

*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*

## Évolution géologique régionale depuis le Trias

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, Montoux, 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).

## 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).

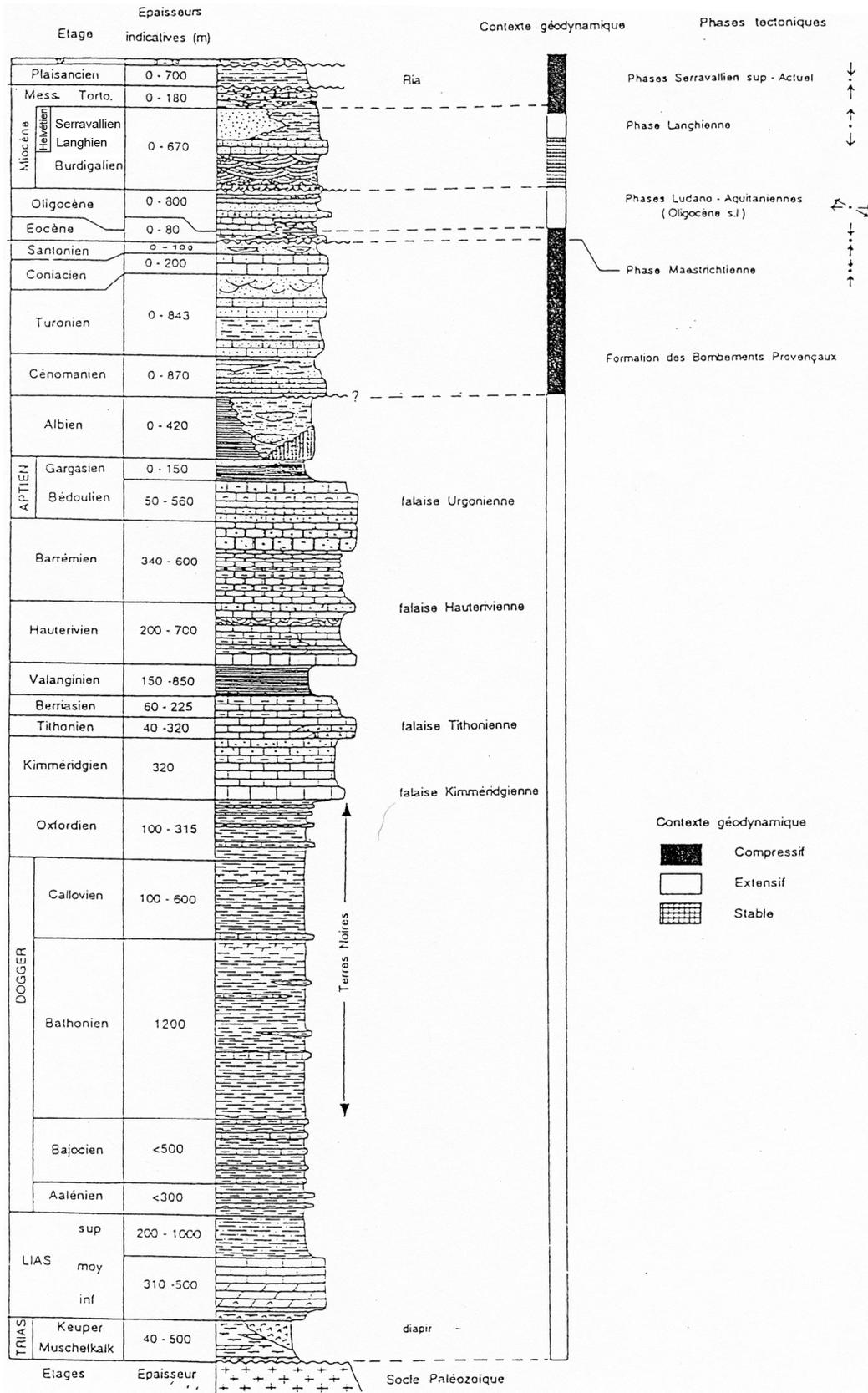


Figure 1-2. Colonne stratigraphique depuis le Trias établie pour le sud-est de la France (modifiée d'après BOINET, 1996)

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).

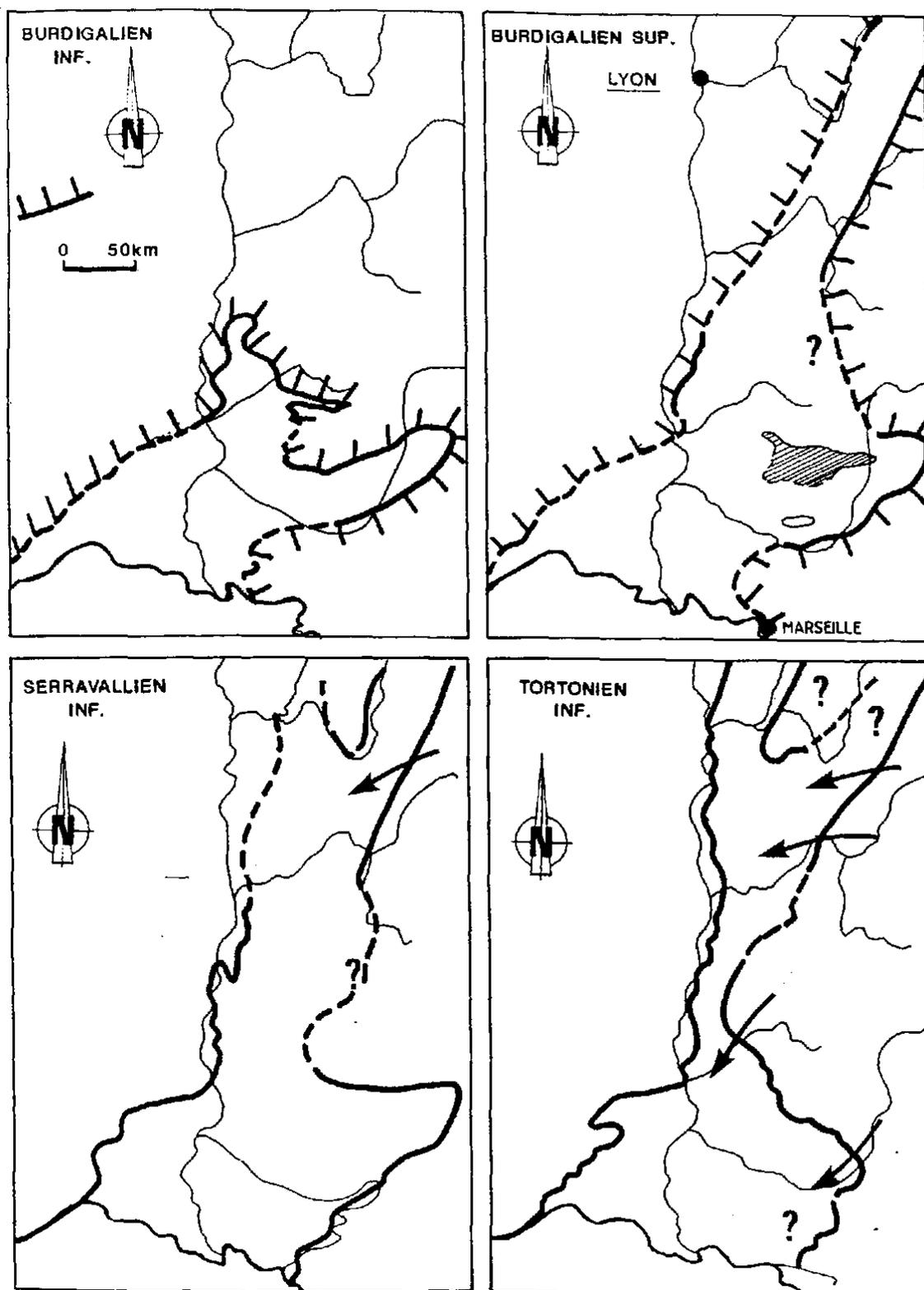


Figure 1-3. Limites de la transgression miocène du Burdigalien au Tortonien (RUBINO et al., 1990)

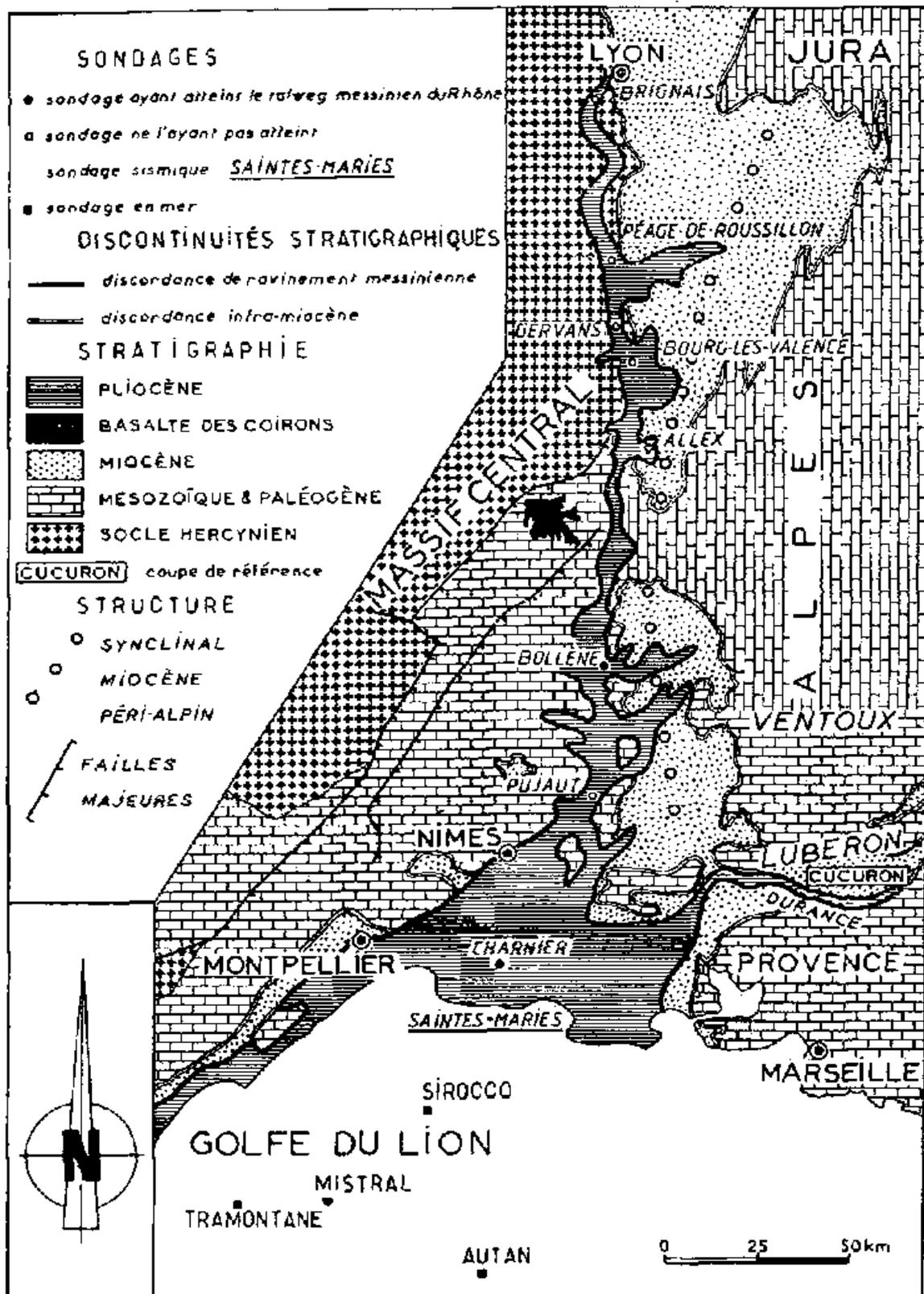


Figure 1-4. Extension de la ria pliocène de la vallée du Rhône (CLAUZON, 1982)

Au Tortonien, la mer entame une régression lente mais uniforme (DEMARCO *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 (BALLELIO, 1972 ; BALLELIO *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).

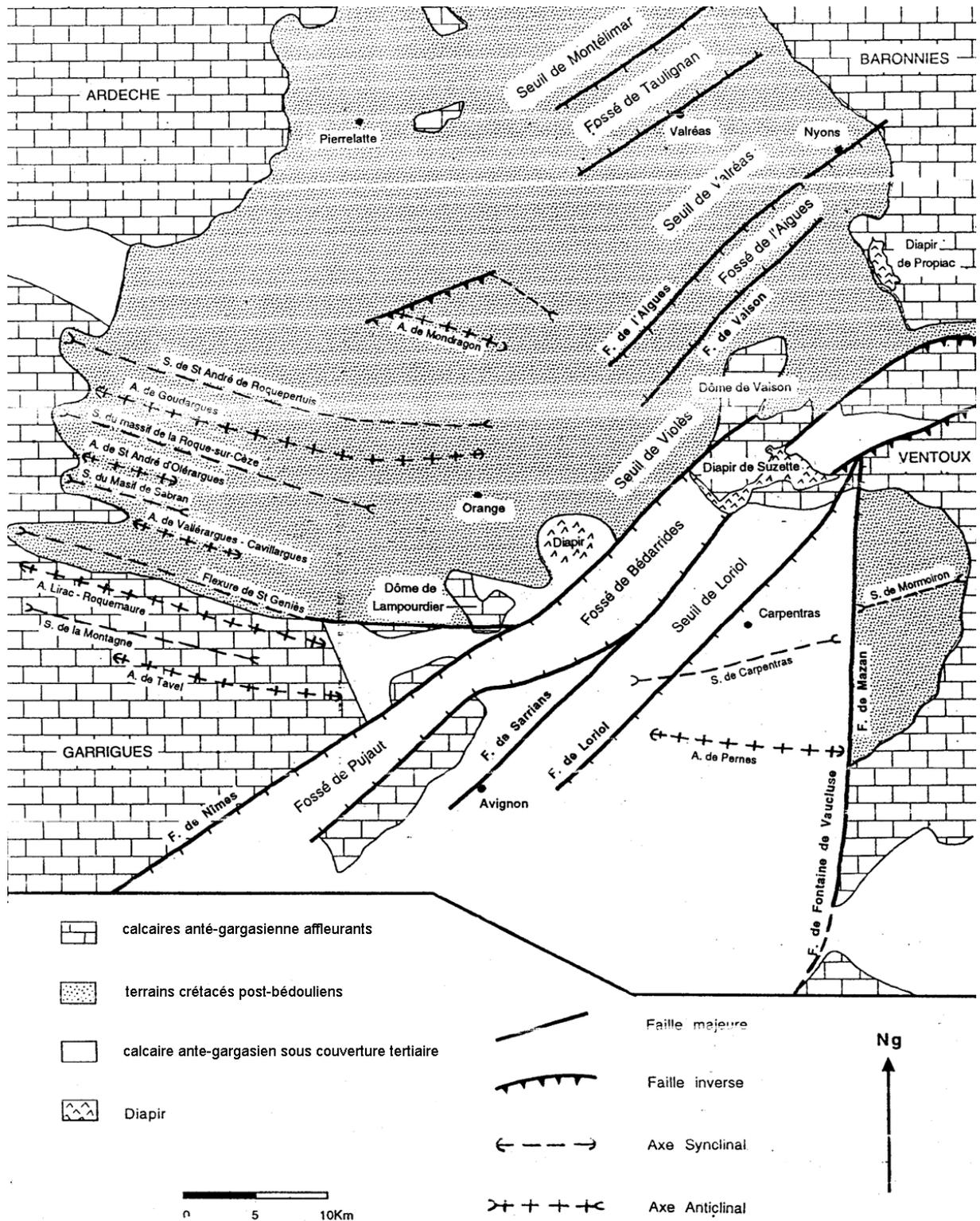


Figure 1-5. Écorché ante-Tertiaire du bassin de Carpentras (BOINET, 1996)

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.

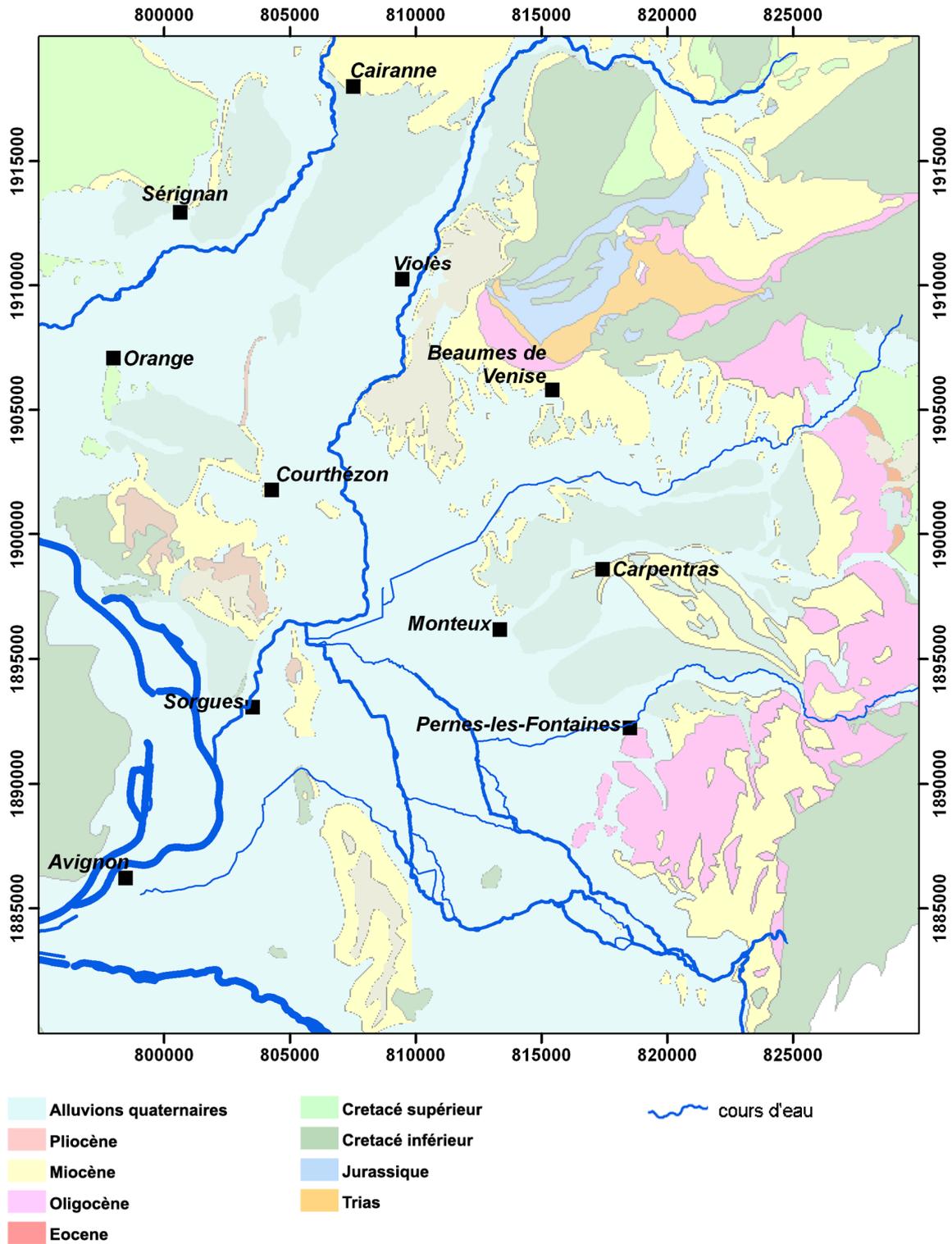


Figure 1-6. Carte géologique simplifiée du bassin de Carpentras et du sous-bassin de Bédoin-Mormoiron

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	m3G (5 à 20 m)	Grès roux du Comtat	
				m2a3	Conglomérat à divers niveaux			
				m2a1 (10 m)	Faciès calcaire. 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.			
				m3M (100 m)	Marnes gréseuses	m2aA	Argiles calcaires bleues ou sables marneux jaunâtres	
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	m2A (?)	Argiles calcaires bleues
Burdigalien	Burdigalien	m1bC (0 à 50 m)	Faciès calcaire classique	m2C (2 à 35 m)	Molasse calcaire : calcaires bioclastiques	m1b6 (10 à 15 m)	Calcaires grossiers à Cellopora	
							m1b5	Molasse calcaire (20 m)
		m1b3	Faciès argilo-calcaire induré	m2G (quelques mètres)	Conglomérat de Pierre-Longue	m1b1 -4 (10 m)	m1b4 (20 à 25 m)	Calcaires argileux consolidés
		m1b2	Faciès argilo-calcaire à débit en miches				m1b3 (15 m)	Marnes et calcaires argileux gris-beige
		m1b1	Calcaire glauconieux et quartzeux			m1b2 (60 m)	Molasse supérieure de Saumane	
		(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).

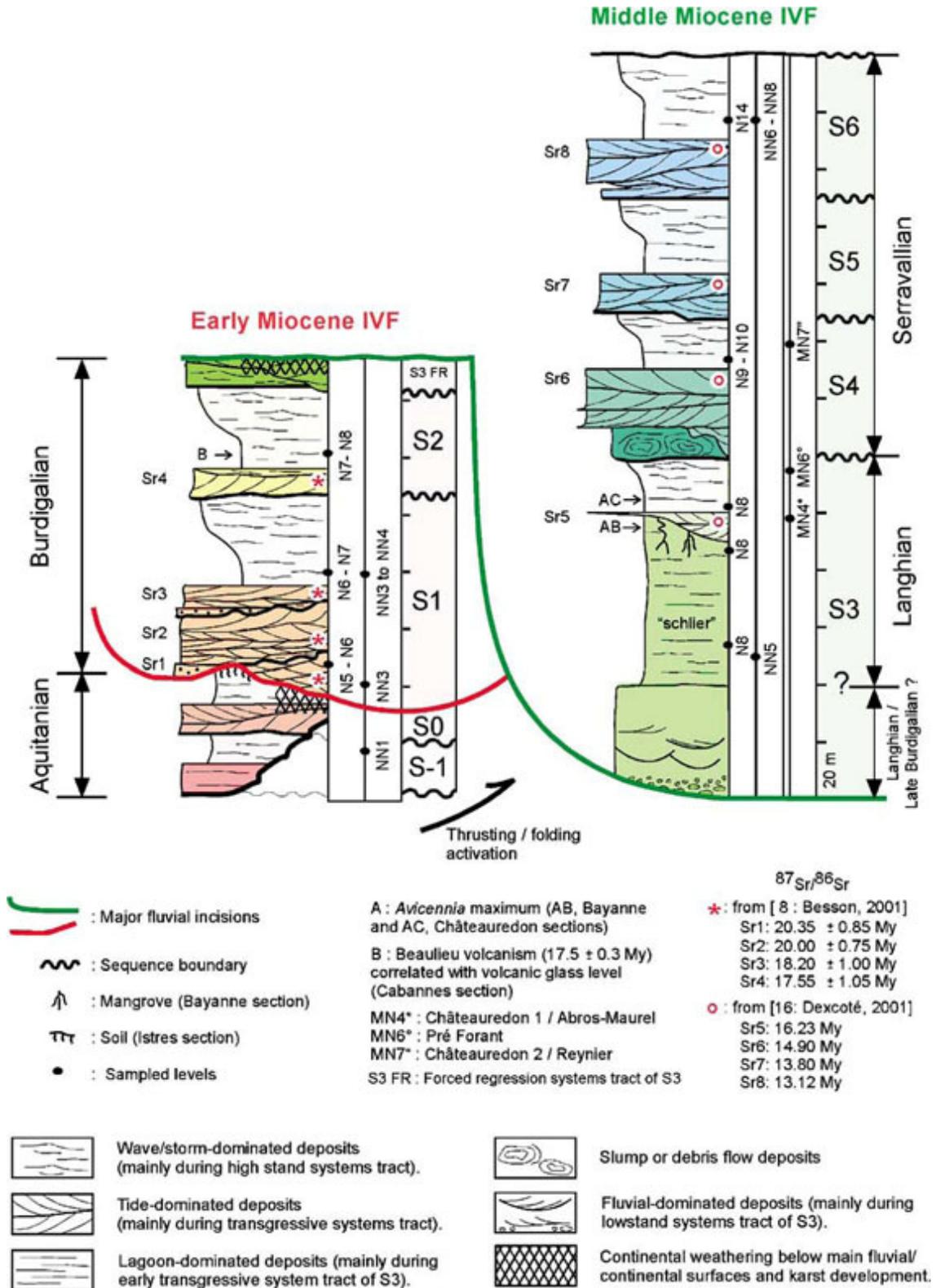


Figure 1-7. Colonne lithostratigraphique du remplissage molassique du bassin de Carpentras (BESSON et al., 2005)

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.

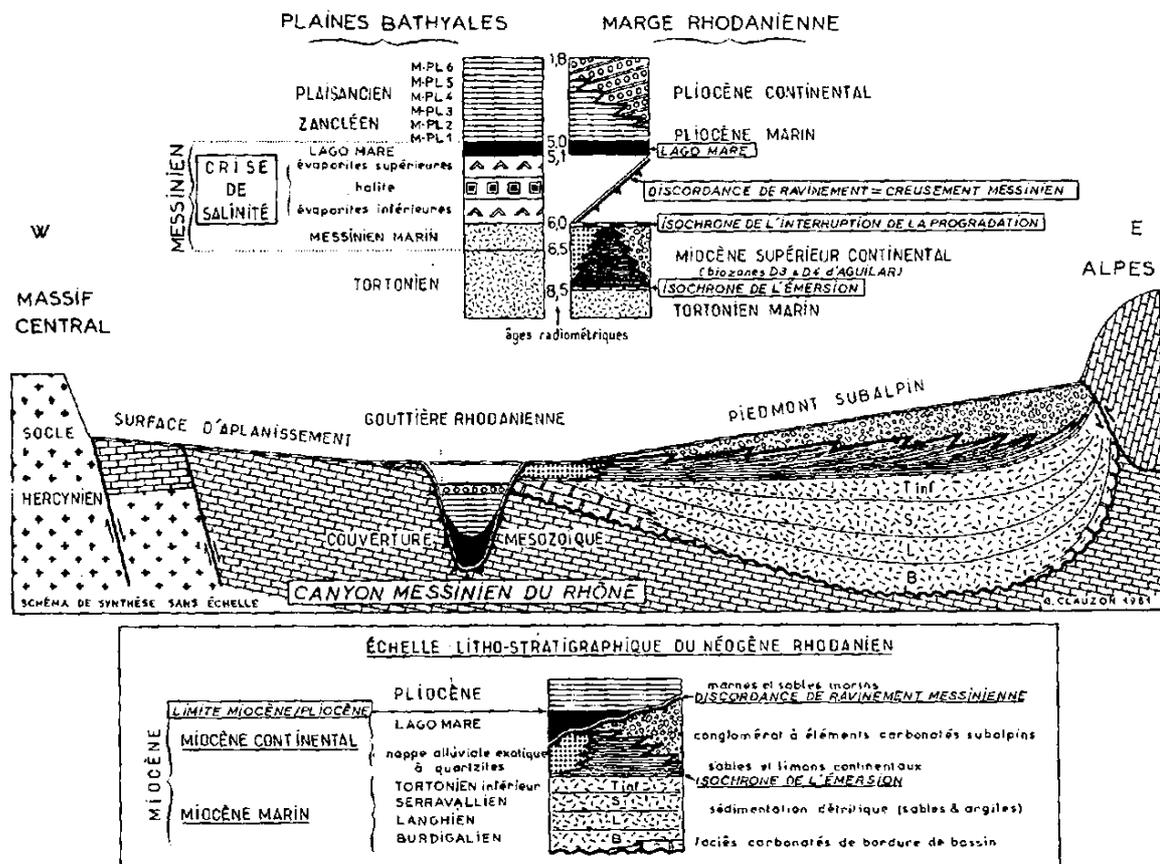


Figure 1-8. Coupe transversale schématique du remplissage mio-pliocène de la vallée du Rhône. La bordure orientale du bassin d'avant-pays se trouve fortement déformée par la poussée alpine. Dans le bassin de Carpentras, les dépôts post-serravaliens ne couvrent pas l'ensemble du bassin. (CLAUZON, 1982)

Aucun sédiment du bassin de Carpentras n'est attribué de façon formelle au Tortonien (DEMARCO, 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).

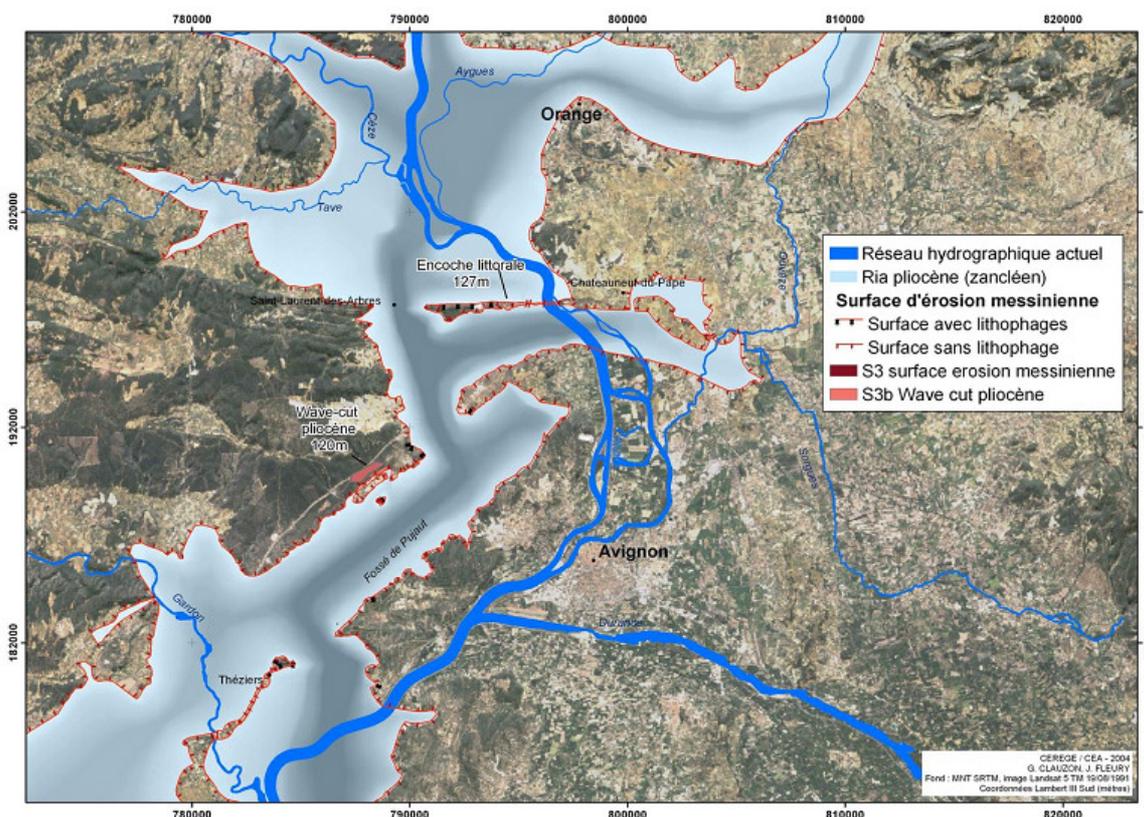


Figure 1-9. Comblement pliocène du Rhône et de ses affluents dans la région d'Avignon (CLAUZON *et al.*, 2005)

## 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  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  (MONJUVENT *et al.*, 1991a)

Nom du forage ou sondage	Profondeur totale	Niveau aquifère
Sondage des Angles n°BSS : 09405x0211	5662 m	Pertes de $2.7 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ à 1800 m
Sondage de Pernes-les-Fontaines N°BSS : 09415x0065	3100 m	Pertes de $0.115 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ à 2577 m
Forage géothermique d'Avignon N°BSS : 09406x0580	2249 m	Pertes de $36 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ 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  $1\,115 \text{ km}^2$  (PUIG, 1987). L'exutoire principal est représenté par la Fontaine-de-Vaucluse dont le débit moyen s'établit entre 21 et  $22 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . 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 ( $\text{m}^3/\text{an}$ )		Sorties ( $\text{m}^3/\text{an}$ )	
Précipitations annuelles	$1245 \cdot 10^6$	E.T.R.	$611 \cdot 10^6$
		Fontaine de Vaucluse	$687 \cdot 10^6$
<i>Total</i>	$1245 \cdot 10^6$	<i>Total</i>	$1298 \cdot 10^6$

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).

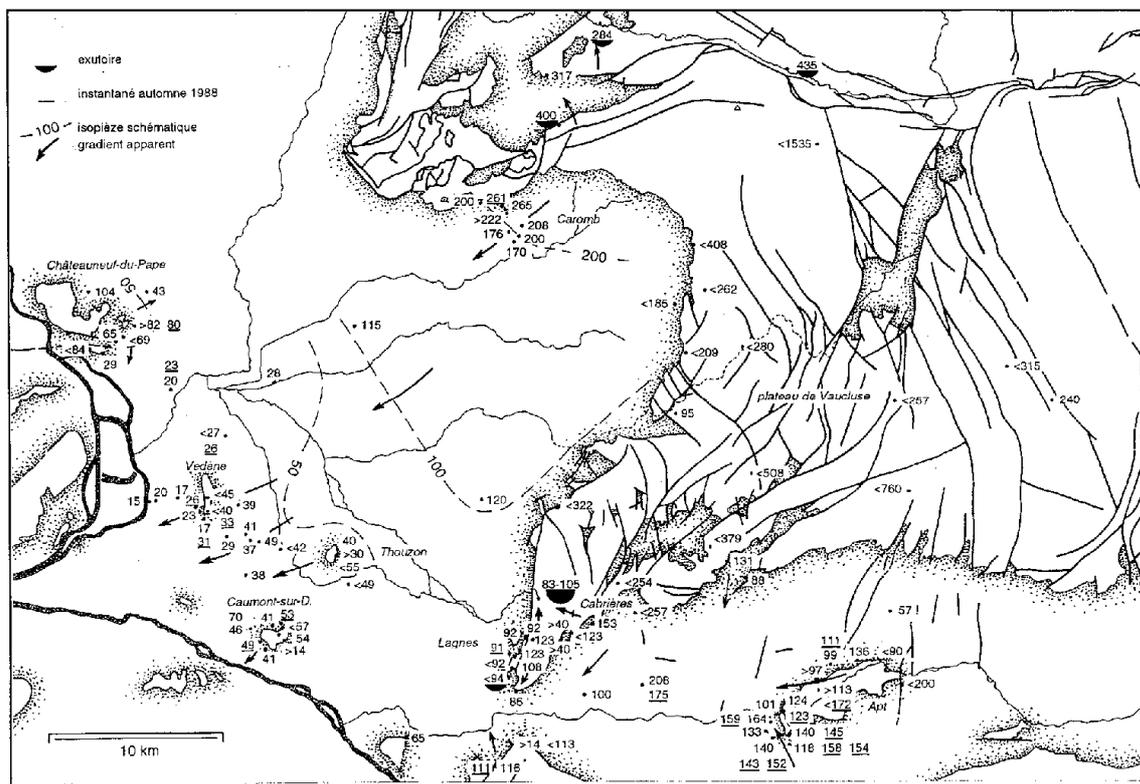


Figure 1-10. Piézométrie de l'aquifère karstique sous la couverture tertiaire du bassin de Carpentras (COUTURAUD, 1993)

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).

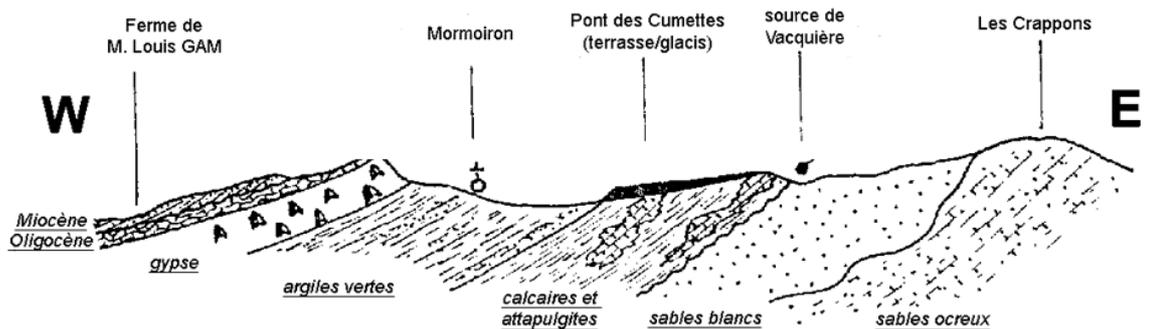


Figure 1-11. Coupe schématique du bassin de Bédoin-Mormoiron (TRUC, 1982a)

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 (m <sup>3</sup> /an)		Sorties (m <sup>3</sup> /an)	
Pluie efficace	3,0 10 <sup>6</sup>	L'Auzon	2,1 10 <sup>6</sup>
Alimentation à partir des colluvions	1,5 10 <sup>6</sup>	La Mède	0,16 10 <sup>6</sup>
		Captages	1,8 10 <sup>6</sup>
<b>Total</b>	<b>4,5 10<sup>6</sup></b>	<b>Total</b>	<b>4,1 10<sup>6</sup></b>

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 recourent 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.