



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

AVIGNON

par

G. MONJUVENT, P.J. MASSE, R. BALLELIO
J.P. MASSE, B. ALABOUVETTE, B. BLAVOUX
G. DUPIAS, J. GRANIER, J. PHILIP

AVIGNON

La carte géologique à 1/50 000
AVIGNON est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ORANGE (N° 210)
au sud : AVIGNON (N° 222)



Pont-St- Esprit	Orange	Vaison- la-Romaine
Uzès	AVIGNON	Carpentras
Nîmes	Châteaurenard	Cavaillon



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
AVIGNON À 1/50 000**

par

**G. MONJUVENT, P.J. MASSE, R. BALLELIO
J.P. MASSE, B. ALABOUVETTE, B. BLAVOUX
G. DUPIAS, J. GRANIER, J. PHILIP**

1991

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

- *pour la carte* : MONJUVENT G., MASSE P.J., BALLELIO R., MASSE J.P., ALABOUVETTE B. (1991) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Avignon (940) - Orléans : BRGM. Notice explicative par MONJUVENT G. *et al.* (1991), 91 p.

- *pour la notice* : MONJUVENT G., MASSE P.J., BALLELIO R., MASSE J.P., ALABOUVETTE B., BLAVOUX B., DUPIAS G., GRANIER J., PHILIP J. (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Avignon (940) - Orléans : BRGM, 91 p. Carte géologique par MONJUVENT G. *et al.* (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1940-9

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	8
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	9
DESCRIPTIONS DES TERRAINS	16
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	16
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	18
<i>Crétacé</i>	18
<i>Éocène</i>	21
<i>Oligocène</i>	22
<i>Miocène</i>	24
<i>Pliocène</i>	31
<i>Quaternaire</i>	35
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	59
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	59
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE</i>	64
<i>ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE</i>	67
OCCUPATION DU SOL	69
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	69
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	70
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION	72
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	72
<i>CARRIÈRES</i>	76
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	77
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	11
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	85
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	91
AUTEURS	91

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Géographie

La feuille 940 Avignon se situe dans la partie méridionale du couloir rhodanien, immédiatement au Nord du confluent de la Durance. C'est une région de vastes et basses plaines, qui élargissent considérablement la vallée à la faveur du développement des assises meubles du Néogène dans le comtat Venaissin, en aval du défilé de Mornas. La bordure ouest touche la marge orientale des plateaux calcaires cévenols, et la bordure est, l'extrémité occidentale du massif paléogène de Pernes. Les altitudes extrêmes s'étagent de 250 m au Nord-Ouest de Tavel à 13 m au confluent Rhône—Durance.

Deux domaines peuvent être distingués.

- **À l'Est du Rhône**, une plaine alluviale composite de laquelle émergent une série de collines, buttes et plateaux à substratum néogène et ossature crétacée localement, où dominent les collines médianes alignées méridiennement de Châteauneuf-du-Pape à Châteauneuf-de-Gadagne.
- **À l'Ouest**, un paysage beaucoup plus compliqué, caractérisé par des massifs calcaires allongés se détachant de la bordure cévenole suivant deux directions principales : SW-NE pour les collines des Angles et d'Aspre—Sauveterre, cette dernière limitée par un prolongement de la faille de Nîmes ; E-W pour la barre calcaire verticale de Roquemaure. Ces deux structures se recoupent à Châteauneuf-du-Pape où elles limitent le massif calcaire de Lampourdier. Entre ces alignements calcaires et la bordure cévenole, une série de plateaux alluviaux dominant des dépressions creusées essentiellement dans les dépôts pliocènes. La plus importante est la dépression fermée de Pujaut, qui abritait deux ou trois étangs avant leur drainage artificiel, au début du XVII^e siècle.

Les travaux de la Compagnie nationale du Rhône (CNR) ont notablement modifié le cours du fleuve, par la création d'un large canal pour la production électrique (barrages et usines de Caderousse et Avignon) et la navigation, et par le dépôt sur ses berges de vastes remblais.

Géologie

Les terrains affleurants s'étagent du Crétacé inférieur à l'Actuel.

- **Crétacé**. Le Crétacé inférieur représente l'essentiel des affleurements. Il est surtout présent en rive droite du Rhône (massif de Roquemaure, Tavel, Sauveterre, Rochefort-du-Gard, Les Angles). En rive gauche, il est représenté par les pointements du Thor, de Vedène, d'Avignon, et par le massif de Châteaumar—Lampourdier. Trois étages ont été reconnus : Hauterivien, Barrémien et Bédoulien :

— l'*Hauterivien* et le *Barrémien inférieur* ne sont présents qu'au Sud de la faille de Nîmes.

L'Hauterivien (calcaires argileux) forme les collines basses et boisées s'étendant au Nord des Issarts, dans le bois de Gajan.

Le Barrémien inférieur calcaire affleure au Sud de la faille de Nîmes uniquement. C'est, à la base, une épaisse barre de calcarénites fines formant relief. Au Sud de la feuille, elle surplombe les synclinaux à cœur de Barrémien inférieur marneux (Les Issarts). Au Nord, elle forme les falaises dominant la plaine de Pujaut et le Rhône. Les pointements de la rive gauche du Rhône situés au Sud de la faille de Nîmes sont de même âge ;

— le *Barrémien supérieur* et le *Bédoulien* représentent les affleurements situés au Nord de la faille de Nîmes ; ils sont présents sporadiquement au Sud de celle-ci.

Le Barrémien supérieur a été reconnu à Vedène et à Tavel sous forme de calcaires argileux. Il existe également sous forme de calcaires bioclastiques faisant transition avec les faciès urgoniens *s.s.* (Tavel, Roquemaure, Truel).

Le Bédoulien présente trois faciès, traduisant le passage d'une plate-forme carbonatée à des faciès plus profonds : faciès à rudistes (Urgonien) à Tavel, Truel et Rochefort-du-Gard ; biocalcarénites à Roquemaure ; calcaires à silex et calcaires argileux à ammonites à Châteaumar—Lampourdier. Au Sud de la faille de Nîmes, le Bédoulien à faciès urgonien a été reconnu dans le forage D.Lo.1.

Le Crétacé supérieur (*Cénomaniens* grésocalcaire) forme les collines de Montfaucon et de Mouraison, émergeant de la plaine du Rhône. Il constitue aussi de petits affleurements en bordure du massif de Châteaumar—Lampourdier.

• **Miocène.** Le Miocène affleure largement dans les collines et plateaux de la rive gauche, plus localement rive droite où il a été remplacé par le Pliocène. Il ne comprend que le Burdigalien et le Langhien—Serravallien, le Tortonien ayant été complètement déblayé par érosion, et la transgression aquitanienne étant restée très au Sud.

Le *Burdigalien* est représenté par des conglomérats littoraux très localisés, des calcaires biodétritiques peu étendus sur les reliefs crétacés (« pierre du Midi »), des molasses sablo-gréseuses et surtout des faciès marneux profonds (marnes de Caumont). Il apparaît essentiellement dans la colline de Châteauneuf-de-Gadagne, secondairement en bordure et au sommet du massif des Angles, et localement dans le massif de Châteauneuf-du-Pape.

Le *Langhien—Serravallien* (ces deux étages ne pouvant être distingués) est surtout composé de sables molassiques fins, azoïques (« safres »), qui surmontent en continuité les marnes de Caumont dont le sommet atteint peut-être la base du Langhien, dans lesquels se différencie localement un faciès grossièrement biodétritique et fortement cimenté, les grès du Comtat, au sommet du Langhien.

Le Miocène constitue presque tout le soubassement de la plaine du Comtat et de la vallée du Rhône au Sud de Roquemaure, sous le remblaiement alluvial.

• **Pliocène.** Le Pliocène occupe un moins vaste territoire que le Miocène, essentiellement rive droite du Rhône, conséquence d'une paléogéographie de ravinement fluvial aquise lors de l'abaissement de la Méditerranée au moment de la « crise de salinité » messinienne. La vallée du Rhône, étroite

et profonde, passait alors par les trouées de Saint-Laurent-des-Arbres et de Tavel, puis obliquait au Sud-Ouest en direction des Costières du Gard. Un réseau affluent peu développé et à forte pente le rejoignait à l'Est (Roque-maure, Pujaut).

Rive gauche du Rhône, le Pliocène affleure de façon beaucoup plus localisée dans les collines de Sorgues et de Châteauneuf-du-Pape. Il dépend probablement d'un ancien cours de l'Ouvèze qui, au Sud, contournait Avignon par l'Est et rejoignait le Rhône, en aval, par un chenal passant entre la Montagnette et la colline de Châteaurenard. Partout donc, le Pliocène est en discordance de ravinement sur les terrains miocènes et antérieurs.

Les dépôts sont très variés, mais essentiellement argileux et sableux : argiles marines à la base (plus de 400 m au sondage de Pujaut) affleurant très localement (Comolas), sables marins et littoraux passant en continuité à des argiles saumâtres puis à des sables fluviatiles (Saint-Laurent-des-Arbres) à minces intercalations d'argiles lacustres ou palustres, se terminant par une nappe alluviale de cailloutis alpins. Latéralement, un faciès de bordure à blocs s'intercale dans les sables fluviatiles (Tavel, Lirac).

• **Quaternaire.** Le Quaternaire constitue l'essentiel des terrains affleurants de cette feuille. Il est composé de trois groupes de formations : les nappes alluviales des terrasses, les dépôts des dépressions et les formations de versants.

Les *nappes alluviales* sont d'origine triple : rhodanienne à l'Ouest depuis et y compris les plateaux sommitaux des collines médianes ; locale sur les plateaux de Carpentras et dans la plaine de l'Ouvèze ; durancienne dans le Sud de la plaine du Comtat et de la vallée du Rhône au Sud d'Avignon (ancien cône de déjection de la Durance dans le bas Rhône). Elles se répartissent en quatre groupes de niveaux :

—les terrasses supérieures, qui n'existent que dans le domaine rhodanien. Leur morphologie et la stratigraphie des formations pliocènes sous-jacentes prouvent qu'elles ont subi d'importantes déformations et dénivellations tectoniques ;

—une haute terrasse très démantelée, qui subsiste essentiellement sur les plateaux de Carpentras et au Nord du massif de Châteauneuf-du-Pape ;

—une moyenne terrasse encore plus résiduelle, dont les témoins s'échelonnent de L'Ardoise à Sorgues pour le Rhône, et constitue la plaine de Loriol dans le Comtat ;

—une basse terrasse et une basse plaine alluviale qui envahissent la plus grande partie de la vallée du Rhône et du Comtat, cette dernière à recouvrement limoneux généralisé.

L'épaisseur des nappes alluviales est toujours faible, décamétrique au plus, sauf pour la basse plaine rhodanienne où elle peut localement dépasser 35 m dans l'axe du fleuve.

Les indices de déformation existent jusque pour la basse terrasse dont l'émergence au-dessus de la basse plaine entre Montfaucon et Sorgues pourrait résulter d'une surélévation locale d'origine tectonique.

Chronologiquement, la plus ancienne nappe alluviale est fini-pliocène, la basse plaine probablement wurmienne, et ses limons d'inondation holocènes à actuels mais peut-être localement plus anciens. L'alluvionnement couvre donc l'ensemble du Quaternaire, mais les témoins qui en restent

n'en reflètent probablement pas la totalité. Par ailleurs, rien ne permet, localement, de les situer dans la chronostratigraphie. Les notations chronologiques sont donc hypothétiques.

Les dépressions fermées sont de deux sortes : apparentes pour celles de Pujaut, de Courthézon et des hautes terrasses, masquées pour celles de la plaine du Comtat sous les limons superficiels qui en régularisent la surface (Sarrians, Entraigues, Velleron).

L'origine éolienne des dépressions apparentes est très probable (creusement par déflation dans les sables meubles du Pliocène ou du Miocène). Elle est beaucoup plus énigmatique pour celles du Comtat, dont certaines peuvent être dues aux particularités morphologiques de l'alluvionnement de la basse plaine (limites de cônes torrentiels par exemple).

Leurs remplissages sont divers. La plus grande (ancien étang de Pujaut) est celle qui possède le plus simple et le moins épais : craie lacustre surmontant un sable à galets colluvionné (4,5 m au total). Les Paluds (Courthézon) et les dépressions du Comtat contiennent un remplissage palustre (argile, tourbe, craie) pouvant atteindre 22 m d'épaisseur (Sarrians). À Courthézon on y a reconnu l'Alleröd assez largement au-dessus du fond. Il est très probable que l'achèvement de leur mise en creux a eu lieu au Würm, peut-être lors de l'épisode aride antérieur au Tardiglaciaire.

Enfin, les *dépôts colluvionnés de versants* sont d'extension générale sur les pentes des collines et plateaux néogènes à soubassement meuble. Les éboulis sont étroitement limités, et on connaît un dépôt de sables éoliens au pied nord de la montagne de Saint-Geniès, autre preuve de l'intensité des éolisations du Quaternaire récent.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette seconde édition a donné lieu à des contours renouvelés, basés sur des levés détaillés entièrement nouveaux, l'analyse minutieuse du relief par photo-interprétation et l'examen d'un grand nombre de sondages (plus de 1200), notamment sur les basses terrasses.

En ce qui concerne le Crétacé inférieur, la cartographie, appuyée par l'analyse de la micro- (J.P. Masse, G. Tronchetti) et de la macrofaune (R. Busnardo), a conduit à d'importants changements stratigraphiques : attribution au Bédoulien d'une partie des formations dites « barrémiennes » (faciès urgonien, mais aussi faciès hémipélagiques de Châteaumar—Lampourdiér) ; identification de la vire à heterocères, inconnue jusqu'alors dans ces régions ; subdivision du Barrémien inférieur dans le massif des Angles.

Enfin, la présence du Cénomani moyen hémipélagique sur le Bédoulien à Lampourdiér rapproche l'évolution géologique de la région d'Avignon au Crétacé supérieur de celle des feuilles situées plus à l'Est.

Cela a entraîné aussi la distinction d'un plus grand nombre de faciès dans le Miocène et le Pliocène, et d'un plus grand nombre de formations superficielles et de nappes alluviales dans le Quaternaire. La reconnaissance de l'omniprésence des colluvions, d'épaisseur parfois décamétrique, sur les dépôts néogènes, a conduit à les représenter largement, en tant que tels ou

comme couverture mince, irrégulière et/ou discontinue d'un substratum subaffleurant. Il en résulte que les plages d'affleurement du Néogène, et en particulier du Pliocène, sont réduites relativement à celles de la première édition, mais n'en représentent pas moins une légère exagération par rapport à la réalité.

Concernant la chronologie des nappes alluviales dont la plus ancienne termine la sédimentation pliocène, aucune donnée ne permet de leur attribuer un âge précis : absence de continuité avec les nappes alluviales de la moyenne vallée du Rhône en amont, reliées aux épisodes glaciaires alpins ; absence de données paléontologiques ; impossibilité d'utiliser les paléosols, tronqués ou inobservables ; mouvements tectoniques ayant déformé et décalé les surfaces alluviales, notamment des terrasses supérieures mais aussi de la basse terrasse. Les notations ont donc été affectées selon deux critères :

— en ce qui concerne les terrasses supérieures, leurs relations stratigraphiques avec les dépôts pliocènes sous-jacents ;
— pour les hautes, moyennes et basses terrasses, leurs positions morphologiques relatives. Les références à la chronostratigraphie alpine sont donc hypothétiques et sujettes à révision.

Cela se remarque particulièrement pour les raccords des contours et les notations des nappes alluviales avec les feuilles voisines Orange, Uzès, Carpentras et Châteaurenard. La grande platitude du relief fait que certaines dénivellations peu marquées ont pu passer inaperçues mais, inversement, des nappes alluviales d'âges différents peuvent avoir convergé vers l'aval et s'être confondues (Carpentras). En ce qui concerne les notations chronologiques, qui ne peuvent avoir qu'une valeur relative, il est évident que celles de cette feuille, basées sur la série rhodanienne qui constitue l'axe du système, sont plus cohérentes et proches de la réalité que celles établies localement, le long des affluents ; toutes réserves faites car la série quaternaire, vu les grandes érosions subies, ne saurait être entièrement représentée.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les données stratigraphiques recueillies dans le forage des Angles permettent de faire remonter l'histoire régionale à l'aurore des temps mésozoïques. Aux lagunes carbonatées et évaporitiques du Trias succèdent des dépôts mixtes laguno-marins au Lias inférieur, qui passent à un régime carbonaté de plate-forme au Lias moyen *p.p.*

Du Lias supérieur à l'Oxfordien, la région connaît un régime de bassin terrigène relativement profond qui évolue graduellement vers un régime carbonaté surtout développé du Kimméridgien au Berriasien.

Crétacé

Le Valanginien enregistre un retour à des conditions de bassin terrigène auquel succède, à l'Hauterivien inférieur, une réapparition de carbonates.

Les formations affleurantes montrent que durant l'Hauterivien *p.p.*—Barrémien inférieur, la région occupe la marge méridionale hémipélagique du bassin vocontien.

À partir du Barrémien supérieur, la plate-forme carbonatée urgonienne qui se développait jusqu'alors plus au Sud, envahit le domaine provençal. C'est seulement à la fin du Barrémien, et surtout à l'Aptien inférieur, que cette plate-forme s'étend au domaine languedocien. Dans ce domaine, la plate-forme gardoise à rudistes se développait au Sud et au Sud-Ouest de Roquemaure, tandis que la plate-forme bioclastique plus externe s'étendait jusqu'à Châteauneuf-du-Pape. La dernière phase de développement de la plate-forme urgonienne correspond à l'effacement des faciès à rudistes du secteur gardois et à leur remplacement par des faciès plus ouverts et un peu plus profonds. À l'instar des phénomènes observés dans les régions voisines (Masse, 1976), l'interruption du régime urgonien coïncide avec la fin du Bédoulien.

Ce régime n'a cependant jamais concerné le secteur de Lampourdier qui est demeuré dans la zone hémipélagique.

Les données du forage de Lorient (D.Lo.1) montrent que la plate-forme urgonienne provençale a dû se développer largement pendant le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur dans tout le secteur de Vedène et Avignon où les assises correspondantes ont été décapées ultérieurement.

L'existence d'une surface durcie glauconieuse et stromatolitique à microfaunes et macrofaunes d'environnements profonds dans la région de Lampourdier, d'âge albien moyen-supérieur à cénomanien inférieur, indique une phase d'approfondissement par rapport à l'Aptien inférieur, et peut-être à l'Aptien supérieur, quoique ce dernier n'ait pu être reconnu. Il est cependant bien représenté à l'Ouest (feuille Pont-Saint-Esprit) par des marnes et des calcaires à échinides (Conte, 1986). Il disparaît ici par condensation et/ou érosion.

L'Albien, condensé, est plus épais dans le synclinal de la Tave (feuille Pont-Saint-Esprit) et la région de Carpentras. Ceci indique l'importance des déformations sous-marines à cette époque sur les marges de l'ancienne plate-forme urgonienne.

Le Cénomanien inférieur est caractérisé par une importante reprise des apports terrigènes grossiers, en milieu marin. La région de Lampourdier constitue alors une zone dépourvue de dépôts.

Au début du Cénomanien moyen, des faciès hémipélagiques à foraminifères planctoniques viennent recouvrir le niveau condensé glauconieux et stromatolitique coiffant le Bédoulien supérieur de Lampourdier. Cette transgressivité du Cénomanien moyen pélagique sur les zones hautes albiennes est connue à l'Est de la feuille (Sault, Banon : Friès, 1987 ; Montecat *et al.*, 1986) et au Nord-Ouest (Le Teil : Sornay, 1950). Au Nord (Clansayes), des galets phosphatés remaniés et des fossiles vraconiens roulés ont été signalés à la base du Cénomanien moyen (Porthault, 1974), indiquant le démantèlement de fonds durcis antérieurs.

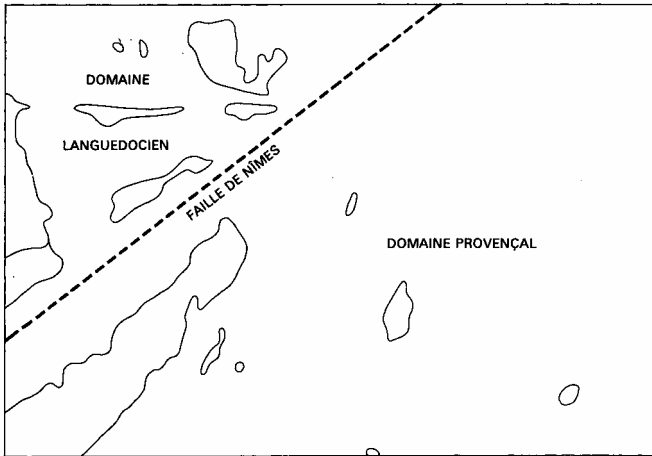


Fig. 1

Les faciès « paulétiens » (datés de la partie supérieure du Cénomaniens moyen par Ducreux et Gaillard, 1986, feuille Pont-Saint-Esprit) se déposent ensuite.

L'existence de mouvements tectoniques est envisageable durant le Crétacé supérieur mais il n'en existe de preuve directe ni sur le territoire étudié, ni à proximité. La présence de poches bauxitiques dans le paléokarst ménagé dans les calcaires barrémiens du massif des Angles souligne l'importance des découpes médio- et néocrétacées.

Ces érosions ont été très importantes dans le secteur actuellement délimité par les failles de Nîmes et de Loriol. Elles apparaissent plus modérées dans le domaine languedocien au-delà de la faille de Nîmes et dans le secteur de Carpentras. Ces différences sont au moins en partie liées aux paléostructures médiocrétacées («anticlinal comtadin»: Masse *et al*, 1970 ; Masse et Philip, 1976) et au déplacement relatif ultérieur des blocs provençal et languedocien.

Eu égard à la rareté des données locales intéressant l'Éocène supérieur et l'Oligocène, il faut faire appel aux renseignements fournis par les régions voisines d'une part et aux données de subsurface de la plaine comtadine d'autre part, pour interpréter l'évolution tectono-sédimentaire contemporaine. C'est à la distension ludiennaise qu'il faut probablement rapporter les accidents N50 (Triat et Truc, 1983) qui commandent les alignements structuraux majeurs des secteurs centraux et orientaux de la feuille et qui sont à l'origine des divisions des domaines provençal et languedocien (fig. 1).

Le jeu décrochant senestre de la faille de Nîmes pourrait se placer à cette époque. Deux interprétations sont actuellement envisagées quant à l'importance du déplacement correspondant :

—coulissement d'environ 40 km des blocs provençal et languedocien amenant côte-à-côte des secteurs appartenant à des domaines paléogéographiques différents (Masse, 1980) ;

—coulissement minime, les différences paléogéographiques relevées dans les deux compartiments en regard s'expliquant par un contrôle structural précoce, syncrétacé au moins (Monnier, 1986).

Paléogène

Après les dernières incursions marines d'âge sénonien inférieur (Santonien ?), la région émerge au Sénonien supérieur et connaît très vraisemblablement une première phase de structuration de nature compressive (plis E-W) à l'image de la basse Provence et du Languedoc à cette époque.

Au Paléocène, dont les dépôts sont inconnus sur le territoire de cette feuille, la région située en bordure nord du « Sillon nord-pyrénéen—provençal » est soumise à altération et érosion intenses.

À l'Éocène inférieur, l'élargissement vers le Nord du Sillon nord-pyrénéen permet, dans le cadre du territoire étudié, le dépôt dans les dépressions accidentant la surface pré-éocène très contrastée, des premiers sédiments tertiaires, en contexte d'abord essentiellement palustre puis de plus en plus franchement lacustre.

Ce régime persiste probablement encore au début de l'Éocène moyen (Lutétien) mais est clos par une probable émergence dès (ou avant) le Bartonien. L'imprécision qui règne actuellement sur l'âge des calcaires à planorbes du plateau des Angles, et surtout l'absence de dépôts conservés plus récents, ne permettent pas d'argumenter les événements relatifs à cette période, ni d'ailleurs au début de l'Éocène supérieur (Ludien inférieur).

À partir du Ludien moyen s'amorce la grande phase de distension dite « oligocène ». La structuration, à dominante NE-SW, détermine une série de fossés — ici celui de Pujaut, s'ouvrant vers le SSW sur la fosse de Nîmes — ou d'aires de sédimentation morcelées. L'une d'elles, représentée par les dépôts de Mormoiron à Pernes et L'Isle-sur-la-Sorgue, plus à l'Est, s'étend vraisemblablement sur une bonne partie du territoire oriental de la feuille Avignon, masquée le plus souvent par les dépôts plus récents (Miocène et Quaternaire).

Vers la fin de l'Oligocène, des réajustements tectoniques en distension engendrent la formation de conglomérats-brèches de type Aramon, d'extension très locale, tandis que des dépressions apparemment limitées voient se déposer les marnes lacustres à *Wenzia ramondi*.

Néogène

Suite à la longue phase d'évolution continentale paléogène caractérisée essentiellement par des phénomènes d'érosion notamment karstique, sauf dans les dépressions lacustres, et par les phases de structuration de nature surtout cassante de direction E-W (Roquemaure) et NE-SW (fossé de Pujaut), le Miocène est l'époque d'une nouvelle invasion marine consécutive à l'effondrement, à l'Oligocène terminal, de la barrière des dépressions prérhodaniennes de la mer.

À l'Aquitainien, la transgression, venue du Sud (Téthys), ne dépasse pas Arles. Mais, au Burdigalien, elle s'étale largement dans le bas Rhône et la basse Durance. La mer s'avance vers l'Ouest jusqu'en bordure des Cévennes limitées par la grande faille de Nîmes, pousse un vaste golfe vers l'Est jusqu'à Valensole, laissant les monts de Vaucluse émergés, rejoint le bras de mer péri-alpin par un détroit qui relie le Dauphiné et la Savoie selon un tracé plus à l'Est que le Rhône actuel. Sur la feuille Avignon, seules les hauteurs de la bordure cévenole de Rochefort à Lirac étaient épargnées par la transgression. Les autres reliefs calcaires (massif des Angles, montagne de Saint-Geniès, collines de Lampourdier, Vedène, butte de Thouzon) formaient des hauts-fonds plus ou moins immergés. Ces paléoreliefs, déterminés tant par l'érosion que par la structuration tectonique, ont largement influencé la sédimentation.

Le secteur le plus profond, ou le plus éloigné des aires continentales d'alimentation terrigène, se trouvait sensiblement à l'emplacement de la colline de Châteauneuf-de-Gadagne où la sédimentation est essentiellement marneuse. Vers le Nord et vers l'Est, les sondages montrent des dépôts de plus en plus sableux. Sur les hauts-fonds, la sédimentation est plus variée : conglomérats torrentiels très localisés, sables glauconieux en bordure, calcaires biodétritiques en surface dont il ne subsiste que des lambeaux résiduels (Mas-des-Carles, Montagné).

Au Langhien—Serravallien, la transgression s'accroît, notamment au Nord car, dans cette région méridionale, les bordures continentales ne varient guère. La sédimentation marneuse axiale se poursuit localement au début de cette période, puis fait rapidement place à un dépôt uniformément sableux (« safres ») très monotone. Localement, un faciès plus grossier et biodétritique s'individualise, en particulier au sommet du Langhien, et va donner les grès roux du Comtat.

C'est au début du Tortonien que la transgression atteint le maximum d'extension, surtout dans le Nord (golfe de Bresse), les limites méridionales ne changeant guère. La mer se comble et se transforme en vasières littorales puis lacustres, le régime continental s'installe avec l'épandage d'alluvions fluvio-lacustres puis fluviales de plus en plus grossières (conglomérats). Cette évolution, connue surtout au Nord de la feuille Avignon, a dû s'y dérouler aussi mais il n'en reste aucune trace dans le cadre de cette coupure du fait des érosions ultérieures.

La fin du Miocène (Messinien) est marquée par un épisode de creusement fluvial considérable lié aux mouvements tectoniques (phase rhoda-

nienne) et/ou à un abaissement significatif de la Téthys lors de la « crise de salinité » messinienne (Ballesio, 1972 ; Clauzon, 1973, 1979-80). Le réseau hydrographique s'enfonçait profondément dans les assises miocènes et leur substratum. Il préfigure le système rhodanien actuel, avec toutefois des différences. Ainsi, le Rhône messinien, décalé à l'Ouest du tracé actuel, franchissait la montagne de Saint-Geniès par la trouée de Saint-Laurent-des-Arbres puis s'écoulait vers le Sud-Ouest par le couloir tectonique de Pujaut pour rejoindre au Sud le domaine camarguais. La Durance franchissait alors l'extrémité orientale de la chaîne des Alpilles pour rejoindre le Rhône au Sud de la Camargue, voire un peu au large de la ligne de rivage actuelle. Le Comtat était cependant drainé par des cours d'eau, sans doute locaux, mais leur développement n'est pas connu en raison de l'importance du décapage et de l'alluvionnement qui eurent lieu au Quaternaire.

Le Pliocène est caractérisé dans le bassin méditerranéen par le rétablissement des communications avec l'Atlantique, et donc des conditions marines normales de salinité. Aussi, dans le bassin du Rhône, dès le début de cette période, la mer envahit les vallées messiniennes selon un golfe digité. Sur l'aire couverte par la feuille Avignon, elle occupait les dépressions de Pujaut et de Lirac ; au Nord, elle s'étalait sous l'actuelle plaine de Saint-Geniès-de-Comolas ; à l'Est, elle se faufilait entre les collines miocènes du secteur de Châteauneuf-du-Pape—Sorgues et se prolongeait sans doute sous l'actuelle plaine alluviale d'Entraigues-sur-Sorgues. Elle a laissé son empreinte contre les escarpements de calcaires crétacés sous forme d'encroûtements ferrugineux et de perforations dues à des organismes lithophages. Ainsi, sur la face nord de la montagne de Saint-Geniès-de-Comolas, des traces de rivage se répartissent distinctement aux altitudes 90 m, 95 m, 105 m environ et 110 m. Elles sont le témoin des oscillations relatives du niveau de la mer sous l'effet de saccades tectoniques ou de mouvements eustatiques. Dans le golfe pliocène s'accumulèrent des vases et, de manière restreinte, au contact du substratum molassique miocène, des sables côtiers (Châteauneuf-du-Pape et Pujaut). L'épisode marin fut bref, limité au Tabianien soit au Pliocène inférieur (Aguilar et Michaux, 1984). Il s'achève par des faciès saumâtres argileux et sableux, mais le comblement se poursuit par le dépôt d'argiles lacustres et surtout par l'accumulation de sables fluviaux. Près de Saint-Laurent-des-Arbres, les sables fluviaux ont livré des restes de mammifères d'âge pliocène (Zone MN 14). Le comblement pliocène se termine par un épanchement de cailloutis rhodaniens.

Quaternaire

L'histoire géologique quaternaire commence dès l'achèvement de l'épanchement de la première nappe alluviale qui termine la série pliocène, dont il reste le plateau du bois de Clary au Sud de Saint-Laurent-des-Arbres. À cette époque, la vallée du Rhône était réduite au tracé Saint-Laurent-des-Arbres—Rochefort-du-Gard—Estézargues (feuille Uzès), et la Durance se jetait directement en mer par la Crau. Le reste du territoire devait être occupé par une plaine d'alluvionnement local, dont il ne reste ici aucune trace, d'où émergeaient les sommets de la barre de Roquemaure et du massif des Angles.

Puis le Rhône commence une migration vers l'Est, suite au soulèvement de la bordure cévénole. On repère un second tracé par Roquemaure puis un troisième par Pujaut, le fleuve suivant toujours le couloir Pujaut—Estézargues. Un nouveau glissement vers l'Est lui fait ensuite abandonner définitivement la voie de Pujaut et adopter un quatrième cours situé à l'emplacement des collines néogènes médianes, sinon plus à l'Est. Enfin, le Rhône vient sur l'emplacement de sa vallée actuelle, toujours suite à des mouvements tectoniques affectant les secteurs de Châteauneuf-du-Pape et Châteauneuf-de-Gadagne. À ce moment, le schéma hydrographique est fixé dans ses grandes lignes, sauf en ce qui concerne la Durance qui n'apparaîtra que tardivement. Un réseau local, aidé par des mouvements tectoniques différentiels, s'est installé sur l'emplacement de la dépression de Pujaut dont il a évacué l'essentiel des terrasses alluviales. L'Ouvèze et les rivières des monts de Vauluse se sont fixées sur les trouées de Bédarrides et de Vedène, prélude à l'isolement des collines néogènes médianes. Selon une chronologie relative très hypothétique, les événements précédents seraient antérieurs au Mindélien.

À l'époque des hautes (Mindel ?) et moyennes terrasses (Riss), le réseau hydrographique s'enfonce sur place, tout en déblayant latéralement le substrat néogène. Il est possible que les éolisations aient débuté avant, car la surface du plateau de Signargues (Estézargues) en est affectée. Toujours est-il que des dépressions se creusent en surface des hautes terrasses (Courthézon, Comtat) et des surfaces moyennes (l'Étang à Saint-Geniès-de-Comolas). L'isolement de la dépression de Pujaut est probablement acquis dès la haute terrasse.

Puis un épisode très important d'érosion latérale se situe entre les alluvionnements des moyens et bas niveaux. Il provoque l'élargissement de la vallée du Rhône et de la plaine du Comtat jusqu'à leurs dimensions actuelles, faisant disparaître la plupart des hautes et moyennes terrasses. Cet événement n'est pas daté, mais est antérieur à la déflexion vers le Nord du cours aval de la Durance. Celle-ci cesse d'alimenter la Crau et rejoint alors le Rhône dans le secteur d'Avignon. Elle construit un énorme cône de déjection qui se déverse dans la plaine du Comtat jusqu'à Bédarrides, fixant dès lors le tracé de l'Ouvèze, et repousse le Rhône au pied du massif des Angles. Cet événement majeur est contemporain de l'édification de la basse terrasse attribuée au Würm. Enfin, un dernier et modeste creusement dans la vallée du Rhône met en relief la basse terrasse et précède l'alluvionnement de la basse plaine. Une surrection tectonique contribue probablement à l'émergence de cette basse terrasse, enfouie sous la plaine alluviale au Sud de Lapalud, 25 km en amont.

L'achèvement de l'excavation des dépressions fermées par déflation est antérieure à l'interstade tardiglaciaire (Courthézon), et probablement contemporain du dépôt des sables éoliens de Roquemaure. L'histoire géologique se termine avec l'épandage des limons d'inondation du Rhône et de la plaine du Comtat, que les endigages ont récemment arrêté.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Forage Les Angles (M. An.1 ; SNPA) (940-5-211)

Il a recoupé une série de 5 662 m de puissance qui comprend le Crétacé inférieur, la totalité du Jurassique et le Trias supérieur.

• **Crétacé inférieur** (1524 m)

Barrémien (215 m). Calcaires à grain fin, blancs à beiges ou beige-ocre, avec quelques passées de calcaires gris, argileux, à spicules de spongiaires et parfois glauconieux. À la base, la glauconie est abondante. D'après les données de surface, cet ensemble représenterait la partie inférieure du Barrémien inférieur.

Hauterivien (161 m). Il comprend trois unités lithologiques :

- unité supérieure calcaréo-argileuse (284 m), constituée de marnes silteuses, calcaires à spicules de spongiaires et calcaires argileux, parfois grésoglauconieux ; la base est plus carbonatée et glauconieuse ;
- unité moyenne calcaire (326 m) ; il s'agit principalement de calcaires à grain fin, localement un peu gréseux, avec quelques joints argileux ;
- unité inférieure marno-calcaire (157 m), formée de marnes grises, silteuses, associées à des calcaires argileux, parfois glauconieux.

Valanginien (406 m). L'étage est caractérisé par son faciès marneux dominant ; on y a distingué les niveaux suivants ;

- marnes argileuses, pyriteuses, légèrement micacées, à fines passées de calcaires beiges à brun-noir, pyriteux, et de calcaires micritiques à spicules de spongiaires et radiolaires ;
- marnes argileuses et calcaires beiges à brun-noir ou blanchâtres ;
- marnes grises à beige-brun foncé, silteuses, légèrement micacées, légèrement dolomitiques, à radiolaires et spicules ;
- marnes silteuses avec intercalations de micrites à calpionelles ou de calcaires bioclastiques.

Berriasien (136 m). Calcaires micritiques beige foncé, à calpionelles (*Tinnopsella carpathica*) ; vers la base apparaissent des intercalations bioclastiques.

• **Jurassique** (3 780 m)

Portlandien (360 m). On y a distingué :

- un ensemble supérieur, rapporté au Portlandien supérieur, constitué de calcaires micritiques à calpionelles (*Calpionella alpina*) ; à la base on note des passées de calcaires bioclastiques à débris de bryozoaires ;
- un ensemble inférieur, rapporté au Portlandien inférieur, formé de micrites à radiolaires, *Saccocoma*, *Globochaete* et *Aptychus*.

Kimméridgien (319 m). Cet intervalle comprend trois unités lithologiques :

- calcaire micritique brun foncé, un peu dolomitique, à *Globochaete* et radiolaires ;
- calcaires argileux et marnes calcaires dolomitiques ;
- marnes grises et calcaires argileux.

Les termes calcaréo-argileux, dits « argoviens », pourraient appartenir à l'Oxfordien.

Oxfordien (314 m). Ensemble marneux, très argileux ; sa partie inférieure est plus carbonatée, la base est marquée par des marnes argileuses à microfiliaments et ammonites pyrïteuses.

Callovien (379 m). Marnes argileuses ou silteuses ; sa partie inférieure comporte un intervalle calcaréo-dolomitique argileux qui pourrait peut-être appartenir au Bathonien.

Bajocien—Bathonien et Aalénien supérieur indifférenciés (1639 m). Dans ce puissant ensemble à dominante marneuse, apparaissent différents niveaux carbonatés remarquables :

—au sommet, des calcaires oolitiques (6 m) ;

—vers le milieu, des calcaires à spicules de spongiaires, que l'on retrouve plus bas en minces intercalations ;

— calcaires à microfiliaments et radiolaires, surtout dans la partie inférieure.

La partie médiane de la formation a livré des ammonites du Bajocien supérieur (*Garantia* et *Phylloceras*).

Lias moyen à supérieur à dominance marneuse (300 m). Marnes calcaires, noires, à spicules de spongiaires, et calcaires argileux, bioclastiques à la base.

Lias inférieur et moyen carbonaté (373 m). On y a distingué les unités suivantes :

—calcaires finement bioclastiques ou oolitiques, légèrement dolomitiques, à débris de mollusques et d'entroques ;

—calcaires noirs ou gris-beige, dolomitiques ;

—dolomies grises, microcristallines, rubanées, à fantômes d'oolites ;

—dolomie micritique à anhydrite ;

—dolomie argileuse, noire, et argile dolomitique à nodules d'anhydrite.

• *Trias supérieur* (494 m)

Trois niveaux ont été recoupés :

—argiles rouges, dolomitiques et anhydritiques (58 m) ;

—sel avec inclusions d'anhydrite (400 m) ;

—dolomies argileuses et anhydritiques (36 m).

Forage Loriol (D. Lo.1 ; SNPA) (940-4-3)

Il a recoupé une série de 950 m de puissance comprenant un ensemble miocène (325 m) discordant sur les calcaires du Barrémo-Bédoulien (Urgonien *p.p.*) (625 m).

• *Miocène*

Vindobonien (245 m)

—argiles ocre sableuses (36 m) ;

—sables fins argileux, grès, à passées d'argile sableuse grise (208 m).

Burdigalien (80 m)

—grès calcaires gris à bryozoaires et passées argileuses (51 m) ;

—calcaires à corallinacées (29 m).

• Crétacé inférieur

Barrémo-Bédoulien (625 m)

—calcaires à rudistes et miliolidés (110 m) associant des faciès indurés et crayeux de type grainstone-packstone dominant ; par rapport à la série voisine du massif du Ventoux, cet ensemble supérieur est équivalent à la formation U2 et appartient au Bédoulien *p.p.* ;

—calcaires bioclastiques à orbitolinidés et dasycladacées (350 m) (grainstones dominants). Leur partie supérieure est encore d'âge bédoulien (*Orbitolinopsis buccifer*, *O. kiliani* et *O. cuvillieri* et *Paracoskinolina maynci*), tandis que leur partie inférieure appartient au Barrémien supérieur (*Paracoskinolina reichelii*). Cet ensemble moyen, de biocalcarenes, est l'équivalent lithostratigraphique de la formation U1 *p.p.* du massif du Ventoux, mais il en diffère par un âge un peu plus ancien ;

—calcaires à grain fin (165 m) ne livrant plus que quelques passées bioclastiques ; la base est surtout constituée de packstones fins à pellets et spicules de spongiaires. Cet ensemble inférieur est l'équivalent de la portion inférieure de la formation U1 du massif du Ventoux et, en partie, des assises barrémiennes sous-jacentes.

Du point de vue faciologique l'ensemble supérieur est de type urgonien *s.s.*, l'ensemble moyen de type urgonien *l.s.* La série est très semblable à celle du massif du Ventoux mais :

—il manque, par érosion, le troisième terme U3 de la trilogie urgonienne ;
—les faciès urgoniens *l.s.*, commencent ici dès le Barrémien supérieur alors qu'ils sont essentiellement bédouliens dans le Ventoux.

La série du Barrémo-Bédoulien est décrite ici à partir de la révision des lames minces conservées dans la collection Elf-Aquitaine (Masse, inédit).

TERRAINS AFFLEURANTS

Crétacé

Hauterivien

n3. *Calcaires argileux jaunes, noduleux* (50 m). Ils n'affleurent que dans la partie sud-ouest du massif des Angles (bois de Gajan, Dève). Ils ont livré des ammonites de la partie supérieure de l'étage : *Pseudothurmannia* sp. et *Crioceratites* sp. (Pigonelner, Est de La Grillette).

Barrémien

Les formations rapportées à cet étage varient notablement suivant les secteurs, aussi avons-nous été amenés à distinguer les divisions ci-après.

Massif des Angles et reliefs de la plaine comtadine

n4B. *Calcaires blancs* (200 m). Calcaires fins blanc-beige, en bancs décimétriques à métriques, comportant à la base des joints argileux. Dans les horizons glauconieux de la base nous avons récolté *Salfadiella arnesti* et *Raspailiceras* sp. (Sud de Saze) ainsi que *Barremites koechlini* (tour Philippe-le-Bel

à Villeneuve-lès-Avignon) qui indiquent le Barrémien basal. Le sommet, calcarénitique contient fréquemment des silex.

n4Ca. *Calcaires argileux bleutés à nodules* (50 m). Les calcaires argileux noduleux qui affleurent assez largement dans le synclinal des Issarts nous ont livré des ammonites qui, à l'instar de la série sous-jacente, indiquent encore le Barrémien inférieur. Il s'agit de formes en cours d'étude appartenant aux genres *Emericiceras* et *Puelzalpella*, accompagnées de *Toxaster*. C'est dans ces niveaux que Coquand signalait *Holcodiscus fallax*.

Les *calcarénites* (n4Ca[2]) de type urgonien *l.s.* ne sont connues que dans le compartiment central faillé de la colline de Vedène. L'association micro-paléontologique y est constituée de dasycladales (*Likanella ?danilovae*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Angioporella fouryae*) et orbitolinidés (*Paracoskinolina sunnilandensis*, *P. maynci*, *Palaeodyctioconus* sp.) accompagnés de *Neotrocholina friburgensis*. Cet ensemble est plutôt à rapporter au Barrémien supérieur.

Triangle de Roquemaure

n4C. *Calcaires argileux à bioclastiques* (40 m). Dans le massif de Saint-Geniès, à Tavel et à Lirac, les calcaires et calcaires argileux bleutés (« pierre de Tavel ») qui contiennent localement ou se terminent (Saint-Geniès) par des calcarénites fines constituant le substratum des calcaires urgoniens, sont attribués au Barrémien supérieur. Nous avons en effet récolté à Tavel *Emericiceras barremense*.

Massif de Lampourdiér

n4A. *Calcaires argileux* (30 m). Cette formation, qui constitue le cœur de l'anticlinal de Lambourdiér, est constituée de calcaires argileux intercalés de *marnes bleutées* (n4A[1]). Dans le secteur du Four-à-Chaux, un niveau marneux remarquable nous a livré une riche faune d'ammonites de la zone à Astieri (Barrémien supérieur élevé) qui comprend, outre l'espèce-index, *Heteroceras astieri*, *Barremites strettostoma*, *Silesites seranonis*, *Phyllopachiceras baborensis* et divers représentants de *Salfadiella*, *Macroscaphites*, *Melchiorites* et *Silesites*.

Barrémo-Bédoulien

n4-5. *Calcarénites oolitiques* (50 m). Biocalcarénites plus ou moins oolitiques s'interposant (Sauveterre, Tavel et Lirac) entre le Barrémien supérieur n4C et les calcaires bédouliens à rudistes n5R. Elles contiennent une micro-faune associant des éléments barrémiens et bédouliens. À la base on trouve en effet *Neotrocholina friburgensis*, *Cribellopsis neolongatus*, *Paracoskinolina reicheli*, *P. sunnilandensis*, *Palaeodyctioconus* gr. *cuvillieri*, *Likanella danilovae* et *Salpingoporella muehlbergii*, dont l'association marque le Barrémien supérieur. Au sommet on rencontre *Orbitolinopsis cuvillieri*, *Paracoskinolina maynci* et *Falsurgonina pileola*, qui indiquent le passage Barrémien—Bédoulien.

Bédoulien

Comme au Barrémien, les formations de l'Aptien inférieur varient notablement suivant les secteurs. On a donc distingué les divisions suivantes :

Triangle de Roquemaure

n5A. *Calcaires argileux et calcarénites* (150 m). Cette formation débute par des calcaires argileux et des calcaires à silex (30 m) et se termine par un ensemble de calcaires bioclastiques souvent oolitiques (20 m). Nous y avons identifié une association caractéristique du Bédoulien : *Orbitolinopsis buccifer*, *O. kiliani*, *O. cuvillieri*, *Falsurgonina pileola*, *Paracoskinolina sunnilandensis* et *P. maynci*. Dans la montagne de Saint-Geniès, la partie supérieure de cette formation passe à des calcaires à rudistes (n5R).

n5R. *Calcaires à rudistes* (40 à 80 m). Ce membre s'individualise à l'Ouest de la montagne de Saint-Geniès et s'épaissit vers le SSW (Rochefort-du-Gard). Il contient la faune habituelle des faciès urgonien *s.s.* d'âge bédoulien : réquiéniidés (*Toucasia* sp.), caprotinidés (*Pachytraga paradoxa*) et quelques caprinidés (*Offneria* sp.). La microfaune comprend *Orbitolinopsis cuvillieri*, *Paracoskinolina maynci*, *P. arcuata*, *Patellovalvulina patruliusi* associées à quelques dasycladales. Cet ensemble à rudistes est l'équivalent faciologique et chronologique du terme U2 des feuilles adjacentes Carpentras et Vaison-la-Romaine à 1/50000.

n5S. *Calcaires à silex noirs* (80 m). Ces calcaires qui coiffent la formation à rudistes (n5R) ou ses équivalents latéraux bioclastiques (n5A), débutent par des calcarénites fines glauconieuses à silex et se poursuivent par des faciès à palorbitolines. L'association micropaléontologique comprend *Palorbitolina lenticularis*, *Choffatella decipiens* et des *Lenticulina*. C'est l'équivalent faciologique et chronologique du terme U3 des feuilles adjacentes Carpentras et Vaison-la-Romaine.

Massif de Lampourdier

n5C. *Calcaires gris à silex* (environ 100 m). Ensemble de calcaires fins souvent glauconieux à très nombreux silex ; le sommet a livré *Procheloniceras albrechtiaustriacae*.

Cénomaniens

c1-2. *Marnes et calcaires glauconieux*. Autour du dôme de Lampourdier, ce sont des marnes gréso-glauconieuses gris-noir (5 m au moins) et des calcaires argilo-gréseux et glauconieux laminés, à spicules d'éponges, ayant livré *Rotalipora brotzeni*, *R. cf. montsalvensis—apenninica*, *Praeglobotruncana gibba*, *P. cf. aumalensis*, *P. delrioensis*, *Gavelinopsis tourainensis*, *Tritaxia pyramidata* (base du Cénomaniens moyen).

Le contact de ces marnes avec le Bédoulien est stratigraphique et localement marqué par une glauconitite, des croûtes stromatolitiques, et enfin par des calcaires à fragments de croûtes stromatolitiques, de Bédoulien et de débris phosphatés (<10 cm). Ces derniers calcaires se sont révélés riches en

bélemnites (*Neohibolites* sp.) et petits foraminifères : *Hedbergella* sp., hétérohélicidés (Albien moyen-supérieur à Cénomanién inférieur).

La butte du château de Montfaucon est constituée de grès et sables glauconieux à stratifications obliques et de grès à ostréidés, gastéropodes et rares orbitolines (Cénomanién). Une lumachelle à ostréidés couronne cette série gréseuse. À l'Ouest du cimetière de Montfaucon, la série se poursuit à nouveau dans des faciès gréseux à débris d'huîtres au sommet (épaisseur totale : 60-65 m). Ces grès ont fourni à P. de Brun et C. Chatelet (1927) des mollusques des genres *Trochactraeon*, *Olivactraeon*, *Matacerithium*, *Gymnocerithium*, *Potamides*, *Tympanotonos*, *Itruvia*, *Itieria*, *Nerina*, *Nerinella*, *Pseudomesilia*, *Pseudomelania*, *Glauconia*, *Pyrgulifera*, *Ampullina*, *Neritodomus*, *Trajanella*, *Calliostoma*, *Crenella*, *Cardium*, *Pectunculus*, *Exogyra*, *Liostrea*, *Pycnodonta*, *Cyprimeria*, *Corbula*, *Cyprina*, *Arca*, *Trigonia*, *Perna*, *Inoceramus*, et une *Belemnites*.

À Mouraison, une passée de calcaires ligniteux en plaquettes (faciès « paulétien ») à petits bivalves (*Ampullariafaujasi*, *Corbicula cenomanensis*, *Corbula zurcheri*) est intercalée dans des grès à ostréidés (*Exogyra columba*, *Ostrea vesiculosa*, *O. delettei*, *E. sablieri*).

La base de la série (Montfaucon) pourrait être attribuée au Cénomanién inférieur (« Grès à Orbitolines » des auteurs), le sommet (Mouraison) au Cénomanién moyen (« Paulétien » daté par Ducreux et Gaillard 1986, feuille Pont-Saint-Esprit).

Éocène

De rares témoins de la période éocène sont conservés sur le territoire de la feuille au Sud du plateau des Angles.

Éocène inférieur et moyen

Re. **Surface calcaire corrodée, à *Microcodium***. À la base des dépôts éocènes et au voisinage des témoins conservés de ces dépôts, s'observent de beaux développements de *Microcodium* qui corrodent les calcaires néocœniens, les pénétrant parfois sur plusieurs mètres. Ces organites toujours énigmatiques se présentent sous forme d'amas calcitiques bourgeonnants à l'intérieur du calcaire, avec une structure en lamines prismatiques mameonnées.

La prolifération des *Microcodium* est très caractéristique, dans le Sud-Est de la France, des aires de dépôt continentales d'âge paléogène. Leur présence ici matérialise en quelque sorte la surface infraéocène, même quand les dépôts ont été décapés par l'érosion.

e3-4. **Marnes versicolores à *Microcodium***. Les dépôts attribuables à l'Éocène inférieur à moyen débutent par un ensemble de puissance très variable (0-15 m) à dominante marneuse. La série la plus complète s'observe près de Mas-Queiraud non loin du château des Issarts (massif des Angles).

Au-dessus de la surface sommitale des calcaires néocomiens corrodés par les *Microcodium*, la succession est la suivante :

—2 à 3 m de marnes blanchâtres à granules ou petites concrétions calcaires, comprenant à leur base des îlots ou lentilles de calcaire blanc à galets de calcaire néocomien ;

—1 à 2 m de marnes verdâtres à violacées ;

—5 à 10 m de marnes calcareuses saumonées, dont la partie inférieure est riche en amas de *Microcodium* et dont la partie supérieure évolue vers des faciès de plus en plus calcaires et contient des concrétions calcaires à cortex rougeâtre et quelques gros bulimes (*Romanella borjesi*), indiquant l'Yprésien.

Yprésien à Lutétien

e4-5. **Calcaires blancs à planorbes.** Là où la série inférieure (e3-4) est bien représentée, elle semble passer en continuité à un ensemble de calcaires blancs friables à sa base et riches en gastéropodes : *Ferrucina lapicida*, *Filholia gennevauxi*, *Limnaea michelini*, *Biomphalaria pseudoammonius*, *B. angigya* ; plus massifs au sommet et riches en grandes planorbes. Ce faciès sommital n'est en fait bien représenté qu'au Sud-Ouest du Mas-de-Pipète, en limite sud de la feuille. Par ailleurs, les faunes aussi bien que les faciès traduisent, depuis l'ensemble marneux inférieur (e3-4) jusqu'au sommet de l'ensemble calcaire (e4-5), une évolution d'un contexte terrestre à un milieu de plus en plus franchement lacustre.

Vers l'Ouest, le faciès calcaire repose directement sur le calcaire néocomien.

Classiquement, la malacofaune des calcaires blancs à planorbes était rapportée au seul étage Lutétien (Éocène moyen). Cependant, des découvertes renouvelées de mammifères yprésiens dans des dépôts provençaux (calcaire du Montaignet) et surtout languedociens (calcaire d'Agel) contenant une telle malacofaune, démontrent que celle-ci caractérisait déjà l'Yprésien (Éocène inférieur). En l'absence de mammifères et de charophytes permettant seuls une discrimination, les calcaires blancs à planorbes du plateau des Angles ont été attribués indistinctement à l'Éocène inférieur et/ou moyen.

Oligocène

Des témoins d'âge oligocène affleurent à la limite orientale de la carte, près du village de Velleron, où ils constituent la terminaison occidentale du massif de Pernes-les-Fontaines.

Oligocène inférieur (Stampien)

g2c. **Marnes sableuses de La Grande-Bastide.** À l'ENE du village de Velleron, en contrebas de La Grande-Bastide, affleurent médiocrement des marnes sableuses verdâtres ou grises apparemment sous-jacentes aux calcaires qui forment l'ossature du relief. Ces faciès qui se prolongent vers l'Est

(feuille Carpentras) y sont désignés sous le terme de « sables verts de La Valette de Pernes ».

On a assimilé à ce même terme une série bariolée qui affleure au pied sud de la butte de Thouzon sous des faciès lacustres de type Velleron. Cette série, dont la puissance visible se situe entre 10 et 20 m, comprend de bas en haut des calcaires et marno-calcaires blancs ou jaunâtres à encroûtements algaires, localement à silex gris, des sables ou grès tendres verdâtres bien calibrés, des marnes et marno-calcaires rognonneux rouges, verts ou blancs, directement surmontés par un banc de calcaire lacustre ou palustre (g2d).

On observe mal le contact avec le substratum crétacé, la série continentale g2c pouvant soit en être séparée par un accident E-W comme l'indiquait la 3^e édition de la carte à 1/80 000, soit surmonter normalement un paléorelief.

g2d. **Calcaires de Velleron.** Le petit relief sur lequel est construit le village de Velleron et qui se prolonge vers l'Est par le plateau de Pernes-les-Fontaines, est constitué par un calcaire blanc plus ou moins massif, localement à débit en plaquettes, à interlits argilo-calcaires. Ces faciès, équivalents du calcaire palustre de L'Isle-sur-la-Sorgue, s'étendent largement vers l'Est où ils renferment des lentilles de gypse. L'ensemble, plus différencié qu'à Velleron, y a livré quelques ossements de rhinocerotidés (*Cadurcotherium nouletii*), une malacofaune à *Potamides lamarcki*, et des charophytes de la zone de Fontainebleau, indiquant le Stampien supérieur.

On a attribué à cette même formation les calcaires blancs qui surmontent la série bariolée de Thouzon. Cette barre à débit rognonneux, puissante de 5 à 10 m, renferme à son sommet d'assez nombreux moules de petits gastéropodes non identifiés.

À Pujaut, un sondage SNPA (CD1 : 940-6-202) a recoupé entre 230 et 300 m une succession de marno-calcaires et de brèches polygéniques dont la partie sommitale appartiendrait, sur la foi de characées, à l'Oligocène inférieur, et dont la base pourrait être ludienne (Sannoisien inférieur *auct.*).

Oligocène supérieur (Chattien)

g3Q. **Conglomérat de Mas-Queiraud.** Conglomérat-brèche monogénique à éléments de calcaire néocomien très hétérométriques et rare ciment carbonaté. La formation laisse apparaître une stratification très fruste soulignée par les variations irrégulières de la granulométrie des éléments peu façonnés. Elle repose en sensible discordance cartographique sur les couches éocènes ployées en synclinal et paraît déformée comme elles. Sur le bord sud du synclinal, le conglomérat recouvre le calcaire e4-5 tandis que, sur le flanc nord, il n'est séparé du substratum néocomien que par une épaisseur réduite de l'ensemble e3-4.

Cette formation avait été attribuée par E. Pellat (1895) à l'Éocène moyen sur la foi de *Romanella «hopei»* récolté dans le calcaire sous-jacent. Cet argument ne peut être retenu, et bien qu'aucun élément nouveau de datation n'ait pu être apporté, il nous paraît plus vraisemblable de paralléliser cette formation avec les « brèches » d'Aramon du Chattien.

g3A. *Brèches d'Aramon*. Conglomérat monogénique à éléments néocomiens identiques au substratum, généralement anguleux ou émoussés et à la fois très hétérométriques et sans classement apparent. Les vagues stratifications que l'on peut observer paraissent subconcordantes avec les couches miocènes sus-jacentes, le plus souvent inclinées comme elles en direction du Rhône. L'observation du façonnement très fruste des éléments et du contact plutôt flou entre le conglomérat et son substratum calcaire fracturé, avait conduit P. Termier (1923) à interpréter ce dépôt comme une brèche d'écrasement. Le contexte tectonique permet difficilement d'envisager cette hypothèse qui s'accorde mal par ailleurs au passage de ces brèches aux marnes saumon d'Aramon à *Wenzia ramondi*. Ces dépôts, à apports très locaux et faible transport, pourraient être liés à la destruction d'un relief de faille dans une zone aujourd'hui érodée par le passage du Rhône. C'est en bordure de la vallée que s'observent en effet les faciès les plus proximaux décrits par P. Termier.

g3J. *Sables et conglomérats de Saint-Joseph*. À l'Ouest de Châteauneuf-du-Pape, la colline de Saint-Joseph est constituée de sables à passées conglomératiques dont les galets sont essentiellement des lithoclastes gréseux et des fragments de grès rubéfiés, mais aussi des calcaires à grandes orbitolines. Cette série a probablement assuré le comblement du synclinal cénomannien de Châteauneuf-du-Pape et précédé les premiers niveaux de Néogène marin.

Miocène

Le Miocène constitue une épaisse série détritique de type molassique et de faciès variés, qui forme le remplissage du bassin d'Avignon—Orange, au Sud du bassin de Valréas où se trouvent les séries caractéristiques. Il affleure essentiellement dans l'alignement des collines médianes de Châteauneuf-du-Pape à Châteauneuf-de-Gadagne, dans l'angle nord-est de la feuille (secteur de Carpentras) et sur le versant oriental du massif des Angles. On y distingue, essentiellement par les faunes, un Miocène inférieur (Burdigalien) et un Miocène moyen (Langhien—Serravallien), le Miocène supérieur (Tortonien) ayant été partout décapé par l'érosion.

Le Burdigalien commence par un conglomérat de base très sporadique et se poursuit par un ensemble marno-sableux (marnes de Caumont, sables et grès molassiques) qui peut envahir tout l'étage mais aussi la totalité du Miocène sous forme de sables et grès molassiques très monotones, de fond de bassin (« safres »). Localement, un faciès de plate-forme (calcaires biodétritiques plus ou moins gréseux) s'individualise au contact des reliefs crétacés qui apparaissaient comme des hauts-fonds ou des îles dans la mer miocène.

Le passage du Burdigalien à l'« Helvétien » n'est pas du tout tranché, le faciès marneux de Caumont débordant dans la base de l'« Helvétien » (Langhien inférieur). L'« Helvétien » (Langhien—Serravallien) se présente partout essentiellement sous forme de molasse sablo-gréseuse (safres), dans laquelle ne se distinguent, localement, que les grès du Comtat (toit de l'« Helvétien » inférieur).

Le complexe molassique ayant été profondément érodé à plusieurs reprises (Messinien, Quaternaire), il n'apparaît maintenant que sur les bordures des reliefs crétacés et dans l'alignement des collines médianes, mais constitue l'essentiel sinon la totalité du soubassement de la plaine du Comtat.

Miocène inférieur (Burdigalien)

Le Burdigalien se présente sous trois faciès principaux, répartis et conditionnés par les hauts-fonds et îlots que formaient les vieux massifs crétacés dans la mer miocène : un faciès conglomératique de zone littorale, un faciès calcaire de haut-fond et un faciès marneux de zone profonde passant latéralement et verticalement à une molasse sablo-gréseuse à niveaux marneux à proximité des reliefs.

Données de subsurface. Sur les versants est et ouest de la colline de Château-neuf-de-Gadagne, les marnes bleues se prolongent en profondeur, respectivement jusqu'aux altitudes —182m (sondage 940-7-359) et —105 m (940-7-343). Cela donne aux marnes de Caumont une puissance minimale de 280 m, leur sommet étant tronqué par la nappe alluviale de la terrasse supérieure.

Ces marnes se poursuivent sous la plaine du Comtat en direction de l'Est et du Nord-Est principalement. À partir de Monteux, il y a de fréquentes intercalations de sables glauconieux qui finissent par prédominer dans le secteur Loriol—Sarrians. Là, le Burdigalien paraît s'enfoncer en profondeur, le sondage 940-4-147 de Sarrians, profond de 250 m (base à —216 m), ne mentionnant que des marnes et sables gris-bleu attribués à l'« Helvétien ». Cependant, les descriptions lithostratigraphiques des sondages sont souvent trop sommaires pour permettre une interprétation fondée, de sorte que le doute subsiste généralement. En direction du Nord, le faciès devient essentiellement sableux (Courthézon). Des sables verts pouvant appartenir au Burdigalien apparaissent entre les altitudes —175 et —216m et se poursuivent plus bas (940-3-110). Il en est de même vers l'Ouest où des sables de faciès voisins ont été traversés entre les altitudes — 59 et—198 m au sondage 940-6-580 au Sud d'Avignon.

La plus grande profondeur reconnue se trouve au sondage 940-4-3 de Loriol-Talud où des sables glauconieux et coquillers, reposant sur les calcaires barrémiens, se situent entre les altitudes—243 m et—192 m. De nombreux sondages mentionnent des sables verts en-dessous de l'altitude —100 m dans le secteur de Loriol.

Rive droite du Rhône, seul le sondage 940-6-202 de Pujaut (+55 m) rencontre du Burdigalien sous forme de grès calcaires et calcaires gréseux jaunes, biodétritiques, localement glauconieux, avec intercalations de calcaire blanc ou gris vers la base, entre les cotes —79 m et — 174 m sur des marnocalcaires et des brèches oligocènes.

Les sondages archivés au Code minier mentionnent des dépôts attribués ou attribuables au Burdigalien sous forme de grès à galets verdâtres (940-2-70,940-3-104), marnes à rognons calcaires et galets verts glauconieux

(940-8-130), mais essentiellement sous forme de sables verts ou glauconieux, verdâtres ou vert-noir [très nombreux sur la coupure 4, fréquents sur la 3, dispersés sur les 6 (940-6-580), 7 (940-7-265) et 8 (940-8-136)], puis d'alternances de sables glauconieux et marnes sableuses (940-2-42, 940-4-3), calcaires gréseux et grès calcaires localement glauconieux (940-6-202), sables ou safres jaune-vert, gris-vert, vert-bleu (coupures 3,4,5,6,7,8), gris-bleu verdâtre (940-2-40), calcaires à débris charbonneux et dents de poissons (940-7-240).

Le Burdigalien supérieur a été rencontré, sur le substratum calcaire et sous des remblais (10 m), dans les fouilles du parking du palais des Papes à Avignon, sous forme de marnes et sables plus ou moins grésifiés, fossilifères.

m2G. **Conglomérat de Pierre-Longue** (quelques m). Cailloutis à énormes éléments calcaires locaux, arrondis (jusqu'à 1 m) très cimentés par un grès compact, localement patinés de glauconie (conglomérat verdi). Très riche faune (moules internes) de côte rocheuse (saxicole) : *Aturia aturi*, *Cypraea*, *Trivia*, *Triton affine*, *Trochus*, *Chlamys*, *Lima*, *Cardita michaudí*, oursins, pas toujours caractéristique du Burdigalien (fossiles de faciès). Cette formation repose sur une surface rocheuse érodée et perforée par lithophages. Épaisseur très variable, de 0 à quelques mètres.

À Pierre-Longue (Nord de Villeneuve-lès-Avignon), le conglomérat est plaqué à la base du versant dans une anfractuosité préexistante du massif des Angles, et a une extension latérale très limitée (quelques centaines de mètres). Un conglomérat analogue, moins grossier, subsiste ponctuellement à Vedène, à la base du versant est de la colline (épaisseur pluridécimétrique), et aux Issarts, sur le versant sud-est du massif des Angles, face au confluent de la Durance (0,5 à 1,80 m).

m2S. **Molasse sablo-gréseuse** (10 à 20 m). Alternance de sables grossiers plus ou moins grésifiés en gros bancs, gris blanchâtre, piquetés de grains de glauconie, d'épaisseur plurimétrique, et de marnes sableuses gris-bleu, cohérentes, pouvant atteindre une puissance supérieure à 10 m. Sur le versant des Angles, où ce faciès est caractéristique, les grès inférieurs surmontent un sable fin plus ou moins limoneux, meuble, gris, qui se poursuit en profondeur par des marnes bleues (marnes de Caumont).

On a distingué les principaux **bancs de grès** (m2S[2]).

Ce faciès s'intercale, avec des puissances très variables, dans les marnes de Caumont sur les versants de la colline de Châteauneuf-de-Gadagne.

On a rapporté à ce faciès du Burdigalien un affleurement décamétrique de sables banals gris jaunâtre, lités, azoïques (safres), à la base du versant des Angles à l'Ouest de la voie rapide.

m2M. **Marnes de Caumont** (280 m). Cette formation à dominante argileuse, qui affleure essentiellement dans la colline de Châteauneuf-de-Gadagne, se compose de deux faciès qui semblent passer de l'un à l'autre en continuité

verticale et latérale : le faciès marneux (marnes de Caumont proprement dites à la base, du nom du village de Caumont au Sud de Châteauneuf-de-Gadagne, feuille Châteaurenard), et un faciès sablo-limoneux.

- Le **faciès marneux** (marnes de Caumont s.s.) est un silt plus ou moins argileux et finement sableux, micacé, très bien lité en feuillets parallèles millimétriques à centimétriques ou en fuseaux, très homogène, compact, cohérent, localement consolidé, de couleur gris bleuté à gris foncé et même noire en cassure (conchoïdale dans les bancs les plus fins), devenant jaunâtre en surface. Les caractéristiques principales des marnes de Caumont sont leur homogénéité et compacité, témoignant d'une diagenèse notable. On y a recueilli une faune riche mais peu variée : *Chlamys multistriata*, *C. cf. gentoni*, *C. angelonii*, nombreux ostréidés, gastéropodes (moules internes), cri-noïdes, oursins, bryozoaires, quelques dents de lamnidés (Demarcq, 1970), de cachet «helvétien», et une microfaune surtout littorale d'âge burdigalien inférieur (R. Anglada).

Les minéraux argileux sont essentiellement l'illite et la chlorite, accompagnés de traces de montmorillonite et de minéraux détritiques : quartz et calcite abondants, dolomite en quantité variable pouvant être forte, feldspaths sporadiques (Caridroit, 1968).

Elles affleurent bien dans les carrières abandonnées des anciennes tuileries au Nord de Saint-Saturnin-lès-Avignon et dans les tranchées du chemin de fer. Plusieurs sondages les ont traversées, dont l'un sur 200 m depuis le sommet du versant est de la colline entre les cotes +104 et -90 m (940-7-343), et un autre sur 235 m entre les cotes + 65 et -170 m sur le versant est (940-7-359). Leur épaisseur est donc au minimum de 280 m.

A Sauveterre (Le Pradas), l'ostracofaune indique l'extrême sommet du Burdigalien (G. Carbonnel).

Des marnes de même faciès, mais parfois plus plastiques ou plus meubles, affleurent dans le massif de Châteauneuf-du-Pape autour de Vaudieu, dans le versant au Sud des Fines-Roches et au Nord de la dépression de l'Étang (ici sur une surface trop restreinte pour être figurée).

- Le **faciès sablo-limoneux** (m2M[1]) apparaît localement, notamment dans la colline de Châteauneuf-de-Gadagne. Alternance de lits centimétriques à décimétriques d'argiles ou de silts plus ou moins sableux et de sables fins limoneux et argileux, de couleur claire, gris bleuté à gris blanchâtre, souvent à nodules calciteux tendres. Contrairement aux marnes de Caumont proprement dites, cette formation est très meuble, à toucher doux (onctueux). En certains points elle est très fossilifère et contient notamment de nombreuses valves de pectinidés de très petite taille (centimétrique) très bien conservés (Saint-Saturnin-lès-Avignon). Ce faciès rappelle de très près celui du Pliocène marin, avec lequel il peut être facilement confondu. Dans la colline de Châteauneuf-de-Gadagne il n'a pas livré de foraminifères spécifiques du Pliocène. À Pont-d'Avignon (Saint-Estève), un faciès semblable a livré des ostracodes attribuables au Langhien (R. Anglada).

Ce faciès se rencontre surtout dans la colline de Châteauneuf-de-Gadagne, vers le sommet mais aussi à la base du versant nord-ouest, sous une épaisseur variable (décamétrique à pluridécamétrique) augmentant vers le Sud (10 à >50m).

m2C. **Molasse calcaire : calcaires bioclastiques** (2-35 m). Calcaire grossier, vacuolaire, biodétritique, zoogène, gréseux par places, blanchâtre à beige ou jaunâtre, à niveaux plus tendres et non zoogènes, assez variable d'aspect, formant des bancs métriques à plurimétriques assez massifs. Nombreux débris de fossiles brisés et roulés : nullipores, bryozoaires, *Chlamys*, *Pecten*, *Ostrea*, oursins (Demarcq, 1970). Ce faciès de plate-forme se rencontre essentiellement sur les reliefs calcaires, notamment en surface du massif des Angles et en bordure de la colline de Vedène. Il est particulièrement typique aux anciennes carrières du Mas-des-Carles (Villeneuve-lès-Avignon) et du Montagné (Les Angles). Dans ces deux sites, la molasse calcaire remplissait deux dépressions de dimensions kilométrique et de profondeur décamétrique en surface des calcaires barrémiens du massif des Angles. Ils en ont été presque entièrement extraits par les exploitations qui n'en ont laissé que deux énormes cavités.

Il est très probable qu'initialement la molasse calcaire recouvrait la totalité du massif des Angles, comme en témoignent les résidus qui en parsèment la surface et les versants depuis Four et Pujaut au Nord jusqu'au Mas-de-Pipète au Sud. Ce qu'il en reste ne sont que des témoins épargnés par l'érosion, essentiellement karstique, qui a creusé les nombreuses dépressions superficielles sur l'ensemble du massif. Les deux gisements du Mas-des-Carles et de Montagné doivent leur préservation à une situation topographique particulièrement favorable.

Cette molasse calcaire ou « pierre du Midi », a servi de matériau de construction depuis l'époque romaine. Celle du Mas-des-Carles a été utilisée pour l'édification du palais des Papes en raison de son grain relativement fin. La pierre de Montagné, plus blanche et légèrement moins dure, a été employée dans la plupart des bâtiments d'Avignon, dans les siècles qui ont suivi celui de la Papauté (Gagnière, 1966).

Une molasse calcaire, plus gréseuse et de faciès plus irrégulier, subsiste encore en certains points sous forme de lambeaux beaucoup plus réduits : —à Vedène, dans une petite dépression du versant ouest de la colline : calcaire tendre, finement gréseux, gris clair à jaunâtre, à débris zoogènes, délitable en dalles ou bancs décimétriques, avec intercalation de marnes de type Caumont. Épaisseur maximum 6-7 m ;

—sur la partie sud du massif des Angles (Les Issarts, Mas-de-Queiraud, Lavernède, Mas-de-Pipète, Plane-de-l'Homme), molasse calcaire plus gréseuse, grisâtre, plus ou moins bioclastique, localement à galets verdis. Épaisseur maximum 2 m.

À la base du versant de ce massif entre Les Angles et le Mas-des-Tuileries (affleurement ponctuel).

À l'extrémité nord de ce massif entre Four et Pujaut (affleurements ponctuels) ;

—à Maucoil, en limite nord-est de la colline de Châteauneuf-du-Pape, à proximité du massif calcaire de Lampourdier : calcaires plus ou moins sableux, rognonneux à poudreux, en bancs massifs, blanchâtres à beiges, à gros débris de mollusques (*Chlamys*, *Ostrea*, gastéropodes). Ils ne sont visibles que ponctuellement sur une épaisseur d'environ 3 m. Ils semblent être une différenciation locale de la molasse sableuse traversée au sondage 940-2-41,

implanté immédiatement à l'Ouest et en contrebas (10 m) du gisement, sur 35 m entre les cotes 75 et 40 m.

Miocène moyen (Langhien—Serravallien = « Helvétien »)

Le Miocène moyen, qui surmonte en continuité le Burdigalien, est composé essentiellement d'une masse monotone de sables jaunes ou gris plus ou moins grésifiés (« safres »), au sein desquels se différencie un horizon gréseux grossièrement biodétritique, les grès du Comtat ; ils passent vers le bas et généralement au-dessous de la plaine alluviale, à un faciès marneux à intercalations sableuses plus ou moins épaisses ne se différenciant pas des marnes de Caumont burdigaliennes.

Dans l'ensemble molassique banal affleurant, les grès du Comtat, qui se situent d'après leur faune au toit de l'« Helvétien » inférieur (Langhien supérieur), pourraient tenir lieu d'horizon-repère si ce faciès n'était discontinu et si, localement, plusieurs bancs de grès analogues ne se différenciaient à des niveaux variables à l'intérieur de la masse molassique, surtout lorsque cette dernière s'épaissit.

m3M. *Marnes gréseuses* (Langhien inférieur) (100 m). Ce sont des marnes finement gréseuses tendres, homogènes, très bien litées, à concrétions plus calcaires formant des rognons ou miches plus ou moins individualisés, qui apparaissent très localement au château Rayas et dans la butte du Moulin-à-Vent dans le massif de Châteauneuf-du-Pape.

Des argiles sableuses et micacées gris pâle pouvant leur correspondre ont été traversées dans le sondage 940-6-202 de Pujaut (Pujaut CD1), à moins d'un kilomètre à l'Ouest. Leur sommet érodé n'est pas précisément situé sous des argiles à lignites probablement pliocènes (autour de la cote + 25 m), mais leur base repose à la cote —79 m sur des grès burdigaliens.

m3S. *Sables et grès indifférenciés* (Langhien moyen) (≥ 300 m). On a réservé cette notation aux formations molassiques banales sous-jacentes aux grès du Comtat. C'est un faciès variable, généralement très monotone dans l'ensemble (massif de Châteauneuf-du-Pape, montagne de Sorgues, bordure du massif des Angles), localement varié dans le détail. Dans la butte du Petit-Flory, entre Vedène et Entraigues, c'est une molasse sableuse massive à galets limoneux, très fins bioclastes, présentant quelques interlits argileux et de belles structures de chenalisation plurimétriques. À Sauve-terre, au-dessus du faciès marneux, se trouve une alternance de bancs décimétriques à métriques de marnes, sables gréseux et grès grossiers biodétritiques de type Comtat à l'intérieur d'un ensemble sablo-gréseux banal. La faune, très abondante mais peu variée, appartiendrait à la partie supérieure de l'« Helvétien » inférieur (Granier, 1962).

En surface, il s'y différencie également un faciès limono-argileux très meuble analogue à celui qui apparaît dans les marnes de Caumont (m1M), et qui rappelle de très près le Pliocène marin, comme à Pont-d'Avignon (Saint-Estève, cote + 55 m).

Localement, en profondeur, s'y intercalent des couches marneuses pouvant atteindre de fortes épaisseurs : 45 m au sondage 940-3-110 de Courthézon, plus de 110 m au sondage 940-3-123 de Bédarrides.

L'épaisseur, non reconnue dans sa totalité, est grande : plus de 300 m si l'on se réfère aux affleurements les plus élevés du massif de Châteauneuf-du-Pape et à la base du sondage 940-3-110 de Courthézon (cote—216 m), qui n'a pas traversé la formation.

Dans la dépression de Pujaut, des safres plus ou moins argileux et gréseux ont été touchés, sous le Pliocène marin argileux, par deux sondages qui ne les ont pas traversés : sur 47 m entre les cotes —106 et —153 m au 940-5-208 et sur 52 m entre les cotes—327 et—379 m au 940-5-235. Leur appartenance au Miocène n'est pas démontrée.

Cette molasse passe en continuité, vers l'Est, aux sables gréseux (safres) de Carpentras, et, vers le Sud, au complexe des marnes de Caumont.

m3G. **Grès roux du Comtat** (Langhien supérieur, sommet de l'« Helvétien » inférieur) (5-20 m). Grès molassiques et biodétritiques grossiers, localement microconglomératiques, à ciment calcaire plus ou moins abondant, plus ou moins vacuolaires, jaune ocracé à roux, à nombreuses petites empreintes de fossiles. Ils rappellent les grès roux de Suze du bassin de Valréas (grès lumachelliques de Fontannes) et ceux de Sérignan.

Ils ne referment généralement pas de fossiles déterminables, sauf lorsque le faciès devient meuble comme au gisement de Bompas (feuille Châteauneuf-du-Pape) : *Chlamys gentoni*, *C. multistriata*, *C. angelonii*, *C. disprosopa*, *C. gr. opercularis* ou *gr. scabrella*, *Ostrea*, *Anomia*, balanes, bryozoaires, dents de larrinidés (Demarcq, 1970). Cette faune, où l'on remarque l'absence des espèces classiques des molasses burdigaliennes, est très proche de celle des molasses de Grignan et de Suze (feuille Valréas), d'âge « helvétien » inférieur.

Ce faciès gréseux se différencie essentiellement à proximité des reliefs crétacés, et disparaît à l'Est d'Entraigues-sur-Sorgues. On le rencontre essentiellement dans le massif de Châteauneuf-du-Pape, dans la montagne de Sorgues et en bordure du massif des Angles.

Son épaisseur est fort variable mais peu importante, plus réduite aux abords immédiats des massifs calcaires (5-10 m), généralement 10-15 m, parfois plus (Châteauneuf-du-Pape, Courthézon).

Quelques variations locales sont à souligner :

- au Sud de Courthézon, les grès molassiques fortement cimentés deviennent très vacuolaires, moins durs et de teinte blanchâtre vers la base où ils sont presque entièrement constitués de fragments organiques ;
- à Châteauneuf-du-Pape, ils sont microconglomératiques (éléments arrondis centimétriques à pluricentimétriques), très fortement cimentés en bancs massifs épais à plus ou moins lités ;
- au Montillard (Nord-Ouest d'Entraigues), les grès moins cimentés, très

fossilifères, montraient des coquilles remarquablement conservées, notamment les formes hinnites des *Chlamys brusioni* et *justiana* (carrière remblayée);

— un autre faciès fréquent est celui de grès sableux jaunâtres à bancs irrégulièrement consolidés, rappelant les molasses de Grignan mais moins biodétritiques et moins fossilifères.

Les grès du Comtat forment un entablement assez remarquable dans le paysage molassique (Sud de Sauveterre, massif de Châteauneuf-du-Pape, montagne de Sorgues—butte de Sève). Ils sont affectés d'un pendage de 10-20° vers le Nord-Est à Courthézon, vers l'Est au Petit-Flory près de Vedène. Ailleurs ils sont subhorizontaux (transgressifs, avec la molasse sablo-gréseuse m3S sous-jacente, sur les calcaires du massif des Angles à Cabrion, au Nord de Villeneuve-lès-Avignon). Au Sud de Courthézon et à Entraigues, ils arrivent au niveau de la basse plaine, ce qui montre un plongement vers l'Est de l'ensemble de la série « helvétique ». On ne les rencontre pas dans les sondages du Comtat, où ils doivent se fondre dans la masse molassique sablo-marneuse.

Les grès du Comtat ont servi de pierre de construction (anciennes carrières de Courthézon, Châteauneuf-du-Pape, Sorgues).

m3-4. Sables et grès molassiques (« safres helvétiques ») de Carpentras (Langhien—Serravallien) (300-400 m). Sables fins plus ou moins limoneux ou argileux, souvent à petits lits décimétriques marneux, irrégulièrement et généralement peu grésifiés, gris à jaunâtres, très monotones, peu ou pas fossilifères, à structure horizontale. Ils affleurent largement dans les plateaux du Comtat au Nord-Est de Monteux, où leur faciès n'est jamais franchement marneux en surface. Par contre, ils montrent des couches d'argiles plus ou moins sableuses en profondeur, à différents niveaux, sur des épaisseurs variables localement fortes (140 m au sondage 940-4-69 des Baumettes au Nord-Ouest de Monteux). Mais dans l'ensemble le faciès est essentiellement sableux.

On les connaît sur une épaisseur de plus de 300 m à Sarriens (base du sondage 940-4-142 à la cote —248 m, substrat non atteint). À Loriol (sondage 940-4-3 ou Loriol 1) ils passent aux grès glauconieux burdigaliens à la cote —192 m, le contact du Miocène sur les calcaires barrémiens étant à la cote -243 m.

Pliocène

Les terrains pliocènes comblent les paléovallées messiniennes et sont emboîtés dans les assises miocènes et leur substratum. Ils forment une série épaisse de plus de 450 m, marine (argiles et sables) puis continentale (argiles d'eau douce, sables fluviatiles, cailloutis terminal). Des faciès saumâtres (argiles et sables) font transition entre les dépôts marins inférieurs et continentaux supérieurs. En rive droite, les affleurements sont étendus ; en rive gauche ils sont localisés entre Châteauneuf-du-Pape et Sorgues. Épaisseur totale : environ 500 m.

Données de subsurface. Le substratum sous-alluvial de la plaine de Saint-Genès-de-Comolas et de la dépression du Pujaut est formé essentiellement par les argiles marines pliocènes. Dans la moitié nord-est de cette dépression, c'est-à-dire hors de l'axe principal du creusement mio-pliocène, elles reposent sur les argiles miocènes. À l'Ouest (Saint-Anthelme, La Grave), deux sondages ont traversé successivement une séquence argileuse puis des graviers et sables aquifères épais de 60 à 80 m, respectivement entre les cotes absolues - 267 m et - 347 m (5-235) et - 301 et - 359 m (5-209). Ces forages sont implantés dans la vallée messinienne. Compte tenu de l'ampleur du creusement à cette époque (Ballesio, 1972 ; Clauzon, 1973, 1978-80), la séquence argileuse peut être attribuée, avec quelque vraisemblance, au cycle de comblement pliocène, les graviers et sables sous-jacents représentant alors les alluvions continentales déposées dans la vallée avant la transgression pliocène. Le thalweg messinien se situerait donc à 400 m au-dessous de la surface actuelle, cote minimale, car il n'est pas certain que les sondages soient implantés sur l'axe même de la vallée.

m-p. **Sables à cailloutis et blocs** (Infrapliocène ?) (5-25 m). Des formations sableuses ou caillouteuses à gros blocs, de faciès très différent des dépôts molassiques miocènes ou pliocènes et des alluvions quaternaires, existent ponctuellement en discordance sur le substratum miocène ou crétacé. Ils rappellent par leur faciès les dépôts de pente et les alluvions fluviales qui jalonnent les versants ou le fond des vallées creusées lors de la phase de ravinement du Miocène terminal avant l'ingression marine pliocène (Infrapliocène). Leur appartenance à cet épisode reste cependant hypothétique car leur relation avec le Pliocène marin n'a pas été observée.

Le *faciès de pente* a été relevé dans deux coupes artificielles (caves viticoles) du massif de Châteauneuf-du-Pape, au château du Rayas et sur le flanc ouest de la butte du Moulin-à-Vent, respectivement au Nord et immédiatement au Sud du village. Il s'agit de sables (safres) fins, plus ou moins lités et pentés, meubles ou peu grésifiés, emballant des blocs anguleux de grès molassiques (dont grès du Comtat) de taille pluridécimétrique (Moulin-à-Vent) à plurimétrique (Rayas). Ces formations reposent en discordance de ravinement sur des marnes gris-noir à miches ou rognons calcaires, bien litées horizontalement, plus ou moins indurées, appartenant au Miocène.

Le *faciès fluviale* (plutôt torrentiel) a été rencontré dans la montagne de Sorgues au Sud de Grange-Neuve, dans la colline de Châteauneuf-de-Gadagne au sommet de la butte du Puy (cote 101m) qui domine Saint-Saturnin-lès-Avignon, et à la base du versant molassique au Nord de Sarriens. Ce sont des conglomérats très hétérométriques à galets grossiers et blocs arrondis ou très émoussés pouvant dépasser 1 m, composés d'éléments locaux calcaires et gréseux (grès du Comtat notamment), les blocs étant exclusivement de grès. Au Puy, il s'y mêle de nombreux siliceux (quartzites, silex, chailles), à l'exclusion de cristallins, ce qui les différencie des alluvions quaternaires. La matrice est sablo-graveleuse et l'ensemble très irrégulièrement cimenté (fortement à Sarriens, peu au Puy). Ces formations reposent en ravinement sur le substratum miocène. À Sarriens, le sondage 940-4-138 a recoupé les conglomérats en profondeur sur 8 m entre les cotes +17 et + 9 m, ce qui leur confère une épaisseur d'environ 25 m.

pM. *Argiles marines* (400 m). Elles se présentent sous leur aspect classique. De teinte grise, très plastiques, elles deviennent localement plus micacées, silteuses ou sableuses. Composition minéralogique : illite, chlorite, kaolinite, montmorillonite, quartz, feldspath, calcite (D'Apolito, 1972).

Affleurements dispersés : Vaucroze au Sud de Bédarrides, colline de Châteauneuf-du-Pape, Saint-Geniès-de-Comolas où elles furent autrefois exploitées, Pujaut, Saze.

Elles livrent des fossiles, essentiellement des mollusques : *Dentalium delphinense*, *Amyclina semistriata*, *Anadara diluvii*, *vénéridés*,... Épaisseur maximale probable : 400 m.

pA. *Argiles saumâtres à Potamides basteroti*. Épais de quelques mètres au maximum, ce faciès forme la transition entre les assises marines et les dépôts continentaux supérieurs. Il correspond à un colmatage tranquille dans des étangs côtiers.

Les argiles, parfois sableuses, contiennent *Potamides basteroti* et *Melanopsis neumayri*.

Affleurements restreints à Saint-Geniès-de-Comolas et à Notre-Dame-de-Rochefort.

pS. *Sables marins et saumâtres*. Les *sables marins* (5-50 m) ont été repérés:

—au Sud de Bédarrides, flanc est de la colline de la Montagne : sables fins, avec intercalations argileuses. Microfaune littorale avec *Ammonia beccarii*. Ces sédiments surmontent et remplacent sans doute latéralement les argiles qui affleurent à Vaucroze, mais à l'extrémité nord de la colline, au droit de la passerelle de Bédarrides ils buttent en net ravinement contre les assises molassiques miocènes. Épaisseur maximale : 50 m ;

—dans les collines de Châteauneuf-du-Pape : sables micacés, à stratification entrecroisée, fossilifères et mimétiques du Miocène par l'abondance des pectens. Faune variée : *Pecten benedictus*, *Gigantopecten latissimus*, *Chlamys multistriata*, *Anomia ephippium*, *Balanus concavus*, bryozoaires, foraminifères. Les sables forment un biseau littoral, s'adossant vers l'Ouest contre les grès miocènes, comblant les chenaux fluviaux messiniens (Baban). Vers l'Est ils reposent sur les argiles marines. Épaisseur : quelques mètres à 10 m.

—à Pujaut : sur quelques mètres d'épaisseur affleurent des sables très littoraux à stratification entrecroisée contenant *Pecten benedictus*, *Chlamys multistriata*, *Anomia ephippium*.

Les *sables saumâtres* (40 m) sont conservés dans le graben de Pujaut entre Rochefort-du-Gard et Saze. Généralement fins, parfois disposés en chenaux, ils sont homogènes ou stratifiés régulièrement en lits épais de 1 à quelques cm, sableux ou sablo-argileux voire silteux. Des intercalations argileuses, dont l'épaisseur peut atteindre 1 à 2 m, se répartissent à des niveaux divers de la masse sableuse. Microfaune très rare avec *Ammonia beccarii*, mais sur la feuille voisine Uzès ce même faciès s'intrique avec des argiles

lagunaires à *Potamides basteroti*. Cette séquence apparaît dans le fossé de Pujaut en fin d'épisode marin. Épaisseur moyenne : 40 m.

pF. **Sables fluviatiles type Saint-Laurent-des-Arbres** (50 m). Ils affleurent largement dans la dépression de Lirac, dans le secteur de Saint-Laurent-des-Arbres et forment aussi la butte-témoin de Comolas près de Saint-Geniès-de-Comolas et celle du mont Jupiter.

Ce sont des sables fins à stratification entrecroisée avec quelques intercalations graveleuses et caillouteuses plus abondantes vers le haut de la séquence et composées essentiellement d'éléments siliceux. Le passage à la formation caillouteuse sommitale (Fv), très rapide, est marqué par l'apparition de lentilles conglomératiques à éléments émoussés calcaires, cristallins et quartzitiques.

Dans le secteur de Saint-Laurent-des-Arbres, la formation a livré des restes végétaux silicifiés, parfois de grande taille (troncs d'arbres). Elle contient aussi des restes de mammifères appartenant à la faune pliocène de Montpellier (Zone MN 14) : *Anancus*, *Dicerorhinus megarhinus*, *Parabos cordieri*, *Proptamochoerus*, *Hipparion*. Épaisseur maximale : 50 m.

pE. **Sables à intercalations d'éboulis** (40 m). En bordure du substratum crétacé, les sables fluviatiles se chargent de lentilles conglomératiques formées d'éléments anguleux de calcaires et de grès issus des reliefs crétacés. Affleurements à Lirac et Tavel. Épaisseur maximale : 40 m.

pL. **Argiles d'eau douce** (2 m). Elles surmontent les argiles à *Potamides basteroti* au toit de la formation fluviatile (pF) ou bien s'intercalent dans les niveaux inférieurs de cette formation. Elles sont visibles à Saint-Geniès-de-Comolas et à Saint-Laurent-des-Arbres.

Les argiles grises contenant des débris de mollusques continentaux (mont Jupiter) ont été aussi rangées dans le Pliocène, mais leur situation stratigraphique est différente puisqu'elles se placent au sommet de la formation fluviatile, au-dessous du cailloutis terminal.

Les argiles d'eau douce, parfois finement litées, sont de teinte grise que l'altération rend jaunâtre ; elles prennent un aspect tourbeux et deviennent noirâtres lorsqu'elles se chargent en débris végétaux. Malacofaune dulçaquicole, à cachet pliocène aux Maladières près de Saint-Laurent-des-Arbres : *Carychium pachychlus*, *Stagnicola bouilleti* var. *laurentensis*, *Anisus mariae*, *Segmentina filocincta*, *Vertigo myrmido*, *V. nouleti*. A la butte de Comolas, au Sud de Saint-Geniès-de-Comolas, minces intercalations d'un calcaire lacustre friable à *Bithynia*, *Valvata* et *Planorbis*. Épaisseur visible : quelques décimètres à 2 m.

Les sables fluviatiles de type Saint-Laurent-des-Arbres (pF) sont surmontés en continuité stratigraphique par des cailloutis fluviatiles grossiers de faciès alpin, qui terminent la sédimentation pliocène et constituent une partie des plateaux alluviaux sommitaux. Pour des raisons de cohérence morphostratigraphique, nous les avons traités avec les nappes alluviales supérieures de faciès et d'origine semblables, au début du chapitre « Quaternaire ».

Quaternaire

Les terrains quaternaires, qui couvrent l'essentiel de la surface de cette feuille, appartiennent à quatre types de formations : alluviales, lacustres et palustres, de versants, et résiduelles.

Les *nappes alluviales*, de loin les plus développées, constituent d'abord la basse plaine du Rhône et du Comtat, d'épandage récent, et une série de terrasses étagées très discontinues dont la première achève le cycle de sédimentation pliocène. Elles sont formées par des cailloutis à galets et matrice sableuse de trois faciès différents : un faciès rhodanien polygénique (éléments siliceux essentiellement de quartzites, cristallins et calcaires divers), un faciès durancien très proche mais caractérisé par la présence de variolites, et un faciès local monogénique composé uniquement de calcaires blancs originaires des monts de Vaucluse. Elles se répartissent en quatre groupes de niveaux : les terrasses supérieures, exclusivement rhodaniennes, la haute terrasse et la moyenne terrasse, très démantelées, et les basses terrasses comprenant la basse terrasse proprement dite et la basse plaine alluviale, d'extension générale. Aucun élément chronologique ne permettant de leur attribuer un âge, on les a classées relativement d'après leurs relations stratigraphiques avec le Pliocène pour les terrasses supérieures uniquement, et la morphologie pour les autres.

Les *formations lacustres et palustres* remplissent le fond de dépressions fermées apparentes (anciens étangs de Pujaut, les Paluds de Courthézon, etc.) ou inapparentes car masquées sous les limons superficiels (plaine du Comtat). Ce sont essentiellement des argiles, tourbes et craies lacustres d'âge récent. Elles occupent des surfaces considérables sur des épaisseurs très variables.

Les *dépôts de versants* sont essentiellement des colluvions argilo-sabla-caillouteuses qui remanient en surface les assises meubles du Miocène et du Pliocène, dont elles recouvrent presque tous les affleurements sur des épaisseurs variables mais faibles, généralement inférieures à 10 m. En font partie les remplissages des dépressions karstiques, les éboulis et les sables éoliens, très localisés.

Les *formations résiduelles*, enfin, sont d'extension beaucoup plus réduite, et pelliculaires. Elles se présentent sous forme de semis de quartzites ou de calcaires jalonnant certaines surfaces, et d'un régolite.

Plateaux alluviaux et terrasses supérieurs

Une série de plateaux alluviaux isolés et plus ou moins étendu couronne les collines néogènes à l'Est du Rhône, et les dépôts pliocènes en particulier à l'Ouest. En contrebas de ces plateaux sommitaux, qui s'inscrivent largement au-dessous des massifs calcaires de Rochefort et des Angles, s'étagent aussi un assez grand nombre de terrasses, de niveau largement supérieur à celui des hautes terrasses attribuées au Mindélien. Ce sont les résidus de

nappes alluviales uniquement rhodaniennes, dont l'épandage a commencé dès la fin du dépôt des sables fluviatiles pliocènes.

Ce complexe alluvial s'étage entre les altitudes de 160 m en aval (plateau de Signargues) et de 80 m en amont (terrasse des Fines-Roches), soit sur une dénivellation réelle de plus de 80 m compte tenu de la pente d'alluvionnement. Les éléments qui en restent se présentent tous sous forme de lambeaux plus ou moins étendus et à surfaces plus ou moins régulières, de conservation variable, et toujours isolés. Cette absence de continuité fait qu'il n'est pas possible de suivre leur cheminement, comme c'est le cas pour la basse plaine du Rhône et du Comtat. D'autre part, certains d'entre eux présentent des anomalies évidentes de pente, dont les plus flagrantes sont les contre-pentes des plateaux de Châteauneuf-de-Gadagne, de Rochefort, et de la terrasse de L'Aighillon. Indices de déformations qui semblent en fait avoir effectué l'ensemble des niveaux supérieurs.

Ordinairement, les nappes alluviales sont distinguées par niveaux successivement décroissants avec l'âge. Selon ce critère morphologique on reconstitue six niveaux étagés (Arnal, 1966, en distinguait seulement trois, dont un dédoublé, en rive droite) soit, du plus au moins élevé :

— *niveau 1.* Plaine de Signargues (160-149m) au-dessus de Saze, en aval ;
— *niveau 2.* Plateaux des Coudoulis, des Chênes, de Rochefort (147-140 m) ;
— *niveau 3.* Plaine de Vallongue (forêt de Clary) et lambeaux de Cravailieu, Montézargues, forêt de Rochefort (130-115 m).

Ces trois niveaux supérieurs n'existent que rive droite du Rhône ;

— *niveau 4.* Terrasse de L'Aighillon (110-120 m), butte de Comolas (123 m) rive droite ; plateau de Mont-Redon—Télégraphe (Châteauneuf-du-Pape), de Châteauneuf-de-Gadagne, arête de la montagne de Sorgues (123-113 m) rive gauche ;

— *niveau 5.* Terrasses de Beauchamp, des Angles (100m) rive droite ; du Boucou (102 m) rive gauche ;

— *niveau 6.* Mont Jupiter, terrasses de la Plane et Cabrion (103-93 m) rive droite ; terrasses des Fines-Roches et Pié-Redon (80-90 m) rive gauche.

Mais cette classification morphologique n'est pas en accord avec les relations stratigraphiques des nappes alluviales et de leur substratum pliocène. La nappe la plus ancienne est en réalité la plaine de Vallongue (Clary) dont les cailloutis couronnent une série pliocène complète, en continuité sédimentaire avec les sables fluviatiles sous-jacents. Or, elle ne constitue que le troisième niveau morphologique. Le plateau de Signargues, dont la nappe alluviale est superposée à un Pliocène tronqué de toute la série supérieure fluviatile et d'une partie de la série moyenne saumâtre, est largement postérieur et représente stratigraphiquement une troisième phase d'alluvionnement. Nous avons donc adopté un classement stratigraphique, plus proche de la réalité que le système morphologique, dont le déroulement chronologique est le suivant :

Fv1. *Groupe des niveaux anciens*, sur Pliocène fluviatile pF complet ou non :

Fv1a. Bois de Clary (Vallongue) et terrasses associées (Coudoulis, les Chênes, butte de Montézargues).

Fv1b. Mont Jupiter, butte de Comolas, plateau de la Plane.

Fv2. *Niveau moyen*, sur Pliocène saumâtre pS : terrasse de L'Aighillon, plateau de Signargues.

Fv3. *Groupe des niveaux récents*, sur Pliocène marin sableux ou argileux pM :

Fv3a. Plateaux sommitaux de Châteauneuf-du-Pape, crête de la montagne de S orgues.

Fv3b. Terrasse du Boucou.

Fv3c. Terrasses des Fines-Roches—Pié-Redon.

On remarquera que les deux niveaux les plus anciens sont de rive droite, les plus récents de rive gauche.

Fv. Il existe enfin un groupe de *niveaux indéterminés*, dont les alluvions reposent sur le Miocène et qu'il est donc impossible de situer stratigraphiquement. Ce sont, rive droite les terrasses de Beauchamp, des Angles et de Cabrion, rive gauche le plateau de Châteauneuf-de-Gadagne avec ses buttes résiduelles annexes.

Le matériel alluvial est un cailloutis rhodanien polygénique d'origine alpine composé de calcaires divers, roches cristallines et cristallophylliennes variées, et éléments siliceux (quartzites, grès quartzeux, silex, etc.) auxquels se mêlent en proportions diverses mais le plus souvent minimes des faciès locaux, notamment des grès calcaires molassiques. Les éléments sont généralement bien arrondis (galets), même ceux de petite taille (graviers), hétérométriques (dimension maximale 0,30 m, parfois plus), avec matrice sablo-graveleuse grossière de teinte grise. Ces nappes sont peu épaisses (en moyenne autour de 5 m), sauf localement (ravinelements ou surélévation du substratum).

L'altération superficielle (décarbonation, rubéfaction, argilification de la matrice) est difficile à apprécier du fait de la rareté des bonnes coupes, de la mauvaise conservation générale des surfaces d'alluvionnement (troncature des profils) et, probablement, des intenses éolisations qui ont exporté une partie du matériel fin et dont les témoins manifestes sont les très nombreux galets de quartzite à facettes qui parsèment la plupart des surfaces. Elle ne peut donc servir ici de critère de chronologie relative comme c'est le cas plus en amont dans la vallée du Rhône. En règle générale, les galets cristallins sont arénisés jusqu'à la base des alluvions, qui sont localement consolidées en poudingues très discontinus à différents niveaux, et la matrice sableuse jaunée par oxydation et enrichie en éléments fins limoneux (faciès « alluvions jaunes »).

Fv1. Groupe des niveau anciens (sur Pliocène fluviatile pF)

Fv1a. *Bois de Clary (Vallongue)* et annexes (Coudoulis, les Chênes, Saint-Sixte, Montézargues) (5-10 m). La plaine de Vallongue, appelée improprement terrasse de la forêt de Clary (cette forêt s'établissant surtout sur les affleurements sableux du Pliocène qui bordent la plaine à l'Est), constitue une belle surface plane, très ravinée dans sa partie sud, entre Saint-Laurent-des-Arbres et Tavel. Elle est régulièrement inclinée d'amont (130 m) en aval (120 m), selon une pente d'environ 4%. Cette pente, notablement plus forte que celle de la basse plaine du Rhône (0,5 %), et un sensible relèvement des courbes de niveau sur la bordure

ouest, indiquent une probable déformation par relèvement relatif en amont et à l'Ouest, compatible avec la morphologie des témoins alluviaux voisins (Saint-Sixte, les Chênes).

Le passage des sables pliocènes aux cailloutis alluviaux s'observe relativement bien en limite nord, le long de la route de Saint-Laurent, par un enrichissement progressif et rapide des sables en galets. L'épaisseur de la nappe alluviale y est de quelques mètres (4 à 6).

La bordure est montrée un amincissement sinon un biseautage de cette nappe, qui n'est plus représentée que par 1 m d'altérite à galets de quartzites surmontant un conglomérat à petits galets de quartzites et de calcaires, sans cristallins, d'épaisseur métrique, probable remaniement du cailloutis avec élimination des éléments cristallins arénisés (le Sablac, Croix-des-Gardes).

On peut y rattacher les éléments suivants :

— *en amont* :

- les petits plateaux de Saint-Sixte (130-140 m) et des Chênes (135-145 m), à alluvions minces et cimentées, bordant le Sud de la montagne de Saint-Geniès et du mont Cau, à très forte pente en direction de ces reliefs,
- le plateau des Coudoulis (147-141 m) en bordure nord du mont Cau et à contre-pente vers le Nord.

Ces dispositions morphologiques indiquent une déformation de la nappe par relèvement au contact de la montagne de Saint-Geniès et du mont Cau ;

— *en aval* :

- la terrasse de Cravailieu au Sud de Tavel (épaisseur 9,1 m au sondage 940-5-217, dont 5 m d'altération superficielle),
- l'arête de Montézargues (119,3 m), d'épaisseur résiduelle indéterminée.

Fv1b. Mont Jupiter, butte de Comolas, plateau de la Plane (5-10 m). Ce second niveau n'est représenté que par trois témoins : le mont Jupiter (101,6 m) au-dessus de L'Ardoise, la minuscule arête alluviale de la butte de Comolas (123,4 m) au Nord de la montagne de Saint-Geniès, et le petit plateau isolé de la Plane (93 m) au Sud, au-dessus de Roquemaure.

L'épaisseur des alluvions est difficile à évaluer : peut-être une dizaine de mètres sinon plus au mont Jupiter, quelques mètres à la Plane, 4 à 6 m sur l'arête de Comolas.

Les différences de niveau entre les Coudoulis et le mont Jupiter (40 m), la plaine de Vallongue et la Plane (plus de 30 m) paraissent trop importantes pour relever uniquement d'un ravinement séparant le dépôt de deux nappes alluviales. Un abaissement des deux éléments de la 2^e nappe par rapport à la première pourrait en rendre compte.

Fv2. Niveau moyen (sur Pliocène saumâtre pS). Terrasse de L'Aighillon, plateaux de La Garrigue et de Signargues (5-20 m). Les témoins de cette

troisième nappe alluviale supposée unique sont, d'amont en aval : la terrasse de L'Aighillon (Agulhon ou Aguillon selon les cartes) au-dessus de Pujaut (110-120 m), le plateau de La Garrigue au-dessus de Rochefort-du-Gard (140-150 m) et le plateau de Signargues (160-149 m) dont seule l'extrémité amont apparaît au-dessus de Saze, dans le coin sud-ouest de la feuille. Cette nappe alluviale trouve son unité dans le fait que le Rhône, à l'époque, suivait exactement le fossé de Pujaut avant de l'abandonner définitivement.

Ces terrasses montrent deux particularités remarquables : une élévation générale de niveau d'amont (110 m au Nord de Pujaut) en aval (160 m à Signargues, feuille Uzès) ; une contre-pente affectant la terrasse de L'Aighillon (120 m en aval au-dessus de Pujaut, 110 m en amont sur le massif d'Aspre) et le plateau de La Garrigue (150 m en aval, 140 m en amont). Les déformations sont donc évidentes : basculement aval-amont des deux terrasses de L'Aighillon et de La Garrigue, relèvement général de l'aval par rapport à l'amont de l'ensemble des trois unités.

Terrasse de L'Aighillon. L'épaisseur des alluvions est très variable ; mince voire quasi nulle au Nord en surface du massif crétacé d'Aspre, elle accroît vers le Sud : 11 m au sondage 940-2-36, une vingtaine de mètres à l'extrémité ouest du promontoire de Pujaut (ancienne gravière), 6-8 m à l'extrémité est (stade). Il y a donc un fort ravinement du substratum pliocène. D'autre part, il ne semble pas que la surface soit déformée, car elle apparaît remarquablement régulière, y compris au droit de l'emplacement du contact Miocène-Crétacé. C'est donc l'ensemble qui a basculé en bloc, sans déformation différentielle.

On peut lui rattacher le mince témoin de cote 112 m qui couronne le massif d'Aspre à l'Ouest, ainsi que les quartzites résiduels qui en parsèment la surface alentour.

Plateau de La Garrigue. Au-dessus de Rochefort-du-Gard, ce mince plateau alluvial (4-6 m de cailloutis) transgresse à la fois le Pliocène et le Crétacé. Sa contre-pente est forte (9%). On peut lui adjoindre le lambeau résiduel de la forêt de Rochefort, 1 km au Nord (120 m), dont le bas niveau montre un abaissement supplémentaire par rapport au plateau de La Garrigue.

Plateau de Signargues. Débutant au-dessus de Saze (149 m), il se développe largement sur la feuille Uzès où il est connu sous le nom de terrasse d'Estézarques. Localement, aucune coupe ne permet d'en apprécier l'épaisseur qui ne peut être que faible (quelques mètres).

Fv3. *Groupe des niveaux récents (sur Pliocène marin pM).* Rive gauche du Rhône, l'ensemble de la série supérieure fluviale pF du Pliocène a été déblayée, et le Pliocène marin argileux atteint une cote élevée (120 m au bois des Sénéchaux), minimale car les termes supérieurs ont été aussi tronqués. Le massif de Châteauneuf-du-Pape a donc subi un soulèvement post-pliocène relativement important, notamment par rapport au Pliocène de la rive droite.

Fv3a. Plateaux sommitaux de Châteauneuf-du-Pape, crête alluviale de la montagne de Sorgues (5-10 m). Quatre plateaux alluviaux couron-

nent le sommet du *massif de Châteauneuf-du-Pape*, soit d'amont en aval : le plateau de Mont-Redon, (123-120 m), le plateau des Pialons (126-114 m), le petit plateau du bois Sénéchaux (126 m) et le plateau du Télégraphe—coteau Saint-Jean (126-115 m).

À l'exception de celui de Mont-Redon, relativement plan, les autres plateaux sont très disséqués latéralement et leurs surfaces sont assez irrégulières. Les surfaces d'alluvionnement n'ont donc pas été conservées, sauf peut-être au Mont-Redon. Ces irrégularités résultent essentiellement de l'érosion, mais probablement aussi de déformations.

En effet ces plateaux présentent des particularités morphologiques. Le plus amont (Mont-Redon) est aussi le plus bas. Les trois autres, qui se succèdent d'amont en aval, possèdent la même altitude maximale (126 m) en bordure amont. Enfin, leur pente superficielle, dirigée normalement d'amont en aval, est anormalement forte, surtout pour le Télégraphe. Ces dispositions ne paraissent pas explicables uniquement par la paléogéographie et l'érosion ultérieure. Trois hypothèses peuvent en effet en rendre compte :

- celle d'une seule nappe alluviale morcelée dont les éléments ont été décalés tectoniquement ;
- celle de plusieurs nappes alluviales normalement étagées par ravinement ;
- une combinaison des deux précédentes.

La seconde ne vaut que pour le plateau de Mont-Redon par rapport aux trois autres, pour des raisons paléogéographiques. En effet, le Rhône a nécessairement migré d'Est en Ouest pour venir à sa position actuelle. D'autre part, les trois plateaux aval sont nécessairement décalés tectoniquement, car même s'ils faisaient partie initialement d'une seule nappe, celle-ci possédait une pente d'alluvionnement N-S que la morphologie actuelle ne traduit pas. Donc, s'il a pu y avoir étagement normal par ravinement (Mont-Redon), des déformations tectoniques sont aussi intervenues (relèvement progressivement croissant d'amont en aval des trois autres plateaux). Cependant, les décalages restent minimes (décamétriques au plus).

Comme en rive droite, l'épaisseur des alluvions est faible mais difficilement appréciable, de l'ordre de 5 à 8 m, avec surépaisseurs locales possibles. Un sol d'altération de plus de 6 m existe à Terres-Blanches, au Nord de Châteauneuf-du-Pape, sur le plateau des Pialons.

Dans la *montagne de Sorgues*, l'arête alluviale résiduelle de cote 112,7 m ne peut appartenir qu'à un prolongement de la nappe alluviale du Télégraphe, pour des raisons stratigraphiques et paléogéographiques.

Fv3b. *Terrasse du Boucou* (2-3 m). Après le dépôt du plateau Fv3a de Mont-Redon, le Rhône prend son tracé actuel par la trouée de Rochemaure. On peut donc considérer que les nappes alluviales postérieures résultent d'un encaissement normal du fleuve, l'exiguïté, l'isolement et l'absence de relations stratigraphiques ne permettant plus de faire la part d'éventuels mouvements tectoniques.

Le premier jalon qui en subsiste est la petite terrasse du Boucou (102 m) à l'Est de Châteauneuf-du-Pape. L'épaisseur des cailloutis y est très faible (de l'ordre de 2 m) du fait des érosions latérales.

Fv3c. *Terrasse des Fines-Roches et Pié-Redon* (10 m). Le dernier niveau des terrasses supérieures est représenté, toujours sur le versant sud du massif de Châteauneuf-du-Pape, par les éléments de terrasse des Fines-Roches (80 m) et, un peu plus à l'Est, de Pié-Redon et des Escondules (87 m). La terrasse des Fines-Roches, très érodée, pourrait être aussi déformée par abaissement relatif de son extrémité amont (ouest). Les lambeaux de Pié-Redon et des Escondules sont recouverts, en direction du versant, par d'épaisses formations colluviales.

Le matériel alluvial est grossier et très hétérométrique (calibre atteignant voire dépassant 0,40 m), son épaisseur de l'ordre d'une dizaine de mètres. L'altération superficielle est prononcée (forte rubéfaction et argilification) et épaisse (plus de 3 m aux Escondules) bien que tronquée.

Fv. *Terrasses supérieures de niveau indéterminé* (5-15 m). On a réservé cette notation à un certain nombre de terrasses alluviales de niveaux différents superposées à des dépôts miocènes et dont on ne peut pas établir une hiérarchie stratigraphique. Leur position morphologique ne permet pas non plus d'en proposer une chronologie, même relative, eu égard aux mouvements tectoniques qui ont affecté la région et dont les conséquences sont visibles sur certaines. Ce sont, rive droite et d'amont en aval, les terrasses de Beauchamp au-dessus de Sauveterre, de Cabrion et des Angles au-dessus de Villeneuve-lès-Avignon ; rive gauche, le plateau de Châteauneuf-de-Gadagne et ses annexes.

La *terrasse de Beauchamp*, qui jouxte en contrebas la terrasse à contre-pente de L'Aighillon, présente une surface régulière et horizontale à l'altitude 100 m. Elle a probablement été basculée d'aval en amont, mais d'une valeur bien moindre que sa voisine. L'épaisseur des alluvions est inconnue mais faible (quelques mètres).

La *terrasse des Angles* possède aussi une surface assez régulière, légèrement pentée d'amont (98,4 m) en aval (90 m). L'épaisseur des alluvions est de l'ordre de 5 m (sondages 940-6-263,274,276). Son altération superficielle est intense (rubéfaction 2,5 YR 5/8, forte argilification ; Arnal, 1966).

Un kilomètre en amont la petite *terrasse de Cabrion* (92 m) n'est qu'un lambeau résiduel peu épais et isolé.

Le *plateau de Châteauneuf-de-Gadagne*, qui couronne la colline molassique, est régulièrement penté d'amont (116 m) en aval (113 m) dans sa lanière ouest. Mais la surface qui prolonge au Sud la lanière est (Les Devers, Les Plaines, feuille Châteaurenard) se relève fortement vers l'aval où elle atteint la cote 125 m au-dessus de la Durance. Sa déformation, au moins partielle, est donc évidente. Lui appartiennent les buttes-témoins alluviales qui s'échelonnent au Nord (119,7 m) au-dessus de Saint-Saturnin.

Le matériel est très grossier (jusqu'à 0,40 m) et hétérométrique, son épaisseur très variable : relativement forte sur la bordure ouest (12 m ou plus), localement pelliculaire (Ouest de Châteauneuf-de-Gadagne), en raison d'irrégularités du substrat. À Châteauneuf, le faciès est particulier: galets essentiellement siliceux, avec nombreux cristallins, très peu de calcaires. Ailleurs, c'est le cailloutis rhodanien habituel, dont le faciès rappelle fortement les alluvions jaunes de la région lyonnaise.

Alluvions des hautes, moyennes et basses terrasses

Aucun élément de datation n'existant pour les nappes alluviales situées en contrebas des terrasses supérieures, celles-ci ont été notées relativement, à partir des niveaux les plus bas (basse plaine alluviale, basse terrasse) considérés comme wurmiens pour les raisons suivantes :

- la faible épaisseur de l'altération superficielle de la basse terrasse (1 m) ;
- la paléogéographie, qui conduit à attribuer au Wurmien l'alluvionnement de la Durance dans le Rhône ;
- la morphologie, selon laquelle les basses terrasses sont wurmiennes dans la moyenne vallée du Rhône, en amont ;
- les niveaux de la base des nappes alluviales : emboîtés sous la basse plaine pour les nappes wurmiennes et rissiennes, étagés au-dessus pour les nappes mindéliennes et antérieures dans le Rhône moyen (Mandier, 1984).

Toutefois, localement, aucun de ces critères n'a de valeur déterminante. Les paléosols n'ont pas été spécifiquement étudiés ; l'âge du détournement de la Durance de la Crau vers le Rhône est controversé : wurmien pour la plupart des auteurs (Colomb et Roux, 1986), rissien pour d'autres (Bourdier, 1962) ; l'abaissement glacio-eustatique de la mer lors des périodes glaciaires a pu conduire à un plongement en profondeur et à une convergence vers l'aval des nappes alluviales du Wurmien et du Rissien dans la basse vallée du Rhône ; les emboîtements et étagements de nappes, valables le long du Rhône, ne le sont peut-être plus dans les affluents dont la paléogéographie a certainement été changeante ; enfin, des mouvements tectoniques ont pu jouer jusqu'à une époque très récente (on en a la preuve pour la haute terrasse de Courthézon).

Selon ces critères et ces réserves faites, on peut différencier trois niveaux de terrasses, basses, moyennes et hautes. Seule la basse plaine est intacte, les autres terrasses, y compris la basse, étant très discontinues, de dimensions très variables et de surfaces diversement conservées. On les a notées respectivement Fy, Fx et Fw pour leurs positions relatives, les références aux glaciations wurmiennes, rissiennes et mindéliennes étant largement hypothétiques et soumises à révision avec l'accroissement et la précision des connaissances.

Alluvions fluviales de la haute terrasse (Mindélien ?)

Fw. *Terrasse de Carpentras* (5-10 m). La haute terrasse est très peu représentée dans la vallée du Rhône, mais se développe plus largement dans la plaine du Comtat, à l'Est de Montoux.

Le long du *Rhône*, on ne peut lui rapporter que les minuscules lambeaux de la ferme Lescours (60 m) à l'Ouest de L'Ardoise, et des environs de Châteauneuf-du-Pape (Moulin-à-Vent, 70 m ; Fortia, 55 m ; Saint-Pierre-de-Luxembourg, 50 m). Au Nord de Courthézon, le plateau de la Plaine (60 m) est l'extrémité sud de la terrasse dite du Champ-de-Manœuvre d'Orange. Le matériel alluvial, visible à la gravière de Coudoulet (feuille Orange), est un cailloutis alpin riche en galets cristallins, très hétérométrique, contenant des blocs disséminés arrondis ou émoussés de dimension métrique et d'origine locale (calcaires, grès). Plus en aval (La Graviouse, Nord de Courthézon), le matériel s'enrichit considérablement en calcaires (apports de l'Ouvèze). Son épaisseur est variable : plus de 6 m à Coudoulet, 1 à 1,5 m sur la bordure est. L'altération superficielle a une épaisseur de l'ordre de 1,5 m, avec lessivage superficiel, argilification et rubéfaction intenses (5 YR 5/8). Les galets cristallins sont arénisés jusqu'à la base visible du matériel (—6 m), des encroûtements discontinus mais sans cimentation apparaissent sous le paléosol.

Une dépression fermée subcirculaire, d'environ 1 km de diamètre et de 3 à 4 m de profondeur, centrée sur la ferme de la Plaine, se creuse au milieu de la terrasse au Nord de Courthézon (colmatée par des colluvions C) Elle a probablement été creusée par déflation à la faveur d'un bombement du substratum miocène faisant apparaître les sables en surface de la terrasse.

Deux minuscules jalons subsistent aux Saumates (50 m) et à Saint-Louis (45 m) sur le versant est du massif de Châteauneuf-du-Pape, au Nord de Bédarrides.

Une faille N 45 a été repérée au moment des terrassements du cellier des Princes au Nord de Courthézon (Pascual, 1978). Elle décale le substrat molassique et la couverture alluviale d'environ 0,5 m, par relèvement du compartiment sud.

Dans *la plaine du Comtat*, une haute nappe alluviale forme le sommet des plateaux à substratum molassique qui dominant Monteux et Sarrians, une trentaine de mètres au-dessus de la basse plaine. Son faciès est uniquement local (éléments calcaires) : cailloutis à galets hétérométriques peu grossiers (<0,20m), bien arrondis, à matrice sablo-limoneuse claire remaniée de la molasse, admettant de gros bancs ou lentilles de sables limoneux sans galets d'épaisseur plurimétrique. Épaisseur variable, inférieure à 10 m.

L'altération superficielle, très mal visible, excède 1 m d'épaisseur, avec rubéfaction et argilification intenses. Lorsque le cailloutis est mince (1 à 2 m), la décarbonatation superficielle a provoqué la formation, dans la molasse sous-jacente, de concrétions blanches calciteuses tendres, ellipsoïdales, centimétriques à décimétriques, parfois jointives, suivant les lits plus marneux et pouvant se répartir en plusieurs niveaux superposés distants de 1 dm à 1 m de la base des cailloutis (Beaumajour, Sud d'Aubignan).

Dans l'ancienne gravière du moure de Masque, au Sud de Lorient, on a recueilli *Bos primigenius* (fragment de crâne) et *Palaeoloxodon antiquus* (fragment de défense) (Cregut-Bonnoure, 1988).

Alluvions fluviales de la moyenne terrasse (Rissien ?)

Fx. Terrasses de La Garrigue, Barbe-d'Asne, La Roquette, Sorgues (5-20 m). Le long du *Rhône*, des éléments de moyenne terrasse n'existent qu'à l'Ouest de L'Ardoise (Suc et Pradelle, La Garrigue, cote 50 m), en amont de Châteauneuf-du-Pape (Barbe-d'Asne, 45 m) et au-dessus de Sorgues (35 m), 20 à 15 m en contre-haut de la basse plaine. Leurs surfaces peuvent être très ravinées (La Garrigue), ou recouvertes d'épaisses colluvions.

Le matériel rhodanien est peu grossier (généralement 0,10 m, aucun des éléments ne dépassant 0,20 m). Son épaisseur est relativement forte à L'Ardoise (plus de 15 m), beaucoup moins à Sorgues (maximum 12 m au sondage 940-3-55). Un recouvrement limoneux et/ou colluvial sporadique existe en surface (2m à Dutour, 4m à Sorgues).

L'altération superficielle est difficilement visible. Les galets cristallins sont arénisés en profondeur. Un paléosol décarbonaté et rubéfié de plus de 1,30 m d'épaisseur a été observé à l'Ouest de L'Ardoise (Arnal, 1966), et de plus de 1 m au Nord de Sorgues.

Dans la *plaine du Comtat*, on peut rapporter à ce niveau la terrasse de La Roquette au Nord de Bédarrides, la plaine de Loriol qui ne surplombe la basse plaine de Sarrians—Monteux que de quelques mètres, et la terrasse de l'Hôpital-Vieux, rive droite de l'Auzon au Nord de Carpentras. Les cailloutis calcaires locaux sont d'épaisseur très variable, de 2 m (sondage 940-4-180) à 13 m (940-4-172), et contiennent des quartzites remaniés à La Roquette. A Loriol et Carpentras, les alluvions possèdent un recouvrement sablo-limoneux peu épais (moins de 2 m).

Alluvions des basses terrasses (Wurmien ?)

L'essentiel du territoire de la feuille est occupé par une basse plaine alluviale (plaine du Rhône, du Comtat) de laquelle émerge, uniquement dans la vallée du Rhône, une basse terrasse qui la domine de quelques mètres (5-6 en amont, 2-3 en aval). Cette basse terrasse, discontinue et très ravinée, se développe surtout entre Châteauneuf-du-Pape et Sorgues, ainsi qu'à Montfavet à l'Est d'Avignon. Le système de pente de ces bas niveaux est complexe.

Le long du Rhône, la basse plaine s'abaisse régulièrement d'amont (27 m) en aval (17 m), au confluent de la Durance. Mais, au Sud d'Avignon, son niveau se relève de +18 à + 28 m, de même que la basse terrasse de Montfavet qui montre une pente S-N, à contre-courant du Rhône (+32,5 à + 26,4 m).

La plaine du Comtat est à pente triple, le tout convergeant à Bédarrides : N-S le long de l'Ouvèze (50 à 25 m), E-W du Sud de Monteux (26 m) à Bédarrides (25 m), S-N du Thor (57 m) à l'Ouvèze (25 m).

Ce système de pentes résulte essentiellement de la confluence Durance—Rhône. Si les pentes du Rhône et de l'Ouvèze sont orientées « normale-ment » vers le Sud, les contre-pentes de la plaine du Comtat et de la basse

terrasse de Montfavet sont en relation avec l'alluvionnement de la Durance, qui a construit un énorme cône de déjection en aval d'Orgon après son détournement de la Crau vers le Rhône. L'effet de cet afflux de matériaux a été le refoulement du Rhône vers l'Ouest contre le massif des Angles, et le reflux de l'Ouvèze vers le Nord (coude de 90° à l'Est de Bédarrides). Il est en effet possible que cette rivière ait emprunté auparavant la trouée de Vedène où l'épaisseur des alluvions est d'au moins 12 m (sondage 940-7-239). Quant à la pente E-W, c'est la pente normale d'alluvionnement des petits affluents issus des monts de Vaucluse à l'Est (Auzon, Nesque, Sorgue, Coulon).

L'existence de deux bas niveaux alluviaux pose un problème. Le très large déblaiement de la basse terrasse par la basse plaine suggère qu'une discontinuité majeure est intervenue entre les deux alluvionnements. Or, il ne peut s'agir d'une incision interglaciaire, comme c'est le cas des ravinements qui séparent les terrasses d'origine fluvio-glaciaire dans le Rhône moyen et amont. Dans le bas Rhône, à proximité de la mer qui sert de niveau de base, ce seraient plutôt les régressions glacio-eustatique des périodes glaciaires qui provoqueraient le creusement, les périodes interglaciaires étant caractérisées par un remblaiement suivant la remontée du niveau marin. C'est pourquoi la période d'érosion pourrait bien être contemporaine de la dernière régression wurmienne, qui a atteint son maximum (cote \leftarrow 100m) autour de 18000 BP. Selon ce schéma, la basse terrasse serait largement antérieure (Wurmien moyen ou ancien ?), la basse plaine postérieure. L'amplitude de l'emboîtement n'est pas grande. Ainsi, au droit de Sauveterre, l'étagement de la base des alluvions de la basse plaine est d'une dizaine de mètres par rapport à celle de la basse terrasse. Le déblaiement aurait donc été plus latéral que vertical. Dans ces conditions, il n'est pas certain que ce déblaiement ait atteint la plaine du Comtat.

Fy1. **Basse terrasse de la vallée du Rhône** (10-20 m). Lui appartient, rive droite, les buttes alluviales surbaissées de Montfaucon et les terrasses de Roquemaure et Sauveterre ; rive gauche, les terrasses ravinées de chenaux qui s'échelonnent de Grange-Neuve, en amont de Châteauneuf-du-Pape, au confluent de l'Ouvèze. Au Sud de Sorgues, il n'en reste que des buttes résiduelles (La Hélenière, La Gauloise, Grand-Rougier, Bel-Air), plus ou moins modifiées par exploitation et aménagements, jusqu'à la basse terrasse de Montfavet, également très ravinée, qui remonte vers le Sud.

L'épaisseur des alluvions, variable, est assez grande : une vingtaine de mètres en moyenne au Sud de Châteauneuf (La Galinarde), moins de 10 m au Nord du confluent de l'Ouvèze. À Montfavet, elle est au minimum de 1 m (sondage 940-7-357), sous un mince recouvrement limoneux (0,7 m).

L'état d'altération des galets cristallins dans la masse et l'épaisseur du paléosol superficiel sont assez variables. Dans l'ensemble, les cristallins sont intacts, mais parfois fragilisés voire arénisés en profondeur, 6-7 m sous la surface (la Malautière, Nord de Sorgues). Le paléosol, peu rubéfié (7,5 YR), est généralement mince (1 m ou moins), parfois légèrement plus avec des poches descendant jusqu'à 1,5 m (id.).

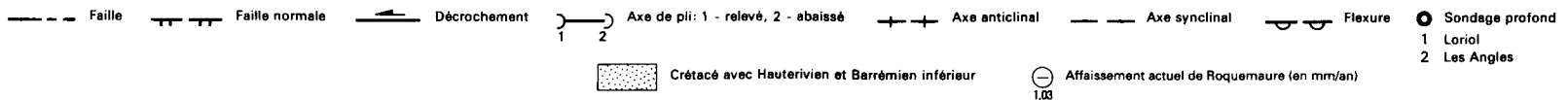
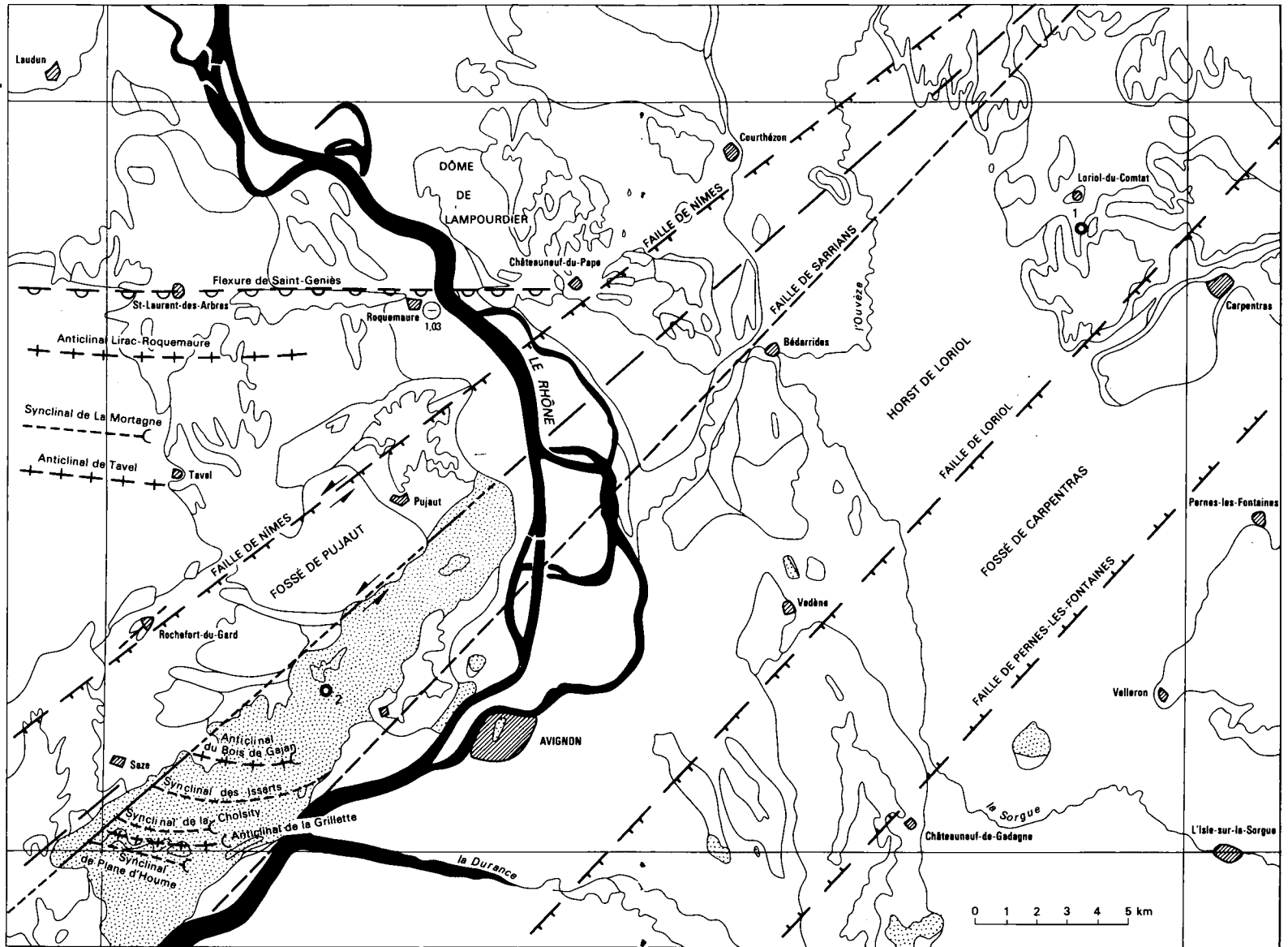


Fig. 2 - Schéma structural

La surface de la basse terrasse est généralement exempte de couverture fine. Cependant, des sables peuvent y apparaître localement, comme aux Serres (Sud de Châteauneuf), où ils sont carbonatés et d'épaisseur **demi-métrique**. Vu leur superposition au paléosol, il s'agit probablement de sables éoliens récents. En bordure des versants, il peut y avoir une couverture colluviale sablo-limoneuse à galets (calcaires et quartzites), d'épaisseur atteignant plusieurs mètres comme à Sauveterre.

Il n'est pas exclu qu'une basse terrasse s'étende à Villeneuve-lès-Avignon, entre la butte du fort Saint-André et le massif des Angles, sous les colluvions superficielles dont la surface domine légèrement la basse plaine. Cependant, il n'y a ni coupe ni sondage permettant de le vérifier.

Fy + lz. Alluvions de la basse plaine (Wurmien à Holocène). Dans la vallée du Rhône et la plaine du Comtat, la basse plaine alluviale est uniformément recouverte de limons. Aucune coupe ne permet d'en observer directement la stratigraphie, qui est donc connue uniquement par les sondages, irrégulièrement répartis et de qualité descriptive très inégale.

La plupart montrent une superposition de cailloutis en profondeur et de limons en surface, mais l'un des deux termes peut manquer. Localement s'y ajoutent des dépôts palustres, seulement dans la plaine du Comtat,

Ce complexe alluvial ne pouvant être cartographiquement différencié, nous avons adopté une seule notation associant les alluvions grossières **inférieures** attribuées au Wurmien (Fy) aux limons supérieurs (lz), nécessairement holocènes en surface où ils se déposaient encore récemment par les crues, notamment dans la vallée du Rhône, avant endiguage. Cependant, il n'est pas exclu que la partie profonde des limons, notamment dans la plaine du Comtat, soit plus ancienne et débute dans le Tardiglaciaire.

Au Nord de Velleron, les limons de couverture de la basse plaine alluviale sont mélangées à des **colluvions** (Fy + lz_[1]) à éléments de calcaires oligocènes, de densité décroissante avec l'éloignement du versant.

● **Vallée du Rhône** (10-40 m). La basse plaine alluviale a une surface très régulière, s'abaissant d'amont (28 m) en aval (16 m) avec une pente de moins de 0,5%. Les limons d'inondation masquent les irrégularités de la surface des alluvions grossières sous-jacentes, creusées de chenaux. Leur épaisseur peut varier, sur une même transversale, de 2 à 8 m (La Motte, Ouest de Sorgues).

Les cailloutis grossiers sous-jacents sont également d'épaisseur très variable. Généralement de 10 à 15 m, ils **peuvent** atteindre voire dépasser la trentaine de mètres dans l'axe du lit mineur actuel (plus de 35 m au pont de Roquemaure, 28 m au confluent de la Durance). Ainsi leur base descend largement en dessous du niveau actuel de la mer (-20 m au confluent de la Durance), tant du fait de la dynamique fluviale que de l'abaissement du niveau marin lors de la glaciation wurmienne.

Les limons superficiels possèdent des couches riches en mollusques. Dans la banlieue sud d'Avignon on y a déterminé *Helicella variabilis*, *Helicogona lapicida*, *Cæcilioides acicula*, *Pomatias elegans* et *Bythinia tentaculata*

(Granier, 1962), confirmant qu'il s'agit bien de limons de crue du Rhône, dont le dépôt s'étend depuis le Wurmien jusqu'à l'Actuel.

Au pont du Nizon on a signalé des argiles à intercalation tourbeuse contenant des planorbis, bythinies et valvées (Caziot, 1891).

Remarques sur la morphologie et la nature du substratum sous-alluvial Une carte du substratum sous-alluvial a été dressée par la CNR entre Roque-maure et Aramon (Caridroit, 1968). Elle montre que le chenal profond du Rhône se situe sensiblement au droit du lit mineur actuel, de même que celui de la Durance. Cependant, il n'est pas exclu qu'il en existe un, contournant par le Sud le rocher des Doms : au centre-ville, un sondage est descendu à 21,6 m avant de toucher des argiles.

Cette carte reconnaît aussi quatre môles calcaires à faible profondeur, d'orientation NW, dans les prolongements du promontoire de Caderache au Nord de Sauveterre, du massif de la Montagne au Sud, de la butte de Villeneuve-lès-Avignon et du rocher des Doms. Cependant, ce dernier « môle » est probablement moins régulier qu'il n'est figuré. Enfin, des hauts-fonds calcaires apparaissent par endroits à l'Est d'Avignon, à une profondeur de l'ordre de 10 m (Clos-Saint-Jean, Rotondes).

• **Plaine du Comtat** (5-25 m). L'épaisseur de ce complexe alluvial est très variable : de 3 m à l'Ouest de Bédarrides (940-3-102) et au Sud de Monteux (940-4-157) à 22 m au Nord-Ouest de Sarriens (940-4-165). Tout aussi variables sont les épaisseurs des trois formations alluviales : cailloutis jusqu'à 18 m au Nord-Est de Thouzon (940-8-9), limons superficiels jusqu'à 13 m au Nord-Est de Bédarrides (940-3-151), argiles et tourbes palustres jusqu'à 14,5 m (940-4-150) à Sarriens. Il s'y ajoute aussi localement des colluvions sablo-caillouteuses, non définies comme telles dans les descriptions lithologiques, mais très probables d'après leur position morphologique et la stratigraphie (jusqu'à plus de 19 m, 940-4-146 au Nord-Ouest de Sarriens).

Cailloutis (5-20 m). Les descriptions des sondages n'en mentionnent pas la nature. Le long de l'Ouvèze on peut constater dans les berges qu'il s'agit d'un matériel calcaire blanc, assez bien roulé, qui doit constituer la totalité de la formation jusqu'au niveau de Bédarrides. Cependant, dès le Sud-Est de ce village, deux sondages signalent la présence de roches vertes duranciennes, aux Presclaux (940-3-105) et au Grand-Jas (940-3-163). Plus au Sud, des roches vertes sont signalées aussi au centre de la plaine d'Althen (940-8-133), près de Saint-Saturnin-lès-Avignon (940-8-135) et de Velleron (940-8-159). On a pu observer, dans deux forages non archivés à l'Est de Saint-Saturnin, que l'épaisseur totale du cailloutis est constituée de matériel durancien (G. Truc, renseignement oral).

Il est donc certain que l'alluvionnement durancien, issu du Sud par la trouée du Thor, s'est répandu dans toute la partie ouest de la plaine du Comtat jusqu'au niveau de Bédarrides au Nord, et qu'il s'est déversé dans l'aval de la plaine de la Nesque à l'Est.

Limons (2-15 m). Les limons recouvrent toujours les alluvions caillouteuses, parfois les dépôts palustres (Velleron, le Plan de Vedène), ces derniers pouvant apparaître en surface (Sarriens). Dans la vallée de l'Auzon, rive gauche en amont de Monteux au niveau de la La Dénoves, 10 m au-dessus du cours d'eau, Viguier (1884) a recueilli, dans un limon brun à gris (env. 2 m) surmontant une marne blanche (craie lacustre, argile tufacée ?), une faune

malacologique de 23 espèces, dont les deux tiers terrestres et le reste palustre ou lacustre, de caractère relativement archaïque par rapport à la faune actuelle. Les sondages mentionnent parfois des limons coquillers (940-3-163, Est de Bédarrides).

Au Nord d'Althen-des-Paluds, le sondage 8-136 a traversé 3 m de «terre blanche calcaire » en surface, qui pourrait être des craies lacustres, de même que les tufs à empreinte de roseaux du quartier des Genévriers (près d'Anglézy), au Nord-Ouest de Velleron, épais au minimum de 1 m (observation de M. Toziac, musée Requien, Avignon).

Jy. Alluvions de piémont de Pujaut (5-30 m). D'épaisses formations sablo-caillouteuses s'étalent localement au pied des versants des massifs calcaires des Angles et d'Aspres, surtout sur la bordure est de la dépression de Pujaut: La Calvette, La Bégude-de-Rochefort, Truel, Villeneuve-Saint-André. Leur surface, bien conservée, est celle de cônes de déjection à forte pente, issus de ravins plus ou moins importants, actuellement secs et profondément inscrits dans les versants.

Le matériel est un sable fin gris, plus ou moins chargé en lits et lentilles de cailloutis calcaires anguleux ou légèrement émoussés, plus ou moins grossiers selon la distance au versant, auxquels se mêlent quelques galets de quartzite. L'ensemble est bien lité, plus ou moins chenalisé, à pendage conforme à la pente superficielle. L'épaisseur visible varie très rapidement : pluridécamétrique en amont à plurimétrique en aval en même temps que la surface devient horizontale (Fy) au contact des cordons littoraux de La Grave et de La Bégude (anciens étangs de Pujaut et Rochefort). En fait on n'en connaît pas l'épaisseur réelle faute de sondages. Il s'agit manifestement de formations d'épandage torrentiel mixte, incluant des éboulis calcaires locaux et des sables remaniés des formations néogènes, peut-être par le vent initialement.

Localement, au sommet, se superposent des sables plus ou moins limoneux à mollusques et débris végétaux carbonisés (0,5 à 1,5 m), puis de gros cailloutis calcaires superficiels (1 m, La Calvette).

À La Calvette, cette formation repose sur des sables et petits galets calcaires très bien arrondis d'origine littorale, et en est également recouverte. Une stratigraphie détaillée a été établie à l'époque de l'exploitation des gravières (Vignerot *et al*, 1966). À Villeneuve-Saint-André, le calibre des cailloutis calcaires est petit, le litage très bon et horizontal. La formation, épaisse de 4 à 5 m, reposerait sur des marnes.

On doit attribuer l'essentiel de ces dépôts à la période wurmienne par leur position topographique, leur morphologie quasi intacte et l'origine apparemment cryoclastique des éléments calcaires. L'ancienne gravière de La Fontaine-du-Buis a livré du mammoth (Gagnière et Granier, 1986).

Formations de fonds de vallées, de versants et résiduelles (Post-Wurmien et antérieur p.p.)

Le territoire de la feuille Avignon montre un grand développement de formations récentes, notamment de fonds de vallées et de versants, du fait des très vastes surfaces planes alluviales de bas niveau (couvertes de limons d'inondation), de l'existence de reliefs à substratum meuble (molasses miocènes, argiles et sables pliocènes) facilement érodables et favorables aux remaniements superficiels, et de la présence de dépressions fermées (dont la plus vaste est celle de Pujaut) qui se sont plus ou moins remplies de dépôts lacustres ou palustres.

La plupart de ces formations sont récentes, notamment celles qui sont superposées aux alluvions wurmiennes (réserves chronologiques faites, voir § Fy). Mais on ne peut exclure, en particulier pour les formations de versants, une évolution polychronologique dont seuls les termes supérieurs seraient holocènes, sinon plus anciens (Tardiglaciaire) compte tenu du développement de la végétation consécutif au réchauffement postglaciaire. Mais on ne dispose d'aucune donnée chronologique ou paléoclimatique à cet égard. Il n'en est pas de même pour le remplissage de la dépression de Courthézon où le Tardiglaciaire a été reconnu au-dessus de sa base. Par comparaison, il pourrait en être de même pour les remplissages des dépressions masquées de la plaine du Comtat.

Alluvions des fonds de vallées et dépressions fermées

Dépression de Pujaut : façonnement et assèchement. La dépression fermée de Pujaut, trait morphologique majeur de la feuille Avignon, comporte trois anciens étangs séparés par deux cordons littoraux. Elle est isolée de la vallée du Rhône par un seuil (64 m, Ouest de Pujaut) façonné dans des argiles pliocènes, qui la domine d'une vingtaine de mètres (fond de l'ancien étang de Pujaut à 44 m). Compte tenu de l'épaisseur du dépôt lacustre (5 m), la dénivelée réelle est de l'ordre de 25 m. Elle est exactement superposée aux dépôts pliocènes qui remplissaient la vallée messinienne du Rhône entre la bordure des Cévennes et le massif des Angles.

Parmi les trois hypothèses avancées pour expliquer sa formation—effondrement cryptokarstique, abaissement tectonique, déflation—, seule cette dernière semble plausible : le karst est exclu, les étangs étant superposés à plusieurs centaines de mètres d'argiles pliocènes reconnues par sondages ; l'abaissement tectonique aussi, le substratum de la dépression étant composé des argiles du Pliocène marin situées bien à leur place dans la série pliocène environnante, même compte tenu des déformations (au surplus, la stratigraphie montre partout un relèvement du Pliocène plutôt qu'un abaissement). Par contre, l'excavation par déflation des sables du Pliocène jusqu'aux argiles marines compactes est vraisemblable. Un grand nombre de cuvettes de déflation existent en effet dans le bas Rhône et le Languedoc, toutes localisées dans les assises sableuses du Néogène (Ambert, 1988). D'autres dépressions fermées de moindre ampleur se trouvent sur cette feuille (Courthézon par exemple). La condition primordiale est la dispari-

tion de la couverture caillouteuse, dénudant les sables sous-jacents livrés ainsi à l'action du vent.

En admettant que l'emplacement de la dépression ait été entièrement recouvert par les cailloutis des terrasses supérieures (Vallongue, Signargues, L'Aighillon), un réseau hydrographique local, dirigé vers le Rhône, a pu emprunter plusieurs voies : par quelques échancrures du massif des Angles jusqu'à une cote voisine de 100 m, mais surtout par l'emplacement du seuil de Four, où tout le drainage ancien a fini par se concentrer. L'évacuation par ce moyen d'une partie de la couverture caillouteuse, probablement aidée par les mouvements tectoniques qui ont déformé les nappes alluviales, essentiellement par relèvement différentiellement plus accentué au Sud, a été susceptible de mettre à nu les sables pliocènes sous-jacents, et de préparer ainsi les conditions favorables à l'érosion éolienne.

Les dimensions de cette forme en creux sont considérables : 10 km de grand axe, 3 km de petit axe, 100 m de profondeur relativement aux massifs calcaires encadrants, 80 à 100 m par rapport aux terrasses supérieures qui la ferment au Nord et au Sud, 25 m relativement au seuil de Four. Cela implique un volume excavé de l'ordre de un milliard de mètres cubes au moins. Quant à la chronologie de ce façonnement, aucun élément ne permet de la préciser. La durée possible s'étend de l'achèvement puis de l'érosion superficielle de la nappe alluviale supérieure de L'Aighillon—Signargues (non datés mais certainement du Quaternaire ancien), au Tardiglaciaire—Wurmien, les dépôts de fond de l'étang ne semblant pas remonter au-delà de l'Holocène.

Les étangs de Rochefort et de Pujaut étaient en eau jusqu'au début du XVII^e siècle. La chronique historique ne fait pas mention du Plan, qui n'était peut-être à l'époque qu'un marécage. Leur assèchement a été obtenu par drainage artificiel: creusement de canaux (roubines) s'évacuant en direction du Rhône par un tunnel de 1,2 km de long à travers le seuil de Four. Du fait de la nature très meuble des sédiments, canaux et tunnels sont entièrement maçonnés. Après deux tentatives infructueuses en 1586 et 1596, la troisième, commencée en 1603, aboutit d'abord à l'assèchement de l'étang de Rochefort en 1608, puis de celui de Pujaut en 1611. Ces trois entreprises entraînent la ruine de leurs promoteurs.

LzF. *Flèches littorales* (10-15 m). Les trois anciens étangs de Pujaut sont séparés par deux cordons littoraux à concavité Nord : le cordon de La Grave (anciennement La Carène), 58 m, sépare les anciens étangs de Pujaut (44 m) et de Rochefort (51 m) ; le cordon du Moulinas (58 m) isole ce dernier de la petite dépression du Plan (55 m).

Ces cordons littoraux, essentiellement graveleux, ont été activement exploités, surtout celui de La Grave qui a presque entièrement disparu, sauf à l'emplacement de la route qui en suit la crête. Seul ce dernier offre des coupes, montrant un matériel complexe. Trois unités principales le constituent :

— à la base, une unité caillouteuse, visible sur une épaisseur de 3 m, constituée par des éléments calcaires de taille pluricentimétrique à décimétrique,

émoussés mais non arrondis, contenant des galets de quartzite relativement nombreux, à matrice sableuse grossière meuble de couleur jaune, très abondante. L'ensemble est très bien lité parallèlement, avec une légère pente vers l'étang de Pujaut ;

—une unité intermédiaire sablo-graveleuse, épaisse de 3 m, constituée essentiellement de sables moyens à fins gris, compacts, légèrement lités, de même pendage que les cailloutis sous-jacents. Ces sables renferment des bancs de galets calcaires centimétriques à pluricentimétriques, très arrondis, plus épais vers le sommet (pluridécimétriques). Cette unité se termine par une couche sablo-argileuse compacte, gris sombre, à débris de coquilles, épaisse de 0,5 m ;

—au sommet, une unité graveleuse épaisse de 6 m, à galets calcaires centimétriques à pluricentimétriques bien arrondis, plus quelques quartzites, à matrice sableuse grossière très meuble, très bien litée parallèlement, avec pendage assez net vers l'étang (10-15°). Les galets présentent une très belle orientation contraire au pendage.

De plus, la tranchée de la voie express montre, au niveau de cette unité supérieure, une stratigraphie sensiblement différente :

—à la base, visible sur 1 à 2 m, un cailloutis semblable à ce dernier, affecté localement de plications ;

—au-dessus, un sable fin gris, homogène, massif, compact, non lité, à nombreuses coquilles (2 m). Vers le sommet s'individualise une lentille concave de couleur sombre, d'épaisseur maximale 0,30 m sur une longueur d'une dizaine, enrichie en matières organiques et contenant des coquilles de mollusques aquatiques. Ces sables s'étendent largement vers le Sud en se réduisant d'épaisseur (jusqu'à 0,5 m) tandis que la couche organique subsiste jusqu'à les envahir en totalité. Les sables ont un faciès éolien, la couche organique un faciès palustre probablement local (elle ne peut appartenir au remplissage des étangs). Des galets calcaires à encoches (poids de pêche ou pesons de filets, utilisés notamment au Néolithique) y ont été recueillis (Gagnière et Granier, 1987).

Ces cordons littoraux, d'une longueur de 3 km sur une largeur de 250 à 300 m et d'une épaisseur de plus de 10 m, représentent un volume considérable (environ 8 millions de m³ pour celui de La Grave), notamment de matériel grossier. Celui-ci ne pouvait provenir que des versants calcaires de la montagne des Angles sur lesquels ils sont appuyés. Ils ont très probablement été nourris par les cônes de déjection de pied de versant, redistribués, étalés et arqués par des courants de sens NE-SW, en rapport avec les vents dominants.

Lz. Dépôts lacustres de Pujaut (0-5 m). Les surfaces planes qui constituent le fond des anciens étangs de Pujaut, de Rochefort et du Plan montrent une terre grisâtre à blanchâtre, très fine et légère, exempte de cailloux. L'observation du sédiment qui la constitue n'est possible qu'en sondages. Or ces derniers (Code minier, CNARBRL) ne concernent que l'étang de Pujaut.

Les trois sondages du Code minier signalent des limons à lits de quartzites d'une épaisseur maximale de 5 m en bordure sud (La Grave, 940-5-209), 4,5 m à l'aérodrome (940-5-208), 1,4 m à Pont-Martin (940-5-210). Les sonda-

ges agropédologiques manuels (Arnal, 1965) n'ont pas dépassé une profondeur de 3 m, où ils ont été arrêtés par des galets. Ils ont traversé une formation essentiellement calcaire (70 à 80 %) à composante argileuse mineure, très meuble et légère ($d = 1,1$), riche en coquilles de mollusques aquatiques. C'est donc une craie lacustre presque pure, qui repose sur les argiles pliocènes par l'intermédiaire d'une couche d'épaisseur variable mais limités (1 à 3 m) de sables caillouteux d'origine vraisemblablement colluviale.

Il est possible que des argiles palustres de niveau plus élevé existent localement, masquées sous les colluvions superficielles, comme celles du talus de la route à l'Ouest du pont du Lauron (cote 58 m) au Sud de Montézarques.

CK. Remplissages des dépressions de la haute terrasse. Des dépressions fermées de dimensions plurihéctométriques à kilométriques, peu profondes (quelques mètres), existent en surface des hautes terrasses (la Plaine, Nord de Courthézon, Carpentras), ainsi que dans le substratum molassique de cette dernière, dont l'origine est probablement éolienne. Elles montrent en surface des sables plus ou moins chargés en galets (colluvions), mais on n'en connaît pas le remplissage profond. Il est possible que, par analogie avec les dépressions semblables de plus bas niveau (Courthézon par exemple), elles renferment des dépôts palustres, d'où leur notation mixte.

Kz + y. Colmatages palustres des dépressions (0-22 m). Plusieurs dépressions, apparentes ou non, sont à l'origine du dépôt de formations palustres voire lacustres, minérales et organiques: les Paluds (Courthézon) et l'Étang-Salé, 1 km au Sud, sont de la première catégorie ; à la seconde appartiennent les dépôts de Sarriens, Velleron, et d'autres plus isolés de la plaine du Comtat, recouverts par les limons superficiels. Seuls les dépôts de Courthézon ont été étudiés.

Les Paluds de Courthézon sont une dépression fermée, drainée artificiellement, de dimensions plurikilométriques, façonnée dans les sables miocènes en bordure de la plaine alluviale de l'Ouvèze dont un seuil molassique bas les sépare. Sa surface est à 4 m en contrebas du seuil, son fond 6 à 10 m plus bas. La dépression réelle est donc d'une quinzaine de mètres.

Le remplissage est constitué par une alternance de sables plus ou moins argileux à la base, puis d'argiles plus ou moins sableuses et crayeuses, et de tourbes en plusieurs couches, se terminant en surface par des argiles grises. Des sondages palynologiques y ont reconnu un Holocène complet (4,20 à 4,40 m) surmontant un Tardiglaciaire commençant à l'Allerød (5,00 m) (Triat-Laval, 1978). Mais la totalité du remplissage n'a pas été traversée.

L'Étang-Salé, dépression subcirculaire au milieu des molasses, drainé par un souterrain, est comblé en surface par une argile crayeuse compacte non reconnue en profondeur.

De part et d'autre de Sarriens, un certain nombre de sondages ont traversé des argiles à intercalations tourbeuses épaisses, à tous niveaux, sur une profondeur atteignant 22 m. En bordure des collines molassiques, ces dépôts

sont recouverts par une couche plus ou moins épaisse de colluvions sablo-caillouteuses. L'origine de la dépression est énigmatique.

Au Sud de Velleron, plusieurs sondages ont traversé des tourbes et des limons de couverture, sur une épaisseur pouvant atteindre 12 m (9 m de tourbe). Ici, il peut s'agir du remplissage d'une gouttière alluviale provoquée par la pente S-N des alluvions duranciennes au contact des alluvions locales.

D'autres sondages ont traversé des argiles et des tourbes dans la basse plaine du Comtat, ainsi qu'à l'Est de Courthézon (940-3-148) et à Bédarrides (940-3-54,3-159). Il s'agit probablement du remplissage de chenaux en surface des cailloutis fluviatiles, recouverts ensuite par les limons d'inondation.

En limite sud-est de la feuille, entre Monclar et L'Isle-sur-la-Sorgue, (feuille Cavaillon), des craies argileuses et organiques extraites d'un puits ont livré à J. Granier (1971) une très riche faune palustre à limnées, planorbes, bythinies, plus quelques mollusques terrestres (9 genres et 12 espèces).

lz/Kz + y. Alluvions limoneuses de recouvrement des dépôts palustres.

On a représenté ainsi les limons d'inondation sablo-argileux, plus ou moins épais (1 à 3 m), parfois non distingués dans les descriptions des sondages, qui recouvrent les formations palustres reconnues des dépressions de la basse plaine du Comtat et en régularisent ainsi la surface.

l/Fx. Alluvions limoneuses de recouvrement de la moyenne terrasse. La moyenne terrasse de Loriol-du-Comtat est entièrement recouverte de limons plus ou moins sableux (1,8 m au sondage 4-182) probablement très peu épais car la plupart des sondages ne les mentionnent pas.

FCz, JCz. Alluvions fluviatiles, torrentielles et colluviales associées (0-10 m). Ces formations mixtes se rencontrent seulement rive droite, de Saint-Geniès-de-Comolas à Saze, par la conjugaison de vastes surfaces colluvionnées sur le substratum pliocène et d'un réseau hydrographique local temporaire. De larges fonds alluviaux sableux s'y développent, issus tant du réseau hydrographique amont que des ravins latéraux, dont le matériel ne se différencie guère, superficiellement, des colluvions des versants voisins, mais qui s'en distinguent par la morphologie.

Ainsi les fonds des vallées du Nizon, du Malaven en aval de Tavel, de Traslepuy et de Saze sont colmatés par une formation limono-sableuse plus ou moins chargée en cailloutis calcaires issus de l'amont et de galets de quartzites remaniés des versants pliocènes et de leur revêtement colluvial. Leur faciès et épaisseurs ne sont connus que par quelques sondages en aval de Tavel (5-220,221,235), où une couche de cailloutis repose localement sur les sables pliocènes, sous les limons caillouteux superficiels. Épaisseur maximum reconnue 7 m. Ces alluvions passent localement à des dépôts identiques remplissant de larges ravins et de morphologie de cône de déjection JCz (Nord de Saint-Laurent-des-Arbres).

Au pied nord de la montagne de Saint-Geniès, ces formations à éléments calcaires ravinent le substratum pliocène et les sables éoliens pour se raccorder, en aval, à la surface de la basse plaine alluviale. Épaisseur inconnue, probablement faible.

Au débouché des ravins secs de Saint-Saturnin et de Châteauneuf-de-Gadagne, des cônes de ce type à galets siliceux se raccordent à la basse plaine limoneuse et recouvrent les alluvions duranciennes. Épaisseur plurimétrique.

Fz1. *Alluvions fluviales des lits majeurs*. Ces alluvions sont très localisées et d'extension réduite, le réseau hydrographique étant quasi inexistant en dehors de la vallée du Rhône et de la plaine du Comtat (Fy + Iz). On n'en rencontre que dans le coin nord-ouest de la feuille (vallée de la Tave), dans le thalweg du Malaven en amont de Tavel où elles se raccordent à la formation alluvio-colluviale FCz, et dans le canyon karstique de la Gorgue au Nord de Rochefort-du-Gard. Épaisseur inconnue, probablement faible.

Fz2. *Alluvions fluviales des lits mineurs*. Des éléments de lits mineurs existent le long de l'Ouvèze en amont de Bédarrides, le long du Rhône à l'Ouest de Sorgues et dans le bas cours du Nizon (Sud de L'Ardoise). Ils sont creusés dans la basse plaine alluviale dont ils remanient, en surface, les cailloutis sous-jacents aux limons.

Dépôts de versants

Trois types ont été reconnus : les colluvions, banales ou à quartzites, très largement répandues ; les éboulis qui n'existent que très localement sur les massifs calcaires ; et des sables éoliens localisés au pied nord de la montagne de Saint-Geniès.

C. *Colluvions* (0-20 m). Tous les versants façonnés dans les couches néogènes sableuses et marneuses sont tapissés sur de grandes étendues par une couverture colluviale plus ou moins épaisse qui masque presque entièrement les formations en place sous-jacentes. C'est un limon plus ou moins sableux ou argileux, sans structure, irrégulièrement chargé en galets de quartzites avec, localement, des cailloutis calcaires.

Leur épaisseur est très variable. Elle dépasse 10 m au bas du versant molassique de Villeneuve-lès-Avignon (sondage 6-277), et l'approche sur les pentes des collines de Châteauneuf-du-Pape (3-135, Bédarrides) et de Châteauneuf-de-Gadagne (7-289, Ouest de Saint-Saturnin). En bordure des dépressions, au débouché de ravins où elles ont pu être étalées par ruissellement, elles atteignent une épaisseur encore plus forte (de 15 à plus de 19 m aux sondages 4-63 et 4-146 de Sarriens). Elles peuvent s'étaler largement sur des surfaces très peu pentées (pied nord de la montagne de Saint-Geniès, bordure ouest de la dépression de Pujaut), voire nulles comme au fond de l'ancien étang de Pujaut (sondages 5-209 et 210, nombreux sondages agropédologiques de la CNABRL ; Arnal, 1965).

C/pF. *Colluvions sur formations reconnues.* Les colluvions étant surtout épaisses dans les zones déprimées, plus minces sur les zones en relief des versants où les formations sous-jacentes peuvent affleurer localement sur des surfaces réduites, on a représenté par ce figuré les secteurs relativement en relief où le substratum a été observé, reconnu par sondages ou supposé peu profond (jusqu'à 2 m).

CQ. *Colluvions à quartzites.* On a appliqué cette notation aux colluvions qui s'étendent sur les pentes en contrebas des terrasses supérieures du mont Jupiter, de la montagne de Sorgues et surtout de Châteauneuf-du-Pape, dans lesquelles la charge en quartzites est si importante qu'elles se présentent en surface comme un tapis de galets de quartzite jointifs. À Châteauneuf-du-Pape, il est possible que des apports de quartzites aient été faits dans les vignes.

CRQ. *Colluvions anciennes à quartzites du mont Pégueirol.* Au Nord de Saint-Geniès de Comolas, le mont Pégueirol est un plateau de dimension kilométrique fortement penté vers le Nord (plus de 3 %, de la cote 81,6 au Sud à la cote 50 au Nord). Sur le substratum pliocène, localement durci par un concrétionnement calcaire superficiel, s'étend une couverture épaisse de 3 à 4 m constituée essentiellement de galets siliceux (quartzite, quartz) dont de nombreux éolisés, avec quelques galets calcaires et cristallins arénisés, emballés en désordre dans une matrice sableuse décarbonatée et rubéfiée. Il s'agit manifestement d'une formation remaniée par colluvionnement à partir des alluvions de la terrasse supérieure dont l'arête de Comolas est un vestige. Ce plateau est un élément isolé par l'érosion du bas de l'ancien versant qui, d'après sa position topographique, formait le raccordement entre la terrasse supérieure de Comolas, aujourd'hui disparue, et la moyenne terrasse dont il reste le lambeau de La Garrigue, voire même d'une terrasse d'un niveau supérieur.

E. *Éboulis* (plus ou moins remaniés) (0-20 m). Les éboulis sont très peu nombreux dans le cadre de cette feuille, bien que les affleurements calcaires soient étendus et escarpés. On n'en connaît que très localement à Four, sur le massif des Angles, à la pointe nord de la colline de Vedène et sur le versant nord de la butte de Thouzon.

Les éboulis du massif des Angles n'apparaissent qu'en bordure nord de la dépression du Sorbier-de-Madame, où ils forment deux arêtes étroites et allongées descendant presque de la crête de la Grande-Virade, en relief entre les dépôts colluviaux de fond de la dépression. Ce sont des cailloutis calcaires anguleux centimétriques, très homométriques, noyés dans une abondante matrice de sables gris probablement remaniés par éolisation des sables pliocènes de Pujaut, très bien lités parallèlement à leur pente superficielle décroissant de 15-20° en amont à 10° en aval. L'ensemble donne l'impression d'un dépôt par couches successives, comme pour un cône de déjection, mais il n'y a aucun bassin versant en amont. Ce litage est donc probablement éolien, acquis au moment du dépôt du sable sous le vent, les éléments calcaires venant du démantèlement de la crête sommitale. Épaisseur minimale 6 m.

Les éboulis de Four, très localisés dans un ravinement du substrat calcaire, sont de même structure mais de calibre plus grossier.

À Vedène et Thouzon, les éboulis, à matrice sableuse abondante (remaniement du Miocène), ont été presque entièrement exploités.

N. Sables éoliens de Roquemaure (0-15 m). Au pied nord de la barre de Saint-Geniès, à l'Ouest de Roquemaure, des sables gris très meubles, à grands litages obliques, de structure dunaire, d'épaisseur pluridécimétrique, s'appuient directement sur le versant calcaire subvertical. Ils sont bien visibles dans la carrière qui exploite essentiellement les calcaires. Ce placage sableux épais a été fortement raviné de sorte qu'il en reste des croupes relativement isolées. L'ambiance climatique nécessitée par leur transport, leur morphologie et leur position topographique, indique que ce sont des dépôts wurmiens. Ce faciès n'a pas été rencontré ailleurs sur cette feuille, peut être faute de coupes car il est indiscernable en surface des sables néogènes.

On a noté ainsi deux petits placages de sables meubles recouverts de coluvions à la base du versant nord de la barre de Sauveterre. Épaisseur inconnue, supérieure à 4 m.

Formations résiduelles

Cette notation concerne des semis de galets de quartzite (RQ) ou de calcaires (RC), qui parsèment des buttes isolées ou des surfaces relativement régulières de plus ou moins grandes dimensions, sur substratum connu. Ce sont les témoins de surfaces d'érosion anciennes, aujourd'hui en relief, qui peuvent être soit des éléments de versants, soit de fonds de vallées ou de nappes alluviales. Leur épaisseur étant pelliculaire, on les a représentées par une surcharge pointillée sur la formation recouverte. On y a joint les régolites sur calcaire.

RQ. Cailloutis résiduels à quartzites. Rive droite, les résidus à quartzites des buttes pliocènes de Traslepu (Ouest de Roquemaure) et des environs de Saze sont des éléments de versants. Ceux du Nord de Saint-Laurent-des-Arbres jalonnent probablement d'anciens fonds de vallées, homologues des fonds actuels. Sur le massif calcaire d'Aspre et la butte pliocène à l'Ouest de Montézargues, il s'agit d'éléments plus ou moins remaniés de terrasses supérieures.

Rive gauche, ce sont des résidus de terrasses supérieures : Mont-Redon, La Gardine sur le massif de Châteauneuf-du-Pape, Châteauneuf-de-Gadagne. À l'Ouest de Châteauneuf-du-Pape, le replat irrégulier de cote 50 m est probablement le résidu d'une haute terrasse à substratum cénomanien.

Lorsque ces cailloutis apparaissent en placages minces sur une formation répertoriée, l'indice de celle-ci est indiqué en dénominateur (ex. : RQ/m3-4).

RC. Cailloutis calcaires résiduels. Rive droite, le témoin à l'Ouest de Saint-Geniès-de-Comolas est un ancien fond alluvial ; la butte du Devès, au Sud

de la montagne de Saint-Geniès, un élément de versant. En bordure est de l'ancien étang du Pujaut, l'étréite plate-forme littorale de Saint-Bruno était garnie de cailloutis calcaires grossiers probablement équivalents des cônes de déjection des Sableyes. Ils ont été presque entièrement déblayés par exploitation.

Rive gauche, la formation résiduelle qui parsème la surface séparant les éléments de la haute terrasse du Comtat au-dessus de Monteux, résulte du démantèlement local de cette nappe alluviale.

Rn4C. *Récolite de Tavel*. À l'Ouest de Tavel, la vallée du Malaven s'élargit dans les calcaires urgoniens et son thalweg est encaissé dans des aplanissements de grande ampleur à pente relativement faible. Rive gauche (Nord), ces surfaces sont tapissées par de minces colluvions alors que rive droite (Sud) elles montrent un récolite directement dérivé du substratum sous forme de fragments anguleux jointifs centimétriques à décimétriques, peu ou pas déplacés, sur une épaisseur de 1 à 2 m.

Dépôts anthropiques

X. *Remblais*. Des remblais très importants longent les rives du canal du Rhône (digues), certaines parties de l'ancien cours, où il s'agit plutôt de dépôts d'extraction, et les aménagements ferroviaires du Sud d'Avignon. D'autres servent de support ou de limites de zones industrielles (L'Ardoise, Sorgues). Enfin, le centre-ville d'Avignon, au Sud et à l'Ouest du rocher des Doms, est construit sur une légère éminence constituée de dépôts anthropiques pouvant atteindre 10 m d'épaisseur, dont les plus anciens vestiges d'occupation remontent au Chalcolithique (Gagnière, 1986).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Crétacé (fig. 2, en pages centrales)

Les massifs crétacés de la région d'Avignon peuvent être regroupés en deux ensembles, séparés par la faille de Nîmes (Rochefort-du-Gard—Sauveterre—Courthézon) :

—au Sud, le massif des Angles et les pointements de Villeneuve-lès-Avignon, Avignon, Mont-de-Vergues, Sorgues, Vedène et Le Thor (Hauterivien à Barrémien supérieur).

—au Nord, le « triangle » de Roquemaure et le dôme de Lampourdier (Barrémien supérieur à Bédoulien).

Massif des Angles

Le massif des Angles est limité par des accidents NE-SW, au Nord (accidents Saze—Pujaut), et au Sud (accident Lavernede—Les Angles). Des acci-

dents subparallèles s'observent à l'intérieur du massif (bois de Gajan, la Montagne). En bordure nord du massif, ces accidents sont nettement décrochants.

On distinguera plusieurs plis E-W du Sud au Nord ;
—le synclinal de Plane-d'Houme, relevé vers l'Est ;
—l'anticlinal de La Grillette, relevé vers l'Est ;
—le synclinal de La Choisy, séparé par une petite ondulation du synclinal des Issarts, montrant une importante virgation NNE-SSW en direction des Angles ;
—l'anticlinal du bois de Gajan, relevé vers l'Ouest.

Ces synclinaux E-W présentent un style « en fond de bateau », à flancs très redressés. Ils sont interrompus brusquement par les accidents NE-SW de bordure. Au Nord des Angles, le massif se présente comme une vaste structure tabulaire affectée de failles à faible rejet et de petits plis (Sud-Est de Saint-Bruno, La Caramude).

Pointements crétacés de la plaine du Rhône et du Comtat

Ces affleurements de dimension réduite se présentent comme de petits massifs subhorizontaux à faiblement basculés. À Vedène, un affleurement de calcarénites grossières délimite une pincée N-S, basculée entre deux blocs subhorizontaux.

Graben de Pujaut

Cette zone effondrée correspond au passage de la faille de Nîmes. La bordure nord-ouest du graben est affaissée en petits gradins (Rochefort-du-Gard), la bordure sud-est est limitée par les décrochements NE-SW du massif des Angles.

Des forages implantés au centre du graben ont traversé plus de 400 m de Pliocène. L'un d'entre eux a atteint le Barrémien surmonté d'Oligocène à —536 m. L'épaississement du Pliocène serait donc dû *p.p.* au comblement d'un graben oligocène, *p.p.* au surcreusement messinien dans les formations oligo-miocènes.

Triangle de Roquemaure

Au Sud-Est il est formé par deux plateaux tabulaires de Barrémo-Bédoulien (Rochefort-du-Gard, Truel). Orientés NE-SW, ils sont séparés l'un de l'autre par une zone affaissée (Trinquevedel) NW-SE, limitée localement par des accidents décrochants (Les Fontaines).

Ces plateaux NE-SW viennent interrompre des plis bien développés sur la feuille Uzès : anticlinal de Tavel, synclinal de la Montagne, anticlinal de Lirac—Roquemaure—Châteauneuf-du-Pape. Comme dans le massif des Angles, ces plis sont E-W, à fond plat et flancs redressés (Lirac). La bordure nord de l'anticlinal de Lirac—Châteauneuf correspond à la « faille » de

Roquemaure. Celle-ci n'est pas visible ici, masquée par la couverture cénozoïque, et/ou réduite à une simple flexure.

Dôme de Lampourdiér

L'enveloppe bédoulienne du dôme est visible au Nord, à l'Ouest et au Sud ; à l'Est, le pointement de Vaudieu la signale. Les pendages sont généralement inférieurs à 40°, sauf au Sud où ils sont verticaux, en liaison probable avec la formation du pli de Lirac—Châteauneuf. Cette structure tranquille vient « crever » la couverture cénomaniennne située sur ses bordures et dans le prolongement des synclinaux de la Tave et de la Cèze (Montfaucon, Orange).

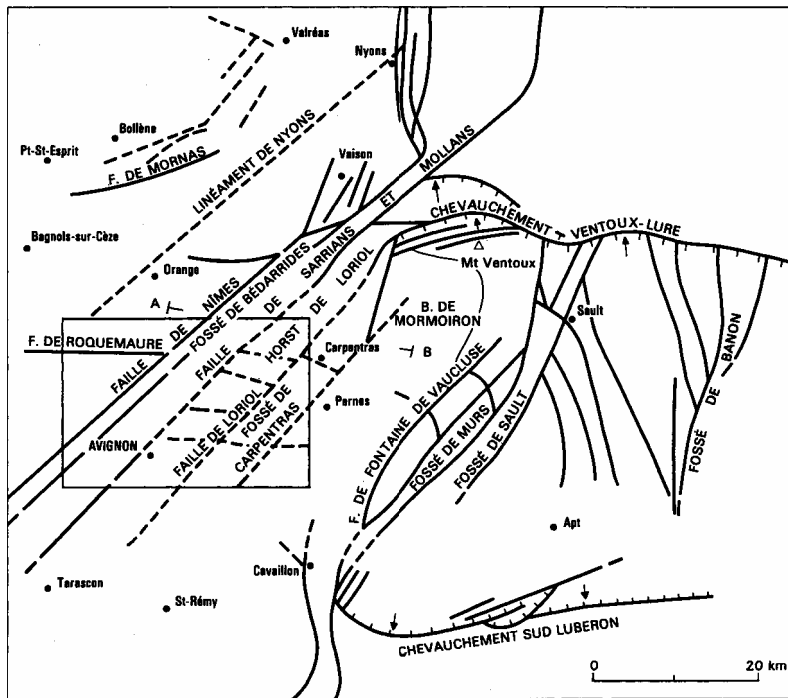
Néogène-Quaternaire (fig. 3)

Les structures sont beaucoup plus difficiles à mettre en évidence dans les assises néogènes par suite de leur nature meuble. Cependant on peut noter qu'au Burdigalien, qui constitue la totalité de la colline de Châteauneuf-de-Gadagne sous son faciès essentiellement argileux, fait directement suite, au Nord et au même niveau, le Langhien—Serravallien sableux de la montagne de Sorgues. Cela pourrait être en relation avec un rejeu vertical post-miocène (plus précisément post-langhien) de la faille de Loriol. Comme, de part et d'autre, les couches apparaissent globalement horizontales, les structures encadrantes auraient joué en bloc sans mouvements différentiels.

Après le Langhien, aucun des grands accidents ne semble avoir joué notablement, comme le montre la tranquillité des contacts, de type sédimentaire (transgressifs), de la molasse de Sauveterre sur le massif d'Aspre et de Cabrion sur le massif des Angles.

Des mouvements de basculement ont toutefois affecté certaines assises molassiques : le Burdigalien supérieur des Angles montre un pendage de 15-20° vers le SE ; dans la colline de Châteauneuf-du-Pape, la dalle des grès du Comtat est fragmentée et offre des pendages divergents : globalement NE (10-15°) au Sud de Courthézon, S à Châteauneuf (10-20°), S à SW à Vaudieu, au Nord du village (20-30°). Ce dispositif pourrait être en relation avec une surrection en dôme de l'ensemble du massif. Partout ailleurs, le Miocène semble horizontal.

Au niveau du Pliocène, les mouvements du sol ne peuvent être décelés que par les différences de niveau de la limite des faciès marins (essentiellement argileux) et continentaux, en admettant que celle-ci soit globalement horizontale au départ. Ce n'est qu'à Pujaut que les sables saumâtres montrent un léger pendage (10°) vers le Sud-Est (stade). Rive droite, les argiles marines ont été fortement relevées dans le secteur sud Rochefort-du-Gard—Saze—Estézargues (alt. 150 m), alors qu'elles se trouvent à la cote 70 m au Nord (Saint-Geniès-de-Comolas). Dans ce secteur nord, le Pliocène marin de Châteauneuf-du-Pape—montagne de Sorgues est porté à une altitude minimale de 120 m (bois Sénéchaux). Il y a donc affaissement relatif du secteur de Comolas par rapport à ceux de Saze et Châteauneuf (de l'ordre de 50 à 70 m).



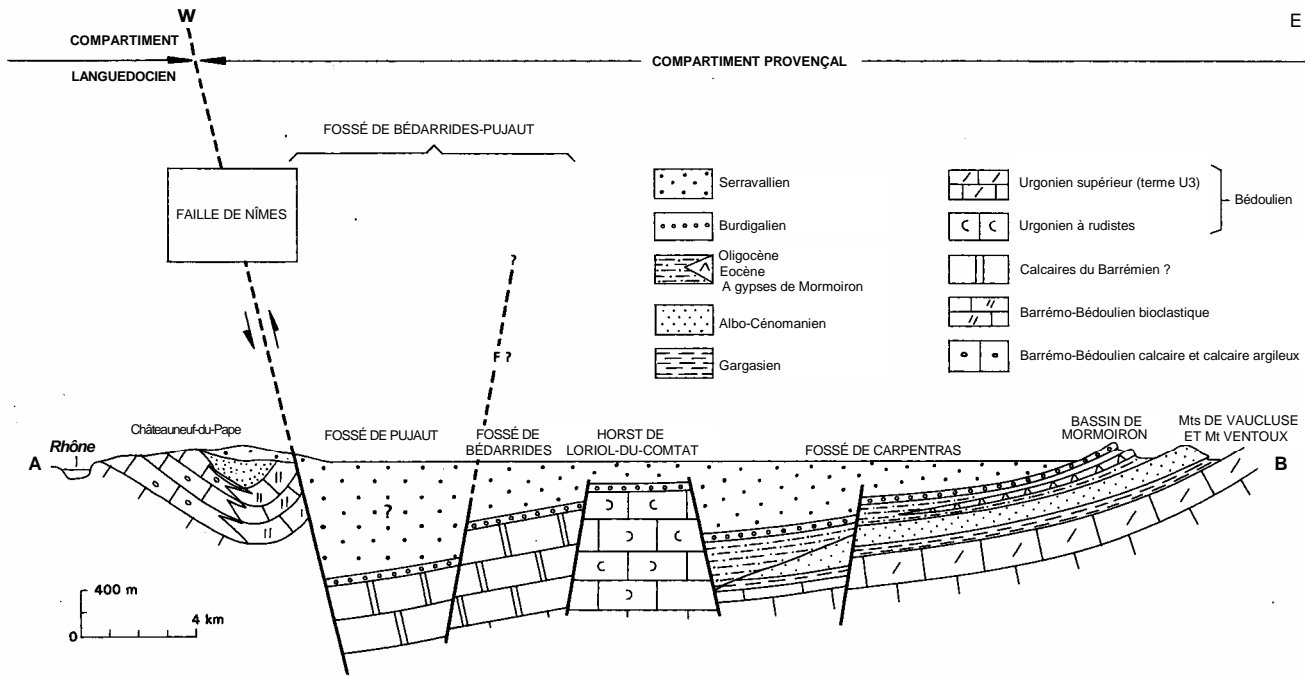


Fig. 3 - Les accidents N50 de la tectonique serravallienne dans le Bassin de Carpentras
(par J.-M. Triat et G. Truc, 1983, complété par J.-P. Masse, 1990)

Les mouvements se sont poursuivis ensuite, comme le montrent les déformations des nappes alluviales et les mesures géodésiques.

La terrasse fini-pliocène Fv1a de Vallongue—Coudoulis est déformée par relèvement de part et d'autre de la barre de Saint-Geniès. Il y a donc eu relèvement de ce relief. Par contre, la terrasse suivante Fv1b (mont Jupiter, la Plane) est abaissée au niveau de Saint-Geniès-de-Comolas et Roquemaure. Cela semble la suite des mouvements enregistrés dans le Pliocène.

Au Sud-Ouest de la dépression de Pujaut, le plateau de Signargues (Fv2) est relevé en bloc. La terrasse contemporaine de L'Aighillon (Pujaut), est à une cote très inférieure, bien qu'en amont, et à contre-pente ; elle est donc abaissée et basculée vers le Nord.

Les plateaux sommitaux Fv3a de Châteauneuf-du-Pape sont relativement abaissés d'Est (Télégraphe) en Ouest (Mont-Redon), mais globalement relevés par rapport à la terrasse précédente. Le plateau oriental de Châteauneuf-de-Gadagne (Les Plaines) est à contre-pente, avec relèvement en direction de la Durance.

Rien n'est décelable ainsi au niveau des hautes et moyennes terrasses, trop résiduelles, si ce n'est la faille du cellier des Princes qui, au Nord de Courthézon, décale molasse et alluvions de la haute terrasse de 0,5 m par relèvement du compartiment sud (Pascual, 1978). Par contre, la basse terrasse wurmienne Fy1 émerge de la basse plaine holocène au niveau de la colline de Châteauneuf-du-Pape, de part et d'autre de la barre de Saint-Geniès, comme si elle avait été entraînée par un mouvement de surrection de cette colline.

Les mesures géodésiques (Fourniguet, 1977) mettent en évidence certains mouvements actuels : un affaissement du tronçon Rhône—Durance entre Saint-Just (feuille Bourg-Saint-Andéol) et Cavaillon, avec un maximum au niveau de Roquemaure (—1,03 mm/an). Cela semble en contradiction avec la morphologie de la basse terrasse qui indiquerait le contraire, mais à une échelle de temps bien différente. Cette zone affaissée concerne également les alluvions de tous âges et le substrat. Un autre mouvement négatif, plus marqué, existerait au droit de l'ancien étang de Pujaut (sans plus de précision). Cependant, le passage de la faille de Nîmes, non plus que celui des autres structures majeures, ne se remarque sur aucun des profils. Cela traduirait leur inactivité verticale au cours des 80 dernières années.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'évolution du relief dans la région d'Avignon a probablement commencé lors des phases d'émersion, de bauxitisation et de plissement du début du Crétacé supérieur, mais les surfaces d'érosion attribuables à ces phases ne sont plus identifiables actuellement.

Une surface d'érosion probablement plus tardive est fossilisée par les *Microcodium*, anté-éocènes dans cette région. Cette surface d'érosion tron-

que certains plis : les *Microcodium* sont présents à la fois au cœur de l'anticlinal des Grillettes et dans le fond du synclinal de Plane-d'Houme.

La morphologie en lanière NE-SW des massifs crétacés de la feuille s'acquiert probablement dès l'Éocène supérieur (cf. « Histoire géologique ») et se poursuit à l'Oligocène, comme en attestent les conglomérats de Lavarède et les dépôts oligocènes signalés dans le graben de Pujaut.

À l'Oligocène terminal et à l'Aquitainien, le bas Rhône est entièrement continental et il ne reste aucune trace de dépôt ou de relief certain de cette période.

Au Miocène, la mer envahit le couloir rhodanien et la basse Durance par suite des contre-coups des plissements alpins (subsidence). Le bras de mer rhodano-helvétique se comble entièrement ici par une sédimentation marneuse puis sableuse (molasse) et enfin fluviale au sommet (cailloutis tortoniens de la colline de Visan—Vinsobres, épais de 80 à 130 m, feuilles Orange et Vaison-la-Romaine). À la fin du Miocène donc, le domaine rhodano-comtadin se présentait comme une vaste plaine alluviale ennoyant presque tous les reliefs, une centaine de mètres au moins (relativement) au-dessus des témoins miocènes les plus récents de la feuille. Il n'en reste aucune trace, les érosions fluviales antérieures, tant messiniennes que quaternaires, les ayant fait entièrement disparaître.

À la charnière Miocène—Pliocène, le réseau hydrographique rhodanien s'enfoncé épigéniquement dans cette plaine alluviale suite à la régression messinienne de la Méditerranée. Le Rhône suivait approximativement son couloir actuel au Nord mais, à partir de L'Ardoise, se dirigeait droit au Sud à travers la trouée de Saint-Laurent-des-Arbres puis, au niveau de l'étang de Pujaut, obliquait vers l'Ouest pour rejoindre le cours du Gard. La Durance se jetait alors directement en mer par l'Est des Alpilles. L'Ouvèze passait au Nord de Châteauneuf-du-Pape, empruntant la basse vallée de l'Aigues actuelle. Dans le bassin de Carpentras, seules quelques rivières locales rejoignaient le Rhône : l'Auzon probablement par la trouée de Bédarrides, la Nesque par celle de Vedène augmentée peut être de la Sorgue, à moins que celle-ci ne soit affluente de la Durance au Sud.

Ce réseau hydrographique messinien s'est profondément incisé: le Rhône, plus de 400 m au-dessous de son thalweg actuel. La transgression (ingression) pliocène de la Méditerranée l'ennoya jusqu'à Lyon (ria pliocène), jusqu'à une cote (NGF) de + 60-80 m (Haq *et al*, 1987). Il en émergeait alors, comme des îles, le massif des Angles, le banc de Roquemaure, le massif de Châteauneuf-du-Pape, la colline de Bédarrides, probablement la plus grande partie du piémont miocène de Carpentras à l'Est, et les Cévennes à l'Ouest. Cette ria se remplit de sédiments marins argileux puis sableux, d'argiles lagunaires puis de sables et cailloutis fluviaux, série sédimentaire homologue de celle du Miocène. À la fin du Pliocène, le paysage se présentait alors sous le même aspect qu'à la fin du Miocène, avec quelques différences mineures : une vaste plaine alluviale dont le fleuve passait par le couloir de Pujaut, recevant des plaines alluviales encaissées dans un vaste piémont molassique.

Le Rhône franchissait la trouée de Saint-Laurent-des-Arbres et rejoignait les Costières du Gard en empruntant la partie aval du fossé de Pujaut, entre la bordure cévenole et le massif des Angles. À l'Est, il est probable que le paysage était entièrement constitué, jusqu'au pied des monts de Vaucluse, par une vaste plaine alluviale de piémont construite par les cours d'eau locaux (Aigues, Ouvèze, Auzon, Nesque, Sorgue, Coulon), qui confluaient avec la plaine alluviale rhodanienne plus étroitement localisée. N'en émergeaient probablement que les sommets du massif des Angles, et peut-être de la Montagnette. Par contre, il est quasi certain que les collines miocènes (actuelles) étaient entièrement ennoyées sous les dépôts pliocènes, car aucun affleurement de molasse ne dépasse le niveau des terrasses supérieures.

Le Rhône conserve ce tracé par Estézargues en migrant vers l'Est, d'abord par la trouée de Roquemaure puis par Sauveterre, suivant ainsi exactement le fossé de Pujaut. Il abandonne ensuite ce tracé pour se reporter loin vers l'Est, balayant la plaine du Comtat jusqu'au-delà des collines médianes de Châteauneuf-du-Pape à Châteauneuf-de-Gadagne et à la Petite-Crau. Les anomalies dans les altitudes relatives et les pentes des terrasses supérieures (Vallongue, la Plane, L'Aighillon, Estézargues) montrent que ces glissements du Rhône vers l'Est sont dus à des mouvements tectoniques.

Puis le Rhône revient vers l'Ouest, dans l'espace entre les collines médianes, qui se dégagent peu à peu, et le massif des Angles. Là aussi les mouvements tectoniques sont en cause. C'est à ce moment que le passage de Châteaurenard à Tarascon s'ouvre. Par épigénie et probablement aussi antécédence, les affluents du Comtat ouvrent les brèches de Bédarrides, Vedène et Noves. On n'en connaît pas la paléogéographie exacte mais on peut considérer comme certain que la brèche de Noves est due au Coulon, avec peut-être la Sorgue pour affluent, et très probable que celle de Vedène est due à la Nesque.

À partir de ce moment le cours du Rhône changera peu, par migration vers l'Ouest. On ne sait pas quand la trouée d'Aramon s'est ouverte entre le massif des Angles et la Montagnette.

Au moment du dépôt de la haute terrasse, la paléogéographie locale est très voisine de l'actuelle, à un niveau légèrement plus élevé (+20 m). Le Rhône n'est pas passé à l'Est du massif de Châteauneuf-du-Pape, comme en témoigne la nature essentiellement locale des alluvions de l'extrémité sud de la terrasse du Champ-de-Manœuvre d'Orange. Il décrivait cependant un large coude vers l'Est au Sud d'Orange, obligeant l'Aigues à rejoindre l'Ouvèze.

Lors du dépôt de la moyenne terrasse, le Rhône longeait encore les collines de Châteauneuf-du-Pape et de Sorgues (terrasse de Sorgues). On ne sait pas quelle était la largeur de sa vallée car il n'existe aucun autre témoin de ce niveau. L'Ouvèze empruntait le passage de Bédarrides (terrasse de La Roquette).

Un épisode d'érosion très important sépare l'épandage de la moyenne nappe alluviale de celui des basses. Il entraîne le déblaiement, essentiellement par sapement latéral, de presque toutes les hautes et moyennes nappes alluviales du Rhône et de la plaine du Comtat. Si la moyenne terrasse appartient au Rissien et la basse au Wurmien, il se situerait grossièrement entre ces deux glaciations mais pas forcément à l'interglaciaire. Si près de la mer, le réseau hydrographique a nécessairement été influencé par les variations glacio-eustatiques. D'autre part, on sait que le creusement quaternaire le plus important se situe à l'interglaciaire Mindel—Riss dans le Rhône moyen (Mandier, 1984). Ici, les données chronologiques manquent.

C'est au moment du dépôt de la basse nappe alluviale que la Durance a fait irruption dans le bas Rhône. Cet épisode est attribué au Wurmien par référence à la chronologie de la Crau. Le Rhône a dû être repoussé vers l'Ouest, mais on ne sait pas s'il a alors emprunté le passage d'Aramon. Enfin, dans la vallée du Rhône, un modeste creusement précède le dépôt de la basse plaine alluviale, couverte de limons de crue. Dans la plaine du Comtat, ces deux épisodes sont indiscernables. Une surrection tectonique est aussi probablement à l'origine de l'émergence de la basse terrasse entre Montfaucon et Avignon. En effet, celle-ci disparaît par plongement sous la basse plaine alluviale à partir de Lapalud, plus de 20 km en amont.

Parallèlement à cette évolution paléogéographique fluviale, un autre phénomène morphogénétique de grande ampleur se produisait : le creusement des dépressions fermées, dont la plus spectaculaire est celle de Pujaut, une réplique plus modeste les Paluds de Courthézon, et quelques-unes de petite taille en surface des hautes terrasses. Il s'en façonnait aussi sous la plaine du Comtat, notamment à Sarriens et Velleron.

La dépression de Pujaut a pu commencer à se dégager dès après le dépôt de la terrasse supérieure de L'Aighillon—Estézarques, d'abord par ravinement fluviale puis excavation éolienne. Aucun autre processus n'est envisageable, non plus que pour les dépressions de Courthézon et des hautes terrasses. L'achèvement de sa mise en creux est récent (probablement wurmien), car les anciens étangs de Rochefort et Pujaut étaient encore en eau avant leur drainage artificiel au début du XVII^e siècle. La dépression de Courthézon est remplie de dépôts palustres dont la base est antérieure à l'Alleröd. Son façonnement est probablement wurmien aussi. Quant à celles du Comtat, elles ont aussi été palustres mais leur chronologie n'est pas connue.

ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE

Les paléosols* sur les nappes alluviales sont difficiles à observer, surtout sur les hauts niveaux, du fait de l'absence de bonnes coupes judicieusement situées.

(*) Les paléosols, ou zones d'altération superficielle, montrent un horizon lessivé (A) en surface (appauvri en éléments fins) et un horizon d'accumulation d'argile (B) en profondeur, passant plus ou moins progressivement au matériau-mère (C) par un horizon intermédiaire (BC) transitionnel. Les horizons A et B sont caractérisés par une décarbonatation, une rubéfaction et une argilification de la matrice. Souvent, un horizon de précipitation des carbonates (concrétionnement ou cimentation en poudingue) existe au sommet de l'alluvion-mère C. L'épaisseur des paléosols croît avec leur âge.

Les terrasses supérieures Fv montrent une altération superficielle d'épaisseur très variable : 6 m (arête des Cosses) à 7,6 m (plateau de Cravailieu, sondage 5-216) sur le niveau Fv1a de Vallongue ; 2 m en bordure du plateau de la Garrigue de Rochefort-du-Gard (Fv2) ; plus de 6 m sur le plateau des Pialons, au Nord de Châteauneuf-sur-Pape (Fv3a). L'intensité de la rubéfaction est plus uniforme, du rouge jaunâtre 5YR5/8 au rouge 2,5YR5/8. Mais il faut noter que les surfaces sont souvent érodées, donc les paléosols tronqués, et qu'il a pu se faire des apports répétés de sables et de limons éoliens calcaires, qui auraient freiné la pédogenèse du cailloutis sous-jacent (Arnal, 1966). Sur les surfaces non retouchées, l'altération devrait être d'épaisseur décimétrique, comme sur les niveaux équivalents de la moyenne vallée du Rhône.

Sur la haute terrasse rhodanienne Fw, l'épaisseur visible du paléosol est d'environ 2 m, dont un horizon lessivé de 0,5 à 1 m, et la rubéfaction moyenne (5YR5/8). Les galets cristallins sont arénisés jusqu'à la base des coupes (—6 m), les encroûtements calcaires diffus.

Sur la haute terrasse locale à cailloutis uniquement calcaires (Carpentras), la dissolution des galets n'est pas complète sur toute la hauteur du profil, dont l'épaisseur est relativement faible (1 à 2 m ?). Un phénomène intéressant est la précipitation de carbonate sous forme de concrétions calciteuses blanches, tendres, dans la molasse sableuse sous-jacente aux cailloutis intacts, suivant les lits marneux (jusqu'à 5 ou 6 lits superposés distants de 1 cm à 1 m).

Sur la moyenne terrasse rhodanienne, les galets cristallins sont arénisés en profondeur (6 m visibles) et le paléosol serait d'une épaisseur supérieure à 1,30 m (Arnal, 1966).

Sur les bas niveaux rhodaniens enfin, l'épaisseur des paléosols est de l'ordre de 1 m ou un peu moins, sous les limons superficiels, leur couleur jaune rougeâtre 7,5YR6/8, et les cristallins sont intacts en profondeur, sauf exception. En ce cas, cela signale peut-être des éléments de nappes alluviales plus anciennes.

Si l'on constate bien une épaisseur d'altération croissante avec le niveau des nappes alluviales (sauf pour les terrasses supérieures, du fait de conditions d'observation défavorables), on doit noter qu'à l'exception des basses terrasses, l'épaisseur des paléosols est beaucoup plus faible que dans la moyenne vallée du Rhône (Bornand, 1979). Ce fait semble en relation avec la mauvaise conservation générale des surfaces d'alluvionnement, ainsi qu'avec la possibilité d'érosions et d'apports carbonatés éoliens. Ces particularités interdisent donc toute tentative de corrélation directe, par ce moyen, avec les nappes alluviales du Rhône mieux conservées plus en amont, comme cela a été fait précédemment (Arnal, 1966).

OCCUPATION DU SOL

VÉGÉTATION ET CULTURES

Dans une région entièrement soumise au climat méditerranéen et ne comportant que de faibles différences altitudinales, la répartition de la végétation est essentiellement régie par les propriétés des sols (nature chimique, profondeur, granulométrie, réserves en eau,...) liées directement à la lithologie des sédiments.

C'est la géologie qui détermine ici en priorité la répartition des formations végétales et l'utilisation du sol par l'homme : c'est donc en suivant les subdivisions géologiques que nous présenterons une vue d'ensemble des principaux caractères de la végétation et de l'agriculture.

Crétacé. Les calcaires compacts, surtout les calcaires cristallins à faciès urgonien, ne donnent en surface que des lithosols, ou de minces couches de sols rouges méditerranéens ou de rendzines, généralement impropres à la culture. Ils sont couverts presque en totalité par la végétation naturelle, représentée par la série xérophile du chêne vert méditerranéen, avec les groupements physionomiques et floristiques suivants :

— forêt de chêne vert, à sous-bois d'arbustes toujours verts (alaterne, filaire, laurier-tin,...) ; certaines sont relativement étendues (forêt de Rochefort), mais elles sont réduites à l'état de taillis par des coupes régulières.

Les groupements suivants sont des formes de dégradation de cette forêt par l'action de l'homme, des troupeaux et du feu ;

—brousse à chêne kermès, sur calcaires compacts, avec des cistes (surtout après incendies) ;

—garrigues à genévrier oxycèdre, genêt scorpion, lavande aspic, localement buis,... ;

—pelouses à brachypode rameux, avec thym, asphodèles, euphorbes,... d'aspect steppique, desséchées en été.

Les zones marno-calcaires du Barrémien inférieur, avec des sols un peu plus profonds et frais (à l'Ouest de Tavel et Lirac) sont partagées entre les groupements naturels précédents et des cultures, avec vigne et olivier.

Paléogène. Les lambeaux marno-calcaires (Sud-ouest et Sud-Est de la feuille) sont également partagés entre groupements de la série du chêne vert et cultures (olivier).

Miocène—Pliocène. Avec une lithologie assez variable : grès, sables, sables molassiques, marnes plus ou moins sableuses..., cet ensemble présente une alternance de cultures et de végétation naturelle. La forêt subsiste sur les sols peu profonds, secs ou peu fertiles, représentée par la série mixte du chêne vert et du chêne pubescent méditerranéen qui correspond à des sols relativement plus humides que celle du chêne vert. Aux deux chênes s'ajoute régulièrement le pin d'Alep, essence introduite se reproduisant par semis naturel et s'installant facilement sur les zones dégradées : localement il peut devenir dominant (Sud-Ouest de Villeneuve-lès-Avignon).

Les sols plus profonds et perméables sont cultivés et presque exclusivement réservés à la vigne.

Les *terrasses supérieures* (à l'Ouest du Rhône et au Nord de Châteauneuf-du-Pape), constituées de galets de limons argilo-sableux, sont en majorité occupées par la vigne, mais il subsiste localement de petits bois de chênes vert et pubescent et des garrigues.

Les *hautes terrasses* de la partie nord-est de la feuille sont à peu près entièrement exploitées par l'agriculture, avec cultures maraîchères prédominantes, vigne et arbres fruitiers.

Les *moyennes terrasses* portent, par ordre d'importance décroissante, de la vigne, des cultures annuelles, des vergers et des petits bois de chêne pubescent avec pin d'Alep.

La *dépression palustre* à l'Ouest du Rhône est aussi largement cultivée avec vigne, arbres fruitiers, cultures maraîchères et céréales.

Enfin, la *basse terrasse* et la *plaine alluviale* sont entièrement vouées à l'agriculture, à l'exception des bords des cours d'eau. Les cultures maraîchères dominent sur les riches terres alluviales facilement irrigables (nappe phréatique importante) à l'Est du Rhône, spécialement à l'Ouest et au Sud-Ouest de Carpentras. Le paysage est caractérisé par les haies élevées de cyprès, parfois de peupliers, servant de brise-vent contre le mistral. On trouve aussi du maïs, des fourrages artificiels, des arbres fruitiers et de la vigne (plus importante dans le Sud-Est de la feuille autour de Thor).

Le long des principaux cours d'eau : Rhône, Ouvèze, Durance..., les galeries forestières de peupliers blancs, frênes, ormes..., et les fourrés de saules ont souvent été remplacés par des plantations de peupliers et noirs hydrides.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

De récentes prospections ont permis la découverte d'une très ancienne occupation humaine de grande ampleur, peut-être unique en Europe, sur la terrasse supérieure du Rhône, de part et d'autre du fleuve. Une quarantaine de stations ont été repérées à ce jour, caractérisées par une industrie archaïque sur galets de quartzites et de quartz (J. Krzepakowska, musée Calvet, Avignon). Parmi les plus importantes, citons celles des plateaux d'Aquéria, de Lirac, de la forêt de Clary, de Saint-Agricol, de Pujaut et de Saint-Victor-la-Coste, dans le Gard, ainsi que celle de Châteauneuf-du-Pape (La Nerthe) en Vaucluse. L'ensemble de ces stations a livré environ 10 000 outils, principalement des choppers (50 à 80 %) et des chopping-tools (8 à 18 %). On notera l'absence totale de bifaces et de hachereaux. L'analyse morpho-typologique des pièces et leur comparaison avec les industries archaïques européennes et africaines d'âge connu, suggèrent que cette culture s'est développée entre la fin du Pleistocène ancien (probablement au Günz II) et le début du Mindel, avant l'arrivée en Europe des premières industries acheuléennes à bifaces.

Bien qu'appartenant à la même tradition culturelle, ces stations paraissent représenter des occupations successives, échelonnées sur plusieurs millénaires. L'ensemble de cette industrie est actuellement en cours d'étude.

Si l'on excepte ces industries archaïques, la feuille Avignon est pratiquement vierge d'habitat humain du Pleistocène. La gravière de Talaud, à Montoux, a bien livré une faune attribuable à l'interglaciaire Riss—Würm, mais aucune industrie. De fait, à peine peut-on citer, dans le Gard, à Roquemaure, l'« abri du Cantonnier » ou « grotte du Balloir » qui a fourni, au siècle dernier, un outillage que l'on a attribué au Magdalénien (Raymond, 1900).

Le Mésolithique, également n'est représenté que par un gisement : l'abri sous roche du mourre de Sève, au Nord de Vedène.

Par contre, de nombreuses stations établies sur la basse terrasse du Rhône ou sur les hauteurs environnantes (Crétacé et Miocène) ont été habitées au Néolithique et au Chalcolithique.

Parmi ces habitats d'âge holocène, citons particulièrement, autour de l'ancien étang de Pujaut, les sites de plein air repérés de part et d'autre du seuil de Four (Néolithique-Chalcolithique) ; la station du quartier des Fontaines, en bordure du massif de Rochefort (Néolithique moyen) et celle de la colline de Montézargues (Néolithique). Entre Roquemaure et Saint-Laurent-des-Arbres, plusieurs grottes sépulcrales du Néolithique et du Chalcolithique ont été fouillées dans la montagne de Saint-Geniès, autrement nommée « barre de Roquemaure ». On connaît également les habitats de Saint-Laurent-des-Arbres et du plateau de Carnas, près de Sauveterre.

À Villeneuve-lès-Avignon, il faut d'abord mentionner la station de La Seigneurette, sur la basse terrasse rhodanienne, qui a livré une sépulture d'accroupi et une belle industrie de tradition chasséenne et, dans la même localité, les oppida de Linsolas (= Cabrioun) et du Mont-Andaon (Néolithique-Chalcolithique).

Aux Angles se trouve la station du mourre Rouge (Chalcolithique) dans le domaine des Issarts, ainsi que le petit oppidum du rocher de la Justice (Chalcolithique), au bord du Rhône.

Sur la rive gauche du fleuve, les vastes stations de la place du Palais et du quartier de la Balance, à Avignon, ont livré des tombes attribuées, avec doute, au Cardial, ainsi que d'abondantes industries néolithiques et chalcolithiques : Chasséen, Campaniforme, Fontbousse, Ferrière, etc. Cette très importante bourgade, installée sur les galets de la basse terrasse, était dominée par l'oppidum calcaire du rocher des Doms, où l'on a recueilli une industrie attribuée à la culture dite des « Pasteurs des plateaux ». Enfin, à Montfavet, la petite colline crétacée de Montdevergues a fourni quelques pièces en silex taillé et une hache en pierre polie, industrie attribuable au Chalcolithique.

Sur la commune de Châteauneuf-du-Pape la station du bac de Pierre-Feu (= Peiro-Fiosc) est parfois considérée comme mésolithique, mais plus probablement néolithique, et celle du moure de la Cabane, véritable atelier d'extraction du silex, a vraisemblablement fourni une grande partie de la matière première utilisée dans l'industrie lithique de la région avignonnaise.

Au Nord de la feuille, sur le territoire de Courthézon, on a fouillé la belle station cardiale de Baratin et l'habitat néolithique de la colline de Saint-Laurent, avec ses «fonds de cabanes», ses silos et ses sépultures. Dans la même commune, sur la limite même des feuilles Avignon et Orange, la station néolithique du moure du Tendre a été récemment étudiée.

Au Nord-Est, le terroir de Sarrians a livré l'hypogée chalcolithique des Boileaux.

Enfin, dans la plaine du Comtat, citons quelques trouvailles sporadiques sur la colline de Châteauneuf-de-Gadagne et les stations néochalcolithiques de Saint-Martin (près de Sorgues) et des Ferrailles, à l'Ouest d'Entraigues.

Dans les limites de la feuille, l'âge du bronze est représenté, sur la rive droite du Rhône, par la grotte sépulcrale de Saze, la station du plateau de Carnas, près de Sauveterre, ainsi que par quelques découvertes isolées aux Angles (rocher de la Justice), à Tavel (Olivet) et à Roquemaure.

Sur la rive gauche, les hauteurs de Châteauneuf-du-Pape et, surtout, le quartier de la Balance, à Avignon, ont livré de nombreux tessons de céramique « Rhône-Culture » et des « Champs d'Urnes ».

Les diverses phases de l'âge du fer (Hallstatt, la Tène) se retrouvent dans des stations déjà habitées antérieurement : Avignon (la Balance, rocher des Doms), le rocher de la Justice (aux Angles), l'oppidum de Linsolas ou Cabriouan, au Nord de Villeneuve-lès-Avignon, et le beau site du cimetière de Roquemaure, avec ses habitations creusées en partie dans le roc, et son exceptionnelle richesse en céramique «pseudo-ioniennne» peinte, qui en fait une station de première importance pour l'étude de ce type de productions.

Il faut également citer la colline de Saint-Maur, à Montfaucon, la station de Saint-Julien, aux Angles, et surtout le riche oppidum du moure de Sève, près de Vedène, qui a livré en abondance des tessons de vases « phocéens » associés à des débris de céramique « ionienne » et « attique ».

RESSOURCES DU SOUS SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le domaine alluvial est prépondérant par sa superficie sur la feuille Avignon et il renferme la principale ressource en eau. Ce domaine peut être subdivisé en trois grands systèmes aquifères alluviaux, celui du Rhône et ses

zones de confluence avec l'Ouvèze et la Durance, doublé à l'Est des systèmes aquifères de l'Ouvèze au Nord et de la plaine des Sorgues au Sud dont les écoulements convergent vers le seuil de Bédarrides (voir schéma morphologique). On distinguera pour le reste : le domaine karstique des calcaires crétacés à l'affleurement sur les plateaux du Gard à l'Ouest du Rhône ; un domaine constitué par les îlots miocènes et crétacés des collines séparant la plaine du Rhône de celles des Sorgues et de l'Ouvèze ; et enfin un domaine peu connu des systèmes aquifères captifs profonds, systèmes molassiques (bassin de Pujaut, terminaison du bassin de Carpentras) et systèmes calcaires sous-jacents.

Système aquifère de la plaine alluviale du Rhône

Le réservoir, constitué par les alluvions récentes du Rhône et celles de la Durance au Sud d'Avignon, a une épaisseur moyenne de 15 m avec un amincissement vers les bords de la plaine. Il comprend, en surface, des limons de débordement d'une puissance moyenne de 3 à 5 m et, en profondeur, des alluvions sablo-graveleuses de pétrographie variée. Le substratum de l'aquifère alluvial est constitué essentiellement par le Miocène presque toujours à faciès argileux donc imperméable, sinon par le prolongement des massifs calcaires crétacés de bordure. Il est accidenté par des chenaux correspondant à d'anciens cours du fleuve.

Le niveau piézométrique se trouve toujours très proche de la surface (entre 1 et 7 m sous le sol). Suivant que les limons plus ou moins argileux sont saturés ou non, la nappe sera semi-captive ou captive.

Régulée par les aménagements hydrauliques réalisés par la Compagnie nationale du Rhône de 1970 à 1973 (barrages de Sauveterre, Avignon—Villeneuve et réseau de contre-canaux de drainage), la nappe présente une relative stabilité des directions d'écoulements au cours de l'année (voir schéma morphologique). Elle draine généralement les versants et est alimentée par le fleuve dans les îles et dans le triangle de confluence Rhône—Durance. À ces circulations latérales se superpose une alimentation par les précipitations peu importantes et surtout une réalimentation par les pertes de l'irrigation des cultures.

La nappe est intensément exploitée pour les besoins domestiques, agricoles et industriels. Les transmissivités très élevées comprises entre 10^{-1} et 10^{-3} m²/s et des coefficients d'emmagasinement de l'ordre de 3 à 10 %, autorisent des débits d'ouvrage importants. Les principaux captages pour alimentation en eau potable sont ceux de Caderousse, Sorgues au confluent de l'Ouvèze (1600 m³/h) et Villeneuve-lès-Avignon, l'agglomération avignonnaise étant pour sa part alimentée par le champ captant de la Saignonne dans les alluvions de la Durance, hors limite sud de la feuille.

Les eaux des alluvions du Rhône sont bicarbonatées et sulfatées calcaïques, parfois très dures (plus de 30 °F), leurs teneurs en nitrates sont faibles mais les fortes concentrations en fer et manganèse constituent souvent une limite à leur utilisation.

Système alluvial de la plaine des Sorgues

Le réservoir est constitué à la base de cailloutis grossiers d'origine durancienne s'enrichissant en éléments calcaires en bordure des reliefs orientaux, le tout recouvert de dépôts récents plus fins, sables, lignite, tourbe puis limons de surface. Ce réservoir repose presque partout sur un substratum essentiellement argileux pliocène ou miocène. Son épaisseur, de 20 m environ en moyenne, décroît du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Une paléovallée d'axe S-N, longeant les collines de Châteauneuf-de-Gadagne et Vedène, a été mise en évidence.

Cette nappe importante et généralisée s'écoule du Sud-Est vers le Nord-Ouest (seuil de Bédarrides). Compte tenu du recouvrement limoneux, dans certains secteurs la nappe est semi-captive. Les niveaux piézométriques épousent grossièrement la topographie, les gradients hydrauliques sont faibles. Les relations entre nappe et rivières (Sorgues de Velleron et d'Entraigues) sont mal définies et complexes, le réseau hydrographique très dense de bras enchevêtrés, plus ou moins aménagés en canaux, pouvant alternativement participer à l'alimentation de l'aquifère en période d'irrigation et jouer le rôle de drain en période hivernale.

Les eaux de cet aquifère sont bicarbonatées calciques, faiblement magnésiennes (titre hydrométrique élevé compris entre 35 et 55 °F, duretés fortes), localement riches en sulfates dans la partie orientale par suite des écoulements en provenance de l'Oligocène (calcaire à gypse), en particulier vers Velleron. Elles présentent souvent des teneurs en fer et manganèse qui dépassent les normes de potabilité.

Cet aquifère est sollicité pour l'alimentation en eau potable (Châteauneuf-de-Gadagne et Jonquerette) et par d'importants prélèvements pour l'industrie (papeterie, industries alimentaires).

Système alluvial de l'Ouvèze

L'épaisseur des alluvions diminue depuis Courthézon—Sarriens (16 m) jusqu'au niveau du seuil hydraulique de Bédarrides (7 m). Le réservoir est constitué de galets et graviers calcaires et présente des intercalations argileuses dans sa partie la plus épaisse.

L'Ouvèze coule dans un lit perché par rapport à la plaine et alimente l'aquifère. C'est la Seille, à l'Ouest, qui fait office de drain mais l'écoulement général est resté sensiblement N-S. Le Brégoux et le Mède drainent pour leur part les zones déprimées d'Aubignan et de Loriol suivant un axe prononcé de direction NE-SW.

La nappe est captive sous une épaisse couche de limons (6 à 10 m) dans le triangle Sarriens—Bédarrides—Monteux. L'aquifère alluvial repose sur les dépôts miocènes et sa piézométrie se confond souvent avec celle de cet aquifère sous-jacent. Les niveaux dépendent étroitement des conditions climatiques, avec des hautes eaux au printemps et un étiage estival.

Les eaux sont bicarbonatées calciques et on relève une forte augmentation de la minéralisation dans la zone de captivité. Les teneurs en fer et manganèse dépassent parfois les normes de potabilité et la chimie des eaux de certains puits est influencée par celle du Miocène, avec l'apparition de faciès bicarbonatés sodiques.

Domaine karstique à l'Ouest du Rhône

Le Crétacé inférieur calcaire ou argilo-calcaire des horsts des garrigues de Villeneuve, de l'Aspre et de la forêt de Rochefort de part et d'autre du fossé de Pujaut, a subi une fracturation intense qui a facilité sa karstification. Cependant, ce karst est en partie colmaté par des terra-rossa et on ne lui connaît pas d'exutoire caractéristique si ce n'est une contribution à l'alimentation des alluvions rhodaniennes depuis Sauveterre jusqu'aux Angles, et peut être une participation au débit de la source des Angles issue de la molasse.

Cet aquifère est exploité par des puits peu profonds et par quelques sondages en bordure est de la plaine de Pujaut, soit à proximité des affleurements sur le trajet de la faille de Saze.

Domaine des îlots miocènes et crétacés

Ces collines miocènes surgissant au-dessus de la plaine alluviale sont localement accompagnées de leur substratum crétacé. Les terrains tertiaires sont constitués d'une alternance de niveaux sableux et gréseux localement aquifères et de niveaux argileux, tandis que les terrains secondaires sont constitués de marno-calcaires et calcaires faiblement karstifiés et à réserves limitées.

Ce domaine peu étendu, à perméabilité variable, ne constitue pas une ressource hydrogéologique conséquente et n'est sollicité que par quelques forages de moyenne profondeur à débit limité, principalement localisés sur ou à proximité des affleurements de calcaires crétacés (Châteauneuf-du-Pape, Vedène—Saint-Saturnin, Châteauneuf-de-Gadagne—Le Thor).

Systèmes captifs profonds

Dans le graben de Pujaut, l'aquifère du Miocène marin, captif sous le Pliocène argileux, est exploité par 2 forages profonds. Il s'agit d'eaux artésiennes, anciennes mais peu minéralisées, à faciès bicarbonaté sodique résultant d'échanges de base.

Dans la partie nord-est de la feuille, l'aquifère des sables du Miocène (safres) est très sollicité par de nombreux forages à travers sa couverture alluviale. Toutefois, la composition chimique de cet aquifère est souvent altérée par des concentrations très élevées en chlorures et sulfates directement sous la dépendance de la structure profonde du bassin tertiaire de Carpentras. En effet, le substratum des sables aquifères est affecté de failles majeures à l'échelle régionale, de direction N 50 et N 20, qui le découpent en une succession de horsts et grabens sensiblement parallèles : le fossé de

Bédarrides entre les failles de Nîmes (Courthézon) et de Sarrians, le horst de Loriol, puis le fossé de Monteux—Carpentras. Ces accidents permettent la remontée d'eaux profondes hyperminéralisées au contact du Trias évaporitique et salifère, qui viennent contaminer l'aquifère miocène suivant des «linéaments hydrochimiques» bien individualisés dans les secteurs de Courthézon et de Monteux. C'est ainsi que l'on a jadis exploité le sel en marais salants à Courthézon.

Sur le horst de Loriol, les dépôts miocènes sont directement en contact avec les calcaires crétacés. L'Urgonien du sondage a donné à 343 m une venue d'eau de bonne qualité chimique (minéralisation de 180 mg/l^{-1}). Ce système aquifère sous-jacent, constitué par le prolongement en profondeur des calcaires crétacés affleurant sur les plateaux de Vaucluse, est peu connu du fait de sa profondeur supérieure à 200-300 m et parce que, jusqu'à présent, les ressources en eaux souterraines superficielles sont suffisantes et de bonne qualité. L'exploitation de cette réserve potentielle est liée à une meilleure connaissance de la structure et de la paléohydrographie du système de Vaucluse, qui conditionnent toutes deux la karstification.

Un autre système captif, plus profond encore, existe sous la plaine de Vaucluse. C'est celui du réservoir calcaire et dolomitique du Jurassique supérieur qui a été atteint au sondage géothermique d'Avignon vers 2 000 m de profondeur. La température mesurée à 2 249 m atteignait $79 \text{ }^\circ\text{C}$, mais le forage a été abandonné en raison d'un débit insuffisant ($20 \text{ m}^3/\text{h}$ environ), l'aquifère étant peu fissuré.

CARRIÈRES

De nombreuses exploitations de calcaires, grès, sables, argiles et graviers ont existé dans les limites de cette feuille. Mais, à part de grosses carrières dans le Crétacé et un énorme emprunt de graviers dans la basse terrasse, toutes ont été abandonnées depuis longtemps.

Calcaires. Les principaux massifs calcaires de *Crétacé inférieur* ont été et sont encore exploités en carrière à ciel ouvert. Les principales exploitations sont situées dans les massifs de Lampourdier (Lampourdier, combe d'Arnevel ; Bédoulien), de Saint-Geniès et de Truel (Bédoulien à faciès urgonien), près de Tavel (Barrémien supérieur) et dans le massif de Villeneuve-lès-Avignon (La Caramude ; Barrémien inférieur).

Les calcaires bioclastiques *burdigaliens* ont été exploités depuis l'époque romaine sur le massif des Angles. La pierre du Mas-des-Carles a servi à l'édification du palais des Papes, celle de Montagné à la construction de la plupart des bâtiments d'Avignon, dans les siècles suivant celui de la Papauté. Les deux gisements ont été presque entièrement épuisés.

Grès. Les grès du Comtat ont été surtout extraits des carrières du Sud de Courthézon, secondairement de la colline de Sève et de la butte du Petit-Flory au Nord de Vedène, et à Châteauneuf-du-Pape (exploitations très locales).

Sables. Les sables ont fait l'objet de petites exploitations dans la molasse m3-4 (La Graviouse, Nord de Courthézon ; La Roquette, Nord de Bédarrides ; buttes du Petit-Flory et du Montillard, Nord d'Entraigues-sur-Sorgue) et dans la dune quaternaire à l'Ouest de Roquemaure.

Argiles. De grosses exploitations pour tuiles ou briques ont existé au Nord de Saint-Saturnin-lès-Avignon, dans les marnes de Caumont, une petite dans les argiles pliocènes marines du mont Pégueirol à Saint-Geniès-de-Comolas.

Graviers et sables. Des extractions de graviers et sables ont eu lieu dans pratiquement toutes les formations quaternaires, surtout fluviales. Dans les terrasses supérieures à Pujaut et aux Fines-Roches ; dans la haute terrasse locale à Talaud (mourre de Masque) au Sud de Loriol ; dans la moyenne terrasse rhodanienne à Dutour, La Garrigue (L'Ardoise) et à Sorgues (zone industrielle), locale à La Roquette (Nord de Bédarrides) ; dans la basse terrasse au Nord de Sorgues (Les Romarins, nombreuses gravières abandonnées, La Lionne où existe encore un énorme emprunt) et au Sud. Dans les formations non fluviales, le matériel est en général plus sableux que graveleux. De très grosses exploitations ont été faites dans les alluvions de piémont des Sableyes (Pujaut), de La Bégude-de-Rochefort et de Truel, et ont presque fait disparaître la flèche littorale de La Grave. Les éboulis de Vedène et de Thouzou, à matrice très sableuse, ont été presque entièrement exploités, de même que les résidus calcaires de la plate-forme de Saint-Bruno (Pujaut). Enfin, les dépôts colluvio-torrentiels ont fait l'objet de petites extractions locales, comme à l'Ouest de Roquemaure, et les colluvions plus argileuses ont servi de remblai (Sauveterre), notamment celles du versant ouest de la montagne de Sorgues (autoroute).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le territoire de la feuille étant coupé en deux méridiennement par le Rhône qu'on ne peut franchir qu'à Montfaucon et à Avignon, nous avons conçu, par souci de simplification, deux itinéraires qui groupent chacun à peu près la même série stratigraphique : un itinéraire de rive droite à l'Ouest, un autre de rive gauche à l'Est.

Toujours pour simplifier, chaque itinéraire sera décrit pour être le plus court possible, sans respect de l'ordre stratigraphique.

Pour plus de détails (concernant surtout le Néogène), on se reportera au *guide géologique régional*: « *Lyonnais - Vallée du Rhône* », par G. Demarcq (1973), Paris : Masson édit.

Rive droite

Cet itinéraire mettra l'accent surtout sur le substratum crétacé (massif des Angles, barre de Saint-Geniès), le Burdigalien, le Pliocène et, pour le Qua-

ternaire, les hautes terrasses et les formations récentes, dont la magnifique dépression fermée de Pujaut.

Aborder la région par le Nord, en suivant la N 580 qui entre sur la feuille à L'Ardoise. À Saint-Geniès-de-Comolas, tourner à gauche en direction de Montfaucon. À la sortie du village, la route est dominée, à gauche, par le plateau du mont Pegueirol (81,5 m), vaste surface inclinée vers le Nord recouvrant le Pliocène et recouverte par des quartzites remaniés de versant. Avant la croix, tourner à gauche et entrer dans une ancienne carrière d'argile où l'on pourra voir une bonne coupe du *Pliocène marin argileux* (pM), à structure litée horizontale. Remarquer l'épaisse colluvion de versant limoneuse, sans structure et incluant des galets de quartzites remaniés du plateau.

Revenir à Saint-Geniès, tourner à gauche en direction de Roquemaure (N580). Au premier carrefour, prendre à gauche la D501 en direction de Montfaucon. Traverser le village (ancien château) et suivre à gauche la base de la butte. Là, le *Cénomaniens gréseux* (c1-2) forme de hautes falaises dominant la basse plaine du Rhône.

Prendre la D 701 en direction de Roquemaure (belle vue sur la barre de Saint-Geniès). Tourner à droite au carrefour de la N 580. Moins de 1 km plus loin on voit à gauche une grande carrière qui entame la montagne (demander l'autorisation). Au pied du versant, épaisse formation sableuse grise à grands litages obliques. Ce sont les *sables dunaires* (N), probablement wurmiens et/ou tardiglaciaires.

La grande carrière entame les calcarénites du Bédoulien de la montagne de Saint-Geniès, ici à pendage subvertical (flexure de Roquemaure).

Poursuivre en direction de Saint-Geniès-de-Comolas, tourner à gauche vers Saint-Laurent-des-Arbres (D 501 puis D 26). Contourner le village bâti sur une butte de sables pliocènes. Au Sud, tourner à gauche vers le Moulin-Neuf, traverser le Nizon et prendre à droite la route qui monte la plaine de Vallongue au milieu des *sables fluviaux du Pliocène continental* (pF), plus ou moins grésifiés. Près du sommet du plateau, s'arrêter. Ici, les sables passent progressivement mais rapidement vers le haut à des conglomérats à galets polygéniques (calcaires, siliceux, cristallins) qui forment la *haute terrasse* (Fv1) de la plaine de Vallongue (ou du bois de Clary), du Pliocène terminal (concordance avec le Pliocène fluvial complet). La nappe alluviale est mince (4-6 m) et consolidée (pédogenèse). En surface, dans les vignes, remarquer qu'il ne subsiste que les éléments siliceux (quartzites, quartz, etc.), par destruction des éléments altérables (calcaire, cristallin). Nombreux sont les galets à facettes d'éolisation.

Poursuivre en surface du plateau, tourner à droite en direction de Lirac puis à gauche jusqu'à Tavel (D 26). Noter à gauche les carrières exploitant la «pierre de Tavel», calcaires gris du Barrémien supérieur. Au carrefour, prendre la petite route en face qui descend dans le thalweg du Malaven. Traverser le petit pont (cote 98,6) et, tout de suite à droite, à la base de l'escarpement des calcaires argileux du Barrémien supérieur, une petite coupe s'ouvre dans le *faciès ébouleux du Pliocène continental* (pE). Remarquer Phérotométrie des éléments.

Remonter à Tavel, tourner à droite en direction de Pujaut (D4 puis D177). La route descend lentement en direction du fond de la dépression, sur des colluvions sableuses à galets de quartzites. Au carrefour de la N 580, une carrière en face entame les *calcaires à rudistes du Bédoulien* (n5R) (auto-risation).

Prendre à droite la N 580 puis la D 976 en direction de Roquemaure. Peu avant Truel tourner à droite (usine d'incinération). Une coupe montre sur 5-6 m de haut un sable gris jaunâtre à intercalations de cailloutis calcaires anguleux, en lits bien horizontaux, d'un *cône de déjection wurmien* (Jy) à matrice de sables pliocènes remaniés de la base du versant de la montagne d'Aspre.

Continuer en direction de Truel. Au carrefour tourner à droite. La route longe la colline de Combe-Boiteuse à la base de laquelle sont entaillées d'anciennes carrières dans lesquelles on peut observer une succession de calcaires argileux, puis de calcaires francs surmontés de calcarénites (Barrémien supérieur).

Au lieu-dit Caderache, la faille de Nîmes tronque le Barrémien calcaire et le met en contact avec les assises du Miocène. En fait, le miroir de faille est taradé de cupules liées à l'activité d'échinides foreurs ; c'est sur cette surface que repose le Miocène qui n'est donc pas affecté par l'accident mais le cicatrise. Prendre en direction de Sauveterre (D 580).

À Four, village adossé aux calcaires barrémiens, tourner à droite en direction de Pujaut. 500 m, après, s'arrêter pour une vue sur la falaise molassique du Pradas. Au sommet, mince couche de *grès roux du Comtat* (m3G) surmontant des *sables* (m3S) à grands litages obliques. Peu avant Pujaut, la route franchit le seuil de Four (alt. 64,4 m) qui sépare la dépression fermée de Pujaut de la vallée du Rhône. À l'entrée du village, tourner à droite en direction du stade puis à gauche sur la plate-forme d'une ancienne carrière dans laquelle le stade est niché. Une coupe d'une dizaine de mètres de haut montre :

—à la base, les *sables marins pliocènes* (pS), bien lités parallèlement, à niveaux marneux et léger pendage Est ;

—au sommet, les cailloutis polygéniques grossiers de la *haute terrasse* (Fv2) de L'Aighillon.

On distingue très bien le ravinement des sables pliocènes par la nappe alluviale, à mi-hauteur, et la belle orientation des galets.

Pour mieux voir cette nappe alluviale Fv2, traverser Pujaut et, à sa sortie ouest, tourner à droite dans un chemin empierré montant à une ancienne gravière. Là une coupe d'une quinzaine de mètres de haut montre les alluvions rhodaniennes polygéniques exceptionnellement épaisses, à grands litages entrecroisés, d'un Quaternaire ancien indéterminé.

De là monter à pied au sommet du promontoire (croix, cote 118,8 m), d'où l'on a une vue magnifique sur la grande dépression fermée de Pujaut au Sud, et son encadrement calcaire qui visualise le graben du même nom, formé par la faille de Nîmes au Nord et la faille de Saze—Pujaut au Sud.

De Pujaut, retourner à la vallée du Rhône par la D 242. À Four tourner à droite en direction de Villeneuve-lès-Avignon. À Caramude, grande carrière dans les calcaires fins du Barrémien (nombreuses traces de bioturbations et silicifications diffuses). La D 980 suit la base du massif des Angles. À Grange-Maloyse s'arrêter au bord de la route et regarder le haut du versant à l'Ouest : on y verra les *sables molassiques* (m3S), surmontés des *grès du Comtat* (iD3G) horizontaux, recouvrir en transgression les calcaires blancs barrémiens tranchés par un paléoversant d'origine structurale à forte pente Sud (Cabrion).

Environ 1,5 km plus loin, à Saint-André, tourner à droite vers l'ancien camp des Oliviers, passer sous la voie ferrée, tourner à droite 250 m puis à gauche dans un chemin empierré jusqu'à Pierre-Longue. Sur la base du versant calcaire, seul placage de *Burdigalien congломératique* (m2G) à galets verdis de glauconie.

Retourner et tourner à gauche dans une petite route qui monte sur le plateau par le ravin de Cabrion. En haut, se diriger vers l'ancienne carrière du Mas-des-Carles, où l'on descend par un petit chemin à droite. C'est une profonde excavation en surface du plateau calcaire des Angles, d'où l'on a extrait la *molasse calcaire burdigalienne* (m2C) qui a servi à la construction du palais des Papes. On en voit des parois et des blocs taillés.

Revenir par le même chemin à la N 580, et poursuivre vers le Sud. On contourne la butte calcaire du fort Saint-André, ancien paléoreliefs dans la mer miocène, puis celle, semblable, de la tour de Philippe-le-Bel. Ces calcaires fins contiennent quelques passées plus argileuses qui ont livré des ammonites du Barrémien inférieur. À Pont-d'Avignon tourner à droite et, par la D 900, monter sur le plateau des Angles (haute terrasse Fv, cote 95-90 m). À L'Auberte (zone industrielle) tourner à droite en direction des carrières de Montagné où l'on a extrait, dans les mêmes conditions qu'au Mas-des-Carles, la *molasse calcaire* (m2C) qui a servi à la construction des bâtiments d'Avignon.

Revenir à la D 900, tourner à droite deux fois pour, par la N 580, descendre dans la dépression de Pujaut. À La Grave (carrefour de la D 377) s'arrêter sur la plate-forme à l'Ouest. Coupe dans le *cordon littoral holocène* (LzF) séparant les anciens étangs de Pujaut et de Rochefort (cailloutis calcaires très arrondis, sables limoneux à mollusques et niveau organique). On pourra voir aussi le soubassement de ce cordon dans un ancien emprunt 500 m à l'Ouest en descendant à droite (cailloutis très arrondis et lits sableux alternés).

Reprendre la route en direction de Rochefort-du-Gard. Elle suit le sommet de la flèche littorale entre les deux anciens étangs. À l'entrée du village tourner à droite puis à gauche dans la première rue qui grimpe sur le plateau de La Garrigue à l'Est. Au sommet, bonne coupe dans le talus sur les *cailloutis rhodaniens de la haute terrasse* (Fv2) et leur paléosol. Altération, sur environ 2 m de haut, de ce cailloutis montrant au sommet un horizon lessivé A (1 m) puis un horizon d'accumulation d'argile rouge B (1 m), avec dissolution des calcaires (galets allégés) et arénisation des cristallins. L'épaisseur de ce paléosol est faible pour une haute terrasse du Quaternaire ancien.

La butte 121 au Sud du village permet d'observer les calcaires urgoniens d'âge bédoulien, avec leurs divisions majeures : à la base, calcaires à rudistes surmontés par des calcaires bioclastiques. Cette succession est typique de la série « gardoise » ou languedocienne qui caractérise le compartiment situé au Nord de la faille de Nîmes (une succession identique affleure un peu au Nord, à Notre-Dame-de-Grâce).

Revenir vers Avignon par La Bégude-de-Rochefort ; au Four-à-Chaux, observer les calcaires du Barrémien inférieur (niveaux glauconieux) et une poche karstique comblée de résidus bauxitiques (*i.e.* aramonite) bien visible sur le flanc nord de la tranchée de la route. Tourner à gauche vers Saze, la route longe le bois de Gajan : anticlinal à cœur de calcaires argileux de l'Hauterivien et enveloppe calcaire du Barrémien. Pour voir le contact des deux étages prendre à gauche, à La Fontaine-du-Buis, la route D126 en lisière des reliefs du bois de Rocasson ; ces reliefs émergeant de la garrigue, à droite de la route, permettent de voir dans une petite carrière abandonnée, des calcaires glauconieux à ammonites de la base du Barrémien.

De Rochefort-du-Gard on prendra la D111 puis la N100 à droite en direction de La Fontaine-du-Buis. Là on suivra le CD 26 sur 2 km environ vers le Sud à travers les calcaires néocomiens du plateau des Angles. On empruntera ensuite, peu après avoir franchi le relief principal, un chemin de terre qui se dirige vers l'Est en direction du château des Issarts. À 1 km environ du carrefour, le chemin franchit en tranchée une zone de reliefs, juste avant le Mas-de-Queyraud. Cette tranchée a été décrite en 1895 par E. Pellat sous le nom de mourre Rouge. Au Sud du chemin apparaît le substratum néocomien profondément corrodé par des colonies de *Microcodium* (Re). Il est surmonté par la série paléogène bien exposée au Nord du chemin : à la base des *marnes versicolores éocènes* (e3-4) blanchâtres puis vertes et violacées et enfin rouge saumon au sommet avec amas de *Microcodium*. Au-dessus, quelques mètres de *calcaires blancs à planorbes* (e4-5), ici peu fossilifères.

Si l'on s'éloigne vers le Nord, la série disparaît sous *une formation conglo-mératique* (g3Q), monogénique à stratification grossière. La structure synclinale de l'ensemble fait bientôt réapparaître quelques affleurements de marnes versicolores puis le substrat néocomien.

Les couches éocènes plus fossilifères peuvent être observées un peu plus au Sud-Ouest en reprenant le CD 26 jusque vers La Rocaille et en empruntant le chemin de terre qui se dirige vers l'Ouest au voisinage du Mas-de-Pipète. On y remarque en outre quelques témoins de la couverture molassique miocène recouvrant indifféremment l'Éocène ou les calcaires néocomiens. À la surface de ces derniers, de beaux développements de *Microcodium* matérialisent la surface infra-éocène. Des témoins éocènes se rencontrent sur environ 2 km, avec localement des faciès silicifiés associés aux marnes, et les *calcaires* (e4-5) particulièrement riches en planorbes.

Pour l'itinéraire de la rive gauche, revenir à Avignon.

Rive gauche

Cet itinéraire insistera sur le Néogène, mettant l'accent particulièrement sur le Messinien (ravinelements et dépôts), et sur les nappes alluviales quaternaires, avec leurs faciès rhodanien et local.

À Avignon même, voir le rocher des Doms, pointement calcaire du Barrémien inférieur, dominant le Rhône (belle vue sur le massif des Angles), sur lequel le palais des Papes est bâti. Dans les fouilles du parking souterrain de la place du Palais, on a trouvé un placage de sables du Miocène moyen sous un épais remblaiement anthropique commençant au Néolithique.

Prendre la N107 en direction de Carpentras. Après Vedène, tourner à droite à Caseneuve. Sur la gauche on voit la butte molassique du Petit-Flory. Par un chemin sablonneux partant à gauche du Sud de la butte, s'avancer jusqu'aux anciennes carrières creusées en dessous du sol. On y descendra à pied pour voir la *molasse sableuse du Miocène moyen* à très belles structures entrecroisées. Le sommet de la butte est formé d'un chapeau de *grès roux du Comtat* (m3G) très fossilifères.

Tourner à droite sur la D 53 en direction de Vedène où l'on pourra, à pied, visiter cet îlot calcaire et son enveloppe de lambeaux de Burdigalien qui ne sont plus guère visibles (Demarcq, 1973). La colline de Vedène présente sur son flanc ouest des calcaires argileux à échinides du Barrémien, mais l'essentiel de ce relief est constitué de calcaires à silex. À l'entrée du village tourner à gauche en direction de Saint-Saturnin-lès-Avignon (D 6). Au pied du versant tourner à droite vers les anciennes carrières d'argile (chemin de terre), exploitant les *marnes de Caumont* (m2M) du Burdigalien—Langhien inférieur. Bonnes parois verticales permettant d'observer le faciès très complet de cette formation.

Reprendre la D 6. À Saint-Saturnin tourner à gauche et suivre la D 28 jusqu'à Minot, où l'on tourne à droite en direction du Thor (D 16). On circule sur la plaine alluviale wurmienne et holocène du Comtat, à surface limoneuse, qui occupe la plus grande partie de l'Est de la feuille. C'est un alluvionnement de la Durance et de l'Ouvèze qui convergeaient à Bédarrides, augmenté des apports locaux des Sorgues. La butte de Thouzon en émerge, où l'on visitera :

- sur le versant nord, l'ancienne carrière exploitant les *éboulis* (E), avec un placage de *sables molassiques* (m3-4) sur la paroi calcaire, au fond ;
- sur le versant est, la grotte de Thouzon, ancien karst dans le calcaire du *Barrémien inférieur* (n4B) ;
- sur le versant sud, les placages de *marnes versicolores* (g2C) et *calcaires lacustres* (g2d) (Stampien).

Revenir à Minot, tourner à droite sur la D 28 et, au carrefour du château Saint-Joseph, prendre à gauche la D 31 jusqu'à Monteux, circulant toujours sur la plaine alluviale du Comtat. Traverser la ville vers le Nord et prendre la D107 en direction de Loriol-du-Comtat. À la sortie de la ville on monte sur le plateau de Monteux, *haute terrasse* (Fw) (Mindélien ?) perchée sur un substratum de *sables molassiques*. Après avoir franchi une petite dépression

prendre à gauche la route qui conduit au moure du Masque. Ce serre est éventré par une grande gravière montrant les *alluvions fluviales locales à galets calcaires subalpins*, bancs de sables ayant fourni des fragments d'aurochs (*Bos primigenius*) et d'éléphant antique (*Palaeoloxodon antiquus*).

Revenir au carrefour et tourner à gauche (D107) en direction de Loriol. La route descend sur une plaine limoneuse de *moyenne terrasse locale* (Fx) (Rissien ?). Prendre à gauche la D 950 en direction de Sarrians. De la plaine sortent des buttes molassiques résiduelles. À Sarrians tourner à droite au passage à niveau et s'arrêter tout de suite après. À gauche, à la base du versant molassique, le talus est formé par un *conglomérat hétéométrique à galets et blocs calcaires et gréseux*, probablement messinien (m-p).

Revenir à la D 950, tourner à droite en direction de Jonquièr puis, après l'Ouvèze, à gauche en direction de Courthézon (D 977). Faire le tour du village et, sous le château d'eau, tourner à gauche pour franchir l'autoroute puis encore à gauche (D 92) pour se rendre aux carrières de l'Étang (Courthézon), anciennes exploitations de *grès roux du Comtat* (m3G).

De là on peut, par la chapelle Saint-Georges, monter directement au Sud à la Font-du-Loup. À l'Ouest de la propriété, le haut du versant est formé par le *Pliocène marin sableux* (pS) très fossilifère (ostréidés, etc.), surmonté par la *haute terrasse rhodanienne* (Fv3a) du Télégraphe.

Redescendre et, au carrefour de la chapelle, tourner à droite en direction de Husson et franchir l'autoroute. On se trouve alors en surface d'une *moyenne terrasse* Fx (Rissien?). Tourner à droite et descendre dans l'ancienne gravière de La Roquette où, sur un soubassement de molasse sableuse (m3-4), repose une mince *nappe alluviale locale à galets calcaires* de l'Ouvèze.

Poursuivre en direction du Sud. 500 m après avoir atteint le fond de vallée, prendre à gauche la D183 en direction de Sorgues. S'arrêter tout de suite après le pont sous la voie ferrée. Dans le talus de la route, à l'Est,affleurement de *Pliocène marin argileux* (pM).

En continuant, la route monte sur la *moyenne terrasse* (Fx) de Sorgues (Rissien ?). Au deuxième carrefour, tourner à droite puis à gauche. Avant le passage sous la voie ferrée, ancienne gravière dans la *nappe alluviale rhodanienne*. Remarquer son matériel polygénique à galets très grossiers (nombreux cristallins), l'arénisation des cristallins dans les alluvions et le paléosol tronqué décarbonaté, rubéfié et argilifié sur plus de 1 m.

Descendre et tourner à gauche sur Sorgues. En ville, tourner à droite, direction Orange. Après avoir franchi l'Ouvèze par un pont fondé sur un pointement de *calcaire barrémien* (n4B), tourner tout de suite à gauche puis à droite. La route monte légèrement sur la *basse terrasse wurmienne* (Fy1). En arrivant au bord du Rhône, entrer à droite dans l'immense gravière Lacanau. À gauche, bonne coupe dans la *nappe alluviale rhodanienne à galets polygéniques*, beaux litages entrecroisés, paléosol superficiel décarbonaté et rubéfié sur 0,6 m.

Revenir au pont de Sorgues et tourner à gauche puis à droite (N 7). À Saint-Louis, à l'Ouest de Bédarrides, on pourra jeter un coup d'œil sur le ravin des Sauvines creusé dans la *molasse sableuse* (m3-4) surmontée par le *Pliocène marin sableux* (pS) et la *haute terrasse rhodanienne* (Fv3a).

Prendre la D192 en direction de Châteauneuf-du-Pape. On monte sur les *colluvions à quartzites* (CQ) puis, vers le sommet, une ancienne carrière entame à gauche les *sables marins pliocènes* (pS) du coteau Saint-Jean, très fossilifères.

De là prendre un chemin empierré vers le Sud qui conduit à la *haute terrasse rhodanienne* (Fv3a) qui forme le sommet du coteau Saint-Jean. Affleurement de cailloutis polygéniques ravinant les sables pliocènes (donc quaternaires). Observer l'arénisation des cristallins, la dissolution partielle des calcaires, et les colluvions à quartzites remaniant le paléosol rubéfié et argilié, non visible ici.

Poursuivre en direction de Châteauneuf-du-Pape. La route suit un versant presque entièrement constitué de *galets de quartzites colluvionnés* (CQ) remaniés des hautes terrasses. À la propriété de la Nerthe, tourner à gauche, dépasser les bâtiments et s'arrêter 250 m plus loin dans les vignes. Là, le talus sableux montre le ravinement messinien des *sables miocènes* (m3-4) (à droite) par les *sables marins pliocènes* (pS) (à gauche), selon un versant fossile à pente Nord.

Reprendre la route de Châteauneuf. Le célèbre vignoble est essentiellement planté sur les *colluvions à quartzites* (CQ), les hautes et moyennes terrasses rhodaniennes et, partiellement, sur la molasse sablo-gréseuse et les calcaires créacés à l'Est. La petite ville elle-même est bâtie sur les *grès roux du Comtat* (m3G), bien visibles.

Prendre la D 92 en direction de Courthézon. À la ferme Baban, s'arrêter à droite et avancer dans les vignes. Nous sommes là sur le versant nord du bois des Sénéchaux, butte molassique dont le sommet porte un fragment de haute terrasse (Fv3a). Au fond, le versant a été creusé et la paroi met au jour des ravinements messiniens fossiles, creusés dans les sables miocènes (m2S) et colmatés par des *sables marins pliocènes* (pS). C'est la meilleure coupe permettant de voir les racines du réseau hydrographique messinien.

Revenir à Châteauneuf-du-Pape d'où l'on prendra la D17, direction Orange. 1,5 km plus loin, à La Gardine, tourner à droite pour Mont-Redon. La route suit quelque temps la limite de la molasse et du massif calcaire de Lampourdier (à gauche). De Mont-Redon on redescend dans les sables molassiques. À Maucoil s'arrêter en face du bâtiment. Là, des caves sont creusées dans une *molasse calcaréo-gréseuse tendre* (m2C), très fossilifère, faciès particulier du Burdigalien.

Poursuivre et, à La Biscarelle, prendre à gauche la D 72 qui suit la base du massif calcaire de Lampourdier. À la combe d'Arnavel, grande carrière dans les *calcaires grix à silex du Bédoulien* (n5C).

BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1984) - Le gisement à micromammifères du Mont-Hélène (Pyrénées orientales) : apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux. Implications stratigraphiques pour le Pliocène du Sud de la France. *Paléobiologie continentale*, vol. XIV, n°2, p.19-31, 4tabl.

AMBERT P. (1988) — L'érosion éolienne périglaciaire dans le Sud-Est de la France. *Géologie alpine*, mém. h.s. n° 14, p. 227-234.

ARNAL H. (1966) — Contribution à l'étude des terrasses rhodaniennes : les surfaces situées au NW de Villeneuve-lès-Avignon (Gard). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, VIII, p. 676-684.

BALLESIO R. (1972) — Étude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. lab. géol.fac. sci. Lyon*, n°53, 333 p., 73 fig., 43 tabl., 4 pl.

BALLESIO R., ARCHAMBAULT-GUÉZOU J. (1980) - Présence du Messinien dans la vallée du Rhône. *Géobios*, n° 13, fasc.6, p. 935-940, fig. 1.

BERGERAT F. (1982) — Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 23, 5, p. 329-343.

BERGGREN W.A. *et al.* (1985) - Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 1407-1418.

BONNET A. (1963) — Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, V, p. 543-554.

BORNAND M. (1978) — Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse, 1 vol., univ. sci. tech. Languedoc, Montpellier.

BOURDIER F. (1962) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Paris : CNRS. édit., 2 vol.

BRGM, S.G.R. PAC (1986) — Atlas des ressources du sous-sol et des eaux souterraines du département de Vaucluse. Publié par le Conseil général de Vaucluse en collaboration avec l'État et la Région.

BROCHIER J.E. (1977) — Évolution des climats et des paysages vauclusiens au cours du Wurmien récent et du Post-glaciaire. Paléoécologie de l'Homme Fossile, 1. Paris : CNRS édit.

BRUN P. (de), CHATELET C. (1926) - Le Cénomanien de Montfaucon (Gard). *Trav. lab. géol. Lyon*, 9, 8, 72 p.

BRUN P. (de), CHATELET C. (1927) - Le Cénomanien de Montfaucon (Gard). *C.R. somm. Soc. géol., Fr.*, 4, 31.

CARBONNEL G. (1969) — Les Ostracodes du Miocène rhodanien. *Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon*, n°32, fasc. 1, p. 1-228 ; fasc.2, p. 229-469.

CARIDROIT Y. (1968) — Étude géologique et hydrogéologique de la région d'Avignon. Thèse 3^e cycle, Grenoble, inédit.

CARTE DE LA VÉGÉTATION DE LA FRANCE (1973) - Feuille 66, Avignon. Paris : CNRS. édit.

CAVELIER C. *et al.* (1984) - Paléogène. *In* : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». *Mém. BRGM*, n° 125 et 126.

CAZIOT E. (1890) — Étude sur le bassin pliocène de Thézier-Roquemaure (Gard). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 19, p. 205-219.

CHARDON M. (1975) — Le rôle fondamental de la néotectonique quaternaire dans l'évolution morphologique des régions à l'Ouest du Rhône entre L'Ardoise et Aramon. *Rev. géogr. alp.*, LXIII, 1, p. 263-280.

CHARDON M. (1975) — L'évolution morphologique des régions à l'Ouest du Rhône entre L'Ardoise et Aramon. *Ibid.*, 2, p. 313-328.

CHIRON J.C. *et al.* (1980) — Introduction à la carte tectonique de la France. *Mém. BRGM*, n°110.

CLAUZON G. (1973) - The eustatic hypothesis and the Pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. *In* : W.B.F. Ryan *et al.* « Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project », 42, Washington, p.991-1002.

CLAUZON G. (1979/1980) - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology*, 29, p. 15-40, 6 fig.

CLAUZON G. (1982) — Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du « dessicated deep-basin model » (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIV, 3, p. 597-610.

C.N.A.R.B.R.L. (1965) — Étude agropédologique à moyenne échelle de la plaine de l'étang de Pujaut. Aménagement de la région du Bas-Rhône-Languedoc. Rapp. Cie nat. amén. rég. bas Rhône-Languedoc, Nîmes, inédit.

COLOMB E., ROUX R.M. (1986) - La Crau, histoire Plio-Pleistocène. *Méditerranée*, Aix-en-Provence, n°3, p. 31-42.

CONTE G. (1986) — Découverte d'ammonites du Gargasien dans les « grès et calcaires à discoïdea et Orbitolines » du synclinal de la Tave (Gard, France). *Géobios*, n°18, fasc.2, p.203-209.

CREGUT-BONNOURE E. (1988) - La collection des vertébrés du Museum Requien. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Vaucluse*, Avignon, sous presse.

D'APOLITO P.J. (1972) - Contribution à l'étude de l'aménagement de Caderousse. Géologie et Hydrogéologie. Thèse 3^e cycle, Grenoble, inédit.

DEMARCO G. (1970) - Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. BRGM*, n°61, 257 p., 56 fig., 4 tabl.

DEMARCO G. (1973) - Lyonnais-Vallée du Rhône. Guide géologique régional. Paris : Masson édit.

DEMARCO G., PERRIAUX J. *et al* (1984) - Néogène. In : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». *Mém. BRGM*, n° 125 et 126.

DEPÉRET C. (1984) — Note sur les groupes Éocène inférieur et moyen de la vallée du Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXII, p. 683-712.

DUCREUX J.L., GAILLARD M.G. (1986) - Le Cénomaniens moyen à lignite de Saint-Laurent-de-Carnols (Gard). Données palynologiques et sédimentologiques. Implications paléoécologiques. *Géologie de la France*, 2, p.189-196.

FONTANNES F. (1880-85) - Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. VIII. Le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc. 1 vol., 200p., 50 fig. Paris: Savy édit.

FOURNIQUET J. (1977) — Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. Rapport BRGM 77 SGN 081 GEO, Orléans.

FRIES G. (1987) — Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomaniens. *Mém. Sci. Terre École des Mines de Paris*, 4, 370 p.

GABERT J. (1969) — Les terrasses quaternaires et la néotectonique dans la région de Châteauneuf-du-Pape. *Méditerranée*, Aix-en-Provence, 4, p. 371-382.

GAGNIÈRE S. (1966) — Les pierres utilisées dans la construction du Palais des Papes. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Vaucluse*, Avignon, p. 5-25.

GAGNIÈRE S., GRANIER J. (1986) - Avignon de la Préhistoire à la Papauté, 2^e éd., Avignon : Rullière-Libeccio édit.

GAGNIÈRE S., GRANIER J. (1987) - Galets à encoches recueillis dans la partie orientale du département du Gard. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Vaucluse*, Avignon, p. 29-37.

GOURINARD Y. *et al*. (1985) - Chronologie numérique de l'étage Burdigalien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 10, p. 715-718.

GOURINARD Y., MAGNÉ J. (1987) - Les anciens étages Aquitainien (Mayer 1857), Burdigalien (Depéret 1892) et Helvétien (Mayer 1857) correspondent aux cycles eustatiques de Vail, T.B.1.5., T.B.2.1. et T.B.2.2. Usage possible en nomenclature stratigraphique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 1105-1108.

GOVERNET C. (1959) - Évolution géologique des relations bas Rhône/basse Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Ann. fac. sci. Marseille*, II, XXIX, 1, p. 273-279.

GRANIER J. (1961) — Contribution à l'étude de la faune malacologique des sédiments quaternaires de la plaine de l'Isle-sur-Sorgue (Vaucluse). *Bull. Soc. linn. Lyon*, 7, p. 176-180.

GRANIER J. (1962) — Contribution à l'étude des sédiments quaternaires de la plaine d'Avignon. *Bull. Soc. linn. Lyon*, 5, p. 165-167.

GRANIER J. (1962) — Un site helvétien caractéristique à Sauveterre (Gard). *Bull. Soc. linn. Lyon*, 10, p. 318-321.

MALLESARD G. (1983) — Sur la présence de fer et de manganèse dans l'aquifère alluvial de la plaine d'Avignon (Vaucluse). Thèse 3^e cycle, Avignon, inédit.

MALZIEU E. (1987) — Ressource en eau entre Rhône et Ventoux. Hydrogéologie et hydrochimie du bassin de Bédoin-Mormoiron, de la plaine des Sorgues et du massif de Pernes-les-Fontaines (Vaucluse). Thèse 3^e cycle, Avignon, inédit.

MASSE J.P. (1976) — Les calcaires urgoniens de Provence, Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse État, Aix-Marseille II, n° CNRS A.O. 12390, 3 vol., 445 p.

MASSE J.P. (1980) — Sur l'amplitude du décrochement senestre de la faille de Nîmes, déduite des variations de faciès du Barrémien-Bédoulien. 8^e Réunion ann. sci. Terre, Marseille, 1980, p. 245.

MASSE J.P., PETEY J., TRIAT J.M., TRUC G. (1970) - Le sondage de Pernes II (Vaucluse). Lithostratigraphie du Crétacé inférieur et de l'Oligocène inférieur : conséquences paléogéographiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 242-243.

MASSE J.P., PHILIP J. (1976) - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence. Révision du concept d'Isthme durancien. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2), XVIII, 1, pp. 49-66.

MONJUVENT G. *et al.* (1984) - Quaternaire. In : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». *Mém. BRGM*, n° 125 et 126.

MONNIER T. (1986) — De la plate-forme urgonienne provençale au bassin vocontien. Thèse 3^e cycle, Lyon, 2 vol.

MONTENAT C, OTT d'ESTEVOU P., SAILLARD M. (1986) - Sur la tectonique antécénomaniennne du fossé de Sault-de-Vaucluse (Chaînes subalpines méridionales), *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, 609-612.

PASCUAL G. (1978) — Présence d'une faille à rejeu quaternaire au cellier des Princes, Courthézon (Vaucluse). *Géol. méditerr.*, V, 3, p. 325-326.

PELLAT E. (1895) — Notes préliminaires diverses sur la géologie du Sud du bassin du Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXIII, p. 420-436.

PORTHAULT B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France, Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. Thèse État, Lyon, 342 p.

ROUDIER P. (1987) — Étude hydrogéologique et hydrochimique des nappes aquifères des bassins miocènes de Valréas, Vaison-la-Romaine, Malauvène et Carpentras (Vaucluse). Thèse, université Lyon I, inédit.

SCHWOBTHALER J.P., VOGT H. (1955) - Aspects de la morphogenèse plio-quaternaire dans le bas Rhône occidental. *Bull. Soc. languedoc. géogr.*, Montpellier, 26, 1, p. 13-59, 2, p. 67-130.

S.C.P.A.R.P., C.N.A.R.B.R.L. (1986) - Carte départementale des terres agricoles, feuille 3041 Avignon. Minist. de l'Agric, direction de l'Aménagement (plus notice explicative).

SORNAY J. (1950) — Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône. Thèse État, Grenoble, 254 p.

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA FRANCE (1987). Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, n^{os} 125 et 126.

TERMIER P. (1923) - Les brèches d'Aramon et de la Montagnette. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 23, p. 507-513.

TRIAT-LAVAL H. (1978) - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône. Thèse, univ. Aix-Marseille III.

TRIAT J.M., TRUG G. (1933) - Le rôle des failles N 50 dans la sédimentation des temps méso-cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). *Bull. centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p.425-432.

VIGNERON J., BARRIÈRE J., ARNAL H. (1966) - Sur les formations quaternaires du rebord sud de l'étang de Pujaut (Gard). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 91-92.

VIGUIER M. (1884)—Note sur un lehm fossilifère de la vallée de la Sorgue, près d'Avignon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 13, p. 79-83.

VOGT J. *et al.* (1981) — Carte sismo-tectonique de la France. *Mém. BRGM*, n°III.

WALLEZ M. J. *et al.* (1986) — Nouvelles date-dations de sédiments burdigaliens des régions rhodaniennes. *Géol. méditerr.*, XII-XIII, 1-2, p. 59-63.

Carte géologique de la France à 1/80000

Feuille *Avignon*, 3^e éd. (1982) par A. Bonnet, P. Blanc, P. Dubois, D. Baudry, P. Lapeyre, J. Gabert, C. Gouvernet, C. Glintzboeckel, L. Damiani.

Feuille *Orange*, 3^e éd. (1968) par M. Lorenchet de Montjamont, G. Demarcq, A. Bonnet, Y. Conquy, P. Guiraud, D. Faure, R. Ballesio, G. Truc, G. Mennessier, R. Brasseur, J. Flandrin, J. Haremboure, B. Keraudren, E. Savoyat, P. Chapuis, G. Germa, M. Champenois, G. Colo, G. Dasonville, A. Debourle, J. Dessoignies, G. Duée, J. Henry, J.M. Massin, J. Paquet (et, pour la 1^{er} éd. par I. Carez F. Fontannes ; pour la 2^e éd. par F. Roman, P. Thiery, P. De Brun).

Carte géologique de la France à 1/50000

Feuille *Avignon*, 1^{re} éd. (1965) par G. Demarcq, A. Bonnet, Y. Conquy, P. Guirand, D. Faure.

Feuille *Carpentras* (1975) par J.J. Blanc, J. Rouire, J.P. Masse, J.M. Triat, G. Truc, R. Anglada, E. Colomb, G. Clauzon, G. Durozoy, L. Damiani, G. Glintzboeckel.

Feuille *Châteaurenard* (1977) par J. Rouire, F. Catzigras, E. Colomb, J.P. Durand, J. Gervais, C. Gouvernet, J.P. Masse, C. Rousset, J.M. Triat, G. Truc, L. Damiani, G. Durozoy, J. Feraud.

Feuille *Nîmes* (1973) par A. Bonnet, F. Ménillet, G. Berger, L. Coubès, H. Paloc.

Feuille *Orange* (1971) par M. Champenois, Y. Conquis, J. Henry, J. Desoignies, R. Brasseur, A. Bonnet, G. Durozoy.

Feuille *Uzès* (1967) par L. Damiani.

Feuille *Vaisons-la-Romaine* (1987), par P. Monier, J. Flandrin, G. Truc, R. Brasseur, J.P. Masse, M. Moullade, B. Porthault, J.M. Triat, R. Ballesio, M. Philippe.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier (pour la partie de la feuille située à l'Ouest du Rhône), soit à l'agence régionale Provence-Alpes-Côte d'Azur, route Léon-Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille (Est du Rhône), soit enfin au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

G. MONJUVENT (terrains miocènes et quaternaires) ;
P.J. MASSE, J.P. MASSE, J. PHILIP (terrains crétacés) ;
R. BALLELIO (terrains pliocènes) ;
B. ALABOUVETTE (terrains paléogènes) ;
B. BLAVOUX (hydrogéologie) ;
J. GRANIER (préhistoire et archéologie) ;
G. DUPIAS (végétation et cultures).

Coordination : G. MONJUVENT