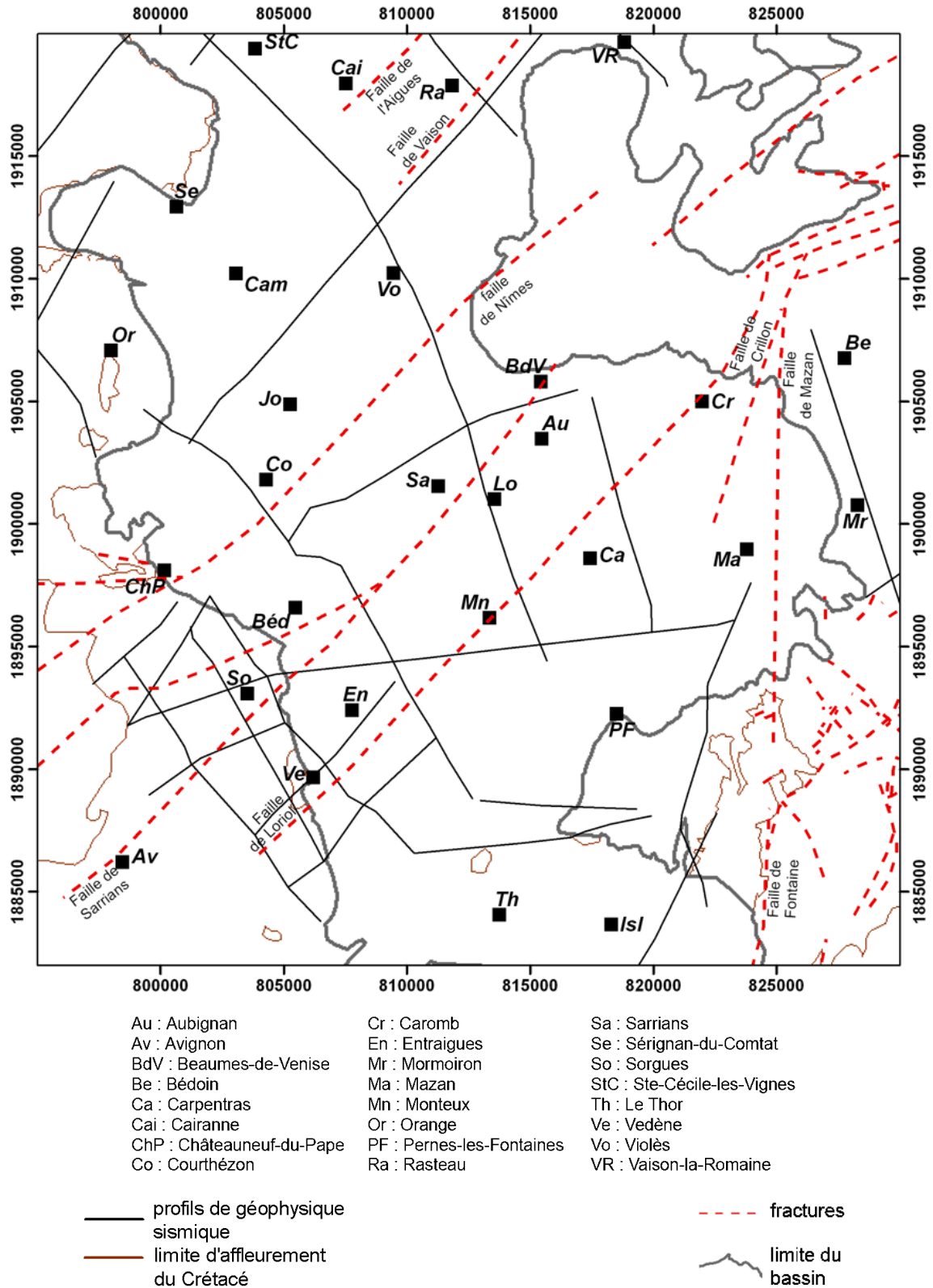


Figure 2-22. Données utilisées pour l'interpolation du mur du Miocène

Ainsi, au centre du bassin et au sud de la faille de Sarriens, la base du Miocène est assimilée au toit du Crétacé inférieur reconnu par sismique et sur les bordures, on dispose de l'altitude des limites d'affleurement. Par interpolation, on construit une surface qui représente le mur miocène sur l'ensemble du bassin (Figures 2-22 et 2-23). Au nord de la faille de Sarriens, cette surface doit être corrigée en tenant compte de la présence du Crétacé supérieur qui s'intercale entre le toit du Crétacé inférieur et le mur du Miocène. Cette correction a été effectuée par construction des coupes lithologiques interprétatives décrites à la fin de ce chapitre.

Compte tenu des données disponibles, cette estimation obtenue par interpolation, fournit une limite géométrique indispensable à la modélisation hydrogéologique, estimation d'une précision suffisante compte tenu de la profondeur du bassin. Cette précision est même remarquable dans le cas du forage de Loriol puisque la cote des calcaires urgoniens est estimée à -279 m NGF par interpolation et que la coupe du forage indique -273 m NGF (Tableau 2-2). Toutefois il ne faut pas généraliser ; le forage de Loriol bénéficie certainement d'un contexte favorable qui limite les erreurs d'appréciation, sur le horst de Loriol et au centre du bassin.

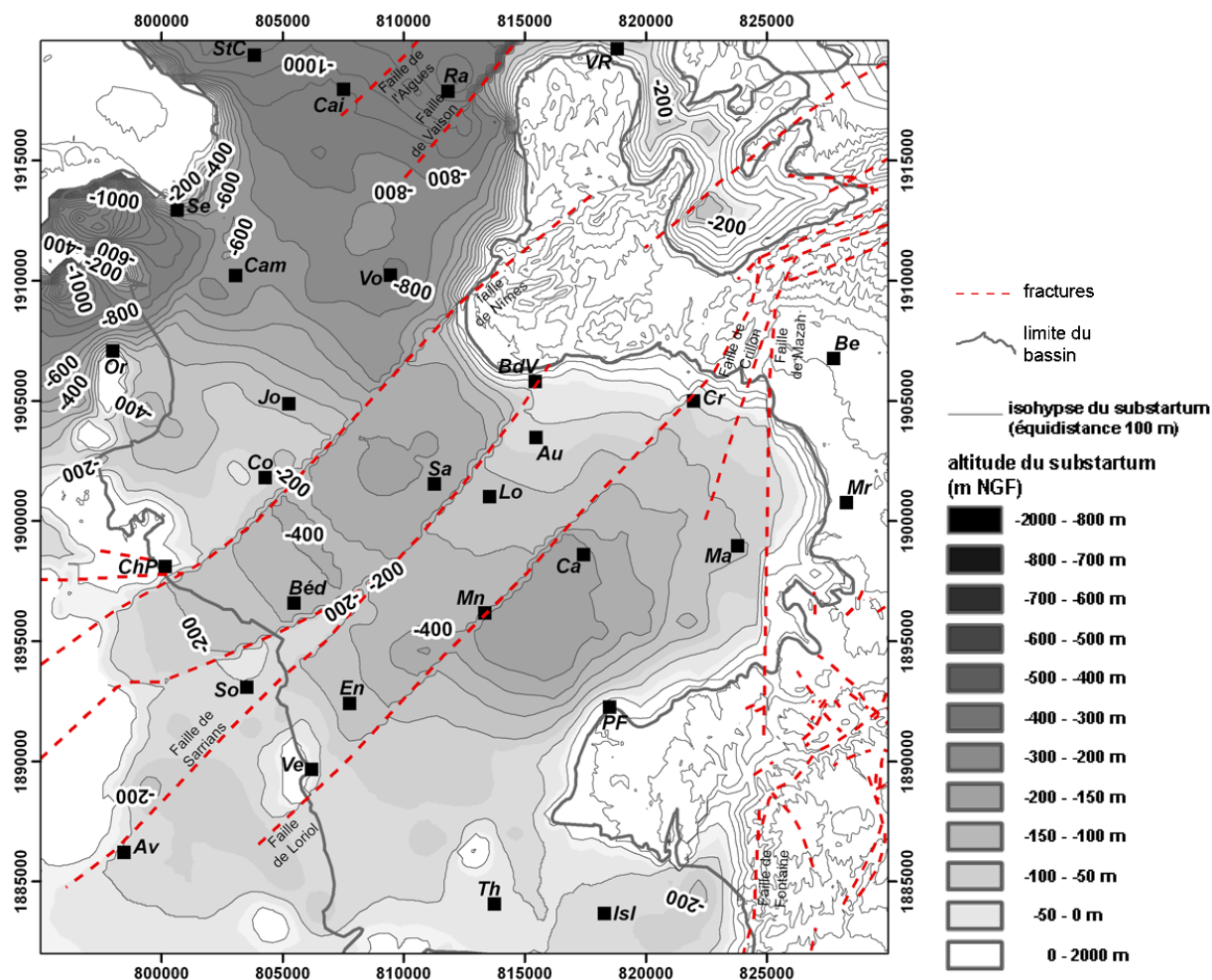


Figure 2-23. Isohypes du mur miocène supposé, obtenues par interpolation (inverse de la distance à la puissance 1.7, voisinage circulaire de rayon 5000 m, mailles carrées de 400 m). Équidistance : 100 m

### Justification des paramètres d'interpolation

Le choix des paramètres d'interpolation découle de l'étude statistique et géostatistique (variogramme) des cotes reconnue par la géophysique (Figure 2-24). La dimension des cellules est fixée à 400 m de côté, supérieure à la plus petite distance entre les points (184.7 m) et de l'ordre de grandeur de la distance moyenne (662 m). Le variogramme montre un plateau à une portée entre  $5 \cdot 10^3$  m et  $6 \cdot 10^3$  m avant de marquer une nouvelle croissance puis une décroissance.

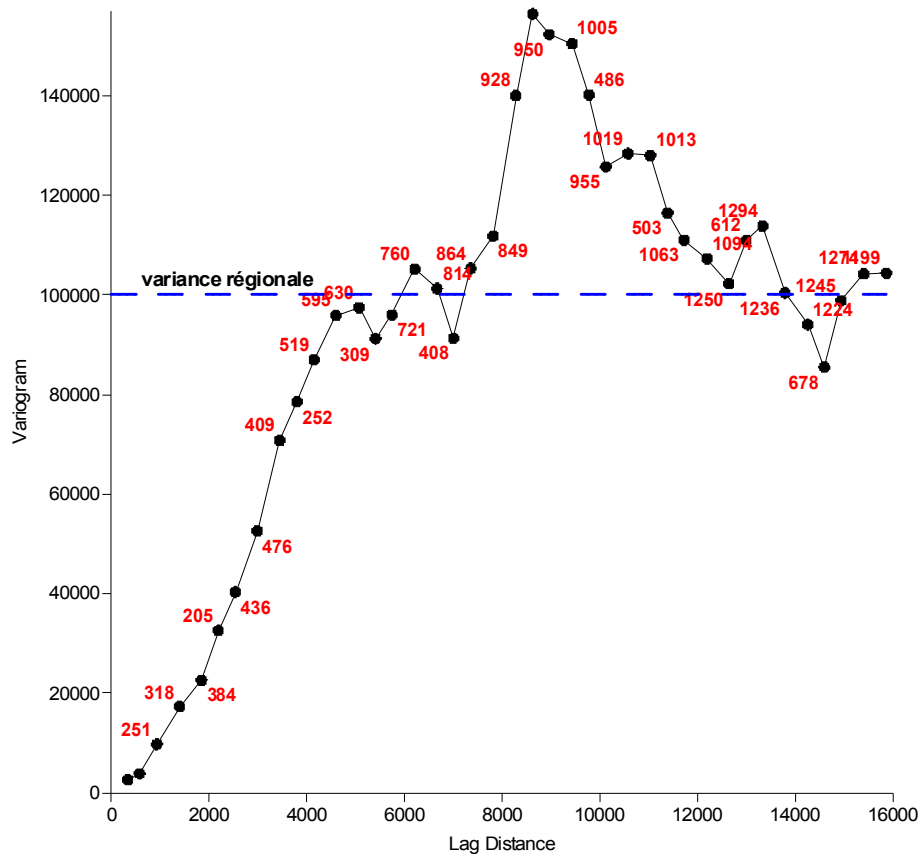


Figure 2-24. Variogramme omnidirectionnel des cotes reconnues par géophysique du toit des calcaires urgoniens. Le nombre inscrit à côté de chaque point indique le nombre de paires utilisées pour le calcul.

Cet effet de trou pourrait être imputable à la disposition en bande des données, le long des profils sismiques, et aux accidents géologiques. En effet les profils sont distants les uns des autres de  $6 \cdot 10^3$  m à  $10 \cdot 10^3$  m. La variance pour les courtes distances (inférieures à la portée de  $5 \cdot 10^3$  -  $6 \cdot 10^3$  m) est donc calculée essentiellement à partir des points d'un même profil ou à partir des points situés près des intersections entre profils. Cette variance montre donc une évolution continue en fonction de la distance car elle décrit des secteurs assez réguliers. Au-delà de cette portée, le variogramme indique la variance entre les profils. On change brutalement d'échelle spatiale et on prend en compte de nouvelles propriétés de la distribution des cotes du réflecteur sismique, notamment les accidents géologiques et donc les grandes discontinuités de la surface étudiée. On observe alors une nette croissance de la variance autour de  $8 \cdot 10^3$  m (+50%). A l'échelle générale

du bassin, c'est-à-dire à plus de  $12 \cdot 10^3$  m, ces discontinuités locales s'effacent et on retrouve une variance régionale qui semble être en continuité avec la première partie du variogramme.

L'étude et l'interprétation du variogramme montre que les données retenues pour l'interpolation sont suffisantes pour rendre compte des principales propriétés de la surface du substratum : continuité à l'échelle locale et à l'échelle du bassin, discontinuité à l'échelle intermédiaire correspondant aux accidents géologiques. Un voisinage circulaire de 5000 m de rayon est donc retenu pour tenir compte de toute la variance des données sans l'effet de trou.

De plus l'objectif n'étant pas de mettre en évidence des structures particulières mais uniquement d'estimer la cote de la surface anté-miocène, on choisit une interpolation pondérée par l'inverse de la distance à la puissance 1,7 (CARUSO et QUARTA, 1998). Le choix d'une puissance inférieure à 2 (valeur plus classique) permet de réduire l'effet de bulles engendré par la méthode ; on obtient une surface plus douce sans introduire de biais. Enfin l'interpolation tient compte de l'altitude des limites d'affleurement des calcaires du Crétacé inférieur et des accidents affectant le substratum (Figure 2-22).

### **Toit du Miocène**

Quand le Miocène n'affleure pas, son toit est constitué par le Pliocène, dans les parties nord et ouest, et ailleurs par les alluvions.

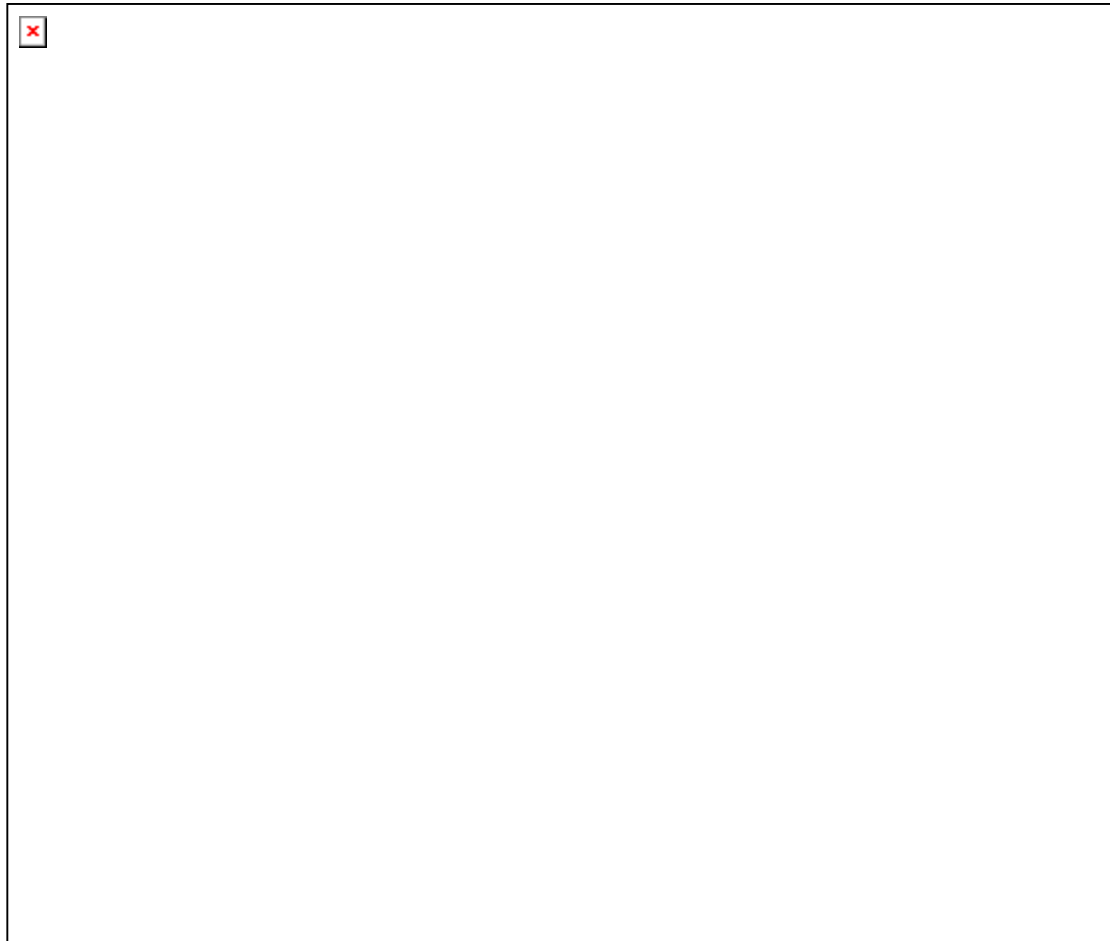
Dans le bassin de Carpentras, les affleurements pliocènes sont peu étendus. Ils sont localisés le long des reliefs qui marquent la limite ouest du bassin. On y observe des niveaux argileux à intercalations sableuses qui apparaissent souvent gris mais peuvent être micacés par endroit. Ils viennent combler les paléovallées messiniennes (Figure 2-25) et sont emboîtés dans le Miocène (BALLESIO, 1972 ; MONJUVENT *et al.*, 1991a).

Les formations miocènes sont tendres. L'érosion messinienne a donc créé des vallées très larges plutôt que des canyons étroits, comme on les observe pour les rias incisées dans les calcaires crétacés, et les limites d'érosion sont peu visibles. Ainsi, en surface, le Pliocène se distingue difficilement des terrains serravaliens voisins car ni la lithologie (faciès marno-argileux micacé) ni la géomorphologie n'attestent clairement sa présence. Seule une étude précise et spécialisée permettrait de préciser son extension.

Il est certain que la transgression pliocène n'a fait qu'une incursion limitée dans le bassin de Carpentras. Néanmoins, on sait que le bassin est comblé au cours du Miocène et il est avéré que les principaux cours d'eau actuels existaient déjà durant le Néogène. Le réseau hydrographique messinien a donc nécessairement eu une action érosive sur les terrains miocènes. D'ailleurs, la ria de la paléo-Ouvèze, au nord, a été identifiée (BALLESIO, 1972 ; CLAUZON *et al.*, 2005) entre Orange et Violès (Figure 2-25).

Les zones largement marneuses de la partie nord du bassin sont donc, au moins en partie, attribuables au Pliocène. D'après les documents consultés, les marnes de la partie

sans forage profond productif, au sud de la zone d'étude (Figure 2-19), n'ont pas été datées de façon certaine. Selon les auteurs des coupes de forages, elles sont attribuées indifféremment au Miocène supérieur ou au Pliocène. En particulier JOLEAUD (1907-1912 *in* BALLELIO, 1972) a signalé des marnes pliocènes près de Saint-Saturnin-lès-Avignon mais la carte géologique (MONJUVENT *et al.*, 1991b) n'en mentionne pas.



++++ Limite d'érosion anté-pliocène  
(CLAUZON, 2005)

### Terrains

Alluvions  
Pliocène  
Miocène

Au : Aubignan  
Av : Avignon  
BdV : Beaugues-de-Venise  
Be : Bédoin  
Ca : Carpentras  
Cai : Cairanne  
ChP : Châteauneuf-du-Pape  
Co : Courthézon

Cr : Caromb  
En : Entraigues  
Mr : Mormoiron  
Ma : Mazan  
Mn : Monteux  
Or : Orange  
PF : Pernes-les-Fontaines  
Ra : Rasteau

Oligocène  
Eocène  
Cénomanién  
Crétacé inférieur  
Jurassique  
Trias  
Sa : Sarriens  
Se : Sérignan-du-Comtat  
So : Sorgues  
StC : Ste-Cécile-les-Vignes  
Th : Le Thor  
Ve : Vedène  
Vo : Violès  
VR : Vaison-la-Romaine

Figure 2-25. Limites connues de la surface d'érosion anté-pliocène et principales limites d'affleurement des formations géologiques.



Les alluvions quaternaires couvrent la majeure partie de la plaine. Elles sont composées de matériaux hétérométriques organisés en un agencement complexe, typique de ces formations. On trouve une succession rapide de lits de marnes, tourbe, limons, sables, graviers, galets de quelques mètres d'épaisseur et d'extension spatiale limitée. La puissance totale des alluvions est généralement de l'ordre de 10 m, mais peut atteindre 20 m au centre de la plaine des Sorgues (DUROZOY, 1972 ; MALZIEU, 1987).

### **Coupes géologiques interprétatives**

Les analyses précédentes permettent de proposer un schéma lithostratigraphique général du remplissage du bassin de Carpentras selon trois coupes schématiques (Figures 2-26, 2-27, 2-28, 2-29).

La coupe n°1 parcourt le bassin du nord au sud, depuis Cairanne jusqu'au Thor. Elle recoupe les principales structures qui affectent le Crétacé. Du nord au sud, le toit du Crétacé inférieur remonte, réduisant d'autant l'épaisseur des dépôts crétacés supérieurs jusqu'à leur disparition au niveau de la faille de Sarrians. Dans sa partie supérieure, cette coupe montre l'organisation des terrains tertiaires. On retrouve, entre Cairanne et Sarrians, l'épaisse accumulation argilo-marneuse attribuée au remplissage pliocène. Dans la partie sud de la coupe, entre Monteux et le Thor, la série miocène est envahie par les marnes et sa puissance diminue. Ce secteur correspond à la zone sans forage du sud de la région et correspondrait, au moins en partie, au remplissage langhien de la paléo-Nesque (2.2.2.). Entre ces deux zones marneuses, dans le secteur de Sarrians, le remplissage miocène est très sableux. On y trouve d'ailleurs une forte concentration de forages (seuls quelques uns sont placés sur la coupe).

La coupe n°2 suit la direction du panneau de géophysique électrique (panneau n° 2, Caromb-Serres, Figure 2-16) et le prolonge vers le sud-ouest jusqu'aux collines de Châteuneuf-de-Gadagne (au sud de Vedène). Elle présente l'organisation multicouche régulière du remplissage miocène entre la bordure nord-est et Monteux. La série est ensuite envahie par les marnes comme sur la coupe n°1.

Enfin, sur la coupe n°3, on retrouve d'est en ouest l'organisation multicouche, le passage sableux du secteur de Sarrians puis le sud du corps sédimentaire argilo-marneux du Pliocène déjà rencontré par la coupe n°1.

Même si des niveaux marneux et des niveaux sableux sont identifiés et distingués dans le remplissage des safres langhiens et serravaliens, il faut rappeler que ces formations ne sont pas des marnes ou des sables purs. Les safres marneux sont des marnes à passées plus ou moins sableuses, pouvant même contenir des niveaux aquifères. Néanmoins ces derniers ont toujours une puissance limitée à quelques mètres (exceptionnellement jusqu'à 8 m) et ils ne se retrouvent pas dans les forages voisins. Leur extension est donc très locale. De même les safres sableux renferment des niveaux marneux de quelques mètres (jusqu'à 5-6 m). Sans constituer une barrière hydraulique, ils constituent des hétérogénéités au sein des niveaux aquifères et induisent une anisotropie des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère miocène (chapitre 3).

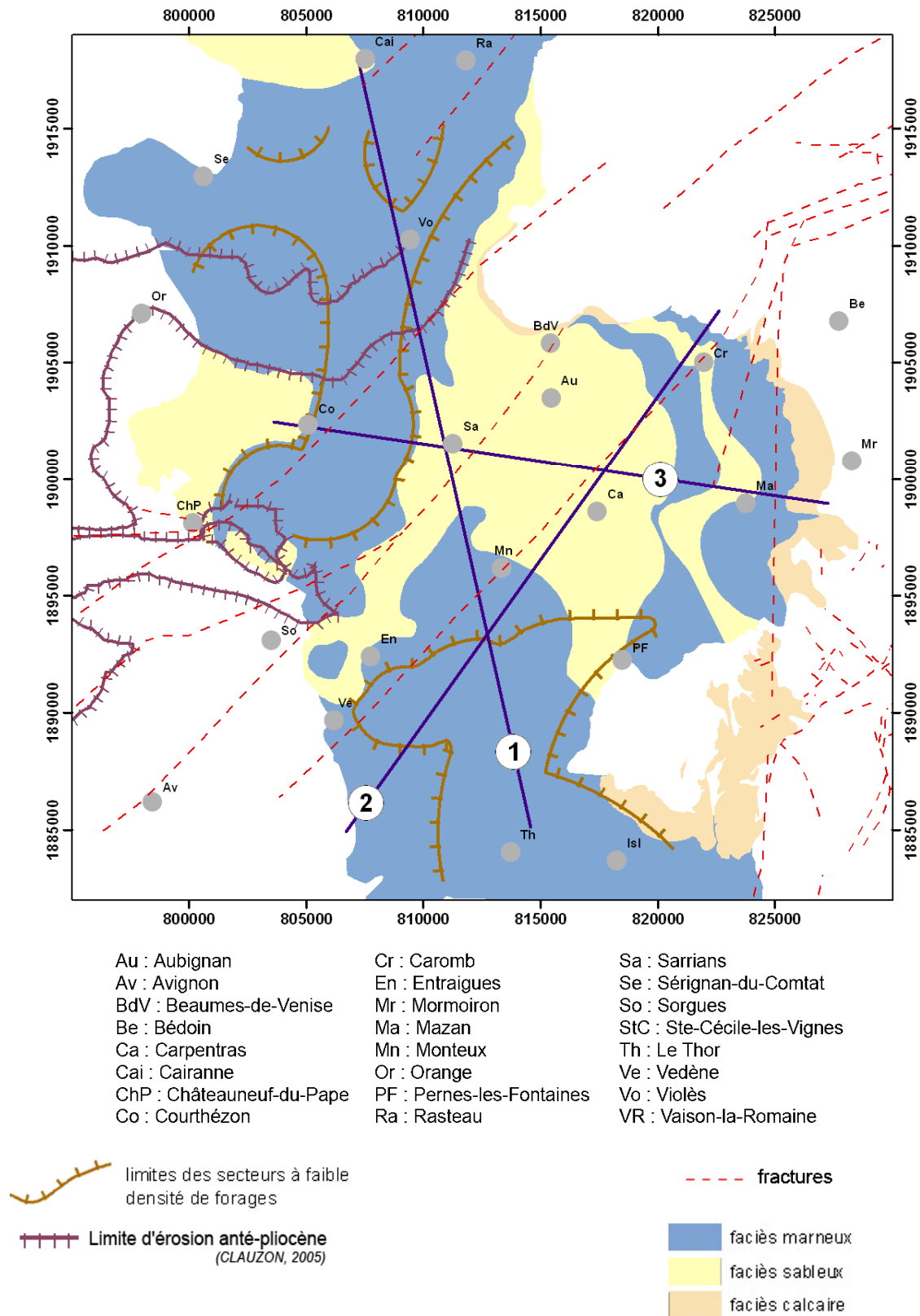


Figure 2-26. Emplacement des coupes géologiques

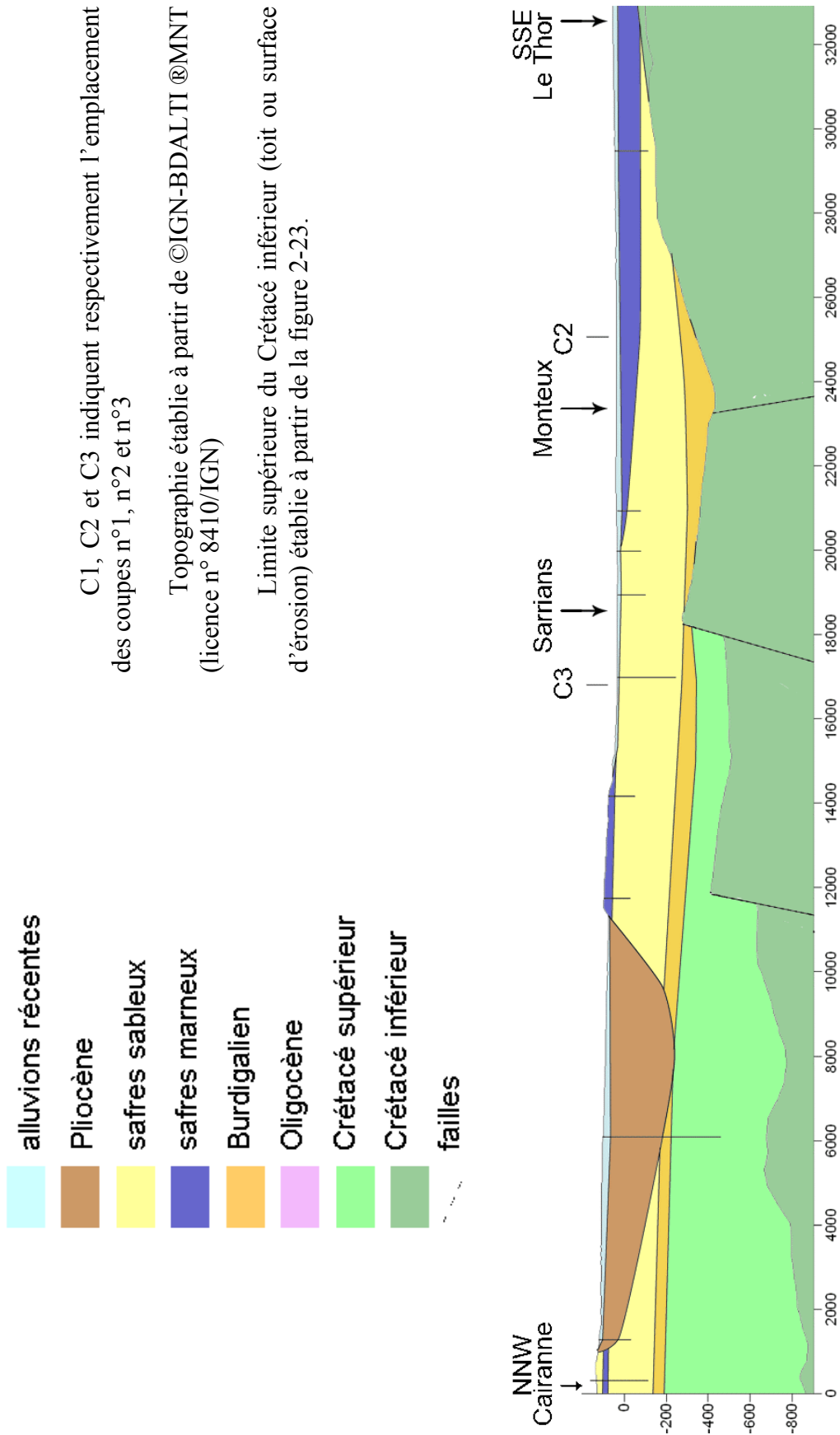


Figure 2-27. Coupe géologique schématique n°1, de Cairanne au Thor.

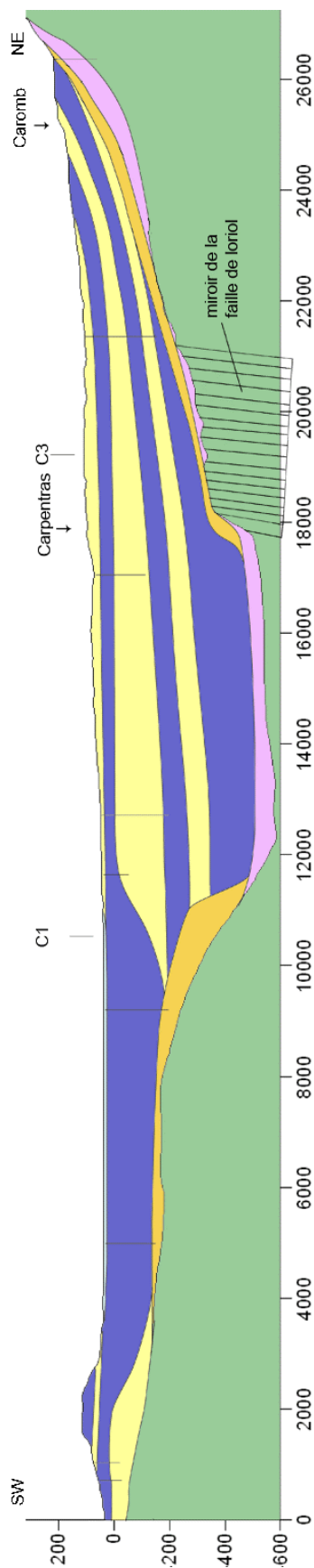


Figure 2-28. Coupe géologique n°2, de Vedène à Caromb

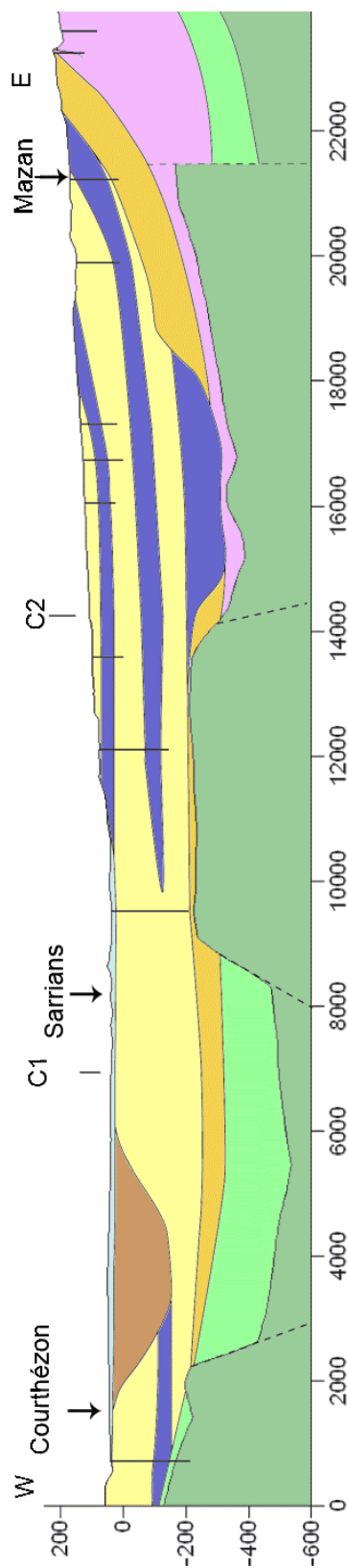


Figure 2-29. Coupe géologique n°3, de Courthézon à Mazan

## 2.5. Conclusion

Par l'étude de l'ensemble des données géologiques disponibles (forages, géophysique pétrolière, cartes et descriptions géologiques) le remplissage miocène du bassin de Carpentras n'apparaît plus actuellement comme une formation discontinue d'argiles et de sables mais comme un agencement bien organisé de niveaux de safres marneux et de niveaux de safres sableux continus et de grande extension.

Dans cette analyse, la tomographie électrique apporte des arguments en faveur d'un remplissage multicouche et de la continuité des niveaux différenciés dans les safres, sur les bordures du bassin. La généralisation de ce constat est appuyée par la distribution spatiale du faciès du niveau supérieur des safres sur l'ensemble de la zone d'étude. En effet la structure en auréoles concentriques confirme la superposition, l'alternance et la continuité de niveaux marneux et de niveaux argileux. De plus ces investigations géophysiques mettent en évidence une discordance progressive des dépôts sur la bordure nord du bassin. Ce résultat est un élément de plus en faveur d'une tectonique syn-miocène significative dans le bassin de Carpentras, il est conforme au modèle de remplissage des bassins d'avant-pays, proposé par BESSON (2005).

Finalement un schéma du remplissage miocène peut être proposé. Compte tenu de la qualité variable des données et de leur nature essentiellement descriptive, fondée sur l'étude des faciès, ce schéma reste grossier. Il est loin des exigences d'un modèle géologique mais il permet pourtant de distinguer des zones et des niveaux de perméabilités très différentes et fournit donc un canevas précieux à l'étude de l'hydrodynamique du bassin, objet du chapitre 3.

Cette vision du remplissage miocène est cohérente avec les différentes descriptions proposées dans la littérature. Même si elle s'appuie sur les conclusions de la stratigraphie séquentielle, l'interprétation classique par passage latéral de faciès et la description lenticulaire trouvent leur place d'un point de vue purement descriptif. En effet le creusement puis le remplissage des réseaux hydrographiques successifs mettent à la même cote des matériaux de natures différentes. De plus, à l'échelle de l'ensemble du bassin, les sédiments miocènes sont organisés en couches homogènes de grande extension, correspondant aux principales séquences de comblement. Mais au sein de chacune de ces couches, on trouve des niveaux lenticulaires plus sableux ou plus argileux de dimensions réduites. Ces niveaux ne sont ni des niveaux aquifères importants, dans le cas des lentilles sableuses, ni des barrières hydrauliques, dans le cas des lentilles argileuses, mais ils donnent à l'ensemble miocène une forte anisotropie hydrodynamique.

*Courez, courez  
Vite si vous le pouvez.  
Jamais, jamais  
Vous ne la rattraperez.*

*Guy Béart, L'eau vive*

### 3. Piézométrie et hydrodynamique

Le réservoir miocène ayant été étudié au chapitre précédent, il convient d'analyser les données relatives à l'eau qu'il contient. Ce troisième chapitre se consacre aux aspects mécaniques c'est-à-dire à la piézométrie et à l'hydrodynamique du système.

Après avoir observé la piézométrie générale en relation avec le schéma lithologique, les échanges éventuels avec les aquifères voisins sont envisagés et commentés. Puis les variations des niveaux d'eau dans les forages sont étudiées à trois échelles de temps. D'abord à l'échelle de la saison et à l'échelle inter-annuelle pour mettre en évidence les phénomènes saisonniers, les grandes tendances et la relation avec la pluie efficace. Ensuite à l'échelle de quelques semaines pour compléter les données des paramètres hydrodynamiques à l'aide de l'étude de l'effet barométrique.

### 3.1. Précision des mesures piézométriques et des courbes isopièzes

Quelle que soit la méthode et les précautions mises en œuvre pour effectuer une mesure du niveau de l'eau dans un puits ou un forage par rapport à la surface du sol, la précision est très inférieure au décimètre et généralement de l'ordre du centimètre ou moins si l'on utilise un instrument *ad hoc*.

Pourtant les cartes piézométriques sont beaucoup moins précises. Pour les établir, toutes les mesures ponctuelles de niveau doivent être rapportées à une référence commune, généralement le niveau général français (NGF). On introduit alors des erreurs de nivellement et d'interpolation. Les premières dépendent des instruments (théodolite, GPS) ou des méthodes utilisés pour estimer l'altitude des points de mesure (carte topographique, MNT) et les secondes de la densité des points pris en compte et du choix de la méthode d'interpolation (triangulation, inverse de la distance à une puissance, krigeage...). Ainsi les petites variations de niveau mesurées sur un même ouvrage sont significatives mais les comparaisons de cartes piézométriques, établies pour différentes dates ou pour différents aquifères, doivent être prudentes et tenir compte de ces incertitudes.

### 3.2. Piézométrie générale de l'aquifère molassique

La dernière carte piézométrique de l'aquifère molassique du bassin de Carpentras a été établie par FAURE (1982) pour l'hiver 1981 (Figure 3-1). L'écoulement général des eaux dans le bassin s'effectue des reliefs de l'est vers un exutoire de surface réduite à l'ouest. La bordure nord-est, de Gigondas à Caromb, montre des gradients particulièrement élevés (entre 2 et 3%) et les lignes isopièzes suivent la forme du massif dans ce secteur. Par contre, au sud-est l'alimentation par le massif de Pernes semble limitée ; les isopièzes sont perpendiculaires aux limites du massif. Entre ces deux régions, la bordure est, marquée par la colline du Limon, présente des isopièzes subméridiennes.

En allant vers l'ouest, les lignes de courant convergent vers une zone étroite entre Vedène et Bédarrides. Elles prennent une direction globalement NE-SW. Les gradients se réduisent et deviennent inférieurs à 2‰ vers Entraigues. Une zone artésienne allongée suit cet axe de convergence d'Aubignan à Entraigues et se superpose au horst de Loriol.

Dans la partie nord, les lignes de courant mettent en évidence un flux en provenance du sous-bassin de Vaison-la-Romaine (au nord du massif de Gigondas). Néanmoins il semble exister un seuil piézométrique passant au Nord de Jonquières et de Vacqueyras. Son existence est déjà signalée par DUROZOY (1973b). Les écoulements en provenance du nord seraient ainsi très réduits, les eaux étant dirigées vers Camaret et Orange. Mais le manque de forages dans ce secteur pousse à rester prudent sur cette conclusion.

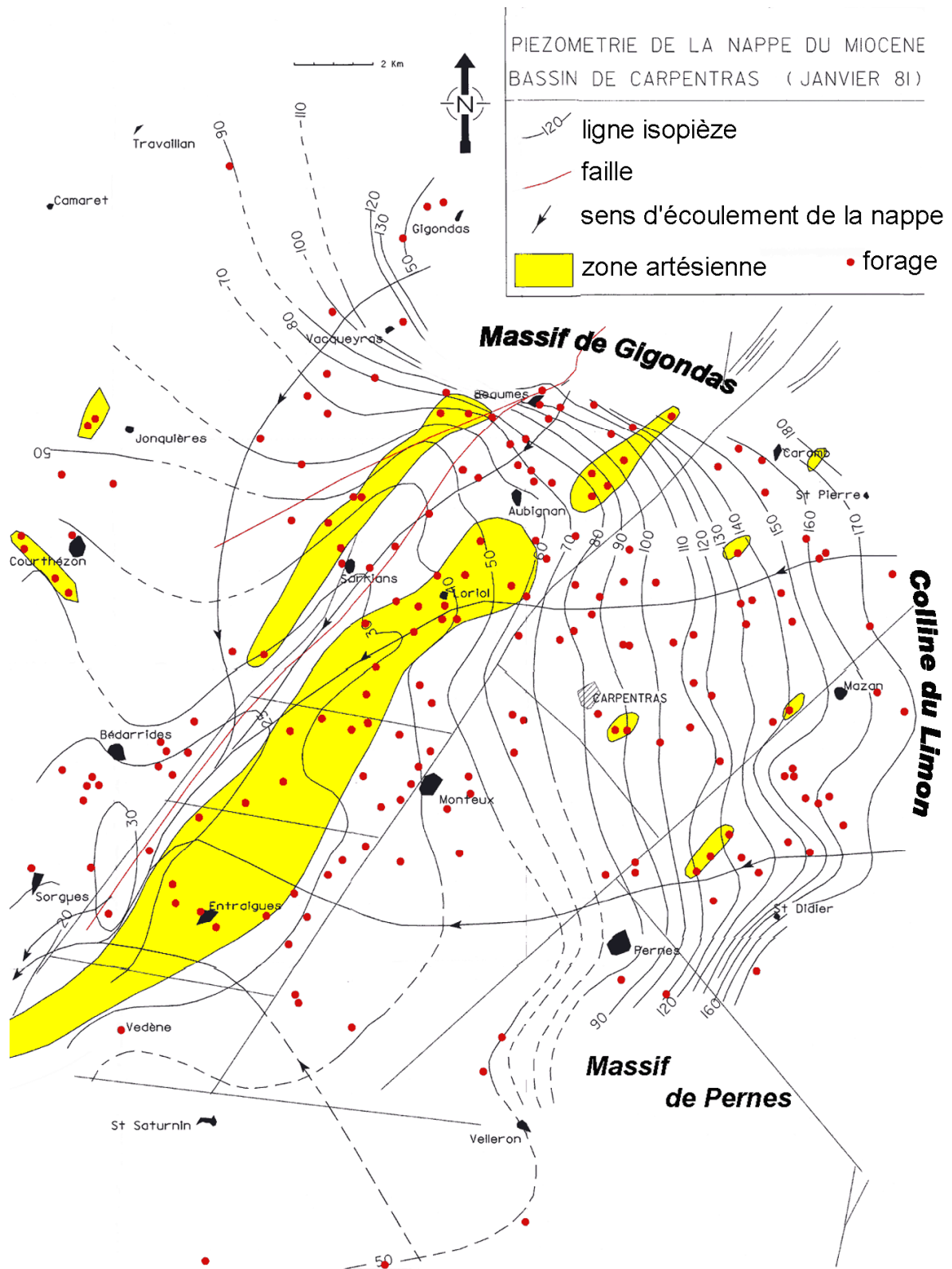


Figure 3-1. Carte piézométrique de l'aquifère molassique du bassin de Carpentras établie pour l'hiver 1981 (FAURE, 1982, modifié). Les pointillés sont utilisés dans les secteurs à très faible densité de points de mesure.



La zone de forts gradients du nord-est correspond aux larges zones d'affleurement du Miocène. Le fort pendage des couches aquifères au contact du substratum ante-miocène contribue à ces gradients importants et à un artésianisme généralisé du secteur en aval. Sur la bordure est (colline du Limon), les sédiments miocènes affleurent mais les pendages sont moins importants. L'artésianisme en aval se réduit à des zones topographiquement basses.

Au sud-est, les affleurements burdigaliens du massif de Pernes sont perchés sur les terrains oligocènes (Figure 1–7) et sont déconnectés de l'aquifère molassique du centre du bassin. L'Oligocène constituant un réservoir médiocre et compartimenté, les flux vers le Miocène sont faibles ce qui se traduit par des isopièzes presque perpendiculaires au contour nord du massif.

Au sud d'une ligne Pernes-Entraigues, l'écoulement se fait dans une direction SE-NW. Mais dans ce secteur les forages sont rares et les sédiments miocènes sont peu épais (le Crétacé inférieur affleure à la butte de Thouzon, près du Thor) et souvent argileux. La transmissivité est donc médiocre. De plus les gradients sont faibles (entre 3 et 4 ‰). Les flux venant du sud sont donc très limités (application de la loi de Darcy).

### 3.3. Relations avec les autres aquifères

#### 3.3.1. Aquifères du Crétacé supérieur et de l'Oligocène

Bien que l'aquifère des sables blancs albo-cénomaniens du bassin de Bédoin-Mormoiron se situe en amont de celui du Miocène de Carpentras, on ne peut pas envisager d'échanges directs entre ces deux réservoirs. En effet les deux systèmes sont séparés par la série oligocène. Cette dernière est essentiellement calcaro-argilo-marneuse et épaisse de plus de 100 m. De plus, d'après MALZIEU (1987), le bilan hydrologique de l'aquifère des sables blancs est équilibré (Tableau 1–4) sans faire intervenir d'échanges avec le Miocène. Ainsi les écoulements du bassin de Bédoin-Mormoiron vers celui de Carpentras transitent tous par le réseau hydrographique de l'Auzon et de la Mède.

Au nord de la faille de Nîmes, l'aquifère du Turonien sablo-gréseux est connu sur la limite nord-ouest du bassin miocène de Carpentras, où il affleure (collines de la région d'Orange et massif d'Uchaux). Ces reliefs crétacés supérieurs sont une zone de recharge du Turonien et la piézométrie y est supérieure de quelques mètres à celle du Miocène situé en bordure des massifs (DUROZOY, 1973b). Il est donc tout à fait probable que le Turonien participe à une alimentation locale du Miocène, dans la partie ouest de la plaine d'Orange. Néanmoins les écoulements régionaux s'effectuant vers l'ouest, le Miocène n'est pas un exutoire privilégié des massifs Turoniens.

Au nord, le Crétacé supérieur est également présent sous la couverture tertiaire. Il devient très épais en allant vers le bassin de Valréas, au-delà de la région étudiée (880 m de Turonien au forage pétrolier de Suze-la-Rousse), mais les faciès sablo-gréseux potentiellement aquifères se limitent au voisinage du massif d'Uchaux et de la plaine d'Orange (ROUDIER, 1987). Au nord du bassin de Carpentras, le forage de Violès a

rencontré 8 m de grès et marnes du crétacé supérieur avant de traverser 60 m de calcaires argilo-gréseux non aquifères (DUROZOY, 1973b). La puissance de l'aquifère turonien sous la couverture tertiaire est donc très modeste et les flux échangés sont réduits.

Les massifs oligocènes de la colline du Limon et de Pernes affleurent sur la bordure est et sud-est du bassin de Carpentras. Les niveaux conglomératiques et les niveaux calcaires constituent de petits réservoirs compartimentés qui alimentent de petites sources (BLANC *et al.*, 1975 ; ROUDIER, 1987). La contribution de ces formations à la recharge de l'aquifère miocène est faible. Les courbes isopièzes du Miocène sont d'ailleurs perpendiculaires aux limites du massif de Pernes (Figure 3-1). Elles traduisent bien le très faible flux venant de l'Oligocène.

En résumé on ne peut donc pas exclure des apports d'eau des aquifères du Crétacé supérieur et de l'Oligocène mais ceux-ci ne participent pas significativement à la recharge de l'aquifère miocène.

### 3.3.2. Cas du karst urgonien sous-jacent

Les calcaires du Crétacé inférieur situés sous le remplissage tertiaire sont karstifiés et aquifères. Plusieurs forages recoupent des cavités productives (COUTURAUD, 1993).

En mesurant la piézométrie dans les ouvrages qui captent l'aquifère karstique sous couverture et sur les bordures immédiates du bassin, COUTURAUD (1993) dresse une carte piézométrique du karst urgonien (Figures 1–10 et 3–2). Celle-ci reste grossière à cause du très faible nombre de forages accessibles dans le karst et fait l'hypothèse implicite d'une continuité hydraulique entre les points de mesure.

Le drainage s'effectue globalement du nord-est vers le sud-ouest, sous le bassin de Carpentras. On observe une alimentation au niveau des bordures et des pointements crétacés. Le gradient moyen s'élève à 6‰ entre Caromb et Vedène. C'est une valeur plus forte que pour le karst affleurant sur le plateau de Vaucluse. Elle traduit un drainage plus difficile dans le karst sous couverture à cause d'une moindre karstification ou d'un colmatage partiel des drains ou des exutoires (COUTURAUD, 1993).

Le bilan de la Fontaine de Vaucluse est équilibré sans faire intervenir de pertes sous le bassin tertiaire. Ces dernières sont donc négligeables comparées aux flux mis en jeu par le système de la Fontaine. Néanmoins cela ne met pas en défaut l'hypothèse d'une alimentation du miocène par le karst sous-jacent (FAURE, 1982) car les flux circulant dans l'aquifère des safres sont plusieurs centaines de fois inférieurs à ceux de la Fontaine.

La piézométrie apporte des arguments contradictoires sur la question. Tout d'abord la charge du karst est nettement supérieure à celle du Miocène (Figure 3-2), ce qui impose un gradient ascendant et tendrait à une alimentation du Miocène par le karst. Ensuite les isopièzes du Miocène marquent une forte courbure au passage du horst de Loriol ; les lignes de courant convergent vers un axe proche de la direction N50 des grandes failles du bassin ce qui devrait traduire un drainage du Miocène par le karst.

En fait les structures ante-miocènes ont conditionné l'organisation des sédiments molassiques. Le chapitre 2 a mis en évidence un corridor de sables sableux au droit du horst de Loriol. Les transmissivités plus élevées mesurées au droit du horst (FAURE, 1982) ou à proximité s'expliquent par la disposition et la nature des sédiments (Figure 3-3). Ainsi l'apparente corrélation entre la piézométrie et la structure du Crétacé ne traduirait pas nécessairement la présence d'échanges avec le karst puisqu'elle s'explique par la dépendance de la piézométrie à la géologie du Miocène, cette dernière étant elle-même liée à la structuration antérieure.

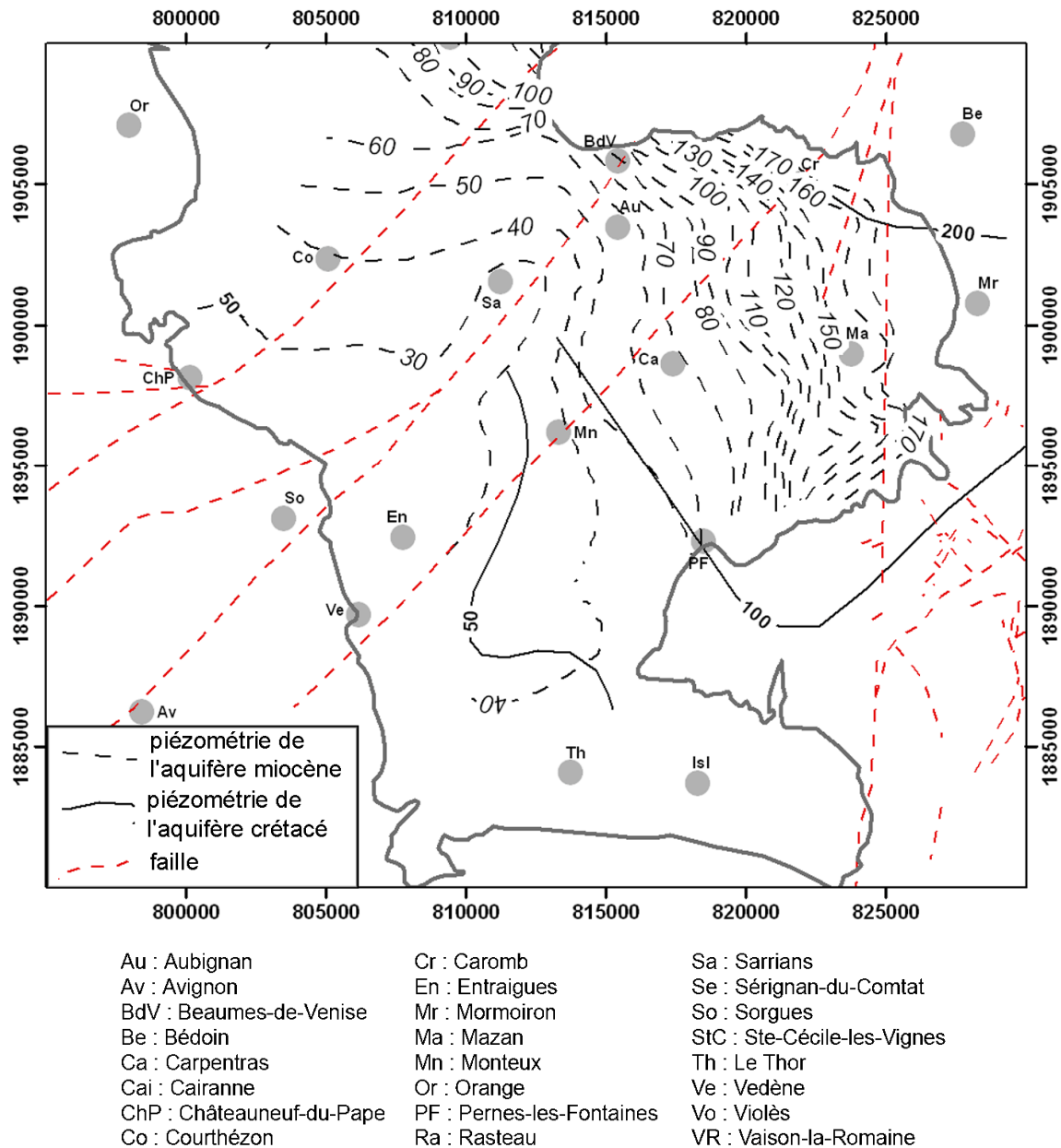


Figure 3-2. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de celle de l'aquifère karstique du Crétacé inférieur (COUTURAUD, 1993). Les nombres sur les isopièzes indiquent les cotes en m NGF.

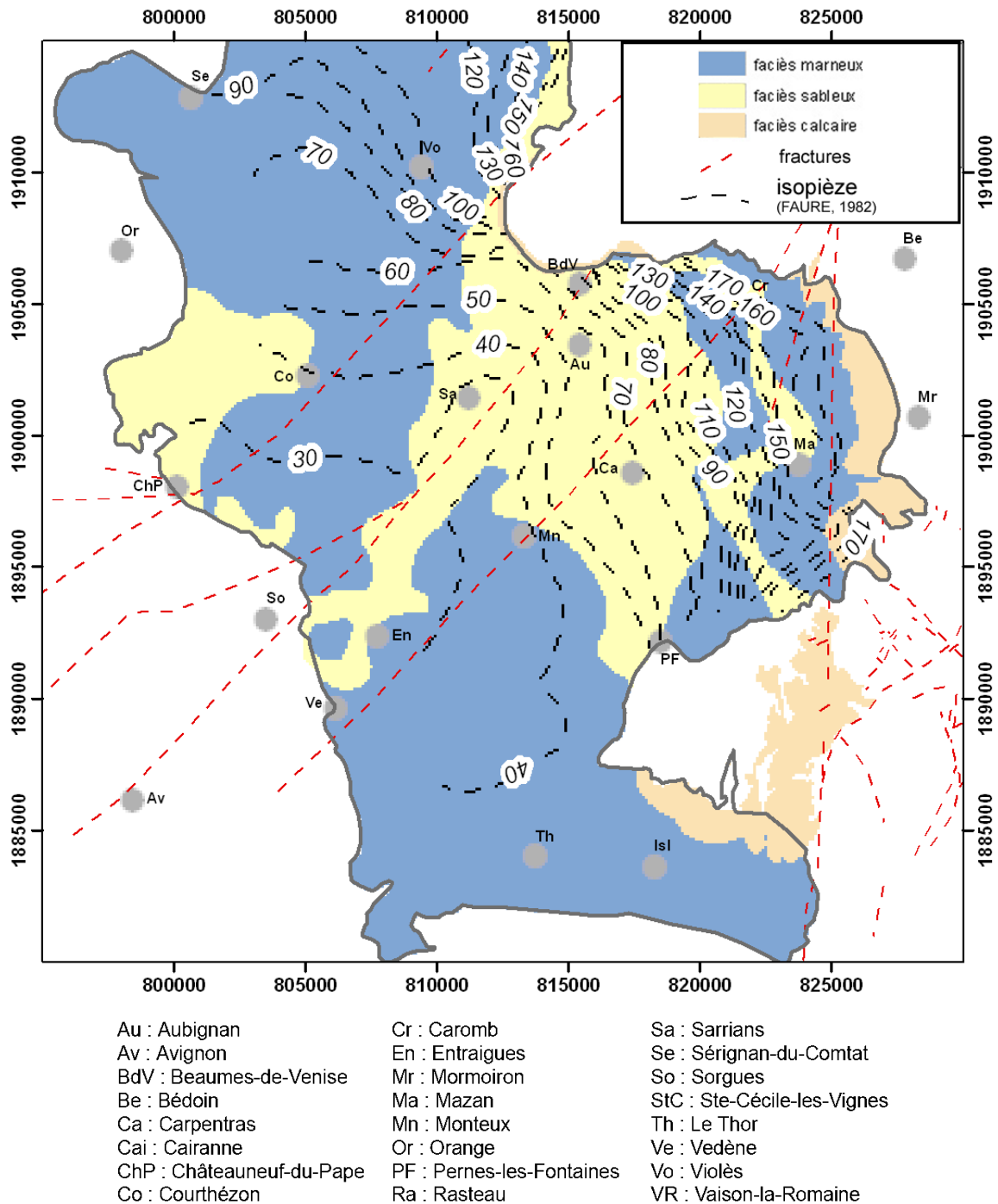


Figure 3-3. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de la carte des faciès du niveau supérieur des safres (Figure 2-21)

En somme, la comparaison des charges hydrauliques du Miocène et du karst indique un gradient ascendant. Une alimentation du Miocène est donc envisageable. Sa quantification et sa localisation sont difficiles puisqu'elle ne provoque pas de distorsions évidentes de la surface piézométrique de l'aquifère miocène. Néanmoins, même si les pertes du système de la Fontaine-de-Vaucluse ne peuvent pas être supérieures à  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,

ce flux pourrait être important à l'échelle du réservoir miocène. La piézométrie ne permet pas de trancher sur l'existence d'une telle recharge.

### 3.3.3. Les aquifères quaternaires

Les alluvions récentes sont présentes partout dans la plaine basse, c'est-à-dire au sud et à l'ouest d'une ligne Camaret-sur-Aigues, Jonquières, Sarrians, Carpentras, Pernes-les-Fontaines. Leur puissance est comprise entre 10 et 20 m et elles sont le siège d'une nappe aquifère importante. Au nord et à l'est de cette ligne, elles sont limitées aux fonds de vallées des principaux cours d'eau (Aigues, Ouvèze, Mède, Auzon, Nesque) et leur épaisseur est restreinte à quelques mètres.

La piézométrie de la nappe des alluvions récentes a été étudiée en détail par DUROZOY (DUROZOY, 1971a ; 1971b ; 1971c ; 1972 ; 1973a ; 1973c ; DUROZOY et CHABALIER, 1976 ; 1979 ; DUROZOY, 1980 ; 1981). Elle est très dépendante du réseau hydrographique et suit globalement la topographie (MALZIEU, 1987). Ainsi les écoulements sont orientés en tout point du bassin, des bordures vers Bédarrides, lieu de confluence des cours d'eau (à l'exception de l'Aigues qui bifurque vers l'ouest au nord d'Orange).

Le niveau piézométrique dans les alluvions récentes est toujours proche de celui de l'aquifère miocène sous-jacent à tel point que la précision des cartes piézométriques ne permet pas de distinguer nettement les deux surfaces piézométriques. Néanmoins la piézométrie du Miocène semble indépendante du tracé des cours d'eau (Figure 3–4) et les mesures de terrain montrent que la charge hydraulique du Miocène est généralement supérieure à celle des alluvions (sauf sur les bordures). Les pompages dans le Miocène peuvent inverser localement cette tendance.

Au nord et à l'est, les alluvions récentes des fonds de vallées contiennent la nappe d'accompagnement des cours d'eau. En contre-haut on trouve les terrasses anciennes faites d'alluvions grossières. Elles sont déconnectées des cours d'eau et alimentées uniquement par les pluies. La nappe qu'elles contiennent n'est pas pérenne. Malgré la bonne perméabilité du matériau, les propriétés aquifères des alluvions anciennes sont médiocres, faute de recharge tout au long de l'année. Le niveau piézométrique des nappes des alluvions anciennes suit la topographie. Il est plus élevé que celui des alluvions récentes voisines ou du Miocène sous-jacent. Les alluvions anciennes constituent un réservoir intermédiaire entre la recharge et les aquifères des alluvions récentes et du Miocène.

Les relations entre les aquifères quaternaires et l'aquifère du Miocène dans le bassin de Carpentras ne sont pas uniformes. Elles dépendent de la nature et de la position topographique des alluvions et du faciès du Miocène sous-jacent. Les alluvions récentes, situées dans les parties basses du bassin (zone ouest du bassin et fonds de vallées actuelles), sont très aquifères. Quand elles sont en contact direct avec des niveaux perméables du Miocène, ce dernier soutient leur niveau. A l'opposé, les terrasses anciennes sont peu aquifères et constituent un réservoir intermédiaire entre la recharge et

les aquifères en contact. Ainsi, lorsqu'elles recouvrent des niveaux perméables du Miocène, elles contribuent à l'alimentation de ce dernier.

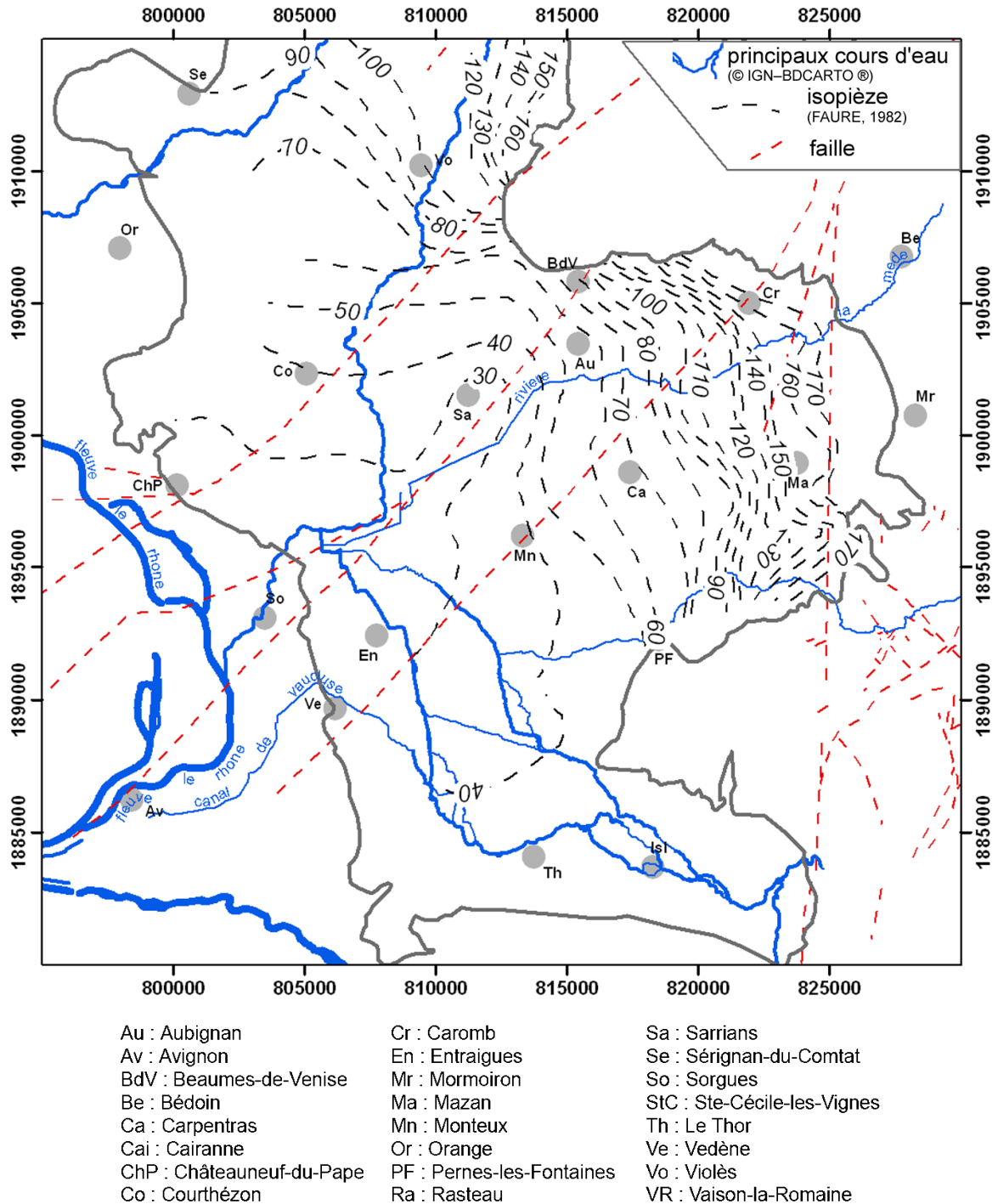


Figure 3-4. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène et du réseau hydrographique

### 3.4. Suivis piézométriques

#### 3.4.1. Réseau de mesure

Au début de l'étude, un seul piézographe (F796) enregistrait les niveaux de l'aquifère miocène, à Monteux (Figure 3-5). A partir de septembre 2004 les piézographes de Travaillan (F1607) et de Carpentras (F1640) ont été mis en place et équipés conjointement par la DIREN et le BRGM. Par ailleurs les niveaux de la nappe alluviale sont suivis par le BRGM à Entraigues (F2404) et à Camaret (F563).

Pour compléter ce réseau, 51 points de mesure ont fait l'objet d'un suivi piézométrique durant 20 mois à un rythme mensuel, entre novembre 2003 et août 2005 (Figure 3-5 et Tableau 3-1). Ce réseau plus dense a été établi à partir des données de la Banque du Sous-Sol (BRGM BSS), des informations de quelques foreurs locaux et d'une longue prospection sur le terrain. Les ouvrages ont été sélectionnés sur des critères de profondeur, de coupe lithologique, d'utilisation, de conception et d'accessibilité :

- **Profondeur** : la profondeur de l'ouvrage doit permettre d'ôter toute ambiguïté sur l'aquifère atteint. On évite par conséquent les ouvrages de profondeur intermédiaire (entre 20 et 50 m) qui peuvent capter les alluvions ou le sommet du Miocène, ou les deux suivant les secteurs. Néanmoins sur les bordures, où le Miocène est réduit, il est parfois difficile de faire la part des choses entre les ouvrages qui captent le Miocène et ceux qui atteignent l'Oligocène ou le Crétacé sur la seule connaissance de la profondeur.
- **Coupe lithologique** : Dans le meilleur des cas, on accède à une coupe lithologique du sondage. Sa présence, sa qualité et sa cohérence avec la géologie du secteur peuvent être considérées comme des gages de qualité des autres renseignements récoltés sur l'ouvrage.
- **Utilisation** : la mesure du niveau de l'eau exige que l'ouvrage soit sollicité peu souvent ou pour de courts pompages, de façon à ce que le niveau mesuré soit proche du niveau au repos. L'idéal est un ouvrage sans pompe. Dans le cas contraire une attention particulière est portée sur les heures et jours d'utilisation et les moments des mesures sont adaptés en conséquence.
- **Conception** : la tête de l'ouvrage doit permettre la mesure, c'est à dire le passage d'une sonde piézométrique. Pour les forages artésiens, il faut pouvoir brancher un tube manométrique ou un manomètre avec le moins de fuites possibles.
- **Accessibilité** : l'accord du propriétaire ou de l'organisme gestionnaire est indispensable. Si la présence d'une personne est requise pour l'accès au forage (clôture), cette contrainte supplémentaire doit être prise en compte pour les tournées de mesure. De plus la pratique montre que certains propriétaires se lassent vite de cette astreinte.

Dans le cas des ouvrages privés, les critères de conception et d'accessibilité sont souvent limitants.

Tous les points de mesure n'ont pas pu être suivis en continu sur l'ensemble de la période. En effet l'écoulement de quelques ouvrages artésiens n'est que temporaire ; en

dehors des périodes de jaillissement la mesure est impossible. Dans certains cas, heureusement rares, l'accessibilité a été compromise. Enfin des ouvrages sont venus compléter le réseau au cours de la période de suivi.

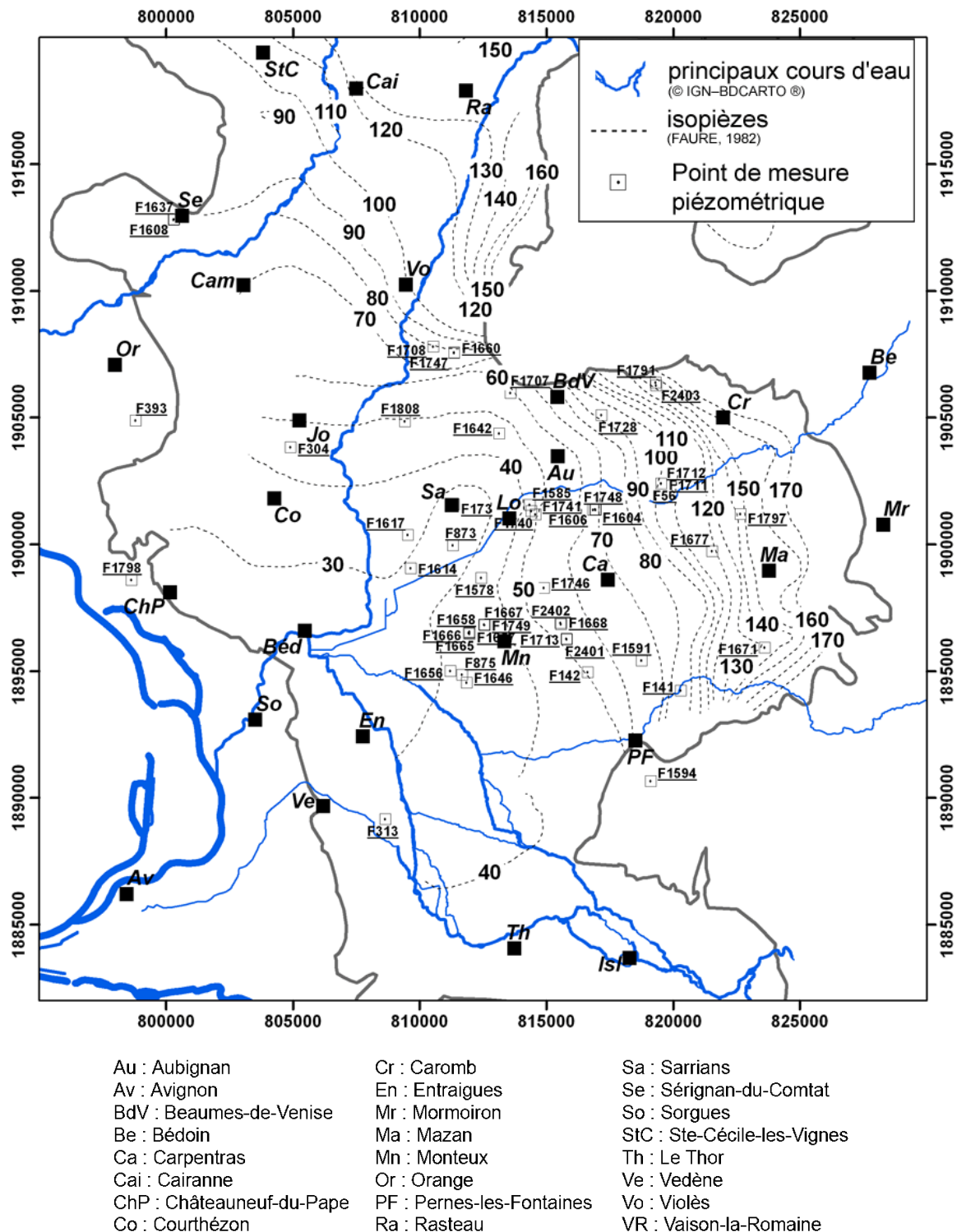


Figure 3-5. Position des ouvrages du réseau piézométrique



### 3.4.2. Chroniques de mesures

*L'ensemble des chroniques piézométriques est représenté sur la figure 3-6. Pour permettre une meilleure lecture, les ouvrages sont regroupés par secteur géographique et l'emplacement de chaque graphe sur la figure est représentatif de la position géographique du secteur concerné. Les pluies mensuelles enregistrées à Carpentras sont mentionnées en haut de chaque colonne de graphes. Enfin le*

Tableau 3-2 indique un résumé statistique des mesures effectuées sur chaque ouvrage.

Les pluies mensuelles enregistrées pendant la période d'observation présentent une répartition typique du climat de la région. Les plus forts cumuls sont en automne ; on trouve des pluies modérées au printemps et faibles en hiver ; l'été est sec.

#### **Amplitudes des variations**

Il apparaît immédiatement que l'amplitude des variations de niveau est faible (en général inférieure à 5 m) au cours de l'année, comparée à l'épaisseur de la tranche aquifère (100 m à 400 m). Les quelques ouvrages présentant des amplitudes supérieures à 5 m se trouvent dans des contextes particuliers :

- Les points F1657, F1658, F1665 et F1666 se trouvent au nord-ouest de Monteux dans la zone d'activité des Escampades. Il s'agit d'une zone dense en forages atteignant le Miocène. Certains ouvrages industriels à proximité pompent de gros volumes (HYDROSOL INGENIERIE, 2005). De plus F1658 a fait l'objet de pompages de longue durée qui perturbent la chronique.
- F1707 (Sarrians nord) est un ouvrage artésien. La mesure était effectuée à l'aide d'un tube manométrique. Au cours du suivi, une fuite intermittente a été constatée au niveau du tubage de l'ouvrage. Les mesures obtenues sont donc très imprécises et ne peuvent pas être interprétées de façon quantitative.
- Les points F1604 et F1606 (Aubignan sud) présentent des chroniques très semblables, parallèles, séparées de 6 m et marquées par un cycle saisonnier. Les niveaux mesurés dans F1606 sont toujours supérieurs à ceux de F1604. Ces deux ouvrages se situent dans une zone de maraîchage, irriguée en partie par des forages dans le Miocène. Ces deux ouvrages sont donc influencés par les pompages voisins. On remarque que les courbes baissent à la fin de l'hiver, au moment des premiers besoins d'irrigation, puis remontent en automne avec l'arrêt de l'activité. L'écart permanent entre les deux courbes, malgré la proximité des deux ouvrages, pourrait s'expliquer par le fait que F1606 est un sondage non équipé alors que F1604 est sollicité en secours pour l'irrigation et pour de petits besoins domestiques, l'erreur de nivellement étant éliminée car la zone est très plate.
- La chronique de F1640 (Carpentras) présente des caractéristiques similaires à celles du secteur d'Aubignan (F1604 et F1606). Cet ouvrage est influencé par des pompages voisins. En effet il est à l'est de l'agglomération de Carpentras, à proximité immédiate des locaux de la Communauté Urbaine (COVE) et de la caserne des pompiers qui possèdent chacune un forage sollicité quotidiennement. De plus l'habitat environnant

est pavillonnaire et de nombreux particuliers utilisent des forages pour des usages domestiques et l'arrosage du jardin.

- F1791 (St-Hippolyte le G.) capte l'aquifère crétacé du piedmont du Ventoux, à la limite du bassin molassique. L'amplitude totale du battement du niveau dans le forage atteint 7.5 m. La chronique est trop courte pour montrer plusieurs cycles. Sur la période d'observation, on note un maximum en mai 2005. Comparé aux chroniques des autres points, ce pic est très étroit. Le comportement de F1791 est singulier et ne s'accorde pas avec la dynamique observée en général pour l'aquifère miocène.

Les débits de Fontaine-de-Vaucluse sont pris comme indicateur de l'activité des aquifères karstiques régionaux. Cette chronique montre, elle aussi, un pic en mai 2005. Bien que l'observation d'un phénomène sur un seul événement doive rester prudente, il semble bien que F1791 capte un niveau karstique actif, alimenté par les reliefs voisins. Cette interprétation est confortée par le comportement identique de F1798 dans le karst de Châteauneuf-du-Pape (massif de Lampourdier)

D'une manière générale les ouvrages d'un même secteur qui captent le Miocène ont des comportements semblables. Les forages du centre du bassin montrent une variation saisonnière nette avec une baisse à la fin de l'hiver et une remontée à l'automne (Aubignan sud, Monteux Est, Monteux sud, Monteux nord). Cette évolution est moins marquée sur la périphérie (Courthézon, Pernes nord, Sarriens) mais néanmoins perceptible.

Les ouvrages situés sur les bordures présentent des niveaux plus stables au cours de l'année. Ainsi les variations saisonnières ne peuvent pas être attribuées aux pluies d'automne puisqu'elles affecteraient alors les bordures (zones de recharge) de façon privilégiée. D'autant plus que sur certains des ouvrages marqués par ces variations saisonnières, la remontée s'amorce avant les pluies, dès le mois d'août (cas de Pernes nord, Monteux est, Aubignan sud).

Ces variations sont liées à l'activité des pompages. Par conséquent le niveau piézométrique de l'aquifère miocène n'est jamais en équilibre. De plus l'homogénéité des variations piézométriques atteste de la continuité hydraulique de l'aquifère miocène à l'échelle du bassin.

On note enfin que les précipitations n'affectent pas de façon visible la piézométrie. L'exploitation de l'aquifère et l'inertie du système lissent complètement le signal.

### **Comparaison avec les ouvrages peu profonds**

Le suivi de quelques ouvrages peu profonds permet de comparer les niveaux de la nappe superficielle à ceux de la nappe du Miocène. Au centre du bassin, les niveaux de la nappe alluviale sont quasi-constants dans le temps, à la résolution d'échantillonnage près (secteur de Monteux sud, Monteux nord, Aubignan sud) alors que les ouvrages captant le Miocène à proximité subissent des variations saisonnières. Ce constat confirme l'indépendance hydraulique des deux systèmes, au moins à l'échelle des variations saisonnières.

Point de mesure	commune	profondeur (m)	Aquifère mesuré	Code BSS	Lieu-dit	Référentiel Lambert II étendu		
						X	Y	Z
<b>Superficiel (11)</b>								
F563	Camaret sur Aigues		alluvial	914 6x 0074				
F1637	Sérignan du Comtat	8.35	alluvial	-	l'Harmas	800325	1912815	70
F1646	Monteux	<10	alluvial	-		811870	1894550	34
F1712	Carpentras	8	alluvial	-	Serres	819555	1902405	111
F1747	Vacqueyras	<20	Miocène superficiel	-	les Cazaux	811375	1907555	100
F1748	Aubignan	15	Miocène superficiel	-	la Rodde	816940	1901375	98
F1749	Monteux	<10	alluvial	-		812575	1896815	40
F2401	Monteux	<10	alluvial	-	Sebour	815820	1896265	70
F2402	Monteux	8.5	alluvial	-	Les Plumaneaux	815587	1896903	76
F2403	St Hippolyte le G.	<15	alluvial	-		819341	1906270	163
F2404	Entraigues sur Sorgues		alluvial	940 8x 0182	les Valayans			
<b>Miocène (39)</b>								
F56	Carpentras	218	Miocène	941 1x 142	Serres	819555	1902395	111
F141	Pernes les Fontaines	220	Miocène	914 1x 1	St Roch	820325	1894235	107
F142	Pernes les Fontaines	206	Miocène	940 4x 197	les écoles	816645	1894964	69
F173	Sarriens	158	Miocène	940 4x 199	les écoles	811359	1901583	35
F304	Courthézon	135	Miocène	914 7x 2	les 9 fonts	804919	1903836	48
F313	Entraigues sur Sorgues	225	Miocène	940 7x 240	le Plan	808670	1889160	36
F796	Monteux	140	Miocène	940 4x 219	la Sorguette	811870	1894550	34
F873	Sarriens	135	Miocène	940 4x 204	SCAMPI	811332	1899961	30
F875	Monteux	130	Miocène	940 4x 206	la Sorguette	811690	1894856	32
F1578	Monteux	120	Miocène	-	la Buire	812447	1898686	33
F1585	Loriol-du-Comtat	90	Miocène	-	la Sauzette	814358	1901563	45
F1591	Pernes les Fontaines	100	Miocène	-	les Boujurles	818775	1895415	95
F1604	Aubignan	95	Miocène	-	la Rodde	816970	1901360	98
F1606	Aubignan	>50	Miocène	-	la Rodde (piézo)	816855	1901360	98
F1607	Travaillan	100	Miocène	9143x0128	le Quartier	804240	1913720	90
F1608	Sérignan du Comtat	170	Miocène	-	l'Harmas	800320	1912810	70
F1614	Sarriens	180	Miocène	-	les Pradas	809670	1899065	29
F1617	Sarriens	60	Miocène	-	les Pasquiers	809555	1900380	31
F1640	Carpentras	100	Miocène	-	Le Castellias	819210	1899090	105
F1642	Aubignan	80-120	Miocène	-	Paluds	813159	1904382	49
F1656	Monteux	127	Miocène	-	Beaulieu	811236	1895002	30
F1657	Monteux	106	Miocène	-	Escampades	811989	1896520	38
F1658	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	811984	1896552	37
F1660	Vacqueyras	150	Miocène	-	les Cazaux	811385	1907565	100
F1665	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	811996	1896469	36
F1666	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	811958	1896508	36
F1667	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	812573	1896833	39
F1668	Monteux	145	Miocène	-	Les Plumaneaux	815600	1896855	71
F1677	Mazan	130	Miocène	-	les Caunes	821560	1899740	143
F1707	Beaumes de Venise	60	Miocène	-	Bouquillon	813600	1905965	75
F1708	Sarriens	206	Miocène	-	Chauvet	810555	1907805	115
F1711	Carpentras	140	Miocène	-	Serres	819555	1902400	111
F1713	Monteux	120	Miocène	-	Sébour	815815	1896270	70
F1728	Beaumes de Venise	>100	Miocène	-	St-Véran - Coulinet	817190	1905100	101
F1740	Loriol du Comtat	90	Miocène	-	Sauzette	814425	1901310	44
F1741	Loriol du Comtat	90	Miocène	-	Sauzette	814595	1901185	45
F1746	Monteux	160	Miocène	-	Marignane	814970	1898200	74
F1797	Mazan	120	Miocène	-	le Rouret	822675	1901205	159
F1808	Sarriens		Miocène	-	Garrigue sud	809445	1904860	82
<b>autres aquifères (5)</b>								
F393	Orange	100	Crétacé supérieur	914 6x 18	Champovin	798821	1904888	58
F1791	St Hippolyte le G.	54	Crétacé inférieur	-		819335	1906385	172
F1798	Châteauneuf du Pape	140	Crétacé inférieur	-	Le Grand Devès	798660	1898595	70
F1594	Pernes les Fontaines	40	Oligocène	-	Valette	819130	1890665	100
F1671	Mazan	180	indifférencié	-	Le Contrás	823630	1895934	182

Tableau 3-1. Caractéristiques principales des ouvrages du réseau de mesures piézométriques. La position des ouvrages est représentée sur la figure 3-5.

Point de mesure	commune	profondeur (m)	Aquifère mesuré	nombre de mesures	mesure piézométrique (en m NGF)				période de mesure	
					minimum	maximum	moyenne	amplitude	début	fin
<b>Superficiel (11)</b>										
F563	Camaret sur Aigues		alluvial							
F1637	Sérignan du Comtat	8.35	alluvial	11	63.85	65.93	65.67	2.1	18-nov-03	18-août-05
F1646	Monteux	<10	alluvial	31	30.25	30.94	30.39	0.7	25-nov-03	12-août-05
F1712	Carpentras	8	alluvial	4	106.40	106.61	106.51	0.2	08-juin-04	25-août-04
F1747	Vacqueyras	<20	Miocène superficiel	13	89.27	91.17	90.23	1.9	30-juin-04	18-août-05
F1748	Aubignan	15	Miocène superficiel	11	85.10	85.89	85.57	0.8	28-juil-04	12-août-05
F1749	Monteux	<10	alluvial	12	37.87	38.53	38.24	0.7	25-août-04	12-août-05
F2401	Monteux	<10	alluvial	4	66.75	67.80	67.19	1.1	22-mars-05	20-juin-05
F2402	Monteux	8.5	alluvial	9	65.25	66.60	66.00	1.3	22-mars-05	17-août-05
F2403	St Hippolyte le G.	<15	alluvial	7	156.92	157.29	157.13	0.4	20-janv-05	12-août-05
F2404	Entraigues sur Sorgues		alluvial							
<b>Miocène (39)</b>										
<u>F56</u>	Carpentras	218	Miocène	9	115.28	117.20	116.04	1.9	25-août-04	23-juin-05
<u>F141</u>	Pernes les Fontaines	220	Miocène	15	107.75	108.95	108.60	1.2	15-déc-03	21-févr-05
F142	Pernes les Fontaines	206	Miocène	20	65.83	68.42	66.99	2.6	15-déc-03	17-août-05
F173	Sarrians	158	Miocène	15	31.00	31.89	31.49	0.9	17-déc-03	18-août-05
F304	Courthézon	135	Miocène	21	46.60	47.27	46.95	0.7	15-déc-03	12-août-05
F313	Entraigues sur Sorgues	225	Miocène	125	11.79	35.56	33.88	23.8**	02-janv-03	14-juin-04
F796	Monteux	140	Miocène	1081	28.23	32.04	30.07	3.8	21-janv-97	12-avr-05
<u>E873</u>	Sarrians	135	Miocène	9	29.58	-	29.98	-	07-juin-04	12-août-05
F875	Monteux	130	Miocène	21	28.62	31.03	30.16	2.4	13-nov-03	12-août-05
<u>F1578</u>	Monteux	120	Miocène	9	32.79	33.99	33.22	1.2	24-juin-04	18-août-05
<u>F1585</u>	Loriol-du-Comtat	90	Miocène	14	-	47.37	46.81	-	18-nov-03	21-janv-05
F1591	Pernes les Fontaines	100	Miocène	20	85.67	88.66	86.47	3.0	12-déc-03	17-août-05
F1604	Aubignan	95	Miocène	21	74.81	79.94	78.00	5.1	23-janv-04	12-août-05
F1606	Aubignan	>50	Miocène	20	80.46	86.36	83.67	5.9	27-janv-04	12-août-05
F1607	Travaillan	100	Miocène	8*	77.23	82.11	80.81	4.9	23-janv-04	08-janv-06
F1608	Sérignan du Comtat	170	Miocène	18	57.97	62.55	61.00	4.6	18-nov-03	18-août-05
<u>F1614</u>	Sarrians	180	Miocène	11	-	30.21	29.80	-	06-avr-04	21-juin-05
<u>F1617</u>	Sarrians	60	Miocène	15	30.59	31.95	31.41	1.4	18-mars-04	18-août-05
F1640	Carpentras	100	Miocène	4*	97.79	104.31	99.47	6.5	27-nov-03	04-juil-05
F1642	Aubignan	80-120	Miocène	20	46.21	47.45	46.91	1.2	27-nov-03	12-août-05
F1656	Monteux	127	Miocène	24	27.20	29.68	28.75	2.5	24-févr-04	12-août-05
F1657	Monteux	106	Miocène	28	15.76	32.44	26.45	16.7	24-févr-04	12-août-05
F1658	Monteux	200	Miocène	21	-10.39	32.50	21.21	42.9**	24-févr-04	12-août-05
F1660	Vacqueyras	150	Miocène	16	90.42	94.45	91.86	4.0	06-avr-04	18-août-05
F1665	Monteux	200	Miocène	26	17.77	32.17	27.00	14.4	27-févr-04	12-août-05
F1666	Monteux	200	Miocène	17	14.10	32.12	26.03	18.0	27-févr-04	20-janv-05
F1667	Monteux	200	Miocène	20	30.78	38.07	34.49	7.3	18-mars-04	12-août-05
F1668	Monteux	145	Miocène	16	58.57	62.48	60.93	3.9	04-mars-04	17-août-05
F1677	Mazan	130	Miocène	17	125.18	126.57	125.57	1.4	18-mars-04	12-août-05
<u>F1707</u>	Beaumes de Venise	60	Miocène	7	71.02	78.98	75.19	8.0	21-déc-04	23-juin-05
F1708	Sarrians	206	Miocène	5	99.73	101.24	100.52	1.5	30-juin-04	12-nov-04
F1711	Carpentras	140	Miocène	10	105.63	109.86	108.90	4.2	08-juin-04	12-avr-05
F1713	Monteux	120	Miocène	14	59.24	63.76	61.37	4.5	14-juin-04	12-août-05
<u>F1728</u>	Beaumes de Venise	>100	Miocène	13	-	102.13	101.81	-	24-juin-04	12-août-05
<u>F1740</u>	Loriol du Comtat	90	Miocène	15	42.51	47.01	46.28	4.5	03-juin-04	12-août-05
<u>E1741</u>	Loriol du Comtat	90	Miocène	8	44.44	47.71	47.21	3.3	24-juin-04	23-mars-05
F1746	Monteux	160	Miocène	9	58.65	60.35	59.27	1.7	30-sept-04	18-août-05
F1797	Mazan	120	Miocène	8	151.36	152.98	152.55	1.6	20-déc-04	18-août-05
F1808	Sarrians		Miocène	8	74.87	76.36	75.61	1.5	21-déc-04	12-août-05
<b>autres aquifères (5)</b>										
F393	Orange	100	Crétacé supérieur	8	39.80	40.40	40.11	0.6	15-nov-04	23-juin-05
F1791	St Hippolyte le G.	54	Crétacé inférieur	8	147.91	155.42	153.12	7.5	20-déc-04	12-août-05
F1798	Châteauneuf du Pape	140	Crétacé inférieur	9	28.99	30.58	29.50	1.6	13-avr-04	12-août-05
<u>F1594</u>	Pernes les Fontaines	40	Oligocène	9	100.82	101.77	101.53	0.9	22-nov-04	12-août-05
F1671	Mazan	180	indifférencié	21	166.01	166.66	166.33	0.7	04-mars-04	17-août-05

\*nombre de mesures mensuelles avant la mise en place d'un enregistreur en continu

\*\*amplitude prenant en compte des périodes de pompage intense ou long sur l'ouvrage lui-même.

*Tableau 3-2. Description synthétique des chroniques de piézométrie obtenues sur les ouvrages décrits dans le tableau 3-1 et sur la figure 3-5. Les ouvrages dont le numéro est souligné sont artésiens durant au moins une partie de l'année. Les amplitudes précédées d'un astérisque prennent en compte des périodes de pompage intense sur l'ouvrage lui-même.*

Néanmoins cette conclusion doit être modérée. En effet, si les variations saisonnières ne sont pas visibles sur les ouvrages peu profonds, ces derniers semblent suivre les tendances interannuelles des niveaux mesurés dans le Miocène. C'est le cas notamment du secteur d'Aubignan sud. Les deux ouvrages (F1604 et F1606) suivent une tendance à la baisse durant la période d'observation. Le puits F1748, à proximité immédiate, voit son niveau baisser également, dans une moindre mesure mais régulièrement.

Le cas du puits F1747 et du forage F1660 (Secteur de Vacqueyras) rejoint le cas précédent (les niveaux proche et profond suivent une tendance à la baisse semblable) avec toutefois une nuance : dans ce secteur (Vacqueyras), le Miocène affleure et les alluvions sont absentes. La nappe superficielle captée par le puits (profondeur inférieure à 20 m) est contenue dans les premiers niveaux perméables du Miocène. Elle est libre. Le niveau piézométrique de l'aquifère atteint par le forage (150 m de profondeur) suit exactement celui du puits. Le décalage de 1 m environ entre les niveaux des deux ouvrages (F1660 supérieur à F1747) est de l'ordre de grandeur de la précision du nivellement et ne permet pas de conclure sur l'éventuelle captivité du Miocène profond dans F1660. On se situe d'ailleurs à l'amont du corridor sableux qui constitue l'axe de drainage du bassin (de Beaumes-de-Venise à Sorgues). F1747 et F1660 seraient dans une zone de recharge de toute l'épaisseur des safres.

Enfin on constate que dans les secteurs affectés par les pompages (Monteux sud, Monteux nord, Aubignan sud) les niveaux de l'aquifère miocène sont très proches de ceux des alluvions voire inférieurs par endroits. Dans ces secteurs la nappe du Miocène est captive. La conductivité hydraulique des alluvions est très supérieure à celle du Miocène. Les gradients de charge verticaux sont faibles (moins de 10 m de différence entre les alluvions et le Miocène dans le cas extrême du secteur de Monteux nord). L'éventuelle drainance des alluvions vers le Miocène est physiquement possible mais certainement lente. Par contre on peut craindre des contaminations par infiltration le long des ouvrages.

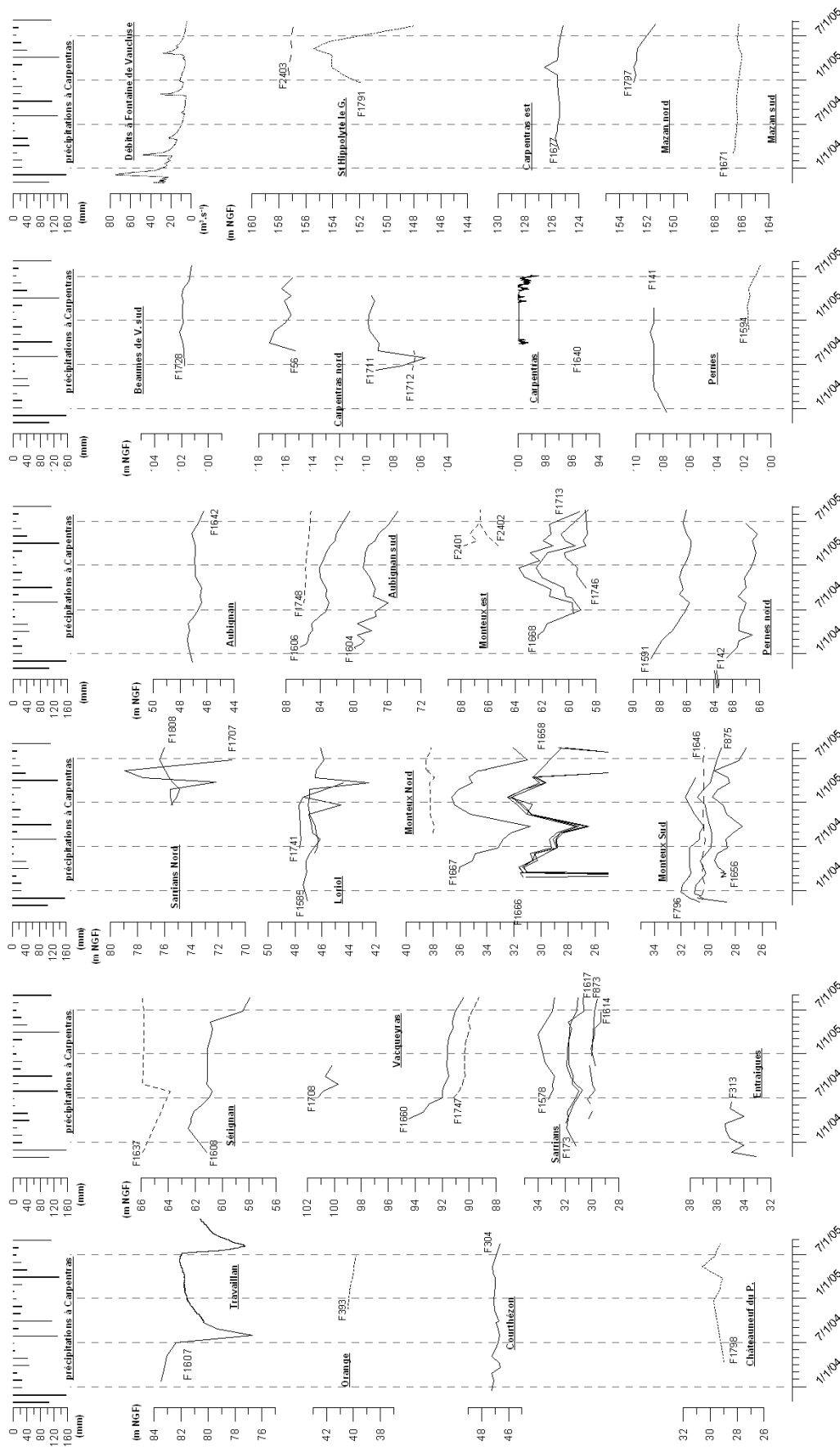


Figure 3-6. Ensemble des chroniques piézométriques obtenues entre novembre 2003 et août 2005 sur l'ensemble des ouvrages de suivi. Le numéro des ouvrages est indiqué à proximité de chaque courbe. La position relative de chaque graphique correspond schématiquement au secteur géographique qu'il représente. Les niveaux (axes des ordonnées) sont exprimés en m NGF. Chaque courbe est relative à l'axe immédiatement à gauche. En haut de chaque colonne se trouve la chronique de pluies mensuelles (en mm) enregistrées à Carpentras-La Tapy (données précipitations : CIRAME). Pour comparaison, la chronique des débits (en  $m^3 \cdot s^{-1}$ ) à la Fontaine de Vaucluse est donnée en haut de la colonne de droite.

### Étude de l'enregistrement du niveau à Monteux (F796) 1997 à 2006

Le piézomètre F796 à Monteux est équipé d'un limnigraphe et enregistre en continu les mouvements du niveau de l'eau de l'aquifère miocène au centre du bassin depuis le 21 janvier 1997 (Figure 3-7). C'est la seule chronique sur plusieurs années disponible pour cet aquifère.

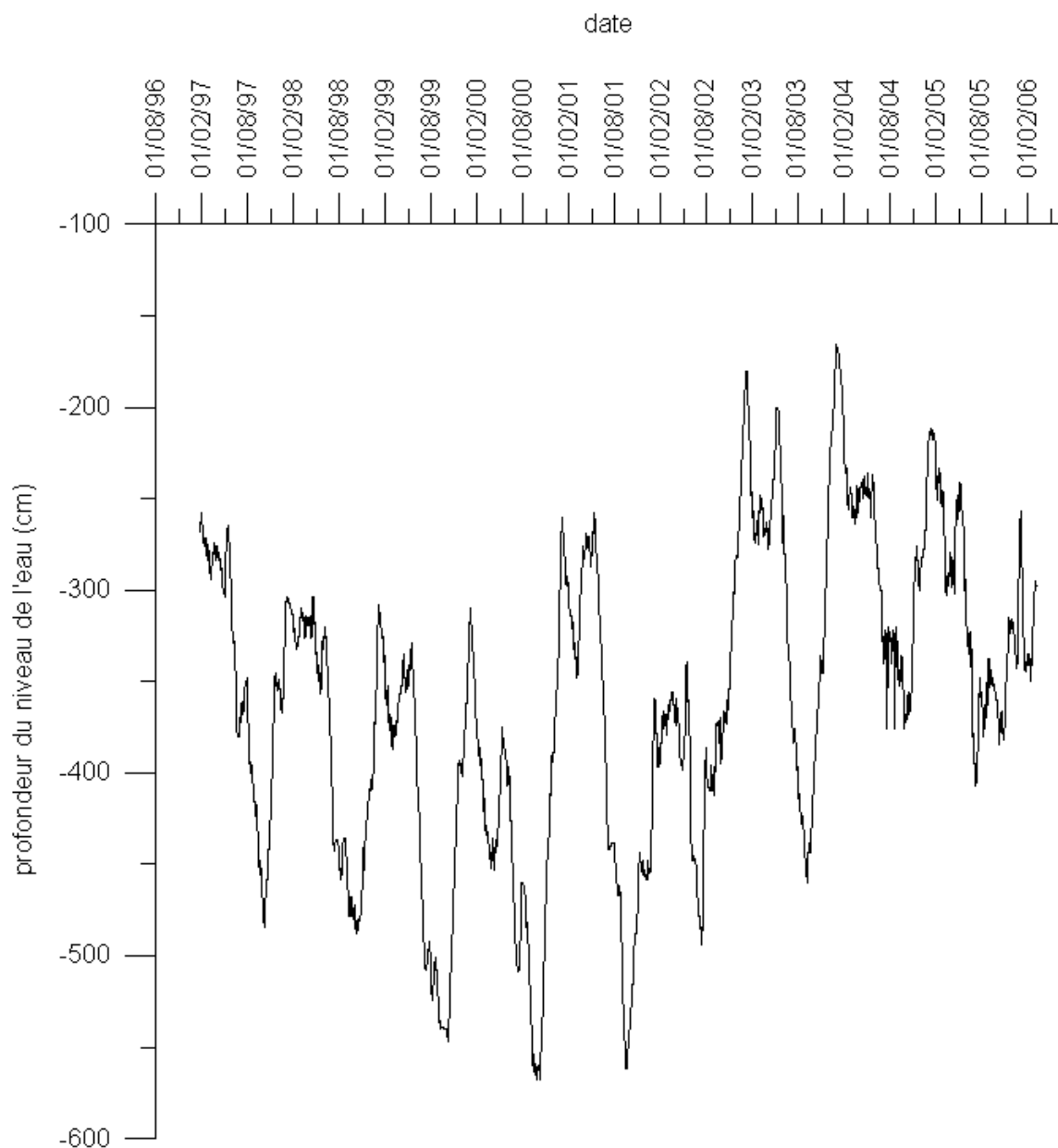


Figure 3-7. Chronique de la profondeur du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Monteux (source des données : BRGM)

MAKRIDAKIS *et al.* (1983) et MAKRIDAKIS et WHEELWRIGHT (1989) proposent une méthode simple pour décomposer une série temporelle en trois composantes additives lorsqu'on connaît *a priori* la durée ( $p$ ) de la période de la composante saisonnière. On pose

$$X_t = TC_t + S_t + \varepsilon_t$$

avec  $X_t$ , la série temporelle,

$TC_t$ , la composante cyclique incluant la tendance (*trend*),

$S_t$ , la composante saisonnière,

$\varepsilon_t$ , la composante irrégulière mineure.

La méthode se déroule en six étapes.

1. Faire la moyenne mobile de  $X_t$ , avec une fenêtre de largeur  $p$ .
2. Calculer la différence entre la série étudiée et la moyenne mobile. On obtient ainsi la série ( $D_t$ ) formée de la composante saisonnière et de la composante irrégulière mineure.
3. Calculer la composante saisonnière moyenne ( $S_t$ ) à partir de  $D_t$  en faisant la moyenne de chacun des points de la période.
4. Calculer la série corrigée des variations saisonnières en soustrayant la composante saisonnière moyenne à la série  $X_t$ .
5. La composante cyclique ( $TC_t$ ) est obtenue par moyenne mobile pondérée de la série corrigée des variations saisonnières.
6. Par définition, la composante irrégulière mineure est obtenue par la relation suivante :

$$\varepsilon_t = X_t - TC_t + S_t$$

Le résultat des calculs appliqués à l'enregistrement du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Montoux est illustré par les figures 3-8 et 3-9. La composante saisonnière du niveau de l'eau est marquée par un maximum absolu au début de l'hiver et un minimum au début de l'automne (Figure 3-8). On retrouve l'influence de l'activité de pompage qui commence en hiver (début de la baisse), pour les cultures maraîchères et florales sous abris, se réduit au milieu du printemps (maximum relatif), avec la fin des cultures sous abris et les pluies d'avril-mai qui suffisent encore aux cultures de plein champ. Les besoins estivaux en eau induisent la forte baisse qui atteint 1.8 m, en moyenne, au début de l'automne. L'arrêt des pompages explique la remontée du niveau.



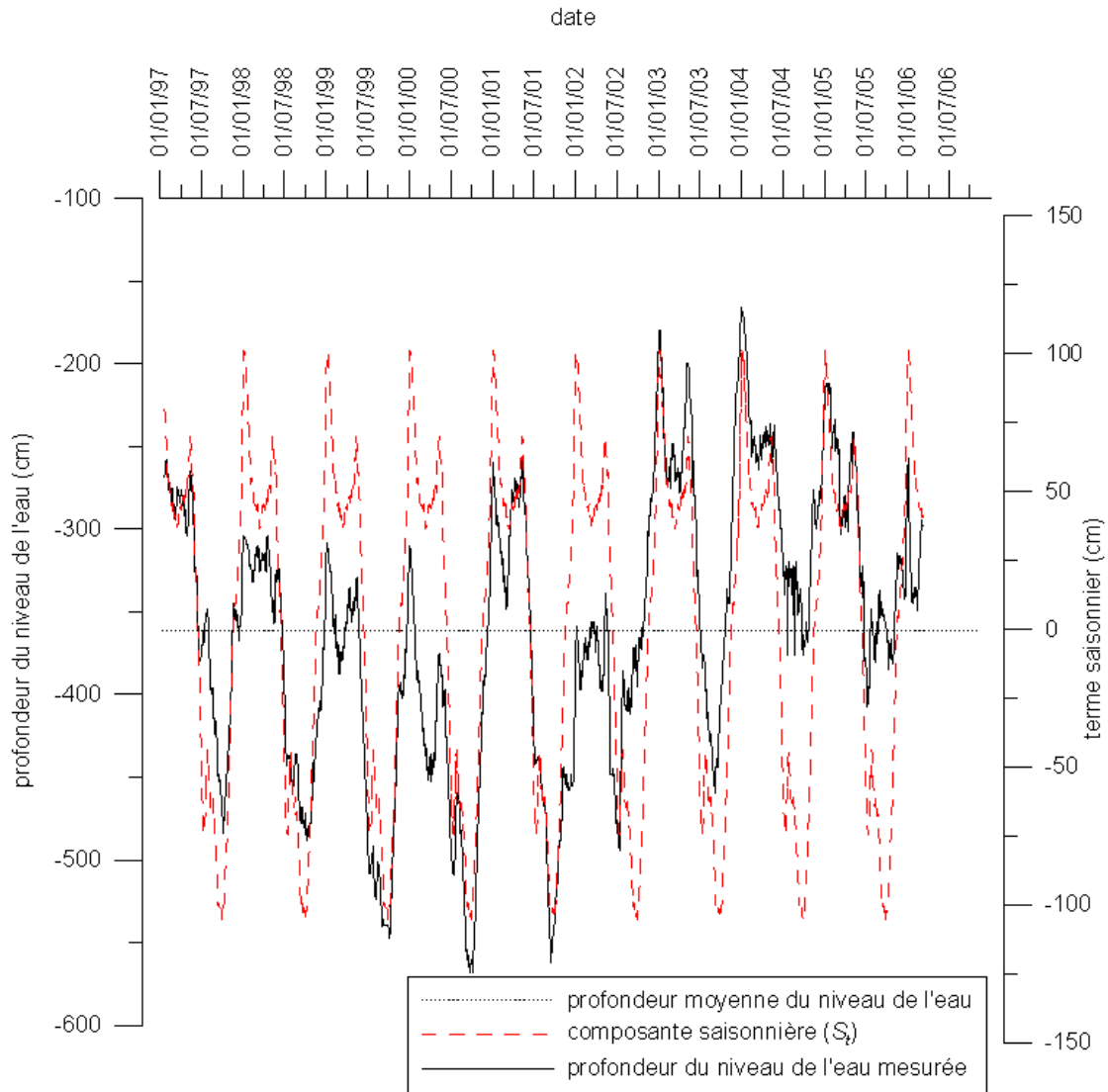


Figure 3-8. Composante saisonnière moyenne de la chronique de la profondeur du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Montoux

La pluie efficace mensuelle a été calculée suivant 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. L'aquifère du Miocène est très inerte et l'influence de la pluie efficace mensuelle sur le niveau de l'eau est difficilement perceptible sur la figure 3-9.

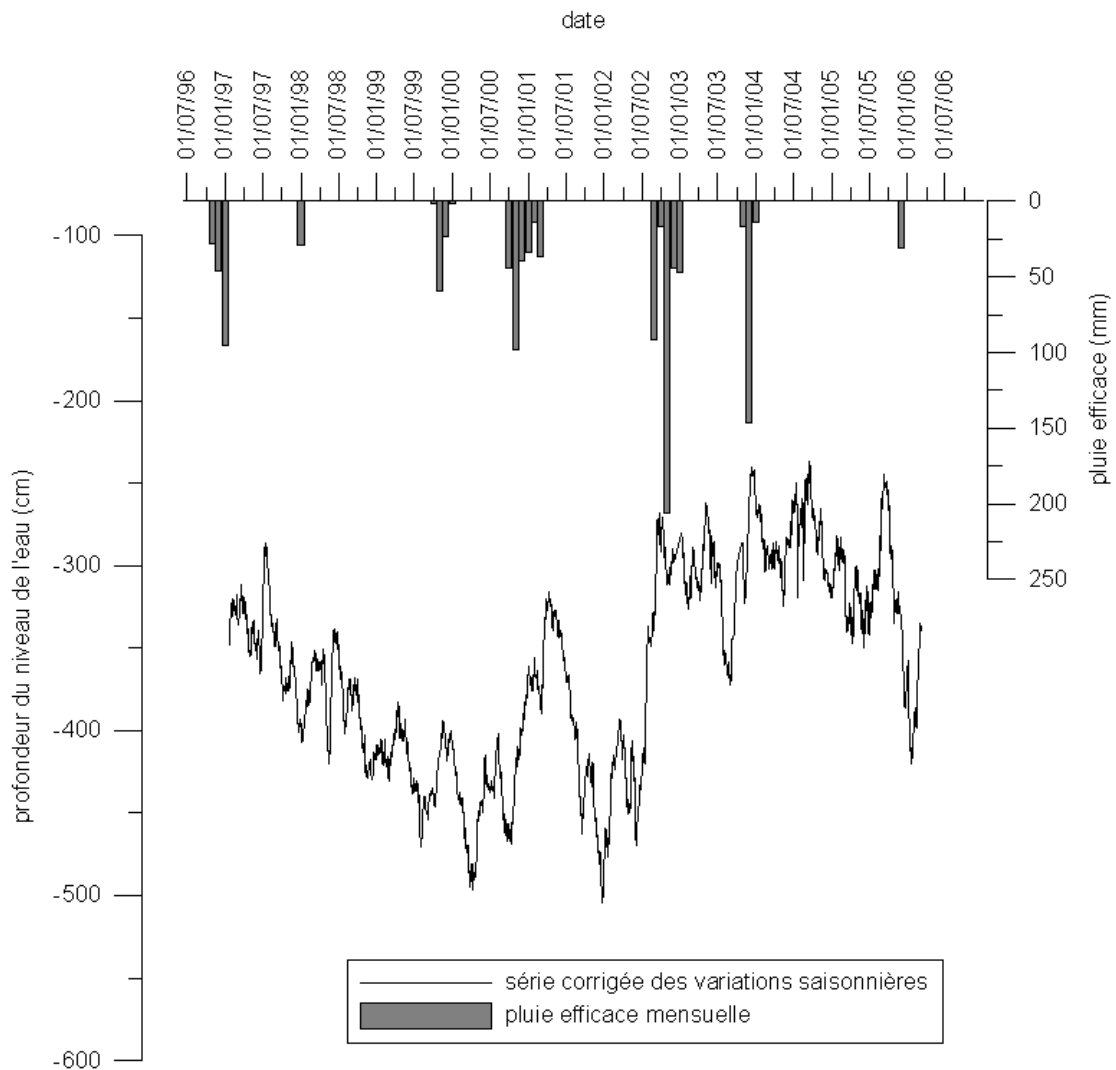


Figure 3-9. Profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Montoux corrigée des variations saisonnières et pluie efficace mensuelle calculée pour la station de Carpentras-La Tapy.

A l'échelle annuelle (Figure 3-10), la corrélation entre la pluie efficace et le niveau de l'eau dans le piézomètre F796 (série corrigée des variations saisonnières) reste discrète même si les deux périodes de maximum relatif du niveau en 2001 et en 2003-2004 sont accompagnées chacune de deux années à fort cumul de pluie efficace. Entre ces deux périodes, le niveau est relativement bas et les pluies efficaces annuelles sont nulles.

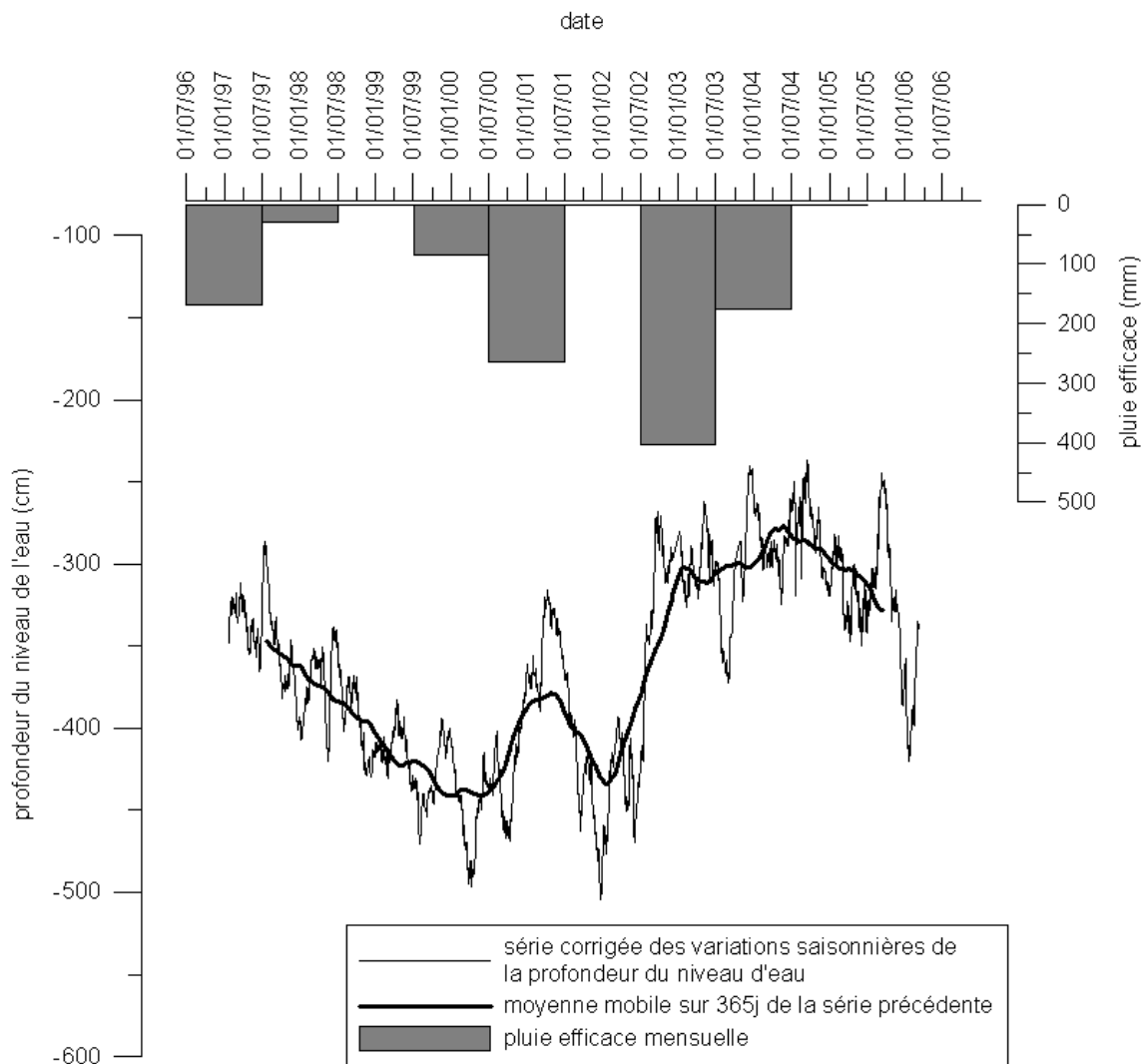


Figure 3-10. Profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Montoux corrigée des variations saisonnières (et sa moyenne mobile sur 365 j) et pluie efficace annuelle calculée pour la station de Carpentras-La Tapy.

En fait la charge de l'aquifère miocène intègre la pluie efficace de plusieurs années consécutives passées. La figure 3-11 met en évidence la forte corrélation entre la charge de l'aquifère et le *cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant* pendant la période d'observation (1997-2006). Ce *cumul* est obtenu à partir de la pluie efficace mensuelle selon la méthode suivante (les calculs utilisent la chronique complète de 1964 à 2005).

1. On fait la somme mobile sur douze mois de la pluie efficace mensuelle.
2. On effectue les écarts à la moyenne de la série obtenue au point précédent.
3. On calcule la suite des sommes partielles des écarts à la moyenne.

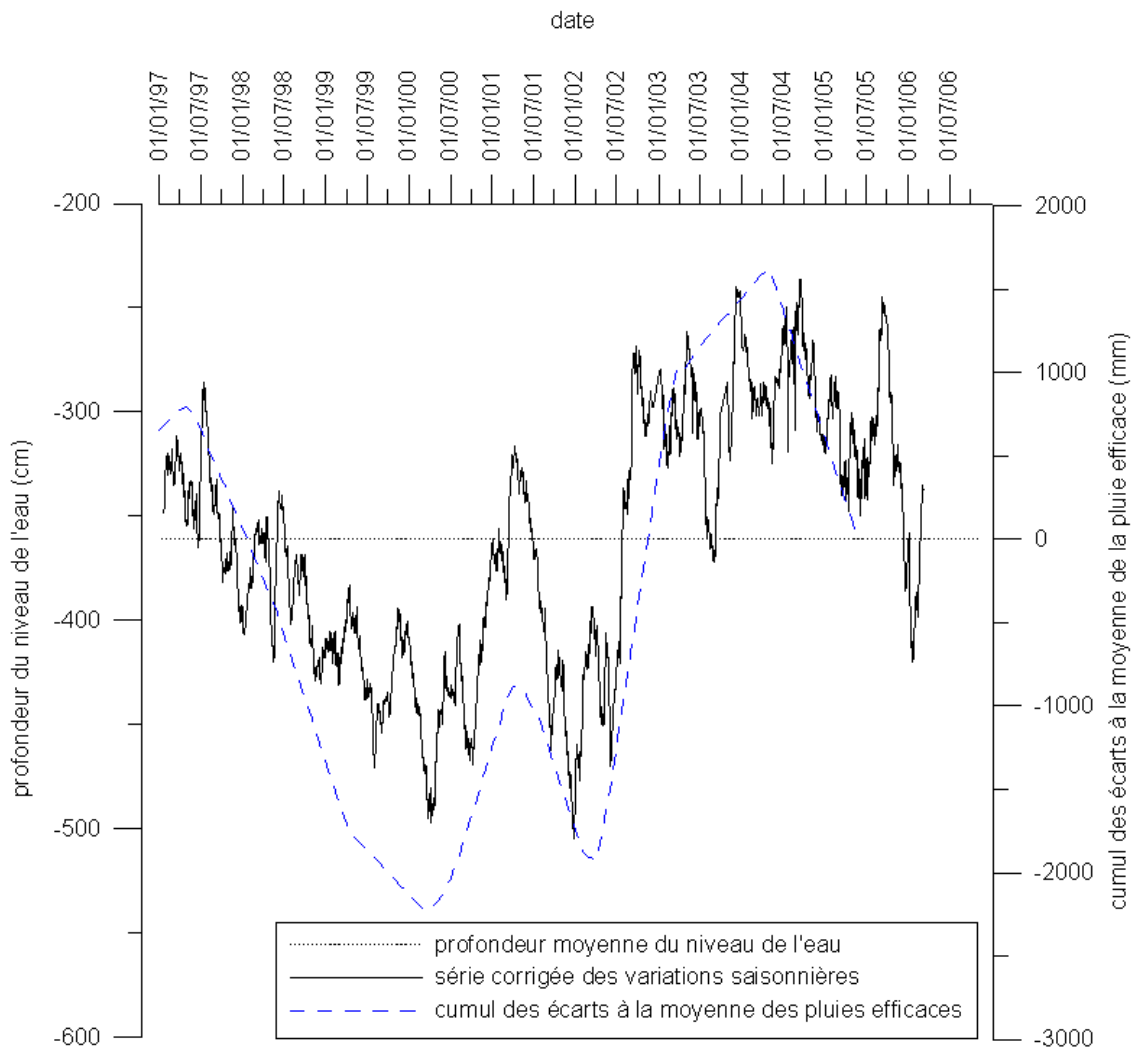


Figure 3-11. Série corrigée des variations saisonnières de profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux et cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant (calculée pour Carpentras-la Tapy).

Le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace ainsi calculé est une variable représentative du cumul (ou du déficit) de recharge à une année donnée, par rapport à la recharge moyenne annuelle entre 1964 et 2005. Cette approche suppose que la pluie efficace est une série stationnaire, autrement dit qu'il n'y a pas de variation en moyenne de la pluviométrie, ni de l'ETP, ni de la réserve utile entre 1964 et 2005. En toute rigueur, cette hypothèse est bien sûr fautive. On pourrait sans doute évoquer entre autres les éventuels effets du changement climatique global sur les précipitations ou l'influence des changements de pratiques agricoles et d'occupation du territoire sur la réserve utile et l'ETP. Ces variations ne sont pas quantifiables mais elles restent certainement négligeables sur la période d'observation, comparées aux approximations faites pour le calcul de l'ETP. D'ailleurs, l'hypothèse de stationnarité est vérifiée pour la série des précipitations annuelles sur la période 1937-2004 (COGNARD-PLANCQ *et al.*, 2006).

Ainsi la charge de l'aquifère miocène étant fortement corrélée avec le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant, cette variable pourrait être un indicateur du niveau de l'eau pour les années sans mesures, sous l'hypothèse de stationnarité du système aquifère et de la pluie efficace.

### 3.4.3. Comparaison avec des données de piézométrie issues de la littérature

Parmi les données piézométriques consultées, les plus anciennes sont celles consignées par GIGNOUX (1929). Cet auteur s'intéresse aux forages artésiens des bassins de Valréas et de Carpentras dans les années 1910 et 1920. Il remarque que les zones artésiennes du bassin de Valréas sont strictement limitées aux zones captives sous le Pliocène argileux. Mais avoue-t-il, « vers le sud [...] j'ai pu me convaincre que là les choses étaient plus compliquées, puisque, près de Carpentras, on exploite des nappes artésiennes dans le Miocène » (p 28).

Les données restent généralement qualitatives mais permettent de constater que, au début du XX<sup>ème</sup> siècle, les zones artésiennes étaient plus étendues vers le sud. GIGNOUX (1929) parle de l'artésianisme des régions d'Aubignan, de Sarriens, de Monteux, de Carpentras, de Mazan, d'Entraigues. Il signale notamment un ouvrage de 70 m situé entre Carpentras et Monteux, dans le quartier de la Quinine (à proximité de l'isopièze 60 m sur la carte piézométrique de 1981 à la figure 3-1) duquel l'eau jaillit à 5 m au-dessus du sol, avec un débit de  $1 \text{ l.s}^{-1}$  (GIGNOUX, 1929, p 35).

Ni la carte piézométrique de 1981 ni les enquêtes de terrain entre 2003 et 2005 ne rapportent d'artésianisme jaillissant dans ce secteur. De plus les zones artésiennes de Mazan ou Carpentras, déjà très réduites en 1981, n'ont pas été constatées entre 2003 et 2005. Quant à l'artésianisme de Sarriens à Entraigues, il se traduit aujourd'hui par des niveaux au-dessus du sol toujours inférieurs à 1.5 m (tableaux 3-1 et 1-2). Autour de Loriol, l'artésianisme est toujours présent mais les témoignages des riverains font état d'une baisse notable de son intensité. En effet bon nombre de maisons étaient initialement alimentées jusqu'au premier étage sans pompe. Les mesures effectuées pour cette étude montrent des niveaux qui n'excèdent pas 3 m au-dessus du sol et un artésianisme qui se tarit en été en certains points (forages F1585, F1740, F1741 du tableau 3-2).

La réduction de l'artésianisme est incontestablement due à l'exploitation de l'aquifère. Néanmoins il est difficile d'en conclure que le niveau statique de la nappe du Miocène s'est abaissée de  $0.2 \text{ m.an}^{-1}$  (10 mètres en 50 ans) entre les années 1930 et 1980 comme le proposent FAURE (1982), MALLESSARD (1991) et, CABINET GILLES MALLESSARD et HYDROSOL INGENIERIE (2002). En effet les relevés piézométriques effectués sur l'ensemble du bassin sont relatifs à un état d'exploitation du système. Dans le cas des forages artésiens, la plupart s'écoulent librement dans une fontaine. Ces ouvrages sont autant de points d'exploitation à rabattement constant. Cela induit un cône de dépression autour des secteurs d'artésianisme. Ces dépressions ne sont pas visibles sur la figure 3-1 dont l'équidistance des isopièzes est de 10 m, car la hauteur de ce cône n'est que de quelques mètres (différence entre le niveau statique et l'altitude du lieu).

Dans son *Etude hydrogéologique des plaines du Comtat*, DUROZOY (1973b) établit une carte piézométrique (ce document n'a pu être reproduit ici) à partir des données de sondages déclarés au titre du code minier. Il s'agit d'une carte moyenne sur des niveaux antérieurs à 1973. Compte tenu de la répartition des ouvrages recensés dans la BSS (Banque du Sous Sol, BRGM), la plupart de ces niveaux doivent dater des années 1960.

L'interpolation des valeurs moyennes, hors pompage sur le point de mesure, des suivis de niveau effectués entre l'automne 2003 et la fin de l'été 2005 (3.4.2.) fournit une carte piézométrique actualisée (Figure 3-12). L'interpolation est faite par la méthode de l'inverse de la distance au carré, avec un voisinage de recherche de rayon 6000 m et des mailles carrées de 200 m de côté.

Avec la carte de l'hiver 1981 (Figure 3-1) trois cartes piézométriques de l'aquifère miocène sont donc disponibles. Elles sont chacune représentative d'un moment différent : années 1960, début des années 1980, années 2003-2005. Compte tenu de la qualité de ces cartes (méthodes d'interpolation et points de mesures inconnus pour les deux premières, faible densité de points pour la dernière) leur comparaison doit être prudente (3.1.). Néanmoins des remarques générales peuvent être formulées.

L'allure des courbes isopièzes est globalement la même et les lignes de courant présentent la même convergence vers un axe de drainage Beaumes-de-Venise, Sarriens, Sorgues. Cette convergence est plus affirmée sur la carte de l'hiver 1981. On note aussi une différence au nord du parallèle d'Orange. En effet la carte de l'hiver 1981 montre un écoulement plein sud dans ce secteur alors que les deux autres cartes font état d'un flux orienté au sud-ouest.

Entre la carte des années 1960 et celle du début des années 1980, on note une baisse du niveau de 0 à 10 m dans tout le bassin, à l'exception de la plaine d'Orange. La baisse est particulièrement sensible dans l'est du bassin (Aubignan, Carpentras, Mazan). Entre la carte de 1981 et celle de 2003-2005, on observe la tendance inverse, avec une élévation du niveau de 0 à 10 m sur tout le bassin. L'augmentation est visible surtout au voisinage de l'axe de drainage (Figure 3-12). La carte de 2003-2005 se rapproche ainsi de celle des années 1960.

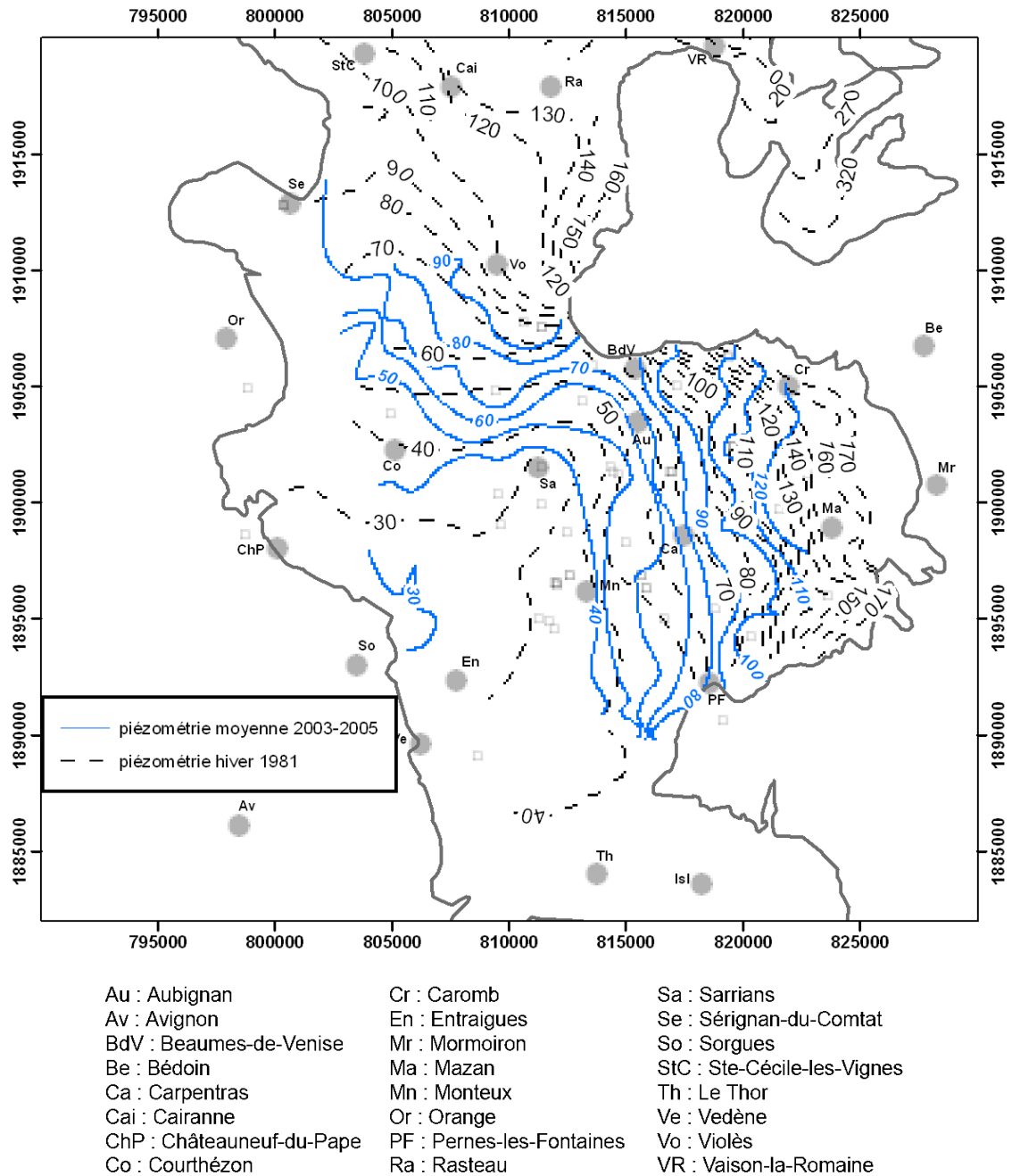


Figure 3-12. Comparaison de la carte piézométrique de l'hiver 1981 (FAURE, 1982) et de celle obtenue à partir du suivi piézométrique effectué entre l'automne 2003 et l'été 2005 (3.4.2.). Les courbes isopièzes 2003-2005 sont obtenues par interpolation des valeurs moyennes des chroniques, hors pompage sur le point de mesure.

Le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant est fortement corrélé à la charge de l'aquifère miocène (3.4.2.). La Figure 3-13 montre la chronique de cumul entre 1964 et 2005. Il apparaît que le début des années 1980 est marqué par une baisse rapide de cette variable alors qu'elle atteint un maximum absolu dans les années 2003-2005. La recharge serait donc nettement plus grande durant les années précédant la période 2003-2005 que durant la fin des années 1970, ce qui expliquerait des niveaux piézométriques mesurés plus élevés.

Le cas de la carte piézométrique des années 1960 est plus délicat car les données de pluies efficaces manquent pour cette période. Néanmoins, la Figure 3-13 montre un cumul au moins comparable à celui de 1981. De plus cette carte est établie pour une période qui correspond au début de l'explosion du nombre de forages dans le Miocène. Les mesures de cette période sont donc représentatives d'un système aquifère moins sollicité que dans les années suivantes. La différence de piézométrie entre la carte des années 1960 et celle de l'hiver 1981 serait due à l'augmentation globale des forages et non pas à une diminution relative de la recharge.

Les écarts constatés entre les trois cartes sont à considérer comme des indicateurs de tendance. Ils ne doivent pas être retenus comme des quantités précises. En résumé, l'examen de la piézométrie sur 40 ans (entre les années 1960 et 2003-2005) à travers trois cartes montre que l'aquifère du Miocène peut subir des variations pluriannuelles liées à la pluviométrie avec des amplitudes de quelques mètres (moins de 10 m).

Les débits de la Fontaine-de-Vaucluse, principal exutoire de l'aquifère du Crétacé inférieur, sont représentatifs de l'activité du système karstique. Or ils ne présentent aucune corrélation avec les niveaux d'eau mesurés (Figure 3-13). La pluie efficace, et par conséquent les infiltrations depuis la surface, constituent donc la principale recharge de l'aquifère miocène.

#### 3.4.4. Apports du suivi de la piézométrie au cours du temps

Au cours de ce travail, les niveaux piézométriques des aquifères du bassin de Carpentras ont été suivis pendant 20 mois à travers un réseau de 51 ouvrages utilisés comme piézomètres (échantillonnage mensuel). Ce réseau a permis de compléter les mesures enregistrées par le BRGM sur cinq autres points. La sélection des points du réseau s'est faite sur des critères de conception, de position et d'accessibilité des ouvrages. La majorité des points de mesure (39) atteint le Miocène. Les autres captent les aquifères superficiels, oligocènes ou crétacés.

Le suivi des niveaux de l'aquifère miocène confirme la continuité hydraulique de l'aquifère du système à l'échelle du bassin en montrant une évolution similaire dans tous les points. En général le niveau varie peu au cours de l'année (moins de 5 m) et l'essentiel des variations saisonnières est lié à l'activité des pompages dans l'aquifère. Cette évolution est particulièrement marquée au centre du bassin, dans les secteurs de forte exploitation. Les niveaux en périphérie sont plus stables. Il s'ensuit que les niveaux observés dans le Miocène ne sont jamais des niveaux statiques ; l'aquifère est en perpétuelle transition à cause des pompages.





L'observation des niveaux dans les aquifères voisins met en évidence leur indépendance hydraulique vis-à-vis de l'aquifère miocène à l'échelle de l'année. Des échanges à plus long terme ne sont néanmoins pas à exclure même si l'essentiel de la recharge se fait depuis la surface.

Le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courants est fortement corrélé avec le niveau piézométrique mesuré à Monteux (chronique de près de 10 ans) et pourrait être utilisé comme indicateur de la dégradation quantitative de l'aquifère miocène. En effet si une baisse de la piézométrie n'est pas imputable à une diminution de ce cumul, elle est probablement due à l'augmentation des pompages comme c'est le cas entre les années 1960 et 1981.

La comparaison des données de piézométrie actuelles avec celles de la littérature permet d'apprécier l'évolution de l'aquifère miocène sur près d'un siècle. On note une réduction importante de l'intensité de l'artésianisme due à la multiplication des forages (entre 5 et 10 m). Ce constat atteste de l'impact de l'exploitation de l'aquifère mais ne doit pas être confondu avec une perte équivalente de charge hydraulique puisque les niveaux observés sont des niveaux dynamiques.

Enfin, à l'échelle des quarante dernières années, la comparaison de trois cartes piézométriques ne montre pas de tendance monotone. La piézométrie de 2003-2005 est comparable à celle des années 1960, à la précision des cartes près.

### 3.5. Paramètres hydrodynamiques

Plusieurs forages captant le Miocène du bassin de Carpentras ont fait l'objet de pompages d'essai. L'essentiel des résultats a été rassemblé et interprété par FAURE (1982). Les autres données proviennent de rapports hydrogéologiques et de comptes rendus de travaux (COMPAGNIE DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUE FRANÇAISE (CPGF), 1981 ; 1983 ; 1984 ; 1986b ; CABINET GILLES MALLESSARD, 1990 ; BUREAU D'ÉTUDES T. GOURDIN, 1994 ; CABINET GILLES MALLESSARD, 1998 ; GEOAPPLICATION S.A., 1998 ; 2000 ; CABINET GILLES MALLESSARD, 2002 ; IDÉES EAUX, 2003). Il s'agit la plupart du temps d'essais de puits qui ne fournissent qu'une estimation grossière de la transmissivité (Figure 3-14), trois essais seulement ont conduit à des estimations du coefficient d'emmagasinement (Figure 3-16).

Les transmissivités obtenues vont de  $3.7 \cdot 10^{-5}$  à  $1.7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Elles sont le plus souvent le résultat de l'interprétation de la courbe de rabattement dans le puits de pompage avec la méthode de Jacob mais les hypothèses d'application de cette méthode (puits parfait dans une nappe aquifère captive, homogène, isotrope, d'épaisseur uniforme, d'extension infinie et aux épontes imperméables) ne sont pas respectées. Sous la condition de temps de pompage suffisamment longs, les calculs peuvent être adaptés à des situations imparfaites comme un puits incomplet ou éponte semi-perméable (KRUSEMAN et DE RIDDER, 1994), mais, dans le cas de l'aquifère miocène, ce temps de pompage devrait être de plusieurs centaines d'heures. Or la durée des pompages n'est,

le plus souvent, que de quelques heures, le régime pseudo-stationnaire n'est pas toujours atteint et le débit de pompage est mesuré grossièrement.

La comparaison des valeurs fournies par la méthode de Jacob, non rigoureuse, avec celles fournies par d'autres méthodes (méthode de Hantusch notamment) sur quelques essais montre une faible dispersion des résultats (rapport inférieur à 3 entre les valeurs extrêmes) compte tenu des nombreuses incertitudes sur les paramètres utilisés (FAURE, 1982). Les valeurs indiquées sont donc des ordres de grandeur représentatifs de la transmissivité du Miocène.

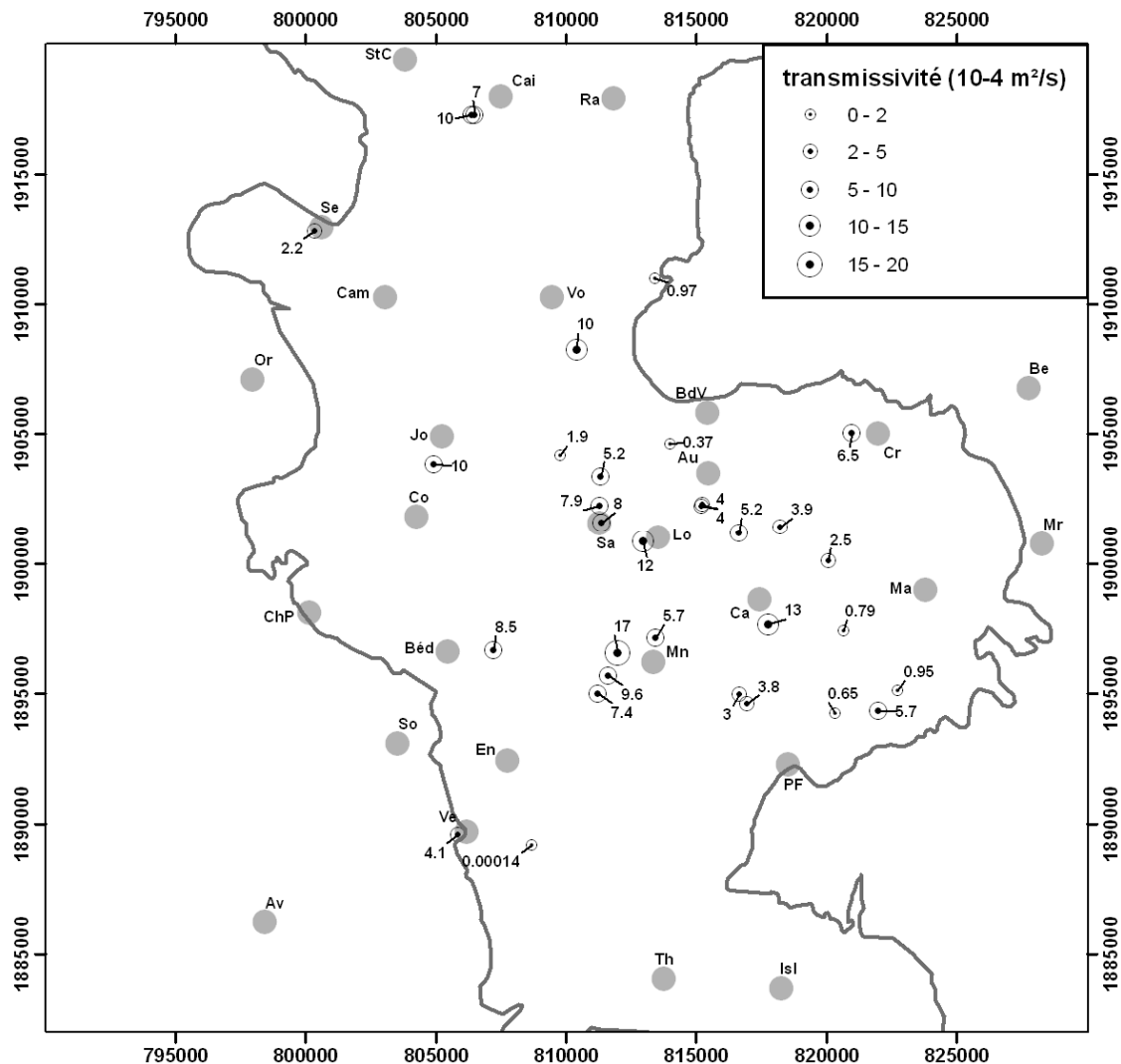


Figure 3-14. Quelques valeurs de la transmissivité de l'aquifère miocène

La plupart des pompages d'essai ont été effectués pour évaluer la productivité d'un ouvrage. Leur objectif n'est pas de caractériser un niveau aquifère particulier dans le Miocène. Ainsi, le plus souvent, les ouvrages testés sont simplement isolés de la surface

et des niveaux superficiels par un tubage plein en tête, le reste est crépiné sur toute la hauteur ou laissé en trou nu. La transmissivité estimée est donc représentative d'un matériau homogène équivalent à celui du remplissage miocène au voisinage de l'ouvrage.

Compte tenu de la pénétration partielle des ouvrages et des temps de pompage de seulement quelques dizaines d'heures, l'épaisseur aquifère sollicitée est comprise entre la hauteur de la crépine (ou de la partie en trou nu) et celle de la totalité de l'aquifère miocène, c'est-à-dire entre 100 m et 500 m. En pratique, les auteurs des interprétations utilisent la hauteur de la crépine ou, à défaut, celle de l'ouvrage, pour le calcul de la perméabilité qui a donc tendance à être sous-estimée, notamment pour les essais les plus longs. Les valeurs sont rassemblées sur la figure 3-15. Elles sont de l'ordre de  $0.5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  à  $10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  (à l'exception d'une valeur située à l'est de Vedène).

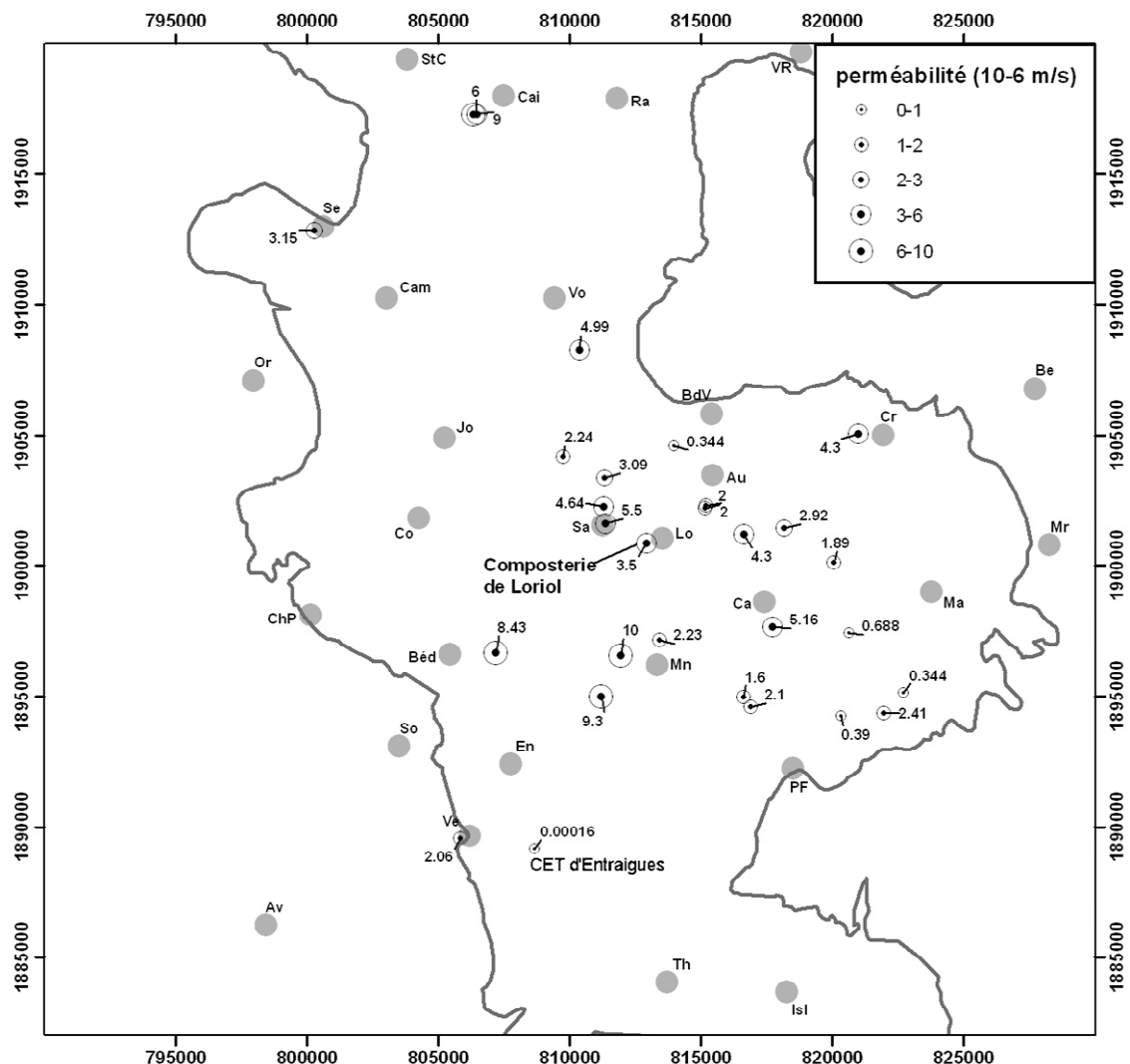


Figure 3-15. Quelques valeurs de la perméabilité de l'aquifère miocène

Une valeur de perméabilité est particulièrement basse ( $1.6 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ ) à l'est de Vedène. Elle est issue de l'interprétation d'un essai de pompage dans le forage profond (105.5 m) du centre d'enfouissement technique (CET) d'Entraigues (CABINET GILLES MALLESSARD, 1998). Cet ouvrage se situe dans la zone peu productive du sud du bassin, attribuée à la ria de la paléo-Nesque (2.4.1. Étude de l'ensemble des forages). Après 10 m d'alluvions, le forage recoupe 95.5 m de matériaux marno-sableux très peu perméables. A la base on trouve un niveau plus sableux entre 98 et 100 m de profondeur.

L'essai s'est déroulé par soufflage à l'air comprimé, le train de tige étant descendu à 84 m de profondeur. Cette opération a provoqué l'évacuation instantanée de  $2 \text{ m}^3$  d'eau environ suivie d'un débit continu extrêmement faible (quelques centaines de litres par heure). L'interprétation de la courbe de remontée (observée sur plus de 11 jours sans retrouver le niveau initial) est réalisée par la méthode de l'« écopage » (*bailed method*) (FERRIS *et al.*, 1962) qui utilise la formule suivante :

$$s' = \frac{V}{4\pi T t} e^{-r_w^{2S/4Tt}}$$

où  $s'$  est le rabattement résiduel dans le forage,

$V$  est le volume d'eau expulsé,

$T$  est la transmissivité,

$t$  est le temps écoulé depuis l'extraction du volume  $V$ ,

$r_w$  est le rayon effectif du forage,

$S$  est le coefficient d'emmagasinement.

Pour des temps  $t$  suffisamment longs, l'exponentielle du dénominateur tend vers 1 et on a :

$$s' = \frac{V}{4\pi T t} \text{ soit } T = \frac{V}{4\pi s' t}$$

L'application de cette méthode au forage du CET d'Entraigues nous donne une estimation de la perméabilité des safres argileux :  $1.6 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ .

*A contrario*, le forage de Loriol (BSS n° 0940 4x 0196), exploité par la composterie de la communauté urbaine de Carpentras, traverse la totalité de la série sablo-argileuse qui constitue le remplissage de la partie médiane du bassin. Après les dépôts récents et un niveau d'argile bleue entre 19 et 27 m de profondeur, les matériaux sont essentiellement sableux, avec de rares lentilles d'argile de quelques mètres d'épaisseur, jusqu'au substratum burdigalien à 252 m. La valeur de perméabilité ( $3.5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ) déduite des essais sur ce forage est représentative des niveaux sablo-argileux des safres. Elle est du même ordre de grandeur que les autres valeurs du secteur, entre  $2 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  et  $5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ .

Les plus fortes perméabilités ( $>5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ) sont attribuables à des niveaux particulièrement sableux. Elles sont généralement fournies par des essais de courte durée et ne sont pas représentatives d'un grand volume aquifère.

Les essais de pompage disponibles utilisent rarement des piézomètres. Le coefficient d'emmagasinement n'est disponible que pour trois points au centre du bassin (Figure 3-16). Deux des valeurs sont très proches, autour de  $3 \cdot 10^{-4}$  (Monteux et Pernes les Fontaines). Elles sont conformes aux valeurs d'emmagasinement des aquifères captifs, comprises entre  $10^{-5}$  et  $5 \cdot 10^{-3}$  (FERRIS *et al.*, 1962 ; DE MARSILY, 1981 ; KRUSEMAN et DE RIDDER, 1994). La troisième est presque dix fois plus grande ( $2 \cdot 10^{-3}$ ) mais les données de l'essai dont elle est issue sont incomplètes et la réinterprétation est impossible. Cette valeur demeure néanmoins dans la plage des coefficients d'emmagasinement des aquifères captifs même si elle semble élevée et peu cohérente avec les deux autres.

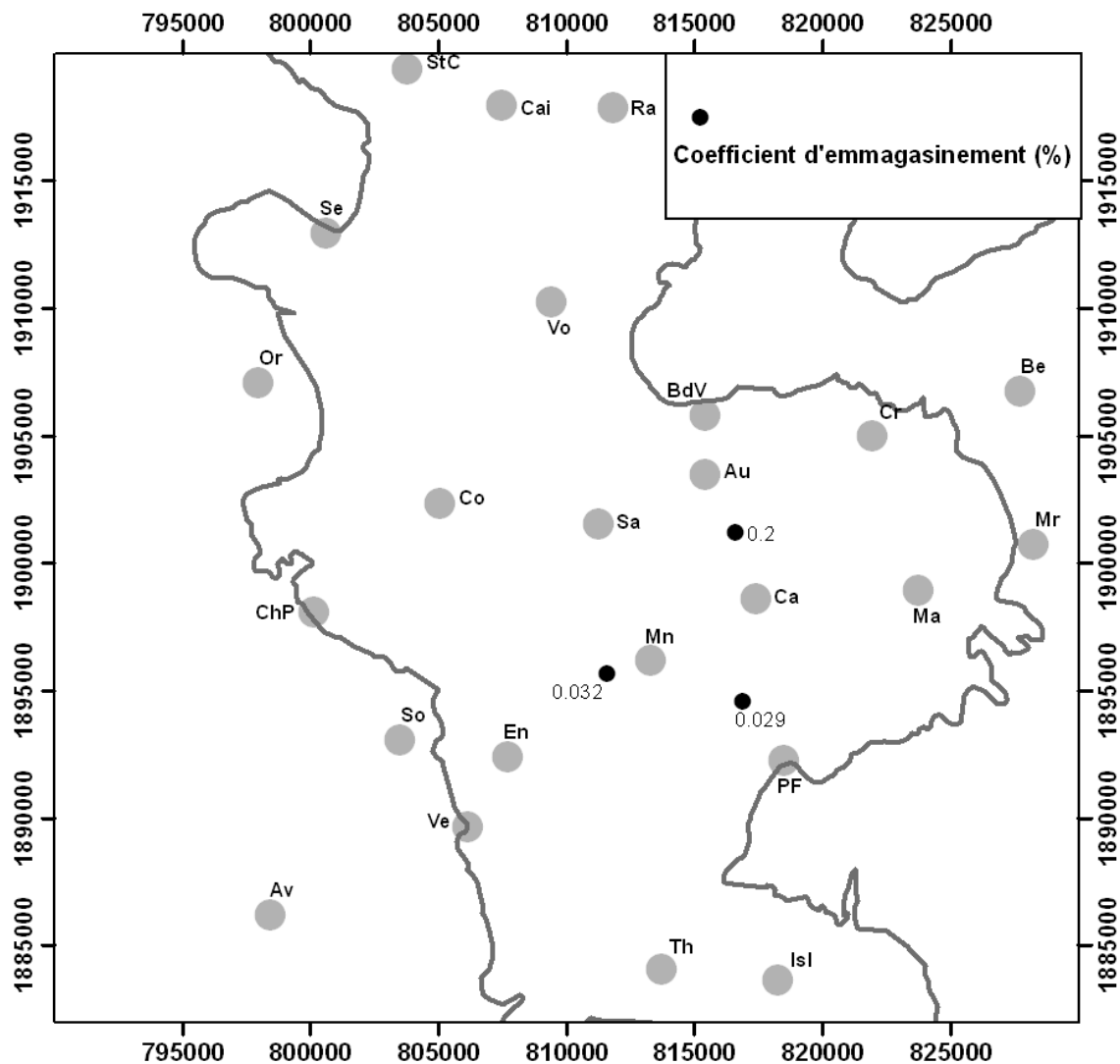


Figure 3-16. Quelques valeurs du coefficient d'emmagasinement de l'aquifère miocène.

### 3.6. Étude de l'effet barométrique et des marées terrestres sur la piézométrie

#### 3.6.1. L'effet barométrique

La colonne d'eau dans un puits ouvert est soumise à la pression dans l'aquifère ( $p_w$ ) et à la pression atmosphérique ( $p_a$ ). Le niveau d'eau ( $W$ ) mesuré dans le puits est la position d'équilibre de la colonne d'eau. L'écoulement dans l'aquifère étant très lent, le terme d'énergie cinétique ( $V^2/2\rho$ ) est négligeable devant les termes de pression dans l'expression de la charge totale ( $H$ ) de l'eau. Ainsi le théorème de Bernoulli conduit à écrire :

$$H = \frac{p_w}{\rho g} + Z_w = \frac{p_a}{\rho g} + W \quad (1)$$

avec :

$\rho$  : masse volumique de l'eau [ $ML^{-3}$ ], considérée constante sur toute la hauteur de la colonne d'eau ( $W - Z_w$ ),  
 $g$  : accélération de la pesanteur [ $L.T^{-2}$ ],

$p_w$  : pression de l'eau dans l'aquifère à la cote  $Z_w$ ,

$p_a$  : pression atmosphérique.

On a donc pour l'expression de la hauteur d'eau dans le puits :

$$(1) \rightarrow W = H - \frac{p_a}{\rho g} \quad (2)$$

Très souvent en hydrogéologie, la pression atmosphérique ( $p_a$ ) est prise comme la pression de référence, constante et nulle par convention. Il s'ensuit que la hauteur d'eau mesurée dans le puits est considérée égale à la charge de l'eau dans l'aquifère.

$$(2) \rightarrow W = H$$

Cette simplification est généralement appliquée de façon implicite dans la plupart des études piézométriques. Or la pression atmosphérique varie au cours du temps et ces variations se répercutent sur la charge ( $H$ ) dans une proportion  $\alpha$  et, par conséquent, sur la hauteur d'eau ( $W$ ) dans le puits. Les variations de  $H$  et de  $p_a$  sont de même signe ( $0 < \alpha$ ) et la variation de charge ne peut être supérieure à celle de la pression atmosphérique ( $\alpha \leq 1$ ).

On a donc :

$$dH = \alpha \frac{dp_a}{\rho g} \quad \text{et} \quad dW = (\alpha - 1) \frac{dp_a}{\rho g}, \quad \text{avec } 0 < \alpha \leq 1 \quad (3)$$

Ainsi une augmentation (resp. une réduction) de pression atmosphérique induit une baisse (resp. une hausse) proportionnelle du niveau d'eau dans le puits. C'est l'effet barométrique.

### Cas de l'aquifère captif (ou semi-captif)

Dans un aquifère captif ou semi-captif, la pression exercée par le poids des terrains de couverture et la pression atmosphérique sont supportées à la fois par l'eau souterraine et par le squelette solide de l'aquifère. Ainsi une variation de la pression atmosphérique ( $dp_a$ ) est compensée en partie par une variation de la pression hydrostatique ( $dp_w$ ) et en partie par une variation de la tension de compression de la phase solide ( $d\sigma$ ) :

$$dp_a = d\sigma + b \cdot dp_w \quad (4)$$

avec  $0 < b \leq 1$ , un coefficient caractérisant la surface de contact sur laquelle la pression hydrostatique est effective [0]. Ce coefficient dépend de la nature de la roche aquifère (JACOB, 1940).

$$(1) \rightarrow dp_w = dp_a + \rho g dW$$

$$\text{soit} \quad \rho g \frac{dW}{dp_a} = \frac{dp_w}{dp_a} - 1 \quad (5)$$

en utilisant l'expression de  $dp_a$  donnée par (4), on obtient :

$$(4) \ \& \ (5) \rightarrow \rho g \frac{dW}{dp_a} = \frac{dp_w}{d\sigma + b dp_w} - 1 = \frac{\frac{dp_w}{d\sigma}}{1 + b \frac{dp_w}{d\sigma}} - 1 \quad (6)$$

En l'absence de flux, un volume aquifère élémentaire soumis à la variation de pression  $dp_a$  voit son volume varier de  $dV$ . En faisant l'hypothèse que les grains du squelette solide de l'aquifère sont incompressibles individuellement, cette variation de volume  $dV$  est égale à la variation du volume d'eau  $dV_w$ .

$$dV = dV_w \quad (7)$$

Par définition des modules d'élasticité de l'eau ( $E_w$ ) et de la matrice solide de l'aquifère ( $E_s$ ), on a

$$\frac{dV_w}{V_w} = -\frac{dp_w}{E_w} \quad (8)$$

$$\text{et} \quad \frac{dV}{V} = -\frac{d\sigma}{E_s} \quad (9)$$

Par définition de la porosité  $\Phi$  :

$$V_w = \Phi V \quad (10)$$

On déduit de (8), (9) et (10) que :



$$(8), (9) \text{ \& } (10) \rightarrow \frac{dp_w}{d\sigma} = \frac{E_w}{\Phi E_s} \quad (11)$$

en utilisant l'expression (11) dans (6), il vient :

$$(6) \text{ \& } (11) \rightarrow \rho g \frac{dW}{dp_a} = \frac{\frac{E_w}{\Phi E_s}}{1 + b \frac{E_w}{\Phi E_s}} - 1 \quad (12)$$

$E_w$ ,  $E_s$ ,  $\Phi$  et  $b$  sont constants et tous positifs pour un système puits-aquifère donné. Le premier terme du membre de droite de l'équation (12) est donc constant et inférieur à 1. On a donc l'inégalité suivante :

$$(12) \rightarrow \frac{\frac{E_w}{\Phi E_s}}{1 + b \frac{E_w}{\Phi E_s}} - 1 < 0 \quad (13)$$

Dans un système puits-aquifère, la hauteur d'eau dans le puits est linéairement anti-corrélée à la pression atmosphérique.

JACOB (1940) pose  $B_E = - \left( \frac{\frac{E_w}{\Phi E_s}}{1 + b \frac{E_w}{\Phi E_s}} - 1 \right) \geq 0$ , coefficient d'efficienne barométrique [0].

En notant  $B = p_a / \rho g$ , la pression atmosphérique exprimée en hauteur d'eau, on a l'expression simple suivante :

$$dW = -B_E \cdot dB \quad (14)$$

En remarquant que  $B_E = (1 - \alpha)$ , on constate que la relation (14) est équivalente à la relation (3).

### Cas de l'aquifère libre

Dans les aquifères libres, les variations de pression atmosphérique sont entièrement compensées par la pression hydrostatique ( $d\sigma=0$  et  $b=1$ ) et s'appliquent uniformément sur toute la surface libre de l'aquifère.

$$(4) \rightarrow dp_a = dp_w \quad (15)$$

Les variations de niveau sont dues uniquement à la compressibilité de l'eau sur l'épaisseur ( $e$ ) de l'aquifère.

$$dW = -\frac{e}{E_w} dpa \quad (16)$$

Cette compressibilité étant très faible ( $1/E_w = 4.8.10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ ), l'effet barométrique est imperceptible sur les aquifères à nappe libre ( $B_E \approx 0$ ).

### 3.6.2. L'effet de marée terrestre

#### **Potentiel générateur des marées terrestres**

Les forces gravitationnelles du Soleil et de la Lune provoquent une déformation viscoélastique du globe et de l'atmosphère terrestre. La résultante ( $\vec{F}$ ) de ces forces dérive du potentiel générateur ( $\Omega$ ) (LEFEVRE, 2000).

$$\vec{F} = \vec{\nabla} \Omega$$

Ce potentiel est généralement écrit sous la forme de son développement harmonique :

$$\Omega = \sum_i A_i \cos(\alpha_i)$$

avec  $A_i$  l'amplitude de la  $i^{\text{ème}}$  composante.  $A_i$  est une fonction de la position géographique du lieu.

$\alpha_i$  est l'argument de la  $i^{\text{ème}}$  composante.  $\alpha_i$  dépend des positions relatives à la Terre de la Lune et du Soleil. C'est donc une fonction du temps.

#### **Effet de marée terrestre sur un aquifère**

Les marées provoquent une dilatation cubique de la croûte terrestre. Dans le cas d'un aquifère, cette dilatation se traduit par une augmentation de volume de la matrice. Par réaction, une baisse de la pression hydrostatique s'en suit ; le niveau dans le forage baisse.

Pour les mêmes raisons que pour l'effet barométrique, ces variations sont généralement négligeables (inférieures au centimètre) dans les aquifères à nappe libre. Sauf s'ils ont une très faible porosité (inférieure à  $10^{-4}$ ) et une grande épaisseur (supérieure à 100 m) (BREDEHOEFT, 1967).

Près de 400 ondes de marées constituent le développement complet du potentiel. Seules celles de grande amplitude ont une influence sur les aquifères. Les six principales sont responsables de 95% des variations de niveau observées dans les forages (MARSAUD *et al.*, 1993). Leur période et leur origine sont résumées dans le tableau 3-3.

Nom	Période (en h)	Origine astronomique
M <sub>t</sub>	327.859	Onde lunaire déclinatoire
O <sub>1</sub>	25.819	Onde lunaire diurne principale
K <sub>1</sub>	23.934	Onde luni-solaire déclinatoire diurne
N <sub>2</sub>	12.658	Onde lunaire elliptique majeure de M <sub>2</sub>
M <sub>2</sub>	12.421	Onde lunaire principale semi-diurne
S <sub>2</sub>	12.000	Onde solaire principale semi-diurne

Tableau 3-3. Description sommaire des principales ondes de marée affectant les aquifères (RHOADS et ROBINSON, 1979 ; MARSAUD et al., 1993 ; LEFEVRE, 2000)

### 3.6.3. Intérêt de $B_E$

Le coefficient d'efficacité barométrique  $B_E$  est directement lié à l'emmagasinement spécifique ( $S_s$ ) de l'aquifère par la relation suivante (JACOB, 1940) :

$$S_s = \frac{\rho g \Phi}{E_w B_E}, \quad [L^{-1}] \quad (17)$$

$\rho$ ,  $g$  et  $E_w$  étant indépendants de l'aquifère, si l'on connaît la porosité  $\phi$  et le coefficient d'efficacité barométrique  $B_E$ , on obtient une estimation de l'emmagasinement spécifique  $S_s$ .

En introduisant les valeurs numériques de  $\rho$ ,  $g$  et  $E_w$  :

$$(17) \rightarrow S_s = 4.771 \cdot 10^{-6} \frac{\Phi}{B_E} \quad (18)$$

avec :

$$\begin{aligned} \rho &= 997 \text{ kg.m}^{-3} \\ g &= 9.81 \text{ m.s}^{-2} \\ E_w &= 2.05 \cdot 10^9 \text{ Pa} \end{aligned}$$

L'expression du coefficient d'emmagasinement  $S$  est alors

$$S = 4.77 \cdot 10^{-6} \frac{\Phi e}{B_E} \quad (19)$$

avec  $e$ , épaisseur de l'aquifère.

### 3.6.4. Méthode de détermination de $B_E$

#### Analyse temporelle – distinction entre $B_{E,S}$ et $B_{E,L}$

En pratique, les données expérimentales ne fournissent pas les différentielles  $dW$  et  $dB$  mais des incréments  $\Delta W$  et  $\Delta B$  correspondant aux variations de  $W$  et  $B$  durant le pas d'échantillonnage  $\Delta t$ . Par définition,  $B_E$  est le coefficient de proportionnalité entre  $\Delta W$  et  $\Delta B$ . La démarche la plus simple consiste donc à rechercher la pente de la droite de régression linéaire entre  $\Delta W$  et  $\Delta B$ . Cette valeur est notée  $B_{E,S}$ .

Mais cette méthode s'applique mal avec des données bruitées. Dans ce cas la corrélation entre  $\Delta W$  et  $\Delta B$  est mauvaise et l'incertitude sur  $B_E$  devient grande. On peut alors rechercher une corrélation linéaire entre  $W$  et  $B$ . En effet le bruit enregistré par la chronique de piézométrie est dû à des phénomènes autres que l'effet barométrique. Il peut s'agir d'une variation de stock (recharge ou vidange), d'un rabattement local par des pompes voisins, de l'influence des marées terrestres. Parmi ces phénomènes, seul l'effet barométrique induit une relation linéaire entre  $W$  et  $B$ . Si l'on trace  $W$  en fonction de  $B$ , on pourra donc chercher les portions linéaires correspondant aux périodes durant lesquelles l'effet barométrique est dominant. La pente de ces segments donne une estimation de  $B_E$  (RHOADS et ROBINSON, 1979). On la note  $B_{E,L}$ .

$B_{E,L}$  et  $B_{E,S}$  peuvent être interprétés respectivement comme les réponses à long terme et à court terme du système puits-aquifère (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997). Le rapport de ces deux valeurs est lié à la nature captive ou libre de l'aquifère et à certaines caractéristiques du système puits-aquifère. En effet  $B_{E,L}$  reflète les variations de niveau dues à des modifications importantes et durables de la pression atmosphérique alors que  $B_{E,S}$  est calculé à partir de variations dont les durées sont de l'ordre du pas de temps (30 min dans le cas du forage F393).

Dans le cas d'un système puits-aquifère idéal, l'effet barométrique sur le niveau dans le puits et sur la pression dans l'aquifère est synchrone. On a donc  $B_{E,L}=B_{E,S}$ . Dans le cas d'un aquifère captif,  $B_{E,L}\neq 0$ . Pour un aquifère libre  $B_{E,L}\approx 0$ .

En général on a  $B_{E,L}\neq B_{E,S}$  ce qui indique un retard entre la réponse du puits et celle de l'aquifère aux variations de barométrie. Si  $B_{E,L}>B_{E,S}$  (avec  $B_{E,L}$  significativement différent de 0) alors l'aquifère est captif et le retard est attribué à des phénomènes de capacité et de bords du puits (*well bore storage and well skin effects*). Si  $B_{E,L}<B_{E,S}$  (avec  $B_{E,L}$  proche de 0), l'aquifère est libre et le retard est dû aux propriétés de diffusivité pneumatique de la zone non saturée (FURBISH, 1991 ; RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997 ; SPANE, 2002).

D'une manière générale avant d'effectuer ces calculs, on soustrait la tendance linéaire et la moyenne à chaque série étudiée. On élimine ainsi les tendances à long terme dont l'origine n'est pas à rechercher dans l'effet barométrique et on annule l'ordonnée à l'origine des droites de régression (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997). Par la suite on note  $\tilde{X}$  la série  $X$  sans tendance et de moyenne nulle.

### Mouvements apériodiques et périodiques de la barométrie

La barométrie en un point donné de la surface terrestre n'est pas constante. Elle subit des variations au gré des phénomènes météorologiques (successions des anticyclones et des dépressions). Ces mouvements sont de grandes amplitudes et ne présentent pas de période fixe déterminée.

Comme la croûte terrestre, l'atmosphère subit aussi une dilatation sous l'effet gravitationnel des marées. La pression atmosphérique présente donc des variations au rythme des composantes harmoniques du potentiel générateur.

Enfin la pression atmosphérique présente une variation diurne due à l'évolution de la température de l'air entre le jour et la nuit. Comme tout fluide, l'atmosphère subit une dilatation thermique sous l'effet de l'augmentation de la température durant le jour.

Cette composante thermique journalière se superpose aux harmoniques diurnes du potentiel de marée. Les mouvements diurnes du niveau de l'eau dans le puits sont donc dus à la combinaison des deux phénomènes : une force gravitationnelle qui provoque par dilatation, à la fois un abaissement du niveau dans le puits et une réduction de la pression atmosphérique, et cette réduction de pression qui tend à une élévation du niveau de l'eau par effet barométrique.

Ainsi les variations diurnes de la barométrie et de la piézométrie se trouvent très fortement corrélées. Pourtant la première n'est pas la cause unique de la seconde. Elles sont toutes deux conséquences de phénomènes de même période.

Les corrélations établies entre  $W$  et  $B$  ou leurs incréments  $\Delta W$  et  $\Delta B$  doivent donc tenir compte de l'influence des marées et de la température de l'air sur la barométrie. Dans le cas contraire les variations diurnes viennent perturber le calcul. En pratique on utilise donc les moyennes mobiles sur 24 h des séries ou de leur différentielle pour filtrer ces phénomènes diurnes (effet de marée et effet thermique).

#### 3.6.5. Application aux enregistrements de piézométrie et de barométrie sur le bassin de Carpentras

La piézométrie des forages F1607, F1711 et F796 est enregistrée par des limnigraphes automatiques. Les données sont traitées et archivées par le BRGM.

Pour le forage F393, la piézométrie a été suivie avec un capteur de pression de type DIVER DI 241 (Van Essen Instruments). Cette sonde est immergée dans le forage et mesure la somme ( $P_{Diver}$ ) de la pression ( $H_w$ ) exercée par la colonne d'eau et de la pression ( $P_a$ ) exercée par la colonne d'atmosphère sus-jacente. La pression atmosphérique ( $P_a$ ) est enregistrée avec un capteur de pression de type BARODIVER DI 250 (Van Essen Instruments) sur le site de l'INRA à Montfavet (commune d'Avignon). Toutes les mesures de pression sont exprimées en centimètres d'eau douce.

$$P_{Diver} = H_w + P_a \Leftrightarrow H_w = P_{Diver} - P_a \quad (20)$$

$H_w$  correspond au niveau d'eau dans le puits mesuré à partir d'un plan de référence arbitraire. La cote NGF ( $W$ ) de l'eau dans le puits s'exprime :

$$W = z + H_w - H_{m0} - H_{w0}$$

où  $H_{m0}$  est la profondeur du niveau d'eau dans le puits mesurée à un temps  $t_0$  arbitraire à partir de la surface du sol de cote NGF  $z$

et  $H_{w0}$  est la hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur au temps  $t_0$ . Cette valeur est obtenue à partir de la relation (20) appliquée au temps  $t_0$ .

Enfin le pas d'échantillonnage de l'enregistrement de la barométrie est le quart d'heure. Il est nécessaire de rééchantillonner la série  $B$  au cas par cas, pour l'adapter au pas de chaque chronique de piézométrie  $W$ .

### Exemple détaillé du forage F393 à Orange

L'enregistrement s'effectue au pas de temps de 30 min du 15/11/2004 au 14/12/2004. Les chroniques brutes apparaissent très bruitées, marquées par des périodes inférieures à la journée (Figure 3-17). Les chroniques lissées par une moyenne mobile sur 24 h laissent apparaître clairement le comportement anticorrélé de la barométrie ( $B$ ) et de la hauteur d'eau ( $W$ ) dans le forage (Figure 3-18). Ceci est conforme à l'effet barométrique puisqu'une hausse de pression entraîne une baisse de niveau. Les variations de grande amplitude de la barométrie correspondent aux évolutions météorologiques et aux passages des masses d'air de pressions différentes.

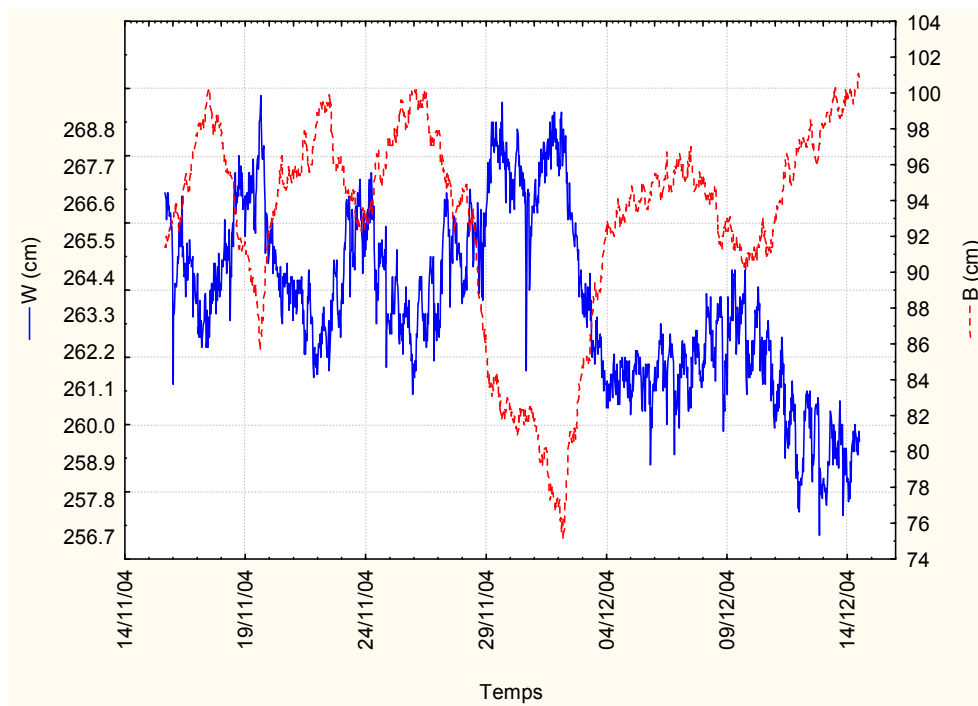


Figure 3-17. Chroniques de la piézométrie (ligne pointillée et axe de droite) et de la barométrie (ligne continue et axe de gauche) enregistrées au forage F393 d'Orange. Les valeurs sont indiquées en centimètres d'eau douce par rapport à une origine arbitraire.

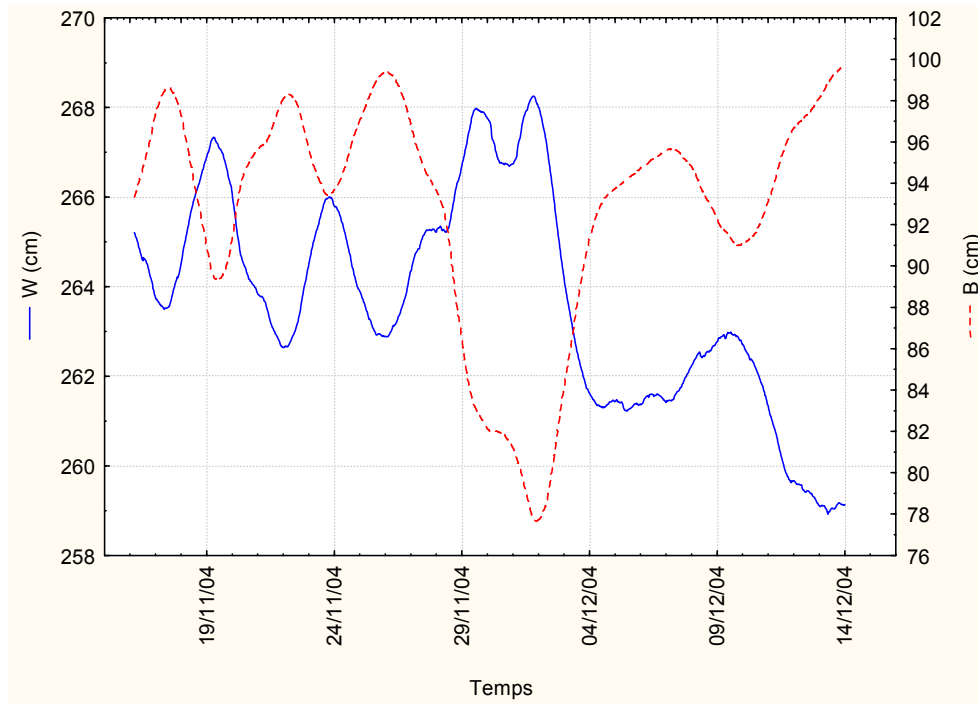


Figure 3-18. Chroniques de la piézométrie (ligne pointillée et axe de droite) et de la barométrie (ligne continue et axe de gauche) enregistrées au forage F393 d'Orange lissées par une moyenne mobile sur 24 heures. Les valeurs sont indiquées en centimètres d'eau douce par rapport à une origine arbitraire.

Pour étudier l'effet barométrique dans le domaine temporel, il convient de soustraire la tendance linéaire et la moyenne aux séries  $B$  et  $W$  : on obtient  $\tilde{B}$ ,  $\tilde{W}$ ,  $\Delta\tilde{B}$  et  $\Delta\tilde{W}$ . Puis pour obtenir les estimations de  $B_E$  (coefficient d'efficacité barométrique), on calcule la pente de la droite de régression linéaire entre  $\tilde{B}$  et  $\tilde{W}$  et entre  $\Delta\tilde{B}$  et  $\Delta\tilde{W}$  (Figures 3-19 et 3-20).

Mais les valeurs obtenues par le calcul automatique de la pente de régression entre  $B$  et  $W$  doivent être critiquées. En effet les variations du niveau de l'eau sont corrélées à celles de la barométrie mais subissent aussi d'autres influences, notamment celles des pompages. Ainsi la relation linéaire entre niveau et pression est perturbée par des phénomènes transitoires non linéaires.

Les périodes de comportements linéaires apparaissent clairement sur le graphe de  $W=f(B)$  sous la forme de segments de droite (RHOADS et ROBINSON, 1979). Ces segments ont tous une pente proche de 0.42. C'est cette valeur, supérieure à celle obtenue par la méthode des moindres carrés (0.31), qui est retenue pour  $B_{E,L}$ .

On obtient finalement les estimations suivantes :

$$B_{E,L} = -\tilde{W} / \tilde{B} = 0.42 \quad \& \quad B_{E,S} = -\Delta\tilde{W} / \Delta\tilde{B} = 0.40$$

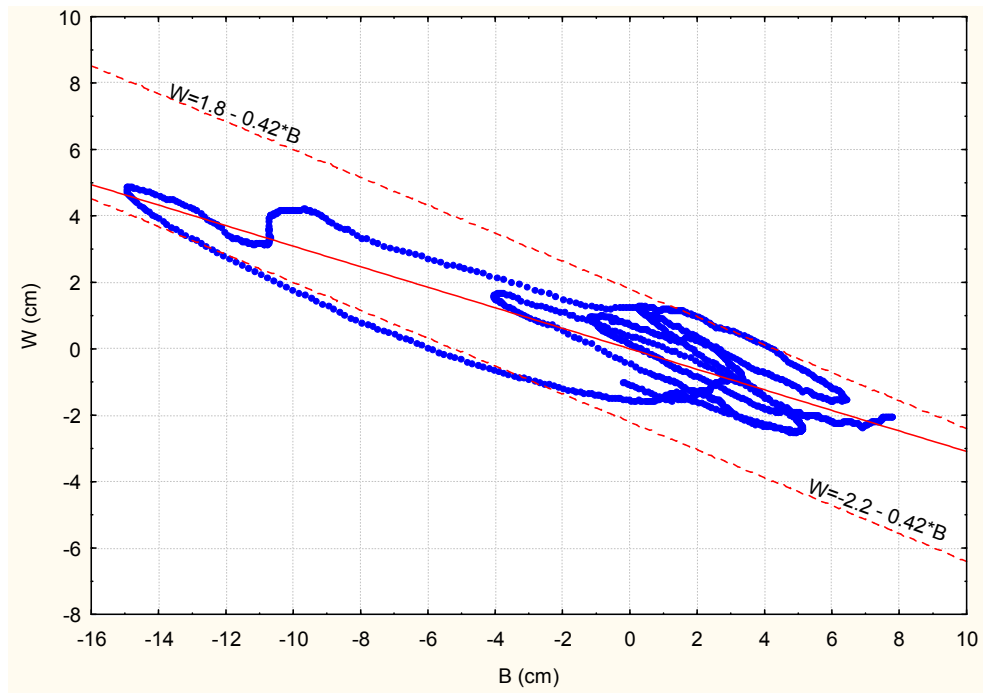


Figure 3-19. Régression linéaire entre  $\tilde{B}$  et  $\tilde{W}$  au forage F393 d'Orange. Calcul de  $B_{E,L}$ .

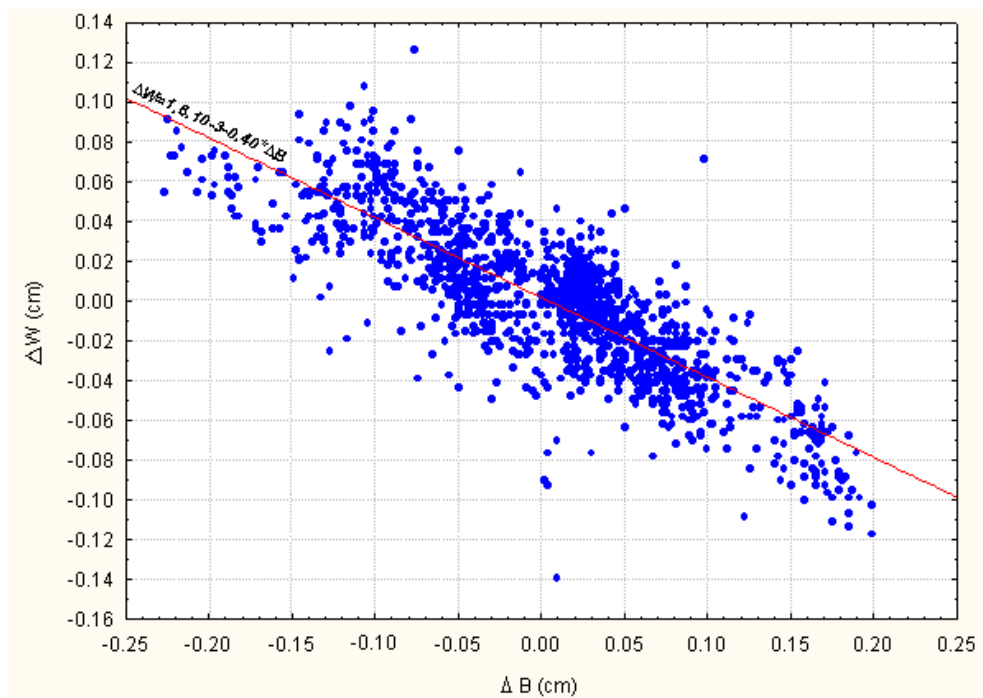


Figure 3-20. Régression linéaire entre  $\Delta\tilde{B}$  et  $\Delta\tilde{W}$  au forage F393 d'Orange. Calcul de  $B_{E,S}$



La relation  $B_{E,L} > B_{E,S} > 0$  est caractéristique des aquifères captifs (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997).

En appliquant l'expression (18) avec une porosité totale de 30% (aquifère sablo-argileux), on a l'emmagasinement spécifique  $S_s$  :

$$S_s = 3.4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$$

Soit, pour une épaisseur aquifère de l'ordre de 100 m, un coefficient d'emmagasinement  $S$  :

$$S = 3.4 \cdot 10^{-4}$$

### Résultats pour l'ensemble des points étudiés

Les paramètres d'enregistrement de chaque chronique sont indiqués dans le tableau 3-4.

Point de suivi	Commune	Formation captée	Période d'observation	Pas d'échantillonnage	Cote du niveau repère
F 393	Orange	Crétacé sup.	15/11/2004-14/12/2004	30 min	40 m NGF
F1607	Travaillan	Miocène	03/02/2005-31/05/2005	60 min	80 m NGF
F796	Monteux	Miocène	04/02/2005-01/06/2005	60 min	100 m NGF
F1711	Carpentras	Miocène	03/02/2005-31/05/2005	60 min	25 m NGF

Tableau 3-4. Paramètres d'enregistrement des chroniques de piézométrie pour l'étude de l'effet barométrique

Les figures 3-21 à 3-32 rassemblent, pour chaque point suivi, les chroniques  $W$  et  $B$ , leurs moyennes mobiles sur 24 heures ainsi que les corrélations entre  $\tilde{B}$  et  $\tilde{W}$  et entre  $\Delta\tilde{B}$  et  $\Delta\tilde{W}$ . Pour finir le tableau 3-5 mentionne les valeurs estimées de  $B_{E,S}$ ,  $B_{E,L}$ ,  $S_s$ , et  $S$  pour chaque point étudié. Le calcul de  $S$  est fait à partir de  $B_{E,S}$  et à partir de  $B_{E,L}$ , avec une porosité totale de 30%.

Lieu	$B_{E,S}$	$B_{E,L}$	Épaisseur estimée du niveau aquifère capté (m)	Coefficient d'emmagasinement $S$	
				à partir de $B_{E,S}$	à partir de $B_{E,L}$
F393 (Orange)	0.40	0.42	100 m	$3.6 \cdot 10^{-4}$	$3.4 \cdot 10^{-4}$
F1607 (Travaillan)	0.24	0.25	200 m	$1.2 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$
F796 (Monteux)	0.23	0.45	160 m	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$5.1 \cdot 10^{-4}$
F1711 (Carpentras)	0.19	0.50	85 m	$6.4 \cdot 10^{-4}$	$2.4 \cdot 10^{-4}$

Tableau 3-5. Estimations de l'efficacité barométrique et du coefficient d'emmagasinement

Pour tous les points étudiés,  $B_{E,S} < B_{E,L}$ , (Tableau 3-5) ce qui témoigne de la nature en charge de l'aquifère. Dans les cas de F393 (Orange) et F1607 (Travaillan), on a de plus  $B_{E,S} \approx B_{E,L}$ . Ceci traduit la réponse rapide de l'aquifère aux fluctuations barométriques. Par contre F796 (Monteux) et F1711 (Carpentras) montrent une réponse plus lente de l'aquifère dans ces secteurs : les réactions à court terme ( $B_{E,S}$ ) et à long terme ( $B_{E,L}$ ) présentent une nette différence.

La différence entre  $B_{E,S}$  et  $B_{E,L}$  est due au temps de réaction de la charge de l'aquifère sous l'effet des variations barométriques. Alors que la pression atmosphérique s'applique directement et en totalité sur la surface de l'eau dans le puits, l'eau dans l'aquifère n'est soumise qu'à la fraction de pression qui n'est pas compensée par la réaction du squelette solide de la matrice. Il s'ensuit un déséquilibre entre le puits et l'aquifère qui induit des flux d'eau entre eux. Le délai nécessaire pour retrouver l'équilibre dépend de l'ouvrage lui-même et des paramètres hydrodynamiques T et S de l'aquifère.

Il est difficile de faire la part des choses entre ces causes, néanmoins la transmissivité est d'un ordre égal ou supérieur à  $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et le coefficient d'emmagasinement de l'ordre de  $10^{-4}$ , ce qui est suffisant pour que le délai d'équilibration soit imperceptible (SPANE, 2002). Les points F393 et F1607 réagissent d'ailleurs instantanément alors que les transmissivités et les coefficients d'emmagasinement de ces secteurs sont du même ordre de grandeur. La cause du temps de réaction de F796 et F1711 est à chercher dans le voisinage de ces points. Elle est souvent attribuée à l'effet de capacité (*storage effect*) ou à l'effet pariétal (*skin effect*) du puits (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997 ; SPANE, 2002). Il faut aussi remarquer que ces points sont situés au cœur d'une zone sollicitée par de nombreux pompages. La fenêtre d'observation s'étend de février à juin et correspond au début de la période de baisse du niveau de la nappe du Miocène (3.4.2.) Le temps de réaction pourrait être accru du fait de la tension déjà exercée sur le niveau piézométrique. L'effet des variations à court terme de la barométrie est de faible amplitude et se trouve masqué en partie par les pompages voisins alors que le niveau de l'eau dans le puits de mesure réagit instantanément.

Les estimations du coefficient d'emmagasinement obtenues par l'étude de l'effet barométrique sont toutes comprises entre  $2.4 \cdot 10^{-4}$  et  $12 \cdot 10^{-4}$ . Les valeurs calculées à partir de  $B_{E,S}$  sont influencées par le voisinage du point de mesure, elles ne sont donc pas retenues par la suite.

Le coefficient d'emmagasinement calculé à partir de  $B_{E,L}$  pour F796 ( $S=5.1 \cdot 10^{-4}$ ) peut-être comparé à la valeur obtenue par pompage d'essai à l'ouest de Monteux ( $S=3.2 \cdot 10^{-4}$ ) positionnée sur la figure 3-16. Cet écart entre les estimations (rapport de 1.6) est raisonnable quand on tient compte des nombreuses hypothèses simplificatrices nécessaires, entre autres à l'interprétation des pompages d'essai.

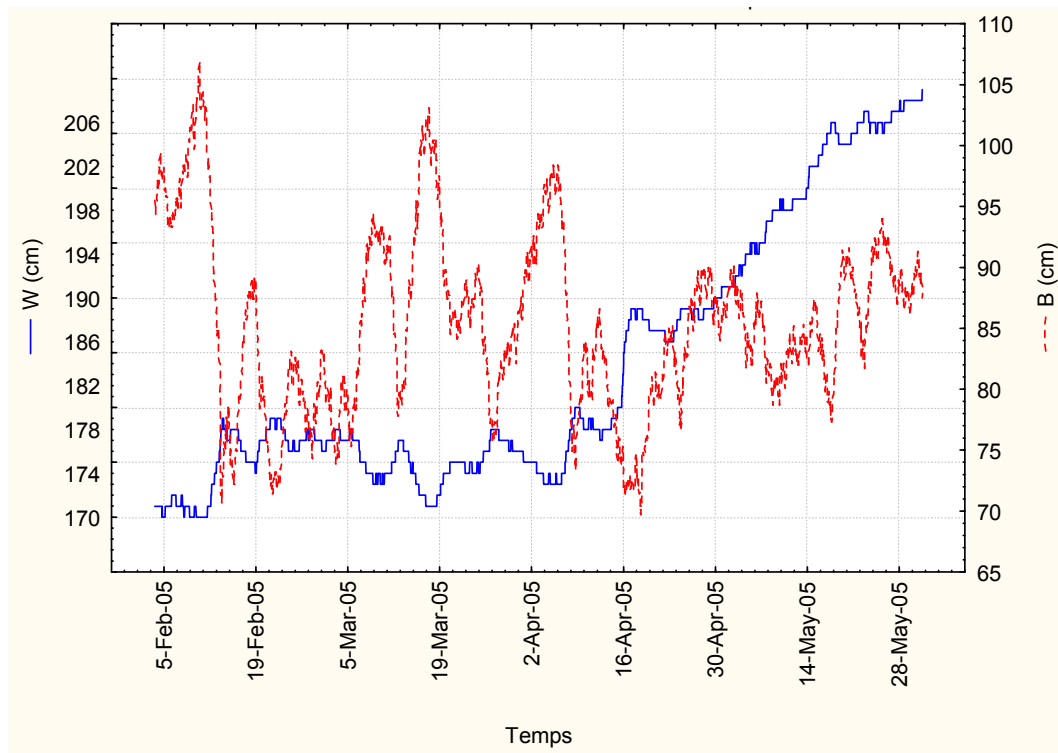


Figure 3-21. Chroniques de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F1607 de Travaillan

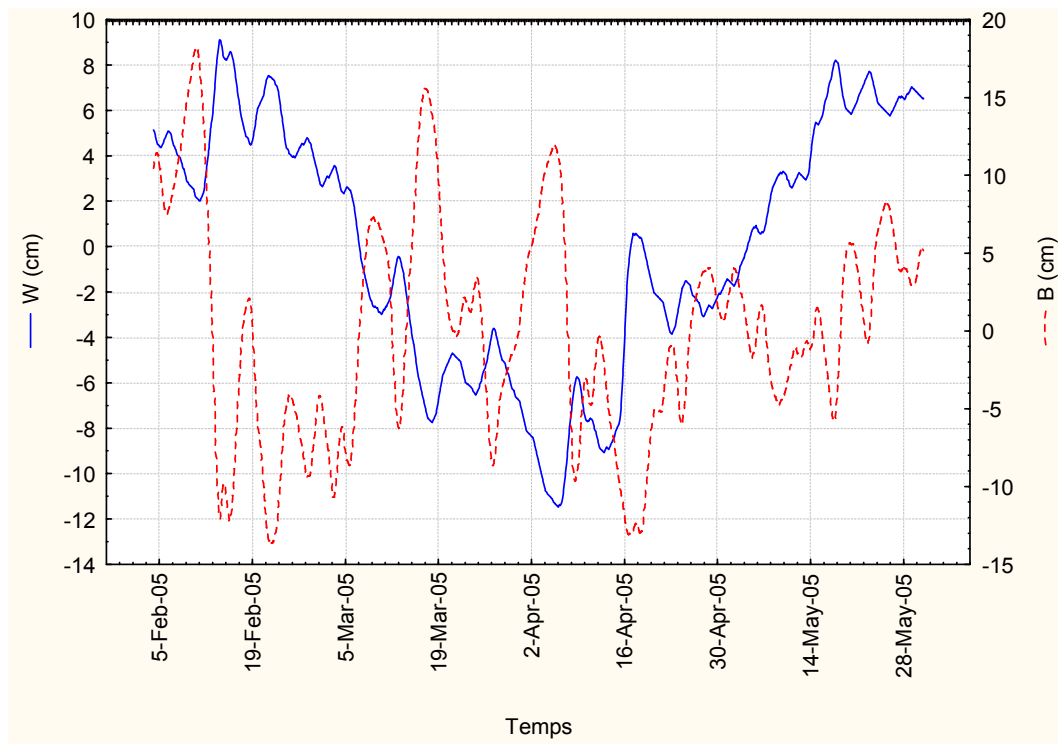


Figure 3-22 Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F1607 de Travaillan

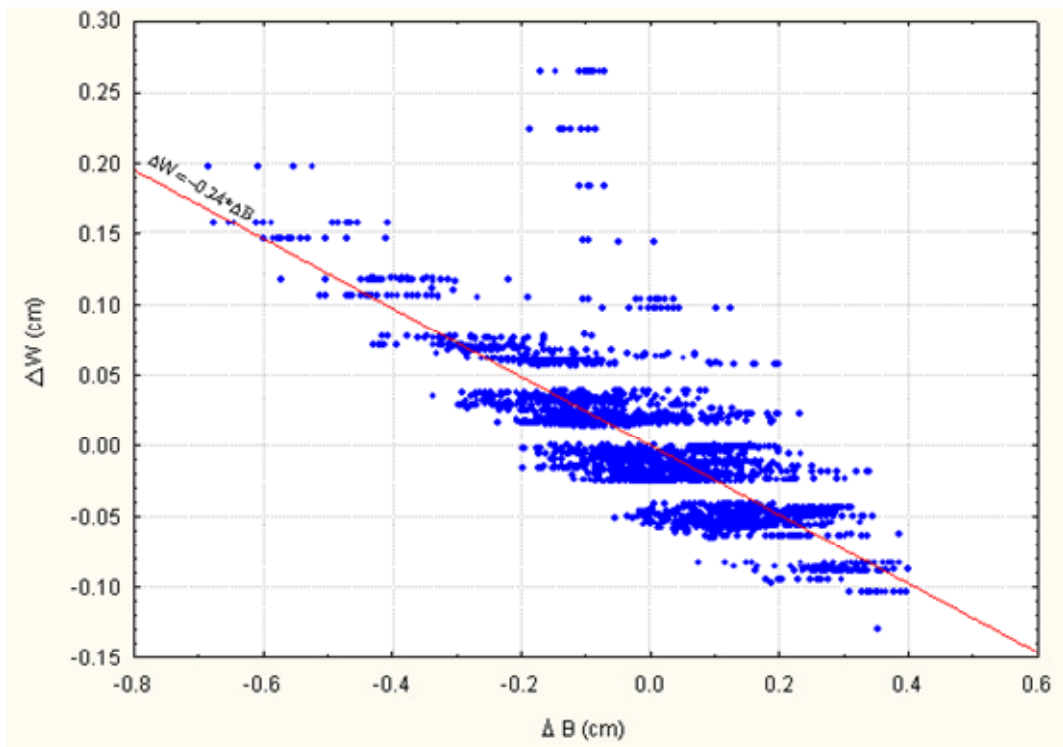


Figure 3-23. Site de Travaillan : régression linéaire entre  $\tilde{\Delta B}$  et  $\tilde{\Delta W}$ . Calcul de  $B_{E,S}$

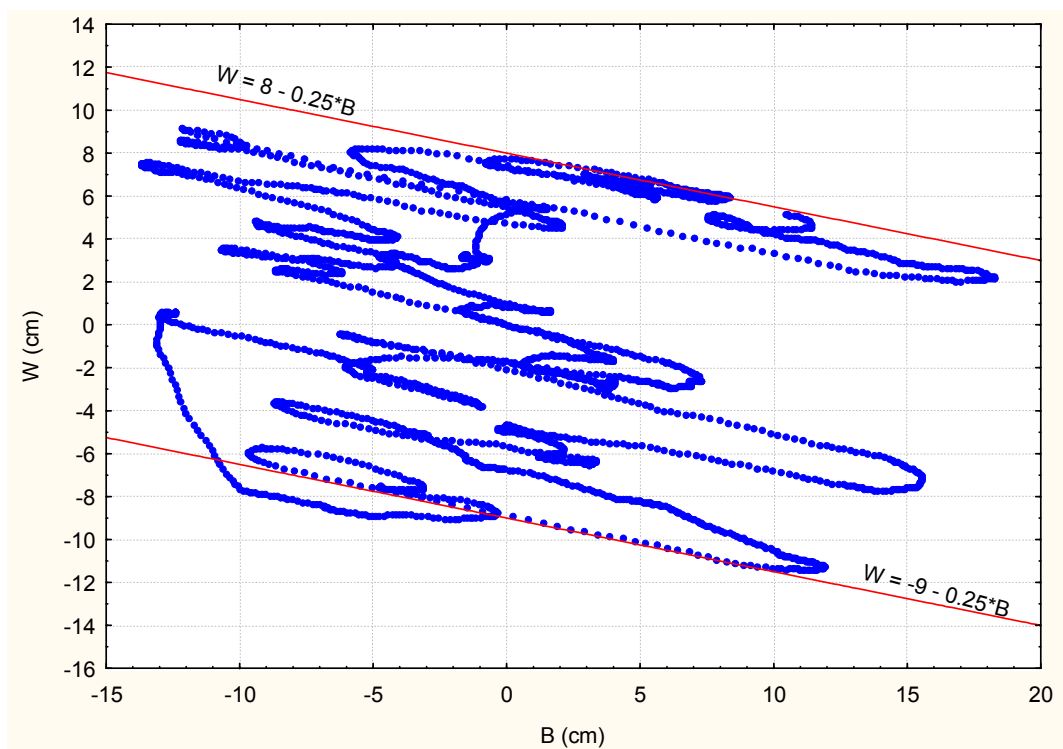


Figure 3-24. Site de Travaillan : régression linéaire entre  $\tilde{B}$  et  $\tilde{W}$ . Calcul de  $B_{E,L}$

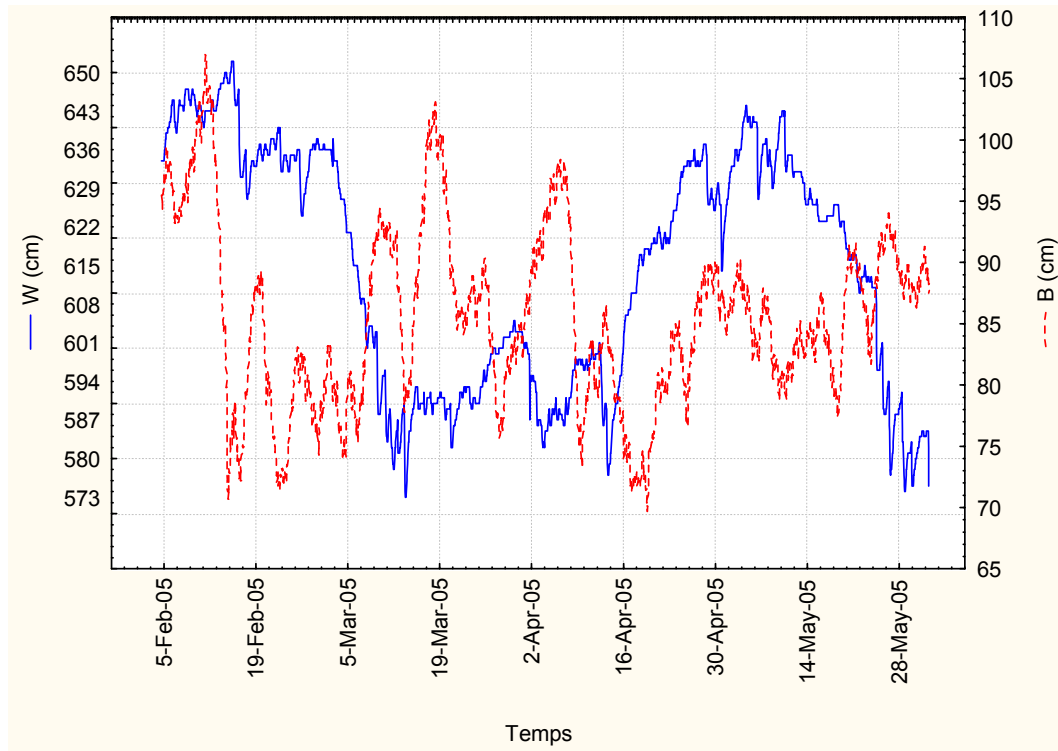


Figure 3-25. Chroniques de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F796 de Monteux

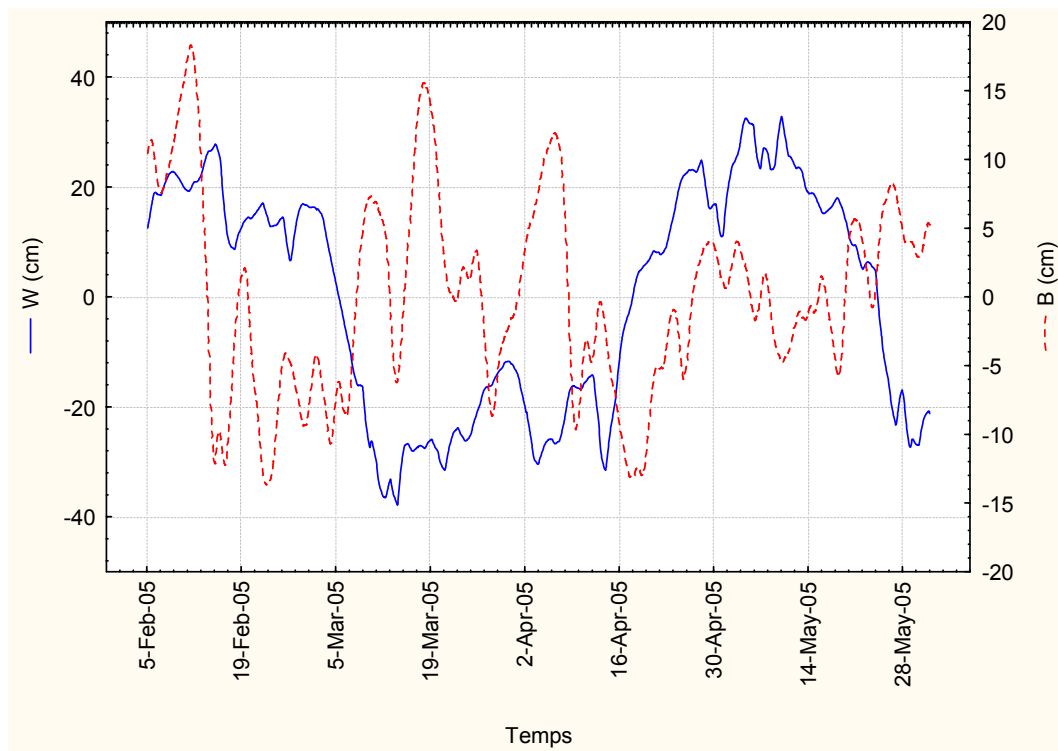


Figure 3-26. Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F796 de Monteux

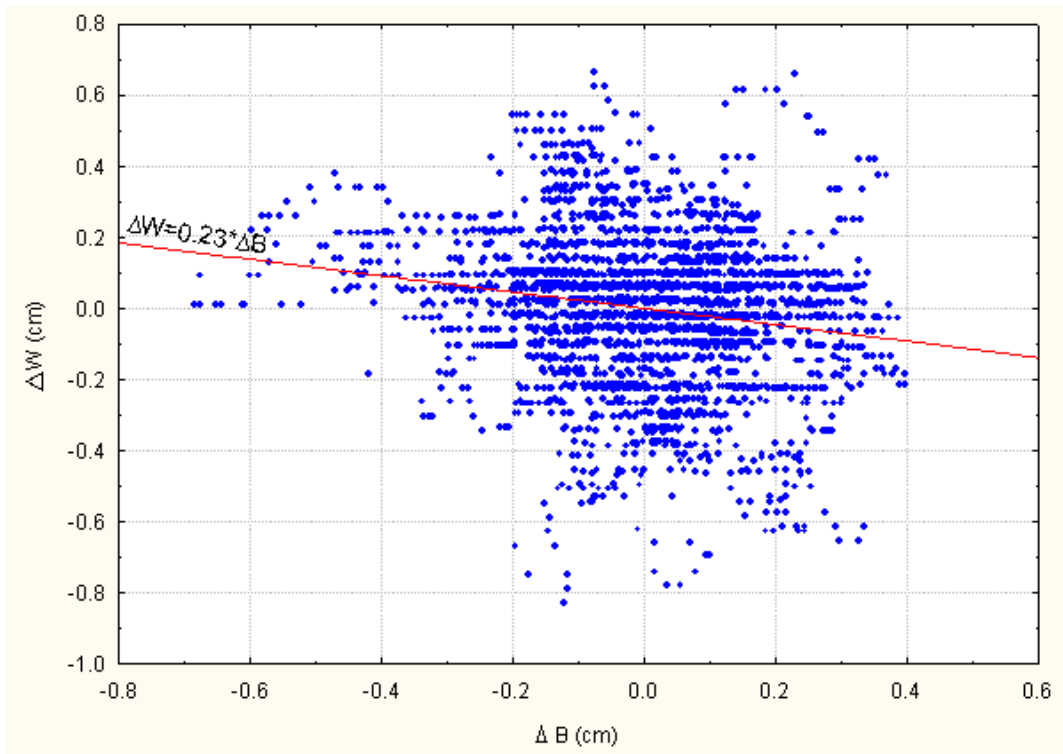


Figure 3-27. Site de Monteux : régression linéaire entre  $\Delta\tilde{B}$  et  $\Delta\tilde{W}$ . Calcul de  $B_{E,S}$ .

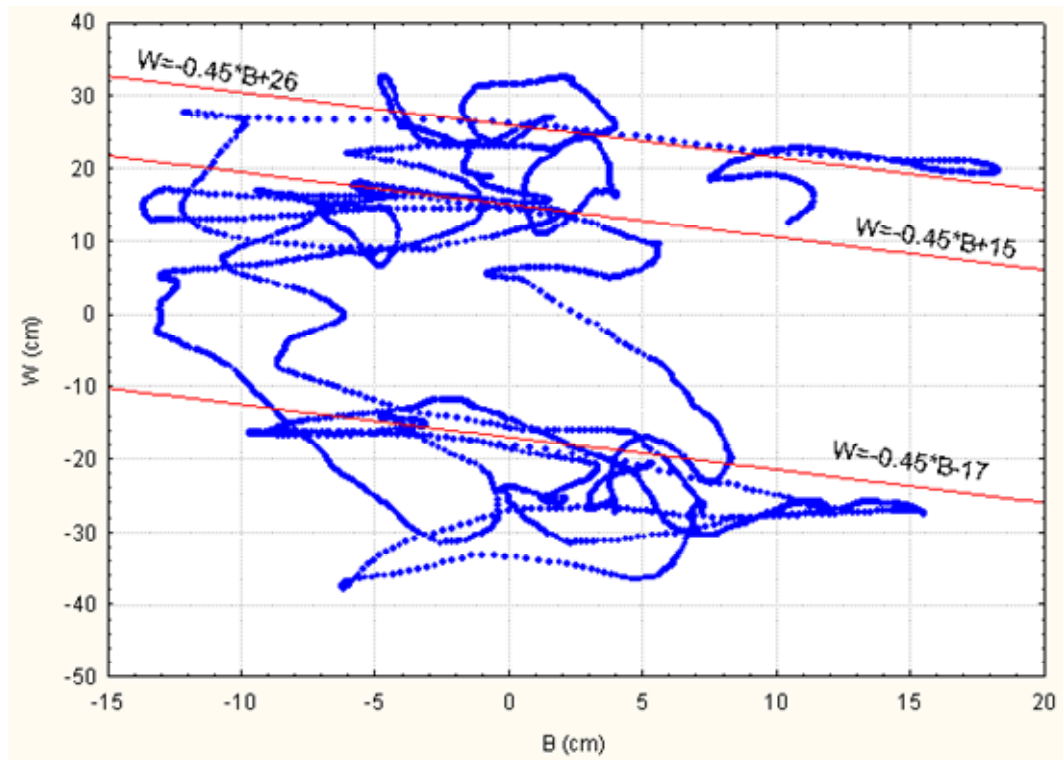


Figure 3-28. Site de Monteux : régression linéaire entre  $\tilde{B}$  et  $\tilde{W}$ . Calcul de  $B_{E,L}$ .

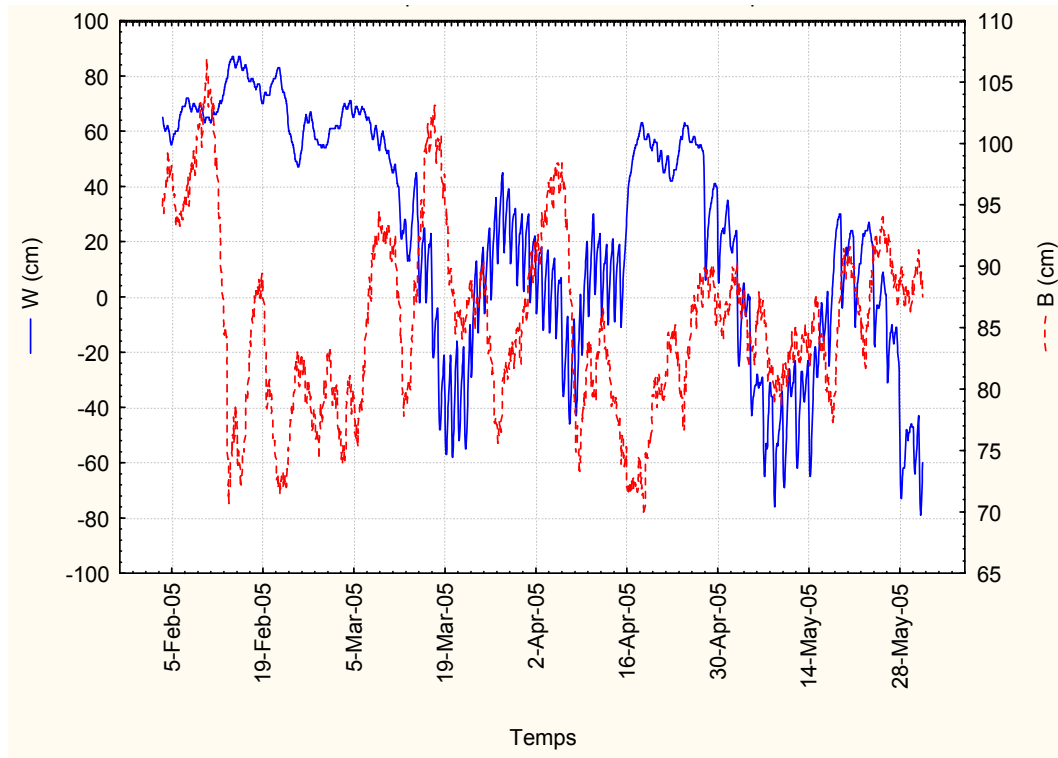


Figure 3-29. Chroniques de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F1711 de Carpentras

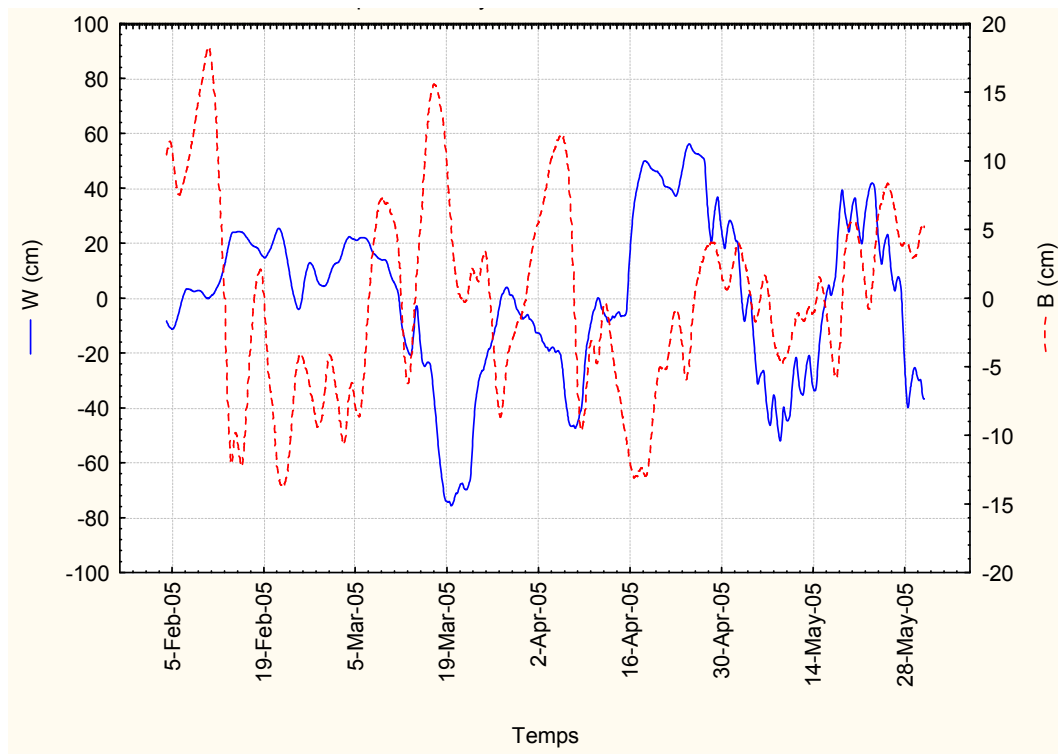


Figure 3-30. Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F1711 de Carpentras

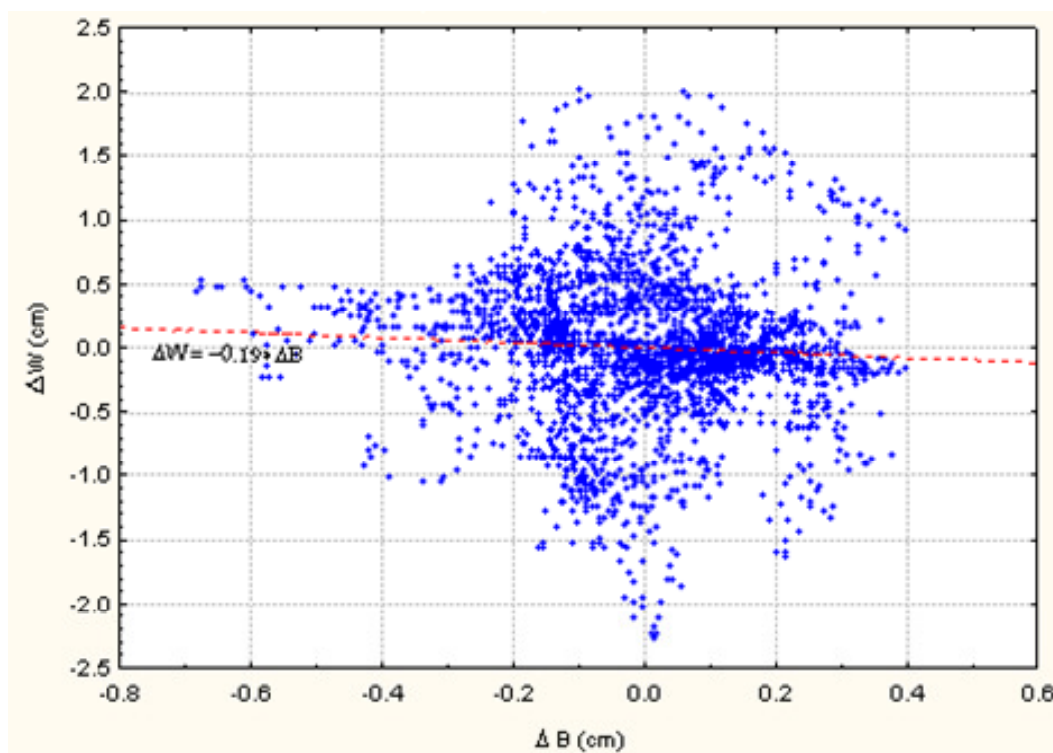


Figure 3-31. Site de Carpentras : régression linéaire entre  $\Delta\tilde{B}$  et  $\Delta\tilde{W}$ . Calcul de  $B_{E,S}$

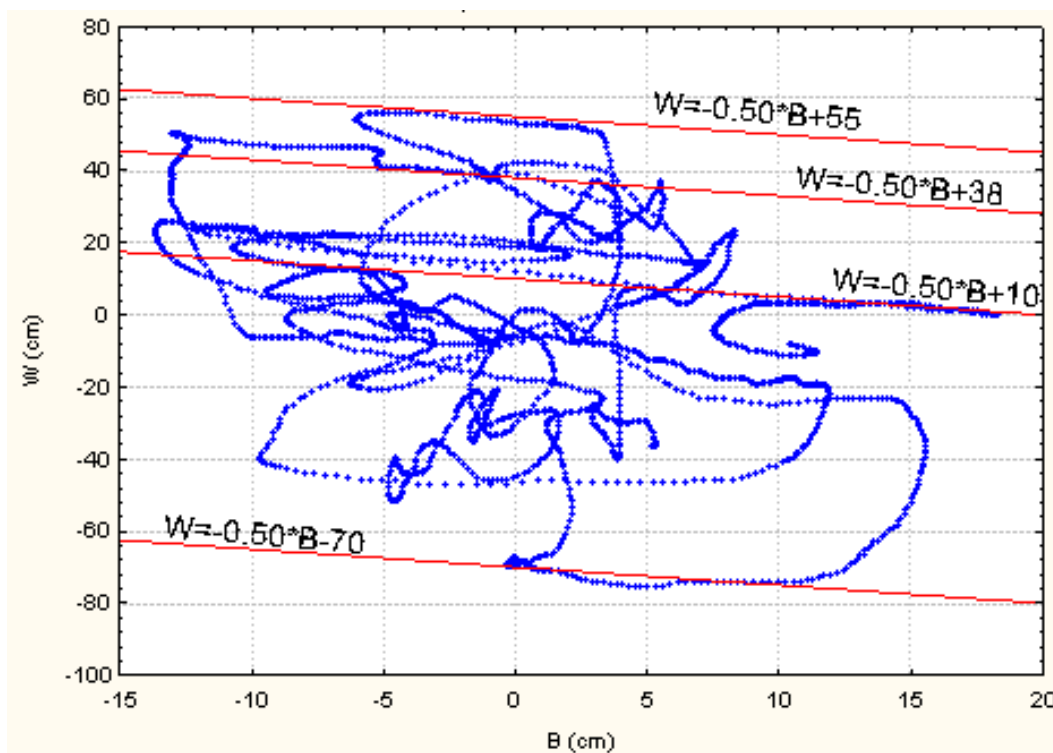


Figure 3-32. Site de Carpentras : régression linéaire entre  $\tilde{B}$  et  $\tilde{W}$ . Calcul de  $B_{E,L}$ .



Pour tous les points étudiés,  $B_{E,S} < B_{E,L}$  (Tableau 3-5) ce qui témoigne de la nature en charge de l'aquifère. Dans les cas de F393 (Orange) et F1607 (Travaillan), on a de plus  $B_{E,S} \approx B_{E,L}$ . Ceci traduit la réponse rapide de l'aquifère aux fluctuations barométriques. Par contre F796 (Monteux) et F1711 (Carpentras) montrent une réponse plus lente de l'aquifère dans ces secteurs : les réactions à court terme ( $B_{E,S}$ ) et à long terme ( $B_{E,L}$ ) présentent une nette différence.

La différence entre  $B_{E,S}$  et  $B_{E,L}$  est due au temps de réaction de la charge de l'aquifère sous l'effet des variations barométriques. Alors que la pression atmosphérique s'applique directement et en totalité sur la surface de l'eau dans le puits, l'eau dans l'aquifère n'est soumise qu'à la fraction de pression qui n'est pas compensée par la réaction du squelette solide de la matrice. Il s'ensuit un déséquilibre entre le puits et l'aquifère qui induit des flux d'eau entre eux. Le délai nécessaire pour retrouver l'équilibre dépend de l'ouvrage lui-même et des paramètres hydrodynamiques  $T$  et  $S$  de l'aquifère.

Il est difficile de faire la part des choses entre ces causes, néanmoins la transmissivité est d'un ordre égal ou supérieur à  $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et le coefficient d'emmagasinement de l'ordre de  $10^{-4}$ , ce qui est suffisant pour que le délai d'équilibration soit imperceptible (SPANE, 2002). Les points F393 et F1607 réagissent d'ailleurs instantanément alors que les transmissivités et les coefficients d'emmagasinement de ces secteurs sont du même ordre de grandeur. La cause du temps de réaction de F796 et F1711 est à chercher dans le voisinage de ces points. Elle est souvent attribuée à l'effet de capacité (*storage effect*) ou à l'effet pariétal (*skin effect*) du puits (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997 ; SPANE, 2002). Il faut aussi remarquer que ces points sont situés au cœur d'une zone sollicitée par de nombreux pompages. La fenêtre d'observation s'étend de février à juin et correspond au début de la période de baisse du niveau de la nappe du Miocène (3.4.2.) Le temps de réaction pourrait être accru du fait de la tension déjà exercée sur le niveau piézométrique. L'effet des variations à court terme de la barométrie est de faible amplitude et se trouve masqué en partie par les pompages voisins alors que le niveau de l'eau dans le puits de mesure réagit instantanément.

Les estimations du coefficient d'emmagasinement obtenues par l'étude de l'effet barométrique sont toutes comprises entre  $2.4 \cdot 10^{-4}$  et  $12 \cdot 10^{-4}$ . Les valeurs calculées à partir de  $B_{E,S}$  sont influencées par le voisinage du point de mesure, elles ne sont donc pas retenues par la suite.

Le coefficient d'emmagasinement calculé à partir de  $B_{E,L}$  pour F796 ( $S=5.1 \cdot 10^{-4}$ ) peut-être comparé à la valeur obtenue par pompage d'essai à l'ouest de Monteux ( $S=3.2 \cdot 10^{-4}$ ) positionnée sur la figure 3-16. Cet écart entre les estimations (rapport de 1.6) est raisonnable quand on tient compte des nombreuses hypothèses simplificatrices nécessaires, entre autres à l'interprétation des pompages d'essai.

L'étude théorique de l'effet barométrique (1.6.3) a conduit à l'équation (19) qui montre que le coefficient d'emmagasinement  $S$  est proportionnel au rapport  $\frac{\Phi e}{B_E}$ . Dans le cas des ouvrages étudiés, le rapport  $\frac{\Phi}{B_E}$  est compris entre 0.6 et 1.2. Ces ouvrages sont peu nombreux (quatre) mais ils sont répartis dans le bassin. En considérant qu'ils sont

représentatifs des secteurs productifs, une fourchette des valeurs vraisemblables de  $S$ , pour les zones sans valeur mesurée, est donnée par :

$$(19) \rightarrow \quad 2.9 \cdot 10^{-6} \times e \leq S \leq 5.7 \cdot 10^{-6} \times e \quad (21)$$

Cette estimation est grossière, l'intervalle s'étend du simple au double, mais peut fournir un ordre de grandeur en l'absence de mesure.

La valeur de  $S$  la plus élevée ( $2 \cdot 10^{-3}$ ), située entre Aubignan et Carpentras (Figure 3-16) et obtenue par pompage d'essai peut à nouveau être discutée. Dans ce secteur l'épaisseur maximum de l'aquifère est estimée à 270 m en prenant la puissance totale de la série langho-serravalienne (chapitre 2). Par application de la relation (21),  $S$  devrait être, au plus, de l'ordre de  $1.5 \cdot 10^{-3}$ . La valeur fournie par l'interprétation de l'essai de pompage pourrait donc être surestimée, comme soupçonné au 3.6. Cette surestimation résulterait de la pénétration partielle du forage et des piézomètres ainsi que de la présence d'épentes semi-perméables (le secteur se trouve en effet dans la partie multicouche du bassin (2.4) dont les effets ne sont pas pris en compte.

### **Conclusion à l'étude de l'effet barométrique pour le calcul du coefficient d'emmagasinement**

L'approche du coefficient d'emmagasinement ( $S$ ) par l'étude de l'effet barométrique fournit des valeurs cohérentes avec celles obtenues par pompage d'essai. Mais le calcul de  $S$  par l'intermédiaire de  $B_E$  présente au moins deux avantages.

1. Cette méthode utilise un seul point de mesure ; aucun second ouvrage n'est nécessaire.
2. Elle renseigne sur le degré de captivité de l'aquifère et distingue le comportement à court terme de celui à long terme. En particulier,  $B_{E,L}$  est représentatif de l'effet à long terme, donc d'un grand volume aquifère. C'est une valeur intéressante pour la modélisation du bassin. Par pompage elle est difficile d'accès car il faudrait des piézomètres suffisamment éloignés du point de pompage, un pompage de très longue durée pour pouvoir mesurer un rabattement sur les piézomètres lointains et aucune perturbation parasite sensible (pompages voisins, recharge, effet barométrique et marées terrestres).

Pour le calcul de  $S$  à partir de  $B_E$ , il est nécessaire de connaître  $e$  et  $\Phi$ . L'étude géologique permet généralement une bonne estimation de l'épaisseur aquifère  $e$ , mais la porosité totale est rarement mesurée. Si d'un point de vue méthodologique cette lacune peut être prise pour une faiblesse, en pratique, une estimation, même grossière de  $e$  suffit pour obtenir un ordre de grandeur.

### 3.7. Conclusion à l'étude des paramètres hydrodynamiques et de la piézométrie

Le niveau piézométrique est la seule variable accessible, caractéristique de l'état hydrodynamique de la nappe. En général l'approche reste qualitative mais peut permettre également d'estimer le coefficient d'emmagasinement.

Dans un premier temps, le suivi mensuel pendant vingt mois d'un réseau de 55 ouvrages servant de piézomètres, la comparaison des niveaux piézométriques des aquifères du bassin et le rapprochement des données de la littérature avec les données actuelles apportent des arguments sur certains aspects de l'hydrodynamique de l'aquifère miocène.

1. L'axe NE-SW, proche du horst de Loriol et caractérisé par un remplissage de safres à faciès sableux (chapitre 2), constitue un axe de drainage principal de l'aquifère. Cette zone connaît un artésianisme généralisé, l'aquifère du Miocène soutenant la nappe alluviale par drainance ascendante.
2. Les zones de recharge correspondent au Burdigalien calcaire et aux niveaux de safres à faciès sableux (Figure 2–25), à l'affleurement ou sous les alluvions anciennes. Elles s'étendent le long du massif de Gigondas, et de la colline du Limon à Carpentras.
3. L'alimentation par le karst urgonien sous couverture est possible car la charge hydraulique de cet aquifère est supérieure à celle du Miocène. Sa quantification est difficile mais pourrait atteindre  $1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  sans déséquilibrer le bilan hydrologique établi pour le système de la Fontaine-de-Vaucluse.
4. Dans la plaine alluviale, l'aquifère miocène soutient la nappe superficielle par drainance ascendante, sauf dans des secteurs de pompage intense.
5. Les niveaux piézométriques mesurés dans l'aquifère miocène montrent une nette variation saisonnière (baisse à la fin de l'hiver et remontée à la fin de l'été) liée à l'activité des pompages. Ce constat se retrouve dans l'ensemble du bassin même si les plus fortes amplitudes (entre 5 m et 10 m) s'observent dans la région de Montoux, Carpentras, Aubignan, Sarrians.
6. Les points de suivi dans les aquifères voisins (crétacés et alluviaux) montrent des évolutions très différentes de celle observée dans le Miocène. Ce dernier constitue donc bien un système à part entière.
7. Le système aquifère est très inertiel et l'influence de la pluie efficace mensuelle sur le niveau de l'eau mesuré dans les forages est imperceptible. Par contre la charge de l'aquifère est fortement corrélée avec le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant.
8. La comparaison de trois cartes piézométriques et de données qualitatives permet 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. Néanmoins, à l'échelle du bassin, aucune tendance monotone (à la baisse ou à la hausse) n'apparaît et les niveaux mesurés en 2003-2005 sont comparables à ceux des années 1960, à la précision des cartes près.

Dans un deuxième temps, les pompages d'essai fournissent une estimation de la conductivité hydraulique des différents faciès reconnus dans les sables miocènes :

1. niveaux argileux : perméabilité de l'ordre de  $10^{-10}$  m.s<sup>-1</sup> (une seule mesure au CET d'Entraigues),
2. niveaux sableux : perméabilité de l'ordre de  $10^{-6}$  m.s<sup>-1</sup> (28 mesures).

Enfin l'étude de l'effet barométrique permet d'approcher le coefficient d'emménagement par une méthode simple à mettre en œuvre. Les valeurs calculées sont comprises entre  $2.4 \cdot 10^{-4}$  et  $12 \cdot 10^{-4}$ . On peut les utiliser pour confirmer ou critiquer les valeurs fournies par les pompages d'essai et pour estimer le coefficient d'emménagement dans les secteurs où les valeurs font défaut.



*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*

## 4. 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  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  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  $\text{NO}_3^-$  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 **
<b>Campagne 1985</b>	Août 1985	ROUDIER, 1987	236	Forages captant le Miocène	145
<b>Campagne 1996</b>	Printemps-été 1996	MUSSET, 1999	671	Forages et puits de la zone vulnérable aux nitrates (Alluvions et Miocène)	152
<b>Campagne 2004</b>	Automne 2004	LALBAT, 2006	40	Forages captant le Miocène	40
<b>Campagne 2005</b>	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  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mn}^{2+}$  ne sont pas repris dans notre travail). La température, le pH et la conductivité électrique ne sont pas disponibles.

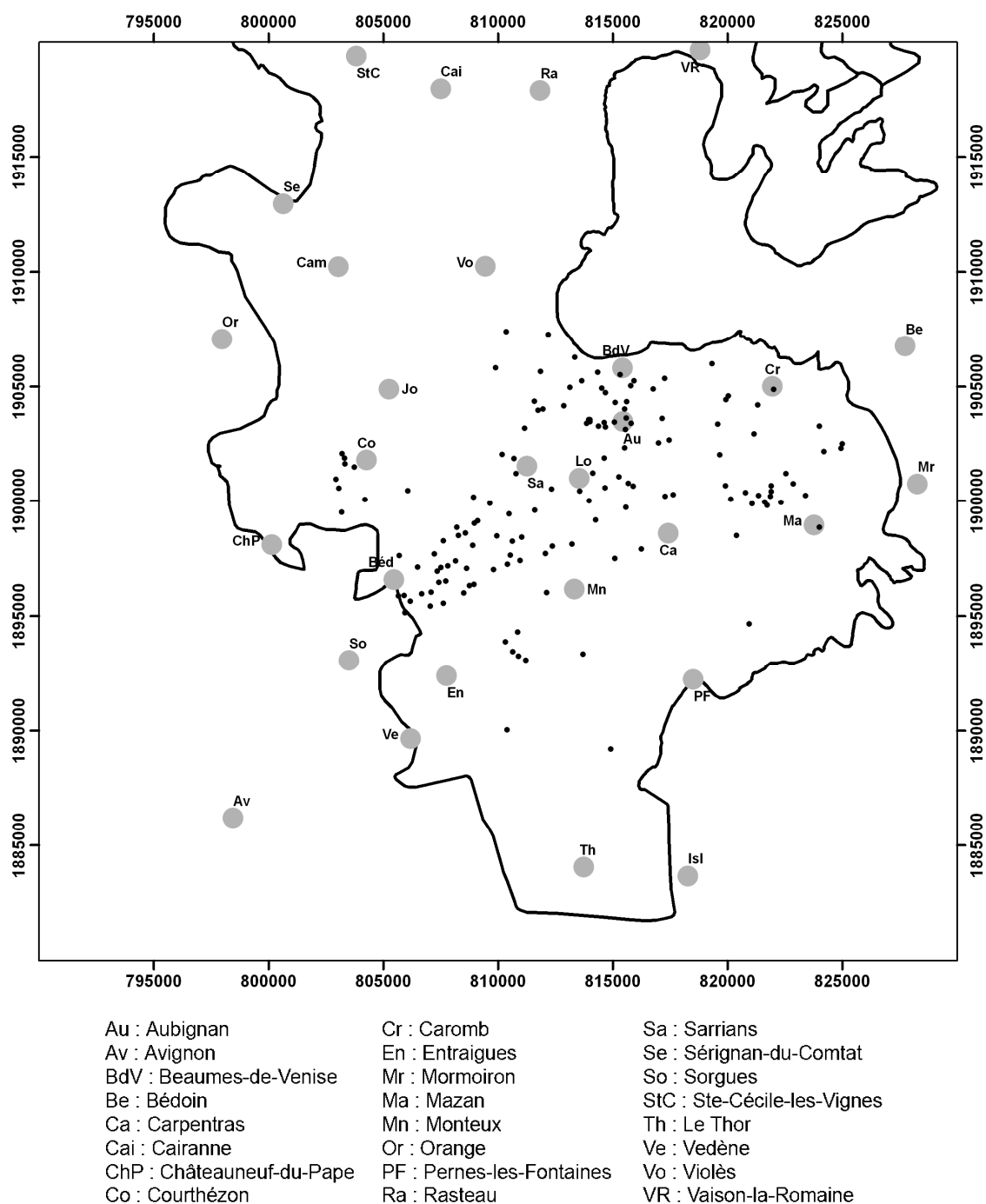


Figure 4-1. Position des ouvrages échantillonnés lors de la campagne de 1985. Seuls les 145 points correspondant aux analyses validées sont mentionnés.



### 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).

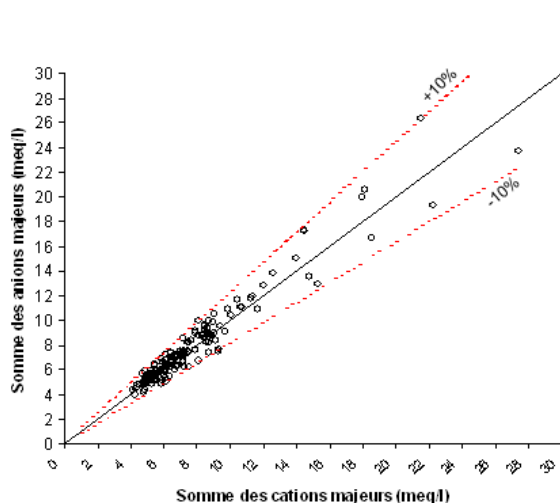
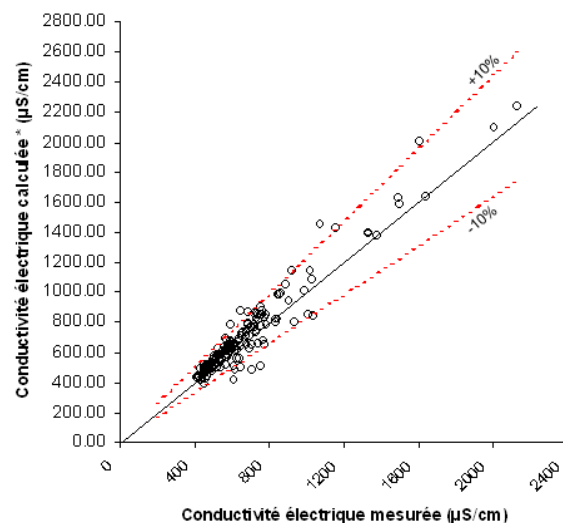


Figure 4-2. Corrélation entre la somme des cations et la somme des anions pour les échantillons sélectionnés de la campagne de 1996.



\* 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.

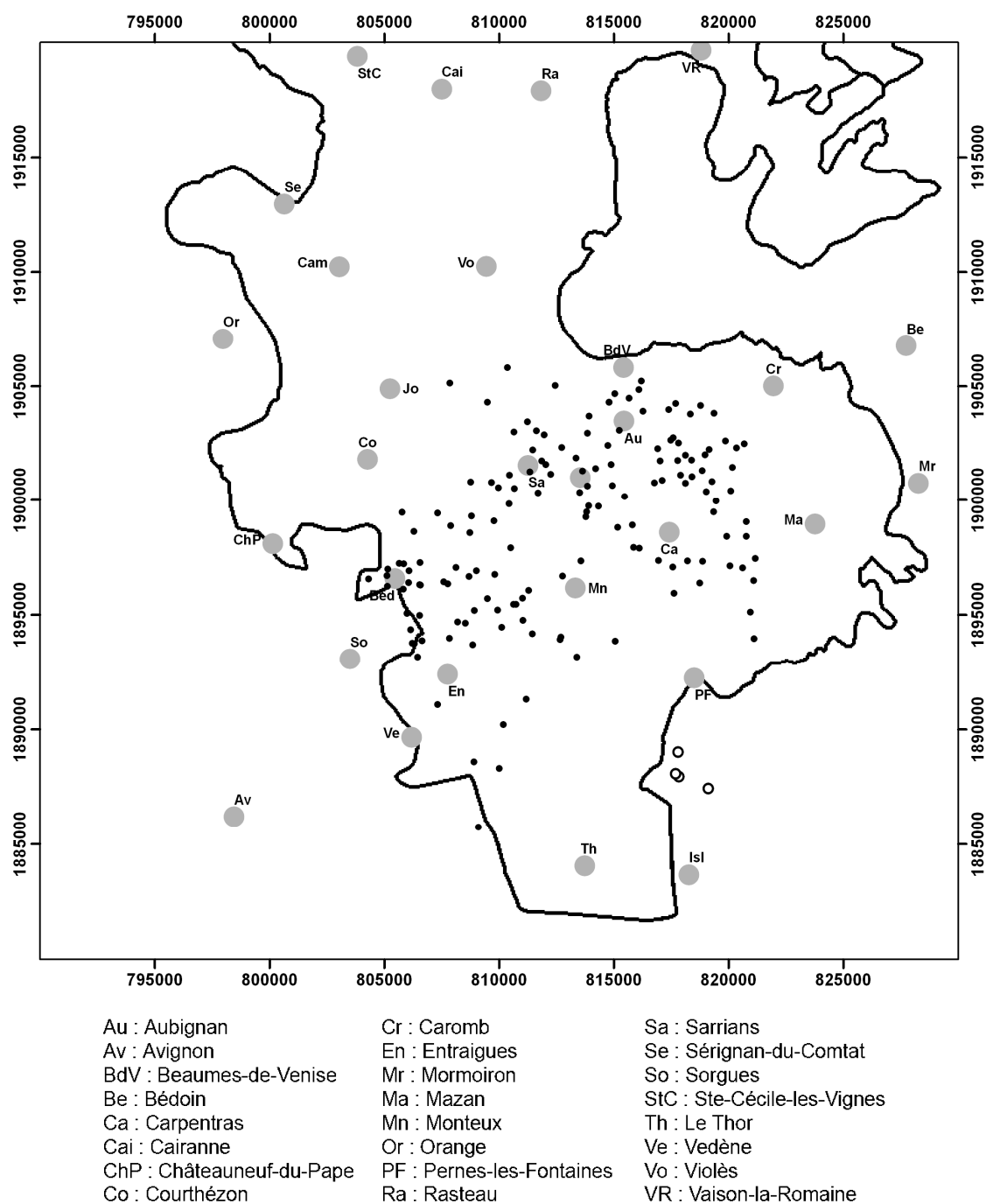


Figure 4-4. Position des ouvrages échantillonnés lors de la campagne de 1996 (MUSSET, 1999). Les 152 points correspondent aux analyses validées, les quatre cercles aux prélèvements effectués dans le massif oligocène de Pernes.

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  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ . 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 ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) et quelques ions mineurs ( $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ) 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  $\text{HCO}_3^-$  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).

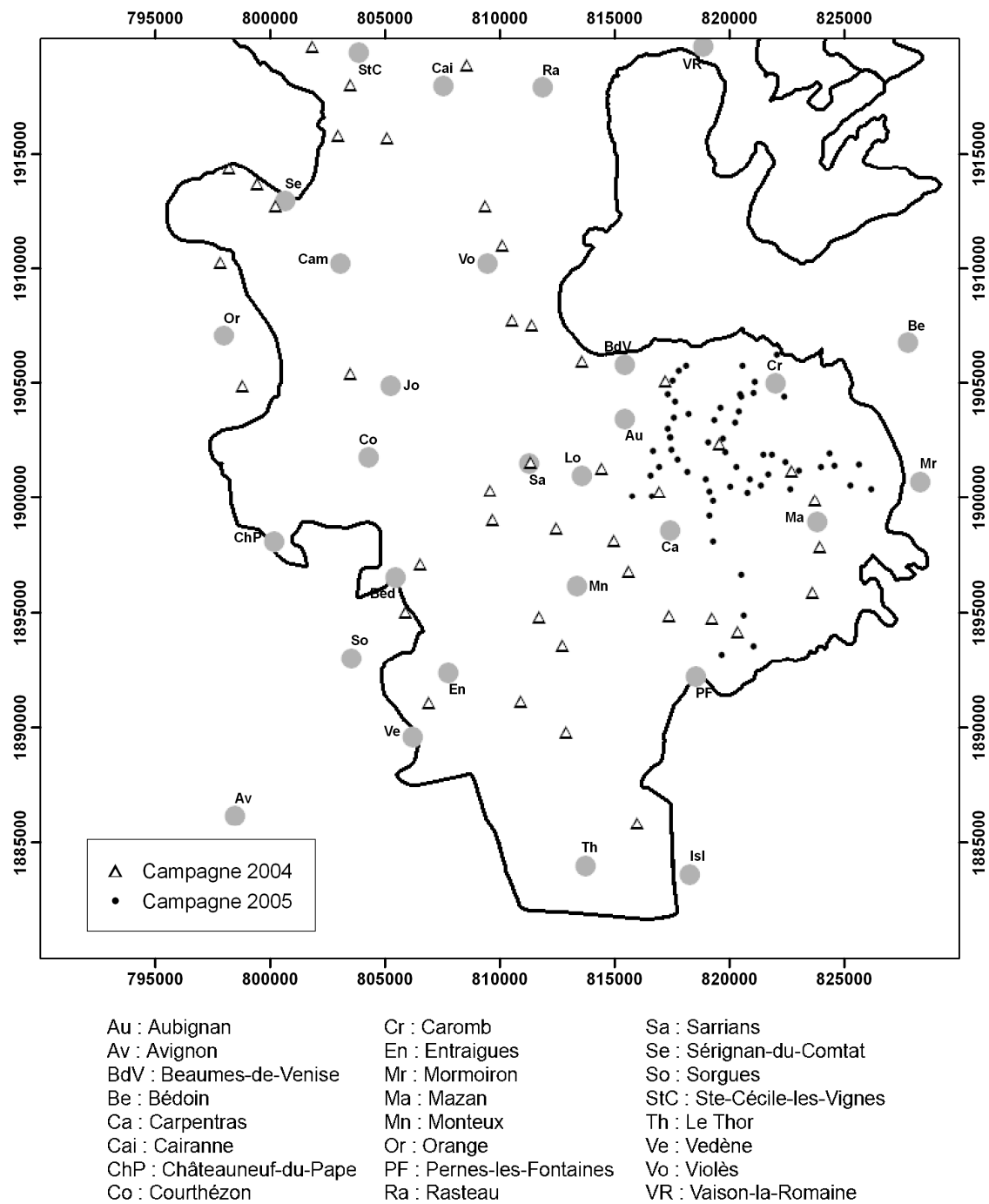


Figure 4-5. Position des ouvrages échantillonnés lors des campagnes de 2004 et 2005.

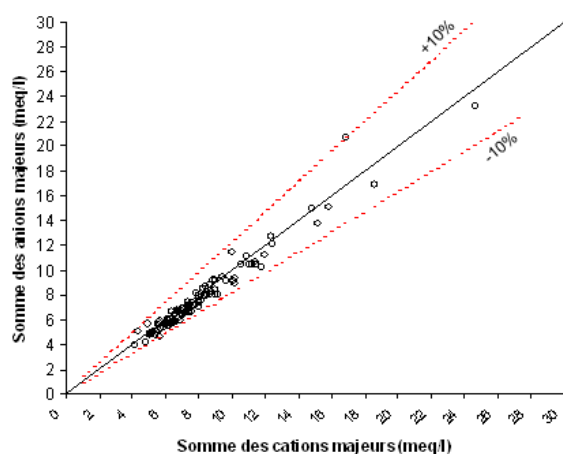
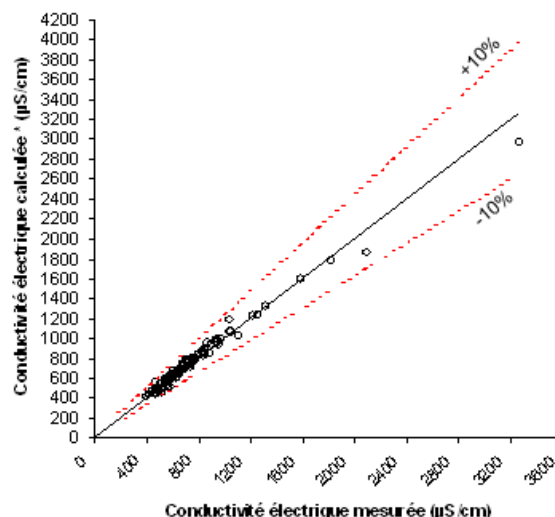


Figure 4-6. Corrélation entre la somme des cations et la somme des anions pour les échantillons des campagnes de 2004 et 2005.



\* 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).

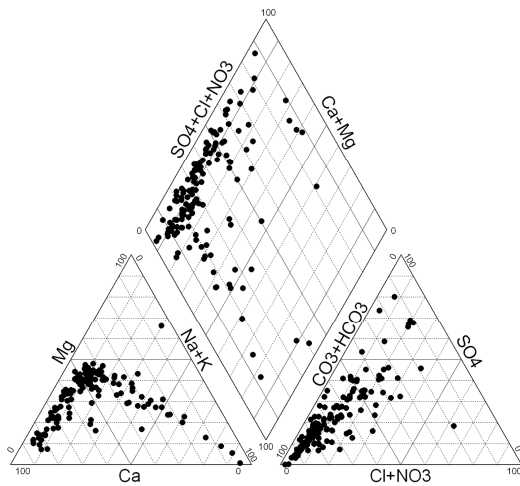


Figure 4-8. Diagramme de Piper de la campagne de 1985

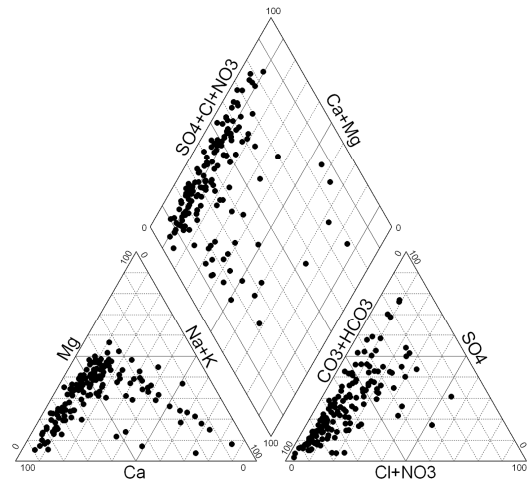


Figure 4-9. Diagramme de Piper de la campagne de 1996

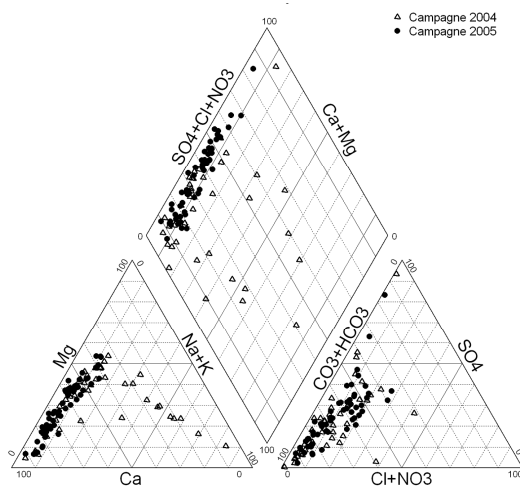


Figure 4-10. Diagramme de Piper des campagnes de 2004 et 2005.

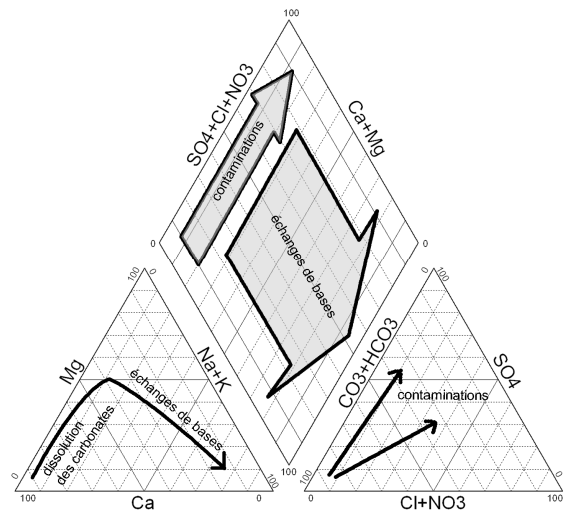
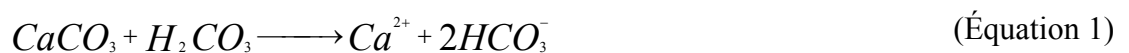


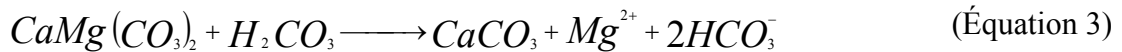
Figure 4-11. Évolution type des eaux de l'aquifère miocène

L'eau météorique qui s'infiltré s'est chargée en  $\text{CO}_2$  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  $\text{SO}_4^{2-}$  en fonction de  $\text{Mg}^{2+}$  (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,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  sont libérés et remplacés par  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ , 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.



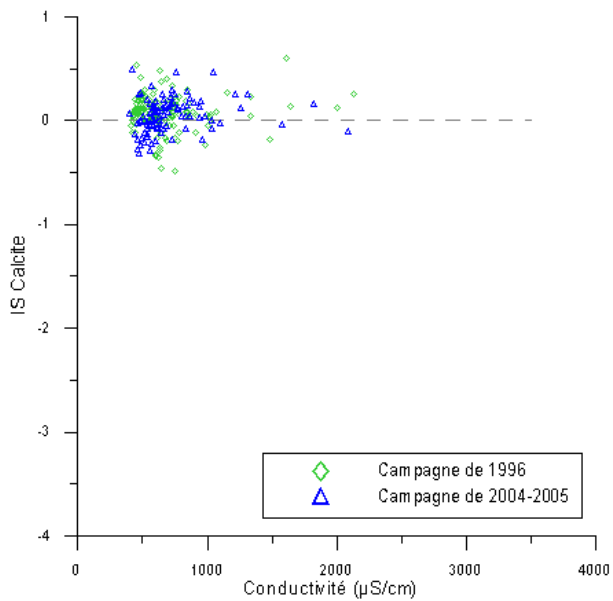


Figure 4-12. Indice de saturation de la calcite en fonction de la conductivité électrique.

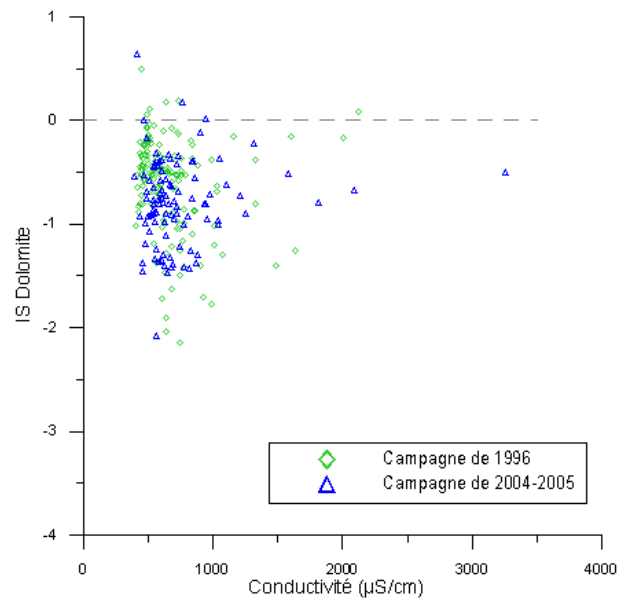


Figure 4-13. Indice de saturation de la dolomite en fonction de la conductivité électrique.

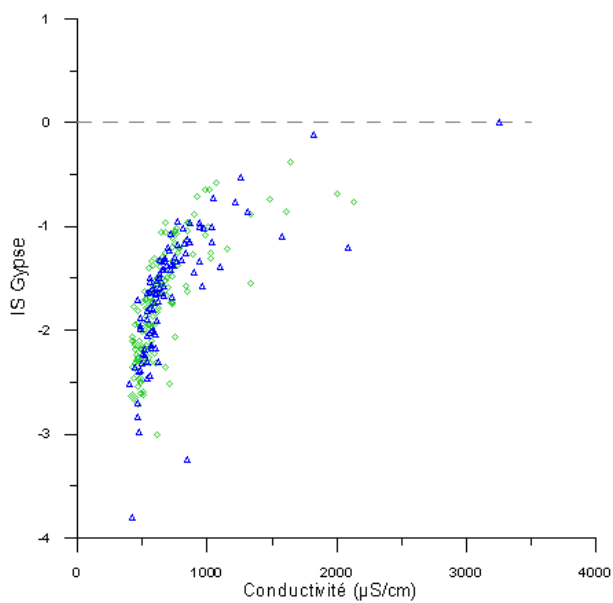


Figure 4-14. Indice de saturation du gypse en fonction de la conductivité électrique.

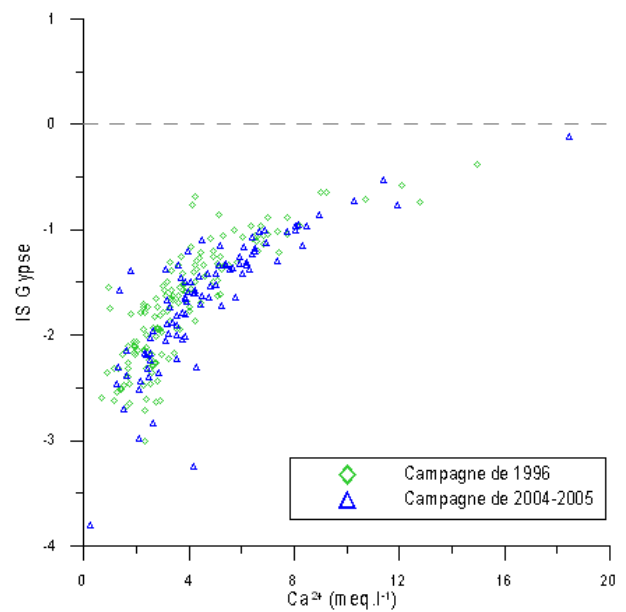


Figure 4-15. Évolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de la concentration en calcium.

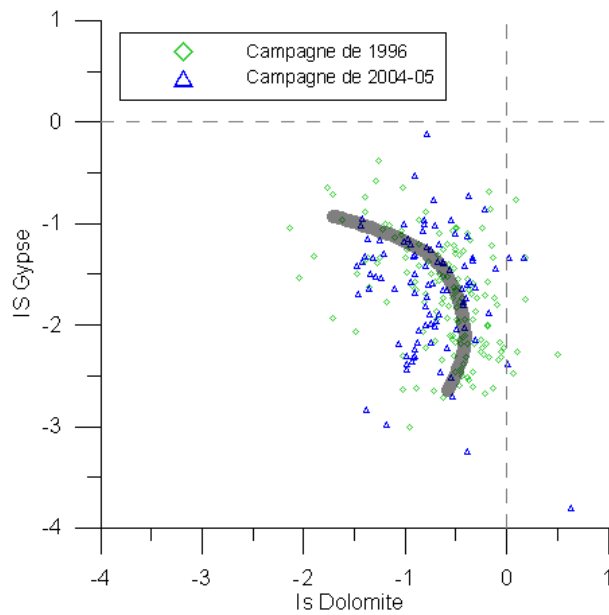


Figure 4-16. Évolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de celui de la dolomite.

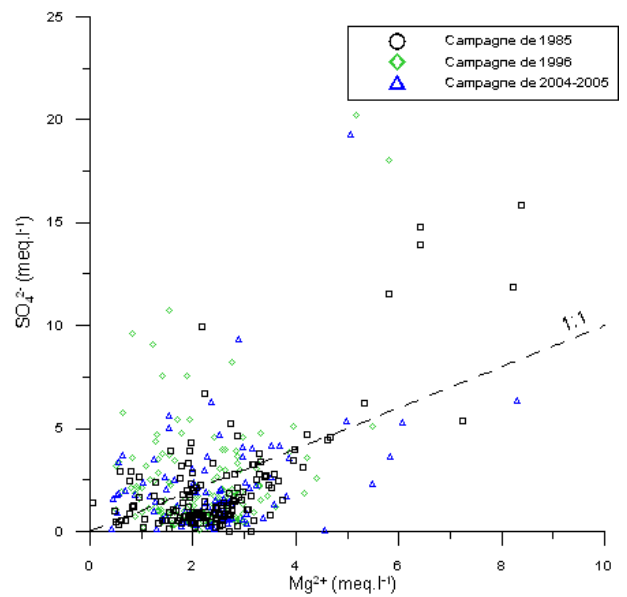


Figure 4-17. Évolution de  $SO_4^{2-}$  en fonction de  $Mg^{2+}$

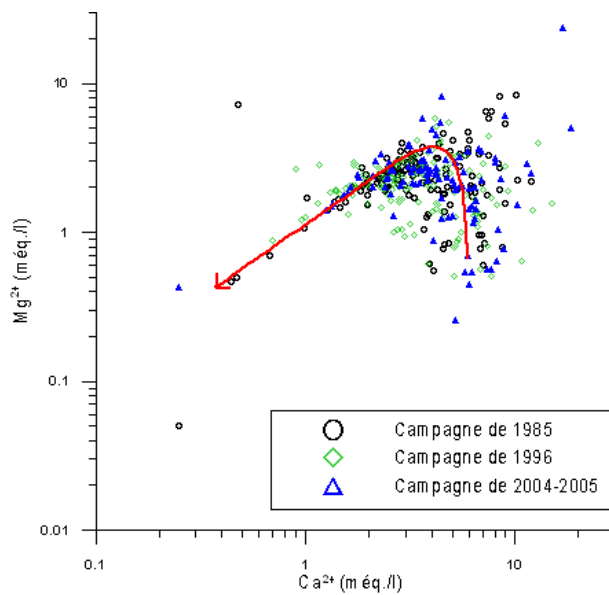


Figure 4-18. Évolution de  $Mg^{2+}$  en fonction de  $Ca^{2+}$ .

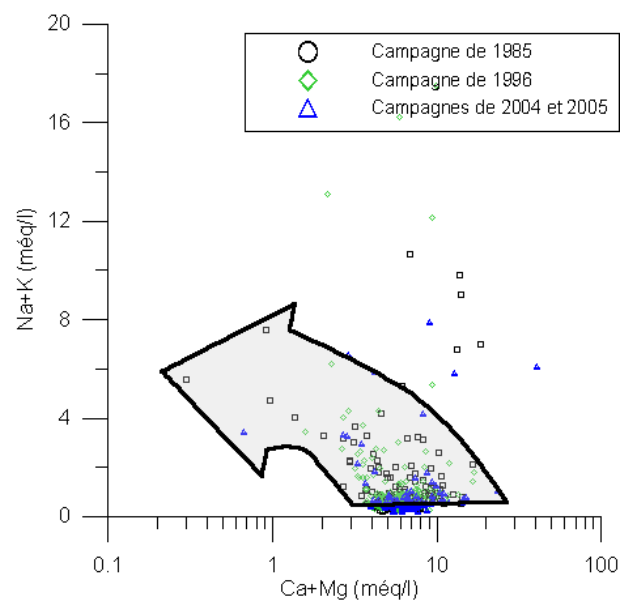


Figure 4-19. Évolution de  $(Na^+ + K^+)$  en fonction de  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ .

### 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 ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ), 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  $\text{HCO}_3^-$ ) 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  $\text{HCO}_3^-$ ) 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<sup>er</sup> 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.

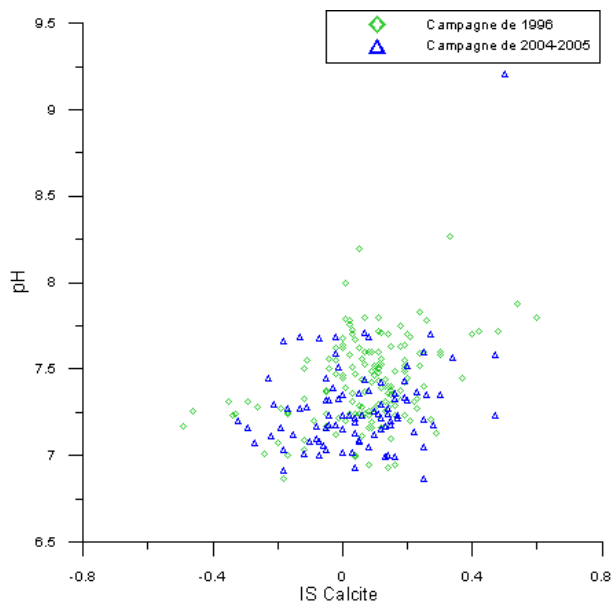


Figure 4-20. Évolution de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite en fonction du pH.

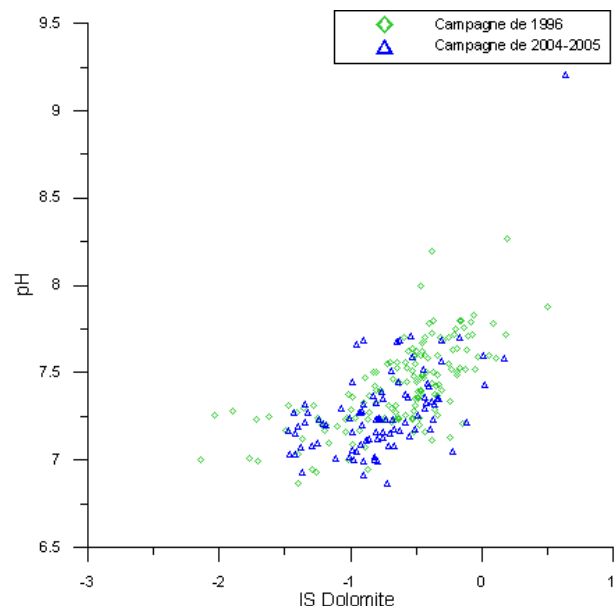


Figure 4-21. Évolution de l'indice de saturation vis-à-vis de la dolomite en fonction du pH.

### Concentration en $\text{HCO}_3^-$

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  $\text{HCO}_3^-$  plus fortes que le centre du bassin. Les maximums élevés des campagnes de 1985 et 2005 (respectivement  $553.9 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $627.5 \text{ mg.l}^{-1}$ ) correspondent à des valeurs exceptionnelles à rapprocher du pH minimum de ces campagnes (6.9).

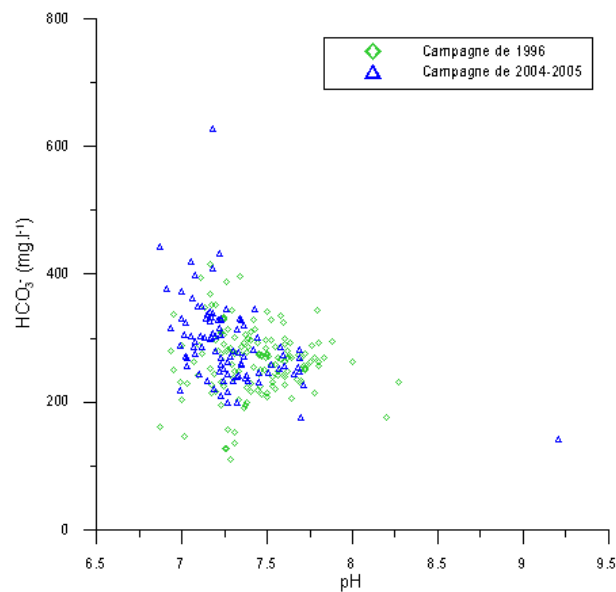


Figure 4-22. Évolution de la concentration en  $\text{HCO}_3^-$  en fonction du pH.

### 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 $\text{NO}_3^-$

Les concentrations en nitrate sont généralement faibles (minimums à  $0 \text{ mg.l}^{-1}$  et médianes inférieures à  $2 \text{ mg.l}^{-1}$  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  $5 \text{ mg.l}^{-1}$ ).

La distribution des concentrations est très étendue et fortement dissymétrique (à dissymétrie positive). Des valeurs maximums élevées (supérieures à  $100 \text{ mg.l}^{-1}$ ) influencent les moyennes qui ne sont plus représentatives de la tendance centrale. La campagne de 2005, sur les bordures, présente une médiane de  $11.5 \text{ mg.l}^{-1}$ , 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 ( $21.2 \text{ mg.l}^{-1}$  contre  $10.6 \text{ mg.l}^{-1}$ ). Certes le maximum de 1996 ( $456.1 \text{ mg.l}^{-1}$ ) 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  $18.3 \text{ mg.l}^{-1}$  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 $\text{SO}_4^{2-}$

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

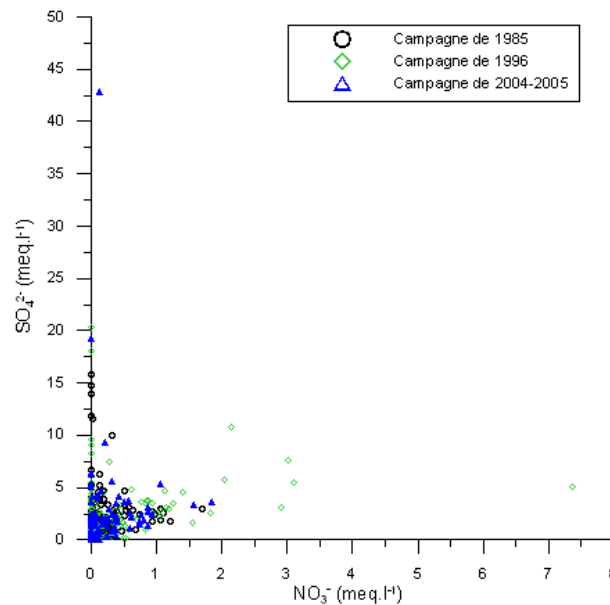


Figure 4-23. Concentrations en  $SO_4^{2-}$  en fonction de celles en  $NO_3^-$ .

Pourtant la distinction entre contamination naturelle et contamination humaine est difficile. En effet, un point dépasse  $500 \text{ mg.l}^{-1}$  en sulfate avec moins de  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  de nitrate et de nombreux autres sont à plus de  $150 \text{ mg.l}^{-1}$  de sulfate alors que leur concentration en nitrate est inférieure au bruit de fond. La valeur maximum de 2004 ( $2058.8 \text{ mg.l}^{-1}$ ), par exemple, est associée à moins de  $9 \text{ mg.l}^{-1}$  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<sup>-</sup>

Les concentrations en chlorure sont très dispersées (de 4 mg.l<sup>-1</sup> à 480 mg.l<sup>-1</sup>). 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<sup>-1</sup>) est faible par rapport à celles des campagnes de 1985, 1996 et 2005 de l'ordre de 17 mg.l<sup>-1</sup>. 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.

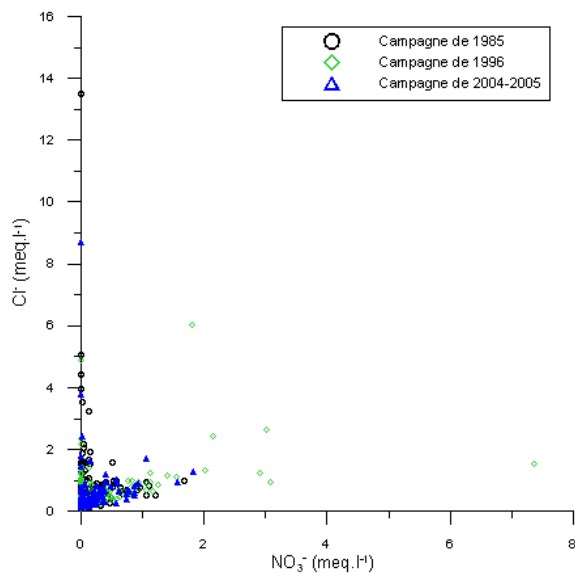


Figure 4-24. Concentrations en Cl<sup>-</sup> en fonction de celles en NO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

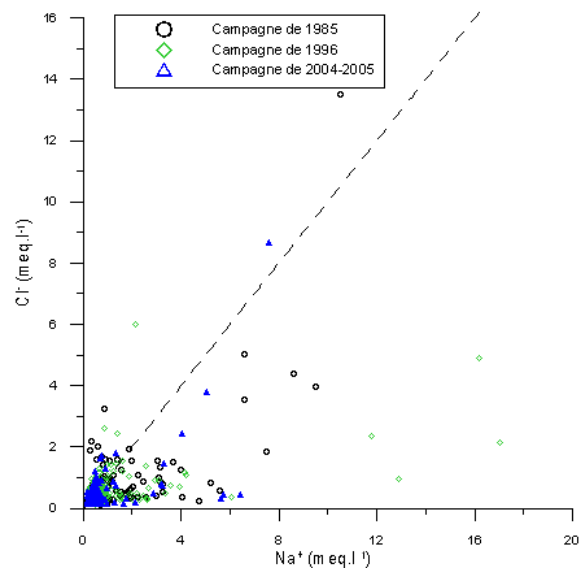


Figure 4-25. Concentrations en Cl<sup>-</sup> en fonction de celles en Na<sup>+</sup>.

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<sup>-1</sup> 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  $100 \text{ mg.l}^{-1}$ . Ces teneurs sont probablement dues à une contamination anthropique locale.

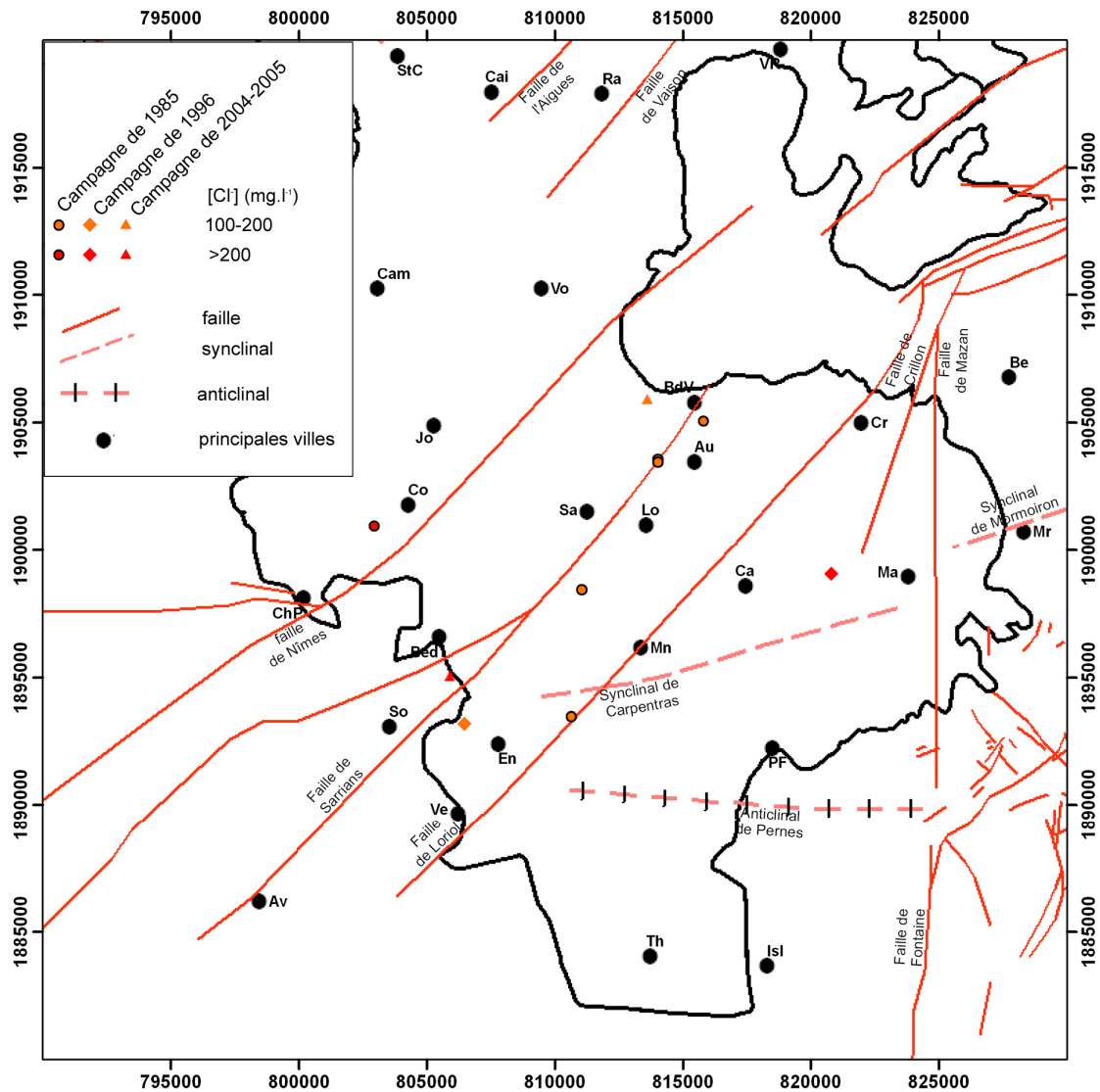


Figure 4-26. Position des échantillons contenant des concentrations en chlorure supérieures à  $100 \text{ mg.l}^{-1}$ .

### Concentrations en $\text{Ca}^{2+}$ et en $\text{Mg}^{2+}$

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<sup>-1</sup> et 85 mg.l<sup>-1</sup> pour le calcium et entre 25 mg.l<sup>-1</sup> et 28 mg.l<sup>-1</sup> 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 Ca<sup>2+</sup> et en Mg<sup>2+</sup> (respectivement 94.7 mg.l<sup>-1</sup> et 30.2 mg.l<sup>-1</sup>) 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<sup>+</sup> et en K<sup>+</sup>

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 <sup>14</sup>C,  $T=5730\pm 40$  ans (GODWIN, 1962) ;

$A_0$  est l'activité initiale (au moment de l'infiltration) en <sup>14</sup>C du CMTD ;

$A_t$  est l'activité résiduelle (au moment du prélèvement) en <sup>14</sup>C du CMTD.

L'activité en  $^{14}\text{C}$  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  $^{14}\text{C}$  du CMTD au moment de la recharge,  $A_0$ , dépend de celle du  $\text{CO}_2$  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  $^{14}\text{C}$  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 $^{14}\text{C}$ 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  $^{14}\text{C}$  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	$\delta^{14}\text{C}$ (pcm)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ vs PDB	modèle			age brut	$^3\text{H}$ (UT)
					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 ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  et  $^3\text{H}$ ) 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  $^{14}\text{C}$ . 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  $^{14}\text{C}$ , 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  $60 \text{ mg.l}^{-1}$  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.



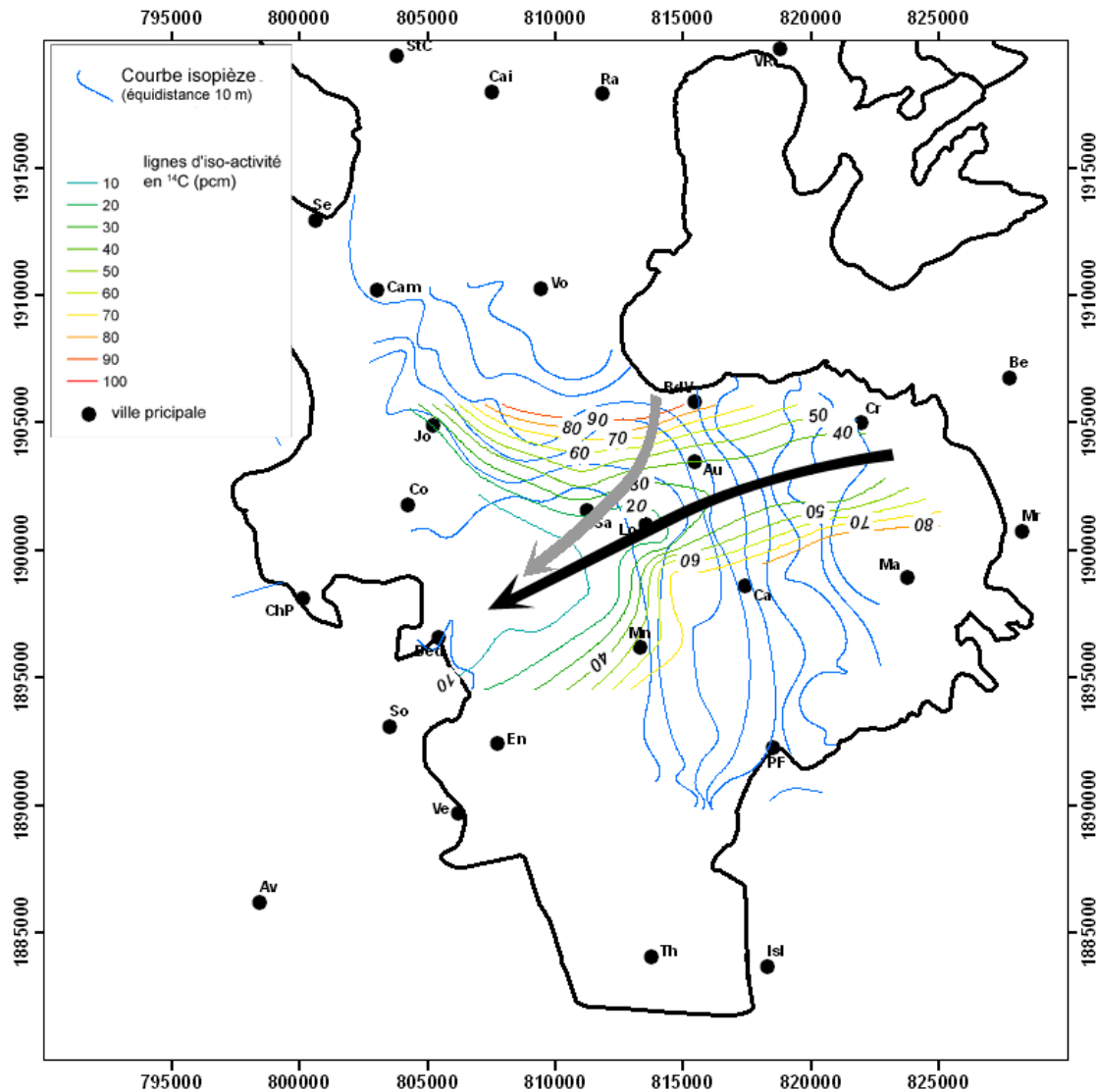


Figure 4-28. Superposition des courbes d'iso-activité en  $^{14}\text{C}$  et des isopièzes de l'aquifère miocène.

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  $^{14}\text{C}$ , 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).

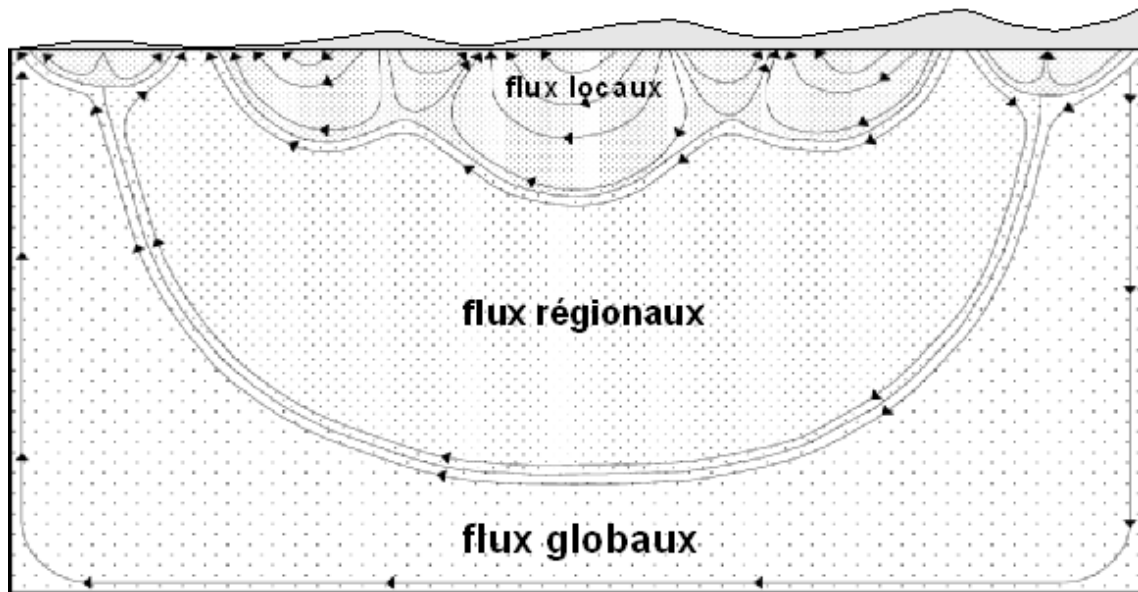


Figure 4-29. Schéma de fonctionnement d'un système aquifère (modifié d'après TÔTH, 1995 in DE LA VAISSIÈRE, 2006).

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  $^{14}\text{C}$ .

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  $^{14}\text{C}$ . 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 contrôlé 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).

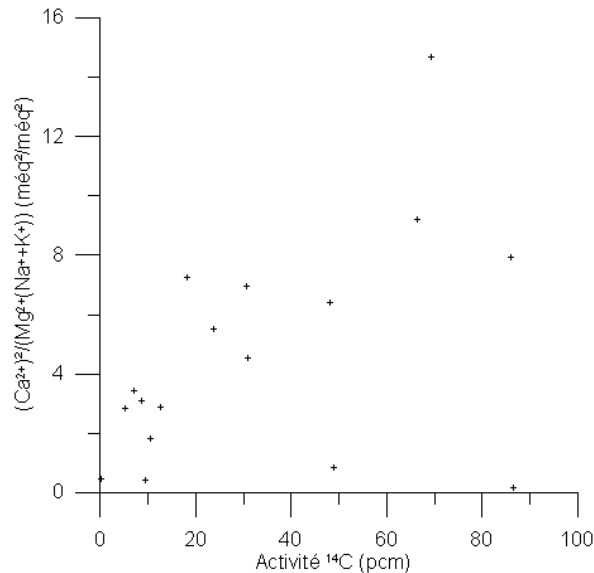


Figure 4-30. Corrélation de l'indice de temps de séjour  $i$  et de l'activité en  $^{14}\text{C}$ .

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.

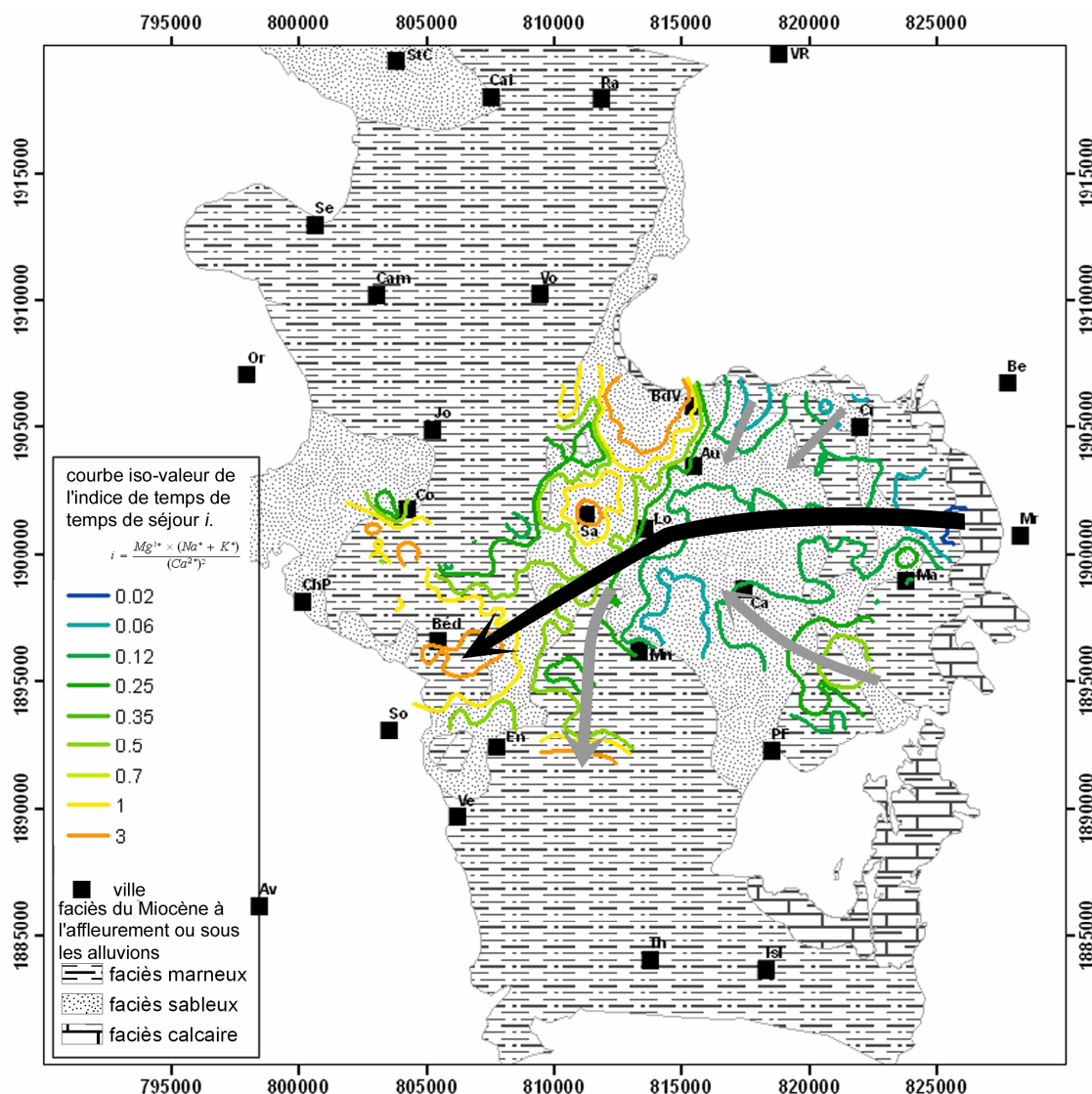


Figure 4-31. Carte des iso-valeurs de l'indice de temps de séjour  $i$ .

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.

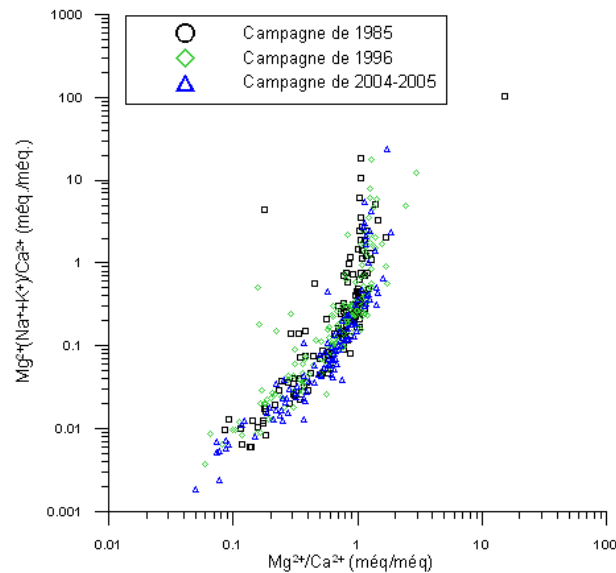


Figure 4-32. Corrélation entre l'indice de temps de séjour  $i$  et le rapport  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ .

### 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.

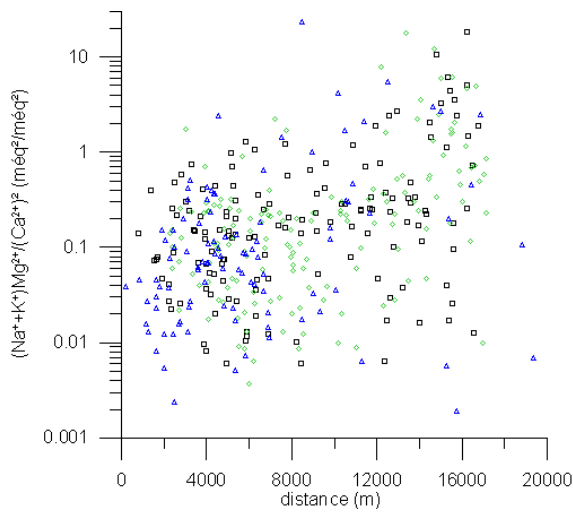


Figure 4-33. Évolution de l'indice de temps de séjour  $i$  en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées semi-logarithmiques).

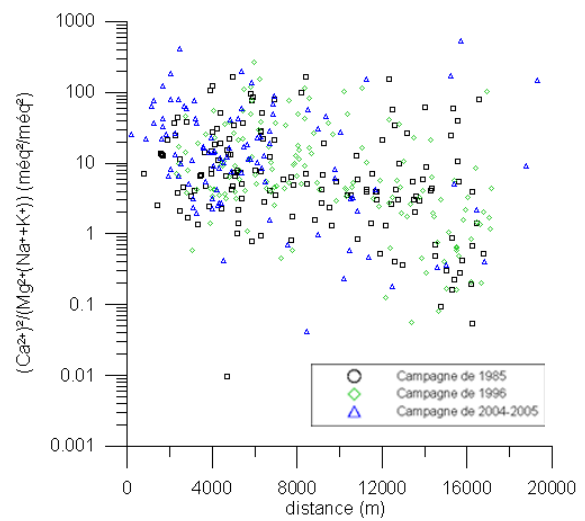


Figure 4-34. Évolution de  $1/i$  (marqueur d'eaux récentes) en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées semi-logarithmiques).

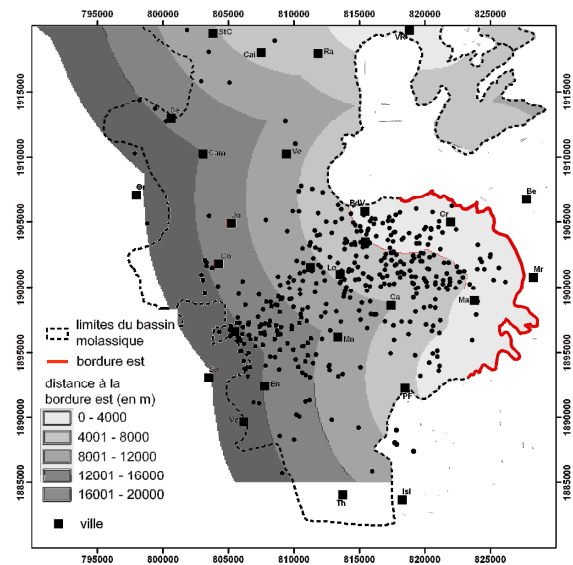


Figure 4-35. Position de la bordure prise comme origine des distances et situation des points échantillonnés (campagnes de 1985, 1996 et 2004-2005).

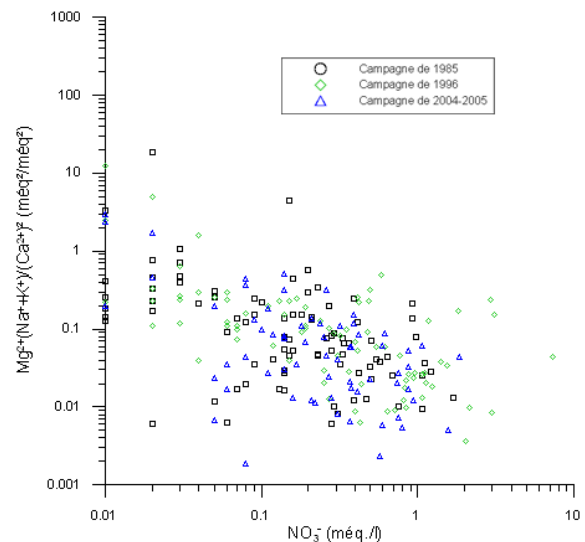


Figure 4-36. Évolution de la concentration en nitrate en fonction de l'indice de temps de séjour  $i$  (coordonnées logarithmiques).

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 foragers 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  $10 \text{ m.an}^{-1}$  et  $100 \text{ m.an}^{-1}$  (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  $\text{NO}_3^-$ . Cette nuance est difficile à expliquer ; elle pourrait être due à la sensibilité de  $i$  et donc à la dispersion des valeurs calculées.

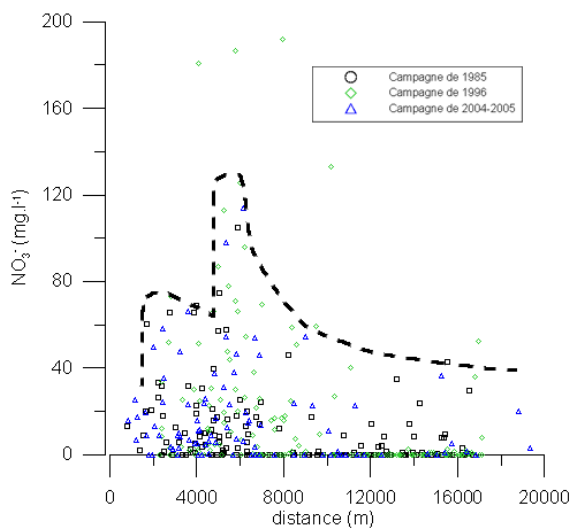


Figure 4-37. Évolution de la concentration en nitrate en fonction de la distance à la bordure est. La ligne en pointillés souligne les valeurs maximales locales.

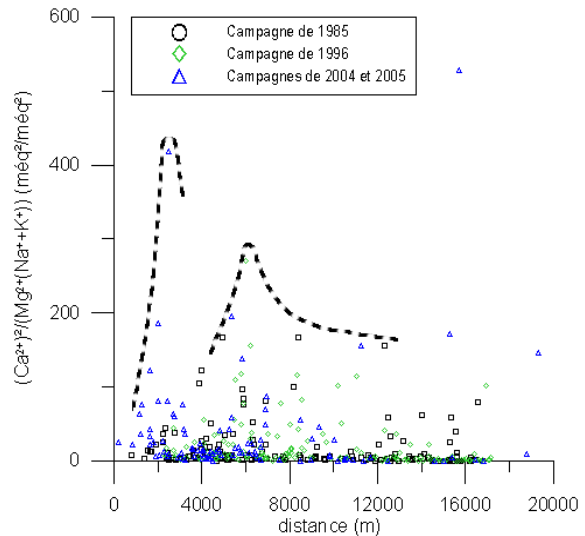


Figure 4-38. Évolution de  $1/l$  en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées linéaires). La ligne en pointillés souligne les valeurs maximales locales.

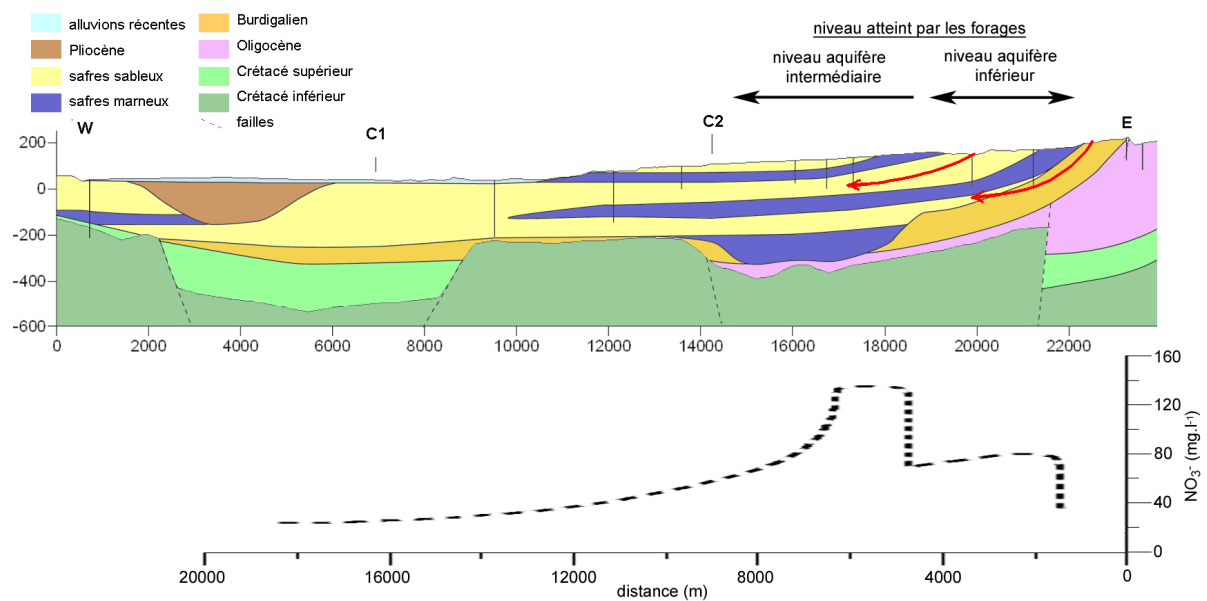


Figure 4-39. Comparaison de la distribution des fortes concentrations en nitrate et de la lithologie (coupe n°3, figure 2-29). Les flèches rouges indiquent le trajet de l'eau prélevée de la zone de recharge au forage. Les ouvrages représentés sur la coupe sont ceux qui ont servi à son élaboration ; ils 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  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  et faibles en  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ . 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 ( $0 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$ ). La présence de concentrations plus importantes (jusqu'à plus de  $100 \text{ mg.l}^{-1}$ ) est donc un bon indicateur de contamination anthropique.

L'étude des résultats d'analyse de l'activité en  $^{14}\text{C}$  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  $^4\text{He}$  pour préciser ces âges et discuter de la pertinence de l'utilisation du  $^{14}\text{C}$  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 Toth (1995) déjà mis en évidence dans le bassin molassique de Valence.

Le nombre et la répartition spatiale des résultats en  $^{14}\text{C}$  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.

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

*Jean Rostand*

## 5. 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.

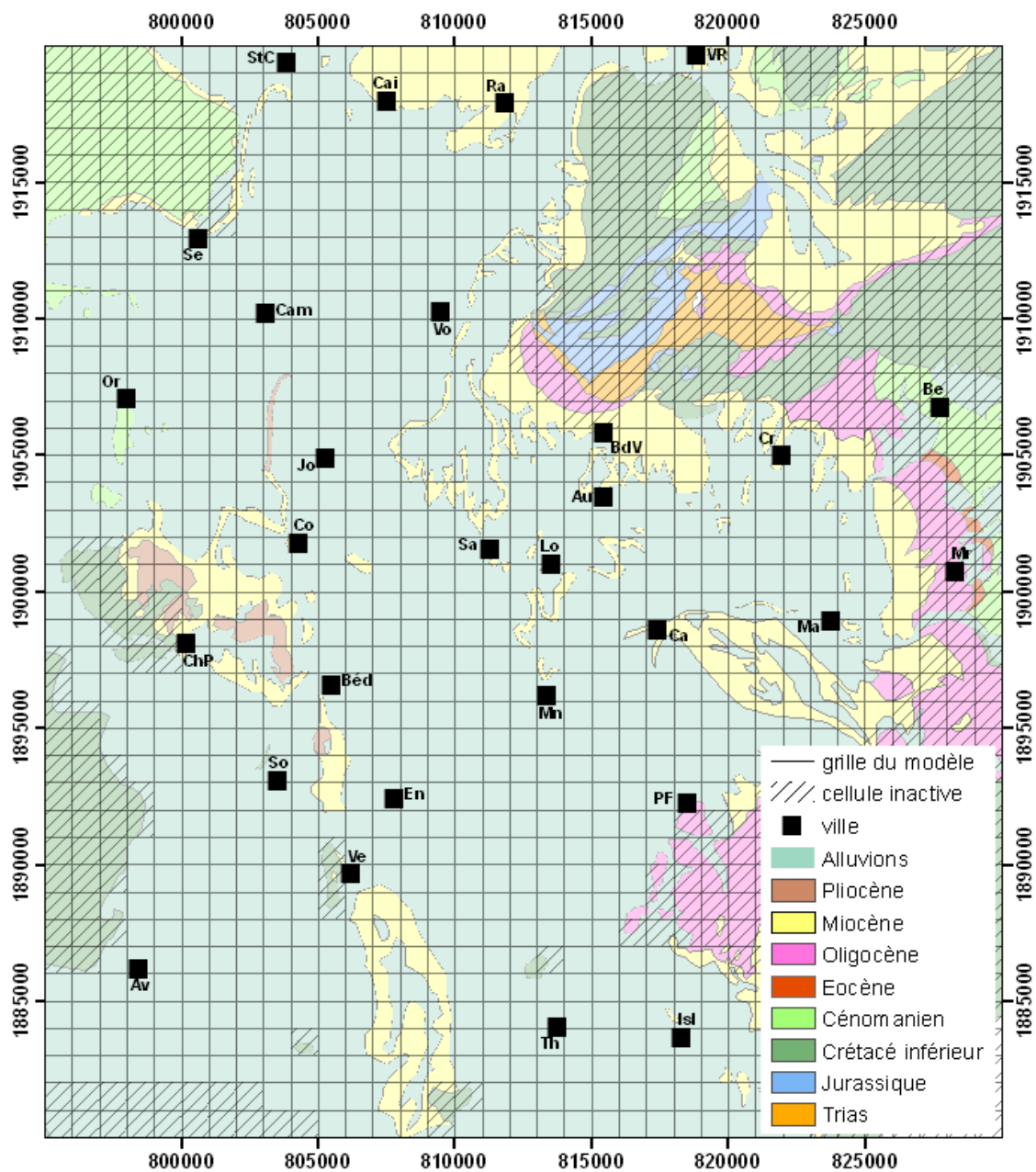
MODFLOW est un des programmes de modélisation hydrogéologique en milieu poreux saturé les plus utilisés (Geraghty and Miller survey results, 1992 ; WINSTON, 1999). En effet ce programme est adaptable à de nombreux contextes hydrogéologiques, chaque module est documenté et les fichiers sources sont libres 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.

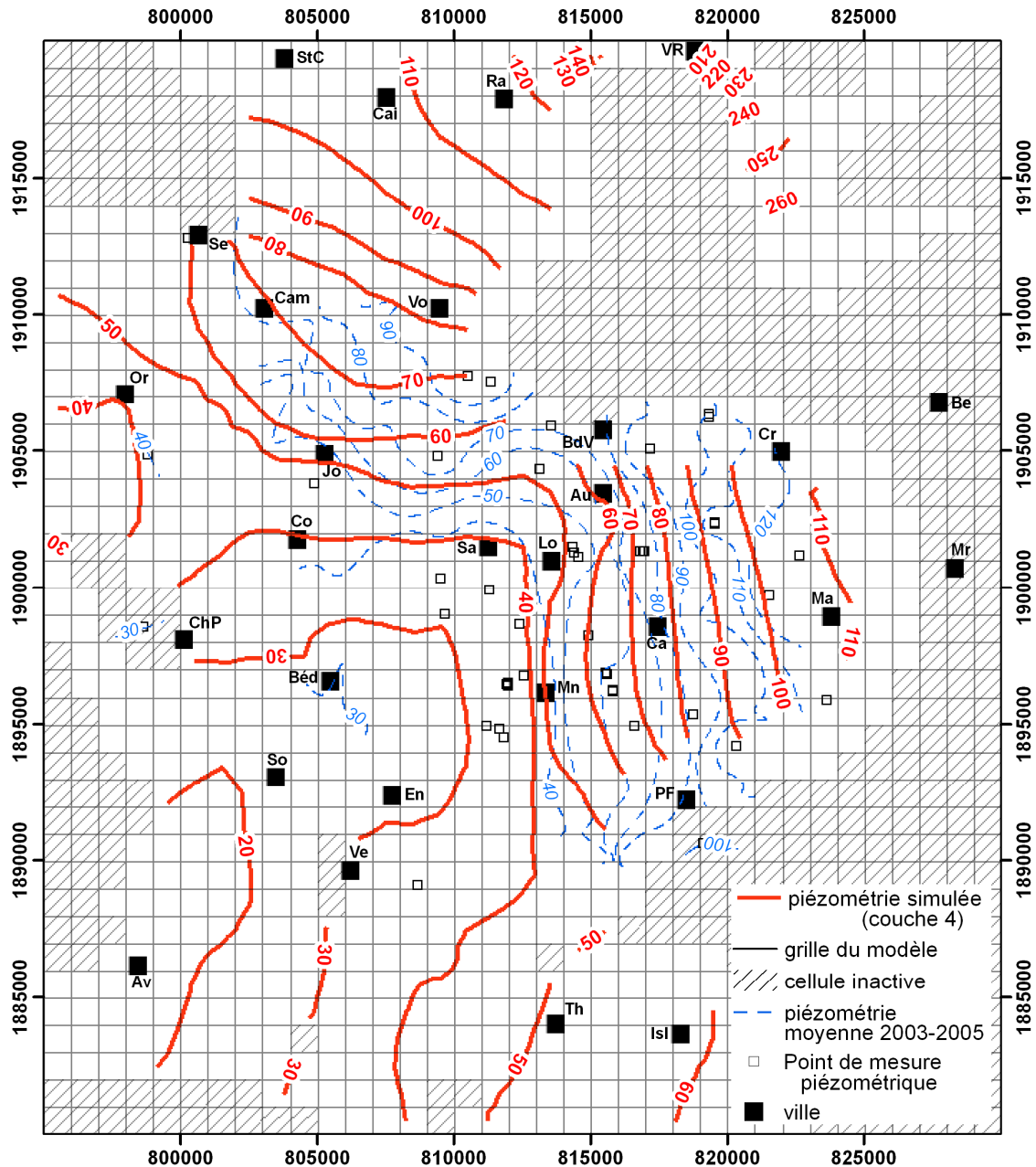


Figure 5-2. Comparaison de la piézométrie mesurée et la piézométrie calculée dans la couche 4 (les nombres indiquent la hauteur de l'isopièze en m NGF).

### 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.

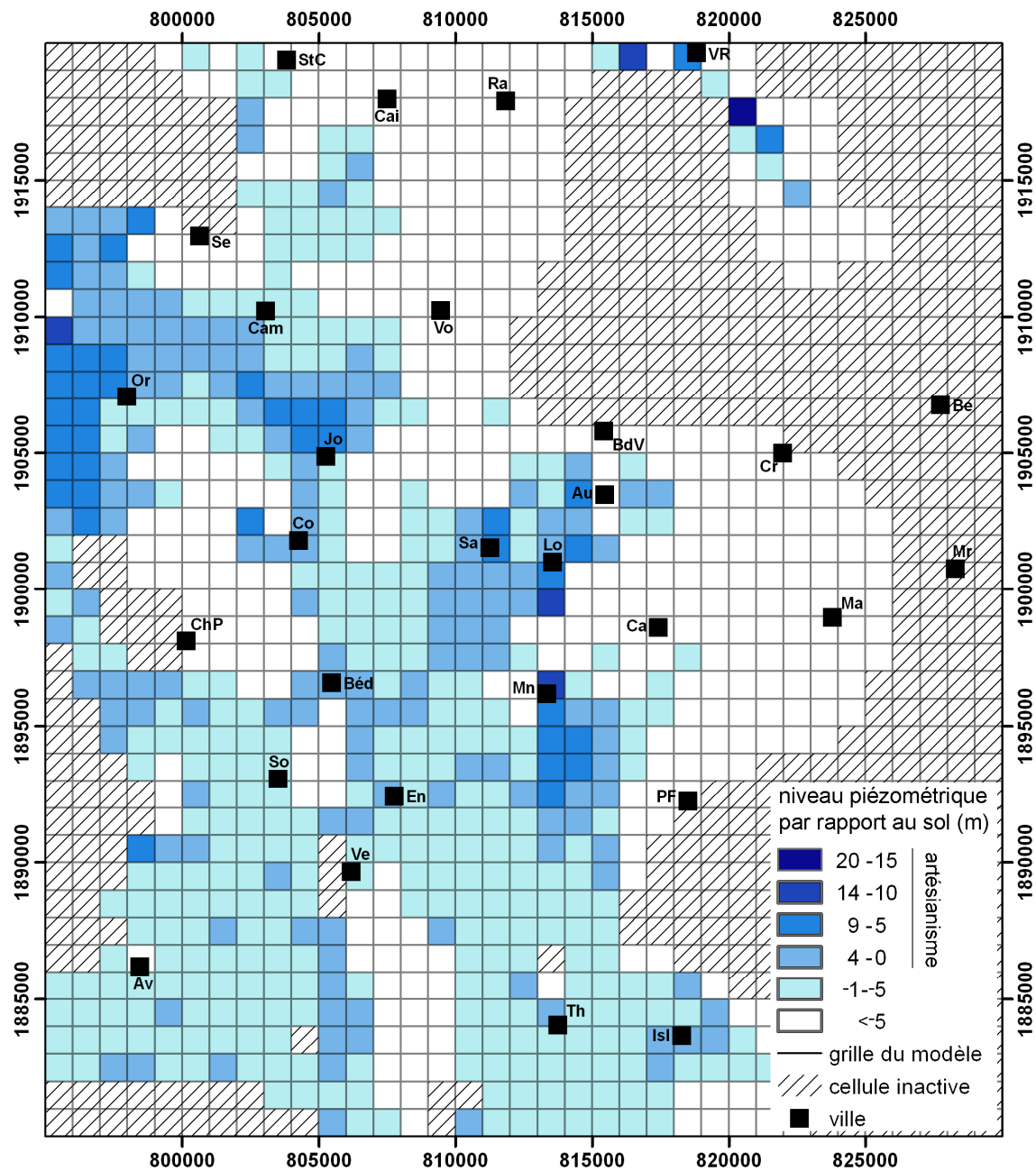


Figure 5-3. Niveau piézométrique de la couche 4 par rapport au sol.

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).

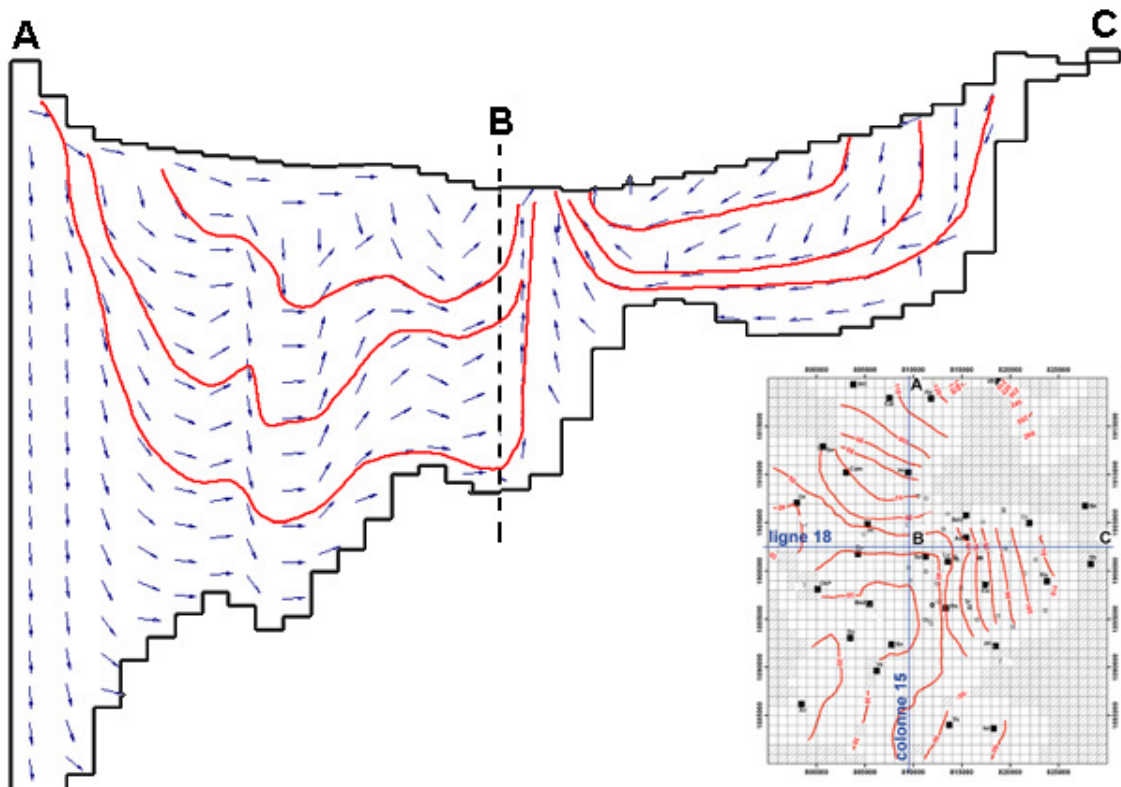


Figure 5-4. Lignes de courant simulées dans une section de l'aquifère.

### 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
	<u>37 050</u>		<u>37 049</u>

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.

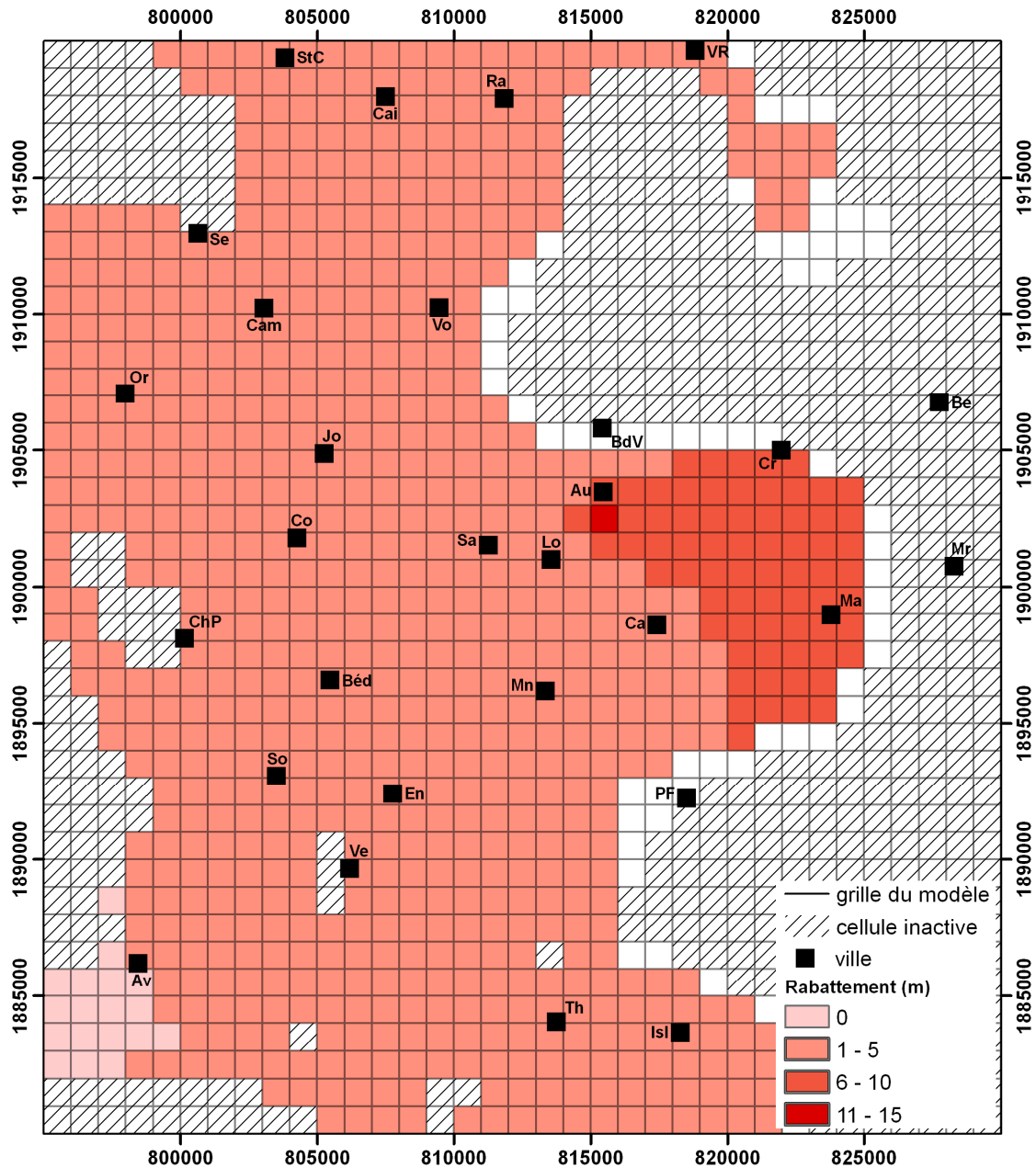


Figure 5-5. Rabattement induit par les pompages dans la couche 4.

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-Venise, Montoux et Carpentras où la baisse est sensible. Ce secteur correspond à une forte concentration de forages.

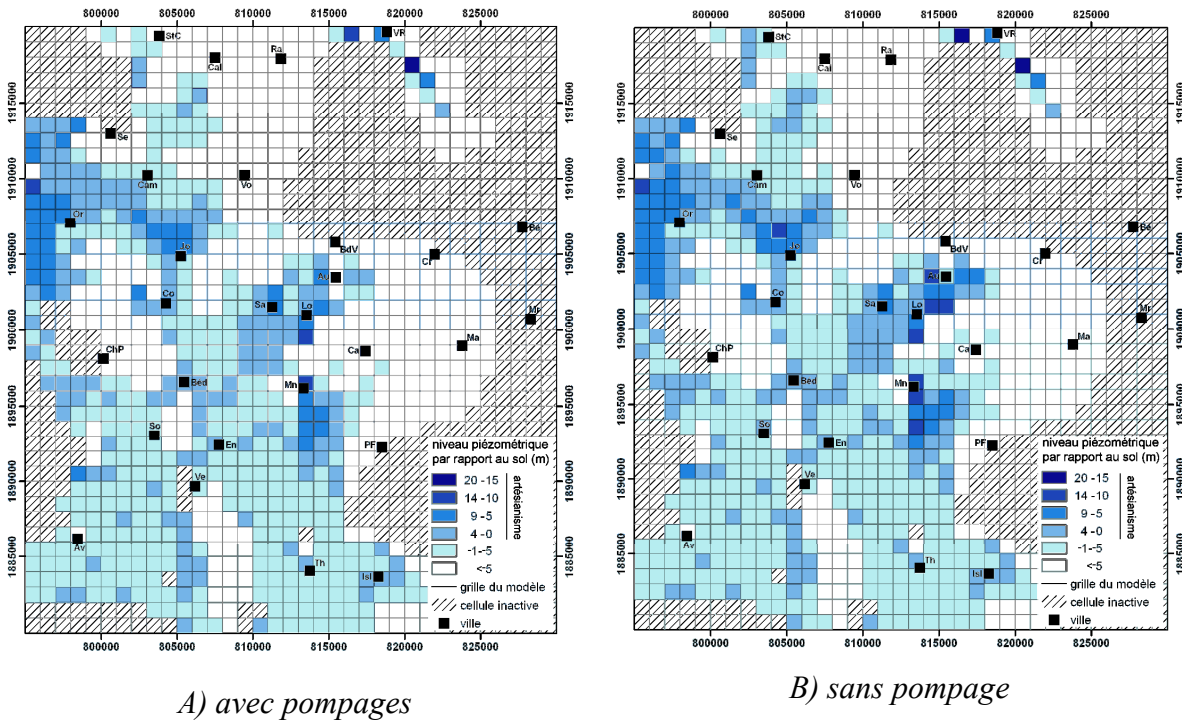


Figure 5-6. Comparaison de l'intensité de l'artésianisme de la couche 4 (A) avec et (B) sans pompage.

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.

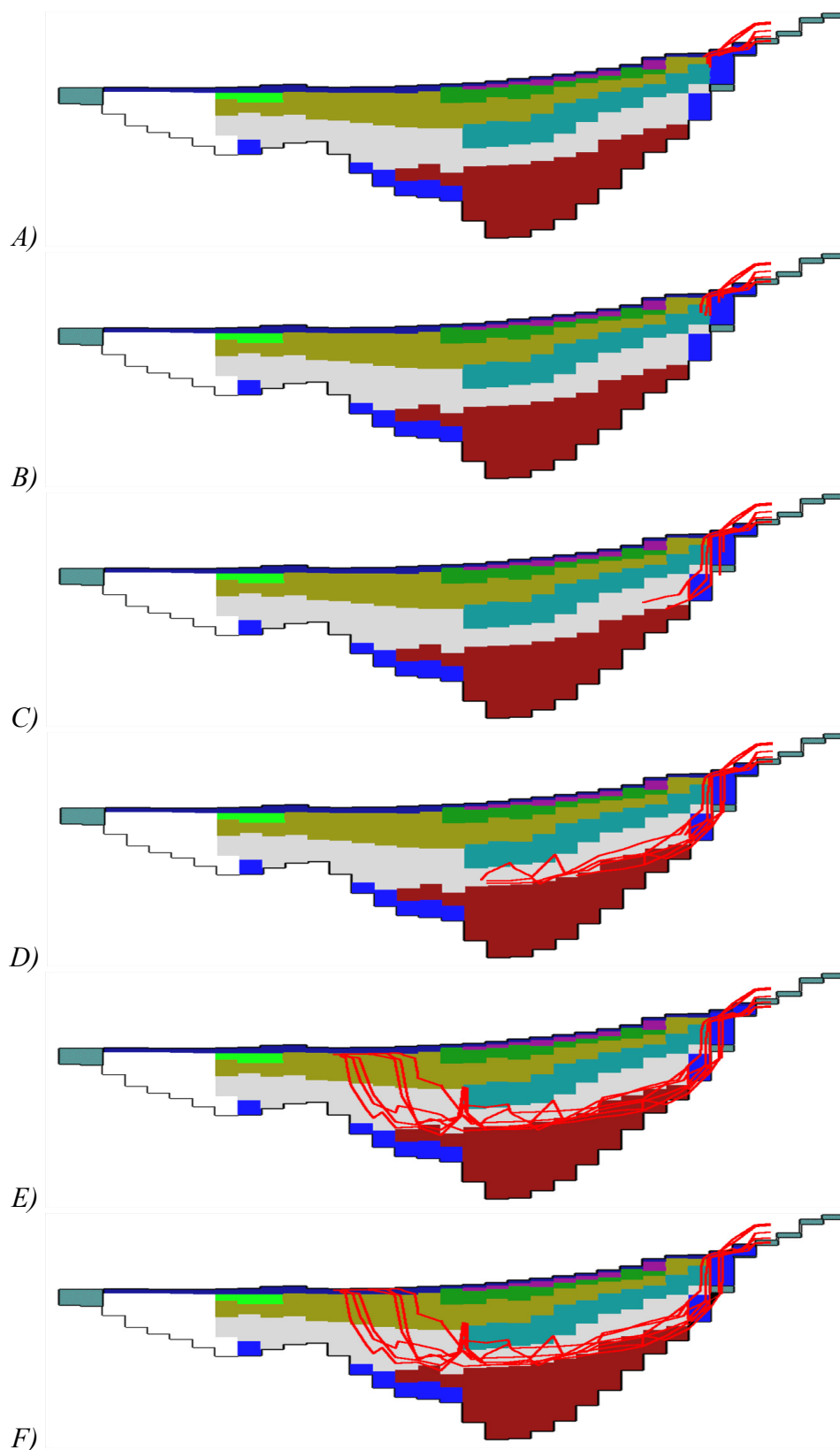


Figure 5-7. Trajectoires suivies par des particules d'eau en provenance de la bordure est après différents temps de séjour : A) 50 ans, B) 100 ans, C) 500 ans, D) 1000 ans, E) 5000 ans, F) 10 000 ans. Les trajectoires sont projetées sur une section suivant la ligne 25 du modèle. Les couleurs correspondent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



## Bibliographie

- Alabouvette, B., Berger, G. et Cavelier, C., (1984). Oligocène : Puissance et faciès, Planche P5. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France. Mémoire du BRGM n°125, Orléans.
- Andre, L., Franceschi, M., Pouchan, P. et Atteia, O., (2005). Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, south-west of France. *Journal of Hydrology*, 305(1-4): 40-62.
- Appelo, C.A.J., (1996). *Geochemistry, groundwater and pollution*. 3rd éd. A.A.Balkema, Rotterdam (Netherland), 536 p.
- Ballesio, R., (1972). Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. Lab. Geol. Sci. Lyon n°53*, Faculté des Sciences de Lyon, Lyon, 4 pl. et 333 p.
- Ballesio, R., Berger, G., Montjuvent, G., Ambert, R., Alabouvette, B., Cavelier, C., Demarcq, G., Glintzboeckel, C., Lefavrais-Raymond, A. et Mercier, H., (1984). Pliocène, Puissance et faciès, Planche N4. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France, Mémoire du BRGM n°125. BRGM édition, Orléans.
- Banton, O. et Bangoy, L.M., (1997). *Hydrogéologie : Multiscience environnementale des eaux souterraines*. Presses de l'Université du Québec, 460 p.
- Baudrimont, A.F. et Dubois, P., (1977). Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le sud-est de la France. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*: 261-308
- Bel, F., (1998). Synthèse hydrogéologique de la nappe miocène du Comtat Venaissin (Vaucluse). Document public Rapport BRGM R 40236, Ministère de l'Economie, des Finances et de l'Industrie-Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 15 p, 1 tableau, 6 figures.
- Besson, D., (2005). Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France) : Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Th. doctorat, ENS des Mines de Paris, Paris, 348 p.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.-P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jiménez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., Salis, K.v., Suc, J.-P., Reynaud, J.-Y. et Wernli, R., (2005). Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Géosciences*(337): 1045-1054.
- Blanc, J.J., Masse, J.P., Triat, J.M., Truc, G., Anglada, R., Colomb, E., Clauzon, G., Durozoy, G., Damiani, L., Glintzboeckel, C. et Rouire, J., (1975a). Notice explicative de la feuille Carpentras à 1/50000 (941). Bureau de Recherche Géologique et Minière. Carte géologique de la France, Orléans, 24 p.
- Blanc, J.J., Masse, J.P., Triat, J.M., Truc, G., Anglada, R., Colomb, E., Clauzon, G. et Rouire, J., (1975b). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Carpentras (941). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Blavoux, B., Mudry, J. et Puig, J.M., (1992). Bilan, fonctionnement et protection du système karstique de la Fontaine de Vaucluse (Sud-Est de la France). *Geodinamica Acta*, 5(3): 153-172

- Boinet, N., (1996). Structure, hydrogéologie et circulations profondes entre Ventoux, Baronnies et bordure ardéchoise. Fonctionnement des bassins sédimentaires de Valréas, Carpentras et de la vallée du Rhône. Th. Mémoire de DEA, Université d'Avignon, Avignon, 114 p.
- Brasseur, R., (1962). Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse). Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Lyon, Lyon, 2 vol., 195 p.
- Bredhoeft, J.D., (1967). Response of well-aquifer systems to Earth tides. *Journal of Geophysical Research*, 72(12): 3075-3087
- BRGM, (2006). Banque du sous-sol. [base de données en ligne]. [consultée le 17 mars 2006]. disponible sur <http://infoterre.brgm.fr>
- Bureau d'études T. Gourdin, (1994). Forages de Pernes-les-Fontaines.
- Cabinet Gilles Mallessard, (1990). Réalisation d'un forage dans le quartier des Garrigues : Rapport de travaux et d'essais. Etude 84-9005-5 HYD, Commune de Pernes les Fontaines, Le Pontet, France.
- Cabinet Gilles Mallessard, (1998). Etude 84-9804-5 HYD, Déchets Service, Le Pontet, France.
- Cabinet Gilles Mallessard, (2002). Etude du forage du jardin botanique de l'Harmas (Sérignan du Comtat) Etude 84-0110-5 HYD, Muséum d'histoire naturelle Harmas Jean-Henri Fabre, Le Pontet, France.
- Cabinet Gilles Mallessard et Hydrosol ingénierie, (2002). Aquifère miocène du Comtat Venaissin - Rapport final - Synthèse bibliographique des connaissances sur l'aquifère miocène du Comtat Venaissin et inventaire bibliographique des ouvrages existants, Direction Régionale de l'Environnement Provence Alpes Côte d'Azur (DIREN-PACA), 43p+14 annexes+1 carte.
- Caruso, C. et Quarta, F., (1998). Interpolation methods comparison. *Computers & Mathematics with Applications*, 35(12): 109-126.
- Casagrande, L., (1989). Evolution tectonosédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône). *Géologie de la France*, 3: 13-20
- Cavelier, C., Alabouvette, B., Amberger, G., Cautru, J.P., Charolais, J., Chateauneuf, J.J., Crochet, J.Y., Campredon, R., Debeglia, N., Durand, J.P., Feist-Castel, M., Freydet, P., Gannat, E., Gaudant, J., Giannerini, G., Godinot, M., Hartenberger, J.L., Hugueney, M., Kerckhove, C., Lefavrais-Raymond, A., Legendre, S., Lespinasse, P., Magne, J., Nury, D., Pairis, J.L., Plaziat, J.C., Remy, J.A., Schlund, J.M., Sige, B., Sittler, C., Sudre, J., Trauth, N., Truc, G., Valleron, M.M., Vianey-Liaud, M. et Villate, J., (1984). Paléogène. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France, Orléans, 389-468.
- Celle, H., (2000). Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale, approche isotopique et chimique. Th. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, Avignon, 222p.
- Champenois, M., Conquy, Y., Desoignies, J., Henry, J. et Bonnet, A., (1971). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Orange (914). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Champion, C., Choukroune, P. et Clauzon, G., (2000). La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, 13(2-3): 67-85.
- Clauzon, G., (1982). Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "*dessicated deep-basin model*". *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXIV(3): 597-610

- Clauzon, G., (1999). L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys*(XXVIII): 33-40. Actes du Colloque La montagne méditerranéenne, 8-10 octobre 1998, Aix-en-Provence
- Clauzon, G., Fleury, J., Schlupp, A. et Mocochain, L., (2005). Evolution géodynamique du Bas-Rhône (section Orange-Baucaire) depuis 6Ma. Réunion de l'Association des Hydrogéologues du Service Public (AHSP). Valence (France), 17 juin 2005, inédit
- Cognard-Plancq A.L., Gévaudan C., Emblanch C., 2006. Historical monthly rainfall-runoff database on Fontaine de Vaucluse karst system: review and lessons. E. Duran, J.J., Andreo, B., Y Carrasco, F. (Eds). *Karst, cambio climatico y aguas subterranas*. Publicaciones des Instituto Geological y Minero de Espana. Serie: Hidrogeologia y Aguas Subterranas N°18. 465-475.
- Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF), (1981). Forage n°1, Loriol du Comtat. Note technique n° 2264, CPGF.
- Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF), (1983). Forage de Loriol 1, Essais de longue drée n° 2264d, CPGF.
- Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF), (1984). Forage de reconnaissance de Pernes - Compte-rendu technique étude n°2264, Syndicat Rhône-Ventoux, Villefontaine, 8 p.
- Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF), (1986a). Etude isotopique des nappes aquifères profondes du bassin de Carpentras étude n°2724B, Conseil Général de Vaucluse, 14 p.
- Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF), (1986b). Note technique-Essai de pompage à Ste Cécile les Vignes (Vaucluse étude n°2985, Syndicat intercommunal d'aménagement et de gestion d'une zone d'activité - Société des eaux du Ventoux, 10 p.
- Courel, L., Durand, M. et Liehardt, M.-J., (1984). Paléogéographie. *In*: Courel L., Chapitre Trias, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM n°125, Orléans, 101-104.
- Couturaud, A., (1993). Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse. Th. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, Avignon, 160 p.
- Crumeyrolle, P., Rubino, J.-L. et Clauzon, G., (1991). Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*(12): 373-390
- Curnelle, R. et Dubois, P., (1986). Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, II(4): 529-546
- Dahlin, T. et Zhou, B., (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52(5): 379-398
- de la Vaissière, R., (2006). Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné - Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France). Th. doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 332 p.
- de Marsily, G., (1981). Hydrogéologie quantitative. Masson. Paris, 215 p.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., (1984a). Synthèse géologique du sud-est de la France. Mémoire BRGM 125, BRGM, Orléans, 615 p.

- Debrand-Passard, S., Glintzboeckel, C. et Philip, J., (1984b). Crétacé supérieur total, Puissance et faciès, Planche CS5. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France, Mémoire du BRGM n°125. BRGM édition, Orléans.
- Demarcq, G., (1964). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Valréas. Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Demarcq, G., (1970). Etude stratigraphique du miocène rhodanien. Thèse de doctorat d'Etat présentée le 10 mai 1962 devant la Faculté des Sciences de Paris. Mémoires du BRGM n°61, BRGM, Paris, 257 p.
- Demarcq, G., (1971). Base de nos connaissances sur le Miocène de la Vallée du Rhône. *In*: Le Néogène Rhodanien, V<sup>ème</sup> congrès du Néogène méditerranéen. Docum. Lab. Univ. Lyon, H.S., Lyon, 3-19.
- Demarcq, G., Perriaux, J., Aguilar, J.P., Alabouvette, B., Ambert, R., Anglada, R., Ballesio, R., Baubron, J.C., Berger, G., Bessedik, M., Campredon, R., Capetta, H., Carbonnel, G., Catzigras, F., Cavelier, C., Clauzon, G., Colomb, E., Gigot, P., Irr, F., Lefavrais-Raymond, A., Magne, J., Mein, P., Meon, H., Mercier, H., Michaux, J., Montjuvent, G., Rouchy, J.M. et Suc, J.P., (1984). Néogène. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France. Mémoire du BRGM n°125, Orléans, 469-519.
- Deperet, C., (1895). Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône, Ann. géogr. F. Savy, Paris, 432-452.
- Desoignies, J., (1971). Notice explicative de la feuille Orange à 1/50000 (914). Bureau de Recherche Géologique et Minière. Carte géologique de la France, Orléans, 12 p.
- Dezes, P., Schmid, S.M. et Ziegler, P.A., (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2): 1-33.
- Durozoy, G., (1971a). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat - Plaine des Sorgues - Nappe des alluvions - 1. Compte rendu des travaux exécutés en 1971 n°71-18, BRGM.
- Durozoy, G., (1971b). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat - Plaine des Sorgues - Nappe des alluvions - 2. Compte rendu des travaux exécutés en 1971 n°71-19, BRGM.
- Durozoy, G., (1971c). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat Venaissin - Nappe des alluvions du secteur sud (Sorgues). Compte rendu des études effectuées en 1970, BRGM, Marseille.
- Durozoy, G., (1972). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat - Plaine des Sorgues - Nappe des alluvions - 3. Compte rendu des travaux exécutés en 1971 n°72-03, BRGM, Marseille.
- Durozoy, G., (1973a). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat - I Les nappes alluviales. Ministère de l'Agriculture SRAE Provence/DDA de Vaucluse 73 SGN 239 PRC, BRGM.
- Durozoy, G., (1973b). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat - II Nappe Miocène. Ministère de l'Agriculture SRAE Provence/DDA de Vaucluse 73 SGN 240 PRC, BRGM.
- Durozoy, G., (1973c). Etude hydrogéologique des plaines du Comtat - Plaine de l'Aygues et de l'Ouvèze - Observation des fluctuations de la nappe. Compte rendu des travaux effectués en 1972 n°73-03, BRGM, Marseille, 7p et un additif de 4p.

- Durozoy, G., (1980). Evaluation des ressources hydrauliques - Surveillance d'un réseau piézométrique - Plaine du Comtat (Vaucluse) - Compte rendu des opérations effectuées en 1979 80 SGN 235 PAC, BRGM, Marseille, 15p+3 tableaux+4 annexes.
- Durozoy, G., (1981). Evaluation des ressources hydrauliques - Surveillance d'un réseau piézométrique - Plaine du Comtat (Vaucluse) - Compte rendu des opérations effectuées en 1980 81 SGN 633 PAC, BRGM, Marseille, 15p+3 tableaux+3 annexes .
- Durozoy, G. et Chabalière, P., (1976). Evaluation des ressources hydrauliques - Plaine des Sorgues - Résultats des jaugeages effectués en 1974 76 SGN 210 PRC, BRGM, Marseille, 18p+9annexes.
- Durozoy, G. et Chabalière, P., (1979). Evaluation des ressources hydrauliques - Surveillance d'un réseau piézométrique - Plaine du Comtat (Vaucluse) - Compte rendu des opérations effectuées en 1978 79 SGN 111 PAC, BRGM, Marseille, 15p+3 tableaux+4 annexes.
- Eichinger, L., (1983). A contribution to the interpretation of  $^{14}\text{C}$  groundwater ages considering the example of the partially confined sandstone aquifer. 11<sup>th</sup> International  $^{14}\text{C}$  Conference. Radiocarbon(25), 347-356
- Enay, R., Arnaud, M., Atrops, F., Barféty, J.C., Beaudouin, B., Bernier, P., Bodeur, Y., Boullier, A., Clavel, B., Contini, D., Dardeau, G., Debrand-Passard, S., Donze, P., Elmi, S., Gaillard, C., Jaffrezo, M., Jautée, E., Lathuilière, B., Marchand, D., Monleau, C., Menot, J.C., Noël, D., Pascal, A., Peybernes, B., Remane, J., Tintant, H. et Thierry, J., (1984). Jurassique Supérieur : Malm. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France, Orléans, 223-286.
- Evans, G.V., Otlet, R.L., Downing, A., Monkhouse, R.A. et Rae, G., (1979). Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. Isotope Hydrology, Vienna, IAEA, 679-708
- Faure, G., (1982). Etude hydrogéologique du bassin Miocène de Carpentras - Relation entre l'aquifère molassique et le substratum - exploitabilité. Th. 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Lyon I, Faculté des Sciences, Lyon, 153 p.
- Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H. et Stallman, R.W., (1962). Theory of aquifer tests. U. S. geological survey water-supply paper 1536-E, U.S.G.S, 174 p.
- Fontannes, F., (1875-1892). Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Soc. Agr., Hist. Nat., Arts utiles Lyon. Soc. Agr., Hist. Nat., Arts utiles Lyon. F. Savy, Paris.
- Fontes, J.C., (1985). Some considerations on groundwater dating using environmental isotopes. Hydrogeology in the service of Man, Memoirs of the 18<sup>th</sup> Congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge, 118-154
- Fontes, J.C., (1992). Chemical and isotopic constraints on  $^{14}\text{C}$  dating of groundwater. *In*: R.E. Taylor, A. Long et R.S. Kra (Editors), Radiocarbon after four decades: an interdisciplinary perspectives Springer, 242-261.
- Fontes, J.C. et Garnier, J.M., (1979). Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. Water resources research, 15(2): 399-413
- Furbish, D.J., (1991). The response of water level in a well to a time series of atmospheric loading under confined conditions. Water resources research, 27(4): 557-568



- Geoapplication S.A., (1998). Réalisation d'un forage d'exploitation dans le réservoir aquifère miocène du bassin de Valréas-Visan, Compagnie générale des eaux de source - Usine de Cairanne, Visan (Vaucluse), 33 p.
- Geoapplication S.A., (2000). Demande d'autorisation d'exploiter un nouveau forage dans le réservoir aquifère miocène du bassin de Valréas-Visan, Compagnie générale des eaux de source - Usine de Cairanne, Visan (Vaucluse), 48 p.
- Geotomo Software, (2004). RES2DINV, Rapid 2D Resistivity & IP inversion using the least-squares method - Wenner (a,b,g), inline dipole-dipole, pole-pole, pole-dipole, equatorial dipole-dipole, Wenner-Schlumberger and non-conventional arrays - On land, underwater and cross-borehole surveys. ver. 2.54. [logiciel]. <http://www.geoelectrical.com>
- Geraghty and Miller survey results. (1992). Geraghty and Miller Software Newsletter(4 summer): 1-2
- Gignoux, M., (1929). Forages artésiens et rivages pliocènes sur la rive gauche du Rhône entre Carpentras et Valréas. *Revue Géographique Régionale de Lyon, Etudes rhodaniennes*(5): p 27-29
- Gignoux, M., (1950). Chapitre X : Le Néogène. *In: Gignoux, M., Géologie Stratigraphique. 4<sup>ème</sup> édition, Masson & Cie, Paris, 596-647.*
- Glantzboeckel, C., (1980). Ressources énergétiques-Géothermie basse énergie de la région de Carpentras (Vaucluse) 80.34 N, BRGM, Marseille.
- Godwin, H., (1962). Radiocarbon dating. *Nature*(195): 943-945
- Goy, G. et Busson, G., (1982). Inventaire des évaporites du sous-sol : les bassins profonds du Trias du Sud-Est français, du Paléogène de Bresse et de Valence. *Compte-rendu de fin d'étude, Muséum d'histoire naturel de Paris, Paris, 169p.*
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C. et McDonald, M.G., (2000). Modflow-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. Open-File Report 00-92, US Geological Survey, Reston (Virginia), 130 p.
- Harbaugh, A.W. et McDonald, M.G., (1996). User's documentation for MODFLOW-96: an update to the US Geological Survey modular finite-difference groundwater flow model. Open-File Report 96-485, US Geological Survey, Reston (Virginia), 56 p.
- Huneau, F., (1997). Caractérisation hydrogéochimique et isotopique des aquifères des bassins de Valréas, Carpentras et du Gard rhodanien. *Mémoire de DEA. Hydrogéologie, Université d'Avignon, Avignon, 85 p.*
- Huneau, F., (2000). Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen - Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France). *Th. doctorat, Université d'Avignon, Avignon, 192 p.*
- Hydrosol Ingénierie, (2005). Document d'incidence des prélèvements agricoles sur les ressources en eau - Bassin miocène du Comtat Venaissin. *Rapport Chambre d'Agriculture de Vaucluse-Agence de l'eau RMC-Région PACA-DDAF Vaucluse, Département de Vaucluse, 45 p.*
- Idées EAUX, (2003). Réalisation d'essais de pompage avec prélèvement entre packers sur un forage dans la nappe miocène de Carpentras (84), Ets Granger - BP8 - 84810 Aubignan, Bourg-de-Péage (Drôme), 20 p.

- Ingerson, E. et Pearson, F.J., (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by  $^{14}\text{C}$ -method. Recent Researches in Field of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry, Tokyo, 263-283
- Jacob, C.E., (1940). On the flow of water in elastic artesian aquifer. Transactions, American Geophysical Union, 21: 574-586
- Joleaud, L., (1907-1912). Géologie et paléontologie de la plaine du comtat et de ses abords. Seguin Editions, Fascicules 1 et 2 : description des terrains néogènes, Avignon, 285p p.
- Kruseman, G.P. et de Ridder, N.A., (1994). Analysis and evaluation of pumping test data. second edition, Publication 47. International Institute for Land Reclamation and Improvement-ILRI, Wageningen, The Netherlands, 377 p.
- Lalbat, F. et Banton, O., (2005). Nitrate spread front evolution during 20 years in a deep molassic aquifer in South-eastern France (Carpentras, Vaucluse, France). International workshop "From data gathering and groundwater modelling to integrated management", Alicante (Spain), 4th – 8th October 2005, AIH-IGME, 6 p
- Larsen, F., Owen, R., Dahlin, T., Mangeya, P. et Barmen, G., (2002). A preliminary analysis of the groundwater recharge to the Karoo formations, mid-Zambezi basin, Zimbabwe. Physics and Chemistry of the Earth, 27(11-22): 765-772
- Lefevre, F., (2000). Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données *in situ* et altimétriques. Th. doctorat, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 281 p.
- Lemoine, Y. et Siwertz, E., (1980). Etude géophysique de l'aquifère miocène (bassin de Carpentras). Syndicat Rhône-Ventoux et Cabinet Merlin, CPGF, 5 planches et 10 p.
- Lesueur, J.L., Rubino, J.L. et Giraudmailet, M., (1990). Organisation et structures internes des tidaux du Miocène rhodanien. Bull. Soc. géol. Fr., VI(1): 49-65
- Loke, M.H., (2000). Topographic modelling in electrical imaging inversion. EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition, Glasgow (Ecosse), 29 mai-2 juin 2000
- Loke, M.H., (2004). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys, 136 p.
- Loke, M.H. et Dahlin, T., (2002). A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. Journal of Applied Geophysics, 49(3): 149-162.
- Makridakis, S.G. et Wheelwright, S.C., (1989). Forecasting methods for management. 5<sup>th</sup> ed. Wiley, New York.
- Makridakis, S.G., Wheelwright, S.C. et McGee, V.E., (1983). Forecasting: Methods and applications. 2<sup>nd</sup> ed. Wiley, New-York.
- Mallessard, G., (1991). Appréciation des risques de pollution des eaux par les nitrates et les produits phytosanitaires en systèmes de production maraîchère - Bassin de Carpentras (Vaucluse). Rapport n° 84-9102 HYD, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, 13p+9 cartes + 3 coupes
- Malzieu, E., (1987). Ressources en eau entre Rhône et Ventoux. Hydrogéologie et hydrochimie du bassin Bédoin-Mormoiron, de la plaine des Sorgues et du massif de Pernes les Fontaines (Vaucluse). Th. 3<sup>ème</sup> cycle, Université d'Avignon, Avignon, 246 p.
- Marsaud, B., Mangin, A. et Bel, F., (1993). Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres. Journal of Hydrology(144): 85-100

- McDonald, M.G. et Harbaugh, A.W., (1983). A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. Open-File Report 83-875, US Geological Survey, Washington (USA), 528 p.
- McDonald, M.G. et Harbaugh, A.W., (1988). A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. Techniques of Water-Resources Investigations Chapter A1, Book 6, US Geological Survey, Washington (USA), 586 p.
- Médioni, R., (1984). Gargasien-Albien, Puissance et faciès, Planche Ci6. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France, Mémoire du BRGM n°125. BRGM édition, Orléans.
- Monier, P., Cavelier, C., avec la collaboration de Ballesio, R., Clauzon, G., Glintzboeckel, C., Masse, J.P., Philippe, M., Roudier, P. et Triat, J.M., (1991). Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Vaison-la-Romaine (915), Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, 55 p.
- Monier, P., Flandrin, J., Truc, G., Brasseur, R., Masse, J.P., Moulade, M., Porthault, B., Triat, J.M., Ballesio, R. et Philippe, M., (1987). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vaison-la-Romaine (915). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Monjuvent, G., Masse, P.J., Ballesio, R., Masse, J.P., Alabouvette, B., Blavoux, B., Dupias, G., Granier, J. et Philip, J., (1991a). Notice explicative de la feuille Avignon à 1/50000 (940). Bureau de Recherche Géologique et Minière. Carte géologique de la France, Orléans, 91 p.
- Monjuvent, G., Masse, P.J.L., Ballesio, R., Masse, J.P. et Alabouvette, B., (1991b). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Avignon (940). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Montenat, G., (1968). Contribution à l'étude des formations tertiaires continentales des Baronnie. Bull. BRGM I(2): 1-18
- Mook, W.G., (1976). The dissolution-exchange model for dating groundwater with  $^{14}\text{C}$ . *In*: Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical data in Groundwater hydrology IAEA, Vienna, 213-225.
- Musset, J., (1999). Déterminisme de la distribution spatiale du nitrate dans un système d'aquifères, application à une petite région agricole méditerranéenne (Comtat Venaissin, Vaucluse, France). Th. doctorat, Université d'Avignon, Avignon, 96 p.
- Olayinka, A.I. et Weller, A., (1997). The inversion of geoelectrical data for hydrogeological applications in crystalline basement areas of Nigeria. *Journal of Applied Geophysics*(37): 103-115
- Olive, P., (1998). La datation des eaux souterraines par le radiocarbone revisitée Publication CRG n°443, Université Paris VI-Centre de Recherches Géodynamiques, 34 p.
- Philip, J., Amedro, F., Arnaud, H., Babinot, J.F., Bilotte, M., Charolais, Jaffrezo, M., Combes, J.P., Conard-Noireau, M., Delamette, M., Durand, J.P., Feist-Castel, M., Fournier, R., Freytet, P., Gaillard, M.G., Glintzboeckel, C., Guillaume, S., Laville, P., Magniez-Jannin, F., Manivit, H., Parron, C., Porthault, B., Rat, P., Rousset, C., Sornay, J., Thomel, G., Triat, J.M. et Tronchetti, G., (1984). Crétacé supérieur. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Liehardt, M.-J., Synthèse géologique du sud-est de la France. Mém. BRGM n°125, Orléans, 339-387.

- Philippe, M., (1987). Le Mont Ventoux et son auréole de terrains miocènes. Les principaux faciès et leurs utilisations par l'homme. *Etudes vaclusiennes*(3), numéro spécial "Voyage autour du Mont Ventoux" : 21-33
- Pollock, D.W., (1994). User's guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, version 3: a particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model. Open-File Report 94-464, U.S. Geological Survey, Reston (Virginia), 249 p.
- Puig, J.M., (1987). Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Th. 3<sup>ème</sup> cycle, Université d'Avignon, Avignon, 208 p.
- Rasmussen, T.C. et Crawford, L.A., (1997). Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers. *Ground Water*, 35(3): 502-511
- Renka, R.J., (1988). Multivariate Interpolation of Large Sets of Scattered Data. *ACM Transaction on Mathematical Software*, 14(2): 139-148
- Rhoads, G.H.J. et Robinson, E.S., (1979). Determination of aquifer parameters from well tides. *Journal of Geophysical Research*, 84: 6071-6082
- Roudier, P., (1987). Etude hydrogéologique et hydrochimique des nappes aquifères des bassins miocènes de Valréas, Vaison-la-Romaine, Malaucène et Carpentras (Vaucluse). Th. doctorat, Université de Lyon I, Lyon, 283 p.
- Rubino, J.L., Lesueur, J.L., Guy, L. et Clauzon, G., (1990). Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien. *Stratigraphie séquentielle et sédimentologie*. Livret guide excursion des 8, 9, 10 juin 1990, Association des Sédimentologues Français.
- Salem, O., Visser, J.H., Dray, M. et Gonfiantini, R., (1980). A Groundwater flow patterns in the western Lybian Arab Jamahiriya. *In: Arid-zone hydrology: Investigations with isotope techniques*, IAEA, Vienna, 165-179.
- Shepard, D., (1968). A two dimensional interpolation function for irregularly spaced data. 23<sup>rd</sup> Nat. Conf. ACM, 517-523
- Simler, R., (2004). Diagrammes, Logiciel d'hydrochimie multilingage en distribution libre. ver. 2.00 (19 avril 2004). [logiciel]
- Sissingh, W., (1998). Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. *Tectonophysics*, 300(1-4): 249-284.
- Sissingh, W., (2001). Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333(3-4): 361-400.
- Spane, F.A., (2002). Considering barometric pressure in groundwater flow investigations. *Water resources research*, 38(6): 1-18
- Sud Aménagement Agronomie, (1992). Modélisation mathématique des aquifères des bassins miocènes de Carpentras et de Valréas, Conseil Général de Vaucluse.
- Tamers, M.A., (1967). Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer. *American Geophysical Union Monograph*, 11(Isotope Techniques in the Hydrological Cycle): 143-152
- Thorntwaite, C.W., (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*(38): 55-94
- Tòth, J., (1995). Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3(4): 4-16

- Triat, J.M. et Truc, G., (1968). Les massifs oligocènes compris entre l'Isle-sur-Sorgue et Malemort-du-Comtat (Vaucluse). C. R. Acad. Sc. Paris, série D(267): 1429-1431. Notes des membres et correspondants et notes présentées ou transmises par leurs soins
- Triat, J.M. et Truc, G., (1972). L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse) : Etude paléontologique et sédimentologique. Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon(49): 27-52
- Truc, G., (1980). La nappe aquifère des sables blancs de Bédoin-Mormoiron. Programme d'étude. Rapport Univ. Claude Bernard, Dép. Sc. Terre, Lyon.
- Truc, G., (1982a). Inventaire des points d'eau situés dans le contexte des "sables blancs de Bédoin-Mormoiron" (Commune de Mormoiron) - Commentaires géologiques et hydrogéologiques, Syndicat Rhône-Ventoux, Lyon, 1 figure, 20 plans, 9 p.
- Truc, G., (1982b). L'eau potable dans le Vaucluse, Conseil Général de Vaucluse, Avignon, 87 p.
- Truc, G., (1991). L'eau en Vaucluse : Origine, fonctionnement, potentiel et qualité des réservoirs aquifères. Conseil Général de Vaucluse, Avignon, 80 p.
- Winston, R.B., (1999). MODFLOW-related freeware and shareware resources on the internet. *Computer & Geosciences*(25): 37-382

## ANNEXE 1

### A1. Communication présentée le 5 octobre 2005 à Alicante (Espagne) à l'International Workshop « From data gathering and groundwater modelling to integrated management » (4-8 octobre 2005)

Cette annexe reproduit l'article relatif à la communication présentée lors de l'International Workshop « From data gathering and groundwater modelling to integrated management » à Alicante (Espagne). Ce papier est fondé sur une analyse spatio-temporelle des concentrations en nitrate dans le bassin de Carpentras à partir des campagnes d'échantillonnage de 1985, 1996 et 2004.

Les concentrations sont comparées le long d'un segment de droite allant des bordures vers le centre du bassin dans la direction de l'écoulement. On constate que la teneur maximale en nitrate se déplace vers le centre du bassin. La vitesse apparente est estimée à  $600 \text{ m.an}^{-1}$  alors que la vitesse hydraulique est 6 à 60 fois plus petite.

Note : les données issues des campagnes de 1985, 1996 et 2004 n'ont pas été validées suivant la même méthode que dans le chapitre 4. Les statistiques présentées dans l'article sont donc différentes de celles du chapitre 4. Toutefois ces différences ne concernent que quelques valeurs maximales locales.

## NITRATE SPREAD FRONT EVOLUTION DURING 20 YEARS IN A DEEP MOLASSIC AQUIFER IN SOUTH-EASTERN FRANCE (CARPENTRAS, VAUCLUSE, FRANCE)

Frédéric LALBAT\* and Olivier BANTON\*

(\*) Laboratoire d'Hydrogéologie. Université d'Avignon - 33 rue Pasteur - 84000 AVIGNON – FRANCE. frederic.lalbat@univ-avignon.fr

### ABSTRACT

A nitrate contamination has been established in Carpentras Basin in 1996. Despite the several thousands of drillings supplied by the deep molassic aquifer, recent works do not take into account this contamination. Using three hydrochemical surveys managed in 1985, 1996 and 2004 the evolution of the nitrate contamination in the aquifer is evaluated over these 20 years. Statistics show that the contamination is not generalised all over the aquifer. With the geostatistical analysis it can be seen that the high nitrate contents are located in or near the recharge zone. While the nitrate concentrations increase with the distance (along a flow line), the high nitrate concentration spreading is put in evidence. It goes clearly from recharge zone towards the confined part in the middle of the basin. So nitrate pollution threaten even the confined artesian part of the aquifer which is often considered as well protected.

**Keywords :** *Nitrate contamination, molassic aquifer, confined aquifer, nitrate migration, water velocity*

### INTRODUCTION

Nitrate contamination in Carpentras Basin has been put in evidence by Musset (1999). According to this author, nitrate content reaches locally over  $150 \text{ mg.l}^{-1}$  in the shallow quaternary alluvial aquifer. Because of these observations, farming techniques have been improved. Since nitrate concentration decreases in almost all the shallow wells followed by agricultural authorities (CHAMBRE D'AGRICULTURE DE VAUCLUSE, 2000).

These works do not take into account the deep molassic aquifer that is present in this basin. Because it is semi-confined or confined, its excellent quality is considered naturally protected. So it supplies several thousands of deep water wells for domestic and agricultural needs. Although comparing nitrate contents in 1996 with the ones observed in 1985 (ROUDIER, 1987) an actually spread front seems to appear from the east toward the middle of the basin.

## HYDROGEOLOGICAL BACKGROUND

Carpentras Basin is located North-West of Avignon in the Rhône Valley (South-Eastern France). It is a local molassic foreland basin developed during Miocene in front of the Alpine block. It is bordered by Cretaceous mountainous blocks in the North-West, the North-East and the West (Figure 1). The cretaceous limestone slopes under tertiary deposits and constitutes the basin substratum (COUTURAUD, 1993).

Basin material is essentially composed by Tertiary deposits. They are typical sediments of tidal and deltaic environments. Clays, marls, marly-sands and sandstones can be found (DEMARCO, 1970). They get organised in successive complex sequences of various facies depending on regional geomorphologic evolution (CASAGRANDE, 1989) and eustatic level variations (BESSON, 2005). Finally quaternary alluvial plain lays overall.

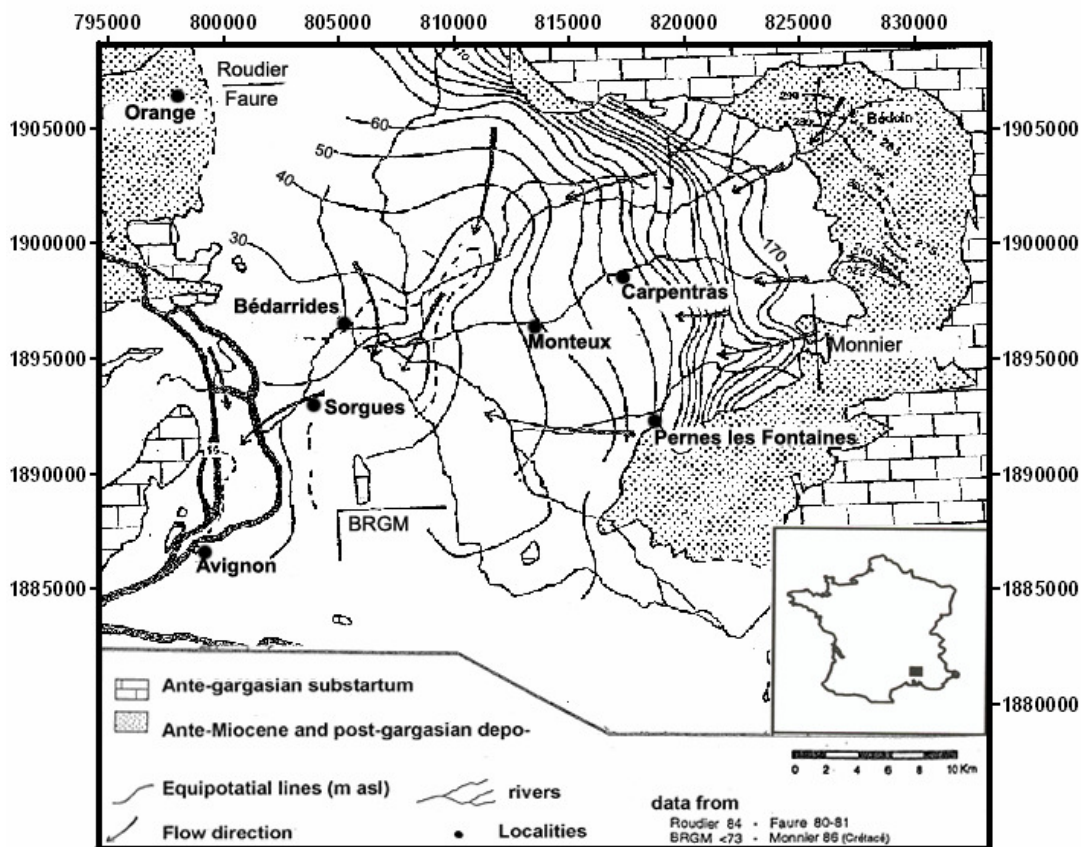


Figure 1: Geographical and piezometric map of studied area. Lambert conformal conic projection (modified from BOINET, 1996)

The sandy molassic layers constitutes a multilayer aquifer which reach 600 m thick in the basin center (around Monteux). It is the molassic aquifer pumped by deep water wells under shallow aquifer. The lower bed is composed by early-Miocene bioclastic calcareous sandstone and the overlying stratum is constituted by the late-Miocene marls in the eastern part or by the Pliocene blue clays in the western part (FAURE, 1982). This aquifer



is unconfined in the recharge area (on the eastern edge) but rapidly becomes semi-confined and confined under marly and clayey layers towards the centre and the West.

According to the piezometric map established by BOINET (1996), groundwater flows from East and North edges and converges to the West nearby Bedarrides.

## CHEMICAL DATA AND VALIDATION

For this work three sampling surveys progressed in 1985 (ROUDIER, 1987), 1996 (MUSSET, 1999) and 2004 (LALBAT, 2005) have been used and more than 900 samples have been considered. Some information about the sampling well characteristics in two first surveys (1985, 1996) have been missed. Both alluvial and molassic aquifers have been sampled in particular for Musset's survey.

The Ca/Mg ratio (concentrations in meq/l) is linked to the residence time of water in carbonate aquifer. In Carpentras basin this ratio is less than 2 for molassic aquifer water (MUSSET, 1999). Besides quaternary deposits do not exceed 30 m thick. Thus selecting samples with Ca/Mg < 2 and deeper than 30 m molassic water samples can be simply sorted from two first surveys. For the third survey well logs were taken into account. So sampling wells have been chosen to be representative of the Miocene aquifer.

Table 1 summarizes some statistics of nitrate contents in 1985, 1996 and 2004. The minimum value (0 mg.l<sup>-1</sup>) shows areas without nitrate. For each survey, maximum exceed 50 mg.l<sup>-1</sup> which is the water criteria for nitrate concentration in France. Besides, the mean is relatively weak (less than 10 mg.l<sup>-1</sup>) but it is very different of the median which is very small (0.1 mg.l<sup>-1</sup>). Thus nitrate concentration distribution is very asymmetric and follows a lognormal distribution. Indeed the mean is strongly influenced by the highest values when the median takes the very numerous small values into account. Thus the contamination is not generalized all over the basin. The highest values may be some very local contaminations.

	NO3 (mg/l)		
	1985	1996	2004
Minimum	0	0	0
Maximum	60	181	54
Mean	4,5	9,2	7,4
Median	0,1	0,1	0,1
Standard deviation	9,9	22,4	13,6
Sample number	124	161	42

*Table 1: Statistics of the nitrate contents of the molassic aquifer*

## GEOSTATISTICAL ANALYSIS

To study the nitrate repartition, geostatistical analyses have been managed. For each year a map of nitrate concentration has been drawn with ordinary kriging method (Figure

2). A gaussian variogram model was fitted to experimental data and a local search neighbourhood within a 5000-m radius was used. On the three maps the highest nitrate concentrations are located in the eastern part of the basin and decrease toward the West.

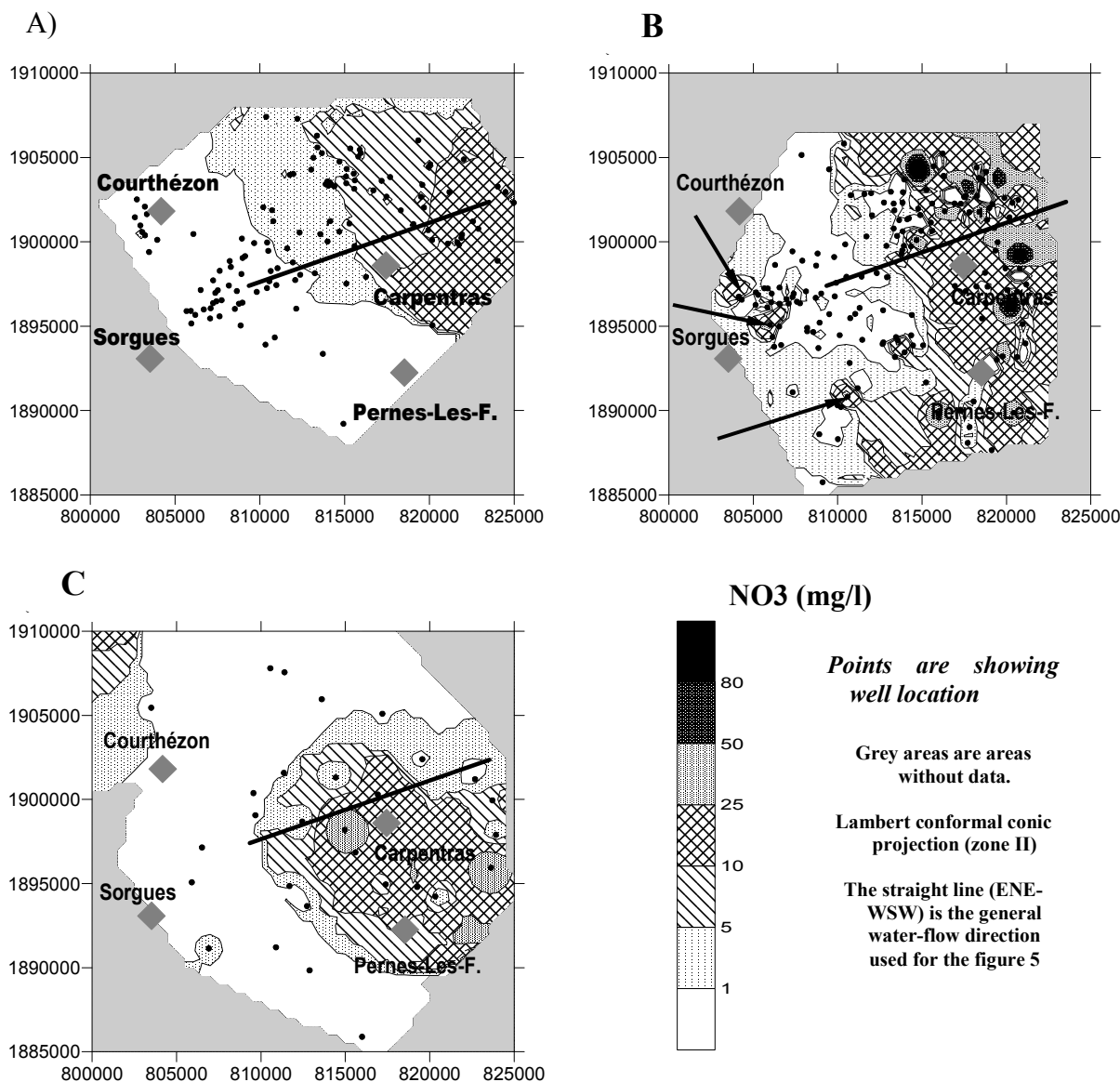


Figure 2: Spatial distribution of NO<sub>3</sub> in the three sampling surveys. A) 1985 (data from ROUDIER, 1987); B) 1996 (data from MUSSET, 1999) and C) 2004 (data from LALBAT, 2005)

In 1996 nitrate contamination is visible in the South-West. But in this area concentrations are very contrasted and change roughly over short distances. Moreover very low contents (from 0 to 5 mg.l<sup>-1</sup>) are generally measured in sampling wells. Only three samples (indicated by arrows on the Figure 3) are characterized by high values (about 30 mg.l<sup>-1</sup>) which greatly influence the interpolated values in this part of the map.

These three samples are probably not representative of the Miocene aquifer contamination but of a very local contamination or the imperfection of the used sorting criteria.

## DISCUSSION

The eastern part with the high nitrate concentrations fits the recharge zone where the infiltration is high (BERTUZZI et al., 2001). So nitrate fertilizers infiltrate easily into the aquifer.

The straight line on the maps (Figure 2) indicates the general water-flow direction from ENE to WSW. Along the line, the border between the high concentrations and the low ones can be seen as progressing from one map to another. Figure 3 shows the nitrate concentration for each survey according to the distance along the flow line.

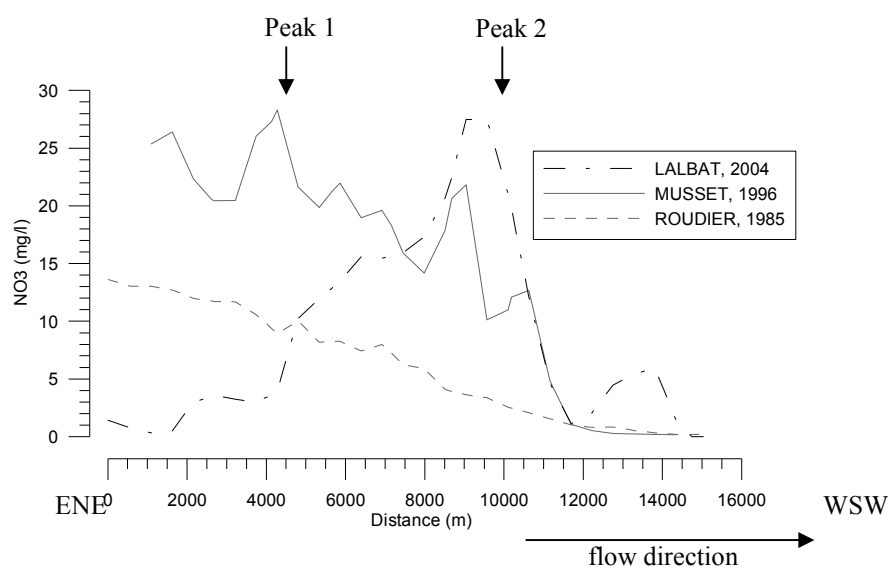


Figure 3: Nitrate concentration ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) according to the distance along the flow direction (m). The distance is counted from the recharge zone (in the eastern part) to the middle basin (westward).

From this graph it can be clearly seen that the nitrate contents increased between 1985 and 1996. In the eastern part of the basin, the maximum value goes up from less than  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  to nearly  $30 \text{ mg.l}^{-1}$  during these 11 years.

In 2004 contents observed in the East get down under  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  again. This observation is consistent with the concentration decline also observed since 1996 by agricultural authorities in shallow aquifer (CHAMBRE D'AGRICULTURE DE VAUCLUSE, 2000). Indeed the superficial aquifers in the eastern part of the basin correspond to the recharge area of the Miocene aquifer and the nitrate concentration decreasing may be due to the reducing of agricultural inputs in this part of the basin.

But the maximum peak progresses along the flow direction toward the West since 1996 (around 4000 m for peak 1) to 2004 (around 9000 m for peak 2). The apparent velocity of the nitrate spread front can be assessed about  $600 \text{ m.yr}^{-1}$  (5000 m in 8 years). According to hydraulic gradient ( $i = 7.10^{-3}$ ), mean hydraulic conductivity ( $K = 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ) and mean porosity ( $n = 2 \%$ ) water velocity is although assessed between 10 and  $100 \text{ m.yr}^{-1}$ . It is from 60 to 6 times smaller than the apparent nitrate spreading velocity.

The Miocene lithology has a weak dip westward. So aquifer levels get progressively deeper going to the middle of the basin. In the eastern part (recharge zone), sampled water wells never catch the first aquifer Miocene level since they are cased along 20 to 30 m depth. In the West of Carpentras the sampled wells catch several Miocene aquifer levels of which there are the upper Miocene levels under the Pliocene and/or Quaternary cover. So the water wells in the basin center could connect with some contaminated water levels which are present but not caught by the wells in the recharge zone. That could explain the great apparent velocity of the nitrate spread front.

To complete this work some data are being gathered in the field. Geophysics and pesticide analyses are used to point out the geometry of the recharge zone and the contamination spread front in the aquifer.

#### BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

- BERTUZZI, P. ; BELLON, S. and VANNIER, S. (2001) *Projet sur le Comtat-Venaissin pour l'environnement - Rapport d'activité 1999-2000*. INRA-Chambre d'Agriculture-Université d'Avignon. 27 pp. Avignon.
- BESSON, D. (2005) *Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays*. thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris, 348 pp. Paris.
- BOINET, N. (1996) *Structure, hydrogéologie et circulations profondes entre Ventoux, Baronnies et bordure ardéchoise. Fonctionnement des bassins sédimentaires de Valréas, Carpentras et de la vallée du Rhône*. Mémoire de DEA, Université d'Avignon, 114 pp. Avignon.
- CASAGRANDE, L. (1989) *Evolution tectonosédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône)*. Géologie de la France 3, 13-20.
- CHAMBRE D'AGRICULTURE DE VAUCLUSE (2000) *Suivi-évaluation des pratiques agricoles en matière de fertilisation azotée - campagne 1998-1999*. Chambre d'Agriculture de Vaucluse. Avignon.
- COUTURAUD, A. (1993) *Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse*. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, 160 pp. Avignon.
- DEMARCQ, G. (1970) *Etude stratigraphique du miocène rhodanien*. BRGM. Mémoire du BRGM. 257 pp. Paris.
- FAURE, G. (1982) *Etude hydrogéologique du bassin Miocène de Carpentras - Relation entre l'aquifère molassique et le substratum - exploitabilité*. Thèse de 3ème cycle, Université de Lyon I, Faculté des Sciences, 153 pp. Lyon.
- LALBAT, F. (2005) *Campagne d'échantillonnage dans le Bassin de Carpentras*. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA). note interne. Avignon.
- MUSSET, J. (1999) *Déterminisme de la distribution spatiale du nitrate dans un système d'aquifères, application à une petite région agricole méditerranéenne (Comtat Venaissin, Vaucluse, France)*. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, 96 pp. Avignon.
- ROUDIER, P. (1987) *Étude hydrogéologique et hydrochimique des nappes aquifères des bassins miocènes de Valréas, Vaison-la-Romaine, Malaucène et Carpentras (Vaucluse)*. Thèse de doctorat, Université de Lyon I, 283 pp. Lyon.



## ANNEXE 2

### A2. Distribution des conductivités hydrauliques du modèle hydrogéologique

Les conductivités hydrauliques des cellules du modèle hydrogéologique sont présentées pour chacune des sept couches sur les cartes A2-2 à A2-8. La légende commune à ces cartes est indiquée sur la figure A2-1.

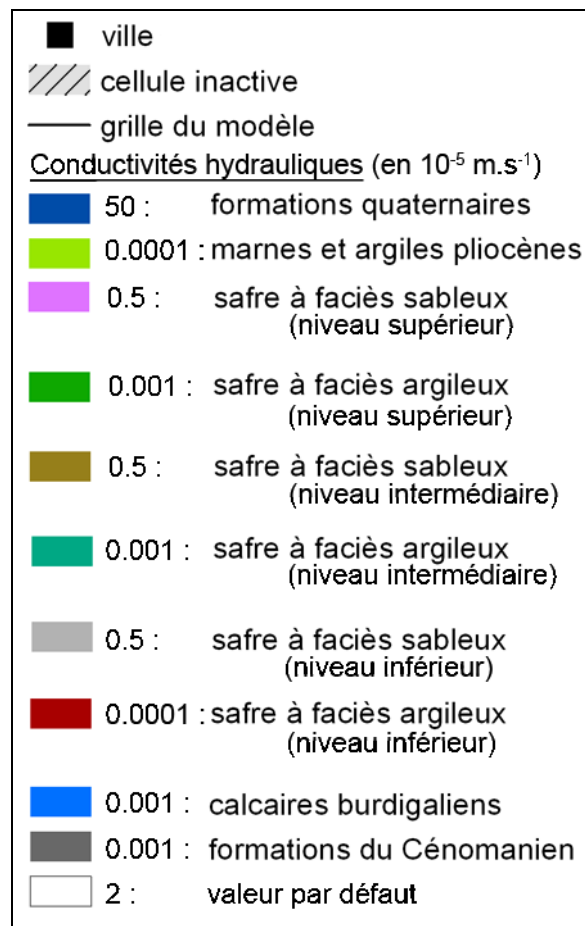


Figure A2-1. Légende des cartes des conductivités hydrauliques

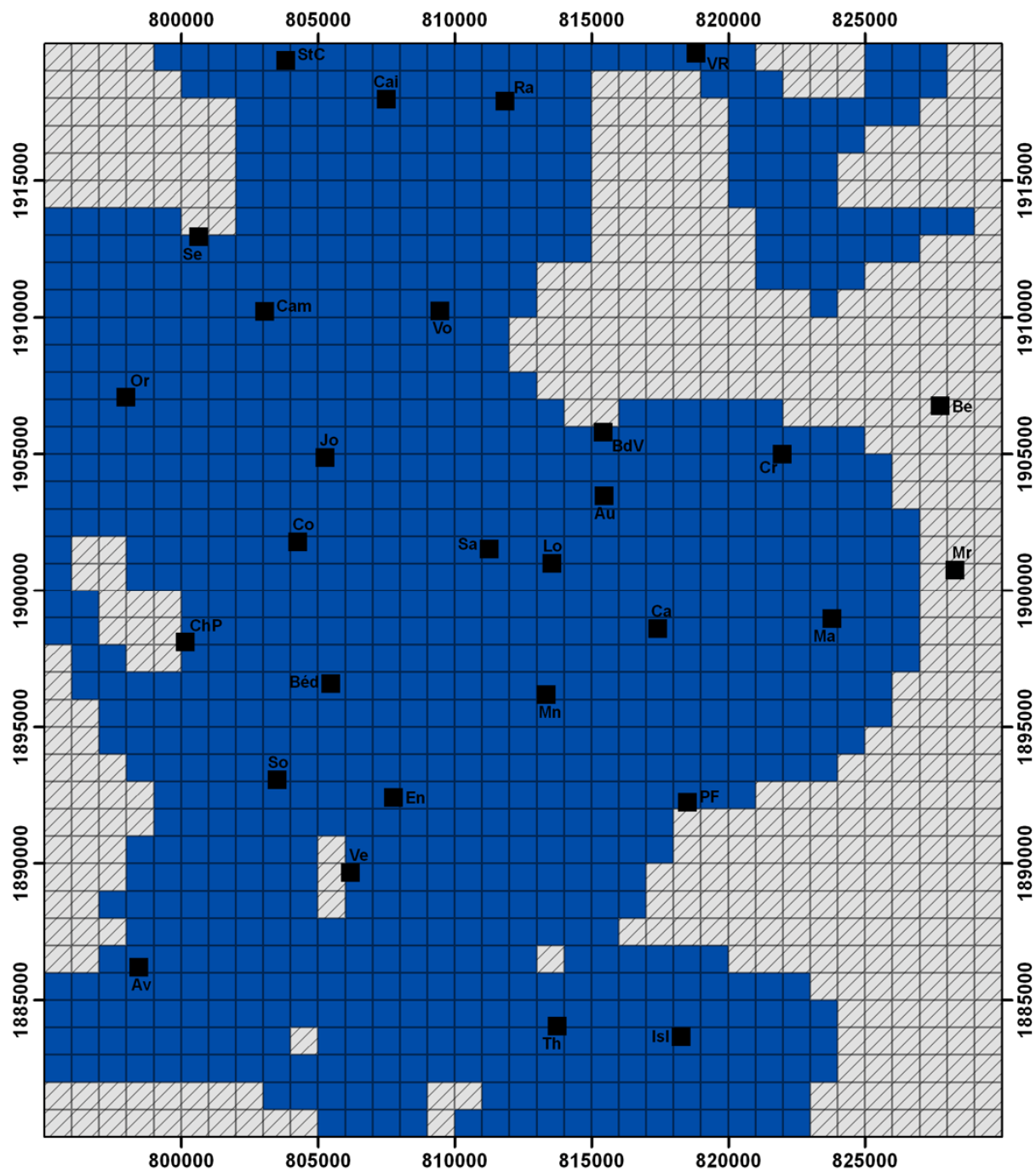


Figure A2-2. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 1

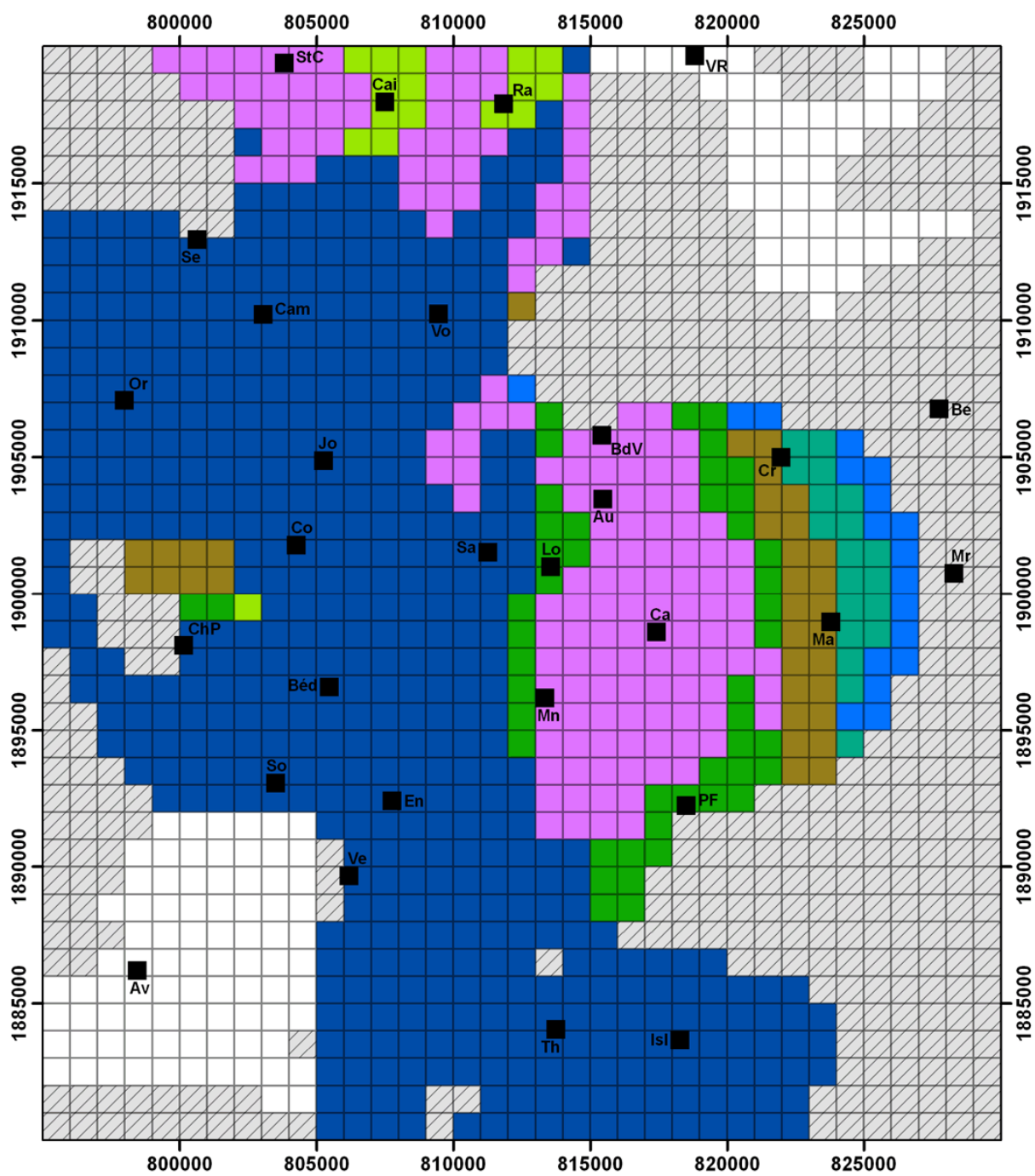


Figure A2-3. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 2



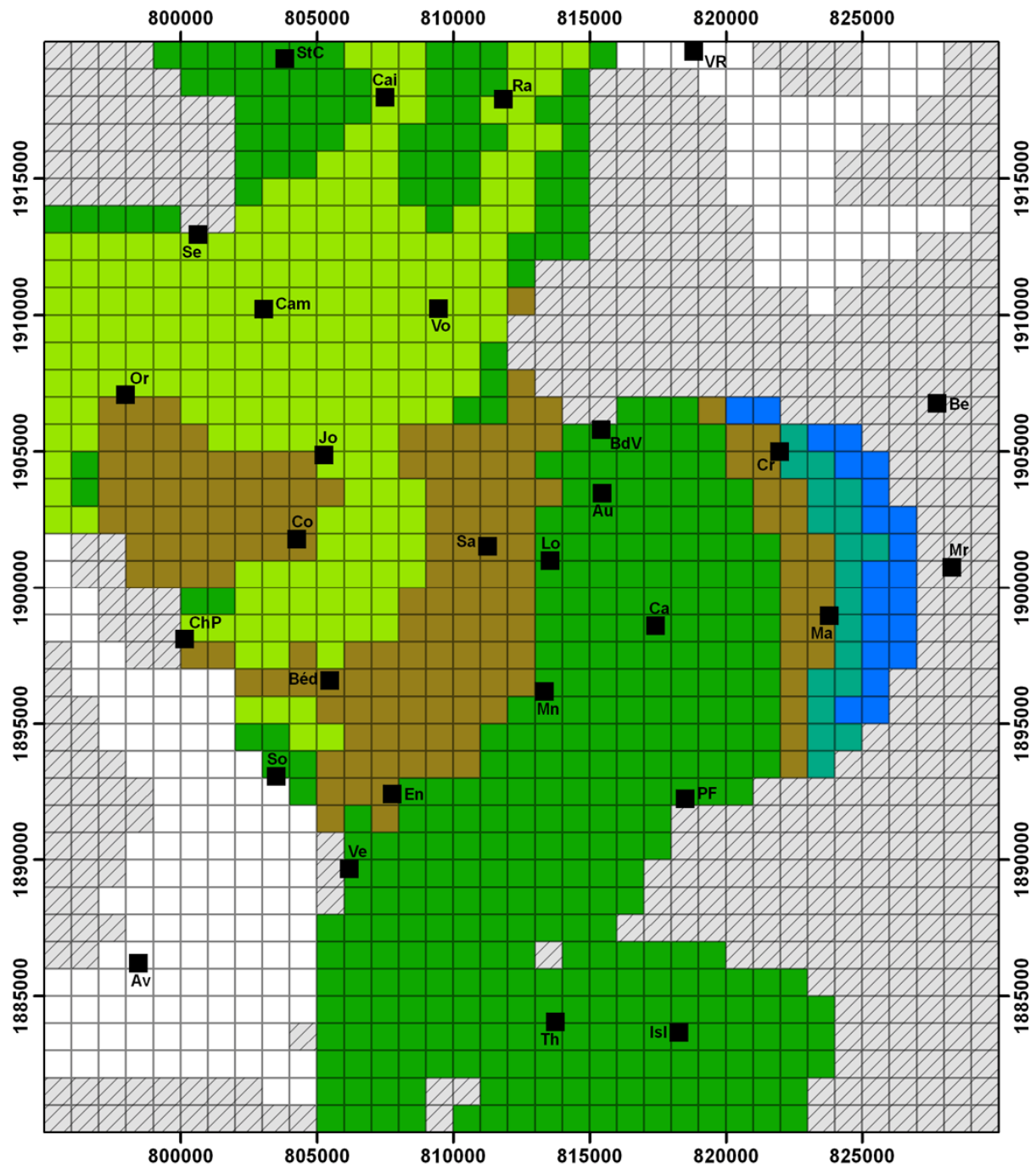


Figure A2-4. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 3

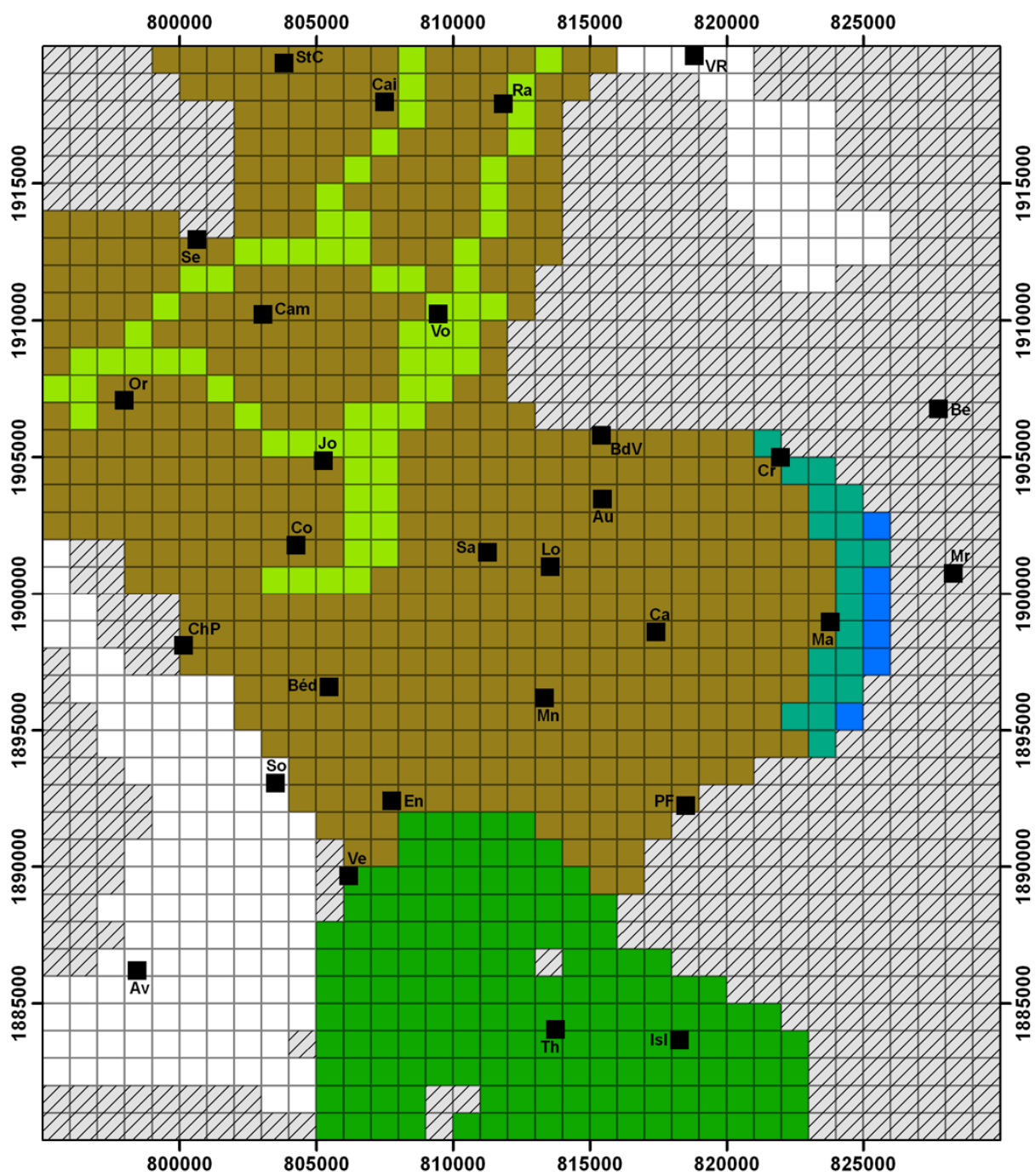


Figure A2-5. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 4

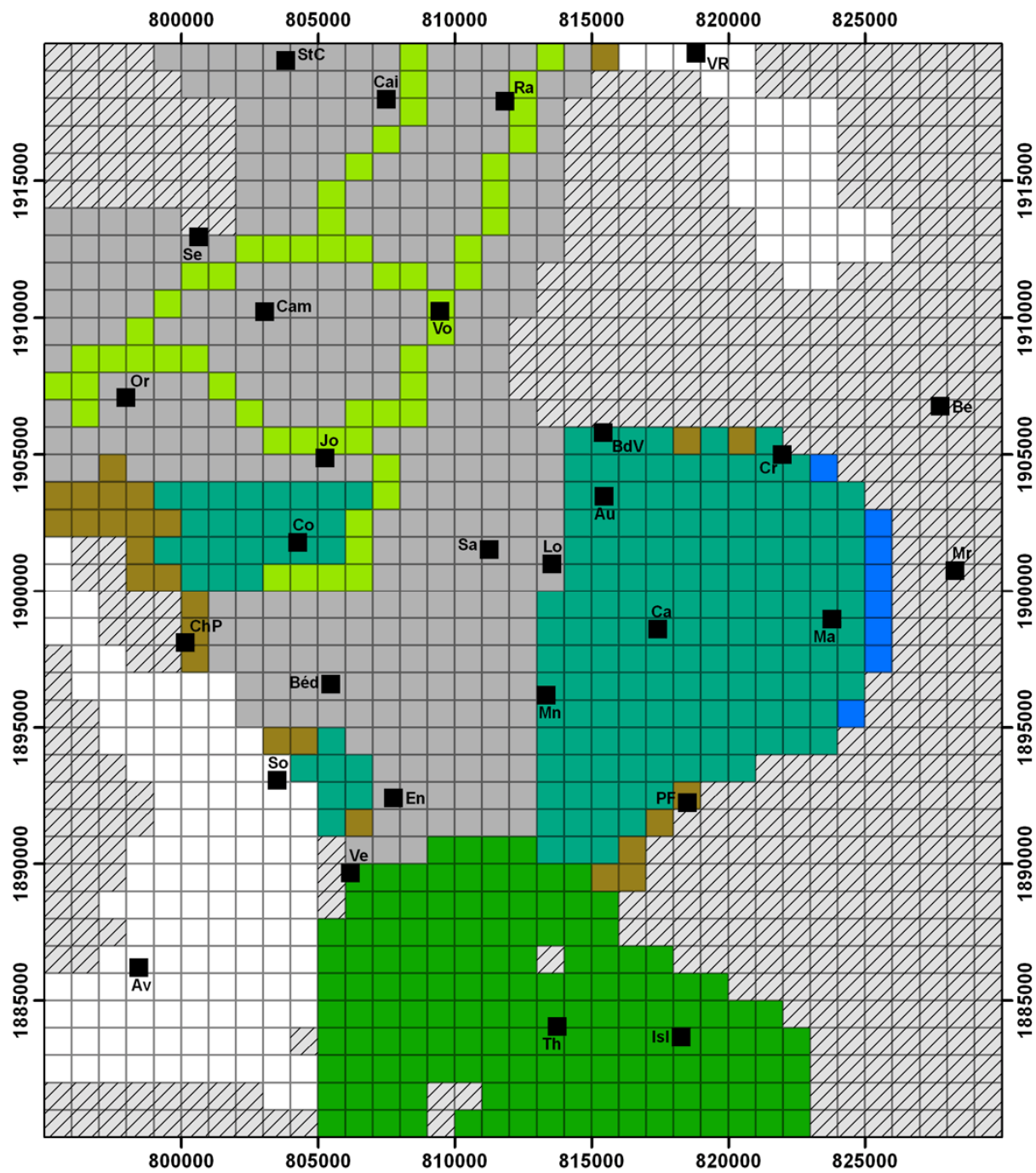


Figure A2-6. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 5

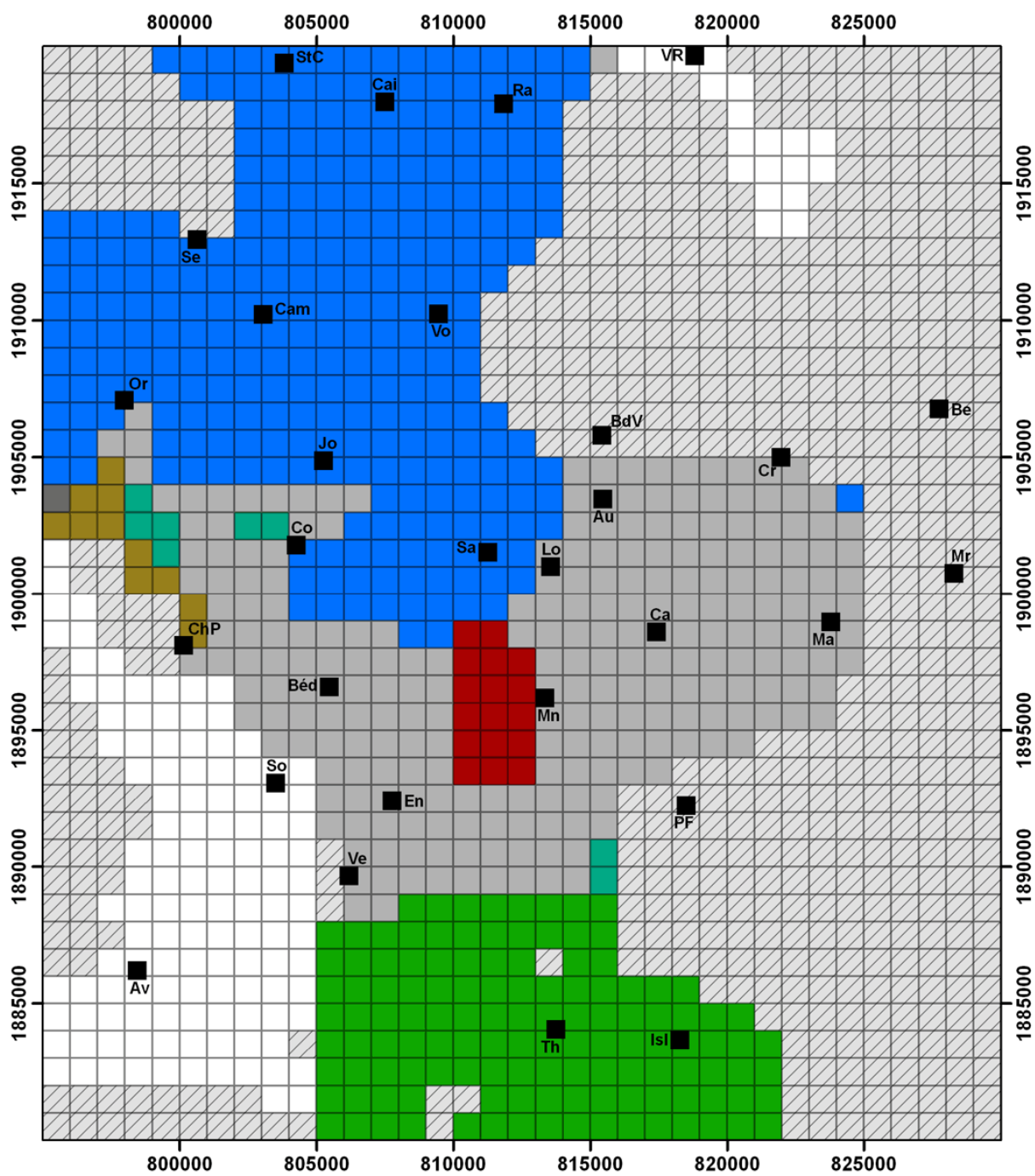


Figure A2-7. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 6

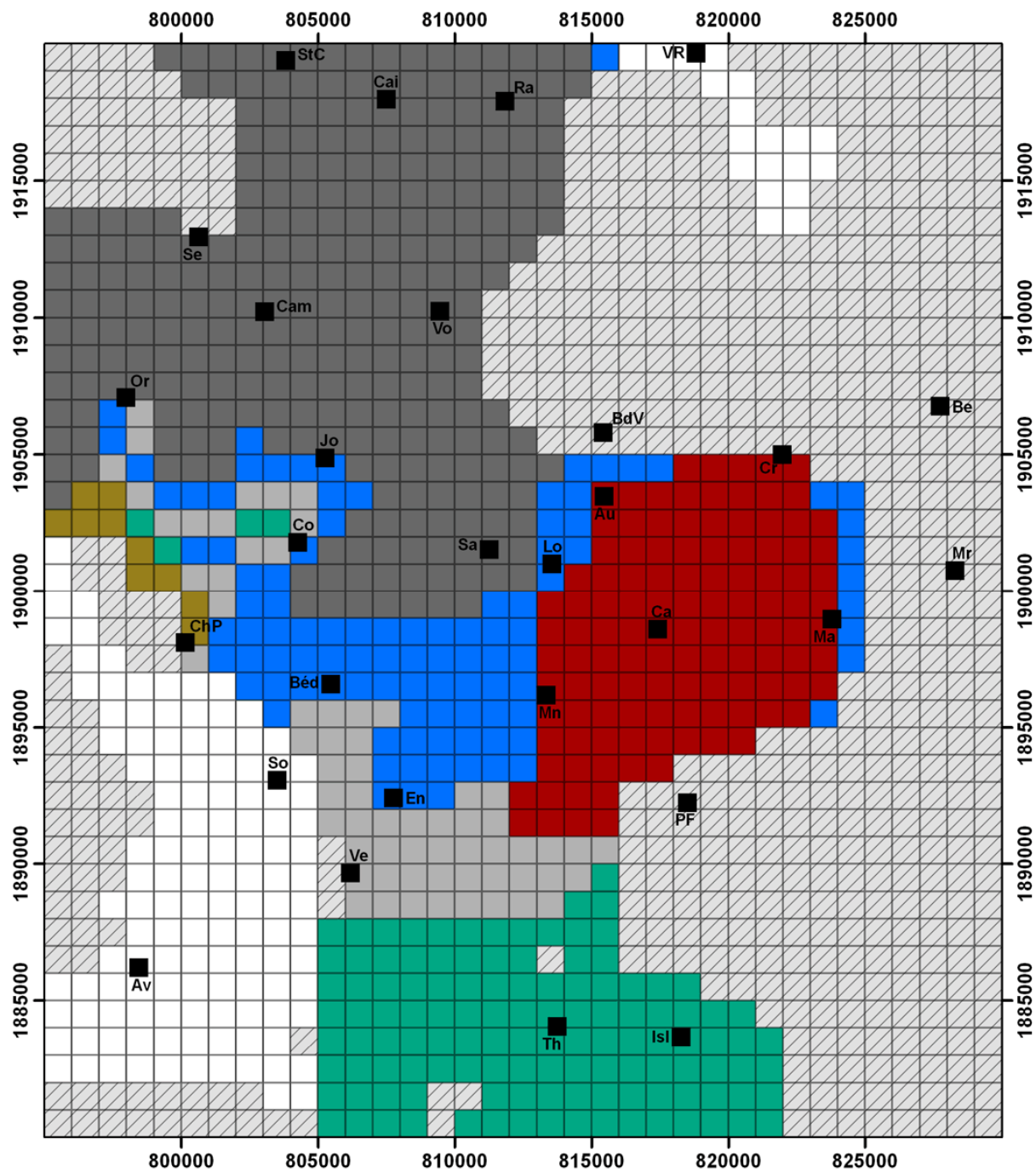


Figure A2-7. Carte des conductivités hydrauliques de la couche 7

## Liste des tableaux

<i>Tableau 1-1. Récapitulatif et correspondance des termes descriptifs de terrains miocènes rencontrés dans le bassin de Carpentras sur les cartes géologiques.</i>	27
<i>Tableau 1-2. Ouvrages atteignant les aquifères mésozoïques profonds (MONJUVENT et al., 1991a ; BOINET, 1996)</i>	31
<i>Tableau 1-3. Bilan du système aquifère karstique de Fontaine de Vaucluse (PUIG, 1987 ; BLAVOUX et al., 1992 ; COUTURAUD, 1993).</i>	31
<i>Tableau 1-4. Bilan du système aquifère des sables ocreux et sables blancs du bassin de Bédoin-Mormoiron (MALZIEU, 1987, modifié).</i>	33
<i>Tableau 2-1. Description lithologique de quelques ouvrages situés dans le secteur de la ria langhienne (BESSON, 2005) de la paléo-Nesque. La position des ouvrages est indiquée sur la figure 2-20.</i>	64
<i>Tableau 2-2. Description des terrains rencontrés par le forage de Loriol (n° BSS 09404x0003/DLO1)</i>	66
<i>Tableau 3-1. Caractéristiques principales des ouvrages du réseau de mesures piézométriques. La position des ouvrages est représentée sur la figure 3-5.</i>	90
<i>Tableau 3-2. Description synthétique des chroniques de piézométrie obtenues sur les ouvrages décrits dans le tableau 3-1 et sur la figure 3-5.</i>	91
<i>Tableau 3-3. Description sommaire des principales ondes de marée affectant les aquifères (RHOADS et ROBINSON, 1979 ; MARSAUD et al., 1993 ; LEFEVRE, 2000)</i>	114
<i>Tableau 3-4. Paramètres d'enregistrement des chroniques de piézométrie pour l'étude de l'effet barométrique</i>	120
<i>Tableau 3-5. Estimations de l'efficience barométrique et du coefficient d'emmagasinement</i>	120
<i>Tableau 4-1. Sources des données hydrochimiques.</i>	134
<i>Tableau 4-2. Statistiques descriptives des principaux paramètres et des concentrations en ions majeurs pour les différentes campagnes d'échantillonnage.</i>	147
<i>Tableau 4-3. Données isotopiques (<math>^{14}\text{C}</math>, <math>^{13}\text{C}</math> et <math>^3\text{H}</math>) 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).</i>	156
<i>Tableau 5-1. Perméabilité du modèle hydrogéologique.</i>	173
<i>Tableau 5-2. Estimation du nombre d'ouvrages et des débits moyens annuels prélevés dans l'aquifère miocène du bassin de Carpentras.</i>	177
<i>Tableau 5-3. Bilan global des flux du modèle.</i>	182
<i>Tableau 5-4. Répartition des pompages entre les couches du modèle.</i>	182
<i>Tableau 5-5. Bilan du réservoir miocène en régime permanent.</i>	183
<i>Tableau 5-6. Termes du bilan global des principaux systèmes hydrologiques et hydrogéologiques du bassin de Carpentras, les valeurs sont estimées par FAURE (1982).</i>	184



## Liste des figures

<i>Figure 1-1. Contexte géographique des bassins de Carpentras et de Valréas</i>	15
<i>Figure 1-2. Colonne stratigraphique depuis le Trias établie pour le sud-est de la France (modifiée d'après BOINET, 1996)</i>	17
<i>Figure 1-3. Limites de la transgression miocène du Burdigalien au Tortonien (RUBINO et al., 1990)</i>	20
<i>Figure 1-4. Extension de la ria pliocène de la vallée du Rhône (CLAUZON, 1982)</i>	21
<i>Figure 1-5. Écorché ante-Tertiaire du bassin de Carpentras (BOINET, 1996)</i>	23
<i>Figure 1-6. Carte géologique simplifiée du bassin de Carpentras et du sous-bassin de Bédoin-Mormoiron</i>	25
<i>Figure 1-7. Colonne lithostratigraphique du remplissage molassique du bassin de Carpentras (BESSON et al., 2005)</i>	28
<i>Figure 1-8. Coupe transversale schématique du remplissage mio-pliocène de la vallée du Rhône (CLAUZON, 1982)</i>	29
<i>Figure 1-9. Comblement pliocène du Rhône et de ses affluents dans la région d'Avignon (CLAUZON et al., 2005)</i>	30
<i>Figure 1-10. Piézométrie de l'aquifère karstique sous la couverture tertiaire du bassin de Carpentras (COUTURAUD, 1993)</i>	32
<i>Figure 1-11. Coupe schématique du bassin de Bédoin-Mormoiron (TRUC, 1982a)</i>	33
<i>Figure 2-1. Position des coupes géologiques des figures 2-2 à 2-7</i>	41
<i>Figure 2-2. Coupe géologique schématique (AA') proposée par GLINTZBOECKEL (1980).</i>	42
<i>Figure 2-3. Schéma du remplissage serravalien à proximité du horst de Loriol (modifié d'après FAURE, 1982).</i>	43
<i>Figure 2-4. Coupe (BB') proposée par ROUDIER (1987)</i>	44
<i>Figure 2-5. Coupe schématique des bassins de Carpentras et de Mormoiron (MALZIEU, 1987)</i>	45
<i>Figure 2-6. Coupes schématiques E-W du bassin par COUTURAUD (1993)</i>	46
<i>Figure 2-7. Coupe interprétative de BOINET (1996)</i>	47
<i>Figure 2-8. Représentation schématique du remplissage molassique des bassins de l'avant pays alpin (BESSON, 2005).</i>	48
<i>Figure 2-9. Reconstitution des réseaux fluviaux du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin rhodano-provençal (BESSON et al., 2005)</i>	49
<i>Figure 2-10. Coupe schématique de la bordure ouest du massif de Pernes (BESSON, 2005)</i>	50
<i>Figure 2-11. Gamme de résistivité des principaux matériaux géologiques (LOKE, 2004, modifié)</i>	52



<i>Figure 2-12. Exemple de dispositif classique à quatre électrodes : le dispositif Wenner-alpha</i>	53
<i>Figure 2-13. Progression sur le terrain des mesures de résistivités apparentes (LOKE, 2004)</i>	53
<i>Figure 2-14. Position des profils de reconnaissance par tomographie de résistivité électrique.</i>	55
<i>Figure 2-15. Profil n°1. Panneau électrique nord-ouest : Saint-Véran-Serres</i>	57
<i>Figure 2-16. Profil n°2. Panneau électrique nord : Caromb-Serres</i>	58
<i>Figure 2-17. Profil n°3. Panneau électrique est : Mazan</i>	59
<i>Figure 2-18. Comparaison entre les structures mises en évidence par la tomographie de résistivités électriques sur la bordure nord du bassin (Figure 2-15) et le schéma de remplissage (Figure 2-8) proposé par BESSON (2005)</i>	61
<i>Figure 2-19. Position des ouvrages de plus de 50 m de profondeur, répertoriés dans la base de données</i>	63
<i>Figure 2-20. Ouvrages de plus de 50 m situés dans ou à proximité du secteur de la ria langhienne de la paléo-Nesque</i>	64
<i>Figure 2-21. Nature des sédiments mio-pliocènes au toit de la série dans le bassin de Carpentras et les plaines d'Orange</i>	65
<i>Figure 2-22. Données utilisées pour l'interpolation du mur du Miocène</i>	67
<i>Figure 2-23. Isohypses du mur miocène supposé, obtenues par interpolation</i>	68
<i>Figure 2-24. Variogramme omnidirectionnel des cotes reconnues par géophysique du toit des calcaires urgoniens</i>	69
<i>Figure 2-25. Limites connues de la surface d'érosion anté-pliocène et principales limites d'affleurement des formations géologiques.</i>	71
<i>Figure 2-26. Emplacement des coupes géologiques</i>	73
<i>Figure 2-27. Coupe géologique schématique n°1, de Cairanne au Thor.</i>	74
<i>Figure 2-28. Coupe géologique n°2, de Vedène à Caromb</i>	75
<i>Figure 2-29. Coupe géologique n°3, de Courthézon à Mazan</i>	75
<i>Figure 3-1. Carte piézométrique de l'aquifère molassique du bassin de Carpentras établie pour l'hiver 1981 (FAURE, 1982, modifié)</i>	79
<i>Figure 3-2. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de celle de l'aquifère karstique du Crétacé inférieur (COUTURAUD, 1993)</i>	82
<i>Figure 3-3. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de la carte des faciès du niveau supérieur des safres (Figure 2-21)</i>	83
<i>Figure 3-4. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène et du réseau hydrographique</i>	85
<i>Figure 3-5. Position des ouvrages du réseau piézométrique</i>	87

<i>Figure 3-6. Ensemble des chroniques piézométriques obtenues entre novembre 2003 et août 2005 sur l'ensemble des ouvrages de suivi</i>	93
<i>Figure 3-7. Chronique de la profondeur du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Monteux (source des données : BRGM)</i>	94
<i>Figure 3-8. Composante saisonnière moyenne de la chronique de la profondeur du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Monteux</i>	96
<i>Figure 3-9. Profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux corrigée des variations saisonnières et pluie efficace mensuelle calculée pour la station de Carpentras-La Tapy.</i>	97
<i>Figure 3-10. Profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux corrigée des variations saisonnières (et sa moyenne mobile sur 365 j) et pluie efficace annuelle calculée pour la station de Carpentras-La Tapy.</i>	98
<i>Figure 3-11. Série corrigée des variations saisonnières de profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux et cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant (calculée pour Carpentras-la Tapy).</i>	99
<i>Figure 3-12. Comparaison de la carte piézométrique de l'hiver 1981 (FAURE, 1982) et de celle obtenue à partir du suivi piézométrique effectué entre l'automne 2003 et l'été 2005</i>	102
<i>Figure 3-13. Cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courants (calculée pour Carpentras-la Tapy) comparé à la moyenne mobile sur 365 j de la série corrigée des variations saisonnières de la profondeur du niveau de l'eau (enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux) et à la moyenne mobile sur 365 j des débits journaliers de Fontaine-de-Vaucluse.</i>	104
<i>Figure 3-14. Quelques valeurs de la transmissivité de l'aquifère miocène</i>	106
<i>Figure 3-15. Quelques valeurs de la perméabilité de l'aquifère miocène</i>	107
<i>Figure 3-16. Quelques valeurs du coefficient d'emménagement de l'aquifère miocène.</i>	109
<i>Figure 3-17. Chroniques de la piézométrie (ligne pointillée et axe de droite) et de la barométrie (ligne continue et axe de gauche) enregistrées au forage F393 d'Orange</i>	117
<i>Figure 3-18. Chroniques de la piézométrie (ligne pointillée et axe de droite) et de la barométrie (ligne continue et axe de gauche) enregistrées au forage F393 d'Orange lissées par une moyenne mobile sur 24 heures</i>	118
<i>Figure 3-19. Régression linéaire entre <math>\tilde{B}</math> et <math>\tilde{W}</math> au forage F393 d'Orange. Calcul de <math>B_{E,L}</math>.</i>	119
<i>Figure 3-20. Régression linéaire entre <math>\Delta\tilde{B}</math> et <math>\Delta\tilde{W}</math> au forage F393 d'Orange. Calcul de <math>B_{E,S}</math></i>	119
<i>Figure 3-21. Chroniques de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F1607 de Travaillan</i>	122
<i>Figure 3-22 Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F1607 de Travaillan</i>	122

Figure 3-23. Site de Travaillan : régression linéaire entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$ . Calcul de $B_{E,S}$	123
Figure 3-24. Site de Travaillan : régression linéaire entre $\tilde{B}$ et $\tilde{W}$ . Calcul de $B_{E,L}$	123
Figure 3-25. Chroniques de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F796 de Monteux	124
Figure 3-26. Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F796 de Monteux	124
Figure 3-27. Site de Monteux : régression linéaire entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$ . Calcul de $B_{E,S}$	125
Figure 3-28. Site de Monteux : régression linéaire entre $\tilde{B}$ et $\tilde{W}$ . Calcul de $B_{E,L}$	125
Figure 3-29. Chroniques de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F1711 de Carpentras	126
Figure 3-30. Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie ( $W$ ) et de la barométrie ( $B$ ) enregistrées au forage F1711 de Carpentras	126
Figure 3-31. Site de Carpentras : régression linéaire entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$ . Calcul de $B_{E,S}$	127
Figure 3-32. Site de Carpentras : régression linéaire entre $\tilde{B}$ et $\tilde{W}$ . Calcul de $B_{E,L}$	127
Figure 4-1. Position des ouvrages échantillonnés lors de la campagne de 1985	135
Figure 4-2. Corrélacion entre la somme des cations et la somme des anions pour les échantillons sélectionnés de la campagne de 1996.	136
Figure 4-3. Corrélacion entre conductivité électrique mesurée et conductivité électrique calculée pour les échantillons sélectionnés de la campagne de 1996.	136
Figure 4-4. Position des ouvrages échantillonnés lors de la campagne de 1996 (MUSSET, 1999)	137
Figure 4-5. Position des ouvrages échantillonnés lors des campagnes de 2004 et 2005.	139
Figure 4-6. Corrélacion entre la somme des cations et la somme des anions pour les échantillons des campagnes de 2004 et 2005.	140
Figure 4-7. Corrélacion entre conductivité électrique mesurée et conductivité électrique calculée pour les échantillons des campagnes de 2004 et 2005.	140
Figure 4-8. Diagramme de Piper de la campagne de 1985	141
Figure 4-9. Diagramme de Piper de la campagne de 1996	141
Figure 4-10. Diagramme de Piper des campagnes de 2004 et 2005.	141
Figure 4-11. Évolution type des eaux de l'aquifère miocène	141
Figure 4-12. Indice de saturation de la calcite en fonction de la conductivité électrique.	144
Figure 4-13. Indice de saturation de la dolomite en fonction de la conductivité électrique.	144
Figure 4-14. Indice de saturation du gypse en fonction de la conductivité électrique.	144

<i>Figure 4-15. Évolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de la concentration en calcium.</i>	144
<i>Figure 4-16. Évolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de celui de la dolomite.</i>	145
<i>Figure 4-17. Évolution de <math>SO_4^{2-}</math> en fonction de <math>Mg^{2+}</math></i>	145
<i>Figure 4-18. Évolution de <math>Mg^{2+}</math> en fonction de <math>Ca^{2+}</math>.</i>	145
<i>Figure 4-19. Évolution de <math>(Na^+ + K^+)</math> en fonction de <math>(Ca^{2+} + Mg^{2+})</math>.</i>	145
<i>Figure 4-20. Évolution de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite en fonction du pH.</i>	148
<i>Figure 4-21. Évolution de l'indice de saturation vis-à-vis de la dolomite en fonction du pH.</i>	148
<i>Figure 4-22. Évolution de la concentration en <math>HCO_3^-</math> en fonction du pH.</i>	149
<i>Figure 4-23. Concentrations en <math>SO_4^{2-}</math> en fonction de celles en <math>NO_3^-</math>.</i>	151
<i>Figure 4-24. Concentrations en <math>Cl^-</math> en fonction de celles en <math>NO_3^-</math>.</i>	152
<i>Figure 4-25. Concentrations en <math>Cl^-</math> en fonction de celles en <math>Na^+</math>.</i>	152
<i>Figure 4-26. Position des échantillons contenant des concentrations en chlorure supérieures à <math>100\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}</math>.</i>	153
<i>Figure 4-27. Activité en <math>^{14}\text{C}</math> du CMTD des eaux de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras.</i>	157
<i>Figure 4-28. Superposition des courbes d'iso-activité en <math>^{14}\text{C}</math> et des isopièzes de l'aquifère miocène.</i>	158
<i>Figure 4-29. Schéma de fonctionnement d'un système aquifère (modifié d'après TÔTH, 1995 in DE LA VAISSIÈRE, 2006).</i>	159
<i>Figure 4-30. Corrélation de l'indice de temps de séjour <math>i</math> et de l'activité en <math>^{14}\text{C}</math>.</i>	161
<i>Figure 4-31. Carte des iso-valeurs de l'indice de temps de séjour <math>i</math>.</i>	162
<i>Figure 4-32. Corrélation entre l'indice de temps de séjour <math>i</math> et le rapport <math>Mg^{2+}/Ca^{2+}</math>.</i>	163
<i>Figure 4-33. Évolution de l'indice de temps de séjour <math>i</math> en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées semi-logarithmiques).</i>	164
<i>Figure 4-34. Évolution de <math>1/i</math> (marqueur d'eaux récentes) en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées semi-logarithmiques).</i>	164
<i>Figure 4-35. Position de la bordure prise comme origine des distances et situation des points échantillonnés (campagnes de 1985, 1996 et 2004-2005).</i>	164
<i>Figure 4-36. Évolution de la concentration en nitrate en fonction de l'indice de temps de séjour <math>i</math> (coordonnées logarithmiques).</i>	164
<i>Figure 4-37. Évolution de la concentration en nitrate en fonction de la distance à la bordure est.</i>	166
<i>Figure 4-38. Évolution de <math>1/i</math> en fonction de la distance à la bordure est (coordonnées linéaires).</i>	166

<i>Figure 4-39. Comparaison de la distribution des fortes concentrations en nitrate et de la lithologie (coupe n°3, figure 2–29).</i>	166
<i>Figure 5-1. Extension et discrétisation du domaine modélisé.</i>	172
<i>Figure 5-2. Comparaison de la piézométrie mesurée et la piézométrie calculée dans la couche 4.</i>	179
<i>Figure 5-3. Niveau piézométrique de la couche 4 par rapport au sol.</i>	180
<i>Figure 5-4. Lignes de courant simulées dans une section de l'aquifère.</i>	181
<i>Figure 5-5. Rabattement induit par les pompages dans la couche 4.</i>	186
<i>Figure 5-6. Comparaison de l'intensité de l'artésianisme de la couche 4 (A) avec et (B) sans pompage.</i>	187
<i>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.</i>	188

# Table des matières

<i>Apprentissage (avant-propos)</i>	<i>iii</i>
<i>Remerciements</i>	<i>v</i>
<i>Sommaire</i>	<i>ix</i>
<i>Introduction</i>	<i>11</i>
<b>1. Cadre de l'étude</b>	<b>13</b>
<b>1.1. Situation géographique</b>	<b>14</b>
<b>1.2. Évolution géologique régionale depuis le Trias</b>	<b>16</b>
<b>1.3. Contexte géologique local</b>	<b>22</b>
1.3.1. Tectonique	22
1.3.2. Lithostratigraphie du Tertiaire du bassin de Carpentras	24
<b>1.4. Hydrogéologie générale du bassin de Carpentras</b>	<b>30</b>
1.4.1. Niveaux fissurés du Jurassique	30
1.4.2. Aquifère karstique du Crétacé inférieur	31
1.4.3. Aquifère de l'Albo-Cénomanién	33
1.4.4. Aquifère du Turonien	34
1.4.5. Aquifères de l'Eocène-Oligocène	34
1.4.6. Aquifères du Miocène	35
1.4.7. Aquifères alluviaux	35
<b>1.5. Contexte et objectifs de la présente étude</b>	<b>35</b>
1.5.1. Évolution de l'exploitation de l'aquifère molassique du Miocène	35
1.5.2. Objectifs de l'étude	36
<b>2. Géométrie et remplissage du réservoir aquifère</b>	<b>37</b>
<b>2.1. Introduction</b>	<b>38</b>
2.1.1. Lithologie du Miocène	38
2.1.2. Données disponibles	38
<b>2.2. Deux schémas géologiques</b>	<b>40</b>
2.2.1. La vision classique	40
2.2.2. La vision actuelle de la stratigraphie séquentielle	48
2.2.3. En résumé	50
<b>2.3. Étude de la bordure est par tomographie de résistivité électrique</b>	<b>51</b>
2.3.1. Objectifs	51
2.3.2. Principe de la tomographie de résistivité électrique	52

2.3.3. Méthode utilisée et matériel	54
2.3.4. Résultats	55
2.3.5. Apports de la tomographie électrique	62
<b>2.4. Schéma de remplissage de l'ensemble du bassin</b>	<b>62</b>
2.4.1. Étude de l'ensemble des forages	62
2.4.2. Modèle lithologique schématique	66
<b>2.5. Conclusion</b>	<b>76</b>
<hr/>	
<b>3. Piézométrie et hydrodynamique</b>	<b>77</b>
<b>3.1. Précision des mesures piézométriques et des courbes isopièzes</b>	<b>78</b>
<b>3.2. Piézométrie générale de l'aquifère molassique</b>	<b>78</b>
<b>3.3. Relations avec les autres aquifères</b>	<b>80</b>
3.3.1. Aquifères du Crétacé supérieur et de l'Oligocène	80
3.3.2. Cas du karst urgonien sous-jacent	81
3.3.3. Les aquifères quaternaires	84
<b>3.4. Suivis piézométriques</b>	<b>86</b>
3.4.1. Réseau de mesure	86
3.4.2. Chroniques de mesures	88
3.4.3. Comparaison avec des données de piézométrie issues de la littérature	100
3.4.4. Apports du suivi de la piézométrie au cours du temps	103
<b>3.5. Paramètres hydrodynamiques</b>	<b>105</b>
<b>3.6. Étude de l'effet barométrique et des marées terrestres sur la piézométrie</b>	<b>110</b>
3.6.1. L'effet barométrique	110
3.6.2. L'effet de marée terrestre	113
3.6.3. Intérêt de $B_E$	114
3.6.4. Méthode de détermination de $B_E$	115
3.6.5. Application aux enregistrements de piézométrie et de barométrie sur le bassin de Carpentras	116
<b>3.7. Conclusion à l'étude des paramètres hydrodynamiques et de la piézométrie</b>	<b>130</b>
<hr/>	
<b>4. Hydrochimie</b>	<b>133</b>
<b>4.1. Hydrochimie des ions majeurs</b>	<b>134</b>
4.1.1. Origine et validation des données hydrochimiques	134
4.1.2. Faciès et évolution chimiques des eaux dans l'aquifère	140
4.1.3. Statistiques des concentrations des ions majeurs entre 1985 et 2005	146
<b>4.2. Temps de séjour des eaux</b>	<b>154</b>
4.2.1. Principe et méthodes de datation des eaux par le carbone-14	154
4.2.2. Activités en $^{14}\text{C}$ dans l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras	155
4.2.3. Choix d'un autre indicateur de temps de séjour	160
<b>4.3. Évolution spatio-temporelle</b>	<b>163</b>

<b>4.4. Apports de l'étude hydrochimique dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène</b>	<b>167</b>
<b>5. Modélisation hydrodynamique de l'aquifère miocène du bassin de Carpentras</b>	<b>169</b>
<b>5.1. Rappels des principaux résultats des chapitres précédents</b>	<b>170</b>
<b>5.2. Description du modèle</b>	<b>170</b>
5.2.1. Choix du modèle de résolution numérique	170
5.2.2. Discrétisation et limites spatiales (maillage)	171
5.2.3. Distribution des conductivités hydrauliques ( $K$ )	173
5.2.4. Conditions aux limites	174
<b>5.3. Résultats</b>	<b>178</b>
5.3.1. Piézométrie et écoulements	178
5.3.2. Bilan	182
5.3.3. Influence de l'exploitation	185
5.3.4. Temps de séjour	187
<b>5.4. Discussion et conclusion</b>	<b>189</b>
 <i>Conclusion générale</i>	 <b>191</b>
 <i>Bibliographie</i>	 <b>195</b>
 <i>ANNEXE 1. Nitrate spread front evolution during 20 years in a deep molassic aquifer in south-eastern France</i>	 <b>205</b>
 <i>ANNEXE2. Distribution des conductivités hydrauliques du modèle hydrogéologique</i>	 <b>213</b>
 <i>Liste des tableaux</i>	 <b>221</b>
 <i>Liste des figures</i>	 <b>223</b>
 <i>Table des matières</i>	 <b>229</b>







## **Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France)**

### **Résumé**

Le bassin molassique de Carpentras est constitué de formations miocènes sablo-argileuses présentant de nombreuses variations de faciès. Il renferme un réservoir aquifère complexe aux caractéristiques hydrodynamiques intrinsèques médiocres (perméabilité comprise entre  $10^{-4}$  et  $10^{-7}$  m.s<sup>-1</sup>) mais dont la puissance est importante (jusqu'à 600 m d'épaisseur). A cette grande capacité, s'ajoutent l'excellente qualité chimique de l'eau (naturellement potable) et d'importants phénomènes d'artésianisme. L'exploitation facile et bon marché de cet aquifère a induit une multiplication anarchique des forages depuis les années 1960. On compte des milliers d'ouvrages sur 600 km<sup>2</sup>. Dans un contexte de rationalisation des usages de l'eau, il est apparu nécessaire de faire un état des connaissances et d'actualiser celles-ci.

Ce travail aborde la géologie, l'hydrodynamique et l'hydrochimie du bassin. Chaque élément fait l'objet d'une revue bibliographique critique et est approfondi par l'acquisition et l'analyse de données nouvelles. L'étude géophysique des bordures du bassin par tomographie de résistivité électrique permet de proposer un schéma de l'organisation des corps sédimentaires que les corrélations lithologiques entre forages ne permettraient pas d'établir. Le suivi mensuel du niveau de l'eau dans 51 ouvrages pendant 20 mois révèle l'influence très nette de l'activité des pompages avec une amplitude des variations saisonnières pouvant atteindre 10 m au centre du bassin. Enfin deux campagnes de prélèvements et d'analyse des ions caractéristiques des eaux du bassin (100 échantillons) ont été menées en 2004 et 2005. La comparaison des résultats avec ceux obtenus lors de campagnes menées en 1985 et 1996 permet une approche spatio-temporelle des concentrations (évolution de la contamination nitrée, temps de séjour).

Cet ensemble de données aboutit à un modèle hydrogéologique simple mais complet. La modélisation est alors utilisée comme un outil de synthèse des informations et des hypothèses de fonctionnement. Elle permet ainsi une visualisation générale du fonctionnement de l'aquifère et met en évidence les éléments qui nécessiteraient des investigations supplémentaires pour améliorer la compréhension.

### **Mots clés**

aquifère profond, aquifère multicouche, bassin molassique, tomographie de résistivité électrique, piézométrie, effet barométrique, nitrate, temps de séjour, modélisation hydrogéologique

## **Hydrodynamic survey of the Miocene aquifer of Carpentras basin (Vaucluse, South-eastern France)**

### **Abstract**

The molassic basin of Carpentras (Vaucluse, South-eastern France) is filled with sandy-clayey miocene deposits organised in successive sequences of various facies. So it constitutes a complex aquifer. The hydrodynamic parameters of this aquifer are not particularly high (hydraulic conductivities between  $10^{-4}$  and  $10^{-7}$  m.s<sup>-1</sup>) but its thickness reaches 600 m. The chemical quality of water is excellent and important artesianism phenomena are observed. The easy cheap exploitation of the aquifer has caused the increasing of the drilling number since the 1960's. It is about thousands overall a 600 km<sup>2</sup> area. The need to rationalise the use of water has driven to compile and actualise all the existing data.

The purpose of this study is to have an improved knowledge about the geology, the hydrodynamic and the hydrochemistry of the basin. A bibliographical critical review focuses on each topic. Then it is completed by the acquisition and the analysis of new data. The geophysical study of the basin edges is conducted with electrical resistivity tomography. Thus a pattern of the deposit organisation can be proposed whereas the lithologic correlations between drillings have seemed hard to be interpreted. The water level has been monitored monthly in 51 boreholes during 20 months. These data shows in particular that the pumping activity induces great seasonal variations (almost 10 m in the basin centre). In 2004 and 2005, hundred water drillings have been sampled. The results of the characteristic ions analysis have upgraded a database which contains the results of two previous sampling campaigns led in 1985 and in 1996. With the data, we propose a spatial temporal approach, particularly for the nitrate contamination evolution and residence time.

This survey allows us to build a simple but complete hydrogeological model. The modelling is used as a tool to synthesise the data and the functioning hypothesis. It gives a visualisation mean and can put in evidence the aspects which should be deepened in next works.

### **Keywords**

deep aquifer, multilayered aquifer, molassic basin, electric resistivity tomography, piezometry, barometric effect, nitrate contamination, residence time, hydrogeological modelling