



NARBONNE

La carte géologique à 1/50 000
NARBONNE est recouverte par la coupure
NARBONNE-MARSEILLAN (N° 244)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Lézignan- Corbières	Béziers	Agde
Capendu	NARBONNE	
Tuchan	Leucate	

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

NARBONNE

25-46

*Massif de Fontfroide
Montagne de la Clape*

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
NARBONNE A 1/50 000**

par P. LESPINASSE

avec la collaboration de J.-C. ALOÏSI, J. BARRUOL,
M. DURAND-DELGA, H. GOT, A. MONACO, J.-P. MARCHAL

1982

SOMMAIRE

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE.....	5
CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE.....	7
HISTOIRE GÉOLOGIQUE.....	9
DESCRIPTION DES TERRAINS.....	17
PLATEAU CONTINENTAL NARBONNAIS.....	29
<i>MORPHOSTRUCTURE</i>	29
<i>LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MEUBLE</i>	29
DESCRIPTION STRUCTURALE.....	33
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS.....	39
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	39
Eaux de surface	39
Eaux souterraines	39
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	42
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	43
<i>TRAVAUX RÉALISÉS POUR L'ÉTUDE DU PLATEAU CONTINENTAL</i>	43
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	43
<i>SONDAGES</i>	43
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	45
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	51
AUTEURS DE LA NOTICE.....	51

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Le pays narbonnais est une région à structure géologique complexe, bordant le littoral du golfe du Lion, au Sud de l'embouchure de l'Aude. Les altitudes y restent modestes, atteignant 298 m au Plan du Pal et 292 m au Plan de Couloubret. Cependant, le climat méditerranéen assure ici, comme dans l'ensemble des Corbières, une qualité exceptionnelle d'affleurement. Aussi cette région a-t-elle fait l'objet, de longue date, d'études détaillées, dont résulte une densité d'informations impressionnante par rapport à la superficie du territoire.

Trois secteurs morphologiques peuvent être, a priori, distingués sur la feuille Narbonne. A l'Est, en bordure du littoral, s'étend la montagne de la Clape, vaste massif calcaire d'allure tabulaire, comportant un appendice méridional, l'île Saint-Martin, bordée au Nord par le pittoresque village de Gruissan.

Dans le quart nord-ouest de la feuille, un ensemble de collines calcaires, domaine de la garrigue, ceinture un massif couvert d'une abondante végétation silicicole, maquis où prolifèrent les cystes et les bruyères arborescentes, ou pinèdes de Fontfroide et du bois du Vicomte, durement éprouvées par les incendies périodiques.

Le reste de la feuille est constitué par une dépression plantée de vigne, occupée par des formations lacustres, couverture oligocène et néogène post-tectonique, elle-même largement masquée par les alluvions quaternaires et par les étangs de Bages et de l'Ayrolle.

Sur le plan géologique, la région de Narbonne appartient au domaine des Corbières orientales, prolongation arquée des éléments structuraux de la zone nord-pyrénéenne (Corbières méridionales), et qui apparaît ici entre l'extrémité orientale du massif de Mouthoumet et le littoral méditerranéen. Ce domaine s'inscrit dans la « double virgation languedocienne » correspondant à une torsion en plan du front nord-pyrénéen dont le tracé est-ouest dans les Corbières méridionales s'infléchit vers le Nord-Est (base de la nappe des Corbières orientales) pour retrouver progressivement l'orientation est-ouest, qui est celle des chevauchements provençaux à l'Est du Rhône. L'élément majeur de la tectonique tangentielle, dans ce secteur au Sud de l'Aude, est la nappe des Corbières orientales, esquissée par M. Bertrand avant d'être finement décrite par L. Barabé, et dont le matériel mésozoïque chevauche vers le Nord-Ouest un avant-pays à matériel crétacé et éocène, préalablement tectonisé et érodé. Cette nappe se trouve réduite par l'érosion aux lobes de Fontjoncouse et Taura au Sud, de Bizanet—Ornaisons au Nord.

La nappe des Corbières orientales se présente comme une grande dalle de Jurassique et de Crétacé inférieur, décollée au niveau du Keuper à évaporites et largement charriée, à l'Eocène supérieur, sur une distance de l'ordre de 20 km vers l'W.NW. En réalité les choses sont plus complexes dans le détail. Divers auteurs ont établi l'existence d'écaillés ou de copeaux, situés sous la nappe (ou à son front). Certains copeaux, surtout jurassiques, sont formés d'un matériel

identique à celui de la nappe (*cf.* écaillés frontales du schéma structural), les autres, sous-jacents, à matériel crétacé dominant, ont été arrachés à une bande de terrains parautochtones (*cf.* unités de Ripaud et de Fontfroide). Avant la mise en place de la nappe des Corbières, cette bande parautochtone avait déjà fortement subi des mouvements d'âge crétacé moyen (phase antécénomaniennne) et crétacé supérieur (phase fini-crétacée de M. Mattauer et F. Proust et de P. Freytet). Un phénomène structural caractéristique de cette région des Corbières paraît être le rebroussement du substratum sous l'avancée de la nappe, avec entraînement partiel, par écaillage, des parties rebroussées. Un tel phénomène s'observe à l'Est d'Albas (dans l'Eocène) et surtout dans la pinède de Durban (voir Azéma et *al.*, 1963). C'est pourquoi l'on s'accorde à conférer à la mise en place de la nappe des Corbières orientales un caractère épiglyptique (= charriage sur une surface d'érosion sub-aérienne).

La feuille à 1/50 000 Narbonne offre dans sa partie nord-ouest une bonne illustration des relations structurales existant entre le lobe d'Ornaisons—Bizanet de la nappe des Corbières orientales et son avant-pays crétacé (= zone sous-pyrénéenne) : Plan de Couloubret et unité parautochtone de Fontfroide, dont le matériel s'étale largement au front de la nappe ou bien apparaît sous elle grâce à diverses minuscules fenêtres (Ferrodou et Joncquières).

La montagne de la Clape, horst à structure simple, mais extrêmement faillé, totalement isolé des unités chevauchantes par les dépôts post-tectoniques, pose toujours le problème de son appartenance structurale : soit massif autochtone à valeur de fenêtre, soit bombement tardif faisant partie du bâti arrière de la nappe. Les sondages effectués jusqu'à présent ne permettent malheureusement pas de choisir l'un ou l'autre terme de l'alternative structurale. Toutefois la série carbonatée du Barrémo-Aptien et de l'Albien inférieur présente plus d'analogies avec celle que l'on observe dans le corps de la nappe des Corbières (par exemple au Nord-Ouest de Roquefort-des-Corbières) qu'avec celle de l'autochtone affleurant dans le Plan de Couloubret.

Les formations post-orogéniques (oligocènes à quaternaires) sont bien développées sur le territoire de la feuille. L'âge des premiers dépôts, liés à la naissance de la Méditerranée, reste assez incertain, les données paléontologiques récentes amenant partiellement à rajeunir les formations considérées auparavant, dans leur ensemble, comme oligocènes (*s.l.*).

On notera enfin l'absence de reliefs importants. Ce fait est dû à un aplanissement généralisé, probablement ébauché dès l'Oligocène et le Miocène inférieur, mais qui n'a pu prendre son allure actuelle qu'au Miocène supérieur après le retrait des ultimes transgressions marines, datées du Burdigalien supérieur-Langhien.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

Les contours géologiques de cette carte représentent la synthèse de différents levés à l'échelle de 1/20 000 ou de 1/25 000, effectués pour la plupart sous la direction de M. Durand Delga, professeur successivement à la faculté des Sciences de Paris puis à l'Université Paul Sabatier de Toulouse, et s'échelonnant entre 1965 et 1969. Les terrains mésozoïques de la partie occidentale de la feuille ont fait l'objet de recherches rassemblées dans des mémoires de diplômes d'Études supérieures ou de thèses de 3^e cycle. La montagne de la Clape a été étudiée et cartographiée en détail par M. Jaffrezo (thèse d'État, Paris, 1980). Pour ce qui touche aux formations oligo-miocènes, discordantes sur les structures tangentielles, on a utilisé les travaux de Ch. Rosset-Sabouraud, réalisés sous la direction de F. Ellenberger, professeur à l'Université de Paris-Sud (Orsay). La cartographie d'ensemble du bassin tertiaire a toutefois été reprise par S. Baudelot et D. Leblanc, de l'Université Paul Sabatier de Toulouse. Ont été également consultés les travaux de P. Freytet (thèse d'État, Orsay, 1970), de P. Verdeil (évolution quaternaire, pendant la période historique, du littoral et des apports alluviaux de l'Aude) et de B. Peybernès (thèse d'État, Toulouse, 1976). Notons enfin que cette première édition de la feuille Narbonne à 1/50 000 est, pour une large part, issue de la maquette Narbonne—Marseillan à 1/80 000 mise au point par M. Durand-Delga et M. Jaffrezo (1971) sur la demande du Service géologique national, en vue d'une troisième édition qui n'a jamais été publiée (seule est disponible une reproduction photographique).

Le texte proposé ci-après, pour la région narbonnaise, s'inspire de la notice explicative qui devait accompagner le nouveau 80 000^e. La rédaction s'efforce cependant de prendre en compte les acquisitions stratigraphiques récentes et de synthétiser les résultats les plus importants de ces dix dernières années. Le lecteur pourra s'étonner, à certains niveaux de l'échelle stratigraphique, de l'absence ou de la réduction sensible des citations macrofauniques antérieures, par rapport aux notices des 1^{re} et 2^e éditions du 80 000^e. Le fait que de nombreux gisements n'ont pas été retrouvés, ou bien ne livrent plus qu'un nombre restreint d'espèces, les attributions erronées révélées par le développement des études micropaléontologiques et mammalogiques modernes, font que, le plus souvent, il n'a pas été jugé utile de reprendre des listes, alourdissant la lecture et n'apportant pas d'éléments de datation rigoureux. Toutes références dans le texte et dans la bibliographie renverront cependant le lecteur intéressé aux ouvrages anciens, en particulier à la thèse classique de L. Doncieux (1903), consacrée à cette région.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les termes stratigraphiques les plus anciens, accessibles à l'observation sur cette carte géologique, appartiennent à un niveau difficile à préciser du Paléozoïque, puisqu'il s'agit d'« esquilles tectoniques » empruntées à un matériel analogue à celui qui affleure largement au Sud-Ouest (feuilles Tuchan et Quilan), dans le massif de Mouthoumet.

L'analyse que l'on peut effectuer, à partir des affleurements de la feuille Narbonne, va nous permettre de décrypter l'évolution post-hercynienne de ce secteur particulier du domaine pyrénéo-provençal. Les témoins discrets de Carbonifère (?), évoqués ci-dessus, nous permettent de rappeler que les dépôts mésozoïques correspondent à diverses transgressions qui vont s'effectuer sur la pénéplaine épi-hercynienne, surface complexe dont les zones déprimées furent partiellement comblées au Carbonifère supérieur (bassins stéphaniens des Corbières) et surtout au Permien (dans l'Ouest de la chaîne pyrénéenne).

La distension post-hercynienne. Les formations mésozoïques débutent localement par des dépôts détritiques continentaux rouge violacé (Trias « inférieur »). Calcaires dolomitiques, dolomies, cargneules (Muschelkalk) et complexe argilo-gypsifère (Keuper) sont les termes médian et supérieur de la trilogie du Trias dit germanique. Une activité magmatique se manifeste durant le Keuper dans les Corbières orientales (études de J. Thiébaud 1961, de B. Azambre et M. Rossy 1980) : il s'agit de roches basiques, fortement spilitisées, essentiellement effusives, probablement sous-marines et présentant des affinités alcalines. Ce type de volcanisme, dont les caractères apparaissent semblables à ceux des spilites triasiques des Alpes externes, serait lié à l'expansion mésogénée, donc différent par son chimisme du magmatisme tholéiitique des Pyrénées occidentales et centrales, avec lequel il avait été confondu antérieurement.

La sédimentation du Trias terminal à l'Albien. Après la sédimentation marine confinée du Trias, caractérisée par d'importants épisodes évaporitiques, l'aube des temps jurassiques est marquée par une transgression marine franche, mais progressive. C'est l'époque où s'individualisent les grands bassins sédimentaires français. Dans les Corbières, le Rhétien marque le début de la transgression avec ses calcaires à *Avicula contorta*. Au Lias inférieur s'édifie une plate-forme où vont se succéder dans le temps (B. Peybernès et al., 1978) :

- des faciès évaporitiques et dolomitiques (Hettangien),
- des faciès infralittoraux, à niveaux oolithiques et à Dasycladacées (Sinémurien à Lotharingien *pro parte*) ;
- des faciès circumlittoraux de type « bassin » (marnes et calcaires bioclastiques roux du Carixien-Domérien, surmontés d'un *hard-ground*, marnes noires finement terrigènes à Ammonites du Toarcien moyen-supérieur) (*).

(*) *Remarque.* Dans les Corbières, les influences « rhodaniennes » sont marquées par l'abondance des Ammonites lisses, contenues dans des pérites pyriteuses de milieu mal oxygéné. Une nette ressemblance est à souligner avec les dépôts du Quercy et de la Grésigne, aux abords sud-occidentaux du Massif Central.

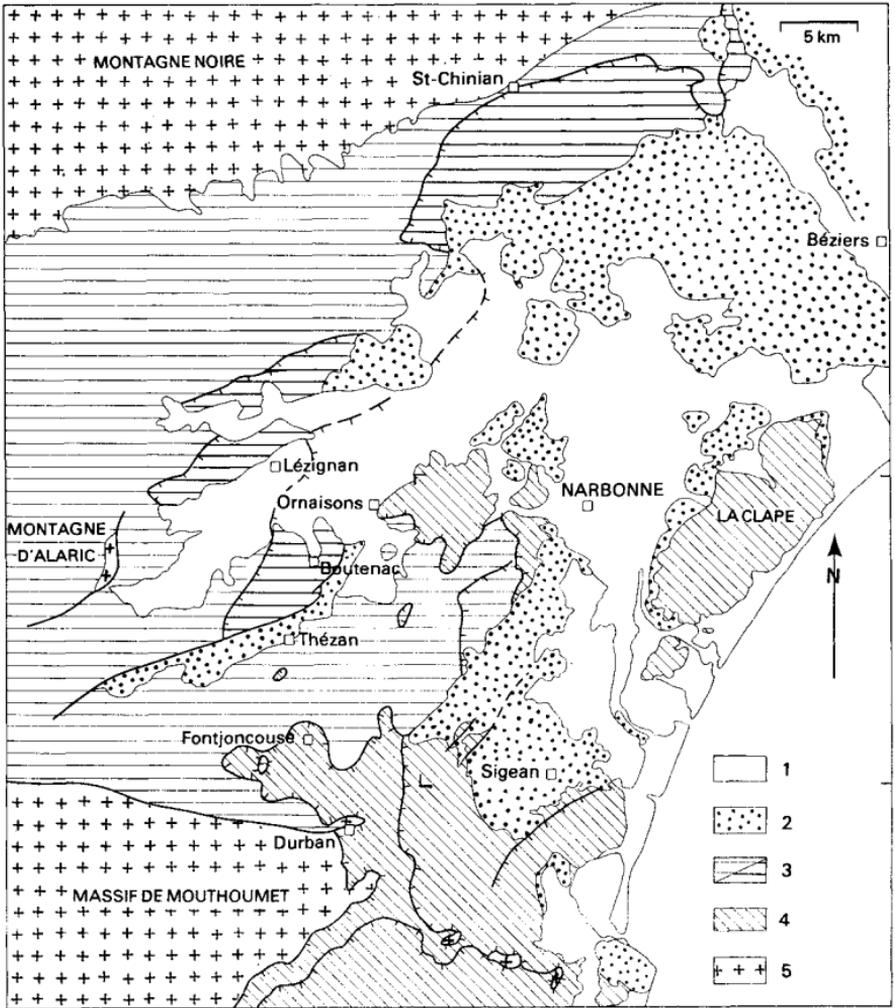


Fig. 1 - Schéma structural du Bas-Languedoc à l'Ouest de l'Orb

Les traits dominants de la structure du Bas-Languedoc occidental, bien décrits par F. Ellenberger (1967), peuvent se résumer ainsi :

a) La disposition, acquise au Tertiaire, du socle paléozoïque (5) en deux vastes bombements au Nord (Montagne Noire) et au Sud (massif de Mouthoumet) séparés par une dépression synclinale (3) (« Déroit de Carcassonne ») à puissante sédimentation éocène.

b) L'existence d'une bande faillée NE-SW, prolongement de la flexure cévenole, pouvant correspondre à un linéament du socle profond. Les terrains mésozoïques sont très peu développés ou absents au Nord-Ouest de cette zone d'accidents. En général il s'agit de failles normales, à regard sud-est, montrant des jeux décrochants sénestres, certaines ayant joué durant toute la durée du Néogène et jusqu'au Quaternaire.

c) Cette zone mobile d'accidents subverticaux, faiblement distensifs, a subi, lors d'une compression strictement localisée pendant l'Eocène supérieur, des écaillages de style cisailant. Ces écaillages à enracinement local, absents aux abords du massif de Mouthoumet, encore embryonnaires dans la région de Lagrasse et de Boutenac, prennent rapidement de l'ampleur vers le Nord-Est, aboutissant ainsi aux structures tangentielles fort complexes de Saint-Chinian (3).

d) La nappe des Corbières orientales (4) est l'élément majeur de la tectonique tangentielle au Sud de l'Aude. Les lobes de Fontjoncouse au Sud, de Bizanet-Ornaisons au

Nord, bordent la demi-fenêtre de Thézan—Fontfroide, surmontée de lambeaux prouvant l'extension primitive de la nappe. Celle-ci s'accompagne à sa base de masses charriées (3), notamment à matériel albo-aptien, d'origine moins lointaine, et de structures paraautochtones, parfois reployées et renversées sous l'effet de l'avancée de la nappe proprement dite. On note aussi, au sein de la nappe, des chevauchements internes (Est de Durban et Sud de Sigean). Au Nord de l'Aude il est assez vraisemblable (cf. L. Barrabé 1958) que le mouvement tangentiel global change de style et affecte un matériel différent ; dans cette hypothèse, la nappe des Corbières viendrait se confondre avec les écaillés les plus internes de la structure de Saint-Chinian.

Le domaine de la tectogenèse tangentielle en Bas-Languedoc coïncide en première approximation avec celui de la subsidence néogène. Ainsi cette partie de l'orogène languedocien est largement masquée par une couverture transgressive post-« pyrénéenne » (Oligocène supérieur à Quaternaire).

Cette succession, bien représentative du Lias de la nappe des Corbières, et globalement transgressive, amorce à son sommet la mégaséquence du Lias supérieur Dogger, marquant le retour des faciès carbonatés de plate-forme. Selon B. Peybernès (1970), le Dogger des collines à l'Ouest de Narbonne est complet et l'on peut y individualiser trois biozones :

- une biozone A, correspondant à des calcaires à chailles (Aalénien supérieur-Bajocien, voir description des terrains), faciès caractéristique des Corbières orientales, d'influence mésogéenne ;
- une biozone B, formée de calcaires ferrugineux oolithiques ou graveleux à Trocholines, la présence à son sommet de niveaux à *Chara* indiquant le caractère très littoral de ces dépôts ;
- une biozone C, celle des « calcaires à *Meyendorffina* ».

Les conditions de dépôt sont celles d'une mer chaude, peu profonde, propice à la vie des organismes récifaux. Le terme supérieur du Dogger (Callovien) paraît uniquement dolomitique.

Dans la montagne de la Clape, le Dogger, très comparable par ses faciès et ses microfaunes, a été recoupé en sondage. Il se révèle nettement plus épais.

Le Malm, entièrement dolomitique dans sa partie basale, est caractérisé par une puissante sédimentation calcaire (de l'ordre de 300 m) s'effectuant à fleur d'eau (pauvreté en organismes marins, horizons à Algues et Charophytes abondants, dolomitisation plus ou moins poussée). On peut prouver (M. Jaffrezo, 1972) que les brèches à éléments carbonatés polygéniques, s'intercalant à divers niveaux de cet ensemble, mais surtout à son sommet, ne dépassent pas le Tithonique supérieur, daté localement à l'aide de Calpionelles, organismes cependant exceptionnels dans ce milieu de plate-forme épicontinentale. L'existence de ces brèches pourrait s'expliquer par l'activité synsédimentaire d'accidents tectoniques (in P. Souquet et J. Debroas, 1980).

La sédimentation carbonatée de plate-forme va se poursuivre pendant tout le Crétacé inférieur. L'identification du Néocomien dans les Corbières est relativement récente (M. Casteras et P. Viallard, 1962 ; P. Viallard, 1964). Un niveau lithologique repère, noté par les anciens auteurs (Ch. Depéret, 1907), mais jamais séparé cartographiquement dans la région envisagée ici, celui des « calcaires roux », se situe à la limite Berriasien-Valanginien ; sa présence est constante tant dans la nappe que dans l'Autochtone, où il est surmonté (Plan de Couloubret) par des calcaires à *Valdanchella*, Charophytes et Orbitolinidés (Valanginien à Barrémien).

L'Aptien voit le développement, sur une épaisseur considérable (plus de 1 000 m), du classique faciès urgonien, riche en Rudistes et autres organismes

récifaux, avec toutefois de timides incursions d'organismes pélagiques. Au Plan de Couloubret, l'ensemble calcaire proprement aptien peut se décomposer schématiquement en trois parties : le terme inférieur montre de gros silex noirs ; le terme moyen très marneux est riche en Orbitolines ; le terme supérieur, à nouveau calcaire, se termine par des horizons à grandes Huîtres. Dans la montagne de la Clape, le niveau marneux contient des Ammonites du Bédoulien supérieur.

Le passage Aptien-Albien est marqué par un très net changement de faciès, avec apparition de sables et de glauconie (massif de Fontfroide, massif de la Clape). A l'Urgonien du corps de la nappe succèdent des pélites sombres ou *shales* noirs (Albien de la zone nord-pyrénéenne), très peu représentés sur la feuille.

L'Albien du chaînon de Fontfroide est très différent. Il s'organise en un complexe hétérogène, correspondant à l'imbrication de trois lithofaciès principaux : des calcaires subrécifaux de plate-forme (à Algues Floridées et Bryozoaires), des marnes, des épandages terrigènes pro-deltaïques (B. Peybernès, 1976).

Ainsi, à cette période, une gouttière court tout au long de la zone nord-pyrénéenne, piégeant les sédiments argilo-pélitiques détritiques. Ces apports très puissants, de granulométrie variable, vont contaminer largement la sédimentation des plates-formes côtières, de part et d'autre de l'actuel massif de Mouthoumet (zone sous-pyrénéenne et série de Fontfroide), et traduisent une modification sérieuse du paléoenvironnement.

Les mouvements anté-cénomaniens. Après le dépôt de l'Albien, probablement incomplet (la faune « vraconienne » de Fontcouverte est en fait plus ancienne), se place un épisode tectonique, déjà mis en évidence par d'Archiac au siècle dernier, mais dont la nature et l'ampleur sont discutées. Pour M. Durand-Delga (1965), de nombreux indices existent dans l'avant-pays de la nappe des Corbières pour étayer l'existence de mouvements anté-cénomaniens (voir étude structurale), par ailleurs bien connus dans les Pyrénées françaises. Le fait essentiel, ressortant des investigations menées en divers points de l'Autochtone des Corbières orientales, est que le puissant ensemble calcaire du Crétacé inférieur (Aptien *s.l.*) est surmonté en discordance très sensible par des termes variés du Crétacé supérieur ou du « Garumnien ».

Le Crétacé supérieur. La surface d'érosion ayant aplani les reliefs liés à la tectonique anté-cénomaniennne ne semble pas avoir été submergée partout en même temps. Au Cénomaniens supérieur (?)-Turonien, se déposent des marnes ligniteuses à faune saumâtre, d'épaisseur réduite, un épisode de conglomérats quartzeux, attribués au Turonien, marquant un changement brutal de sédimentation. Il correspond à l'érosion vigoureuse de terrains anciens, que l'on peut imaginer avoir formé une zone haute, séparant le bassin marin autochtone d'avec le domaine de la future nappe des Corbières. Les eaux sénoniennes n'ont guère dépassé, vers le Sud-Est, les limites de la transgression turonienne. Se dépose alors une puissante série marine grés-argileuse, micacée, au sein de laquelle vont s'édifier des constructions de type récifal, donnant des niveaux irréguliers de calcaires à Polypiers et à Rudistes (Coniacien et Santonien). L'existence de ces récifs édifiés près du littoral, en milieu détritique, semble liée à des conditions bathymétriques et sédimentologiques très strictes, en rapport étroit avec l'intensité de la subsidence et la vitesse d'apport et d'épandage du matériel détritique (P. Freytet, 1970). Le schéma de la figure 2 propose une reconstitution d'une lentille récifale coniacienne de Fontfroide.

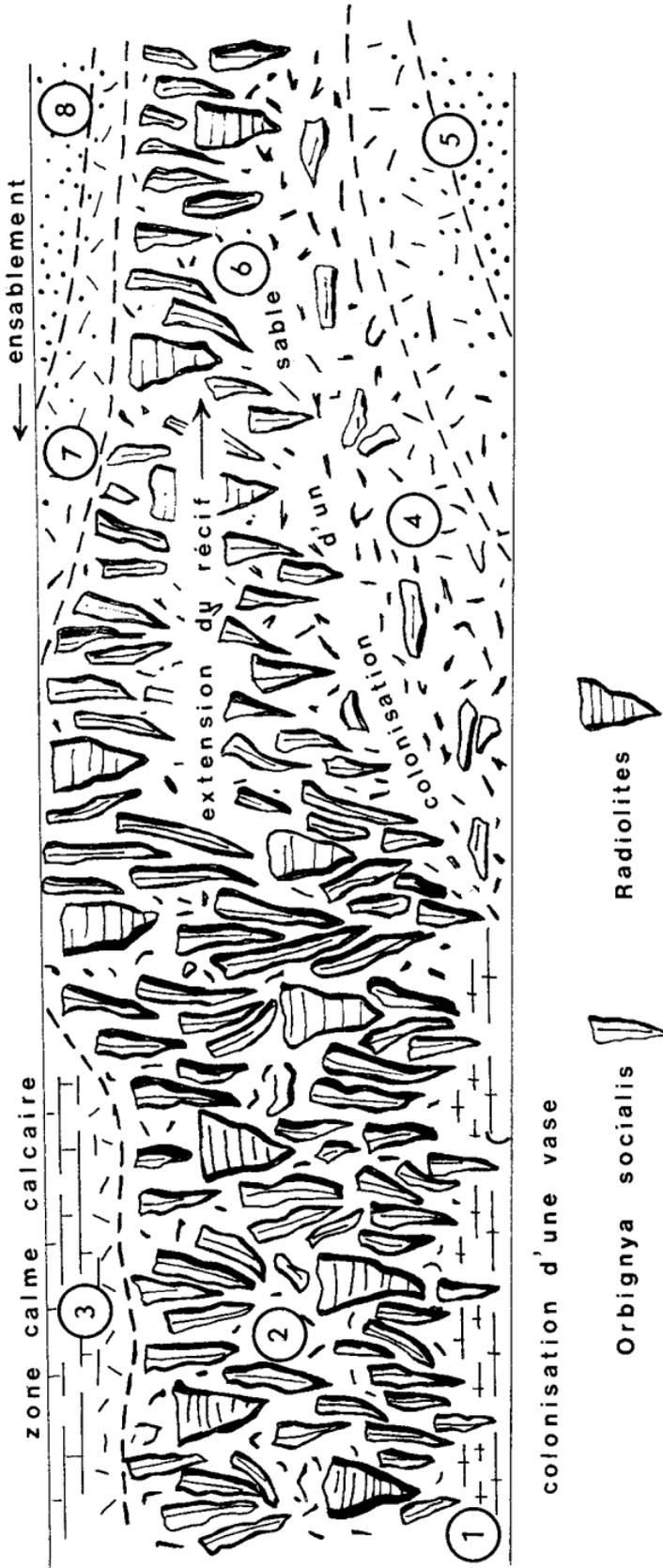


Fig. 2 - Coupe d'une lentille récifale dans les grès coniaciens du massif de Fontfroide (d'après P. Freytet)

Sur une zone calme, d'extension plus ou moins grande, protégée de tout apport sableux, s'installent des individus pionniers d'*Orbignya socialis* (1) qui vont ensuite former des bouquets jouant le rôle de filtre. La matrice entre les bouquets est une boue calcaire, à débris de coquilles résultant de l'action des lithophages. Ce dispositif peut contenir des « flakes » (2) protégées, où se déposent des calcaires fins, sombres (riches en matière organique), renfermant des Foraminifères (Cunéolines, Miliolides). Latéralement, le récif est ceinturé par ses propres produits de démolition (4), calcaires graveleux à bouquets basculés, calcaires graveleux à coquilles isolées reposant sur des niveaux gréseux (5). Les calcaires bioclastiques (4) peuvent servir de soubassement à des individus isolés et contribuer ainsi à l'extension du récif (6), à partir de la zone d'origine. La destruction du récif pourra se faire à la suite du recouvrement de sa partie supérieure par ses propres produits de démolition (7) ou par des apports subits et importants de sables quartzeux (8).

Le milieu marin est progressivement remplacé, quand on avance dans les temps crétacés, par des eaux saumâtres ou douces. Le Campanien (plus de 500 m), uniquement représenté par des dépôts fluviatiles, possède tous les caractères d'une association de la sédimentation et de la pédogenèse. Le Crétacé supérieur, dans son ensemble, apparaît ainsi constitué par une succession de décharges détritiques provenant d'un arrière-pays paléozoïque pauvre en carbonates (ride du massif de Mouthoumet ?).

Le Bégudo-Rognacien, toujours d'eau douce, correspond dans la région narbonnaise à des apports conglomératiques, dont les éléments, surtout calcaires, résultent de l'érosion aérienne d'assises mésozoïques. Le régime fluvio-lacustre va se poursuivre pendant l'Eocène, sur des épaisseurs considérables, à l'Ouest immédiat du secteur considéré ici (molasse de Carcassonne).

La phase pyrénéenne. A l'Eocène supérieur se situe une phase essentielle de structuration du domaine pyrénéo-provençal, responsable de déplacements tangentiels d'ordre décakilométrique dans les Corbières, qui acquièrent dès lors leurs traits structuraux majeurs (voir fig. 1 et commentaire).

Après cette période de tectonique compressive, l'histoire oligocène reste obscure. C'est vers la fin de cette période que le massif surélevé qui, à l'emplacement du golfe du Lion, formait jonction entre le Paléozoïque des Pyrénées et celui de la Provence cristalline (J. Cravatte et *al.*, 1974), va disparaître par effondrement : sur son emplacement s'installe une zone de subsidence active. La limite nord-ouest de cette zone en cours d'affaissement correspond à un faisceau d'accidents NE-SW, dont le principal est la « faille des Cévennes », linéament ancien, réactivé à la période alpine et dont le rôle dans l'évolution géodynamique de la virgation languedocienne doit être souligné.

L'évolution post-orogénique. A l'Oligocène terminal s'individualise le bassin lacustre de Narbonne-Sigean, dans un fossé encaissé entre le massif de Fontfroide, à l'Ouest, et le horst de la montagne de la Clape, à l'Est. Les marnes

Fig. 3 - Paléogéographie de la basse vallée de l'Aude du Würm à nos jours (d'après P. Verdeil, 1970)

C : Coursan ; Cx : Cuxac ; G : Gruissan ; Mo : Moussan ; M : Moussoulens ; N : Narbonne ; S : Sallèles ; Ve : étang de Vendres ; Sl : île Sainte-Lucie.

En pointillé : domaine continental ; en tireté : dépôts alluvionnaires continentaux ; en blanc : domaine marin ou lagunaire.

I : talweg de l'Aude au maximum du retrait wurmien. — II : I^{er} siècle ; la mer en transgression occupe l'axe du paléotalweg dans la région de Narbonne. — III : IV^e siècle ; dans le temps où la mer en transgression finit de trancher la terrasse reliant la Clape à l'île Saint-Martin, les alluvions de l'Aude et de la Nazourre, qui s'accumulent dans la portion septentrionale du bassin, construisent un cordon isolant le golfe de Narbonne de l'étang de Capestang. — IV : XII^e siècle ; le réseau de canaux établis à partir de l'Aude facilite les atterrissements qui avancent rapidement vers l'Est ; le golfe de Narbonne, qui voit sa largeur progressivement réduite, est toujours largement ouvert sur la mer, occupant un territoire qui s'étend « de Coursan à Leucate ».

V : XIII^e siècle ; la mer en transgression tranche l'isthme reliant la Clape au continent. Des formations laguno-marines se déposent dans un chenal ouvert entre Coursan et l'extrémité nord de la Clape. Le golfe narbonnais occupe sa plus grande étendue. Les eaux en transgression franchissent la terrasse tyrrhénienne de Narbonne. — VI : XIV^e siècle ; la crue de 1316 ensevelit la basse vallée de l'Aude sous une épaisse couche de limons. Le golfe de Narbonne disparaît ; seul subsistera l'étang Salin. L'Aude abandonne son estuaire dans l'étang de Gruissan et vient déboucher dans l'étang de Bages-Sigean. — VII : XIV^e siècle (1398) ; le système des canaux est rétabli ; le fleuve est divisé en deux bras, dont l'un va rejoindre Narbonne tandis que l'autre poursuit son cours vers l'Est. Au Sud de Narbonne, les marais, en partie « atterris », de Rouquette, Marausan et Saint-Laurent, sont les restes de la lagune qui bordait la ville au XIII^e siècle. — VIII : XV^e siècle ; les étangs de Capestang et de Vendres sont séparés. Les alluvions de l'Aude amenées à la mer par le nouveau lit creusé à travers l'étang de Vendres vont permettre la formation du cordon littoral et des plages modernes.

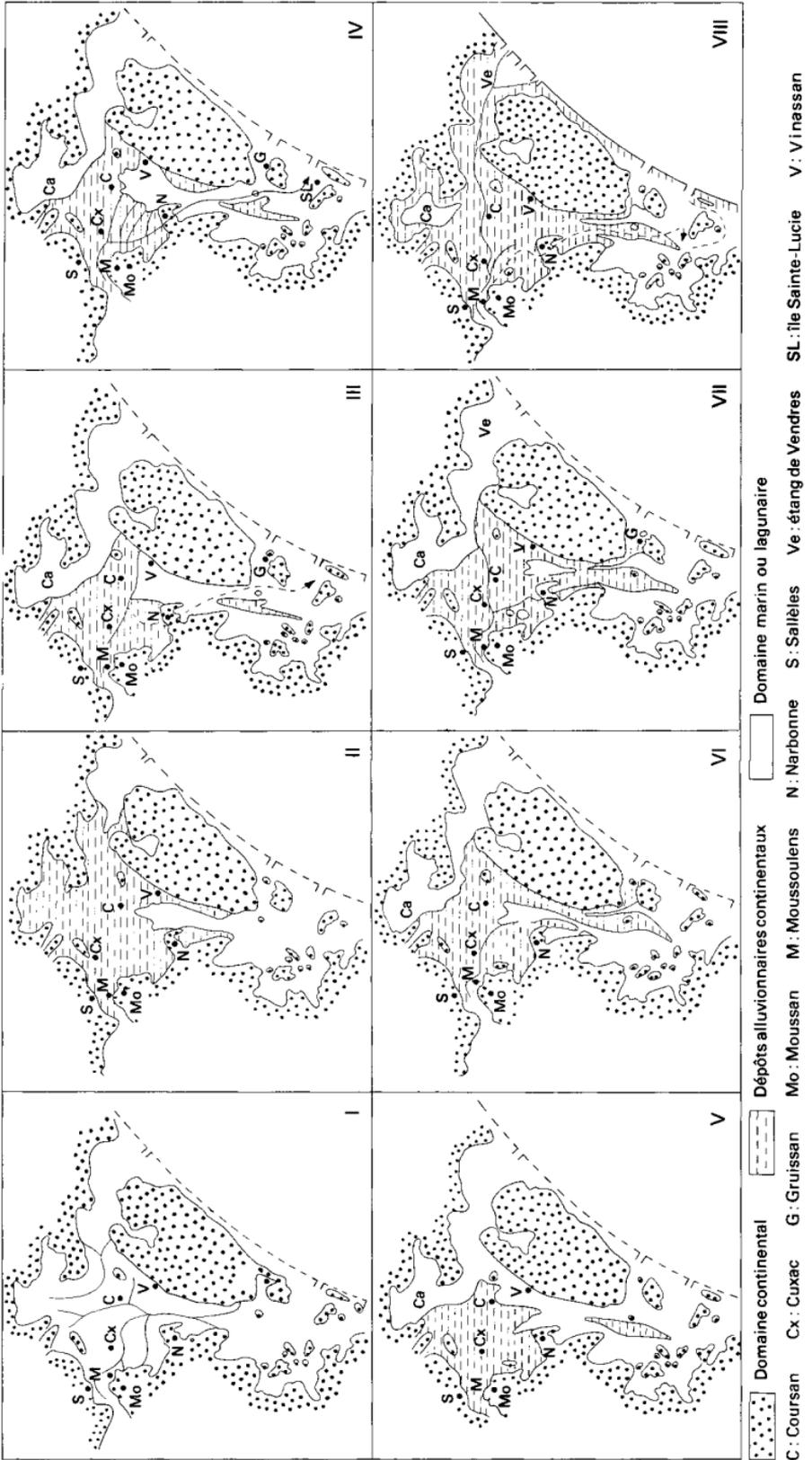


Fig. 3 - Paléogéographie de la basse vallée de l'Aude du Würm à nos jours (d'après P. Verdeil, 1970)

détritiques et les poudingues, s'appuyant sur les reliefs mésozoïques structurés à l'Éocène supérieur, bordent le bassin et passent latéralement aux séries carbonatées et marneuses qui en occupent le cœur. Des influences marines se manifestent sous forme de dépôts marneux gypsifères à *Potamides* (région de Portel) vers la limite Oligocène-Aquitainien. Ce régime de lagune subsidente, en communication avec le milieu marin franc, situé au Sud-Est sous l'actuelle Méditerranée, va caractériser une partie de l'Aquitainien. Reste le problème de l'âge des formations détritiques rouges de Narbonne et de Nissan (au Nord de la feuille), couronnant en continuité la série précédente et dont les relations avec la série marine post-burdigalienne discordante, rencontrée en sondage sous la ville de Narbonne (J. Magné, 1978), demeurent inconnues. Au Burdigalien moyen-supérieur, la mer s'avance largement sur le Bas-Languedoc, déposant des molasses, souvent caillouteuses, à *Pecten tournali*, et recouvre une grande partie du Narbonnais, dont émerge seulement la montagne de la Clape. Le maximum de la transgression est atteint au Langhien inférieur (lumachelles à *Crassostrea gryphoides*).

Le Pontien marin n'a pas été caractérisé sur la feuille Narbonne. Selon C. Cornet (1975), à cette époque, s'élabore une surface d'érosion (vers 180 m d'altitude) dont il ne subsiste que quelques vestiges. Au Pliocène, de vastes épandages de cailloutis quartzeux sont alimentés à partir du Nord (Montagne Noire).

Le Quaternaire. Divers types de formations côtières, ainsi que les dépôts alluviaux des basses vallées de l'Aude et de la Berre, témoignant des oscillations du niveau marin, vont caractériser le Quaternaire. En effet, le bassin de Narbonne se présente comme une zone d'accumulation dans laquelle des formations alluviales, véhiculées par divers cours d'eau, viennent se mêler à des séries laguno-marines, déposées dans un golfe aux différents stades de la transgression du Quaternaire. Des travaux récents décrivent de façon détaillée la transgression holocène sur les rivages du golfe du Lion (J. Aloisi et al., 1978), notant, en particulier, l'existence d'un haut niveau marin (à environ + 2 m) vers 4 500 ans avant notre ère. Il nous a paru intéressant d'extraire de l'étude fort documentée de P. Verdeil (1970) la série de schémas de la figure 3, retraçant l'évolution paléogéographique de la basse vallée de l'Aude au cours de notre ère. Cet auteur, s'appuyant sur des données fournies par forages et prospections géophysiques, a établi une carte structurale du toit du substratum des formations quaternaires récentes, révélant l'existence d'un talweg fossile de l'Aude comprenant deux bras principaux, réunis vers l'aval en un tronçon commun nord-sud, entre le chaînon de Fontfroide, à l'Ouest, et la montagne de la Clape, à l'Est. Ce talweg, creusé au Würm lors d'une phase régressive, avait son embouchure à une cote voisine de — 30 m N.G.F. (*). Ainsi les étangs de Bages et de l'Ayrolle correspondent-ils à un talweg fluvial ancien, noyé par la transgression marine à l'Holocène.

Il paraît possible d'assimiler les terrasses de la basse vallée de l'Aude (Pléistocène moyen pour J. Barrière) à un stade interglaciaire dans un contexte de mer transgressive déposant les niveaux du Tyrrhénien, reconnus très localement sur le bord de l'île Saint-Martin ou de la Clape. La reconstitution proposée ici montre clairement le rôle d'île joué par la Clape jusqu'à une époque historique récente. Elle met en lumière les nombreuses oscillations du niveau de la Méditerranée intervenues au cours des derniers millénaires, ayant contribué à modifier profondément le paysage de cette partie de la marge du golfe du Lion, marge qui n'a pas encore atteint son état d'équilibre.

(*) N.G.F. : nivellement général de la France.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ω. Laves basaltiques triasiques, « ophites ». Les « roches vertes » affleurant en pointements isolés dans le complexe argilo-gypsifère du Keuper sont à distinguer des véritables ophites (dolérites tholéitiques) du Trias des Pyrénées, auxquelles elles ont été parfois rattachées. Il s'agit ici d'un magmatisme effusif et intrusif : laves massives, pyroclastites et intrusions doléritiques. La plupart de ces roches sont affectées par des phénomènes de spilitisation et d'adularisation : remplacement des paragenèses magmatiques primaires (olivine, clinopyroxène, plagioclase calcique) par des assemblages de basse température (albite, feldspath potassique, chlorite, épidote...). Dans quelques cas (basalte à nodules de péridotite de Sainte-Eugénie, cf. Viguié, 1886), les compositions des phases primaires ont pu être déterminées et indiquent que ce magmatisme est de type alcalin et apparemment peu différencié.

h2. Paléozoïque. Copeaux de base de la nappe des Corbières. Des pélites micacées verdâtres (8 à 10 m), impliquées dans un empilement d'écaillés localisées en bordure du bassin oligo-aquitain, à l'Ouest du domaine de Réveillon (N. Legrand, 1967), présentent un faciès connu dans le Dinantien du massif de Mouthoumet. Ce Paléozoïque est souvent rubéfié sous la transgression du Trias inférieur (grès rouges, non différenciés cartographiquement).

t3-5. Muschelkalk. Calcaires et dolomies en dalles. Dans la région de Peyriac, percent, au milieu des marnes oligo-aquitaines, des calcaires dolomitiques, parfois couverts de vermiculations caractéristiques ; précédemment attribués au Lias inférieur, ils contiennent une faune de petits Gastéropodes et Lamellibranches (Ouest de l'étang du Dou) et des Foraminifères à cachet triasique : on considère donc maintenant qu'ils représentent le Muschelkalk. Plus au Nord-Ouest, à la bordure est du massif de Fontfroide, des dolomies grises ou rousses en dalles (20 m environ) et des cargneules jaunâtres sont rapportées au même étage.

t7-9. Keuper. Complexe argilo-gypsifère. D'épaisseur indéterminée, il constitue un niveau de décollement privilégié, formé d'argiles rouges ou bariolées, à nombreux cristaux de quartz bipyramidés hyalins, blancs, gris, roses ou rouges ; on y rencontre des amas de gypses multicolores rubanés, ainsi que des blocs de cargneules sans litage reconnaissable. Ces divers composants lithologiques constituent le soubassement, intensément tectonisé, des séries carbonatées jurassiques (s.l.). Des roches vertes, fortement altérées (appelées à tort « ophites » — voir ce terme), constituant des pointements d'importance variable au sein des argiles, sont les témoins d'une activité magmatique à cette époque.

t10. Rhétien. Plaquettes calcaires à lumachelles, calcaires gréseux. Au Sud de Montredon, en bordure de la route N 613, cet étage est particulièrement bien développé (plus de 20 m visibles) : à la base, grès calcaireux à gros

grains de quartz détritiques alternant avec des calcaires en plaquettes de teinte rouge ; viennent ensuite, en alternance, des calcaires oolithiques, des lumachelles en minces dalles et des calcaires en plaquettes. Localement, au Nord de Jonquières, des argilites vertes et violacées (15 m) représentent la base du Rhétien. Ces termes sont connus, en d'autres points des Corbières, en parfaite continuité avec les marnes du Keuper. Les termes supérieurs du Rhétien livrent fréquemment *Avicula contorta*.

11-2. **Hettangien. Roches carbonatées vacuolaires.** Ensemble de dolomies vacuolaires (anciennes évaporites ?), épais d'environ 100 m, n'ayant livré ni macrofaune, ni microfaune permettant de l'individualiser avec certitude ; son existence s'établit par corrélation de faciès avec d'autres secteurs privilégiés des Corbières où l'on recueille des Lamellibranches de l'Hettangien inférieur, à sa base (J.-M. Vila, 1964).

13-4. **Sinémurien. Calcaires en dalles, calcaires à silex.** Ensemble carbonaté d'épaisseur variable (30 à 70 m), il comporte des calcaires en dalles à horizons de silex rubanés, des calcaires en plaquettes roses, des calcaires oolithiques à Dasycladacées (*Uragiella liasica*, *Paleodasycladus barrabei*, *Cylindroporella ellenbergeri*), des calcaires gréseux à Pentacrines, renfermant des quartz de néogène. Dans la carrière du Rouc (au Sud de Montredon en bordure de la route N 113), les calcaires à Dasycladacées sont couronnés par une croûte ferrugineuse (in B. Peybernès, Ph. Fauré, J. Rey et P. Cugny, 1978).

15-6. **Carixien à Domérien. Calcaires marneux et marnes, calcaires gréseux à *Pseudopecten*.** Dans la carrière du Rouc, de bas en haut, on rencontre successivement : des calcaires marneux à Echiocératidés (10 m) avec *Leptechioceras hugi*, *Terebratula* gr. *punctata*, puis 15 m de calcaires, marno-calcaires, marnes à *Lobothyris* sp., *Gibbirhynchia curviceps* et lumachelle à *Terebratula davidsoni* (in B. Peybernès et al., 1978).

Au Sud de la ferme du Pastouret, on trouve des marnes à *Leptechioceras* gr. *nodotianum*, *Paltechioceras* cf. *favrei* (Lotharingien terminal). Au-dessus de ces marnes, existait une barre repère de calcaires bioclastiques jaune-roux (3 à 5 m) riche en *Pseudopecten aequivalvis* et Térébratules. On y récolte *Pleuroceras* gr. *spinatum* du Domérien supérieur. Ce niveau est surmonté localement par une pellicule ferrugineuse à valeur de *hard-ground*. A l'Ouest de la Serre des Randoles, la présence de *Lytoceras fimbriatum* SOW. caractérise le Carixien.

17-9. **Toarcien à Aalénien inférieur. Marnes sombres feuilletées, marno-calcaires à Gryphées.** 50 m de marnes grises ou noires feuilletées, à nombreuses Ammonites pyriteuses de la zone à *Hildoceras bifrons*, Bélemnites, Gastéropodes et petits Lamellibranches, dont on trouvera les listes principalement dans les travaux de L. Doncieux (1903) et G. Dubar (1925) surmontées par quelques mètres de marno-calcaires lumachelliques à *Gryphaea sublobata* DESH., représentent le Toarcien et l'Aalénien inférieur qui ne peuvent être cartographiquement séparés.

19. **Aalénien moyen et supérieur. Calcaires à chailles.** Le revers ouest du mont Grand montre un niveau-repère de calcaire à chailles (20 m environ), particulièrement développé dans la région narbonnaise, qui a été systématiquement cartographié. A son sommet la présence d'*Epithyris oxonica* ARKELL laisse supposer que cette formation atteint le Dogger (N. Legrand, 1967). Ceci paraît

confirmé par les citations de B. Peybernès et al. (1978) : *Monsardithyris ventricosa*, *M. buckmaniana*, *Rugithyris subomalogaster* et *Kallirynchia lotharingica*. Au Pastouret, ces mêmes calcaires renferment dès la base *Ludwigia purchisonae* (Aalénien moyen). L'ensemble calcaire livre également *Tetraserpula quadricostata*.

j1-2. **Bajocien à Bathonien. Calcaires fins en dalles.** La coupe du Roc d'Agel (J. Huguet et N. Lespinasse-Legrand, 1970) montre, au-dessus de calcaires à chailles (voir *supra*), des calcaires ferrugineux avec, à la base, un niveau inférieur grossier (3 m) à Madréporaires, Oursins, Lamellibranches et Brachiopodes dont *Burmihynchia turgida* (BUCKMAN). La microfaune est constituée par : *Trocholina* gr. *palastiniensis*, *Protopeneloplis* sp., *Nautiloculina circularis*, *Koskinobullina socialis* CHERCHI et SCHROEDER. Plus haut un niveau marneux (2,50 m) a livré des Rhynchonelles silicifiées et *Pseudocyclammia maynci*. Viennent ensuite des calcaires graveleux (6 m) à surfaces durcies ferrugineuses, surmontés de calcaires blancs (6 m) à *Paracoskinolina occitanica*, *Prækurnubia crusei*, *Pfenderina salernitana* (Bathonien supérieur selon B. Peybernès et al., 1978).

jD. **Dogger supérieur à Malm inférieur. Dolomies noires fétides.** Le plus souvent massives, elles sont le substratum des calcaires du Malm. On admet communément que leur âge est callovo-oxfordien. Cependant, les limites inférieure et supérieure de dolomitisation ne sauraient évidemment correspondre à des limites stratigraphiques précises et l'on sait que, localement, la dolomitisation peut atteindre des termes plus récents. Ainsi, 800 m au Sud-Est de la ferme du Mont-Grand, on relève une coupe montrant à la base 30 m de calcaires blancs massifs à *Kurnubia palastiniensis* et *Alveosepta jaccardi* (Kimméridgien selon M. Jaffrezo, 1980) surmontés de dolomies noires cristallines (60 m) à îlots ou bancs calcaires non dolomitisés à *Kilianina* sp. et Coprolites.

j7-9. **Kimméridgien à Berriasien basal. Calcaires blancs massifs, brèches.** Ensemble carbonaté (allochtone) constituant l'essentiel des collines proches de Narbonne. Son épaisseur est de l'ordre de 500 mètres. Les calcaires qu'on y observe sont généralement massifs, souvent à grain fin, parfois oolithiques et graveleux. L'âge de la base de cet ensemble est mal fixé.

Dans la colline à l'Est du Pastouret sont identifiés (N. Legrand, 1967) des niveaux à *Pseudocyclammia lituus* YOK., *Kurnubia* sp., *Bacinella irregularis* RAD., surmontés par 15 m de calcaires à coprolithes auxquels font suite 20 m de calcaires plus ou moins dolomitiques, livrant à leur sommet : *Calpionella alpina* LOR., *Crassicollaria* gr. *parvula* et *Cr. brevis* REM. (Tithonique terminal - Berriasien basal). Localement, au Nord-Ouest de Réveillon, ces calcaires renferment *Clypeina jurassica* FAVRE.

Des brèches compactes à éléments décimétriques de Jurassique supérieur, parfois à ciment rougeâtre, sont très difficiles à séparer des calcaires du Malm, dans le sommet desquels elles forment des masses irrégulières. Ces brèches, dont la genèse n'est pas encore élucidée, peuvent atteindre des épaisseurs notables (supérieures à 50 m) et apparaissent en général, du moins sur la feuille Narbonne, clairement interstratifiées dans les calcaires. Elles appartiennent en totalité au Malm (*in* M. Jaffrezo, 1980). Des horizons en tout point identiques à ceux évoqués ci-dessus ont été rencontrés dans le sondage de la Clape entre 1 228 m et 1 290 m sous la surface. Rappelons que, pour certains, tels M. Mattauer et F. Proust, des brèches analogues seraient post-albiennes et probablement éocènes, ce que d'autres auteurs contestent vivement.

n1. **Berriasien supérieur à Valanginien inférieur. Calcaires roux détritiques en plaquettes.** Ils constituent un excellent niveau-repère dans la masse carbonatée du Malm-Crétacé inférieur. Ces calcaires sont connus aussi bien dans l'Autochtone (Plan de Couloubret) que dans les séries allochtones de la nappe des Corbières et dans la montagne de la Clape, mais, dans ce dernier massif, ils n'affleurent qu'à l'extrême Nord, en dehors de la coupure.

Au Plan de Couloubret, les calcaires roux affleurent en une bande étroite en contact anormal avec le Néocomien plus récent ; ils renferment de nombreux Ostracodes et livrent l'association suivante : *Pseudocyclammina lituus* YOK., *Pseudotextulariella salevensis* CHAR., BRONN. et ZAN., *Cylindroporella molgeni* ELLIOTT (in A. Charrière, 1969).

Dans les collines taillées dans l'Allochtone, au Nord de la RN 113, ce niveau-repère détermine une combe assez bien marquée dans la morphologie. Il s'agit de calcaires graveleux ou oolithiques, riches en débris de Mollusques et Ostracodes avec des Foraminifères : *Trocholina elongata* LEUP., *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclammina lituus* YOK. ainsi que des Algues : *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Cylindroporella arabica* ELL., *Pycnoporidium lobatum* YABE et TUY., *Pianella pigmea* (GÜMB.) RAD. et un Lamellibranche, *Camptonectes* aff. *striatopunctatus* ROEMER (in N. Legrand, 1967).

n2-4. **Valanginien à Barrémien. Calcaires lités à Orbitolinidés.** Cet ensemble carbonaté est bien développé au Plan de Couloubret, où l'on peut relever une coupe montrant à la base 30 m de calcaires pseudo-oolithiques à *Trocholina alpina* LEUP., *Nautiloculina cretacea* PEYB., *Valdanchella miliani* (SCHR.), *Pseudotextulariella courtionensis* BRONN. et *Bacinella irregularis* RAD. (Valanginien inférieur probable n2, in J. Azéma et al., 1976), puis 70 m de calcaires argileux contenant *Orbitolinopsis* sp. et les premières *Sabaudia minuta* (HOFKER) (Valanginien, Hauterivien ? n3). Enfin la série se poursuit sous la forme d'une alternance (environ 200 m) de calcaires fins argileux à Charophytes et de calcaires bioclastiques à Orbitolinidés : *Paleodictyoconus barremianus* (MOULLADE), *Paracoskinolina sunnilandensis* MAYNC et *Sabaudia minuta* (HOFK.), *Orbitolinopsis subkilianii* DIENI, MASS. et MOULLADE, *O. flandrini* MOULLADE (in A. Charrière, 1969). B. Peybernès (1976) cite en outre *Pfenderina globosa*, *Cuneolina hensoni*, *Nautiloculina cretacea*, *Trocholina* cf. *friburgenensis* ainsi que *Heteroporella ? paucicalcareo* (Barrémien inférieur selon cet auteur). Au sommet l'apparition de *Paracoskinolina sunnilandensis maynci* CHEV. et de *Palorbitolina* sp. marque la limite Barrémien-Bédoulien (M. Jaffrezo et R. Schroeder, 1972).

Au Pla del Val, ainsi qu'à l'Ouest de Narbonne, la nappe des Corbières montre, au-dessus de calcaires roux en plaquettes, des calcaires à faciès urgonien ayant fourni : *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER), *Pseudotextulariella salevensis* CHAR., BRONN. et ZAN., *Valdanchella miliani* (SCHR.), *Trocholina elongata* LEUP. et *Pseudocyclammina lituus* YOK. (in N. Legrand, 1967).

n4-5a. **Barrémien supérieur à Bédoulien inférieur.** C'est un ensemble de calcaires à gros silex orangés (100 m), totalement azoïques, au Plan de Couloubret. Leur correspondant, dans la montagne de la Clape, des calcaires compacts de faciès urgonien à Rudistes et *Praeorbitolina cormyi*, *Palorbitolina lenticularis* et *Orbitolinopsis* sp., équivalents probables du Barrémien terminal de l'Autochtone. Notons que ces calcaires se terminent par une surface durcie les séparant nettement des marnes du Bédoulien supérieur.

n5b. **Bédoulien supérieur. Marnes et marno-calcaires.** Au Plan de Couloubret, on observe 80 m à 100 m de calcaires marneux et de marnes feuilletées à *Natica* sp., *Panopaea* gr. *nana* (COQUAND), *Sellithyris sella* (SOW.), *Loriolithyris* cf. *russilensis* (DE LORIO), *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER, *P. wienandsi* SCHROEDER et *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH.

Dans la montagne de la Clape, le Bédoulien comporte 60 m environ d'une alternance de marnes et de calcaires grés-marneux. A la base on récolte des Brachiopodes : *Sellithyris sella* (SOW.), *Cyclothyrus* cf. *latissima* (SOW.), *Tamarrella tamarindus* (SOW.), *T. judii* (WALK.) et des Ammonites : *Ancyloceras matheroni* D'ORB., *Epancyloceras* sp., *Chelonicerus* cf. *crassum* SPATH, *Ch. cornuelli* D'ORB., *Ch.* cf. *disparile* CASEY, *Ch. (Epicheloniceras) cf. martinii* D'ORB., *Deshayesites* cf. *wiltshirei* CASEY, *D.* gr. *involutus* SPATH, *D.* cf. *multicostatus* SWIN., *D. deshayesi* D'ORB. du Bédoulien supérieur (in M. Jaffrezo, 1971). Des niveaux plus élevés livrent *Orbitolina (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLASS, *O. (M.) lotzei* SCHROEDER (de la limite Bédoulien-Gargasien) et *Choffatella decipiens* SCHLUMB.

n6a. **Gargasien. Calcaires à faciès urgonien.** Au Plan de Couloubret on peut attribuer au Gargasien une centaine de mètres de calcaires mal lités, à patine blanche, à nombreux niveaux de Rudistes (*Toucasia*), Bryozoaires et Polypiers. A la base on note encore la présence de *Praeorbitolina* cf. *wienandsi* (Bédoulien supérieur) et d'*Orbitolinopsis simplex* (HENSON). A la partie moyenne existent des horizons à silex noirs et le reste de la formation correspond à la zone à *Orbitolina (Mesorbitolina) texana parva* (seule) du Gargasien.

Dans la montagne de la Clape, le Gargasien inférieur présente un faciès identique à celui de l'Autochtone, mais peu puissant (40 à 50 m). On y trouve *Pseudocyclammina* gr. *hedbergi* MAYNC, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) et *O. (M.) texana parva* DOUGLASS dominante, *Pianella* sp., *Acicularia* sp., *Bacinella irregularis* RAD.

n6b. **Clansayésien. Marnes et marno-calcaires à Orbitolines.** Dans l'Autochtone de la région de Sainte-Eugénie, il est représenté par une puissante série marneuse et marno-calcaire (près de 200 m) très riche en Orbitolines à la base (n6b1) : *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEM.), *Orbitolinopsis aquitanica* SCHROEDER et POIGNANT. Le sommet devient marno-gréseux et se montre parfois très riche en grandes Huîtres. De nombreuses formes y sont citées : *Aetostreon latissimum* LAM., *Lima (Plagiostoma)* sp., *Venericardia crassiformis* (AGASS.), *Epicyprina angulata* SOW., *Toxaster collegnoi* D'ORB., *T. leyermeriei* COT., *Pseudodiadema malbosii* COT., *Tamarrella tamarindus* SOW., *Cyclothyrus* cf. *depressa* SOW., *C. middlemissi* CALZ., *C. deluci* PICT (in M. Jaffrezo, 1980, et B. Peybernès, 1976). Cette macrofaune indiquerait le Clansayésien (n6b2).

Indiquons cependant que, latéralement, M. Jaffrezo et R. Schroeder (1972) ont été amenés à individualiser, au Plan de Couloubret, une zone caractérisée par la présence d'*Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava* LEYM. contenant à son sommet une macrofaune identique à celle qui a été citée ci-dessus ; on ne peut donc exclure l'appartenance de ces niveaux à l'Albien inférieur (cf. *infra*).

Dans la montagne de la Clape, 80 m de marnes grés-glaucouneuses à intercalations calcaires, comportant des niveaux à Rudistes (*Requienia ammonia*, *Polyconites verneuli*, *Toucasia seunesi*), représentent l'extrême sommet de l'Aptien. La microfaune est constituée par *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* et *Orb. (M.) texana parva* (plus rare). Vers le sommet apparaît *Archaeo-*

lithothamnium rude. M. Jaffrezo cite en outre une riche association d'Ostracodes : *Cytherella ovata* (ROEM.), *Cythereis* gr. *buchlerae* OERTLI, *Schuleridea jousiana* (BOSQUET), *Neocythere mertensis* OERTLI, *Cythereis bartensteini* OERTLI, *Procythere* aff. *aptensis* OERTLI, *P.* cf. *derooi*.

n7. Albien. Ensemble marno-calcaro-gréseux. Particulièrement bien développé dans le massif de Fontfroide, il y constitue une unité parautochtone ployée en anticlinal (cf. unités de Ripaud et Fontfroide du schéma structural). L'axe anticlinal allongé du Nord-Est au Sud-Ouest (du Mourel Redon, au Nord, à l'accident de Freissinet, au Sud) fait affleurer un matériel carbonaté (n7 C1) consistant en calcaires blancs massifs, riches en Algues Floridées caractérisant le « faciès de Vimport » : *Archaeolithothamnium rude* LEMOINE, *Paraphyllum amphiroaeformis* ROTHPLETZ, *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE. Au Sud-Est du Roc de Fontfroide, ainsi qu'à la Croix de Fontfroide, ces calcaires ont fourni *Coskinolinella daguini* DELMAS et DELOFFRE de l'Albien inférieur (S. Descôtes, 1965).

Dans le flanc sud-est du pli, ainsi que dans la région de Pech Rascas, des bancs de calcaires gréseux (n7 C2) alternent avec des marnes, parfois sableuses, qui ont livré une riche faune de Gastéropodes et de Lamellibranches, dite « faune de Fontcouverte », considérée comme vraconienne par Doncieux (1903). L'épaisseur de ces termes est considérable (supérieure à 500 m). Dans le flanc nord-ouest du pli, entre Fontfroide et Fontlaurier, les marnes passent localement à une série plutôt gréseuse (n7 G), jadis attribuée à tort au Cénomaniens, dessinant un mouvement synclinal où l'on observe, sur 200 m d'épaisseur, une succession monotone de calcaires gréseux glauconieux, de calcaires blancs, les grès et les quartzites étant localisés vers le sommet. Les variations de puissance y sont spectaculaires. Au niveau du Roc de Fontfroide, on trouve en alternance régulière, des quartzites, des grès ferrugineux, des calcaires grésoglauconieux. Deux niveaux ont livré des Orbitolines (*P.* Freytet, 1970), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *subconca* LEYMERIE et *O. (M.) texana texana* (ROEMER) indiquant l'Albien inférieur. Cet ensemble est couronné par des quartzites plus ou moins grossiers.

Dans les collines situées entre l'ancien étang de Joncquières, au Sud, et la D 613, au Nord, l'Albien apparaît subvertical, légèrement renversé, selon une bande orientée du Nord-Ouest au Sud-Est, sous les terrains allochtones. A l'Ouest de la faille de la Marignan, on note stratigraphiquement de bas en haut (N. Legrand, 1967) :

- un ensemble calcaire contenant un niveau à Orbitolines de l'Albien inférieur ;
- un ensemble de grès plus ou moins consolidés (100 à 200 m) et de quartzites ;
- une alternance de grès et de calcaires grésoglauconieux (100 m environ) riches en Algues Floridées. Localement un niveau marneux a fourni, outre *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *subconca* LEYM., *Cylothyrus difformis* OWEN et *Chaetetidae* qui pourraient indiquer un Albien plus élevé ;
- des grès jaunes à grains de quartz, azoïques, recouverts en discordance stratigraphique par les grès du Santonien.

B. Peybernès cite dans les niveaux grésoglauconieux à Floridées : *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *S. manasi* CIRY et RAT, *Mesorbitolina* gr. *texana* et *Hensonina lenticularis* (HENSON) (Albien inférieur à moyen).

Dans la montagne de la Clape, par enrichissement des termes « clansayésiens » en quartz et en glauconie, l'on passe insensiblement à des faciès identi-

ques à ceux de l'Albien de Fontfroide, c'est-à-dire à des grès glauconieux tendres à Exogyres et Trigonies. L. Doncieux y a signalé *Hoplites deluci*. M. Jaffrezo cite dans les grès verts de Pech Rouge : *Rectothyris* cf. *shenleyensis gracilior*, connu dans l'Albien inférieur d'Angleterre (selon F. Middlemiss).

C2-3a. Cénomaniens supérieurs à Turoniens inférieurs. Marnes grises ou noires à nodules ferrugineux et passées ligniteuses à petites Huîtres, en affleurements discontinus, marquant la limite orientale des terrains turono-sénoniens du massif de Fontfroide. L. Doncieux (1903) y cite une riche faune saumâtre de Gastéropodes et Ostréidés attribuée alors au Cénomaniens supérieur. Une étude palynologique, effectuée par J. Médus sur les termes ligniteux, indique un âge turonien (*in* P. Freytet, 1970).

Ces assises reposent directement, au Nord-Est de Fontfroide, sur divers termes de l'Albien et de l'Aptien. Au Sud de Fontfroide, elles en sont séparées par des grès tendres (20 m environ), plus ou moins grossiers, formant ici la base du Crétacé supérieur, lui-même franchement transgressif et discordant jusque sur l'Aptien entre Pech Rascas et Sainte-Eugénie.

C3b-5. Turonien supérieur à Santonien. Conglomérats et grès. C'est un très puissant complexe détritique constituant l'essentiel du massif autochtone de Fontfroide. La monotonie des faciès, alliée aux difficultés d'observation résultant d'un couvert végétal souvent dense, rendent malaisée l'étude de ces terrains. La description, quelque peu synthétique, qui va suivre reprend l'étude de la série du bois du Vicomte—Sainte-Eugénie, exposée dans la thèse de P. Freytet (1970). Cet auteur distingue de bas en haut :

— **une formation détritique basale** (60 m environ) comportant des grès grossiers rougeâtres passant verticalement, à proximité de l'abbaye de Fontfroide, à des conglomérats à galets centimétriques de quartz, quartzites et lydienes, reposant en nette discordance sur les marno-calcaires gargasiens au Nord du Plan de Couloubret. Ces termes, attribués hypothétiquement au Turonien, déterminent une corniche plongeant à l'Ouest, dont le revers occidental, très sableux, montre d'énormes concrétions à structure concentriques, d'origine pédologique. Au-dessus viennent 40 m de grès ferrugineux et de calcaires gréseux riches en moules internes de coquilles marines ;

— **une série détritique** (90 m environ), composée d'une alternance de grès ferrugineux et de calcaires gréseux à intercalations de barres métriques de calcaires récifaux à Bryozoaires, Polypiers et Hippurites. L'organisme constructeur principal est *Orbignya socialis* DOUV. auquel peut être associé *Radiolites* cf. *galloprovincialis* MATH. Cette série à Hippurites, où P. Freytet décrit six barres de calcaires construits, s'observe dans le ravin du Vicomte, immédiatement au Sud de la faille recoupant le massif suivant une direction sensiblement est-ouest. On retrouve des barres de calcaires à Hippurites au Nord du ruisseau de Fontfroide, à proximité immédiate de l'abbaye. L. Doncieux avait attribué ces organismes au Coniacien-Santonien. G. Astre (1954) a distingué, à la base, un premier récif coniacien (quatre barres de calcaires à Hippurites séparées par des grès calcaireux brunâtres) et, plus haut stratigraphiquement, un complexe récifal santonien (douze barres de 0,5 à 2 m, séparées par des grès en bancs de 0,5 à 4 m). Il faut noter que, dans le ruisseau de Fontfroide, la série à Hippurites est renversée et affectée de pendages d'une valeur moyenne de 70° SE. Selon P. Freytet, les calcaires du bois du Vicomte sont l'équivalent latéral le plus méridional du « récif santonien » de Fontfroide qui disparaît également en direction du Nord-Est (dépression d'Aussières), au contact direct des quartzites albiens. Les grès calcaireux associés à cette série du Coniacien-Santonien se

montrent parfois riches en Foraminifères benthiques : *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Cuneolina* sp., Miliolidés, Textulariidés. Au niveau du premier épisode récifal il est intéressant de noter la présence de formes planctoniques : *Hedbergella* et *Praeglobotruncana* (in P. Freytet, 1970, p. 71) ;

— **une série marine supérieure**, ensemble monotone de marnes rouges ou panachées et de grès à granulométrie variable et stratifications entrecroisées (350 m environ). Ces derniers peuvent être soit grossiers, à galets millimétriques de quartz blanc, soit moyens et de couleur jaunâtre, soit fins et micacés (psammites). On y rencontre fréquemment des accidents ferrugineux : nodules plus ou moins réguliers, parfois à enveloppes concentriques alternativement dures et tendres, cloisonnements verticaux ou obliques développés dans une masse gréseuse peu consolidée. Le sommet de la série est constitué de grès blancs (« faciès de Saint-Julien » de P. Freytet) en bancs métriques (100 m). Ces niveaux marins supérieurs ne renferment plus d'Hippurites entières et livrent de médiocres faunes de Mollusques indéterminables. Localement, près des ruines du Castellas, un Brachiopode (*Rhynchonella eudesi* COQUAND) du Santonien a été récolté. Dans ce secteur, le Santonien marin est directement transgressif et discordant sur l'Albien, qu'il ravine et dont il remanie les éléments dans un conglomérat pourpré à ciment ferrugineux (galets de calcaires gréseux, de calcaires à Orbitolinidés, de grès glauconieux et de calcaires à Hippurites) qui fut parfois pris à tort pour du Bégudo-Rognacien. En allant vers le Sud-Est, la transgression sur l'Albien se fait par l'intermédiaire d'horizons de plus en plus anciens du Santonien.

C6. Campanien d'eau douce « Fuvélien-Valdonnien ». Argiles et grès violacés ferrugineux. Il s'agit d'une épaisse série (de l'ordre de 500 m) de marnes rouges ou panachées et de grès généralement plus fins que ceux du Sénonien inférieur, à rares accidents ferrugineux ; elle est fort peu représentée sur la feuille Narbonne (région au Nord du bois du Loumet). Ces termes fluvio-lacustres sont caractérisés, à l'Ouest de la feuille, par une faunule d'Unios (P. Freytet, 1961). Ils présentent, localement, des niveaux sombres ligniteux, associés à des couches panachées à empreintes indéterminables de végétaux.

C7. Maastrichien ? « Bégudien-Rognacien ». Conglomérats pourpres. Sont attribués à cet étage quelques îlots de conglomérats pourprés à galets (parfois pluridécimétriques) de terrains mésozoïques, associés à des grès rouges et à des marnes violettes. La masse conglomératique de Saint-Julien-de-Septime, attribuable à ce niveau, surmonte anormalement des grès sénoniens, ici verticaux ou renversés : elle constitue un copeau, peu déplacé, sous la nappe des Corbières.

g3-m1. Oligocène supérieur-Aquitainien. Dépôts lacustres et saumâtres. Ils remplissent une dépression allongée du N.NE au S.SW, et sont nettement discordants sur les structures tectoniques tangentielles. Attribués au Chattien par L. Barrabé dans la 2^e édition de la feuille Narbonne à 1/80 000 (1948), à l'Aquitainien par P. Demangeon (1959), au Stampien par Ch. Rosset (1964) d'après les Charophytes et les Mollusques, ces dépôts sont depuis fort longtemps l'objet de controverses stratigraphiques, tenant à la fois à l'absence de bons « marqueurs » en milieu lacustre (ou laguno-continentale) et aux divergences sur la définition de l'Aquitainien stratotypique. Des données récentes (J.-P. Aguilar, 1977), basées sur la découverte de Rongeurs, amènent à considérer qu'une partie seulement des formations lacustres du bassin de Narbonne—Sigean est oligocène, le reste appartenant au Miocène inférieur. Les

nouvelles localités fossilifères sont cantonnées dans la moitié méridionale du bassin ; ainsi, les attributions stratigraphiques retenues sur cette carte demeurent hypothétiques pour la partie septentrionale (à l'Est et au Sud de Narbonne). Au Sud du bassin, un accident N.NE—S.SW (faille de Portel) permet d'opposer deux compartiments.

La série lacustre du compartiment ouest montre, au Nord de Portel, et reposant sur un demi-horst jurassique (calcaires massifs ou brèches de la nappe des Corbières), une série marno-détritique de couleur claire (g_{3a}), datée de l'Oligocène supérieur par des dents de Rongeurs (gisement du Pech Blanc) : *Eucricetodon quercyi* VIANEY-LIAUD, *Heterocricetodon helbingi* STEHLIN et SCHAUB, *Eomys zitteli* SCHLOSSER, *Blainvillimys* cf. *geminatus* THALER, *Issiodoromys* cf. *pauffiensis* VIANEY-LIAUD. En allant vers l'Ouest, cette série est surmontée par une alternance de marnes blanchâtres et de calcaires lacustres, souvent très durs, fins, dont la couleur va du beige rosé au gris foncé (g_{3b}), et à la base desquels le gisement du Sautet livre une mandibule de *Cainotherium* sp. ainsi que des dents de *Eomys zitteli* SCHLOSSER et *Plesiosminthus* cf. *promyarion* SCHAUB. Les espèces des deux gisements appartiennent à la biozone mammalogique de Cournon et sont donc oligocènes. Au-dessus, la série des calcaires lacustres (Chante Perdrix) se développe sur environ 300 m et passe vers le haut, en continuité, à des dépôts à nouveau détritiques, à influences saumâtres, considérés comme aquitaniens. Cette série contient des Charophytes, et une faune non caractéristique de Gastéropodes (*Pomatias antiquus* (BRONG.), *Clausilia escheri* SAND., *Helix disparilis* DESH.).

Au contact du massif mésozoïque du Plan de Couloubret, affleurent des brèches sédimentaires localement gypseuses (g_{3m1}). Vers le Nord, dans la région de Sainte-Eugénie, les calcaires lacustres passent latéralement à une puissante formation de poudingues bordiers (g_{3m1}).

A l'Est de la faille de Portel, les seuls niveaux véritablement datés, d'âge anté-miocène, sont des marnes bleues gypsifères (g_{3c}) qui affleurent au Sud de Peyriac-de-Mer et sur le pourtour de l'étang du Douf. Ces marnes ont livré, à l'Est de l'étang, des dents de *Cainotherium* sp. ainsi que des dents de Rongeurs : *Eomys zitteli* SCHLOSSER, *Eomys major* FREUDBERG, *Issiodoromys pseudanaema* GERVAIS, association faunique attribuée à la biozone de Coderet (Oligocène terminal).

Dans la partie sud du bassin (compartiment est), des marnes à galets, associées à des conglomérats (g_{3m1}), affleurent, selon une bande est-ouest, au-dessus des marnes noires de l'Albien, puis bordent vers le Nord-Ouest des reliefs mésozoïques. On peut y reconnaître divers faciès : des marnes jaunes (100 m) à lits de galets (l'érosion, dégageant une surface couverte de cailloutis et de galets, a pu amener certains auteurs à les confondre avec des alluvions quaternaires) ; des bancs de grès grossiers, métriques, granoclassés, à petits éléments (quelques cm) de calcaires jurassiques et de grès albiens ; des poudingues lenticulaires à éléments mésozoïques de 5 à 15 cm de diamètre, plus ou moins cimentés ; des marnes orangées, principalement au Sud de Sigean, dont la coloration paraît en rapport avec le remaniement des argiles de décalcification des calcaires bordiers. On y relève la présence de rochers de calcaire mésozoïque (2 à 4 m) et, au lieu-dit la Rouquille, de plusieurs îlots de brèches consolidées, mal classées, dont les éléments atteignent quelquefois 5 m de dimension. Il s'agit là de brèches d'écroulement de falaise (L. Barrabé, 1944).

Ces formations s'indentent clairement vers le Nord avec la monotone série des calcaires lacustres de Sigean, constituant la totalité des affleurements en bordure du littoral. Ces derniers sont des calcaires argileux blanchâtres qui déterminent de belles surfaces structurales. Ils ont fourni (cf. Ch. Rosset, 1964)

des Ostracodes, des Charophytes (*Rhabdochara langeri* MADL., *Rh. kraueseli* GRAMB., *Psilochara conspicua* GRAMB., *Chara mollasica* STRAUB., *Stephanochara pinguis* GRAMB., *Tectochara meriani* GRAMB.) et des Gastéropodes non significatifs. Au sein ou à la base de ces formations, s'intercalent plusieurs niveaux de gypse. Ainsi sont exploités à Portel 17 m de gypse saccharoïde gris, renfermant de belles empreintes de végétaux (Palmiers) et des débris d'os longs, surmontés de marnes à grands cristaux lenticulaires de gypse, contenant en inclusions des Gastéropodes (J. Durand, 1913 ; G. Astre, 1924) : *Planorbis declivis* BRAUN., *Bithynia durandi* ASTRE, *B. gypсорum* ASTRE, *B. dubuissoni* BOUIL., *Potamides submargaritaceus* BRAUN., *P. aquensis* MATH., des oogones de Charophytes, des Ostracodes, ainsi que des Foraminifères (Ch. Rosset, 1966) : *Rosalina douvillei* CUSH. et *Quinqueloculina reicheli* LE CALVEZ. Ces faits amènent à concevoir le bassin comme, en partie, clos, mais subissant des sursalures momentanées, dues à des incursions d'eau saumâtre d'origine marine.

Deux gisements de Vertébrés ont été récemment décrits au sein de cette série calcaire. A proximité de l'embranchement de la RN 9 et de la route de Portel, un niveau de marnes noires situé sous des calcaires à *Potamides* a livré d'abondants restes de Rongeurs : *Eucricetodon collatus* (SCHAUB.), *Rhodanomys schlosseri* DEPÉRET et DOUXAMI, *Peridyromys murinus* (POMEL), *Plesiosminthus myarion* SCHAUB., *Heteroxerus paulhiacensis* BLACK, *H. lavocati* HUGUENEY.

Dans la tranchée de la déviation de la RN 9 contournant Sigean à l'Ouest (les Trois-Moulins), un niveau marneux a livré des dents de *Eucricetodon collatus*, *Rhodanomys schlosseri* et *Peridyromys murinus*. Ces espèces appartiennent à la biozone de Paulhiac, c'est-à-dire à l'Aquitainien.

Les calcaires de Sigean se rattachent donc, selon la zonation mammalogique, à l'Aquitainien et il en est de même, pour une partie au moins, des faciès détritiques de la partie sud du bassin, la base de ceux-ci pouvant cependant appartenir encore à l'Oligocène (d'où la notation g3-m1).

Au Nord du massif du Doul, le tracé de la faille de Portel devient incertain et l'on ne peut plus séparer les deux compartiments structuraux. Par analogie de faciès, toute la série marno-calcaire à l'Ouest de Bages a été attribuée à l'Aquitainien. Ces calcaires ont livré, dans leur partie basale, des silex (revers est de l'étang du Doul). On retrouve ces faciès à accidents siliceux le long de la piste de Saint-Jean au mont Feigné. En bordure de la route côtière au Nord de Bages, au Villa de Fargues, à l'Est du Pastouret ainsi qu'à l'Est d'Armissan (à proximité de la montagne de la Clape) on retrouve un « niveau-repère » de calcaire à pâte fine, à *Helix ramondi* BRONG., souvent très blanc de patine, parfois en bancs massifs, qui fit localement l'objet d'une exploitation en tant que pierre à chaux, comme en témoignent les nombreux fours ruinés, encore visibles dans la partie nord du bassin. Les calcaires en dalles d'Armissan, ayant livré la riche flore décrite par de Saporta (plus de 170 espèces ; cf. L. Doncieux, 1903), surmontent des marnes à nombreux niveaux ligniteux, recoupés par des forages anciens. Ils se placent sous les calcaires des fours à chaux. La cartographie de ces formations, à la bordure ouest de la Clape, ne distingue pas les niveaux à dalles fossilifères des calcaires blancs qui leur succèdent ; mais l'existence dans les dalles d'Armissan d'un Poisson du genre *Amia* (J. Gaudant, 1981), et d'un Scieuridé : *Suevosciurus ehingensis* DEHM. (Schmidt-Kittler, 1971) pourrait militer en faveur d'un âge nettement anté-aquitainien (Stampien ?).

Sur le bord oriental des assises jurassiques charriées sur la terminaison septentrionale du massif de Fontfroide, repose une épaisse série (200 m ?) de mar-

nes lacustres jaunes (m₁M) et de poudingues (m₁P) s'indentant, au moins en partie, avec les calcaires de Bages (m₁C), bien que ceci soit difficile à démontrer sur le terrain. Cependant, au Villa de Fargues, on peut observer que les poudingues font suite, en continuité, aux calcaires à *Helix ramondi*. C'est ce complexe argilo-conglomératique, largement masqué par la plaine alluviale de Narbonne, qui constitue le terme le plus élevé dans la partie septentrionale du bassin. On peut donc légitimement penser que cet épandage fluvio-continental est aquitainien dans sa totalité. Il est surmonté, au Sud de Narbonne (anciennes tuileries du Terrier de Coudonne), par des argiles et des sables rutilants, admettant des lits de petits graviers et un banc de calcaire « crayeux » azoïque, non différenciés sur la carte. A leur extrême sommet, les sables et argiles micacées ont livré des valves d'*Ostrea lamellosa* BROCCHI, situées topographiquement sous les calcaires molassiques à *Crassostrea gryphoides* (m_{1b-2}).

m_{1b-2}. Burdigalien supérieur - Helvétien. Quelques affleurements de molasses marines, récemment étudiées dans la thèse de J. Magné (1978), sont rapportés à la base du Miocène moyen autour de la montagne de la Clape, près de Narbonne-Plage (Pech Rouge), de Saint-Pierre et au lieu dit « les Bugadelles », à l'Est d'Armissan. La coupe de l'île Saint-Lucie, au Nord de Port-la-Nouvelle, montre, au-dessus de marnes et de calcaires blancs lacustres (Oligo-Miocène), une série calcaire molassique avec des niveaux de sables ou de grès très riches en *Pecten tournali* M. de SERRES. Puis vient une série conglomératique à gros éléments (50-60 cm), bien roulés, de grès et de calcaire, à ciment calcaire et à débris d'Ostréidés. La coupe se termine par des sables à « *Cribrononion* » *vigneauxi*.

Des marnes blanches à *Crassostrea gryphoides* LMK affleurent isolément dans les vignes à proximité du cimetière de Montredon, ainsi qu'au Sud de l'embranchement des routes RN 113 et RD 613. Au Terrier de Coudonne, sous les cailloutis pliocènes (?), un niveau discontinu de calcaire coquillier marin à *Cr. gryphoides* (mais sans microfaune caractéristique) couronne des formations détritiques rouges (anciennes tuileries) du bassin de Narbonne—Sigean.

Notons enfin qu'un forage effectué au Collège d'enseignement secondaire Victor-Hugo de la ville de Narbonne (coordonnées x = 654,45 et y = 98,92) a traversé, sous 6 m de remblais, des dépôts marins à microfaune essentiellement benthique indiquant un âge post-burdigalien (*in* J. Magné, 1978).

p-IV. Plio-quadernaire ancien. Cailloutis siliceux. Surtout riches en galets de quartz laiteux, ils appartiennent à une ancienne nappe alluviale qui, dans la région, s'abaisse progressivement du Nord vers le Sud, de la cote 100-120 m jusqu'à l'altitude 15-20 m au voisinage du littoral. Des restes de ces terrasses de cailloutis s'observent près de l'étang de Jonquières et au Terrier de Coudonne (110 et 80 m) au Sud de Narbonne.

F_w. Pléistocène moyen. Des alluvions, constituées surtout par des cailloutis à éléments de quartz, quartzites, lydiennes, roches métamorphiques, grès et calcaires divers, constituent des terrasses bien définies, notamment dans la basse vallée de la Berre et aux abords de Narbonne où deux terrasses F_{w2}, à 20 m, et F_{w1}, à 10 m environ au-dessus des talwegs, ont été distinguées.

F_x. Pléistocène supérieur. Formations limono-sableuses. Ce sont des restes de glaciaires en bordure de la Clape et de l'île Saint-Martin qui se raccordent aux alluvions récentes. Deux niveaux (F_{x1}, F_{x2}) ont été distingués selon des critères altimétriques.

Mx. Tyrrhénien (Quaternaire marin). Sur cette feuille, plusieurs sites remarquables sont rapportés au Tyrrhénien. Au Nord-Est de Gruissan, le gisement de Pech Maynaud (sédiments de plage) a fourni une faune de milieu à tendance dessalée. Au Sud-Ouest de ce village, le site de Granies (île Saint-Martin) correspond à une terrasse caillouteuse (3 à 4 m d'épaisseur) qui, par ses caractères sédimentologiques et paléontologiques, présente un faciès marin typique (Huîtres et Patelles de milieu marin chaud). Au Nord-Est de Peyriac-de-Mer, le site du Moulin de l'île montre un ensemble de niveaux marins comprenant deux horizons de lumachelles à *Ostrea* et *Mytilus*, caractéristiques des plages actuelles. Des brèches à gros éléments calcaires correspondent à un éboulis d'origine continentale, surmonté d'un cordon littoral à riche faune (*Tapes diana*, *Cardium* sp., *Nassa nitida*) attestant des variations de salinité. Ces différents gisements sont attribués à l'Eutyrrhénien (— 150 000 ans). Le gisement des Cabanes de l'Angle, à l'E.NE de Sigean, avec ses molasses et ses conglomérats littoraux à *Tapes diana*, en position topographique basse, est une formation du Néotyrrhénien (— 95 000 ans).

Fy. Alluvions anciennes. Limons, sables et cailloutis. Elles se relient souvent insensiblement aux alluvions récentes. Dans le quart nord-ouest de la feuille, ces dépôts incluent du Pléistocène (selon J. Barrière) (*), non différencié sur la carte.

Fz. Alluvions récentes. Cailloutis, graviers, sables et limons. Elles occupent la partie basse, inondable, des vallées et se raccordent aux formations vaseuses des étangs.

Fz.C. Alluvions récentes et colluvions. Dépôts de pente entraînés par le ruissellement et alluvions actuelles, non séparées.

Dz. Formations dunaires. La côte est bordée par un cordon presque continu de dépôts surtout sableux, évoluant souvent en dunes. Ce cordon littoral isole de la pleine mer des étangs, saumâtres ou sursalés suivant leur drainage (étangs de Gruissan, de l'Ayrolle, de Bages et de Sigean). Le long du rebord oriental de la montagne de la Clape s'observent des formations dunaires plus anciennes, consolidées.

Mz. Formations vaseuses salées. Dépôts laguno-marins des étangs.

Br. Brèches quaternaires. Sur le plateau de Pla del Val, des brèches calcaires à ciment rouge remplissent une grande dépression karstique d'âge post-oligocène, recoupée par le réseau hydrographique quaternaire.

E. Éboulis. Formations peu développées par suite de l'absence de reliefs importants.

X. Remblais.

(*) Les indications de cet auteur, fournies peu avant son décès, n'ont pu être prises en considération, faute de données cartographiques précises.

LE PLATEAU CONTINENTAL NARBONNAIS

MORPHOSTRUCTURE

L'investigation géophysique (relevés de sismique réflexion au boomer 500 J, sparker 1000 J et sondeur de vase) de ce secteur du plateau continental fait apparaître un substratum, d'âge indéterminé, proche du fond.

Cette zone appartient à un ensemble morphostructural qui s'étend du cap d'Agde au cap Leucate et se situe en position haute par rapport aux zones déprimées de Sète—Palavas, au Nord, et de l'étang de Leucate, au Sud. Cette situation est à l'origine d'un façonnement anté-holocène très complexe qui comprend une importante chenalisation. Le système fluvial reconnu au large de la montagne de la Clape correspond au paléo-cours de l'Orb et à un débouché plus méridional de l'Aude.

Les axes hauts, ménagés par les érosions quaternaires successives, peuvent être occupés par des témoins consolidés, notamment tyrrhéniens. C'est le cas des pointements rocheux de Vendres (*cf.* carte Agde) et des rochers enfouis au large de Port-la-Nouvelle, par environ 40 m de profondeur.

Ces discontinuités morphologiques déterminent l'importance relative du remplissage holocène. La puissance de ce dernier, qui repose, en général, sur un cailloutis fluvio-marin, varie de quelques décimètres à plus de trente mètres dans la dépression formée par les paléochenaux de l'Aude et de l'Orb (*cf.* fig. 4).

La cartographie en isopaques des formations meubles de l'Holocène souligne ce contrôle morphostructural sur la sédimentation récente (fig 4). On assiste ainsi à des variations importantes dans la succession et le développement des divers termes du remplissage jusqu'au maximum transgressif ($\approx 4\ 000$ B.P.) qui aurait atteint une cote légèrement positive. Depuis cette époque, le colmatage des dépressions lagunaires, qui correspondent souvent aux anciennes rias, et la mise en place du prisme sédimentaire épicontinental ont régularisé le profil sous-marin. Des témoins des oscillations récentes du niveau de la mer existent dans le domaine margino-littoral (presqu'île des Oulous, Cabanes de l'Angle).

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MEUBLE

La répartition superficielle des dépôts est monotone et contraste avec la complexité morphologique et faciologique du substrat. Aux sables fins littoraux, succèdent, vers 20 m de profondeur, les sables très fins légèrement vaseux. Dès 30 m de profondeur, la teneur en lutites ($\varnothing < 40\ \mu\text{m}$) atteint 50 %. Les vases circumlittorales, à plus de 90 % de lutites, débutent vers — 50 m. Ce gradient granulométrique, assez constant en Méditerranée, ne subit pas ici d'altération due à un envasement prodeltaïque précoce (*cf.* prodelta de l'Aude, carte Agde). Toutefois, le phénomène de floculation qui est à l'origine des pro-

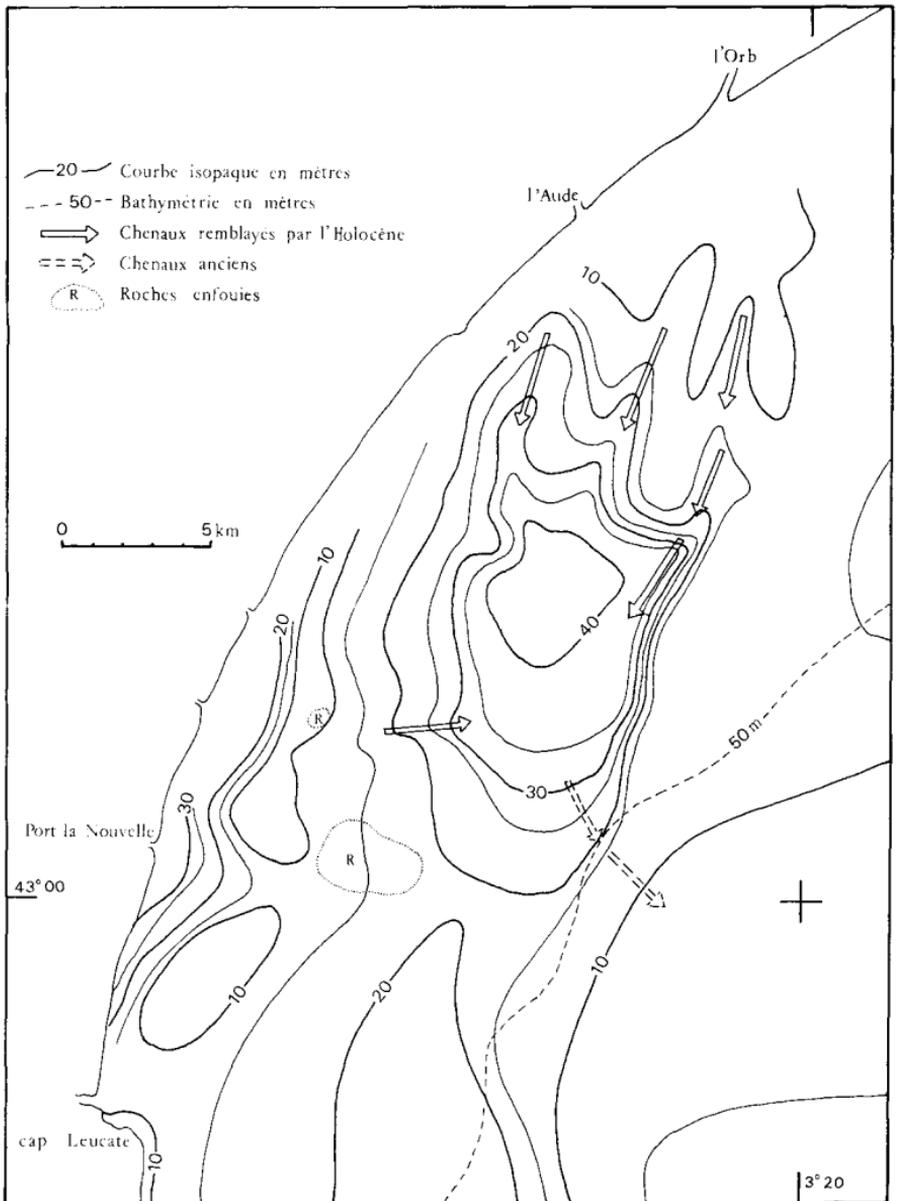
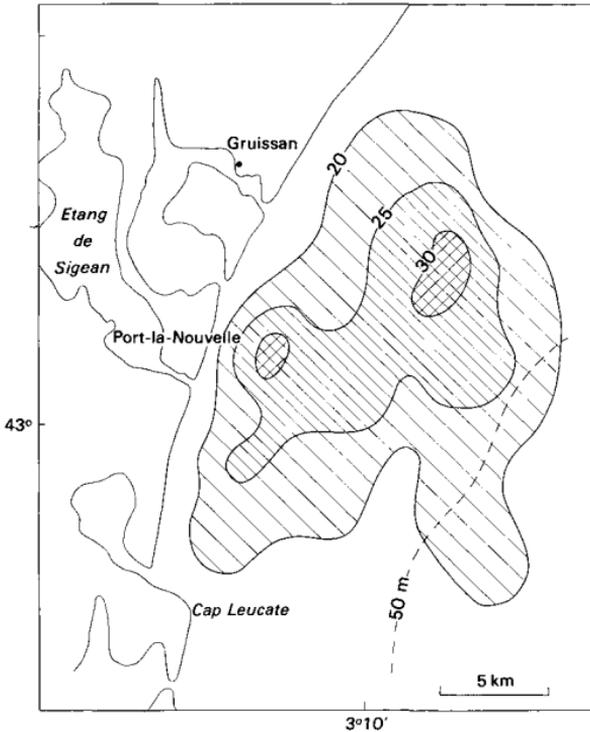


Fig. 4 - Carte des épaisseurs de la couverture meuble holocène

deltas apparaît à travers les variations du cortège minéralogique des vases. La distribution de la smectite marque deux noyaux de concentration liés aux débouchés des étangs de Bages—Sigean (chenal de Port-la-Nouvelle et Grau de la Vieille Nouvelle). Il y a donc participation des étangs à l'alimentation du plateau continental ; elle s'effectuerait essentiellement par la remobilisation du matériel constituant les fonds lagunaires (cf. fig. 5).



Extrait C.R. Acad. Sc. Paris, t. 280,1975 - p. 2833-2836

Fig. 5 - Répartition de la smectite (en %)

DESCRIPTION STRUCTURALE

La nappe des Corbières, représentée ici par une partie du lobe d'Ornaisons, est l'élément allochtone le plus important, engendré lors des mouvements compressifs d'âge éocène supérieur. Le front du chevauchement est jalonné par divers lambeaux qualifiés de « parautochtones » à matériel essentiellement albien (soit lambeaux de poussée généralement broyés, soit vaste « écaille plate » partiellement déracinée du chaînon de Fontfroide). Par unités parautochtones, il faut entendre des masses chevauchantes ayant pu subir des déplacements d'ordre plurikilométrique, mais dont on peut assurer les liens antérieurs avec le substratum supposé autochtone. C'est l'intérêt majeur de cette région des Corbières orientales, que de permettre d'analyser localement la succession des phénomènes sédimentaires et tectoniques au cours des phases crétacées et pyrénéennes (voir P. Viillard, 1963 ; M. Durand-Delga, 1965 ; A. Charrière, 1981).

Dans le quart sud-ouest de la feuille, le massif du Plan du Pal appartient à ce qu'il est convenu d'appeler le corps de la nappe. La partie nord-est de la feuille est occupée par le vaste massif calcaire de la montagne de la Clape. Une large dépression, remplie d'Oligo-Miocène post-nappe, sépare les différents compartiments structuraux.

• **L'avant-pays autochtone**, au Sud de l'Orbieu (voir schéma structural), montre de larges affleurements de Crétacé supérieur détritique, marin à la base, saumâtre au sommet, sur lesquels est localement conservé l'Eocène inférieur (feuille Capendu à 1/50 000). Le Crétacé supérieur repose en discordance sur le Crétacé inférieur (Barrémo-Aptien) dans les collines de Fontfroide et du Plan de Couloubret. Dans cette dernière zone, une importante phase tectonique se place entre un certain niveau de l'Albien et le Cénomaniens supérieur dont on peut prouver le caractère transgressif et discordant (M. Durand-Delga, 1965). Au Sud-Ouest de Sainte-Eugénie, les calcaires aptiens du Plan de Couloubret sont ainsi surmontés par le Crétacé supérieur détritique du bois du Vicomte. Au Nord-Ouest de Sainte-Eugénie, ce dernier débute par des grès et des argiles ligniteuses du Cénomaniens supérieur, dont la discordance sur l'Aptien, bien visible à l'Ouest de la Reminguière, semble atteindre 90 ° ; celle-ci est d'autant plus claire que, 400 m à l'Est, les termes de l'Aptien supérieur sont surmontés en continuité par des marnes grésoglaucוניeuses attribuables à l'Albien inférieur (fig. 6).

Au Sud et au Sud-Est des ruines féodales du Castellàs, à proximité immédiate de la route D 613, on peut observer la nette discordance des termes du Crétacé supérieur marin (Santonien conglomératique à débris d'Hippurites) sur des termes grésoglaucוניeux datés de l'Albien inférieur. Ajoutons que, dans le même secteur, N. Legrand (1967) mentionne la présence d'un calcaire rose, remplissant une fissure de dimensions très modestes (non figurable à 1/50 000) et renfermant une macrofaune non dégageable : en lame mince ce calcaire se révèle argileux, chargé d'oxyde de fer et contient une microfaune de cachet

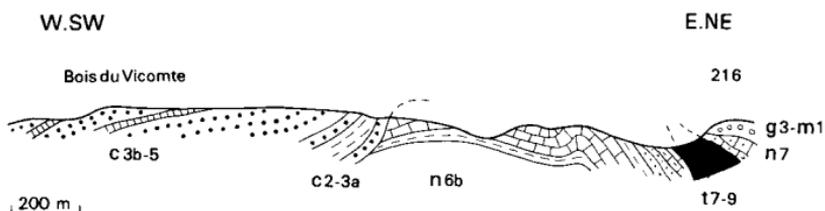


Fig. 6. — Coupe au Nord de Sainte-Eugénie
(d'après M. Durand Delga, 1965)

- t₇₋₉ : Keuper
- n_{6b} : Clansayésien
- n₇ : Albien
- c_{2-3a} : Cénomaniens supérieur — Turonien inférieur
- c_{3b-5} : Turonien supérieur à Santonien
- g_{3-m1} : Oligocène supérieur-Aquitainien

cénomaniens (*Hedbergella* sp., *Trocholina* sp., *Pithonella sphaerica* (KAUFM.), Ostracodes, Bryozoaires et Mélobésiées). Dans cette région où la tectonique pyrénéenne s'est exercée avec une relative modération, le Crétacé autochtone montre des assises orientées N 135° E, parallèles au contact de base de la nappe : elles sont redressées, puis renversées, vers le Sud-Ouest. Si l'on suit ces assises autochtones en direction du chaînon de Fontfroide, on s'aperçoit qu'elles subissent une torsion en plan et prennent une direction N.NE—S.SW. On peut s'interroger sur la cause de cette torsion du substratum de la nappe : n'est-elle pas à mettre en relation avec l'accident décrochant senestre, orienté NE—SW, découpant le lobe charrié d'Ornaisons en deux compartiments structuraux, et que suit la D 613 au niveau du Castellans.

Pour M. Durand-Delga (1965), la phase anté-cénomaniens a imprimé fortement ses effets dans les Corbières orientales. Il s'agirait d'une phase plicative importante amenant des inclinaisons de couches, pouvant atteindre la verticale. Certains auteurs, (M. Mattauer et F. Proust, 1962 ; P. Viallard, 1957 ; P. Freydet, 1967) invoquent l'existence d'une phase « anté-rognacienne ». Notons qu'il n'existe pas dans le secteur analysé ici de fait indiscutable venant étayer une telle hypothèse. Comme le souligne M. Durand-Delga (1965, p. 93) nulle part l'on n'a décrit de discordance certaine entre Sénonien et Danien. Le fait que l'on observe, sur le flanc ouest de l'anticlinal du Plan de Couloubret, une discordance angulaire des termes du Bégudo-Rognacien, à la fois sur le Crétacé supérieur détritique et sur différents niveaux de l'Aptien calcaire (P. Viallard, 1980) ne suffit pas à prouver l'existence de plissements finicrétacés ; un tel dispositif peut recevoir une explication simple dans le cadre d'une ingression des eaux saumâtres du « Garumniens » (voir M. Durand-Delga, 1965, p. 90) dépassant l'aire de dépôt du Sénonien. D'autre part, la discordance de conglomérats pourprés bégudo-rognaciens sur des termes de l'Albien aux alentours du Castellans, décrits par divers auteurs (S. Descôtes, 1965 ; J.-C. Aloïsi, 1967), résulte d'une attribution stratigraphique erronée, ces conglomérats étant d'âge santonien (N. Legrand, 1967). Enfin la discordance angulaire existant entre les conglomérats bégudo-rognaciens de Saint-Julien-de-Septime et leur substratum sénonien n'est pas de nature stratigraphique, mais tectonique. Cet affleurement ne saurait servir à démontrer l'existence de mouvements importants vers la fin du Crétacé sur le territoire de la feuille Narbonne. Toutefois l'établissement d'un régime grossièrement détritique à cette époque traduit une érosion sérieuse, qu'on peut légitimement lier à des mouvements tectoniques (verticaux ?) dans une région située plus au Sud-Est.

• **Les unités parautochtones.** L'ancienne abbaye de Fontfroide est établie sur des termes du Santonien autochtone fortement redressés et dominés à l'Est par le front chevauchant d'une unité à matériel albien dont la genèse pose quelques problèmes. Cette « unité de Fontfroide » se présente comme une vaste écaille à base horizontale, mais dont le matériel est intensément plissé suivant une direction SW—NE. Cet élément apparaît nettement décollé au-dessus des termes marneux datés de l'Aptien supérieur à terminal : ces derniers, en position « autochtone », affleurent au cœur d'une structure plissée orientée N—S, que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres, de la Croix de Fontfroide, au Nord, jusqu'à Sainte-Eugénie, au Sud. L'âge de cette structure, totalement désorganisée par l'avancée de l'unité de Fontfroide, reste conjectural. L'unité de Fontfroide pourrait résulter du décollement du flanc oriental d'un « pli anticlinal de Fontfroide », au-dessus des marnes de l'Aptien. Des surfaces de cisaillement subhorizontales s'y observent et affectent notamment des calcaires albiens à pendage est, formant la colline de la Croix de Fontfroide. Il est possible d'attribuer le plissement de l'« anticlinal » à la phase anté-cénomaniennne, mais l'on ne dispose d'aucune preuve en faveur de cette hypothèse.

L'avancée de l'unité de Fontfroide a provoqué un rebroussement du Crétacé supérieur autochtone, ployé ainsi en un synclinal couché au Nord-Ouest. Selon J.-L. Blès (1965), le flanc inverse de ce synclinal est affecté d'un débit qu'il attribue à une schistosité grossière. Cette schistosité de direction N 40° E est, pour cet auteur, plan axial du pli. Les phénomènes de schistosité dans le matériel autochtone subordonné à la nappe des Corbières orientales sont peu nombreux. D. Cluzel (1977) en décrit dans des niveaux marneux du Crétacé terminal et du Paléocène (régions de Ripaud et de Fontjoncouse) ; elle y est généralement subméridienne et serait liée à la mise en place de la nappe. P. Viillard (1980) n'exclut pas, dans ces secteurs, que la schistosité soit liée en fait aux plis N—S, antérieurs à la phase tangentielle de l'Éocène supérieur, qui a pu induire localement des déformations post-schisteuses.

A 3-4 km à l'W.SW de l'abbaye de Fontfroide se situe le lambeau allochtone des Combarelles—Saint-Martin-de-Toques (feuille Capendu) : il s'agit d'un ensemble albien-aptien, globalement renversé, reposant sur le Sénonien supérieur autochtone, par l'intermédiaire d'une lame de Sénonien inférieur à Hippurites (P. Freytet, 1966). On peut y voir un élément avancé de l'unité de Fontfroide, traîné vers le Nord-Ouest sous la nappe des Corbières (qui, à ce niveau, aurait été complètement éliminée par érosion).

• **La nappe des Corbières orientales** est représentée par trois éléments structuraux distincts. Il faut souligner d'emblée que le lobe d'Ornaisons—Bizanet n'a aucun lien cartographique direct avec les éléments de nappe plus méridionaux, à savoir : lobes de Taura et de Fontjoncouse, massif du Plan du Pal. Cette disposition résulte du jeu de fractures postérieures à la tectonique compressive pyrénéo-provençale.

Le lobe d'Ornaisons, pour lequel nous avons déjà envisagé un découpage en deux compartiments principaux séparés par un décrochement senestre d'ordre plurikilométrique, est constitué d'un certain nombre de collines, d'altitude modeste, où affleure un matériel essentiellement carbonaté d'âge liasique à éocétacé, reposant sur une semelle argilo-gypseuse de Keuper. Cet élément allochtone supérieur, n'offrant aucune structure bien définie, est découpé par tout un réseau de failles normales, probablement anté-nappe, car elles ne semblent pas passer dans le substratum autochtone. De nombreuses mesures ont été effectuées sur ces cassures (en particulier par J.-C. Aloisi, 1967), sans qu'on puisse en tirer des conclusions péremptoires quant à leur âge et à leur

répartition directionnelle. En outre existent certains accidents transversaux E—W, bien marqués dans l'autochtone et le parautochtone, qui pourraient bien avoir une incidence sur la répartition des masses allochtones actuellement visibles au Sud du cours de l'Aude.

La réalité du charriage des collines jurassiques à l'Ouest de Narbonne est attestée par l'existence de petites fenêtres, telle celle de la ferme de Sainte-Croix (L. Barrabé, 1933, décrite sous le nom de Ferrodou, nom de l'ancien propriétaire du domaine), au S.SW de Montredon. La découverte de grès glauconieux albiens, présentant un faciès connu dans l'autochtone, sous des terrains du Keuper et du Lias, permettait à L. Barrabé de conclure à la présence, en ce lieu, d'une fenêtre tectonique, argument capital pour son interprétation allochtoniste. Des levés détaillés consacrés à cette structure (S. Descôtes, 1965 et J. Huguet, 1967 entre autres) ont confirmé la précision des observations de L. Barrabé qui voyait au niveau du vallon de Ferrodou, un brachy-anticlinal N—S constitué de Keuper et de Lias, à flanc oriental un peu laminé, au cœur duquel affleure le Crétacé autochtone. J. Huguet (1967) note que l'on peut comparer ces grès à ceux de la série autochtone rebroussée du Castellans. Il est cependant probable qu'ils représentent des lambeaux arrachés et traînés sous la nappe, comme ceux qui en jalonnent la base, à la pointe méridionale du lobe d'Ornaisons, ou bien apparaissent, également en fenêtre, sous le Keuper allochtone des environs de Jonquières.

Le massif du Plan du Pal, dans le coin sud-ouest de la feuille, est constitué d'une épaisse dalle de Jurassique moyen-supérieur carbonaté et dolomitique, décollée au-dessus du Lias marneux, et fortement rabotée sur le Keuper, formant la semelle du lobe de Fontjoncouse. Cette dalle représente l'élément le plus septentrional de la zone nord-pyrénéenne. Rappelons qu'il existe, au sein de cette série constitutive du « corps de la nappe », un chevauchement interne orienté NE—SW. On peut en observer le tracé à l'extrême bordure sud de la feuille, à l'Ouest de Port-la-Nouvelle : un témoin isolé de Crétacé inférieur calcaire, reposant à plat sur des marnes noires albiennes (faciès de la zone nord-pyrénéenne), y correspond à un lambeau de recouvrement, marquant le maximum d'avancée vers le Nord du chevauchement de Roquefort-des-Corbières.

La montagne de la Clape, du fait même de son isolement structural, peut donner lieu à diverses interprétations (voir l'introduction). Elle est considérée ici comme appartenant au corps de la nappe des Corbières. La série du Malm et du Néocomien avoisine 2 km de puissance ; elle est comparable, par ses faciès, à celle de l'Allochtonne, mais nettement plus épaisse. Le massif, d'allure sub-tabulaire, est affecté par quelques ondulations d'axe NE—SW. On y observe un réseau serré de fractures : la plupart sont des failles normales à regard est, décomposant l'ensemble calcaire en une série de panneaux s'abaissant vers le littoral.

Si l'on tient compte des données fournies par le sondage Lespignan 1, effectué dans les dépôts post-orogéniques du bassin de Narbonne—Sigeon, sur la feuille Béziers, force nous est d'admettre le jeu complexe d'un (ou de plusieurs ?) accident vertical localisé à la bordure nord-occidentale de la montagne de la Clape, et postérieur à la tectonique paroxysmale. En effet ce sondage a recoupé entre — 360 m et — 900 m une série composée de Trias argilo-gypsifère et de Lias inférieur calcaire-dolomitique, reposant anormalement sur du Crétacé supérieur marin (Autochtone ?). La minceur de la tranche chevauchante, dans la mesure où on l'assimile aux éléments les plus externes de la nappe des Corbières, amène à concevoir une érosion post-lutétienne et anté-oligocène supérieur considérable, à l'aplomb d'une zone aujourd'hui effondrée

et comblée par les dépôts néogènes. Il convient cependant de se montrer extrêmement prudent sur les corrélations structurales de part et d'autre du cours inférieur de l'Aude, en l'absence de sondages suffisamment nombreux sous le revêtement miocène du Biterrois.

• **Le diapirisme du Trias.** Dans la partie sud des collines de Fontfroide, le Trias argilo-gypsifère forme deux bandes étroites limitées par des contacts anormaux subverticaux : l'une, de direction E—W, suit le vallon de Freissinet ; l'autre se sépare de la précédente au niveau de Pech Rascas, et prend une direction N—S, vers Sainte-Eugénie. Ces lanières triasiques intersectent des affleurements d'Aptien-Albien parautochtone, dont la structure interne diffère de part et d'autre de ces accidents.

Ce Trias peut être interprété soit comme semelle de la nappe des Corbières, secondairement pincée dans d'étroits fossés tectoniques, soit comme montées diapiriques, le long de fractures. Cette dernière interprétation est probablement préférable. On connaît en effet plus au Sud-Ouest (feuille Capendu), dans la Combe de Berre, au Nord-Est de Ripaud, un affleurement triasique, incontestablement diapir (M. Mattauer et F. Proust, 1962). D'autre part le remaniement fréquent de quartz bipyramidés dans les îlots de conglomérats, d'âge maastrichtien-danien, de la région de Bizanet, à l'W.NW de Fontfroide, peut traduire des jeux diapiriques à la limite Crétacé-Éocène.

Enfin l'étroit liseré de Keuper jalonnant la bordure occidentale du bassin tertiaire de Narbonne—Sigean, entre la colline Lambert au Nord et le Villar d'Andrasse au Sud, pourrait être lié à des migrations de matériel marnogypsifère le long d'une faille bordière, localement active lors des épandages conglomératiques oligo-miocènes, alimentés à partir du substratum parautochtone du massif de Fontfroide.

• **Le bassin tertiaire de Narbonne—Sigean.** Après la mise en place de la nappe des Corbières, une période de distension va permettre l'installation du bassin laguno-lacustre de Narbonne—Sigean. Une subsidence active se superpose alors à une partie du domaine qu'avait affecté la tectonique tangentielle « pyrénéenne ». Le bassin post-orogénique de Narbonne correspond à un demi-graben : ce fossé d'effondrement est basculé au Nord-Ouest.

Dans la partie nord-est du bassin, les assises oligocènes, plaquées sur les pentes de la montagne de la Clape, sont assez fortement redressées. Au Nord-Ouest du bassin, une série de failles N.NE—S.SW, parallèles à l'allongement du massif de Fontfroide, font plonger les couches faiblement vers l'Ouest. La faille de Portel, située grosso-modo au centre de la partie méridionale du bassin, est un accident important (Ch. Rosset, 1964) orienté NE—SW, séparant deux compartiments structuraux : l'un occidental, en forme de « demi-synclinal », est faillé et effondré ; l'autre, oriental, montrant des couches monoclinales, plonge très faiblement vers la mer. Nous avons vu que l'on peut envisager que l'âge des dépôts diffère légèrement de part et d'autre de cette faille, dont le tracé reste hypothétique au Nord de Peyriac-de-Mer.

D'autre part un rapport inédit de la Compagnie française des Pétroles (A. de Blégiers, 1966) mentionne l'existence d'un grand accident E.SE—W.SW, à regard sud, décelé par aéromagnétisme, et passant entre le massif de la Clape et, au Sud, les reliefs de l'île Saint-Martin. Cet accident, jouant pendant la sédimentation, amènerait à séparer, dans le bassin de Narbonne—Sigean, un secteur sud où prédomineraient les dépôts les plus récents, et un secteur nord exposant au contraire les formations marno-calcaires basales. Cette interprétation paraît difficile à défendre en l'absence d'arguments stratigraphiques qui,

seuls, permettraient de différencier les calcaires lacustres, apparemment identiques, affleurant de part et d'autre de cet « accident aéromagnétique ». Il n'en reste pas moins qu'entre la Clape et l'île Saint-Martin doit se situer une cassure W.NW—E.SE, masquée par le Quaternaire : le rejet vertical de cette fracture doit être faible puisque les assises de même âge, du Barrémo-Aptien, proches de l'horizontale, se trouvent sensiblement à la même altitude de part et d'autre de cette dépression. On ne peut d'ailleurs pas certifier que cette « faille de Gruissan » affecte l'Oligo-Aquitainien. En revanche l'accident E—W du vallon de Freissinet, recoupant l'Albien des collines au Sud de Fontfroide, est prolongé vers l'Est par une cassure (rejeu tardif ?), au sein des formations tertiaires.

M. Gottis (1957) considère que la puissance des dépôts tertiaires affleurant sur les bordures du fossé est de l'ordre de 500 m ; il convient d'y ajouter les 360 m du sondage de Lespignan (voir *supra*), recoupant les marnes inférieures de la série. Cet auteur décrit avec précision la configuration structurale de l'Oligo-Miocène, ainsi que ses rapports avec le substratum mésozoïque.

À l'Est, M. Gottis admet que l'Oligo-Miocène s'est déposé sur un relief montagneux. Un élément majeur serait représenté par l'axe anticlinal Portel—Peyriac-de-Mer, que jalonne la faille de Portel. Cet anticlinal a été formé avant l'Oligocène supérieur, puisque celui-ci arrive à reposer jusque sur le Lias supérieur marneux, qui affleure près de l'embranchement de la route de Portel sur la RN 9. La sédimentation tertiaire moule une morphologie de côtes, liée à la présence de cette structure anticlinale. Ce pli a dû cependant rejouer pendant la sédimentation d'eau douce (présence de *slumps*) et après celle-ci. On en trouverait la preuve dans les alignements N.NE—S.SW de Trias diapirique (Muschelkalk et Keuper) aux abords de Peyriac. Ce diapirisme est lié à un accident (faille de Portel) marquant aujourd'hui l'axe de l'anticlinal précité : la forme de l'étang du Dou, à l'E.NE de Peyriac, et le léger plongement péri-anticlinal des assises aquitaniennes qui l'entourent, s'accorderaient avec l'existence, à ce niveau, d'un véritable dôme de sel triasique, en profondeur. Plus au Nord, les collines de Bages montrent également un doux ploiement anticlinal d'axe N.NE—S.SW, qui peut être dû à un rejeu de l'anticlinal Portel—Peyriac. Ces complications tectoniques locales avaient été interprétées (A. Rivière et S. Vernhet, 1972) comme résultant d'une « compression latérale » du bassin post(?)-oligocène.

Les contours entre l'Oligo-Miocène et le Mésozoïque à l'Ouest de la feuille, suggèrent un modelé beaucoup plus vif du paléo-paysage. Ainsi les dépôts oligocènes s'insinuent profondément à l'intérieur de calanques creusées dans la masse jurassique, affleurant à l'Ouest de Narbonne. Au Nord-Est du chaînon de Fontfroide, les calcaires jurassiques s'ennoient sous un talus d'argiles colorées et de conglomérats provenant des reliefs voisins. Le contact Tertiaire-Mésozoïque est orienté de façon à peu près rectiligne, en direction NE—SW, jusqu'à l'entrée des gorges de la Berre, au Sud. On peut prouver localement que l'Oligocène élevé est en contact stratigraphique discordant sur le Crétacé de la bordure du massif de Fontfroide ; toutefois l'existence de failles verticales NE—SW et leur fonctionnement synsédimentaire est indéniable, tout particulièrement entre le domaine de Réveillon au Nord, et le vallon de Freissinet au Sud, secteurs où se déposent des brèches sédimentaires et où s'observent des pendages anarchiques.

Cette description structurale montre les modalités d'installation d'un bassin lacustre, à épisodes saumâtres, dans un régime de distension généralisée, réactivant un réseau ancien de fractures NE—SW, dont les jeux, depuis l'Oligocène élevé, vont contribuer à modeler le paysage de cette partie du littoral méditerranéen.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

RESSOURCES EN EAU

EAUX DE SURFACE

Les trois quarts du territoire couvert par la feuille se situent dans le bassin versant de l'étang de Bages. Les eaux de surface sont tributaires de l'Aude, au Nord et à l'Ouest, de la Berre et de l'étang de Leucate au Sud. Sur la feuille, seule la Berre constitue un cours d'eau notable de 34 km de longueur avec une pente moyenne de 14 mm par mètre. Les autres rivières et ruisseaux ne dépassent pas 15 km de long et ont un écoulement temporaire.

La Berre, qui prend sa source dans les Corbières, peut avoir des crues très rapides et violentes malgré la surface réduite de son bassin versant. Cela est dû, essentiellement, à l'imperméabilité des terrains traversés sur la plus grande partie de son cours, en aval du hameau de Gléon. Les débits de crue peuvent dépasser 30 m³/s : on a noté 40 m³/s le 5 mars 1969 au pont de la RN 9. Par contre, les débits d'étiage restent très faibles, voir nuls.

Il faut noter que l'Aude, qui n'apparaît pas sur la feuille, coulait, jusqu'à la crue du 12 octobre 1316, depuis Cuxac d'Aude vers le Sud, en direction de Narbonne, et se jetait dans l'étang de Gruissan. A la suite de cette inondation, qui avait entraîné un colmatage de la très basse vallée, l'Aude se divise en deux bras : l'un se dirige vers le Sud en direction de Narbonne, mais se jette dans l'étang de Bages—Sigean, l'autre, nouvellement creusé, passe au Nord du massif de la Clape et se jette dans l'étang de Vendres. En 1755, on a creusé un canal entre Coursan et Salles-d'Aude qui, agrandi, deviendra le lit du fleuve actuel.

Les canaux sont très développés dans les régions de basse plaine de Sigean, du Lac et essentiellement au Sud de Narbonne. Ils servent à la fois à l'irrigation, à l'immersion des vignes durant 40 jours en hiver et, éventuellement, à l'écoulement des eaux de crue. Le canal de la Robine et le canal de la Réunion sont les plus importants. Ce dernier résulte de la jonction des canaux du Pas des Tours, de Passelis et de Sainte-Marie qui sont alimentés par l'Aude au niveau de Coursan.

Le canal de la Réunion, d'un débit moyen de 0,5 m³/s, se jette dans l'étang de Campagnol à l'Ouest de Gruissan. Le canal de la Robine est alimenté par l'Aude au voisinage de Moussoulens et a une capacité de 12 m³/s. Un bief maritime le met en communication avec la mer à Port-la-Nouvelle. Il n'est pratiquement plus utilisé pour la navigation.

EAUX SOUTERRAINES

Les alluvions quaternaires et les calcaires du Crétacé inférieur, du Jurassique supérieur et, plus accessoirement, du Lias constituent les principaux aquifères

représentés sur cette feuille. Cependant, ces ressources en eau restent peu sollicitées et en particulier l'alimentation en eau potable des communes est assurée par des ouvrages situés à l'extérieur de cette feuille. Ainsi, la CNABRL, à partir d'un captage sur l'Orb, dessert Saint-Pierre-sur-Mer, Gruissan, Bages, Peyriac-de-Mer et Port-la-Nouvelle (en complément des forages communaux). Les eaux pompées dans les alluvions de l'Aude, à Moussoulens et Férioles, permettent l'alimentation de Narbonne et Narbonne-Plage, Armissan, Vinassan et Fleury-d'Aude. Seules les communes de Portel, Sigean et, partiellement, Port-la-Nouvelle s'alimentent par des captages situés sur la feuille en exploitant les ressources en eau contenues dans les alluvions de la Berre.

Les alluvions quaternaires

Les alluvions de l'Aude constituent des aquifères dans la basse plaine de Narbonne et sur les bordures. Les nappes de bordure sont contenues dans les anciennes terrasses de Sainte-Germaine, Narbonne, Plateau de Quatorze. Ces formations ont une transmissivité élevée, de l'ordre de 10^{-2} m²/s, mais la position perchée et la faible épaisseur de ces aquifères en limitent très nettement la productivité en période d'étiage.

Dans la basse plaine de Narbonne, la nappe est captive sous plus de 10 mètres de recouvrement peu perméable, particulièrement dans l'axe du lit fossile de l'Aude où le substratum peut se rencontrer à plus de 20 mètres de profondeur. Cet ancien lit se situe environ à mi-distance entre le canal de la Robine et le canal de la Réunion. La transmissivité de cet aquifère captif varie entre 10^{-2} et 10^{-3} m²/s et le gradient hydraulique reste très faible. Cependant, les réserves en eaux souterraines demeurent réduites car cet ancien lit de l'Aude est limité par des zones de perméabilité médiocre. Par ailleurs, l'alimentation de la nappe n'est assurée qu'en amont dans sa zone libre, près du lit actuel de l'Aude, ou par drainance des formations superficielles nettement moins perméables. Cette drainance est malgré tout accentuée par l'existence des nombreux canaux d'irrigation superficiels. La résistivité de l'eau est supérieure à 1 000 ohms.cm dans l'axe de l'ancien lit (zone de meilleure perméabilité) tandis qu'elle est comprise entre 500 et 1 000 ohms.cm de part et d'autre. Les teneurs en ion chlorure ne dépassent pas 150 mg/l. Dans toute la partie de cette basse plaine de Narbonne (région de Mandirac), au Sud du parallèle la Nautique—les Mongdtdts, la nappe a un gradient très faible et la perméabilité des terrains s'avère de plus en plus réduite. Tout à fait en aval de l'étang de Campagnol, on note l'invasion marine. En hiver, la nappe est drainée par le canal de la Robine. Les eaux sont de mauvaise qualité avec des résistivités inférieures à 500 ohms.cm et les teneurs en ion chlorure dépassent 250 mg/l.

Les alluvions de la Berre ont une extension très limitée jusqu'au domaine de Ville-False, en aval du village de Portel. En amont, ces alluvions n'ont pas plus de 200 mètres de longueur et une épaisseur inférieure à 5 ou 6 mètres. La nappe est en relation hydraulique directe avec la rivière et des débits importants (50 m³/h pour le puits AEP de Portel, par exemple) ne sont possibles qu'à l'aide d'une réalimentation induite par la rivière. Cependant, on note l'influence des formations oligocènes sous-jacentes par une teneur assez élevée en ion sulfate (150 à 200 mg/l).

En aval du domaine de Ville-False, les ressources en eaux souterraines se rencontrent dans les alluvions de la plaine du Lac et dans l'ancien lit de la Berre passant immédiatement au Nord de l'agglomération de Sigean. Les alluvions de la plaine du Lac restent difficilement exploitables eu égard à la minéralisation élevée (présence de sulfate et de chlorure). Par contre, dans l'ancien lit de la

Berre, les alluvions perméables sont recouvertes par plus de 10 mètres de limons et de marnes. En fait, il existe une nappe superficielle dans les limons, sables et graviers d'une épaisseur de 5 mètres environ. Ces formations sont sollicitées par les puits servant à l'alimentation en eau potable de Sigean (stations de pompage Pierre-des-Salins et la Malhié). Aux captages de Pierre-des-Salins, situés à proximité de la RN 9, les débits pompés atteignent 45 m³/h, mais l'eau présente une minéralisation assez élevée, avec une résistivité de l'ordre de 900 ohms.cm, et une teneur en ion sulfate de 250 à 300 mg/l.

Les alluvions captives de la Berre sont le siège d'une nappe exploitée pour l'alimentation en eau potable de Port-la-Nouvelle. La transmissivité des formations atteint 2,5.10⁻³ m²/s et le coefficient d'emménagement 2.10⁻³. Les captages peuvent être exploités à des débits de l'ordre de 50 m³/h. Les eaux pompées sont du type sulfaté calcique avec une résistivité comprise entre 800 et 1 000 ohms.cm et une teneur en ion sulfate de 350 à 400 mg/l. On observe encore l'influence du lessivage des formations oligocènes essentiellement marnées avec présence de gypse.

Les formations karstiques

Les formations calcaires restent encore peu testées par sondages. Cependant, elles représentent des ensembles karstiques extrêmement importants. Ces calcaires sont très fissurés et lapiazés ; on y observe fréquemment la présence de gouffres, dolines ou avens et l'action de l'eau est facilitée par l'existence de multiples failles, diaclases et joints.

Dans le massif de la Clape, on distingue deux ensembles karstiques correspondant au Jurassique et au Crétacé inférieur pour le premier, et à l'Aptien pour le second, séparés par les marnes moyennes de l'Aptien d'une épaisseur de 100 mètres environ. La série karstique inférieure, où seules affleurent les formations du Crétacé, a une épaisseur comprise entre 700 et 1 000 mètres. Le forage pétrolier de Pech Redon, dit « La Clape 1 », a traversé, en pertes totales, plusieurs zones fissurées. A la campagne de Camplazens, un forage permet d'exploiter cet aquifère avec un débit de 50 m³/h.

Dans la série supérieure, on observe 100 mètres de calcaires compacts, très karstifiés (calcaires moyens), surmontés par une alternance de marnes et de calcaires plus ou moins massifs et affectés de nombreuses failles. Ce sont surtout les calcaires reposant sur les marnes du Bédoulien-Gargasien, séparant ces deux séries aquifères, qui peuvent contenir des réserves en eaux souterraines importantes. On note des exurgences au contact des marnes, telles les sources du Rec d'Argent et du Gourp (utilisées autrefois pour l'alimentation en eau potable de Gruissan). D'autres exurgences se remarquent près de la cote 0 en relation avec le niveau de la mer ou, plus profondément en mer, au large de l'étang de Mateille. Cependant, toutes ces exurgences ont un faible débit d'étiage, de l'ordre de 1 à 3 l/s. Au Nord-Est de la feuille, le gouffre de l'Oeil Doux, qui semble représenter un regard sur la nappe, a des fluctuations qui s'avèrent très sensibles à la pluviométrie et aux « coups de mer ». L'envoyage des formations karstiques sous la mer limite les possibilités d'exploitation de ces eaux souterraines.

A l'Ouest de la feuille, les formations carbonatées, affleurant essentiellement dans le massif de Fontfroide et la région de Montredon, ont une structure très complexe, ce qui rend difficile les recherches d'eau par forage qui restent encore exceptionnelles. On note quelques sources à faible débit d'étiage inférieur à 2 ou 3 l/s. Ces calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont aussi extrêmement karstifiés et faillés. Sur la feuille Béziers, à la limite de

la feuille Narbonne, le forage effectué au domaine de Sainte-Johannès, dans les calcaires du Jurassique supérieur, a été testé à un débit de 50 m³/h avec un rabattement insignifiant.

Les autres formations affleurant sur le territoire de cette feuille constituent de médiocres aquifères. Les grès du Sénonien donnent naissance à quelques sources à faible débit d'étiage, de l'ordre de 1 à 2 l/s, telles les sources Saint-Pierre et Auriol, utilisées pour l'alimentation partielle en eau potable de l'agglomération de Montredon. Les dépôts oligocènes sont pratiquement imperméables dans leur ensemble, mais on note la présence de niveaux conglomératiques ou de calcaires lacustres. Ces horizons peuvent donner naissance à quelques sources et plusieurs forages, au Sud de Narbonne en particulier, permettent des débits d'exploitation de 5 m³/h environ.

RESSOURCES MINÉRALES

SUBSTANCES CONCESSIBLES

Il n'existe pas d'exploitation de substances concessibles dans les limites de cette feuille. Cependant, il faut signaler l'existence de deux petites couches de lignite pyriteux, de moins d'un mètre d'épaisseur, dans la région de Vinassan—Armissan.

SUBSTANCES NON CONCESSIBLES

A Portel, le gypse, qui se rencontre dans les formations oligocènes, est exploité depuis 1815 en carrière à ciel ouvert et actuellement en carrière souterraine. Il se présente en bancs d'une puissance totale de 17 mètres environ. Durant ces dernières années, la production a avoisiné 70 000 à 75 000 tonnes par an et ce gypse est utilisé essentiellement pour la fabrication de plâtre.

A Port-la-Nouvelle, la Société des Ciments Lafarge exploite des calcaires et marnes pour la fabrication de ciment. Les carrières se situent au Sud de l'agglomération (essentiellement sur la feuille Leucate), en rive droite du ruisseau le Rieu de Roquefort pour les marnes de l'Albien et au lieu-dit Pla de Guiraud pour les calcaires du Jurassique supérieur. La production totale dépasse 500 000 tonnes par an.

Au Sud de Narbonne, à proximité de la RN 9, les argiles d'âge oligocène ont été exploitées par les Tuileries de Narbonne (carrières Rey) et utilisées pour la fabrication de briques et tuiles. Ces argiles trop sableuses ou trop calcaires ne correspondent plus aux normes demandées.

Les calcaires créacés de la Clape sont exploités à Armissan et à Gruissan et utilisés comme granulats et matériaux de viabilité. Il en est de même des calcaires du Jurassique supérieur exploités à Montredon-Corbières, au lieu-dit Contadou.

Près de l'agglomération de Montredon-Corbières, les calcaires du Lias avaient été utilisés pour la viabilité et la fabrication de chaux ; mais cette importante carrière est abandonnée.

A l'Est de l'agglomération de Sigean, aux lieux-dits les Aspres et le Recobre, existent, ou ont existé, de petites carrières de graves argileuses (alluvions quaternaires superficielles). Ces exploitations sont restées très réduites eu égard à la mauvaise qualité des matériaux.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

TRAVAUX RÉALISÉS POUR L'ÉTUDE DU PLATEAU CONTINENTAL

- Prélèvements à la benne, au carottier kullenberg, et par plongée autonome effectués au cours de diverses missions du N.O. « Catherine-Laurence » du C.N.R.S. et du chalutier « la Confiance » dans le cadre de l'E.R.A. n° 103 du C.N.R.S.
- Relevés de sismique réflexion réalisés aux boomer 300 joules, sparker 1000 J. et mud pénétrator 12 kHz.
- Travaux en laboratoire :
 - analyses granulométriques et minéralogiques des sables ;
 - analyses granulométriques et minéralogiques des argiles ;
 - analyses pétrographiques ;
 - étude des propriétés thermoluminescentes des quartz (sables littoraux).

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On pourra trouver des renseignements géologiques complémentaires avec itinéraires dans le *Guide géologique régional : Pyrénées-orientales—Corbières*, par M. Jaffrezo, 1977, Masson et Cie, éditeurs, Paris, dans le *livret-guide de l'excursion du groupe français d'étude du Jurassique : le Jurassique des Pyrénées navarro - languedociennes*, par B. Peybernès, Ph. Faure, J. Rey et P. Cugny, 1978, et dans le *Guide géologique régional : Languedoc méditerranéen - Montagne Noire*, par B. Gèze, 1979, Masson et Cie ; éditeurs.

SONDAGES

Sondage de la Clape 1 (1061-3-1) — Commune de Narbonne. La coupe de ce sondage, en marge de la carte, est représentative de l'interprétation qui en a été donnée dans le rapport final C.E.P. — Postérieurement, P. Dufaure (1964) en a donné une autre interprétation, complétée en 1980 par M. Jaffrezo. — En résumé, les coupures retenues par P. Dufaure sont les suivantes :

0 à 100	m :	Barrémien terminal à Aptien inférieur.
100 à 547	m :	Hauterivien et Barrémien.
547 à 636	m :	Valanginien supérieur.
636 à 710	m :	Valanginien inférieur.
710 à 905	m :	Tithonique supérieur à Berriasien.
905 à 1 290	m :	Kimméridgien moyen (zone à Gravesia) à Tithonique (zone à <i>B. ciliata</i>).

- 1 290 à 1 572 m : Kimméridgien inférieur.
1 572 à 1 656 m : Oxfordien supérieur.
1 656 à 1 841 m : Bathonien— Callovien (?).
1 841 à 1 904 m : Bajocien supérieur à Bathonien inférieur.
1 904 à 1 974,8 m : Bajocien.

Sondage de l'île Sainte-Lucie (1061-6-38) — Commune de Port-la-Nouvelle :

- 0 à 1,5 m : Quaternaire (sable dunaire).
1,5 à 103,3 m : Stampien (marnes à cristaux de gypse).
103,3 à 104,2 m : Secondaire ? (calcaire gris-bleu).

BIBLIOGRAPHIE

- AGUILAR J.-P. (1977) — Données nouvelles sur l'âge des formations lacustres des bassins de Narbonne—Sigean et de Leucate (Aude) à l'aide des micromammifères. *Geobios* n° 10, fasc. 4, p. 643-645.
- ALOÏSI J.-C. (1967) — Étude géologique des Corbières septentrionales - région de Bizanet (Aude). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 111 p.
- ALOÏSI J.-C. (1973) — Les facteurs de la sédimentation récente sur le plateau continental languedocien. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, p. 145-148.
- ALOÏSI J.-C., MONACO A., THOMMERET J. et Y. (1975) — Évolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométrique concernant le Quaternaire récent. *Revue de Géographie physique et Géol. dynam.* (2), vol. XVI, fasc. 1.
- ALOÏSI J.-C., MONACO A., PAUC H. (1975) — Mécanisme de la formation des prodeltas dans le Golfe du Lion. Exemple de l'embouchure de l'Aude. *Bull. I.G.B.A.*, n° 18, p. 3-12.
- ALOÏSI J.-C., MONACO A. (1975) — La sédimentation infralittorale. Les prodeltas nord-méditerranéens. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 280, p. 2833-2836.
- ALOÏSI J.-C., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERET J. et THOMMERET Y. (1978) — The holocene transgression in the golfe du Lion, Southeastern France : Paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geogr. Phys. Quat.* vol. XXXII, n° 2, p. 145-162.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1972) — Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, p. 524-527.
- ASTRE G. (1924) — La faune stampienne incluse dans les cristaux de gypse de Portel. *B.S.G.F.*, (4), XXIV, p. 132-145.
- ASTRE G. (1961) — Radiolitidés coniaciens et santoniens de Boutenac et de Fontfroide. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 96, fasc. 3-4, p. 199-204.
- AZAMBRE B. et al. (1980) — In Évolutions géologiques de la France par A. AUTRAN et J. DERCOURT ; 26^e congrès géol. int., colloque C7. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, p. 115-118.

- AZÉMA J., FOURCADE E., JAFFREZO M. et THIEULOY J.-P. (1976) — Sur l'âge valanginien inférieur de la biozone à *Valdanchella miliani* (Foraminifère). Intérêt pour la stratigraphie dans le domaine méditerranéen occidental. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 282, p. 1411-1414.
- BARRABÉ L. (1922) — Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières orientales. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 175, p. 1081.
- BARRABÉ L. (1923) — Sur l'origine charriée du massif liasique situé à l'Ouest de Narbonne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 176, p. 1169.
- BARRABÉ L. (1923) — Feuille de Toulouse au 320 000^e. Tectonique des Corbières orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXVII, n° 151, p. 1-11.
- BARRABÉ L. (1931) — Sur l'existence de trois termes comparables à ceux du Trias germanique dans les Corbières orientales. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 193, p. 1204.
- BARRABÉ L. (1933) — La fenêtre tectonique de Ferrodou dans la nappe des Corbières orientales. *B.S.G.F.*, (5), t. III, p. 3-6.
- BARRABÉ L. (1944) — L'extrémité méridionale du bassin oligo-miocène de Narbonne—Sigean. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 216, t. XLV, p. 309-323.
- BARRABÉ L. (1948) — Notice explicative de la feuille Narbonne—Marseillan à 1/80 000, (2^e édition). *Serv. Carte géol. Fr.*
- BARRABÉ L. (1958) — Grandes lignes de la structure des Corbières orientales. *B.S.G.F.*, (6), t. VIII, p. 812-824.
- BERTRAND L. (1906) — Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 118, t. 17.
- BARRIÈRE J. (1966) — Sur le Quaternaire marin de l'étang de Bages et de Sigean (Aude) : le rivage tyrrhénien du Moulin de l'île. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 79-81.
- BERKALOFF A. (1957) — Contribution à l'étude paléobotanique du bassin tertiaire de Narbonne. Dipl. Et. sup. Paris.
- BLÈS J.-L. (1965) — Étude géologique de la région de Fontfroide (Aude). Dipl. Et. sup., Montpellier, 85 p.
- CASTERAS M. et VILLATTE J. (1954) — Sur un nouveau gisement de fossiles albiens dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 89, p. 195-212.
- CASTERAS M., CUVILLIER J., ARNOULD M., BUROLLET P.-F., CLAVIER B. et DUFAURE P. (1956) — Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 92, p. 297-347.

- CHARRIÈRE A. (1979) — Étude géologique du lambeau de recouvrement de Taura et de son substratum, entre Ripaud et Pech Rascas (Corbières orientales, Aude). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- CHARRIÈRE A. (1981) — Un exemple de tectonique épiglyptique : le lobe de recouvrement de Taura (nappe des Corbières orientales, Aude). *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, à l'impression. II p. dact., 5 fig.
- CHASSEFIÈRE B., MONACO A. et ALOÏSI J.-C. (1978) — Propriétés géotechniques et minéralogiques de sédiments fins du domaine marin et margino-littoral méditerranéen. *C.R. Acad. Sc.* (à paraître).
- CLUZEL D. (1977) — Étude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières (Aude, France). Thèse 3^e cycle, Orsay.
- CORNET C. (1975) — Les surfaces d'arasion des Corbières. *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 1, p. 7-8.
- CORNET C. (1980) — Genèse structurale des Corbières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXII, n^o 2, p. 179-184.
- CRAVATTE J., DUFAURE Ph., PRIM M. et ROUAIX S. (1974) — Les forages du Golfe du Lion. *C.F.P., Notes et Mém.*, n^o 11, p. 209-274, Paris.
- DAGNAC J. (1965) — Étude géologique du chaînon de Fontfroide (Aude). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 128 p.
- D'ARCHIAC A. (1859) — Les Corbières. Études géologiques d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, t. VI, mém. n^o 2, p. 209-446.
- DE BLÉGIERS A. (1966) — Oligocène du bassin de Sigean—Narbonne—Béziers. *Rapport C.F.P.* inédit.
- DEMANGEON P. (1959) — Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire. *Naturalia monspeliensia*, n^o 5, 397 p., thèse, Montpellier.
- DESCOTES S. (1965) — Contribution à l'étude géologique du massif de Fontfroide (Aude). Dipl. Et. sup., Paris, 60 p.
- DONCIEUX L. (1903) — Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Ann. Univ. Lyon*, h. sér., fasc. II, 404 p.
- DUBAR G. (1925) — Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. du Nord*, t. 9.
- DUFAURE P. (1964) — Stratigraphie du Crétacé inférieur et du Jurassique dans le forage de la Clape 1 (Aude). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 266-268.
- DURAND J. (1913) — Sur des coquilles fossiles en inclusions dans les cristaux de gypse limpide de l'Oligocène de Narbonne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 156, p. 1841.

- DURAND DELGA M. (1965) — Manifestations d'une importante phase tectonique antécénomaniennne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 100, p. 81-95.
- DURAND DELGA M. et JAFFREZO M. (1972) — Réflexions sur les Calpionelles de l'Est des Pyrénées françaises. *Rev. Micropal.*, vol. 15, n° 2, p. 57-62.
- DURAND DELGA M. et al. (1980) — La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain-languedocien. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, mém. 3, 78 p.
- ELLENBERGER F. et HOULEZ F. (1964) — Sur une zone de failles néogènes prolongeant la flexure cévenole dans le pays narbonnais interne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 3526-3529.
- ELLENBERGER F. (1967) — Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de Saint-Chinian) ; notes sur les charriages cisailants. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. IX, fasc. 2, p. 87-142.
- FREYTET P. (1961) — Découverte d'Unios d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la région de Montplaisir, près Thézan (Aude) et description de la charnière d'*Unio biveris* MATH. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 283.
- FREYTET P. (1970) — Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène du Languedoc. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 4, n° 4.
- GAUDANT J. (1981) — Contribution de la Paléoichthyologie continentale à la reconstitution des paléoenvironnements cénozoïques d'Europe occidentale. Thèse Sci. nat., Paris.
- GOTTIS M. (1957) — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse, Montpellier, 344 p.
- HUGUET J. (1967) — Contribution à l'étude géologique de la région de Bizanet—Moussan. Dipl. Et. appr., Paris, 82 p.
- HUGUET J. et LESPINASSE-LEGRAND N. (1970) — Preuves paléontologiques de l'existence du Dogger dans la partie nord-est de la nappe des Corbières orientales (Aude). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 270, p. 279-282.
- JAFFREZO M. (1971) — Stratigraphie de l'Aptien (s.l.) du Massif de la Clape (Aude). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 3, p. 184-186.
- JAFFREZO M. (1972) — A propos de la limite Jurassique-Crétacé dans les Corbières orientales et méridionales. *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 3, p. 102-103.
- JAFFREZO M. et SCHROEDER R. (1972) — Les formations du Pla de Couloubret (Aude) : éléments pour une zonation par les Orbitolinidés de l'Aptien des Corbières. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, p. 802-805.

- JAFFREZO M. (1980) — Les formations carbonatées des Corbières du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique (biozonation, paléoécologie). Extension des résultats à la Mésogée. Thèse, Paris VI, 615 p.
- LEGRAND N. (1967) — Contribution à l'étude géologique de la région comprise entre Narbonne et Bizanet. Dipl. Et. app., Paris, 95 p.
- MAGNÉ J. (1978) — Études microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Le Néogène du Languedoc méditerranéen. *Trav. du Lab. de Géol. Médit.* Thèse, Toulouse, 438 p.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1962) — Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. 5, p. 5-11.
- MONACO A. (1977) — Géochimie des milieux d'estuaire : comparaison entre les suspensions fluviales et les dépôts prodeltaïques de l'Aude. *Chemical geology*, 20, p. 45-55.
- MORRE N. et THIÉBAUT J. (1962) — Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant nord des Pyrénées. *B.S.G.F.*, (7), t. IV, p. 539-546.
- PEYBERNÈS B. (1970) — Le Dogger des Corbières. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 106, p. 437-458.
- PEYBERNÈS B. (1971) — Observations sur la limite Jurassique-Crétacé dans les Corbières (Aude et Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 273, p. 287-290.
- PEYBERNÈS B. et SOUQUET P. (1975) — La chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une « faille nord-pyrénéenne ». *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 3.
- PEYBERNÈS B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse, Toulouse, 459 p.
- RIVIÈRE A. et VERNHET S. (1972) — Oligocène des environs de Peyriac (Aude, feuille de Narbonne). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, p. 2744-2747.
- ROSSET Ch. (1964) — Les formations du bassin oligocène de Sigean—Portel (Aude) et leur chronologie. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 415-417.
- ROSSET Ch. (1964) — Étude géologique du bassin oligocène de Sigean—Portel (Aude). Dipl. Et. sup., Paris, 103 p.
- ROSSET Ch. (1966) — Foraminifères inclus dans le gypse oligocène de Portel (Aude) : extraction et conséquences paléogéographiques. *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 2, p. 48-49.
- SAPORTA G. de (1866) — Étude sur la végétation du Sud-Est de la France à l'époque tertiaire. *Ann. Sc. nat.* Paris, 5^e série, t. 4.

- SCHMIDT-KITTLER N. (1971) — Odontologische untersuchungen an Pseudosciuriden (*Rodentia* ; *Mammalia*) des Alttertiärs. *Bayer. Akad. Wiss. Math. Natur. Kl. Abh.*, München (N.F.), 150, p. 1-133.
- SOUQUET P. et DEBROAS E. (1980) — Tectorogène et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *In* évolutions géologiques de la France, 26^e congrès géol. int., Colloque C7. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, p. 213-231.
- VERDEIL P. (1970) — Données nouvelles sur le Quaternaire de la basse vallée de l'Aude. *B.S.G.F.* (7), t. XII, n° 3, p. 413.
- VIALLARD P. (1963) — Étude de la couverture nord-orientale du massif de Mouthoumet entre Thézan et la Berre. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- VIALLARD P. (1980) — Aperçu sur la structure des Corbières orientales. *Ann. Soc. Horticul. et Hist. nat. de l'Hérault*, fasc. 1-2, p. 11-17.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Narbonne—Marseillan* :

1^{re} édition (1902), par Depéret et Doncieux.

2^e édition (1948), par L. Barrabé.

Maquette pour une 3^e édition (non éditée), établie en 1971 par M. Durand-Delga et M. Jaffrezo.

Carte géologique à 1/320 000

Feuille *Toulouse* (1962), par M. Castéras.

Carte géologique du précontinent languedocien, du Cap Leucate à la pointe de Beauduc, à 1/250 000 (1973), par J.-C. Aloïsi. *Intern. Inst. for aerial survey and earth Sciences.*

Cartes marines à 1/50 000 environ

Feuille 1166, de l'embouchure de la Têt à Gruissan.

Feuille 1167, de Gruissan au Cap d'Agde.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

— au S.G.R. Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville - La Pompignane, 34000 Montpellier.

— au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par Pierre LESPINASSE, docteur ès Sciences, ingénieur au C.N.R.S. à Toulouse, avec la collaboration de :

— Jean ALOÏSI, assistant, Henri GOT, maître-assistant, et André MONACO, chercheur, tous trois attachés au Centre de recherche de sédimentologie marine de Perpignan, pour le chapitre traitant du plateau continental ;

— Jean-Pierre MARCHAL, hydrogéologue au Service Géologique régional Languedoc-Roussillon du B.R.G.M., pour le chapitre « Ressources du sous-sol et exploitations » ;

— Jacques BARRUOL, géologue au B.R.G.M., pour le chapitre Sondages ;

— Michel DURAND-DELGA, professeur à l'Université Paul-Sabatier à Toulouse.