

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DES PLATES-FORMES EST-PYRÉNÉENNES

Michel BILOTTE
Maître de Conférences

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie
Université Paul Sabatier
Toulouse

Contribution à la R.C.P. 663 (C.N.R.S.)

N° d'ordre 1214

THÈSE

présentée devant

L'UNIVERSITÉ PAUL SABATIER DE TOULOUSE (Sciences)

en vue de l'obtention

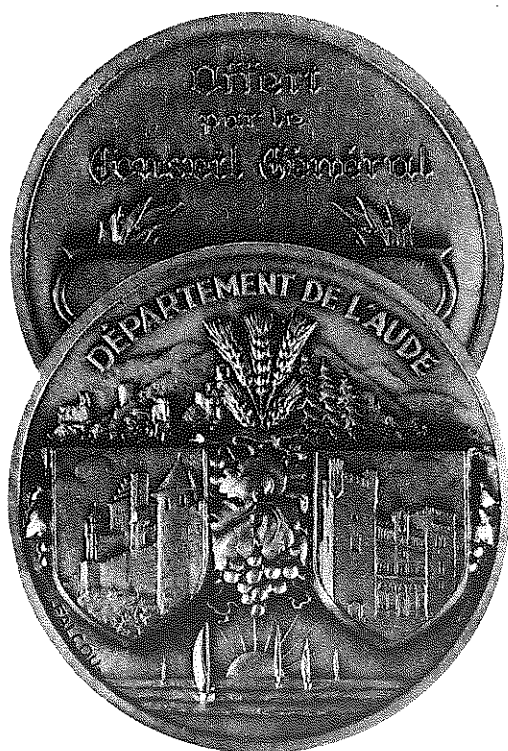
DU GRADE DE DOCTEUR D'ÉTAT - Sciences
Spécialité Géologie sédimentaire et Paléontologie

Soutenue le 23 Novembre 1985 devant la Commission d'Examen :

MM. Y. GOURINARD,		
Professeur à l'Université Paul Sabatier, Sciences - Toulouse ...		<i>Président</i>
J. REY,		
Professeur à l'Université Paul Sabatier, Sciences - Toulouse ...		
J. PHILIP,		
Professeur à l'Université Aix-Marseille I, Marseille		
M. MOULLADE,		
Directeur de Recherches à l'Université de Nice		
W.J. KENNEDY,		
Museum University, Oxford		
R. RICA TEAU,		
Ingénieur S.N.E.A.(P.), Chef de la Mission France-Boussens ...		

Rapporteurs

Examineurs



Cet ouvrage a reçu le Prix du Conseil Général de l'Aude 1985.

L'importante dotation qui a accompagné cette distinction a été totalement investie dans l'impression de ce mémoire.

C'est avec gratitude que je remercie, ici, les membres du jury de ce prix et tout particulièrement M. R. CAPDEVILLE, Président du Conseil Régional de l'Aude, M. le Sénateur BASTIE, Président du Jury, M. Ph. G. RICHARD, Directeur des Services d'Archives de l'Aude, pour cette aide inespérée et pour la politique culturelle et scientifique qu'ils développent dans le département de l'Aude.

J'associe à ces remerciements M. J. HORTALA, Maire de Rennes-les-Bains, pour l'excellence de l'accueil qu'il m'a toujours réservé dans sa commune.

RÉSUMÉS

SOMMAIRE

Résumé	9
Abstract	11
Resumen	13
Zusammenfassung	15

RÉSUMÉ

Le présent travail consigne l'ensemble des données analytiques et synthétiques obtenues lors de la révision stratigraphique, sédimentologique et paléontologique du Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Le mémoire est divisé en 4 parties :

— **La première partie** correspond à la présentation du canevas structural. Le domaine d'étude couvre la partie septentrionale, française, du tronçon Navarro-languedocien et le tronçon Catalan, franco-espagnol ; sur le tronçon Navarro-languedocien, subdivisé en 3 compartiments - Alaric, Mouthoumet et Plantaurel-Petites Pyrénées - il n'intéresse essentiellement que les zones externes : zone Sub-ariégeoise, des Écailles sous-pyrénéennes, Sous-pyrénéennes *sensu stricto* ; le tronçon Catalan est tout entier inclu dans l'étude.

— **La deuxième partie** traite de l'analyse stratigraphique et sédimentaire des dépôts, du Cénomanién au Maastrichtien ; elle aboutit à des reconstitutions paléogéographiques.

- **Données biostratigraphiques.** L'utilisation chrono ou biostratigraphique d'un large éventail d'organismes - Ammonites, Rudistes, Foraminifères planctoniques et benthiques - débouche sur la réalisation d'une échelle biostratigraphique intégrée, originale pour le domaine étudié. D'un point de vue biologique, le fait le plus marquant est la disparition massive de la biophase benthique à la fin du Cénomanién et son renouvellement dans l'intervalle Turonien-Maastrichtien, avant la nouvelle crise de la fin du Crétacé.
- **Évolutions sédimentaires.** Depuis le (Vraconien) - Cénomanién jusqu'au Maastrichtien, les principales étapes de cette évolution sont :
 - Le comblement au Vraconien-Cénomanién inférieur des structures nées de l'orogénèse albienne (mégaséquence A) ;
 - Le cycle sédimentaire du Cénomanién moyen-Turonien (cycle B) : il se décompose en une mégaséquence transgressive - Cénomanién moyen - supérieur - (connue à l'échelle globale) avec pour conséquence la mise en eau d'immenses étendues de plate-forme devenant le siège d'une sédimentation carbonatée ; une mégaséquence régressive -Turonien qui s'achève par le retour sur la plate-forme d'une sédimentation terrigène très littorale.
 - Le cycle sédimentaire du Coniacien-Maastrichtien (cycle C) ; il débute par une transgression qui se développe au moins sur le Coniacien-Santonien inférieur ; l'amorce de la régression s'effectue de façon diachrone, plus précocement à l'Est (Santonien supérieur sur le Mouthoumet) qu'à l'Ouest (Maastrichtien supérieur dans les Petites Pyrénées). Cette évolution rend compte de la fermeture structurale et sédimentaire du sillon sous-pyrénéens, lors du rapprochement des plaques Europe et Ibérie.

- **La paléogéographie est-pyrénéenne.** Par rapport aux connaissances de la décennie précédente, le présent travail apporte la preuve du prolongement oriental, au moins jusqu'à la dislocation Catalane, du sillon sous-pyrénéen (cette extension est actuellement oblitérée par les effets d'une tectonique tangentielle pyrénéenne). En raison du comblement progressif, de l'Est vers l'Ouest, de ce sillon à partir du Campanien, puis de sa fermeture tectonique et sédimentaire, au cours du Maastrichtien, se crée durant cette période un axe de communication Téthys-Atlantique, au niveau du tronçon Catalan : le détroit des Aspres. Cet axe sera à son tour comblé à la fin du Maastrichtien.

— **La troisième partie** concerne l'étude des Formations à Rudistes. Celles-ci sont essentiellement des bioconstructions complexes du type récif banc ou récif de plate-forme. La délimitation géométrique et géographique des corps récifaux au sein de leur encaissant permet, dans bien des cas, de lier la morphologie des constructions aux déformations de la plate-forme. Les constructions à Rudistes apparaissent alors comme de bons marqueurs de l'histoire géodynamique des bassins sédimentaires.

— **La quatrième partie** est exclusivement paléontologique. Elle concerne :

- Les Rudistes *Hippuritidae* pour lesquels un essai de phylogénèse et une classification sont proposés ; une nouvelle espèce est aussi décrite.
- Les Foraminifères benthiques : pour 55 espèces sont livrées des informations chrono et biostratigraphiques, paléoécologiques. Pour les *Orbitolininae* un essai de phylogénèse est proposé. Enfin, les répartitions pyrénéennes de ces espèces sont confrontées à celles qui leur sont habituellement reconnues dans le domaine téthysien : ceci permet de voir qu'il existe un réel synchronisme de ces répartitions au Cénomamien supérieur et au Maastrichtien supérieur, c'est à dire à deux périodes où les évolutions des domaines de plate-forme sont identiques à l'échelle globale en raison de la transgression cénomanienne puis de la régression maastrichtienne.

ABSTRACT

The present study includes results and syntheses of a stratigraphic, sedimentological and palaeontological revision of the Upper Cretaceous of the East Pyrenean platforms. The memoir is divided into four parts :

— **The first part** provides a structural outline of the region. The study area includes the northern parts of the Navarro-Languedocien and Spanish-French Catalan fragments. The former is subdivided into the Alaric, Mouthoumet and Plantaurel-Petites Pyrénées sectors. It deals essentially with the external zones : sub-ariègeoise, sub-pyrenean flakes and the Catalan fragment.

— **The second part** begins with a palaeogeographic synthesis and provides a stratigraphic and sedimentological analysis of the Cenomanian to Maastrichtian sediments of the study area.

- **Stratigraphic results.** An original integrated biostratigraphy is presented for the area, based upon a wide range of organisms, including ammonites, rudists, planktonic and benthonic foraminifera. From a biological viewpoint, the most interesting feature of the succession is the large-scale reduction of benthos at the end of the Cenomanian, its renewal in the Turonian-Maastrichtian, prior to the end Cretaceous faunal crisis.
- **Sedimentary evolution.** From the (Vraconian) Cenomanian to Maastrichtian, the chief stages in the evolution of the sequence are :
 - The infilling of structures generated during the Albian orogenesis by Vraconian - Lower Cenomanian (cycle A).
 - The Middle Cenomanian - Turonian sedimentary cycle (cycle B), which breaks down into a Middle -Upper Cenomanian transgressive sequence (a global phenomenon) leading to widespread flooding of platform areas and eventual development of carbonate sedimentation ; and a Turonian regressive megasequence which leads to the return very near-shore terrigenous sedimentation to platform areas.
 - The Coniacian - Maastrichtian cycle (cycle C) begins with a phase of transgression extending to the Coniacian and Lower Santonian ; subsequent regression is diachronous beginning earlier in the east (Upper Santonian at Mouthoumet) then the west (Upper Maastrichtian in the Petites Pyrénées). This evolution reflects the progressive structural closure of the sub-Pyrenean sedimentary trough and the convergence of the European and Iberian plates.

- **East-Pyreneean Palaeogeography.** In contrast to previous work, the present study shows that the Sub-Pyreneean trough extended to the Catalan dislocation, although now masked as a result of subsequent tectonic movements). Because of progressive east to west infilling of this trough from the Campanian and tectonic and sedimentary closure during the Maastrichtian there was an axis of communication between Tethys and the Atlantic during this interval across the Catalan fragment : the Aspres Strait. This was infilled at the end of the Maastrichtian.

— **The third part** of this study deals with Rudist-bearing Formations. These are essentially bio-constructional complexes of barrier reef, bank or platform reef type. The delineation of the geometry and geographic distribution of these reef bodies permits, in the better know examples a linkage of occurrence and structural deformation of the platforms. Rudistid constructions are shown to be good indicators in the geodynamic evolution of sedimentary basins.

— **The fourth part** of the work is entirely palaeontological. It deals with :

- the rudistid family *Hippuritidae*, the phylogeny and classification of which is reviewed ; one new species is described.
- the benthic foraminifera ; the bio - and chrono - stratigraphic distribution and palaeocology of 55 species is discussed. The phylogeny of the *Orbitolininae* is reviewed. The distribution of these species within the Pyreneean region is compared with their distribution in the Tethyan Realm. This reveals a synchronism of distributions during the Upper Cenomanian and Upper Maastrichtian, two intervals when platform environments were uniform because of the global Cenomanian transgression and Maastrichtian regression.

Traduction W.J. KENNEDY

RESUMEN

El presente trabajo recoge el conjunto de datos analíticos y sintéticos obtenidos en la revisión estratigráfica, sedimentológica y paleontológica del Cretácico superior del Pirineo oriental en facies de plataforma. La Memoria está dividida en 4 partes :

— **La primera parte** corresponde a la presentación del bosquejo estructural. La zona de estudio cubre la parte septentrional, francesa, del segmento Navarro-languedociano y el segmento Catalán franco español ; respecto al segmento Navarro-languedociano, subdividido en 3 compartimentos - Alaric, Mouthoumet y Plantaurel-Petites Pyrénées interesa esencialmente las zonas externas : zonas Sub-ariégesa, de las Escamas sub-pirenaicas, sub-pirenaicas en -sentido estricto ; el segmento Catalán está incluido enteramente en el estudio.

— **La segunda parte** recoge el análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos de Cenomaniense al Maestrichtiense, hilvanando las reconstituciones paleogeográficas.

- **Datos bioestratigráficos** : la utilización crono o bioestratigráfica de un gran abanico de organismos - Amonites, rudistas, foraminíferos planctónicos y bentónicos desemboca en la realización de una escala bioestratigráfica integrada, original para la zona estudiada. Desde un punto de vista biológico, el hecho más importante es la desaparición masiva de la biofase bentónica al final del Cenomaniense y su renovación en el intervalo Turoniense-Maestrichtiense, antes de la nueva crisis del fin del Cretácico.
- **Evoluciones sedimentarias** : Desde el (Vraconiense) - Cenomaniense hasta el Maestrichtiense, las principales etapas de esta evolución son :
 - La colmatación en el Vraconiense-Cenomaniense inferior de las estructuras nacidas de la orogénesis albiense (Megasecuencia A).
 - El ciclo sedimentario del Cenomaniense medio - Turoniense (ciclo B) que se descompone en una megasecuencia transgresiva - Cenomaniense medio-superior - (conocida a escala global) que conlleva la ocupación por el mar de grandes áreas donde se - asienta una sedimentación carbonatada de plataforma ; una megasecuencia regresiva -Turoniense - que finaliza con el retorno en la plataforma, de una sedimentación terrígena muy litoral.
 - El ciclo sedimentario del Coniaciense-Maestrichtiense (ciclo C) ; comienza por una transgresión que se desarrolla al menos durante el Coniaciense-Santonense inferior ; el inicio de la regresión se efectúa de forma diacrónica, más precoz al Este (Santonense superior en el Mouthoumet) que al Oeste (Maestrichtiense superior en los Pequeños Pirineos). Esta evolución se produce debido al cierre estructural y sedimentario del surco sub-pirenaico, a consecuencia del acercamiento de las placas Europea e Ibérica.

- **La paleogeografía en el Pirineo Oriental** : Con relación a los conocimientos del decenio precedente, el presente trabajo aporta la prueba de la prolongación oriental, al menos hasta la dislocación Catalana, del surco - subpirenaico (esta extensión está actualmente obliterada por los efectos de una tectónica tangencial pirenaica). A causa de la colmatación progresiva, de Este a Oeste, de este surco a partir del Campaniense, después de su cierre tectónico y sedimentario, a lo largo del Maestrichtiense, se creó durante este período un eje de comunicación Tethys-Atlántico, a nivel del segmento Catalán el estrecho de los Aspres. Este eje será a su vez colmatado al final del Maestrichtiense.

— **La tercera parte** se dedica al estudio de las Formaciones de Rudistas. Estas son esencialmente de bioconstrucciones complejas del tipo banco arrecifal o arrecife de plataforma. La delimitación geométrica y geográfica de los cuerpos arrecifales en el seno de su encajante permite, en muchos casos, vincular la morfología de las construcciones a las deformaciones de la plataforma. Las construcciones de rudistas aparecen entonces como perfectos marcadores de la historia geodinámica de las cuencas sedimentarias.

— **La cuarta parte** es exclusivamente paleontológica. Conciene a :

- Los Rudistas *Hippuritidae*, para los cuales se propone un intento de filogénesis y una clasificación ; se describe también una nueva especie.
- Los foraminíferos bentónicos : se da información crono, bioestratigráfica y paleoecológica, de 55 especies. Para los *Orbitolininae*, se propone un intento de filogénesis. Por fin, la distribución pirenaica de estas especies se confronta con la que habitualmente se les reconoce para la zona del Tethys : esto permite ver que existe un sincronismo real de estas distribuciones en el Cenomaniense superior y en el Maestrichtiense superior, es decir, en dos períodos en los que las evoluciones de los dominios de plataforma son idénticas a escala global en razón de la transgresión Cenomaniense y después de la regresión Maestrichtiense.

Traduction A. BARNOLAS

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit enthält eine Zusammenfassung aller analytischen und synthetischen Daten, die sich aus der Revision der Stratigraphie, der Sedimentologie und der Paläontologie der Flachwasserplattformen der Oberkreide der Ostpyrenäen ergeben. Die Arbeit ist in 4 Teile gegliedert.

— **Der erste Teil** stellt die strukturellen Zusammenhänge dar. Das Arbeitsgebiet erstreckt sich über den französischen Nordteil des Navarra-Languedoc-Blockes und den französisch/spanischen Katalonischen Block ; im Bereich des Navarra-Languedoc-Blockes, der sich in drei Teilgebiete - Alaric, Mouthoumet und Plantaurel-Petites Pyrénées - untergliedern lässt, werden im wesentlichen nur die Externzonen abgehandelt : Sub-Ariege-Zone, Nordpyrenäen-Schuppenzone und Nordpyrenäen-Zone (zone Sous-pyrénéenne) *sensu stricto*. Der Katalonische Block ist als Ganzes in die Arbeit aufgenommen.

— **Der zweite Teil** behandelt stratigraphische und sedimentäre Untersuchungen der Schichtenfolge vom Cenoman bis Maastricht, welche als Grundlage für paläogeographische Rekonstruktionen dienen.

- **Biostratigraphische Daten.** Die chrono - und biostratigraphische Auswertung einer grossen Anzahl von Organismen - Ammoniten, Rudisten, planktonische und benthische Foraminiferen - ermöglicht, erstmalig mit dieser Arbeit, die Erstellung einer zusammenhängenden biostratigraphischen Abfolge. Paläoökologisch von Bedeutung ist das massive Verschwinden benthischer Fauna an Ende des Cenoman und deren erneutes Auftreten im Turon/Maastricht, gefolgt von einer erneuten Krise in der Oberkreide.
- **Sedimentäre Entwicklung.** Seit dem (Vracon) Cenoman bis ins Maastricht lassen sich folgende Hauptentwicklungsstadien erkennen :
 - Verfüllung der durch die alpidische Orogenese bedingten Strukturen (Megasequenz A) im Vracon-Cenoman ;
 - Sedimentationszyklus vom mittleren Cenoman bis ins Turon (Zyklus B), welcher sich in eine transgressive (mittleres und oberes Cenoman) und eine regressive Megasequenz (Turon) untergliedert. Erstere umfasst die (weltweit verbreitete) Entwicklung weiträumiger Flachwasserplattformen mit Karbonatsedimentation (transgressive Megasequenz), die mit der Rückkehr zu klastischer Sedimentation im Litoralbereich ein Ende findet (regressive Megasequenz).

- Sedimentationszyklus vom Coniac bis Maastricht (Zyklus C) ; dieser beginnt mit einer Transgression im Coniac bis ins untere Santon. Das Einsetzen der Regression vollzieht sich diachron ; d. h. früher im Osten (oberes Santon im Mouthoumet) als im Westen (oberes Maastricht in den Petites Pyrénées). Diese Entwicklung ist Ausdruck der strukturellen Schliessung und der sedimentären Verfüllung des Nordpyrenäen-Troges (sillon Sous-pyrénéen) infolge der Konvergenz der Europäischen und der Iberischen Platten.
- **Paläogeographie der Ostpyrenäen.** Im Gegensatz zum Kenntnisstand des letzten Jahrzehnts wird in der vorliegenden Arbeit nachgewiesen, dass sich der Nordpyrenäen-Trog zumindest bis zur Katalonischen Störung fortsetzt (die Fortsetzung ist heute allerdings durch die alpidische Horizontaltektonik verwischt). Aufgrund der progressiven Verfüllung des Troges von Osten nach Westen im Campan und schliesslich dessen tektonische Schliessung im Maastricht, existierte zu dieser Zeit in diesem Bereich eine Verbindung zwischen der Tethys und dem Atlantik : die Strasse der Aspres. Diese Verbindung wurde am Ende des Maastricht verfüllt.
- **Der dritte Teil** der Arbeit betrifft die Rudisten-Formation. Es handelt sich dabei hauptsächlich um komplexe Biokonstruktionen von der Art bankiger oder plattformbildender Riffe. Die geometrische und geographische Begrenzung der Riffkörper in ihrer faziellen Umgebung erlaubt es in vielen Fällen, die Deformation der Plattform mit der Morphologie der Riffe in Zusammenhang zu bringen. Die Rudistenriffe stellen demzufolge wertvolle Markierungspunkte für die Abwicklung der geodynamischen Entwicklung der Sedimentationsbecken dar.
- **Der vierte Teil** ist ausschliesslich der Paläontologie gewidmet :
 - Rudisten *Hippuritidae*, für die der Versuch einer Phylogenese und eine Klassifikation vorgeschlagen werden ; ausserdem wird eine neue Art beschrieben.
 - Benthische Foraminiferen : chrono und biostratigraphische sowie paläoökologische Informationen über 55 Arten werden dargestellt. Der Versuch einer Phylogenese der *Orbitolininae* wird vorgeschlagen und schliesslich die zeitliche Verbreitung dieser Arten in den Pyrenäen der üblicherweise bekannten Verbreitung im Tethysraum gegenübergestellt. Letzteres zeigt eindeutig die Gleichzeitigkeit der beiden Verbreitungen sowohl im oberen Cenoman als auch im oberen Maastricht, d. h. in zwei Zeitpunkten, in denen die Entwicklungen in Flachwasserplattformbereichen weltweit identisch waren, aufgrund der Transgression im Cenoman und der Regression im Maastricht.

Traduction H. SCHULZE

AVANT-PROPOS

Ce travail de recherches fut à l'origine initié par le professeur P. SOUQUET. Il était le prolongement oriental et septentrional de ses propres études sur le Crétacé supérieur pyrénéen. Jusqu'en 1977, date à laquelle les résultats apportés furent intégrés à ceux de B. PEYBERNES et de E.J. DEBROAS pour déboucher sur la présentation d'une « nouvelle esquisse structurale des Pyrénées », j'ai pu bénéficier du soutien de cette direction.

Pendant les quinze années qu'ont duré ces recherches les résultats préliminaires ont été annoncés par plus de soixante dix publications dont de très nombreuses en collaborations. Aujourd'hui, et qu'elles qu'aient été mes difficultés pour atteindre le but, je ne veux plus penser qu'à ceux dont l'aide désintéressée et le concours spontané m'ont permis d'arriver, malgré tout, à la présentation de ce mémoire.

Je citerai tout d'abord le personnel technique du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie qui m'a toujours aidé de son mieux dans l'accomplissement de mes tâches d'enseignant et de chercheur :

- MM. Y. FILHASTRE, P. MAYNAUD et R. PUERTOLAS ont ainsi confectionnés mes innombrables lames minces et préparations paléontologiques sans lesquelles il m'aurait été impossible de travailler, compte-tenu de l'orientation biostratigraphique du sujet.
- Mmes P. EICHENNE, M. FILHASTRE et F. RONCHINI sont souvent intervenues dans la mise au point des nombreux articles préliminaires à cette thèse ; c'est à P. EICHENNE que revient aussi le mérite d'avoir réalisé la mise au propre de la quasi-totalité des illustrations graphiques de cet ouvrage, et ce, malgré les nombreux travaux qui lui incombent quotidiennement.

Mmes Y. HANNACHI, F. RONCHINI et H. TABONI ont assuré avec compétence la dure tâche de la dactylographie du manuscrit.

Dans l'accomplissement de ces recherches j'ai été conduit à collaborer avec de nombreux étudiants de 3ème Cycle du Laboratoire. C'est donc naturellement que je me suis référé à leurs travaux. Je citerai plus particulièrement ceux de R. CISZAK, M. HUMBERT, M. LANAU, P. RICHARDOT, M-J. WALLEZ-FONDECAVE et J-P. WALLEZ. Mais, c'est surtout avec F. SEGURA et dernièrement B. LEPLICARD que s'est engagée une collaboration étroite en partie induite par des sujets de recherches thématiquement et/ou géographiquement communs.

Avec E-J. DEBROAS, c'est surtout de complémentarité qu'il convient de parler. Le talus qui sépare «son» flysch de «mes» plates-formes n'a jamais constitué un obstacle à nos communications. De nombreuses discussions, sur nos préoccupations pyrénéennes, ont été menées tant sur le terrain qu'au Laboratoire et je lui suis redevable de nombreuses informations. Ses travaux sur l'évolution des bassins flyschs permettront de mieux comprendre l'histoire crétacée de la chaîne des Pyrénées dans son ensemble.

B. PEYBERNES a été, jusqu'en 1976, mon compagnon de route sur le Crétacé pyrénéen. Je lui dois tout particulièrement la découverte de Crétacé supérieur dans le bassin d'Axat et dans le lobe de Montgri de la nappe de l'Ampurdan. De plus de nombreuses études sur la limite Crétacé inférieur-supérieur ont été menées conjointement.

J. CANEROT s'est toujours intéressé à mes recherches et je lui suis reconnaissant d'avoir de nombreuses fois ouvert la porte de la collaboration vers les chaînes Ibériques. J'espère, maintenant libéré, pouvoir accéder à ce souhait et dépasser, enfin sans remords, les Pyrénées.

J. REY avait dès 1976 su m'attirer sur les rivages du Portugal. Cette marque de confiance, alors que je n'étais qu'un jeune collègue, ne s'est depuis jamais altérée. Aussi, lorsque les difficultés se sont accumulées me suis-je naturellement tourné vers lui. Malgré la situation délicate où je le mettais il m'a accepté dans son service. Je lui sais gré de cette attitude qui témoigne de ses qualités humaines et de son sens des responsabilités.

Le début de ma carrière s'est effectuée alors que le Professeur M. CASTERAS était directeur du Laboratoire. Toujours attentif à l'avancement de mes recherches il aurait, vraisemblablement, été heureux d'en connaître l'aboutissement.

Dans le domaines de la Paléontologie et de la Stratigraphie du Crétacé j'ai pu bénéficier avec profit, et grâce en particulier au rôle mobilisateur du Groupe Français du Crétacé, de la compétence de nombreux collègues universitaires ou «privés» : Mmes R. DAMOTTE, D. DECROUEZ, M. FEIST, D. GASPARD, M. MASSIEUX, M. NEUMANN, M. SERONIE-VIVIEN, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE ; MM. le Général M. COLLIGNON et J. EMBERGER, malheureusement disparus ; MM. F. AMEDRO, J.F. BABINOT, J-P. BOUILLIN, S. CALZADA, M. FLOQUET, W-J. KENNEDY, J. LOUAIL, M. MOULLADE, J. PHILIP, J. REY, J. SORNAY et G. TRONCHETTI.

De fréquents contacts avec les géologues de l'industrie m'ont permis de tisser des liens scientifiques et amicaux avec les chercheurs des Laboratoires du Centre de Recherches de la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production) et en particulier : Mmes O. LEGOUX et J. REULET ; MM. C. BOULOUARD, L. BRUN, F. CALANDRA, R. FAJERWERG, M. HAMAOU, S. JARDINE, H-J. OERTLI, B. PORTHAULT, B. PRESTAT, J-P. SEVERAC, et L. YAPAUDJIAN. Je suis redevable à MM. F. JEAN et M. GAILLARD, de la Mission France, de m'avoir permis l'accès au matériel de nombreux sondages de la zone sous-pyrénéenne ; à MM. J-P. CASSAN et E. DUCORNAUD de m'avoir associé à leurs actions de formation.

Par l'intermédiaire de M. L. YAPAYDJIAN j'ai trouvé auprès de M. H. BRIOTET, chef de la Division Recherches et Applications en Géologie un important soutien financier pour l'impression de ce mémoire.

Au bureau des Recherches Géologiques et Minières de Toulouse j'ai toujours trouvé aide et compréhension auprès de J. et B. GUERANGE, de J-P. PARIS, Y. TERNET et J-G. ASTRUC.

Mr. C. CAVALIER, Directeur du Service Géologique National s'est montré attentif à mes problèmes de publication.

Au cours de ces trop nombreuses années j'ai pu mesurer le poids de l'amitié que m'ont dispensé sans compter A. et L. DUCAU, J. et M. XECH, A. et S. GUIRAUDIES, J-P. et J. SEVERAC, J-B. et P. MOUDENC.

L'impression a été réalisée par le personnel du Service de Reprographie du Centre Régional de Documentation Pédagogique de Toulouse animé par M. M. BARTHE.

A tous, j'adresse mes plus vifs remerciements car sans eux cet ouvrage n'aurait pu voir le jour.

C'est à ma famille que je dédie ce mémoire, à mes Parents, à Geneviève, à Nicolas et Sandrine pour l'amour et l'espoir qu'ils portent en eux.

Toulouse, Septembre 1985.

Le présent mémoire fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'État.

Il m'est agréable de rendre hommage aux personnalités qui ont accepté d'en constituer le jury.

Mr. Y. GOURINARD, Professeur à l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, a toujours porté une constante attention à l'avancement de mes recherches. Par ses conseils et encouragements, surtout au cours de ces deux dernières années, il m'a permis de surmonter de nombreux obstacles. Je lui témoigne une profonde et respectueuse reconnaissance.

Mr. J. PHILIP, Professeur à l'Université Aix-Marseille I, avec lequel est née spontanément une amitié exigeante. Spécialiste de la Paléontologie et de la Paléoécologie des Rudistes du Crétacé supérieur, je lui suis reconnaissant pour tous les conseils judicieux qu'il m'a toujours prodigué, tout en respectant mon mode de pensée. Je ne pouvais espérer trouver tout à la fois un juge plus compétent et un ami plus sincère. Je souhaite qu'à la suite de ce travail notre collaboration, déjà très engagée, aille encore en s'amplifiant.

Mr. M. MOULLADE, Directeur de Recherches du C.N.R.S. à l'Université de Nice, Directeur du «Centre de Recherches Micropaléontologiques Jean Cuvillier», a suivi avec attention mes premiers pas dans la discipline micropaléontologique.

Je lui suis reconnaissant de m'avoir en diverses occasions témoigné de sa confiance, en particulier en m'intégrant à la R.C.P. 614 qu'il dirige avec dévouement et compétence. C'est pour moi un plaisir de le retrouver aujourd'hui à mon jury.

Mr. W-J. KENNEDY, Conservateur des Collections de l'Université d'Oxford, a accepté de siéger à mon jury de thèse. Géologue et Stratigraphe éminent, Paléontologue de réputation internationale des Céphalopodes du Crétacé, c'est pour moi un redoutable honneur de présenter devant lui mes modestes résultats. Je le remercie vivement de l'aide efficace qu'il m'a déjà apporté dans la détermination des faunes pyrénéennes et de l'amorce de collaboration qui s'est instaurée entre nous. Puisse cette thèse en être le catalyseur.

Mr. R. RICATEAU, Chef de la Mission France à la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production) a bien voulu participer, malgré ses nombreuses occupations, à ce jury. En sa qualité d'auteur de nombreux articles et rapports sur les Pyrénées (dont une synthèse sur le Crétacé supérieur), j'attends avec intérêt et crainte son jugement sur ce mémoire et sur cette partie orientale des Pyrénées que, Géologue de terrain, il a lui-même parcourue.

Mr. J. REY, Professeur à l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, a accepté de m'accueillir dans son laboratoire et de diriger la mise en forme de ce travail. Malgré les lourdes charges que lui procure la direction de l'U.E.R. de Sciences Naturelles, il a toujours su se montrer disponible à toutes mes sollicitations. Pour respecter les délais les plus brefs, la correction du manuscrit a été prise sur le temps habituellement réservé à la vie familiale (que sa famille veuille bien m'en excuser). Grâce à cette attitude encourageante, à cette direction désintéressée et efficace, à une aide morale et matérielle soutenue j'ai retrouvé un «nouveau souffle» qui m'a permis de mener à bien ce travail, il y a 2 ans encore, bien compromis. En tant que Directeur de la revue *Strata*, Mr. J. REY a aussi accepté la publication de ce mémoire. Je tiens à lui exprimer ici toute ma gratitude et mon admiration pour son dévouement aux gens et à la discipline des Sciences de la Terre, à une période où ceux-ci sont, à Toulouse, particulièrement menacés.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

SOMMAIRE

Thèmes de recherches	25
Limites de l'étude	25
• Limites géographiques	25
• Limites stratigraphiques et sédimentaires	25
Méthodes d'étude	26
Plan de l'étude	27

THEMES DE RECHERCHES

Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes n'avait pas fait l'objet d'une révision d'ensemble depuis le début du Siècle.

Dans le cadre des études menées sur le Mésozoïque pyrénéen par le Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, cette révision m'avait été confiée ; elle était le deuxième volet d'une trilogie de travaux portant sur : le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-espagnoles à l'Est de la Garonne [B. PEYBERNES, 1976] ; les flyschs crétacés nord-pyrénéens [E.-J. DEBROAS, en cours].

Pour le Crétacé supérieur, trois buts principaux ont été poursuivis qui consistaient :

- le premier, à établir des échelles biostratigraphiques comparées, associant Céphalopodes, Rudistes, Foraminifères benthiques et pélagiques ;
- le deuxième, à reconstituer l'évolution paléogéographique de cette portion des Pyrénées au cours de cette période ; pour cela il convenait de dégager les relations pouvant exister entre ses deux versants et d'envisager les possibilités de raccords orientaux (vers la Provence principalement) ;
- le troisième à mettre en évidence les réponses sédimentaires et structurales des domaines de plate-forme aux événements alpins du Crétacé supérieur.

LIMITES DE L'ÉTUDE

Limites géographiques

Le domaine d'étude s'étend sur les deux versants des Pyrénées centrales et orientales.

Sur le versant septentrional français, du littoral méditerranéen, à l'Est, à la vallée de la Garonne, à l'Ouest, il couvre : le Haut-Vallespir, les Corbières Orientales et Méridionales, les Pays d'Olmes et de Foix ; les chaînons du Plantaurel et des Petites-Pyrénées.

Sur le versant méridional espagnol il se répartit depuis le littoral méditerranéen, à l'Est, à la vallée du Sègre, à l'Ouest, entre : le Haut-Ampurdan, les Sierras de Cadi, du Haut-Bergueda, de Port del Compte et de Oden.

Limites stratigraphiques et sédimentaires.

Le Crétacé supérieur a, dans la mesure du possible, toujours été traité dans son intégralité, du Cénomanien au Maastrichtien.

La limite Vraconien-Cénomanién, qui était censée séparer les recherches de B. PEYBERNES et celles-ci, n'a jamais, en raison d'études concertées, constitué une barrière hermetique et l'on retrouvera dans l'un ou dans l'autre ouvrage des données sur l'Albien supérieur ou le Cénomanién inférieur.

Le Crétacé supérieur a été surtout étudié quand il répondait aux critères de faciès retenus, à savoir : dépôts marins de plate-forme interne à externe et de bassin circalittoral de plate-forme.

L'analyse et la datation des dépôts continentaux de la fin du Crétacé n'est que succinctement ébauchée. De même, les datations des flyschs et des séries tectorogéniques des zones nord-pyrénéennes, actuellement en cours de révision par E.-J. DEBROAS, sont empruntées de données bibliographiques émanant de travaux du Laboratoire de Géologie de Toulouse.

METHODES D'ÉTUDE

L'analyse du Crétacé supérieur est-pyrénéen a nécessité la mise en œuvre des techniques classiques de la Géologie sédimentaires. Celle-ci se sont concrétisées par :

- une cartographie de terrain, originale pour l'ensemble des zones sous-pyrénéennes de Tuchan à Foix, qui sera celle des nouvelles feuilles à 1/50 000 de Tuchan, Quillan, Lavelanet et Foix, actuellement en cours d'impression ou en préparation ;
- une analyse sédimentologique de terrain, aussi bien sur les plates-formes carbonatées que dans les environnements deltaïques ou margino-littoraux ;
- une analyse des microfaciès (en plaque mince) des ensembles carbonatés ou sableux consolidés, afin d'en définir les contenus à la fois micropaléontologiques et micropétrographiques ;
- une analyse micropaléontologique, en résidu de lavage, des ensembles marneux ou argileux meubles ;
- une recherche attentive de tout matériel paléontologique.

Pour exploiter avec le maximum d'efficacité la masse des données recueillies surtout dans les domaines de la Paléontologie et de la Micropaléontologie il a été largement fait appel à de nombreux spécialistes :

- Les Ammonites, relativement abondantes mais de conservation souvent médiocre ont été étudiées par G. THOMEL (Albo-Cénomanién), feu le Général M. COLLIGNON (Turonien et Sénonien), F. AMEDRO (Turonien) et W.-J. KENNEDY (Maastrichtien).
- Les Inocérames, rares, ont été observés par J. SORNAY.
- Les Brachiopodes du Cénomanién terminal ont été déterminés par D. GASPARD ; S. CALZADA m'a livré des informations sur ceux du Maastrichtien.
- Les Orbitolinidés de l'Albien-Cénomanién ont fait l'objet d'études conjointes avec J. CANNEROT, M. MOULLADE et B. PEYBERNES.
- Les Foraminifères pélagiques se sont révélés, grâce à F. CALANDRA, de précieux auxiliaires dans la datation des épaisses séries marneuses ; B. PORTHAULT est intervenu pour débrouiller le délicat problème de la coupe de Cubières.
- Les Ostracodes sous-pyrénéens ont été confrontés aux formes provençales par J.-F. BABINOT et Y. TAMBAREAU.
- La Palynologie est intervenue dans les domaines paraliques ; C. BOULOUARD a mené une étude approfondie des argiles «cénomaniennes» des Corbières orientales ; O. LEGOUX et S. JARDINE ont apporté leur contribution dans les datations difficiles des formations terrigènes sous-pyrénéennes.

- Les Charophytes, rares, ont été vues par M. MASSIEUX.
- La confrontation des indications stratigraphiques fournies par ces différents groupes paléontologiques à permis l'étalonnage des associations de Rudistes et de Foraminifères benthiques, objets de mes propres déterminations.

PLAN DE L'ETUDE

La présentation des résultats se fera au cours de quatre parties, distinctes pour des raisons méthodologiques, mais en réalité indissociables les unes des autres.

1^{ère} partie :

Elle constitue une présentation des unités structurales qui, dans le domaine est-pyrénéen, renferment le Crétacé supérieur. Le canevas structural retenu est celui élaboré et présenté en 1977 par l'ensemble des chercheurs du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie.

2^e partie :

Elle traitera de l'analyse stratigraphique et des reconstitutions paléogéographiques du Cénomanién, du Turonien, du Coniacien-Santonien, du Campanien-Maastrichtien. Pour chacune de ces périodes sera proposée :

- Une introduction avec rappel historique de la zonation de l'étage dans sa région type ; l'établissement du cadre biostratigraphique et lithostatigraphique pyrénéen ; l'énoncé d'un bref historique.
- Une étude régionale détaillée, calquée sur la maille structurale, avec présentation à partir de coupes et de documents cartographiques des principales caractéristiques stratigraphiques et sédimentaires de chacune des zones pyrénéennes concernées.
- Une conclusion avec :
 - une synthèse stratigraphique dégagant l'intérêt chronostratigraphique d'associations caractéristiques du domaine étudié ;
 - une synthèse paléogéographique montrant les relations entre les différents corps sédimentaires et leur répartition dans l'aire de recherche.

3^e partie :

Elle concerne l'étude des Formations à Rudistes. Celle-ci sera abordée sous un angle sédimentologique qui permet, généralement à partir de plusieurs coupes, de reconstituer la géométrie des bioconstructions au sein de leur encaissant ; de reconnaître la morphologie des corps construits et ainsi de les situer géographiquement et structuralement dans les limites du bassin de sédimentation.

4^e partie :

Elle aborde la paléontologie des deux groupes d'organismes qui ont fait l'objet de mes soins les plus attentifs :

- Les Rudistes *Hippuritidae*, pour lesquels un essai de phylogénèse et une classification sont proposés ;
- Les grands Foraminifères benthiques - *Orbitolinidae*, *Soritidae*, *Miliolidae*, *Alveolinidae*, *Calcarinidae*, *Orbitoididae*, etc. - pour lesquels sont livrées des informations chrono et biostratigraphiques ainsi que, parfois, phylogénétiques.

En fin des conclusions générales récapitulent :

- les acquis biostratigraphiques ;
- les évolutions sédimentaires et ceci par le biais de la reconnaissance des coupures sédimentaires et des séquences de dépôts communes à tous ou propres à chacun des segments de plateforme étudié ;
- les nouvelles données de la paléogéographie est-pyrénéenne et les implications structurales que celles-ci imposent dans les reconstitutions de la chaîne pyrénéenne au cours et à la fin du Crétacé supérieur.

PREMIÈRE PARTIE

CADRE STRUCTURAL

SOMMAIRE

A — LE TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN	32
I - Le Compartiment Alaric	35
Le chaînon de Fontfroide	35
Les plis de Boutenac	36
La Pinède de Durban	36
II - Le compartiment Mouthoumet	36
Zones nord-pyrénéennes	36
Zones sous-pyrénéennes	39
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	39
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	41
III - Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	42
Zones nord-pyrénéennes	45
Zones sous-pyrénéennes	47
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	47
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	48
B - LE TRONÇON CATALAN	50
I - L'autochtone	50
II - Le parautochtone	54
III - L'allochtone	54

Fou de chagrin, il [Hercule] voulut élever à la mémoire de son épouse [Pyrène] un monument digne d'elle. A coup de massue, de poings et de pieds, il saccagea tout le pays. Accumulant roches et rochers sur les pauvres restes allongés, il relia la mer Méditerranée à l'océan Atlantique par un formidable amas de pierres qui, bientôt, devint une immense chaîne de montagnes sur laquelle il planta des sapins, des hêtres et des chênes. Les larmes qu'il versa devinrent torrents et lacs profonds. C'est ainsi que furent créées les Pyrénées.

(Extrait de Contes et Légendes
des Pyrénées de Maguelonne TOUSSAINT-SAMAT ;
Nathan, éditeur).

Les recherches stratigraphiques et structurales réalisées au Laboratoire de Géologie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse [P. SOUQUET, 1967 ; E-J. DEBROAS et P. SOUQUET 1974 ; P. SOUQUET, M. BILOTTE, J. CANEROT, E-J. DEBROAS, B. PEYBERNES et J. REY, 1975 ; B. PEYBERNES, 1976 ; P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE et E-J. DEBROAS, 1977 a et b ; P. SOUQUET, 1978] ont permis de modifier le schéma traditionnel d'une chaîne symétrique par rapport à une «zone primaire axiale», flanquée de zones nord et sud-pyrénéennes. La chaîne Alpine des Pyrénées est maintenant comprise comme une chaîne à double déversement ouverte en éventail de part et d'autre d'une zone de divergence structurale, identifiée dans la Zone Interne métamorphique, entre des zones septentrionales déversées au Nord, vers le bassin d'Aquitaine et des zones méridionales déversées au Sud, vers le bassin de l'Ebre.

Avec cette structure, les Pyrénées représentent une chaîne intracratonique ou s'affrontent deux marges continentales, la marge aquitano-languedocienne, au Nord, en bordure du craton aquitano-languedocien ou toulousain, la marge nord-ibérique, au Sud, en bordure du craton de l'Ibérie.

Les Pyrénées sont, de plus tronçonnées par des discontinuités majeures, obliques à l'allongement apparent de la chaîne ; chaque tronçon est constitué de la juxtaposition de zones isopico-structurales parallèles à l'allongement apparent de la chaîne (tab. 1).

	TRONÇON BASCO-BEARNAIS	TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN	TRONÇON CATALAN	
CRATON AQUITANO-LANGUEDOCIEN	RIDES D'AQUITAINE	ZONE SOUS-PYRENEENNE		ZONES SEPTENTRIONALES
	UNITE D'ORTHEZ	ZONE DES ECAILLES SOUS-PYRENEENNES F.N.P.		
	ZONE DES FLYSCHS DU PAYS BASQUE ET DE BIGORRE	ZONE SUB-ARIEGEOISE		
		ZONE ARIEGEOISE		
	ZONE CINCO VILLAS LABOURD	ZONE COMMINGEOISE		
		ZONE ULTRA-COMMINGEOISE		
AXE OROGE- NIQUE	NAPPE DES MARBRES	ZONE INTERNE METAMORPHIQUE		
CRATON IBERIE	Z. DES CHAINONS BEARNAIS ----- Z. IGOUNCE-MENDIBELZA	ZONE DES ECAILLES BORDIERES		ZONES MERIDIONALES
	UNITE ALDUDES	HAUTE CHAINE PRIMAIRE ET SON ENVELOPPE	HAUTE CHAINE PRIMAIRE ET SON ENVELOPPE	
		COUVERTURE MERIDIONALE DECOLLEE	NAPPES DE PEDRAFORCA ET HAUT-AMPURDAN	

Tab. 1 : Les zones structurales des Pyrénées.

Limites structurales de l'étude.

Le domaine d'investigation s'inscrit sur les tronçons Navarro-languedocien et Catalan.

Sur le tronçon Navarro-languedocien, il se limite aux zones septentrionales externes.

Le tronçon Catalan, composé seulement de zones méridionales, est tout entier inclus dans l'étude.

A - LE TRONÇON NAVARRO - LANGUEDOCIEN

Pour des raisons d'unité géologique le tronçon Navarro-languedocien a été subdivisé en 3 compartiments (fig. 1) :

- au Nord-Est, le compartiment Alaric, limité, au Sud, par les accidents frontaux du massif de Mouthoumet, à l'Est, par la nappe des Corbières ;
- à l'Est, le compartiment Mouthoumet, limité, au Nord, par les accidents frontaux du massif de Mouthoumet, à l'Ouest, par la dislocation Fontestorbes - Puivert - Alet, au Sud, par la Zone Interne métamorphique, à l'Est, par la faille de Catalogne ;
- à l'Ouest, le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées entre, la dislocation Fontestorbes - Puivert - Alet, à l'Est, le front de chevauchement sous-pyrénéen, au Nord, la zone de failles de Bigorre, à l'Ouest, la zone interne métamorphique, au Sud.

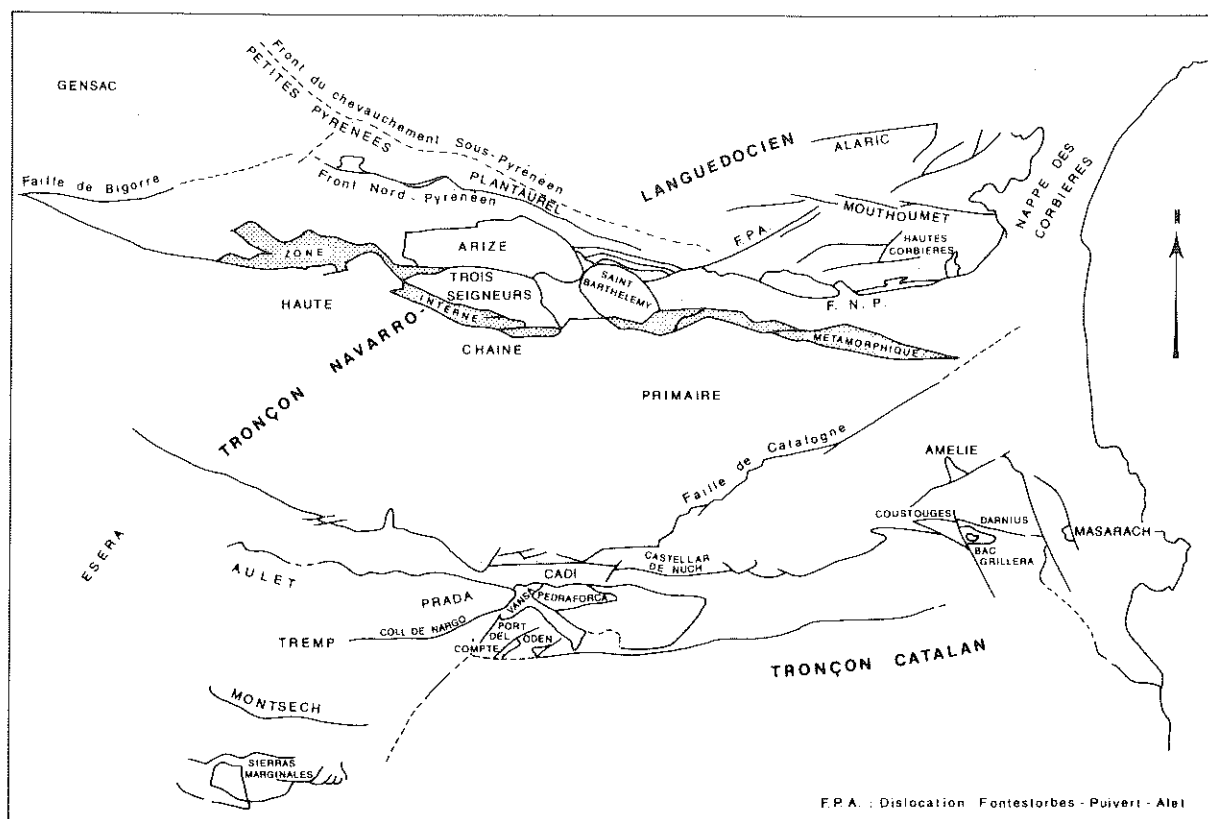


Fig. 1 : Les unités structurales est-pyrénéennes.

La séparation entre les compartiments Mouthoumet et Plantaurel - Petites Pyrénées est fondée sur la reconnaissance d'une dislocation, orientée N 60° E, affectant le socle paléozoïque et sa couverture, la dislocation Fontestorbe - Puivert - Alet [M. BILOTTE, 1978]. Le trajet superficiel de cette frac-

ture se reconnaît, d'une part dans le faisceau de failles d'Alet, d'autre part sur la façade NW du chevauchement du Pays de Sault. Elle limite un socle porté à l'affleurement dans le massif de Mouthoumet, ou peu profond dans le dôme de Puivert (361 m), à l'Est, d'un socle profond (plus de 1 900 m dans le Dreuilhe) et jamais visible, à l'Ouest.

Cette dislocation, dont la traduction superficielle d'apparence modeste est cartographiquement connue depuis très longtemps [M. CASTERAS, 1933], s'aligne parfaitement sur des anomalies gravimétriques et magnétiques régionales récemment mises en évidence [K. BABOUR, M. DAIGNIERES, M. MINVIELLE, J. MOSNIER, J.C. ROSSIGNOL et J. VASSEUR, 1977] (fig. 2).

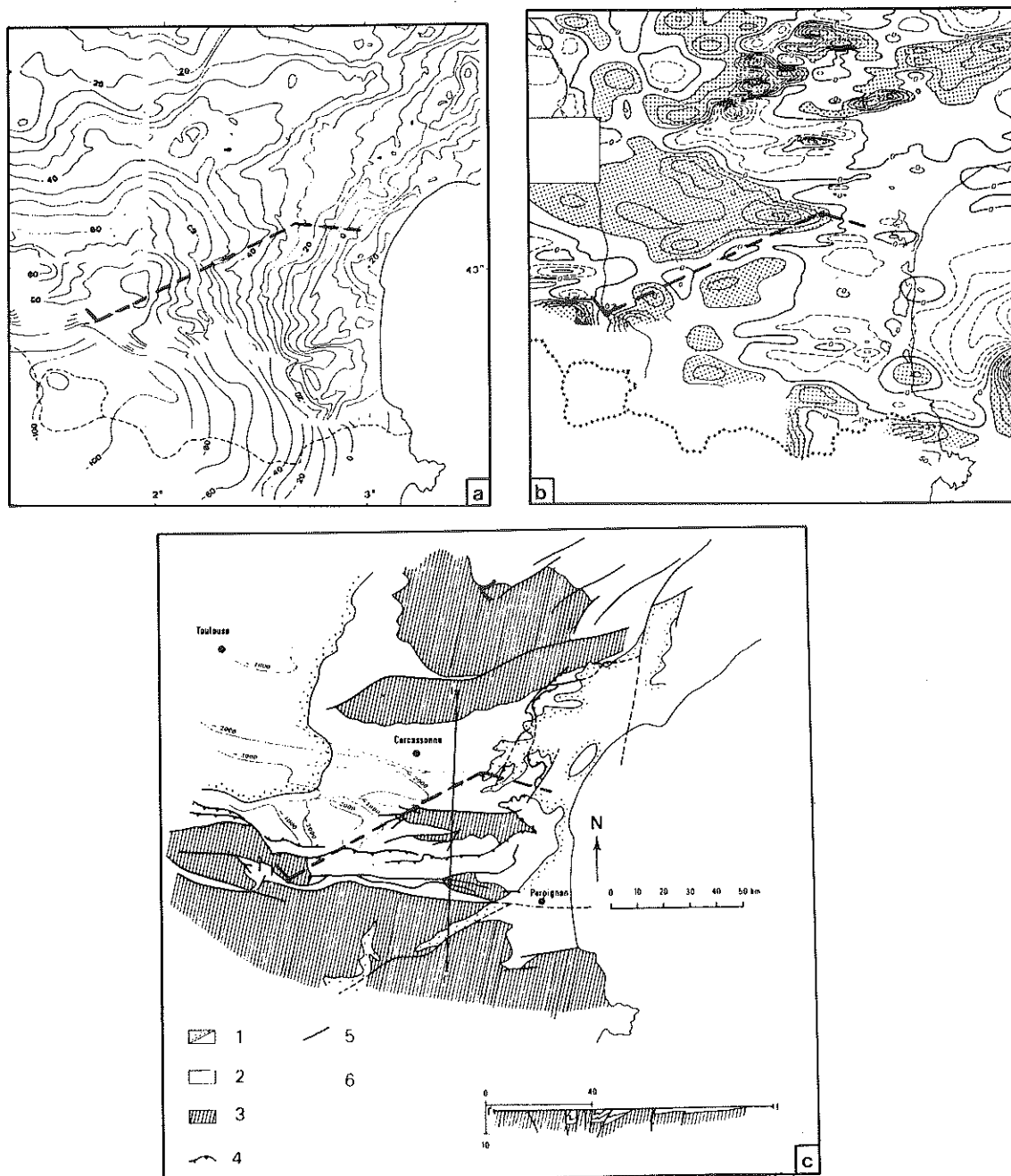


Fig. 2 : Le trajet de la discontinuité Fontestorbes - Puivert - Alet, traduit des anomalies gravimétriques de Bouger (a) et des anomalies aéromagnétiques (b) et son report sur un fond structural (c) [d'après K. BABOUR et *al.*, 1977].

I — LE COMPARTIMENT ALARIC

Le Crétacé supérieur affleure (fig. 3) :

- dans le chaînon de Fontfroide, en demi-fenêtre entre les lobes de Bizanet et de Fontjoncouse, où il sert d'autochtone à la nappe des Corbières ;
- dans les plis de Boutenac où il occupe le coeur des structures synclinales ;
- à la pinède de Durban, dans une position structurale complexe, entre la couverture mésozoïque réduite du massif de Mouthoumet et le lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières.

Le chaînon de Fontfroide

Le chaînon de Fontfroide se compose de 3 unités structurales différentes (fig. 4) :

- au N.NE de Fontfroide, une étroite bande, d'allure synclinale, pincée au front de l'Albien parautochtone : **unité intermédiaire** de P. FREYTET, [1970] ;
- **unité de Fontfroide**, où la série renversée plonge vers l'Est avec un pendage voisin de 70° ;
- **unité du bois du Vicomte**, où la série est normale et plonge régulièrement vers l'Ouest avec un pendage de l'ordre de 30° .

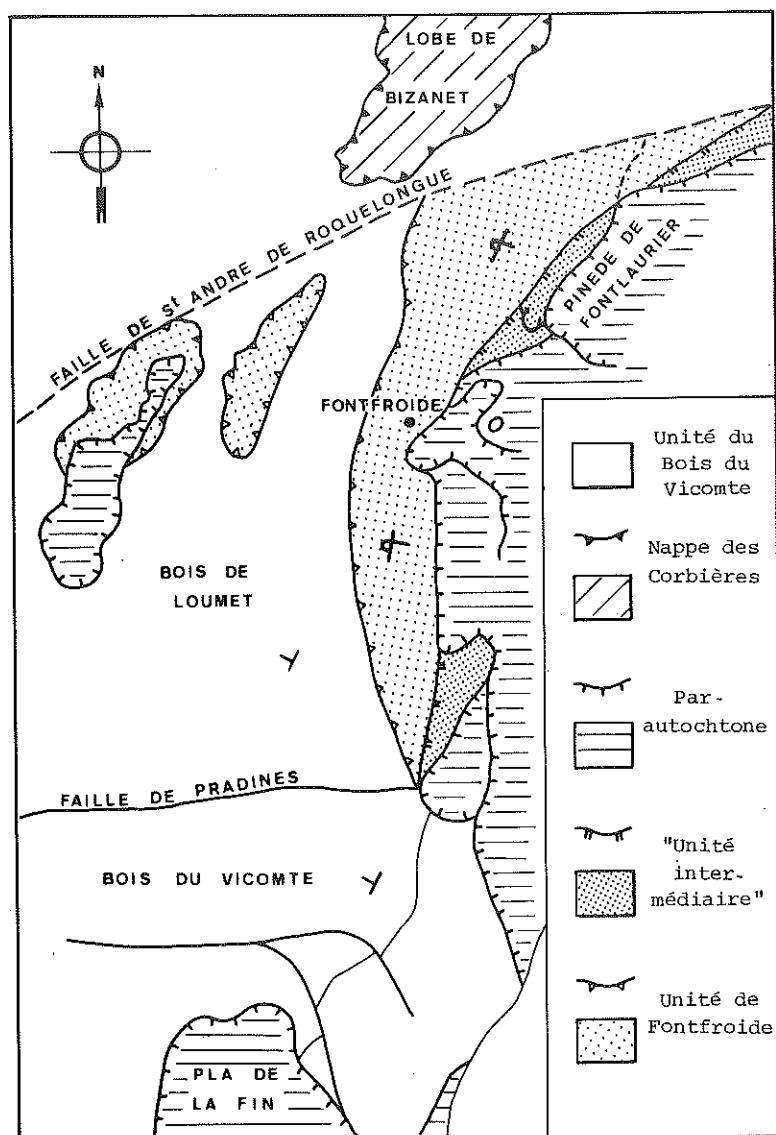


Fig. 4 : Les unités structurales du chaînon de Fontfroide.

Les plis de Boutenac

Limités par un réseau de fractures d'orientation N 30° et N 70° les plis de Boutenac, de direction axiale sensiblement N-S, sont au nombre de 3. De l'Est vers l'Ouest se sont respectivement [A. COMBES, 1962 ; P. FREYTET, 1970] :

- **Le synclinal de Boutenac** à plongement axial vers le Nord ; les pendages de ses flancs sont relativement réguliers, plus faibles à l'Est qu'à l'Ouest, donnant au pli une allure légèrement déjetée.
- **L'anticlinal de Barrylongue**, zone complexe déjetée à déversée vers l'Ouest ; il acquiert une allure sigmoïde au Nord.
- **Le synclinal de Laval**, dissymétrique, ouvert au Sud, avec relèvement axial vers le Nord. Les couches de son flanc est sont fortement redressées voire renversées alors que celles de son flanc ouest plongent moyennement vers l'Est (30 à 45°).

Les plis de Boutenac chevauchent à l'Ouest l'Eocène de la région de Ferrals par l'intermédiaire d'un système d'écaïlles.

La pinède de Durban

La position structurale de cette région difficile a fait l'objet des travaux de J. AZEMA, M. DURAND DELGA et A. FOUCAULT [1963] ; ils y ont établi, en particulier, l'autochtonie du Crétacé supérieur repley en un synclinal couché vers le NE.

II — LE COMPARTIMENT MOUTHOMET

L'Albien et le Crétacé supérieur y sont présents dans les zones structurales suivantes (fig. 3) :

Zones Nord-pyrénéennes

• Zone commingeoise

Synclitorium d'Axat. J-P. WALLEZ [1974, p. 121] nous le présente comme : « un synclitorium déversé au Nord, affecté de replis (lambeaux synclinaux de Marsa et de Cailla, au Nord, de la forêt de Madres, au Sud), et dont l'axe est souligné par le flysch crétacé supérieur (bande allant du Roc Bertret à la forêt de Madres et lambeau synclinal de Puilaurens).

Ce synclitorium est chevauché sur son bord méridional par les massifs nord-pyrénéens (Bessède - Salvezine - Agly) et leur couverture. Il est limité au Nord par des accidents subverticaux en relais (Joucou et Puylaurens) qui le séparent du synclinal de Saint-Paul de Fenouillet et de Belvis».

• Zone ariégeoise.

Au Sud de Cucugnan, les chaînons nord-pyrénéens conservent les preuves d'une sédimentation continentale de la fin du Crétacé - début du Tertiaire [Ch. JACOB, 1939]. Entre le Pech Marty, à l'Ouest, et le Roc de la Capéliane, à l'Est, les assises calcaires et marneuses sont repleyées en une grande structure synclinale déjetée vers le Nord.

• Zone Sub-ariégeoise

Cette zone pourrait être représentée au méridien de Duilhac par l'écaïlle du Roc Pouyrit. L'hypothèse d'une klippe sédimentaire émise par J-P. BOUILLIN [1967] pour le matériel triasique à jurassique de cette structure, se heurte en particulier aux différences d'orientation existant entre ces séries et celles, plus septentrionales, qui leur succèdent ; les couches du Roc Pouyrit (N 110° E) sont nettement sécantes avec celles de la série albo-cénomaniennne sus-jacente (N 60° E).

Le Roc Pouyrit sera donc considéré comme une écaïlle déracinée, issue d'un gradin du talus albien. C'est aussi l'opinion adoptée par B. PEYBERNES [1976].

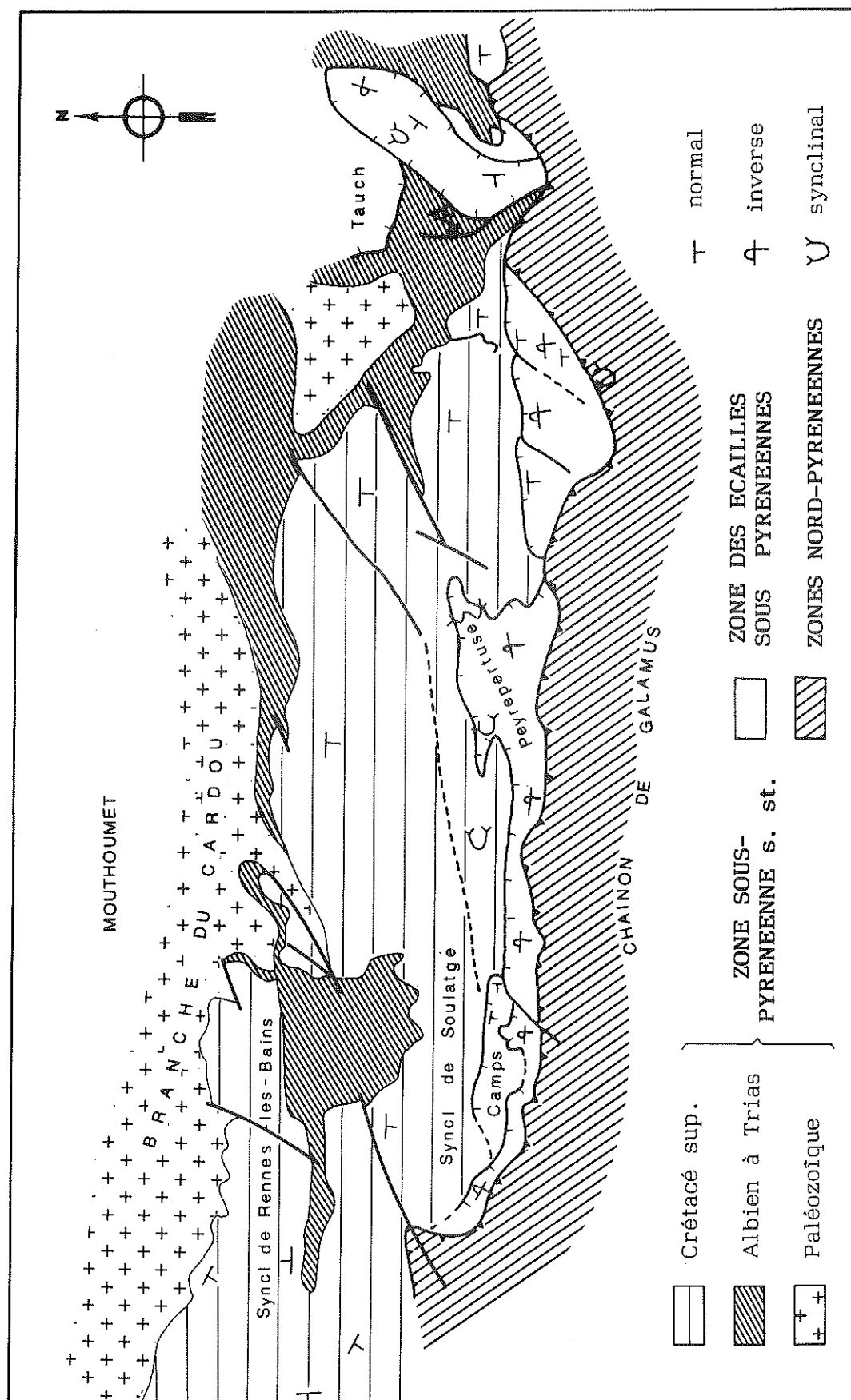


Fig. 6 : La lame de Camps-Peyrepertuse

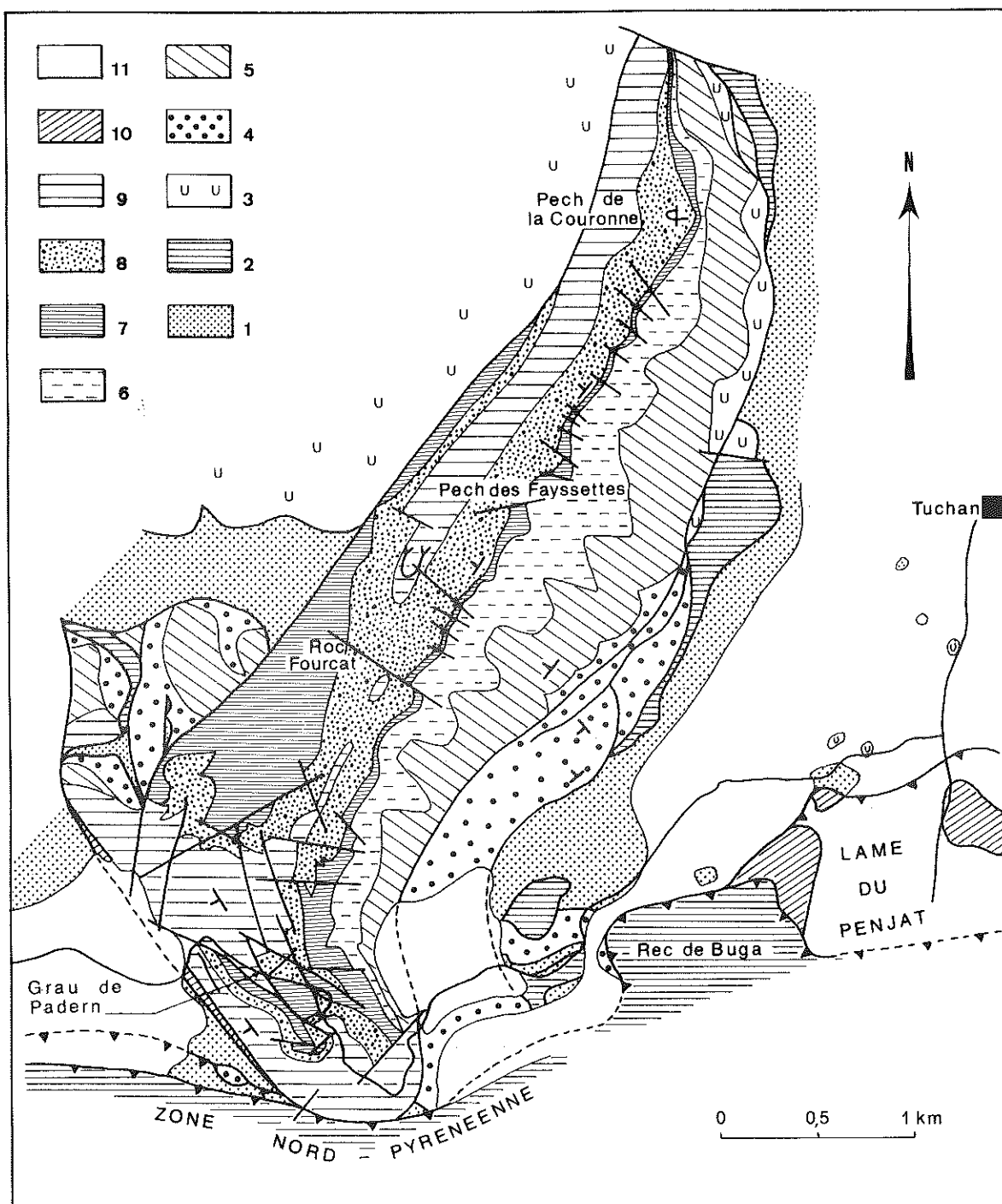


Fig. 5 : Carte géologique simplifiée du diverticule oriental de la Montagne de Tauch (en collaboration avec B. PEYBERNÈS).

1 : Trias ; 2 : Lias à Jurassique ; 3 : Urgo-aptien ; 4 : Albien - grès verts ; 5 : Albien - calcaires à Floridées ; 6 : Vracorien - marno-calcaires à *O. (O.) durand delgai* ; 7 : Cénomanién inférieur - calcaires à Simplavéolines ; 8 : Cénomanién moyen base - grès roux ; 9 : Cénomanién moyen à supérieur - calcaires à Préalvéolines ; 10 : Turonien à Sénonien - marnes ; 11 : dépôts récents.

Zones sous-pyrénéennes

La feuille de Quillan [1967] à 1/80 000 nous apprend que les zones nord-pyrénéennes chevauchent, au niveau du Front nord-pyrénéen, les zones sous-pyrénéennes par l'intermédiaire d'une « lame de Cénomanién ».

Dénigrée par les uns [J-P. GELARD et J. MAGNE, 1968 ; J-P. GELARD, 1969 ; J-P. BOUILLIN, 1971 ; J. MAGNE ET J-P. ROUCAN, 1971 ; 1972], confirmée les autres [M. BILOTTE, F. CALANDRA et P. RICHARDOT, 1971 ; M. BILOTTE, 1972 ; 1975], la lame cénomaniénne des auteurs correspond en fait à un système d'écaillés complexes en partie représentée par la lame de Camps - Peyrepertuse [M. BILOTTE, 1975]. Ce système d'écaillés constitue, entre le chevauchement frontal nord-pyrénéen et la zone sous-pyrénéenne proprement dite, la zone des Écaillés sous-pyrénéennes.

• Zone des Écaillés sous-pyrénéennes.

Parfaitement individualisée à l'Est du chevauchement de Bugarach (lame du Penjat, Montagne de Tauch, lame de Camps - Peyrepertuse) en raison de l'amplitude des chevauchements, la Zone des Écaillés s'amortie progressivement à l'Ouest (synclinal de Saint Louis).

— **La lame de Penjat** (fig. 5). Elle englobe les pointements de Crétacé supérieur de la Plaine de Tuchan ; ceux-ci sont à la fois chevauchés au Sud par les zones nord-pyrénéennes au niveau du Rec de Buga [D. RAYMOND, 1965] et décollés et poussés au Nord sur le Trias de la plaine de Tuchan.

— **La montagne de Tauch** (fig. 5). P-C. de GRACIANSKY en a effectué [1962] la première étude cartographique et tectonique détaillée concluant à l'allochtonie de l'ensemble du massif, flottant sur le Trias. Pour le diverticule méridional, constitué en majeure partie de Mésocrétacé, M. DEBUYSER et R. SCHROEDER [1972] pensent, au contraire, qu'« au S.E., du Grau de Padern à Tuchan..., le Crétacé ne repose pas sur le Trias ; à fortiori, il n'est pas raboté sur lui. Ce Trias est lié à la base du front nord-pyrénéen ». Cette interprétation n'a pu être confirmée.

Le diverticule méridional du Tauch repose mécaniquement sur le Trias sous-pyrénéen. Il est chevauché, au Sud du Grau de Padern par les séries nord-pyrénéennes. Il se compose de la superposition de plusieurs écaillés à matériel liasique, jurassique ou albien, pour les inférieures, mésocrétacé (Albien supérieur à Turonien) pour la supérieure et principale. Sur le flanc Est de celle-ci les couches, disposées régulièrement, subissent, du Sud vers le Nord, une torsion ; renversées au Nord du Pech de la Couronne (plongement 70 - 80° E) elles prennent, au Sud, un plongement régulier vers l'Ouest puis le Sud-Ouest (30 à 40°). Sur le flanc ouest des plis synclinaux et anticlinaux d'orientation N 30° E s'alignent au Nord-Ouest du Pech des Faysettes.

— **La lame de Camps - Peyrepertuse** (fig. 6). Ainsi est désignée [M. BILOTTE, 1975] une étroite lame à structure synclinoirale découpée par des accidents longitudinaux et expulsée, en avant du chevauchement de Bugarach sur le synclinal sous-pyrénéen de Soulatgé. Le flanc méridional, renversé voire couché, se suit sur toute la longueur de la lame entre le Pic de Bugarach et Padern. Le flanc normal apparaît, au Nord, dans les lambeaux de Camps (Roc d'En Soubirou, de Camps, d'En Benoit), à plat sur le flanc sud, redressé à la verticale, du synclinal de Soulatgé. La terminaison périclinale du synclinal de Camps - Roquegude se dessine dans le Roc de Sarrus. Les rochers de Peyrepertuse qui avaient été considérés, jusqu'à une époque récente, comme repleyés dans l'axe du synclinal de Soulatgé [Feuille de Quillan, 1967 ; J-P. BOUILLIN, 1971 ; M. BILOTTE, 1972] relèvent en fait de cette structure. Ils se composent de deux systèmes de plis séparés par une cassure transverse. Ce sont :

- à l'Ouest de cette cassure (fig. 7) :
 - le synclinal du Pla de Sagnes, déversé vers le Nord ;
- à l'Est :
 - un synclinal déjeté au sud ;
 - l'anticlinal droit, de la Caune du Castel, pli conique dont la charnière hectométrique passe, de l'Est vers l'Ouest, sur 300 m environ, à une charnière décamétrique ; de nombreuses

déformations sont visibles dans les couches les plus compétentes qui se sont plissées de façon dysharmonique (fig. 8) ;

- le synclinal du Roc San Jordy, déversé vers le Nord et dont le flanc nord supporte les Châteaux de Peyrepertuse.

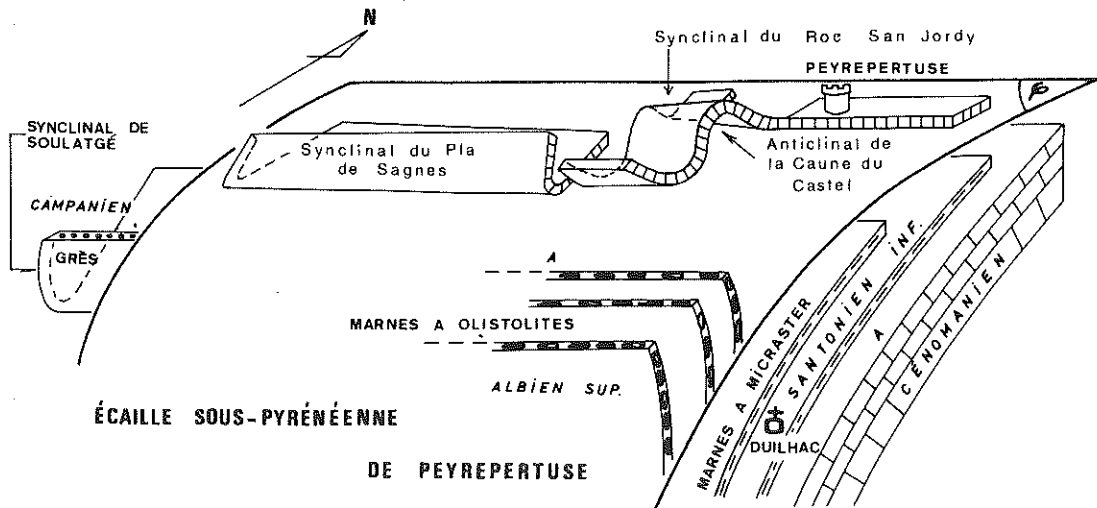


Fig. 7 : Tectonogramme du chevauchement de Peyrepertuse (par M. BILOTTE, 1980)

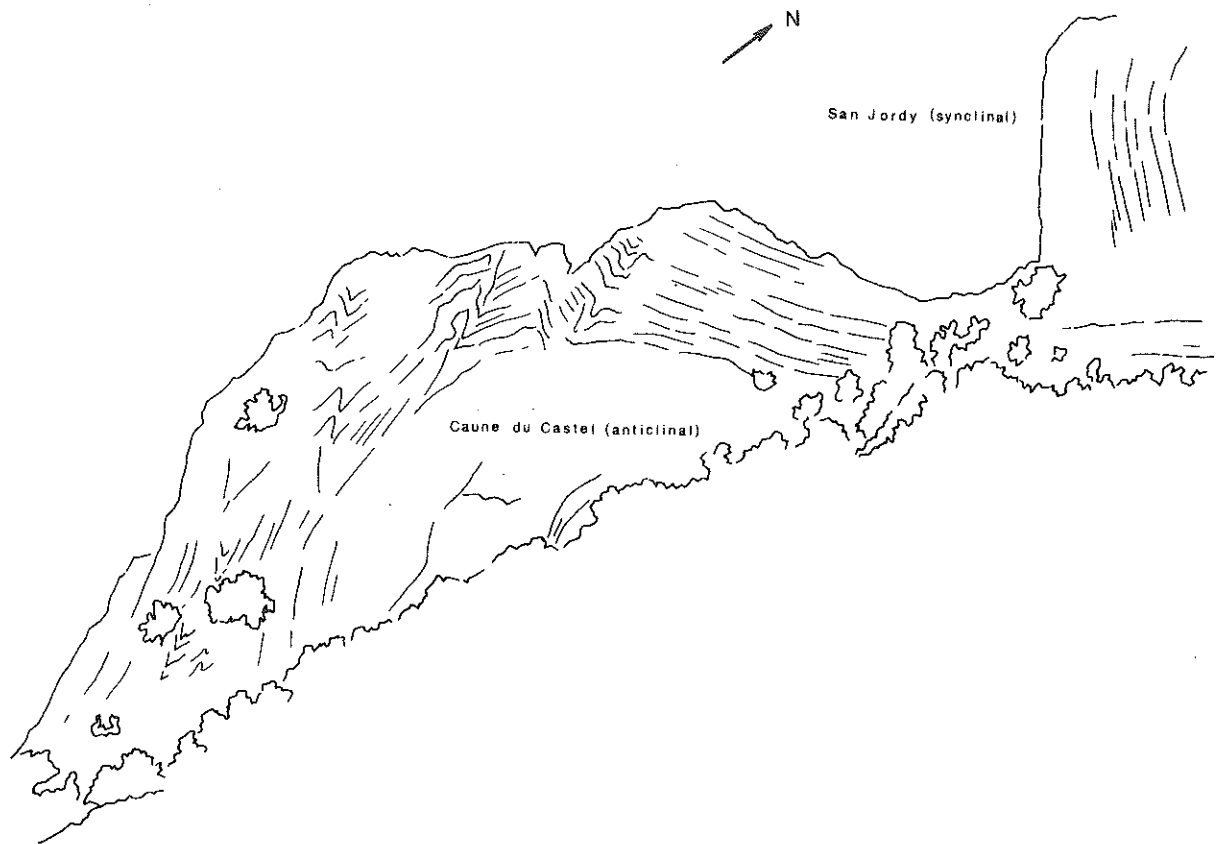


Fig. 8 : La déformation dans les calcaires de Peyrepertuse.

— **Le synclinal de Saint-Louis** (fig. 9). Orienté N 80° E. Le synclinal de Saint-Louis est déversé vers le Nord. Son flanc nord plonge de façon régulière vers le Sud (40° en moyenne) ; le flanc Sud, renversé sous le chevauchement nord-pyrénéen, repose sur le flanc nord par l'intermédiaire d'un contact tectonique qui l'isole en une éaille tectonique. Ce flanc inverse écaillé joue, ici, le même rôle que la lame de Camps-Peyrepertuse, à l'Est du Pic de Bugarach.

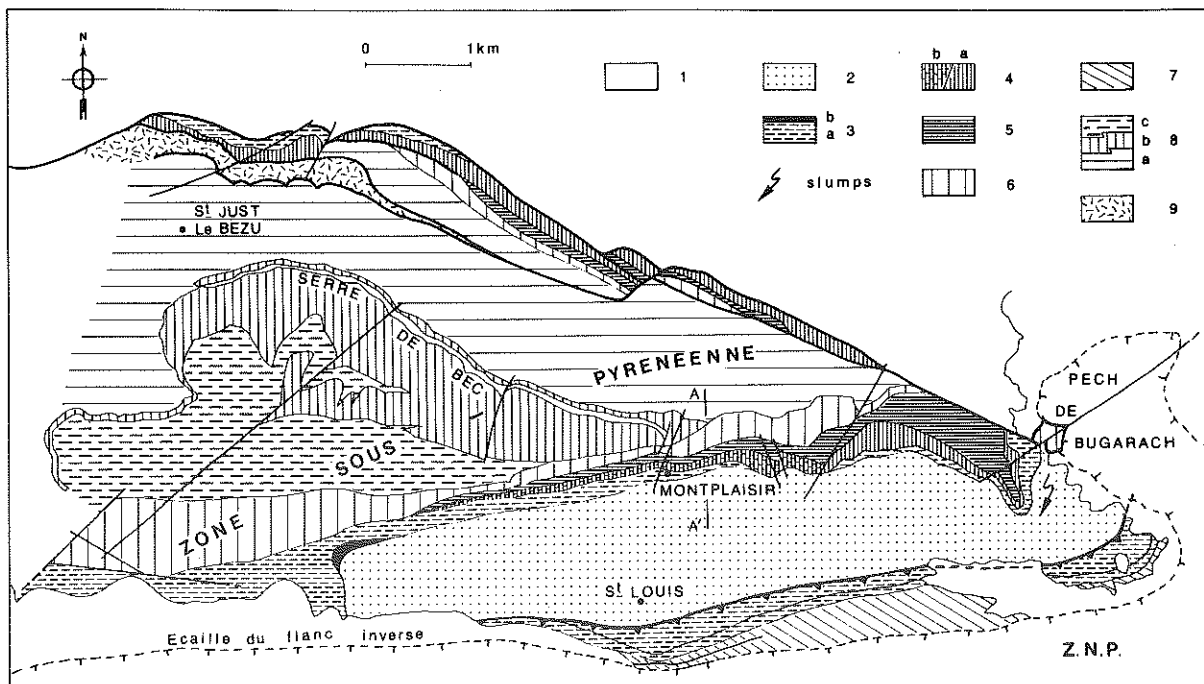


Fig. 9 : Carte géologique de l'anticlinal du Bézu et du synclinal de Saint-Louis.

1 : dépôts superficiels ; 2 : Grès de Labastide, (Santonien sup. ?) Campanien ; 3b : calcaires à Rudistes, Santonien inf. ; 3a : marnes, Turonien à Santonien inf. ; 4b : calcaires à Rudistes, Turonien ; 4a : Calcaires de Montplaisir, Turonien ; 5 : marnes, Turonien inf. à moyen ; 6 : Calcaires des Escudiés, Cénomaniens ; 7 : marnes, Albien à Cénomaniens ; 8c : marnes supérieures, Albien ; 8b : Calcaires de la Serre de Bec, Albien ; 8a : marnes inférieures, Albien ; 9 : argiles rouges, Trias.

• Zone Sous-Pyrénéenne s.s.

La structure relativement simple de cette zone est connue depuis longtemps dans ses grandes lignes.

M. CASTERAS [feuille de Quillan, 1967] nous en brosse les caractéristiques essentielles : structure commandée par le morcellement en 3 branches d'orientation E-O du massif de Mouthoumet (du Nord vers le Sud, branche d'Alet, du Cardou et de la Fontaine Salée). Les plis pyrénéens qui se moule sur ces 3 digitations s'enchaînent dans une succession d'anticlinaux dissymétriques s'ennoyant à l'Ouest (anticlinaux d'Alet, du Cardou et de la Fontaine Salée) et de synclinaux déjetés à déversés, à flanc sud redressés et partiellement étirés, se relevant vers l'Est (synclinaux de Couiza, de Rennes-les-Bains et de Soulatgé).

A l'Ouest, l'anticlinal chevauchant du Bézu (fig. 10) perturbe l'ordonnement des plis les plus méridionaux. Là où il est conservé, le flanc nord est redressé à la verticale, étiré dans un système de failles décrochantes senestres et tronqué à sa base par un accident chevauchant [L. CAREZ, 1892, J-P. GELARD, 1969]. Son flanc plonge régulièrement au Sud.

La figure 10 rend compte de l'enchaînement de quelques unes de ces structures sur le compartiment Mouthoumet.

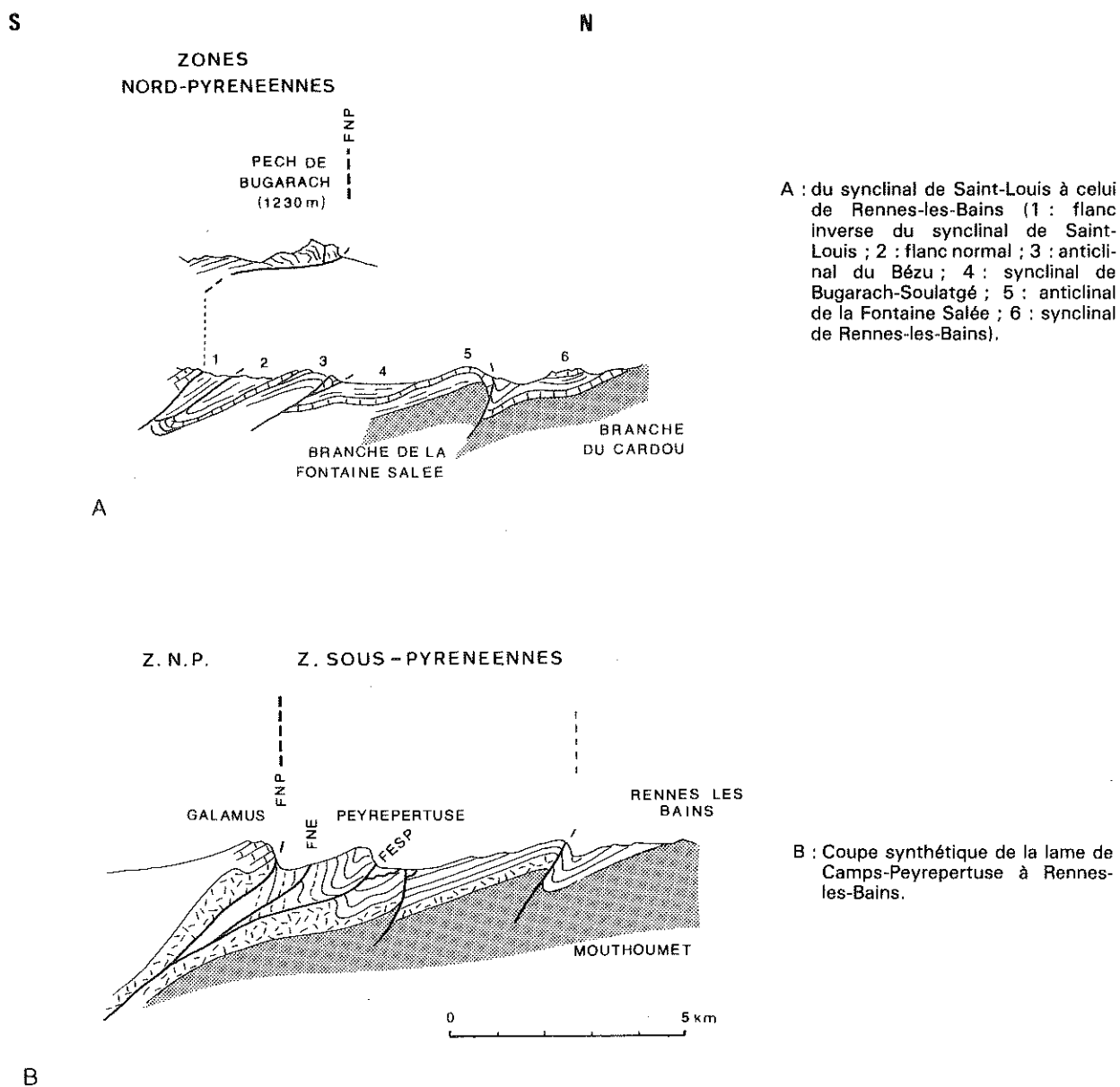


Fig. 10 : Coupes structurales des zones sous-pyrénéennes du compartiment Mouthoumet.

III — LE COMPARTIMENT PLANTAUREL - PETITES PYRÉNÉES (fig. 11 et 12).

De la zone Ultra-commingeoise à la zone Sous-pyrénéenne, le Crétacé supérieur est conservé dans les structures suivantes, avec une composition stratigraphique spécifique à chaque unité.

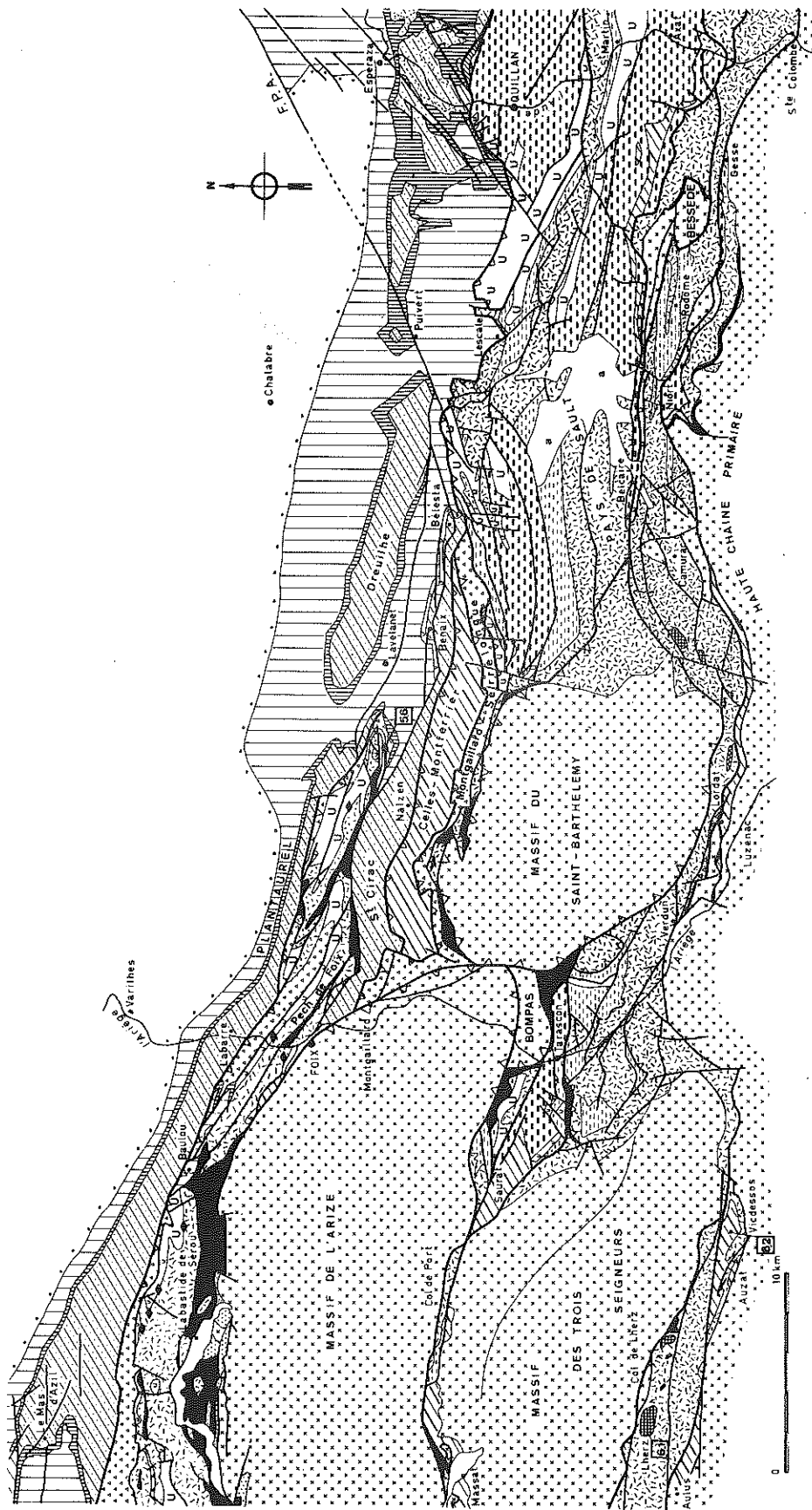


Fig. 11 : Carte géologique de la partie orientale du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées (par M. BILOTTE, E.-J. DEBROAS, B. PEYBERNES, J. REY et P. SOUQUET, 1980)

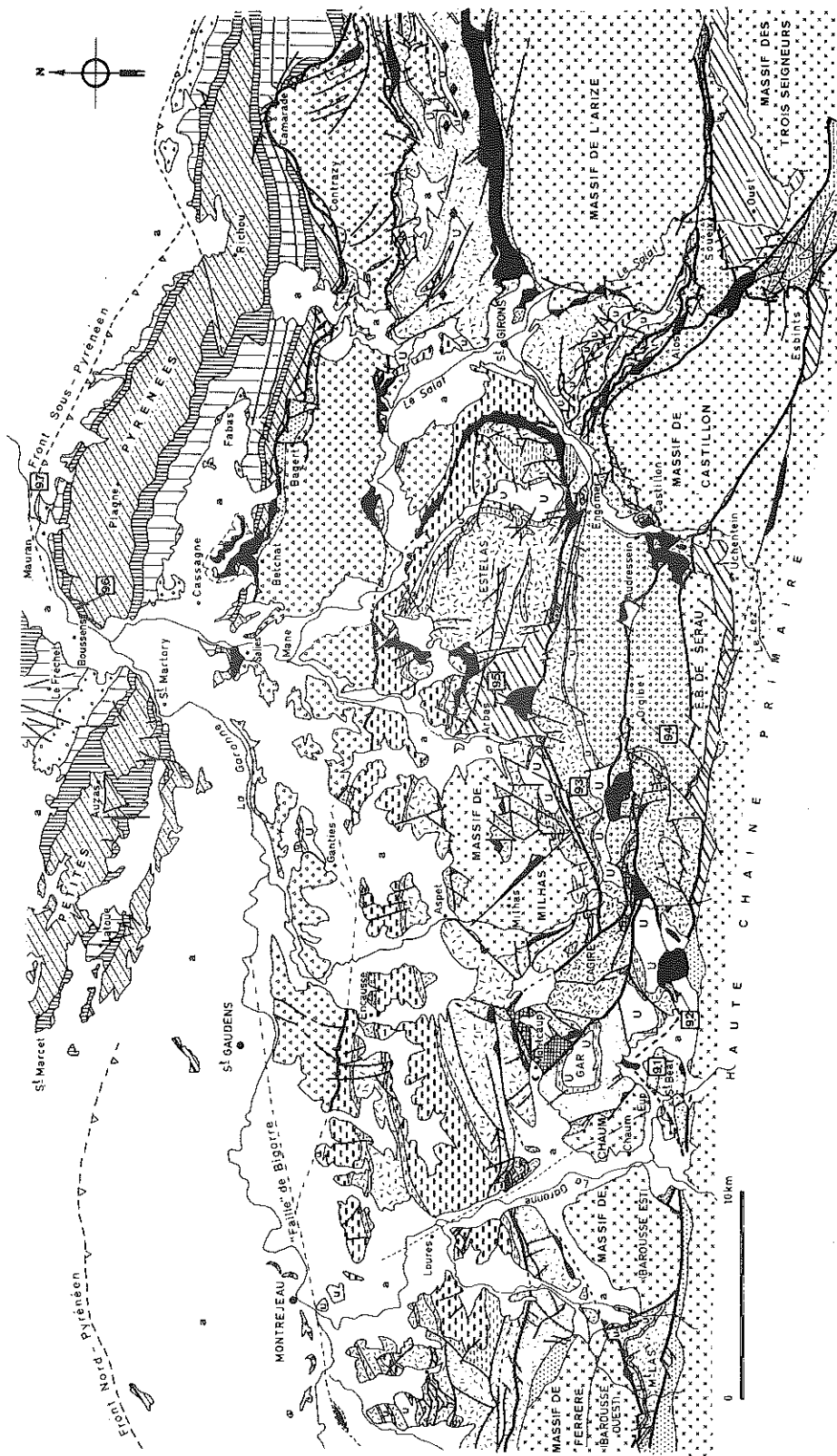


Fig. 12 : Carte géologique de la partie occidentale du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées (par M. BILOTTE, E.-J. DEBROAS, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1980).

Zones Nord-pyrénéennes

• Zone Ultra-commingeoise.

— *Le bassin d'Arbas*. Sa structure complexe a été débrouillée depuis 1976 par E.-J. DEBROAS. Bordé de toutes parts d'accidents et d'écaillés multiples, le Crétacé supérieur du synclinorium d'Arbas se répartit essentiellement, du Sud vers le Nord, entre le synclinal de Montagnat, déjeté au Nord, l'anticlinal d'Arbas, droit et le synclinal de la Crête de l'Homme Mort, déjeté ou déversé au Nord-Est [E.-J. DEBROAS, 1976].

• Zone Commingeoise.

— *Le bassin de Saurat*. Sa structure synclinale a été démontrée par M. CASTERAS [1933]. Plus récemment M. LANAU l'a défini comme un «synclinal droit dans sa partie orientale...» et déversé vers le Nord à son extrémité occidentale. Un examen attentif de la région de l'Abenalouse (partie méridionale du bassin de Saurat) lui a permis de voir que «la barre calcaire des Irretches, s'amincit rapidement vers le Sud et se fragmente en 3 tronçons qui se superposent en pinçant des copaux de marnes turo-niennes» et de conclure qu'«il s'agit bien d'une répétition tectonique» [M. LANAU, 1971, p. 80]. Postérieurement G. BESSIERE, P. CHOUKROUNE, J. DERAMOND, R. RICATEAU et J.-C. SOULA [1973] ont utilisé ces informations pour infirmer les plissements antécénomaniens dans le bassin de Tarascon-sur-Ariège.

• Zone Ariégeoise.

— *L'écaillé de Sezennac*. (fig. 13). Pour L. CAREZ [1906] le Crétacé supérieur y forme une série renversée à polarité ascendante vers le Sud, coincée entre deux accidents tectoniques.

Pour L. BERTRAND [1913] le Crétacé supérieur appartient à la nappe Z qui supporte le Pech de Foix (nappe A) ; pour E. RAMIERE DE FORTANIER, il est repley en un synclinal couché au Sud et coincé entre deux accidents ; M. CASTERAS [1933] l'intègre au flanc nord du «synclinal» de Nalzen.

B. PEYBERNES, P. PONS, J.-C. ROUX et P. SOUQUET [1984] interprètent le lambeau de Sezennac comme un simple synclinal déjeté à flanc nord très redressé (plongement 80° S) et flanc sud faiblement penté (plongement 25° N).

Sa structure interne, faillée et localement repleyée n'a pas fait l'objet d'un levé de détail.

— *Le lambeau du Bastié*. Il correspond, comme l'indique M. CASTERAS [1933], au flanc nord d'un synclinal dont le flanc sud a disparu, étiré au contact de l'accident qui limite, au Nord, le granite de la Barguillière.

• Zone sub-ariégeoise.

La zone sub-ariégeoise est considérablement développée autour du massif de l'Arize : à l'Est dans les Écaillés de Montgaillard - Serre-longue ; au N.E dans le Pech de Foix ; à l'Ouest dans la zone du flysch externe.

— *Les Écaillés de Montgaillard - Serre-longue*. [M. BILOTTE, 1975]. Elles bordent au Sud et à l'Ouest le «bassin» de Nalzen (fig. 13).

Au Sud, elles forment une bande longitudinale continue de la vallée de l'Hers, à l'Est, au village de Labat, à l'Ouest ; la largeur de cette bande varie en moyenne de 1 000 à 1 500 m à l'Est du Touyre ; elle se lamine considérablement à l'Ouest jusqu'à la vallée du Sios (150 à 200 m) pour s'épaissir de nouveau dans les Roches de Pouchou (1 000 m). Les strates y sont renversées au Sud, parfois jusqu'à l'horizontale (le Sau, Serre de Pinéou).

A l'Ouest de Labat, cette bande se résoud en un système d'écaillés qui prennent une orientation générale à N 130° E et ferment le « bassin » de Nalzen. Ce sont, du Sud-Est vers le Nord-Ouest : les écaillés de la Serre de Bouiche, de Saint-Paul-de-Jarrat, du Château Cathala, du Pain de Sucre de Montgaillard. Les couches y sont soit verticalisées soit renversées au Sud-Ouest.

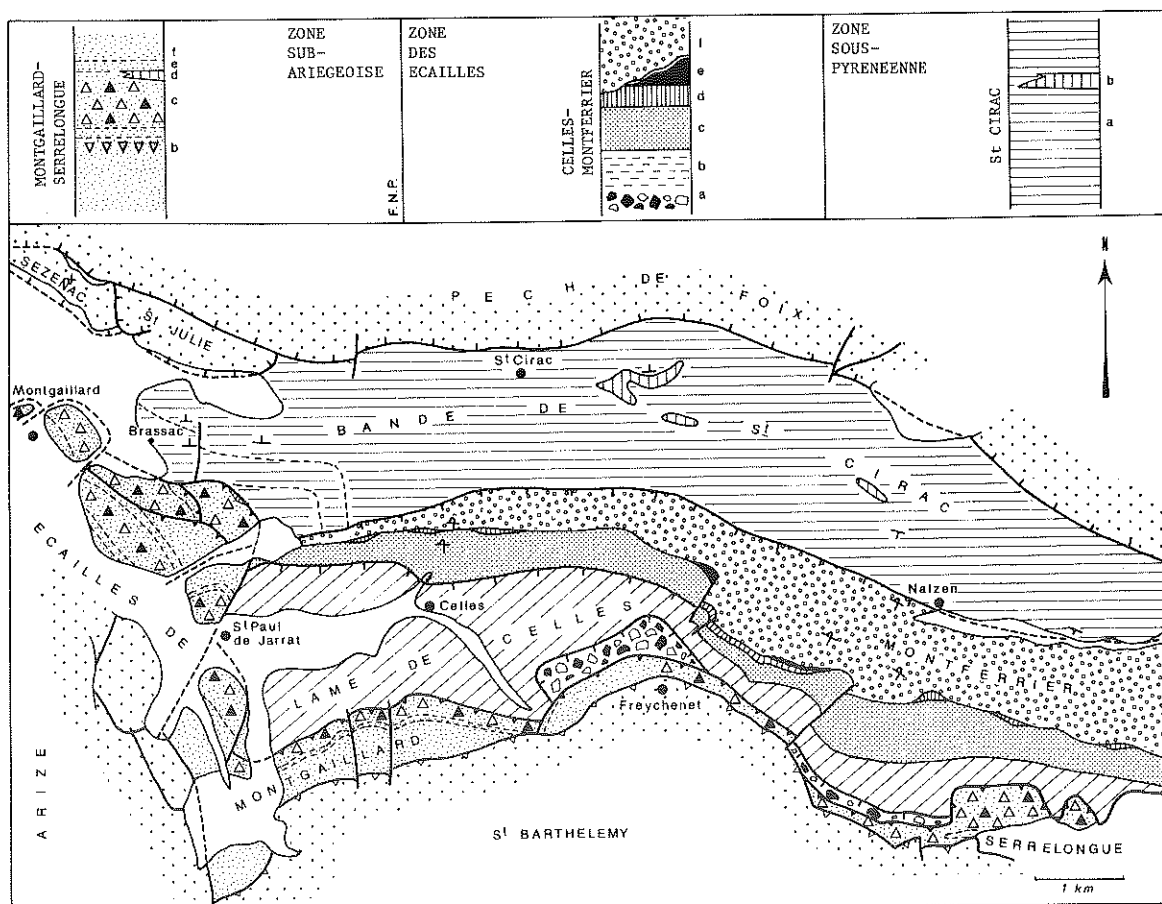


Fig. 13 : Carte géologique de la partie occidentale du «Bassin» de Nalzen.

Écaille de Montgaillard-Serrelongue-Albien-Cénomanién. b : Brèches de Montgaillard ; c : brèche chaotique ; d : Calcaires de Gascogne ; e : marnes schisteuses ; f : grès roux.

Lame de Celles-Montferrier-Cénomanién à Campanien. a : brèche chaotique ; b : marnes et calcaires de Pechiquelle ; c : Grès de Celles ; d : Calcaires de Morenci ; e : Marnes de Réoulat ; f : Grès de la Jourdan.

Bande de Saint-Cirac - Santonien à Campanien. a : Marnes de Saint-Cirac ; b : calcaires à Rudistes.

— **Pech de Foix, cluse de Pereille.** Le Pech de Foix a été rattaché à la zone sub-ariégeoise en raison des caractéristiques sédimentaires de ses séries mésocrétacées [B. PEYBERNES, 1976].

La conception structurale superficielle qui a prévalu jusqu'à ces dernières années était celle d'une large voûte anticlinale à noyau jura-crétacé sur lequel l'Albo-Crétacé supérieur reposait, en discordance à la suite de mouvements antécénomaniens [M. CASTERAS, 1933], de façon disharmonique à la suite des plissements pyrénéens [P. VIALARD et J.-C. SOULA, 1977].

Avec P. CHOUKROUNE [1974] ces auteurs considèrent le Pech de Foix comme un anticlinal tertiaire enraciné. M. BILOTTE, J. CANEROT, E.-J. DEBROAS, B. PEYBERNES, J. REY et P. SOUQUET [1975] le présentent, au contraire, comme allochtone, sa mise en place s'étant effectuée avant ou au cours du Maastrichtien ; le chevauchement qui accompagne cette mise en place est fossilisée par la discordance du Garumnien dans la terminaison périclinal de Pereille.

R. CISZAK [1973] a montré que la terminaison périantyclinale du Pech de Foix est découpée en lanières par des fractures longitudinales et obliques. Le Crétacé supérieur se répartit entre, au Sud, l'écaille de Rabot - Coumescure à couches plongeant normalement vers le Sud, au Nord, l'écaille de Pereille-d'en-Bas à strates verticales.

La relation entre les brèches Vracono-cénomaniennes, qui de Pereille-d'en-Haut, à l'Est, au Roc de Cussou, à l'Ouest, tapissent le bord nord du chaînon du Pech de Foix, et leur substratum, n'est pas établi.

— **La zone du Flysch externe ou unité Betchat - Gausseran** [B. PEYBERNES, 1976] (fig. 14). Elle atteint ici son développement maximum. J-P. PARIS [Feuille de Saint-Gaudens, 1971], P. SOUQUET et P. PEYBERNES [Feuille du Mas d'Azil, 1979] lui accordent une disposition générale synclinale entre une limite tectonique méridionale subverticale et le chevauchement nord-pyrénéen dont les manifestations les plus spectaculaires sont le Trias extravasé de Betchat et la remontée des petits massifs paléozoïques de Betchat - Bagert, Contrazy et Gausseran.

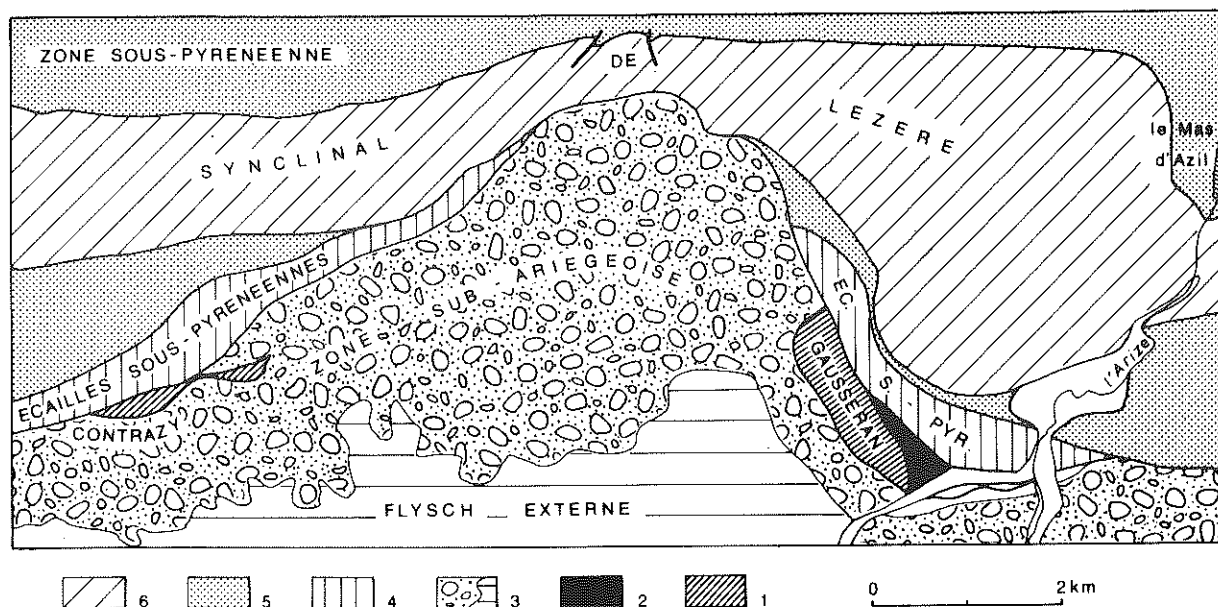


Fig. 14 : Carte géologique simplifiée des zones Sub-ariégeoise et sous-pyrénéennes, à l'Ouest de la vallée de l'Arize.

1 : Primaire ; 2 : Trias ; 3 : Mésocrétacé sub-ariégeois ; 4 : Crétacé des Écailles sous-pyrénéennes ; 5 : Crétacé sous-pyrénéen ; 6 : Tertiaire sous-pyrénéen.

[d'après PEYBERNÈS, 1976]

Zones sous-pyrénéennes

• Zones des Écailles sous-pyrénéennes

Continue à l'Est du Massif de l'Arize, dans la lame de Celles - Montferrier, la zone des Écailles sous-pyrénéennes se morcelle en petites unités sur le territoire des feuilles du Mas d'Azil et de Saint-Gaudens.

— **La lame de Celles - Montferrier** [M. BILOTTE, 1975] (fig. 13). Cette lame s'allonge, d'Est en Ouest, de la vallée de l'Hers à Saint-Paul-de-Jarrat en s'élargissant rapidement puisque, partie de 150 m environ elle atteint près de 2 500 m au Méridien de Celles. De Belestia à Montferrier les cou-

ches y sont toutes renversées au Sud, avec des pendages variant de 30° à 65° . A l'Ouest de Montferrier des décollements internes induisent des chevauchements plats, vers le Nord, des formations compétentes (brèche chaotique du Picou de Freychenet ; grès de Celles) et la déformation souple des séries marneuses (fig. 15).

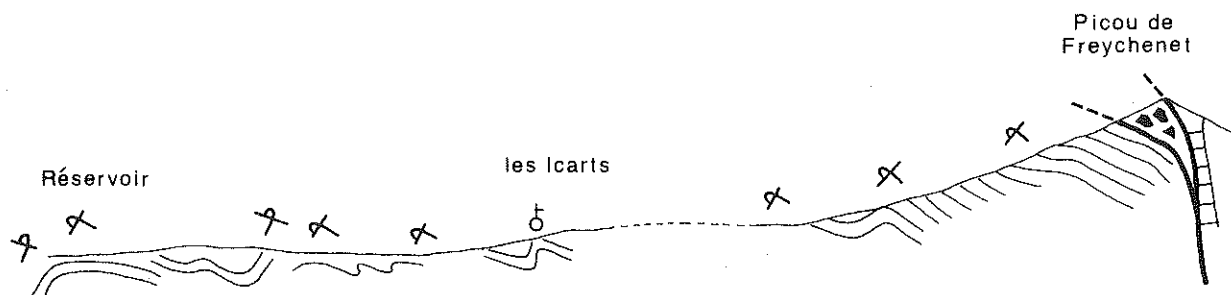


Fig. 15 : Relevé des déformations dans la formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle, entre le Picou de Freychenet et Celles.

— A l'Ouest de la vallée de l'Arize, cette zone se retrouve dans l'**écaïlle de Gausseran-Raynaude** (Brèche chaotique suivie de calcaires cénomano-turonien), les **écaïlles de Contrazy et de Soumet-les-Guilloumets** à série flysch replissée et souvent renversée. S'y rattachent aussi les **écaïlles de Haut-de-Belloc et de Ponsolle** [J-P. PARIS, feuille de Saint-Gaudens, 1971].

• Zone Sous-pyrénéenne s.s.

De cette zone relèvent la bande des marnes de Saint-Cirac du «bassin» de Nalzen et une succession de plis anticlinaux et synclinaux qui forment les montagnes du Plantaurel et des Petites Pyrénées.

— **La bande de Saint-Cirac** [M. BILOTTE, 1975]. De la vallée de l'Hers à celle du Touyre (E. vers W.) elle forme une étroite lame où les couches sont soit verticales (Benaix) soit pentées vers le Sud (Villeneuve d'Olmes, Pereillaud) en polarité normale ou inverse. De Nalzen à Brassac (fig. 14) elle s'élargie et acquiert une structure anticlinale, bien visible à l'E. de Brassac. La bande de Saint-Cirac est chevauchée, au S. par la lame de Celles - Montferrier, au N. par le Pech de Foix.

— **Les plis du Plantaurel et des Petites Pyrénées**. Sur le territoire des feuilles de Lavelanet et de Foix se développent des structures majeures kilométriques réalisées dans des plis anticlinaux, apparemment droits ou légèrement déjetés au Nord, d'orientation pyrénéenne et des structures mineures, synclinales, obliques ($N 60^\circ E$) par rapport aux orientations précédentes. La conjugaison des deux systèmes de plis et l'existence de grandes dislocations longitudinales concourent à la création d'un système de plis en relais : anticlinaux de Benaix et de Pereille ($N 105^\circ E$) séparés par le synclinal transverse des Chaubets ($N 60^\circ E$) dans l'alignement méridional ; synclinal de Raissac, anticlinal de Dreuilhe - Roquefort ($N 105^\circ E$) dans l'alignement septentrional (fig. 12).

Sur le territoire des feuilles du Mas d'Azil et de Saint-Gaudens un dispositif similaire s'observe (fig. 13). Les plis, d'échelle kilométrique, se répartissent schématiquement sur deux alignements : celui du Sud constitué par le synclinal de Lezère - Pradals, l'anticlinal de Tourtouse et le synclinal de Cassagne - Fabas a approximativement une direction pyrénéenne ; les plis sont déjetés à déversés avec flanc sud très redressé voire renversé et flanc nord à faible pendage ; l'alignement nord comporte les anticlinaux du Mas d'Azil et de Richou-Montfa d'une part, l'anticlinal de Plagne d'autre part ; l'orientation générale pyrénéenne y est interrompue par le synclinal transverse ($N 50^\circ E$) de la Bidaouse [F. SEGURA, 1979].

La bordure septentrionale de cette suite de plis se déverse progressivement de l'est vers l'Ouest pour former le front de chevauchement des Petites-Pyrénées [F. HERITIER, R. NICOLAI, R. RICATEAU et J. VILLEMEN, 1972] (fig. 16).

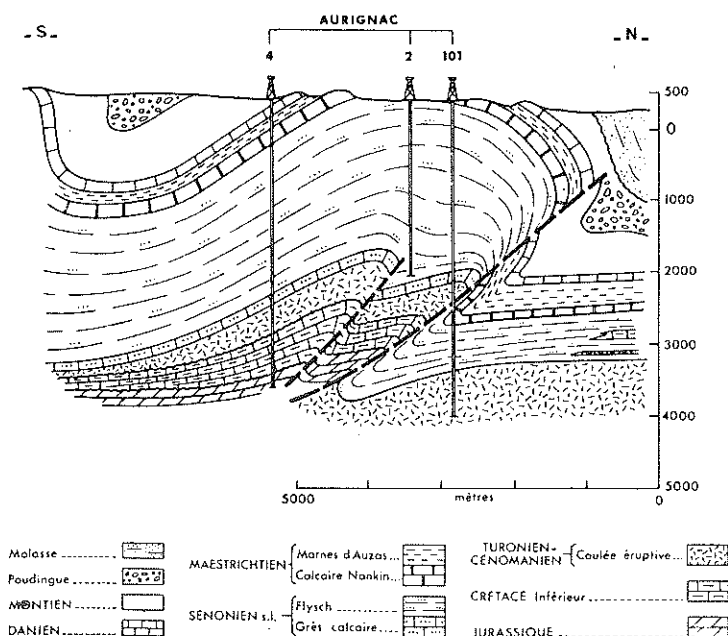


Fig. 16 : Coupe schématique interprétative de la structure d'Aurignac faisant apparaître le Front des Petites Pyrénées [d'après F. HERITIER et al., 1972].

La fig. 17 rend compte, à partir de deux coupes méridiennes des principaux caractères structuraux du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées.

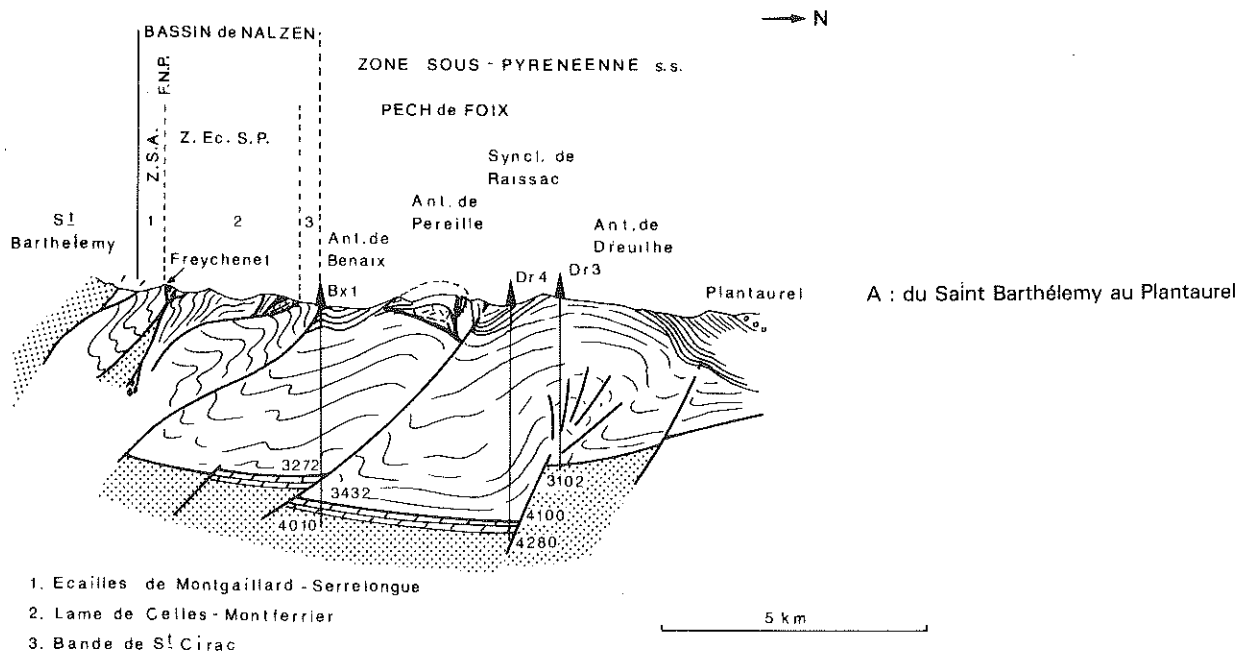
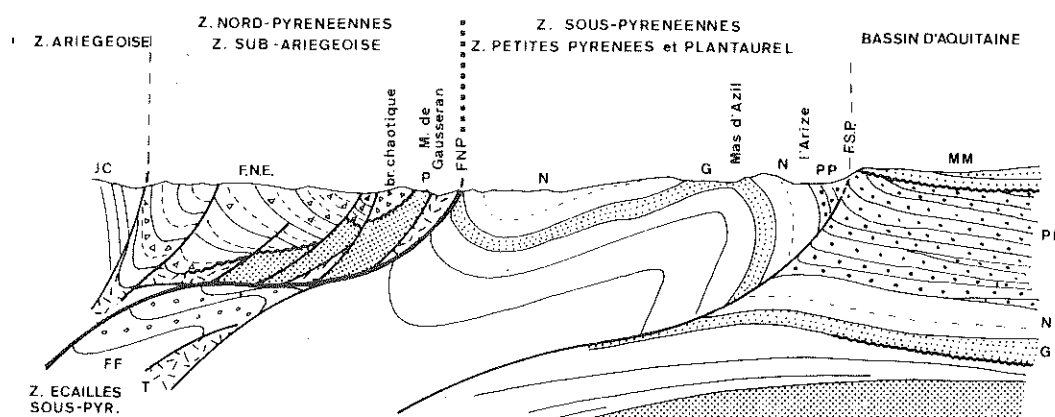


Fig. 17 : Coupes structurales des zones nord et sous-pyrénéennes du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées.



B : de Montesquieu-Avantes au Mas d'Azil.

Fig. 17 : Coupes structurales des zones nord et sous-pyrénéennes du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées.

B - LE TRONCON CATALAN

Sur le tronçon catalan, le Crétacé supérieur se répartit entre des unités autochtones, parautochtones et allochtones.

I — L'AUTOCHTONE

Querforadat - Can Pubill - Sierras del Cadi, de Port del Compte et de Oden (fig. 18).

Conservé en témoins sub-horizontaux sur le Paléozoïque de la Haute Chaîne Primaire dans les reliefs du Querforadat et de Can Pubill, le sous-bassement crétacé supérieur de la Sierra del Cadi se suit d'Est en Ouest, de Castellar de Nuch à Adrahent. En l'absence de Keuper il plonge, de façon régulière, au Sud ; avec l'apparition du Keuper il se décolle, se fragmente, se plisse, se verticalise (Adrahent) et même s'écaille [B. GUERIN DESJARDINS et M. LATREILLE, 1961]. Il réapparaît, toujours au contact du Trias et à la faveur de structures anticlinales, au S.O. de la Sierra de Port del Compte et au S.E. de la Sierra de Oden.

Amélie-les-Bains

Les travaux de M. CASTERAS et L. AURIOL (1958 a & b) ont montré que le Crétacé supérieur, superposé à un tégument permo-triasique s'y trouve repleyé dans un synclinal complexe d'orientation N 110° E, chevauché au Nord par l'écaille triasique de Reynès, poussée vers le Sud, et par le chevauchement de la bordure paléozoïque du massif du Canigou ; au Sud, le synclinal d'Amélie-les-Bains est tronqué par la faille limite, orientée N 80° E, du massif du Roc de France (fig. 19).

Masarach

Limité au Sud par un accident à N 40° E, à l'Est par un deuxième accident à N 170° E, le Crétacé supérieur de Masarach repose sur le granite de la Junquera par l'intermédiaire d'une couverture permo-triasique et de calcaires à microrhythmes ; dans le Serrat de l'Altrera il est repleyé en une succession de plis qui constituent un synclinorium d'orientation N 40° E, alors que dans le Serrat des Garrigues, plus septentrional, il forme le synclinal d'Ullastie d'orientation pyrénéenne (fig. 20).

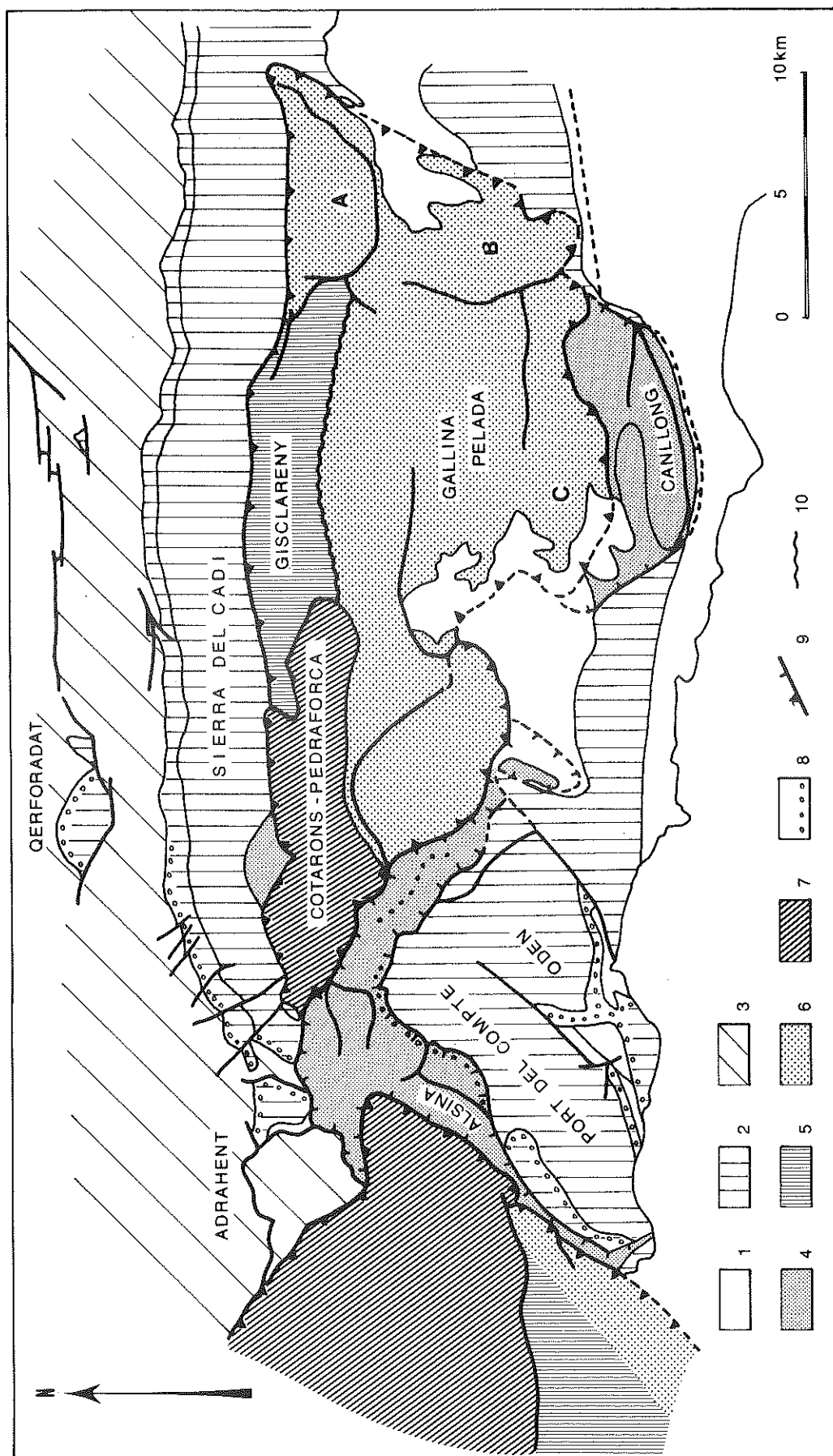


Fig. 18 : Les unités structurales de la Pedraforca.

Autochtone. 1 : Tertiaire post-nappe ; 2 : Maastrichtien-Eocène ; 3 : Paléozoïque à Trias.

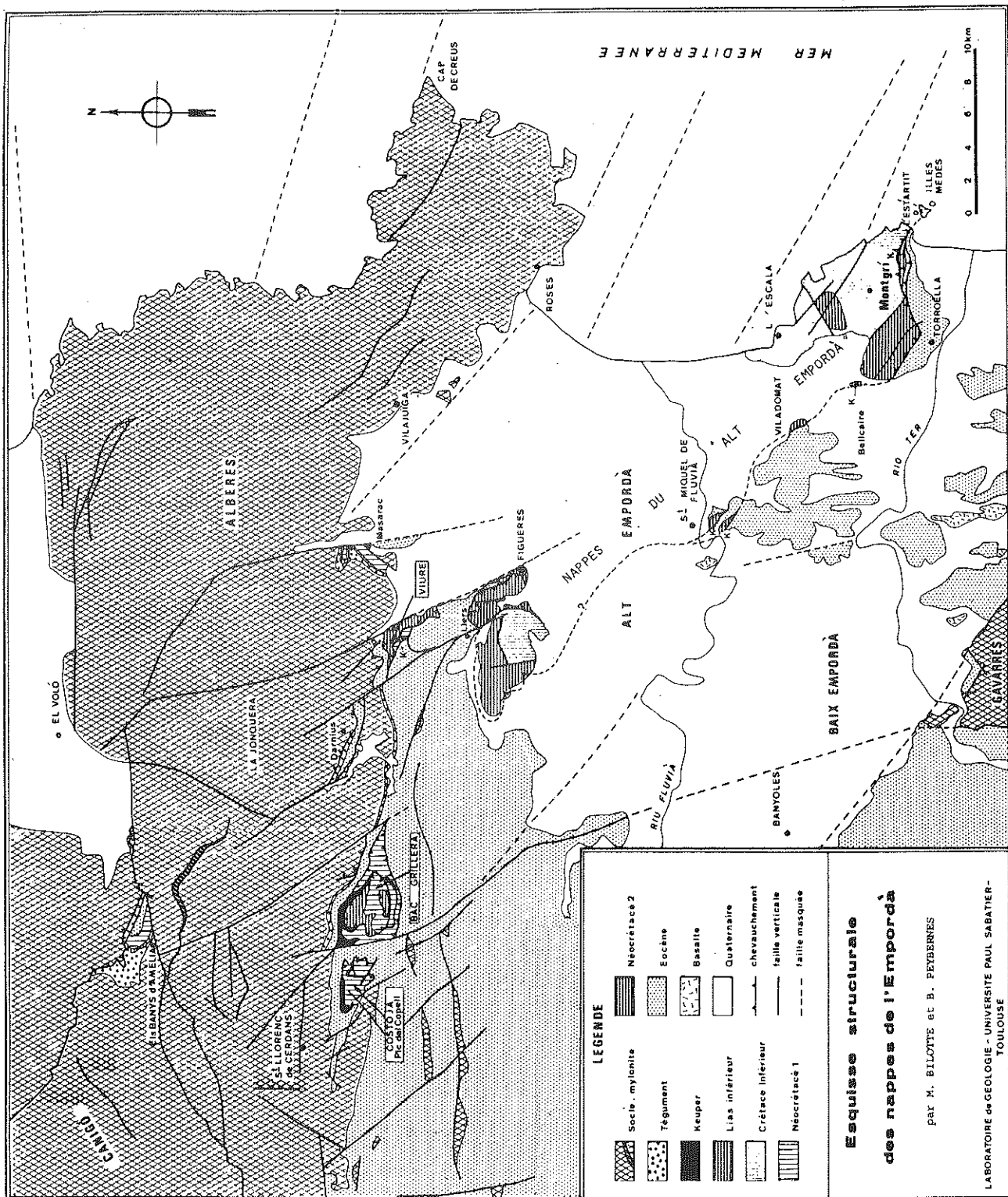
Paraautochtone. 4 : Trias à Eocène.

Allochtone. 5 : Unité Gisclareny (Trias à Maastrichtien) ; 6 : Unité Gallina Pelada (Trias à Eocène).

Salvador de la Vedella - La Nou, C : Rasos de Peguera ; 7 : Unité Cotarons - Pedraforca (Trias à Sénomien) ; 8 : Aire d'extension visible des Grès d'Adrahent ; 9 : chevauchements, contacts tectoniques ; 10 : contact disharmonique.



Fig. 19 : Carte géologique du bassin d'Amélie-les-Bains [d'après M. CASTERAS et L. AURIOL, 1958].



Le Néocrétacé 1 correspond à la série réduite campano (?)-maastrichtienne de Coustouges, Bac Grilleria, Amélie-les-Bains, Viure et Masarac ; le Néocrétacé 2 à la série plus complète des Nappes du Haut-Ampurdan (Figueras et Montgrí).

Fig. 20 : Esquisse géologique des nappes du Haut-Ampurdan (d'après M. BILOTTE et B. PEYBERNES, 1979).

II — LE PARAUTOCHTONE

Les Écailles d'Alsina-la-Vansa - Canllong - Cadinell (fig. 18).

Récemment mises en évidence [M. BILOTTE, 1982] les écailles parautochtone, de structure complexe, s'alignent d'Aliña à Canllong en passant par la vallée de la Vansa. Elles frangent, au Sud, les unités les plus allochtones de la Pedraforca.

Le lambeau de recouvrement de Puig Capell

Découvert par H. ASHAUER [1934], étudié par M. CASTERAS et L. AURIOL [1958], le lambeau de recouvrement du Puig Capell repose sur l'Eocène de Coustouges par l'intermédiaire d'une surface de décollement déformée. Au moins deux unités de lithologie différente et de structure complexe s'y superposent séparées par des argiles triasiques.

III — L'ALLOCHTONE

Les nappes du Haut-Ampurdan (fig. 20)

Ces lambeaux de charriage ont été reconnus, d'abord dans le massif de Montgri [M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA et L. SOLE SABARIS, 1932], ensuite dans les environs de Figueras [L. SOLE SABARIS, 1933] avant d'être réunis dans le même ensemble des «Nappes du Haut-Ampurdan» par la découverte de petits jalons intermédiaires perçant le Tertiaire et le Quaternaire de la plaine de l'Ampurdan [L. SOLE SABARIS, J.M. FONTBOTE, V. MASACHS et L. VIRGILI, 1956].

Il s'agit là, d'un vaste ensemble allochtone qui s'allonge du N.O vers le S.E sur un front de plus de 40 km et pour lequel on admet un déplacement vers le Sud et le S.O.

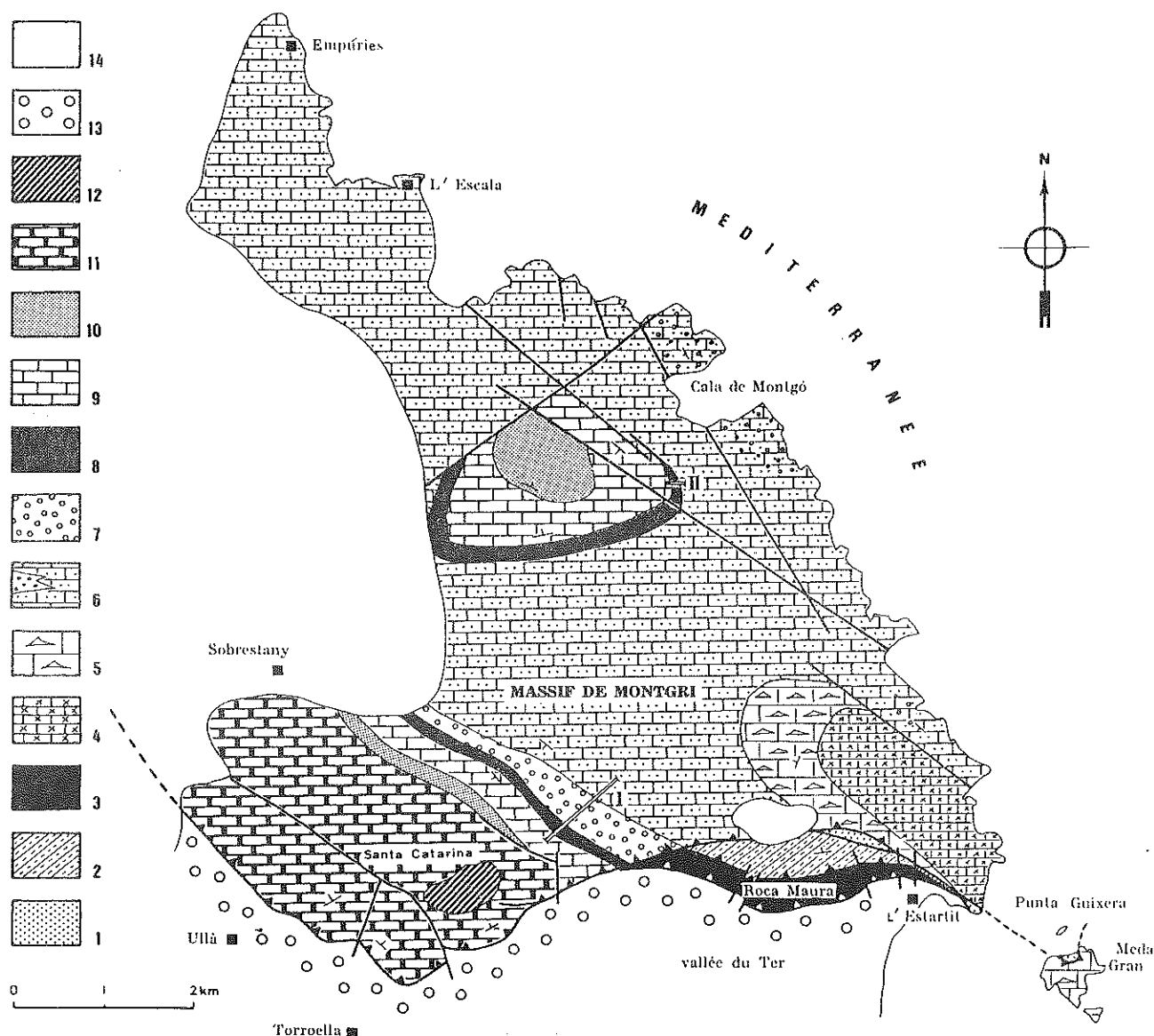
Les deux lobes principaux en sont :

- au Nord, le lobe de Figueras qui s'étend, à l'Ouest de la ville de Figueras entre les localités de Llers et d'Avignonet de Puigventos ; 2 unités s'y superposent, l'inférieure à matériel antécénomanien, la supérieure à matériel néocrétacé [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1979].
- au Sud, le lobe de Montgri (fig. 21) qui comprend lui aussi 2 unités superposées chevauchantes vers le Sud ou le S.O. sur le Paléogène de la Vallée du Ter [B. PEYBERNES et M. BILOTTE, 1971 ; M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1979 ; L. PALLI BUXO et C. LLOMPART DIAZ, 1981].

La nappe de la Pedraforca

D'abord charriée vers le Nord [G. ASTRE, 1924], puis considérée comme autochtone [M. DALLONI, 1930 ; H. ASHAUER, 1934 ; B. GUERIN DESJARDIN et M. LATREILLE, 1961], la série de la Pedraforca a été de nouveau érigée en une «nappe de la Pedraforca» [M. SEGURET, 1969, a & b] cette fois-ci charriée du Nord vers le Sud, pour les raisons suivantes [M. SEGURET, 1972, p. 93] :

- dans l'autochtone, l'existence de structures en têtes plongeantes déversées vers le Sud [M. SEGURET et P. VERGELY, 1969] ;
- dans l'allochtone, le déversement vers le Sud de tous les plis et l'impossibilité pour le pic de la Pedraforca lui-même, de venir ailleurs que du Nord [fig. 22].



1 : Keuper ; 2 : Lias et Jurassique ; 3 : Néocomien (N₁, N₃) ; 4 : Aptien inférieur (U₆, U₇) ; les ronds indiquent les niveaux à silex orangés ; 7 : Albien supérieur à Vraconien inférieur (G₄) ; 8 : Vraconien supérieur à Cénomanién basal (U₉) ; 9 : Cénomanién supérieur ; 10 : Turonien ; 11 : Coniacien ? ; 12 : Santonien ; 13 : Paléogène autochtone ; 14 : Formations récentes.

Fig. 21 : Carte géologique du Lobe de Montgri [d'après B. PEYBERNES, 1976 et 1978].

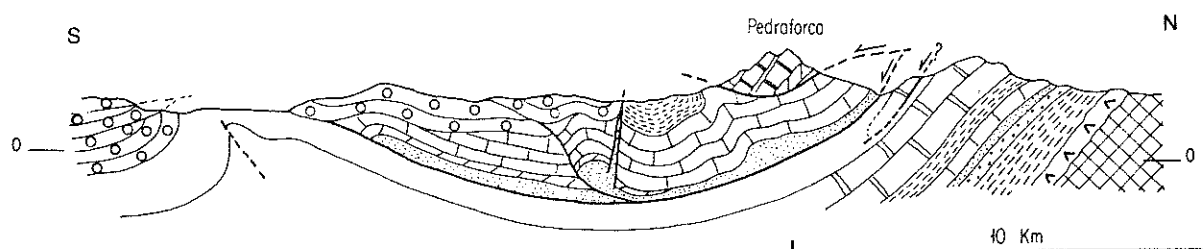


Fig. 22 : Coupe structurale dans la Nappe de la Pedraforca [d'après M. SEGURET, 1972].

Pour M. SEGURET [1972], la nappe de la Pedraforca est solidaire de l'unité sud-pyrénéenne des Nogueras et forme, avec la nappe du Cotiella, l'Unité sud-pyrénéenne centrale décollée.

M. BILOTTE [1982], par la mise en évidence de l'unité parautochtone d'Aliña - la Vansa - Canllong réduit la nappe de la Pedraforca aux seules séries à fort développement Eo ou Néocrétacé ; elle n'apparaît plus, dès lors, que comme une klippe isolée de la zone sud-pyrénéenne centrale décollée (fig. 18).

La nappe du Castel de Bac Grillera

Dès 1934, H. ASHAUER reconnaît l'existence de charriages dans le massif de Monte Grillera. En 1968, A. ESTEVEZ en reprend l'étude et dresse une cartographie détaillée de la région (fig. 23 a) ; il distingue la superposition de cinq unités différentes, Écailles de Mas Roquil, de la Trilla, de Els Horts, de Carbonil, de Mas Lleona, déplacées par gravité du NE vers le SW (fig. 23 b).

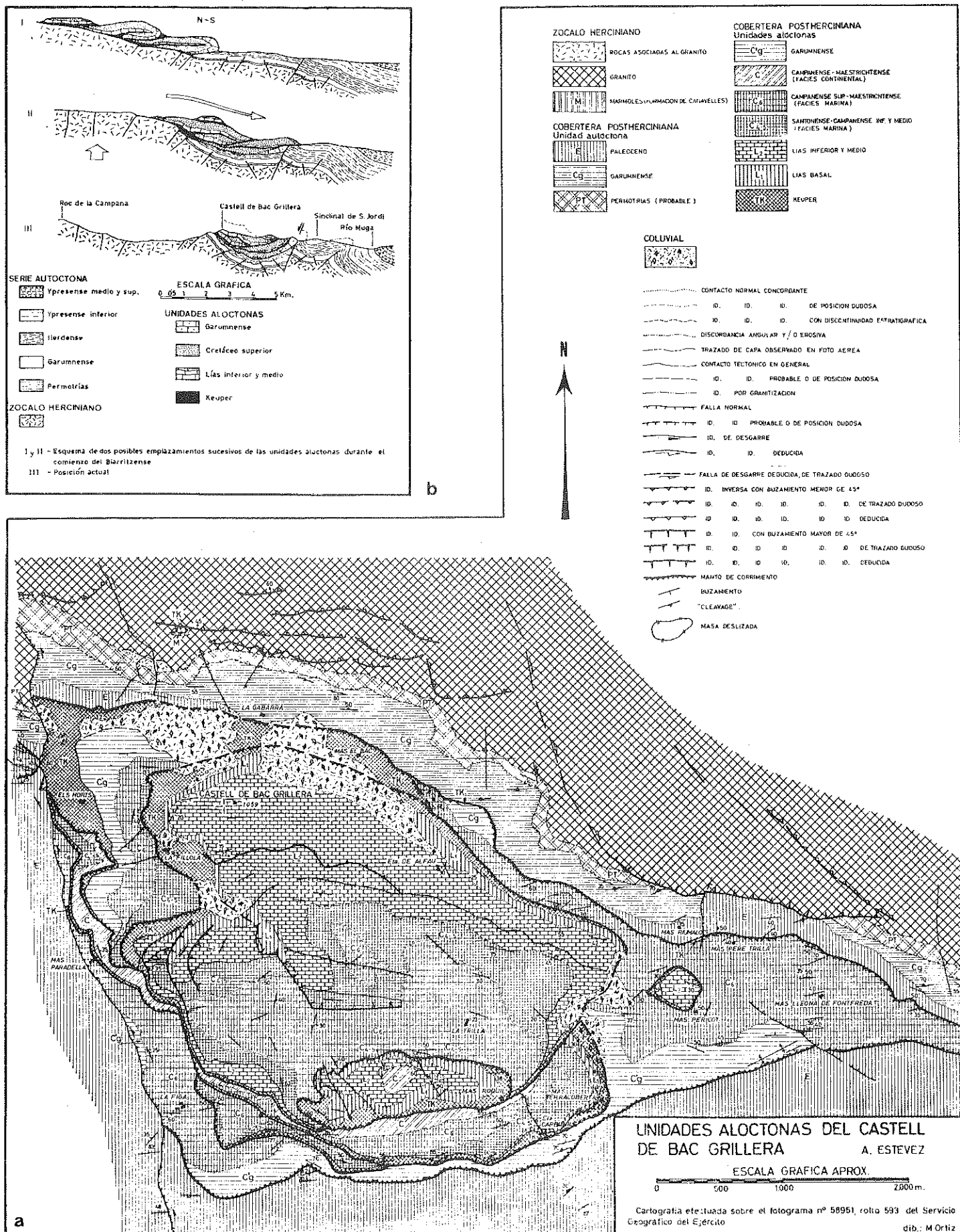


Fig. 23 : Les unités allochtones du Castell de Bac Grillera d'après A. ESTEVEZ, 1968.

DEUXIÈME
PARTIE

STRATIGRAPHIE
PALÉOGÉOGRAPHIE

CHAPITRE I

LE CÉNOMANIEN

SOMMAIRE

INTRODUCTION	63	• Zone Commingeoise	99
Zonations	63	Le bassin de Saurat	99
Les précurseurs	63	• Zone Ariégeoise	100
Les travaux récents	63	L'écaille de Sezennac	100
Cadre biostratigraphique régional	65	Le lambeau du Bastié	100
Cadre lithostratigraphique régional	67	• Zone Sub-ariégeoise	101
Historique	68	Cluse de Péreille	101
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	70	Écailles de Montgaillard - Serre-longue	101
TRONÇON NAVARRO-LANUEDOCIEN	70	Zones sous-pyrénéennes	103
I — Le compartiment Alaric	70	• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	103
Le chaînon de Fontrolde	70	Lame de Celles - Montferrier	104
La Pinède de Durban	71	Écaille de Gausseran - Raynaude	104
Conclusions	71	• Zone Sous-pyrénéennes s.s.	105
II — Le compartiment Mouthoumet	72	Bande de Saint-Cirac	105
Zones nord-pyrénéennes	72	Anticlinal de Dreuilhe	105
• Zone Commingeoise	72	Conclusions	107
Zones sous-pyrénéennes	72	• Biostratigraphie	107
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	72	• Lithostratigraphie	107
La Montagne de Tauch	72	TRONÇON CATALAN	107
La Lame de Camps - Peyrepertuse	79	I — Les nappes du Haut-Ampurdan	107
Le flanc inverse du synclinal de Saint-Louis	85	• Lobe de Montgri	107
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	86	• Lobe de Figueras	108
Entre Padern et Soulatgé	86	II — La nappe de la Pedraforca	108
De Soulatgé au Col du Linas	88	CONCLUSION	112
A l'Ouest du Col du Linas	90	Synthèse biostratigraphique	112
Conclusions	97	Synthèse paléogéographique	113
• Biostratigraphie	97		
• Lithostratigraphie	98		
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	98		
Zones nord-pyrénéennes	99		
• Zone Ultra-commingeoise	99		
Le bassin d'Arbas	99		

INTRODUCTION

Dans le domaine de ces recherches, des travaux conjoints, réalisés avec B. PEYBERNES ont montré, en particulier dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes, une continuité de sédimentation entre l'Albien pro-parte et le Cénomaniens.

L'exposé qui va suivre ne se limitera donc pas toujours à une stricte analyse du Cénomaniens et la zonation de référence utilisée pour l'Albien sera celle développée et étayée par B. PEYBERNES [1976].

ZONATIONS

Les précurseurs

Lors de sa création par A. d'ORBIGNY [1847], l'étage cénomaniens était fondé sur une définition essentiellement géographique : la Sarthe. Les travaux ultérieurs engendrèrent sa définition paléontologique à partir de la récolte de 809 espèces caractéristiques dont 46 d'Ammonites (10 pour la Sarthe) [A. d'ORBIGNY, 1850]. A partir de 1901, DE GROSSOUVRE en exclut les faunes vraconiennes absentes de la région type et divise le Cénomaniens en deux zones d'Ammonites : la zone inférieure à *Acanthoceras mantelli*, la zone supérieure à *Acanthoceras rhotomagense*.

Pour les Rudistes, absents de la région type, les travaux de H. DOUVILLE [1888, 1889, 1898] séparent nettement les faunes de l'Albien à *Caprina choffati*, *Polyconites subverneuili*, *Toucasia sanderensis*, des faunes du Cénomaniens à *Caprina adversa*, *Caprinula boissyi*, *Polyconites operculatus*, sans proposer une répartition précise de chaque espèce.

Les travaux récents

• Zonation par les Ammonites

Il faut attendre les travaux de J.M. HANCOCK [1959] pour voir apparaître une première zonation ternaire fondée sur les Ammonites (Tab. 2). Ce découpage a été par la suite maintenu et affiné par P. JUIGNET [1974, 1978, 1980] (Tab. 2) dans une révision récente de la région type.

	HANCOCK 1959	JUIGNET 1978	THOMEL 1973	TURONIEN basal
CÉNOMANIEN supérieur	<i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Sciponoceras gracile</i>	<i>Metoicoceras geslinianum</i>	
		<i>Eucalycoceras pentagonum</i>	<i>C. (Lotzeites) crassum</i>	
		<i>Calycoceras guerangeri</i>	<i>Calycoceras robustum</i>	
CÉNOMANIEN moyen	<i>Acanthoceras rothomagense</i>	<i>Acanthoceras jukes browni</i>	<i>Acanthoceras rothomagense</i>	
		<i>Turrilites acutus</i>		
		<i>Turrilites costatus</i>	<i>Acanthoceras praecursor</i>	
CÉNOMANIEN inférieur	<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Mantelliceras orbigny</i>	<i>Mantelliceras mantelli</i>	
		<i>Mantelliceras saxbii</i>		
		<i>Hypoturrilites carcitanensis</i>	<i>Mantelliceras saxbii</i>	
VRACONIEN	<i>Stoliczkaia dispar</i>			

Tab. 2 : Corrélations entre les zones d'Ammonites de la région type et du SE de la France.

Dans les chaînes subalpines G. THOMEL [1970] a lui aussi proposé, à partir du découpage de HANCOCK, une zonation du Cénomanien du Sud-Est de la France (Tab. 2). Cette zonation est approximativement corrélable [P. JUIGNET, 1978] avec celle de la région stratotypique (Tab. 2).

• Biozonation par les Rudistes

En France, une première biozonation est proposée, dès 1967, par J. PHILIP pour le Cénomanien provençal ; en 1978 elle est affinée [J. PHILIPP, 1978] tandis qu'une biozonation est à son tour établie dans les Pyrénées [M. BILOTTE, 1978]. Ces données provençales et pyrénéennes ont permis de réaliser un tableau général de répartition adopté dans les résolutions du Colloque sur le Cénomanien [1978].

• Biozonation par les Foraminifères planctoniques

Dans le domaine vocontien, B. PORTHAULT [1974, 1978] individualise 6 biozones d'associations (Cn1 à Cn6) dont il donne la répartition par rapport à la zonation d'Ammonites de G. THOMEL.

Le «Groupe de travail européen des Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen» [1979] cale sa répartition sur une zonation de Céphalopodes établie dans le Boulonnais [F. AMEDRO *et al.*, 1978].

Ces biozonations possèdent en commun quelques unes des caractéristiques suivantes :

- *Planomalina buxtorfi*, confinée à la partie inférieure du Vraconien, n'atteint jamais le Cénomanien ;
- *Rotalipora brotzeni* apparaît à la base du Cénomanien ;
- *Rotalipora montsalvensis* déborde peu les limites du Cénomanien moyen ;
- *Rotalipora cushmani* apparaît à la base du Cénomanien moyen ;

- le genre *withenella* apparaît avec le Cénomanien supérieur et l'espèce *archaeocretacea* à la limite Cénomanien-Turonien ;
- les Rotalipores disparaissent à la fin du Cénomanien.

• Biozonation par les Foraminifères benthiques

Si elles ne débouchent pas sur une véritable biozonation, les répartitions citées par P. FEUILLÉE et M. NEUMANN [1963] n'en constituent pas moins une première ébauche de découpage avec :

- l'apparition de *P. simplex* dans le Cénomanien inférieur ;
- l'apparition des premières Ovalvéolines et des Préalvéolines de grande taille à la limite supérieure du Cénomanien inférieur ;
- la persistance des Orbitolines dans le Cénomanien moyen.

Ces distributions sont déjà en désaccord total avec celles proposées par R. SCHROEDER [1962] (Tab. 4) sur des régions voisines, et fondées sur les seuls Orbitolinidés.

• Autres biozonations

On se référera à l'ouvrage du Colloque sur le Cénomanien pour comparer les répartitions d'organismes cités de façon épisodique dans l'exposé qui va suivre (Ostracodes, Brachiopodes), à celles dernièrement adoptées.

Cadre biostratigraphique régional

Les séries pyrénéennes d'âge Vraconien à Cénomanien appartiennent à des domaines de sédimentation très différents : bassins flyschs, bassins circalittoraux, plates-formes carbonatées et terrigènes. Si les dépôts flyschs, du fait de l'importance des phénomènes de resédimentation se prêtent peu à une étude biostratigraphique, celle-ci peut, par contre, être menée avec profit dans les autres milieux. Dans les zones où l'articulation entre dépôts de bassin et dépôts de plate-forme est observable, la possibilité de corrélations entre les différents groupes paléontologiques s'avère réalisable. Tel est le cas du compartiment Mouthoumet qui peut fournir le cadre biostratigraphique de référence pour le Vraconien-Cénomanien des Pyrénées.

• Zones d'Ammonites (Tab. 3)

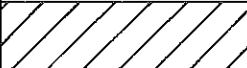
Une zonation locale d'Ammonites corrélable aux trois grandes zones larges de HANCOCK a été reconnue avec :

- Zone Ce1 à *Mantelliceras mantelli* (SOW.), *Turrilites* gr. *tuberculatus* ;
- Zone Ce2 à *Turrilites costatus* LMK., *Newboldiceras newboldi* (KOSSMAT) ;
- Zone Ce3 à *Eucalycoceras pentagonum* (JUKES-BROWNE et HILL), avec *Pseudaspidoceras flexuosus* (POWELL).

• Biozones de Rudistes (Tab. 3)

Les Rudistes à canaux, présents dans tout l'étage, sont extrêmement abondants dans le Cénomanien supérieur où ils s'associent à de nombreux Radiolitidés (*Sauvagesia*). Leur répartition permet, ici encore, l'individualisation de trois biozones :

- Biozone à *Ichthyosarcolithes* sp. gr. *bicarinatus*, avec *Neocaprina* gr. *gigantea* et *Sphaerulites foliaceus* LMK. dans le Cénomanien inférieur ;
- Biozone à *Caprina adversa* d'ORB. dans le Cénomanien moyen ;
- Biozone à *Caprinula boissyi* d'ORB. avec *Sauvagesia* gr. *sharpei* BAYLE dans le Cénomanien supérieur.

Z O N A T I O N R E G I O N A L E					
		ZONES LOCALES D'AMMONITES	BIOZONES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES	BIOZONES DE FORAMINIFERES PLANCTONIQUES	BIOZONES DE RUDISTES
CENOMANIEN supérieur	Ce 3	<i>Pseudaspidoceras flexuosus</i>	<i>Praealveolina gr. cretacea</i>	<i>Wittheinella gr. inornata</i>	<i>Caprinula boissyi</i>
		<i>Eucalycoceras pentagonum</i>			
CENOMANIEN moyen	Ce 2	<i>Newboldiceras newboldi</i> <i>Turrilites costatus</i>		<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Caprina adversa</i>
CENOMANIEN inférieur	Ce 1	<i>Turrilites gr. tuberculatus</i> <i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Simplalveolina simplex</i>	<i>Rotalipora brotzeni</i>	<i>Ichthyosarcodites gr. bicarinatus</i>
VRACONIEN	NIEN	<i>Stoliczkaia dispar</i>	<i>Orbitolina (O.) duranddelgai</i>	<div style="text-align: center;">O R B I T O L I N E S</div>  <i>Planomalina buxtorfi</i>	

Tab. 3 : Zonation du (Vraconien) Cénomaniens des Pyrénées.

• **Biozones de Foraminifères benthiques** (Tab. 3)

En domaine de plate-forme (étage infralittoral), l'abondance des Foraminifères benthiques permet l'établissement de la biozonation suivante, calée sur les zones d'Ammonites précédemment définies :

- Biozone à *Simplalveolina simplex* (REICHEL) : Cénomaniens inférieurs ; marquée par l'apparition de la forme guide, cette biozone reçoit un important héritage d'Orbitolinidés du Vraconien : *O. (C.) paeneconica* VIAL, *O. (C.) conica* (d'ARCH.), *O. (C.) cuvillieri* (MOULLADE), *Paracoskionella casterasi*, BILOTTE, CANEROT, MOULLADE et PEYBERNES.
- Biozone à *Praealveolina gr. cretacea* : Cénomaniens moyens à supérieurs ; on peut y distinguer deux sous-zones :
Sous-zone inférieure où persistent encore les Orbitolinidés - *O. (O.) concava* (LMK), *O. (C.) conica*, *O. (C.) paeneconica* - dans le Cénomaniens moyen ;
Sous-zone supérieure, dépourvue d'Orbitolinidés, dans le Cénomaniens supérieur.

• **Biozones de Foraminifères planctoniques** (Tab. 3)

En raison de la situation des environnements circalittoraux dans les domaines très tectonisés (zone des Écailles sous-pyrénéennes, par exemple), la répartition des microfaunes pélagiques, n'a pas

fait l'objet d'une analyse biostratigraphique détaillée. Des observations ponctuelles permettent malgré tout de proposer les répartitions suivantes :

- la base du Cénomanien est sensiblement fixée à l'apparition de *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) ;
- le début du Cénomanien moyen à l'apparition de *Rotalipora cushmani* (MORROW) ;
- le début du Cénomanien supérieur à l'apparition de *Wittheinella* gr. *inornata* ;
- le passage au Turonien à l'apparition de *Wittheinella archaeocretacea* (PESSAGNO).

Cadre lithostratigraphique régional

Durant la période Albien supérieur-Cénomanien, de nombreuses unités lithostratigraphiques, dont les limites ne sont pas toujours faciles à cerner, se succèdent et/ou remplacent.

Leur description détaillée apparaîtra au cours de l'étude régionale mais on peut dès à présent les situer et en donner les caractéristiques essentielles.

— *Compartiment Alaric*

• Formation des Quartzites de Milliou

Formation terrigène siliceuse (10 m), transgressive sur son substratum. Elle n'est connue que dans le Chaînon de Fontfroide. Age : Cénomanien supérieur.

• Formation des Argiles sombres ligniteuses

Complexe à dominance argilo-marneuse (50 m) ; cette formation fait suite à la précédente dans le Chaînon de Fontfroide ; elle est seule à Boutenac et à la Pinède de Durban. Age : Cénomanien supérieur à Santonien.

— *Compartiment Mouthoumet*

• Formation du Flysch noir

Localisée dans le synclinorium d'Ayat, cette formation se compose ici de deux membres : une brèche chaotique, un flysch. Age : Vraconien (?) à Cénomanien supérieur.

• Formation du Complexe flyschöide du Rec de Riben

Au Sud-Ouest de Duilhac, cette formation est très épaisse (plus de 1000 m) ; sa lithologie variée est à dominante marneuse ; les phénomènes de resédimentation sont fréquents. Age : Albien.

• Formation des marnes et/ou Calcaires à Floridées de Cucugnan

Très hétérogène et épaisse (plus de 250 m) on y reconnaît généralement un membre inférieur marneux et glauconieux, un membre supérieur calcaire et gréseux. Age : Albien (c'est un équivalent latéral de la formation précédente).

• Formation des Marnes et calcaires du Verdoble

Définie dans la Montagne de Tauch, au Grau de Padern, cette formation se compose encore de 2 membres de lithologie ici tranchée : des marno-calcaires sombres à *Pl. buxtorfi* (60 m), des calcaires blancs à *S. simplex* (20 m). Ces derniers peuvent devenir très bioclastiques ou, au contraire, calcaréo-marneux. Age : Vraconien à Cénomanien inférieur.

• Formation des Marnes du Ruisseau de Cubières

C'est un très épais complexe où dominent les marnes à Rotalipores. Il est recoupé sur plus de 300 m par la route de Cubières aux Gorges de Galamus. Age : Cénomanien moyen à supérieur.

- **Formation du Calcaire des Escudiés**

Essentiellement calcaire, épaisse en moyenne de 25 m, cette formation est dans le détail très variée. Elle tire son unité de son contenu faunistique dominé par les Alvéolinidés. Age : Cénomanién moyen à supérieur. Un faciès bioconstruit de cette formation constitue le membre Calcaires de Fourtou. Age : Cénomanién supérieur.

— *Compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées*

- **Formation du complexe flyschoidé de Montgaillard**

Dans sa localité type, ce complexe est dominé par les calcaires à Floridées et les brèches calcaires (200 m). Age : Albien.

- **Formation de la Brèche chaotique**

L'abondance des blocs paléozoïques caractérise habituellement cette formation d'épaisseur variable (quelques centaines à quelques milliers de mètres). Age : Vraconien à Cénomanién.

- **Formation des Calcaires de Sezennac**

Calcaires organo-détritiques (16 m). Age : Vraconien à Cénomanién inférieur. Les Calcaires de Gascogne sont un équivalent au moins partiel des Calcaires de Sezennac.

- **Formation du Calcaire des Irretches**

Définie dans le bassin de Saurat, en raison de son homogénéité, cette formation (25 m) représente le Cénomanién moyen et supérieur.

A Sézennac on peut la subdiviser en 2 membres, l'un calcaire à Foraminifères benthiques, à la Teulade, l'autre marno-calcaire à Céphalopodes.

Des équivalents partiels du Calcaire des Irretches apparaissent au toit de la Brèche chaotique à Coumescure et à Raynaude.

— *Tronçon Catalan*

- **Formation du Complexe détritique de Montgri**

Trois membres distincts caractérisent cette formation à dominante terrigène (200 m environ) ; des marnes schisteuses et des calcaires gréseux, à la base, des calcaires marneux en plaquettes, médians, des calcaires bioclastiques roux, au sommet. Age : Albien supérieur à Cénomanién inférieur.

- **Formation des Calcaires de Santa Fé**

Définie par P.H.W. MEY *et al.* [1968] pour les calcaires à Préalvéolines entre le Sègre et la Ribagorçana, cette formation se retrouve vers l'Est dans les nappes de la Pedraforca et du Haut-Ampurdan. Age : Cénomanién moyen à supérieur.

HISTORIQUE

Il semble que ce soit M. DALLONI [1910] qui, le premier, date le Vraconien dans le niveau rouge de la Selva de Bonansa (Pyrénées aragonaises) grâce à un très riche horizon de condensation à Ammonites.

Le Cénomanién, plus facilement identifiable par l'abondance de ses faunes, a été depuis longtemps signalé en de nombreux points de la chaîne. Ainsi, sur le versant nord, son existence était mentionnée dans :

— les lignites à faune saumâtre des Corbières orientales [A. PERON, 1885 ; L. DONCIEUX, 1903],

— les calcaires à Rudistes ou à Foraminifères des Corbières méridionales et de l'Ariège [H. DOUVILLE, 1896 ; A. TOUCAS, 1903 ; A. de GROSSOUVRE, 1901 ; L. CAREZ, 1906 à 1909 ; M. CASTERAS, 1933, 1950 ; RAMIERE de FORTANIER, 1933 ; M. REICHEL, 1936 ; P. SENESSE, 1937 ; G. ASTRE, 1954],

— les complexes terrigènes et carbonatés de la «Zone cénomaniennne de l'Ariège et de la Haute-Garonne» de L. CAREZ [1903-1906] ; la «lame cénomaniennne» des Corbières méridionales [M. CASTERAS, 1933],

— les flyschs de l'Ariège et de la Haute-Garonne [M. CASTERAS, 1933].

En raison des mouvements antécénomaniens [M. CASTERAS, 1933], on a longtemps cru à «l'impossibilité de trouver une série continue de l'Albien au Cénomanien» (en particulier à l'Est de l'Aude) [M. DURAND-DELGA, 1966]. Pourtant, sur le versant sud des Pyrénées, après la mise en évidence du Cénomanien dans le Calcaire à Préalvéolines [B. GUERIN-DESJARDINS et M. LATREILLE, 1961], P. FEUILLÉE [1967] et P. SOUQUET [1967] prouvent l'existence de successions continues entre l'Albien et le Cénomanien et proposent les premières analyses biostratigraphiques de l'étage.

Dès 1968, P. SOUQUET, puis B. PEYBERNES s'attachent à faire la part de l'Albien et du Crétacé supérieur dans les séries terrigènes de la «zone cénomaniennne» et au sein des bassins flyschs [M. CASTERAS et P. SOUQUET, 1968 ; J. RAVIER, P. SOUQUET et J. THIEBAUT, 1968 ; P. SOUQUET, 1969 ; P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1970 a et b ; P. SOUQUET, 1971] ; on trouvera un historique complet de ces recherches dans les travaux de synthèse de P. SOUQUET [1974] et B. PEYBERNES [1976].

Conjointement réalisées, de nouvelles recherches, entreprises dès 1970 dans les Corbières méridionales, montrèrent, rapidement, l'existence de domaines privilégiés où pouvaient s'observer, sous faciès carbonaté, des séries continues de l'Albien au Cénomanien : Albien, Vraconien et Cénomanien de la Montagne de Tauch, par exemple [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1972 ; M. BILOTTE, 1973]. La comparaison avec la série sud-pyrénéenne de la Sierra d'Aulet [P. SOUQUET, 1967 ; M. BILOTTE et P. SOUQUET, 1972] et la description de nouveaux marqueurs micropaléontologiques [M. MOULLADE, M. BILOTTE, R. BUSNARDO, J. CANEROT, E. FOURCADE et B. PEYBERNES, 1972 ; M. BILOTTE, J. CANEROT, M. MOULLADE et B. PEYBERNES, 1973 ; J. VIAL, 1973] ont progressivement conduit à la proposition d'une biozonation de l'Albien supérieur et du Cénomanien néritique, par les Foraminifères benthiques [P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE, M. MOULLADE et J. VIAL, 1973 ; M. BILOTTE, J. CANEROT, B. PEYBERNES, J. REY et P. SOUQUET, 1978, 1979 ; M. BILOTTE, 1978].

Cette biozonation différait sensiblement de celle proposée simultanément par R. SCHROEDER [1972, 1973] et M. DEBUYSER et R. SCHROEDER [1972], en raison d'un choix plus large des marqueurs calés sur des faunes d'Ammonites ou des microfaunes pélagiques tenues pour caractéristiques (voir historique détaillé dans le chapitre relatif à l'étude du Vraconien-Cénomaniennne de la Montagne de Tauch). De récents travaux [A. CHERCHI et R. SHROEDER, 1980] prouvent que ce dernier auteur a, maintenant, adopté l'essentiel de nos conclusions.

Parallèlement à ces recherches biostratigraphiques, l'existence de méso-crétacé était révélée dans d'autres domaines de la chaîne (zone Commingeoise, Écailles bordières de la Haute Chaîne, nappe de l'Ampurdan) [M. MATTAUER et J. MAGNE, 1968, ; M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1970 ; M. CASTERAS, P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1971 ; B. PEYBERNES et M. BILOTTE, 1971].

ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE

TRONÇON NAVARRO-LANQUEDOCIEN

I — LE COMPARTIMENT ALARIC

Le chaînon de Fontfroide

Dans les 3 unités du chaînon de Fontfroide, le Cénomaniens est de datation malaisée. La majeure partie des différentes formations attribuées à cet étage par A. PERON [1885] puis L. DONCIEUX [1903] relève de l'Albien comme l'a démontré P. FREYTET [1970]. Au Cénomaniens ne correspon- draient plus que deux termes lithologiques :

- à la base, des quartzites et des grès, rapportés au Cénomaniens inférieur ; c'est la formation des Quartzites de Milliou
- au sommet des argiles sombres, ligniteuses, à faune saumâtre, pouvant couvrir le Cénomaniens supérieur et le Turonien ; c'est la formation des Argiles sombres ligniteuses.

— L'unité intermédiaire

Elle est bien visible au Nord de l'Abbaye de Fontfroide, sous et en avant du chevauchement des séries albiennes de la Pinède de Fontlaurier, dans un synclinal déversé vers l'Ouest.

• Dans le flanc inverse (plongement 60° E), visible au nord de la tour de Fontfroide, le Cénomaniens, recoupé par le ruisseau des Naux, est réduit à la formation des Quartzites de Milliou : complexe de grès roux, quartzitiques ou calcaireux, ligniteux, à débris de Gastéropodes, de Lamellibranches et de Rudistes Sauvagesiïnés (? *Sauvagesia* sp.). Les micro-organismes sont peu nombreux : *Pseudocy- clammina* aff. *rugosa* d'ORB., *Neomeris cretacea* STEINMANN, Ostracodes [Atlas, Pl. 8, Fig. 3 et 5]. Dans ce complexe détritique, P. FREYTET [1970] a trouvé un fragment de Caprinidé attribué [J. PHI- LIP et M. BILOTTE] au genre *Caprinula* du Cénomaniens supérieur.

La suite de la série est, ici, tectoniquement éliminée.

• Dans le flanc normal (plongement 20° E) étiré, qui apparaît dans les reliefs de Milliou (côte 231) se superposent de la base au sommet :

• Formation des Quartzites de Milliou

- grès quartzites, azoïques (10 m) ;
- grès calcaireux (2 m) à débris divers : Lamellibranches, Gastéropodes, Serpules, Dasyclada- cées [Atlas, Pl. 8, Fig. 1, 2, 4].

• Formation des Argiles sombres ligniteuses

- marnes bleues à nodules (2 m) ;
- argiles sombres à *Glaucania renauxi* d'ORB., *Voluta gasparini* d'ORB., *Turritella elegantissima* REP., *Astarte abbatiae* DONC., [L. DONCIEUX, 1903]. R. DAMOTTE et P. FREYTET [1974] y citent aussi *Cytherella ovata* ROEMER, *Dordoniella* gr. *strangulata* APOSTOLESCU, *Doloccytheridea crassa* DAMOTTE. La palynoflore y est Cénomano-turonienne pour C. BOULOUARD, avec *Proteacidites retu- sus*, *Complexopollis* sp., *Vacuopollis* sp., *Oculopollis* sp., *Latipollis* sp., *Monstruosopollis* sp., *Plica- tella stylosa*, *Appendicisporites tricuspidatus* ; turonienne pour J. MEDUS [in R. DAMOTTE et P. FREYTET, 1974].

Cette dernière formation supporte l'Albien, chevauchant, de la Pinède de Fontlaurier.

— *L'unité de Fontfroide*

Pour P. FREYTET, la série renversée de Fontfroide débute localement par un Cénomanien identique à celui de l'unité intermédiaire. Une succession complète serait observable aux environs de Fontlaurier et au débouché septentrional de la Combe d'Enfer.

Mais il se pourrait que ce ne soient que des témoins de l'unité intermédiaire, en polarité inverse, laminés sous le chevauchement de la Pinède de Fontlaurier et plaqués contre l'unité renversée de Fontfroide dans une apparente, mais fausse, continuité.

— *L'unité du Bois du Vicomte*

A l'Est du Bois du Vicomte, le chemin de Sainte Eugénie recoupe la série cénomaniennne constituée de l'Est vers l'Ouest de :

• *Formation des Quartzites de Milliou*

— grès quartzites, azoïques,
— grès calcaireux et ligniteux (2 m) à débris coquilliers-Gastéropodes et Lamellibranches - et Dasycladacées ;

• *Formation des Argiles sombres ligniteuses*

— argiles sombres (50 m) à intercalations de calcaires coquilliers, *Neomeris cretacea*, Ostracodes, à la base, alors que la partie supérieure devient totalement argileuse avant de se charger en grès à sa partie sommitale, sous les conglomérats de la formation sus-jacente.

*
* *

Le Cénomanien du chaînon de Fontfroide se compose de deux formations lithologiques différentes : les Quartzites de Milliou, à la base, les Argiles sombres ligniteuses, à la partie supérieure.

La découverte d'un fragment de *Caprinula* et de tissus de Sauvagesiïnés, dans la formation des Quartzites de Milliou, prêche en faveur d'un âge Cénomanien supérieur - biozone à *Caprinula boissyi* - plutôt qu'inférieur comme ceci a été couramment admis [M. DURAND-DELGA, 1965 ; P. FREYTET, 1970]. La formation des Argiles sombres ligniteuses serait encore cénomaniennne à sa base, d'après la macrofaune et les Ostracodes, mais la palynologie annonce qu'elle s'étend surtout sur le Turonien.

Les dépôts successifs s'organisent en une mégaséquence de granulométrie décroissante à tendance régressive ; les environnements sont de type littoraux et lagunaires.

La Pinède de Durban

La bordure sud de la Pinède de Durban montre ponctuellement, des argiles sombres, découvertes par L. DONCIEUX [1903] et attribuées, par analogie à celles de Fontfroide, au Cénomanien [L. DONCIEUX, 1903 ; M. DURAND-DELGA, 1965] ou au Cénomano-turonien [P. FREYTET, 1970]. Ormis des quartz bipyramidés, elles se sont toujours révélées parfaitement azoïques.

Faute d'argument nouveau, cette datation peut être maintenue, mais il est aussi possible d'en envisager une autre qui sera ultérieurement exposée.

CONCLUSIONS

Les rares affleurements rapportés au Cénomanien sur le compartiment Alaric, relèveraient de la partie supérieure de l'étage (biozone à *Caprinula boissyi*). Un tel âge peut être proposé pour la Formation des Quartzites de Milliou et pour la partie inférieure des Argiles sombres ligniteuses.

La succession des dépôts, complète uniquement dans le chaînon de Fontfroide, témoignerait d'environnements margino-littoraux.

II — LE COMPARTIMENT MOUTHOMET

Le Vraconien-Cénomaniens du compartiment Mouthomet n'est connu que par des affleurements géographiquement limités, dans les zones nord-pyrénéennes. A l'inverse, il couvre largement les zones sous-pyrénéennes où, l'absence de hiatus de sédimentation et d'affleurement a permis, à la fois l'établissement de la biostratigraphie et la reconstitution des principaux événements paléogéographiques.

Zones nord-pyrénéennes

Le seul témoin de Mésocrétacé se situe dans la zone Commingeoise.

— Zone Commingeoise

D'identification récente dans le *synclinorium d'Ayat* [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1970 ; M. MEURISSE, 1970]. Le Crétacé moyen occupe une bande discontinue qui débute sous le Roc Bertret et atteint la Forêt de Madres. Des lambeaux isolés se rencontrent également à l'O.S.O de Puilaurens et au Sud Est de Marsa. La succession lithologique synthétique [M. BILOTTE, M.J. FONDECAVE, B. PEYBERNES, P. SOUQUET et J.P. WALLEZ, 1973 ; J.P. WALLEZ, 1974] est, de bas en haut, la suivante :

• Formation du Flysch noir

Elle débute par :

— une brèche chaotique d'épaisseur variable (80 m, maximum) ; cette brèche remanie des éléments du substratum et d'énormes olistolites de calcaires néocomiens (Pech de Nadiou). A son sommet, la matrice marneuse a livré des Orbitolines resédimentées et des Foraminifères pélagiques du Cénomaniens moyen à supérieur - *Rotalipora cushmani*, *R. greenhornensis* (MORR.), *Praeglobotruncana stephani* (GAND.)

— au flysch proprement dit, correspond une série alternante de brèches, microbrèches, grès et pélites dont les termes peuvent s'organiser en turbidites ; elle vient directement au contact des formations albiennes en l'absence de toute brèche chaotique. Les niveaux grossiers remanient une microfaune benthique du Vraconien-Cénomaniens inférieur avec *Orbitolina* (C.) *paeneconica* VIAL, *O. (C.) cuvillieri* (MOULLADE), *Paracoskinolina casterasi* BILOTTE, CANEROT, MOULLADE et PEYBERNES, *Simplalveolina simplex* REICHEL, *Favusella washitensis* (CARSEY), ainsi que des fragments de micrites à Pithonelles. Les pélites fournissent une association planctonique du Cénomaniens moyen à supérieur - *R. greenhornensis*, *R. appenninica* (REINZ.), *R. reicheli* (MORN.), *P. stephani*, *Globigerinelloides caseyi* (BOLLI et al.), *Hedbergella delrioensis* (CARSEY).

*
* *

Le Mésocrétacé d'Ayat débute par une brèche chaotique d'extension limitée surmontée d'un complexe turbidique plus largement étendu. Ces dépôts caractérisent des environnements de bas de talus et de bassin. Des microfaunes du Vraconien-Cénomaniens inférieur sont resédimentées dans les formations bréchiques ; les associations des niveaux pélitiques indiquent un âge Cénomaniens moyen à supérieur.

Zones sous-pyrénéennes

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

Cette unité est représentée, à l'Est du Pech de Bugarach, en partie dans la Montagne de Tauch, en partie dans la lame de Camps-Peyrepertuse ; à l'Ouest du Pech de Bugarach elle se confond au flanc inverse, étiré, du synclinal de Saint Louis.

L'Albien supérieur, le Vraconien et le Cénomanien s'y observent dans des séries dilatées pouvant atteindre le millier de mètres d'épaisseur. L'évolution des faciès y sera décrite d'Est en Ouest.

— La Montagne de Tauch

Avant d'aborder la description du Vraconien-Cénomanien, il est souhaitable de faire un historique clair et précis des recherches qui depuis 1972 se sont succédées sur le Crétacé moyen de la Montagne de Tauch, pour affiner les connaissances stratigraphiques par comparaison avec la série homologue de la Sierra d'Aulet.

L'imposant massif de la Montagne de Tauch se compose (Fig. 5) de deux ensembles séparés tectoniquement : au nord, la masse Urgo-aptienne du Mont Tauch, au sud, les séries réputées cénomaniennes du Verdoble [P.C. de GRACIANSKY, 1962].

En 1972, M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET démontrent qu'il est possible de reconnaître dans la partie «cénomaniennne» un premier ensemble d'âge Albien inférieur (complexe des grès verts) surmonté tectoniquement d'un second ensemble où l'Albien supérieur, le Vraconien et le Cénomanien s'observent en continuité de sédimentation ; ils admettent, en première analyse, que le passage Vraconien-Cénomanien pourrait se faire au sein d'une barre de «calcaires à *Neoiraquia* et *Simplavéolines*» (Fig. 24).

Peu de temps après, M. DEBUYSER et R. SCHROEDER [1972] proposaient de nouvelles attributions stratigraphiques pour cette même série. Ils maintenaient dans le Cénomanien un épais ensemble de couches qui surmontait, en discordance, un Albien très réduit (Fig. 24). Les attributions stratigraphiques étaient fondées sur la reconnaissance de 3 des 4 zones d'*Orbitolinidés* définies sur le versant Sud des Pyrénées, dans la Sierra d'Aulet [R. SCHROEDER, 1972], et rapportées, sans preuve, au Cénomanien.

Simultanément, M. BILOTTE et P. SOUQUET [1972] démontraient sur la coupe même de la Sierra d'Aulet, l'inexactitude des âges retenus pour cette zonation qui, en dehors des *Orbitolinidés*, ignorait totalement l'existence d'autres marqueurs tels que les *Ammonites* [M. DALLONI, 1910], les *Alvéolinidés* et les *Foraminifères* pélagiques [J. HOFKER, 1963 ; P. SOUQUET, 1967]. Le calage sur ces autres peuplements fossiles de la répartition des *Orbitolinidés* [P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE, M. MOULLADE et J. VIAL, 1973] permettait, en particulier, de fixer la position d'*Orbitolina (O.) duranddelgai* SCHROEDER dans le Vraconien et non plus dans l'intervalle «Cénomanien inférieur, partie supérieure - Cénomanien supérieur, partie inférieure».

Dès lors, les successives et différentes zonations de R. SCHROEDER (Tab. 4) se rapprochaient progressivement de notre zonation, précisée et confirmée par de nouveaux travaux [M. BILOTTE, 1973 ; M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1974 ; M. BILOTTE, 1978 ; M. BILOTTE, J. CANEROT, B. PEYBERNES, J. REY et P. SOUQUET, 1978, 1979]. Récemment R. SCHROEDER admettait [voir intervention à la suite de la note M. BILOTTE, J. CANEROT, B. PEYBERNES, J. REY et P. SOUQUET au Colloque sur le Cénomanien, Paris, 1976] qu'*Orbitolina (O.) duranddelgai* ne couvrait plus désormais que le «Vraconien-Cénomanien basal». C'est cette dernière extension qui a été adoptée dans les résolutions du Colloque, par les responsables de la section *Foraminifères benthiques*. Nous avons émis des réserves sur cette résolution en ce qui concerne la persistance de *O. duranddelgai* dans le Cénomanien basal.

Depuis, A. CHERCHI et R. SCHROEDER [1980] ont limité, dans la montagne de Tauch, *O. (O.) duranddelgai* au seul Vraconien.

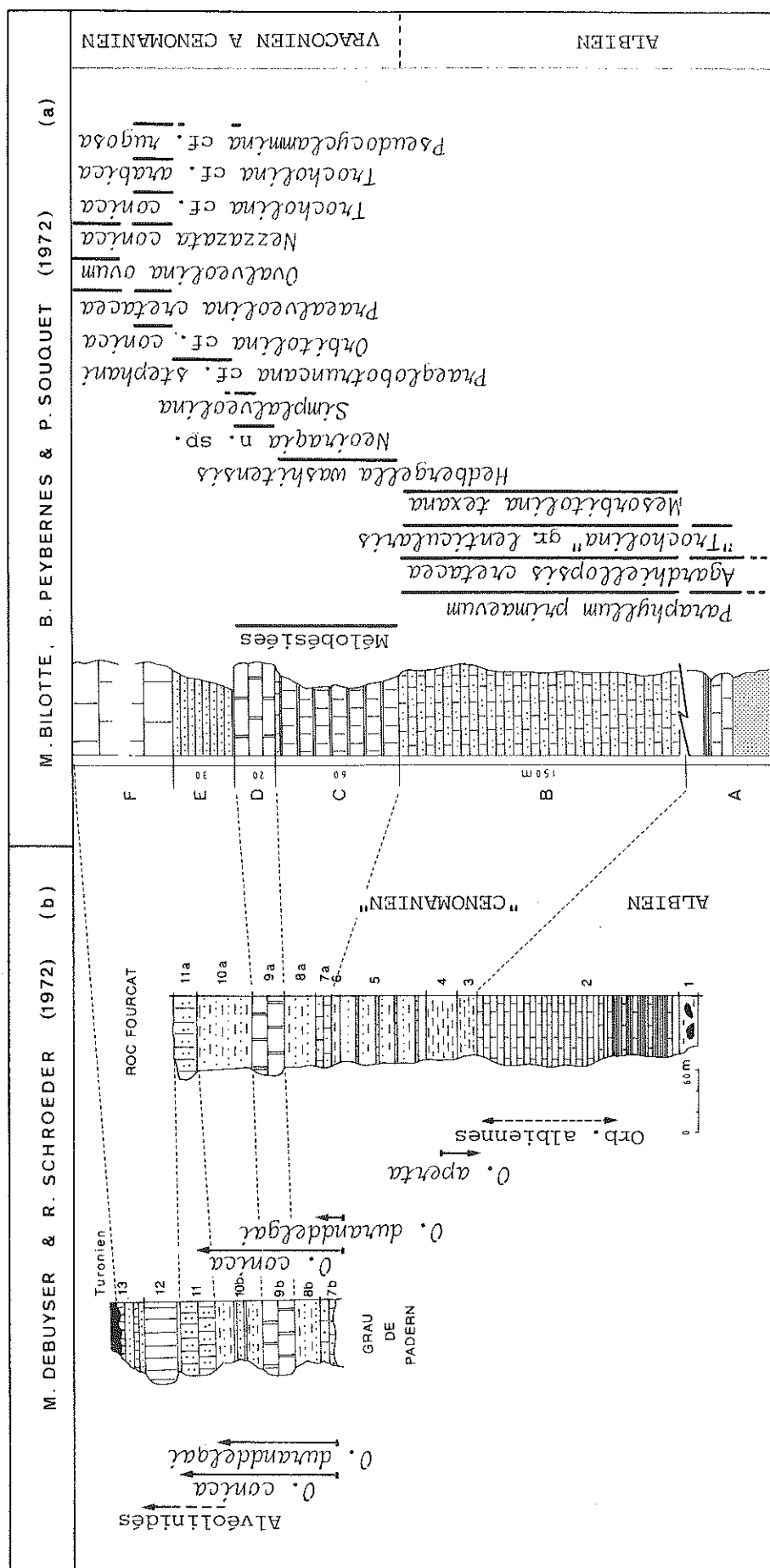


Fig. 24 : Comparaison des attributions lithostratigraphiques proposées en 1972 par M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET (a) puis par M. DEBUYER et R. SCHROEDER (b) pour l'Albo-Cénomanien du Tauch.

R. SCHROEDER						A. CHERCHI R. SCHROEDER 1980 (TAUCH)		M.B. et P.S. 1972; M.B., 73; M.B., 76 (78) M.B., J.C., B.P., J.R. et P.S., 76 (78); 79.		
1962	1972	1973	1975	1976 (78)				Phaeoecolima chetacea	Plus d'Orbitolines	CENOMANIEN SUP.
CENOMANIEN SUPERIEUR	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica		Orbitolina conica	Plus d'Orbitolines	CENOMANIEN MOYEN
CENOMANIEN INFÉRIEUR	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica		Orbitolina conica	Plus d'Orbitolines	CENOMANIEN INF.
VRACONIEN	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica	Orbitolina conica		Orbitolina conica	Plus d'Orbitolines	VRACONIEN

Tab. 4 : Comparaison des différentes zonations proposées par R. SCHROEDER, M. BILOTTE et al. pour l'Albo-Cénomaniens des Pyrénées (le trait fort situe l'horizon d'extension d'*O. duranddelgai*).

□ Le Vraconien et le Cénomanién de la Montagne de Tauch

Au-dessus de la **Formation des Calcaires à Floridées de Cucugnan** (Albien supérieur) viennent successivement (Fig. 25) :

• **Formation des Marnes et calcaires du Verdoble** (Localité-type)

— Vraconien (60 m) [Unité C de M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1972 ; M. BILOTTE, 1973 ; Unité M8 et partiellement U9 de B. PEYBERNES, 1976].

Marno-calcaires sombres à *Pl. buxtorfi*. Ils correspondent à une série alternante régulière de bancs calcaires et marneux décimétriques, de couleur sombre. Le microfaciès est celui d'une biopelsparite glauconieuse renfermant une biophase caractéristique : *O. (O.) duranddelgai*, *Nezzazata* aff. *simplex*, *Charentia* sp., *Favusella washitensis*, *Pithonella sphaerica* (KAUF.), *Planomalina buxtorfi* (GAND.) et *Paraphyllum primaevum* LEM.

La partie supérieure de la série présente des intercalations discontinues de calcaires qui ont été a tort rattachés aux calcaires sus-jacents [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1974 ; B. PEYBERNES, 1976], alors qu'ils en sont séparés par une légère discontinuité coïncidant avec la fin de la sédimentation à tendance marneuse. Ces îlots, qui correspondent au gisement type d'*O. (C.) cuvillieri* (MOULLADE) [M. MOULLADE, M. BILOTTE, R. BUSNARDO, J. CANEROT, E. FOURCADE et B. PEYBERNES, 1972], renferment aussi *O. (M.) aperta* ERMAN, *Favusella washitensis*, *Paraphyllum primaevum*.

— Cénomanién inférieur (20 m) [Unité D].

Il est matérialisé par une barre homogène de calcaires blancs à Simplalvéolines [M. BILOTTE, 1973]. Dans un fond de biosparite ou de biopelsparite s'observe une microfaune abondante : *O. (C.) cuvillieri*, *O. (C.) conica* (d'ARCH.), *O. (O.) concava* (LMK), *P. casterasi*, *Nezzazata simplex* OMARA, *Trochospira avnimelechi* HAMAOUÏ et SAINT-MARC, *Simplalveolina simplex*, *Trocholina* gr. *T. arabica* HENSON, *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Pseudocyclammina rugosa*, *Hemicyclammina* sp. aff. *sigali*, *Nummoloculina regularis* PHILIPPSON, *Spiroloculina robusta* BRADY, *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, *Cuneolina conica* d'ORB., *Favusella washitensis*, *Pithonella sphaerica*. *Praealveolina iberica* REICHEL devient fréquente à la partie supérieure de la formation qui s'achève sous un fond durci.

La base de cette barre calcaire serait, au Grau de Padern, le gisement type de *Broeckina (Pastrickella) biplana* CHERCHI et SCHROEDER.

• **Formation du Calcaire des Escudiés**

— Cénomanién moyen et supérieur. Il englobe plusieurs unités de lithologie différente, chacune d'elles étant, de plus, affectées de notables variations de faciès.

• Les «Calcaires gréseux roux» (30 m) [Unité E] ; Cénomanién moyen, partie inférieure.

Sous le Roc Fourcat on observe un ensemble homogène de grès calcareux roux. La microfaune est pauvre : *P. rugosa*, *O. (C.) conica*, *O. (O.) concava*, *Praealveolina* gr. *cretacea*, *S. simplex*, *N. simplex*, *Rotalipora* sp., *Praeglobotruncana* cf. *stephani*.

La partie terminale, sous les calcaires blancs du Roc Fourcat, constitue l'unique gisement sous-pyrénéen d'*Aspidiscus* sp. [R. de FORTANIER, 1928]. Dans le Grau de Padern, la formation montre la répétition du motif : grès silteux-marnes silteuses. Les bancs de grès, légèrement glauconieux, ne contiennent qu'une microfaune naine à base de *Nezzazata* sp., *Gavelinella* sp., *Lenticulina* sp. et les marnes une rare microfaune pélagique à *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER). Les Oursins sont abondants : *Epiaster distinctus* (AGASSIZ), *E.* aff. *trigonalis* (DESOR), *Discoïdes archiaci* COTTEAU, *Cotteaudia benettiae* (KONIG) [déterminations J. REY], ainsi que des fragments d'Ammonites dont *Forbesiceras* sp. [détermination J.W. KENNEDY].

Dans la cluse de Verdoble (rive droite), la base des grès roux glauconieux a livré *Phylloceras* sp. gr. *seresitense* et *Puzosia* sp. gr. *mayoriana* [détermination G. THOMEL et L. DEMAY], des Ostraco-

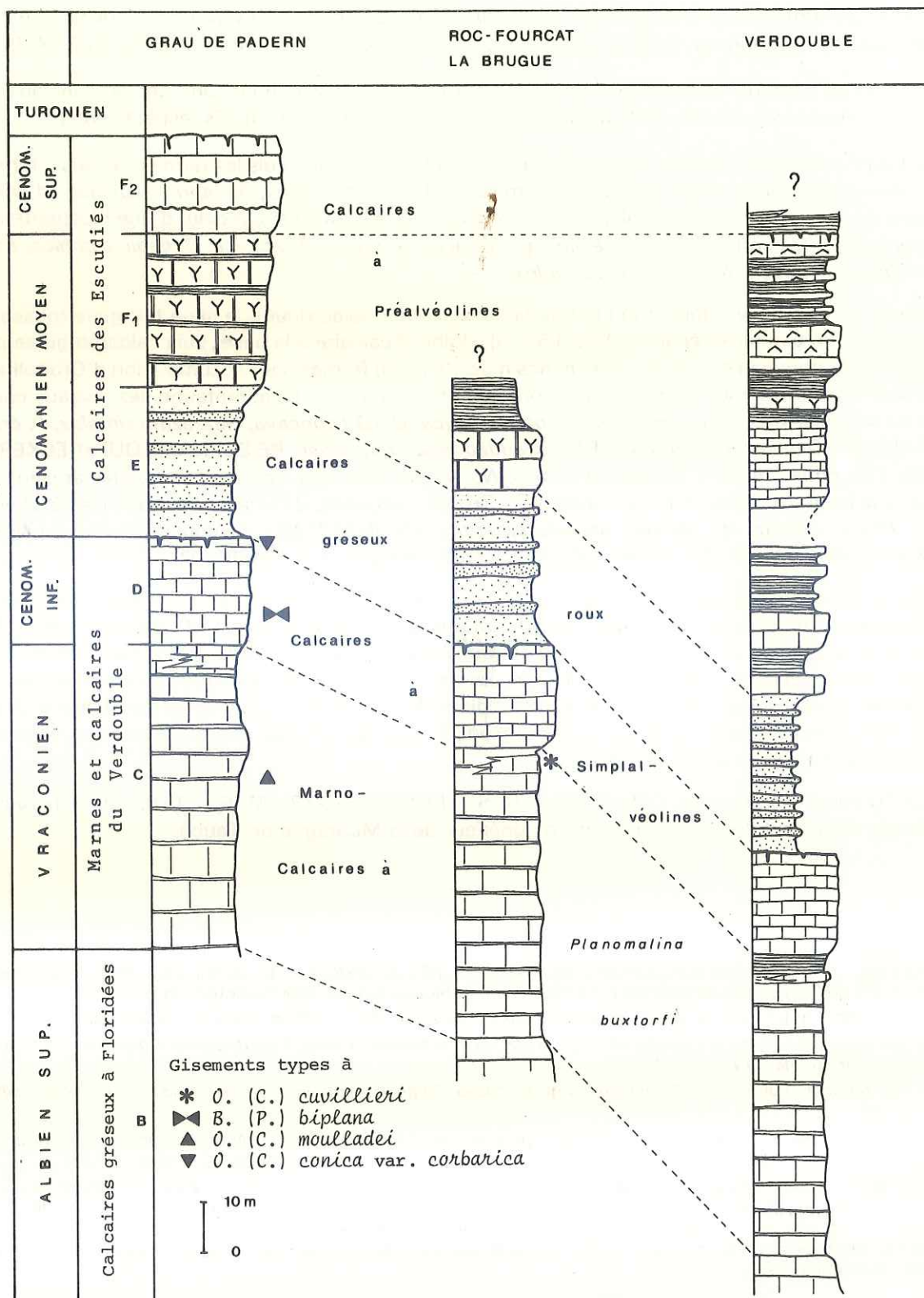


Fig. 25 : Variations et correspondances lithostratigraphiques dans le Vraconien-Cénomanien de la Montagne de Tauch (légende dans le texte).

des : *Phacorabdotus* sp., *Paracypris* sp., *Cytherella ovata*, *C. aff. parallela* (REUSS) et des Foraminifères benthiques : Orbitolines, Préalvéolines, lenticulines, *Daxia cenomana* CUVILLIER et SZAKALL.

- Les calcaires blancs supérieurs (60 m) [Unité F]. Des variations tant lithologiques que faunistiques permettent d'y distinguer deux sous ensembles attribués respectivement :

F1 au Cénomanién moyen, partie supérieure : Au Roc Fourcat, seuls les termes les plus inférieurs sont conservés (15 m) avec des calcaires massifs, blancs ou roses, à *Caprina adversa* (d'ORB.), *Sphaera* gr. *corrugata* (SOW.), Polypiers et Echinides. Le microfaciès est celui d'une biosparite à *O. (C.) conica*, *O. (O.) concava*, *Praealveolina* gr. *cretacea*, *T. sp. gr. T. arabica*, *Cuneolina conica*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Nezzazata* gr. *simplex*.

Dans la cluse du Verdoube (à l'Est de la centrale hydroélectrique), la série terrigène rousse est surmontée d'un complexe épais (100 à 150 m), d'abord calcaire à la base, puis calcaréo-gréseux et argileux et, de nouveau carbonaté avec bancs massifs (2 m) formés par l'accumulation d'Orbitolines ; des calcaires gréseux roux à Coelentérés couronnent le complexe. La microfaune des niveaux carbonatés se compose d'*O. (C.) conica*, *O. (C.) paeneconica*, *O. (O.) concava*, *Nezzazata simplex*, *P. cretacea* REICHEL, *Ovalveolina ovum* d'ORB., *Pseudedomia drorimensis* REISS, HAMAOUÏ et ECKER, *P. rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Cuneolina conica*, *Nummoloculina regularis* ; les intervalles argileux ont donné, à la base, *Cythereis* aff. *dorsispinata*, *C. sp. aff. reticulata*, dans la partie moyenne, *Cytherella ovata*, *Phacorabdotus* sp., *Bairdia pseudoseptentrionalis* (MERTENS), et dans la partie supérieure *Parexophthalmocythere (A.) oertlii* (BABINOT) [déterminations J. F. BABINOT].

F2 au Cénomanién supérieur (30 m) : Le Grau de Padern montre des calcaires organogènes, micritiques, sparitiques ou détritiques. La microfaune autochtone comprend *P. cretacea brevis* REICHEL, *P. gr. cretacea*, *S. simplex*, *O. ovum*, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Nezzazata simplex*, *Trochospira avnimelechi*, *P. rugosa*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *C. conica*, *Nummoloculina regularis*, *Charentia cuvillieri*, *Discorbis* sp. Des horizons à forts indices de remaniements montrent des débris d'*O. (C.) conica*. Les associations de Rudistes se composent de *Caprina adversa*, *Caprinula boissyi*, *Apricardia* sp. et *Sauvagesia* gr. *sharpei-nicasei*.

Le Turonien marneux [M. DEBUYSER et R. SCHROEDER, 1972 ; M. BILOTTE, 1973] recouvre, au dessus d'un fond durci, le Cénomanién supérieur de la Montagne de Tauch.

*
* *

Au-dessus du Vraconien à *Planomalina buxtoni* et *O. (O.) duranddelgai*, le Cénomanién de la Montagne de Tauch révèle quelques associations de Foraminifères benthiques tenues pour caractéristiques :

- Cénomanién inférieur à *Simplalveolina simplex*, *Orbitolina (C.) cuvillieri*, *Paracoskinolina casterasi*,
- Cénomanién moyen à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Orbitolina (C.) conica*, *Orbitolina (O.) concava*,
- Cénomanién supérieur à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*,

Les importantes variations latérales (faciès, épaisseur) du Cénomanién de la Montagne de Tauch vont de pair avec une atténuation des caractères de plate-forme et l'acquisition des caractères d'un talus.

D'un point de vue sédimentologique, les marno-calcaires à *Pl. buxtoni* et les Calcaires à *Simplalvéolines* constituent une première séquence klupfélienne couronnée par une importante discontinuité. Au-dessus, les différents membres du *Calcaire des Escudiés* forment une deuxième séquence de tendance régressive ; ces deux mésoséquences superposées traduisent, sur la bordure nord du bassin sédimentaire, deux phases successives de la transgression cénomaniénne.

— *La lame de Camps-Peyrepertuse*

Structuralement, la lame de Camps-Peyrepertuse [M. BILOTTE, 1975] correspond sensiblement à la «lame cénomaniennne» des auteurs [Feuille de Quillan à 1/80 000, 1968]. Stratigraphiquement, elle regroupe des formations étagées de l'Albien au Campanien. Les séries albo-cénomaniennes y sont les plus développées (1000 à 1200 m d'épaisseur) et représentées par, de bas en haut :

- La formation des Marnes et Calcaires à Floridées de Cucugnan
- La formation du Complexe flyschöide du Rec de Riben
- La formation des Marnes et calcaires du Verdoube
- La formation des Marnes du ruisseau de Cubières ou la formation du Calcaire des Escudiés.

De Padern à Duilhac

et, au Sud d'une ligne le Crès-Pech Capel (Fig. 26), la formation des Calcaires à Floridées, de l'Albien, domine.

— *Au Crès* (Fig. 27, A), elle se compose de calcaires à Floridées et de marnes à Trigonies de l'Albien inférieur [J. ALLOITEAU, 1948 ; G. PETTER-RECEVEUR, 1955 ; B. PEYBERNES, 1976].

— *Entre Cucugnan et Duilhac* (Fig. 27 B, C, D), la succession est plus complète ; elle se compose de :

- **Formation des Marnes et calcaires à Floridées de Cucugnan** (Localité type).

Marnes glauconieuses de l'Albien inférieur, à Trigonies (sud de Cucugnan) et rares niveaux de klippes sédimentaires [J.P. BOUILLIN, 1967] ;

Calcaires gréseux à Floridées qui forment les reliefs du Pech de la Caune (B), du Roc Pouchut (C) et du Pech Capel (D). Les associations microfauniques - *O. (O.) concava*, *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Charentia* sp. - indiquent un âge au moins Albien supérieur ;

- **Formation des Marnes et calcaires du Verdoube**

On y reconnaît seulement le terme inférieur constitué par les marno-calcaires à *Favusella washitensis*, *Planomalina buxtorfi*, *O. (C.) cuvillieri* et Pithonelles du Vraconien ;

- **Formation des Calcaires des Escudiés**

On ne trouve la trace de cette formation que dans de petites écaillés situées au front de la zone des Écaillés. Il en est ainsi à l'Ouest du Crès, dans le lit du ruisseau du Cucugnan, au méridien du Roc Pouchut (C) et au Sud de Duilhac, près des ruines de Savannac et dans le Rec de Riben.

Dans tous les cas, il s'agit de calcaire à *P. gr. cretacea*, *O. ovum*, *Nezzazata simplex*, *P. rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana* et *Dictyopsella* sp. du Cénomaniens supérieur.

De Duilhac à Cubières

La découverte d'*Ostlingoceras puzosianum* (d'ORB), Ammonite caractéristique de la zone à *dispar* (Vraconien), au-dessus des marnes à *Planomalina buxtorfi*, confirme l'âge Vraconien inférieur de cette unité. [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1974].

— *Coupe du Tabourc - Bergerie de Bugamus* (fig. 26, E).

Au-dessus de l'épais Complexe flyschöide du Rec de Riben à nombreuses klippes sédimentaires (localité type) se développe, sous une lithologie homogène de marnes bleues, l'unité des Marno-calcaires à *Pl. buxtorfi* (Vraconien inférieur) [M. BILOTTE, 1972] qui précède ici une unité de «calcai-

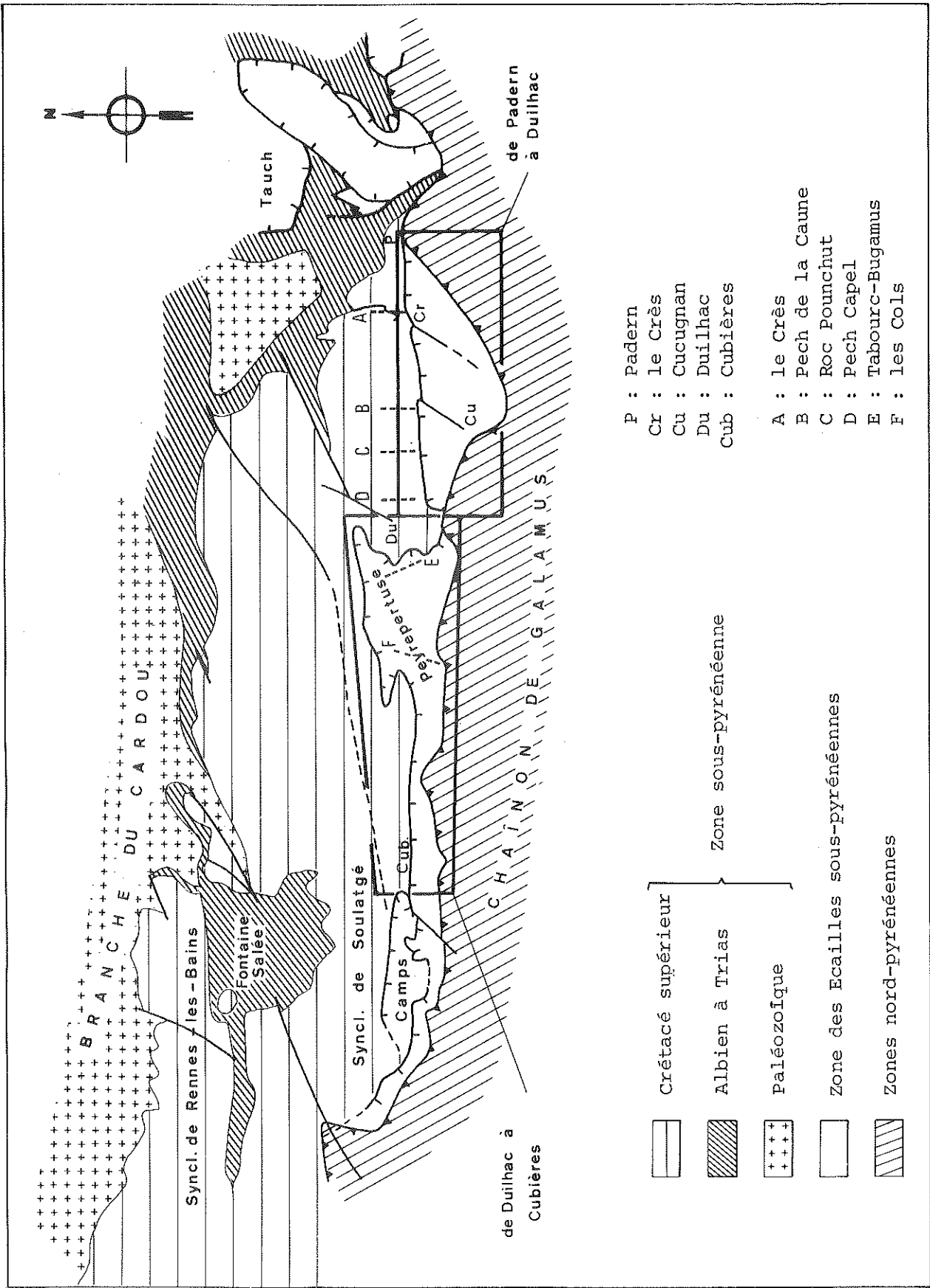


Fig. 26 : Localisation des observations réalisées dans l'Albo-Cénomanien de la lame de Camps-Peyrepertuse.

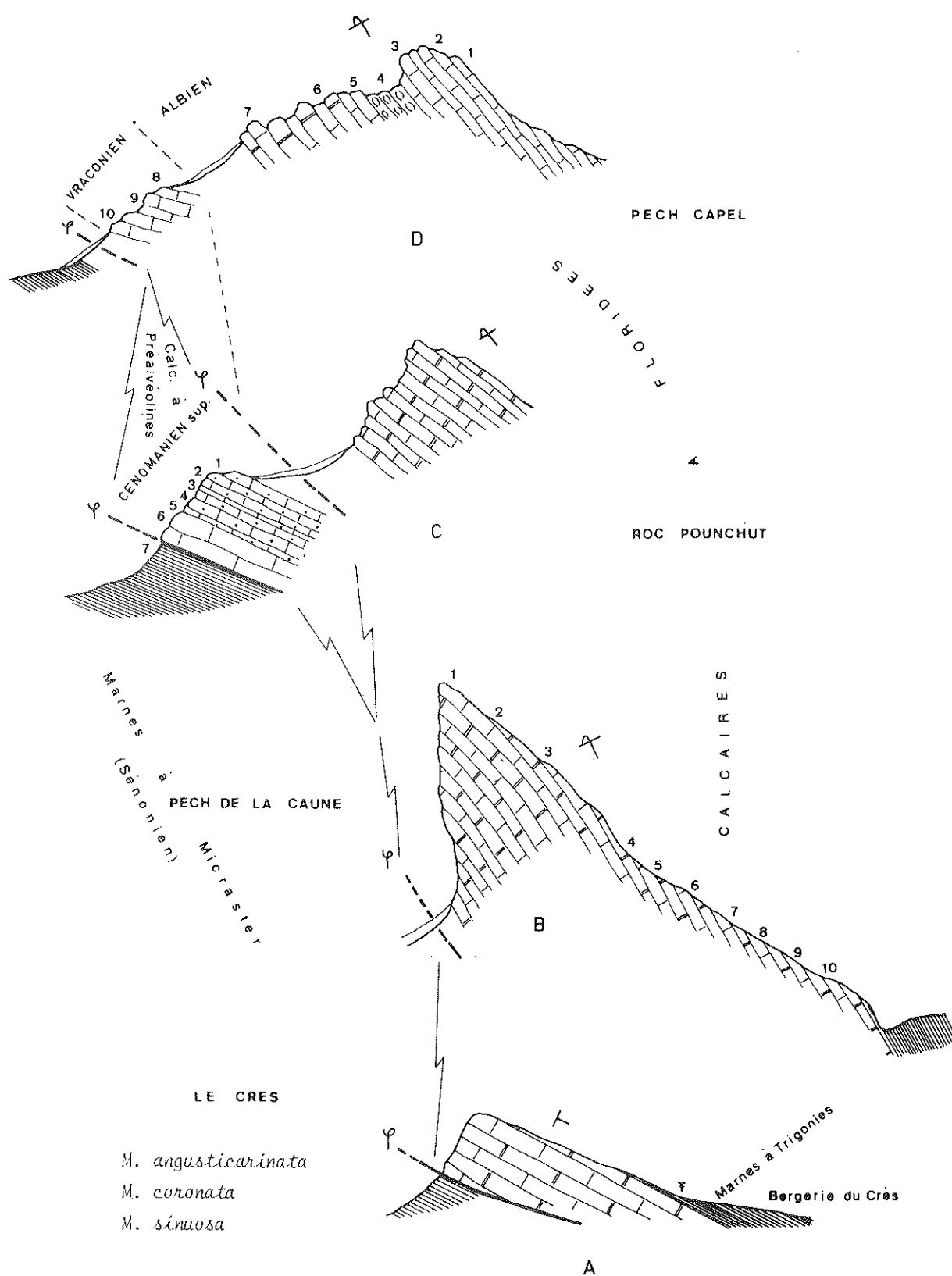


Fig. 27 : Disposition morpho-tectonique de l'Albien et du Cénomanien de la lame de Camps-Peyrepertuse entre Padern et Duilhac.

res grés glauconieux en dalles» [B. PEYBERNES, 1976] dont la partie inférieure est rapportée au Vraconien supérieur (*Ostlingoceras puzosianum*) alors que la partie supérieure datée du Cénomanién inférieur correspond aux calcaires à Simplalvéolines.

Ils se présentent, ici, sous l'aspect de calcaires organo-détritiques à *Simplalveolina simplex*, *O. (C.) conica*, *O. (C.) paeneconica*, *O. (C.) cuvillieri*, *O. (O.) concava*, *T. gr. T. arabica* et Rudistes : *Sphaerulites foliaceus* LMK., *Neocaprina gr. gigantea* PLENICAR, *Ichthyosarcolithes sp. gr. bicarinatus* (GEMM.).

• Au Cénomanién moyen et supérieur correspond la **Formation des Marnes du Ruisseau de Cubières**

— Cénomanién moyen :

Marnes (30 m) à *Rotalipora montsalvensis*, *R. micheli* (SACAL et DEBOURLE), *Hedbergella delrioensis* et *Gavelinella cenomanica* BROTZEN, intercalées de petits bancs de calcaires gréseux à *Orbitolina (C.) conica*, *O. (O.) concava*, *Praealveolina gr. cretacea*, *Trocholina gr. T. arabica*, puis calcaires récifaux (10 m) à même microfaune et *Caprina adversa*.

— Cénomanién supérieur :

Marnes et calcaires gréseux roux à *Praealveolina gr. cretacea*.

— *Coupe des Cols* (fig. 26, F)

Située plus à l'Ouest de la précédente, la coupe des Cols présente une succession comparable : Complexe flyschœide du Rec de Riben, à la base, puis, marnes bleues à *Planomalina buxtorfi* et «calcaires grés-glauconieux en dalles» (Albien à Vraconien). Le passage au Cénomanién n'a pu être fixé avec précision en l'absence de la découverte de *Simplalveolina simplex*. Par analogie de faciès avec ceux du Tabourc, les calcaires organo-détritiques du Sarrat Pouchut sont assimilés aux calcaires à Simplalvéolines et, par voie de conséquence, datés du Cénomanién inférieur. Ces biosparites à débris de Lamellibranches sont riches en *T. gr. T. arabica*, *Nezzazata gr. simplex*, *Broeckina (P.) biplana*, *Charentia cuvillieri*, *Orbitolina (C.) conica*, *O. (C.) cuvillieri*, *Cuneolina sp.*, *Pithonella sphaerica*.

• **Formation des Marnes du Ruisseau de Cubières**

— Cénomanién moyen :

Marnes et grès roux à *Rotalipora greenhornensis*, *R. cushmani*, puis calcaires construits à *Caprina adversa* et calcaires bréchiques et grès bioturbés à *Orbitolina (C.) conica*, *Charentia cuvillieri*, *T. gr. T. arabica*, Pithonelles.

— Cénomanién supérieur :

Marnes et marno-calcaires glauconieux à *R. cushmani*, *R. greenhornensis* et grès calcaireux roux à quartz bipyramidés, *Praealveolina gr. cretacea* et *Pseudocyclamina rugosa*.

— *Coupe de Cubières* (fig. 28)

Au méridien de Cubières, la route départementale 10, recoupe, au Nord du chevauchement de Galamus, le méso-crétacé de la lame de Camps-Peyrepertuse. Des divergences stratigraphiques, à implications structurales, sont apparues lors des premières analyses de ces séries. Pour J.P. ROUCAN et J. MAGNE [1970] d'abord, puis J.P. BOUILLIN [1971] ensuite, la série albo-cénomaniénne de Cubières est continue et s'intègre au flanc sud, dilaté, du synclinal de Soulatgé. Pour M. BILOTTE, F. CALANDRA et P. RICHARDOT [1971], la série albo-cénomaniénne de Cubières est discontinue et relève de deux zones structurales différentes : au sud, une zone d'écaillés, au nord, le flanc inverse du synclinal de Soulatgé. Si, pour cette dernière équipe, une partie des propositions stratigraphiques, formulées alors, se sont révélées inexactes (en raison d'inversions d'échantillons dans les laboratoires de traitement) la conception structurale a été dans son ensemble maintenue [M. BILOTTE, 1975].

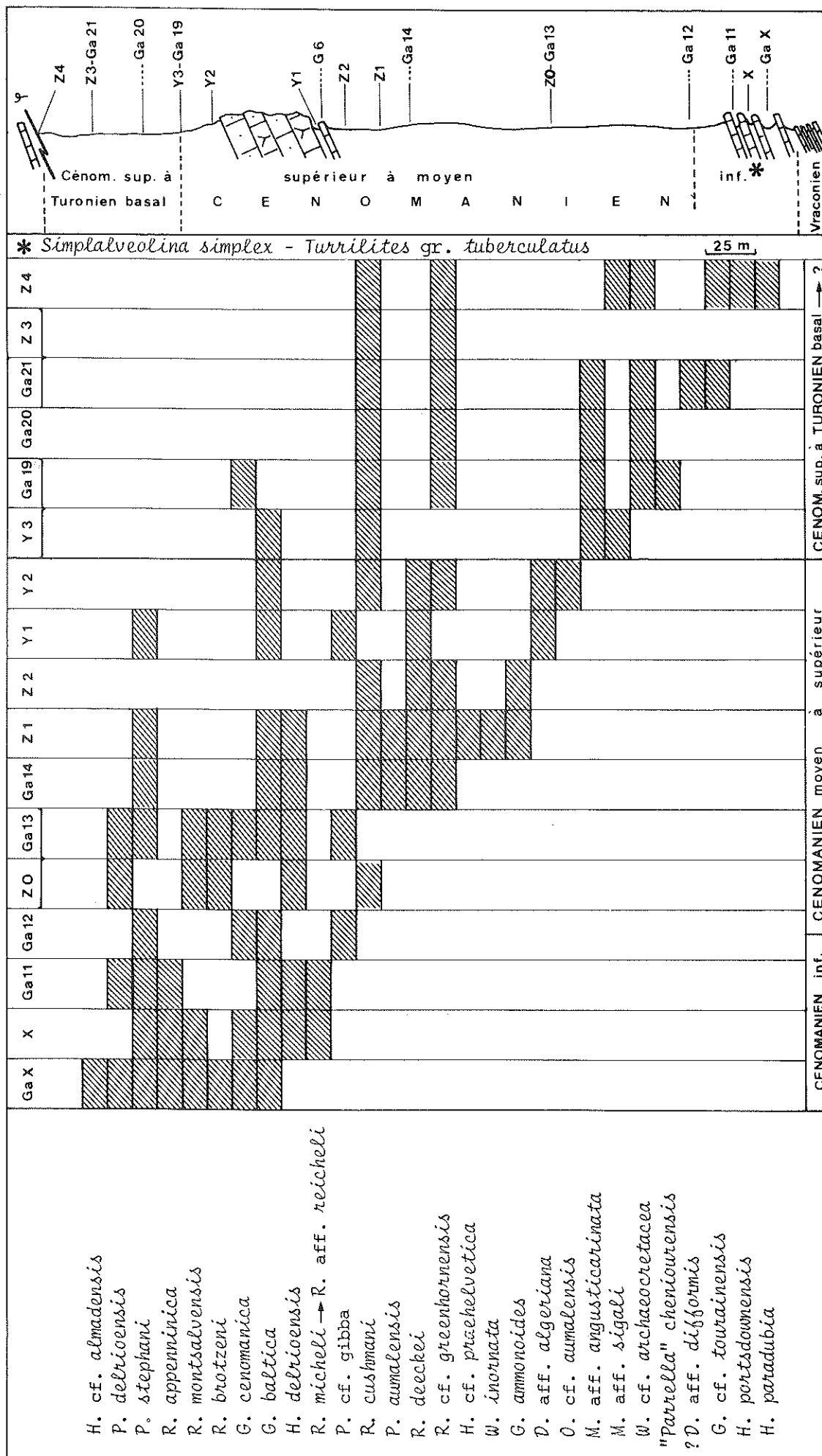


Fig. 28 : Répartition des micro-organismes dans le Cénomano-Turonien de Cubières

Un nouvel échantillonnage (fig. 28) des ensembles marneux effectué par les deux groupes de recherche afin de résoudre au moins, le problème des divergences stratigraphiques a été confié à B. PORTHAULT. Il a abouti aux résultats énoncés ci-après.

Du sud vers le nord, les termes suivants sont tour-à-tour recoupés :

• **Complexe flyschöide du Rec de Riben** (Albien supérieur)

B. PEYBERNES [1976] y reconnaît la succession de marnes homogènes sombres (120 m), marnes et marno-calcaires gréseux microbréchiques (100 m), cordon d'olistolites, complexe de marnes et de microbrèches (80 m).

• **Formation des Marnes et calcaires du Verdoube**

— Vraconien : on y reconnaît deux membres superposés :

- des marnes (80 m) à *Planomalina buxtorfi*, *Hedbergella debriensis*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *P. stephani*, *Rotalipora appenninica* (RENZ.) et Ammonites pyriteuses indéterminables.
- des «calcaires gréso-glaucieux» (150 m) en bancs alternant avec des niveaux de marnes sombres de même épaisseur. Les calcaires renferment dans un fond de ciment sparitique : *Orbitolina* (O.) *concava*, O. (O.) aff. *duranddelgai*, O. (M.) *aperta*, O. (C.) *paeneconica*, O. (C.) *conica*, *Charentia cuvillieri*, *Hensonina lenticularis*, *Cuneolina* sp., *Paraphyllum primae-vum*. La partie supérieure de la formation, plus micritique contient *Favusella washitensis* et de nombreuses Pithonelles.

— Cénomaniens inférieurs : il est représenté par :

- des marnes à *Rotalipora montsalvensis*, *R. brotzeni* (SIGAL), *R. appenninica*, *R. micheli*, (GaX, X et Ga 11) ;
- des calcaires à *Simplalveolina simplex*, O. (C.) *conica*, *Daxia cenomana*, *Pseudocyclamina rugosa*. Ce dernier ensemble atteint une vingtaine de mètres et a donné, à J.P. BOUILLIN, *Turrilites* gr. *tuberculatus*.

• **Formation des Marnes du Ruisseau de Cubières** (Localité type)

— Cénomaniens moyens à supérieurs :

- marnes blanches, homogènes (200 m) à *Rotalipora cushmani*, *R. greenhornensis*,
- calcaires micritiques (1,5 m) à *Pithonella ovalis*, *P. sphaerica*, *Rotalipora* sp. et *Praeglobotruncana* sp. (ce bancs -G6- avait été attribué à tort au Turonien par M. BILOTTE et al. [1972]) ;
- marnes blanches (0,5 m) à *P. stephani*, *P. cf. gibba*, *P. aff. algeriana*, *Rotalipora* cf. *deecke* (Y1) ;
- calcaires gréseux roux et grès ferrugineux (50 m) à *Caprina adversa*, *Praealveolina cretacea*, *Ovalveolina ovum* et Orbitolines résédimentées.

— Cénomaniens supérieurs à Turonien basal :

- marnes homogènes blanches dont la microfaune est encore caractéristique du Cénomaniens - *R. cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. deecke*, *P. algeriana* (CARON) - alors qu'apparaissent, à la partie supérieure, les peuplements à affinités turoniennes : *Witheinella* cf. *archeocretacea*, *Hedbergella paradubia* (SIGAL), *H. portsdownensis* (WILLIAMS-MITCHELL), *Marginotruncana* aff. *sigali*, *Gavelinella* cf. *tourainensis*.

*

* *

Dans la lame de Camps-Peyrepertuse, l'Albien, le Vraconien et le Cénomanien sont présents, en continuité de sédimentation, au sein de 5 formations :

- Formation des *Marnes et calcaires à Floridées de Cucugnan* (Albien),
- Formation du *Complexe flyschöide du Rec de Riben* (Albien),
- Formation des *Marnes et calcaires du Verdoube* (Vraconien - Cénomanien inférieur),
- Formation des *Marnes du ruisseau de Cubières* (Cénomanien moyen à supérieur),
- Formation du *Calcaire des Escudiès* (Cénomanien moyen à supérieur).

De l'Est vers l'Ouest, le caractère terrigène de l'ensemble de ces formations s'intensifie au détriment du caractère carbonaté qui, lui, s'estompe.

— *Le flanc inverse du synclinal de Saint-Louis*

A l'Ouest du Pech de Bugarach, la «lame cénomaniennne» a été réfutée tant comme unité stratigraphique que structurale. J.P. GELARD et J. MAGNE [1968], puis J.P. GELARD [1969] ont considéré que la totalité de la série sédimentaire de cette unité est d'âge Santonien et qu'elle complète, en son centre, le Sénonien du synclinal de Saint-Louis ; le Cénomanien n'y serait inclus que sous forme d'olistolites.

Il est apparu très vite [M. BILOTTE, 1972] que l'Albien, le Vraconien et le Cénomanien existaient, en avant du chevauchement du Bugarach, dans une série continue, renversée au nord. Ce résultat fut confirmé, par l'un des auteurs qui avait, précédemment, nié l'existence du Cénomanien [J. MAGNE et J.P. ROUCAN, 1972]. Le Turonien était en outre reconnu en continuité de sédimentation avec le Cénomanien.

Au méridien de la bergerie Brunet la série Albo-cénomaniennne est essentiellement marneuse. Aussi, la distinction des formations définies plus à l'Est est-elle problématique.

La succession se compose du Sud vers le Nord [M. BILOTTE, 1972, 1973] de :

- marnes noires et calcaires grés-glaucconieux à Floridés - Albien -
- marnes à *F. washitensis* et *Pl. buxtoni* - Vraconien -
- complexe marno-calcaire à *R. gr. appenninica*, *R. brotzeni*, *R. montsalvensis*, *R. micheli*, *P. stephani*, *P. delrioensis*, *H. delrioensis* avec, à sa partie supérieure des intercalations décimétriques de biosparite gréseuse à *Simplalveolina simplex*, *P. gr. cretacea*, *O. (C.)* cf. *conica*, *P. rugosa*, *Charentia cuvillieri* et *Spiroloculina robusta* - Cénomanien inférieur à moyen -
- marnes homogènes grises à *P. stephani*, *P. stephani* var. *turbinata*, *R. reicheli*, *R. cushmani*, *R. greenhornensis* et *Hedbergella delrioensis* - Cénomanien moyen à supérieur -

*
* *

Dans le flanc sud du synclinal de Saint-Louis, l'Albien (supérieur), le Vraconien et le Cénomanien sont présents en continuité de sédimentation, comme dans la lame de Camps-Peyrepertuse.

La nature marneuse, l'uniformité des dépôts et l'abondance des peuplements planctoniques indiquent la dominance d'un régime circalittoral affirmé.

Conclusion

Les séries sédimentaires de l'Albo-cénomaniens de la zone des Écailles sous-pyrénéennes appartiennent à une même zone isopique que l'on peut situer en première approximation, à l'articulation entre une plate-forme et son bassin.

On y relève la continuité des dépôts de l'Albien supérieur et du Cénomaniens inférieur dans une première mégaséquence qui témoigne d'une nette diminution bathymétrique. La profondeur des dépôts augmente de nouveau au Cénomaniens moyen pour décroître ensuite progressivement jusqu'au Cénomaniens supérieur, dans une deuxième mégaséquence.

Les variations de faciès montrent l'acquisition de caractères circa-littoraux, de plus en plus marqués vers l'Ouest, en relation avec un abaissement du plancher de sédimentation.

Du point de vue stratigraphique, l'intrication des différents faciès permet de comparer la répartition des faunes benthiques et pélagiques.

— Zone sous-pyrénéenne s.s.

Dans la zone Sous-pyrénéenne, le Cénomaniens, incomplet par la base, repose sur des terrains d'âge variable allant du Paléozoïque à l'Albien inférieur. Ses faciès indiquent des dépôts de plate-forme à influences carbonatées et terrigènes.

De façon globale, le Cénomaniens sous-pyrénéen relève uniquement de la formation du *Calcaire des Escudiés*.

Les variations de faciès qui s'y observent sont à mettre en relation avec la progressivité de la transgression marine.

Entre Padern et Soulatgé

Le Cénomaniens transgresse vers le Nord. Les influences continentales et marines s'y traduisent par le caractère tantôt terrigène, tantôt carbonaté et récifal des séries. Quatre coupes (fig. 29), relevées du SE vers le NW, des environs de Padern aux abords de Rouffiac-les-Corbières, permettent d'établir les successions suivantes :

— Barre de la Ferrière, au Sud de Padern (fig. 29, 30A)

Au-dessus des marnes gréseuses verdâtres de l'Albien inférieur le Cénomaniens se compose, de la base au sommet, de :

— Cénomaniens moyen :

- Biosparite (5 m) à *O. (O.) concava*, *O. (C.) conica*, *T. gr. arabica*, *Nezzazata simplex*, *Cyclolina cretacea* d'ORB., s'achevant par un horizon bioconstruit à Radiolitidés ;

— Cénomaniens supérieur :

- Biopelsparite (4 m) à *P. gr. cretacea*, *N. simplex*, *Nummuloculina regularis*, *Spiroloculina robusta*. La partie supérieure s'enrichit en quartz bipyramidés et supporte, au dessus d'une surface taradée, un ensemble terrigène et carbonaté où se superposent :
 - grès roux ferrugineux (0,60 m)
 - calcaires gréseux à *P. cretacea* et *Pseudocyclamina rugosa* (0,80 m)
 - poudingue quartzeux (0,40 m) dont les éléments peuvent atteindre 3 cm de diamètre
 - grès à ciment calcaire (2 m)
 - calcaires à Coelentérés et Caprinidés (1 m)
 - grès à ciment calcaire (2 m)
 - calcaires ocre (1 m) à Coelentérés.

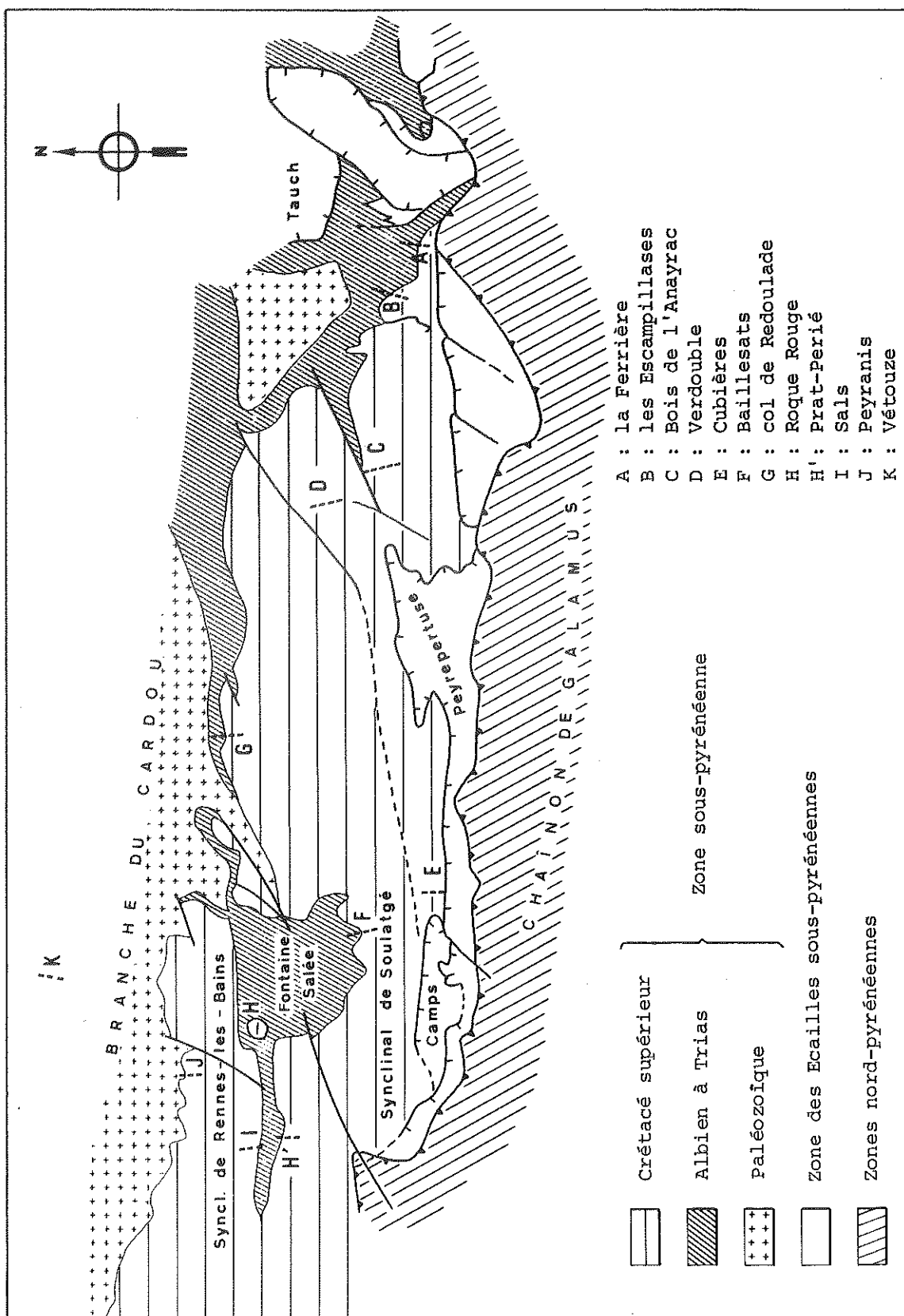


Fig. 29 : Localisation des observations réalisées dans le Cénomane de la zone Sous-pyrénéenne

— *A l'Ouest de Padern, sur le versant méridional des Escampillases*, une succession sensiblement identique peut être relevée entre l'Albien calcaire qui affleure dans le lit du Verdoube et le Turonien des ruines de Gournet (fig. 29, 30B).

— *Cluse du Verdoube entre Vente Farine et le Bois de l'Anayrac* (fig. 29, 30C)

Sur les dolomies bréchiques du Lias ou du Jurassique, le Cénomanién supérieur se compose de :

- biopelsparite à Valvulinidés (1 m) ;
- complexe terrigène et carbonaté (4 m) à Coelentérés, Ostréidés, *P. gr. cretacea*, *Neomeris cretacea*, de nombreux quartz bipyramidés remaniés du Trias constituent la fraction terrigène ;
- conglomérat quartzeux puis grès (2 m) ;
- calcaires ocre (3 m) à Coelentérés et *Caprinula boissyi*.

— *Cluse du Verdoube à l'Est du Sigle de la Rabazole* (fig. 29, 30D)

Toujours au-dessus d'un substratum de dolomies, le Cénomanién supérieur est représenté, de bas en haut, par la série suivante :

- complexe terrigène et carbonaté (10 m) ; la fraction carbonatée livre : *P. gr. cretacea*, *Pseudocyclamina rugosa*, *N. regularis*, *O. ovum*, des fragments de Lamellibranches et de Gastéropodes ; le terrigène est toujours riche en quartz bipyramidés, le niveau conglomératique quartzeux atteint 1, 50 m.
- calcaires ocre (1,50 m) à Coelentérés et *Caprinula boissyi*.

*
* *

Entre Padern et Soulatgé, la transgression débute avec le Cénomanién moyen ; elle se poursuit en direction du N au Cénomanién supérieur dont les termes représentatifs viennent recouvrir un substratum de plus en plus ancien.

La formation du *Calcaire des Escudiés* se décompose ici en deux séquences positives ; l'inférieure à caractère essentiellement carbonaté se termine par une discontinuité ; la supérieure débute par des terrigènes pour s'achever uniformément par des calcaires organogènes. Ces deux séquences caractérisent des environnements très littoraux.

De Soulatgé au Col du Linas

Le Cénomanién s'observe dans les deux flancs, très dissymétriques du synclinal de Soulatgé, tectoniquement réduit dans le flanc sud il est, à l'inverse, bien développé dans le flanc nord.

— *Flanc sud du synclinal de Soulatgé, à Cubières* (fig. 29E)

Au nord de la lame de Camps-Peyrepertuse qui s'achève au méridien de Cubières par des marnes homogènes blanches du Turonien basal, le flanc inverse du synclinal de Soulatgé est reconnu dans 2 m de calcaires d'abord gréseux à Caprinidés, puis micritiques et gréseux à Foraminifères benthiques : *P. cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *N. regularis*, du Cénomanién supérieur.

— *Flanc nord du synclinal de Soulatgé*

□ Coupe des Baillesats (fig. 29 F) sur le Trias argilo-dolomitique le Cénomanién supérieur est représenté par :

- grès fins (3 m) azoïques

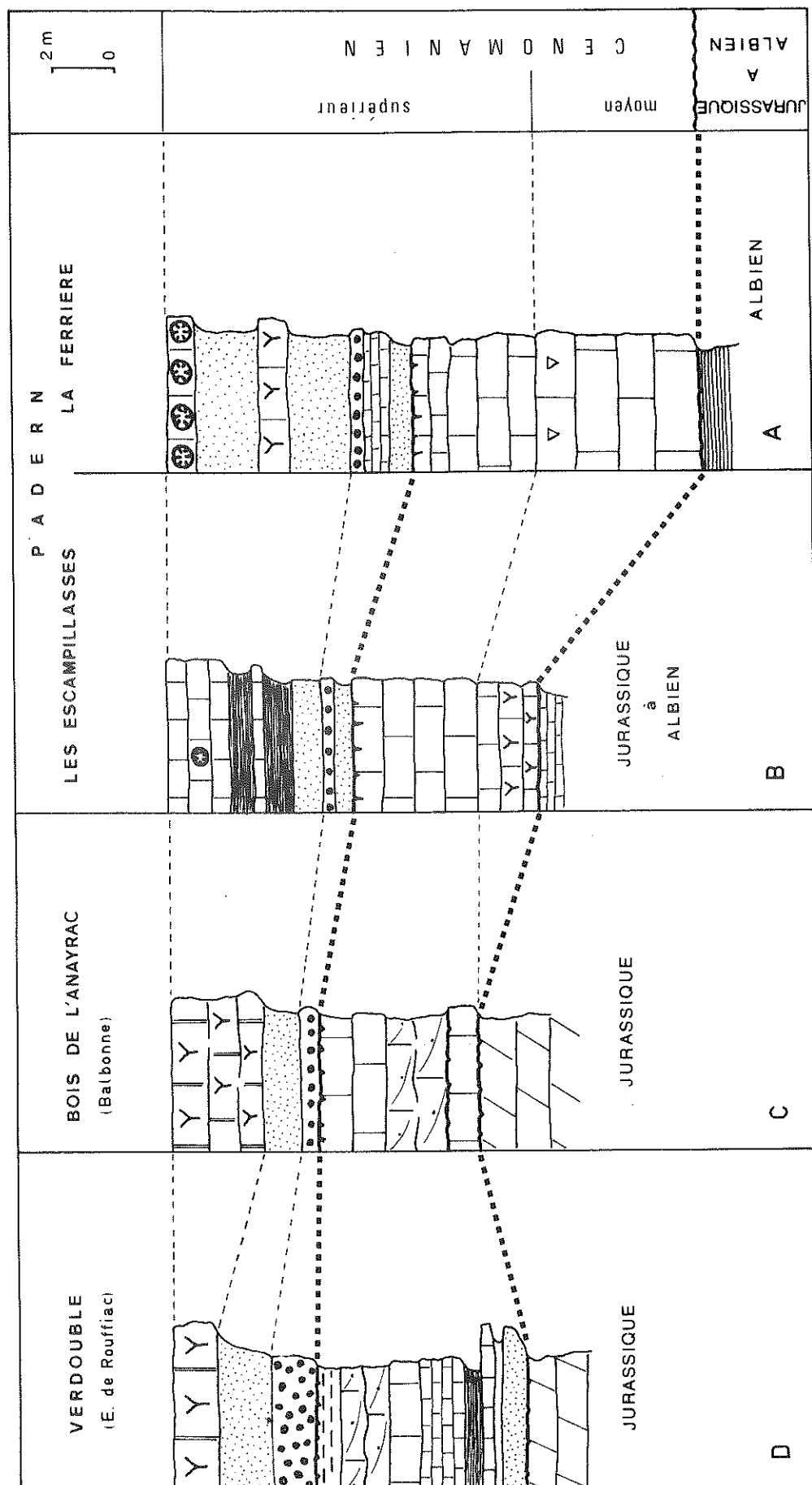


Fig. 30 : Corréations lithostratigraphiques dans le Cénomanién (formation du Calcaire des Escudiés) de la Zone Sous-pyrénéenne entre Pader n et Soulatgé

- calcaires gréseux (3 m) à ciment micritique et quartz bipyramidés, *P. gr. cretacea*, *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, biopelmicrite (3 m) à *P. cretacea brevis*, *Nummuloculina regularis* et Miliolidés (ce niveau pourrait correspondre au gisement type de *P. cretacea brevis* dont M. REICHEL [1936] situe la localité type sur le chemin des Baillesats) ;
- biosparite à débris de Lamellibranches (2 m)
- biolithite à *Caprinula boissyi* (3 m)
- marnes et calcaires marneux (4 m) à Polypiers.

□ Coupe du Col de Redoulade (fig. 29G) au dessus du Paléozoïque, la formation du **Calcaire des Escudiés** se compose de deux membres :

- un complexe organo-détritique (6 m) de grès, de calcaires gréseux et d'argiles à *P. gr. cretacea*, *Cuneolina* sp., *Charentia cuvillieri*, *P. rugosa* et nombreux Ostréidés
- un complexe bioconstruit (10 m) ou **Calcaires de Fourtou** à *Caprina adversa*, *Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Radiolites* gr. *sauvagesi*, *Sauvagesia* gr. *sharpei-nicasei*.

Ces ensembles sont tous deux d'âge Cénomanién supérieur.

*
* *

Entre Soulatgé et le Col du Linas, la mise en eau de la majeure partie de la plate-forme se réalise pendant le Cénomanién supérieur. Elle s'accompagne d'un grand développement des constructions à Rudistes dans une aire septentrionale, donc interne, de cette plate-forme.

A l'Ouest du Col du Linas

Le Cénomanién toujours réduit à la seule formation du **Calcaire des Escudiés**, affleure, du Sud vers le Nord, dans les flancs des plis du Bézu, de la Fontaine Salée, de Rennes-les-Bains et du Cardou. L'enchaînement des faciès rend compte, ici aussi, des modalités de la transgression.

— Anticlinal du Bézu

□ Flanc sud : coupe des Escudiés (Localité type)

Le Cénomanién repose en discordance sur l'Albien du bassin de Quillan [M. DREYFUS et R. POMEROL, 1942 ; M. CASTERAS, 1965] ; P. SENESSE [1937] signale dans les assises les plus inférieures l'association Orbitolines-Préalvéolines ; J.P. GELARD, J. MAGNE et M. NEUMANN [1967] attribuent à celle-ci un âge Cénomanién inférieur. Pour M. BILOTTE [1973], le Cénomanién est incomplet et la série, relevée de la base vers le sommet, s'établit comme suit (fig. 31).

— Cénomanién moyen :

- (a) biosparite (3 m) à *O. (C.) conica*, *P. gr. cretacea*, *Simplalveolina simplex*, *Spiroloculina robusta*, *Dicyclina* aff. *schlumbergeri*, *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Neomeris* sp. La base du banc remanie de nombreux Gastéropodes.

— Cénomanién supérieur :

- (b) biosparite (0,60 m) gréseuse à débris resédimentés d'Orbitolines
- (c) biolithite (0,60 m) à *Caprinula* sp., *Sauvagesia* sp.
- (d) grès et marnes gréseuses (1,40 m) azoïques
- (e) biopelmicrite (8 m) à *Simplalveolina simplex*, *Praealveolina cretacea brevis*, *P. gr. cretacea*, *O. ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Chrysalidina gradata* (d'ORB), *Pseudolituonella reicheli*, *Troschospira avnimelechi*, *Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*,

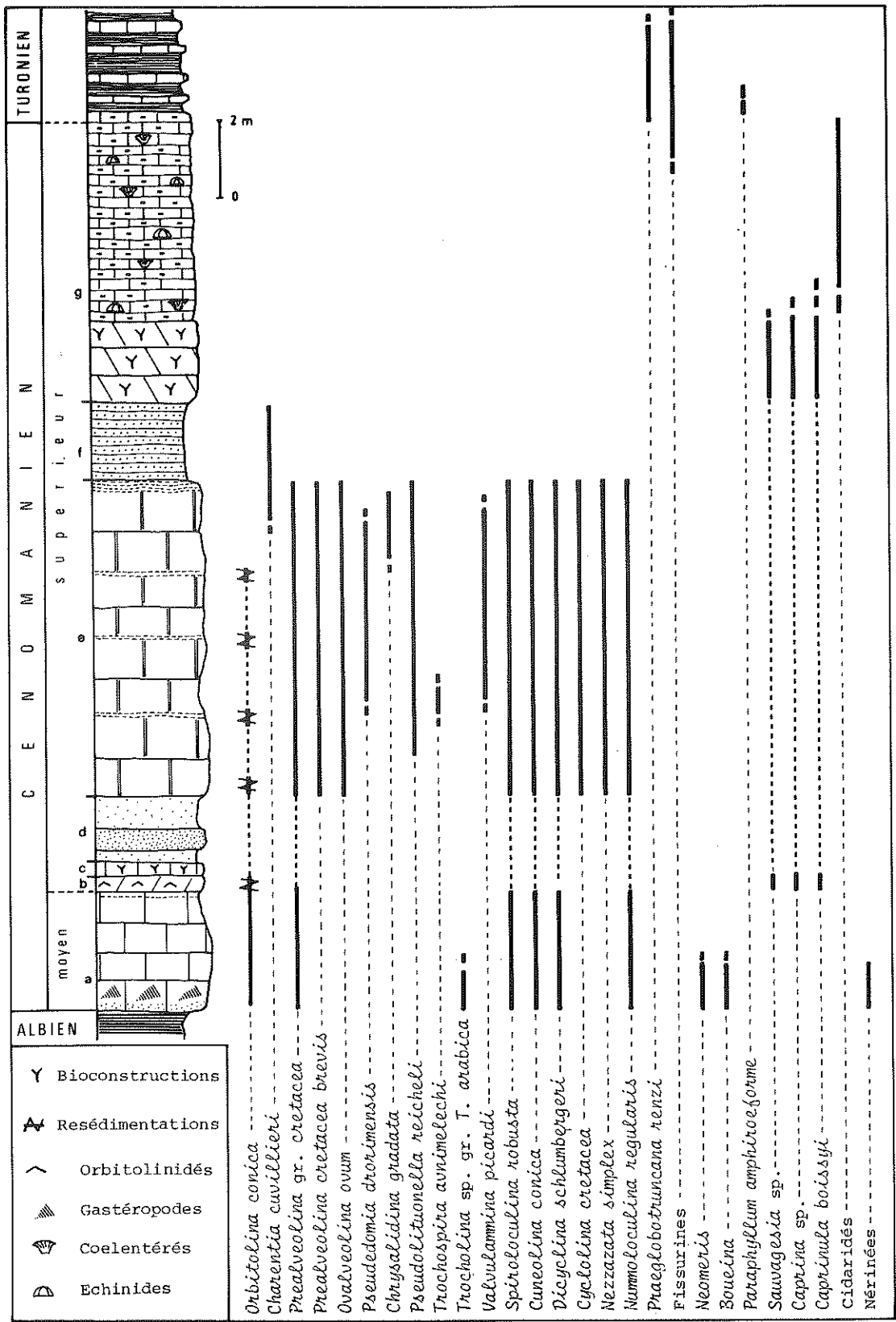


Fig. 31 : Répartition des organismes dans le Calcaire des Escudés (Cénomanien moyen-supérieur)

Biconcava bentori, *Moncharmontia apenninica* de CASTRO, *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, *Cuneolina conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nummoloculina regularis*, *Cyclolina cretacea*

- (f) biosparite (2 m) finement gréseuse à *Charentia* sp.
- (g) biolithite (8 m) d'abord à Rudistes : *Caprina adversa*, *Caprinula boissyi*, *Sauvagesia sharpei*, *Ichthyosarcolithes* sp., puis à Coelentérés coloniaux auxquels se mêlent de nombreux Oursins [P. SENESSE, 1937].

Une telle succession se retrouve au nord-est de Montplaisir sans grande modification. Au-dessus des calcaires organogènes du Cénomanien moyen, l'intervalle gréseux est plus épais (4 à 5 m). Le Cénomanien supérieur, toujours calcaire, est d'abord micritique, puis de plus en plus bioclastique avec Alvéolinidés et calcaires construits à Rudistes et surtout Coelentérés coloniaux lamellaires.

☐ Flanc nord

Peu de différences se manifestent dans les séries du flanc nord de l'anticlinal du Bézu qui débute, comme au sud, par le Cénomanien moyen ; la plus notable réside dans la disparition de la construction à Coelentérés ; le Cénomanien supérieur s'achevant dès lors uniformément par une bioconstruction à Caprinidés.

Le Cénomanien de ce flanc nord est impliqué dans quelques écaillés tectoniques que l'on retrouve :

- sous le chevauchement du Pech de Bugarach : elles sont de natures gréseuses ou calcaires et renferment *O. (O.) concava*, *O. (C.) conica*, *P. gr. cretacea* du Cénomanien moyen ;
- au front du chevauchement de Quillan : au Pech de Saint-Ferriol des grès et un conglomérat quartzeux surmontent des calcaires blancs à *P. gr. cretacea*, *O. ovum*, *Cuneolina conica*, *C. gr. pavonia-parva*, *Nummoloculina regularis*, *Pseudolituonella reicheli*, *Nezzazata simplex*, du Cénomanien supérieur ; sous le Roc de Midi seul le Cénomanien moyen à *P. gr. cretacea*, *O. ovum* et *O. (C.) conica* apparaît sous une lithologie calcaire. Il s'agit là du jalon le plus occidental de Cénomanien relevant de la plate-forme du Mouthoumet.

Le Cénomanien moyen et supérieur de l'anticlinal du Bézu correspond à une mégaséquence d'énergie croissante caractéristique d'une évolution transgressive.

— Anticlinal de la Fontaine Salée (fig. 29)

La formation du **Calcaire des Escudiés** s'y biseaute progressivement en direction du Nord. La transgression s'effectue sur des terrains d'âge variable. Les surfaces de transgression sont parfois fortement perforées (Atlas, P. 43, fig. 1, 2). P. SENESSE [1937] cite localement des horizons bréchiques à éléments paléozoïques.

- Flanc sud. En raison des difficultés d'accès, la coupe décrite est synthétique.

☐ Coupe de Roque-Rouge (fig. 29, 32H)

— Cénomanien moyen, base

Sur les calcaires blancs de l'Aptien reposent des marnes noires (15 m) contenant de l'ambre [P. SENESSE, 1937] et de nombreux Lamellibranches : *Lucina gaudryi* REPELIN, *Cyrena proboscidea* REP., *Cyprina mondragonensis* REP., *Dosinia delectrei* (COQUAND), *Exogyra flabellata* GOLD., *Cardium* sp. (détermination de Madame S. FABRE-TAXY). Dans ces marnes s'intercalent des bancs métriques de biomicrosparite finement gréseuse à *O. (O.) concava*, *O. (C.) conica*, *O. (C.) paeneconica*, *Praealveolina cretacea brevis*, *T. sp. gr. T. arabica*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Nezzazata simplex*, *Trochospira avnimelechi*, *Cuneolina* sp.

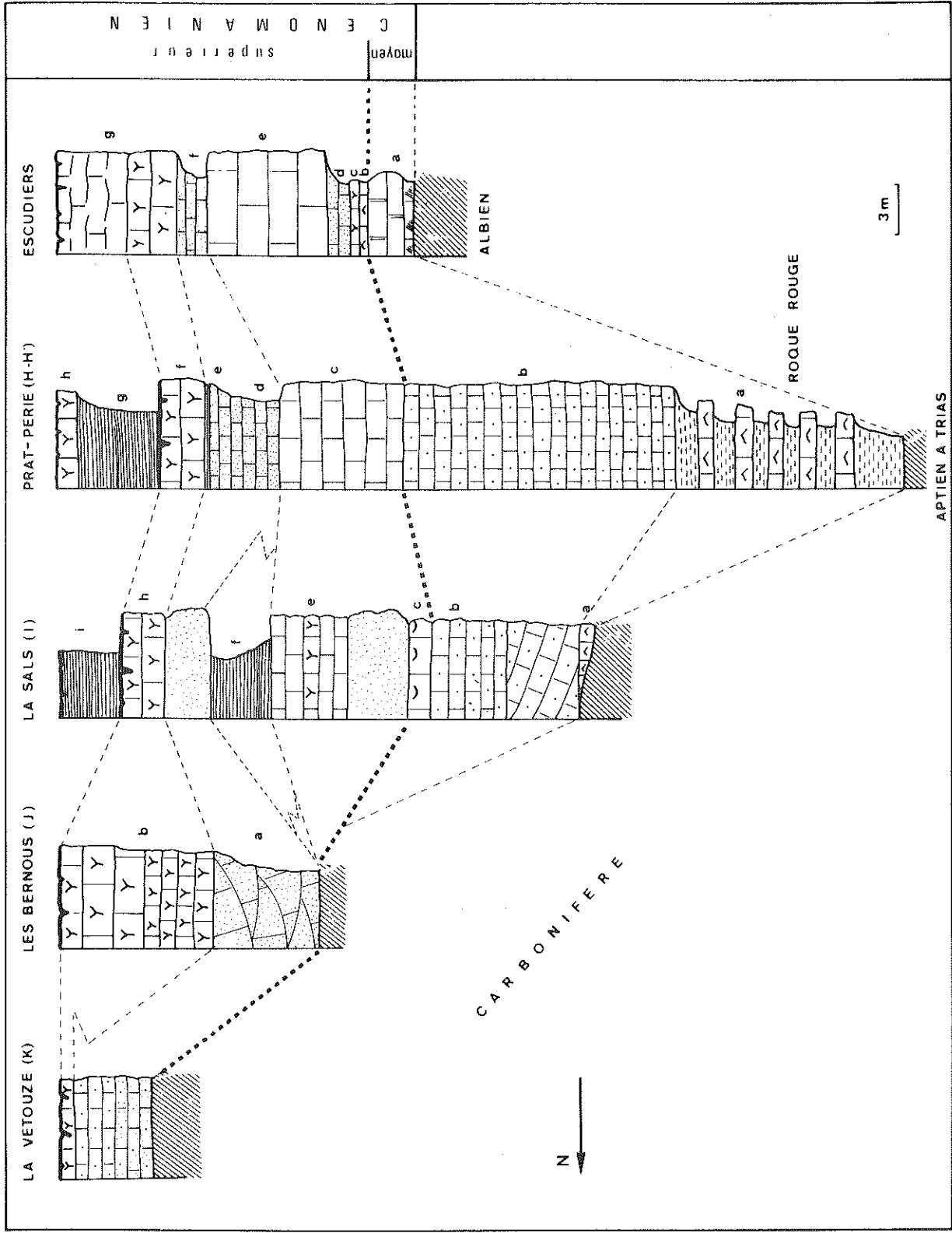


Fig. 32 : Corrélations lithostratigraphiques dans la formation céénomanienne du Calcaire des Escudiers - Zone Sous-Pyrénéenne - à l'Ouest du Col du Linas (légende dans le texte)

□ Coupe de Prat-Perié (fig. 29, 32H')

La suite de la succession est la suivante :

— Cénomanién moyen, sommet

Il lui correspond un ensemble, assez épais (18 m), de calcaires gréseux ocres, à quartz bipyramidés repris du Trias et à débris roulés de Lamellibranches, Coelentérés et Oursins liés par un ciment sparitique (b). Les microfaunes comme les microflores sont fortement dégradées ; on y reconnaît : *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Cuneolina conica*, *Orbitolina* sp., *P. gr. cretacea*, Mélobésiées ;

— Cénomanién supérieur :

- biomicrites (c, 8 m), à *P. gr. cretacea*, *Cuneolina* sp. Dasycladacées, Coelentérés ;
- grès et biosparites gréseuses (d, 5 m) à *P. gr. cretacea*, *Simplalveolina simplex*, Lituolidés, Coelentérés ;
- marnes bleutées (e, 0, 50 m) ;
- biostrome (f, 3 m) à *Caprinula boissyi*, Gastéropodes, Lamellibranches ; le ciment est micritique avec Lituolidés et Pithonelles ;
- marnes jaunes glauconieuses (g, 8 m) à Coelentérés, *Dentalium* sp., *Terebratula phaseolina* LMK, *Terebratella carentonensis* d'ORB. (détermination D. GASPARD) et riche microfaune : *Praeglobotruncana stephani* P. *marginaculeata* (LOEBLICH-TAPPAN), *Dordoniella strangulata* APOST., *Cythereis dordoniensis* DAM., *C. fournetensis* DAM., *C. cladechensis* DAM., *C. petroconica* DAM., *Pterygocythereis* (P.) *rati* DAM., *Bairdia* gr. *pseudoseptentrionalis* (MERTENS), *Cytherella* gr. *ovata* (ROEMER), *Risaltina aquitana* COLIN et GREKOFF (détermination R. DAMOTTE). Cet ensemble a de plus livré, *Pseudaspidoceras flexuosus* POWELL (détermination F. AMEDRO) qui indique un âge Cénomanién terminal ;
- calcaires (h, 1 m) à *Sauvagesia*.

• Flanc nord

□ Cluse de la Sals (fig. 29, 32I)

Surmontant le Carbonifère et plongeant de 40° vers le Nord s'observent :

— Cénomanién moyen

- biomicrosparite gréseuse (a, 0,50 m) à *O. (O.) concava*, *O. (C.) conica*, *O. (C.) paeneconica*, *P. gr. cretacea* (c'est, là, l'équivalent des niveaux de Roque-Rouge) ;
- biosparite gréseuse (b, 10 m) à *P. gr. cretacea*, *O. (C.) conica*, *Pseudedomia drorimensis* [première mention pyrénéenne in M. BILOTTE, 1973], *Charentia cuvillieri*, *Pseudocyclammina rugosa* et Rotalidés. De grandes stratifications obliques, des horizons grumeleux bioturbés et l'abondance des quartz bipyramidés caractérisent encore cette unité ;

— Cénomanién supérieur

- biomicrite ferrugineuse (c, 1,50 m) à *P. cretacea brevis*, *O. ovum*, *Nezzazata simplex*, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, Ostreidés et Nérinées
- grès azoïques (d, 4 m)
- biomicrite (e, 5 m) à *Praealveolina cretacea brevis*, *P. gr. cretacea*, *O. ovum* et *Caprinula boissyi*
- marnes bleues (f, 4 m), à *P. gr. cretacea*
- grès roux (g, 3 m) azoïques
- biostrome (h, 3 m) à *Caprina adversa*, *Caprinula boissyi*, *Sauvagesia* gr. *nicasei-sharpei*
- micrites silteuses (i, 5 m) à rares *Pseudocyclammina rugosa*.

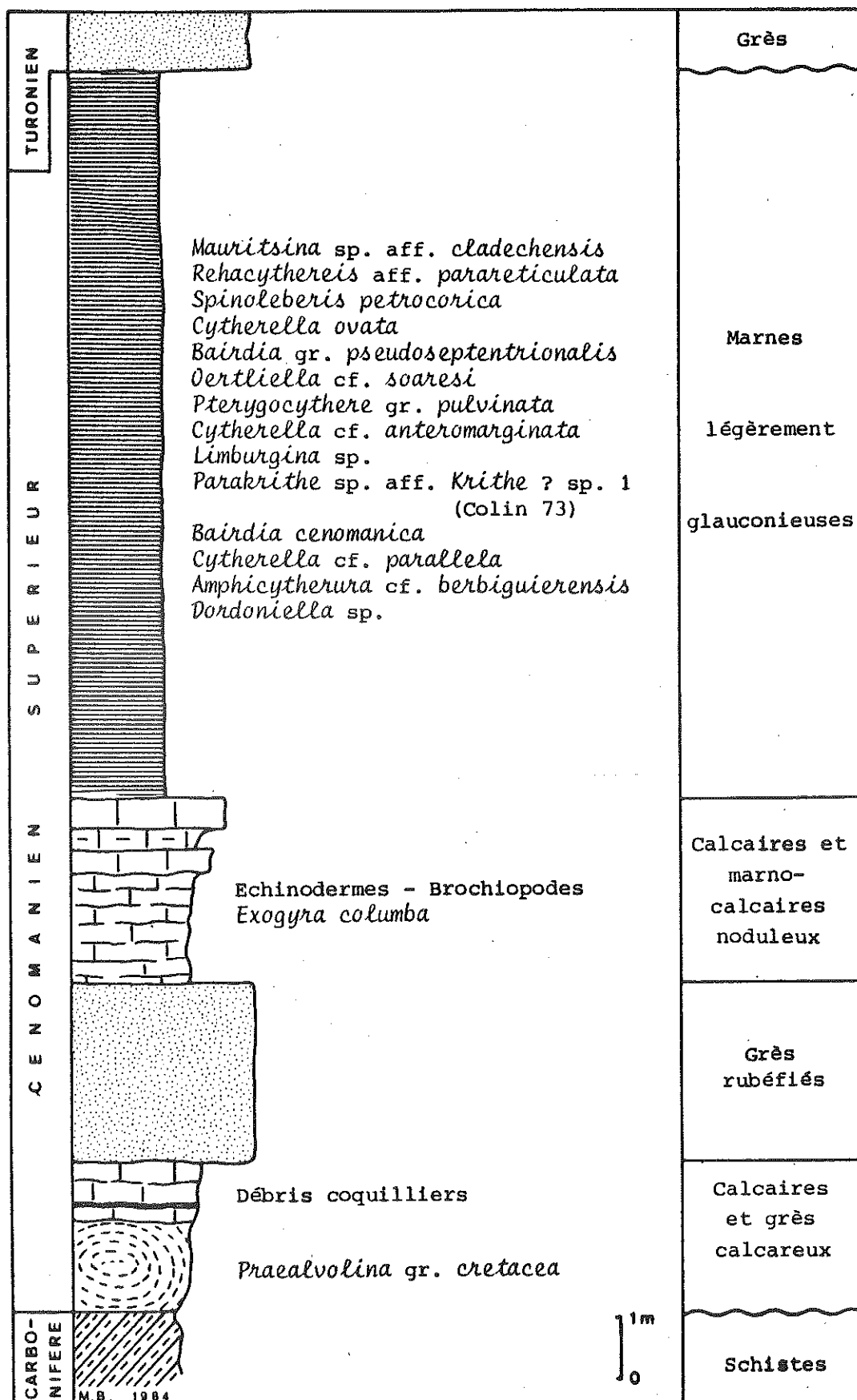


Fig. 33 : Le Cénomanien supérieur de la D. 14 en aval de Rennes-les-Bains

Sur l'anticlinal de la Fontaine Salée, la formation transgressive du **Calcaire des Escudiés** (Cénomaniens moyen et supérieur) est essentiellement carbonatée et terrigène avec prédominance des faunes et des microfaunes benthiques et récifales, excepté à la fin de l'étage où réapparaissent brièvement des influences de mer ouverte. On observe, entre les deux flancs de la structure, une réduction d'épaisseur notable du Cénomaniens moyen.

Deux périodes, séparées par une nette discontinuité, apparaissent dans l'évolution sédimentaire de ce domaine : la première est marquée par une succession de dépôts transgressifs qui dans chaque séquence vont du littoral terrigène à la plate-forme carbonatée interne ; la deuxième est régressive, elle débute par un brutal approfondissement suivi d'un retour progressif à des conditions de plate-forme carbonatée interne.

L'étroite localisation de ce dernier événement est à mettre en relation avec un gauchissement limité de la plate-forme.

— Synclinal de Rennes-les-Bains (fig. 29)

Sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains, trois coupes rendent compte, d'Est en Ouest, des variations lithologiques de la formation du **Calcaire des Escudiés**, directement transgressive sur le Carbonifère. Du point de vue stratigraphique, seul le Cénomaniens supérieur est représenté.

☐ Coupe de Peyranis-Lauzadel-les Bernous (fig. 29, 32J)

La succession comprend un membre inférieur terrigène et un membre supérieur bioconstruit, le **Calcaire de Fourtou**.

- biosparite gréseuse (a, 7 m) à Foraminifères remaniés : *P. gr. cretacea*, *O. (C.) conica*, *T. gr. arabica*, *Cuneolina gr. pavonia-parva*, *Spiroloculina robusta* ;
- biolithite (b, 12 m) à très abondante faune de Rudistes : *Caprina adversa*, *Caprinula boissyi* (région type), *Sauvagesia nicasei* COQ., *S. sharpei* TOUCAS, *Apricardia* sp., *Radiolites gr. sauvagesi*. Cette association est comparable à celles décrites par J. PHILIP [1967] dans le Cénomaniens supérieur provençal.

☐ Coupe du ruisseau de Mourillou

On y reconnaît encore :

- un ensemble détritique (4 m) de grès et d'argiles ligniteuses azoïques suivi de calcaires gréseux roux (3 m) à stratifications entrecroisées renfermant toujours des microfaunes remaniées - *P. gr. cretacea*, *O. (C.) conica* - et des quartz bipyramidés abondants ;
- un ensemble construit (12 m), biolithite à *Caprinula* et *Sauvagesia* (**Calcaire de Fourtou**).

☐ Coupe de la route D. 14 en aval de Rennes-les-Bains (fig. 33)

Le membre inférieur terrigène persiste, mais le membre supérieur est ici calcaréo-marneux.

La succession est la suivante :

- grès calcaireux (2,50 m) à rares *P. gr. cretacea*,
- grès ferrugineux (3 m) azoïques,
- calcaires micritiques et marnes (12 m) à *Pseudocyclamina rugosa*, *Exogyra columba*, LMK et nombreux Ostracodes (dét. J.F. BABINOT).

— Anticlinal du Cardou (fig. 29, 32K)

Le témoin le plus septentrional du Cénomaniens se rencontre sur le flanc nord de l'anticlinal du Cardou, sur la rive gauche du ruisseau de la Vétouze. Il correspond à 5 m de calcaires très organogènes, à ciment micritique ou sparitique, à faune coralligène et microfaune de Lituolidés et de Dictyopselles,

surmontés de 1 m de calcaire beige à Caprinules. L'ensemble peut être attribué au Cénomanien supérieur.

*
* *

Du Col des Escudiés, au Sud, à la Vétouze, au Nord, la transgression cénomanienne s'est réalisée progressivement (fig. 32). Le Cénomanien moyen, du Bézu à Rennes-les-Bains, se charge en détritique et se réduit en épaisseur jusqu'à disparaître ; le Cénomanien supérieur en déborde, vers le Nord, les limites.

Les étapes de cette transgression sont liées à une évolution séquentielle en deux temps qui s'accompagne de deux événements remarquables :

- l'installation d'une biconstruction à Rudistes, en position interne, au toit de la première séquence (maximum de la transgression)
- le retour bref des influences océaniques, dans la deuxième.

Conclusion

Dans la zone sous-pyrénéenne s. st., le Cénomanien est toujours incomplet par la base et cette lacune s'accroît de plus en plus vers le Nord soulignant ainsi les étapes de la transgression.

La progression de cette avancée se marque toujours à son début par un détritisme prononcé puis prennent progressivement place des dépôts carbonatés de plate-forme abritée, soit à Foraminifères benthiques, soit à Rudistes. L'édifice récifal du Cénomanien supérieur occupe une position interne. Des influences de mer ouverte font une brève incursion, sur le Sud-Ouest de la plate-forme, à la fin du Cénomanien.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

La datation des dépôts du Cénomanien est relativement aisée vue l'abondance des organismes pélagiques ou benthiques qui peuplent tant le bassin que la plate-forme. La confrontation de différentes coupes a conduit à élaborer, pour les Foraminifères benthiques la biozonation originale suivante :

— Cénomanien supérieur :

Praealveolina cretacea (d'ARCH.), *Ovalveolina ovum* (d'ORB.), *Simplalveolina simplex* REICHEL, *Chrysalidina gradata* (d'ORB.), *Pseudolituonella reicheli* MARIE ;

— Cénomanien moyen :

Praealveolina cretacea, *Ovalveolina ovum*, *Simplalveolina simplex*, *Pseudedomia drorimensis*, *Orbitolina (O.) conica* (d'ARCH.), *Orbitolina (O.) paeneconica* VIAL, *Biplanata peneropliformis* HAMAOUÏ et SAINT-MARC, *Trocholina* sp. cf. *T. arabica*, HENSON ;

— Cénomanien inférieur :

Simplalveolina simplex, *Orbitolina (O.) conica*, *Orbitolina (O.) paeneconica*, *O. (C.) cuvillieri* (MOULLADE), *Paracoskinolina casterasi* BILOTTE, CANEROT, MOULLADE et PEYBERNES, *Trocholina* sp. cf. *T. arabica*.

Si l'utilisation des Foraminifères planctoniques a permis d'identifier l'existence d'un Cénomanien complet dans les dépôts à dominance marneuse de la zone des Écailles, la biozonation par les Foraminifères benthiques a entraînée, elle, la reconnaissance des trois zones du Cénomanien, dans les dépôts calcaires de la Montagne de Tauch, en continuité de sédimentation avec l'Albien supérieur. A l'inverse, sur la plate-forme, seule les zones moyenne et/ou supérieure sont présentes.

— LITHOSTRATIGRAPHIE

De l'Albien supérieur au Cénomanién des formations de lithologie variée se déposent sur le compartiment Mouthoumet et rendent compte des évolutions propres à chaque zone isopico-structurale.

Ces formations sont, respectivement du Sud vers le Nord :

- le Flysch noir dans la zone Commingeoise ;
- le Complexe flyschöide du Rec de Riben, les Marnes et calcaires à Floridées de Cucugnan, les Marnes et calcaires du Verdouble, les Marnes du ruisseau de Cubières et le Calcaire des Escudiés dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes ;
- le Calcaire des Escudiés dans la zone sous-pyrénéenne s. st.

Pour les zones sous-pyrénéennes (Tab. 5), l'évolution séquentielle traduit, le comblement du sillon pyrénéen et la transgressivité sur la plate-forme septentrionale.

	LAME DE CAMPS	TAUCH	BEZU	FONTAINE SALEE	RENNES-LES-BAINS	CARDOU
	- +	- +	- +	- +	- +	- +
CENOMANIEN MOYEN-SUP.	Marnes du Ruisseau de Cubières	Calcaires des Escudiés	Calcaires des Escudiés	Calcaires des Escudiés	Calcaires de Fourtou	Calcaires organo-détritiques
CENOM. inf.	Marnes et Calcaires du Verdouble	Marnes et Calcaires du Verdouble	ALBIEN INFÉRIEUR (marnes noires)	TRIAS A APTIEN	PALEOZOIQUE A TRIAS	PALEOZOIQUE
VRACON.						
ALBIEN	Complexe flyschöide du Rec de Riben	Calcaires à Floridées de Cucugnan				

Tab. 5 : Évolution sédimentaires dans le Cénomanién de la bordure méridionale du Massif de Mouthoumet (± marin)

III — LE COMPARTIMENT PLANTAUREL - PETITES PYRÉNÉES

De l'axe orogénique de la chaîne vers les zones les plus externes le (Vraconien) - Cénomanién est connu dans les différentes zones structurales nord et sous-pyrénéennes.

Le caractère terrigène, souvent grossier, de la majorité des formations ne se prête pas à des études biostratigraphiques détaillées. Aussi, dans bien des cas, la datation des principaux ensembles sédimentaires ne se fera pas de façon directe, mais tiendra compte d'arguments géométriques.

Zones nord-pyrénéennes

— Zone Ultra-commingeoise

— Le bassin d'Arbas

Découvert par J. ROUSSEL [1893], étudié par M. CASTERAS [1933 ; 1950] puis P. SOUQUET [1969 ; 1971], le Crétacé supérieur d'Arbas a été dernièrement révisé par E.-J. DEBROAS [1976 ; 1979]. Deux formations, dont l'organisation des dépôts est typique d'un canyon sous-marin, représentent le Céno-manien :

- à la partie inférieure la «Formation de Cap de Milot» (10 m), bréchique et azoïque,
- au-dessus, la «Formation de la Cape» (100 m), grés-marneuse avec intercalations de bancs de brèches et de calcaires micritiques silteux, à débris d'Alvéolinidés et *Rotalipora cushmani*.

L'ensemble est rapporté au Céno-manien moyen à supérieur.

*
* *

Dans le bassin d'Arbas, la datation du Céno-manien (moyen à supérieur) est très imprécise et liée à la seule présence de *Rotalipora cushmani*. Elle tient compte aussi d'arguments de position [E.-J. DEBROAS, 1976].

— Zone Commingeoise

— Le bassin de Saurat

Dans le bassin de Saurat, les recherches de M. CASTERAS [1933 ; 1950] ont démontré l'âge Céno-manien du Calcaire des Irretches par la présence de Rudistes : *Caprina adversa*, *Ichthyosarcolithes* sp. ; celles de M. LANAU [1971] ont confirmé cette datation par la reconnaissance de microfau-nes benthiques.

La formation du **Calcaire des Irretches** (localité-type) surmonte un substratum de marnes et de grès albiens par contact localement tectonique.

De la base au sommet on y distingue :

- microbrèches (1 m) remaniant des éléments centimétriques de dolomie jurassique, de calcaire à spicules, Pithonelles, *Favusella washitensis*, *Paraphyllum primaevum* et de grès glauconieux de l'Albien.
- biosparites graveleuses (30 m) à Miliolidés, *Nezzazata simplex* et rares *Orbitolina* (C.) *conica* dans la partie inférieure, alors que la partie supérieure renferme *Praealveolina* sp., *Spiroloculina robusta*, *Nummoloculina* sp., *Dictyopsella* sp. Rotalidés, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT et d'abondants débris de Rudistes. Cette macrofaune est rare et se limite [M. CASTERAS, 1950] à *Caprina adversa* et *Ichthyosarcolithes* aff. *triangularis*.

La formation s'achève sous une surface de dissolution micro-karstique colmatée par les micrites du Turonien (Atlas, Pl. 9, Fig. 10, 11).

*
* *

Le Cénomaniens est représenté en zone Commingeoise par le Calcaire des Irretches, typique des dépôts de plate-forme à Rudistes et microfaunes benthiques ; les éléments de datation, peu nombreux, permettent une attribution vraisemblable à l'intervalle Cénomaniens moyen-supérieur.

— Zone Ariégeoise

Dans la zone Ariégeoise, l'échelle de Sezennac conserve un (Vraconien)-Cénomaniens bien développé. Par contre, l'existence de méso-crétacé dans le lambeau du Bastié est très hypothétique.

— L'échelle de Sezennac

Coincée entre le Campanien de la « bande de Saint-Cirac », au Sud, et le Jura-Crétacé du chaînon du Pech de Foix, au Nord, le lambeau mésocrétacé de Sezennac fut découvert en 1882 par de LACVIER qui y reconnaissait grâce à de la macrofaune, le Cénomaniens et le Turonien. Après les travaux de J. ROUSSEL [1898] et de R. de FORTANIER [1933], l'ensemble des formations fut exclusivement rapporté au Cénomaniens.

Dans un contexte tectonique compliqué, la succession litho-stratigraphique reconstituée à Sezennac est la suivante :

— Albien supérieur

- marnes à *Rotalipora appenninica* et *Favusella washitensis* ; elles affleurent immédiatement au Nord de Sezennac. Elles correspondent vraisemblablement au sommet du Complexe flyschöide de Montgaillard.

• Formation des Calcaires de Sezennac

— Vraconien - Cénomaniens inférieur

- calcaires en bancs dcm, avec joints marneux, formant deux barres séparées topographiquement par un replat herbeux. Le premier ensemble (6 à 8 m) dont la base supporte Sezennac, renferme *Orbitolina (M.) aperta*, *O. (C.) cuvillieri*, *O. (O.) concava* et de nombreux débris organiques - Coelentérés, Rudistes - dans un fond de sparite ; le deuxième ensemble (6 à 8 m) contient surtout : *O. (C.) cuvillieri*, *O. (C.) paeneconica*, *O. (C.) conica*, *Simplalveolina simplex*, *T. gr. arabica*.

• Formation du Calcaire des Irretches

— Cénomaniens moyen

- Calcaires de la Teulade, organogènes à *O. (C.) conica*, *Praealveolina cretacea*, *Ovalveolina ovum* et *Nummuloculina regularis*.

— Cénomaniens supérieur

- marno-calcaires blancs à *Eucalycoceras pentagonum* (Atlas, Pl. 28, fig. 3, 4).

Dans l'échelle de Sezennac, les termes de l'Albien supérieur et du Cénomaniens sont en continuité de sédimentation. Le caractère synthétique de la succession reconstituée ne permet pas une analyse objective de son évolution sédimentaire. Toutefois, il est vraisemblable, compte-tenu des similitudes existant tant sur le plan paléontologique que lithologique, que cette évolution soit conforme à celle établie dans les successions analogues du Tauch ou de la lame de Camps-Peyrepertuse.

— Le lambeau du Bastié

« Des alternances de grès, de microbrèches, de poudingues quartzeux et de bancs marneux... à Orbitolines » auraient livrés à M. CASTERAS [1933] des Echinides du Cénomaniens.

Seules des microfiores - *Paraphyllum primaevum*, *Agardhiellopsis cretacea* - albiennes ont été retrouvées dans des horizons microbréchiques identiques à ceux observés dans le complexe flyschöide de Montgaillard. Aucun argument en faveur de l'existence du Cénomaniens n'a été révélé.

Dans la zone ariégeoise, en l'absence de tout autre affleurement, le lambeau de Sezennac reste le seul témoin d'une sédimentation continue de l'Albien au Cénomanien. Les caractéristiques lithologiques, la microfaune planctonique et les Ammonites attestent d'un milieu de sédimentation ouvert de plate-forme externe ou de talus.

— Zone Sub-ariégeoise

Les témoins morcellés de cette zone se répartissent entre la cluse de Pereille (terminaison orientale du Pech de Foix), les «écailles de Montgaillard-Serre-Longue» et la «Zone du flysch externe».

— Cluse de Pereille

Le Cénomanien y est connu dans des calcaires à Caprines [M. CASTERAS, 1933] et dans des brèches à *Praealveolina cretacea* et *Ovalveolina ovum* [Y. GUBLER et A. VATAN, 1943].

Au-dessus du Complexe flyschöide de Montgaillard couronné de calcaires massifs à même microflore [B. PEYBERNES, 1976] se développent [R. CISZAK, 1973] les ensembles suivants :

• Formation de la Brèche chaotique

— Cénomanien inférieur à moyen

Il s'agit d'un complexe conglomératique (20 m) [M. CASTERAS, 1933] à blocs de calcaires, microbrèches stratifiées et lits de marnes. Aux microflore et faunes albiennes resédimentés (Floridées de Vimport, Orbitolines) s'ajoutent, plus rarement, mais sur toute la hauteur du complexe, une microfaune cénomaniennne d'Alvéolinidés.

• Formation du Calcaire des Irretches

On peut y reconnaître deux membres étagés sur le Cénomanien moyen et supérieur :

- des marno-calcaires bleutés (25 m) à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Charentia* sp., *Cuneolina* sp., *Nezzazata simplex* ;
- des calcaires à Rudistes ou Calcaires de Coumescure (5 m) - *Sauvagesia* sp. et Caprinidés - à nombreuses dragées de quartz.

*
* * *

Dans la cluse de Pereille, le caractère terrigène du Cénomanien s'atténue en montant dans la série pour parvenir, à la fin de l'étage, à une sédimentation carbonatée de plate-forme bioconstruite.

— Écailles de Montgaillard - Serre-Longue

La partie méridionale du «bassin de Nalzen» est occupée, de Fontestorbes à Labat, par une unité tectonique continue qui se résoud au voisinage de la vallée de l'Ariège en un système d'écailles renversées au contact du massif de l'Arize, sous le chevauchement de Croquier [M. BILOTTE, 1975].

La succession synthétique suivante peut être reconstituée à partir d'observations relevées dans les différentes unités tectoniques (fig. 34).

— Albien

— Écaille du Pain de Sucre de Montgaillard ;

du SW vers le NE, redressés à la verticale, sont visibles :

a) marno-calcaires gris bleus, à Floridées, qui ont donné *Douvilleiceras mamillare* (SCHLOTH) [de LACVIVIER, 1882] de l'Albien inférieur ;

• Complexe flyschöide de Montgaillard (Localité-type)

b) calcaires à Floridées (200 m) et brèches calcaires monogéniques, du Pain de Sucre. La bio-phase est typiquement albienne avec les algues de Vimport - *Paraphyllum primaevum* et *Kymalithon belgicum* (FOS) des Orbitolinidés - *Simplorbitolina manasi* CIRY et RAT, *Orbitolina* (M.) *texana* (ROE-

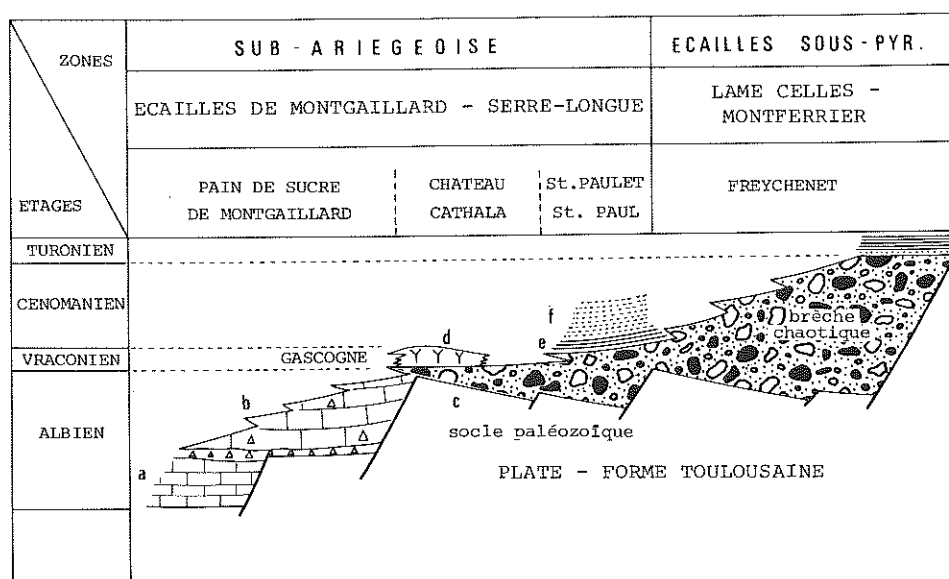


Fig. 34 : Schéma d'organisation des prismes sédimentaires de l'Albien et du Cénomanien dans la partie orientale du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées (légende dans le texte).

MER) - de nombreux spicules d'éponges. Des horizons fins renferment une microfaune naine de Nezzazatidés. Les niveaux de brèches, à éléments centimétriques, sont exclusivement formés de calcaires à Floridées. Cet ensemble peut être daté de l'Albien moyen à supérieur ;

• Formation de la Brèche chaotique

c) Complexe bréchique à éléments polygéniques. Ces brèches, dont les plus gros éléments peuvent atteindre 50 cm de diamètre, renferment maintenant des éléments anté-crétacé comme des calcaires et des dolomies du Lias ou du Trias, des éléments de Paléozoïque. M. CASTERAS [1933] cite des roches cristallines et des schistes primaires, en particulier des schistes carburés à Graptolites, au calvaire de Montgaillard. Le ciment des brèches renferme toujours des Orbitolines de l'Albien ;

— Écaille du Château Cathala

d) Calcaires de Gascogne : ces calcaires construits à Coelentérés et Rudistes à canaux apparaissent au toit du complexe bréchique à éléments polygéniques. La microfaune s'y compose d'*O. (M.) aperta* et *Hensonina lenticularis* de l'Albien supérieur - Vraconien ;

— Albien terminal à Cénomanien (?).

— Écailles de Saint-Paulet et de Saint-Paul-de-Jarrat

Le complexe bréchique à éléments paléozoïques est ici directement surmonté, en l'absence des Calcaires de Gascogne par :

e) marnes schisteuses (20 m), azoïques

f) grès roux (60 m de visibles), très altérés, toujours azoïques.

Ces deux derniers termes, qui sont aussi connus dans la butte du Calvaire de Montgaillard [R. de FORTANIER, 1933 ; M. CASTERAS, 1933] ne peuvent être datés que par des arguments de position. Superposés à des dépôts de l'Albien terminal, ils sont, soit encore de cet âge, soit, plus vraisemblablement d'âge Néocrétacé. Une attribution au Cénomanien (?) leur sera dévolue.

Les divers ensembles lithologiques qui se succèdent, ou se remplacent dans les écaïlles de Montgaillard-Serrelongue sont en majeure partie d'âge Albien mais peuvent atteindre, pour les plus récents, le Cénomanien.

Les changements de composition traduisent, d'une part des conditions de dépôt essentiellement tectorogéniques, d'autre part des alimentations par des substrats de plus en plus anciens (fig. 34).

— Zone du flysch externe

Cette zone se situe au Sud de la ride paléozoïque de Betchat-Gausseran et englobe la partie méridionale de la «zone cénomaniennne de l'Ariège et de la Haute-Garonne» de L. CAREZ.

B. PEYBERNES [1976] y dénombre trois grands types d'unités, étagées de l'Albien au Cénomanien, et passant latéralement les unes aux autres. On peut les regrouper de la façon suivante :

• Formation du Complexe flyschöide de Montgaillard

- brèches à ciment carbonaté - Albien supérieur ;
- flyschöides à dominante argilo-gréseuse - Albien supérieur - Vraconien ;

• Formation de la Brèche chaotique

- conglomérats à ciment argilo-gréseux et éléments essentiellement paléozoïques - Vraconien - Cénomanien.

*
* *

Dans la zone du flysch externe, l'Albien et une partie du Cénomanien sont reconnus au sein de formations tectorogéniques dont l'organisation transgressive, sur les gradins de la bordure de la plate-forme toulousaine, a été analysé par B. PEYBERNES [1976].

Dans la zone Sub-ariégeoise, la sédimentation de l'Albien supérieur et du Cénomanien est fondamentalement terrigène sauf à la fin du Cénomanien où le caractère bréchiqne s'atténue avec l'apparition de carbonates de plate-forme (Pérelle).

Conclusion

Dans les zones nord-pyrénéennes, les dépôts de l'Albien supérieur et du Cénomanien n'ont pas une répartition continue et uniforme.

Dans les zones Ultra-Commingeoise et Commingeoise, le Cénomanien moyen et supérieur repose sur des termes de lithologie variée étagés sur tout l'Albien. Dans les zones Ariégeoise et Sub-Ariégeoise, il y a, apparemment continuité de sédimentation de l'Albien au Cénomanien.

Dans ces différentes unités isopico-structurales, la nature des dépôts est très variable : la période Albien - Cénomanien inférieur est dominée par des phénomènes de resédimentation dont les plus spectaculaires relèvent de la Brèche chaotique ; à partir du Cénomanien moyen la sédimentation carbonatée domine de la Zone Commingeoise à la Zone Ariégeoise ; seule, la zone Ultra-Commingeoise passe sous régime silico-clastique de type flysch.

L'absence d'uniformité dans des dépôts traduit une morphologie compliquée des systèmes sédimentaires d'où se dégage le rôle original de la zone Commingeoise. D'abord privée de dépôt, durant l'Albien supérieur et le Cénomanien inférieur, elle devient ensuite une plate-forme carbonatée à partir du Cénomanien moyen. Elle joue donc le rôle d'un haut-fond, le Haut-fond de l'Arize.

Zones sous-pyrénéennes

— Zone des Écaïlles sous-pyrénéennes

Cette zone se reconnaît dans la «lame de Celles-Montferrier» [M. BILOTTE, 1975] et dans la zone d'écaïlles qui frange le chevauchement de Betchat-Camarade, au Nord de la ride paléozoïque de Betchat-Gausseran [P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1970b].

— *Lame de Celles-Montferrier*

Elle s'allonge au Nord d'une ligne joignant le Pic de Méde au Picou de Freychenet.

Le Cénomani est supposé présent au sein de la **formation de la Brèche chaotique**. Du fait d'étiements tectoniques aucune coupe détaillée et complète, n'a pu être relevée. Vu son caractère conglomératique toute datation stratigraphique précise est illusoire. On y distingue, du Sud vers le Nord et renversé sous le chevauchement des unités plus méridionales :

- des brèches chaotiques : le plus bel exemple se situe le long de la route qui relie Celles à Freychenet, à l'embranchement de la chapelle de N.D. de Celles ; trois séquences plurimétriques, débutent par des conglomérats hétérométriques et polygéniques où dominent (plus de 90 %) les éléments paléozoïques (cristallophyllien, schistes, quartzites, calcaires dévoniens) emballés dans une matrice microbréchique polygénique à fréquents éléments albiens, et s'achèvent par des grès grossiers azoïques.

Au Picou de Freychenet, la taille monumentale des éléments dévoniens a donné lieu à des interprétations variées, allant du paléorelief [J. ROUSSEL, 1900 ; A. MANGIN, 1970] à la klippe tectonique [de GROSSOUVRE, 1898 ; L. BERTRAND, 1907] en passant par les klippes sédimentaires [L. CAREZ, 1897 ; M. CASTERAS, 1933]. Il est probable que toutes ces interprétations soient complémentaires et qu'il faille voir là un dispositif tecto-sédimentaire identique à celui mis en évidence, plus à l'Ouest, dans la zone du flysch externe [P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1970 a et b] à la limite entre zone Sub-ariégeoise et zone des Écailles (ride paléozoïque, alimentant la sédimentation crétacée).

- des microbrèches qui coiffent les brèches chaotiques : elles contiennent une microfaune resédimentée d'âge Cénomani avec, en particulier, *Praealveolina* gr. *cretacea*, alors que le ciment micritique renferme déjà des Globotruncanidés du Turonien (Atlas, Pl. 9, fig. 9).

*
* *

Dans la lame de Celles-Montferrier, la datation de la Brèche chaotique ne peut se faire qu'indirectement. Elle est plus récente ou d'un âge au moins égal à ses premières manifestations relevées dans la zone Sub-ariégeoise à l'Albien supérieur. A sa partie supérieure, elle monte dans le Turonien basal. On peut donc considérer sa mise en place comme étagée sur la période Vraconien-Cénomani.

D'un point de vue tectono-sédimentaire, la Brèche chaotique complète le dispositif transgressif ébauché dès l'Albien sur les gradins de la bordure sud de la plate-forme toulousaine (fig. 34).

— *Écaille de Gausseran-Raynaude*

De la jonction des ruisseaux de Saly et de Pujol, au SO, à la ferme de Raynaude, au NE, trois unités principales matérialisent l'intervalle de temps considéré :

- Poudingues de Gauziats (Vraconien inférieur) [B. PEYBERNES, 1976] ;
- Brèche chaotique (Vraconien à Cénomani) ;
- Calcaires de Raynaude ; ils forment une étroite lame (20 m d'épaisseur) qui coiffe la brèche chaotique. Très détritiques à leur base, où ils remanient du quartz et de petits éléments centimétriques de schistes et de quartzites paléozoïques, les Calcaires de Raynaude passent à leur partie supérieure à des calcarénites très bioclastiques à débris de Foraminifères benthiques - *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Nezzazata simplex*, *Cuneolina* sp. - quelques Polypiers et Rudistes - *Caprina adversa* - s'y observent aussi.

Les indications que livre cette faune, dans la mesure où elle est autochtone, permettent de situer les calcaires de Raynaude dans l'intervalle Cénomani moyen à supérieur.

Conclusion

Dans la zone des Écailles, le Cénomani est en majeure partie représenté par la Brèche chaotique. Cette formation témoigne, comme dans la zone Sub-ariégeoise, d'un dispositif transgressif sur les gradins de la bordure méridionale de la plate-forme toulousaine.

— Zone Sous-pyrénéenne s. s.

Le Cénomanien de la zone Sous-pyrénéenne n'est pas connu à l'affleurement, mais seulement en sondage. On peut signaler sa présence, sous des faciès terrigènes ou carbonatés, dans les unités sous-pyrénéennes suivantes :

— *Bande de Saint-Cirac* [M. BILOTTE, 1975] Sondage Benaix 1 (fig. 35)

Le sondage Bx 1, implanté au NW des Rousseaux dans la petite structure anticlinale des Serres de Malet et de Binet ou anticlinal de Benaix, recoupe par deux fois la formation cénomanienne du Calcaire des Irretches.

☐ Unité inférieure

Directement sur un socle granitique atteint à la côte 4010 m, le Cénomanien débute par des grès et des calcaires grés-graveleux (8 m) à *Praealveolina* gr. *cretacea*, se poursuit sur 40 m par des calcaires graveleux à débris de Radiolitidés et *Sauvagesia* sp. et s'achève par des grès ferrugineux (5 m) à Ostreidés.

☐ Unité supérieure

De la base du décollement (côte 3432) à la côte 3345, subsiste seul le faciès des calcaires graveleux à débris de Radiolitidés et de *Sauvagesia* sp.

*
* *

Dans la bande de Saint-Cirac, les ensembles rapportés au Cénomanien peuvent, avec plus de précisions, être placés dans l'intervalle moyen-supérieur (zone à *Praealveolina* gr. *cretacea*).

Ils correspondent à des dépôts de plate-forme où dominent les éléments d'une sédimentation récifale. Ils sont, en cela, parfaitement assimilables au Calcaire des Irretches.

— *Anticlinal de Dreuilhe*. Sondage Dreuilhe 5 (fig. 35)

Le sondage Dr 5, situé vers la terminaison orientale du pli, reproduit le même dispositif qu'à Benaix avec redoublement partiel de la base de la série.

☐ Unité inférieure

Transgressive sur le Carbonifère (- 1899 m) elle se compose, pour le Cénomanien, de grès calcaireux à *Pseudocyclammia rugosa*, *Charentia* sp., Dictyopselles, puis de calcaires organogènes à débris de Caprinidés.

☐ Unité supérieure

Décollée sur le Trias, elle débute par 15 m de grès grossiers puis se continue par des calcaires organogènes à *P. rugosa*, *Charentia*, *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazata* et débris de test de *Sauvagesia* sp.

*
* *

Sous l'anticlinal de Dreuilhe, les arguments pour une datation précise du Cénomanien font défaut. Seule, la présence des tests de *Sauvagesia*, plaide en faveur d'une attribution, au moins partielle, à la partie supérieure de l'étage. Le Cénomanien correspond, ici encore, à des dépôts de plate-forme sous contrôle récifal appartenant à la formation du Calcaire des Irretches.

Dans la zone Sous-pyrénéenne, le Cénomanien, atteint en sondages, est toujours incomplet et ne peut dans le meilleur des cas que représenter les parties moyennes et/ou supérieure de l'étage.

Les séquences relevées vont du littoral terrigène à la plate-forme carbonatée récifale. Elles sont typiques d'une évolution transgressive.

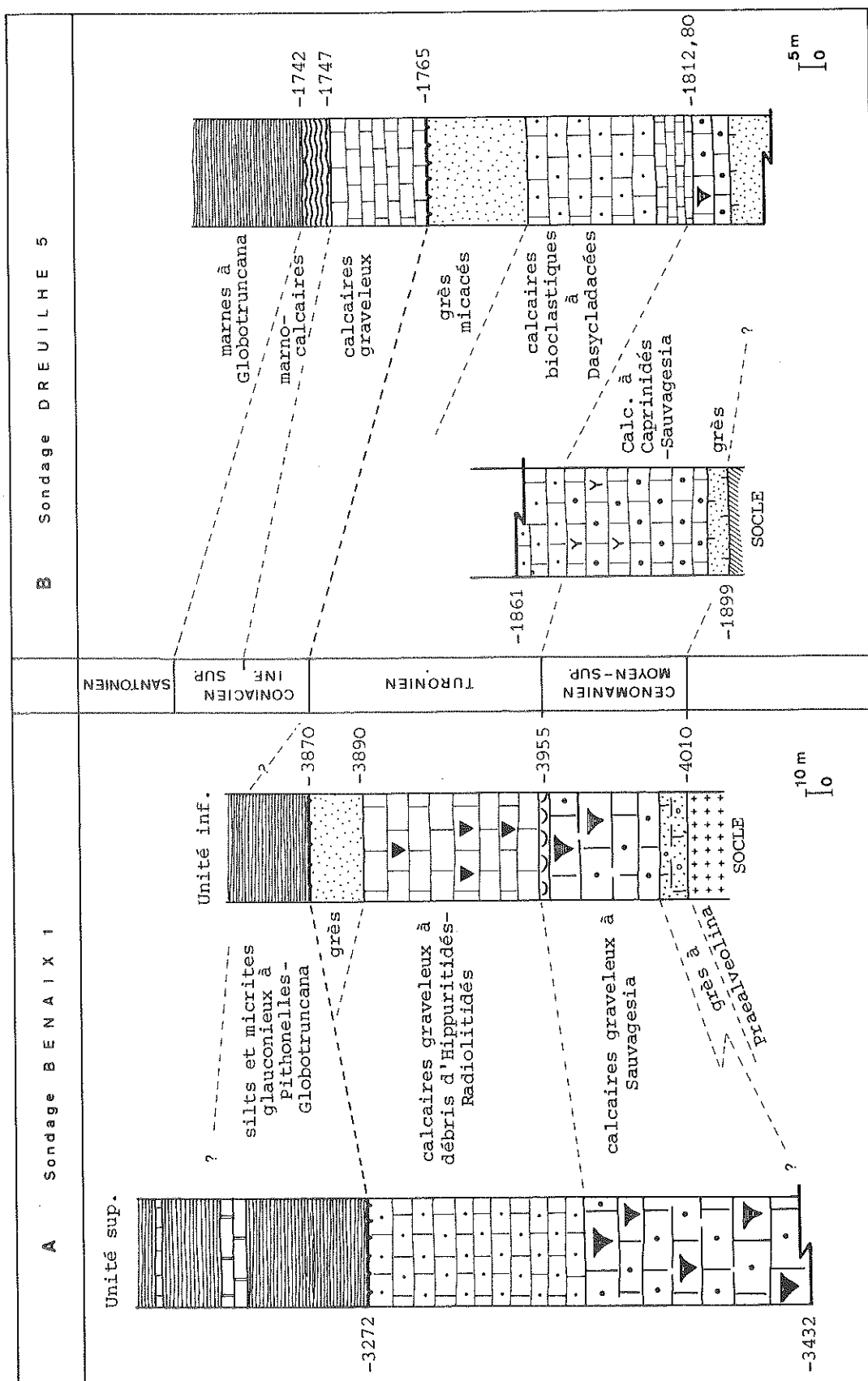


Fig. 35 : Corréations lithostratigraphiques dans le Cénozanien - Turonien - Sénonien inférieur des sondages sous-pyrénéens de Benaix et de Dreuilhe.

Conclusion

Dans les zones sous-pyrénéennes le Cénomanien serait complet dans la Brèche chaotique de la zone des Écailles, et partiellement représenté dans les séries bioconstruites de la zone Sous-pyrénéenne.

La formation chaotique complète le dispositif en gradin perçu dans les zones nord-pyrénéennes ; les bioconstructions témoignent de la colonisation, en fin de transgression, d'une aire stable de la plate-forme toulousaine.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

Les datations précises de l'Albien supérieur et du Cénomanien du Compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées n'ont pu s'effectuer que sur les séries carbonatées de la zone Commingeaise (Cénomanien moyen à supérieur des Irretches) et de la zone Ariégeoise (Cénomanien de Sézennac). On constate que la biozonation établie pour les Foraminifères benthiques sur le Compartiment Mouthoumet s'y retrouve identique.

Partout ailleurs, le caractère fondamentalement terrigène de cette période s'oppose à toute datation directe fine, sauf à la fin du Cénomanien où se généralisent les carbonates bioconstruits (zones Sub-ariégeoise, des Écailles, Sous-pyrénéenne).

— LITHOSTRATIGRAPHIE

L'Albien pro-parte précède le Cénomanien en apparente continuité de sédimentation, dans les zones Ariégeoise, Sub-ariégeoise et, peut-être, des Écailles. Dans les autres zones, les lacunes antérieures aux premiers dépôts du Cénomanien sont plus ou moins importantes et témoignent d'un débordement progressif, au Sud, sur le Haut-fond de l'Arize, au Nord, sur la plate-forme toulousaine. La succession des dépôts est, dans ces deux domaines, caractéristique d'une évolution transgressive.

TRONÇON CATALAN

Le Cénomanien du tronçon Catalan se localise dans les unités allochtones du Haut-Ampurdan et de la Pedraforca.

I — LES NAPPES DU HAUT-AMPURDAN

Elles correspondent à un vaste ensemble allochtone qui s'allonge, du NO vers le SE, sur un front de plus de 40 km. Ses deux lobes principaux, le Massif de Montgri [M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA et L. SOLE SABARIS, 1932], et le lobe de Figueras [L. SOLE SABARIS, 1933], au Nord, sont liés par de petits jalons intermédiaires perçant le Tertiaire et le Quaternaire de la plaine de l'Ampurdan [L. SOLE SABARIS, J.-M. FONTBOTE, V. MASACHS et C. VIRGILI, 1956 ; L. PALLI BUXO, 1972].

Lobe de Montgri

Le Crétacé supérieur du lobe de Montgri n'était connu que par la citation de quelques macrofossiles - Rudistes et Micraster - du Sénonien [H. ASHAUER, 1934] et d'un *Aspidiscus* [J.-R. BATALLER, 1947] qui laissait augurer de l'existence du Cénomanien. Une première analyse micropaléontologique [B. PEYBERNES et M. BILOTTE, 1971] apportait entre autres, les preuves indiscutables de la pré-

sence de ce dernier étage. Par la suite, M. MOULLADE et B. PEYBERNES [1973] précisait la biostratigraphie du passage Albien - Cénomaniens, ainsi que l'extension géographique des terrains de ces âges.

- **Formation du Complexe détritique de Montgri** [B. PEYBERNES, 1976]
(Albien supérieur à Cénomaniens inférieur)

Le toit de cette formation est formé par des calcaires bioclastiques roux à *Simplalveolina simplex*. Ils sont surmontés par :

- **Formation des Calcaires de Santa Fé**

— Cénomaniens moyen à supérieur

- brèches à ciment ferrugineux (4 m) et éléments centimétriques de calcaires et de quartz. La microfaune se compose d'Orbitolinidés, *Simplalveolina simplex*, *P. gr. cretacea*, *Charentia cuvillieri*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Cuneolina* sp., Miliolles, Lamellibranches, Bryozoaires, Polypiers et nombreuses entroques.

— Cénomaniens supérieur

- calcaires massifs gris à *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella reicheli*, *N. picardi*, *Praealveolina* gr. *cretacea*, *O. ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Chrysalidina gradata*, *Broeckina* sp., Algues et Spicules.

Dernièrement, L. PALLI BUXO et C. LLOMPART DIAZ [1981] ont de façon générale décalé toutes ces limites en attribuant, sans preuve, les horizons à Alvéolinidés au Turonien !

Lobe de Figueras

Le Cénomaniens est conservé au sein de petites écaillies affleurant, dans Figueras même, sous le Castillo San Fernando [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1979]. Il revêt l'aspect de calcaires blancs à *Ovalveolina ovum*, *Chrysalidina gradata*, *Nezzazatinella picardi* et *Pseudorhapidionina dubia* DE CASTRO (Atlas, Pl. 7, fig. 9 à 11) du Cénomaniens supérieur (Formation des Calcaires de Santa Fé).

*
* *

Dans les nappes du Haut-Ampurdan, le Cénomaniens, en continuité avec l'Albien supérieur, est représenté par ses 3 zones de Foraminifères benthiques dans le lobe de Montgri, seulement par la dernière zone dans le lobe de Figueras. Il n'est pas exclu que cette réduction soit tectonique.

D'un point de vue sédimentologique, les évolutions observées sont conformes à celles relevées à la Montagne de Tauch, avec la superposition de deux séquences séparées par une discontinuité au toit du Cénomaniens inférieur.

Le Cénomaniens moyen à supérieur revêt toutes les caractéristiques de la formation des Calcaires du Santa Fé.

II — LA NAPPE DE LA PEDRAFORCA

A l'Est de la vallée du Sègre, la nappe de la Pedraforca [M. SEGURET, 1969 ; 1972] se compose de plusieurs unités tectoniques superposées à série sédimentaire parfois très différentes [M. BILOTTE, 1982]. Leur cartographie et leur datation d'ensemble ont fait l'objet de la synthèse fondamentale de B. GUERIN DESJARDINS et M. LATREILLE [1961].

Dans cette unité, le Cénomaniens est présent :

- dans le massif de la Pedraforca
- dans la Sierra de Navidal-Guitses

- dans l'anticlinal de Gisclareny, contrairement aux affirmations de L. SOLE SUGRANES [1970] qui en nie totalement l'existence.

Dans le **Massif de la Pedraforca**, le Cénomanien (15 m) affleure à Prat de Reo, directement transgressif sur les calcaires blancs à Floridées de l'Albien inférieur [B. PEYBERNES, 1976]. Calcaire organogène légèrement rubéfié à sa partie inférieure riche en organismes coloniaux - Coelentérés - il devient exclusivement micritique par la suite et renferme une microfaune classique du Cénomanien supérieur : *P. gr. cretacea*, *O. ovum*, *N. picardi*. Cette microfaune disparaît totalement à l'apparition des faciès à Pithonelles et spicules sus-jacents.

Dans la **Sierra de Navidal-Guitses**, la piste qui relie Gosol à Tuxent en empruntant l'échancrure du Río de Mola, recoupe de Cénomanien. Très disloqué en raison de l'affrontement de différentes unités tectoniques, son substratum de Dogger n'est pas visible ici. Les calcaires noirs, homogènes et massifs sont très riches en Alvéolinidés : *P. cretacea cretacea*, *P. cretacea tenuis*, *S. simplex*, *Pseudodomia drorimensis* (Atlas, Pl. 7).

Entre **Gresolet et Gisclareny**, les calcaires du Cénomanien, redressés à la verticale au Col de la Abena comme dans le flanc sud de l'anticlinal de Gisclareny, succèdent au Trias gypsifère (de la base de l'unité allochtone). A la partie inférieure, des micrites sombres, finement gréseuses, à débris de Lamellibranches renferment des Lituolidés - *Pseudocyclamina* sp. - dont le test s'orne de quartz bipyramidés empruntés au Trias (Atlas, Pl. 4, fig. 9). Dans la masse, la microfaune est, de façon constante, composée de *Praealveolina gr. cretacea*, *O. ovum*, *Pseudodomia drorimensis*, *Cuneolina* sp., dans un fond micritique. A la partie supérieure, des éléments pelletoidaux et de nombreux débris de Lamellibranches et d'algues Dasycladacées flottent dans un ciment micritique.

*
* *

Dans les séries allochtones de la Pedraforca, les associations micropaléontologiques indiquent seulement l'existence du Cénomanien supérieur.

Les faciès reconnus rappellent, ici encore, ceux des séries sud-pyrénéennes du tronçon navarro-languedocien et tout particulièrement les Calcaires de Santa Fé.

CONCLUSIONS

Sur le tronçon catalan, le Cénomanien appartient aux unités allochtones.

— BIOSTRATIGRAPHIE

D'un point de vue biostratigraphique, on reconnaît les trois biozones classiques de Foraminifères benthiques dans les nappes du Haut-Ampurdan, alors que la dernière existe seule dans la nappe de la Pedraforca.

— LITHOSTRATIGRAPHIE

Les faciès représentatifs de cet étage succèdent à l'Albien, dans les nappes du Haut-Ampurdan alors qu'ils reposent sur un substratum d'âge variable dans la nappe de la Pedraforca. Dans tous les cas, ils s'apparentent aux faciès connus, des unités de même âge, nord et sud-pyrénéenne du tronçon navarro-languedocien.

L'évolution d'ensemble traduit, d'abord un comblement (Lobe de Montgri) puis, la transgressivité sur les aires latérales de plate-forme.

	VRACONIEN	CENOMANIEN INF.	CENOMANIEN MOYEN	CENOMANIEN SUP.
ZONES D'AMMONITES	<i>Stollischkaia dispar</i>	<i>Mant. mantelli</i> <i>Turrillites</i> gr. <i>tuberc.</i>	<i>Turrillites costatus</i> <i>Neubold-neuboldi</i>	<i>Eucalycoceras pentagonum</i>
ZONES DE FORAMINIFERES PELAGIQUES		<i>Rotalipora brotzeni</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Whiteinella</i> gr. <i>innata</i>
ZONES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES	<i>Orbitolina duranddelgadi</i>	<i>Simplalveolina simplex</i>	<i>Praevalveolina</i> <i>Orbitolina</i> (C.) <i>conica</i>	<i>Praevalveolina cretacea</i>
ZONES DE RUDISTES		<i>Ichthyosarcolithes</i> gr. <i>bicarinatus</i>	<i>Caprina adversa</i>	<i>Caprinula boissiji</i>
CEPHALOPODES				
<i>Ostlingoceras puzosianum</i>				
<i>Paraturritiles</i> sp.				
<i>Mantelliceras</i> sp.				
<i>Mantelliceras mantelli</i>				
<i>Neuboldiceras neuboldi</i>				
<i>Eucalycoceras pentagonum</i>				
<i>Puzosia</i> sp. gr. <i>majoriana</i>				
<i>Phylloceras</i> sp. gr. <i>seresitense</i>				
<i>Pseudaspidoceras flexuosus</i>				
FORAMINIFERES				
<i>Orbitolina</i> (M.) <i>aperta</i>				
<i>Orbitolina</i> (O.) <i>duranddelgadi</i>				
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>paeneconica</i>				
<i>Orbitolina</i> (O.) <i>conca</i>				
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>conica</i>				
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>cuvillieri</i>				
<i>Paracoskinolina castetasi</i>				
<i>Simplalveolina simplex</i>				
<i>Praevalveolina</i> gr. <i>cretacea</i>				
<i>P. cretacea brevis</i>				
<i>P. cretacea tenuis</i>				
<i>Ovalveolina ovum</i>				
<i>Pseudedomia drorimensis</i>				
<i>Trochololina</i> gr. <i>T. arabica</i>				
<i>Cuneolina</i> gr. <i>pavonia-parva</i>				
<i>Cuneolina</i> gr. <i>conica</i>				
<i>Dicyclina</i> aff. <i>schlumbergeri</i>				
<i>Cyclolina</i> <i>cretacea</i>				
<i>Spiroloculina robusta</i>				
<i>Nezzazatina</i> <i>picardi</i>				
<i>Nezzazatina simplex</i>				
<i>Trochospira avimelechi</i>				
<i>Biconcava bentoni</i>				
<i>Pseudolituonella reicheli</i>				
<i>Chrysulidina gradata</i>				

<i>Nummuloculina regularis</i>					
<i>Rhaetoculina</i> (P.) <i>biplana</i>					
<i>Rhaetoculina dubia</i>					
<i>Monchardionia apenninica</i>					
<i>Charentia cuvillieri</i>					
<i>Daxia cenomana</i>					
" <i>Mayncina</i> " sp.					
<i>Pseudocyclamina rugosa</i>					
<i>Dictyopsella</i> sp.					
<i>Rotalia</i>					
<i>Disorbis</i>					
<i>Pithonelles</i>					
ECHINODERMES					
<i>Typocidaris cenomanensis</i>					
<i>Cidaris sonigneti</i>					
<i>Goniopygus menardi</i>					
<i>Goniopygus</i> cf. <i>major</i>					
<i>Anorthopygus orbicularis</i>					
<i>Discooides subaculus</i>					
<i>Discooides archiaci</i>					
<i>Comulus</i> cf. <i>bargesi</i>					
<i>Cotteaudia benettiae</i>					
<i>Epiaster distinctus</i>					
<i>Epiaster</i> aff. <i>trigonalis</i>					
<i>Epiaster rousseti</i>					
<i>Epiaster dalloni</i>					
<i>Hemiaster aragonensis</i>					
<i>Hemiaster dalloni</i>					
<i>Holaster nodulosus</i>					
<i>Holaster trecentis</i>					
<i>Holaster subglobosus</i>					
LAMELLIBRANCHES					
<i>Lucina gaudryi</i>					
<i>Cyrena proboscidea</i>					
<i>Cardium</i> sp.					
<i>Cyprina mondragonensis</i>					
<i>Dosinia delectrei</i>					
<i>Exogyra flabellata</i>					
<i>Sphaera</i> gr. <i>corrugata</i>					
<i>Exogyra columba</i>					
COELENTERE					
<i>Aspidiscus cristatus</i>					

Tab. 6 : Répartition des principaux organismes du Cénomaniens est-pyrénéen

CONCLUSION

SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

La fin de l'Albien et, en partie, le Cénomaniens offrent une diversité de faciès qui constituent autant de réponses aux événements tectosédimentaires en relation avec l'individualisation de l'orogène pyrénéen.

Il est clairement ressorti de l'étude de ces faciès que seules les séries carbonatées et plus précisément encore, celles du compartiment Mouthoumet, offraient des éléments de datation abondants et variés et permettaient, donc, des corrélations entre groupes paléontologiques différents.

Ainsi, pour les Foraminifères benthiques, trois types principaux d'associations ont été mis en évidence dans les épaisses séries de la Montagne de Tauch, et, secondairement calées sur des faunes d'Ammonites ou de Foraminifères planctoniques de valeur plus générale. La reconnaissance, dès 1963, par P. FEUILLE et M. NEUMANN, dans la partie la plus occidentale de la chaîne, des composants principaux de ces trois associations confère à la biozonation proposée une portée régionale, au moins à l'échelle des Pyrénées.

De même pour les Rudistes, la valeur stratigraphique des principales faunes (Tab. 7) s'accorde à celle proposée par J. PHILIP [1967, 1978] dans le domaine provençal.

R U D I S T E S	ALBIEN	VRACONIEN	C E N O M A N I E N		
			inférieur	moyen	supérieur
<i>Caprotina</i> gr. <i>striata</i>	=====				
<i>Agriopleura</i> <i>choffati</i>	=====				
<i>Agriopleura</i> <i>darderi</i>	=====				
<i>Polyconites</i> <i>sub-verneuili</i>	=====			
<i>Pseudotoucasia</i> <i>santanderensis</i>	=====			
<i>Apricardia</i> sp. aff. <i>loevigata</i>					=====
<i>Apricardia</i> <i>archiaci</i>					=====
<i>Caprina</i> <i>choffati</i>	=====				
? <i>Neocaprina</i> gr. <i>gigantea-nanosi</i>			=====		
<i>Caprina</i> <i>adversa</i>				=====
<i>Caprinula</i> <i>boissyi</i>					=====
<i>Ichthyosarcollites</i> aff. <i>bicarlinatus</i>			=====		
<i>Ichthyosarcollites</i> <i>triangularis</i>			=====	=====	
<i>Sauvagesia</i> <i>nicasei</i>					=====
<i>Sauvagesia</i> <i>sharpei</i>					=====
<i>Durania</i> aff. <i>blayaci</i>					=====
<i>Sphaerulites</i> <i>foliaceus</i>	=====				
<i>Radiolites</i> <i>cantabricus</i>		=====			
<i>Radiolites</i> gr. <i>sauvagesi</i>					=====

Tab. 7 : Répartition des principales espèces de Rudistes dans l'Albo-Cénomaniens des Pyrénées

Par rapport aux zonations proposées, la répartition des 73 espèces recensées s'établit comme indiqué sur le Tableau 6.

De cet inventaire on pourra retenir, pour les Foraminifères benthiques les premières citations pyrénéennes de *Pseudodonia drorimensis*, *Trochospira avnimelechi*, *Biconcava bentori*, *Nummuloculina regularis*, *Rhapydionina dubia*, ... décrits ou habituellement cités en mésogée orientale [SAINT-MARC, 1974 ; D. DECROUEZ, 1976 ; M. HAMAOU, 1979 ; J.J. FLEURY, 1980].

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

De l'Est vers l'Ouest, l'évolution paléogéographique de l'Albien supérieur - Cénomanien peut se résumer de la façon suivante :

— **Sur le Compartiment Alaric**, seuls existent les indices d'une sédimentation margino-littorale du Cénomanien supérieur.

— **Sur le Compartiment Mouthoumet**, (fig. 36) les relations entre les différentes zones isopiques ne sont pas clairement établies, mais on peut reconnaître :

- dans la zone Commingeoise, des dépôts turbidiques,
- dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes, un bassin circalittoral qui jouxte une plate-forme carbonatée récifale et terrigène établie sur la zone Sous-pyrénéenne.

La transgression cénomanienne s'est progressivement développée en direction du Nord, à partir du bassin méridional où la sédimentation semble continue depuis, au moins, l'Albien supérieur. Par stades successifs, elle déborde les limites restreintes du Cénomanien inférieur et s'étend largement sur la plate-forme septentrionale au Cénomanien moyen puis au Cénomanien supérieur où elle atteint son maximum.

— **Sur le Compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées**, les dispositifs tectosédimentaires mis en place au cours de l'Albien, individualisation de la fosse du flysch, effondrements successifs et centrifuges des aires continentales anté-flysch par création de marges en gradins [E.-J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1974 ; B. PEYBERNES, 1976 ; P. SOUQUET et E.-J. DEBROAS, 1980], influencent la sédimentation Albo-cénomanienne.

Celle-ci se répartit entre les éléments morphologiques suivants (fig. 37) :

- un gradin du flysch, très localisé dans la zone Ultra-commingeoise occidentale (Ouest de l'Arize) ;
- une plate-forme récifale à externe centrée sur les zones Commingeoise et Ariégeoise (haut-fond de l'Arize) ;
- des gradins à sédimentation tectogène silico-clastique dominante, dans les zones Sub-ariégeoises et des Écailles sous-pyrénéennes ;
- une plate-forme récifale reconnue dans la zone Sous-pyrénéenne en bordure du continent toulousain.

Le comblement des gradins des zones Sub-ariégeoises et des Écailles sous-pyrénéennes débute dès l'Albien moyen à supérieur.

Les plates-formes qui les flanquent, Haut-fond de l'Arize au Sud, continent toulousain au Nord, sont respectivement mis en eau au Cénomanien moyen et supérieur.

La généralisation de la sédimentation bioconstruite scelle l'arrêt des influences tectorogéniques majeures au cours ou à la fin du Cénomanien supérieur.

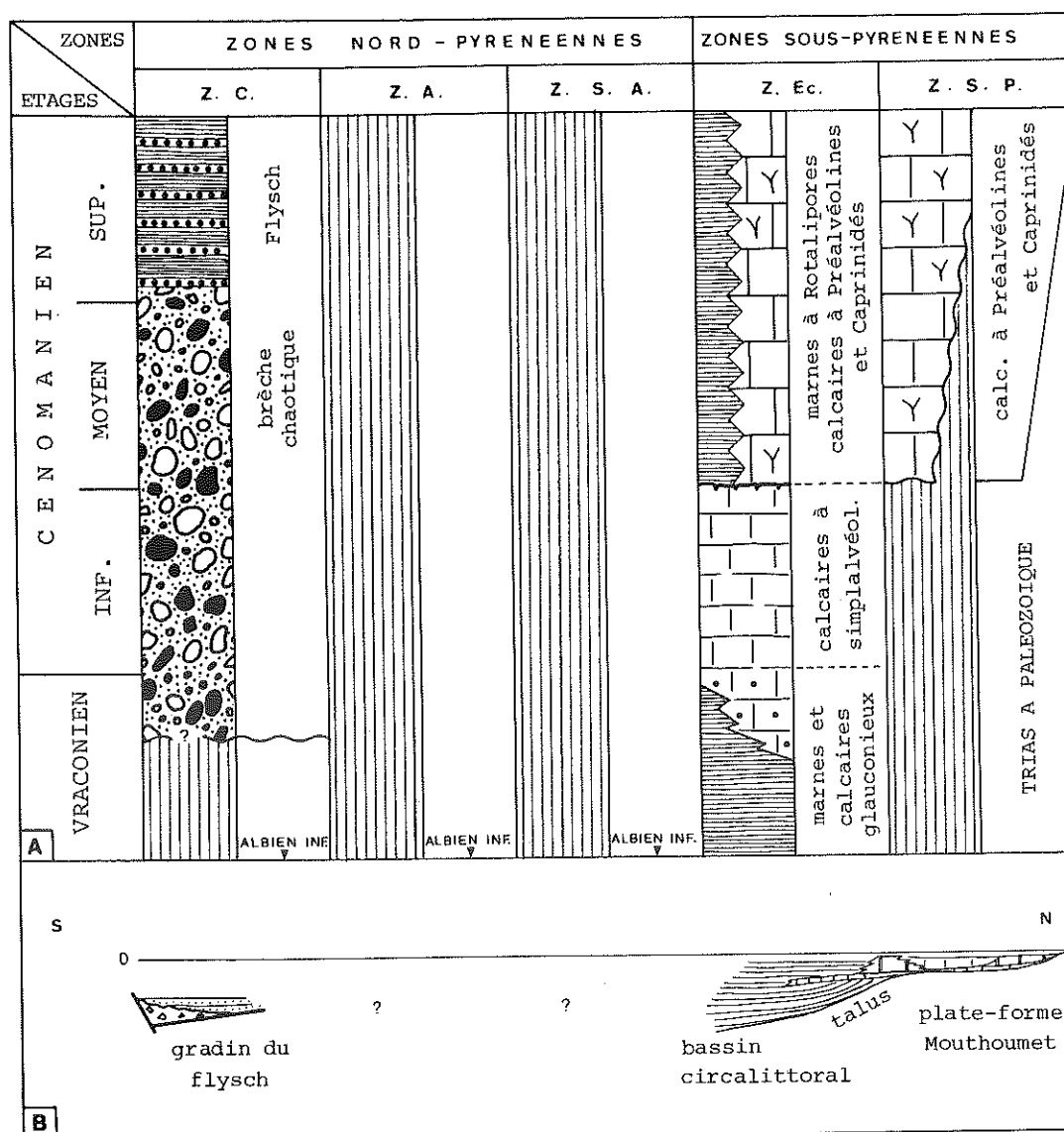


Fig. 36 : A. Corrélations lithostratigraphiques du Cénomanién du compartiment Mouthoumet
B. Essai de reconstitution des systèmes sédimentaires à la fin du Cénomanién

— **Sur le Tronçon Catalan**, si le Cénomanién supérieur de la nappe de la Pedraforca se rattache sans conteste à l'unité Sud-pyrénéenne des Nogueras et comme tel appartient à la couverture de la Haute Chaîne Primaire, l'Albo-Cénomanién des nappes de l'Ampurdan est d'origine inconnue.

En raison de ses caractéristiques stratigraphiques et lithologiques (continuité de sédimentation entre Albién supérieur et Cénomanién inférieur ; sédimentation carbonatée de plate-forme externe) qui le rendent comparable aux séries de la Montagne de Tauch ou de Sezennac, sur le versant nord des Pyrénées, ou de la Sierra d'Aulet, sur le versant sud, il sera considéré comme la preuve de l'existence du bassin le plus oriental actuellement reconnu.

Les figures 38 A et B, rendent compte de la répartition des différents dépôts au cours des intervalles Albién supérieur - Cénomanién inférieur et Cénomanién moyen - supérieur.

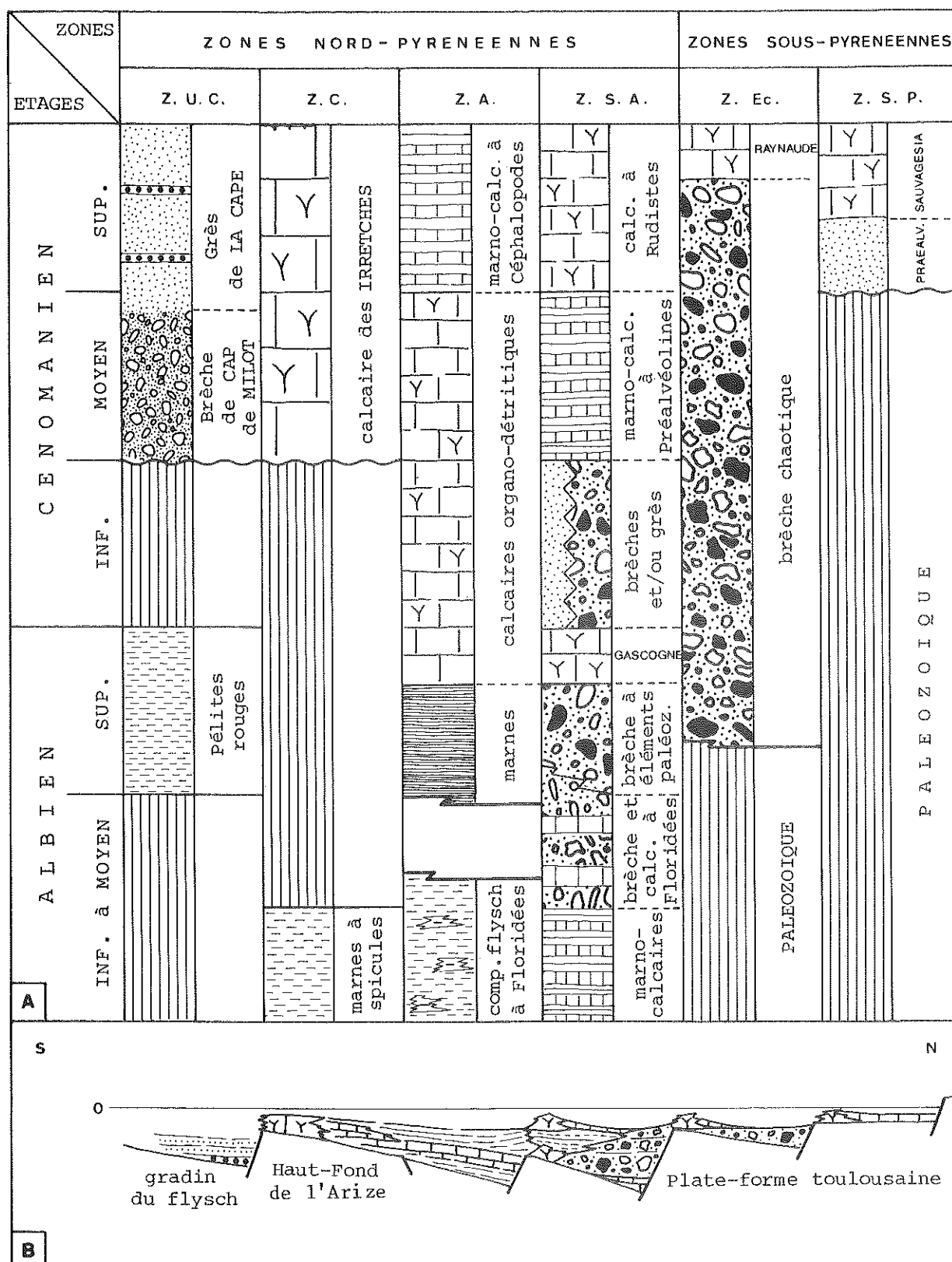


Fig. 37 : A. Corrélations lithostratigraphiques du Cénomanien du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées
B. Essai de reconstitution des systèmes sédimentaires à la fin du Cénomanien.

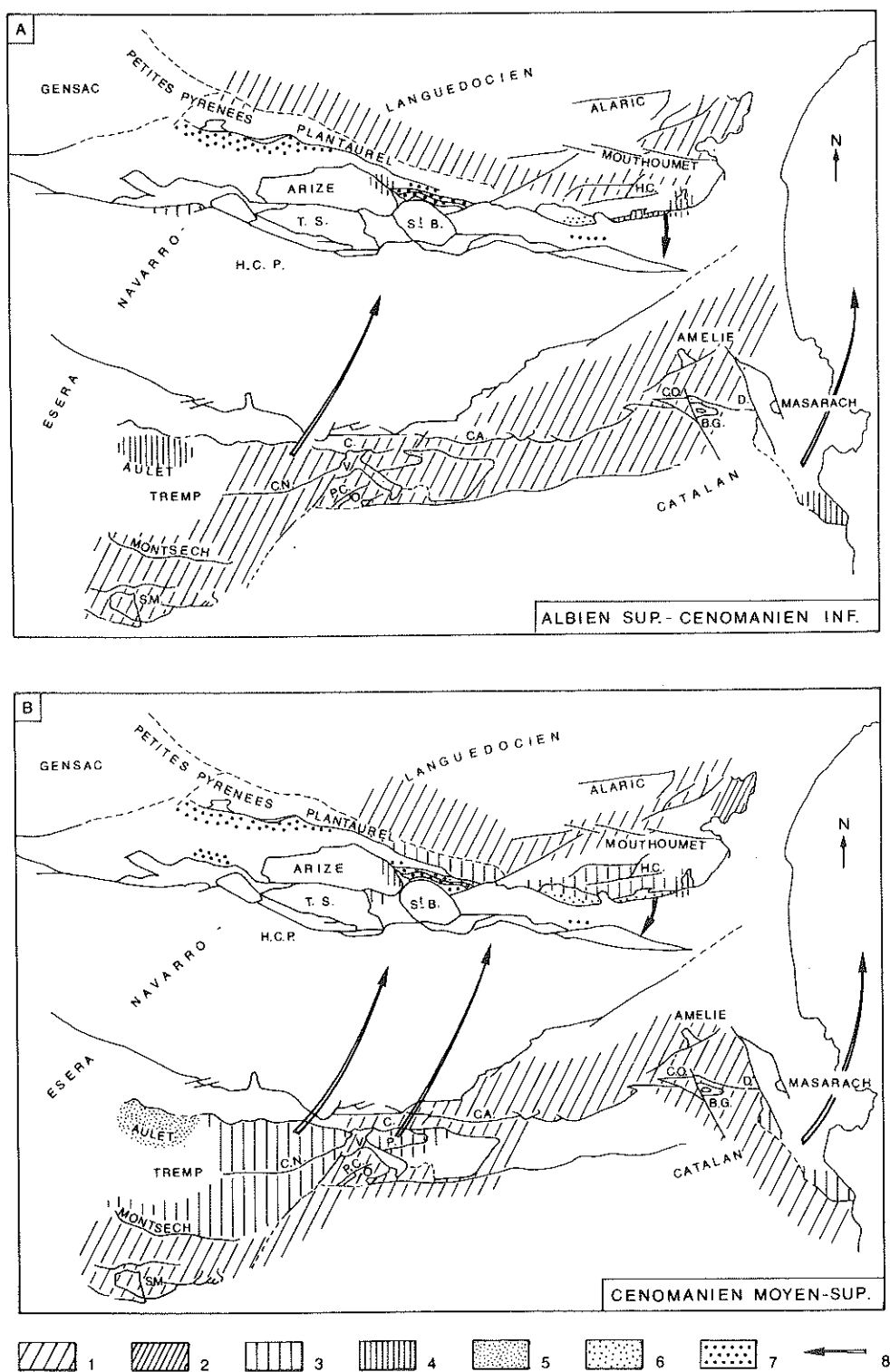
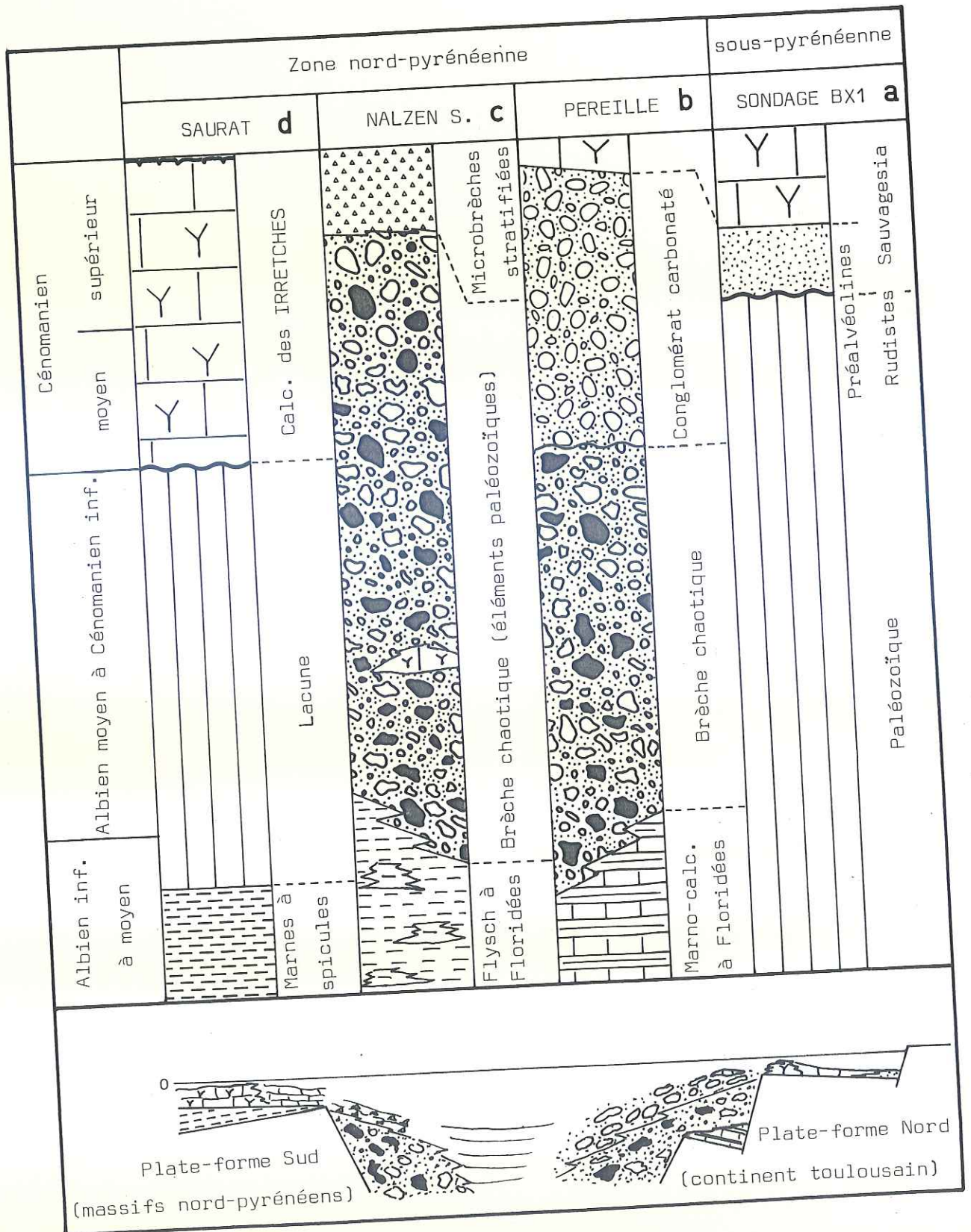


Fig. 38 : Aires de répartition actuelle des dépôts de l'Albien supérieur - Cénomanien est-pyrénéen

1 : Aire émergée ou de non dépôt, 2 : Plate-forme littorale, 3 : Plate-forme marine, 4 : Plate-forme externe, 5 : Talus, 6 : Bassin circalittoral, 7 : Bassin turbiditique, 8 : Origine supposée des unités les plus déplacées.



CHAPITRE II

LE TURONIEN

SOMMAIRE

INTRODUCTION	119	III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées ..	155
Zonations	119	Zones nord-pyrénéennes	155
Les précurseurs	119	• Zone Ultra-commingeoise	155
Les travaux récents	119	. Le bassin d'Oust - Massat	155
Cadre biostratigraphique régional	123	. Le bassin d'Arbas	155
Cadre lithostratigraphique régional	126	• Zone Commingeoise	156
Historique	127	. Le bassin de Saurat	156
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	128	• Zone Ariégeoise	156
TRONÇON NAVARRO-LANUEDOCIEN	128	. L'écaille de Sezennac	156
I — Le compartiment Alaric	128	. Le lambeau du Bastié	156
Le chaînon de Fontroide	128	• Zone Sub-ariégeoise	158
Les plis de Boutenac	129	. Cluse de Péréille	158
La Pinède de Durban	130	Zones sous-pyrénéennes	158
Conclusions	130	• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	158
II — Le compartiment Mouthoumet	131	. Lame de Celles - Montferrier	158
Zones nord-pyrénéennes	131	. Écaille de Contrazy	159
• Zone Commingeoise	131	• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	160
Zones sous-pyrénéennes	131	. Bande de Saint-Cirac	160
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	131	. Anticlinal de Dreuilhe	160
. La Montagne de Tauch	131	Conclusions	161
. La Lame de Camps - Peyrepertuse	132	• Biostratigraphie	161
. Le flanc inverse du synclinal de Saint-Louis	132	• Lithostratigraphie	161
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	133	TRONÇON CATALAN	162
. Entre Padern et Duilhac	133	I — Les nappes du Haut-Ampurdan	162
. De Duilhac au Col du Linas	138	• Lobe de Montgri	162
. A l'Ouest du Col du Linas	141	• Lobe de Figueras	162
Conclusions	150	II — La nappe de la Pedraforca	162
• Biostratigraphie	150	CONCLUSION	163
• Lithostratigraphie	152	Synthèse biostratigraphique	163
		Synthèse paléogéographique	163

INTRODUCTION

ZONATIONS

Les précurseurs

L'étage Turonien a été créé en 1842 par A. D'ORBIGNY. En 1847, reconnaissant à la partie inférieure le Cénomanién, il en restreint l'extension aux couches supérieures.

Postérieurement, de GROSSOUVRE [1889, 1901] divise le Turonien en deux sous-étages et, après différentes démarches (Tab. 8, A et B) place sur ce découpage binaire 4 zones d'Ammonites (Tab. 8, C).

Les travaux ultérieurs de J. LECOINTRE [1959] reconduisent, sur une subdivision cette fois-ci ternaire, la même zonation qui est officialisée par les résolutions du Colloque de 1959 (Tab. 8, D).

La Touraine n'est pas favorable à un découpage fondé sur les Rudistes et les zonation synthétisées par les travaux de Ar. TOUCAS [1903, 1907] (Tab. 9) ont pour support régional le bassin d'Aquitaine, les Pyrénées et la Provence. Dans le Ligérien-Saumurien, les Hippuritidés sont absents ; ils définissent deux niveaux dans l'Angoumien. Dans les Corbières, qui ont partiellement servi de support à cette zonation, la limite supérieure du Ligérien-Saumurien est fixée au toit des «calcaires de Padern à *Mammites revelieri*». Les deux niveaux à Rudistes de l'Angoumien ne sont corrélés à aucune zone d'Ammonites.

Les travaux récents

• Zonation par les Ammonites

A la suite des dernières recherches de F. AMEDRO [F. AMEDRO et G. BADILLET, 1978 ; F. ROBASZINSKI, F. AMEDRO *et al.*, 1980] et surtout de l'imposante synthèse sur le Turonien de la région-type [F. ROBASZINSKI *et al.*, 1982], le découpage en 3 sous-étages est maintenu, mais le nombre des zones d'Ammonites est porté à 7 avec la succession suivante (Tab. 10) :

— Turonien inférieur

- zone à *Watinoceras coloradoense*
- zone à *Mammites nodosoides* avec *Lewesiceras cf. peramplum*.

T U R O N I E N	ANGOUMIEN	<i>Ammonites requieni</i>	T U R O N I E N	Zone à <i>Sphenodiscus requieni</i>	
	LIGERIEN	<i>Ammonites woolgari</i>		Zone à <i>Prionotropis papolis</i>	
				Zone à <i>Inoceramus labiatus</i>	
				Zone à <i>Terebratella carentonensis</i>	
A DE GROSSOUVRE 1889, p. 522			B DE GROSSOUVRE 1901, p. 348		
T U R O N I E N	ANGOUMIEN	<i>Acanthoceras deveriai</i>	T U R O N I E N	SUP.	<i>Romaniceras deveriai</i>
		<i>Acanthoceras ornatissimum</i>		MOYEN	<i>Romaniceras ornatissimum</i>
		<i>Acanthoceras bizeti</i>			<i>Romaniceras bizeti</i>
	SAUMURIEN	<i>Mammites nodosoides</i>		INF.	<i>Mammites nodosoides</i>
C DE GROSSOUVRE 1901, p. 780-781			D J. LECOINTRE 1959, p. 421 COLLOQUE 1959, p. 862		

Tab. 8 : les principales zonations du Turonien jusqu'en 1959

— Turonien moyen

- zone à *Kamerunoceras turoniense* avec *Spathites (J.) reveliereanum*, *Lewesiceras peramplum*, *Neoptychites cephalotus*
- zone à *Romaniceras kallesi* avec *Lewesiceras peramplum*
- zone à *Romaniceras ornatissimum*

— Turonien supérieur

- zone à *Romaniceras deverianum*
- zone à *Subprionocyclus neptuni*.

• Biozonation par les Rudistes

En Provence, J. PHILIP [1970, 1978] situe l'apparition des Hippuritidés à la base du Turonien, sous les marnes à *Mammites nodosoides*, mais l'explosion du groupe ne se réalisera qu'avec le Turonien moyen puis supérieur [CH. DEVALQUE, F. AMEDRO, J. PHILIP et F. ROBASZINSKI, 1982].

	HIPPURITIDES	RADIOLITIDES
ANGOUMIEN	niveau 2 <i>Orbignya requieni</i> et var. <i>Vaccinites petrocoriensis</i> <i>Vaccinites rousseli</i> <i>Vaccinites praecorbaricus</i> <i>Vaccinites praegiganteus</i> <i>Vaccinites gosaviensis</i> <i>Vaccinites grossouvrei</i> ...	<i>Praeradiolites ponsi</i> <i>Praeradiolites praerequieni</i> <i>Praeradiolites pailletei</i> <i>Radiolites praesauvagesi</i> <i>Radiolites radiosus</i> <i>Radiolites lusitanicus</i>
	niveau 1 <i>Orbignya requieni</i> et var. <i>Vaccinites praepetrocoriensis</i> <i>Vaccinites inferus</i>	<i>Radiolites socialis</i> <i>Durania cornupastoris</i>
LIGERIEN SAUMURIEN	Pas d'Hippuritidés	<i>Durania arnaudi</i>

Tab. 9 : Les zones de Rudistes du Turonien d'après TOUCAS (1903-1907)

• Biozonation par les Foraminifères planctoniques

Dans le domaine vocontien, B. PORTHAULT [1974] individualise cinq zones d'associations [Tu 1 à Tu 5, Tab. 4, p. 64], dont il donne la répartition par rapport à un découpage ternaire du Turonien reprenant sensiblement les zones d'Ammonites de DE GROSSOUVRE.

En 1979, le «Groupe de travail européen des Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen» établit sa répartition par rapport à une zonation des Céphalopodes tenant compte des acquis les plus récents.

Ces zonations acceptent comme éléments caractéristiques :

- l'apparition de *W. archaeocretacea* à la limite Cénomanién-Turonien ;
- l'apparition de *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI à la partie supérieure du Turonien inférieur et sa disparition avant la fin du Turonien moyen.

• Autres biozonations

Sans s'attarder sur d'autres zonations du Turonien français, Ostracodes [J.-F. BABINOT, J.-P. COLIN et R. DAMOTTE, 1981] ou Inocérames [J. SORNAY, 1982], qui ne seront pas utilisés dans la suite de ces travaux par faute d'étude où de récolte, il est intéressant de retenir la répartition, dans la

région-type, de quelques palynoflores [H. MANIVIT in F. ROBASZINSKI ET AL., 1982]. On notera en particulier :

- l'existence d'une zone à *Complexiopollis* cf. *christae* VAN AMERON dans l'intervalle Turonien inférieur (z. à *Mammites nodosoides*) base du Turonien moyen (z. à *Kamerunoceras turoniense*) ;
- l'existence d'une zone à *Complexiopollis helmigii* VAN AMERON dans la partie inférieure du Turonien supérieur (z. à *Romaniceras deverianum*).

REGION TYPE					CORBIERES
DE GROSSOUVRE 1901		AMEDRO 1978	AMEDRO 1982		
T U R O N I E N	SUPERIEUR		<i>Subprionocyclus neptuni</i>	Tu 6	?
		<i>Acanthoceras deveriai</i>	<i>Romaniceras deverianum</i>	Tu 5	<i>Romaniceras deverianum</i> <i>Coilopoceras requienianum</i>
	MOYEN	<i>Acanthoceras ornatissimum</i>	<i>Romaniceras ornatissimum</i>	Tu 4	<i>Romaniceras</i> sp.
		<i>Acanthoceras bizeti</i>	<i>Lecointriceras fleuriausianum</i>	Tu 3	<i>Romaniceras</i> aff. <i>kallei</i>
			<i>Spathites</i> (J.) <i>reveliereanum</i>	Tu 2	<i>Neoptychites cephalotus</i> <i>Spathites</i> (J.) <i>reveliereanum</i>
	INFERIEUR	<i>Mammites nodosoides</i>	<i>Mammites nodosoides</i>	Tu 1	<i>Mammites</i> sp. <i>Lewisiceras</i> sp.
			<i>Watinoceras coloradoense</i>		
CENOM. SUP.			<i>Neoc. juddii</i>	Ce 3	<i>Pseudaspidoceras flexuosus</i>
			<i>Metoicoceras geslinianum</i>		

Tab. 10 : Tableau comparatif entre les zonations d'Ammonites établies dans la région type et dans les Corbières méridionales

Cadre biostratigraphique régional

Les dépôts pyrénéens d'âge Turonien se retrouvent dans les mêmes aires de sédimentation que ceux du Cénomanién, à savoir : bassins flyschs, bassins circoalittoraux et plates-formes carbonatées et terrigènes.

Comme pour le Cénomanién, le cadre des recherches biostratigraphiques du Turonien pyrénéen sera pris dans les Corbières méridionales.

• Zone d'Ammonites (Tab. 11)

Une zonation locale d'Ammonites, sur laquelle la distribution des autres faunes turoniennes sera fixée, a pu être mise en évidence. Elle se présente ainsi :

— Turonien inférieur

- Zone Tu 1 à *Mammites* sp., *Lewisiceras* sp. Outre ces deux formes, mal conservées qui n'ont pas pu être déterminées au niveau de l'espèce par M. COLLIGNON, ont été recueillies : *Pachydesmoceras linderi* (de GROSS.), *Leoniceras luciae* PERV., *Leoniceras segne* SOLGER. ;

— Turonien moyen

- Zone Tu 2 à *Spathites* (J.) *reveliereanum* (COURT.), *Neoptychites cephalotus* COURT. avec *Pseudaspidoceras conciliatum* STOL. De cette zone semblent provenir les exemplaires décrits par E. BASSE [1939] dont *Fagesia thevestensis* PERON, *Leoniceras pavillieri* PERV. ;
- Zone Tu 3 à *Romaniceras* aff. *kalles* (ZAZVORKA) ;
- Zone Tu 4 à *Romaniceras* sp.

— Turonien supérieur

- Zone Tu 5 à *Romaniceras deverianum* (d'ORB.) et *Coilopoceras requienianum* d'ORB.

L'on peut constater (Tab. 10) que l'on retrouve les grandes composantes de la zonation de la région-type à l'exception de la zone à *S. neptuni* dans le Turonien supérieur (Tu 6).

• Biozones de Rudistes (Tab. 11)

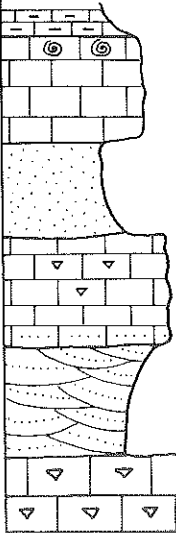
Les Rudistes sont encore exceptionnels dans le Turonien inférieur où ne se rencontrent que de rares Radiolitidés - *Durania* sp. aff. *cornupastoris*, *Durania arnaudi* ? -. Les premiers Hippuritidés apparaissent au toit de la zone 2 (*N. cephalotus* - *S. reveliereanum*) ; ils prolifèrent ensuite dans deux grands ensembles distincts, relevant des zones 4 (*Romaniceras* sp.) et 5 (*R. deverianum*). Ces observations s'accordent, dans leurs grandes lignes, avec celles de Ar. TOUCAS [1907] qui situait les Hippuritidés au-dessus des «calcaires de Padern à *Mammites revelieri*».

Ces deux niveaux seront inclus dans une biozone à *Hippurites* (*H.*) *requieni*, espèce de large répartition verticale.

Entre le Turonien supérieur (z. 5) et le Coniacien (zone à *Peroniceras*) se situe un troisième ensemble bioconstruit qui livre un contingent de Rudistes où sont représentées des formes fondamentalement turoniennes, telle *Durania cornupastoris*, et d'autres tenues pour coniaciennes, tel *Pseudovaccinites giganteus*. Cette zone à peuplement de transition ou biozone à *Pv. giganteus* pourrait encore relever du Turonien supérieur et correspondre à la zone à *S. neptuni*. C'est la position qui sera adoptée dans la suite de l'exposé (Tab. 12).

ZONATIONS REGIONALES ADOPTEES					
	AMMONITES	FORAMINIFERES BENTHIQUES	FORAMINIFERES PLANCTONIQUES	RUDISTES	
TURON. SUPERIEUR	Tu 6	?	<i>Peneroplis</i> sp.	<i>Pseudovaccinites giganteus</i>	
TURONIEN MOYEN	Tu 5	<i>Romaniceras deverianum</i> <i>Coilopoceras requienianum</i>		<i>Hippurites</i> (H.) <i>requieni</i>	
	Tu 4	<i>Romaniceras</i> sp.			
	Tu 3	<i>Romaniceras</i> aff. <i>kallei</i>			
TURONIEN INFERIEUR	Tu 2	<i>Neoptychites cephalotus</i> <i>Spathites</i> (J.) <i>reveliereanum</i>		<i>Praeglobotuncana helvetica</i>	
	Tu 1	<i>Lewisiceras</i> sp. <i>Mammites</i> sp.		<i>Wittheimella</i> <i>Archaeocretacea</i>	<i>Durania</i> sp. gr. <i>cornupastoris</i>

Tab. 11 : Zonation du Turonien des Pyrénées

LITHOLOGIE	PALEONTOLOGIE	TOUCAS 1903-1907	SENESE 1956	BILOTTE 1981
	Calcaire à <i>Peroniceras</i>	CONIACIEN	CONIACIEN MOYEN	CONIACIEN INFERIEUR
	Calcaire à <i>Pv. giganteus</i> , <i>D. cornupastoris</i> ,		CONIACIEN INFERIEUR	TURONIEN TERMINAL
	Calcaire à <i>H. requieni</i> , <i>V. grossouvrei</i> , <i>Pv. petrocoriensis</i> , etc...	TURONIEN SUPERIEUR	TURONIEN SUPERIEUR	TURONIEN SUPERIEUR

Tab. 12 : Les différentes interprétations de la limite Turonien-Coniacien dans les Corbières méridionales

• Biozones de Foraminifères planctoniques (Tab. 11)

La répartition des microfaunes planctoniques n'a été détaillée que dans un domaine où les influences tectoniques n'étaient pas sensibles (flanc nord du synclinal de Saint-Louis). Il ressort de cette analyse, les observations suivantes [M. BILOTTE et F. CALANDRA, 1981] :

- la base du Turonien peut être définie à l'apparition de *Wittheinella archaeocretacea* associée à *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA) ;
- *Praeglobotruncana helvetica* s'étend de la partie supérieure du Turonien inférieur à la partie inférieure du Turonien supérieur ;
- la partie supérieure du Turonien supérieur est marquée par l'abondance des *Marginotruncana* ;
- la limite Turonien-Coniacien est fixée à l'apparition de *Marginotruncana sinuosa* PORTHAULT.

- **Faunes et flores d'appoint**

Brachiopode :

- *Orbyrhinchia cuvieri* (d'ORB.) se situe à la base du Turonien inférieur ;

Echinodermes :

- *Discoïdes minimus* AGASSIZ recouvre le Turonien inférieur et moyen ; *Conulus subrotundus* MANT. occupe une position définie à la base du Turonien supérieur.

Les Foraminifères benthiques sont rares et non caractéristiques.

Les Algues sont peu connues, mais on peut, malgré tout, signaler l'apparition, au Turonien inférieur de *Paraphyllum amphiroleforme* (d'ORB.) du Sénonien de Provence et confirmer l'âge Turonien de *Halimeda elliotti* CONARD et RIOULT des Alpes-Maritimes.

Cadre lithostratigraphique régional

Le Turonien est matérialisé par des unités lithostratigraphiques distinctes des formations céno-maniennes, sauf sur le compartiment Alaric où il ne se manifeste pas, avant le Turonien terminal, de changement notable de la sédimentation.

— *Compartiment Alaric*

- **Formation des Argiles sombres ligniteuses** (cf. supra)
- **Formation des Grès et Calcaires à Rudistes de Fontfroide**

C'est une épaisse série (200 m) transgressive, surtout silico-clastique dont la base est souvent conglomératique. Sa mise en place est d'origine deltaïque. Elle admet des intercalations métriques à plurimétriques de calcaires construits à Rudistes, bien développées dans le chaînon de Fontfroide et à Boutenac (Pech Tenarel). Age : Turonien terminal à Santonien.

— *Compartiment Mouthoumet*

- **Groupe du Flysch à Flucoïdes**

Il ne m'appartient pas d'ériger ici les flyschs nord-pyrénéens en formations distinctes. Ils seront indifféremment réunis dans un groupe du Flysch à Flucoïdes qui englobera les flyschs carbonatés du Turono-Santonien des Pyrénées. Exception sera faite pour les flyschs sénoniens sous-pyrénéens du bassin de Nalzen où le Grès de Celles sera élevé au rang de formation.

- **Formation des Marnes glauconieuses**

Cette formation (100 m, maximum) est, le plus souvent, uniformément marneuse ; elle peut aussi admettre d'épaisses intercalations calcaires «membre de Montplaisir». Les milieux de dépôts vont de la plate-forme prodeltaïque au bassin circalittoral. Age : Turonien.

- **Formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal**

Le fond lithologique commun de cette formation est constitué par les calcaires construits ou bioclastiques à Rudistes. On distingue un autre membre, formé de calcaires noduleux à Dasycladacées et parfois Ammonites, les «Calcaires de la Tartière».

Le terrigène siliceux est fréquent dans la masse de la formation ; il en occupe toute la partie supérieure pour constituer le membre de la Viallasse. Cette dernière unité peut aussi se caractériser par la faune d'Hippuritidés du Moulin de l'Agly. Age : Turonien.

- **Formation des Grès de la Sals**

Contrairement à la précédente dont elle est l'équivalent latéral interne, cette formation est dominée par les terrigènes siliceux d'origine deltaïque. Les faciès carbonatés associés sont assez rares et typiques de milieux internes de type lagon - membre de la Tartière -. Le membre de la Viallasse s'y retrouve avec un caractère plus littoral et grossier ; la faune du Moulin de l'Agly a totalement disparue. Age : Turonien.

— *Compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées*

- **Groupe du Flysch à Fucoïdes** (cf. supra)
- **Formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle**

C'est une épaisse série (plus de 200 m) à dominante marneuse, homogène et monotone dans son tiers inférieur, puis de plus en plus carbonatée dans la partie moyenne et supérieure. Des indices de resédimentation peuvent localement s'y observer. Age : Turonien à Coniacien.

- **Formation des Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt**

Sont désignés sous cette appellation aussi bien les calcaires à Rudistes que les séries terrigènes et carbonatées bioclastiques des aires de la plate-forme. Leur épaisseur est variable, de quelques mètres à 70 mètres. Age : Turonien.

— *Tronçon Catalan*

- **Formation Reguart**

Cette unité (30 m, maximum), définie par P.H.W. MEY *et al.* [1968] dans la vallée du Flamisell, est massive, homogène et franchement carbonatée. Les Calcisphaerulidés en constituent le peuplement dominant. Age : Turonien.

HISTORIQUE

Sur le versant nord des Pyrénées, l'étage Turonien a connu des fortunes diverses. Dans un premier temps, il est apparu comme l'étage le mieux représenté puisque toutes les formations à Hippuritidés furent indifféremment qualifiées de turoniennes. La distinction se réalisera dès la fin du siècle dernier avec la découverte par J. ROUSSEL [1895] «du ligérien à Céphalopodes dans les environs de Padern». Conjointement, les travaux de H. DOUVILLE [1896], puis de A. TOUCAS [1901] précisent les caractères des faunes à Rudistes. Les Corbières méridionales qui, avec la Provence, ont servi de cadre à ces dernières études voient très tôt se préciser les limites et le contenu paléontologique de l'Angoumien. Il n'en a pas été de même dans les autres domaines de la Chaîne.

Dans les Corbières orientales, l'existence du Turonien n'était fondée sur aucune réalité paléontologique avant la découverte de Rudistes à la base de la série de Boutenac [A. COMBES, 1962 ; P. FREYTET, 1970]. Nous avons déjà noté, à la suite de P. FREYTET [1970], que l'on pouvait envisager la présence d'une partie de l'étage dans les argiles noires de Fontfroide.

En Ariège, L. CAREZ [1906] rapporte les calcaires de Morenci-Montferrier au Turonien, sur des arguments géométriques. Par la suite, une faune de Rudistes sous-jacente à ces calcaires [J. CANAL et L. MENGAUD, 1911] leur impose un âge Sénonien. Ultérieurement révisée par R. de FORTANIER [1928] cette faune est placée dans le Turonien et les calcaires de Morenci retrouvent l'âge conféré par L. CAREZ. Les travaux postérieurs [M. CASTERAS, 1933] ont repris cette attribution qui figure sur les documents cartographiques régionaux les plus récents [Feuille de Foix à 1/80.000^e ; 1969]. Une dernière révision [M. BILOTTE, 1975] montre l'inexactitude de ces attributions.

Dans les Petites Pyrénées de l'Ariège et de la Haute-Garonne la mise en évidence du Turonien dans de rares témoins de calcaires à Pithonelles et Globotruncanidés [M. LANAUD, 1971 ; P. SOUQUET, 1969 ; 1971] ou de calcaires à Rudistes [M. HUMBERT, 1974] est récente.

Sur le versant sud des Pyrénées, le Turonien a été longtemps méconnu du fait de l'absence de faune caractéristique. B. GUERIN-DESJARDINS et M. LATREILLE [1961] envisagent sa présence dans les «quelques mètres de calcaires clairs, fins, à Fissurines» qui couronnent le Cénomaniens dans les nappes de la Pedraforca. P. SOUQUET [1967] confirme cette datation, en zone sud-pyrénéenne, par la présence de Globigerinacées caractéristiques dont *P. helvetica*.

ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE

TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN

I — LE COMPARTIMENT ALARIC

Les terrains rapportés au Turonien occupent une aire géographique plus vaste que les formations cénomaniennes. Ils apparaissent, non seulement dans le Chaînon de Fontfroide et la Pinède de Durban, mais aussi dans les plis de Boutenac.

Devant les incertitudes qui s'attachent, ici, à la caractérisation de cet étage, il sera nécessaire de préciser les prises de positions antérieures avant de formuler celles qui découlent de ces recherches.

Le chaînon de Fontfroide

Pour L. DONCIEUX [1903] les «grès rouges psammitiques passant à des grès plus tendres ou à des marnes gréseuses rouges (20 m) qui renferment : *Janira quadricostata* d'ORB., *Ostrea plicifera* COQ., *Cardium villeneuvianum* MATH.,» sont rapportés au Turonien, dans la coupe du ruisseau de Fontfroide.

Pour M. DURAND-DELGA [1965], le Turonien est représenté par les conglomérats de Combe Longue, légèrement discordants sur l'Aptien, et de Sainte Eugénie qui, eux, succèdent aux argiles ligniteuses sous-jacentes.

P. FREYTET [1970] révèle l'existence probable du Turonien dans la partie supérieure des mêmes argiles ligniteuses. Le conglomérat superposé, qualifié de décharge inférieure «turonienne» relèverait en fait du Turonien supérieur - Coniacien inférieur. Bien développée dans la partie méridionale du massif, cette formation terrigène grossière serait remplacée par des grès blancs à Fontfroide et absente autour de la dépression d'Aussières.

Suivant le plan précédemment adopté, le Turonien du massif de Fontfroide sera successivement étudié dans :

— L'unité intermédiaire

• Formation des Argiles sombres ligniteuses

Cette formation qui débute dans le Cénomaniens supérieur se poursuit ici, comme l'a déjà dit P. FREYTET [1970], dans le Turonien. Elle a livré à J. MEDUS [*in* R. DAMOTTE et P. FREYTET, 1974] : *Complexiopollis* cf. *christae* VAN AMERON, *C.* cf. *praetumescens* KR., *Striatopollis sartedensis* KR. et *Complexiopollis* cf. *helmigii* (VAN AMERON).

*
* *

Compte tenu de la valeur accordée aux espèces *christae* et *helmigii* on peut admettre la présence d'un Turonien quasi complet dans les argiles sombres de l'unité intermédiaire.

— L'unité de Fontfroide

La succession terrigène rapportée au Turonien par L. DONCIEUX [1903] a donné, dès sa base, une Ammonite [J.-P. DAGNAC, 1965] du Coniacien inférieur.

Le Turonien n'est pas représenté dans la coupe du ruisseau de Fontfroide. Cette absence est peut être tectonique, en relation avec le chevauchement de la série renversée de Fontfroide par l'unité intermédiaire. Elle peut être aussi d'origine sédimentaire, comme à la périphérie de la dépression d'Aussières.

— L'unité du Bois du Vicomte

Les Argiles sombres ligniteuses sont couronnées d'un conglomérat quartzeux à éléments de quartzites, de lydienes, de schistes et de jaspes pouvant atteindre 7 à 8 cm de diamètre, liés par un ciment gréseux fin.

Ces conglomérats débutent la formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide.

Si l'on attribue, comme dans l'unité intermédiaire, un âge Turonien inférieur à supérieur pro-parte aux Argiles sombres ligniteuses, le conglomérat quartzeux peut, dans le plus favorable des cas, débiter dans le Turonien terminal. C'est l'hypothèse émise par P. FREYTET [1970].

*
* *

Dans le chaînon de Fontfroide, le Turonien est avec certitude représenté par les Argiles sombres ligniteuses et plus hypothétiquement par une partie des conglomérats sus-jacents. Autour de la dépression d'Aussières, il est absent par non dépôt.

Les plis de Boutenac

Dans les plis de Boutenac, le Néocrétacé emplit les synclinaux de Laval, à l'Ouest, de Boutenac, à l'Est. Il repose en transgression sur un Lias karstifié à poches de Bauxites.

Malgré l'abondance des travaux qui se sont succédés pendant plus d'un siècle sur ce domaine, la première mention du Turonien est récente.

☐ Synclinal de Boutenac N

Dans le Nord du synclinal de Boutenac, la **formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide**, repose directement sur le Lias.

A. COMBES [1960, 1962] découvre sur le flanc ouest du pli, à la base du Néocrétacé, une petite faune de Rudistes que G. ASTRE détermine comme d'âge «Angoumien supérieur - Coniacien». Postérieurement, P. FREYTET [1970] retrouve, dans la même position et en différents endroits du flanc ouest de cette même structure [Pl. 78, fig. 23], une faune identique où, à la suite de J. SORNAY, il m'a été possible de reconnaître *Pv. giganteus* H.F., *Pv. inferus* var. *praegiganteus* TOUCAS (n° 1607 et 1606 coll. P. FREYTET).

Cette association macrofaunique relève de la biozone à *Pv. giganteus* considérée, dans la zonation proposée, comme corrélable à la zone à *S. neptuni* du Turonien terminal.

☐ Synclinal de Boutenac S

En 1980, 4 sondages, effectués à des fins d'Inventaire du territoire métropolitain par le B.R.G.M. sous la direction de P. LAVILLE (Pinède 1 : X 636, 250 ; Y 092, 880 - Pinède 2 : X 636, 325 ; Y 092, 710 - Pinède 3 : X 636, 155 ; Y 092, 880 - Pinède 4 : X 636, 340 ; Y 092, 555), ont traversé,

directement superposé au Lias ou à des argilites bauxitifères, un complexe argilo-gréseux de 20 m d'épaisseur identifiable à la formation des Argiles sombres.

Une première étude palynologique, obligeamment réalisée par C. BOULOUARD, montre que ce complexe couvre l'intervalle Turonien à Sénonien.

Le Turonien est reconnu dans le sondage P1 où la base de la formation argileuse a livré une association à *Complexiopollis* - *Turonopollis* qui, pour C. BOULOUARD, se situe à un niveau élevé du Turonien.

□ Synclinal de Laval

Le synclinal de Laval n'a fourni aucun élément nouveau permettant de préciser l'âge des termes les plus inférieurs du Néocrétacé.

*
* *

Dans les plis de Boutenac, la base du Crétacé, transgressive sur le Lias, peut être datée tant par les Rudistes que par les palynoflores du Turonien supérieur (biozone à *Pv. giganteus*).

Les terrains de cet âge sont connus sous deux faciès très différents : formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide, dans la partie nord-occidentale du synclinal de Boutenac ; formation des Argiles sombres ligniteuses dans la partie sub-occidentale de ce même synclinal. Il est possible que ce soit cette dernière formation, alors visible, qui ait été attribuée au Cénomanién par NOGUES [D'ARCHIAC, 1859].

La Pinède de Durban

Les argiles sombres qui précèdent la série terrigène grossière de la Pinède de Durban ont été depuis DONCIEUX attribuées au Cénomanién par comparaison avec la formation du chaînon de Fontfroide dont l'âge Cénomano-Turonien vient d'être démontré.

La découverte à Boutenac d'une formation de lithologie comparable mais d'âge Turono-sénonien pose, dès lors, le problème de l'attribution stratigraphique des argiles de la Pinède, car :

- comme dans l'unité du Bois du Vicomte, les argiles sont surmontées par un conglomérat «Turonien» [M. DURAND-DELGA, 1965 ; P. FREYTET, 1970] ;
- comme à Boutenac, les argiles ne sont pas associées aux Quartzites de Milliou qui les précèdent toujours dans le chaînon de Fontfroide.

*
* *

Bien qu'aucun élément de datation décisif ne puisse être évoqué pour fixer avec précision l'âge des Argiles sombres ligniteuses à la Pinède de Durban, il sera retenu l'hypothèse d'un âge Turonien-Sénonien en raison d'une similitude de faciès plus grande avec la succession de Boutenac qu'avec la série de Fontfroide.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

L'étage Turonien, caractérisé par des données palynologiques, est presque entièrement représenté dans la formation des Argiles sombres ligniteuses du chaînon de Fontfroide.

Dans les plis de Boutenac, seule existe la partie sommitale de l'étage définie par la palynoflore et par les Hippuritidés de la biozone à *Pv. giganteus*.

A titre d'hypothèse, un âge comparable est proposé pour la base des Argiles sombres ligniteuses, à la Pinède de Durban.

— LITHOSTRATIGRAPHIE

L'évolution régressive amorcée au Cénomanién supérieur se poursuit pendant le Turonien avec les dépôts lagunaires des Argiles sombres ligniteuses. Au Turonien supérieur, la formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide débute une nouvelle évolution transgressive.

II — LE COMPARTIMENT MOUTHOMET

Dans ce compartiment, le Turonien n'occupe qu'une faible partie des zones nord-pyrénéennes ; il n'est, en effet, connu que dans la zone Commingeoise sous faciès flysch. A l'inverse, le Turonien est très développé dans les zones sous-pyrénéennes où ses faciès variés et significatifs de milieux de sédimentation différents seront plus longuement décrits.

Zones nord-pyrénéennes

— Zone Commingeoise

• Groupe du Flysch à Fucoïdes

La série flysch, datée à sa partie inférieure du Cénomanién moyen-supérieur, renferme localement (région d'Espezel) à sa partie supérieure *Marginotruncana sigali* (REICHEL) [J.-P. WALLEZ, 1974]. Compte tenu de l'extension de cet organisme (Turonien inférieur à Sénonien inférieur) on peut admettre que la série flysch atteint un âge au moins Turonien.

*
* *

Dans la zone Commingeoise, le Flysch à Fucoïdes est, au moins en partie, d'âge Turonien s. l. Le bassin de sédimentation turbiditique connu au Cénomanién persiste donc pendant le Turonien.

Zones sous-pyrénéennes

Dans les zones sous-pyrénéennes, conformément au plan choisi, les observations seront effectuées de l'Est vers l'Ouest, au sein de chaque zone isopico-structurales.

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

— La Montagne de Tauch

Le Turonien marneux fait suite au Cénomanién calcaire dans la retombée sud-occidentale de la Montagne de Tauch. L'affleurement peut être suivi du SE vers le NO en direction du débouché du Rec de Cazals [M. DEBUYSER et R. SCHROEDER, 1972 ; M. BILOTTE, 1973].

• Formation des Marnes glauconieuses

Le Turonien repose sur le fond durci qui couronne le Cénomanién. Il montre des marnes beiges où abonde une microfaune planctonique à «grosses globigérines», *P. helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana marianosi* (DOUGLAS), *M. sigali*, du Turonien moyen. La partie sommitale de la formation est tectoniquement tronquée.

*
* *

Le Turonien du Tauch est incomplet à la base et les déformations structurales ont fait disparaître sa partie supérieure. Dès le Turonien moyen se développe une sédimentation pélagique de type bassin ouvert succédant aux dépôts cénomaniens de plate-forme.

— *La Lame de Camps-Peyrepertuse*

Dans la Lame de Camps Peyrepertuse, le Turonien est toujours extrêmement réduit et les affleurements sont discontinus pour des raisons tectoniques mais peut être aussi sédimentaires.

On retrouve cependant la formation des Marnes glauconieuses :

— *Au Nord du Sarra Pouchut, au Col du Quit,*

dans quelques mètres de marno-calcaires blancs, glauconieux, à très nombreuses sections de Pithonelles ;

— *Au méridien de Soulatgé,*

où J.-P. BOUILLIN (communication écrite personnelle) a retrouvé du Turonien, sous faciès de marnes à Foraminifères planctoniques, en continuité de sédimentation avec le Cénomaniens (et le Coniacien). Ce Turonien est redoublé dans de petites écaillés qui se situent au front de la lame de Camps-Peyrepertuse. Il se présente sous l'aspect de « marnes gris-bleu, légèrement micacées, dans lesquelles s'intercalent 4 bancs, épais d'environ cinquante centimètres, d'un calcaire jaune, noduleux, légèrement sableux et fortement chargé en grains de glauconie ». La microfaune s'y composerait de « *Praeglobotruncana prae-helvetica* TRUJ., *P. stephani*, *P. gibba* KLAUSS, *P. algeriana* CARON, *P. lehmani* PORTHAULT, *P. helvetica*, *Marginotruncana marginata* REUS, *M. schneegansi* (SIGAL), *M. sigali* ». Cette énumération semble prouver l'existence d'un Turonien complet.

— *Au méridien de Cubières,*

il a été signalé dans le chapitre précédent (p. 83, fig. 28) que l'extrême base du Turonien pouvait se situer à la partie supérieure des marnes blanches qui affrontent tectoniquement le flanc sud du synclinal de Soulatgé ;

— *Au méridien de Camps sur l'Agly,*

au SO de la Bergerie du Mas, le Turonien est représenté par 2 m de marno-calcaires blancs, glauconieux à *Pithonella ovalis* KAUF., *P. sphaerica* (KAUF.), *Praeglobotruncanidés* et *Globigérinidés*.

— *Au méridien de Labastide,*

vers l'amont du ruisseau des Escardaires, des marnes ont livré : *Whiteinella paradubia* (SIGAL), *P. helvetica*, *M. renzi* (GAND.), *M. imbricata* (MORNOD), *M. schneegansi* (SIGAL).

*

* *

Dans la lame de Camp-Peyrepertuse, les rares affleurements montrent que le Turonien est toujours matérialisé par la formation des Marnes glauconieuses, dépôts de mer ouverte à microfaunes planctoniques. La réduction des séries et le manque de continuité dans les affleurements sont certainement liés à des étirements tectoniques semblables à ceux mis en évidence au Sud de Soulatgé ; il n'est cependant pas exclu que des lacunes sédimentaires soient associées.

— *Le flanc inverse du Synclinal de Saint Louis*

Dans le flanc inverse de ce pli, seul l'Albo-cénomaniens en continuité de sédimentation avait été initialement décrit [M. BILOTTE, 1972 ; 1973]. Peu de temps après J. MAGNE et J.-P. ROUCAN [1972] confirmaient cette observation et annonçaient de surcroît l'existence du Turonien.

• Formation des marnes glauconieuses

Au méridien de la bergerie Brunet, succédant au Cénomaniens, affleurent des marnes qui renferment des associations caractéristiques des trois zones du Turonien : Turonien inférieur à *P. praehelvetica*, *P. helvetica* ; Turonien moyen-supérieur à *P. helvetica*, *M. sigali*, *M. schneegansi*, *M. renzi* ; la formation, épaisse d'environ 50 m, se compose de marnes brunes qui se suivent, tel un niveau repère, d'une extrémité à l'autre du flanc inverse, flanquées au S et au N des marnes blanches du Cénomaniens et du Coniacien.

*
* *

Le Turonien est complet dans le flanc inverse du synclinal de Saint Louis. Il est toujours matérialisé par la formation des Marnes glauconieuses. Cette unité lithologique est caractéristique des dépôts de la plate-forme externe et du bassin circalittoral méridional.

Conclusion

La zone des Écailles sous-pyrénéennes se compose d'éléments qui permettent la reconstitution, au Turonien, d'un bassin de sédimentation circalittoral dans la lame de Camps-Peyrepertuse et sur le flanc inverse du synclinal de Saint Louis, avec série sédimentaire marneuse plus ou moins complète au voisinage d'un haut-fond marginal.

— Zone Sous-pyrénéenne s. s.

Au Nord de la zone des Écailles, à sédimentation circalittorale, la zone Sous-pyrénéenne montre essentiellement des dépôts variés de plate-forme.

Entre Padern et Duilhac

Trois coupes, relevées de l'Est vers l'Ouest, illustrent une évolution allant des dépôts de plate-forme externe à des dépôts de plate-forme récifale :

— Barre de la Ferrière au Sud de Padern (fig. 39).

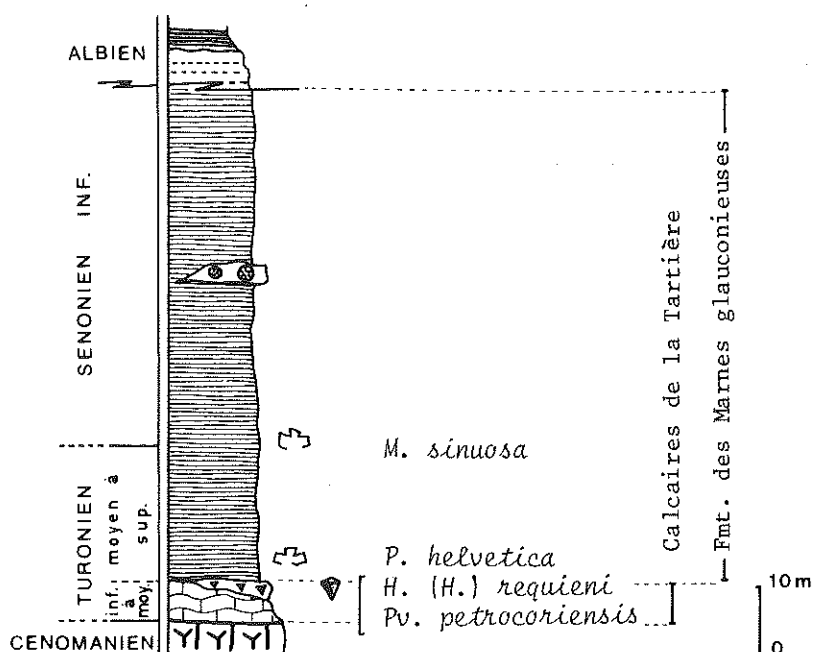


Fig. 39 : Le Turonien-Sénien inférieur de la barre de la Ferrière (légende dans le texte).

Au-dessus des calcaires à Coelentérés du Cénomanien supérieur, le Turonien se compose des termes suivants :

- **Formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal**

- Turonien inférieur à moyen

Calcaires de la Tartière

- calcaires gris d'aspect noduleux (4 à 5 m), à riche microflore à *Halimeda elliotti* dans un fond de micrite glauconieuse ; la partie supérieure est occupée par un banc à Coelentérés et *Hippurites (H.) requieni* MATH., et *Pseudovaccinites petrocoriensis* (DOUV.) ;

- **Formation des Marnes glauconieuses**

- marnes qui dès la base livrent *P. helvetica*, *Dicarinella imbricata*, *Haplophragmium* sp.

- Turonien supérieur

Il est à rechercher dans les 20 m sus-jacents, car l'échantillonnage effectué à ce niveau donne une association déjà coniacienne avec *M. sinuosa*.

— *A l'Ouest de Padern, sur le versant méridional des Escampillases,*

faisant suite au Cénomanien, le Turonien est représenté par (fig. 41) :

- Turonien inférieur à moyen

Calcaires de la Tartière

- calcaires gris d'aspect noduleux (5 à 6 m), c'est toujours une biomicrite à Chlorophycées, *Halimeda elliotti*, avec *Charentia* sp. et Lenticulines. Dans la partie supérieure, glauconieuse, de teinte ocre, s'observent *Hemiaster verneuilli* DESOR, des Cardiums, des Brachiopodes et des sections de Globotruncanidés. La surface supérieure, à valeur de fond durci, supporte directement les marnes du Coniacien.

Le Turonien est ici incomplet et réduit aux seuls Calcaires de la Tartière. Cette unité se suit dans les reliefs qui encadrent le ruisseau de la Tartière, au Sud de la vallée du Torgan. C'est en ces lieux que J. ROUSSEL [1895] découvrait pour la première fois «le ligérien à Céphalopodes» dans les Corbières. Des «calcaires jaunâtres à l'air» renfermaient : *Mammites rochebrunei* COQ., *Tissotia gallienni* d'ORB., *Pachydiscus austeni* SCHARPE, *P. linderi* de GROSS., *Inoceramus labiatus* BRONG.

Si ces dénominations sont trop anciennes pour que l'on puisse leur accorder un total crédit, une nouvelle étude du gisement par E. BASSE [1939] a recensé *Neoptychites cephalotus* COURT., *Pachydiscus* cf. *peramplus*, *Parapuzosia* cf. *gaudama* FORBES, *Fagesia thevestensis* PERON, *Vascoceras polymorphum* PERV., *Pseudotissotia (Leoniceras) pavillieri* PERV., *Puzosia* sp., *Pachydiscus* cf. *vaju* STOL., *Inoceramus labiatus*, *Trigonoarca thevestensis* COQ.

*

* *

L'unité des calcaires noduleux de la Tartière peut, raisonnablement, être datée dans sa localité-type de l'intervalle Turonien inférieur (?) - base du Turonien moyen (Zone Tu 2).

Dans la coupe précédente de la Barre de la Ferrière, distante de 400 m seulement, les Hippuritidés qui apparaissent au toit des calcaires noduleux se situent donc à la partie supérieure de la zone à *cephalotus-reveliereanum*.

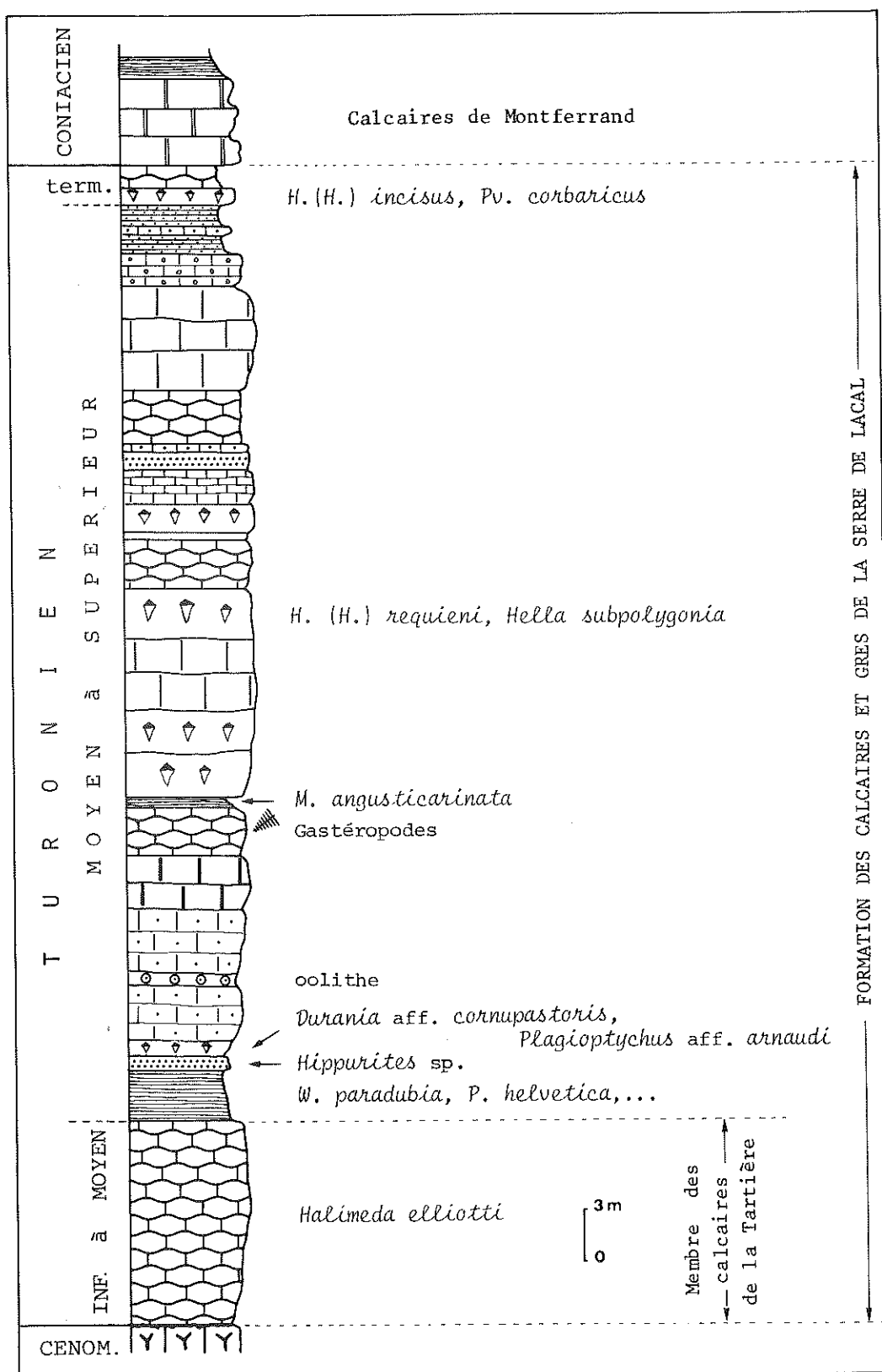


Fig. 40 : Le Turonien de la Cluse du Verdoubert (légende dans le texte)

— *Cluse du Verdoube entre Vente Farine et le Bois de l'Anayrac*

Cette cluse, d'accès difficile, permet de recouper sur toute sa hauteur un Turonien très épais où dominent les dépôts carbonatés d'environnement récifal répondant aux caractéristiques de la **formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal**.

Sur les calcaires à Caprinules du Cénomaniens supérieur, le Turonien débute par (fig. 40) :

- Turonien inférieur à moyen basal
 - calcaires noduleux (12 m) à *Halimeda elliotti*, Pithonelles, Lenticulines, *Charentia* ;
- Turonien moyen à supérieur
 - marnes (3 m) à *Hedbergella amabilis*, *W. paradubia*, *P. prae-helvetica*, *P. helvetica* ;
 - grès (1 m) à rares sections d'Hippurites ;
 - couche (1 m) à *Durania* aff. *cornupastoris*, *Plagioptychus* aff. *arnaudi* (DOUV.) ;
 - calcaires grés-graveleux (8 m) ; les restes d'organismes roulés sont nombreux, Coelentérés, Rudistes, Bryozoaires, radioles d'Oursins, Rhodophycées, Miliolles, le ciment est sparitique ; les débris minéraux, glauconie, quartz sont fréquents ; de la dolomie, apparemment primaire, comble des interstices. A mi-formation apparaît un niveau (1 m) d'oolithes très bien formées dont les nucléus sont, soit du quartz, soit des Miliolles, soit des fragments de Chlorophycées ;
 - calcaires à débris de tests de Rudistes (3 m) ;
 - calcaires noduleux (3 m) ; biomicrite à microfaune naine de Dictyopselles, Vidalines, Pithonelles et articles de Dasycladacées ; la partie supérieure est couverte de moules de Gastéropodes aux formes variées ;
 - marnes noires (0,50 m) à Dictyopselles et *Marginotruncana angusticarinata* (GAND.) ;
 - calcaires construits (5 m) à Radiolitidés ;
 - calcaires à débris de tests de Rudistes (4 m) ;
 - couche à Hippurites (3 m), avec *H. (H.) requieni* MATH. et *Hippuritella subpolygonia* (TOUCAS).

Ces différents faciès se répètent sur 25 m encore dans l'ordre indiqué sur la Fig. 40.

- Turonien terminal
 - le dernier niveau à Rudistes renferme la faune de transition avec *H. (H.) incisus* (DOUV.) et *Pv. corbaricus* (DOUV.) ; il précède les calcaires de Montferrand du Coniacien inférieur.

*
* *

Du SE vers le NO, le Turonien du secteur Duilhac-Roc de la Masse - Padern subit de notables variations d'épaisseur et de lithologie, en relation avec une nouvelle disposition des limites des aires de sédimentation. On reconnaît, de part et d'autre d'un haut fond soumis à érosion et non dépôt - Escampillases - un bassin, au SE, une plate-forme carbonatée et récifale, au NO (fig. 41).

Ce dispositif permet de comprendre la signification paléogéographique des séries condensées ou absentes de la zone des Écailles et du Tauch. Elles témoignent d'un haut-fond marginal à la limite entre bassin et plate-forme.

La plate-forme carbonatée, héritée du Cénomaniens, est, sur sa marge externe (La Ferrière, les Escampillases) d'abord colonisée par un herbier à Chlorophycées (Calcaires de la Tartièrre) puis soumise à la sédimentation des Marnes glauconieuses - séquence d'ouverture d'énergie décroissante - ; sur la plate-forme interne (cluse du Verdoube) se développe un cycle, avec la même tendance transgressive à la base (Calcaires à Algues-marnes à Foraminifères planctoniques) puis de tendance régressive à la partie supérieure, au sein de mésoséquences transgressives allant du terrigène littoral au récifal.

L'âge de la mise en place de ces différents environnements est assez précisément fixé : Turonien inférieur à base du Turonien moyen (Z. Tu 2) pour l'épisode des calcaires à Dasycladacées ; Turonien moyen à supérieur (Z. Tu 3 à Tu 6) pour les dépôts marneux du bassin et pour les dépôts carbonatés de la plate-forme. L'apparition des Hippuritidés se situe au sommet de la zone 2, base du Turonien moyen, mais leur prolifération ne se réalisera que plus tardivement, comme la suite de cet exposé va le préciser.

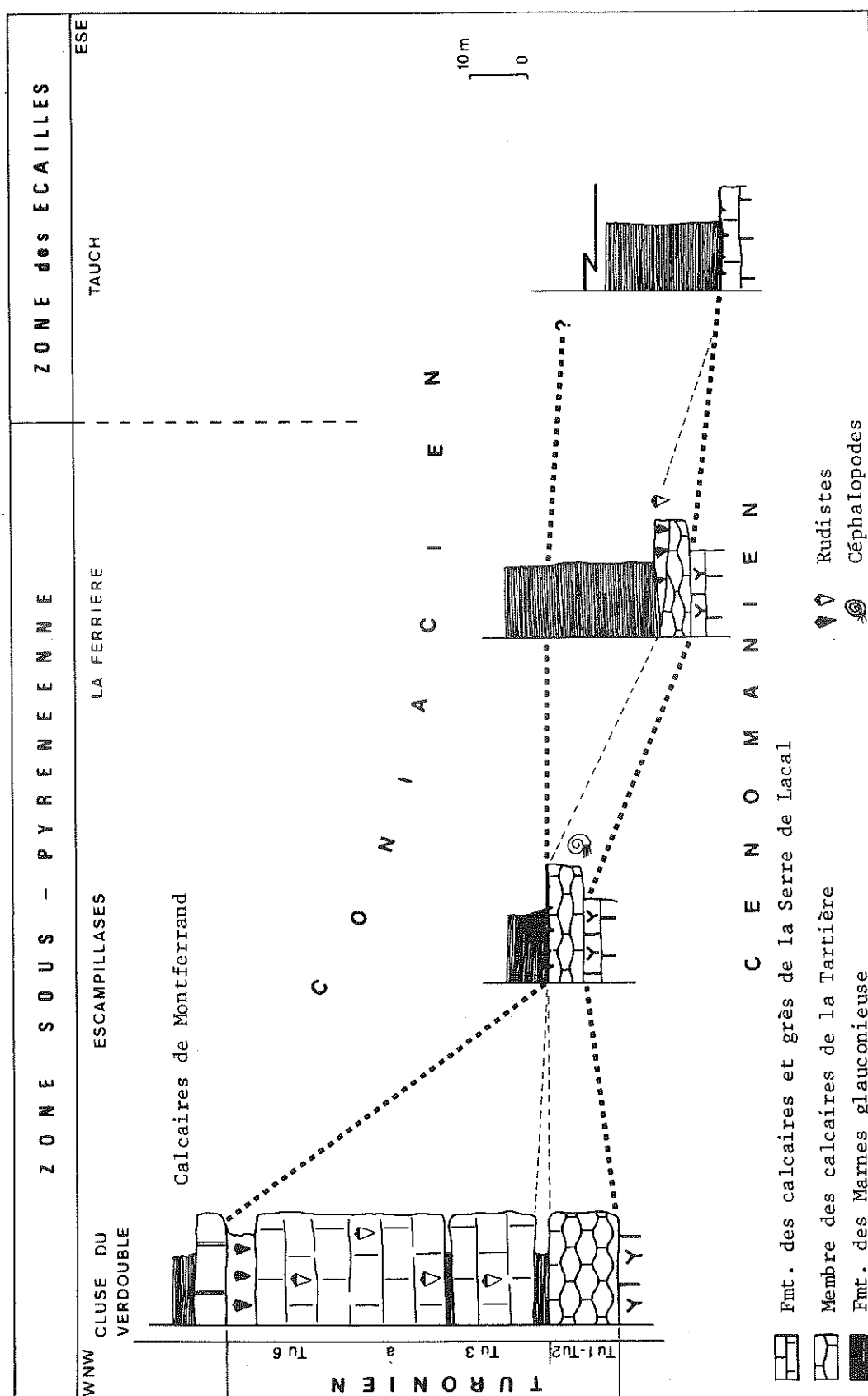


Fig. 41 : Variations stratigraphiques et lithologiques du Turonien entre Tuchan et Duilhac

De Duilhac au Col du Linas

Dans ce domaine, le Turonien est très réduit dans le flanc sud du synclinal de Soulatgé, alors qu'il est très dilaté dans son flanc nord.

— *Flanc sud du synclinal de Soulatgé, à Cubières*• **Formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal**

— Turonien terminal

Membre de la Viallasse

Sur les calcaires gréseux du Cénomaniens supérieur, nouvellement identifiés, s'appuient 4 m de calcaires roses à fréquentes sections de Rudistes : *Hippurites* (H.) aff. *incisa*, *Durania cornupastoris*. Le microfaciès est celui d'une biosparite à débris de Rudistes, de Coelentérés et de Rhodophycées dont *Parachaetetes asvapatii* RAMA RAO et PIA.

De cette formation P. SENESSE [1937] cite «*O. requieni* var. *resecta*, *V. cf. gosaviensis*, *V. cf. rousseli* et deux autres formes pouvant être comparées à *V. corbaricus* et *V. moulinsi*».

Cette faune est assez typique d'un Turonien élevé (faunes des Calcaires du Moulin de l'Agly) et peut, par quelques-uns de ses constituants, être assimilée à la faune de transition du Turonien terminal [M. BILOTTE, 1982]. Cette proposition semble confirmée par la présence de *M. sinuosa* dans les premiers niveaux marneux immédiatement sus-jacents à ces calcaires [J. MAGNE et J.-P. ROUCAN, 1971].

Dans le flanc sud du synclinal de Soulatgé, quelques mètres de calcaires à Hippuritidés attestent exclusivement de l'existence du Turonien terminal.

— *Flanc nord du synclinal de Soulatgé*

Sur le flanc nord du pli, le Turonien est complet. D'assez grandes variabilités de faciès sont enregistrées dans les dépôts qui précèdent la mise en place des constructions à Rudistes, responsables, elles, d'une homogénéisation de la sédimentation.

☐ Coupe des Baillesats : seule la partie inférieure sera décrite en raison de son contenu paléontologique.

• **Formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal**

— Turonien inférieur - base du moyen

Calcaires de la Tartière

Au-dessus des marnes et marno-calcaires du Cénomaniens terminal apparaissent des calcaires noduleux à Dasycladacées et Pithonelles, riches en Céphalopodes : *Pachydesmoceras linderi* DE GROSS., *Leoniceras luciae* PERVINO., *Leoniceras segne* SOLGER, *Lewesiceras* sp. cf. *peramplum* MANTELL et *Pseudospidoceras conciliatum* seulement à la partie supérieure ; *Paraphyllum amphiroeforme* est abondante dans une horizon glauconieux.

— Turonien moyen - supérieur

Cet intervalle est matérialisé, d'abord par un complexe terrigène et carbonaté épais de plusieurs dizaines de mètres, puis par les constructions à Rudistes.

☐ Coupe allant du Pujol, au Nord, au Moulin de l'Agly, au Sud :

Sur les calcaires à Caprinules du Cénomaniens, les différents ensembles du Turonien, affectés d'un faible pendage structural vers le Sud, affleurent sur de grandes surfaces. Ils relèvent en totalité

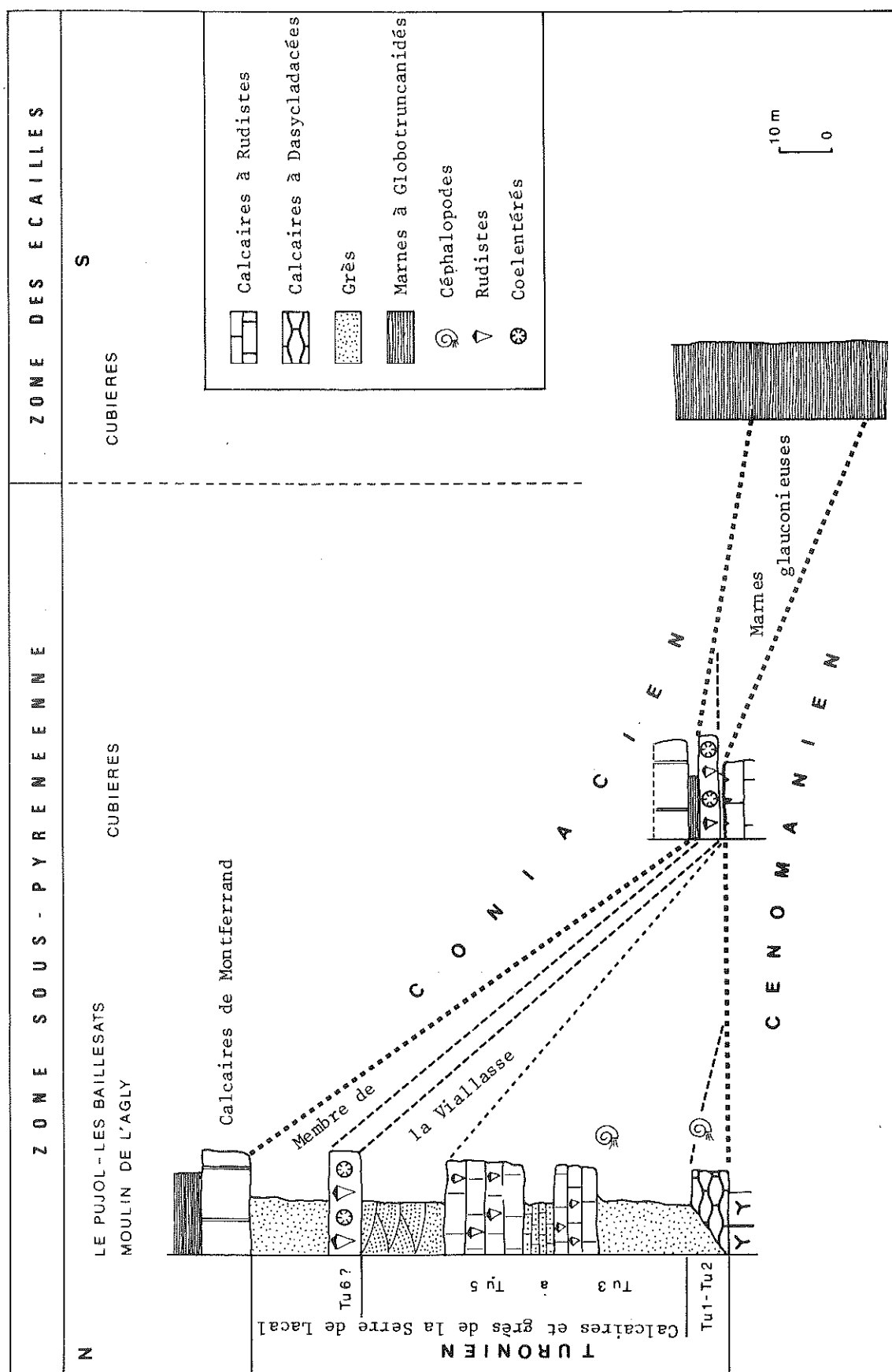


Fig. 42 : Variations stratigraphiques et lithologiques du Turonien entre Duilhac et le col du Linas

de la formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal. Du Nord vers le Sud apparaissent successivement :

- Turonien inférieur à moyen
 - calcaires silteux jaunes (1 m) à Pithonelles et globigérinacées ;
 - grès roux, azoïques (20 m), à débit en plaquettes.
- Turonien moyen à supérieur
 - calcaires jaunes, graveleux (1 m) à rares sections d'Hippuritidés indéterminables, le microfaciès est celui d'une biosparite à débris de Rudistes, Coelentérés et Dictyopselles ;
 - grès ferrugineux (5 m) sans fossile ;
 - calcaires jaunes, graveleux (1,50 m), identiques à ceux précédemment décrits ;
 - marnes blanches (1 m), à *Hemiasiter* aff. *desori*, *Cardium* sp. et *Romaniceras* aff. *kallei* (ZAZVORKA) (détermination F. AMEDRO) ;
 - grès roux (5 m), sans faune ;
 - calcaires construits (10 à 15 m) à *Hippurites* (*H.*) *requieni* et var., *Pv. inferus* (DOUV), *Pv.* aff. *praegiganteus*, *Pv.* aff. *petrocoriensis*, *Rhedensia mutans* SENESSE ;

— Turonien terminal

Membre de la Viallasse

- grès très ferrugineux (15 à 20 m) à stratifications obliques ;
- calcaires organogènes (5 à 6 m) en bancs pluri-décimétriques, riches en quartz à leur partie inférieure, franchement carbonatés à leur partie supérieure avec la faune récifale des Calcaires du Moulin de l'Agly. Aux Coelentérés dominants se mêlent *H. (H.) socialis* (DOUV.), *Pv.* aff. *beaussetensis* (TOUCAS), *Pv.* aff. *zurcheri* (DOUV.), *Pv. corbaricus*, *Pv. giganteus* ; les Radiolites aussi, avec *Praeradiolites subpallei* TOUCAS et de grandes formes de *Durania cornupastoris*. En ces mêmes lieux P. SENESSE [1937] mentionne *H. (H.) incisus* et *Pv. praegiganteus* et G. ASTRE [1954] *Sphaerulites patera* ARNAUD et *Medeella undae-saltus* ASTRE. Le microfaciès est celui d'une biosparite parfois graveleuse à Lituolidés fixés, Cunéolines, Dictyopselles, Miliolidés, *Nezzazatinella picardi*, *Montcharmontia apenninica*, *Peneroplis* sp. et nombreux thalles de *Parachaetetes asvapatii* ;
- grès ferrugineux (15 m), azoïques, précédant les Calcaires de Montferrand.

Le Turonien du flanc nord du synclinal de Soulatgé est intégralement sous faciès de plate-forme. La base de la série est de lithologie variable suivant les lieux : calcaires à Dasycladales et Ammonites du Turonien inférieur - base du moyen, ou grès azoïques. Les premiers biostromes à Rudistes, d'extension régionale, sont immédiatement postérieurs à des couches datées par *Romaniceras* aff. *kallei*, donc vraisemblablement de la partie supérieure du Turonien moyen.

Le dernier édifice à Coelentérés et *Pv. giganteus* contient la faune de transition du Turonien terminal.

*
* *

De Duilhac au Col du Linas, les variations du Turonien entre les flancs sud et nord du synclinal de Soulatgé sont très nettes. Au sud, n'existent que les couches sommitales, à Rudistes, du Turonien terminal. Au nord, les dépôts sont épais, carbonatés et terrigènes. Au Turonien inférieur et moyen basal correspondent soit des calcaires à Dasycladales et Céphalopodes, soit des grès. Au cours du Turonien moyen, puis pendant le Turonien supérieur et terminal, les Rudistes colonisent la plate-forme. Leur développement est périodiquement entravé par de puissants épandages terrigènes.

Une telle succession (fig. 42) évoque le dispositif, déjà mis en évidence plus à l'Est, d'une plate-forme à sédimentation terrigène et carbonatée récifale (flanc nord du synclinal) s'articulant avec un bassin à sédimentation marneuse pélagique (zone des Écailles), par l'intermédiaire d'un haut fond à série sédimentaire réduite (flanc sud du synclinal).

La plate-forme septentrionale montre une organisation des dépôts en séquences transgressives, chacune allant du littoral terigène à la plate-forme carbonatée interne puis récifale.

A l'Ouest du Col du Linas

Le Turonien succède au Cénomanien ou en déborde les limites dans les plis du Bézu, de la Fontaine Salée, de Rennes-les-Bains et du Cardou.

— Anticlinal du Bézu

Les dépôts du bassin, de la pente externe et de la plate-forme récifale y sont étroitement imbriqués.

□ Flanc Sud

Entre Montplaisir, à l'Ouest, et Parahou, à l'Est, trois membres peuvent être reconnus dans la formation des **Marnes glauconieuses** [M. BILOTTE et F. CALANDRA, 1981] (tab. 13).

— Turonien inférieur à moyen (p.p.)

- marno-calcaires inférieurs (30 m). Au-dessus du Cénomanien qui s'achève par un fond durci, cette unité débute par un mince niveau (0,20 m) à *Orbirhynchia cuvieri* [P. SENESSE, 1937 ; J.-P. GELARD, 1969]. Au dessus alternent des bancs décimétriques de marno-calcaires sombres, glauconieux et de marnes parfois sableuses.

La macrofaune s'y compose de *Mammites* sp., *Spathites* (J.) *revelieranum* (Atlas, Pl. 28, fig. 6) et *Discoïdes minimus*, ces derniers de plus en plus nombreux vers le haut de la série.

La microfaune, rare dans les horizons marno-calcaires (Pithonelles essentiellement), est un peu plus abondante dans les intervalles marneux : *Dicarinella imbricata* (MORNOD) et *D. hagni* (SCHEIBNEROVA) sont présentes dès la base ; *Praeglobotruncana praehelvetica* et *P. helvetica* apparaissent ensuite.

— Turonien moyen (p.p.) à supérieur (basal)

- calcaires de Montplaisir (20 m). C'est un ensemble relativement monotone de calcaires micritiques glauconieux en banc pluridécimétriques et joints marneux centimétriques. Dans sa masse, ce membre renferme encore de rares *Discoïdes minimus* et quelques *H. (H.) requieni*. La partie supérieure, qui s'étend en surface structurale aux abords de Montplaisir est fortement bioturbée ; elle a livré : *Conulus subrotundus* MANTELL, *Micraster* sp. *Romaniceras deverianum* (Atlas, Pl. 28, fig. 7 ; Pl. 29, fig. 2-3).

La microfaune des calcaires est pauvre : *P. helvetica*, *Pithonella sphaerica*, *P. ovalis* ; celle des joints marneux marquée surtout par la présence de *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *P. praehelvetica* et *Hedbergella flandrini* PORTHAULT.

— Turonien supérieur

- marnes supérieures (20 m). *P. helvetica* s'observe encore à la base de cet ensemble homogène. Le reste de la microfaune est pauvre et peu caractéristique. Le passage au Coniacien est fixé à l'apparition de *Marginotruncana sinuosa*, *M. paraconcavata* PORT.

Variations latérales

A l'Ouest du Col des Escudiés, les Calcaires de Montplaisir disparaissent au profit de marno-calcaires très glauconieux ; puis, cette dernière formation disparaît à son tour et la lacune du Turonien devient complète puisque, sur le Cénomanien du Bois de Lauzet, c'est le Sénonien inférieur qui vient reposer par l'intermédiaire d'une surface rubéfiée. Ces observations confirment celles de J.-P. GELARD [1965].

SANTONIEN sup à CAMPANIEN																	
Grès de Labastide																	
ETAGES	T U R O N I E N										CONIACIEN						
	inférieur		moyen		supérieur												
MARQUEURS MACROFAUNISTIQUES	Orbithynchia cuvieri S. revelerianum Discoides minimus Conulus subrotundus H. requieni Romaniceras deverianum																
	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73			
ECHANTILLONNAGE																	
	MARNO-CALCAIRES INFÉRIEURS										CALC. DE MONTPLAISIR		MARNES SUPÉRIEURES				
FORMATIONS																	
<i>Dicarinella imbricata</i> <i>Dicarinella hagni</i> <i>Gavelinella cf. monterelensis</i> <i>Hedbergella</i> spp. <i>Hedbergella simplex</i> <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Frondeicula inversa</i> <i>Whiteinella archeocretacea</i> <i>Hedbergella delrioensis</i> <i>Praeglobotruncana prae-helvetica</i> <i>Praeglobotruncana helvetica</i> <i>Whiteinella aprica</i> <i>Marginotruncana renzi</i> <i>Marssonella oxycona</i> <i>Marginotruncana pseudolimeiana</i> <i>Marginotruncana angusticarinata</i> <i>Heterohelix globulosa</i> <i>Marginotruncana coronata</i> <i>Hedbergella flandrini</i> <i>Gavelinella ammonoides</i> <i>Globorotalites micheliani</i> <i>Arenobulimina preslii</i> <i>Dicarinella canaliculata</i> <i>Marginotruncana sigali</i> <i>Marginotruncana undulata</i> <i>Marginotruncana paraconavata</i> <i>Marginotruncana sinuosa</i> <i>Stensioina praeerupta</i>																	

Tab. 13 : Répartition des Foraminifères dans le Turonien du flanc nord du synclinal de St Louis (Formation des Marnes glauconieuses).

A l'Est du Col des Escudiés, la cluse de la Blanque, sous le Roc de la Beillé, découvre un Turonien incomplet, réduit aux deux termes inférieurs de la coupe de référence de Montplaisir :

- Turonien inférieur à moyen (p.p.)
 - marno-calcaires inférieurs, de teinte très sombre, glauconieux, à *H. paradubia*, *P. prae-helvetica*, *P. helvetica*, *P. stephani*, *M. renzi* ;
- Turonien moyen à supérieur
 - calcaires (10 m) qui dessinent la terminaison périantyclinale orientale et faillée du pli. Ce membre des Calcaires de Montplaisir est localement riches en rudistes : *Pseudovaccinites inferus*, *Pv. inferus* var. *praegiganteus*, *Pv. rousseti* (DOUV.). Le microfaciès est celui d'une biosparite graveleuse ; les éléments sont des débris d'Algues vertes, de coquilles de Lamellibranches, de Foraminifères (Miliolles, Globigerinacées, Pithonelles).

Des grès grossiers et azoïques, peu épais (1 m), recouvrent l'ensemble calcaire et précèdent les marnes du Sénonien inférieur.

*
* *

Sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu, le Turonien s'organise en une mégaséquence transgressive ; les trois membres relevés dans la coupe la plus complète de Montplaisir sont caractéristiques respectivement, d'environnements prodeltaïque, de plate-forme externe, de bassin circalittoral.

□ Flanc nord

Redressés à la verticale, dans l'entaille du ruisseau de Cass-Rats, se suivent, du Sud vers le Nord :

- Turonien inférieur à moyen (p.p.)
 - marno-calcaires (30 m) de teinte sombre, glauconieux et pyriteux à Pithonelles ;
- Turonien moyen à supérieur
 - calcaires gréso-graveleux (15 m) à Dictyopselles et Algues Rhodophycées encroûtantes. Ces calcaires se dressent en falaise abrupte entre la Falconnière, à l'Est, et Cayrol, à l'Ouest. Les groupements de Rudistes y sont fréquents, avec *H. (H.) requienii*, *Pv. petroco-riensis*.

Aux abords du Bézu, ces mêmes calcaires, renversés, s'appuient directement sur les marnes du Sénonien inférieur.

Dans le flanc nord de l'anticlinal du Bézu, la succession lithologique est identique à celle relevée à la terminaison périantyclinale du pli, dans les gorges de la Blanque.

*
* *

Sur l'anticlinal du Bézu, le Turonien présente des caractéristiques de plate-forme récifale vers le N.E. et de plate-forme externe vers le S.O. L'unité du Bézu a, au Turonien, la signification paléogéographique de zone de transition entre le bassin méridional (du flanc inverse du synclinal de Saint-Louis) et la plate-forme septentrionale, qui va faire l'objet des descriptions suivantes.

— Anticlinal de la Fontaine Salée

A partir du parallèle de l'anticlinal de la Fontaine Salée et en allant vers le nord, les dépôts du Turonien sont exclusivement de plate-forme : terrigènes deltaïques et carbonates marins s'y mêlent, s'y remplacent et/ou s'y succèdent dans des enchaînements qui rendent compte d'une dualité entre influences terrigènes et thalassogènes.

□ Flanc sud

On y trouve la totalité des gîtes à Rudistes du Turonien qui furent exploités par H. DOUVILLE [1890-1894], Ar. TOUCAS [1903], P. SENESSE [1937] et G. ASTRE [1954].

L'encaissant des formations à Rudistes a été, dans son ensemble peu étudié.

○ Facilité par l'ouverture récente d'une piste forestière, le relevé d'une succession type peut être effectué dans la Serre de Lacal. Sur le Cénomanien terminal apparaissent successivement, de bas en haut (fig. 43a) les niveaux suivants :

• **Formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal**

— Turonien inférieur à moyen (p.p.)

- grès ferrugineux (20 m, a), très altérés, azoïques, admettant dans leur tiers supérieur de minces bancs de calcaires gréseux à Miliolites, Dictyopselles, Rhodophycées, Gastéropodes ;

— Turonien moyen à supérieur

- oosparite (1 m, b) ;
- calcaires (1 m, c) à Coelentérés et rares *Plagioptychus* aff. *arnaudi* ;
- oosparite (2 m, d) à débris de Rudistes ;
- calcaires (3 m, e) à *Durania cornupastoris*, *Plagioptychus* aff. *arnaudi*, *H. (H.) requieni*, Coelentérés et Rhodophycées ;
- calcaires bioturbés (5 m, f) à débris de Lamellibranches, Gastéropodes, Rudistes, Coelentérés, Miliolites et Dasycladacées ;
- grès, silts et argiles gypseuses (8 m, g), azoïques ;
- grès et calcaires graveleux (3 m, h) à Miliolites et Dasycladacées ;
- calcaires micritiques (2 m, i) à Miliolites, Dasycladacées, Pithonelles, Gastéropodes ;
- calcaires micritiques (2 m, j), bioturbés à même faune et flore ;
- première couche à Rudistes (5 m, k) avec *Vaccinities grossouvrei* DOUV., *Pseudovaccinities praegosaviensis* n. sp., *Pv. inferus* var. *praegiganteus* ;
- calcaires bioclastiques (3 m, l) à débris de Rudistes ;
- marno-calcaires (5 m, m) à débit en plaquettes ;
- deuxième couche à Rudistes (5 m, n).

Les assises supérieures, très gréseuses dans leur ensemble, ne sont plus déchiffrables sur les pentes structurales envahies par une dense végétation de bruyères.

○ Entre Bugarach et la Viallasse, l'entaille du ruisseau de la Blanque permet de poursuivre les observations.

Au-dessus des derniers calcaires massifs à Rudistes, qui affleurent en boutonnière dans le lit de la Blanque, le membre de la Viallasse (localité-type) se compose de (fig. 43 b) :

— Turonien supérieur et terminal

- grès azoïques (15 m, o) ;
- complexe grés-carbonaté (25 m, p) ; l'abondance du quartz détritique, anguleux, souvent carié, décroît vers la partie supérieure de la formation, au fur et à mesure que s'élève la teneur en carbonates. On note, dans les premiers mètres un niveau, peu épais (0,80 m), de poudingues à éléments du Paléozoïque, dans la partie moyenne des bancs de grès fins à stratifications obliques. La biophase, très corrodée, se compose de Miliolites, Vidalines,

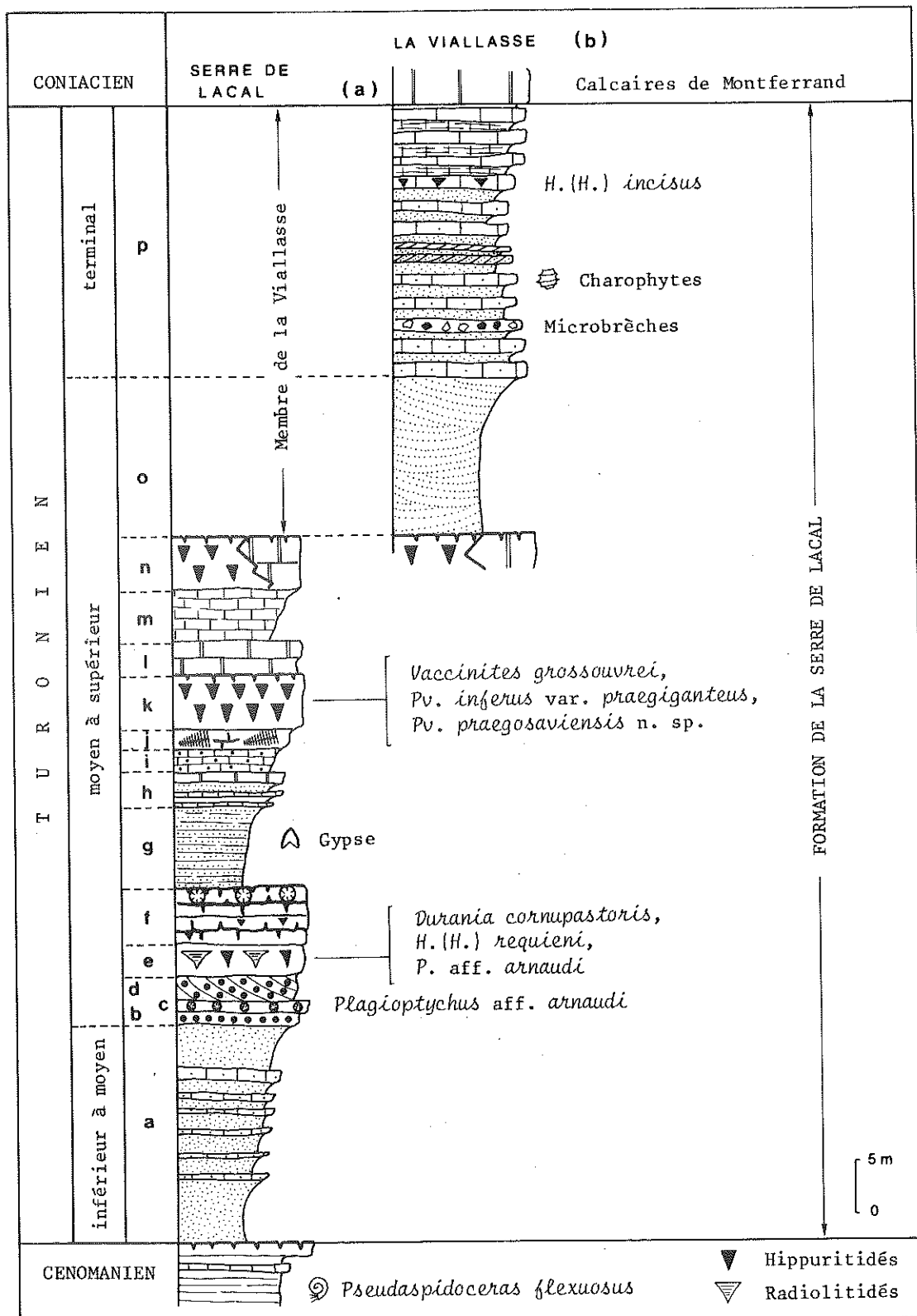


Fig. 43 : Successions lithostratigraphiques du Turonien du flanc sud de l'anticlinal de la Fontaine Salée (légende dans le texte)

Dictyopselles, Textulariidés, oogones de Charophytes, fragments de tests de Rudistes. La coloration par les oxydes ferriques est maximale au toit de la formation qui livre *H. (H.) incisus*.

Au-dessus débutent les Calcaires de Montferrand (Coniacien inférieur).

Par rapport à la succession relevée plus à l'Est (coupe Le Pujol-Les Baillesats - Moulin de l'Agly), la série turonienne du flanc sud de la Fontaine Salée diffère par la disparition des calcaires du Moulin de l'Agly dans un complexe grés-carbonaté qui renferme encore, quand les conditions s'y prêtent, quelques représentants de la faune de transition.

□ Flanc Nord

Cluse de la Sals (fig. 44). Faisant suite au Cénomaniens, le Turonien se compose, du Sud vers le Nord, des termes détaillés ci-après :

• Formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal

— Turonien inférieur à moyen (p.p.)

- calcaires noduleux (4 m, a) gris ; biomicrosparite à Dasycladacées, *Charentia* (faciès Calcaires de la Tartière) ;
- grès ferrugineux (7 m, b) incluant à leur sommet une lentille (2 m, c) de calcaires graveleux jaunes à débris organiques resédimentés (test de Radiolitidés), thalles de Rhodopycées et de Dasycladacées, Miliolles, Pithonelles) et rares sections d'*H. (H.) requieni*.

— Turonien moyen à supérieur

- grès à ciment calcaire (6 m, d), graveleux à oolithique, à débris de Gastéropodes, Lamelli-branches, Coelentérés, Bryozoaires, Ostracodes, Miliolles et Vidalines ;
- calcaires noduleux (15 m, e), gris, micritiques à microsparitique, riches en Dasycladacées, Miliolles, Vidalines, Dictyopselles, *Pithonella ovalis*, *P. sphaerica*, *Cardium*, *Hemiaster* et rares sections d'Hippurites (faciès Calcaires de la Tartière).
- couche à Rudistes (1 m, f) avec *H. (H.) requieni* et var., *Pv. petrocoriensis*, *Pv. beaussetensis* (TOUCAS), *Pv. aff. rousseli*, *Praeradiolites aff. praerequieni* TOUCAS, *P. ponsianus* d'ARCH., *Durania cornupastoris*, Spongiaires, Brachiopodes ;
- calcaires noduleux (1 m, g) à *Romaniceras* sp.
- calcaires graveleux (1 m, h) ;
- calcaires à Radiolitidés (20 m), *Durania cornupastoris*, *Praeradiolites* sp., séparés en deux bancs (i, k) par un intervalle gréseux métrique (j) ;

— Turonien supérieur - terminal

Membre de la Viallasse

- calcaires gréseux et grès subordonnés (9 m, l) à débris de test de Radiolitidés,
- grès ferrugineux (15 m, m) d'abord à stratifications planes, puis obliques, avec chenaux dès la partie moyenne de l'ensemble.

Au-dessus débutent directement les Calcaires de Montferrand.

*
* *

Sur l'anticlinal de la Fontaine Salée, le développement des constructions à Rudistes se produit pendant le Turonien moyen-supérieur (intervalle-zone à *Romaniceras*) au sein de dépôts organisés en trois séquences transgressives et positives allant du terrigène littoral au carbonaté récifal. Au Turonien terminal, l'évolution est, à l'inverse, globalement régressive et s'accompagne de la disparition des calcaires à faunes du Moulin de l'Agly.

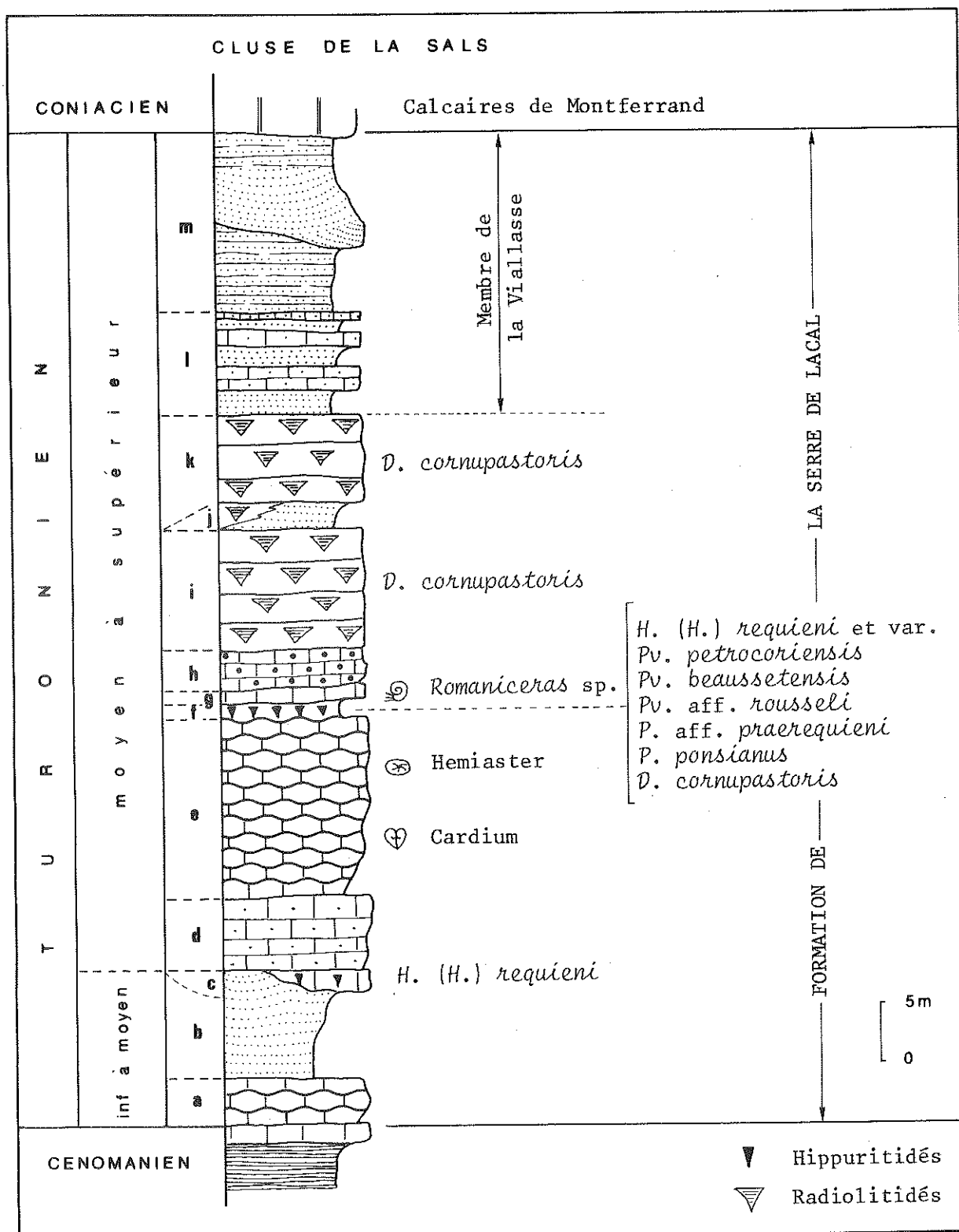


Fig. 44 : Succession lithostratigraphique du Turonien du flanc nord de l'anticlinal de la Fontaine Salée : formation de la Serre de Lacal (légende dans le texte)

— *Synclinal de Rennes-les-Bains* (fig. 45)

Sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains, le Turonien surmonte transgressivement le Cénomaniens et/ou le Paléozoïque. La série lithologique synthétisée à partir de deux coupes rend compte des principales caractéristiques de la formation des **Grès de la Sals** (Localité type).

□ Rive gauche de la Sals, lieu-dit le Pontet (fig. 45a)

— Turonien inférieur à moyen (p.p.) ?

- grès ferrugineux et calcaires gréseux (4 m, a) ;
- calcaires noduleux (2 m, b), gris, à Dasycladacées et *Cardium* (faciès Calcaires de la Tartière) ;

— Turonien moyen à supérieur

- complexe terrigène (21 m, c) où alternent bancs grésocalcareux roux et marnes micacées et ligniteuses ; au sommet du tiers inférieur une mince assise calcaire contient quelques rares sections d'*H. (H.) requienii* ;
- calcaires noduleux (10 m, d) légèrement glauconieux ; s'ils paraissent homogènes à l'observation de terrain, des différences se font jour à l'analyse microscopique : ciment micritique avec abondantes Dasycladacées et Pithonelles ; ciment sparitique et éléments graveleux de Miliolites, Vidalines, Dictyopselles, articles de Dasycladacées.

Le toit de ces calcaires noduleux, où l'on retrouve encore toutes les caractéristiques lithologiques des Calcaires de la Tartière, forme une surface structurale à l'Est de Montferrand. Il a livré : *Hemiaster* sp. *Puzosia* sp. et *Coilopoceras requienianum* (Zone 5, Turonien supérieur).

En raison des difficultés d'observation le haut de la série est analysée sur la rive droite de la Sals.

□ Rive droite de la Sals, sous la Borde de Rini (fig. 45 b)

Sur les calcaires noduleux qui occupent le lit de la Sals, viennent :

- grès calcareux (10 m, e) roux en bancs décimétriques alternant avec des marnes silteuses bleues en lits centimétriques ; la partie sommitale (1 m) devient plus calcaire avec de rares sections de Rudistes et de Polypiers ;
- marnes noires gypsifères et ligniteuses encadrant un banc de calcaire graveleux à Miliolites et Dictyopselles (2 m, f) ;

— Turonien supérieur - terminal

Membre de la Viallasse

- grès ferrugineux (15 m, g) sans faune ;
- brèche (4 m, h) à éléments paléozoïques (lydiennes, schistes carbonifères et quartz) de taille variable, pouvant atteindre au maximum 5 à 6 cm de diamètre.

Au-dessus viennent les Calcaires de Montferrand.

*
* *

Sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains, le Turonien supérieur est seul parfaitement daté par la découverte de *Coilopoceras requienianum* dans le faciès Calcaires de la Tartière. On peut, dès-à-présent, retenir que cette unité lithostratigraphique est plus récente ici que dans sa localité-type.

La disparition des calcaires construits à Rudistes s'accompagne de leur remplacement, au moins partiel, par des carbonates à microflores de milieu marin restreint. L'importance des terrigènes, fins (grès, silts) ou exceptionnellement, grossiers (brèches paléozoïques), indique des sources variées le plus souvent lointaines mais aussi locales et alimentées à partir du substratum paléozoïque émergé. Le gypse des sédiments argileux les plus fins doit pouvoir être relié à des environnements lagunaires.

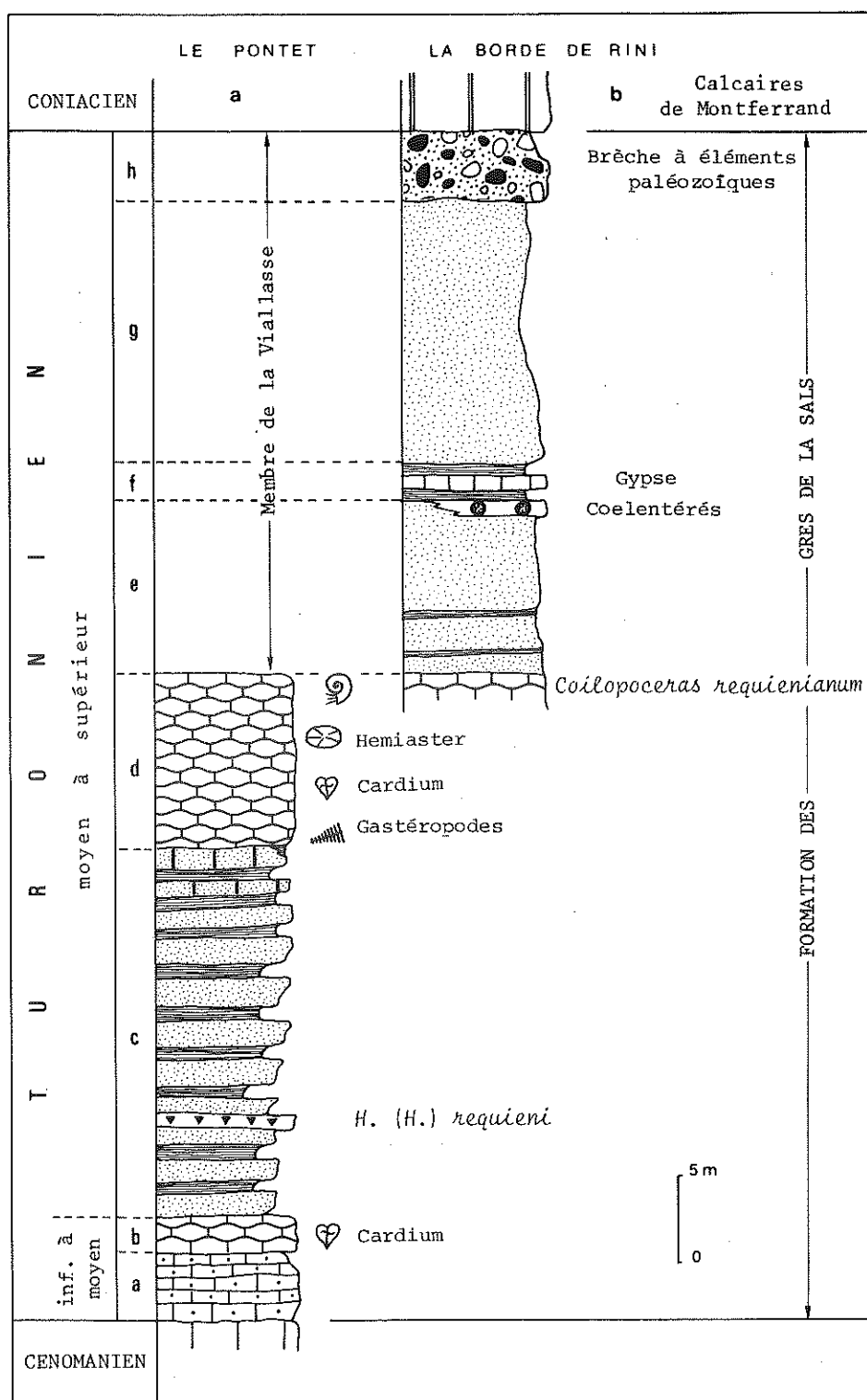


Fig. 45 : Successions lithostratigraphiques du Turonien dans le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains : formation des Grès de la Sals (légende dans le texte)

En règle générale, la formation des Grès de la Sals, montre, dans ses termes terrigènes, des successions de séquences de comblement - silts, grès - qui témoignent d'environnements deltaïques. La brèche à éléments paléozoïques confère au membre de la Viallasse un caractère très proximal.

— Anticlinal du Cardou

Une formation épaisse d'environ 10 m, de calcaires gravelo-gréso-glaucouneux, puis de grès de granulométrie variable (grossiers à fins) rubéfiés et azoïques, peut être rapportée au Turonien s. 1.

Cette attribution ne repose que sur des arguments de position, la formation se situant entre les calcaires à *Caprinules* du Cénomanién supérieur et des calcaires gravelo-gréseux que la microfaune désigne plutôt comme un équivalent du Calcaire de Montferrand.

*
* *

A l'Ouest du Col du Linas, le Turonien, du Sud vers le Nord, admet des modifications de lithologie qui témoignent d'un passage progressif du bassin méridional à la plate-forme septentrionale, ouverte, récifale, puis de plus en plus terrigène et confinée (fig. 46). Ici, encore, la bordure externe de la plate-forme présente d'importantes lacunes de sédimentation pouvant aller jusqu'à un hiatus total du Turonien. L'ouverture vers le bassin se réalise en direction du Sud Ouest.

Du point de vue stratigraphique, les difficultés de datation apparaissent sur la plate-forme en l'absence d'une microfaune benthique caractéristique et en raison de la rareté des marqueurs macrofauniques (Céphalopodes) autres que les Rudistes. Malgré tout, il se confirme, ici encore, que le développement régional des constructions à Hippuritidés se situe dans l'intervalle-zone à *Romaniceras* (Turonien moyen p.p. maxima à supérieur). La stricte localisation sur le flanc sud de la Fontaine Salée, de la faune de transition est liée à un effet de barrière.

Conclusion

La zone sous-pyrénéenne est dans sa quasi totalité recouverte de dépôts de plate-forme dans lesquels s'exprime une polarité S-N allant des aires les plus externes aux aires les plus internes.

Ponctuellement, il est possible d'y reconnaître un Turonien complet. La série stratigraphique-type s'établit de la façon suivante :

- Turonien inférieur à moyen - p.p. minima - (Z. 1 et 2) : calcaires à Dasycladacées ou grès ;
- Turonien moyen - p.p. maxima - à supérieur (Z. 3 à 5) : calcaires construits à Hippuritidés ;
- Turonien terminal (Z. 6 ?) : niveau à faune de transition.

L'évolution des dépôts s'y organise globalement en un cycle sédimentaire d'abord transgressif du Turonien inférieur au Turonien supérieur, puis régressif au cours du Turonien terminal.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

Les datations du Turonien sont toujours délicates à réaliser. Si les microfaunes pélagiques permettent de fixer avec une relative précision les subdivisions principales de l'étage et de juger de l'importance des lacunes dans les domaines les plus externes, il n'en est pas de même sur les plate-formes où, en l'absence totale de microfaune benthique caractéristique, les renseignements apportés par les macrofaunes autres que les Rudistes sont rares et dispersés. Ils permettent malgré tout de constater, à l'échelle régionale, que les Hippuritidés n'apparaissent pas avant le sommet de la zone à *Neoptychites cephalotus* et que la réalisation des édifices construits se situe dans l'intervalle-zone à *Romaniceras*.

Le problème le plus délicat à résoudre reste celui de l'âge précis de la faune de transition. P. SENESSE (1956), qui en avait réalisé un inventaire exhaustif (tab. 14), lui assignait un âge Coniacien inférieur. Or, les Céphalopodes de cet âge ne sont connus qu'au sommet de la formation calcaire sus-jacente (Calcaires de Montferrand). Il a donc paru plus logique, en raison de cet argument biostratigraphique, mais aussi pour des raisons sédimentologiques (régression de fin de cycle) d'inclure les fossiles de ce niveau, dont on pourrait voir un équivalent du «Provencien» de COQUAND, dans le Turonien.

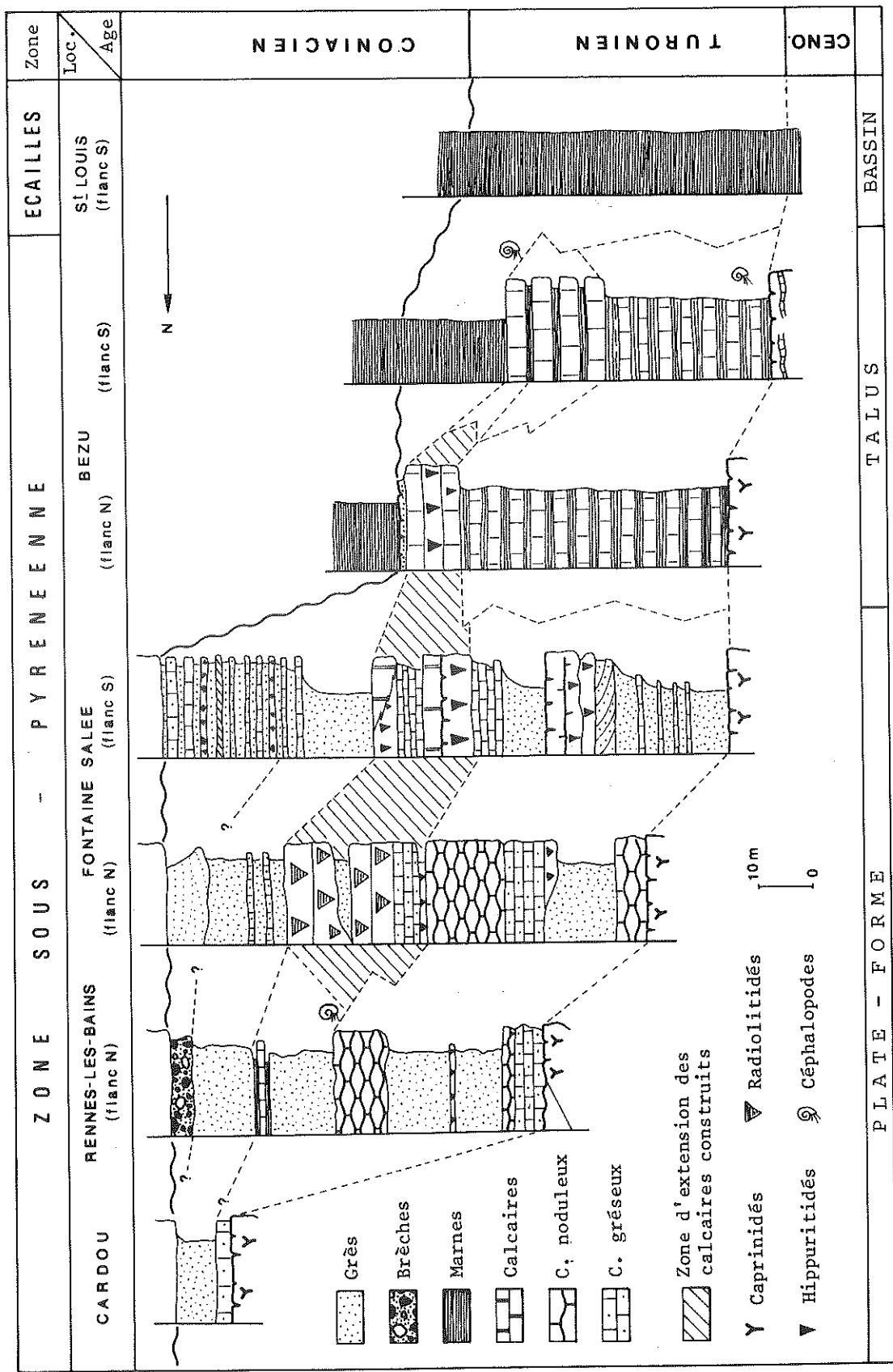


Fig. 46 : Enchaînements des dépôts dans le Turonien des Zones Sous-pyrénéennes, à l'Ouest du col du Linas

I. NIVEAU INFÉRIEUR

a. *Faciès lithologique*

- 1) Grès, sables reposant sur les calcaires angoumois ;
- 2) Calcaires gris gréseux durs ;
- 3) Calcaires homogènes avec lits de marnes subordonnées et parfois pisolithes de fer (14) n° 78. C'est le niveau fossilifère ; les deux premiers sont azoïques.

b. *Faunes*

POISSONS :	<i>Lamna semiplicata</i> Agassiz	(8) (14)
CRUSTACÉS :	<i>Palaeastacus plauesis</i> Geinitz	(11) (14)
LAMELLIBRANCHES :		
	<i>Liostrea cf. tetragona</i> Bayle	id.
	<i>Liostrea cf. thevestensis</i> Coquand	id.
	<i>Cardium (Tachycard.) productum</i> Sow	id.
	<i>Lithodomus obtusus</i> d'Orb.	id.
	<i>Lithodomus rugosus</i> d'Orb.	id.
	<i>Alectryonia Deshayesi</i> Fischer de Waldh	id.
GASTÉROPODES :		
	<i>Nerita (Otostoma) cf. munda</i> Sharpe	id.
	<i>Rostrocithium plicatum</i> d'Orb.	id.
BRACHIOPODES :		
	<i>Terebratula</i> sp.	
	<i>Rhynchonella vespertilio</i> var. <i>baugasi</i> d'Orb.	(11) (14)
	<i>Rhynchonella difformis</i> d'Orb.	(11) (14)
HIPPURITIDÉS :		
	<i>Hippurites incisus</i> Douvillé	(1) (3) (9) (14)
	<i>Hippurites socialis</i> Douvillé	(1) (3) (9) (14)
	<i>Hippurites compressus</i> Sènesse	(9) (14)
	<i>Hippurites tuxanensis</i> Sènesse	(9) (14)
	<i>Hippurites praetoucasii</i> Toucas	(3) (9) (14)
	<i>Pseudovaccinites marticensis</i> Douv.	(1) (3) (9) (14)
	<i>Pseudovaccinites occitanicus</i> Sènesse	(9) (14)
	<i>Pseudovaccinites moulinsi</i> Douv.	(1) (3) (9) (14)
	<i>Pseudovaccinites corbaricus</i> Douv.	(1) (3) (9) (14)
	<i>Pseudovaccinites corbaricus</i> var. <i>spissa</i> Sènesse	(9) (14)
	<i>Pseudovaccinites praegiganteus</i> Toucas	(3) (9) (14)
	<i>Pseudovaccinites giganteus</i> Douv.	(1) (3) (9) (14)
	<i>Pseudovaccinites Zurcheri</i> Douv.	(1) (3) (9) (14)
ECHINIDES :		
	<i>Orthopsis miliaris</i> d'Archiac	(7) (9) (14)
	<i>Salenia Bourgeoisii</i> Cott.	id.
	<i>Circopeltis meridanensis</i> Cott.	id.
	<i>Circopeltis Senessei</i> Lambert	id.
	<i>Goniopygus royanus</i> d'Arch.	id.
	<i>Pseudopyrina ovulum</i> Lmk.	id.
	<i>Nucleopygus minimus</i> d'Orb.	id.
	<i>Nucleopygus minor</i> Agassiz	id.
	<i>Phyllobrissus Boriesi</i> Lambert	id.
	<i>Cidaris rennensis</i> Lambert	id.
	<i>Codiopsis Senessei</i> Lambert	id.
COELENTERÉS :		
	Polypiers composés très nombreux en particulier sur les gisements n° 74, 75, 75 a, 77, 78, 79 de notre carte (14)	

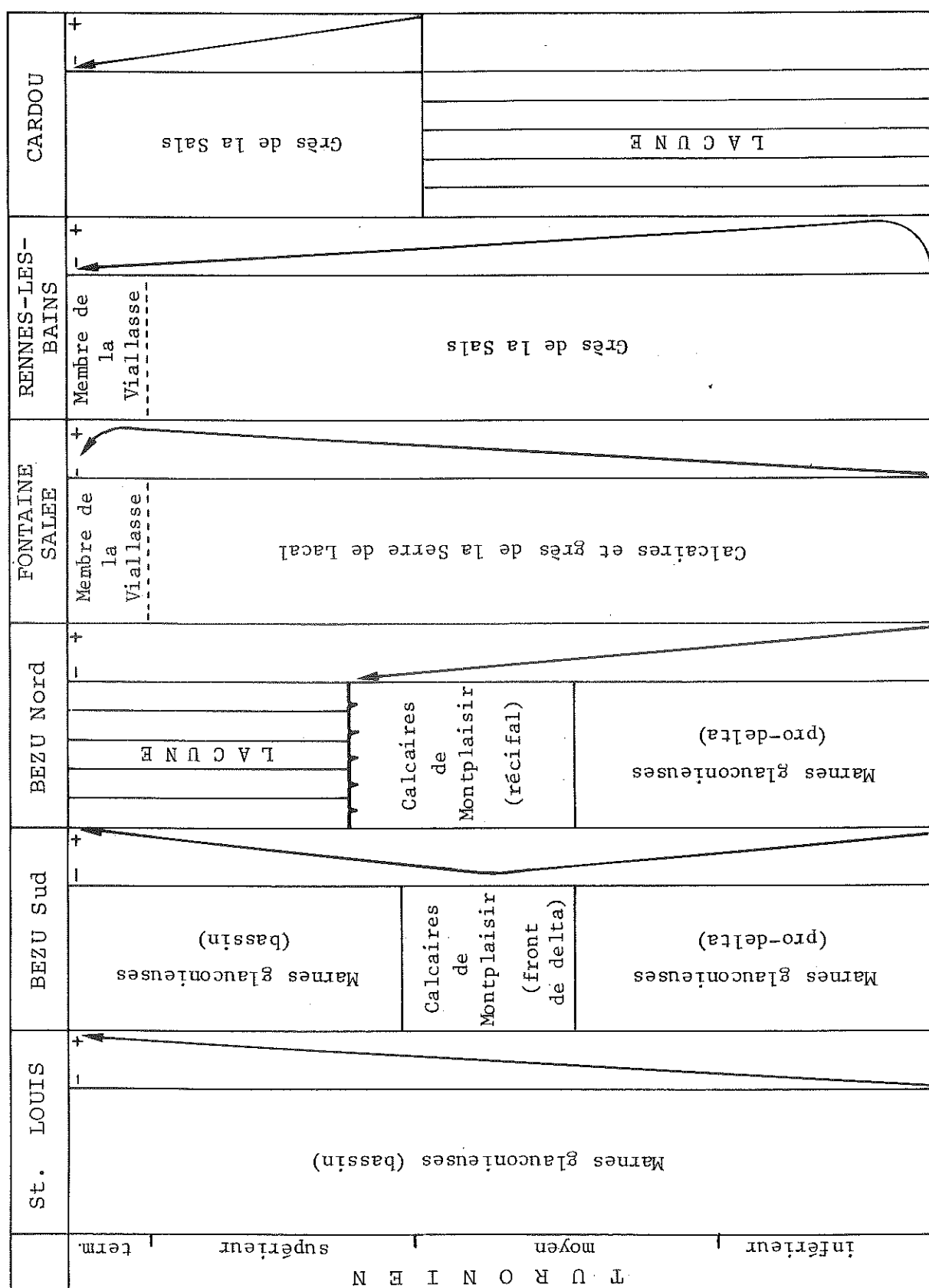
Remarquer l'absence d'Ammonites et de Nautilus.

Tab. 14 : La «faune de transition» d'après l'inventaire de P. SENESSE (1956)

— LITHOSTRATIGRAPHIE

Différents domaines de sédimentation ont été distingués sur le compartiment Mouthoumet :

— un bassin circalittoral dans la Zone des Écailles ; l'homogénéité des dépôts - Marnes glauconieuses - indique une stabilité du milieu de sédimentation,

Tab. 16 : Évolutions sédimentaires dans le Turonien de la bordure méridionale et du Massif de Mouthoumet (\pm marin)

III — LE COMPARTIMENT PLANTAUREL - PETITES PYRÉNÉES

De la dislocation Fontestorbes - Puivert - Alet à la vallée de la Garonne, le Turonien affleure de façon discontinue dans les différents bassins et écaillés tectoniques des zones nord et sous-pyrénéennes.

Zones nord-pyrénéennes

— Zone Ultra-commingeoise

La présence du Turonien est signalée dans le bassin d'Oust-Massat et ses appendices du Bois du Candail et d'Ercé, dans le bassin d'Arbas.

— Le bassin d'Oust-Massat (fig. 47)

Identifié par J. FRANÇOIS [1841], puis étudié successivement par C. de LACVIVIER [1884], J. ROUSSEL [1893], L. CAREZ [1905] et M. CASTERAS [1933], le Flysch à Fucoïdes d'Oust-Massat a été récemment révisé par P. SOUQUET [1969, 1971] et M. LANAU [1971] qui en ont précisé la stratigraphie et la lithologie.

La coupe de référence de la vallée du Salat, du tunnel de Soueix aux maisons de la Tire, s'établit comme suit : [M. LANAU, 1971 ; détermination des microfaunes planctoniques B. PORTHAULT]

- conglomérat granitique (a, 30 à 50 m), azoïque,
- complexe calcaréo-gréseux inférieur (b, 100 à 200 m), avec alternance de bancs microbréchiques, gréseux, marneux et calcaires. Les premiers bancs de calcaires cryptocristallins, directement superposés au conglomérat granitique renferment *P. helvetica*, *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, *Pithonella ovalis*, *P. sphaerica*. Dans les intervalles marneux inférieurs, *M. sigali*, *P. gr. gibba*, *Dicarinella* cf. *difformis* (GAND.), voisinent avec des Foraminifères benthiques arénacés ; dans les lits microbréchiques des microfaunes benthiques du Céno-manien sont resédimentées.

*
* *

Dans le bassin d'Oust-Massat, les seuls indices micropaléontologiques recueillis appartiennent à la biozone à *helvetica* (partie supérieure du Turonien inférieur à base du Turonien supérieur). Si l'existence du Turonien supérieur n'est pas démontrée, elle ne saurait être rejetée en raison de la rareté des éléments de datation dans la partie haute du complexe calcaréo-gréseux supérieur. Le conglomérat granitique de la base de la série n'est pas daté et son attribution au Turonien n'est pas fondée.

A l'exclusion de ce conglomérat, le Turonien d'Oust-Massat correspond aux premiers dépôts du Flysch à Fucoïdes [P. SOUQUET et M. LANAU, 1972].

— Le bassin d'Arbas

E.-J. DEBROAS [1976, 1979] nous apprend que le Turonien du bassin d'Arbas forme, dans le Flysch à Fucoïdes, une entité lithologique, l'unité de la Pinte (200 m), composée par «l'alternance irrégulière de marnes silteuses et de calcaires dans lesquels s'interstratifient, en moindre proportion, des conglomérats et des grès». La microfaune citée est rare : *P. turbinata*, *P. stephani*, *P. helvetica*, *M. sigali*, *M. coronata*, *Pithonella ovalis* et *P. sphaerica*.

*
* *

Les mêmes difficultés de datation se rencontrent à Arbas comme à Oust-Massat en raison de la nature même de la formation flysch.

Dans la zone Ultra-commingeoise, les dépôts du Turonien, sous le faciès dominant du Flysch à Fucoïdes ne sont pas propices pour une analyse biostratigraphique détaillée.

— Zone Commingeoise

— Le bassin de Saurat (fig. 47)

Les calcaires cénomaniens des Irretches s'achèvent sous une surface de dissolution microkarstique. Le Turonien fossilise cette surface, (Atlas, Pl. 9). Au rocher de Cayral se superposent, de bas en haut :

• Formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle

- micrites (1 m) en petits bancs, riches en Globigerinacées dont *P. helvetica*
- marno-calcaires, puis marnes (5 m) à *M. pseudolinneiana* et *M. renzi* [M. LANAU, 1971].

Latéralement, vers l'Ouest, aux granges de Carlong, ne subsistent que des calcaires micritiques à *P. stephani*, *P. helvetica*, *M. renzi*, *Pithonella ovalis*, *P. sphaerica* [P. SOUQUET, 1969 ; M. LANAU, 1971]. Aux granges de Ferrère ces calcaires roux, à Globigérinacées et nombreuses Pithonelles, *P. ovalis*, *P. sphaerica*, *P. conoidea* (BONET), peuvent devenir bioclastiques avec abondance de débris de Polypiers et d'Echinodermes.

*
* *

La difficulté de reconnaître en section mince des microfaunes spécifiquement déterminables ne permet pas de préciser si la série turonienne de Saurat est complète ou non, sauf au Roc de Cayral où une lacune d'une partie du Turonien inférieur (antérieure à la biozone à *Helvetica*) est certaine.

Toujours sous faciès de calcaires, de marno-calcaires ou de marnes à microfaunes planctoniques - Formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle - le Turonien de Saurat répond aux caractéristiques d'une évolution transgressive sur une plate-forme ouverte.

— Zone Ariégeoise

L'identification ponctuelle du Turonien est nouvelle car fondée sur la découverte de microfaunes pélagiques dans des sédiments marneux.

— L'Écaille de Sezennac

La série cénomaniennne est suivie de marnes blanches (3 m), à *Marginotruncana sigali* et *M. angusticarinata*, dont le faciès rappelle celui des Marnes et calcaires de Pechiquelle.

*
* *

En l'absence d'éléments de datation plus précis, on se contentera de tenir pour certaine l'existence du Turonien dans l'écaille de Sezennac.

Les milieux de dépôt indiquent la persistance de la plate-forme ouverte aux influences pélagiques, héritée du Céno manien supérieur.

— Le Lambeau du Bastié

Si le Céno manien n'a pas été reconnu, le Turonien est mis en évidence, dans des marnes (10 m) qui prennent localement une coloration brune, par *Hedbergella aubertae* FONDECAGE, *P. stephani*, *P. helvetica*, *M. coronata*, *M. sigali*, *M. renzi*.

*
* *

La faible extension des affleurements et leur situation tectonique ne permettent pas, actuellement, d'être plus précis sur la stratigraphie du Turonien du Bastié. Cet étage est représenté par des niveaux que l'on peut encore rattacher aux Marnes et calcaires de Pechiquelle.

Conclusion

Dans la zone Ariégeoise, les dépôts du Turonien sont dominés par les influences pélagiques de plate-forme ouverte ou de bassin circalittoral.

— Zone Sub-ariégeoise

— Cluse de Pereille

Dans la cluse de Pereille, la formation turonienne des Marnes et calcaires de Pechiquelle fait suite au Cénomaniens. Épaisse d'environ 100 m, elle comprend, du Nord vers le Sud, les ensembles suivants [R. CISZAK, 1973] :

- grès en plaquettes et marnes (3-4 m) azoïques ;
- marnes et marno-calcaires (60 m) en lits centimétriques à décimétriques alternants. A la base la microfaune se compose de *P. stephani*, *P. gibba* KLAUSS, *P. lehmani* PORTHAULT, *P. oraviensis* SCHEIBNEROVA, *H. paradubia*, *H. praehelvetica*, *Orostella turonica* BUTT., alors que dans la partie supérieure se rencontrent *P. helvetica*, *P. biconvexa* (SALAJ et SAMUEL), *D. imbricata* (MORNOD) et *D. algeriana* (CARON) ;
- marnes et calcaires gréseux ou bioclastiques (40 m), en lits décimétriques alternants. Les intervalles bioclastiques remanient des fragments de macrofaune benthique (Radiolitidés, Cœlentérés, Algues, Bryozoaires) alors que les intervalles marneux renferment toujours une microfaune pélagique - *M. schneegansi* (SIGAL), *M. sigali*, *M. renzi*, *D. indica* (JACOB et SASTRY) - la partie sommitale, sous la discordance du Bégudo-rognacien, atteint le Coniacien définie par *M. sinuosa*.

*
* *

Dans la cluse de Pereille, le Turonien sub-ariégeois est apparemment complet. Aux dépôts de bassin du Turonien inférieur et moyen, font suite, au Turonien supérieur, des marnes circalittorales et des calcaires bioclastiques qui tirent leurs éléments du démantèlement des calcaires organogènes d'une plate-forme carbonatée. Cette organisation traduit une évolution régressive.

Conclusion

Dans les zones nord-pyrénéennes, le Turonien est représenté par des faciès variés :

- flyschs de la Zone Ultra-commingeoise ;
- carbonates et marnes de la Zone Commingeoise ;
- marnes et microbrèches des zones Ariégeoise et Sub-ariégeoise.

Ces différents faciès occupent respectivement, du Sud vers le Nord, un sillon pour le Flysch à Fucoïdes, un haut-fond à sédimentation carbonatée, un bassin circalittoral. On retrouve là, mais très atténuées, les lignes directrices de la sédimentation cénomaniens.

Zones sous-pyrénéennes

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

Alors qu'à l'Est de Foix le Turonien marneux se suit d'Est en Ouest, dans la lame de Celles-Montferrier, à l'Ouest du Mas d'Azil l'étage n'est connu que par de petites écailles de calcaires réci-faux.

— Lame de Celles-Montferrier

Le Turonien y est daté, par des microfaunes planctoniques, au sein de l'épaisse et monotone formation des **Marnes et calcaires de Pechiquelle** qui s'élève aussi dans le Sénonien inférieur. En

l'absence de coupe continue de référence, des observations ponctuelles vont tenter de reconstituer la succession turonienne.

□ Au Nord de Serrelongue, appuyée contre les brèches chaotiques et renversée au Nord (pendage 70° S), la base de la formation turonienne se compose de :

- marnes bleues (30 m), intercallées de microbrèches ; très indurées, elles n'ont pas livrées de microfaune ;
- marnes et marno-calcaires homogènes, gris, qui, dès la base renferment *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), *Hedbergella delrioensis* (CASEY), *M. coronata*, *M. indica*, *M. difformis* (GAND.), *D. imbricata*. Sans être franchement caractéristique, cette association pourrait dater le Turonien moyen.

La suite de la série marneuse n'a pas fait l'objet de relevé de détail.

□ Entre Armentière et Nalzen, du Sud vers le Nord et dans de très mauvaises conditions d'affleurements, on reconnaît :

- des microbrèches où se mêlent des éléments albiens (Floridées) et cénomaniens (*Praevalveolina* gr. *cretacea*) liés par un ciment micritique dans lequel sont visibles de nombreuses sections de Globotruncanidés (Atlas, Pl. 9, fig. 9).
- des marnes et marno-calcaires gris.

□ Entre le Sourt et Celles. Bien que les conditions d'affleurements sur cette transversale soient de loin les meilleures, les complications tectoniques qui l'affectent rendent illusoire tout essai d'analyse stratigraphique. Tout au plus, peut-on mentionner la persistance des microbrèches à la partie inférieure des marnes et marno-calcaires et la présence, dans ces derniers, de *P. helvetica*.

*
* *

Deux types de dépôts relèvent du Turonien, dans la lame de Celles-Montferrier : à la base des microbrèches pour le Turonien inférieur (?) à moyen, au dessus des marnes et marno-calcaires pour le Turonien moyen à supérieur.

Cette évolution traduit l'installation d'une sédimentation marine de bassin sur une aire accidentée dont la morphologie sera progressivement atténuée et dont l'influence disparaîtra.

— Écaille de Contrazy

Elle est l'homologue, à l'Ouest du chevauchement de Camarade, de l'écaille de Gausseran-Raynaude. Le Turonien y est signalé ponctuellement [M. HUMBERT, 1974] à l'Est de Montardit, dans les étroites lames de calcaires bioclastiques ou construits à Radiolitidés et Hippuritidés qui caractérisent la formation des Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt.

La faune relevée se compose de *H. (H.) requieni* et *Pv. zurcheri* (DOUV.). Si la première espèce a une extension large (Turonien moyen à supérieur) *Pv. zurcheri* de la faune de transition, indique le Turonien terminal.

*
* *

Dans l'écaille de Contrazy, les Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt peuvent raisonnablement être datés du Turonien supérieur et terminal. Isolés de leur contexte sédimentaire ils sont les indices d'une sédimentation carbonatée de plate-forme dont rien ne prouve qu'elle soit ici, à sa place.

Conclusion

Dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes, le Turonien est représenté par deux formations très différentes : les Marnes et calcaires de Pechiquelle de la Lame de Celles-Montferrier, les Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt dans l'Écaille de Contrazy. Compte-tenu du contexte tectonique et sédimentaire local, il n'est pas exclu que cette dernière unité soit resédimentée en bloc dans le flysch de la Jeanne.

— Zone Sous-pyrénéenne

Pas plus que le Cénomanien, le Turonien n'affleure dans la zone Sous-pyrénéenne, mais il est recoupé en sondage.

— *Bande de Saint-Cirac*. Sondage Benaix 1 (fig. 35 A)

☐ unité inférieure

Sur près de 60 m (côte 3950 à 3890) ont été traversés des calcaires bioclastiques à fragments de Radiolitidés et d'Hippuritidés ; au dessus viennent 20 m de grès azoïques (côte 3890 à 3870) qui précèdent des silts et micrites glauconieux à Pithonelles et Globotruncanidés.

☐ unité supérieure

Elle est constituée par près de 70 m de calcaires graveleux à mêmes débris de Rudistes et de Dasycladacées, couronnés par un niveau rouge (fond durci ?) qui supporte à son tour des silts et micrites glauconieux.

*
* *

Dans le sondage Bx 1, la série carbonatée, dont les caractères lithologiques sont ceux des Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt, peut, en raison des fragments d'Hippuritidés qu'elle renferme, être rapportée à l'intervalle Turonien moyen à supérieur ; les silts et micrites sus-jacents, en l'absence d'élément de datation précis, peuvent aussi bien appartenir au Turonien que relever déjà du Sénonien.

Entre les deux unités, les affinités sont évidentes et l'on peut simplement mettre en évidence, dans l'unité inférieure, un caractère à la fois plus construit et plus terrigène en relation avec une position plus interne sur la plate-forme.

— *Anticlinal de Dreuilhe*. Sondage Dreuilhe 5 (fig. 35 B)

Dans le sondage Dr. 5, l'unité supérieure fournit, seule, des indices de la présence du Turonien repéré de bas en haut dans les faciès suivants :

- micrite à *Charentia* et Dasycladacées (côte 1811,70 - 1809) ;
- calcaires bioclastiques et oosparites à débris de Rudistes, Bryozoaires, Rhodophycées (côte 1805 - 1785,20) ;
- grès micacés très rubéfiés (côte 1784,20 - 1767,80) s'achevant sous une croûte ferrugineuse rouge (côte 1766).

*
* *

Sous l'anticlinal de Dreuilhe, le Turonien revêt, par l'aspect de ses faciès carbonatés et terrigènes, les caractéristiques d'un milieu infralittoral interne - micrites à Dasycladacées, calcaires organo-détritiques, grès -. On peut penser qu'il s'agit là des équivalents latéraux internes des Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt.

Conclusion

Dans les zones sous-pyrénéennes, le Turonien est schématiquement matérialisé par deux formations situées sur des aires paléogéographiques distinctes :

- terrigènes fins de plate-forme externe ou de bassin circalittoral - Marnes et calcaires de Pechiquelle - dans la zone des Écailles ;
- carbonates récifaux puis carbonates et grès de plate-forme interne - Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt - dans la zone Sous-pyrénéenne.

Cette polarité des dépôts (du bassin au Sud vers la plate-forme au Nord) est nette à l'Est de la vallée de l'Ariège.

Il n'en est pas de même à l'Ouest où sont seulement connus, isolés de tout leur contexte sédimentaire dans l'Écaille de Contrazy, les Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt. Si cette formation n'est pas ici resédimentée (?) on peut admettre alors l'infléchissement vers le Sud des aires de plate-forme qui atteignent ainsi la zone des Écailles.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

Le Turonien est un étage difficile à cerner avec précision sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées.

Dans les séries pélagiques, la reconnaissance du caractère complet ou incomplet de l'étage est liée à la seule identification de la biozone à *P. helvetica*. Ainsi, une lacune d'une partie, au moins, du Turonien inférieur a-t-elle été mise en évidence à Saurat.

Dans les séries de plate-forme, en l'absence totale d'Ammonites, les datations reposent entièrement sur les Rudistes. Leurs débris dans les séries de la zone sous-pyrénéenne et leur découverte ponctuelle dans la zone des Écailles ont permis de formuler des attributions au Turonien moyen-supérieur (z. à *H. requieni*) et au Turonien terminal (z. à *Pv. giganteus*).

— LITHOSTRATIGRAPHIE

Trois formations se partagent, au Turonien, les différentes aires de sédimentation du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées.

- Le Flysch à Fucoïdes caractérise la zone Ultra-commingeoise.
- les Marnes et calcaires de Pechiquelle s'étendent, avec des variations locales, de la zone Commingeoise à la zone des Écailles sous-pyrénéennes. Sur la zone Commingeoise le caractère plus carbonaté de cette formation indique la persistance du Haut-Fond de l'Arize. En règle générale, les Marnes et calcaires de Pechiquelle sont caractéristiques de dépôts de plate-forme ouverte ou de bassin circalittoral.
- les Calcaires à Rudistes du Bois de la Forêt couvrent la zone Sous-pyrénéenne. Ils indiquent des environnements récifaux sur plate-forme interne.

TRONÇON CATALAN

Sur le tronçon catalan, le Turonien, assimilé à la formation Reguard, n'apparaît que dans les unités allochtones.

I — LES NAPPES DU HAUT-AMPURDAN

Lobe de Montgri

Dans la série de Santa Catalina [B. PEYBERNES et M. BILOTTE, 1971], le Turonien (30 m), forme une barre massive de calcaires micritiques à *Pithonella ovalis*, *P. sphaerica* et rares Globotruncanidés.

Lobe de Figueras

Les mêmes faciès se retrouvent ponctuellement au Castillo San Fernando.

*
* *

Dans les nappes du Haut-Ampurdan, le Turonien s. 1. revêt l'aspect du «calcaire à Pithonelles» caractéristique de la formation Reguard sur la plate-forme sud-pyrénéenne.

II — LA NAPPE DE LA PEDRAFORCA

La lacune du Turonien est presque totale dans la nappe de la Pedraforca, puisque, à la Sierra de Navidal-Guitses et dans l'anticlinal de Gisclareny, le Cénomanien est directement recouvert par le Santonien supérieur transgressif.

On peut uniquement admettre la présence du Turonien, dans le Massif de la Pedraforca, avec les quelques mètres de micrite à spicules et rares Pithonelles qui coiffent le Cénomanien de Prat de Reo.

Cette attribution n'a aucun fondement stratigraphique. Elle peut malgré tout être retenue si l'on tient compte qu'à l'échelle de la plate-forme sud-pyrénéenne un changement important intervient dans la nature des dépôts après le Cénomanien.

*
* *

Dans le massif de la Pedraforca, les micrites à spicules rendent compte de ce changement de sédimentation après le dépôt des calcaires à Préalvéolines. Elles seront rapportées au Turonien s. 1.

CONCLUSIONS

Dans les séries allochtones du Tronçon Catalan, les faciès micritiques à Pithonelles et microfaune pélagique (formation Reguard) seront rapportés au Turonien s. 1. par comparaison aux dépôts de même faciès datés de cet âge, sur la plate-forme sud-pyrénéenne [P. SOUQUET, 1967].

Alors que cette datation par analogie de faciès est probable dans les nappes de l'Ampurdan, elle est hypothétique dans la nappe de la Pedraforca.

CONCLUSION

SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

A la fin de cette étude sur le Turonien, il apparaît clairement, que les éléments de datation, exceptés les Foraminifères planctoniques, sont pratiquement inexistants sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées. Aussi, la synthèse stratigraphique ne pourra-t-elle que rappeler des conclusions énoncées sur le compartiment Mouthoumet, à savoir :

- l'absence de Foraminifères benthiques à valeur stratigraphique reconnue ;
- l'existence de toutes les espèces classiques de Foraminifères planctoniques, avec des répartitions sensiblement identiques, sauf, peut être, *P. helvetica* qui atteindrait la base du Turonien supérieur ;
- la présence ponctuelle d'Ammonites, avec la reconnaissance de nombreuses espèces de la région-type ;
- l'importance des Rudistes et plus particulièrement des Hippuritidés dont l'apparition se situe au sommet de la zone à *N. cephalotus* - *S. reveliereanum* ; leur prolifération, tant spécifique que numérique, dans l'intervalle-zone à *Romaniceras* ; le caractère particulier et les problèmes que pose la datation de la faune de transition.

La répartition de tous ces indicateurs chronostratigraphiques, à l'exclusion des micro-organismes planctoniques, est rappelée sur le tableau 17.

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Les dispositifs tecto-sédimentaires hérités du Cénomaniens influencent encore la sédimentation turonienne mais leur rôle est très atténué comme en témoigne la disparition totale des sédimentations tectorogéniques grossières du style brèche chaotique.

Entre les compartiments Mouthoumet et Plantaurel - Petites Pyrénées, les différences sont infiniment moins marquées qu'au Cénomaniens, ce qui se traduit par une uniformisation des zones isopico-structurales.

Sur le **Compartiment Alaric**, la sédimentation margino-littorale, héritée du Cénomaniens supérieur, persiste dans de vastes étendues de vasières paraliques.

Sur le **Compartiment Mouthoumet** (fig. 48), la compréhension des relations entre la sédimentation des zones nord et sous-pyrénéennes souffre toujours du vaste hiatus existant entre le Flysch à Fucoïdes de la zone Commingeoise et les séries de bassin et de plate-forme des zones sous-pyrénéennes.

La plate-forme stable est le siège d'une sédimentation carbonatée de type récifal fréquemment contrariée par les arrivées terrigènes d'un littoral proche. Le passage plate-forme - bassin s'effectue par l'intermédiaire d'un haut-fond marginal fossilisé par de nombreux biseaux et lacunes (par érosion ou non dépôt) sédimentaires. Le bassin reçoit une sédimentation argileuse circalittorale.

Sur le **Compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées** (fig. 49), les dispositifs morpho-tectoniques hérités de l'Albo-cénomaniens se retrouvent atténués. Du Sud vers le Nord se sont successivement :

- le gradin du Flysch à Fucoïdes, dans la zone Ultra-commingeoise ;
- une plate-forme carbonatée installée sur le haut-fond de l'Arize (Zone Commingeoise) s'ouvrant sur un bassin circalittoral étendu aux zones Ariégeoises et des Écailles sous-pyrénéennes ;

<i>Durania</i> sp.		- - - - -			
<i>Durania cornipastoris</i>		-			
<i>Praeradiolites ponsianus</i>		-			
<i>F. pailleteanus</i>		-			
<i>F. praecoquandi</i>		-			
<i>F. urnalis</i>		-			
<i>F. sareux</i>		-			
<i>F. senessei</i>		-			
<i>Radiolites sawagesei</i>		-			
<i>R. praeallopvinctialis</i>		-			
<i>R. subpalletei</i>		-			
<i>Sphaerulites paterna</i>		-			
<i>Medeella undesaltus</i>		-			
<i>Inoceramus labiatius</i>		- - - - -			
<i>Ostrea thevestensis</i>		-			
<i>Nerinea</i> sp.		-			
<i>Codium</i> sp.		-			
<i>Orbyrhinchia cuvieri</i>		-			
<i>Terebratula obesa</i>		- - - - -			
<i>Discoides minimus</i>		-			
<i>Hemiasper verneuili</i>		-			
<i>Hemiasper desori</i>		-			
<i>Typeocidaris pseudopistillum</i>		-			
<i>Micraster michelini</i>		-			
<i>Micraster</i> sp.		-			
<i>Conulus subtundus</i>		-			
<i>Dictyopsella</i> sp.		-			
<i>Vidalina</i> sp.		-			
<i>Peneroplis</i> sp.		-			
<i>Paraphyllium amphiroeforme</i>		-			
<i>Halimeda elliotii</i>		-			
<i>Dasycladales</i>		-			
<i>Parachaetetes asvapatii</i>		-			

Tab. 17 : Répartition des principales flores et faunes (sauf planctoniques) du Turonien sous-pyrénéen.

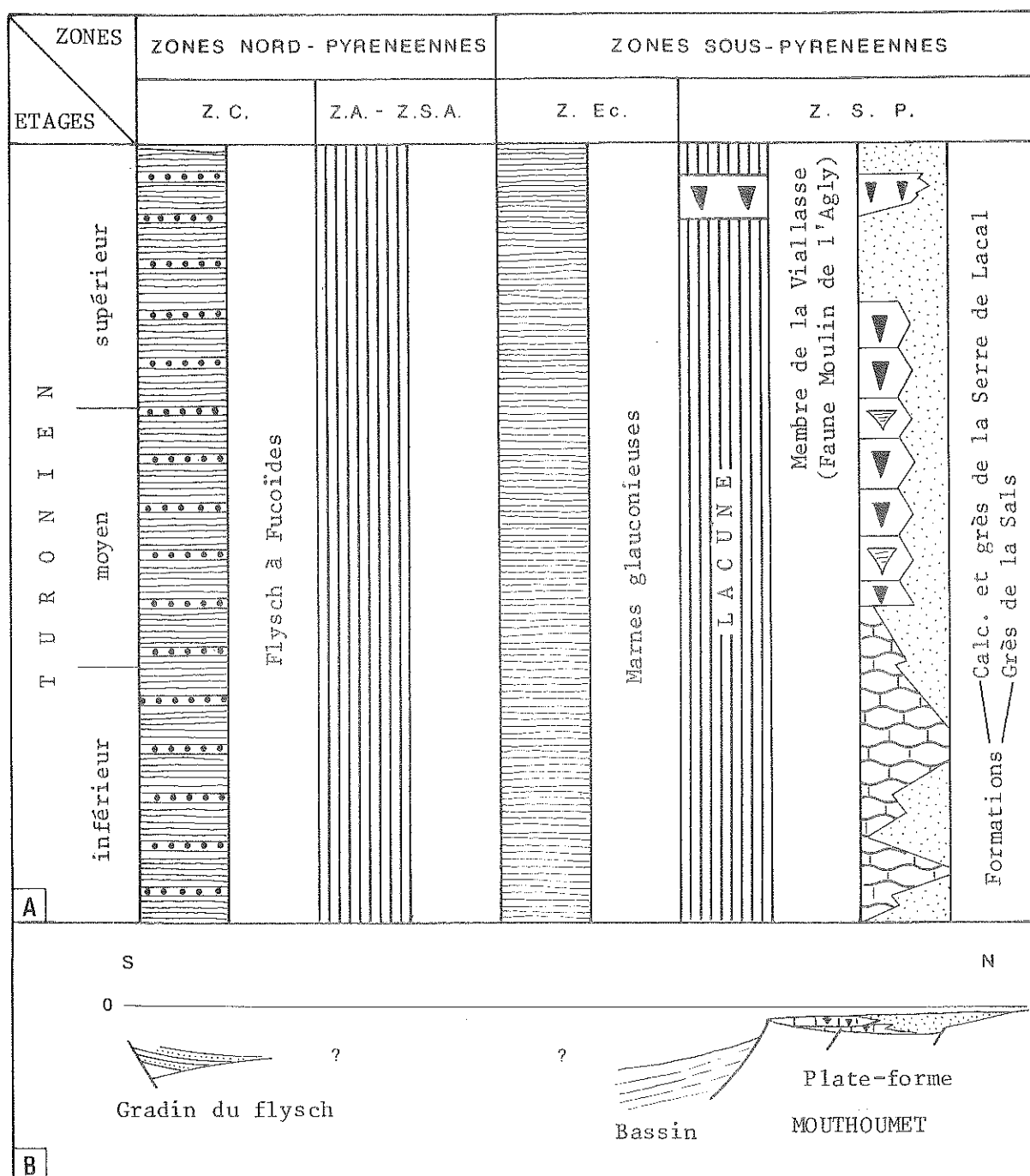


Fig. 48 : A. Corrélations lithostratigraphiques du Turonien du compartiment Mouthoumet
B. Essai de reconstitution de l'organisation des systèmes sédimentaires à la fin du Turonien.

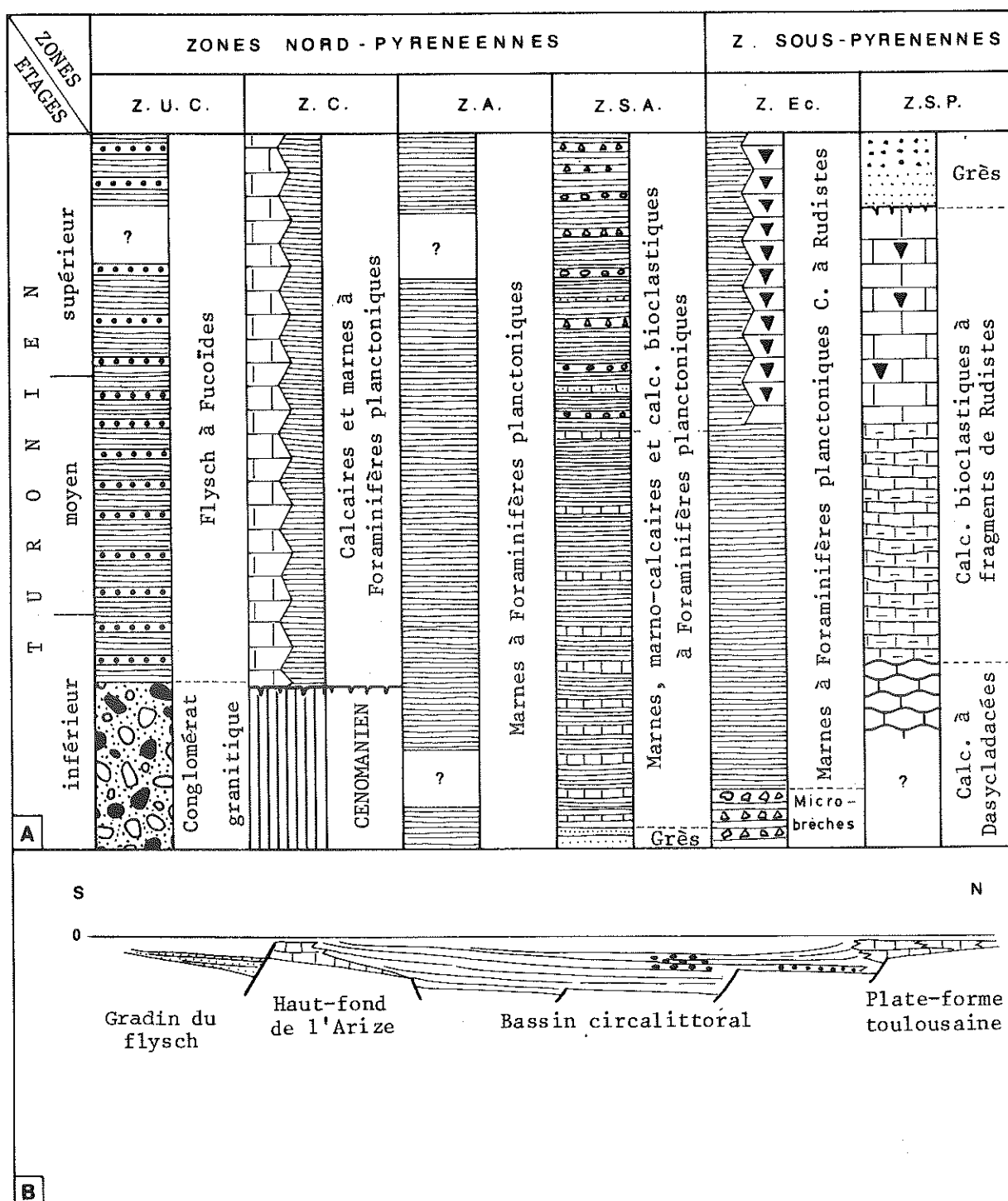


Fig. 49 : A. Corrélations lithostratigraphiques dans le Turonien du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées
B. Essai de reconstitution de l'organisation du système sédimentaire à la fin du Turonien.

- une plate-forme carbonatée récifale et terrigène dans la zone Sous-pyrénéenne. Les indices de ce type de sédimentation pouvant être localement retrouvés dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes (Écaille de Contrazy ?).

Sur le **Tronçon Catalan**, les unités allochtones conservent les traces d'une sédimentation de plate-forme ouverte, appartenant à la couverture de la Haute Chaîne.

La figure 50 rend compte de la répartition des différents dépôts au cours du Turonien.

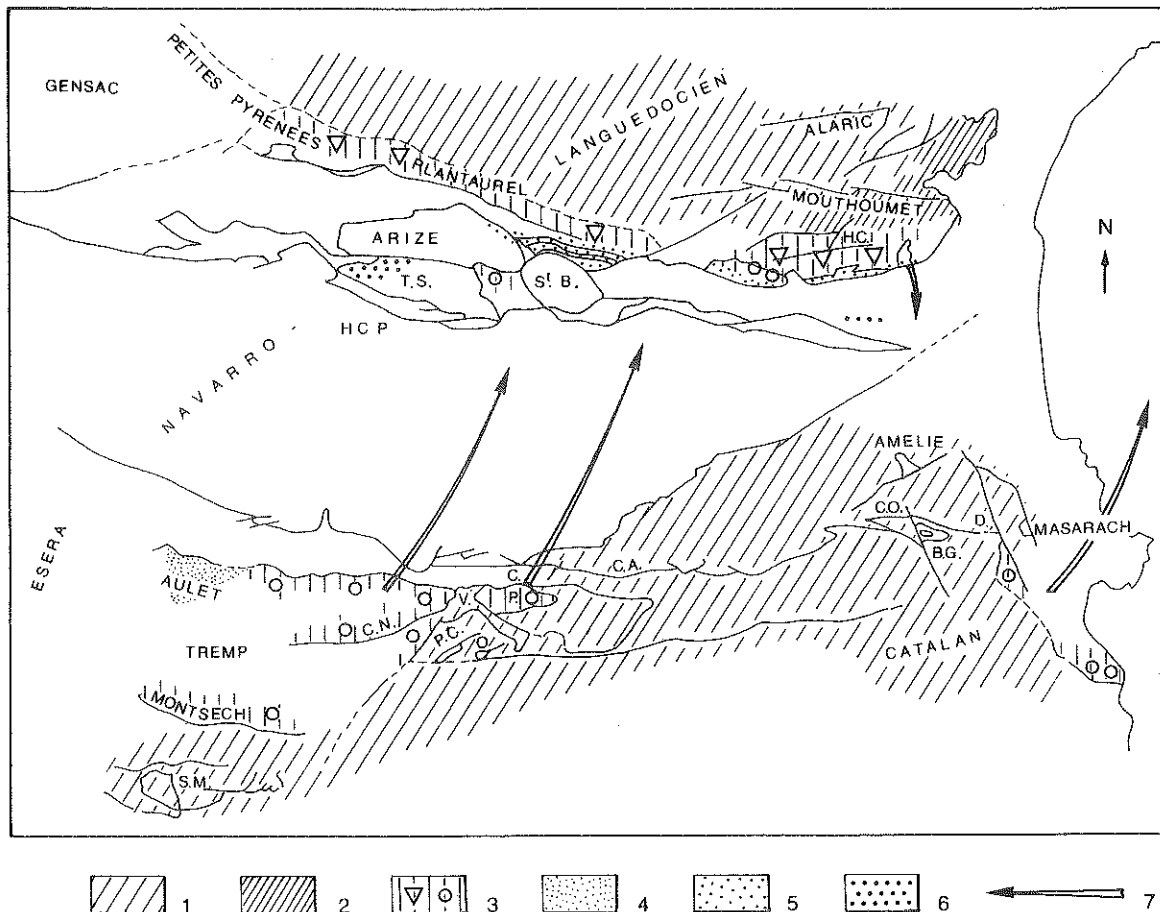


Fig. 50 : Aires de répartition actuelle des dépôts du Turonien est-pyrénéen

- 1 : Aire émergée ou de non dépôt, 2 : Plate-forme littorale, 3 : Plate-forme marine (▽ récifale, O ouverte), 4 : Talus, 5 : Bassin circalittoral, 6 : Bassin turbiditique, 7 : Origine supposée des unités les plus déplacées.

CHAPITRE III

LE CONIACIEN ET LE SANTONIEN

SOMMAIRE

INTRODUCTION	171		
Zonations	171		
Les précurseurs	171		
Les travaux récents	173		
Cadre biostratigraphique régional	174		
Cadre lithostratigraphique régional	176		
Historique	178		
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	180		
TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN	180		
I — Le compartiment Alaric	180		
Le chaînon de Fontroide	180		
Les collines de Boutenac	183		
La Pinède de Durban	185		
Conclusions	185		
II — Le compartiment Mouthoumet	187		
Zones nord-pyrénéennes	187		
• Zone Commingeoise	187		
Zones sous-pyrénéennes	187		
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	187		
Le Sénonien de la Plaine de Tuchan	187		
La Lame de Camps - Peyrepertuse	188		
Le flanc inverse du synclinal de Saint-Louis	190		
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	190		
Entre Padern et Soulatgé	190		
De Soulatgé à la Faille des Capitaines	193		
De la Faille des Capitaines à la Vallée de l'Aude	195		
A l'Ouest de la vallée de l'Aude	207		
Conclusions	207		
• Biostratigraphie	207		
• Lithostratigraphie	208		
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	209		
Zones nord-pyrénéennes	209		
• Zone Ultra-commingeoise	209		
Le bassin d'Oust - Massat	209		
Le bassin d'Arbas	209		
• Zone Commingeoise	210		
Le bassin de Saurat	210		
• Zone Ariégeoise	210		
Le lambeau du Bastié	210		
• Zone Sub-ariégeoise	211		
Cluse de Péréille	211		
Zones sous-pyrénéennes	211		
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	211		
Lame de Celles - Montferrier	211		
Écaille de Gausseran - Contrazy	215		
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	215		
Bande de Saint-Cirac	215		
Anticlinal de Dreuilhe	215		
Synclinal de Lézère	217		
Anticlinal de Plagne	217		
Conclusions	218		
• Biostratigraphie	218		
• Lithostratigraphie	219		
TRONÇON CATALAN	219		
I — Les nappes du Haut-Ampurdan	219		
• Lobe de Montgri	219		
• Lobe de Figueras	220		
II — La nappe de la Pedraforca	220		
• Massif de la Pedraforca	220		
• Anticlinal de Gisclarenay	220		
• Synclinal de San Julian de Cerdanyola	221		
• Sierras de Navidal - Guítses	221		
Conclusions	222		
• Biostratigraphie	222		
• Lithostratigraphie	222		
CONCLUSION	223		
Synthèse biostratigraphique	223		
Synthèse paléogéographique	225		

INTRODUCTION

ZONATIONS

Les précurseurs

• Le Coniacien

Le Coniacien a été défini par H. COQUAND [1857], dans la région de Cognac, sur un ensemble de couches sableuses, gréseuses et calcaires peu fossilifères.

Postérieurement, H. ARNAUD [1877] complète cette étude et propose un découpage en trois zones que l'on peut schématiser, si l'on ne tient compte que des faunes d'Ammonites, de la façon suivante :

- Assise K : marnes et grès à *Ammonites petrocoriensis* ;
- Assise L1 : calcaires noduleux ou cristallins à *Am. subtricarinatus* ;
- Assise L2 : calcaires glauconieux à *Am. bourgeoisianum*.

DE GROSSOUVRE [1901] admet [p. 374-375 et tableau XIV], le même découpage avec les associations faunistiques suivantes :

K : *Barroisiceras haberfellneri* ;

L1 : *Tissotia robini*, *T. ewaldi*, *T. redtenbacheri*, *T. haplophylla*, *Peroniceras subtricarinatum*, *P. moureti*, *P. rousseauxi*, *Scaphites meslei*, *S. lamberti*, *S. arnaudi*, ...

L2 : *Gauthiericeras margae*, *Mortoniceras serratmarginatum*.

Cette zonation sera réduite dans le tableau XXXVII à deux termes :

- . Coniacien inférieur : *Barroisiceras haberfellneri*
- . Coniacien supérieur : *Mortoniceras emscheris*.

Les Rudistes sont absents de la région type et les associations définies par Ar. TOUCAS [1903, 1907] ont été établies dans la Vallée du Rhône, en Provence et dans les Corbières. La faune caractéristique de l'étage se composerait de : *O. incisa*, *O. socialis*, *O. praetoucasi*, *V. marticensis*, *V. moulini*, *V. corbaricus*, *V. giganteus*, *V. zurcheri*.

• Le Santonien

Comme le Coniacien, le Santonien a été défini par H. COQUAND [1857], dans la région de Saintes.

La caractérisation par les Ammonites y semble des plus réduite puisque, aussi bien H. COQUAND que H. ARNAUD [1877] ne citent qu'un tout petit nombre d'espèces et encore leur détermination semble sujette à caution.

Ultérieurement, DE GROSSOUVRE [1901] propose pour le Santonien de l'Aquitaine, à partir des subdivisions de H. ARNAUD, le découpage suivant [tab. XIV, p. 384] ;

ÉTAGES (d'Obigny)	SOUS-ÉTAGES (Coquand)	ASSISES (H. Arnaud)	PRINCIPAUX CARACTÈRES	FOSSILES PRINCIPAUX
	SANTONIEN	N ²	Calcaires sableux, devenant arénacés et siliceux dans le Sud, avec nombreux Rudistes.	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Radiolites fissicostatus</i> , <i>Sphaeralites Coquandi</i> , <i>Hippurites sublævis</i> , <i>H. Maestrei</i> , <i>H. dentatus</i> , <i>H. Arnaudi</i> , <i>O. galloprovincialis</i> , <i>Clypeolampas ovum</i> .
		N ¹	Calcaires blancs gélifs et, vers la base, marnes argileuses remplies d'Ostracées (<i>O. proboscidea</i>).	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>O. proboscidea</i> , <i>O. spinosa</i> , <i>Rhynchonella Boreau</i> .
		M ²	Banc de calcaire dur, devenant arénacé vers le Sud (Banc à <i>Botriopygus</i>).	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>Parapygus (Botriopygus) Toucasi</i> , <i>P. Nanclasi</i> , <i>P. Arnaudi</i> , <i>Hippurites sarthacensis</i> .
		M ¹	Calcaires gris friables, très fossilifères, avec silex et géodes de quartz, passant dans le Sud à des calcaires arénacés durs, presque sans fossiles	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>M. serrato-marginatum</i> , <i>Rh. vespertilio</i> , <i>Micraster turonensis</i> , <i>Salenia geometrica</i> , <i>Cyphosoma magnificum</i> .
SÉNONIEN (suite)	CONIACIEN	L ²	Calcaires durs, compacts ou noduleux (pierre de Périgueux)	<i>Gauthiericeras Margœ</i> , <i>Micraster turonensis</i> , <i>Cidaris Jouanneti</i> , <i>Rhynchonella Baugasi</i> .
		L ¹	Calcaires durs noduleux à Bryozoaires, passant dans le Sud à des calcaires tendres (pierre de taille du Sarladais)	Principal niveau à <i>Tissotia</i> , <i>Peroniceras Moureti</i> , <i>Scaphites Meslei</i> , <i>S. Lamberti</i> , <i>S. Arnaudi</i> .
		K	Sables et grès plus ou moins calcaires dans le N.O passant dans le Sud à des marnes grises très fossilifères.	Dans le Sud, <i>Barroisiceras Haberfellneri</i> , avec nombreux Lamellibranches et Echinides.

Tab. 18 : Le Coniacien et le Santonien d'Aquitaine, d'après De Grossouvre (1901)

On y remarque que *Placenticeras syrtale* est présent dans tout l'étage, associé à *Mortoniceras texanum* dans la partie inférieure, et seul dans la partie supérieure.

Curieusement, la répartition de ces deux espèces index diffère dans le «Tableau du synchronisme des couches supracrétacées de France» [Tab. XXXVII, P. 830] où la zonation binaire du Santonien devient :

- Santonien inférieur : *Mortoniceras texanum*
- Santonien supérieur : *Placenticeras syrtale*.

Les Rudistes apparaîtraient - en Aquitaine - en deux niveaux [TOUCAS, 1903] :

Santonien inférieur à *O. sublævis*, *O. peroni* var. *sarthacensis*, *V. dentatus* ;

Santonien supérieur à *O. praebioculata*, *O. turgida*, *O. rennensis*, *O. praesulcatissima*, *O. maestrei*, *V. latus*.

Les travaux récents

• Zonation par les Ammonites

Les propositions de DE GROSSOUVRE reprises lors du Colloque sur le Crétacé supérieur Français [1959] sont jusqu'à présent inchangées [M. SERONIE-VIVIEN, 1972 ; 1980].

La zonation du Sénonien inférieur se présente, officiellement de la façon suivante :

SANTONIEN	supérieur	<i>Placenticeras syrtale</i>
	inférieur	<i>Mortoniceras texanum</i>
CONIACIEN	supérieur	<i>Parabevahites emscheris</i>
	inférieur	<i>Barroisiceras haberfellneri</i>

Tab. 19 : Les zones d'Ammonites du Coniacien-Santonien

• Biozonation par les Rudistes

En Provence, J. PHILIP [1970] distingue deux peuplements dont les espèces les plus significatives sont :

- pour le Coniacien : *H. socialis*, *V. moulinsi* et *V. giganteus* ;
- pour le Santonien : *H. sublaevis*, *Ha toucasi*, *V. dentatus*, *V. beaussetensis* et *V. galloprovincialis*.

• Biozonation par les Foraminifères planctoniques

Dans le domaine Vocontien, B. PORTHAULT [1974] divise l'ensemble Coniacien-Santonien en 5 zones ; si les deux zones du Coniacien s'adaptent sensiblement au découpage binaire de l'étage, les 3 zones du Santonien sont plus difficiles à corréler.

La répartition des microfaunes les plus caractéristiques s'établit comme suit :

LISTE DES ESPÈCES	CONIACIEN		SANTONIEN		
	inférieur	supérieur	inférieur	supérieur	
	Co 1	Co 2	St 1	St 2	St 3
<i>M. tarfayensis</i>	—	—	—		
<i>M. sinuosa</i>	—	—	—	—	
<i>M. sigali</i>	←	—	—		
<i>M. paraconcavata</i>		—	—		
<i>P. concavata</i>	—	—	—	—	—
<i>G. fornicata</i>			—	—	→
<i>S. deflaensis</i>			—	—	
<i>S. decoratissima</i>				—	
<i>A. cretacea</i>	—	—	—	—	→

Tab. 20 : Répartition des principaux Foraminifères planctoniques du Coniacien-Santonien vocontien, d'après B. Porthault (1974)

Le «Groupe de travail européen des Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen» [1979] aborde seulement les répartitions relevant du Coniacien et l'on peut retenir comme marqueur de l'ensemble de l'étage : *M. sinuosa*, *M. tarfayensis*, *D. primitiva*, *A. cretacea* ; *D. concavata* n'apparaissant que pendant le Coniacien inférieur.

A la suite de ces travaux et de ceux de J. SIGAL [1977] on peut considérer comme couramment admise les quelques distributions suivantes :

- apparition dès la base du Coniacien de *M. sinuosa*, *M. tarfayensis*, *Archaeoglobigerina cretacea* ;
- *Sigalia deflaensis* couvre la totalité du Santonien inférieur ;
- *Dicarinella concavata* s'étend approximativement sur l'intervalle Coniacien-Santonien.

Cadre biostratigraphique régional

Les dépôts du Coniacien et du Santonien couvrent les mêmes aires de sédimentation que ceux des deux étages précédemment traités. Cette fois, encore le cadre biostratigraphique résultera, pour l'essentiel, de l'analyse des séries sédimentaires des Corbières.

• Zones d'Ammonites

Une zonation locale d'Ammonites a pu être établie. Elle servira de guide à la répartition des autres faunes de l'intervalle considéré.

Cette zonation tient compte des données historiques que sont les récoltes, figurées et parfaitement situées, de DE GROSSOUVRE [1893, 1901] et de P. SENESSE [1937, 1956], ainsi que de nouvelles découvertes [M. COLLIGNON et M. BILOTTE, 1981]. Elle s'établit ainsi (tab. 21) :

- Coniacien inférieur
 - Zone Co 1, on caractérisée ;
 - Zone Co 2, à *Peroniceras subtricarinarum* d'ORB., *P. westphalicum* SCHLUT., *Tissotia haplophylla* REDT., *T. robini* THIOL., *T. redtenbacheri* DE GROSS.
- Coniacien supérieur
 - Zone Co 3 à *Gauthiericeras margae* SCHULT. avec *Parabevahites emscheris* SCHULT.
- Santonien inférieur
 - Zone S 1 à *Texanites gallicus* COLLIGNON
- Santonien supérieur
 - Zone S 2 à *Texanites gallicus* et *Placenticeras syrtale* MORTON
 - Zone S 3 à *Placenticeras syrtale*.

Cette zonation fait apparaître :

— pour le Coniacien, les 3 subdivisions originellement distinguées par H. ARNAUD et DE GROSSOUVRE ; la zone 1, non individualisée, pourrait correspondre à la zone à *Barroisiceras haberfellneri* ; *Gauthiericeras margae* a été choisie comme index de la zone 3 en raison de sa plus grande fréquence que *P. emscheris* dont il n'est connu que deux citations ;

— pour le Santonien, une zone d'extension concomitante des formes guides (S 2) qui mériterait, peut être, le terme de Santonien moyen ; les zones à *Texanites gallicus* seule (S 1) et *Placenticeras syrtale* seule (S 3) conservant, respectivement, les désignations strictes de Santonien inférieur et supérieur. Cette décision n'a pas été prise ici, et le Santonien supérieur englobera les zones S 2 et S 3.

ZONATIONS REGIONALES ADOPTÉES						
ETAGES	AMMONITES		FORAMINIFERES		BENTHIQUES	RUDISTES
			PLANCTONIQUES			
SANTONIEN	supérieur	S3	Placenticeras syrtales	Globotruncana arca	Lacazina elongata	H. (H.) bioculatus H. (Batolites) organisans Vaccinites sulcatus
		S2			Goupillaudina daguini	H. (H.) praecessor Pv. galloprovincialis
	inférieur	S1	Texanites gallicus	Dicarinella concavata	Nummulitella cretacea	H. (H.) matheroni Hippuritella toucasi Pv. dentatus
CONIACIEN	supérieur	Co3	Gauthiericeras margae		Pseudocyclammina sphaeroidea	Hippurites (H.) socialis Pseudovaccinites moulini
	inférieur	Co2 Co1	Peroniceras subtricarinarium ----- ?	Margino-truncana sinuosa	"Nonion" sp.	?

Tab. 21 : Zonations du Coniacien et du Santonien des Pyrénées

• **Biozones de Rudistes (Hippuritidés)**

Les zones d'associations suivantes sont proposées (tab. 21) :

- Coniacien inférieur : non caractérisé ;
- Coniacien supérieur : zone à *H. (H.) socialis* (DOUV.), *Pv. moulinsi* (H.F.) ;
- Santonien inférieur : zone à *H. (H.) matheroni* (DOUV.), *Ha toucasi* (d'ORB.) et *Pv. dentatus* (MATH.) ;
- Santonien supérieur : zone inférieur à *H. (H.) praecessor* (DOUV.) et *Pv. galloprovincialis* (MATH.) ; zone supérieur à *H. (H.) bioculatus* (LMK), *H. (B.) organisans* (DE MONT.) et *V. sulcatus* DEF.

• **Biozones de Foraminifères planctoniques**

La répartition des Foraminifères planctoniques, abondants dans tous le Sénonien inférieur conduit à la zonation reproduite sur le tableau 21. On retiendra surtout que :

- la base du Coniacien est fixée à l'apparition de *M. sinuosa* ;
- *Dicarinella concavata* (BROT.) n'a été reconnue que dans l'intervalle Coniacien supérieur Santonien inférieur ;
- le Santonien inférieur peut aussi être marqué par *Sigalia deflaensis* (SIGAL) avec *Ventilabrella decoratissima* (de KLASZ) à sa partie sommitale
- l'apparition de *Globotruncana arca* (CUSH.) se situe approximativement à la limite entre Santonien inférieur et supérieur.

• **Biozones de Foraminifères benthiques**

Les Foraminifères benthiques, caractéristiques, sont relativement peu nombreux avant le Santonien supérieur. Malgré tout, l'apparition et la coexistence de quelques espèces peuvent être tenues pour significatives des trois zones suivantes (tab. 21) : *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT et «*Nonion*» sp. pour le Coniacien ; *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.) pour le Santonien inférieur ; *Goupillaudina daguini* MARIE, *Lacazina elongata* SCHLUMB. pour le Santonien supérieur. L'apparition d'*Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.) et son association à *Lacazina elongata* pourrait indiquer le Santonien terminal ?

Cadre lithostratigraphique régional

Pour l'essentiel, les unités lithostratigraphiques qui matérialisent le Sénonien inférieur sont nouvelles, sauf, sur le compartiment Alaric où elles se perpétuent depuis le Cénomanien supérieur et/ou le Turonien. Au sein du groupe du Flysch à Fucoïdes on observe une diversification importante des formations.

— *Compartiment Alaric*

- **Formation des Argiles sombres ligniteuses** (cf. supra)
- **Formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide** (cf. supra)
- **Formation des Grès de la Pinède**

Complexe terrigène, siliceux, fluvio-deltaïque, très épais (500 m en moyenne), transgressif sur un substratum d'âge variable (Aptien à Santonien inférieur). Il est très approximativement daté du Santonien supérieur - Campanien.

— *Compartiment Mouthoumet*

- **Groupe du Flysch à Fucoïdes** (cf. supra)

- **Formation de Peyrepertuse**

On désigne sous ce nom une formation à dominance marneuse, très épaisse (300 m environ), qui succède en continuité sédimentaire à la formation des Marnes glauconieuses du Turonien. La formation de Peyrepertuse admet, généralement, dans sa partie médiane, une épaisse masse de calcaires récifaux ou membre des Calcaires de Peyrepertuse (50 m) qui sépare le membre inférieur des Marnes de la Guardiole (120 m) du membre supérieur des Marnes du Pla de Sagnes (plus de 100 m). Age : Coniacien à Santonien inférieur.

- **Formation des Calcaires de Montferrand**

Il s'agit de calcaires graveleux de couleur ocre, réputés pour avoir livré des Ammonites du genre *Peroniceras*, caractéristique du Coniacien inférieur. Cette formation est constante sur tout le domaine de plate-forme et son épaisseur est régulière, de l'ordre de 8 m. Age : Coniacien inférieur.

- **Formation des Marnes de Bugarach**

Les Marnes de Bugarach ont une épaisseur maximale d'une centaine de mètres. On y reconnaît généralement deux membres : l'inférieur ou Marno-calcaires à *Gauthiericeras*, le supérieur ou Marnes à *Micraster*, riches aussi en Céphalopodes dont *Texanites gallicum*. Le passage des Calcaires de Montferrand aux Marnes de Bugarach est, en principe, progressif. Age : Coniacien supérieur à Santonien inférieur.

- **Formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes**

Complexe deltaïque (150 m) argilo-gréseux au sein duquel s'individualisent des constructions carbonatées à Rudistes qui donnent à la formation son caractère remarquable. Trois niveaux bioconstruits différents sont habituellement cités : le niveau du Petit Lac, le niveau du Vieux Cimetière de Sougraigne, le niveau de la Montagne des Cornes. Age : Santonien supérieur.

- **Formation des Marnes bleues de Sougraigne**

Son épaisseur est comparable à celle de la formation précédente dont elle est l'équivalent latéral distal (marnes du pro-delta). Au sein des Marnes bleues de Sougraigne, des localités (La Jouane, Moulin Tiffou) sont réputées pour la richesse de leur faune à Ammonites, parmi lesquelles *Placenticeras syrtale*. Age : Santonien supérieur.

— **Compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées**

- **Groupe du Flysch à Fucoïdes** (cf. supra)

- **Formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle** (cf. supra)

- **Formation des Grès de Celles**

Formation turbiditique argilo-gréseuse (200 m maximum) ; elle succède partout de façon progressive aux Marnes et Calcaires de Pechiquelle. Le caractère terrigène des Grès de Celles décroît de l'Est vers l'Ouest ; les transports s'y réalisent du SE vers le NW. Age : Santonien inférieur.

- **Formation des Calcaires de Morenci**

Calcaires périrécifaux à débris de Rudistes, à l'Est, progressivement remplacés par des micrites glauconieuses, à l'Ouest. L'épaisseur maximale est de l'ordre de 15 m. Age : Santonien inférieur.

- **Formation des Marnes de Réoulat**

Marnes homogènes qui succèdent normalement aux Calcaires de Morenci et sont érodées par la formation sus-jacente des Grès de la Jourdane. Épaisseur totale inconnue. Les Marnes de Réoulat renferment de nombreux *Micraster*. Age : Santonien inférieur.

- **Formation des Marnes de Saint-Cirac**

Très puissante série marneuse (plusieurs centaines de mètres à plusieurs milliers de mètres en sondage). La partie inférieure, d'âge Campanien, admet des intercalations de calcaires bioconstruits. Age : Santonien supérieur - Campanien.

— *Tronçon catalan*

- **Formation des Calcaires du Congost** [P.H.W. MEY *et al.*, 1968]

Calcaires récifaux à Hippuritidés, à périrécifaux bioclastiques et graveleux ; épaisseur : 40 m. Age : Coniacien.

- **Formation Anserola** [P.H.W. MEY *et al.*, 1968]

Marno-calcaires noduleux à Échinodermes, admettant des masses carbonatées riches en Rudistes ; épaisseur : 150 m. Age : Santonien inférieur.

- **Formation des Calcarénites du Castell de Montgri**

Calcaires ferrugineux, bioclastiques à microbréchiques, riches en débris de Rudistes ; épaisseur : 150 m. Age : Santonien supérieur.

- **Formation des Calcaires de Terradets** [J.-M. PONS, 1977]

Complexe carbonaté et arénacé très épais (500 m en moyenne). Les calcaires bioclastiques dominent. Ils sont très fossilifères, riches en Foraminifères benthiques et Rudistes. Cette formation est transgressive sur un substratum d'âge variable. La partie sommitale se charge en grès. Age : Santonien supérieur à Maastrichtien pro-parte.

HISTORIQUE

Le degré des connaissances acquises sur le Sénonien inférieur des divers domaines sous-pyrénéen est intimement lié à l'inventaire de leur contenu paléontologique.

Dans les Corbières orientales, L. DONCIEUX [1903] date du Sénonien les séries à Rudistes, mais il faut attendre les Travaux de G. ASTRE [1954] pour que le Coniacien et le Santonien soient dissociés.

Dans les Corbières méridionales, l'abondance relative des Ammonites conduit DE GROSSOUVRE [1901] à proposer une stratigraphie qui reste valable dans ses grandes lignes (cf. tab. 21).

Les nombreux horizons à Rudistes sont très tôt inventoriés, mais leur datation ne fait pas toujours l'objet d'un consensus. Par exemple, pour DE GROSSOUVRE, les niveaux les plus récents de la Montagne des Cornes sont encore Santonien supérieur, alors que pour TOUCAS, ils atteignent déjà le Campanien. De même, la notion d'un Coniacien supérieur récifal introduite par TOUCAS, est catégoriquement rejetée par P. SENESSE [1956].

Dans le bassin de Nalzen, DE GROSSOUVRE [1901], puis E. RAMIÈRE DE FORTANIER [1933] ne reconnaissent que ponctuellement le Santonien dans les marnes à *Micraster*.

Dans les Petites Pyrénées, ni A. LEYMERIE [1881], ni R. BUXTORF [1930] ne mentionnent l'existence du Sénonien inférieur qui ne sera révélée que très récemment sous le faciès «Flysch à Fucoïdes» [P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1970 ; P. SOUQUET, 1971].

Sur le versant sud des Pyrénées, la distinction entre Coniacien et Santonien, dans les dépôts carbonatés, s'est toujours avérée délicate. A la suite des travaux de L. HOTTINGER [1966], J. ROSELL

[1967], P. SOUQUET [1967], L. HOTTINGER et J. ROSELL [1973] on a considéré comme Coniacien le «Calcaire pseudoolithique à *Vidalina*, *Valvulammina* et *Hippurites*» et comme Santonien, les calcaires à Lacazines.

ÉTAGES	COMPOSITION DES COUCHES	FOSSILES
CAMPANIEN	Calcaire compact lithographique Marnes rouges avec grès et poudingues subordonnés Grès d'Alet : grès grossiers	Fossiles rares : <i>Bauxia</i> et <i>Cyclophorus heli-ciformis</i> Sans fossiles Fossiles très rares
SANTONIEN	SUPÉRIEUR Psammites, grès et conglomérats avec marnes bleues subordonnées à divers niveaux (marnes du moulin Tiffou, marnes des Crou-tets, marnes de Sougraigne) ; calcaires à Rudistes et à Polyptères. La composition des couches est très variable dans le sens hori-zontal	Céphalopodes : <i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Des-moceras salsense</i> , <i>Puzosia corbarica</i> , <i>Pachydiscus Cayeuxi</i> , <i>P. Jeani</i> , <i>Gaudryce-ras Rouvillei</i> , <i>Schlüteria Rousseli</i> , <i>Schlönba-chia Bertrandi</i> , <i>Baculites incurvatus</i> , <i>Turriti-tes Sicardi</i> , <i>Actinocamax Toucasi</i> , <i>Act. Grossouvrei</i> , <i>Act. granulatus</i> . Hippurites : au sommet : <i>H. sulcatus</i> , <i>H. striatus</i> , <i>H. bioculatus</i> ; et, à la partie infé-rieure : <i>H. canaliculatus</i> , <i>H. turgidus</i> , <i>H. Carezi</i> , <i>H. Maestrei</i> , <i>H. bioculatus</i> , <i>H. ren-nensis</i> , <i>H. organisans</i> . Autres fossiles : <i>Trochactæon giganteus</i> , <i>Actæonella lævis</i> , <i>Glaucônia Renauxi</i> , <i>Oli-goptycha decurtata</i> , <i>Lima marticensis</i> , <i>Limopsis calvus</i> , etc.
	INFÉRIEUR Lentilles calcaires à Hippurites (Le Petit-Lac, Brens, Lauzadel, Camps, Cubières) Marnes et calcaires à Micrasters	<i>H. Jeani</i> , <i>H. socialis</i> , <i>H. præcessor</i> , <i>H. sub-lævis</i> <i>Mortonicerias texanum</i> , <i>Sonneratia Paillet-tei</i> , <i>S. Savini</i> , <i>Muniericerias Lapparenti</i> , <i>M. rennense</i> , <i>Gaudryceras mite</i> , <i>Hauericerias Fayoli</i> , <i>Inoceramus digitatus</i> , <i>Chlamys Dujardini</i> , <i>Pecten quadricostatus</i> , <i>Spondy-lus spinosus</i> , <i>M. corbaricus</i> , <i>M. Matheroni</i> , <i>Holaster integer</i> .
CONIACIEN	SUPÉRIEUR Calcaires noduleux à Micrasters	<i>Mortonicerias Emscheris</i> , <i>M. Bourgeoisii</i> , <i>Gauthiericerias Margæ</i> , <i>Ostrea proboscidea</i> , <i>Vulsella petrocoriensis</i> .
	INFÉRIEUR Calcaires durs jaunâtres	<i>Cyphosoma Archiaci</i> , <i>Orthopsis miliaris</i> , <i>Peroniceras subtricarinarum</i> , <i>Tissotia Ewaldi</i> .

Tab. 22 : Le Sénonien des environs de Rennes-les-Bains , d'après De Grossouvre (1901)

ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE

TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN

I — LE COMPARTIMENT ALARIC

Le Sénonien inférieur occupe une aire de répartition identique à celle du Turonien. On pourra donc l'observer et suivre ses modifications de lithologie depuis le chaînon de Fontfroide jusqu'à la Pinède de Durban, en passant par les collines de Boutenac.

Le Chaînon de Fontfroide

Dans le Chaînon de Fontfroide, la formation des Grès et calcaires de Fontfroide est connue, tant dans la série renversée de Fontfroide que dans la série normale du Bois du Vicomte. Elle se singularise par l'association de dépôts gréseux deltaïques et de calcaires bioconstruits à Rudistes.

— l'Unité de Fontfroide

Depuis L. DONCIEUX [1903], les couches à Rudistes de la série de Fontfroide sont rattachées à l'intervalle Coniacien-Santonien s. 1. sur la foi de déterminations qui, comme le fit remarquer postérieurement G. ASTRE [1954], laissaient à désirer. Ce dernier auteur dégage, quant à lui, deux faunes successives significatives. La première, cantonnée au premier niveau à Rudistes, date le Coniacien, la deuxième, qui recouvre l'ensemble des autres niveaux, date le Santonien. Les travaux postérieurs [J.-P. DAGNAC, 1965 ; P. FREYTET, 1970] reprennent ces attributions.

La coupe du ruisseau de Fontfroide, qui est à l'origine de cette stratigraphie, débute avec le Sénonien. De l'Est vers l'Ouest, la succession des dépôts est la suivante :

• Formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide

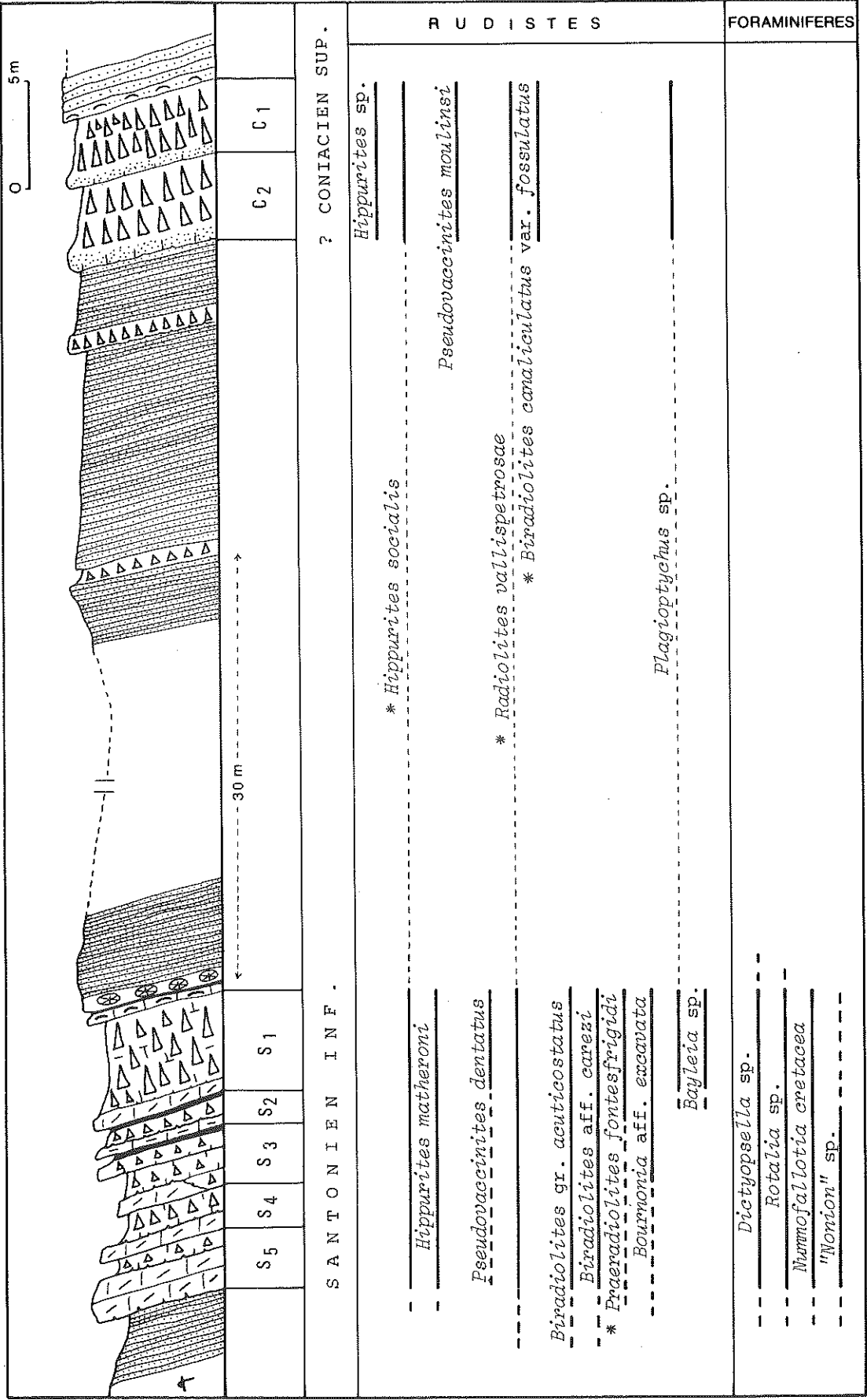
a) Épaisse masse de grès (55 m), roux, à débit en plaquettes, micacés, ligniteux, à empreintes de végétaux et terriers ; à la partie inférieure J.-P. DAGNAC [1965] a découvert le seul fragment d'Ammonites connu à ce jour dans ce Crétacé supérieur et qui correspond, après redétermination par M. COLLIGNON à *Tissotiaourneli* BAYLE du Coniacien inférieur ; une barre massive de grès fins calcaires, coquillier, à *Vidalina hispanica* et *Dictyopselles* est intercalée dans la partie médiane de la masse gréseuse ; à la partie supérieure de grandes stratifications obliques marquent nettement la polarité inverse de ces strates.

b) Série terrigène et récifale du ruisseau de Fontfroide (fig. 51)

- premier niveau à Rudistes ; la faune y est homogène avec surtout *Pv. moulinsi*, *H. (H.) socialis* et *Radiolites vallispetrosae* ASTRE (séquences C1 et C2).

Quarante cinq mètres de grès avec, dans leur tiers inférieur, deux bancs métriques de calcaires à Hippuritidés et Radiolitidés (sans faune significative) séparent ce premier niveau d'un second ensemble construit ;

- deuxième niveau à Rudistes ; la faune, plus riche, se compose essentiellement de *Pv. dentatus*, *H. (H.) socialis*, *H. (H.) matheroni*, *Radiolites vallispetrosae*, *Praeradiolites toucasianus* d'ORB. var. *fontesfrigidii* ASTRE, *Biradiolites* aff. *carezi*, *B. gr. acuticostatus*, *Bayleia* sp. Dans les bancs carbonatés, aux débris de Rudistes se mêlent des fragments de Rhodopycées, de Bryozoaires, des valves d'Ostracodes et des tests de Foraminifères : *Miliolites*, *Rotalia* sp., *Dictyopsella* sp., «*Nonion*» sp. et *Nummofallotia cretacea* (séquences S1 à S5).



* Faunes citées par G. ASTRE (1954)

Fig. 51 : Les couches à Rudistes du Coniacien supérieur et du Santonien inférieur (p.p.) du ruisseau de Fontfroide (coupe partielle de la formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide).

- Grès puis calcaires gréseux (6 m) évoluant progressivement vers un calcaire à Rudistes, atteint à la partie sommitale (2 m), avec *H. (H.) matheroni*, *H. (H.) socialis*, *Radiolites galloprovincialis* MATH.
- Grès calcaireux (2,50 m)
- Alternance (2,20 m) de couches décimétriques calcaires et argileuses à Rudistes, dont *H. (H.) socialis*.
- Grès micacés (5 m)
- Alternance (7 m) de couches décimétriques calcaires et argileuses à Rudistes.
- Grès calcaireux (2 m) puis calcaires noduleux à Rudistes (1,50 m).
- Complexe terrigène (75 m) où dominent les grès fins micacés et où s'observent, à la base, des rides de vagues et des empreintes d'Ophiures [P. FREYTET, 1970].
- Couche (2,50 m) à *Radiolites vallispetrosae*, *R. galloprovincialis*, ...
- Grès roux azoïques venant mécaniquement au contact de la série normale du Bois du Vicomte.

Observations latérales :

Au Sud de l'Abbaye, la voie Héracléenne recoupe les constructions du deuxième niveau à Rudistes qui renferment, outre la faune classique déjà citée, *Pv. giganteus* (H.F.) aff. var. *major* TOUCAS et *Biradiolites* gr. *canaliculatus*.

Les klippes de Saint-Martin-Pech de Combarelles-Loumet, contiennent les mêmes niveaux de Rudistes et P. FREYTET [1970] y signale, outre *H. (H.) socialis*, un «très gros exemplaire de *V. giganteus*» qui devrait correspondre à la variété *major* de l'espèce.

Autour de la dépression d'Aussières, au N. NE de Fontfroide, les constructions à Rudistes disparaissent. Les calcaires gréseux et bioclastiques qui s'observent à la partie inférieure de la série terrigène (2 barres, respectivement épaisses de 6 et 8 m et séparées par une assise gréseuse azoïque de 6 m, au Sud des anciens étages de Joncquières et une seule barre, au Nord) montrent, dans un ciment micritique dominant, des quartz bipyramidés et de très nombreux débris de Lamellibranches, Rudistes, Bryozoaires et Rhodophycées ; les Foraminifères sont nombreux avec *Rotalia* sp., *Cuneolina pavonia*, *Vidalina hispanica*, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT et «*Nonion*» sp.

Par leur position, à la base de la série terrigène et par l'association micropaléontologique à *Pseudocyclammina sphaeroidea* - «*Nonion*» sp., les calcaires qui viennent d'être décrits seront datés du Coniacien et considérés comme des équivalents latéraux du 1^{er} niveau à Rudistes de Fontfroide.

C'est aussi l'opinion émise par P. FREYTET [1970] à partir des seuls caractères pétrographiques.

*
* *

Dans l'unité de Fontfroide, de nouvelles découvertes paléontologiques permettent de situer chronologiquement :

- le Coniacien inférieur, à *Tissotia fourneli*, à la base de la série détritique de la coupe du ruisseau de Fontfroide ce qui lève l'ambiguïté qui s'attachait à sa datation ; l'âge Turonien, généralement invoqué est donc rejeté ;
- le Coniacien supérieur, dans le premier niveau à Rudistes, à *Pv. moulinsi*, et dans les calcaires bioclastiques d'Aussières à *Pseudocyclammina sphaeroidea* et «*Nonion*» sp. ;
- le Santonien inférieur, dans les niveaux supérieurs, grâce à l'association *H. (H.) matheroni*, *Pv. giganteus* aff. var. *major* et *Nummofallotia cretacea*.

La série à Rudistes de Fontfroide s'étage donc du Coniacien supérieur au Santonien inférieur.

On note l'association de faciès gréseux deltaïques et de calcaires bioconstruits.

— l'Unité du Bois du Vicomte

La densité des peuplements à Rudistes y est moindre que dans l'unité de Fontfroide ce qui, en l'absence d'autre faune, rend plus délicates les datations.

L'existence du Coniacien supérieur récifal n'y a pas été démontrée ; les différents horizons à Rudistes sont à rattacher au seul Santonien inférieur.

Le Santonien supérieur est vraisemblablement situé au-dessus, dans la «série rythmique» peu fossilifère de P. FREYTET [1970].

Les Collines de Boutenac

Une fois encore les restes d'une sédimentation organogène se retrouvent dans le synclinal de Boutenac sous la forme de calcaires à Hippuritidés et Radiolitidés découverts par J. ROUSSEL [1893]. Les études biostratigraphiques ultérieures [L. DONCIEUX, 1903 ; A. COMBES, 1962 ; A. ARIAUD, 1964 ; P. FREYTET, 1970] ont toutes rapporté les associations faunistiques au Sénonien.

• Formation des Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide

Le banc principal, épais d'environ 5 m est intercalé dans la formation terrigène ; il se suit, sur le flanc NE du synclinal (fig. 52) du Nord de la Pège à Pech Tenarel. Orienté NNW-SSE, il est affecté, ainsi que les couches de son encaissant immédiat, d'un fort pendage de 80° W. Les Rudistes, nombreux, sont représentés par *H. (H.) socialis*, *H. (H.) matheroni*, *Pv. dentatus*, *Pv. aff. beaussetensis*, *Bournonia excavata*, *Radiolites galloprovincialis*. G. ASTRE, qui s'est beaucoup intéressé à la faune de Radiolitidés [1959, 1961] cite en outre : *R. vallispetrosae*, *R. mamillaris* MATH., *Praeradiolites* cf. *placatus* L.N. et T., *Biradiolites* cf. *praefissicostatus* TOUCAS, *B. cf. angulosissimus* TOUCAS.

Outre ce gisement, différents témoins de calcaires construits sont connus à l'Est de la faille limite du synclinal de Boutenac : gisement d'Aigues-Vives [A. COMBES, 1962], gisement n° 26 de P. FREYTET [1970]. Si leur situation tectonique n'est pas très claire, leur contenu paléontologique est sensiblement celui de Pech Tenarel et le même âgé, Santonien inférieur, leur est accordé.

De nouveaux éléments de datation du Sénonien inférieur sont fournis par les sondages réalisés sur le flanc SW du synclinal de Boutenac (fig. 52).

• Formation des Argiles sombres ligniteuses

Datée à sa base du Turonien supérieur, cette formation se développe surtout pendant le Sénonien. D'après C. BOULOUARD, deux microflores très différentes s'y observent.

D'abord (Pinède 3 et 4), une association à *Lusatopollis extratriporoides*, *Praebasopollis*, *Longanulipollis*, *Bohemiapollis*, d'âge Coniacien à Santonien ; ensuite (Pinède 1, 2, 3 et 4) apparaît un nouveau groupement où prédominent les Normapolles du type *Papillipollis* accompagnés de quelques individus des genres *Oculopollis*, *Pseudooculopollis*, *Nudopollis* et *Heidelbergipollis* ; une telle association couvre l'intervalle Santonien-Campanien ; le contexte litho-stratigraphique permet de ne retenir ici, que l'attribution au Santonien.

*
* *

Dans les plis de Boutenac, seul le synclinal de Boutenac a fourni des éléments de datation du Coniacien et/ou du Santonien : argiles sombres du Coniacien et du Santonien dans le flanc sud - occidental, calcaires à Hippuritidés du Santonien inférieur dans le flanc nord-oriental. Ceux-ci correspondent à la dernière manifestation d'une sédimentation organogène sur ce domaine.

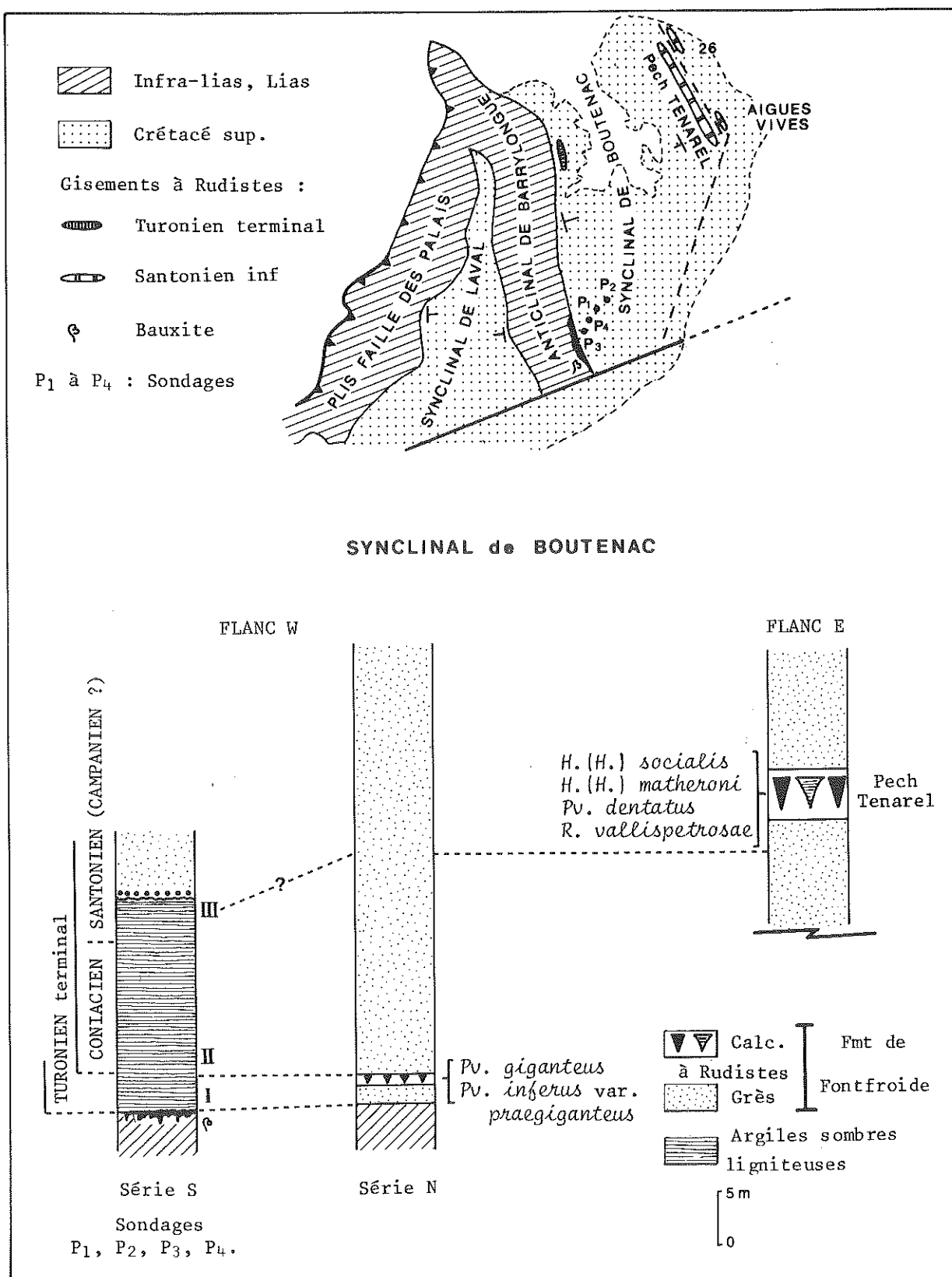


Fig. 52 : Le (Turonien)-Sénonien inférieur du synclinal de Boutenac

La Pinède de Durban

En raison de l'hypothèse adoptée (p. 130) les argiles sombres de la Pinède de Durban - **Formation des Argiles sombres ligniteuses** - seront considérées comme pouvant représenter, ici encore, le Coniacien et pour partie le Santonien.

La série terrigène azoïque qui les surmonte - **formation des Grès de la Pinède** - ne peut, dans cette conception, être plus ancienne que le Santonien.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

Sur le compartiment Alaric, le Coniacien et le Santonien inférieur ont seuls pu être reconnus de façon, soit ponctuelle, à partir d'un Céphalopode (Coniacien inférieur de Fontfroide) et d'une polynoflore (Coniacien-Santonien de Boutenac), soit régionale, par les Rudistes (Coniacien et/ou Santonien inférieur de Fontfroide et de Boutenac). A l'inverse, il n'a pas été trouvé de preuve tangible de l'existence du Santonien supérieur. Le tableau 23 rend compte de la répartition des faunes les plus caractéristiques.

FAUNES		ÉTAGES	CONIACIEN		SANTONIEN
			inférieur	supérieur	
FONTFROIDE - BOUTENAC	<i>Tissotia fourneli</i>				
	<i>Pv. moulinsi</i>				
	<i>Pv. dentatus</i>				
	<i>Pv. giganteus</i> aff. <i>major</i>				
	<i>Pv. aff. beaussetensis</i>				
	<i>H. (H.) socialis</i>				
	<i>H. (H.) matheroni</i>				
	<i>H. sp.</i>				
	<i>B. canaliculatus</i> var. <i>fossulus</i> *				
	<i>Biradiolites</i> aff. <i>carezi</i>				
	<i>B. gr. acuticostatus</i>				
	<i>B. gr. canaliculatus</i>				
	<i>B. cf. praefissicostatus</i> *				
	<i>B. cf. angulosissimus</i> *				
	<i>Praerad. toucasi</i>				
	<i>P. plicatus</i> var. <i>desmoulinsi</i> *				
	<i>Radiolites vallispetrosae</i>				
	<i>R. galloprovincialis</i>				
	<i>R. sauvagesi</i> *				
	<i>R. mammillaris</i> *				
	<i>Bournonia excavata</i>				
	<i>Plagioptychus</i> sp.				
	<i>Bayleia</i> sp.				
	<i>Vidalina</i> sp.				
	<i>Dictyopsella</i> sp.				
	«Nonion» sp.				
	<i>Pseudocyclam. sphaeroidea</i>				
	<i>Nummofallotia cretacea</i>				

Tab. 23 : Répartition des organismes dans le Sénonien inférieur (p.p.) du compartiment Alaric (* d'après G. astre).

— PALÉOENVIRONNEMENTS

La sédimentation terrigène du Sénonien inférieur caractérise, sur le compartiment Alaric, trois domaines différents :

— un domaine littoral lagunaire où se déposent les Argiles sombres ligniteuses ; ce type de sédimentation, bien développé dans le chaînon de Fontfroide pendant le Turonien, atteint, au Coniacien-Santonien inférieur, Boutenac et peut être aussi l'unité de la Pinède de Durban ;

— un domaine deltaïque - Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide - qui s'installe sur les anciennes aires littorales du Turonien ;

— un domaine fluvio-deltaïque - Grès de la Pinède - qui recouvre l'ensemble du compartiment étudié, de la Pinède à Fontfroide, au Santonien supérieur.

Le tableau 24 précise la répartition, dans l'espace et dans le temps, de ces différents dépôts.

L'évolution d'ensemble correspond à un cycle sédimentaire amorcé au Turonien supérieur, à tendance d'abord transgressive jusqu'au Santonien inférieur inclus, puis régressive à partir du Santonien supérieur.

		PINÈDE DE DURBAN	BOUTENAC		BOIS DU VICOMTE	FONTFROIDE		
			W	E		RUISSEAU	AUSSIÈRES	
SANTONIEN	supérieur	Grès grossiers et conglomérats quartzeux	Série terrigène azoïque		«Série rythmique»	?		Grès de la Pinède
	inférieur	?	?	Série terrigène et récifale de Pech Tenarel			Série terrigène	
CONIACIEN	sup.	Argiles sombres ligniteuses	Argiles sombres ligniteuses	Série terrigène	Série terrigène et récifale	Série terrigène et récifale	Calc. à <i>P. sphaeroidea</i> «Nonion» sp.	Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide
	inf.				Grès et conglomérats	Grès à <i>T. fourneli</i>	Série terrigène	
TURONIEN TERMINAL				Grès à <i>Pv. giganteus</i>	Argiles sombres	?		

Tab. 24 : Les séries sédimentaires du Sénonien inférieur du compartiment Alaric

II — LE COMPARTIMENT MOUTHOMET

Si l'existence du Sénonien inférieur, sur le compartiment Mouthomet, ne saurait être ni exclue ni prouvée dans les flyschs nord-pyrénéens, les dépôts de bassin et de plate-forme des zones sous-pyrénéennes sont, à l'inverse, riches en témoignages de cette période.

Zones nord-pyrénéennes

— Zone Commingeoise

Dans la région d'Espezel, le **Flysch à Fucoïdes** a livré à son sommet *M. sigali* [J.-P. WALLEZ, 1974].

Compte-tenu de la large répartition de cet organisme - Turonien à Coniacien - il est concevable d'envisager que cette formation s'élève dans le Sénonien inférieur.

Zones sous-pyrénéennes

Dans les zones sous-pyrénéennes, le Sénonien inférieur est très bien développé. De la zone des Écailles sous-pyrénéennes, au Sud, à la zone Sous-pyrénéenne, au Nord, il présente de notables variations de faciès dont rendent compte les successions suivantes.

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

— Le Sénonien de la Plaine de Tuchan

Pointant entre les formations superficielles de la plaine de Tuchan quelques affleurements de Sénonien (Feuilles de Quillan, 1938 ; 1967) relèvent de la zone des Écailles sous-pyrénéennes, en avant du chevauchement nord-pyrénéen [D. RAYMOND, 1965].

Les successions observées sont toujours tronquées mais elles permettent néanmoins l'identification de deux des trois membres de la **Formation de Peyrepertuse**.

— Au NE du chevauchement du Rec de Buga

la coupe de la côte 200 montre de bas en haut :

- Membre des Marnes de la Guardiole : marnes blanches à Polypiers coloniaux et *Echinocorys* sp., sans microfaune ;
- Membre des Calcaires de Peyrepertuse : calcaires (5 m), à débris d'Hippuritidés et de Radiolitidés ; le ciment renferme des sections de Globotruncanidés, Dictyopselles, «*Nonion*» sp., *Pithonella innominata* (BONET).

— Au Penjat

[P. SENESSE, 1937] les Rudistes sont abondants : G. ASTRE [1954] cite *Radiolites squamosus* d'ORB., *R. galloprovincialis*, *R. subradius* TOUCAS, auxquels il convient d'ajouter : *R. vallispetrosae*, *Pseudovaccinites dentatus* et *Hippuritella toucasi*, ce qui constitue un groupement type du Santonien inférieur.

*
* *

Dans la plaine de Tuchan, la faune de Rudistes du Penjat date le Santonien inférieur. Des arguments de position et la comparaison avec la série de Peyrepertuse, qui va faire l'objet des descriptions ci-après, permettent d'envisager la présence du Coniacien dans les marnes inférieures, du Santonien inférieur dans les calcaires sus-jacents. Aucun indice du Santonien supérieur n'a été relevé.

— La lame de Camps-Peyrepertuse

Le Chaînon de Peyrepertuse (fig. 53)

Il permet d'établir la succession lithostratigraphique de référence. On y observe, de bas en haut, les trois membres suivants :

• Formation de Peyrepertuse

— Marnes de la Gardiole :

marnes homogènes, claires, qui renferment vers leur base *M. sinuosa*, *M. pseudolinneiana* PES-SAGNO, *M. angusticarinata* (GAND.), *M. sigali*, *M. renzi* (GAND.), *D. imbricata* (MORNOD) ; elles affleurent ponctuellement, sous un épais glacis d'éboulis, au méridien du Col de la Gardiole, dans le flanc inverse du synclinal de Sagnes ;

— Calcaires de Peyrepertuse :

épaisse série, (50 m) en bancs dcm à m, de calcaires à débris de Rudistes ; la microfaune est peu significative avec «*Nonion*» sp. et *P. innominata*, Miliolites, Rotalidés et Dictyopselles. La série s'achève par un banc massif (2 m) de calcaire à galets de quartz, de quartzites et de lydiennes pouvant atteindre 10 cm de diamètre (Atlas, Pl. 44, fig. 6) ;

— Marnes du Pla de Sagnes

où s'intercalent dans les premiers mètres, un banc de conglomérat (1 m) et une assise de calcaires gréseux (1,50 m) ; elles deviennent ensuite homogènes. La macrofaune est rare - *Radiolites squamosus* -, la microfaune plus abondante : *Dicarinella concavata*, *Sigalia deflaensis*, *M. angusticarinata*, *M. pseudolinneiana*, *M. sinuosa*, *M. coronata* (BOLLI) ; l'épaisseur totale de cette unité n'a pu être fixée du fait de l'érosion qui tronque, ici, la série sénonienne.

Les trois membres du chaînon de Peyrepertuse se situent dans l'intervalle Coniacien-Santonien inférieur (Zones à *M. sinuosa*, *D. concavata*, *S. deflaensis*). Le contact dysharmonique qui existe entre la base des calcaires et les marnes inférieures n'a pas permis de dater précisément ce changement de faciès que l'on peut, en première approximation, situer près de la limite Coniacien-Santonien.

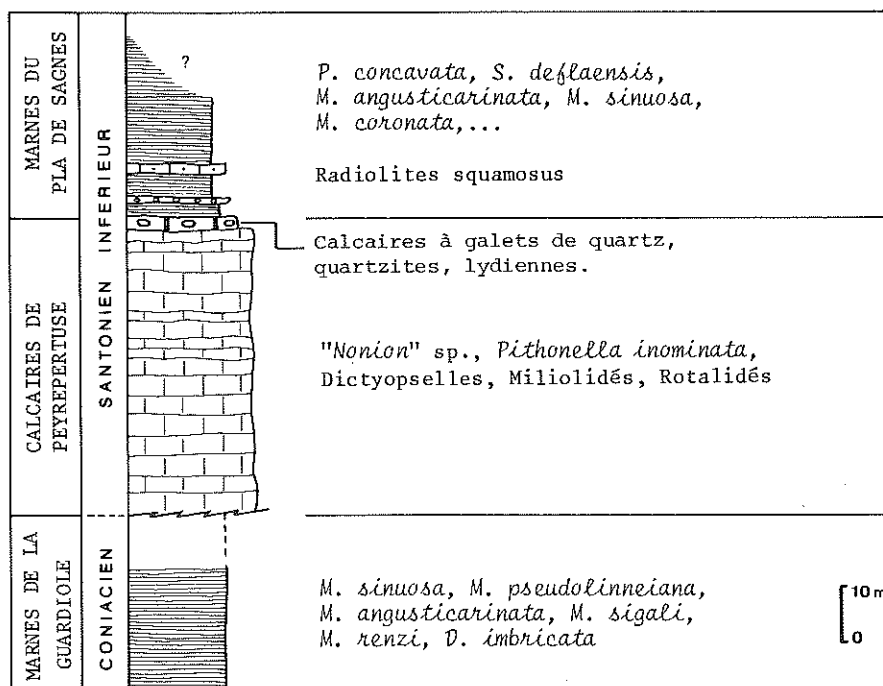


Fig. 53 : Le Sénonien inférieur du chaînon de Peyrepertuse : formation de Peyrepertuse

Entre Peyrepertuse et Camps,

La zone des Écailles est réduite à une étroite lame verticale, à matériel albo-cénomaniens dominant. Au méridien de Soulatgé, le Turonien, mis en évidence par J.-P. BOUILLIN (cf. chapitre précédent, p. 132), se complète, tant dans la série continue méridionale que dans les petites écailles frontales, par des marnes dont l'âge au moins Coniacien est déduit de la présence de *M. sinuosa*.

Le Synclinal de Camps - Roquegude

Il faut atteindre les abords de Camps pour voir la lame de Camps-Peyrepertuse retrouver une structure synclinale [M. BILOTTE, 1972]. Le flanc sud du synclinal de Camps-Roquegude est renversé sous le chevauchement nord-pyrénéen du chaînon de Galamus, son flanc nord chevauche le synclinal sous-pyrénéen de Soulatgé, et le Roc de Sarrus, à l'Est, en dessine la terminaison périnclinale flottante (fig. 6).

La formation de Peyrepertuse affleure dans les deux flancs du pli avec des variations de lithologie ; l'axe est occupé par des dépôts plus récents qui appartiennent à la formation de la Montagne des Cornes.

• Formation de Peyrepertuse

— Coniacien à Santonien inférieur

- Dans le flanc sud de la Bergerie de Mondy, à l'E, au méridien du ruisseau de Fountetes, à l'O, se développent d'abord des marnes bleues homogènes à microfaunes planctoniques abondantes, *M. tarfayensis* (LEHMANN), *M. renzi*, *M. sigali*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata* (BOLLI), *M. angusticarinata*, *Globigerinelloides asper* EHR., *Hedbergella flandrini* PORT., qui datent le Coniacien. Au dessus viennent des calcaires blancs, bioclastiques à Cœlentérés, Dictyopselles, Pithonelles, Globotruncanidés, puis de nouveau des marnes à *M. pseudolinneiana*, *M. marginata* (REUSS), *M. lapparenti* (BOLLI), *G. fornicata* PLUM, *Stensioina praeexculpta* (KELLER), rapportés au Santonien inférieur ;
- Dans le flanc nord apparaissent les membres moyen et supérieur de la formation, ce sont, les masses calcaires déracinées des Rocs d'en Soubiron, de Camps et de Sarrus, les marnes qui, à l'Ouest des gorges de Lafargue surmontent le Roc de Sarrus. La base de ces masses calcaires a été rapportée au Santonien inférieur [J. MAGNE et J.-P. ROUCAN, 1972] ; dans leur sein, les Rudistes très recristallisés qui abondent localement : *H. (H.) socialis*, *H. (H.) aff. sublaevis* (MATH.) *Ha toucasi*, permettent une attribution au Santonien inférieur ; la même datation peut être retenue pour les marnes sus-jacentes à *M. pseudolinneiana*, *Sigalia deflaensis* et *Stensioina praeexculpta*.

• Formation de la Montagne des Cornes

— Santonien supérieur

- Le Santonien supérieur n'est formellement reconnu, dans l'axe du pli, que sous la forme de calcaires à Rudistes qui arment, au SO du Roc d'en Soubirou et à l'E de Matte Vieille, la butte 552. L'association s'y compose des principales formes de l'intervalle-temps considéré, à savoir : *H. (H.) canaliculatus* (R. du R.), *H. (H.) turgidus* (R. du R.), *H. (H.) rennensis* (DOUV.), *H. (H.) praebioculatus* (TOUCAS), *Ha sulcatissima* (DOUV.) et *Pv. galloprovincialis* (MATH.).
Le gisement est isolé au sein d'une série marneuse qui n'a pas fourni d'argument complémentaire de datation.

*

* *

Dans la lame de Camps-Peyrepertuse, les unités litho-stratigraphiques du Sénonien inférieur se superposent, de bas en haut, de la façon suivante : marnes inférieures du Coniacien, calcaires récifaux du Santonien inférieur, marnes supérieures du Santonien inférieur à supérieur et calcaires à Rudistes du Santonien supérieur ; ces unités, bien définies dans l'axe et le flanc nord du synclinal de Camps, passent, dans son flanc sud, à une série marneuse homogène.

— *Le flanc inverse du synclinal de Saint-Louis*

Au Turonien marneux fait suite un Sénonien inférieur lui-même marneux. Les Foraminifères planctoniques indiquent, dans leur ensemble, un âge Coniacien à Santonien inférieur ; la présence du Santonien supérieur n'est pas démontrée. Il peut être étiré tectoniquement au niveau d'une surface de contact située le long d'une ligne Lauzadel-Saint-Louis-Parahou qui amène le flanc inverse du pli à reposer sur le Sénonien supérieur de son flanc normal.

*
* *

Dans le flanc inverse du synclinal de Saint-Louis, le Sénonien inférieur, incomplet, est représenté dans sa totalité par des marnes à microfaune pélagique. Leur faciès est semblable à celui des marnes du Sénonien inférieur du flanc inverse du synclinal de Camps-Roquegude ; comme elles, elles sont attribuées à la formation de Peyrepertuse.

Conclusion

Lors du Sénonien inférieur, la zone des Écailles sous-pyrénéennes est surtout soumise à une sédimentation marneuse de bassin. Au Santonien inférieur des édifices récifaux sont installés à l'articulation bassin-plate-forme (Camps) et les produits de leur démantèlement jalonnent la marge septentrionale du bassin (Peyrepertuse). Au Santonien supérieur des incises d'une sédimentation récifale, discrète, sont encore relevés dans un contexte essentiellement marneux.

La succession des dépôts s'organise en mésoséquences marines régressives de comblement, allant des marnes de bassin aux calcaires récifaux de plate-forme.

— *Zone Sous-pyrénéenne s.s.*

Pendant le Sénonien inférieur, la zone Sous-pyrénéenne est soumise à des sédimentations différentes qui se traduisent par les dépôts successifs des Calcaires de Montferrand (Coniacien inférieur), des Marnes de Bugarach (Coniacien supérieur-Santonien inférieur), du complexe terrigène et récifal de la Montagne des Cornes ou des Marnes bleues de Sougraigne.

De l'Ouest vers l'Est et du Sud vers le Nord, ces différentes formations subissent des variations dont rend compte l'exposé ci-après.

Entre Padern et Soulatgé (fig. 54)

Le Sénonien inférieur est représenté, entre ces deux localités, par les Calcaires de Montferrand et les Marnes de Bugarach.

— *Barre de la Ferrière* (fig. 54 A)

• *Formation des Marnes de Bugarach*

Elle fait suite aux Marnes glauconieuses du Turonien. La microfaune se compose de : *M. sinuosa*, *M. renzi*, *M. angusticarinata*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana* ; quelques lentilles métriques de calcaires roses à Coelentérés apparaissent dans la formation, avant le chevauchement de l'Albien (butte 332) de la zone des Écailles.

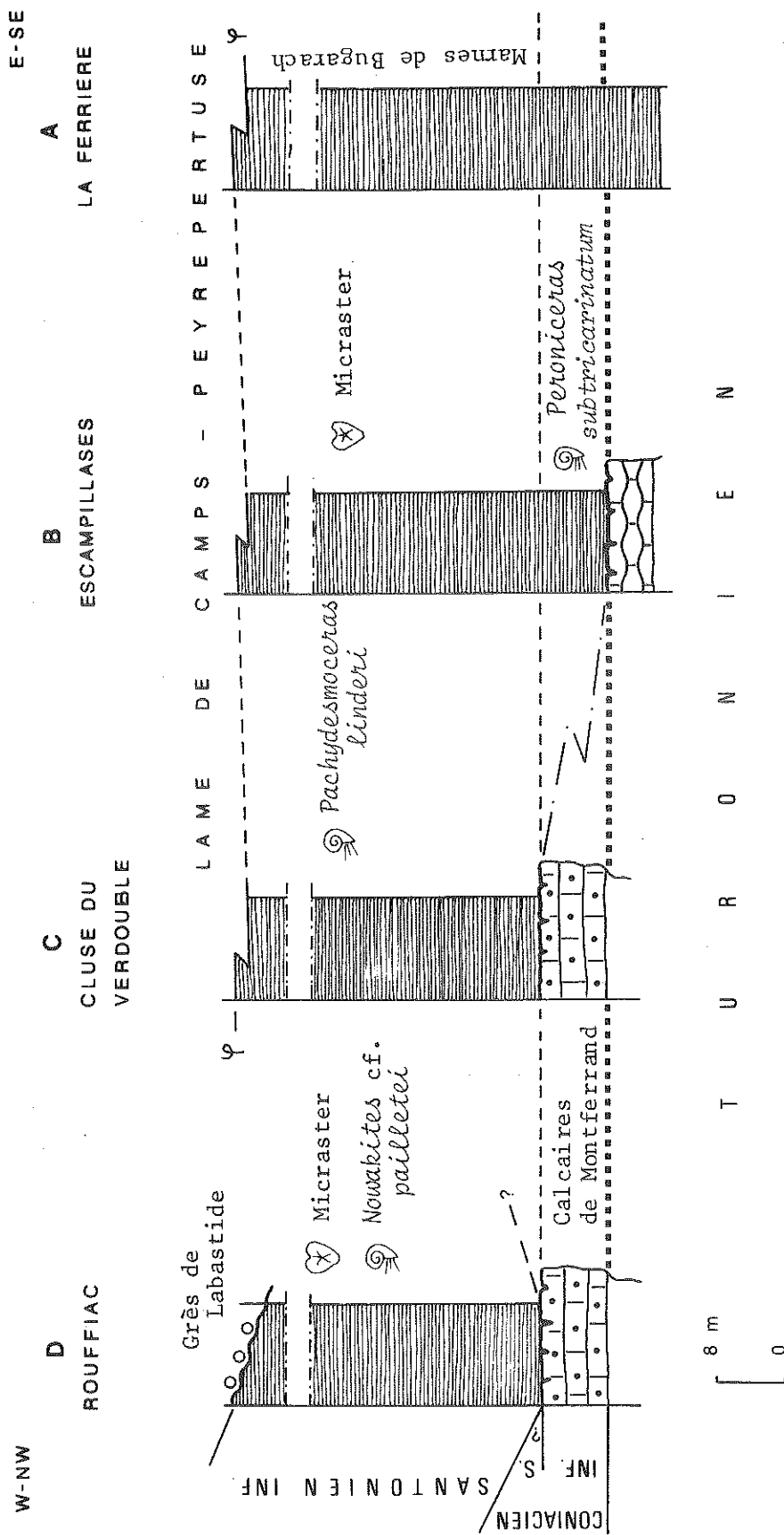


Fig. 54 : Variations stratigraphiques et lithologiques du Coniacien-Santonien inférieur entre Padern et Soulatgé (légende dans le texte)

— *Versant méridional des Escampillases* (fig. 54 B)

• **Formation des Marnes de Bugarach**

Superposés au fond durci turonien, les premiers niveaux de marnes coniaciennes renferment *M. sinuosa*, *M. renzi*, *M. angusticarinata*, *H. flandrini*.

Vers l'Ouest, ces marnes se poursuivent jusqu'au méridien de Peyrefitte où leur base, qui admet des niveaux à chailles et Spongiaires, a livré *Peroniceras subtricarinatum* d'ORB. du Coniacien inférieur (Atlas, Pl. 29, fig. 4).

La série marneuse se complète plus au Sud, avec des termes plus élevés ; d'abord masquée par les alluvions du Verdoube, elle réapparaît, toujours en série normale, sous l'Albien chevauchant de la zone des Écailles (Le Crès). Les *Micraster* abondent dans les lits marno-calcaires, ce qui va dans le sens d'un âge Coniacien supérieur ou Santonien inférieur. La microfaune est assez peu caractéristique : *D. imbricata*, *M. sinuosa*, *M. angusticarinata*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*.

— *Cluse du Verdoube entre Vente Farine et le Bois de l'Anayrac* (fig. 54 C)

Au débouché de la cluse, aux abords du Moulin de Ribaute, le Turonien terminal est surmonté des Calcaires de Montferrand.

• **Formation des Calcaires de Montferrand**

— Coniacien inférieur

Il s'agit des calcaires roux (7 m) en bancs pluridécimétriques. Leur microfaciès calcaire graveleux, à nombreux débris de Rhodophycées, de Coelentérés, de Lamellibranches, liés par un ciment cristallin, indique une sédimentation de haute énergie. La microfaune, peu significative, se compose de Vidalines, Dictyopselles et Miliolles. Ces calcaires constituent, à l'Ouest du méridien de Peyrefitte, l'équivalent latéral des marnes à *Peroniceras* citées dans la coupe précédente.

Vers le Sud, les alluvions du Verdoube masquent le contact avec la formation sus-jacente des Marnes de Bugarach. Celle-ci se développe ensuite jusque sous le chevauchement de la zone des Écailles, à l'Est du Pech Capel, sous le faciès de marnes à *Micraster*.

Aux abords de Duilhac, ces marnes à *Micraster*, très épaisses, ont donné *Pachydesmoceras linderi*.

— *Rouffiac des Corbières* (fig. 54 D)

Une succession analogue à la précédente peut être relevée aux abords de Rouffiac. Le contact entre les Calcaires de Montferrand et les Marnes à *Micraster* est assuré par un fond durci. Les marnes à nombreux *Micraster corbaricus* LAMBERT renferment aussi [J.-P. BOUILLIN, 1967] *Nowakites* cf. *pailletei* d'ORB. du Santonien inférieur. Le sommet de la série marneuse est tronqué par le ravinement des Grès de Labastide discordants.

*
* *

Entre Padern et Soulatgé, les dépôts du Coniacien - Santonien inférieur, sont, soit uniquement marneux et à microfaunes planctoniques, soit formés de la superposition des Calcaires de Montferrand et des Marnes à *Micraster* séparés par un fond durci de valeur locale : cette coupure pourrait matérialiser une lacune du Coniacien supérieur qu'aucune faune ne permet ici de caractériser.

La succession Calcaires de Montferrand - Marnes à *Micraster* correspond à une mégaséquence marine transgressive.

De Soulatgé à la faille des Capitaines

Le Sénonien inférieur s'observe entre Soulatgé et Cubières dans les deux flancs du synclinal de Soulatgé. Il disparaît à l'Ouest de Cubières où il est masqué ou érodé, vers le Nord, sous la discordance des Grès de Labastide et tronqué au Sud, par le chevauchement du synclinal de Camps ; il réapparaît au niveau de la faille des Capitaines.

— De Soulatgé à Cubières (fig. 55)

Le synclinal de Soulatgé offre l'aspect d'un pli déjeté dans les flancs duquel le Sénonien inférieur est partiellement conservé sous les Grès de Labastide. Des différences notables apparaissent entre le flanc sud, subvertical, étiré et disloqué au contact de la zone des Écailles et le flanc nord, à pendage faible et régulier vers le sud (25°).

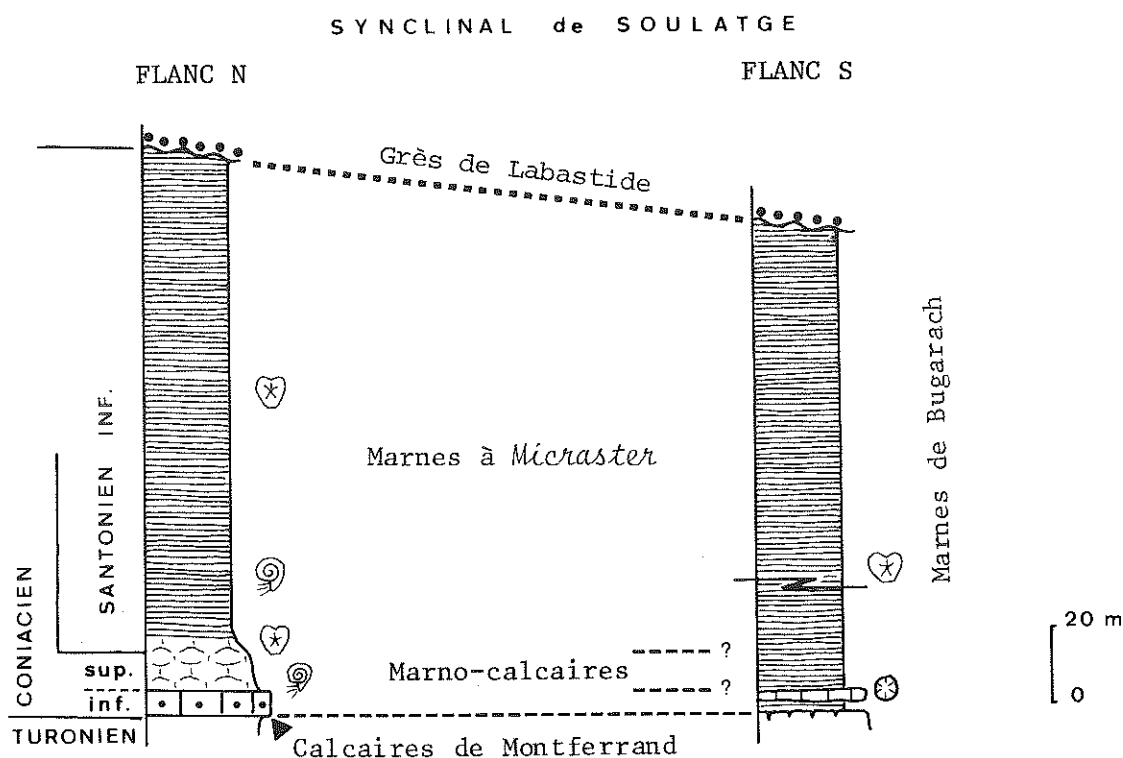


Fig. 55 : Les variations lithologiques du Sénonien inférieur dans les flancs du synclinal de Soulatgé, à l'Est de la faille des Capitaines (légende dans le texte)

□ Flanc Sud : au S de Cubières et au-dessus des calcaires à faune du Moulin de l'Agly - Turonien terminal - la série se compose de :

• Formation des Marnes de Bugarach

- marnes, peu épaisses, à «microfaune caractéristique d'un Coniacien très inférieur» [J. MAGNE et J.-P. ROUCAN, 1971] ;
- calcaires (4 m) subrécifaux, rosés, à ciment micritique ;
- marnes à *Micraster corbaricus* contenant à leur base, *D. imbricata*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, *M. schneegansi*, *M. sigali*, *M. tarfayensis*, *M. sinuosa*, *Neoflabellina deltoidea* (WDK), *Gavelinella pugetensis* PORT., association qui se situe toujours dans le Coniacien. La formation se poursuit sur une trentaine de mètres d'épaisseur avant d'être redoublée tectoniquement.

□ Flanc nord : de Soulatgé au col d'en Guilhem, la série a partout la même composition, à savoir, de bas en haut :

• **Formation des Calcaires de Montferrand**

- calcaires (7 à 8 m) en bancs dcm, de couleur ocre à cassure bleue. Les différents microfa-
ciès observables, plus ou moins graveleux, indiquent dans leur ensemble un abaissement
de l'énergie vers le haut de la formation. La microfaune, homogène, comporte Rotalidés,
Miliolles, Dictyopselles, «*Nonion*» sp., *Vidalina hispanica* et *Pseudocyclamina sphaeroi-*
dea.

Ces calcaires sont recoupés, immédiatement à la sortie Est de Soulatgé, par les routes de Massac,
au Nord, de Rouffiac, à l'Est. P. SENESSE [1937, 1956] cite, en ces lieux, et à la partie supérieure des
calcaires une faune d'Ammonoides abondante et significative du Coniacien inférieur : *Tissotia*
haplophylla REDT., *T. redtenbacheri* de GROSS., *T. robini* THIOLL., *T. sp. aff. T.ourneli*, *Peroniceras*
subtricarinatum d'ORB. *Barroisiceras haberfellneri* serait associée à cette faune, mais cette unique
mention n'a pas pu être confirmée.

• **Formation des Marnes de Bugarach**

- marno-calcaires et marnes à *Micraster corbaricus* ;
- marnes micacées, homogènes, à *Micraster corbaricus*, *Spondylus spinosus* SOW., *Pachy-*
desmoceras linderi ; la microfaune est abondante et deux prélèvements, distants de 100
m, ont donné : au cimetière de Soulatgé, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. tarfayensis*,
M. sinuosa, *M. angusticarinata*, *Gavelinella tumida* BROT., *Neoflabellina praerugosa* HIL-
TER. ; au Sud du cimetière, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. tarfayensis*, *M. angusti-*
carinata, *Neoflabellina deltoidea*, qui indiquent vraisemblablement un âge Coniacien à San-
tonien basal.

La suite de la série est tronquée sous la discordance angulaire de ravinement - 15° au Pech de
Marquech (Atlas, Pl. 44, fig. 9) - des Grès de Labastide.

Dans la partie centrale du pli, des accidents obliques font ressortir, à l'Ouest du ruisseau de Four-
counals et jusqu'au signal 535, les Calcaires de Montferrand, les marno-calcaires et les marnes à
Micraster ; ces dernières sont le plus souvent très réduites, voire éliminées sous le ravinement des
Grès de Labastide.

— *A l'Est de la faille des Capitaines,*

le Sénonien inférieur réapparaît entre la Bécède et les Pastressis. On y retrouve encore :

• **Formation des Calcaires de Montferrand**

- calcaires graveleux (6 à 8 m) à Dictyopselles, Miliolles, Rotalidés, «*Nonion*» sp. et *Vidalina*
hispanica.

• **Formation des Marnes de Bugarach**

- marnes silteuses (25 m) à *Micraster corbaricus*, *Echinocorys vulgaris* BREY., *Cardiaster*
sp., *Cidaris* sp., *Spondylus spinosus*, *Jimboiceras reyi* COLL. et *Pseudoschloenbachia cas-*
terasi COLL., que surmonte encore la formation érosive des Grès de Labastide.

*

* *

Entre Soulatgé et la faille des Capitaines, le Sénonien inférieur ne montre aucune succession complète du fait du caractère érosif des Grès de Labastide sus-jacent.

Les termes inférieurs, seuls conservés (Coniacien à Santonien inférieur) sont essentiellement marneux au Sud, calcaires puis marneux au Nord où les Ammonites permettent la datation au Coniacien inférieur du Calcaire de Montferrand et au Coniacien supérieur - Santonien inférieur des Marnes de Bugarach.

Ces formations sont d'âge et de faciès identiques à celles déjà décrits plus à l'Est, à partir du méridien de Peyrefitte. Elles traduisent encore une évolution marine transgressive. la transition est ménagée des calcaires aux marnes et aucune discontinuité n'apparaît, ici, entre les deux formations.

De la Faille des Capitaines à la Vallée de l'Aude

Des changements de faciès et des remplacements de formations caractérisent le Sénonien inférieur des différents plis qui se succèdent du S vers le N, de l'anticlinal du Bézu à la branche du Cardou.

— *Anticlinal du Bézu :*

D'Est en Ouest et successivement, la série marneuse du Sénonien inférieur repose d'abord sur les calcaires à Rudistes et les grès du Turonien moyen-supérieur du Roc de la Beillé ; puis, elle succède aux marnes supérieures du Turonien supérieur de Montplaisir ; enfin, par l'intermédiaire d'un fond durci, elle s'appuie sur les calcaires du Cénomanién supérieur du Bois de Lauzet. Elle est tronquée à son sommet par les Grès de Labastide qui localement (entre Parahou Petit et la Bergerie de Richou) l'éliminent en totalité pour être directement en contact avec le Turonien.

La succession la plus complète est connue à l'Ouest des Gascous ; on recoupe successivement, entre le ruisseau de la Michonne et la crête qui le domine au Sud (côté 700) :

• Formation de Peyrepertuse

- une alternance rythmique de marnes et de marno-calcaires passant progressivement les uns aux autres. L'épaisseur de cette série atteint 120 mètres. La répartition des microfossiles pélagiques (tab. 25) permet d'y reconnaître le Coniacien complet et bien développé et le Santonien inférieur dans les dix derniers mètres, à l'apparition de *Sigalia deflaensis*.
- des calcaires construits (3 m) à Rudistes : *Ha gr. toucasi*, *H. (H.) socialis*, du Santonien inférieur démantelés sous les Grès de Labastide.

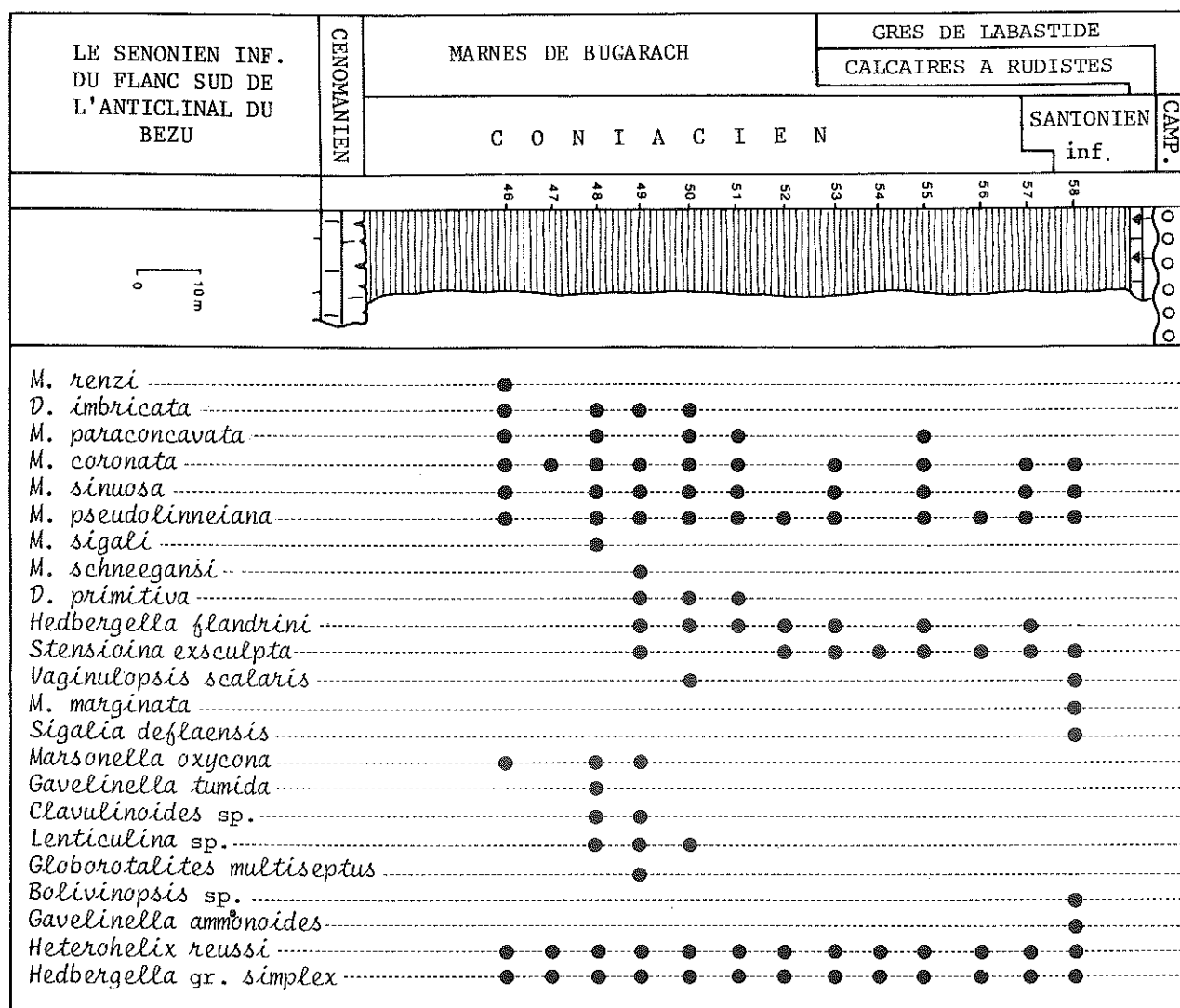
*
* *

Malgré des disparitions locales liées à des érosions postérieures aux dépôts, on peut reconnaître sur l'anticlinal du Bézu, le Coniacien et la base du Santonien inférieur dans la série marneuse ; le Santonien inférieur p.p. dans les calcaires à Rudistes.

Cette succession n'est pas sans évoquer, tant par le synchronisme de ses limites que par l'ordre de ses dépôts, certainement incomplets du fait du ravinement important des Grès de Labastide, le Sénonien inférieur du chaînon de Peyrepertuse et du synclinal de Camps-Roquegude.

— *Anticlinal de la Fontaine Salée, synclinal de Rennes-les-Bains, Anticlinal du Cardou :*

En raison de leur homogénéité lithologique dans ces diverses structures, les formations du Coniacien et du Santonien inférieur feront l'objet d'une analyse synthétique. Le Santonien supérieur, géographiquement limité au seul synclinal de Rennes-les-Bains, sera traité indépendamment.



	DE GROSSOUVRE, 1893 ; 1901	P. SENESE, 1966	ZONES ET FORMATIONS	M. COLLIGNON - M. BILOTTE 1971 - 72 - 76 - 81
	CORBIÈRES	SYNCLINAL DE SOULATGÉ		
SANTONIEN inférieur	<i>Pachydiscus canali</i> de GROSS. <i>Mortonicerias texanum</i> RÖEMER <i>Mortonicerias serrato-marginatus</i> REDT. <i>Nowakites savini</i> de GROSS. <i>Nowakites pailletei</i> d'ORB. <i>Nowakites carezi</i> de GROSS. <i>Muniericerias lapparenti</i> de GROSS. <i>Muniericerias inconstans</i> de GROSS. <i>Pachydesmoceras linderi</i> de GROSS. <i>Gaudryceras mite</i> v. HAUER. <i>Muniericerias rennense</i> de GROSS.		S1 Marnes à Micraster F4	<i>Pseudoschloenbachia</i> aff. <i>inconstans</i> de GROSS. <i>Texanites gallicus</i> COLL. <i>Texanites quinquenodosus</i> REDT. <i>Lehmanicerias rivierae</i> COLL. <i>Hauericerias</i> sp. aff. <i>welschi</i> de GROSS. <i>Nowakites carezi</i> de GROSS. <i>Nowakites pailletei</i> d'ORB. <i>Nowakites tallavignesi</i> d'ORB. <i>Muniericerias lapparenti</i> de GROSS. <i>Pseudoschloenbachia rennensis</i> de GROSS. <i>Jimboicerias reyi</i> COLL. <i>Damesites sugatus</i> FORBES <i>Damesites</i> sp. aff. <i>compactus</i> HOEP. <i>Praemuniericerias bilottei</i> COLL. <i>Praemuniericerias</i> sp. aff. <i>subgosaucum</i> COLL. <i>Pseudoschloenbachia casterasi</i> COLL. <i>Pseudoschloenbachia</i> sp. aff. <i>praefournieri</i> COLL.
CONIACIEN	<i>Gauthiericerias margae</i> SCHLÜT. <i>Mortonicerias bourgeoisi</i> d'ORB. <i>Mortonicerias emscheris</i> SCHLÜT.	<i>Gauthiericerias margae</i> SCHLÜT. <i>Parabevahites serrato-marginatus</i> REDT. <i>Scaphites lamberti</i> de GROSS. <i>Scaphites aquisgranensis</i> SCHLÜT. <i>Texanites bourgeoisi</i> d'ORB.	Co 3 Marno-calcaires F3	<i>Gauthiericerias</i> sp. <i>Pachydesmoceras</i> sp. aff. <i>linderi</i> de GROSS. <i>Scaphites</i> sp. <i>Parabevahites emscheris</i> SCHLÜT.
	<i>Peronicerias subtricarinarum</i> d'ORB. <i>Tissotia ewaldi</i> de BUCH.	<i>Peronicerias subtricarinarum</i> d'ORB. <i>Barroisicerias habertellneri</i> v. HAUER <i>Tissotia haplophylla</i> REDT. <i>Tissotia redtenbacheri</i> de GROSS. <i>Tissotia robini</i> THIOL. <i>Nowakites linderi</i> de GROSS. <i>Parapuzosia</i> cf. <i>corbarica</i> de GROSS. <i>Texanites bontandi</i> de GROSS. <i>Lytoceras</i> aff. <i>epigonum</i> KOSSMAT.	Co 2 Calcaires de Montferand F2	<i>Peronicerias westphalicum</i> SCHLÜT.

Tab. 26 : Répartition des Ammonites dans les différentes formations du Coniacien-Santonien inférieur de la zone sous-pyrénéenne orientale.

□ Sur le flanc Nord de la Fontaine Salée, dans la cluse de la Sals, la formation calcaire (15 m), en bancs pluridécimétriques (Atlas, Pl. 43, fig. 6), présente les mêmes caractéristiques énergétiques, ce qui se traduit par l'apparition à sa partie supérieure d'intervalles micritiques, riches en spicules d'éponges et de Pithonelles. Dans la masse, la microfaune regroupe Miliolles, Dictyopselles, Rotalidés, *Vidalina hispanica* et le couple «*Nonion*» sp., *Pseudocyclammina sphaeroidea*. Les Globotruncanidés (*Marginotruncana* sp. aff. *pseudolinneiana*) apparaissent à la partie sommitale, riche en petits Ostréidés.

□ Sur le flanc Nord du synclinal de Rennes-les-Bains, l'épaisseur des calcaires est réduite à 6 m. La lithologie et le contenu micropaléontologique restent constants et des sections de Marginotruncanidés sont toujours visibles à la partie supérieure. C'est ici la localité type des Calcaires de Montferland connue pour avoir livré *Peroniceras subtricarinatum* et *Tissotia ewaldi* du Coniacien inférieur [DE GROSSOUVRE, 1893, 1901].

□ Sur le flanc Nord du Cardou, l'entaille du Riassesse recoupe, au-dessus du Turonien (?) gréseux, des calcaires gréseux (4 à 5 m) à débris coquilliers. Le microfaciès est celui d'un calcaire grésogaveleux dont le caractère détritique décroît vers le haut conjointement à l'apparition de «*Nonion*» sp. et *Pseudocyclammina sphaeroidea*.

• Formation des marnes de Bugarach

— Marno-calcaires à *Gauthiericeras* (F3)

Ils assurent la transition entre les Calcaires de Montferland et les marnes à *Micraster*. Ce membre, peu épais (6 m), se compose de calcaires marneux strato-décroissants (20 à 5 cm), séparés par des intervalles marneux strato-croissants (5 à 20 cm) (Atlas, Pl. 43, fig. 7). Ils sont connus pour renfermer une faune de Céphalopodes du Coniacien supérieur, à savoir *Gauthiericeras margae* et *Parabevahites emscheris* [DE GROSSOUVRE, 1893, 1901 ; M. COLLIGNON, 1948 ; P. SENESSE, 1956]

□ Au débouché de la cluse de la Sals, quelques Ammonites, *Gauthiericeras* sp., *Pachydesmoce- ras* cf. *linderi*, *Scaphites* sp., accompagnent *D. concavata*, *M. schneegansi*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, *Hedbergella* cf. *del rioensis*, *Gavelinella* cf. *tumida*, *Vaginula trilobata* (d'ORB.) [M. BILOTTE, 1970].

□ Sur le flanc nord du Cardou, après une lacune d'observation (4 m), apparaissent des marno-calcaires à Picnodontes (2 m).

— Marnes à *Micraster* (F4)

La série, épaisse en moyenne de 50 m, est homogène (Atlas, Pl. 43, Fig. 8) et se singularise par l'abondance de ses Echinides où *Micraster corbaricus* domine, associé à *Cardiaster integer* AGASSIZ, *Echinocorys vulgaris* BREYNIUS et de nombreuses autres formes citées et/ou décrites par J. LAMBERT [1911]. Les Céphalopodes y sont eux aussi nombreux comme en témoigne les collectes de DE GROSSOUVRE [1893, 1901] et celles accomplies dans le cadre de ces recherches [M. BILOTTE et M. COLLIGNON, 1981] (Tab. 26). Le genre *Texanites* y est représenté par l'espèce *gallicus*, index du Santonien inférieur (Atlas, Pl. 30, Fig. 3).

Le toit des marnes à *Micraster* est nettement marqué, dans le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains, sous les calcaires à Rudistes du «Petit Lac». La partie sommitale de la formation a livré [M. BILOTTE, F. CALANDRA et M. COLLIGNON, 1971] *Pseudoschloenbachia* aff. *inconstans* DE GROSS., *D. concavata*, *Ventilabrella decoratissima*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, *M. marginata*, *M. lapparenti* (BROT.), *G. arca*, *Gavelinella* cf. *tumida*, *Nummofallotia cretacea*, *Goupillaudina daguini* MARIE., association que l'on peut situer à la limite Santonien inférieur-Santonien supérieur.

□ Sur le flanc nord du Cardou, une vingtaine de mètres de marnes à faciès «marnes à *Micraster*» sont conservées.

□ Les marnes à *Micraster* réappaissent ponctuellement, à la faveur d'accidents tectoniques. On les retrouve ainsi, au Nord de Rennes-le-Château et dans l'écaïlle du Roc de Midi, sous le chevauchement du bassin de Quillan.

*
* *

Sur l'anticlinal de la Fontaine Salée, le synclinal de Rennes-les-Bains et le revers nord du Cardou, on peut admettre les correspondances stratigraphiques et lithologiques suivantes (fig. 56).

- au Coniacien inférieur, les Calcaires de Montferrand à *Peroniceras* (Zone Co 2) ;
- au Coniacien supérieur, les marno-calcaires à *Gauthiericeras* (Zone Co 3) ;
- au Santonien inférieur, les marnes à *Texanites* et *Micraster* (Zone S 1).

Le changement progressif des faciès est à relier à une évolution transgressive graduelle. Les Marnes à *Micraster* traduisent, au toit de la mégaséquence le maximum de la transgression marine.

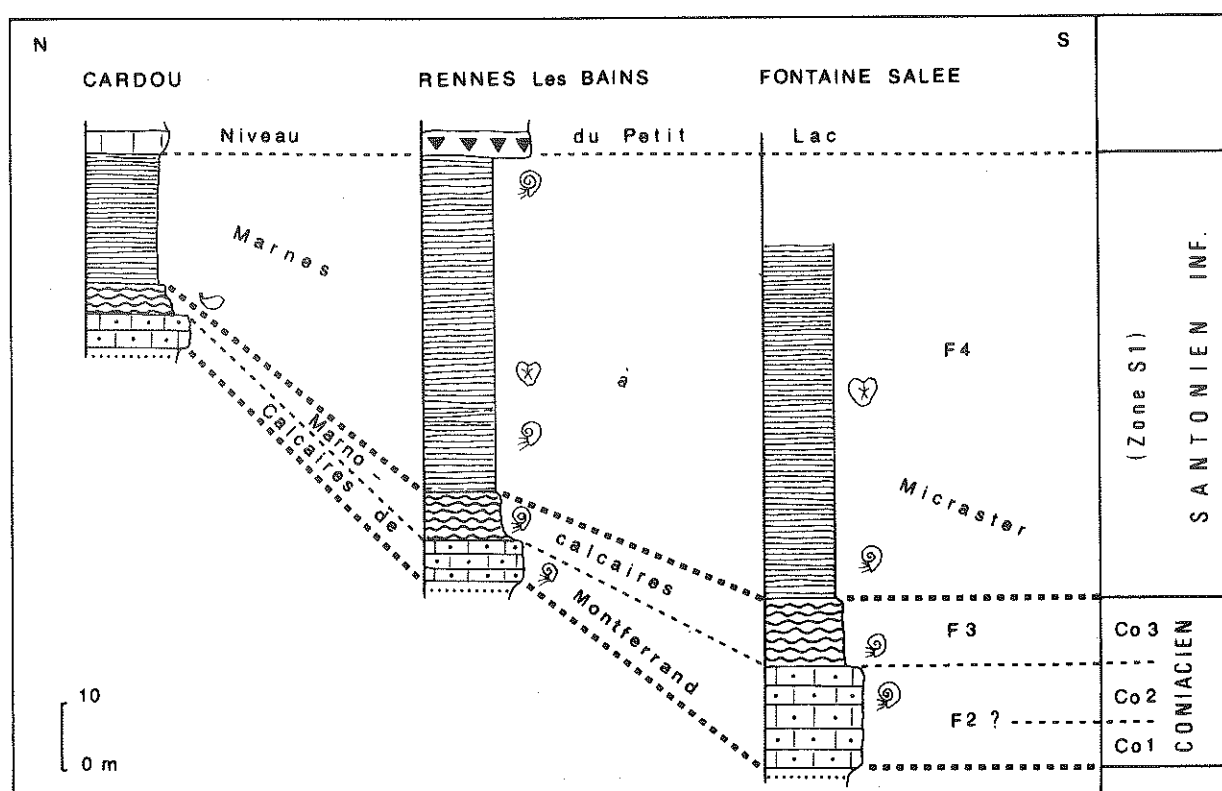


Fig. 56 : Corrélations lithostratigraphiques dans le Coniacien-Santonien inférieur de la zone sous-pyrénéenne orientale, à l'Ouest de la faille des Capitaines (légende dans le texte)

— Santonien supérieur

Il est rattaché à cet âge une série terrigène et récifale dont on ne trouve les marques que dans le synclinal de Rennes-les-Bains où elle offre une grande diversité de dépôts. Ceux-ci se répartissent entre deux grandes formations juxtaposées et synchrones : la formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes, la formation des Marnes bleues de Sougraigne.

• Formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes

Depuis la première étude de Picot de Lapeyrouse [1781], elle a surtout fait l'objet de recherches orientées sur la paléontologie et la stratigraphie des Rudistes [H. DOUVILLE, 1886 ; DE GROSSOUVRE, 1901 ; Ar. TOUCAS, 1903].

Géographiquement, la formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes occupe les trois reliefs de la Montagne des Cornes, des Croutets et de Brenz sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains. Le complexe terrigène et récifal a une épaisseur totale de 130 m environ. Les calcaires construits n'en occupent qu'une faible partie formant les célèbres niveaux : du Petit Lac, du Vieux Cimetière de Sougraigne et de la Montagne des Cornes (fig. 57).

Ces niveaux construits s'intercalent dans un ensemble argilo-gréseux de type deltaïque [M. BILOTTE, 1981].

1 — Les niveaux à Rudistes

[M. BILOTTE, 1970 ; 1981 ; M. BILOTTE, F. CALANDRA et M. COLLIGNON, 1971] (tab. 27, fig. 58).

— Le niveau du Petit Lac surmonte les marnes à *Micraster*. Peu épais (8 m), en bancs dcm de calcaires blancs ou rosés au Nord de la Montagne des Cornes et des Croutets, il devient massif et se réduit d'épaisseur (1,50 m) vers l'Est, au Nord de la Montagne de Brenz.

Les Rudistes sont le plus souvent isolés dans la masse des calcaires ; les concentrations locales prennent l'aspect de thanatocoenose où les organismes sont brisés, sans opercules et basculés dans toutes les directions. On y reconnaît *H. (H.) socialis* var. *irregularis* (TOUCAS) et *Ha gr. toucasi*.

Le microfaciès est celui d'une biosparite à débris de test de Rudistes et d'Algues où se mêlent *Nummofallotia cretacea*, *Pithonella sphaerica*, Dicyopselles, Miliolidés et Rotalidés.

Les 15 m de calcaires qui surmontent, dans la vallée du Rialsesse (N. du Cardou), les marnes à *Micraster*, seraient un équivalent septentrional des calcaires du Petit Lac. Leur position géométrique est identique, leur microfaciès du type biosparite à débris de Rudistes, test de Miliolles, Dictyopselles, *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Vidalina hispanica* et *Nummofallotia cretacea* est comparable.

— Le Vieux Cimetière de Sougraigne : différent du niveau précédent avec lequel il était confondu [DE GROSSOUVRE, 1901 ; Ar. TOUCAS, 1903], le niveau du Vieux Cimetière de Sougraigne ne correspond pas à une construction. Les Rudistes, abondants, sont dispersés dans un ciment calcaréo-argileux où prolifèrent aussi les Coelentérés. L'association faunistique est nouvelle et dominée par *H. (H.) praecessor* (DOUV.) et *Pv. galloprovincialis* (MATH.).

— Le niveau de la Montagne des Cornes : ce niveau supérieur a une extension régionale ; il occupe le sommet des reliefs de la Montagne des Cornes, des Croutets et de Brenz. Stratiforme (4 m) et monolithique aux Croutets et à Brenz, il prend de l'épaisseur (12 m) et se divise en 3 bancs séparés par des intervalles marno-silteux à la terminaison sud-occidentale de la Montagne des Cornes.

Ignorant ces relations géométriques, Ar. TOUCAS [1901-1903] a fondé sa stratigraphie sur ces trois niveaux et placé la limite Santonien-Campanien, entre la deuxième et la troisième digitation, à l'apparition de *H. (B.) organisans*. DE GROSSOUVRE n'acceptera jamais cette limite et considèrera toujours, que cette unité récifale appartient dans sa totalité au Santonien supérieur.

L'analyse détaillée du contenu paléontologique du niveau de la Montagne des Cornes [M. BILOTTE, 1970] montre que, dans son ensemble, la faune est y homogène et que *H. (B.) organisans* y apparaît, pour des raisons qui tiennent plus à l'écologie qu'à la chronologie, en des lieux variables de la construction, y compris ceux considérés comme Santonien supérieur par Ar. TOUCAS lui-même. La faune du niveau supérieur est, dans son ensemble, nouvelle et très diversifiée puisque 19 espèces différentes d'Hippuritidés y sont recensées [M. BILOTTE, 1981] (tab. 27) ; parmi elles, deux seulement sont héritées du niveau inférieur, à savoir *Ha sulcatissima* DOUV. et *Pv. galloprovincialis*. *H. (B.) organisans*, dont c'est ici le seul gisement authentifié, constitue l'espèce la plus originale de l'association.

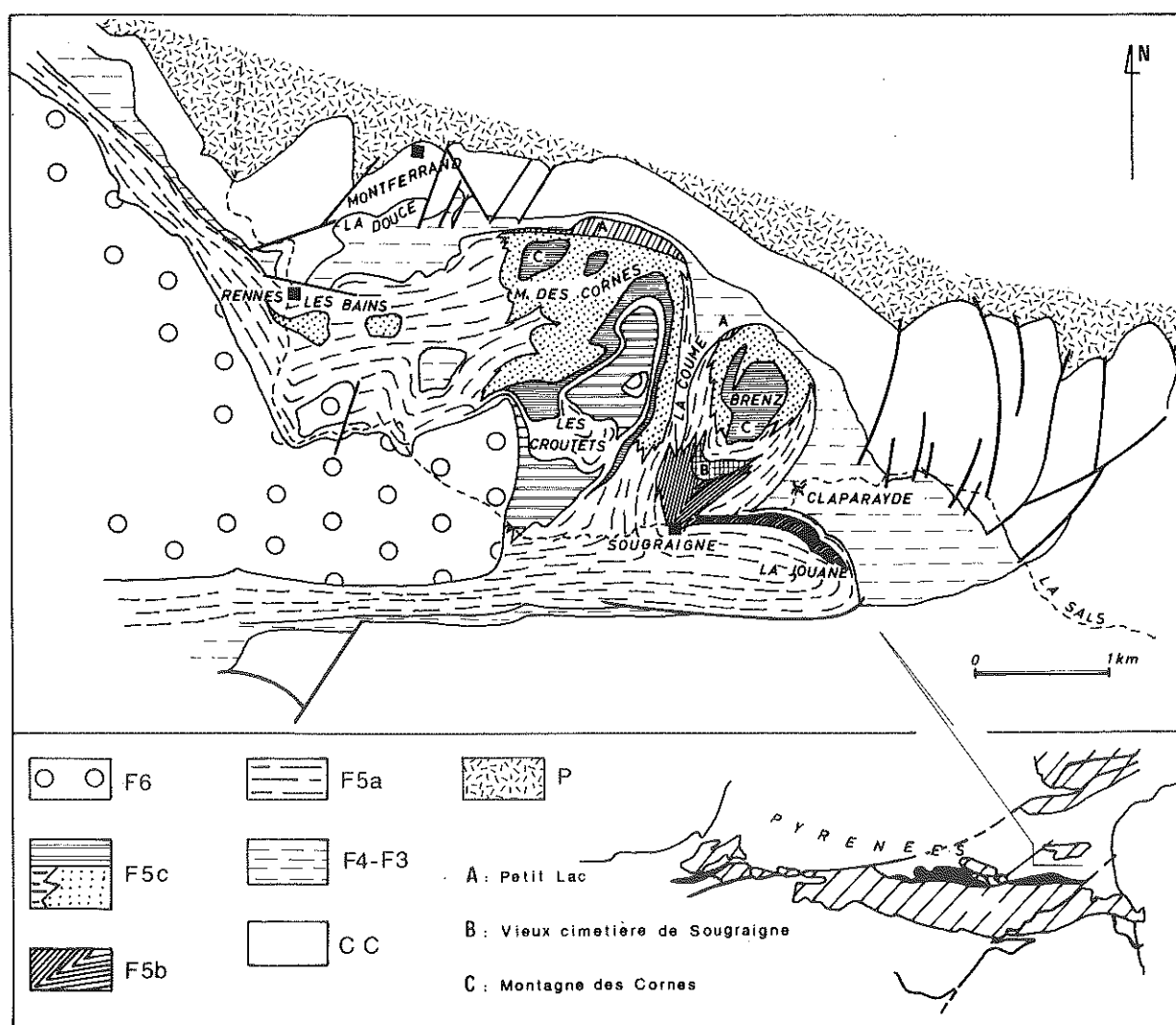


Fig. 57 : Le Sénonien du synclinal de Rennes-les-Bains : F6 : Grès d'Alet ; F5c : série terrigène de la Montagne des Cornes ; F5b : calcaires à *Lima* ; F5a : Marnes bleues de Sougraigne ; F4-F3 : Marnes à *Micraster* et marno-calcaires à *Gauthiericeras* ; C.C. : Cénomanien à Coniacien inférieur indifférenciés.

Parmi les Echinides trouvés dans les niveaux construits, on peut citer : *Phymosoma* cf. *carezi* LAMBERT, *Salenia bourgeoisii* COTT. et *Goniopygus petrocoriensis* ARNAUD, à la Montagne des Cornes, *Globator cornuum* LAMBERT à la Montagne de Brenz.

— Entre les niveaux du Vieux Cimetière de Sougraigne et de la Montagne des Cornes, apparaissent des lentilles de calcaires construits, d'épaisseur métrique, dont le contenu faunistique est déjà constitué d'espèces du niveau supérieur. Deux d'entre-elles méritent une citation : à la Montagne des Cornes, le niveau de la Fajolle [DE GROSSOUVRE, 1901] avec *H. (H.) turgidus* (R. du R.), *H. (H.) prae-bioculatus* (TOUCAS) et *H. (H.) canaliculatus* (R. du R.) ; sur le chemin des Croutets, le niveau de la Coume [M. BILOTTE, 1970] à *H. (H.) prae-bioculatus*, *H. (H.) turgidus* et *Ha maestrei* VIDAL.

SANTONIEN SUPÉRIEUR	MONTAGNE DES CORNES (S3)	<i>Hippuritella carezi</i> DOUV., <i>H. sulcatissima</i> DOUV., <i>H. aff. sulcatoides</i> DOUV., <i>H. variabilis</i> MUN.-CHALM., <i>H. maestrei</i> VIDAL. <i>Hippurites</i> (H.) cf. <i>bioculatus</i> TOUCAS, <i>H. (H.) praebioculatus</i> TOUCAS, <i>H. (H.) canaliculatus</i> R. du R., <i>H. (H.) crassicostratus</i> DOUV., <i>H. (H.) striatus</i> DEF. <i>Hippurites</i> (Batolites) <i>organisans</i> MONTFORT <i>Pseudovaccinites galloprovincialis</i> MATH., <i>Ps. latus</i> MATH. et var., <i>Ps. robustus</i> TOUCAS, <i>V. sulcatus</i> DEF. <i>Tetravaccinites collignoni</i> BILOTTE <i>Radiolites angeoides</i> P. de LAP. <i>Praeradiolites toucasi</i> d'ORB., <i>P. plicatus</i> LAJ. NEG. et TOUL., <i>P. sinuatus</i> d'ORB. <i>Biradiolites fissicostatus</i> d'ORB.
	VIEUX CIMETIÈRE DE SOUGRAIGNE (S2)	<i>Hippuritella sulcatissima</i> DOUV., <i>H. sarthacensis</i> COQ. <i>Hippurites</i> (H.) <i>praerennensis</i> TOUCAS, <i>H. (H.) sublaevis</i> MATH., <i>H. (H.) praecessor</i> DOUV. <i>Pseudovaccinites galloprovincialis</i> MATH., <i>Ps. dentatus</i> MATH., <i>Ps. chaperi</i> DOUV. <i>Plagioptychus</i> sp.
	PETIT LAC (S2)	<i>Hippuritella</i> gr. <i>toucasi</i> <i>Hippurites</i> (H.) <i>socialis</i> var. <i>irregularis</i> TOUCAS.

Tab. 27 : Répartition des Rudistes dans les trois niveaux du Santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains

2 — La série terrigène

Elle est très hétérogène dans le détail. Des corps sédimentaires d'extension et de lithologie variable s'y superposent ou s'y remplacent souvent de façon rapide. On y reconnaît : des poudingues quartzeux ; des grès de granulométrie variable, très micacés, des calcaires gréseux à silteux ; des silts et des marnes micacées ; des marnes.

Paléontologiquement la série terrigène est connue depuis plus d'un siècle pour son extrême richesse en fossiles parmi lesquels dominent les Ammonites [DE GROSSOUVRE, 1893, 1901 ; E. BASSE, 1939]. Les Gastéropodes [G. DELPEY, 1938], les Cœlentérés [J. ALLOITEAU, 1939, 1957] et les Echinodermes [J. LAMBERT, 1911] forment les principaux autres groupes.

L'itinéraire de Sougraigne aux Croutets s'est toujours montré particulièrement favorable aux récoltes et une nouvelle révision du site, orientée surtout sur l'inventaire et la répartition des Céphalopodes a été récemment réalisée [M. BILOTTE et M. COLLIGNON, 1981].

Cette coupe privilégiée se situe à l'articulation entre, au Nord, la formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes proprement dite, au Sud, la formation des Marnes bleues de Sougraigne (fig. 58). Deux gisements importants sont fréquemment cités : les marnes bleues de Sougraigne, au bas du chemin des Croutets ; les marno-calcaires à *Lima marticensis*. Sans entrer dans le détail de la répartition des faunes recensées et situées sur le tableau 28 et la fig. 59, on retiendra, du point de vue stratigraphique, la co-existence, dans les calcaires à *Lima* de *Texanites gallicus* (*texanum*) et de *Placentiaceras syrtale*. Cette association ne permet donc pas d'utiliser ces espèces comme index de zones d'extension totale.

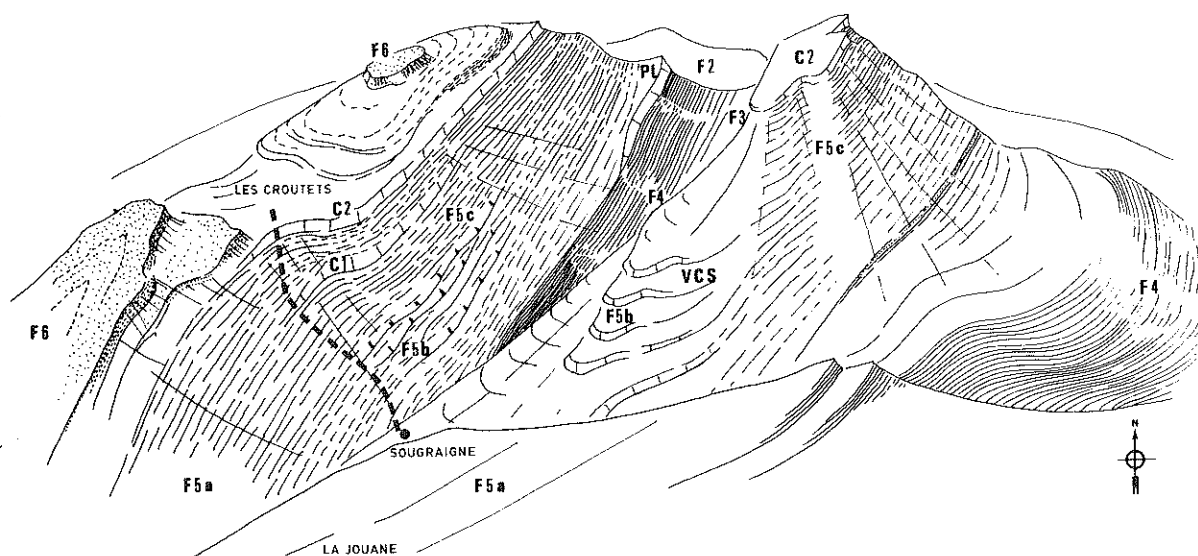


Fig. 58 : Le site de Sougraigne

F2 : Calcaires de Montferrand ; F3 : marno-calcaires ; F4 : marnes à *Micraster* ; F5a : marnes bleues de Sougraigne ; F5b : calcaires à *Lima* ; F5c : complexe terrigène ; F6 : Grès d'Alet ; PL : Petit Lac ; VCS : Vieux cimetière de Sougraigne ; C1 : niveau de la Coume ; C2 : niveau de la Montagne des Cornes

Les Céphalopodes se raréfient dans la partie supérieure de la formation (F5c). Les derniers exemplaires recueillis précèdent (*Paralenticeras canerotii* COLL.) ou surmontent (*Glyptoxoceras souqueti* COLL.) le niveau supérieur de la Montagne des Cornes (C2) (fig. 59).

Plus rares sont les Inocérames et les quelques exemplaires recueillis (2) dans les unités F5a et F5c sont attribuables à *Inoceramus* (*Cordiceramus*) aff. *mülleri* PETRASCHECK (détermination J. SOR-NAY).

• La formation des Marnes bleues de Sougraigne

Eles sont très riches en Foraminifères planctoniques et benthiques. Ainsi :

— les marnes bleues du lit de la Sals à Sougraigne (F5a, fig. 58) renferment *G. lapparenti* BROTH., *M. marginata*, *Heterohelix globulosa* EHR., *Ammobaculites stephensoni* CUSH.,

— les marnes bleues de la Jouane (équivalent partiel de la formation F5c - partie inférieure), livrent *G. fornicata*, *G. lapparenti*, *M. marginata*, *M. coronata*, *Gavelinella* cf. *tumida*, *Marssonella oxycona* REUSS, *Gaudryina faujasi* REUSS, *Quadriformina allomorphinoides* (REUSS), *Fronicularia clarki* BAGG., *Tritaxia tricarinata* REUSS., *Neoflabellina suturalis* (CUSH.), *Goupillaudina daguini*, *Gyroidina globosa* HAGENOW, *Hensonia tricarinata* MARIE, *Gaudryina rugosa*, d'ORB., *Clavulinoides disjuncta* (TERQ.), *Dentalina laevigata* SCHAGER, *Dentalina cylindroides* REUSS, *Nodosaria affinis* d'ORB., *Globigerinelloides* sp. avec *Placenticeras syrtale* (Atlas, Pl. 30, fig. 4).

— Les marnes bleues qui, dans la coupe des Croutets, sont comprises entre le niveau supérieur à Rudistes et les grès de Croutets (fig. 59) contiennent *G. fornicata*, *G. lapparenti*, *M. marginata*, *Quadriformina allomorphinoides*, *Goupillaudina daguini*, *Gavelinella* cf. *sahlstromi*, *Haplophragmoides kirki* WICKENDEN, *Ammobaculites stephensoni*, *Textularia* cf. *farafraensis*, *Spiroplectammina* sp. *Nodosaria obscura* REUSS.

— Les marnes du Moulin Tiffou, au confluent de la Blanque et de la Sals, sont l'équivalent de ces derniers niveaux. leur microfaune y est sensiblement identique avec en plus, *G. arca*, *Cyclammina globulosa* GRZ., *Marginula trilobata* d'ORB., *M. lata* (CORNUEL), *Reophax inordinatus* YOUNG, *Epistomina supracretacea* TEN DAM.

	de GROSSOUVRE 1893 - 1901	E. BASSE 1939	FORMATIONS	M. COLLIGNON M. BILOTTE 1971 - 72 - 76 - 81
SANTONIEN	Placenticerias syrtales MORTON		S 3 F 5c	Glyptoxoceras souqueti COLL. Paralenticeras canerotii COLL.
	Placenticerias syrtales MORTON Schloenbachia bertrandi de GROSS. Pachydiscus isculensis REDT. Mortonicerias texanum ROËMER Desmoceras pyrenaicum de GROSS. Puzosia corbarica de GROSS. Pachydiscus jeani de GROSS. Pachydiscus cayeuxi de GROSS. Schluteria rousselei de GROSS. Lytoceras sicardi de GROSS. Gaudryceras mite v. HAUER Sonneratia savini de GROSS. Sonneratia daubrei de GROSS.	Placenticerias guadaloupe * ROËMER Parapuzosia gaudama * FORBES Hauericerias welschi * de GROSS. Jouanicerias sicardi * de GROSS. Scaphites senessei * BASSE Scaphites aff. aquisgranensis * SCHLÜT. Tetragonites rouvillei * de GROSS. Desmophyllites diphylloides * FORBES Neophylloceras rousselei * de GROSS.	S 2 Calcaires à Lima F 5b	Placenticerias syrtales * MORTON Pseudoschloenbachia bertrandi de GROSS. Eupachydiscus isculensis REDT. Texanites sp. Stantonoceras guadaloupe ROËMER Placenticerias stantoni HYATT. Pseudoplacenticerias milleri v. HAUER Parapuzosia corbarica de GROSS. Parapuzosia daubrei de GROSS. Jouanicerias sicardi * de GROSS. Scaphites senessei * BASSE Tetragonites rouvillei * de GROSS. Desmophyllites diphylloides * FORBES Gaudryceras mite v. HAUER Glyptoxoceras souqueti COLL. Stantonoceras depressum HYATT.
Marnes bleues de la Jouane * et de Sougraigne *				
	Hauericerias welschi de GROSS. Mortonicerias texanum ROËMER		S 2 F 5a	Eupachydiscus isculensis REDT. Nowakites savini de GROSS. Nowakites tallavignesi d'ORB. Nowakites le marchandi de GROSS. Nowakites pailletei d'ORB. Praemuriceras bilotiei COLL. Proplacenticerias planum HYATT. Eulophoceras cf. miloni HOURCQ. Eulophoceras grossouvrei COLL.

Tab. 28 : Répartition des Ammonites dans les différents niveaux du Santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains

La série terrigène marine s'achève, sur le site de Sougraigne, par les grès des Croutets (fig. 59) à *Lacazina elongata* [R. LAFFITE *in* feuille de Quillan, 1968]. Plus à l'Ouest, les mêmes grès, ligniteux,

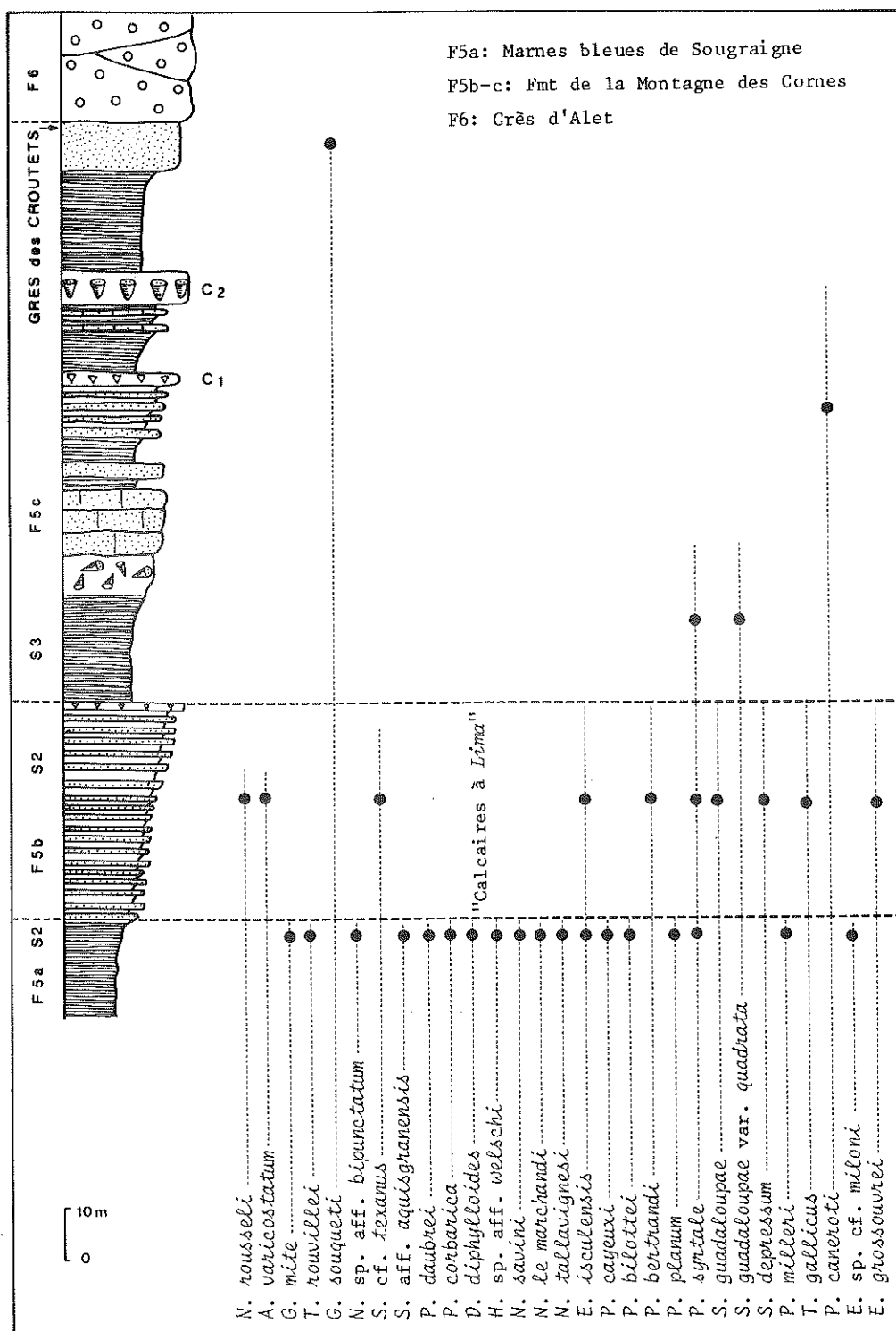


Fig. 59 : Répartition des Ammonites dans la coupe du chemin de Sougraigne aux Croutets

sus-jacents aux marnes du Moulin Tiffou contiennent *Broeckina dufrenoyi* (d'ARCHIAC) (*locus typicus*) et *Lacazina elongata* (Atlas, Pl. 11, fig. 11 et 12) [M. BILOTTE, 1970 ; M. BILOTTE, F. CALANDRA et M. COLLIGNON, 1971], cette dernière confondue par d'ARCHIAC [1854, p. 189] avec le genre *Alveolina*. La première mention de cette association ne saurait donc être portée à l'actif de A. CHERCHI et R. SCHROEDER [1975].

*
* * *

La série terrigène et récifale de la Montagne des Cornes est remarquable par l'intérêt qu'offre le large éventail de ses faunes diversifiées et abondantes.

Le site de Sougraigne, auquel s'attache un passé historique, est unique et les enseignements biostratigraphiques qui résultent de ces dernières révisions [M. BILOTTE, 1981 ; M. BILOTTE et M. COLLIGNON, 1981], sont les suivants :

- deux zones de Céphalopodes y caractérisent le Santonien supérieur : la première se compose de l'association de *Plenticeras syrtale* et *Texanites gallicus* (S2) ; la deuxième de *Plenticeras syrtale* seule (S3) (tab. 29)
- les faunes de Rudistes des trois niveaux relèvent de ce Santonien supérieur S.I. La faune homogène du niveau supérieur renferme une association que l'on peut tenir pour caractéristique du Santonien terminal ; on y note l'apparition d'espèces qui atteindront leur plein développement pendant le Campanien : *Pv. robustus* (TOUCAS), *Pv. latus-major* (TOUCAS) ;
- aucune preuve du Campanien marin n'y est reconnue.

CONIACIEN		S1	S2	S3
inférieur	supérieur	inférieur	?	supérieur
				<i>Eupachydiscus isculensis</i>
				<i>Plenticeras syrtale</i>
		<i>Texanites gallicus</i>		
	<i>Pseudoschloenbachia inconstans</i>			
	<i>Gauthiericeras margae</i>			
	<i>Peroniceras subtricaratum</i>			
	<i>Jimboiceras reyi</i>			
	<i>Damesites sugatus</i>			
	<i>Praemuriceras boriesi</i>			
	<i>Praemuriceras bilottei</i>			
	<i>Muriceras lapparenti</i>			
		<i>Lehmaniceras rivierae</i>		
		<i>Pseudoschloenbachia bertrandi</i>		
	<i>Pseudoschloenbachia casterasi</i>			
		<i>Paralenticeras canerotii</i>		
		<i>Eulophoceras grossouvrei</i>		
		<i>Glyptoxoceras souqueti</i>		

Tab. 29 : Répartition des espèces guides et des nouvelles espèces dans le Santonien de la zone sous-pyrénéenne orientale

A l'Ouest de la Vallée de l'Aude

Le Sénonien inférieur réapparaît, à la faveur d'accidents orientés NE-SO, sur la rive gauche de l'Aude, aux Sauzils [Feuille de Quillan, 1968].

Une succession lithologique synthétique peut être établie à partir des témoins conservés sur deux panneaux contigus et uniformément recouverts en discordance par le Sénonien supérieur continental [M. BILOTTE, 1978]. On y observe :

— compartiment nord : calcaires massifs à Radiolitidés liés par une matrice bio-clastique graveleuse et un ciment micritique à Dictyopselles, Rotalidés et très nombreuses sections de «*Nonion*» sp., marno-calcaires puis marnes à *Micraster corbaricus*, *Spondylus spinosus*, Thécideidés, Ostracodes, Bryozoaires et Foraminifères planctoniques : *D. concavata*, ...

— compartiment sud : marnes bleues à nodules ferrugineux rappelant le faciès des Marnes bleues de Sougraigne.

*
* *

Aux abords de la Vallée de l'Aude, le Sénonien inférieur est composé de dépôts dont les similitudes, paléontologiques et/ou faciologiques, avec les formations décrites plus à l'Est permettent les attributions suivantes : pour les calcaires à Radiolitidés, équivalents probables des Calcaires de Montferrand, le Coniacien inférieur ; pour les marno-calcaires et les marnes à *Micraster* (Marnes de Bugarach), le Coniacien supérieur et le Santonien inférieur ; pour les Marnes bleues de Sougraigne, le Santonien supérieur.

Conclusion

Dans la zone Sous-pyrénéenne, l'évolution des dépôts pendant le Sénonien inférieur rend compte de la succession de deux mouvements opposés au sein d'un cycle mégaséquentiel. C'est d'abord, au Coniacien inférieur, l'amorce d'une mise en eau de la plate-forme qui s'effectue progressivement avec augmentation de la tranche d'eau, jusqu'au Santonien inférieur où se situe son apogée avec l'extension maximale des marnes à *Micraster* (évolution marine transgressive).

Pendant une partie de ce Santonien inférieur, la bordure externe de la plate-forme supporte des édifices construits (Camps - Les Gascous) dont les produits de démantèlement s'accumulent sur la pente externe (Peyrepertuse). C'est ensuite, avec le Santonien supérieur, le recul des influences thalassogènes face aux influences terrigènes représentées par de puissants épandages deltaïques (série de la Montagne des Cornes), et la tendance évolutive générale régressive.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

L'importance des récoltes faunistiques effectuées sur le compartiment Mouthoumet est à l'origine de l'établissement du cadre biostratigraphique présenté dans le tableau 21 et dont il ne sera rappelé que très brièvement, ici, les lignes directrices afin d'en retirer des enseignements qui dépassent largement les limites de la contrée étudiée.

Coniacien inférieur

- Zone Co 1 : non caractérisée (Zone à *B. haberfellneri* ?)
- Zone Co 2 : *Peroniceras subtricarinatum*

Coniacien supérieur

- Zone Co 3 : *Gauthiericeras margae*

Santonien inférieur

- Zone S1 : *Texanites gallicus*
- Zone S2 : *Texanites gallicus* et *Placenticeras syrtale*
- Zone S3 : *Placenticeras syrtale*.

Si la zonation du Coniacien est conforme au découpage actuellement en vigueur, celle proposée pour le Santonien permet d'émettre les remarques suivantes :

- *T. gallicus* et *P. syrtale* co-existent pendant une partie du Santonien : zone S2 (d'extension concomitante) ;
- ce fait est conforme aux observations réalisées sur la région type où les deux formes sont associées dans les « assises M₁ et M₂ » tenues pour représenter, en Aquitaine, le Santonien inférieur [DE GROSSOUVRE, 1901] ;
- apparemment, la zone S1 à *T. gallicus* seule n'existerait pas dans la région type ; si cela était confirmé, le Santonien du compartiment Mouthoumet serait plus complet que le Santonien type.

Sur le plan micropaléontologique, la répartition des Foraminifères planctoniques s'avère très proche de celle proposée par B. PORTHAULT [1974] dans la fosse vocontienne ; on retiendra plus particulièrement la confirmation de la position de *V. decoratissima* à la partie supérieure du Santonien inférieur. Dans les faciès calcaires du Coniacien inférieur l'apparition du couple *Pseudocyclammina sphaeroidea* - «*Nonion*» sp., est un bon repère régional de datation de la base du Sénonien. Les Foraminifères benthiques à valeur stratigraphique reconnue sont encore peu nombreux dans le Santonien et seule l'apparition de *Nummofallotia cretacea*, à la base de l'étage, mérite d'être soulignée, comme d'ailleurs celle de *Goupilladina daguini* à la limite Santonien inférieur-Santonien supérieur ; la présence de *Lacazina elongata* et *Broeckina dufrenoyi* ne s'observe que plus tardivement, dans la partie supérieure du Santonien.

— LITHOSTRATIGRAPHIE

Pendant le Sénonien inférieur, les associations et enchaînements de faciès du compartiment Mouthoumet répondent à des évolutions relativement simples (tab. 30).

ZONES		ZONE DES ECAILLES			ZONE SOUS PYRENEENNE								
AGES		CAMPS SUD	CAMPS NORD PEYREPERTUSE	+	-	BUGARACH		RENNES LES BAINS		+	-	CARDOU	+
SANTONIEN		SUP.	?	?		Erosion (Grès de Labastide)		Marnes bleues de Sougraigne Pnt de la Montagne des Cornes				Erosion (Grès d'Alar)	
SANTONIEN		INF.	Marnes	Formation de PEYREPERTUSE	Marnes du Pla de Sagnes	Marnes à		Pnt des Marnes de BUGARACH	Marnes à		Marnes silteuses à <i>Micraster</i>		
		Calcaires de Peyrepertuse			<i>Micraster</i>		<i>Micraster</i>						
		Marnes de la			Marno-calcaires à <i>Gauthiericeras</i>		Marno-calcaires à <i>Gauthiericeras</i>		?				
		Guardiole			Calcaires de Montferrand		Calcaires de Montferrand		Calcaires de Montferrand (gréseux)				

Tab. 30 : Évolutions sédimentaires dans le Coniacien-Santonien du compartiment Mouthoumet

Zone des Écailles :

— dans le bassin circalittoral se déposent en permanence des sédiments marneux d'où ne se dégagent aucune évolution apparente :

— sur le haut-fond marginal se superposent deux séquences marines régressive ; la première est nette (marnes de la Guardiole - Calcaires de Peyrepertuse) ; la seconde, probable, est tronquée à sa partie supérieure par une lacune d'observation.

Zone Sous-pyrénéenne

L'évolution marine y est cyclique avec une tendance générale transgressive du Coniacien au Santonien inférieur, puis une tendance régressive à partir du Santonien supérieur, par comblement lié à l'instauration d'un régime deltaïque comme en témoignent les nombreuses séquences élémentaires régressives relevées dans la formation deltaïque de la Montagne des Cornes.

Entre la zone des Écailles et la zone Sous-pyrénéenne, on remarque, pendant le Coniacien - Santonien inférieur, des évolutions sédimentaires opposées qui se traduisent par une diminution de la bathymétrie à l'articulation bassin-plate-forme et d'un approfondissement sur la plate-forme.

Ces évolutions inverses sont la preuve du rôle de haut-fond marginal que joue la zone d'implantation des Calcaires de Peyrepertuse.

III — LE COMPARTIMENT PLANTAUREL - PETITES PYRÉNÉES

Le Sénonien inférieur est connu aussi bien dans les zones nord que sous-pyrénéennes. Il est à l'affleurement, dans de petits « bassins » répartis depuis la zone Ultra-commingeoise jusqu'à la zone Sub-ariégeoise ou, dans les lames tectoniques de la zone des Écailles. Il est essentiellement recoupé en sondages dans la zone Sous-pyrénéenne.

Zones nord-pyrénéennes**— Zone Ultra-commingeoise**

Dans les deux bassins d'Oust-Massat et d'Arbas, la datation de l'intervalle Sénonien inférieur dans le **Flysch à Fucoïdes** est malaisée.

— Le bassin d'Oust-Massat

Sur le complexe marno-gréseux inférieur, rapporté au Turonien, le Sénonien inférieur se compose, de bas en haut, des deux ensembles suivants [M. LANAU, 1971] (fig. 47)

— alternance (30 m) de bancs microbréchiques, à éléments de céno-mano-turonien et de lits de grès et de marnes ; ces dernières renferment une microfaune vraisemblablement autochtone constituée par *M. aff. sinuosa*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, *M. sigali*, *M. aff. tarfayensis*, *M. renzi*, *Archaeoglobigerina cf. cretacea* (d'ORB.), *Wittheinella archaeocretacea*, *D. difformis* ; les composantes de cette association plaident en faveur d'un âge plutôt Coniacien ;

— complexe marno-gréseux supérieur, très épais (400 m), dont la microfaune, rare, n'est pas caractéristique : *Hedbergella delrioensis*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. cf. angusticarinata*. Maintenu, faute d'arguments, dans le Coniacien par M. LANAU [1971], il n'est pas invraisemblable de penser que cet épais complexe s'élève aussi dans le Santonien (inférieur).

— Le bassin d'Arbas

Le Flysch à Fucoïdes est reconnu dans les unités de Montagnat (400 m) et de Fougaron (100 m) [E.-J. DEBROAS, 1976, 1979]. La microfaune, peu caractéristique, à base de Rotalidés, de Dictyopelles et de Globotruncanidés - *M. renzi*, *M. pseudolinneiana*, *M. angusticarinata* - ne permet pas de datation précise. L'attribution au Coniacien, formulée par E.-J. DEBROAS, se fonde surtout sur des arguments de position et de lithologie.

Dans la zone Ultra-commingeoise, le Flysch à Fucoïdes est généralement rapporté au Coniacien ; l'existence du Santonien (inférieur), bien que non démontrée, ne saurait être exclue.

— Zone Commingeoise

— *Le bassin de Saurat* (fig. 47)

Dans le bassin de Saurat, M. LANAU [1971] distingue, sur les micrites du Turonien, deux unités différentes représentant deux faciès du Flysch à Fucoïdes [M. LANAU et P. SOUQUET, 1972]. Leur attribution au Coniacien est fondée à la fois sur des arguments de position (au-dessus d'un Turonien daté) et de lithologie, et ce, en raison de la pauvreté de l'argumentation paléontologique qui se limite à la présence de *M. pseudolinneiana* dans la formation supérieure.

*
* *

Dans la zone Commingeoise, le Flysch à Fucoïdes de Saurat est tenu pour Coniacien.

— Zone Ariégeoise

— Dans le *lambeau du Bastié*, le Sénonien inférieur se retrouve dans un ensemble de formations de lithologies différentes ; les marnes à *Micraster* constituent la dernière d'entre-elles, les précédentes ayant été attribuées, à tort, au Cénomanién ou au Turonien [R. de FORTANIER, 1933 ; M. CASTERAS, 1933]. Chronologiquement, ces formations sont :

— Coniacien

• Formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle

- marnes grises à *M. sigali*, *M. coronata*, *P. indica*, *M. pseudolinneiana*, *M. paraconcavata*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Hedbergella flandrini* ;

— Santonien inférieur

• Formation des Grès de Celles

- alternance (15 m) de grès de granulométrie variable - grossière à fine - en bancs pluridécamétriques à métriques et de lits marneux centimétriques à décimétriques. L'un deux a fourni *D. concavata*, *M. pseudolinneiana*, *V. decoratissima*, *Vaginulopsis scalariformis* PORTHAULT, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Neoflabellina* sp.

• Formation du Calcaire de Morenci

- calcaires (10 m), ocreux, graveleux, à débris de Rudistes, Bryozoaires, Rhodophycées et Chlorophycées, Miliolidés, Dictyopselles, Rotalidés, Vidalines, Pithonelles. De nombreux auteurs y mentionnent des sections de Rudistes ; toutes les déterminations proposées sont contradictoires et apparemment fantaisistes. Plus prudent, L. CAREZ [1906] indique qu'il est impossible de les extraire et qu'il ne peut en donner la détermination précise.

• Formation des marnes de Réoulat

- marnes à *Micraster heberti* LACVIVIER (gisement type) avec *D. concavata*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, *M. fornicata*, *Heterohelix reussi*.

La succession s'interrompt tectoniquement au contact du granite de la Barguillère.

*
* *

Dans la zone Ariégeoise, l'intervalle Coniacien-Santonien inférieur regroupe une suite de faciès variés qui vont du bassin circo-littoral à la plate-forme carbonatée (évolution marine régressive). Les Marnes de Réoulat au sommet, témoignent d'une nouvelle ouverture avec approfondissement.

Dans son ensemble, cette succession rappelle par le nombre et la nature de ses formations celle qui sera décrite dans la zone plus septentrionale des Écailles sous-pyrénéennes.

— Zone Sub-ariégeoise

— **La cluse de Pereille**, dans le chaînon du Pech de Foix, conserve les preuves, ponctuelles, de la présence du Sénonien inférieur ; en effet, entre le toit du Turonien et la base, discordante, du Bégudo-rognacien, quelques mètres de marnes, rapportées à la formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle, renferment : *M. sinuosa*, *M. sigali*, *M. coronata*, *M. renzi*, association que la position permet, sans aucun doute, d'attribuer au Coniacien.

*
* *

Dans la zone Sub-Ariégeoise, les indices d'une sédimentation du Sénonien inférieur existent sous la discordance du Bégudo-rognacien.

Conclusion

Dans les zones nord-pyrénéennes, le Coniacien et le Santonien inférieurs sont seuls identifiés sous des faciès variés :

- Flysch à Fucoïdes des zones Ultra-commingeoise et Commingeoise ;
- Marnes et calcaires de Pechiquelle des zones Ariégeoise et Sub-ariégeoise ;
- Grès de Celles, Calcaires de Morenci et Marnes de Réoulat dans la zone Ariégeoise.

Dans cette dernière zone, l'enchaînement des dépôts traduit une évolution marine régressive des Marnes et Calcaires de Pechiquelle aux Calcaires de Morenci, puis transgressive avec les Marnes de Réoulat.

Zones sous-pyrénéennes

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

Dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes, le Sénonien inférieur, très épais, revêt des faciès variés dans la lame de Celles-Montferrier, à l'Est de la vallée de l'Ariège. A l'inverse, il est toujours tectoniquement réduit et reconnu sous un faciès unique dans les Écailles qui frangent le chevauchement nord-pyrénéen, à l'Ouest de la vallée de l'Arize.

— **Lame de Celles-Montferrier**

Le Sénonien inférieur s'y reconnaît dans quatre formations qui sont, de bas en haut (fig. 60)

- les marnes et calcaires de Pechiquelle ;
- les Grès de Celles ;
- les Calcaires de Morenci ;
- les Marnes de Réoulat.

• **Formation des Marnes et calcaires de Pechiquelle**

Cette formation qui débute dans le Turonien se poursuit encore dans le Coniacien ; la microfaune est dans l'ensemble peu caractéristique - *M. angusticarinata*, *M. coronata* - et l'attribution proposée est influencée par des arguments géométriques tels que la position sous une formation datée, elle, du Santonien inférieur. Parmi les particularités sédimentaires de cet ensemble, on peut relever l'apparition progressive vers la partie supérieure, d'abord de lits centimétriques de calcaires fins où s'accumulent les tests de Globotruncanidés, puis leur remplacement par des grès et des microbrèches (abords de Pechiquelle) ; c'est dans ce contexte que se trouve un bloc resédimenté de calcaires à Caprinidés et Orbitolines [J. ROUSSEL, 1902 ; M. CASTERAS, 1933 ; R. de FORTANIER, 1933] responsable de l'attribution au Cénomanien de l'ensemble de la formation.

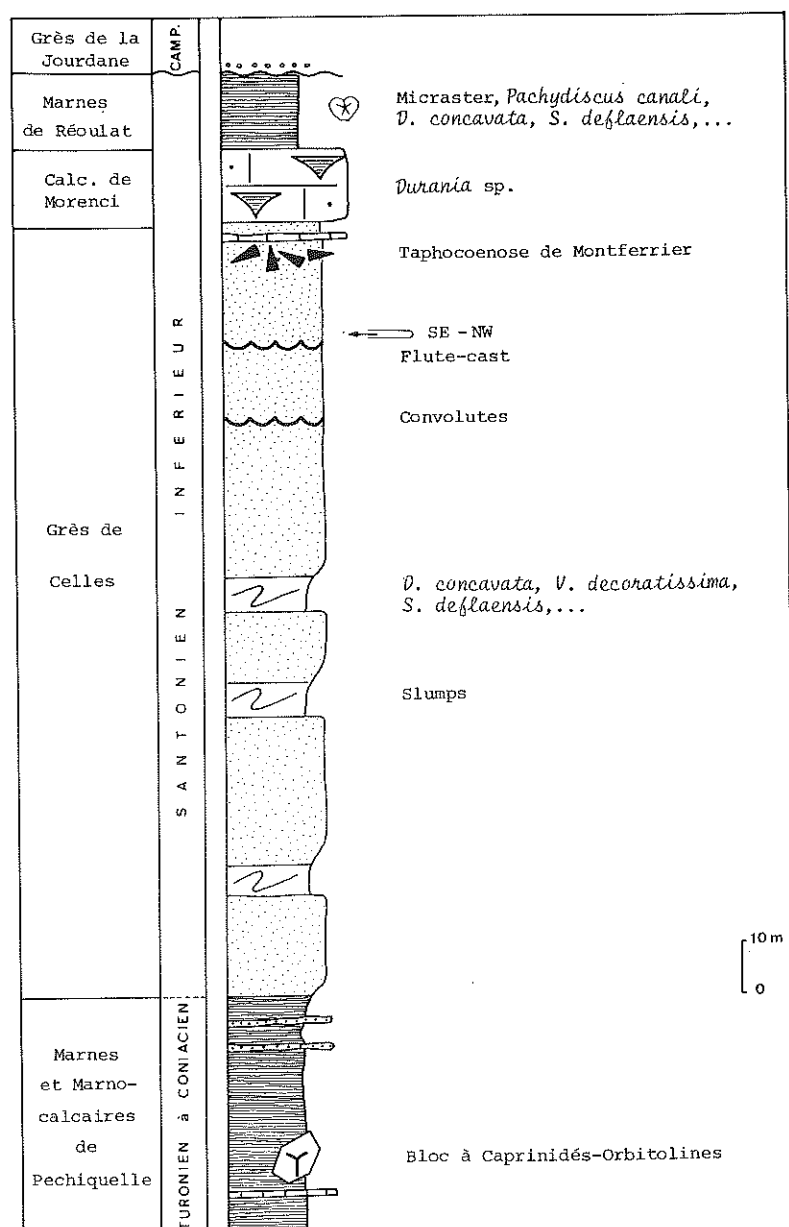


Fig. 60 : Le Sénonien inférieur de la lame de Celles-Montferrier, à l'Est du Touyre (légende dans le texte)

• Les Grès de Celles

Ce terme, créé par GARRIGOU [1865] a défrayé les chroniques géologiques depuis sa création jusqu'en 1933, date à laquelle le problème devenu très compliqué de la définition et du contenu des «Grès de Celles» est repris par R. de FORTANIER. Cette étude, elle-même confuse, apporte malgré tout, la précision fondamentale suivante (p. 418) : «la limite supérieure du Grès de Celles est très nette de Nalzen à Morenci, où le calcaire de Morenci le surmonte». C'est cette opinion, généralement acceptée, qui sera adoptée ici.

D'un point de vue stratigraphique, les datations des Grès de Celles sont divergentes : Cénomanién supérieur pour les auteurs de la génération de R. de FORTANIER [1933] ; Turonien pour R. CISZAK [1973].

D'un point de vue lithologique, R. de FORTANIER emploie pour désigner cette formation le terme de flysch.

Déjà annoncés par des arrivages terrigènes de plus en plus fréquents vers le sommet des Marnes et calcaires de Pechiquelle, les Grès de Celles apparaissent comme un complexe terrigène dont l'épaisseur s'accroît de l'Est vers l'Ouest (100 à 200 m), en même temps que s'atténue son caractère détritique.

Cette formation affleure le long du chemin de Montferrier à Peyrot, sur une cinquantaine de mètres. Les bancs de grès, dcm à m, dominant, certains présentent des convolutes et plus rarement des flutes-cast indiquant une direction de transport approximativement SE-NW. Les intervalles marneux sont généralement fins ; ils atteignent rarement une épaisseur métrique ; ils sont alors déformés par des figures de glissement sous-marin (slumps). L'un de ces intervalles a livré *D. concavata*, *V. decoratissima*, *S. deflaensis*, *Stensioina praexculta*, *Vaginulopsis scalaris*, *Neoflabellina gibbosa*, microfossiles qui permettent une attribution au Santonien inférieur [M. BILOTTE, 1975].

C'est au sommet des Grès de Celles, et non dans le calcaire sus-jacent de Morenci [P. VIALARD in M. JAFFREZO, 1977], que se situe la faune de Rudistes découverte à Montferrier par J. CANAL et L. MENGAUD [1911]. Primitivement attribuée au Sénonien, elle fut, après révision par R. de FORTANIER [1928], rattachée au Turonien supérieur imposant du même coup un âge, au plus, Turonien pour les Grès de Celles. C'est l'interprétation qui a prévalu dans les travaux ultérieurs [M. CASTERAS, 1933 ; Feuille de Foix à 1/80.000, 1969 ; R. CISZAK, 1973].

La découverte de microfaunes du Santonien inférieur dans des strates inférieures au gisement [M. BILOTTE, 1975] a rendu cette attribution douteuse.

La révision du matériel, conservé dans les collections du Laboratoire de Géologie, et les observations effectuées par les inventeurs du gisement entraînent les remarques suivantes :

- le gisement ne correspond pas à un habitat favorable au développement des Hippuritidés, «les fossiles sont engagés dans une gangue marno-gréseuse jaune ou grise, dans laquelle abondent les paillettes de micas détritiques» [J. CANAL et L. MENGAUD, 1911] ;
- les fossiles sont usés et dégradés extérieurement ;
- la faune est effectivement turonienne avec *Pv. inferus* et var. *praegiganteus*, *Pv. rousseli* et *Pv. aff. petrocoriensis*.

On peut donc conclure que les Hippuritidés du gisement de Montferrier sont d'âge Turonien ; que, situés à la partie supérieure d'une formation micropaléontologiquement datée du Santonien inférieur, ils sont resédimentés ; que le «gisement» de Montferrier, qui n'a plus jamais livré de faune depuis sa découverte est une taphocénose.

On ne peut donc, comme l'a fait P. VIALARD [in JAFFREZO, 1977], utiliser cette faune pour dater les Grès de Celles du Santonien (?).

• Formation des Calcaires de Morenci

Cette unité forme une barre massive (15 m environ), continue du méridien de l'Aiguillon à celui de Montferrier ; au-delà, les calcaires n'apparaissent plus que de façon discontinue (Coucut, Roc Cardony, N. des Madriils, Bois de la Berniouse) pour des raisons à la fois tectoniques et sédimentaires.

D'E en O, cette formation enregistre, dans le détail, d'importants changements de faciès qui traduisent une énergie décroissante en relation avec une augmentation de la bathymétrie.

- Croix de Morenci : calcirudite à débris de Rudistes et Rudistes entiers dont *Durania* sp. ;
- Montferrier : calcirudite à débris de Rudistes et oosparite ; les nucléus de certaines oolithes sont des Foraminifères planctoniques ;

- Bois de la Berniouse : on y reconnaît, des calcarénites à débris de Rudistes et d'Algues ; des biomicrites glauconieuses à *Paraphyllum amphiroforme*, *Pithonella sphaerica*, *Rotalia* aff. *reicheli*, *Nummofallotia cretacea*, *Dicarinella* aff. *primitiva* et de nombreuses sections indéterminables de Globotruncanidés.

Ce dernier affleurement, situé au N.E. de Celles, fut autrefois exploité en carrière. Il est réputé avoir livré à G. DUBAR *Acanthoceras rotomagense* ; R. de FORTANIER le considérait donc comme une intercalation calcaire au sein du Grès de Celles daté ainsi du Cénomanién. La figuration de cette Ammonite, par R. de FORTANIER [1933, Pl. IV], comme son moulage conservé dans les collections du Laboratoire de Géologie de Toulouse font plus vraisemblablement penser à un *Romaniceras* du Turonien. On est dès lors en droit de se demander si le gisement réel de la récolte n'est pas plutôt le Grès de Celles, contigüe à la lentille calcaire du Bois de la Berniouse et si l'Ammonite n'y est pas résédimentée, comme l'étaient les Rudistes de Montferrier, eux aussi d'âge Turonien.

D'Est en Ouest, les Calcaires de Morenci perdent leur caractère bioconstruit pour faire place à des dépôts fins de plate-forme externe à Foraminifères planctoniques.

• Formation des Marnes de Réoulat

D'Est en Ouest, les Marnes de Réoulat n'affleurent que de façon sporadique, à la Croix de Morenci, au Sud de la Jourdane, au Nord de Madrils, à Réoulat. Partout ailleurs, elles sont éliminées soit par l'ablation sédimentaire préluant à la sédimentation des Grès de la Jourdane sus-jacents, soit par les déformations tectoniques.

Paléontologiquement, les Marnes de Réoulat renferment de nombreux Echinides - *Micraster heberti* ?, *corbaricus* ? - et l'affleurement des Madrils a livré *Pachydiscus canali* de GROSS. [1893]. La microfaune est abondante avec (à la Croix de Morenci) *D. concavata*, *M. pseudolinneiana*, *M. angusticarinata*, *M. coronata*, *Sigalia deflaensis*, *Globigerina prairihillensis*, *Hedbergella delrioensis*, *Vaginulopsis scalariformis*, *Neoflabellina gibbosa*. Elle permet de conclure, ici encore, à un âge Santonien inférieur.

*
* *

Dans la lame de Celles-Montferrier, quatre formations de lithologie très différentes se succèdent pendant le Sénonien inférieur.

Le Coniacien est vraisemblablement présent dans la partie supérieure des Marnes et calcaires de Pechiquelle.

Le Santonien inférieur est indiscutablement mis en évidence par l'association *D. concavata* - *S. deflaensis* dans :

- les Grès de Celles, dépôt flysch où se marquent de nombreuses preuves de resédimentation («gisement» à Rudistes de Montferrier) ;
- les Calcaires de Morenci, dépôt de plate-forme récifale à externe ;
- les Marnes de Réoulat, dépôt de plate-forme ouverte.

De façon générale, la polarité de ces dépôts indique un approfondissement et une ouverture des domaines de sédimentation, vers l'Ouest.

La succession Marnes et calcaires de Pechiquelle - Grès de Celles, traduit un dispositif en cône progradant, identique à celui mis en évidence par E.-J. DEBROAS [1979] dans le bassin d'Arbas. En fin de comblement l'arrêt des apports terrigènes et la bathymétrie convenable permettent l'installation de conditions de plate-forme réali-sées avec les Calcaires de Morenci ; au-dessus, les Marnes de Réoulat, amorcent une nouvelle séquence marine transgressive.

Le Santonien supérieur n'est nulle part mis en évidence de façon formelle et la formation des Grès de la Jour-dane qui repose, à l'Est du Touyre, avec un contact vraisemblablement érosif, indifféremment sur les Marnes de Réoulat où sur les Calcaires de Morenci sera considérée comme relevant essentiellement du Sénonien supérieur.

— *Écailles de Gausseran - Contrazy*

Le Sénonien inférieur y apparaît seulement sous le faciès flysch [P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1970 ; B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1972 ; E.-J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1976]. Par soucis d'homogénéité avec la lame de Celles-Montferrier, ces flyschs seront désignés sous le nom de Grès de Celles.

• **Formation des Grès de Celles**

— *Écaille de Gausseran - Raynaude*

Le Coniacien est seul reconnu dans quelques mètres d'une série alternante de grès calcareux et de marnes à *M. sinuosa*, *M. imbricata* et *M. schneegansi* [M. HUMBERT, 1974]. Pour E.-J. DEBROAS [renseignement oral], cette série présente le faciès typique du flysch à Fucoïdes.

— *Écaille de Contrazy*

Le flysch de la Jeanne, à polarité ascendante vers le Nord et à alimentation septentrionale, renferme dans ses niveaux les plus grossiers des macrorestes d'organismes benthiques de plate-forme : Polypiers, Rudistes dont *Pv. zurcheri* du Turonien terminal ; les intervalles pélitiques sont riches en Foraminifères planctoniques dont *D. concavata* et *Whiteinella archaeocretacea*, association qui date, ici encore, le Coniacien [M. HUMBERT, 1974]. Plus à l'Ouest, près de Montsaunès, B. PEYBERNES et P. SOUQUET [1972] ont individualisé le Santonien par *G. lapparenti*, *Stensioina praeexsculpta*, *Hedbergella flandrini*, *M. pseudolinneiana* et *Globigerinelloides asper*.

Conclusion

Dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes, quatre formations de lithologie différente représentent le Coniacien et le Santonien inférieur.

Dans la lame de Celles-Montferrier, ces quatre formations se suivent sans hiatus. Les deux premières traduisent un dispositif en cône turbiditique progradant du SE vers le NW : les deux suivantes indiquent des conditions de plate-forme marine.

— **Zone Sous-pyrénéenne s.s.**

Le Sénonien inférieur de la zone Sous-pyrénéenne affleure seulement dans la bande de Saint-Cirac du «bassin» de Nalzen. Partout ailleurs, sa présence n'est révélée que grâce à des sondages.

— *Bande de Saint-Cirac*

□ Le Sénonien inférieur, marneux, affleure aux deux extrémités de la bande de Saint-Cirac. A l'Est, ce sont des marnes beiges, parcourues de filonnets de calcite, qui précèdent les calcaires à Rudistes campaniens de Pereillaud. *D. concavata*, *S. deflaensis*, *V. decoratissima*, *Stensioina praeexsculpta* permettent d'y reconnaître le Santonien inférieur. A l'Ouest, dans l'anticlinal de Brassac-la Plaine, des marnes brunes ont livrés la même microfaune. Sur ces deux affleurements, le Santonien supérieur n'a pas pu être, micropaléontologiquement, mis en évidence. Son existence est malgré tout vraisemblable à la partie supérieure de la série marneuse qui précède, dans les deux cas, les premiers gisements à Rudistes du Campanien.

□ Sondage Benaix 1 - La sédimentation argilo-gréseuse apparue pendant le Turonien se maintient et se poursuit pendant le Sénonien inférieur (fig. 35A).

— *Anticlinal de Dreuilhe* - Sondage Dr. 5 (fig. 35B)

Dans l'unité supérieure, au-dessus du complexe terrigène turonien, le Sénonien inférieur se compose de bas en haut des formations suivantes :

— côtes 1765-1747 : calcaires organogènes graveleux à débris de tests de Lamellibranches et d'Algues Rhodophycées, avec *Pseudocyclammina sphaeroidea*, «*Nonion*» sp., *Vidalina hispanica*, Miliolles, Pithonelles ;

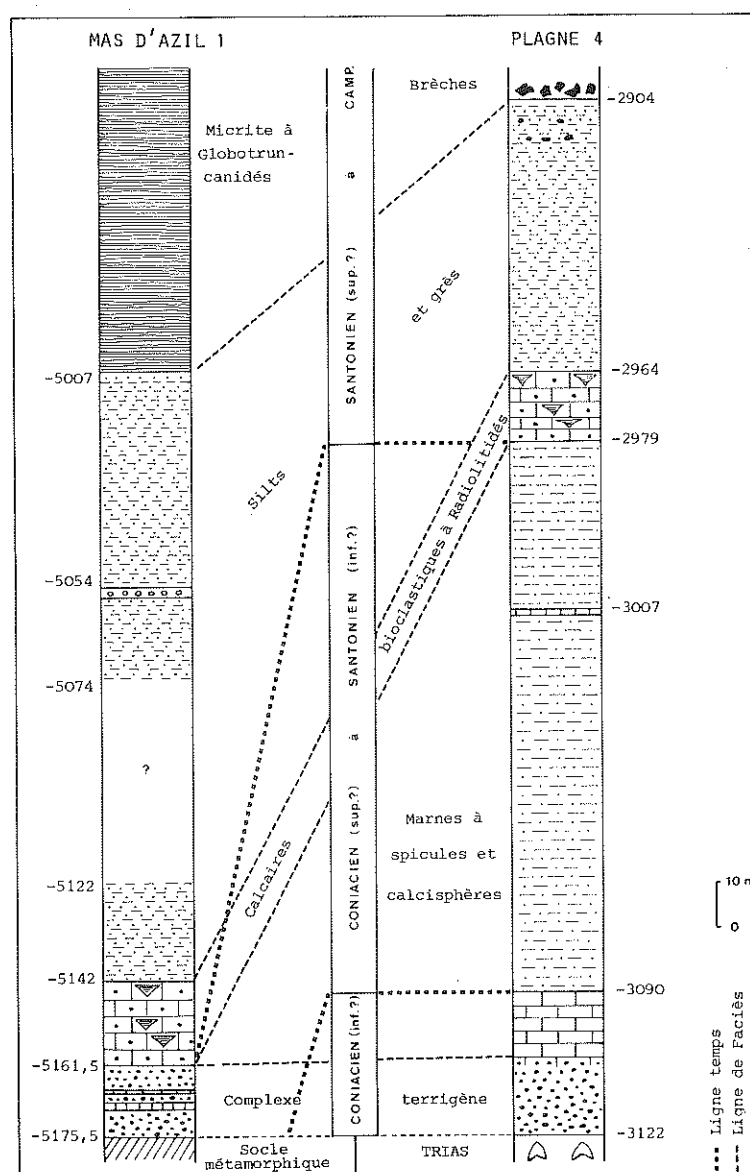


Fig. 61 : Corrélation litho-stratigraphiques dans le Sénonien inférieur des sondages Mas d'Azil 1 et Plagne 4 (légende dans le texte)

- côtes 1747-1742 : marno-calcaires gris, sableux et glauconieux ;
- côtes 1742-1734 : marnes silteuses à Lituolidés, Rotalidés et Globotruncanidés. Cette formation se poursuit jusqu'à la côte 631.

Les caractéristiques lithologiques et biologiques de ces trois ensembles permettent, par comparaison avec les séries sous-pyrénéennes du compartiment Mouthoumet, de formuler les attributions suivantes : Coniacien inférieur pour les calcaires organogènes (assimilables aux Calcaires de Montferand). Coniacien supérieur pour les marno-calcaires sableux et glauconieux (assimilables aux Marno-calcaires à *Gauthiericeras*) ; Santonien inférieur pour la partie inférieure des marnes à Foraminifères planctoniques (assimilables aux Marnes à *Micraster*). Le Santonien supérieur doit être présent dans cette formation qui s'élève ensuite jusque dans le Campanien (Marnes de Saint-Cirac).

— **Synclinal de Lézère** - Sondage Mz 1

A la terminaison orientale du synclinal de Lézère-Pradals, le sondage Mas d'Azil 1 recoupe pendant 5175 m le Crétacé supérieur, avant d'atteindre le socle paléozoïque.

C'est le Sénonien, et non le Turonien comme cela est indiqué sur la feuille Mas d'Azil à 1/50.000 [1977], qui repose directement sur ce socle. Il se compose de bas en haut des unités lithologiques suivantes (fig. 61).

— Côtes 5175-5169,7 : grès grossiers, azoïques

— Côtes 5169,7-5161,5 : grès calcaireux, calcaires gréseux puis grès fins à test de Radiolitidés, débris d'Echinodermes, Rhodophycées, Bryozoaires, Vidalines, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Nummofallotia cretacea* ;

— Côtes 5161,5-5142 : calcaires à test de Radiolitidés, Rotalidés, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Nummofallotia cretacea* ;

— Côtes 5142-5007 : grès, grès micacés et pyriteux, silts glauconieux à Pithonelles et Foraminifères planctoniques.

— **Anticlinal de Plagne** - Sondage PL 4

Implanté dans l'anticlinal de Plagne, 500 m environ au SO de cette localité, le sondage PL 4 recoupe le Crétacé supérieur sur 3122 m avant de pénétrer dans le Keuper (fig. 61).

Les premiers termes de la série néocrétacée sont déjà attribuables au Sénonien inférieur. De bas en haut, ce sont :

— Côtes 3122-3090 : 18 m de grès ferrugineux, grossiers et azoïques, 14 m de calcaires graveleux, bioclastiques à Textulariidés, Miliolles, Dictyopselles, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, «*Nonion*» sp.

— Côtes 3090-2979 : marnes silteuses à spicules et calcisphères admettant (côte 3007) une petite intercalation de calcaires graveleux à Dasycladacées, Miliolles, Rotalidés, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, Globotruncanidés.

— Côtes 2979-2964 : calcaires bioclastiques à débris de Rudistes, Miliolles, Rotalidés, Vidalines et *Nummofallotia cretacea*.

— Côtes 2964-2904 : marnes silteuses, grès et microbrèches précédant un épais complexe bréchique.

*
* *

Toujours par comparaison avec les séries sous-pyrénéennes du compartiment Mouthoumet, on peut admettre les attributions suivantes : Coniacien inférieur pour les grès et calcaires à *P. sphaeroidea*, «*Nonion*» sp. ; Coniacien supérieur à Santonien inférieur pour les marnes silteuses à spicules et calcisphères ; Santonien (supérieur ?) pour les calcaires bioclastiques à débris de Rudistes et *Nummofallotia cretacea* ; Santonien supérieur pour le complexe terrigène supérieur (équivalent de la série terrigène de la Montagne des Cornes).

Conclusion

Dans la zone Sous-pyrénéenne, les différents sondages implantés donnent un aperçu de la composition stratigraphique et lithologique du Sénonien inférieur.

D'un point de vue stratigraphique : les attributions reposent sur la valeur reconnue au couple *Pseudocyclammina sphaeroidea* - «*Nonion*» sp. et à *Nummofallotia cretacea* pour proposer, comme sur le compartiment Mouthoumet, les appartenances au Coniacien et/ou au Santonien.

D'un point de vue lithologique : les séries recoupées dans les différents sondages sont conformes aux successions établies sur le compartiment Mouthoumet. A Benaix 1, le Sénonien est totalement marneux, comme dans le synclinal de Saint-Louis, Plagne 4 et Dreuilhe 5 montrent, du Coniacien au Santonien inférieur, une ouverture de la plate-forme puis son remblayage par les arrivées terrigènes du Santonien supérieur, comme dans le synclinal de Rennes-les-Bains ; Mas d'Azil 1, à série réduite par la base (Santonien directement transgressif sur le socle) n'a pas d'équivalent oriental.

L'évolution de la zone Sous-pyrénéenne sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées est dans son ensemble comparable à celle établie sur le compartiment Mouthoumet : au Nord et à partir d'un bassin méridional se réalise la mise en eau d'une plate-forme. Le maximum d'ouverture sur cette plate-forme est atteint au Santonien inférieur ; au Santonien supérieur, l'épaisseur de la tranche d'eau diminue par comblement lié à un accroissement des apports terrigènes (fig. 62).

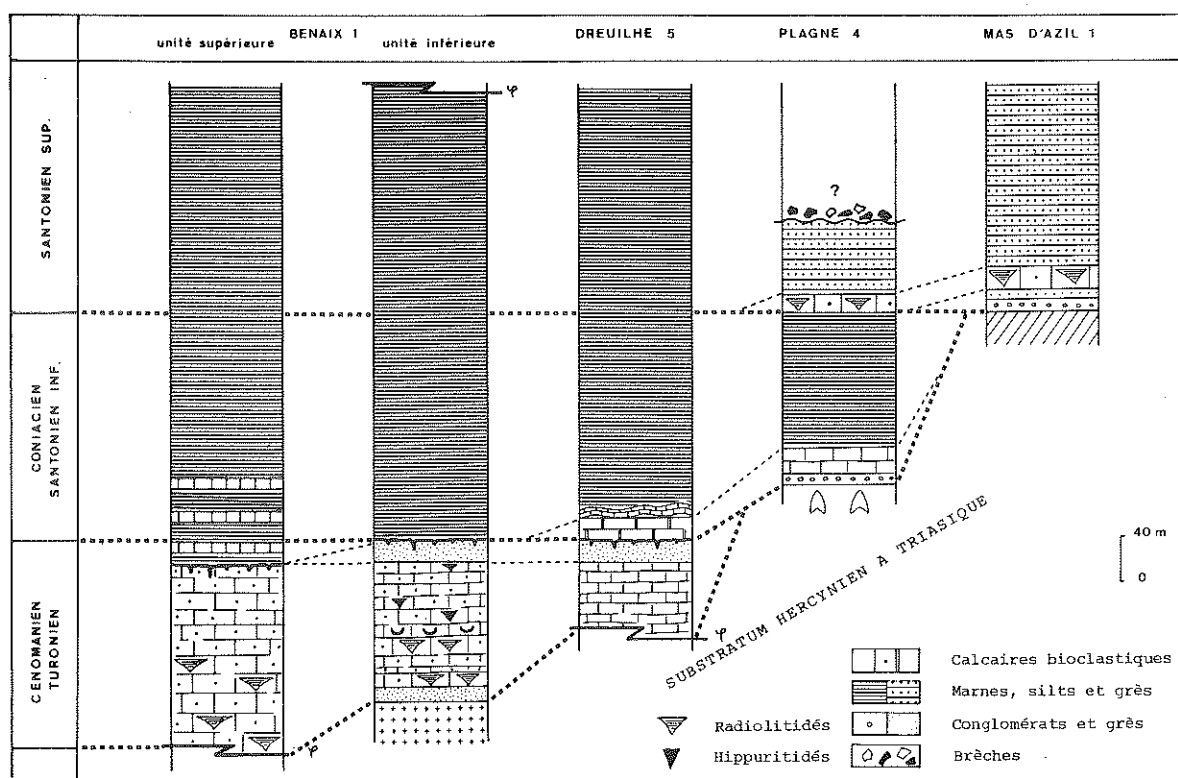


Fig. 62 : Correlations litho-stratigraphiques entre quelques sondages de la zone sous-pyrénéenne du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées (légende dans le texte)

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

La reconnaissance des étages Coniacien et Santonien, sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées est soumise, en l'absence de macrofaune caractéristique, à la découverte des microfaunes benthiques et planctoniques.

La macrofaune autochtone est rare. Elle se localise dans deux formations :

- les Calcaires de Morenci, avec des sections indéterminables de *Durania* sp. ;
- les Marnes de Réoulat ; les espèces *heberti* et *corbaricus* y sont citées ; un seul Céphalopode -*Pachydiscus canali*- en provient.

Devant cette carence de la macrofaune, inhérente aux caractères des séries sédimentaires, la microfaune offre un appoint appréciable.

Sur la plate-forme sous-pyrénéenne, *Pseudocyclammina sphaeroidea* et «*Nonion*» sp., d'une part, *Nummofallotia cretacea*, d'autre part, ont permis d'identifier le Coniacien et le Santonien. Partout ailleurs, les Foraminifères planctoniques (parfois très abondants) ont livré les principales formes guides, à savoir *M. sinuosa* pour le Coniacien, *D. concavata*, *S. deflaensis* pour le Santonien inférieur. Le Santonien supérieur n'est conservé que dans les zones Sous-pyrénéennes ; seuls des arguments de position permettent de le localiser, en sondage comme dans les affleurements trop réduits de la bande de Saint-Cirac.

— LITHOSTRATIGRAPHIE

Sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées, la sédimentation est essentiellement dominée par les dépôts de type flysch, de la zone Ultra-commingeoise à la zone des Écailles sous-pyrénéennes incluse. En règle générale tous les dispositifs traduisent, dans le bassin, des évolutions en cônes progradants, ce qui montre, bien que tous ces appareils turbiditiques soient indépendants, un comportement uniforme des différents domaines de sédimentation.

La zone Sous-pyrénéenne est seule soumise à une sédimentation de plate-forme dans laquelle se retrouvent les grandes lignes de l'évolution détaillée sur la plate-forme plus orientale du Mouthoumet, à savoir, une évolution marine transgressive du Coniacien au Santonien inférieur ; le comblement à partir du Santonien supérieur avec débordement sur la plate-forme interne.

TRONÇON CATALAN

Sur le tronçon Catalan, le Sénonien inférieur n'est présent que dans les unités allochtones du Haut-Ampurdan et de la Pedraforca, comme le Cénomano-turonien auquel il fait généralement suite.

I — LES NAPPES DU HAUT-AMPURDAN

Lobe de Montgri

Le Sénonien inférieur est superposé au Turonien avec la composition suivante [B. PEYBERNES et M. BILOTTE, 1971].

— Coniacien :

• Formation des Calcaires du Gongost

- calcaires blancs (40 m), graveleux à bioclastiques à *Vidalina hispanica*, *Dictyopsella* aff. *kiliani*, *Cuneolina pavonia*, *Nezzazatinella picardi*, Miliolites ;

— Santonien inférieur :

• Formation Anserola

- marno-calcaires noduleux gris (150 m) admettant des intercalations de calcaires bioclastiques roux. On y note l'apparition de *Nummofallotia cretacea* associée à la microfaune de l'unité sous-jacente. H. ASHAUER [1943] cite dans cette formation *Micraster* et *Hippurites*. Récemment, L. PALLI BUXO et C. LLOMPART DIAZ [1981] y mentionnent deux niveaux de Rudistes dont les faunes se composent respectivement de : *Apricardia toucasiana* d'ORB., *Sauvagesia aliciae* PONS, (= *R. vallispetrosae* ?), *Biradiolites carezi*, *Radiolites galloprovincialis*, *Medeella undaesus* ASTRE, *Vaccinites dentatus* (sommet du niveau I) ; *A. toucasiana*, *Biradiolites fissicostatus* d'ORB., *Praeradiolites plicatus* et *Hippurites microstylus* DOUV. (base du niveau m).

— Santonien supérieur :

• **Formation des Calcarénites du Castell de Montgri**

- calcaires ferrugineux (150 m), bioclastiques à microbréchiques, culminant au Castell de Montgri. Ils renferment des Bryozoaires, des Rotalidés, *Periloculina zitteli* MUN.-CHALM. et *Lacazina compressa* d'ORB. Les débris de Rudistes y abondent et l'équivalent de cette formation, dans les Iles Medes a livré *Pv. galloprovincialis* et *Plagioptychus aguilloni* (d'ORB.) [L. PALLI BUXO et C. LLOMPART DIAZ, 1981].

Lobe de Figueras

Quelques affleurements situés le long de la route Figueras-Llers relèvent encore du Sénonien inférieur. Ils sont exploités en carrières (Cantera Granes). Ce sont des calcaires graveleux, à débris de test de Rudistes, dans lesquels les Foraminifères sont peu caractéristiques : *Nezzazatinella picardi*, *Peneroplis* sp., Dictyopselles, Cuneolines, Miliolés (formation des Calcarénites du Castell de Montgri ?).

H. ASHAUER [1934] cite, dans cette région, *Micraster corbaricus* et *Ananchytes obovatus* LAM.

*
* *

Dans les nappes du Haut-Ampurdan, la formation Congost représente vraisemblablement le Coniacien ; le Santonien inférieur est bien développé dans les Marnes d'Anserola ; les Calcarénites du Castell de Montgri sont attribuées au Santonien supérieur.

L'organisation des dépôts traduit une évolution d'abord transgressive (Congost, Anserola), puis régressive (Castell de Montgri) par progradation de la plate-forme.

II — LA NAPPE DE LA PEDRAFORCA

Dans la nappe de la Pedraforca, le Sénonien inférieur peut, soit être complet et en continuité de sédimentation avec le Turonien (Massif de la Pedraforca), soit être incomplet et transgressif sur un substratum d'âge variable, étagé sur la série mésozoïque, du Trias au Cénomanién.

Massif de la Pedraforca

Le Sénonien inférieur se développe dans des falaises sub-verticales qui limitent au Sud la dépression albo-turonienne de Prat de Reo. Cette attribution repose avant tout sur des critères de position car seule la base de la formation a fait l'objet d'un échantillonnage qui n'a pas été poursuivi en raison des grandes difficultés d'accès aux affleurements. Ce sont, soit des biomicrites à Dictyopselles, *Nezzazatinella picardi*, Ostracodes et Dasycladacées, soit des biosparites graveleuses à Miliolidés. Il est vraisemblable qu'il s'agit là de la formation des Calcaires du Congost, d'âge Coniacien.

Anticlinal de Gisclareny

Le flanc sud de ce pli, en direction du Rio Saltes, permet de recouper, au-dessus du Cénomanién, les termes suivants, rapportés à la formation des Calcaires de Terradets :

- biomicrites sombres, graveleuses, à *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazatinella picardi*, *Dictyopsella kiliani*, *Nummofoliotia cretacea*, *Rotalia reicheli* HOTT., Miliolidés, puis biosparites à débris de Rudistes (15 m) ;
- lacune d'observation (5 m) ;
- complexe terrigène roux où se répète quatre fois la succession grès à dragées de quartz, grès calcaireux, calcaires gréseux et marnes silteuses (26 m) ; la microfaune des niveaux

les plus carbonatés se compose de très nombreux Lacazines, de Dictyopselles, de Lituolidés et de *Goupillaudina daguini* ;

- marno-calcaires puis marnes à *Nummofallotia cretacea*, *Goupillaudina daguini*, *Globotruncana fornicata*, *G. bulloides*.

Plus à l'Ouest, le long du chemin de Gresolet, la base de la série est très tectonisée. Dans l'Estret de Moronta une première écaïlle, broyée, se compose de calcaires à Lacazines ; sur cette écaïlle s'appuie une série régulière (pendage 30° Sud) qui sur soixante mètres présente une succession de grès calcaireux, de calcaires et de marno-calcaires à Lacazines.

Synclinal de San Julian de Cerdanyola

Localement étiré, le Sénonien inférieur du synclinal de San Julian de Cerdanyola est visible sur la rive gauche du Barranco de la Ermita et le long de la piste qui descend de Falgas jusqu'au Barranco de Fau. Sur des cargneules et des calcaires du Trias viennent directement les calcaires (10 m) du Santonien supérieur.

• Formation des Calcaires de Terradets (base)

Ce sont des biomicrites riches en *Lacazina elongata*, *Periloculina zitteli*, *Cyclopsinella steinmanni* MUN.-CALM., *Gendrotella rugoretis* (GENDROT), *Nezzazatinella picardi*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotalia reicheli* et *Pseudorhapydionina laurinensis* DE CASTRO (Atlas, Pl. 12, fig. 7 à 9).

Synclinal de San Salvador de la Vedella - La Nou

Au-dessus du cimetière de San Salvador, établi sur le Trias, le Santonien comprend, de bas en haut :

• Formation des Calcaires de Terradets (base)

- biomicrites (0,40 m) à *Lacazina elongata*, *Rotalia reicheli*, *Cyclolina cretacea*, *Cyclopsinella steinmanni*, *N. picardi*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Dictyopsella kiliani*, *Vidalina* sp. ;
- calcaires construits (19 m) à Coelentérés et Rudistes dont *Biradiolites fissicostatus*, *Radiolites* gr. *squamosus*, *R. mammillaris*, *Agriopleura* sp. et *Pseudovaccinites beaussetensis* ;
- biomicrites (3 m) à *Lacazina elongata*, *Gendrotella rugoretis*, *Orbithokatina vonderschmitti*, *N. picardi*, *R. reicheli*, *Cyclolina cretacea*, *Moncharmontia apenninica*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Scandonea samnitica* de CASTRO, et de très nombreuses petites oogones de Charophytes ;
- marno-calcaires bleus (3 m), azoïques.

Sierras de Navidal-Guitses

Succédant aux dolomies noires du Jurassique ou au Cénomanién, le Sénonien inférieur est très réduit. Il se compose généralement, de bas en haut, de grès calcaireux (1 m) à débris de Rudistes, puis de marno-calcaires (5 à 7 m) à *Lacazina elongata*, *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.) et var., *Nummofallotia cretacea* et *Gendrotella rugoretis*, *Goupillaudina daguini*, *Montsechiana montsechiensis* CAUS et CORNELLA, Dictyopselles et Lituolidés, du Santonien supérieur (formation des Calcaires de Terradets, base).

Dans les nappes de la Pedraforca, le Sénonien inférieur n'est en continuité de sédimentation avec le Turonien que dans le Massif de la Pedraforca ; les calcaires à faciès graveleux du Coniacien y précèdent, en principe, le Santonien inférieur. Partout ailleurs, le Santonien supérieur de la base de la formation des Calcaires de Terradets est directement transgressif sur un substratum d'âge variable.

De telles successions sont proches de celles décrites par J. ROSELL SANUY [1967] et P. SOUQUET [1967] dans la zone Sud-pyrénéenne centrale ; la première rappelle celle du Santa Fé d'Organa, les autres, celles établies dans les Sierras du Montsech, d'Aubens et du Turp.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE

La datation fine du Sénonien inférieur est loin d'être réalisée sur le tronçon Catalan.

Coniacien : aucun argument paléontologique déterminant n'est venu confirmer ou infirmer l'attribution au Coniacien des calcaires graveleux de la formation Congost.

Santonien : l'étage est dans son ensemble mieux connu, grâce d'une part, aux Rudistes (avec plus particulièrement *Pv. dentatus* et *S. aliciae* = *R. vallispetrosae* ? qui caractérisent le Santonien inférieur), d'autre part, aux Foraminifères benthiques.

L'utilisation stratigraphique de nombre de ces derniers et, en particulier, des Lacazines se heurte à la large extension qui en est proposée dans les différentes coupes de Montsech, où, ils sont censés s'étendre sur le Coniacien (?) et le Santonien [L. HOTTINGER et J. ROSELL, 1973 ; E. CAUS, A. CORNELLA et J.-M. PONS, 1978]. Dans les nappes de la Pedraforca où le caractère transgressif du Santonien est nettement établi, la majeure partie de cette microfaune se cantonne, vraisemblablement dans le Santonien supérieur (base de la formation Terradets). L'association la plus classique se compose de : *Lacazina elongata*, *Periloculina zitteli*, *Rotalia reicheli*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Gendrotella rugoretis*, *Orbitokathina vonderschmitti*, *Goupillaudina daguini*.

Le couple *Lacazina elongata* - *Orbitoides tissoti* est maintenu dans le Santonien terminal en raison de la valeur stratigraphique généralement accordée au genre *Lacazina*.

— LITHOSTRATIGRAPHIE

Le Sénonien inférieur n'existe, sur le tronçon Catalan, que dans les unités allochtones.

Il est dans ses grandes lignes identiques, tant par ses lithofaciès que par ses biofaciès, au Coniacien-Santonien des unités Sud-pyréennes décollées au point que l'on peut encore y reconnaître les principales formations de ce domaine - Formations Congost, Anserola et Terradets -.

Ces similitudes, déjà relevées pour les nappes de l'Ampurdan [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1979] sont particulièrement évidentes dans la nappe de la Pedraforca où l'on peut établir des correspondances précises entre les séries du Santa Fé d'Organa et du Massif de la Pedraforca, d'une part, les séries des Sierras du Montsech-Aubens-Turp et du Gisclareny-San Julian de Cerdanyola-San Salvador de la Velleda-Navidal-Guitses, d'autre part [M. BILOTTE, 1982].

Dans les nappes du Haut-Ampurdan, l'organisation des dépôts traduit une évolution d'abord transgressive (Coniacien-Santonien inférieur) par augmentation de la tranche d'eau, puis régressive (Santonien supérieur) par progradation vers le bassin (séquences de comblement) des faciès de plate-forme.

Dans les nappes de la Pedraforca, seul se marque le débordement périphérique des assises transgressives du Santonien supérieur.

CONCLUSION

SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

Le principal apport dans le domaine biostratigraphique réside dans les corrélations réalisées entre les séries sous-pyrénéennes des Compartiments Alaric et Mouthoumet, et les séries sud-pyrénéennes décollées du tronçon Catalan.

Une fois encore, en raison de sa richesse en microfaunes planctoniques, Ammonites et Rudistes, le compartiment Mouthoumet a fourni les principales informations pour l'établissement d'une échelle biostratigraphique de référence. Les grands Foraminifères benthiques, par contre, n'y occupent qu'une place discrète alors qu'ils abondent dans les séries sud-pyrénéennes.

Sans revenir sur le détail des répartitions des peuplements organiques, il semble nécessaire de rappeler les principales données qui ont permis le parallélisme entre les séries souvent très différentes des deux plates-formes.

— Coniacien

Sur le versant nord des Pyrénées les éléments micro ou macropaléontologiques sont presque partout suffisamment denses pour identifier cet étage. A l'inverse, il n'existe aucune preuve objective de caractérisation du Coniacien sur le tronçon Catalan.

— Santonien inférieur

— une association de Rudistes - *Pv. dentatus*, *R. vallispetrosae* - fréquente sur la plate-forme nord (Fontfroide - Boutenac - Tuchan) se retrouve à Montgri ;

— une association de Foraminifères - *D. concavata*, *S. deflaensis* - à laquelle se mêle *Lacazina elongata*, s'observe sur le versant sud, à la Collada de Bastus (hors du territoire décrit). Elle situe l'apparition du genre *Lacazina* pendant le Santonien inférieur.

— Santonien supérieur

— le genre *Lacazina* se perpétue pendant tout le Santonien supérieur ; il est présent dans les dépôts transgressifs de la plate-forme sud ; sur la plate-forme nord, il n'est connu qu'à la partie terminale de l'étage.

— *Goupillaudina daguini* semble apparaître sur les deux plates-formes de façon synchrone, vers la limite Santonien inférieur - Santonien supérieur ;

— *Orbitoides tissoti*, associé à *Lacazina elongata* marque, sur la plate-forme sud, la partie sommitale de l'étage ;

— *Pseudorhapydionina laurinensis*, décrite dans le Cénomani d'Italie, s'observe, ici, dans le Santonien supérieur.

Les tableaux 31 et 32 renferment les propositions de répartition des Rudistes et des Foraminifères benthiques, pour le domaine étudié.

RUDISTES	CONIACIEN			SANTONIEN		
	inf.		sup.	inf.	supérieur	
	Co1	Co2	Co3	S1	S2	S3
<i>V. sulcatus</i>						
<i>Pv. robustus</i>						
<i>Pv. latus major</i>						
<i>Pv. latus</i>						
<i>Pv. galloprovincialis</i>						
<i>Pv. beaussetensis</i> et aff.					S.SALVADOR	
<i>Pv. giganteus major</i>					DE LA VEDELLA	
<i>Pv. dentatus</i>						
<i>Pv. moulinsi</i>						
<i>Hella carezi</i>						
<i>Hella</i> aff. <i>sulcatoides</i>						
<i>Hella variabilis</i>						
<i>Hella maestrei</i>						
<i>Hella sulcatissima</i>						
<i>Hella sarthacensis</i>						
<i>Hella toucasi</i>						
<i>H. (B.) organisans</i>						
<i>H. striatus</i>						
<i>H. crassicostatus</i>						
<i>H. canaliculatus</i>						
<i>H. turgidus</i>						
<i>H. rennensis</i>						
<i>H. bioculatus</i>						
<i>H. cf. bioculatus</i>						
<i>H. praebioculatus</i>						
<i>H. praerenensis</i>						
<i>H. praecessor</i>						
<i>H. sublaevis</i>						
<i>H. matheroni</i>						
<i>H. socialis</i> et var.						
<i>R. vallispetrosae</i>						
<i>R. angeoides</i>						
<i>R. galloprovincialis</i>						
<i>R. mamillaris</i>						
<i>R. squamosus</i>						
<i>Pr. sinuatus</i>						
<i>Pr. plicatus</i>						
<i>Pr. toucasi</i>						
<i>B. fissicostatus</i>						
<i>B. carezi</i>						
<i>B. canaliculatus</i>						

Tab. 31 : Répartition des Rudistes du Sénonien inférieur des Pyrénées

FORAMINIFERES BENTHIQUES	CONIACIEN			SANTONIEN			Etages Zones
	inf.		sup.	inférieur	supérieur		
	Co1	Co2	Co 3	S 1	S 2	S 3	
<i>Dictyopsella</i> sp.						→	NORD- PYRENEENNE PLAII-FORME
<i>Vidalina hispanica</i>						→	
<i>Cuneolina pavonica</i>						→	
<i>Pseudocyc. sphaeroidea</i>						→	
"Nonion" sp.						→	
<i>Nummofallotia cretacea</i>				→		→	
<i>Goupillaudina daguini</i>					→	→	
<i>Broeckina dufrenoyi</i>						→	
<i>Lacazina elongata</i>						→	
<i>L. compressa</i> var. <i>gallop.</i>						→	
<i>Dictyopsella kiliani</i>						→	SUD- PYRENEENNE PLATE-FORME
<i>Vidalina hispanica</i>						→	
<i>Cuneolina pavonia</i>						→	
<i>Nezzazatinella picardi</i>						→	
<i>Nummofallotia cretacea</i>				→		→	
<i>Lacazina elongata</i>				→		→	
<i>Lacazina compressa</i>					→	→	
"Nonion" sp.					→	→	
<i>Dicyclina schlumbergeri</i>					→	→	
<i>Rotalia reicheli</i>					→	→	
<i>Cyclolina cretacea</i>				→		→	
<i>Goupillaudina daguini</i>					→	→	
<i>Cyclopsinella steinmanni</i>					→	→	
<i>Periloculina zitteli</i>					→	→	
<i>Gendrotella rugoretis</i>					→	→	
<i>Scandonea samnitica</i>					→	→	
<i>Orbitokatina vonderschmitti</i>					→	→	
<i>Montsechiana montsechiensis</i>					→	→	
<i>Pseudorhapydionina laurinensis</i>					→	→	
<i>Orbitoides tissoti</i>						→	

Tab. 32 : Répartition comparée des Foraminifères benthiques du Sénonien inférieur des plates-formes nord et sud-pyrénéennes (tronçon Catalan seulement).

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Alors qu'à l'Est de la dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet les dispositifs sédimentaires antérieurs (Cénomaniens et Turoniens) sont conservés dans leurs grandes lignes, des modifications paléogéographiques plus sensibles se marquent à l'Ouest avec une extension de l'aire de distribution du flysch à Fucoïdes.

— Sur le compartiment Alaric,

la sédimentation terrigène de type deltaïque, périodiquement interrompue par une sédimentation carbonatée bioconstruite (Coniacien supérieur à Santonien inférieur), domine.

— Sur le compartiment Mouthoumet,

le Sénonien inférieur revêt des faciès variés (fig. 63).

Le «Flysch à Fucoïdes» se localise dans la zone Commingeoise ; mal daté, il atteint, au plus, le Santonien inférieur.

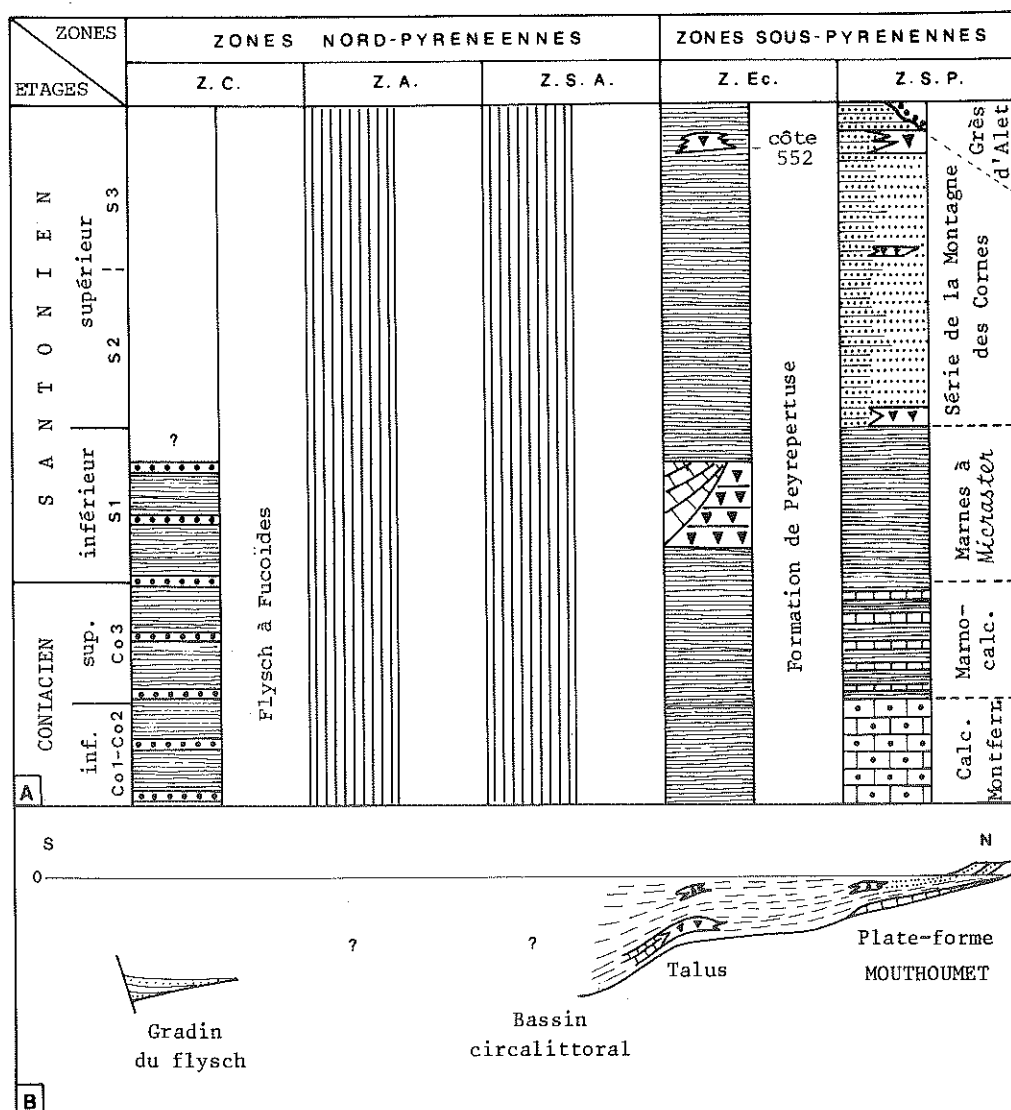


Fig. 63 : A : Corrélations litho-stratigraphiques dans le Sénonien inférieur du compartiment Mouthoumet
B : Essai de reconstitution de l'organisation du système sédimentaire à la fin du Santonien

Le bassin ouvert est présent, soit expulsé dans la zone des Écailles, soit en place dans le synclinal de Saint-Louis. L'articulation bassin-plate-forme supporte des constructions récifales (Camps-Gascous) et les produits de leur démantèlement (Peyrepertuse).

La plate-forme occupe encore la zone Sous-pyrénéenne. Son ouverture aux influences «océaniques» et l'augmentation de la bathymétrie se traduisent par un recul des carbonates et leur remplacement par des marnes ; cette évolution progressive s'effectue du Coniacien au Santonien inférieur, ce dernier sous-étage signant l'apogée de la transgression.

A partir du Santonien supérieur on assiste à un renversement des tendances évolutives (devenant régressives) et au remplacement des influences thalassogènes par des influences terrigènes. La série de la Montagne des Cornes s'inscrit dans un contexte deltaïque, aux épandages encore localisés, qui assurera ultérieurement le comblement et le remblayage des zones sous-pyrénéennes.

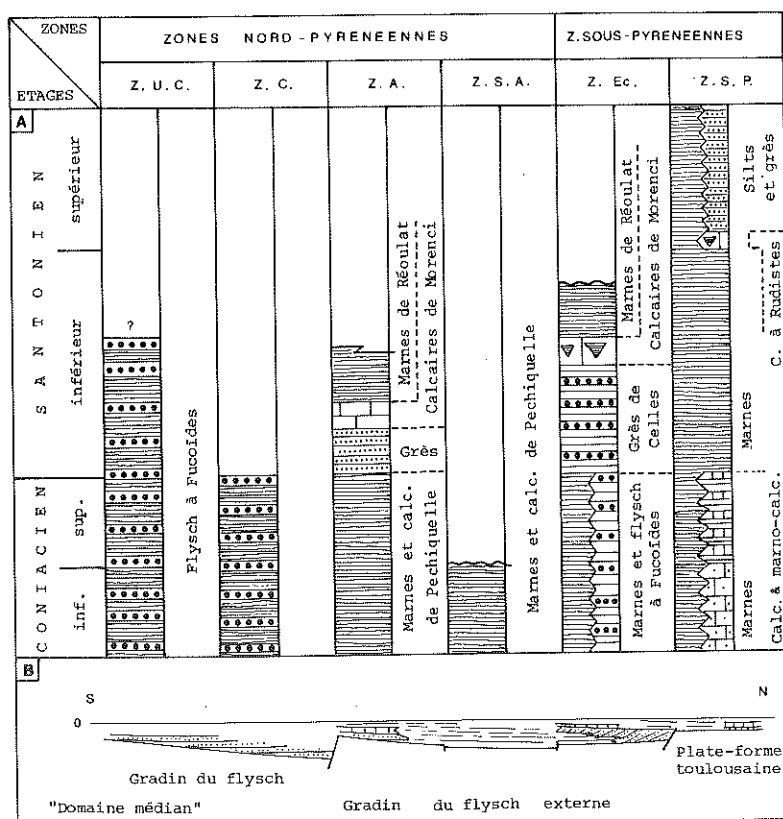


Fig. 64 : A : Corrélations litho-stratigraphiques dans le Sénonien inférieur du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées
B : Essai de reconstitution de l'organisation du système sédimentaire à la fin du Santonien

— Sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées (fig. 64)

La période Coniacien-Santonien inférieur est largement dominée par la sédimentation du Flysch à Fucoides.

Ce dernier s'établit en partie, au Sud, dans les ombilics d'une large gouttière installée sur les zones Ultra-commingeoise et Commingeoise [domaine médian de E.-J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1974].

Le haut-fond de l'Arize limite, au Sud, un nouvel ombilic du flysch qui s'étend jusqu'à la zone des Écailles sous-pyrénéennes et constitue un gradin du flysch externe. Au terme du comblement ce gradin se couvre, dans sa partie proximale d'une sédimentation carbonatée de plate-forme (Calcaires de Morenci, marnes de Réoulat).

Sur la zone Sous-pyrénéenne, la mise en eau est progressive du Coniacien au Santonien inférieur, avec des carbonates littoraux ou récifaux, puis des marnes de milieu marin ouvert. A partir du Santonien supérieur se font sentir sur les domaines proximaux de la plate-forme les influences terrigènes deltaïques en provenance du continent Toulousain.

— Sur le tronçon Catalan,

Les unités allochtones montrent un Sénonien inférieur de plate-forme carbonatée et récifale, transgressif.

Les figures 65A et B rendent compte de la répartition des différents dépôts du Sénonien inférieur.

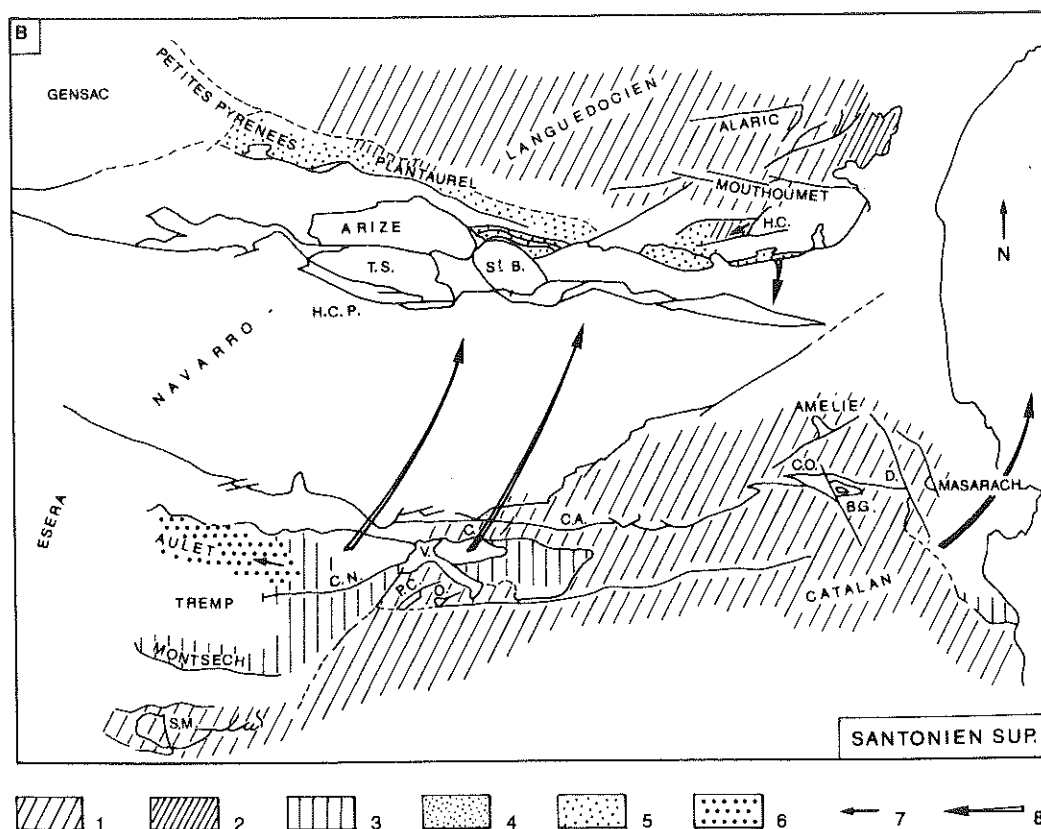
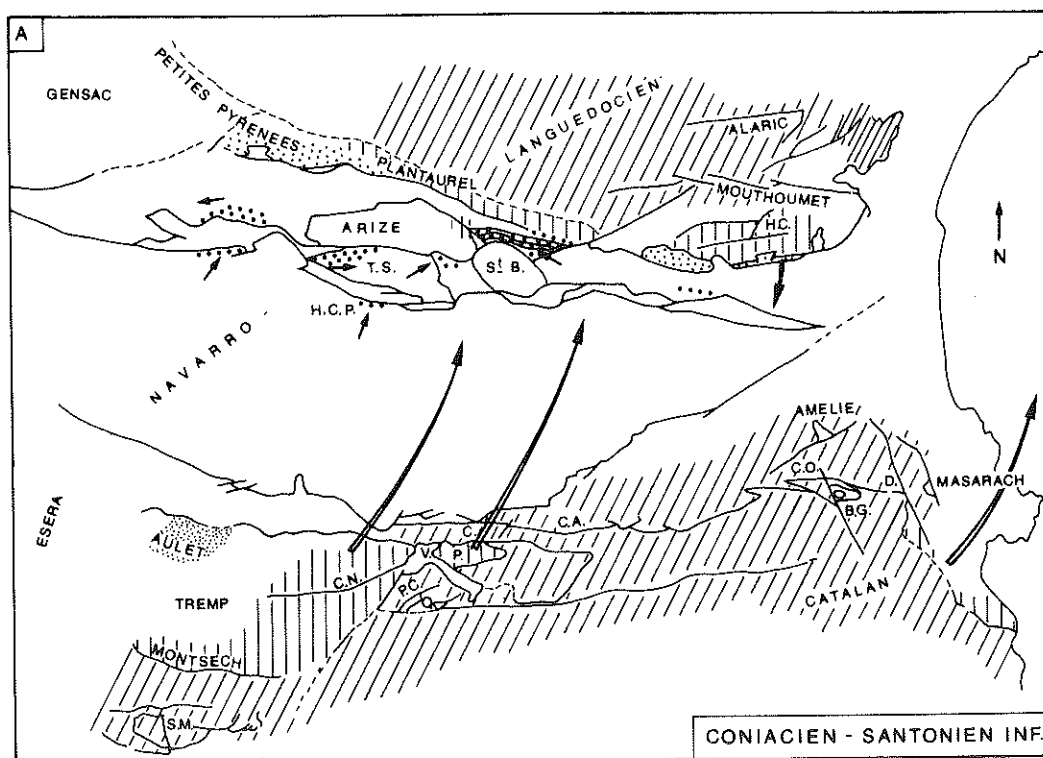


Fig. 65 : Aires de répartition actuelle des dépôts du Sénonien inférieur est-pyrénéen

1 : aire émergée ; 2 : plate-forme deltaïque ; 3 : plate-forme marine ; 4 : talus ; 5 : bassin circalittoral ; 6 : bassin turbiditique ; 7 : sens des transports [d'après DEBROAS et al., 1974 (sauf Nalzen) pour le Coniacien inférieur] ; 8 : origine supposée des unités les plus déplacées.

CHAPITRE IV

LE CAMPANIEN ET LE MAASTRICHTIEN

SOMMAIRE

INTRODUCTION	231		
Zonations	231		
Les précurseurs	231		
Les travaux récents	234		
Cadre biostratigraphique régional	238		
Cadre lithostratigraphique régional	241		
Historique	244		
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	245		
TRONÇON NAVARRO-LANUEDOCIEN	245		
I — Le compartiment Alaric	245		
Le chaînon de Fontroide	245		
Les Collines de Boutenac	245		
La Pinède de Durban	246		
Conclusions	246		
II — Le compartiment Mouthoumet	246		
Zones nord-pyrénéennes	246		
• Zone Ariégeoise	246		
Zones sous-pyrénéennes	247		
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	247		
Lame de Camps - Peyrepertuse	247		
• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	247		
L'aire méridionale	248		
L'aire septentrionale	249		
Conclusions	252		
• Biostratigraphie - Lithostratigraphie	252		
• Évolutions sédimentaires et tectoniques	252		
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	252		
Zones sous-pyrénéennes	253		
• Zone des Écailles sous-pyrénéennes	253		
La Lame de Celles - Montferrier	253		
		• Zone Sous-pyrénéenne s.s.	254
		A l'Est de la vallée de l'Ariège (Plantaurel) ...	254
		Bande de Saint-Cirac	254
		Terminaison périanctinale de Péreille	256
		Plis anticlinaux du Plantaurel	256
		Entre les vallées de l'Ariège et de l'Arize	259
		A l'Ouest de la vallée de l'Arize	260
		Conclusions	266
		• Biostratigraphie - Lithostratigraphie	266
		• Évolutions sédimentaires et tectoniques	267
		TRONÇON CATALAN	268
		I — L'autochtone	268
		• Sierras de Port del Compte, de Oden et du Cadi	268
		• Vallespir et Haut-Ampurdan	273
		II — Le parautochtone	279
		• Écailles d'Alsina - La Vansa - Canllong - Cadinell	279
		• Le Lambeau de recouvrement du Puig Capell	279
		III — L'allochtone	281
		• Nappe de la Pefraforca	281
		• Nappe du Castel de Bac Grillera	289
		Conclusions	289
		• Biostratigraphie - Lithostratigraphie	289
		• Évolutions sédimentaires	290
		CONCLUSION	290
		Synthèse biostratigraphique	290
		Synthèse paléogéographique	290

INTRODUCTION

ZONATIONS

Les précurseurs

• Le Campanien et le Dordonien

En 1856, H. COQUAND divise, dans un premier temps, la Craie supérieure de Charentes en trois étages, les deuxième et troisième étages étant partiellement représentés aux environs d'Aubeterre. Il substitue ultérieurement [1857] à ce découpage ternaire, 4 subdivisions qui deviennent le Coniacien et le Santonien, (remplaçant le 1^{er} étage initial), le Campanien et le Dordonien, (remplaçant respectivement les 2^e et 3^e étages). Le Campanien est défini dans la Champagne charentaise sans que soit précisé l'emplacement d'une coupe type complète. Trois localités sont données pour référence du Dordonien : Aubeterre, Maine-Blanc, Philippeaux.

En 1877, H. ARNAUD utilise les étages Campanien et Dordonien en leur donnant des limites différentes de celles proposées par COQUAND. Il reconnaît un Campanien ou ensemble P, dont les 3 faciès seront postérieurement [1878] nommés respectivement P1, P2 et P3, et un Dordonien formé de 3 ensembles, Q, R et S. Le Dordonien sensu ARNAUD débutant avec l'apparition d'*Orbitoides media*. Dix ans plus tard, H. ARNAUD [1897] admettra un synchronisme total entre son Dordonien et le Maastrichtien type.

En 1901, DE GROSSOUVRE revient à une conception qu'il présente comme respectueuse des propositions originelles. Dans l'analyse de la Craie d'Aquitaine [Chap. IX, Tableau XIV], il décrit un Campanien constitué des assises P et Q (apparition d'*O. media*) et un Dordonien réduit aux assises R et S (Tab. 33). Il reconnaît malgré tout les affinités qui existent entre les assises Q et R et «la valeur des raisons données par M. ARNAUD» (p. 378) de les regrouper dans le Dordonien ; il admet aussi les analogies lithologiques et paléontologiques si souvent invoquées entre le Dordonien R et le tuffeau de Maastricht.

• Le Maastrichtien

Le type de cet étage se situe en Hollande, dans le Limbourg méridional. Après les travaux paléontologiques de FAUJAS de St FOND [1799], la première définition du «système Maestrichtien» est donnée par A. DUMONT [1849], pour le tuffeau de Maastricht (Ma à Md). Sans entrer dans le détail de son contenu paléontologique, DE GROSSOUVRE [1901] signale au-dessus du banc à *Dentalium* (base du Mc) que «le banc dur, inférieur au deuxième banc à Bryozoaires, constitue le gisement des Rudistes dont l'étude a depuis longtemps permis à BAYLE de paralléliser le tuffeau de Maëstricht avec les couches les plus élevées de la craie de l'Aquitaine (Lamerac, St-Mametz, ...). Ce sont : *Hippurites radiosus*, *H. lapeirousei*, *Sphaerulites hoeninghausi*, *Sph. faujasi*, *Radiolites trigeri*, *R. lapeyrousi*, *R. royanus*, *Lapeirousia jouanneti*, *Gyropleura supracretacea*» [p. 324-325].

ÉTAGES (d'origine)	SOUS-ÉTAGES (Coquand)	ASSISES (H. Arnaud)	PRINCIPAUX CARACTÈRES	FOSSILES PRINCIPAUX
SÉNONIEN	DORDONIEN	S	Grès ferrugineux avec poudingues et marnes jaunâtres	<i>Claviaster cornutus</i> , <i>Radiolites acuticostatus</i> , <i>R. ingens</i> , <i>Hippurites Lapeirousei</i> .
		R	Calcaires jaune rougeâtre quelquefois arénacés avec bancs à Hippurites de Lamérac et du Maine-Blanc. Gros nodules siliceux à <i>Faujasia</i> du Sud de la Dordogne	<i>Baculites anceps</i> , <i>Pachydiscus colligatus</i> , <i>Sphenodiscus Ubaghsi</i> , <i>Turrilites polylocus</i> , <i>Nerita rugosa</i> , <i>Rhynchopygus Marmini</i> , <i>Faujasia Faujasi</i> , <i>Pyrina flava</i> , <i>Thecidea papillata</i> , <i>Hippurites radiosus</i> .
	CAMPANIEN	Q	Calcaires blanc grisâtre à Bryozoaires et à Orbitoides, parfois glauconieux, avec silex et nombreux bancs d' <i>O. vesicularis</i>	<i>Belemnitella mucronata</i> , <i>Pachydiscus colligatus</i> , <i>P. Oldhami</i> , <i>Scaphites pulcherrinus</i> , <i>Orbitoides media</i> , <i>Mytilus Dufrenoyi</i> , <i>Hippurites Lapeirousei</i> , <i>Clypeolampas Leskei</i> , <i>Goniopygus royanus</i> .
		P ^a	Calcaires marneux blanc grisâtre avec quelques Rudistes ; banc glauconieux à Ostracées vers la partie supérieure	<i>Hoplites Vari</i> (= <i>Marroti</i>), <i>Scaphites gibbus</i> , <i>Temnocidaris Baylei</i> , <i>Micraster Brongniarti</i> , <i>M. marginalis</i> , <i>Echinocorys</i> sp., <i>Terebratella santonensis</i> , <i>Inoceramus Cripsii</i> , <i>In. impressus</i> .
		P ²	Calcaires marneux, parfois arénacés, avec cordons siliceux	Faune très pauvre : <i>Mortoniceras campaniense</i> , <i>Actinocamax quadratus</i> .
		P ^{1b}	Calcaires marneux blanchâtres	<i>Scaphites aquisgranensis</i> , <i>Placenticeras bidorsatum</i> , <i>Micraster carentonensis</i> , <i>O. Matheroni</i> .
		P ^{1a}	Calcaires marneux blanchâtres, parfois bleuâtres, exploités pour chaux hydraulique dans la Dordogne	<i>Placenticeras bidorsatum</i> , <i>Pachydiscus dülmensis</i> , <i>Rh. globata</i> , <i>Micraster regularis</i> , <i>Echinocorys orbis</i> , <i>Pyrina</i> (?) <i>petrocoriensis</i> .
	SANTONIEN	N ²	Calcaires sableux, devenant arénacés et sili- ceux dans le Sud, avec nombreux Rudistes	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Radiolites fissicostatus</i> , <i>Sphaerulites Coquandi</i> , <i>Hippurites sublaevis</i> , <i>H. Maestrei</i> , <i>H. dentatus</i> , <i>H. Arnaudii</i> , <i>O. galloprovincialis</i> , <i>Clypeolampas ovum</i> .
		N ¹	Calcaires blancs gélifs et, vers la base, marnes argileuses remplies d'Ostracées (<i>O. proboscidea</i>)	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>O. proboscidea</i> , <i>O. spinosa</i> , <i>Rhynchonella Boreaui</i> .
		M ²	Banc de calcaire dur, devenant arénacé vers le Sud (Banc à <i>Botriopygus</i>)	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>Parapygus (Botriopygus) Toucasi</i> , <i>P. Nanciasi</i> , <i>P. Arnaudii</i> , <i>Hippurites sarthacensis</i> .
		M ¹	Calcaires gris friables, très fossilifères, avec silex noirs et géodes de quartz, passant dans le Sud à des calcaires arénacés durs, presque sans fossiles	<i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>M. serrato-marginatum</i> , <i>Rh. vespertilio</i> , <i>Micraster turonensis</i> , <i>Salenia geometrica</i> , <i>Cyphosoma magnificum</i> .

Tab. 33 : La craie d'Aquitaine, d'après De Grossouvre (1901, chap. IX, tab. XIV).

ÉTAGES ADOPTÉS		ZONES A	AQUITAINE	PYRÉNÉES	PROVENCE	BELGIQUE
SÉNONIEN	CAMPANIEN	SUPÉRIEUR	Couches à Thécidées de Maurans. Silex à <i>Faujasia</i> de la Dordogne. Bancs à <i>Hip. radiosus</i> de Lamérac et du Maine Blanc. Couches à Orbitoïdes. Craie de Royan	Calcaire à <i>Bauxia</i> et <i>Cyclophorus</i> . Marnes rouges avec poudingues. Marnes à Orbitoïdes de Gensac. Marnes à Cyrènes. Calcaire nankin. Calcaires de Tercis. Calcaires à Stegasters	Calcaires de Rognac à <i>Lychnus</i> et <i>Bauxia</i> . Grès à Reptiles	Tuffeau de Maëstricht et de St-Symphorien. Craie de Spiennes. Craie de Ciplv. Calcaire de Kunraed. Craie blanche de Maëstricht. Craie de Nouvelles, d'Obourg, d'Heure le Romain et de Vaals.
		<i>Hoplites Vari.</i>	Marnes glauconieuses à <i>Temnocidaris Baylei</i> et <i>Terebratella santoniensis</i> . Calcaires marneux		Calcaires du Mimet et de la Bégude à Physes. Calcaires pisolithiques à <i>Lychnus</i>	
	CORBÉRIEN	INFÉRIEUR	<i>Mortonicerias delawarensis</i> et <i>Scaphites hippocrepis</i>	Grès d'Alet, Grès de Labarre. Couches à Hippurites de Benaix et Leychert	Couches lignitères de Fuveau à Corbicules	Craie de Trivières. Sables glauconieux et grès vert d'Aix-la-Chapelle.
		<i>Placenticerias bidorsatum</i>	Calcaires marneux à <i>Mic. regularis</i>		Calcaires de Valdonne à <i>Cyrena globosa</i> et <i>Melanopsis galloprovincialis</i>	Craie de St-Vaast. Sables d'Aix-la-Chapelle. Glauconie de Lonzée.
CORBÉRIEN	SANTONIEN	<i>Placenticerias syrtale</i>	Calcaires sableux à Rudistes. Marnes à Ostracées	Marnes à <i>Actinocamax</i> de Saint-Louis et de la Bastide. Grès et conglomérats des Corbières. Bancs à Hippurites et Ammonites des Croufets et de la Montagne des Cornes.	Couches à <i>Glauconia Coquandi</i> . Bancs à Hippurites du Beausset. Marnes à <i>Lima marticensis</i> .	
		<i>Mortonicerias texanum</i>	Banc à Botriopygus. Couches à <i>Am. texanus</i> .	Calcaires et marnes à <i>Mic. corbaricus</i> , <i>Munierceras</i> et <i>Morton. texanum</i>	Calcaires et marnes à <i>Am. texanus</i> et <i>Mic. corbaricus</i>	
	CONIACIEN	<i>Mortonicerias Emscheris</i>	Calcaire de Périgueux à <i>Mic. turonensis</i>	Marnes à <i>Mic. corbaricus</i> et <i>Am. Margæ</i> de Montferand	Grès et calcaires marneux du Beausset à <i>Mic. corbaricus</i>	
		<i>Barroisicerias Haberfellneri</i>	Calcaires durs à Tissotia. Marnes de Montignac et de Gourd de l'Arche	Calcaires à <i>Tissotia</i> de Montferand et de Soulatgé	Grès calcaireux à <i>Rhynchonella petrocoriensis</i> . Calcaire à <i>Hip. giganteus</i> des Martignes.	

Tab. 34 : Les subdivisions du Sénonien français et belge, d'après De Grossouvre (1901)

Après s'être présenté comme un fidèle transcritteur des pensées scientifiques de ses prédécesseurs, DE GROUSSOUVRE va prendre dans la classification des couches supracrétacées [Chapitre XXII, p. 751-830], une position toute personnelle qui va être à l'origine d'une confusion déplorable.

Cette prise de position se compose des deux propositions suivantes : «le Dordonien... correspond seulement à un faciès...» «un faciès latéral... du Campanien...» [p. 807] ; «... on ne peut parler d'un étage Maëstrichtien, mais seulement d'un faciès Maëstrichtien» [p. 808].

Ces faciès Dordonien et Maëstrichtien relèveraient tous deux à la zone à *Pachydiscus neubergicus* 4° et dernière zone d'un Campanien élargi qui devient ainsi, aussi bien en France, en Europe (Tab. 34) que dans le Monde, le dernier étage du Crétacé.

Les conceptions successives sur les limites et la composition faunistique des étages Campanien et Maëstrichtien dans les Charentes, au cours de la 2^e moitié du XIX^e Siècle, peuvent se résumer de la façon suivante (cf. Tab. 35).

Hors des limites des Stratotypes, TOUCAS [1903, 1907] propose une zonation du Sénonien supérieur fondée sur les Hippuritidés et Radiolitidés. Sans entrer ici dans le détail de cette zonation, on peut retenir l'existence d'un Maëstrichtien défini par des espèces comme «*O. radiosus*, *O. lapeirousei*, *P. bournoni*, *Sph. jouanneti*, ...».

Les travaux récents

• Zonation par les Ammonites

1 - Campanien : la zonation la plus couramment admise est celle préconisée par les résolutions du Colloque sur le Crétacé supérieur [1959], à savoir :

CAMPANIE	sup.	<i>Bostrychoceras polylocum</i>
		<i>Hoplitoplacenticeras vari</i>
	inf.	<i>Delawarella delawarensis</i>
		<i>Placenticeras bidorsatum</i>

2 - Maëstrichtien : une zonation binaire est la plus fréquemment citée en référence. Bien que variable suivant les auteurs elle s'articule autour des formes suivantes :

		VAN HINTE, 1976	SIGAL, 1977
MAESTRICHTIEN	sup.	<i>Pachydiscus neubergicus</i>	<i>Pachydiscus neubergicus</i>
	inf.	<i>Acanthoscaphites tridens</i>	<i>Disc. constrictus</i> <i>Acanth. trioleus</i>

COQUAND		ARNAUD	DE GROS.	CEPHALOPODES		RUDISTES		FORAMI-NIFERES	DE GROSSOUVRE
1857 (a)	1857 (b)	1877	1897	DE GROS. 1901 Tab. XIV (Classif. d'après COQUAND)					1901 - Tab. XXXVII
DORDONIEN		DORDONIEN		S		Hippurites lapetrousei	H. radicosus H. lamarchi Radiolites bouvoni		
		MAESTRICHTIEN		R	Sphenodiscus ubaghsi Baculites anceps		L. jouanneti		Pachydiscus neubergicus
		DORDONIEN		Q	Pachydiscus colligatus Belemnitella mucronata		Radiolites hoeninghausi	Orbitoides media	
		CAMPANIEN		P ₃	Turrilites polyplocus Hoplitites vari				Hoplitites vari
		CAMPANIEN		P ₂	Mortonicerias campaniense	Actinocamax quadratus			Mortonicerias delawarensis
				P ₁	Placenticerias bidorsatum	Pachydiscus levyi Pachydiscus launay			Placenticerias bidorsatum
"COUCHES DE MAESTRICHT"									
DORDONIEN									

Tab. 35 : Les principales prises de position sur le Sénarien français dans la deuxième moitié du XIX^e siècle

• Biozonation par les Foraminifères planctoniques

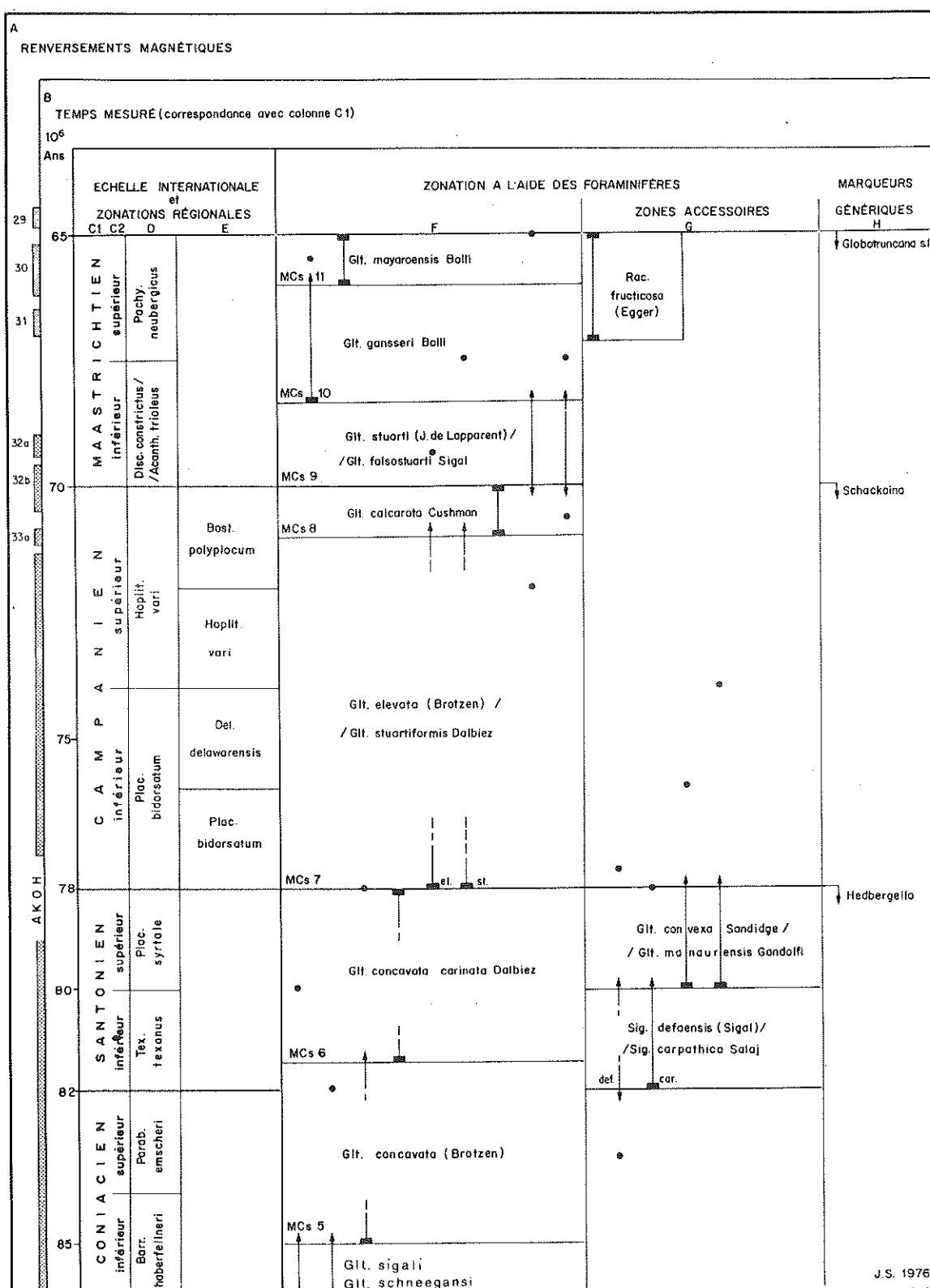
Si dans l'ensemble un assez large consensus s'observe dans la succession des zones reconnues pendant l'intervalle Campanien-Maastrichtien, leurs significations chronostratigraphiques varient suivant les auteurs. C'est du moins ce qu'il ressort des deux essais récents de zonation, ici retenus (Tableaux 36 et 37).

Malgré tout, les divers auteurs s'accordent à placer, une zone à *calcarata* au toit du Campanien, une zone à *mayaroensis* au toit du Maastrichtien.

SENONIAN FORAMINIFERAL ZONES									
	AGE IN Ma	PLANKTONIC			BENTHIC				
		GLOBOTRUNCANA - GLOBOTRUNCANELLA			BOLIVINOIDES			ORBITOIDES	
		PHYLOGENY AND RANGES	ZONES		RANGES	ZONES	MORPH. PARAM.	ZONES	
MAASTRICHTIAN	65	<i>gansseri</i>	<i>mayaroensis</i>	1	<i>draco</i>	<i>draco</i>	14.0 - 1000 - 2(?)	<i>apiculata</i>	
			<i>contusa</i>	2					
			<i>stuarti</i>	2					
			<i>gansseri</i>	2					
			<i>scutilla</i>	2				"gruenbachensis"	
CAMPANIAN	70	<i>stuartiformis</i>	<i>calcarata</i>	1	<i>miliaris</i>	<i>miliaris</i>	10.0 - (750) - 2	"megaloformis"	
			<i>subspinosa</i>	2					
			<i>stuartiformis</i>	2				<i>media</i>	
			<i>elevata</i>	2				<i>tissoti</i>	
			<i>concalvata</i>	3				<i>douvillei</i>	
SANTONIAN	80	<i>sigali</i>	<i>concalvata-elevata</i>	3	<i>strigiliatus</i>	<i>strigiliatus</i>	2.0 - - 2.5		
			<i>sigali-concalvata</i>	3				<i>hottingeri</i>	
			<i>renzi-sigali</i>	3				<i>sp.</i>	
CONIACIAN	85	<i>renzi</i>			<i>culverensis</i>	<i>culverensis</i>	3.9 - 400 - 2		

1 - range zone, 2 - partial range zone, 3 - concurrent range zone

Tab. 36 : Les zones de Foraminifères du Sénonien, d'après E.-J. Van Hinte (1976)



Tab. 37 : Essai de zonation du Crétacé des régions méditerranéennes à l'aide des Foraminifères planctoniques, d'après J. Sigal (1977)

• Biozonation par les Foraminifères benthiques

Il existe de très nombreux essais de zonations et de répartition des grands Foraminifères benthiques du Campanien et du Maastrichtien. Ils prennent pour organismes de référence les *Orbitoididae*, les *Lepidorbitoididae* et les *Calcarinidae*.

Ces zonations et répartitions divergent en fonction des auteurs et des écoles, en raison des choix différents sur la position de la limite Campanien-Maastrichtien. Pour les écoles hollandaise et parisienne, le Dordonien, qu'elles qu'en soient ses limites, n'est qu'un faciès du Campanien ; pour M. SERONIE-VIVIEN, la limite Campanien-Maastrichtien se situe à la base du Dordonien sensu ARNAUD (base du niveau Q marqué par l'apparition d'*Orbitoides media*).

Remarque :

La zonation qui sert de référence à l'école hollandaise, résulte des travaux réalisés en Charente par E.J. VAN HINTE, entre 1965 et 1967. Dans une suite de 4 articles, cet auteur détaille le contenu micropaléontologique de la coupe d'Aubeterre qu'il assimile au Campanien type (?). Il montre en particulier que l'apparition d'*Orbitoides media* est synchrone de celle de la forme fixée de *Bolivinoïdes miliaris* (et non de la forme de transition *decoratus-miliaris*).

La forme caractéristique de *B. miliaris*, toujours d'après E.J. VAN HINTE [1976] (cf. Tabl. 36, p. 236) s'étendant sur les zones à *calcarata* du Campanien terminal et *scutilla* de la base du Maastrichtien, on peut conclure qu'à Aubeterre l'apparition d'*O. media* se situe aussi dans cet intervalle de temps.

Dans la Sierra de Montsech, L. HOTTINGER et J. ROSELL [1973] considèrent l'apparition de *Siderolites calcitrapoides* comme synchrone du début du Maastrichtien.

Récemment, M. NEUMANN, P. ANDREIEFF, B. LAMBERT et J.-P. PLATEL [1984] ont, en Dordogne, placé la limite Campanien-Maastrichtien à l'apparition d'un *Siderolites «praecalcitrapoides»*.

• Le Campanien et le Maastrichtien continental

Sans entrer dans le détail de la définition des étages continentaux que sont respectivement le Valdonnien, le Fuvélien, le Bégudien et le Rognacien (voir à ce sujet les mises au point de J.-F. BABINOT et J.-P. DURAND, 1980), on retiendra surtout les équivalences actuellement admises avec les étages marins, à savoir :

- Valdonien + Fuvélien = Campanien
- Bégudien + Rognacien = Maastrichtien

Paléontologiquement, ces étages seraient essentiellement caractérisés comme indiqué sur le tableau 38 [J.-F. BABINOT, P. FREYTET et al., 1983 ; extrait] :

Cadre biostratigraphique régional

Contrairement aux zonations précédentes établies dans une région bien définie du domaine sous-pyrénéen (Corbières méridionales), le cadre biostratigraphique du Campanien et du Maastrichtien sera réalisé à partir d'observations effectuées aussi bien sur le versant nord des Pyrénées, à l'Ouest de la dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet, que sur le versant sud.

	LAMELLIBRANCHES-GASTEROPODES	OSTRACODES	CHARACEES	
ROGNACIEN	sup. inf.			
BEGUDIEN				
FUVELIEN				
VALDONNIEN				

Tab. 38 : Zonation du Sénonien supérieur continental (d'après J.-F. BABINOT, P. FREYTET et al., 1983).

• Zones d'Ammonites

Cette zonation repose sur des découvertes rares et dispersées qui permettent néanmoins des datations ponctuelles précises et des corrélations suffisantes à l'échelle régionale envisagée. Elle s'établit comme suit (Tab. 39) :

- Campanien inférieur :
Zone Ca 1 à *Pachydiscus launayi* DE GROS.,
Zone Ca 2, non caractérisée
- Campanien supérieur :
Zone Ca 3 à *Hoplitoplacenticeras vari* (SCHLUT.),
Zone Ca 4 à *Bostrychoceras polyplacum* ROEMER
- Maastrichtien inférieur :
Zone Ma 1 à *Sphenodiscus ubaghsi* DE GROS., *Pseudokossmaticeras tercense* (SEUNES).
- Maastrichtien supérieur :
Zone Ma 2 à *Hoploscaphites constrictus* (SOW.).

• Biozones de Rudistes (Hippuritidés).

Les zones d'associations suivantes sont proposées (Tab. 39)

- Campanien inférieur :
Biozone à *H. (H.) heberti* (MUN.-CHALM.), *Ha sulcatoides* DOUV. et *V. archiaci* MUN.-CHALM.
- Campanien supérieur :
non caractérisé
- Maastrichtien :
Biozone à *H. (H.) lamarcki* (BAYLE) et *H. (H.) radiosus* DESMOULINS avec, en outre : *Ha lapeirousei* (GOLD.) pour le Maastrichtien supérieur et *Ha castroi* VIDAL pour le Maastrichtien terminal.

• Biozones de Foraminifères planctoniques

De la confrontation des répartitions Ammonites-Foraminifères, il ressort que : le Campanien est essentiellement caractérisé par *G. stuartiformis* DALB. avec *G. calcarata* CUSH. à sa partie sommitale. La partie inférieure du Maastrichtien est difficile à positionner en raison de l'absence du couple *G. stuarti* (de LAP.)-*G. falsostuarti* SIGAL. Par contre, les apparitions successives de *G. contusa* (CUSH.) puis de *R. fructicosa* (EGGER) permettent de situer respectivement la partie supérieure du Maastrichtien inférieur puis le Maastrichtien supérieur (Tab. 39).

• Biozones de Foraminifères benthiques

Établies sur des extensions partielles ou des extensions concomitantes 3 zones de Foraminifères benthiques sont proposées, avec, pour formes guides : *Pseudosiderolites vidali* (DOUV.) et *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.) pour le Campanien ; *Orbitoides media* (D'ARCH.) pour le Maastrichtien inférieur ; *Siderolites calcitrapoides* LMK et *Orbitoides apiculata* SCHLUMB. pour le Maastrichtien supérieur (Tab. 39). Cette dernière période est marquée par l'apparition de très nombreux Orbitoididés tels *O. (S.) gensacicus* LEYM., *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Omphalocyclus macroporus* LMK et, vers la fin du Maastrichtien, *Laffiteina mengaudi* (ASTRE).

• Zonation des séries continentales

Malgré la rareté des faunes et des flores, les éléments communs au domaine étudié et aux stratotypes continentaux, permettent d'établir l'ébauche de zonation suivante :

ROGNACIEN	<i>B. disjuncta</i> <i>B. bulimoides</i>	<i>P. krsticae</i> F. gr. <i>tumiensis</i>	<i>S. ultima</i> <i>S. brachycera</i>	DINOSAURIENS
BÉGUDIEN				
FUVELIEN	<i>U. biveri</i> <i>U. gallo-provincialis</i>			
VALDONNIEN			<i>Pechichara</i> sp. A	

Essai de zonation des séries continentales du Campanien-Maastrichtien des Pyrénées

En outre, les associations sporo-polliniques (détermination de O. LEGOUX) des séries continentales crétacées - Grès de Labarre essentiellement - sont calées sur une échelle de 5 zones, propre à la S.N.E.A. (P) dont la figure montre les correspondances avec les étages Campanien et Maastrichtien.

Zones Nannofossiles	Zones Palynoplanctologiques	Age probable (par Nannofossiles)
F	23	Éocène inf.-Paléocène
E		Paléocène
D	22.B	Maastrichtien
C	22.A	
B	21	Zone de passage
A	20.B	Campanien
	20.A	

Zonation palynologique de la S.N.E.A. (P.)
(in R. RICATEAU et J. VILLEMIN, 1973)

ZONATIONS REGIONALES ADOPTÉES						
ETAGES	AMMONITES		FORAMINIFERES		RUDISTES	
			PLANCTONIQUES	BENTHIQUES		
MAASTRICHTIEN	SUP.	Ma 2	Hoploscaphites constrictus	Racemigumbelina fructicosa	Siderolites calcitrapoides	Hippuritella lapetrousei
	INF.	Ma 1	Sphenodiscus ubaghsi	Globotruncana contusa	Orbitoides apiculata	Ha. castroi
				?	Orbitoides media	Hippurites (H.) lamarchi
CAMPANIEN	SUP.	Ca 4	Bostrychoceras polyplocum	Globotruncana calcarata	Pseudosiderolites vidali	?
		Ca 3	Hoplitoplacenticeras vari			
	INF.	Ca 2	?	Globotruncana stuartiformis	Orbitoides tissoti	Hippurites (H.) heberti
		Ca 1	Pachydiscus launayi			Hippuritella sulcatoides
						Vaccinites archiaci

Tab. 39 : Zonations du Sénonien supérieur des Pyrénées

Cadre lithostratigraphique régional

Pendant le Campanien et le Maastrichtien de nombreuses unités lithostratigraphiques se succèdent et/ou se remplacent sur les tronçons navarro-languedocien et Catalan des Pyrénées.

— Compartiment Alaric

- Formation des Grès de la Pinède (cf. supra)
- Formation des Marnes et grès de Montplaisir.

Complexe fluviatile terrigène (épaisseur environ 300 m) composé de limons de plaine d'inondation et de chenaux gréseux à Unios et Corbicules. Age : Campanien.

- Formation des Marnes rouges de Roquelongue

Nouveau complexe fluviatile (150 m environ) où dominent les marnes rubéfiées à paléosols et restes de pontes de Dinosaures. Les autres faciès associés sont des conglomérats à éléments carbonatés et des chenaux gréseux. Age : Maastrichtien (inférieur ?).

- Formation des Calcaires lacustres de Sur Roque.

Marno-calcaires et calcaires lacustres-palustres à Charophytes et Gastéropodes d'eau douce. Épaisseur 30-50 m. Age : Maastrichtien (supérieur ?).

— Compartiment Mouthoumet

- Formation des Grès de Labastide

Complexe turbidique où dominent les marnes bleues. On y reconnaît ponctuellement des niveaux slumpés, des olistostromes, des conglomérats et répartis dans toute la masse, des dragées de quartz. La base de la formation est érosive et arrive à reposer jusque sur la formation des Calcaires et grès de la Serre de Lacal (Turonien). Épaisseur estimée, environ 500 m. Age : Campanien.

• **Formation des Grès d'Alet** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983].

Complexe fluvio-deltaïque (50 m), siliceux. Dans le synclinal de Rennes-les-Bains cette unité succède de façon progressive à la série de la Montagne des Cornes ou aux Marnes bleues de Sougraigne ; plus au Nord, elle repose en discordance cartographique sur du Sénonien inférieur (Marnes de Bugarach de la branche du Cardou) et sur du Paléozoïque (branche d'Alet). Age : Campanien.

• **Formation des Marnes rouges inférieures** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983]

Complexe fluvial (200 m) dans lequel on reconnaît 4 membres distincts :

- les Marnes rouges de Campagne, limons de plaine d'inondation, datées du Campanien supérieur ;
- les Grès des Estous, chenaux fluviaux, gréseux ;
- les Marnes de la Maurine, fluviales, rouges, à paléosols ;
- le Poudingue fleuri, conglomérat carbonaté fluvial.

Ces trois dernières unités sont riches en fragments d'œufs et d'ossements de Dinosauriens et datées du Maastrichtien.

• **Formation des Calcaires de Vigneveille** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983].

Calcaires et marnes de milieu lacustre-palustre partiellement rapportés (les deux membres inférieurs) au Rognacien = Maastrichtien. Le membre supérieur n'est pas daté.

— *Compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées*

• **Formation des Grès de la Jourdan** (nouveau non pour le Complexe grés-marneux de Nalzen [M. BILOTTE, 1975], en raison de la situation, hors de la zone des Écailles, du village de Nalzen).

Complexe turbiditique silico-clastique. La base de la formation est érosive et vient reposer indifféremment sur les Marnes de Réoulât, les Calcaires de Morenci ou les Grès de Celles ; sa limite supérieure est tectonique. Épaisseur maximale de l'ordre de 300 m. Age : Campanien à Santonien supérieur (?).

• **Formation des Marnes de Saint-Cirac et de Plagne** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983]

Épaisse série marneuse ou silteuse (3 à 4 000 m) de bassin circalittoral ou de plate-forme externe. Elle admet, à sa partie inférieure, des intercalations de calcaires construits à Rudistes (Benaix, Villeneuve d'Olmes, Bèdeille). D'Est en Ouest, l'âge du toit de ces formations varie, Campanien inférieur pour les Marnes de Saint-Cirac, Maastrichtien inférieur pour les Marnes de Plagne.

• **Formation des Grès de Labarre** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983]

Complexe fluvio-deltaïque, hétérogène dans l'anticlinal de Dreuilhe où les membres gréseux inférieurs et supérieurs sont séparés par les Marnes d'en Gauly. D'Est en Ouest, cette unité progradante est diachrone (Campanien à Maastrichtien) [R. RICATEAU et J. VILLEMIN, 1983] ; elle passe au Calcaire nankin, dans l'anticlinal de Plagne.

• **Formation du Calcaire nankin** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983].

Calcaires jaunes, de plate-forme externe, riches en grands Foraminifères benthiques hyalins. Le caractère terrigène du Calcaire nankin s'atténue rapidement en direction de l'Ouest. Épaisseur, 120 m environ. La transition entre les Marnes de Plagne et le Calcaire nankin est progressive ; par contre, le passage à la formation sus-jacente est net.

• **Formation des Marnes d'Auzas** [M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983]

Complexe margino-littoral (250 m) ou l'on peut reconnaître :

- les Marnes de Mélat, sombres, ligniteuses et silteuses ;
- les Calcarénites de Fond du Touc ;

- les Marnes de Biouès, ligniteuses ;
- les Calcarénites de Sainte-Croix ;
- les Marnes de Pentecôte.

Les marnes d'Auzas sont intégralement datées du Maastrichtien supérieur.

— *Tronçon Catalan*

- **Formation des Grès d'Adrahent** [P.H.W. MEY et al., 1968]

Grès et conglomérats quartzeux (120 m environ), reposant sur un substratum d'âge variable. H. MOERI [1977] les interprète comme des dépôts de cônes alluviaux. En raison de leur âge maastrichtien, on peut considérer cette formation comme un équivalent proximal des Grès d'Aren [M. BILOTTE, 1982] .

- **Formation de Bona** [P.H.W. MEY et al., 1968]

Calcaires bioclastiques à Rudistes et/ou grands Foraminifères benthiques (200 m, environ) ; la base de la formation est souvent marno-silteuse. Le passage aux Grès d'Adrahent sous-jacent est net. Age : Maastrichtien.

- **Formation de Oden**

Formation à dominante continentale composée de 2 membres de lithologie différente : des calcaires surtout lacustres, à la base, des marnes rouges, au sommet. Age : Maastrichtien à Paléocène.

- **Formation des Grès du Mas Gaou**

Formation terrigène quartzo-feldspathique, transgressive sur le Trias ; elle admet à sa partie supérieure des intercalations de calcaires à Rudistes et grands Foraminifères benthiques. Épaisseur : 200 m ; âge : Maastrichtien.

- **Formation des Marnes de Can Damoun**

Complexe marno-gréseux et calcaréo-dolomitique de milieu lagunaire, riche en Huîtres. Épaisseur : 200 m ; âge : Maastrichtien.

- **Formation des Couches Rouges de Canadells**

Complexe fluvio-lacustre constitué par une alternance de conglomérats de grès et de marnes fluviales, de calcaires lacustres. Épaisseur : 250 m ; âge : Maastrichtien à Paléocène.

- **Formation des Calcaires de Terradets** (cf. supra)

- **Formation de Perles** [L. SOLE SUGRANES, 1970]

Puissant complexe marno-calcaire (800 m) de plate-forme externe. La partie sommitale se charge en grès qui rappellent la formation Grès d'Aren. Age : Campanien-Maastrichtien.

- **Formation de Tremp** [P.H.W. MEY et al., 1968]

Formation marginolittorale et continentale complexe. Elle débute, dans la région étudiée, par un membre ligniteux, les Lignites de Saldes ; elle se poursuit par des dépôts de marais, puis fluviaux. Age : Maastrichtien.

HISTORIQUE

L'absence de faciès marins dans le Sénonien supérieur des compartiments Alaric et Mouthoumet est à l'origine du manque d'informations stratigraphiques. En règle générale, il est admis [DE GROSSOUVRE, 1898 ; A. TOUCAS, 1901] que l'émersion s'y réalise au Campanien et que le Maastrichtien y renferme des restes de Dinosauriens.

En Ariège, le Campanien à Rudistes a fait l'objet de très abondants travaux [A. TOUCAS, 1901 ; E. RAMIÈRE DE FORTANIER, 1933 ; G. ASTRE, 1954]. Ces différents auteurs attribuent l'ensemble de la faune au Campanien supérieur. L'absence de dépôt marin du Maastrichtien est unanimement reconnu.

Dans les Petites Pyrénées, A. LEYMERIE, dans une suite de travaux réalisés entre 1848 et 1881, réalise les premières analyses lithostratigraphiques du Sénonien marin qu'il décompose en deux assises, l'inférieure correspondant aux marnes de Plagne, la supérieure au Calcaire nankin (ce dernier étant parallélisé à la craie de Maastricht). Il démontre également [1862] le passage latéral du calcaire nankin aux grès de Labarre situés plus à l'Est. Il crée l'étage Garumnien pour les couches continentales et marines sus-jacentes formées par : les marnes d'Auzas, le calcaire lithographique, la Colonie. E. HEBERT [1882] appelle Danien l'ensemble calcaire nankin-Garumnien, de LEYMERIE ; DE GROSSOUVRE [1897, 1901] rattache au Campanien (sensu DE GROSSOUVRE), les marnes d'Auzas et le calcaire lithographique, à l'Éocène, la Colonie. R. BUXTORF [1930] reconnaît ponctuellement, dans la faune de Rudistes de Bedeille, découverte par l'Abbé POUECH [1881], le Campanien. Dès 1933, M. CASTERAS rapporte au Maastrichtien «les marnes à Orbitoides de Saint Martory, le calcaire nankin..., et enfin les marnes d'Auzas...», au Danien «le calcaire lithographique...».

Les travaux stratigraphiques ultérieurs, réalisés lors de la révision de la carte géologique de Saint-Gaudens à 1/80.000 [1961], puis à 1/50.000 [1971], formulent les attributions suivantes :

- marnes de Plagne : Campanien à Maastrichtien inférieur ;
- calcaire nankin : Maastrichtien moyen ;
- marnes d'Auzas : Maastrichtien supérieur ;
- calcaire lithographique : Danien.

Dans une étude élargie au Plantaurel, R. RICATEAU et J. VILLEMIN [1973] démontrent le diachronisme des formations du Crétacé, plus récentes à l'Ouest qu'à l'Est.

A l'Est de la chaîne, le Crétacé supérieur d'Amélie-Les-Bains, s'étendrait, d'après M. CASTERAS et L. AURIOL [1958] du Santonien au Maastrichtien.

Sur le versant Sud des Pyrénées, les travaux fondamentaux de L.M. VIDAL [1878], de M. DALLONI [1910-1930], de G. ASTRE [1932] et de H. BOISSEVAIN [1934], identifient clairement, par la récolte d'abondantes macrofaunes, le Campanien et le Maastrichtien de Catalogne. A la suite de L. HOTTINGER [1966], de J. ROSELL [1967] et de P. SOUQUET [1967], de nombreuses études à caractère micropaléontologique sont entreprises sur la zone sud-pyrénéenne centrale [L. HOTTINGER et J. ROSELL, 1973 ; M. BILOTTE, P. SOUQUET et M.-J. WALLEZ-FONDECAGE, 1975, ... (Foraminifères) ; A. LIEBEAU, 1983 (Ostracodes)]. Récemment, J.-M. PONS [1977], J. GALLEMI, R. MARTINEZ et J.-M. PONS [1983] dressent les répartitions comparées des faunes d'Ammonites, d'Échinodermes et de Rudistes de la région de Tremp.

ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE

TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN

I — LE COMPARTIMENT ALARIC

P. FREYTET [1970] a particulièrement étudié la période Campanien-Maastrichtien dans les Corbières orientales. Il a montré que la sédimentation essentiellement marine à dominance gréseuse du Sénonien inférieur est suivie, au Sénonien supérieur, d'une sédimentation continentale, d'abord terrigène de type fluvatile, puis carbonatée palustre et lacustre.

Les évolutions sédimentaires des séries de la fin du Crétacé seront donc évoquées à partir des analyses de P. FREYTET complétées d'observations personnelles.

Chaînon de Fontfroide

Le Sénonien supérieur semble uniquement connu dans l'unité du Bois du Vicomte.

• Formation des Marnes et grès de Montplaisir

Au Campanien-Valdo-fuvelien- est rattachée [P. FREYTET, 1970] une épaisse série terrigène à dominante argileuse dans laquelle s'interstratifient des corps lenticulaires conglomératiques et/ou gréseux. Conformément aux interprétations de P. FREYTET, on y reconnaît les éléments d'une sédimentation fluvatile avec, chenaux à remplissage grossier à *Unio*-Corbicules-boulets algaires, et limons de plaines d'inondation à paléosols (bois du Vicomte, du Loumet, anticlinal de Ripaud-Thézan).

Au Maastrichtien (Bégudo-Rognacien) sont rapportés deux formations de lithologie dominante différente.

• Formation des Marnes rouges de Roquelongue

On observe dans la localité-type, la superposition de :

- conglomérats (quelques mètres) à éléments carbonatés dominants ;
- grès et argiles lie-de-vin (centaine de mètres) à paléosols qui renferment des fragments de coquilles d'œufs de Dinosauriens et, plus rarement, des pontes en place [P. FREYTET, 1965].

Localement -Mont Long par exemple- la fraction conglomératique est riche en matériel mésozoïque (Trias à Sénonien marin) ; elle acquiert une grande puissance à l'Ouest du lobe de Bizanet au point que P. FREYTET [1970] y a distingué une «zone des conglomérats».

• Formation des Calcaires lacustres de Sur Roque

- marno-calcaires à Charophytes et calcaires palustres et lacustres à Gastéropodes-*Bauxia*, *Cyclophorus*, ...-.

Collines de Boutenac

Le Sénonien supérieur est plus largement développé dans le synclinal de Boutenac que dans celui de Laval. La série sédimentaire rapportée à cet intervalle est essentiellement gréseuse, silteuse et marno-neuse, fortement rubéfiée et marmorisée dans son dernier terme visible [A. ARIBAUD, 1964 ; P. FREYTET, 1970]. L'agencement des dépôts traduit des environnements continentaux de type fluvatile, dominés ici par des limons de plaine d'inondation. Azoïques et vraisemblablement incomplets, du

fait de l'érosion, on peut envisager que ces dépôts représentent le Campanien-Formation des Marnes et Grès de Montplaisir-, et peut être aussi la partie inférieure du Maastrichtien - Formation des Marnes rouges de Roquelongue.

Pinède de Durban

La sédimentation terrigène amorcée au cours du Santonien se poursuit, en régime continental, pendant tout le Campanien et constitue la masse des Grès de la Pinède. Au Maastrichtien (Bégudo-Rognacien) sont rapportés des marnes, des grès et des conglomérats à fragment d'œufs de Dinosaures et nodules de Cyanophycées appartenant à la formation des Marnes rouges de Roquelongue, puis des calcaires blancs de la formation de Sur Roque. On retrouve, ici encore superposées, les marques d'une sédimentation fluviale, puis palustre-lacustre.

Pour J. AZEMA, M. DURAND-DELGA et A. FOUCAULT [1963], l'ensemble Bégudo-rognacien est concordant avec les grès sénoniens de la Pinède ; pour P. FREYTET [1970], il est nettement discordant, car il repose, comme en de nombreux autres points des Corbières orientales, sur des termes d'âge variable de la série mésozoïque.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE - LITHOSTRATIGRAPHIE

Sur le compartiment Alaric, les éléments de datation du Campanien (Valdo-fuvélien) sont rares et de signification encore limitée puisqu'ils se réduisent à quelques *Unio* [P. FREYTET, 1970]. Le Maastrichtien (Bégudo-Rognacien) est dans son ensemble plus riche avec des restes de pontes de Dinosaures, des Gastéropodes (*Bauxia*), des Charophytes.

— ÉVOLUTIONS SÉDIMENTAIRES ET TECTONIQUES.

A la sédimentation terrigène marine du Sénonien inférieur, fait suite, au Campanien, une sédimentation terrigène continentale argilo-gréseuse dans son ensemble, correspondant à des dépôts de plaines alluviales fluviales (limons, paléosols) entaillés de larges chenaux. Au Maastrichtien le régime fluvial se poursuit mais on assiste à un renouvellement quasi complet des sources d'apports qui se traduit par l'arrivée de terrigène carbonaté d'origine vraisemblablement proche (grès albiens, calcaires à Rudistes, ...). C'est là le résultat de la phase tectonique bégudienne de P. FREYTET [1966, 1970].

A la fin du Crétacé la sédimentation redevient biochimique et calcaire et se réalise dans des étendues lacustres et palustres.

II — LE COMPARTIMENT MOUTHOMET

Sur le compartiment Mouthomet, le Crétacé terminal n'est représenté que très ponctuellement dans les zones nord-pyrénéennes. A l'inverse, le Campanien et le Maastrichtien sont largement développés dans les zones sous-pyrénéennes où la variété des dépôts permet de reconstituer l'évolution sédimentaire de ce domaine.

Zones nord-pyrénéennes

— Zone Ariégeoise

Le Crétacé terminal repose, au Sud de Cucugnan, sur le Trias nord pyrénéen [M. CASTERAS, 1938 ; 2^e édit. Feuille de Quillan à 1/80.000].

Dans une succession d'affleurements qui se développent du Pech Marty au Seillol, en passant par le Roc de Mouillet, on reconnaît la série sédimentaire suivante :

• **Formation des Marnes rouges inférieures**

— argiles rouges et poudingues où abondent les grès verts de l'Albien et des boulets algaïres à Cyanophycées ;

• **Formation des Calcaires de Vignevieille**

— Calcaires blancs, lacustres

Originellement rapportés au Danien, ils ont par la suite été datés du Vitrollien par M. MATTAUER et F. PROUST [1962]. A la suite de P. FREYTET [1970], il semble plus vraisemblable d'y reconnaître, compte-tenu de l'organisation des dépôts, le Bégudo-Rognacien (Maastrichtien) [M. BILOTTE, 1978].

Zones sous-pyrénéennes

Les formations du Sénonien supérieur sont très inégalement conservées dans les zones sous-pyrénéennes. Réduites à des dépôts marins d'âge Campanien dans la zone des Écailles, elles se complètent avec des dépôts continentaux du Campano-Maastrichtien dans la zone Sous-Pyrénéenne.

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

— *Lame de Camps-Peyrepertuse*

Les dépôts marins affleurent du Roc de Sarrus, à l'Est, au Pech de Bugarach, à l'Ouest. Ils occupent l'axe du synclinal de Camps-Roquegude et relèvent de la formation des Grès de Labastide.

Le levé d'une succession lithologique détaillée est rendu difficile en raison des conditions d'affleurements. La datation précise des corps sédimentaires est aventureuse compte-tenu de la fréquence des phénomènes de resédimentation.

Aux marnes homogènes du Santonien se superpose un ensemble hétérogène à dominance marneuse (90 % de la formation), certainement très épais (plus de 100 m), où s'observent :

- des marnes grises ou bleuettées à dragées de quartz dont le contenu faunistique apparemment autochtone (*G. stuartiformis*, *G. bulloides*, *G. linneiana*, *Goupillaudina daguini*), se mêle fréquemment à des microfaunes resédimentées, en particulier du Cénomaniens (Rotalipores) ;
- des brèches, reprenant dans leurs éléments des blocs de calcaire à Rudistes - *Vaccinites* sp.- (Chemin de la bergerie de la Cayrolle) ;
- des olistolithes de taille plurimétrique de calcaires cénomaniens à Caprinidés et Alvéoliniés (bergerie de Lespinousse ; sud de Camps à la côte 482) ;
- des calcarénites resédimentées, en masse parfois slumpées, dans lesquelles la microfaune est principalement sénonienne avec *Rotalia reicheli* HOTT., *Rotalia* sp., *Goupillaudina* sp., *Fallotia* sp., *Nummofallotia cretacea*, *Lacazina* sp., *Charentia* sp., *Globotruncana* sp., Pithonelles, mais parfois aussi cénomaniennes avec *Praealveolina* gr. *cretacea*.

*
* *

Dans le synclinal de Camps, les Grès de Labastide sont datés du Campanien en raison de la présence de *G. stuartiformis*. Du point de vue sédimentaire, cette unité correspond, dans sa localité type, à une formation turbiditique marneuse dominée par les phénomènes de resédimentation.

— Zone Sous-pyrénéenne s.s.

Deux aires à sédimentation différente peuvent être reconnues en zone sous-pyrénéenne ; la première, marine et méridionale est soumise aux dépôts des Grès de Labastide ; la seconde, continentale et septentrionale débute avec les Grès d'Alet.

□ L'aire méridionale

Elle se développe sur les synclinaux de Saint-Louis au Sud, de Soulatgé, au Nord.

— *Synclinal de Saint-Louis*

• **Les Grès de Labastide** ravinent partout leur substratum ; ils reposent le plus souvent sur des marnes du Santonien inférieur, mais peuvent aussi atteindre les marnes supérieures du Turonien (Nord-Ouest de Parahou-Petit). Les premières assises sont datées du Campanien par *Globotruncana stuartiformis*.

Comme dans la lame de Camps-Peyrepertuse, les marnes bleues dominent.

La partie inférieure de la formation se singularise par l'abondance des corps conglomératiques riches en galets de quartz et la fréquence des olistolithes. Un olistostrome ou domine les éléments sénoniens est recoupé par le chemin de Montplaisir à Parahou. On y reconnaît des panneaux décamétriques de calcaires de plate-forme et des marnes silteuses reployées dans des slumps.

Dans la partie médiane de la formation la sédimentation devient plus rythmique avec alternance de grès granoclassés et de marnes bleues, en bancs décimétriques. Les ravinements sont abondants et les bancs de grès peuvent localement s'amalgamer. Les slumps sont toujours fréquents.

Dans leur partie sommitale, aux abords de Saint-Louis, les Grès de Labastide sont presque totalement marneux.

Dans l'ensemble du synclinal de Saint-Louis, les slumps donnent des directions d'écoulement vers le S-SO.

— *Synclinal de Bugarach-Soulatgé*

La formation des **Grès de Labastide**, détritique et très hétérogène, ravine plus ou moins profondément son substratum immédiat, à savoir les marnes à *Micraster*, au point qu'elle peut, localement, reposer sur les Calcaires de Montferrand où même sur les calcaires à Rudistes du Turonien terminal (membre de la Viallasse). Ce ravinement se traduit par une discordance angulaire pouvant atteindre 15 à 20° (Atlas, Pl. 44, Fig. 9) et s'accompagne d'une discordance cartographique nette.

Le caractère terrigène grossier décroît d'Est en Ouest. Les grès ne forment en fait que l'armature saillante d'un épais complexe terrigène où dominent les marnes. Les Grès de Labastide montrent les lithofaciès suivants :

- marnes, toujours micacées et faiblement détritiques à l'exclusion de galets centimétriques à décimétriques de quartz, de Lydiennes et plus rarement de granites [J.-P. BOUILLIN, 1967] ou de roches vertes. De très nombreux nodules argileux colorés concentriquement par les oxydes de fer, parsèment la formation.
- grès, fins à grossiers, à dragées de quartz, de taille variable (cm à dm), rubéfiés ou blancs, parfois très ligniteux. Ils se présentent en lits centimétriques ou en bancs décimétriques à métriques. Leurs bases sont généralement bioturbées ; les figures de charges sont fréquentes ; les figures directionnelles (flute-cast), relevées dans le synclinal de Soulatgé traduisent toutes des sens de transport allant de l'Est vers l'Ouest.
- conglomérats et olistolithes isolés ; dans les conglomérats, la taille des éléments ne dépasse pas 50 cm de diamètre, alors que les olistolithes atteignent régulièrement le mètre ; dans tous les cas, le matériel ainsi repris est constitué de roches sédimentaires mésozoïques (les grès et calcaires de l'Albo-Cénomaniens sont dominants).

Au Nord de Cubières, les Grès de Labastide redressés dans le flanc inverse du synclinal de Soulatgé montrent, du Sud vers le Nord, la superposition de ces principaux lithofaciès. En première approximation on peut considérer que les alternances décamétriques de marnes à nodules ferrugineux

et dragées de quartz et de grès ligniteux bioturbés ou de conglomérats à olistolithes s'organisent en séquences de comblement.

Sur le plan paléontologique, la formation des Grès de Labastide renferme la biophase suivante :

- des Rudistes, remaniés du Santonien, comme *H. (B.) organisans*, *H. (H.) bioculatus*, *Radolites squamosus* var. *gastaldi*, ou, vraisemblablement en place comme semble l'être une petite construction lenticulaire à *H. (H.) heberti* (Atlas, Pl. 38 ; Fig. 6), située au méridien de Soulatgé, au Nord de Camp d'al Prat et à l'Est du ruisseau de Fourcounals (la variété *vidali* de cette espèce est déjà citée par DE GROSSOUVRE [1901] à Saint-Louis et près de Labastide) ;
- des Céphalopodes, très rares, avec mention d'*Actinocamax* cf. *granulatus* par DE GROSSOUVRE [1899] ;
- des Foraminifères benthiques - *Nummofallotia cretacea*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Goupillaudina daguini*, *Dictyopsella kiliani* - ou planctoniques - *Marginotruncana fornicata*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *Globotruncana startiformis* - du Sénonien fréquemment mêlés à des formes de l'Albo-Cénomaniens - *Planomalina buxtoni*, *Rotalipora* ... ;
- des Coelentérés, des Lamellibranches et des Gastéropodes - Nérinées, Actéonelles, Trochactéon, Glauconie - [DE GROSSOUVRE, 1901], le plus souvent brisés et incrustés de dragées de quartz ;
- des ossements de Reptiles Mosasauriens [P. SENESSE, 1937 ; P. RICHARDOT, 1972].

*
* *

D'un point de vue stratigraphique, les Grès de Labastide sont datés du Campanien si l'on prend en considération les organismes les plus récents qu'ils renferment : *H. (H.) heberti*, *G. stuartiformis*. On ne saurait malgré tout exclure que cette formation débute dans le Santonien supérieur, les fossiles représentatifs de cet âge - *H. (B.) organisans*, *Act.* cf. *granulatus* - pouvant n'avoir subi que de faibles remaniements ? Cette unité est la formation marine du Crétacé la plus récente de tout le compartiment Mouthoumet.

Les Grès de Labastide correspondent à un complexe sédimentaire de lithologie variée. Apparemment, ils se sont déposés dans deux domaines contigus différents :

— un bassin turbiditique, localisé dans les synclinaux de Camps et de Saint-Louis, où les transports par gravité s'effectuent vers le SO ;

— Une plate-forme reconnue dans le synclinal de Soulatgé ; les transits se font de l'E vers l'O, dans un appareil de type deltaïque. Cet édifice est alimenté par une zone en cours de structuration et participe au comblement du bassin turbiditique méridional. Ce comblement s'accompagne de l'apparition de faunes saumâtres — Actéonelles, Glauconies - au toit de la formation.

□ L'aire septentrionale

Elle couvre, vers le Nord, les synclinaux de Rennes-les-Bains et de Couiza-Arques. Trois formations s'y superposent. Ce sont respectivement, de bas en haut :

• Le Grès d'Alet

Cette puissante unité terrigène s'étend depuis la branche d'Alet, au Nord, jusqu'à celle de la Fontaine Salée, au Sud. Son épaisseur décroît du Nord vers le Sud, passant d'environ 100 m dans la région d'Alet à 50 m dans celle de Rennes-les-Bains. Elle tire son homogénéité d'une lithologie presque exclusivement siliceuse et ce n'est que ponctuellement que l'on y observe des galets carbonatés (Albières) ou schisteux (Alet). Le matériel siliceux, quartz et plus rarement lydienes, ne dépasse pas 10 cm de diamètre.

— *Dans le synclinal de Couiza,*

le Grès d'Alet ravine son substratum (Paléozoïque de la branche d'Alet), Crétacé supérieur du nord de la branche du Cardou : la Vétouze). Sa granulométrie est dans l'ensemble grossière. Il est constitué de corps chenalisés décamétriques dans lesquels s'observent des structures sédimentaires métriques, en auges se ravinant les unes les autres et dans lesquelles le grano-classement est positif.

Dans le synclinal de Couiza, le Grès d'Alet a un caractère nettement fluvial.

— *Dans le synclinal de Rennes-les-Bains,*

le Grès d'Alet se superpose aux formations de la Montagne des Cornes, ou aux Marnes bleues de Sougraigne. La base de la formation est constituée de corps sableux de granulométrie fine, à stratifications parallèles planes. La base de ces unités est toujours très fortement bioturbée. En montant dans la série apparaissent des structures chenalisées et érosives dans lesquelles le grano-classement est positif. On observe localement des alternances de lits millimétriques d'argiles sombres riches en matière organique et de grès fins, rappelant des structures tidales. Les argiles sombres s'observent le plus souvent sous forme de galets mous repris à la base des structures érosives.

Dans le synclinal de Rennes-les-Bains, la base des Grès d'Alet montre des influences marines margino-littorales.

L'ensemble des structures sédimentaires observées en divers affleurements des Grès d'Alet (structures en auges, stratifications obliques) indiquent toutes un sens de transport dominant du NE vers le SO [M. BILOTTE, 1970 ; D. SADAGHAT, 1982].

Les Grès d'Alet sont datés du Campanien en raison de leur superposition aux séries marines d'âge Santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains. Néanmoins, la présence d'*Heidelbergipollis tilioides* et de rares exemplaires de *Papilopolis* sp. combinée à l'absence d'*Oculopolis baculatus*, pourrait, selon O. LEGOUX, confirmer cette attribution (zone 20 a 3).

• **Les Marnes rouges inférieures**

A la suite des travaux de M. BILOTTE [1978] et de M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE [1983] on les subdivise en 4 membres distincts (fig. 66).

- Marnes rouges de Campagne. Directement superposée aux Grès d'Alet, cette première unité (25 à 30 m) est constituée de marnes sableuses, de teinte ocre à rouge, parsemées de corps conglomératiques ou gréseux chenalisés. Une étude palynologique, réalisée par O. LEGOUX (S.N.E.A.P.) dans un échantillonnage provenant du ruisseau des Couleurs a mis en évidence la présence d'*Araucariacites* sp., *Gleicheniidites* sp., *Leptolepidites* aff. *parosus*, *Trilete cingulée* sp. 467, *Spiriferites ramosus*, *Gonyaulacista* sp. D 1157 et *Odontochitina* sp., qui situeraient l'association dans le Campanien (zone 20b de la S.N.E.A.).
- Grès des Estous. Cette nouvelle unité, épaisse d'une dizaine de mètres, est bien représentée dans la haute vallée de l'Aude où, en raison de sa lithologie gréseuse dominante, elle fait saillie au sein des marnes rouges. Malgré l'altération et les rubéfections liées aux circulations d'eaux on y reconnaît la présence de corps gréseux chenalisés parfois séparés par des niveaux marneux rouges.
- Marnes rouges de la Maurine (20 à 30 m) ; elles sont lithologiquement homogènes, les marnes de teinte violacée présentent de nombreuses marmorisations et d'abondants nodules calcaires pédogénétiques qui témoignent de l'existence de paléosols. Les débris d'œufs de Dinosaures y sont très abondants [P. CAILLAUD, 1968], comme les restes de Dinosaures du Maastrichtien, avec, en particulier près de Campagne-sur-Aude : *Hypselosaurus priscus* MATH., *Rhabdodon priscum* MATH., *Ankylosaurus* sp., *Megalosaurus* sp. [P. CLOTTE et C. RAYNAUD, 1983].

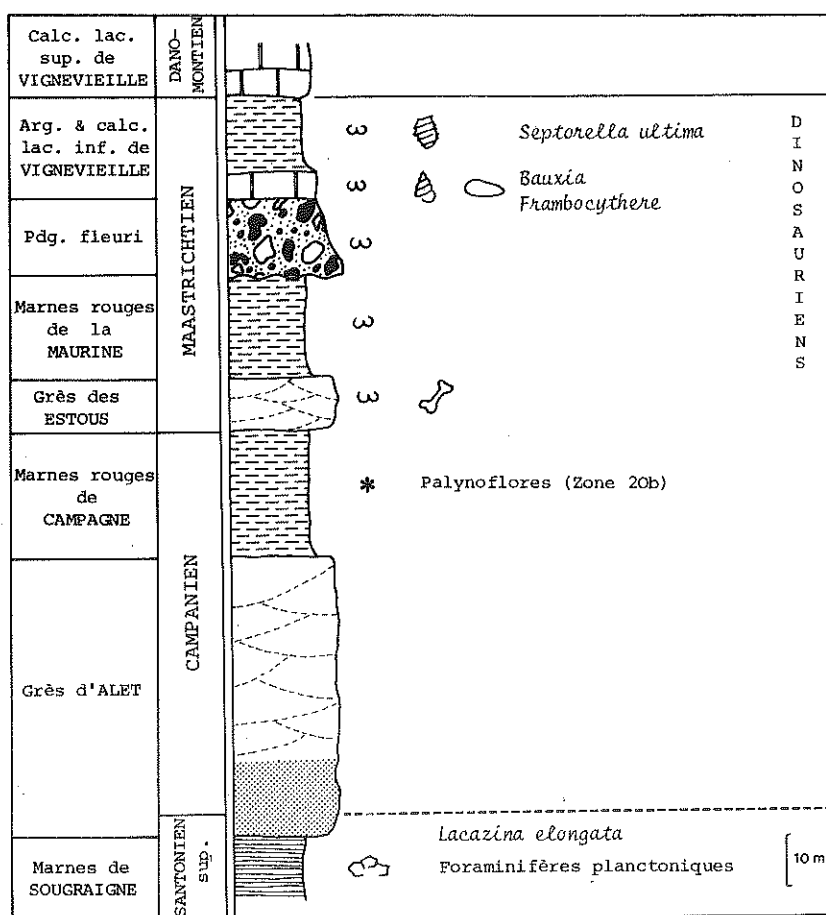


Fig. 66 : Le Sénonien supérieur continental de la zone sous-pyrénéenne du compartiment Mouthoumet - succession synthétique - (légende dans le texte).

- Poudingue fleuri (5 à 15 m) ; conglomérat polygénique à éléments carbonatés de nature variable. La matrice peut être grésocarbonatée, le ciment est calcaire. Outre ces éléments lithologiques, le Poudingue fleuri renferme des oncolithes de Cyanophycées et des débris d'œufs de Dinosauriens.

La base du Poudingue fleuri est érosive et des figures directionnelles et l'imbrication des galets donnent des sens de transport de l'E-NE vers l'O-SO.

*
* *

La formation des Marnes rouges inférieures est continentale. Le régime fluvial qui s'est mis en place au début du Campanien avec l'épandage des Grès d'Alet se poursuit avec le dépôt des Marnes rouges de Campagne (limons de plaine d'inondation) qui clôturent le cycle de remblayage Santono-Campanien ; au Maastrichtien l'épisode du Grès des Estous (chenaux fluviaux anastomosés) suivi des Marnes rouges de la Maurine (plaine d'inondation) constituent une séquence positive d'inondation ; le Poudingue fleuri est le premier terme d'une nouvelle séquence positive fluvio-lacustre qui se poursuit avec la formation de Vigneveille [M. BILOTTE, 1978].

• Les Calcaires et argiles de Vignevieille

Selon G. BESSIÈRE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE [1980], trois niveaux s'y distinguent qui sont, de bas en haut :

- des calcaires compacts intercalés de marnes rosées renfermant *Frambocythere tumiensis ferreri* COLIN, *Bauxia bulimoides* (MATH.), *B. disjuncta* (MATH.), *Rognacia abbreviata* (MATH.) ;
- des marnes rouges à débris de coquilles d'œufs de Dinosaures, des Characées dont *Septorella ultima* GRAMBAST. ;
- des calcaires rosés homogènes, sans fossile.

*
* *

Les Calcaires et argiles de Vignevieille témoignent, par leurs faunes et flores, d'environnements lacustres. Seuls les deux premiers membres sont datés du Rognacien.

Pendant le Campanien et le Maastrichtien, les synclinaux de Rennes-les-Bains et de Couiza-Arques ne reçoivent qu'une sédimentation continentale dont l'évolution se fait du pôle fluvial vers le pôle lacustre (méga-séquence positive).

Dans ces milieux les éléments de datation sont rares, hormis, pour les deux premiers membres des calcaires et argiles de Vignevieille où la flore et la faune sont caractéristiques du Maastrichtien supérieur continental = Rognacien.

Il convient aussi de rappeler qu'aux abords de Rennes-le-Château et des Sauzils, le Grès des Estous (Maastrichtien) vient reposer directement sur du Sénonien inférieur marin [M. BILOTTE, 1978].

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE - LITHOSTRATIGRAPHIE

Sur le compartiment Mouthoumet, le Grès de Labastide, marin, est daté du Campanien par *G. stuartiformis* et *H. (H.) heberti*. Toutes les autres formations sont continentales. Le Grès d'Alet et le premier membre des Marnes rouges inférieures sont rapportés au Campanien, essentiellement sur des arguments de position ; les 3 autres membres de cette formation et une partie des Calcaires et argiles de Vignevieille sont Maastrichtien (Bégudo-Rognacien) en raison de leur contenu faunistique et floristique : Dinosauriens, *Bauxia*, *Septorella*...

— ÉVOLUTIONS SÉDIMENTAIRES ET TECTONIQUES

Le bassin de sédimentation méridional se comble, au Campanien, sous la progression des dépôts turbiditiques des Grès de Labastide alimentés à partir d'un appareil sédimentaire deltaïque approvisionné de l'Est et qui parvient à son sommet à des environnements lagunaires.

Simultanément, la plate-forme septentrionale est sous régime continental, d'abord argilo-gréseux et fluvial, au Campanien, ensuite carbonaté fluvio-lacustre au Maastrichtien.

Dans la zone Ariégeoise (Cucugnan) et en quelques points de la zone Sous-Pyrénéenne (Rennes-le-Château, les Sauzils), des dépôts continentaux, incomplets, du Maastrichtien fossilisent les traces de mouvements tectoniques anté à intra-maastrichtien.

III — LE COMPARTIMENT PLANTAUREL - PETITES PYRÉNÉES

A l'Ouest de la dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet, les formations marines et continentales du Campanien et du Maastrichtien sont uniquement situées dans les zones sous-pyrénéennes.

Zones sous-pyrénéennes

— Zone des Écailles sous-pyrénéennes

• La formation des Grès de la Jourdane

correspond au terme le plus récent de la série crétacée conservée dans la *lame de Celles-Montferrier*.

— Du méridien de l'Aiguillon,

à l'Est, à celui de Saint-Paul de Jarrat, à l'Ouest, soit sur près de 20 km, cette formation surmonte en discordance cartographique (et vraisemblablement angulaire) un substratum indifféremment constitué par les Marnes de Réoulat (marnes à *Micraster*), les Calcaires de Morenci ou les Grès de Celles (dans ce dernier cas, la distinction des deux formations s'avère des plus délicates) ; la partie supérieure des Grès de la Jourdane est tronquée par le front de la lame de Celles-Montferrier.

Couverts d'une végétation très dense, les Grès de la Jourdane s'observent le long des axes Celles-Nalzen, Nalzen-Freychenet, Nalzen-le Gabachou et Benaix-Morenci. C'est suivant ce dernier itinéraire qu'une étude stratigraphique et sédimentaire succincte de la formation a été entreprise.

— De la Croix de Morenci,

au Sud, vers Benaix, au Nord, la série suivante, renversée, se superpose aux Marnes de Réoulat (fig. 67) :

- 1^{er} ensemble : grès quartzeux fins (45 m), ligniteux et micacés en bancs d'épaisseur dcm, surmontés de marnes noires silteuses (5 m, côte 845) ayant livrés *Planoglobulina glabrata*, *M. fornicata*, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. bulloides* ;

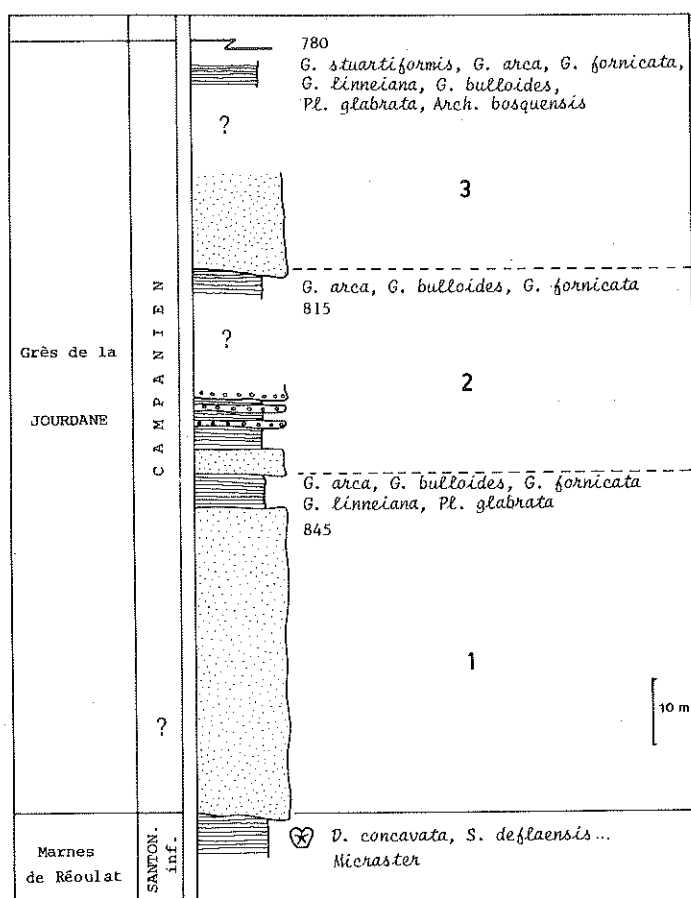


Fig. 67 : Le Sénonien supérieur de la Lame de Celles-Montferrier (légende dans le texte)

- 2^e ensemble (30 m) ; il débute par des alternances grès-silts puis devient plus grossier avec apparition de conglomérats quartzeux précédant des grès à galets mous, des silts puis des marnes dans une suite de séquences positives de 1,50 m d'épaisseur. Les conglomérats emballent dans un ciment gréseux des dragées de quartz et de lydiennes dont le diamètre atteint 4 cm ; les grès sont très ligniteux. A la partie sommitale de cet ensemble des marnes noires (côte 815) renferment *G. arca*, *G. bulloides*, *G. fornicata* ;
- 3^e ensemble (35 m) : seule la base, gréseuse et la partie supérieure, marneuse (côte 780), sont nettement visibles ; cette dernière a fourni : *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. fornicata*, *G. linneiana*, *G. bulloides*, *Heterohelix pulchra*, *Planoglobulina glabrata*, *Archaeoglobigerina bosquensis*.

La partie sommitale de la formation, évaluée à une quarantaine de mètres est masquée par un important couvert végétal.

*
* *

Du point de vue chronostratigraphique, les Grès de la Jourdan ont pour seul indice de datation l'apparition de *G. stuartiformis* (3^e ensemble) qui marque le Campanien. Ainsi on ne peut ni confirmer, ni infirmer la possibilité d'un âge Santonien supérieur pour la partie inférieure de l'unité.

Cette formation n'est pas sans rappeler, tant par son âge que par sa composition lithologique, certains aspects des Grès de Labastide.

— Zone Sous-pyrénéenne

La zone Sous-pyrénéenne offre, pour le Sénonien supérieur marin une plus grande diversité de formations. Ce sont, chronologiquement, les Marnes de Saint-Cirac et leurs intercalations de niveaux à Rudistes, les Grès de Labarre et les Marnes rouges inférieures dans le Plantaurel ; les Marnes de Plagne, le Calcaire nankin et les Marnes d'Auzas dans les Petites Pyrénées.

A l'Est de la vallée de l'Ariège (Plantaurel)

— Bande de Saint-Cirac

— Du méridien de Belestà à celui de Montgaillard,

le Sénonien supérieur marin se reconnaît dans les Marnes de Saint-Cirac.

• Formation des Marnes de Saint-Cirac

Une coupe de référence peut être établie à l'Est de la vallée du Douctouyre. De Pereillaud, au Sud, à Benaix, au Nord, 4 membres de lithologie et de contenu faunistiques différents se superposent (fig. 68).

- Marnes et calcaires à Rudistes de Pereillaud (5 m), renversés sous le chevauchement de la zone des Écailles (plongement 20° S) ; dans les marnes la microfaune est peu caractéristique avec *G. arca*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *G. rosetta*, *G. ventricosa*, *Glogigerina prairihillensis*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix planata*, alors que les Rudistes, répartis dans et entre deux assises calcaires très proches fournissent une faune typique du Campanien avec *H. (H.) heberti* MUN.-CH., *V. archiaci* MUN.-CH., *Ha sulcatoides* DOUV., *Biradiolites orbigny* TOUCAS, *B. leychertensis* TOUCAS, *B. heberti* TOUCAS, *Praeradiolites sub-toucas* TOUCAS, *P. echennensis* ASTRE, *P. aristidis* MUN.-CH., *Radiolites nouleti* BAYLE, *R. aurigerensis* MUN.-CH., *Plagioptychus ersi* ASTRE et BAUDELLOT ;
- Marnes bleues (200 m) à microfaune planctonique : *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *Pseudoglobulina* sp., *Heterohelix globulosa* et *Gl. prairihillensis* ;

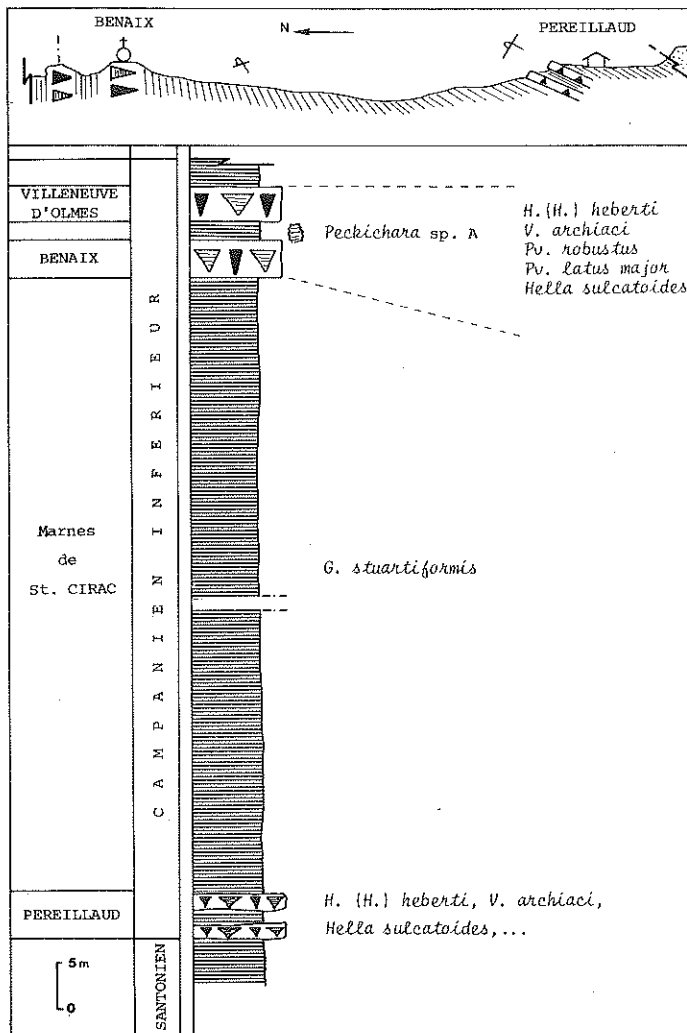


Fig. 68 : Le Campanien inférieur de la bande de Saint-Cirac, à l'Est de la vallée du Douctouyre (légende dans le texte).

- Calcaires à Rudistes de Benaix et Villeneuve-d'Olmes (10 m) : 2 barres d'épaisseur plurimétrique sont séparées par une combe marneuse. La barre inférieure supporte le village de Benaix, la supérieure constitue, à l'Ouest, le gisement célèbre du Calvaire de Villeneuve-d'Olmes ; à l'Est, elle se suit jusqu'au méridien de Belesta. Les faunes y sont très abondantes et parfaitement connues depuis les travaux de H. DOUVILLE, Ar. TOUCAS, G. ASTRE, R. de FORTANIER. Les principales espèces sont : *H. (H.) heberti*, *V. archiaci*, *Pv. robustus* TOUCAS, *Pv. latus* var. *major*, *Ha sulcatoides*, *P. aristidis*, *P. echenensis*, *P. fuxensis* ASTRE, *P. subtoucasii*, *R. aurigerensis*, *R. nouleti*, *B. leychertensis*, *B. orbigny*, *B. siracensis* TOUCAS, *B. sciocensis* TOUCAS, *B. heberti* TOUCAS, *Plagioptychus ersi*, *Bayleia pouechi*.

Remarque :

La combe marneuse qui sépare les 2 barres construites renferme, au Bayle, *Peckichara* sp. A et des Foraminifères planctoniques. Les lignites à faunes saumâtrés de Belesta [J. VILLATTE, 1953] sous-jacentes à la barre supérieure pourrait constituer, vers l'Est, un équivalent latéral de cet horizon.

- Marnes bleues à *G. arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana* en contact tectonique avec l'anticlinal de Benaix.

A l'Ouest de la vallée du Douctouyre, les Marnes de Saint-Cirac occupent la vaste dépression de Nalzen. Les classiques gisements de Rudistes de Pujet (Roquefixade des auteurs), de Peyriguel, de Saint-Cirac, contiennent tous la même faune campanienne dispersée dans les marnes bleues, en l'absence de toute construction massive. Seuls des calcaires à Coelentérés forment de petits îlots construits. A Saint-Martin, l'un deux, rapporté à du Cénomaniens [E.R. DE FORTANIER, 1933] est en réalité campanien comme en témoigne la présence de *Fallotia* cf. *colomi*.

— *Terminaison périanticlinale de Pereille*

Dans le flanc nord de la voute de Pereille, une étroite lame de Campanien s'appuie au Sud, tectoniquement, sur le Jura-Crétacé du Pech de Foix, alors qu'au Nord les formations continentales de la fin du Crétacé début du Paléocène la surmontent en discordance.

La série sédimentaire marine s'y compose, comme dans la formation des Marnes de Saint-Cirac, de l'alternance de marnes, affleurant mal, et de calcaires à Rudistes.

Des gisements de Pereille d'en-haut et de Pereille d'en-bas proviennent : *H. (H.) heberti*, *V. archiaci*, *Ha sulcatoides*, *Pv. robustus*, *Plagioptychus* sp [E.-R. DE FORTANIER, 1933 ; M. CASTELLAS, 1933 ; R. CISZAK, 1973]. Le ciment renferme en outre : *Abrardia mosae* (HOFKER) (Atlas, Pl. 22, fig. 1-2), *Nummofallotia cretacea*, *Fallotia* cf. *colomi* (Atlas, Pl. 23, fig. 2-3), Dicyclines et Cunéolines.

Comme dans la bande de Saint-Cirac, la totalité de cette formation sera attribuée au Campanien inférieur.

— *Plis anticlinaux du Plantaurel*

Une succession lithostratigraphique synthétique complète du Sénonien supérieur des anticlinaux de Roquefort-les-Cascades et de Dreuilhe peut être établie à partir des données de sondage et des observations de terrain. De bas en haut elle montre la superposition des formations suivantes (fig. 69) :

• *Marnes de Saint-Cirac* («flysch» sénonien)

Elles sont recoupées en sondage dans l'anticlinal de Dreuilhe où elles atteignent plusieurs milliers de mètres. Elles affleurent dans l'anticlinal de Roquefort en une étroite bande discontinue, chevauchée par le Pech de Foix ; seule leur partie supérieure est visible. Ce sont des marnes bleues à nodules de limonite ; la microfaune y est, dans la masse, planctonique - *G. fornicata*, *G. bulloides* - ; de rares Rudistes - *H. (H.) heberti* [R. CISZAK, 1973] - s'y retrouvent. La partie sommitale se charge rapidement en grès et fournit une palynoflore campanienne (zone 20b de la S.N.E.A.) dans laquelle les éléments continentaux - *Classopolis* sp., *Araucariacites* sp., *Trilete* sp. 467, *Cicatricosisporites* sp., Norapolles SP 493 et SP 1379, *Gleicheniidites* sp., *Oculopollis* sp., *Lygodioisporites* sp. - dominent largement les éléments marins (— de 10 %) - *Spiniferites ramosus*, *Oligosphaeridium complex*, *Leptodidium* sp., *Deflandrea* sp., *Hystichosphaeridium complex*, *Surculosphaeridium longifurcatum*.

• *Grès de Labarre*

Les Grès de Labarre affleurent dans l'axe des structures anticlinales de Dreuilhe et de Roquefort. Il s'agit d'un complexe terrigène essentiellement quartzeux dont l'épaisseur totale atteint 250 mètres.

Bien que n'ayant pas été étudié dans le détail, en raison de conditions d'affleurements qui ne se prêtent pas plus aux analyses stratigraphiques que sédimentologiques, on peut, d'Est en Ouest, faire les observations suivantes.

— *Dans l'anticlinal de Dreuilhe,*

les Grès de Labarre peuvent être subdivisés en trois membres [M. BILOTTE, 1978] (fig. 69) :

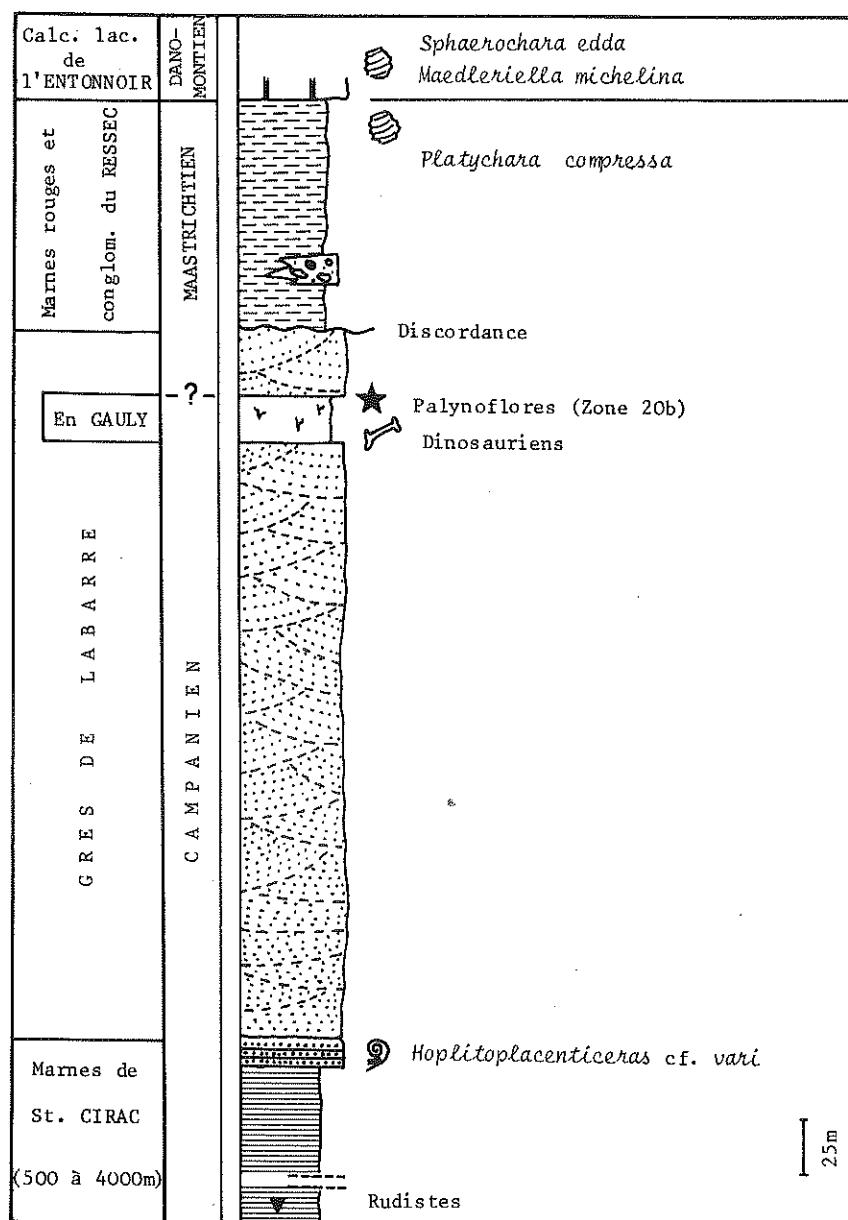


Fig. 69 : Les ensembles sédimentaires du Sénonien supérieur sous-pyrénéen. Succession synthétique des plis du Plantaurel

• Grès de Labarre inférieurs (250 m environ)

La partie inférieure est visible sur une quinzaine de mètres à la terminaison orientale du pli, au Nord du Ressec. Des alternances, marnes-marnes silteuses-grès (séquences de comblement), livrent une faune marine, découverte par le Dr. HOLLANDE (in feuille de Quillan, 1967), dans laquelle se reconnaissent des Coelentérés, des Gastéropodes, des Lamellibranches et, surtout, *Hoplitoplacenticeras cf. vari* (SCHLUT.) du Campanien supérieur (Atlas, Pl. 37, fig. 2-3).

A la partie supérieure (route de Vilhac), les séquences relevées sont de type fluvatile, débutant par des grès grossiers puis de plus en plus fins et s'achevant par des argiles bleues ; les corps sableux sont chenalisés et se ravinent les uns les autres ; ils sont fréquemment riches en matière végétale et ont fait l'objet, autrefois, d'exploitations ayant pour but d'en extraire le jais.

• Marnes d'En Gault (15 m), de teinte beige, souvent marmorisées avec de nombreuses concrétions calcaires pédogénétiques. Elles admettent de minces assises de grès à galets mous. Elles renferment de petites oogones de characées et des tests rubéfiés de Globotruncanidés, remaniés. Une palynoflore de la zone 20b (*Leptolepidites* aff. *psarosus* SP. 1604, *Vadazisporites urkuticus* SP. 1304, *Stenzonotrilités radiatus* SP. 405, *Appendicisporites tricuspideus* SP. 480...) permet toujours une attribution au Campanien.

Les marnes d'En Gault pourrait s'être déposées dans un environnement de marais littoraux.

Des ossements de Dinosaures ont été trouvés par M. et Mme VARIN, de Gabre, apparemment dans ces marnes.

• Grès de Labarre supérieurs (30 m)

Il s'agit toujours de grès siliceux, azoïques, organisés en séquences positives, fluviales. Ils pourraient déjà être d'âge Maastrichtien.

— Dans l'anticlinal de Roquefort,

les Grès de Labarre affleurent très mal et il n'est pas possible d'y établir de subdivisions lithologiques. L'une des rares coupes visible est celle de la localité type sur la R.N. 20. M. BUIS [1976] y a reconnu, une organisation en séquences positives (grès-silts-marnes) et l'existence d'une importante bioturbation d'origine végétale ; il conclut que, dans leur localité type, les Grès de Labarre rendent compte d'un environnement estuarien.

Les Grès de Labarre, à l'Est de la vallée de l'Ariège renferment des environnements variés allant du deltaïque au fluvial en passant par l'estuarien. Ces substitutions, verticales et horizontales, se sont réalisées pendant le Campanien supérieur et vraisemblablement une partie du Maastrichtien.

• Marnes rouges inférieures

De l'anticlinal de Benaix, au Sud, à celui de Dreuilhe, au Nord, en passant par l'anticlinal de Pereille, à l'Ouest, les Marnes rouges inférieures reposent en discordance sur leur substratum indifféremment constitué par les Marnes de Pechiquelle (Coniacien dans la cluse de Pereille, au Sud), les Marnes de Saint-Cirac (Campanien inférieur à Pereille d'en-haut, Pereille d'en-bas et dans l'anticlinal de Benaix), les Grès de Labarre (Campanien supérieur à Maastrichtien p.p. dans l'anticlinal de Dreuilhe) [J. REY et P. SOUQUET, 1974 ; M. BILOTTE, 1978].

Les marnes finement gréseuses, sont la lithologie dominante ; elles sont par place entaillées de chenaux gréseux à conglomératiques. Dans les galets de l'un d'eux (Sud du Ressec), il a été possible de reconnaître des calcaires sénoniens de plate-forme grâce à des débris de test de Radiolitidés et des Foraminifères, dont : *Vidalina hispanica*, «*Nonion*» sp., *Pseudocyclamina sphaeroidea*.

Les marnes rouges inférieures sont datées du Bégudo-Rognacien par *Platychara compressa*, *Sphaerochara* sp., *Peckichara* sp.

La formation des Marnes rouges inférieures, à l'Est de la vallée de l'Ariège, est discordante sur son substratum ; elle correspond à des dépôts de plaine alluviale entaillée de chenaux fluviaux ; elle est datée du Maastrichtien (Bégudo-Rognacien).

Au-dessus de cette formation, la dernière à pouvoir être rattachée au Crétacé, les Calcaires lacustres de l'Entonnoir sont datés du Paléocène par *Dughiella* aff. *bacillaris* FEIST-CASTEL, *Maedleriella michelina* MARSCHÉ et *Sphaerochara edda* SOULIE-MARSCHÉ [M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1981].

A l'Est de la vallée de l'Ariège, les indices permettant une bonne datation des séries du Campano-Maastrichtien sont rares, en raison du développement des sédimentations silico-clastiques, d'abord marines puis margino-littorales et continentales.

— Les Grès de la Jourdan (zone des Écailles), ne sont que ponctuellement datés du Campanien, biozone à *G. stuartiformis*.

— Les Marnes de Saint-Cirac et les calcaires à Rudistes intercalés sont datés du Campanien inférieur, biozone à *H. (H.) heberti*, *Ha sulcatoides*, *V. archiaci*.

— Les Grès de Labarre, directement superposés à la précédente unité lithostratigraphique, sont à leur partie inférieure datés du Campanien supérieur par *Hoplitoplacenticeras* cf. *vari* ; à leur partie supérieure ils atteignent probablement le Maastrichtien (Dinosauriens).

— Les Marnes rouges inférieures relèvent du Maastrichtien comme l'indiquent les microflores caractéristiques du Bégudo-Rognacien.

— Le Paléocène débute avec les Calcaires lacustres de l'Entonnoir.

Dans la partie orientale du Plantaurel, l'évolution d'ensemble du Campanien-Maastrichtien est régressive. Pendant le Campanien - Marnes de Saint-Cirac, Grès de Labarre p.p. - les dépôts évoluent du milieu marin ouvert à des environnements deltaïques (séquences de comblement), puis estuariens à fluviales ; au Maastrichtien - Grès de Labarre supérieurs, Marnes rouges inférieures - la sédimentation est continentale fluviale, le régime lacustre-palustre ne s'installant qu'avec le Paléocène.

Comme sur le compartiment Mouthoumet, on constate ici encore l'existence de mouvements tectoniques intra-maastrichtiens dont les effets sont fossilisés par les Marnes rouges inférieures.

Entre les vallées de l'Ariège et de l'Arize

Dans l'anticlinal du Mas d'Azil, en avant du chevauchement nord-pyrénéen, les mêmes formations que dans la partie orientale du Plantaurel se retrouvent, apparemment inchangées.

• Marnes de Saint-Cirac (ou de Plagne ?)

Cette formation affleure sur plus de 300 mètres aux abords de Mondely. Les marnes sont nettement dominantes, mais, sur une dizaine de mètres, de petits bancs centimétriques à décimétriques de grès alternent avec des marnes bleues, dans la partie moyenne de l'unité. La partie supérieure redevient plus marneuse avant de se charger à nouveau en grès à son sommet.

D'après J.-J. CHATEAUNEUF et G. FARJANEL [notice de la feuille de Pamiers, 1976], ces marnes sont datées du Campanien par des associations spores-pollens-phytoplancton qui indiquent aussi un milieu de sédimentation côtier.

• Grès de Labarre (200 m)

A Mondely, des travaux pour la réalisation d'un barrage montrent la base de cette formation. Les premières barres gréseuses sont de granulométrie fine ; les bancs métriques ont des limites parallèles, les bancs décimétriques montrent plutôt des terminaisons en coins. Les bases sont généralement bioturbées. Les interlits sont argilo-gréseux et très riches en matière organique.

Sur la route du Mas d'Azil à Gabre, c'est la partie supérieure qui est recoupée. Les dépôts semblent s'organiser en séquences positives allant de grès grossiers à dragées de quartz à des argiles ligniteuses. L'un de ces niveaux a livré *Tricolpopollenites* SP. 474, *Inoperturopollenites* aff. *emmaensis* SP. 2304, *Ephedrepites* sp, du Campanien supérieur à terminal (zone 21).

La partie sommitale des grès, près de la ferme de Tausoulet, contient des ossements, vraisemblablement de Dinosauriens [feuille de Pamiers à 1/50.000, 1976].

• Marnes rouges inférieures (100 m)

Ici encore les marnes sont dominantes, mais au 2/3 de leur épaisseur apparaissent des bancs de grès ou de conglomérats chenalisés. Aucun élément de datation n'a été récolté dans cette formation.

La succession de l'anticlinal du Mas d'Azil est conforme, lithologiquement, à celle décrite à l'Est de la vallée de l'Ariège. Aussi, les datations proposées seront-elles identiques, à savoir :

- Campanien inférieur pour le sommet des Marnes de Saint-Cirac ;
- Campanien supérieur à Maastrichtien p.p. pour les Grès de Labarre ;
- Maastrichtien pour les Marnes rouges inférieures.

Il est vraisemblable, compte-tenu de la dynamique des aires de sédimentation que les limites inférieures et supérieures de chacune de ces formations sont plus récentes ici qu'à l'Est de la vallée de l'Ariège. Pour l'instant, l'outil paléontologique utilisé ne permet pas de saisir ces variations qui sont certainement inférieures à un demi-étage.

Dans l'anticlinal du Mas d'Azil, la série du Campanien-Maastrichtien s'organise encore en une mégaséquence régressive.

A l'Ouest de la vallée de l'Arize

A l'Ouest de la vallée de l'Arize et jusqu'à la vallée de la Garonne, se poursuivent les plis du Plantaurel relayés par ceux des Petites Pyrénées : anticlinaux du Mas d'Azil, de Richou-Montfa, de Plagne ; synclinaux de Lézère, de Fontané-Gorry, de Cassagne-Fabas.

Le Sénonien supérieur y affleure amplement et de nombreux sondages le recoupent partiellement ou en totalité.

Le sondage PL 4, localisé au Sud de Plagne, dans le flanc méridional de l'anticlinal (x : 495,81 ; y : 95,69), nous apprend que le Sénonien supérieur pourrait débiter approximativement vers la côte – 2904 (Fig. 61) par :

- un complexe de brèches polygéniques, d'abord massives (– 2904 m à – 2686 m), puis alternantes avec des microbrèches, des grès micacés, des marnes noires gréseuses, des argiles (– 2686 m à – 1899 m).

Sus-jacent à ces dépôts le « flysch sénonien » est recoupé jusqu'en surface ou il est connu, depuis les travaux fondamentaux de A. LEYMERIE [1881], sous le nom de Marnes de Plagne, premier ensemble d'une trilogie qui se complète par le Calcaire nankin et/ou les Grès de Labarre, puis les Marnes d'Auzas.

• Les Marnes de Plagne

Elles forment le noyau des anticlinaux de Richou-Montfa et de Plagne ; seule leur partie sommitale (300 m environ) vient à l'affleurement. Elles réapparaissent dans le flanc sud des synclinaux de Fontané-Gorry et de Cassagne-Fabas.

A dominante marneuse elles incluent des intercalations de grès carbonatés fins et de silts micacés, bioturbés, dont l'épaisseur n'excède généralement pas le mètre.

— Flanc sud du synclinal de Fontané-Gorry

Les Marnes de Plagne s'y étirent en une bande continue chevauchée par la zone des Écailles et la zone Sub-ariégeoise. Ce dispositif s'accompagne de complexités tectoniques qui font ressortir, aux abords de Bèdeille, les termes les plus anciens connus en affleurement.

C'est près de Soumet d'en-bas que POUECH [1881] découvrit un gisement de Rudistes qui fut ultérieurement étudié et daté du Campanien par R. BUXTORF [1930]. Les quelques blocs de calcaires bioclastiques et les marnes qui les englobent renferment *V. archiaci*, *Pv. robustus*, *Pv. latus* var. *major*, *H. (H.) heberti*, *Praeradiolites toucasi*, *P. subtoucasi*, *P. echennensis*, *P. aristidis*, *R. angeoides* et *Plagioptychus* sp. aff. *ersi*, faune, dans son ensemble, classique du Campanien inférieur. Cette datation est corroborée par la microfaune planctonique des marnes associées, à savoir : *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. elevata*, *G. bulloides*...

On retrouve donc, au sein des Marnes de Plagne, la faune de Rudistes du Campanien inférieur des Marnes de Saint-Cirac.

— *Anticlinal de Plagne*

Au même méridien que Bédaille, mais dans l'anticlinal septentrional de Plagne, les parties supérieures et sommitales des Marnes de Plagne affleurent respectivement dans l'axe du pli, au Nord de la ferme Perget, dans son flanc nord, entre la Tuilerie et Crabé.

• A Perget des travaux de terrassement pour l'implantation du sondage de Saint-Michel ont mis à nu une large plate-forme où les Marnes de Plagne présentent des alternances centimétriques à décimétriques de grès fins à moyens très bioturbés et de marnes bleues silteuses et micacées. Dans ces niveaux I. MARTINET [1984] a déterminé les Foraminifères planctoniques et benthiques suivants : *G. arca*, *G. linneiana*, *G. fornicata*, *G. ventricosa*, *G. plummerae* (GAND.), *G. stuartiformis*, *Bolivinoidea draco* (MARSSON) *miliaris* KILT. et KOCH, *Gavelinella monterelensis* (MARIE). Elle situe cette association dans l'intervalle Campanien terminal-base du Maastrichtien (biozones à *calcarata-falsostuarti* des auteurs).

• Entre la Tuilerie et Crabé, F. SEGURA [1979] avait déjà reconnu les mêmes associations de planctoniques avec en plus, *G. contusa* et *G. gansseri* BOLLI, qui lui avaient permis de dater le toit des Marnes de Plagne du Maastrichtien inférieur (biozone à *contusa*).

*
* *

La formation des Marnes de Plagne est caractéristique d'un milieu marin ouvert à fond circalittoral soumis à une sédimentation terrigène distale et continue en provenance de zones littorales ou continentales voisines.

Les Marnes de Plagne sont datées, au moins du Campanien inférieur pour leur partie visible la plus ancienne, par la faune de Rudistes de Bédaille (biozone à *H. (H.) heberti*, *Ha sulcatoides*, *V. archiaci*) ; elles atteignent à leur sommet le Maastrichtien inférieur (biozone à *contusa*).

Les Marnes de Plagne s'enrichissent généralement à leur sommet en carbonate ; elles passent alors progressivement à la formation sus-jacente, Grès de Labarre ou Calcaire nankin, par l'intermédiaire d'un niveau de transition souvent fossilifère. Ce niveau est épais d'une quarantaine de mètres. Il est constitué par une alternance de séquences marines régressives : marnes, marno-calcaires silteux, calcaires gréseux fins, d'évolution grano- et strato-croissante.

• **Le niveau de transition** a livré les faunes suivantes :

— *Flanc sud du synclinal de Fontané-Gorry*

— Maillau (S.E. de Bédaille) : *Baculites leopoliensis* NOWAK, *Inoceramus (Platyceramus) aff. cycloides ahsenensis* SEITZ, *I. aff. alaeformis* ZEKELI [J. SORNAY et M. BILOTTE, 1978], *Nerita rugosa* HOENING., *Orbitoides apiculata* (Atlas, Pl. 27, Fig. 1-2), *Siderolites calcitrapoides*, *Lepidorbitoides gr. minor* (Atlas, Pl. 27, Fig. 3-4), *Fallotia* sp., *G. arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana*.

— *Anticlinal de Montfa*

— Pas de Gasaille (rive gauche du Volp au N. de Mérigon) : *Pachydiscus brandti* DE GROSS [de GROSSOUVRE, 1901] ; *Sphenodiscus ubaghsi* DE GROSS. (Collection du Laboratoire de Géologie de Toulouse).

— *Anticlinal de Plagne*

— Crabé (flanc nord de l'anticlinal de Plagne entre le Pas du Fauga et Ruffé d'en Haut : *Baculites leopoliensis*, *Sphenodiscus ubaghsi*, *Inoceramus aff. hispanicus* et *I. sp. gr. balticus*, *Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Lepidorbitoides minor* (gr.) (SCHLUMB.), *Fallotia* sp.

— Roquefort sur Garonne : *Pseudokossmaticeras tercense* (SEUNES) [de GROSSOUVRE, 1901].

Le niveau de transition renferme une faune abondante que les Céphalopodes - *Sphenodiscus ubaghsi*, *Pseudokossmaticeras tercense*, *Baculites Leopoliensis* - permettent, selon J.W. KENNEDY, de dater encore du Maastrichtien inférieur.

• Les Grès de Labarre et le Calcaire nankin

Dès 1862, A. LEYMERIE démontre le passage latéral, d'Est en Ouest, des Grès de Labarre, grossiers à fins, ocres, ferrugineux, à intercalations de marnes sombres et de niveaux ligniteux, au Calcaire nankin, de couleur jaune «nankin», plus ou moins gréseux, à riches faunes de Lamellibranches, d'Echinides et d'Orbitoides.

Quatre coupes, prises de l'Est vers l'Ouest, vont être présentées à l'appui de cette évolution.

— Anticlinal de Montfa, à l'Est du Volp

Les Grès de Labarre se superposent aux Marnes de Plagne, apparemment sans l'intermédiaire du niveau de transition. Entre Bazi et Cadi, leur évolution générale est régressive. On peut schématiquement les subdiviser en 2 mésoséquences d'épaisseur identique (200 m chacune environ).

D'après F. SEGURA [1979], la première a un caractère grano et strato-croissant. Les séquences positives débutent par des grès à base nette et se poursuivent par des silts puis des marnes silteuses souvent riches en matière organique.

La deuxième débute par un niveau carbonaté de 3 m (calcaires finement gréseux et micacé, gris, bioturbé à débris végétaux) qui renferme quelques rares *Orbitoides apiculata* ; elle se poursuit par une succession de séquences positives grano et stratodécroissante dans lesquelles les niveaux argilo-silteux prennent un grand développement (20 à 50 m) ; ces niveaux peuvent être sombres et riches en horizons ligniteux et sulfurés ou, ocres à nettement rubéfiés.

— Anticlinal de Montfa, à l'ouest du Volp

Au Pas de Gasaille, l'évolution régressive apparue dans le niveau de transition se poursuit. On observe d'abord la superposition de deux séquences de comblement décamétriques grano et strato-croissante (120 m au total). La partie supérieure de la deuxième séquence, exploitée en carrière, est ravinée par une troisième qui débute par des micropoudingues siliceux (15 cm) riches en débris végétaux et se poursuit par des grès grossiers à moyens (2 m) à stratifications entrecroisées de grande échelle précédant, eux-mêmes, des grès de même granulométrie à ciment carbonatés et stratifications obliques planes (5 m). L'état des affleurements ne permet pas de relever en détail la suite de la succession.

— Anticlinal de Plagne

Au Tuc de la Garre, sur le flanc nord de l'anticlinal de Plagne, le chemin reliant le hameau de La Fitte à celui de Citas montre, au-dessus du niveau de transition, une suite de séquences marines régressives composées des termes suivants [F. SEGURA, 1979] :

- Séquence I : 60 m de silts, surmontés par des sables fins ocre ;
- Séquence II : quelques m de calcaires gréseux fins, gris, en bancs décimétriques à demi-métriques et renfermant quelques Ostréidés ;
30 m de silts ocre ;
- Séquence III : 4 à 5 m de calcaires gréseux fins, gris, comparables aux précédents ;
40 m de sables fins, ocre, surmonté de niveaux gréseux, fins à grossiers, à dragées de quartz. Cet ensemble est couronné par une surface ferrugineuse ;
- Séquence IV : 8 à 10 m de calcaires gréseux gris, à rares graviers siliceux, en bancs décimétriques à demi-métriques. Ils présentent quelques bioturbations et ont fourni *Orbitoides* sp., des Ostréidés (*Alectryonia* sp.), des Gastéropodes et quelques Echinides indéterminables ;
15 à 20 m de silts ocre ;
15 m de grès fins, ocre, avec quelques passées de graviers siliceux ;

50 à 60 m de sables et de grès moyens à grossiers, passant vers le haut à de véritables micropoudingues siliceux, en bancs puissants parfois de plusieurs mètres. Une stratification oblique tabulaire peut être observée dans les grès fins à moyens.

La surface supérieure correspond à nouveau à un fond durci, très ferrugineux.

A l'Est d'Ausseing, sur le flanc sud de l'anticlinal de Plagne la route de Mauran-Ausseing recoupe, au-dessus du niveau de transition, une succession de termes carbonatés organisés de la façon suivante :

- Séquence I : 4 m de marnes ocres et de marno-calcaires en bancs décimétriques ;
6 m de calcaires gréseux roux en bancs dcm à métriques
- Séquence II : 2 m de marnes ocres et de marno-calcaires en bancs décimétriques ;
12 m de calcaires gréseux roux en bancs métriques dans lesquels se voient des laminations obliques planes d'angle faible ; la partie supérieure, massive, renferme *Orbitoides apiculata* ;
0,50 m de sables fins ;
- Séquence III : 15 m de calcaires gréseux roux, massifs, à dragées de quartz, sans structure sédimentaire visible ;
10 m de calcaires gréseux en petits bancs ;
5 m de sables et de grès calcaireux ;
- Séquence IV : Seule la base en est visible, formée de calcaires bioclastiques finement gréseux à *Fallotia jacquoti* DOUV. (Atlas, Pl. 27, Fig. 7), *Orbitoides apiculata*, *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites* sp., Bryozoaires.

*
* *

Conformément à l'opinion de A. LEYMERIE, on constate que le passage latéral des Grès de Labarre au Calcaire nankin est très progressif. A l'Est du Volp, les Grès de Labarre affleurent sous leurs faciès siliceux caractéristiques ; les premiers niveaux carbonatés apparaissent au Pas de Gasaille ; ils deviennent de plus en plus importants au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Ouest et, aux abords de la Garonne se sont les influences terrigènes qui sont subordonnées à la sédimentation carbonatée.

Dans les quatre coupes considérées l'évolution d'ensemble est régressive. Cette évolution est acquise, soit par la superposition de séquences positives grano et strato-décroissantes de type estuarien [F. SEGURA, 1979] (Coupe de Bazi-Cadi), soit par la superposition de séquences de comblement grano et strato-croissante (coupes du Pas de Gasaille, du Tuc de la Gare et d'Ausseing).

Le contenu faunistique du Calcaire nankin est surtout composé de grands Foraminifères benthiques parmi lesquels se reconnaissent couramment : *Orbitoides* cf. *media*, *O. apiculata*, *Lepidorbitoides minor*, *L. socialis* (Atlas, Pl. 27, Fig. 5), *Siderolites calcitrapoides*, *Planorbulina cretae* (MARSSON), *Fallotia jacquoti* DOUV. (Atlas, Pl. 27, Fig. 7), *Omphalocyclus macroporus* (LMK), Rotalidés et Pithonellomorphes. Les macrofaunes sont plus dispersées mais tout aussi variées avec : *Otostomum rugosum*, *Exogyra pyrenaica* LEYM., *Alectryonia larva* LAM., *Pycnodonta vesicularis* LAM., *Rhynchonella eudesi* COQ., *Echinoconus gigas* (DESOR.) [A. LEYMERIE, 1881] répartis dans la masse de la formation. Il convient d'ajouter à cette liste, *Baculites* sp., (Ruffé d'en-Haut), *Inoceramus launartensis* SORNAY et l. (Pl.) sp. gr. *cycloides* (Launart) [J. SORNAY et M. BILOTTE, 1978].

Par ses associations de microfaunes le Calcaire nankin (et par voie de conséquences les Grès de Labarre) est tout entier inclut dans la biozone à *O. apiculata*-*S. calcitrapoides* du Maastrichtien supérieur.

D'un point de vue sédimentaire, le complexe Grès de Labarre-Calcaire nankin correspond, dans cette partie orientale des Petites Pyrénées et du Plantaurel, à la juxtaposition et à l'intrication de deux systèmes de dépôts. A l'Est, une sédimentation terrigène en relation avec un système littoral (estuarien) progradant schématiquement en direction de l'Ouest ; à l'Ouest, une sédimentation carbonatée de plate-forme marine.

La succession verticale Marnes de Plagne - niveau de transition - Calcaire nankin, caractérise une évolution marine régressive.

• **Formation des Marnes d'Auzas (Fig. 70)**

On désigne sous ce vocable une épaisse formation (250 m) dont le caractère était réputé continental à l'Est de la vallée de la Garonne, partiellement marin à l'Ouest (faune d'Auzas) [A. LEYMERIE, 1878]. Les travaux de M. BILOTTE [1978, 1980] et F. SEGURA [1979] ont montré, que contrairement à cette opinion, les Marnes d'Auzas admettent, jusqu'au méridien du Mas d'Azil, plusieurs passées marines.

Ainsi, à la suite de F. SEGURA [1979], il est possible de reconnaître la superposition des cinq membres suivants :

A — Les Marnes de Mélat : leur zone d'affleurement est réduite en raison de leur recouvrement partiel par les produits de l'érosion des Grès de Labarre ou du Calcaire nankin, mais une dépression topographique situe généralement leur position. Sur le flanc nord de l'anticlinal de Plagne, les marnes inférieures s'observent du Tuc de la Garre à Sainte-Croix. F. SEGURA [1979] distingue sur une cinquantaine de mètres des marnes grises ou noires, silteuses à ligniteuses avec gypse (Mélat), des grès fins et des marnes grises bioturbées à *Ostrea verneuilli* LEYM., des grès plus grossiers avec passées de marnes grises à bariolées à horizons limoniteux et charbonneux.

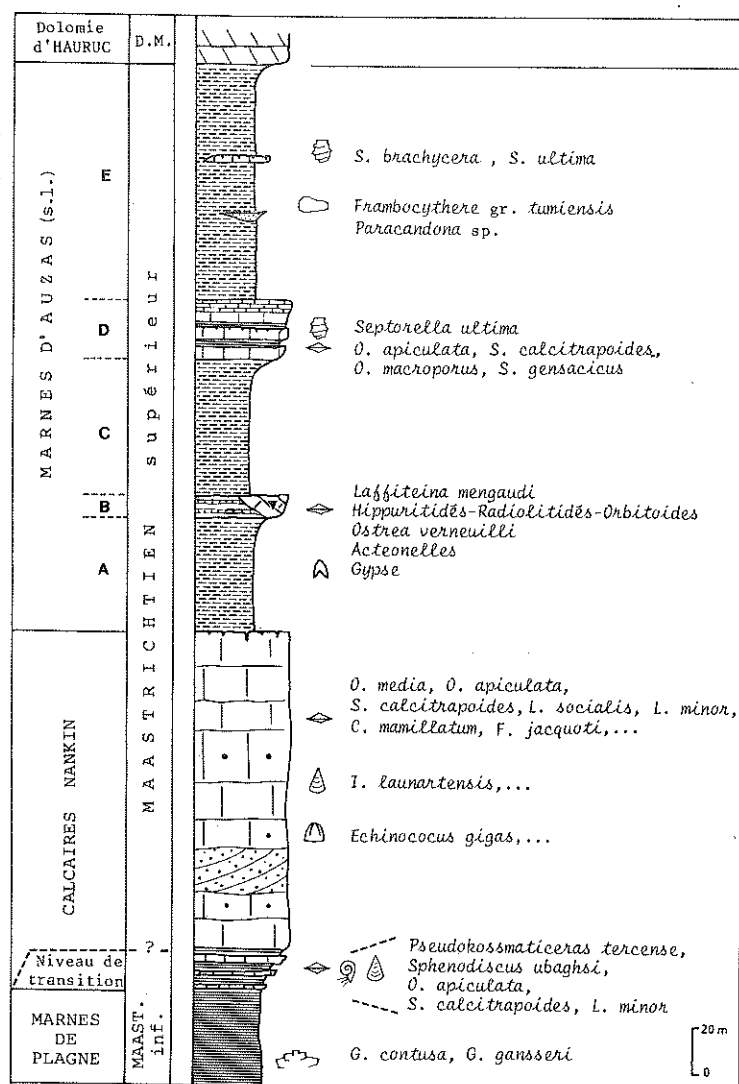


Fig. 70 : Les ensembles sédimentaires du Maastrichtien Sous-pyrénéen. Succession synthétique des Petites Pyrénées (légende dans le texte).

De ces marnes pourraient provenir les grosses Actéonelles dont A. LEYMERIE situait le gisement autour de la Chalaguère.

B — Les Calcarénites du Fond du Touc : des variations de lithologie et de contenu faunistique s'observent entre les flancs sud et nord de l'anticlinal de Richou-Montfa ; sur l'anticlinal de Plagne elles sont homogènes.

□ Flanc sud de l'anticlinal de Richou-Montfa

De Jean-Blanc à Courbère alternent sur 5 à 6 mètres d'épaisseur, des biomicrites sombres riches en débris de Lamellibranches, *Laffiteina mengaudi* (ASTRE) et des marnes grises surmontées à leur tour de quelques mètres de biomicrites claires à Miliolides, Discorbidés, Ostracodes. A Cadi, sont superposés 2 à 3 mètres de calcaires gréseux à débris d'Orbitoides, et 2 m de calcaires marneux à *Praeradiolites* gr. *toucasii*, *P.* aff. *boucheroni* BAYLE.

□ Flanc nord de l'anticlinal de Richou-Montfa

La barre calcaire, massive, se suit presque en continuité. Entre Fond du Touc et Gasquet, elle se compose, sur 5 mètres et de bas en haut, d'abord de couches dcm de calcaires gris légèrement gréseux à débris de Bryozoaires, Rotalidés, Orbitoides et *Laffiteina mengaudi*, puis de calcaires gréseux (7 m), ocre à galets de quartz ; les bancs ont une dimension métrique et montrent des stratifications obliques planes. La biophase brisée et roulée se compose de *Praeradiolites* aff. *boucheroni*, *O. media*, *O. apiculata*, *L. mengaudi*, *Omphalocyclus macroporus*, *Fallotia* sp., Rotalidés, Bryozoaires et Algues rouges.

□ Sur l'anticlinal de Plagne, on retrouve ces derniers faciès calcaires gréseux de haute énergie à Orbitoides, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus* ; ils renferment entre le Pas du Fauga et le Couzeranès *H. (H.) radiosus* DES MOULINS et *H. (H.) lamarcki* BAYLE, découverte qui accrédite la citation par DE GROSSOUVRE [1901] d'*Hippurites radiosus*, au sud du Plan (?).

C — Les Marnes de Biouès : bien visibles à l'Ouest du Volp, elles se marquent par une dépression d'une soixantaine de mètres empruntée par la rivière aux abords de Sainte-Croix. Dans leurs rares affleurements, elles apparaissent comme des marnes grises à bariolées, intercalées de lits de grès, de silts et d'horizons ligniteux. Aux abords de Cap Blanc, F. SEGURA y situe deux niveaux métriques de calcaires à *Orbitoides*, *S. calcitrapoides* et *O. macroporus*. Ces marnes deviennent très ligniteuses et riches en Cyrènes au voisinage de la Garonne.

D — Les Calcarénites de Sainte-Croix : [M. BILOTTE, 1978]. Épaisses d'une vingtaine de mètres, elles se suivent assez régulièrement entre les vallées du Volp et de la Garonne. Elles soulignent la terminaison perisynclinal de la Bidaouse. L'une des meilleures successions peut être établie le long de la route Fabas - Le Plan, sur le flanc nord, renversé, de l'anticlinal de Plagne. Elles supportent le hameau de Treyte. Du Sud vers le Nord et de bas en haut, on relève :

— calcaires gréseux (5 m) très zoogènes à *Exogyra pyrenaica*, *Alectryona larva*, *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapodes*, *Nummofallotia cretacea*, *Lepidorbitoides* sp., Bryozoaires, Coelentérés et Floridés ;

— marnes (3 m) à *Orbitoides*, Dictyopselles, Rotalidés, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAI-NERI, Bryozoaires ;

— calcaires massifs (5 m), nankin, de plus en plus gréseux à sa partie supérieure couronnée d'un fond durci ; la microfaune y est pauvre avec calcisphères, Rotalidés et Bryozoaires ;

— marnes grises (0,40 m) à nodules calcaires et nombreuses characées dont *Septorella ultima* ;

— calcarénites (4 m) à débris de Foraminifères : *Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Nummofallotia cretacea*, Miliolés, Rotalidés, Bryozoaires et tiges de Charophytes ;

— argiles rubéfiées (0,20 m) ;

— calcarénites (2,50 m) finement gréseuses à laminations horizontales, avec *Montcharmontia apenninica*, *Bonetocardiella* sp.

A l'Ouest de Sainte-Croix (chemin de Marnié), les calcarénites contiennent en outre *Simplorbites gensacicus* LEYM.

E — Les Marnes de Pentecôte : il est vraisemblable que dans les cartographies récentes (Feuille de Saint-Gaudens au 1/50.000^e, 1971), seules les Marnes de Pentecôte aient bénéficiées du vocable, Marnes d'Auzas, les niveaux sous-jacents étant rattachés au Calcaire nankin. Très épaisses (100 m), elles ont une coloration bariolée, grise, ocre, rouge ou violacée. Elles admettent des niveaux lenticulaires de grès, épais à Mérigon (3 à 4 m), diffus en allant vers la Garonne et des calcaires micritiques bruns. Réputées pour contenir des ossements de Crocodiliens et des restes de Tortues [A. LEYMERIE, 1881], ces marnes ont livré, entre Ausseing et Pentecôte, *Septorella brachycera*, *Septorella ultima*, *Frambocythere* gr. *tumiensis*, *Paracandona* sp. [M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1979].

Au-dessus, vient le membre Dolomie d'Hauruc du Calcaire lithographique d'âge Paléocène.

*
* *

A l'Est de la vallée de la Garonne et jusqu'au méridien du Mas d'Azil, les Marnes d'Auzas regroupent des ensembles de lithologie fort différente à peuplements spécifiques : faune marine des niveaux carbonatés, micro-faune et microflore laguno-lacustre des niveaux marneux.

Toutes concourent à l'attribution au Maastrichtien supérieur de la totalité des Marnes d'Auzas : Rudistes de la zone à *H. (H.) radiosus*, Foraminifères benthiques de la zone à *O. apiculata* - *S. calcitrapoides*, microflore de la zone à *Septorella ultima*.

Les différentes unités lithologiques qui composent les Marnes d'Auzas caractérisent un domaine margino-littoral du type marais maritime - Marnes de Mélat, de Biouès et de Pentecôte - entaillé par des chenaux de marée - Calcarénites de Fond du Touc - en arrière de cordons littoraux - Calcarénites de Sainte-Croix -.

Ces différentes unités s'organisent en deux séquences :

- la première, transgressive est composée des Marnes de Mélat et des Calcarénites de Fond du Touc dont la partie supérieure à valeur de fond durci ; elle va des marnes de milieu confiné aux calcaires de haute énergie.
- la deuxième, cyclique, transgressive puis régressive est constituée des Marnes de Biouès, des Calcarénites de Sainte-Croix et des Marnes de Pentecôte indiquant respectivement des environnements lagunaires, marins littoraux de haute énergie et enfin confinés et de plus en plus désalés.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE - LITHOSTRATIGRAPHIE

De la dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet à la Vallée de la Garonne, les différentes formations qui se succèdent et/ou se remplacent dans les zones sous-pyrénéennes sont datées de la façon suivante (Tab. 40).

Zone des Écailles sous-pyrénéennes

- ☐ Les Grès de la Jourdanne sont rapportés au Campanien
- Biozone à *G. stuartiformis*.

Zone sous-pyrénéenne

- ☐ Les Marnes de Saint-Cirac qui ne dépassent pas le Campanien (inférieur ?) à l'Est de l'Ariège sont relayées, à l'Ouest, par les Marnes de Plagne datées à leur partie sommitale du Maastrichtien inférieur.
- Biozone à *G. contusa* (anticlinal de Plagne).

ZONES	SOUS - PYRENEENNE					ECAILLES SOUS-PYRENEENNES
LOCAL.	PLAGNE	RICHOU MONTFA	MAS D'AZIL	DREUILHE	St CIRAC	LA JOURDANE
MAASTRICHTIEN	supérieur	Marnes d'AUZAS Calc. nankin Grès ?	Marnes rouges et conglomérats du RESSEC			
	inférieur		de LABARRE			
CAMPANIEN	supérieur	Marnes de PLAGNE				
	inférieur	PL 4 BEDEILLE et de St. CIRAC			BENAIX et de St. CIRAC PEREILLAUD	Grès de la JOURDANE

Tab. 40 : Corrélations litho-stratigraphiques présumées dans le Sénonien supérieur de la zone sous-pyrénéenne du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées

□ Les Grès de Labarre, datés à leur base du Campanien supérieur dans l'anticlinal de Dreuilhe, par la faune du Ressec - zone à *Hoplitoplacenticeras vari* -, deviennent en totalité maastrichtiens au niveau de la vallée du Volp, méridien à partir duquel ils cèdent progressivement la place au Calcaire nankin.

□ Le Calcaire nankin ; si le niveau de transition entre Marnes de Plagne et Calcaire nankin est encore daté du Maastrichtien inférieur (*S. ubaghsi*), cette dernière formation, et, elle, rapportée au Maastrichtien supérieur en raison de son contenu microfaunique (biozone à *O. apiculata* - *S. calcitrapoides*).

□ Les Marnes d'Auzas sont parfaitement datées du Maastrichtien supérieur par les microfaunes marines et les microfiores continentales du Rognacien (Biozone à *Septorella ultima-brachycera*).

Elles correspondent à la dernière formation d'âge Crétacé, les Calcaires lithographiques sus-jacents étant datés du Paléocène [B. LEPICARD, M. BILOTTE, M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1985].

— ÉVOLUTIONS SÉDIMENTAIRES ET TECTONIQUES

L'évolution mégaséquentielle est, dans son ensemble, régressive et va des terrigènes de bassin aux terrigènes de la plate-forme continentale.

Dans l'anticlinal de Plagne, cette évolution se réalise en deux phases : la première uniformément régressive - des Marnes de Plagne au Calcaire nankin -, la seconde cyclique, transgressive, puis régressive - au sein des Marnes d'Auzas —.

De Dreuilhe à la Garonne, les datations palynologiques des flyschoides - type Marnes de Plagne - et des Grès de Labarre, du sillon sous-pyrénéen, avaient déjà permis à R. RICATEAU et J. VILLEMIN [1973] de démontrer la progradation vers l'Ouest de ces corps sédimentaires qui assureraient conjointement le comblement progressif du bassin.

Ce comblement s'accompagne d'une émergence à la fin du Crétacé. Les études stratigraphiques et géométriques précédentes viennent de démontrer que les faciès continentaux qui accompagnent cette régression sont plus précoces à l'Est qu'à l'Ouest, contrairement à ce qui était encore couramment admis [J.-C. PLAZIAT et F. ELLENBERGER, 1982].

On peut donc conclure que, sur le compartiment Plantaurel-Petites-Pyrénées, l'ensemble des unités lithologiques du sillon sous-pyrénéen sont diachrones et progradantes de l'Est vers l'Ouest ; que la sédimentation lacustre ne s'y réalise qu'au cours du Paléocène (Tab. 40).

De plus, l'existence de mouvements tectoniques intra-maastrichtien a été révélée dans l'anticlinal de Dreuilhe.

TRONÇON CATALAN

À l'Est de la faille du Sègre, la couverture mésozoïque marine et autochtone du tronçon Catalan est datée dans son intégralité du Maastrichtien. Elle est connue par différents affleurements situés, d'Ouest en Est, dans les Sierras de Oden, de Port del Compte et du Cadi, d'une part, à Amélie-les-Bains et Masarach, d'autre part.

Cette couverture est parfois décollée et participe alors à la constitution de nombreuses écailles paraautochtones à série sédimentaire homologue de celle de leur domaine d'origine : ce sont les écailles d'Alsina, de la Vansa et de Canllong à l'Ouest, le lambeau charrié du Puig Capell à l'Est.

Dans les unités allochtones de la Pedraforca et du Castell de Bac Grillera, la série est plus complète puisque le Campanien et le Maastrichtien y sont reconnus en continuité de sédimentation dans des séries très épaisses.

I — L'AUTOCHTONE

Sierras de Port del Compte, de Oden et du Cadi (Fig. 18 et 77)

Du méridien du Sègre, à l'Ouest, à celui de Castellar de Nuch, à l'Est, le Maastrichtien autochtone subit des variations significatives de lithologie qui permettent de suivre les différentes étapes de l'évolution des milieux de sédimentation.

Le Maastrichtien des Sierras de Port del Compte et de Oden
[M. BILOTTE, 1978]

— *Au Coll de Jou* (Fig. 71),

le Crétacé supérieur repose directement sur le Trias ; de bas en haut, la succession relevée est la suivante :

- **Formation des Grès d'Adrahent**

- grès quartzeux, de granulométrie fine, blancs ou rubéfiés, azoïques (15 m) ;

- **Formation de Bona**

- couches à Rudistes : alternance (15 à 20 m) de calcaires à Rudistes et de marnes sableuses ; la faune de Pachyodontes est caractéristique du Maastrichtien avec : *H. (H.) radiosus* DES MOUL., *H. (H.) Lamarcki*, *Biradiolites similivalvis* (ASTRE), *B. aff. siracensis* TOUCAS, *Radiolites jovis* ASTRE (locus typicus), *R. nouleti* BAYLE, *R. aff. aurigerensis* MUN.-CHALM., *R. cf. albonensis* TOUCAS et *Praeradiolites echennensis* ASTRE ; la microfaune des assises calcaires se compose d'*Abrardia catalaunica* BIL., *Pseudocyclamina massiliensis* MAYNC, *Meandropsina cf. vidali*, *Minouxia gr. lobata-conica* ;
- calcaires à Bryozoaires (30 m), massifs, de teinte rousse, parfois glauconieux et gréseux ;

- **Formation de Oden**

- calcaires micritiques (10 m) à Miliolidés et Discorbidés, à la base, puis à Charophytes ;
- argiles rouges (20 m), continentales.

— *Dans l'anticlinal de Oden,*

une succession identique existe. Les Grès d'Adrahent admettent des lentilles argileuses qui ont livré une palynoflore maastrichtienne : *Subtriporopollenites*, *Classopollis classoides*, *Azolla sagittifera* (dét. O. LEGOUX). La base des Calcaires à Bryozoaires est envahie par une construction à Rhodophycées, épaisse de 6 à 7 m. Au-dessus apparaissent quelques microfaunes dont *Lepidorbitoides* sp. et *Meandropsina cf. vidali*.

— *Dans l'anticlinal d'Aliña* (Fig. 71),

la série marine se compose toujours des mêmes ensembles, à savoir :

- **Grès d'Adrahent**

- grès grossiers admettant des lits d'argiles blanches et vertes ;

- **Formation de Bona**

- couches à Rudistes, débutant par des grès calcareux roux (3 m) surmontés de calcaires gréseux (1 m) à *Adrahentina iberica* BIL., *Meandropsina cf. vidali*, *P. massiliensis*, précédant des marno-calcaires noduleux (17 m) à *H. (H.) aff. lamarcki*, *Ha lapeirousei* GOLD., *Apricardia sicoris* ASTRE, *B. similivalvis*, *R. nouleti*, *R. jovis*, *Praeradiolites boucheroni*, *P. aff. aristidis*, *Abrardia catalaunica* et *Meandropsina cf. vidali*.
- calcaires à Bryozoaires avec *Lepidorbitoides* gr. *minor* (Atlas, Pl. 21, Fig. 1-2) et *Siderolites calcitrapoides*.

*
* *

Dans les Sierras de Port del Compte et de Oden, le Crétacé supérieur débute toujours par la formation continentale des Grès d'Adrahent ponctuellement datés du Maastrichtien par palynoflores. Au-dessus les couches marines de la formation de Bona - couches à Rudistes et calcaires à Bryozoaires - renferment des assemblages de faunes qui confirment cette attribution. Il doit en être de même des unités lithologiques sus-jacentes - calcaires micritiques, argiles rouges - d'où doit provenir la flore rognacienne — *Septorella ultima* et *Peckiclara sertulata* - citée par M. FEIST [1979] dans la Sierra de Oden.

Ces différentes formations du Maastrichtien s'organisent en un cycle transgressif-régressif.

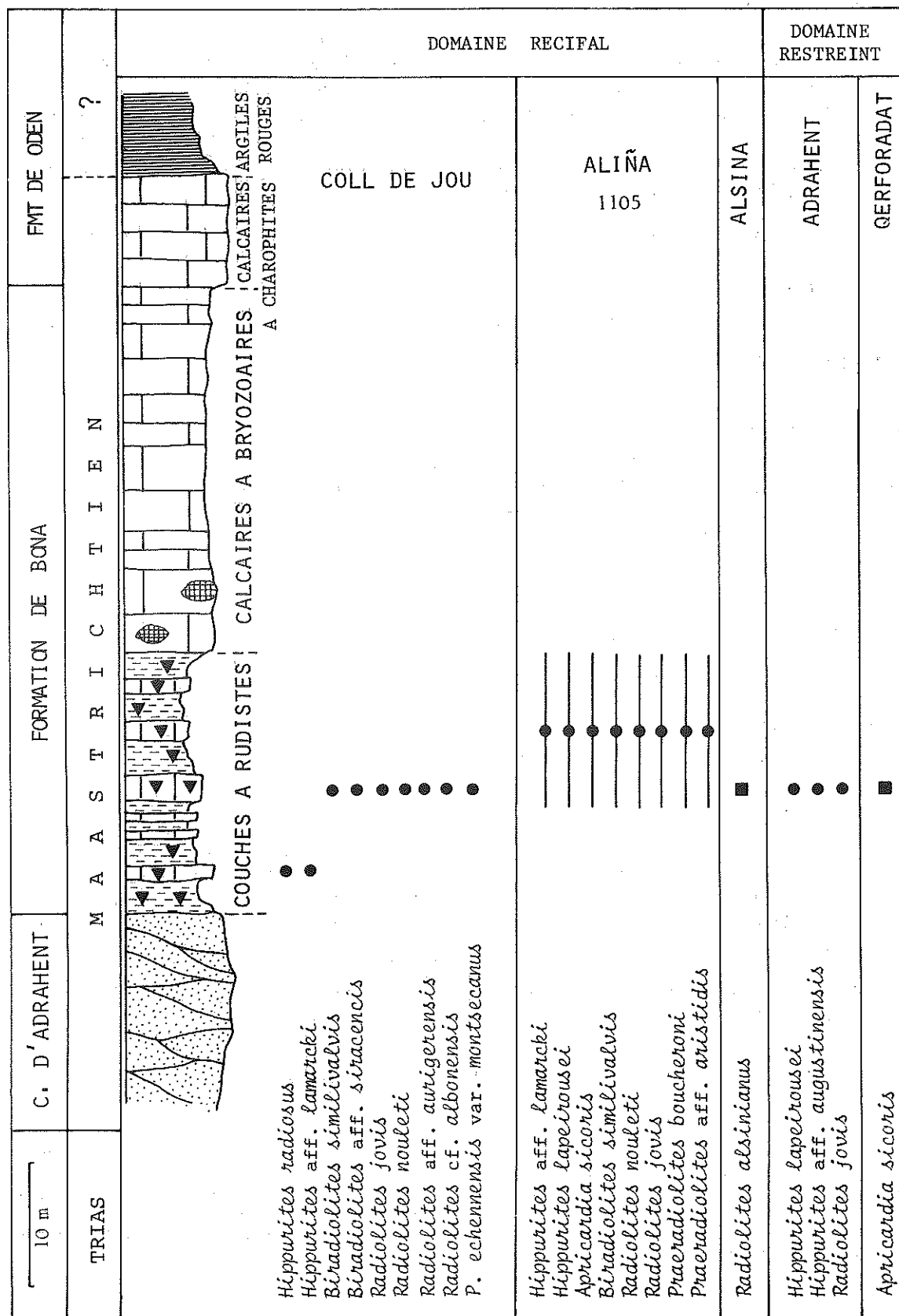


Fig. 71 : Les faunes de Rudistes du Maastrichtien des Sierras de Port del Compte et de Oden

Le Maastrichtien de la Sierra del Cadi

D'Adrahent, à l'Ouest, à Castellar de Nuch, à l'Est, s'observe l'évolution suivante :

— *Adrahent* (Fig. 72).

Le Maastrichtien s'y compose de [M. BILOTTE, 1978] :

• **Grès d'Adrahent** (localité-type)

Complexe conglomératique (50 m), siliceux (quartz et lydienes), avec intercalation schisteuse. L'ensemble est, ici, azoïque. H. MOERI [1977] attribue à cette formation une origine torrentielle.

• **Formation de Bona** (localité-type)

- calcaires marins de plate-forme (120 m) ; les assises inférieures livrent une petite faune de Rudistes du Maastrichtien avec *Ha Lapeirousei*, *H. (H.) aff. augustinensis* CIRY, *Radiolites jovis* et, pour microfaune, *Adrahentina iberica*, *Abrardia catalaunica*, *P. massiliensis*, *Tetraminouxia gibbosa* GENDROT, à la partie supérieure de la formation apparaissent *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* et *Laffiteina mengaudi* ;

• **Formation de Oden**

- calcaires lacustres à characées (10 m) précédant des argiles rouges continentales.

A Fornols, localité voisine d'Adrahent, M. FEIST [1979] mentionne *Septorella brachycera* et *Pekichara cancellata*.

— *Querforadat*

Dans le lambeau septentrional de Querforadat, la succession est analogue mais d'épaisseur plus réduite et de caractère marin moins prononcé. Au-dessus de calcaires en plaquettes du Trias (?) s'observent :

• **Grès d'Adrahent**

- conglomérats quartzeux et argiles vertes ;

• **Formation de Bona**

- calcaires marins de plate-forme : ensemble de calcaires gréseux, noduleux, noirs (10 m) à Rudistes, Coelentérés, Bryozoaires, Foraminifères - *Lepidorbitoides* sp., *Accordiella conica* FARINACCI, *P. massiliensis*, Rotalidés - ;

• **Formation de Oden**

- calcaires micritiques à Discorbidés et Charophytes - *Septorella* - précédant des argiles rouges.

— *A Can Pubill et au Serrat Mosbé*

H. BOISSEVAIN [1934] décrit les mêmes successions, appuyant son attribution de la série marine au Maastrichtien sur d'éloquents listes de Rudistes, de Lamellibranches, de Coelentérés et de Brachiopodes.

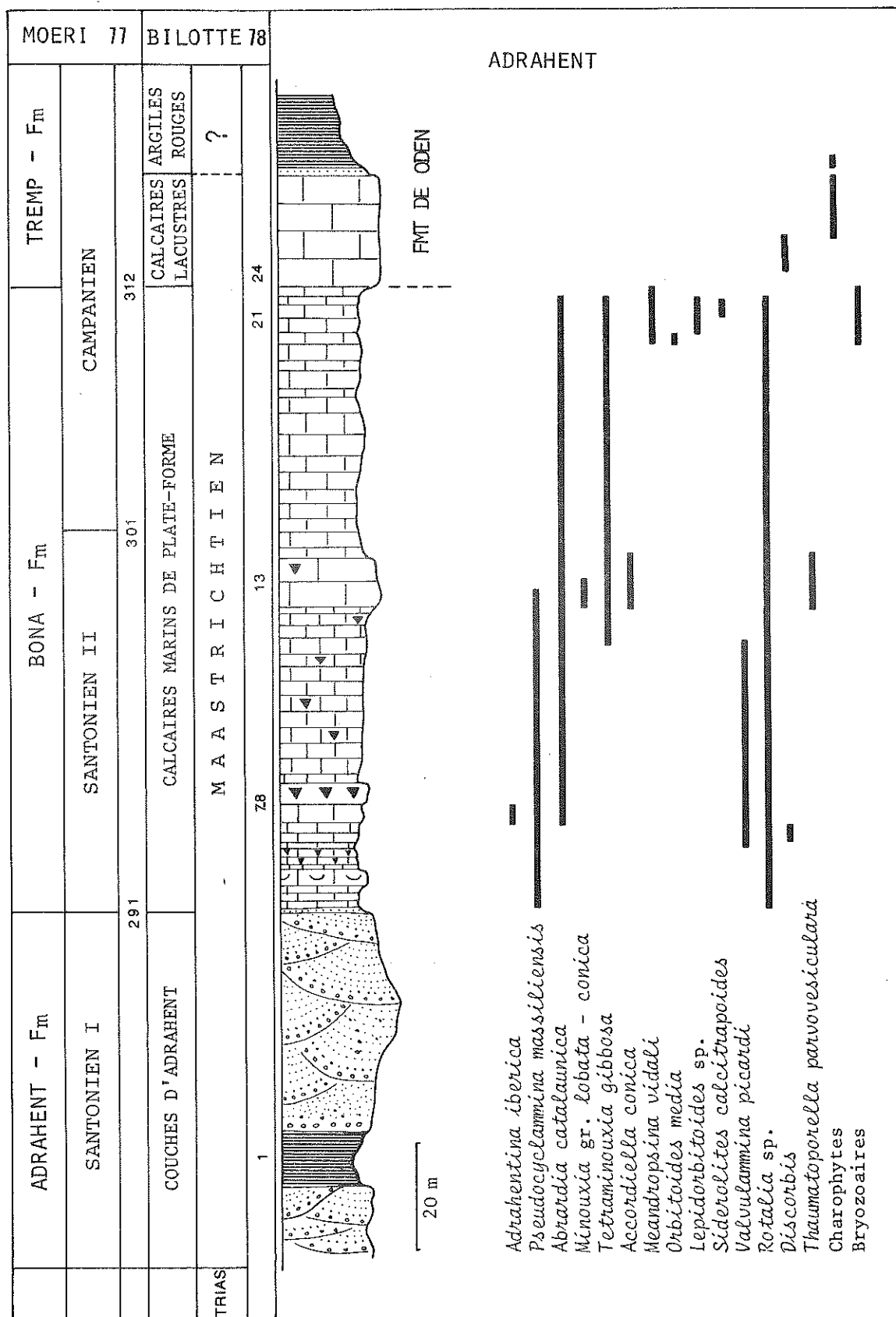


Fig. 72 : Répartition des micro-organismes dans le Maastrichtien d'Adrahent

— *Greixa* (Fig. 73)

Le Crétacé supérieur, superposé au Permien, est peu épais (40 m). De bas en haut s'observent :

• **Formation de Bona**

- grès, grès calcareux à débris de Rudistes et argiles ligniteuses (15 m) ;
- calcaires gréseux coquilliers (4 m), calcaires à Algues, Polypiers et Rudistes (4m), grès et silts (2 m), puis calcaires gréseux (4 m) et marnes (2 m) sans faune caractéristique.

• **Formation de Oden**

- calcaires micritiques à Characées, en bancs de 0,4 à 0,8 m, alternant sur 7 m avec des marnes ligniteuses
- argiles rouges continentales.

— *Gabarros* (Fig. 73)

Le Permien est recouvert par un Maastrichtien exclusivement terrigène organisé en séquences grano et strato-décroissantes positives. On observe, à la base, un épais conglomérat quartzeux (25 m), puis une alternance de grès siliceux, de grès ligniteux et de marnes gréseuses, disposées en unités se ravinant les unes les autres. Un unique niveau carbonaté a livré *Adrahentina iberica* (Atlas, Pl. 24, Fig. 6) et des sections de Charophytes.

— *Castellar de Nuch* (Fig. 73)

Sur le Permien rouge, viennent directement des dépôts continentaux rouges, gréseux et argileux, de la fin du Crétacé et du début du Paléocène.

*
* *

Dans la Sierra del Cadi, le Maastrichtien est encore représenté par les trois mêmes formations que dans les Sierras de Port del Compte et de Oden, mais, par rapport à cette dernière région, la formation Bona présente des caractères de milieu plus interne [M. BILOTTE, 1978].

D'Adrahent à Castellar de Nuch, on constate d'abord le caractère discontinu des Grès d'Adrahent, ensuite le remplacement progressif des calcaires de plate-forme interne de la formation de Bona, par un complexe margino-littoral où se mêlent influences marines et fluviales.

On retrouve ici encore une évolution cyclique, transgressive-régressive.

Vallespir et Haut-Ampurdan

Les lambeaux d'Amélie-les-Bains et de Masarach sont les témoins les plus septentrionaux et orientaux de la couverture néocrétacée marine et autochtone du tronçon Catalan. L'âge de la série terrigène continentale de Coustouges reste inconnu.

Le Maastrichtien d'Amélie-les-Bains

Dans la vallée du Tech le Crétacé supérieur est connu dans le synclinal complexe d'Amélie-les-Bains [M. CASTERAS et L. AURIOL, 1958a].

Si les unités lithostratigraphiques distinguées par ces auteurs [M. CASTERAS et L. AURIOL, 1958b] peuvent, à quelques modifications de détail près, être conservées, il n'en va pas de même pour les attributions stratigraphiques.

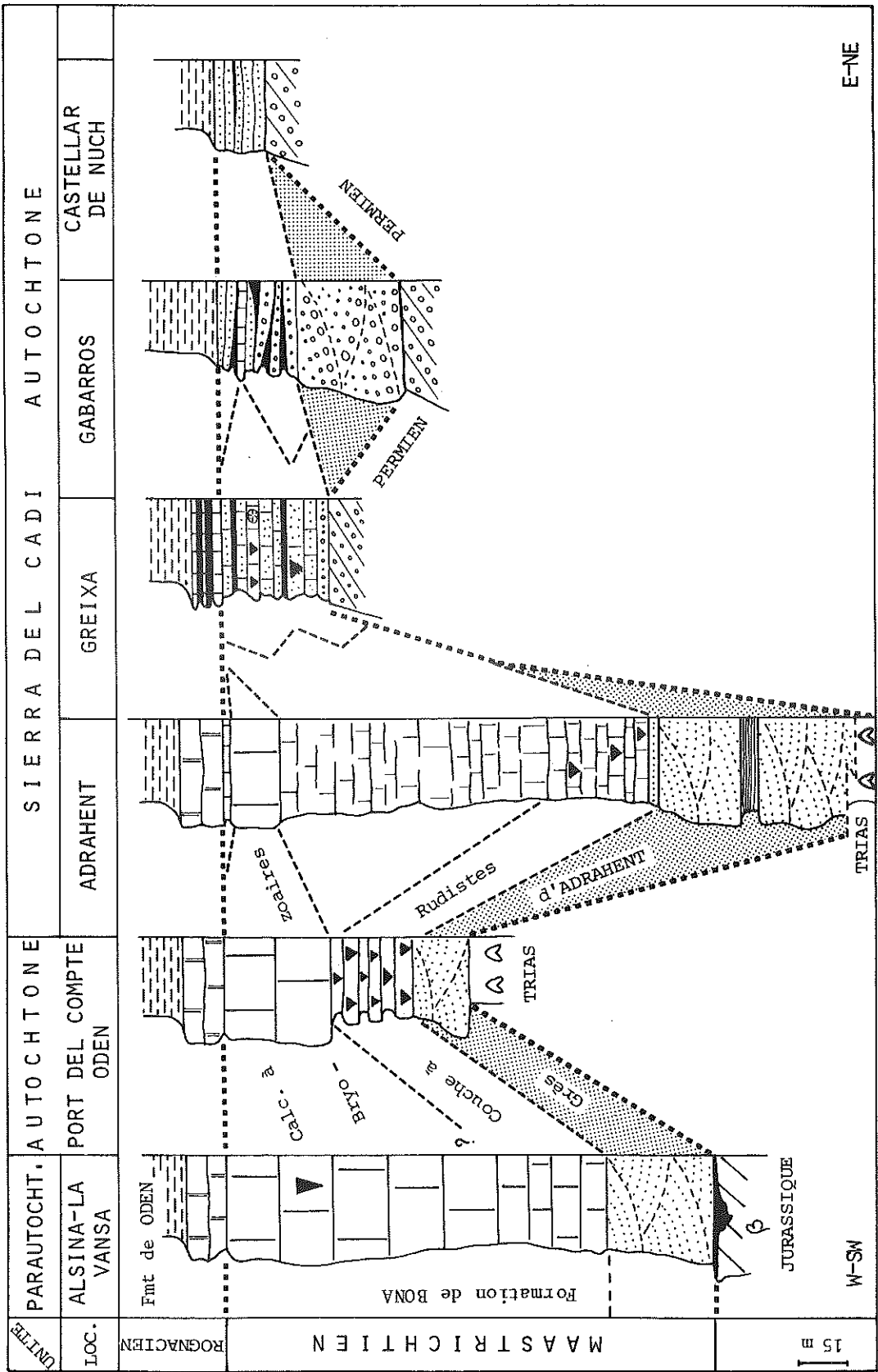


Fig. 73 : Corrélation lithostratigraphiques dans le Maastrichtien des écaïles de la Vansa et des Sierras de Port del Compte, Oden et Cadi

Au-dessus du Trias [J.-M. MAZIN et H. PAPA, 1982], le Crétacé supérieur d'Amélie-les-Bains se compose, de la base au sommet des formations suivantes (Fig. 74) :

• **Grès du Mas Gaou (= Mas Griffe ?)**

- complexe terrigène azoïque (80 à 100 m), gréseux et feldspathique avec conglomérat quartzeux, grès quartzites et sables ;
- couches à Rudistes (= couches à Radiolitidés) : alternance (sur 70 m environ) de conglomérats, grès et silts souvent feldspathiques et de calcaires sombres à Rudistes. Le premier de ces niveaux calcaires a livré *H. (H.) lamarcki* du Maastrichtien. Au-dessus, les niveaux calcaires se répètent. Leur faune de Pachyodontes est abondante avec *H. (H.) lapeirousei*, *Praeradiolites boucheroni*, *Biradiolites similivalvis*, *Apricardia* aff. *sicoris* et de nombreux cyclolites. La microfaune associée se compose de : *Accordiella conica*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Meandropsina vidali* (forme B), *Abrardia catalaunica*, *Adrahentina iberica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Minouxia* gr. *conica lobata*, *Tetraminouxia* sp., (Atlas, Pl. 25).

• **Marnes de Can Damoun**

- couches à Huîtres (200 m) ; elles débutent par une trentaine de mètres de marnes noires homogènes, se poursuivent sur une centaine de mètres par des marno-calcaires gréseux et dolomitiques à véritables lumachelles à *Ostrea verneuilli* et, s'achèvent par des marnes schisto-gréseuses avec toujours des débris d'huîtres. La microfaune est très rare avec seulement aff. *Meandropsina vidali*.

• **Couches rouges de Canadells**

- assises continentales, fluviales et lacustres (250 m) où se superposent des marno-calcaires schisteux, bariolés, à intercalations de conglomérats, de grès et de niveaux à oncolithes de Cyanophycées (100 m), puis, une première barre de calcaires lacustres à *Microcodium* (20 m) ; viennent ensuite des marnes noduleuses et bariolées (40 m), une deuxième barre de calcaires lacustres à *Microcodium* (20 m) et, pour finir, de nouvelles marnes schisteuses multicolores (70 m).

*
* *

Les différentes formations du Crétacé supérieur d'Amélie-les-Bains ne s'étagent pas du Santonien au Maastrichtien comme le pensaient M. CASTERAS et L. AURIOL [1958] ; elles sont en fait uniquement maastrichtiennes [M. BILOTTE, B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1979] comme le prouve la faune de Rudistes contenue dans les premiers niveaux marins des Grès du Mas Gaou. Par contre, l'âge des assises continentales sommitales - couches rouges de Canadells - demeure indéterminé, Crétacé ou déjà Paléocène ?

Les formations crétacées d'Amélie-les-Bains deviennent donc les équivalents chronologiques des formations précédemment étudiées dans les Sierras de Port del Compte, de Oden et du Cadi.

Elles témoignent, comme elles, d'une évolution cyclique transgressive-régressive, le maximum de la transgression étant vraisemblablement réalisé lors de la sédimentation des couches à Rudistes.

Le Maastrichtien de Masarach

Reposant sur le granite de la Junquera, par l'intermédiaire d'un tégument Permo-triasique, le complexe terrigène néocrétacé de Masarach occupe le synclinal d'Ullastie et les reliefs du Serrat de l'Altrera (Fig. 75) où il se compose des ensembles suivants :

- Grès fins avec minces intercalations de calcaires, à Rudistes d'où pourrait provenir *V. archiaci* cité par H. ASHAUER [1934], à Foraminifères parmi lesquels *Pseudosiderolites vidali*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Meandropsina* aff. *vidali*, Dictyopselles ;

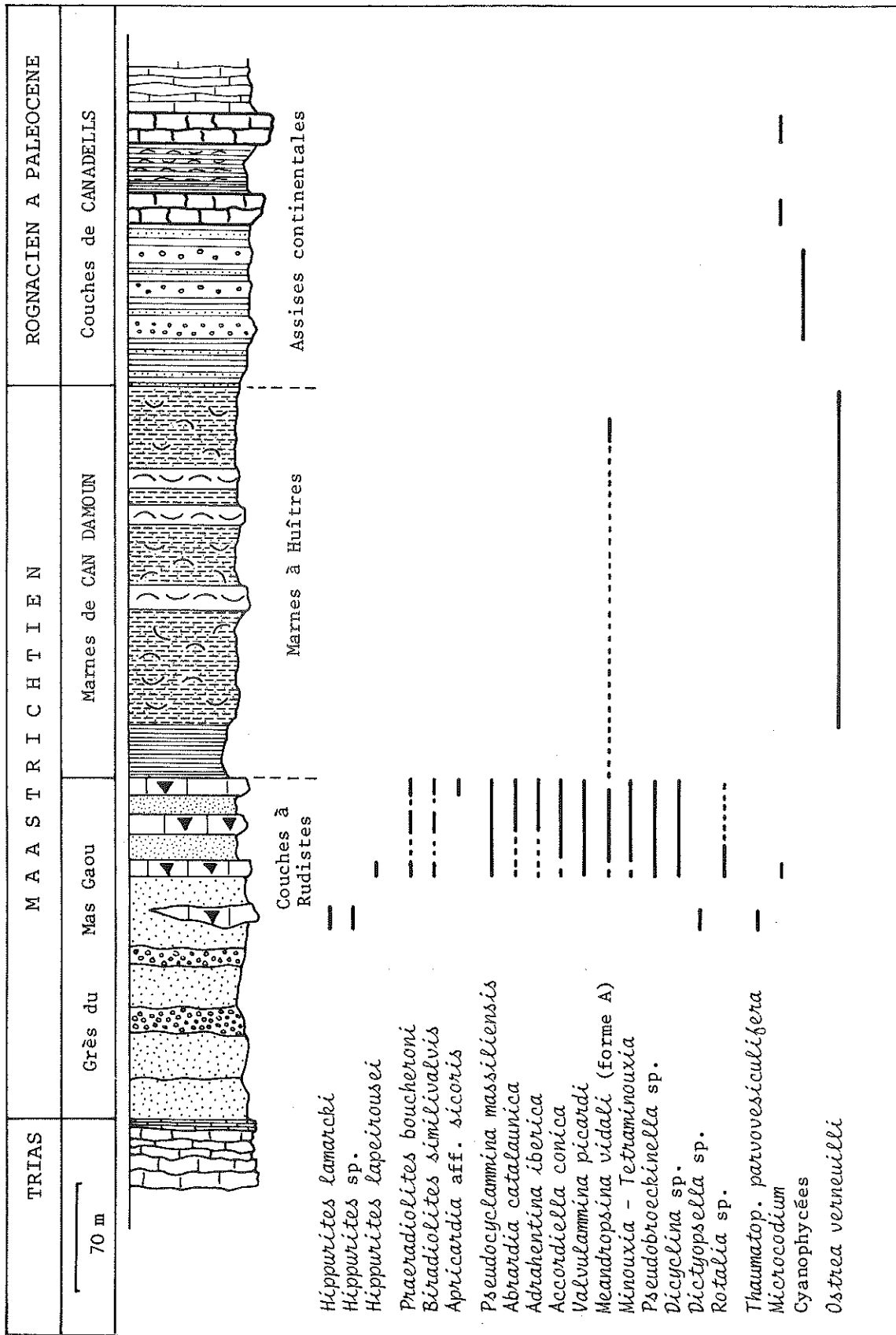


Fig. 74 : Répartition des organismes dans le Maastrichtien d'Amélie-les-Bains

- Grès du Mas Gaou

- conglomérat quartzo-feldspathique (120 m) ravinant l'ensemble précédent ;

- Marnes de Can Damoun

- couches à Huîtres - *O. verneuilli* -, très gréseuses avec abondance de Cyclolites autour de Masarach, plus marneuses avec niveaux carbonatés à Bryozoaires aux abords orientaux de Villarnadal.

*
* *

A la base du Crétacé supérieur de Masarach, l'association *Pseudosiderolites vidali* - *Vaccinites archiaci* date, si cette dernière détermination est correcte, le Campanien ?

Au-dessus, la série discordante est rapportée au Maastrichtien par comparaison à la série d'Amélie-les-Bains. On peut lier la disparition des couches à Rudistes au caractère apparemment plus continental de ces succession.

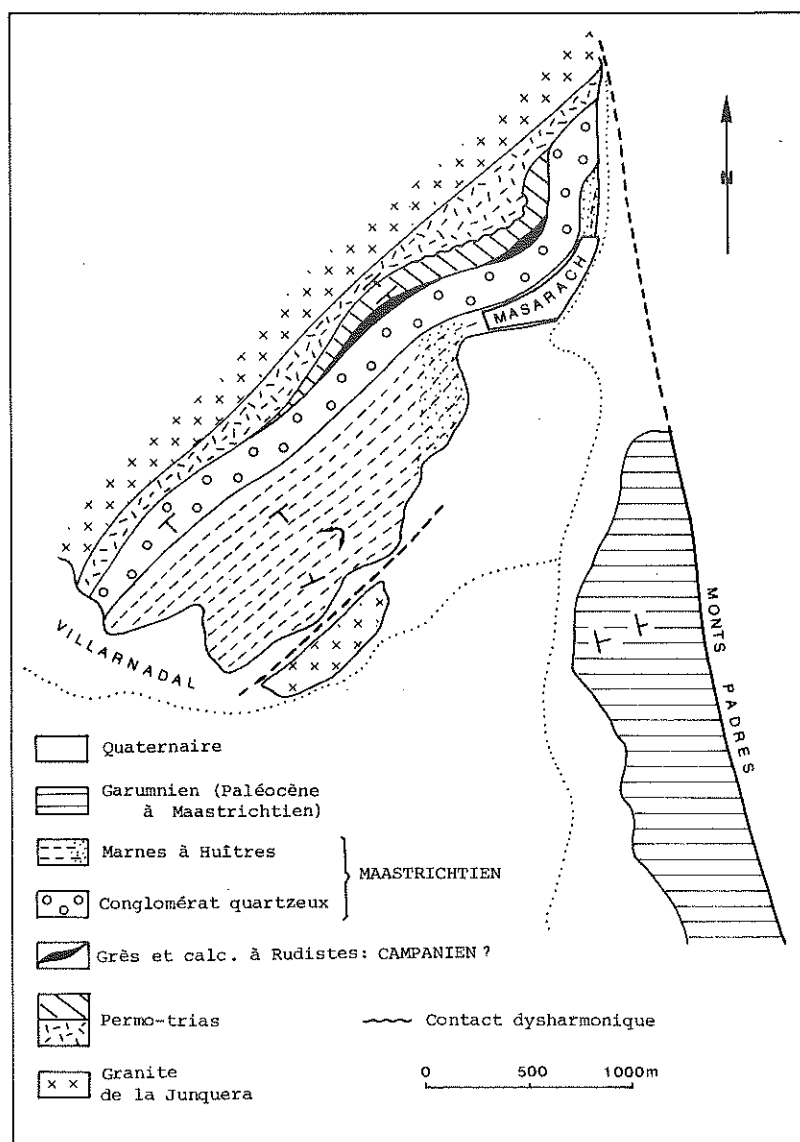
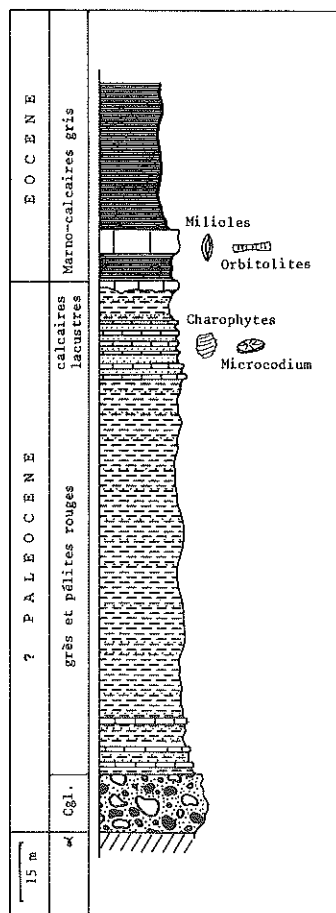


Fig. 75 : Esquisse géologique du Serrat de l'Altrera (M. Bilotte, 1979)



La série terrigène de Coustouges

La couverture sédimentaire post-hercynienne du bassin de Coustouges s'allonge en direction Est-Ouest, entre le granite de Saint-Laurent-de-Cerdans, au Nord, et le granite de Villeroge, au Sud. Elle se compose (Fig. 76) de bas en haut, de :

- conglomérats hétérométriques quartzeux (15 m) dans lesquels les galets de quartz atteignent 10 cm de diamètres ; ils passent rapidement, mais progressivement à des ;
- grès et pélites rouges (100 m), azoïques ;
- alternance de calcaires lacustres noirs à *Microcodium* et Charophytes et de marnes rouges (20 m) ;
- marno-calcaires gris dans lesquels apparaît, 8 m au-dessus de leur base, une barre calcaire (5 m) à Miliolites et Orbitolites de l'Éocène.

*
* *

Fig. 76 : La série terrigène de Coustouges (légende dans le texte)

Dans le synclinal de Coustouges, le Crétacé supérieur marin n'existe pas. Aucun argument ne permet donc de retenir une attribution au crétacé pour la série continentale inférieure. Si cette hypothèse était retenue, conformément à l'opinion émise par M. CASTERAS et L. AURIOL [1958a], il ne pourrait s'agir que du Maastrichtien sommital représenté, au plus, par le conglomérat de base.

Dans le Haut-Vallespir et le Haut-Ampurdan, la couverture sédimentaire néocrétacée autochtone, est, en majeure partie, formée de dépôts d'âge Maastrichtien ; les traces d'une sédimentation plus ancienne existent, peut être à Masarach où serait conservé un témoin de Campanien (?). La série continentale de Coustouges se situe dans l'intervalle Maastrichtien terminal-Paléocène.

Les correspondances litho-stratigraphiques entre les séries décrites peuvent se matérialiser de la façon suivante (Tab. 41)

Tab. 41 : Le Sénonien supérieur du Haut-Vallespir et du Haut-Ampurdan.

	AMELIE-LES-BAINS	COUSTOUGES	MASARACH
PALEO-CENE	Série continentale		
	de Canadells	de Canadells	de Canadells
MAASTRICHTIEN	Couches à Huîtres	Couches à Huîtres	Couches à Huîtres
	Couches à Rudistes		
	Grès feldspathiques		
CAMP.?			
	TRIAS		TRIAS

II — LE PARAUTOCHTONE

Écailles d'Alsina - la Vansa - Canllong - Cadinell (Fig. 18)

De la vallée du Sègre à celle du Llobregat, coïncées entre les hauts reliefs des Sierras de Port del Compte et de Oden, au Sud, la nappe de la Pedraforca, au Nord, s'alignent une suite d'écailles de structures tectoniques complexes : écailles synclinales du Serrat del Plat del Anca, Alsina, de la Mua, de Collada de Port ; écailles anticlinales de Canllong et du Serrat de la Figuerasse. Prise en écharde entre la Sierra del Cadi et la nappe de la Pedraforca, l'écaille du Cadinell se rattache encore à ce système.

La série sénonienne de ces Écailles se compose [M. BILOTTE, 1982], au-dessus d'un Jurassique le plus souvent conservé sous un horizon bauxitique [M. GUERIN DESJARDIN et B. LATREILLE, 1961], de (Fig. 73) :

- Grès d'Adrahent

- conglomérats quartzeux et grès grossiers à lentilles argileuses (Collada de Fumes) ;

- Formation de Bona

- calcaires à Foraminifères benthiques : calcaires bioclastiques, en bancs décimétriques, avec *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, *Adrahentina iberica*, *Abrardia catalaunica*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Nummofallotia cretacea*, *Meandropsina* cf. *vidali*, *Accordiella conica*, *Nummoloculina* sp., *Minouxia* gr. *conica-lobata*, *Nezzazatinella picardi*, fragments d'Algues rouges et de Dasycladacées, de Bryozoaires, Lamellibranches et Rudistes ;

- Formation de Oden

- calcaires à Characées et argiles rouges.

*
* *

Dans les Écailles d'Alsina-la Vansa-Canllong-Cadinell, la série sédimentaire du Crétacé supérieur débute par les Grès d'Adrahent, se poursuit par les calcaires à microfaunes benthiques du Maastrichtien de la formation de Bona et s'achève par les calcaires lacustres à Characées puis les argiles rouges continentales de la formation de Oden.

Cette succession est comparable à celle des Sierras de Oden-Port del Compte et du Cadi. Elle en reproduit les mêmes lignes évolutives, d'abord transgressive, puis régressive.

Le lambeau de recouvrement du Puig Capell

Le lambeau de recouvrement de Puig Capell repose sur l'Éocène du synclinal de Coustouges. Plusieurs écailles le composent et, si aucune d'elles n'offre de succession complète, l'on sait, à la suite des travaux de H. ASHAUER [1934] et de M. CASTERAS et L. AURIOL [1958] que la série y est semblable à celle d'Amélie-les-Bains et formée de grès intercalés de couches à Rudistes (Formation Mas Gaou), de marnes à Huîtres (Formation Can Damoun), de couches continentales (Formation Canadells).

Comme à Amélie-les-Bains, ces formations seront datées du Maastrichtien pour les deux premières, du Rognacien et/ou du Paléocène pour la supérieure.

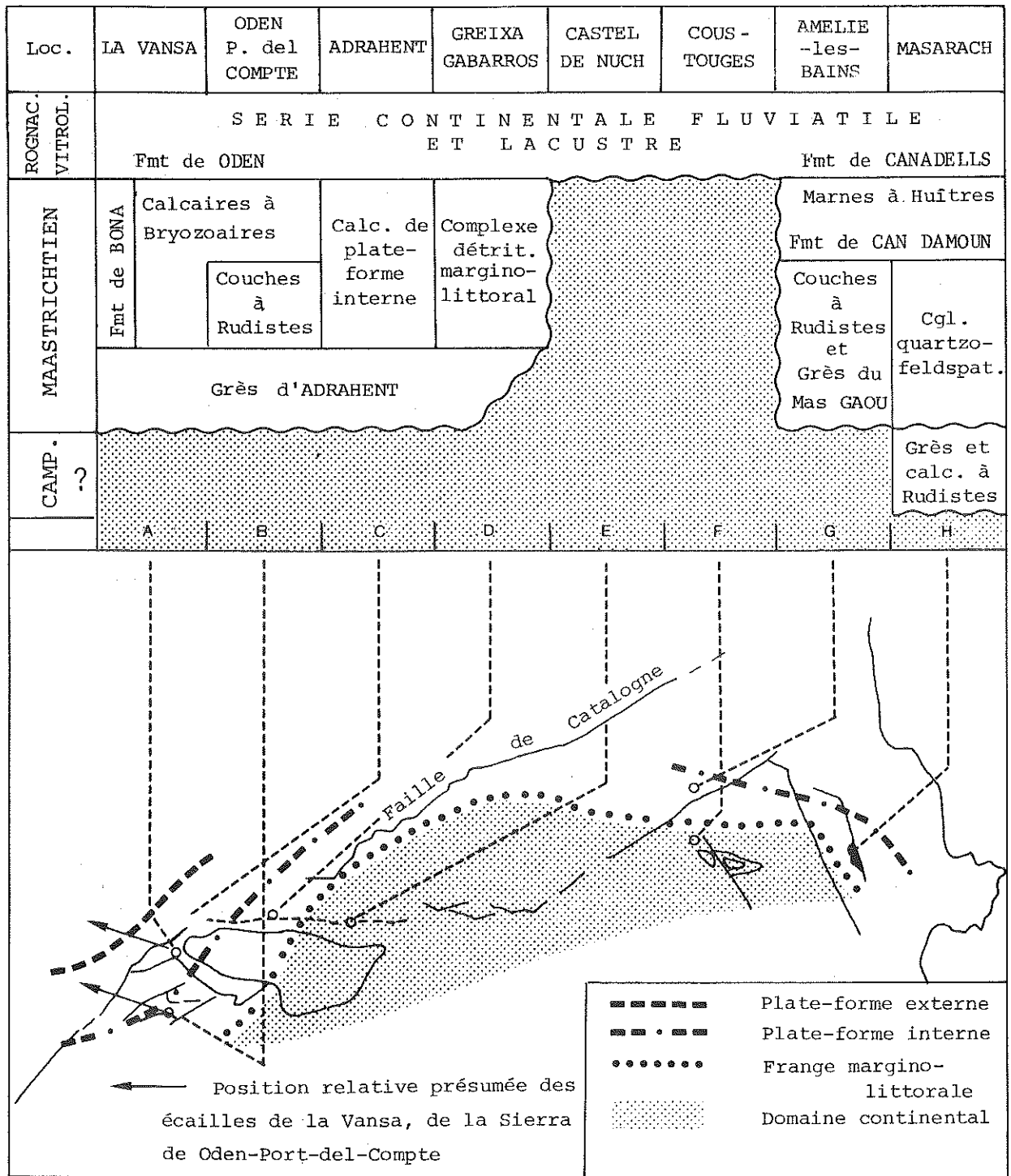


Fig. 77 : Essai de corrélations litho-stratigraphiques et paléogéographiques du Sénonien supérieur autochtone et parautochtone du tronçon Catalan

CONCLUSION

L'étude des unités autochtones et parautochtones du tronçon Catalan permet de formuler les remarques suivantes :

— la couverture néocrétacée du tronçon Catalan est d'âge Maastrichtien à l'exception peut être de quelques affleurements de calcaires à Rudistes rapportés au Campanien (?) dans les environs de Masarach ;

— une polarité se déduit de la succession des dépôts qui se répartissent schématiquement en 3 franges concentriques (Fig. 77) :

- une frange externe où les dépôts marins montrent eux-mêmes, une polarité allant d'une plate-forme ouverte, à l'Ouest - Alsina-la Vansa-Canllong-Cadinell-Oden-Port de Compte - à une plate-forme interne, à l'Est Adrahent - ;

- une frange médiane à sédimentation margino-littorale-Greixa-Gabarros-Amélie-les-Bains-Masarach ;

- une frange interne soumise à un régime continental de type garumnien-Castellar de Nuch-Coustouges.

L'évolution des séries y traduit en tout lieu l'existence d'un cycle transgressif-régressif.

III — L'ALLOCHTONE

Le Sénonien supérieur des unités allochtones (nappe de la Pedraforca, nappe du Castel de Bac Grillera) est, aux disparitions tectoniques près, complet et très épais.

Nappe de la Pedraforca

Le Sénonien supérieur, très dilaté (300 m à 800 m environ pour la seule série marine), n'est pas spatialement homogène. Des différences lithologiques s'y font sentir qui permettent de définir deux grandes unités isopiques juxtaposées (Fig. 18) : l'unité Gisclareny où les dépôts, plus marneux, sont ceux d'une plate-forme externe ; l'unité Gallina Pelada aux dépôts calcaires et gréseux de plate-forme plus interne. Les transitions entre ces deux ensembles sont en réalité progressives. Les descriptions qui vont suivre s'attacheront à montrer les différentes phases de cette évolution régionale. Un maximum d'intérêt sera accordé aux séries de la plate-forme carbonatée et gréseuse riches en organismes benthiques.

La plate-forme externe de l'unité Gisclareny

La sédimentation y revêt un caractère essentiellement marneux. La formation marine, épaisse d'environ 800 m, se suit du méridien de Saldes au Llobregat. Les couches sont fortement redressées, verticales ou même renversées ; la route de Saldes au Sanctuaire de Gresolet les recoupe dans leur presque totalité. La partie supérieure est visible au méridien de Vallcebre, entre le sommet du Vinyet et le descargador de Vallcebre.

En l'absence de coupe de détail, la succession synthétique suivante peut être proposée (Fig. 80) :

• Formation de Perles

La formation débute, au-dessus des calcaires à Lacazines du Santonien supérieur (formation Teradets de l'anticlinal de Gisclareny), par un premier ensemble marno-calcaire, très épais (400 m) ; il est surmonté de deux barres de calcaires marneux dont la supérieure renferme *Orbitoides media*, des Calcarinidés et des Pithonellomorphes ; au-dessus, se développe un deuxième ensemble marno-

calcaire, aussi puissant que le premier, creusé par le Rio Saldes. Il est, à son tour, couronné par une nouvelle barre carbonatée, d'aspect noduleux (relief de Vinyet), à *O. media*, *Rhynchonella eudesi* COQ., *Merklinia catalaunica* (VIDAL), *Cidaridés*, etc. ; puis viennent des marno-calcaires surmontés d'une assise de grès, à faciès Grès d'Aren, qui supporte ou affronte, le long d'un contact dysharmonique les lignites de Saldes. Au-dessus débutent les couches rouges de la formation de Tremp.

L'attribution au Sénonien supérieur de l'ensemble de cette série marine repose, en l'absence d'une étude stratigraphique de détail, sur des arguments de positions (entre les calcaires à Lacazines du Santonien supérieur et des séries continentales de la fin du Crétacé-base du Tertiaire). Ponctuellement, des éléments de corrélations micropaléontologiques (*O. media*) ou lithofaciologiques (grès d'Aren) permettent la reconnaissance du Campanien supérieur et du Maastrichtien.

Les attributions identiques, antérieurement formulées [B. GUERIN-DESJARDINS et M. LATREILLE, 1961 ; L. SOLE SUGRANES, 1970] s'appuient sur les mêmes critères.

La plate-forme carbonatée et gréseuse de l'unité Gallina Pelada

Trois coupes, considérées comme les plus complètes et les plus caractéristiques, vont servir de support à l'étude du Sénonien supérieur ; deux d'entre elles (San Julian de Cerdanyola San Salvador de la Vedella-la Nou) complèteront l'analyse du Santonien supérieur ; la troisième sera établie dans le massif de Rasos de Peguera.

Ces séries marines appartiennent en totalité à la formation des Calcaires de Terradets ; elles supportent les séries continentales de la formation de Tremp.

— Synclinal de San Julian de Cerdanyola (Fig. 78) (Atlas, Pl. 20)

La formation des Calcaires de Terradets peut être ici divisée en trois membres.

• Sur la rive gauche du Barranco de la Ermita (Fig. 78, A), seul le membre inférieur et la partie inférieure du médian sont visibles. Au-dessus des calcaires à Lacazines, la série s'établit comme suit :

— Calcaires et grès de la Ermita (membre inférieur)

a) grès blancs (30 m), grossiers à moyens, dans lesquels apparaît, vers la partie supérieure, une construction à *H. (H.) heberti*, *Vaccinites archiaci* et *Ha sulcatoides* ;

b) marno-calcaires silteux (10 m), d'aspect noduleux, à *Pseudosiderolites vidali*, *Fallotia* cf. *colomi* ;

c) calcaires gris (40 m), massifs ; ce sont des biocalcarénites à débris de Rudistes avec *Ps. vidali* ;

d) marno-calcaires limoniteux (2 m) à Bryozoaires, *Orbitoides tissoti*, *Ps. vidali*, *N. cretacea* ;

e) calcaires gréseux (3 m) ; biosparite à *Ps. vidali*, *Rotalidés*, *Miliolidés*, *Dasycladacées* ;

f) calcaires bioclastiques (30 m), à débris de tests de Rudistes, *Ps. vidali*, *O. tissoti*, *N. cretacea* ;

g) marno-calcaires (30 m), froisés et partiellement masqués de dépôts superficiels, avec *Abrardia catalaunica* et *Dicyclina schlumbergeri* ;

h) marnes (2 m) ;

i) calcaires bioclastiques (40 m), à *Orbitoides media*, *Abrardia catalaunica*, *Adrahentina iberica*, *D. schlumbergeri*, *Rotalia* sp., *Dictyopsella* sp. Le sommet de cette assise est couronné par un fond durci.

— Marnes de Coll Subirana (membre médian)

j) marnes et calcaires marneux à *Inoceramus subsarumensis* RENNG. et Rhodophycées.

La suite de la succession est tectoniquement éliminée.

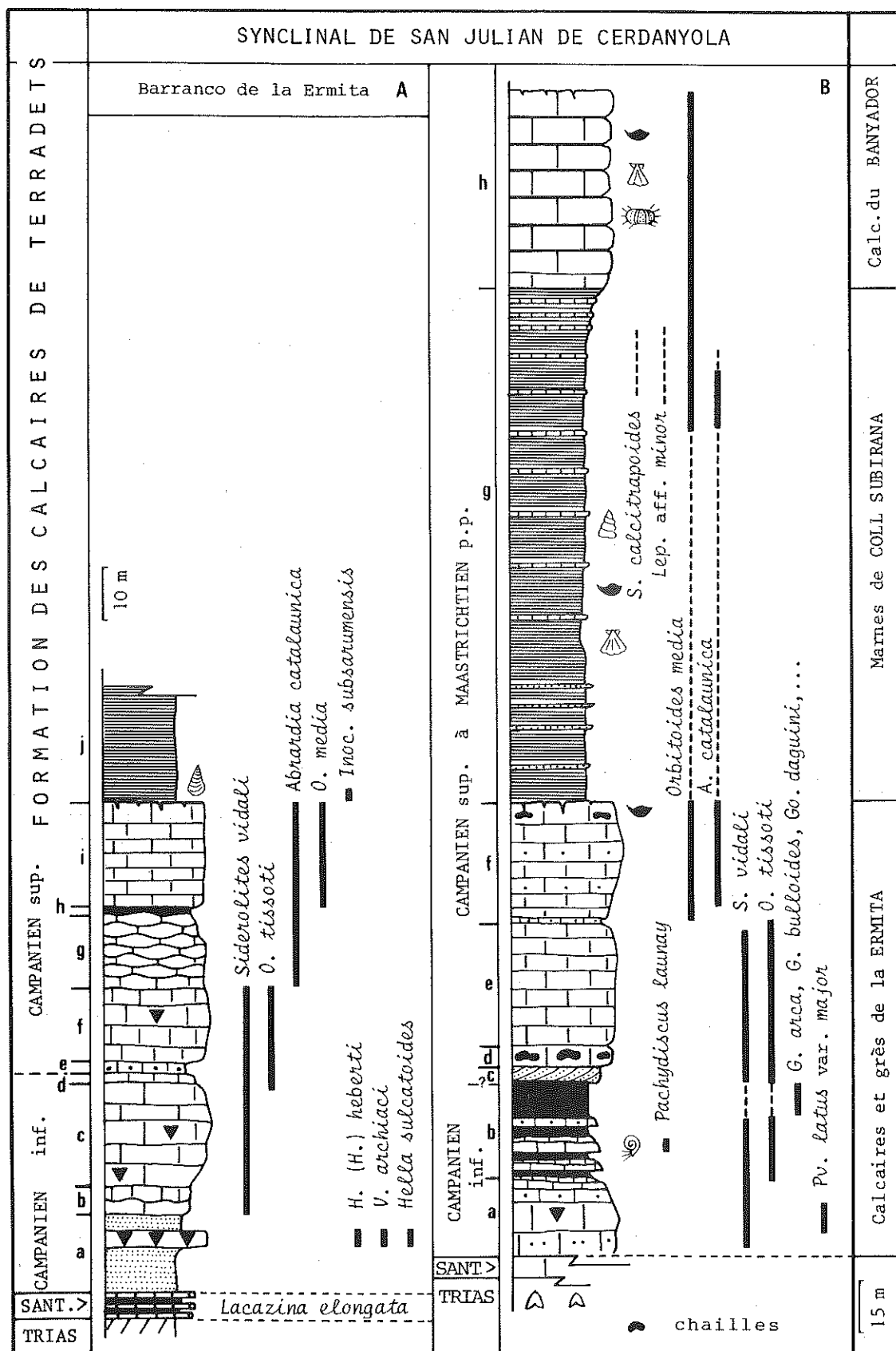


Fig. 78 : Le Sénonien supérieur du synclinal de San Julian de Cerdanyola (légende dans le texte)

• Sur la route de Guardiola de Berga à San Julian de Cerdanyola (Fig. 78, B), la série débute au niveau du chemin des sources par :

— calcaires et grès de la Ermita

a) grès et calcaires gréseux roux (10 m de visibles), arqués en voute anticlinale, à *Pv. latus* var. *major* et *Ps. vidali* ;

b) alternance de calcaires, calcaires silteux et marnes (25 m), avec : *Orbitoides tissoti* var. *douvillei*, *Ps. vidali*, *Meandropsina* cf. *vidali* et *Pachydiscus launayi* DE GROSS (Atlas, Pl. 37, Fig. 1), dans les bancs carbonatés ; *Globotruncana stephensoni*, *G. arca*, *B. bulloides* et *Goupillaudina daguini*, dans les niveaux marneux ;

c) grès calcaireux à stratifications obliques (5 m) avec *O. tissoti*, *Ps. vidali*, *N. cretacea* ;

d) calcaires massifs (6 m), blancs, bioclastiques, à test de Radiolitidés, Rhodophycées, Echinodermes et chailles ; des Foraminifères, dont *Ps. vidali*, *Orbitoides tissoti douvillei* ;

e) calcaires bien stratifiés (30 m) à *O. tissoti*, *N. cretacea*, *D. schlumbergeri*, *Ps. vidali*, *Accordiella conica*, Dictyopselles ;

f) calcaires gréseux (30 m) à *O. media*, *Abrardia catalaunica*, *Ps. vidali*, *D. schlumbergeri*, *Goupillaudina* sp., Miliolidés, Dasycladacées, Bryozoaires, Gastéropodes, débris de Rudistes ; la partie sommitale forme à San Julian une surface durcie incrustée d'*Exogyra pyrenaica*, *Owenirhynchia rubra* CALZ., *Almerarhynchia pocoviana* CALZ., *Leptophyllastra* sp., Rhodophycées, Nautilus et chailles.

— Marnes de Coll Subirana

g) complexe argilo-gréseux (130 m) ; il se compose successivement [S. CALZADA et M. BILOTTE, 1981] : d'une alternance de bancs calcaréo-gréseux et ferrugineux et de marnes (30 m) à *Viarhynchia cerdanyole* (BATALLER) et *Lepidorbitoides* sp., de marnes et de marno-calcaires (100 m) à *Meandropsina* cf. *vidali*, *Adrahentina iberica*, *Goupillaudina daguini*, *Orbitoides media*, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp. aff. *minor* et *Siderolites calcitrapoides*. La macrofaune, très abondante, se compose, à la partie inférieure de *Arca tumida* d'ORB., *Pycnodonta vesicularis* LMK., *Pleurotomaria praepyrenaica* ASTRE, *Nerita rugosa* HOENING., *Cyclothyris* sp. aff. *difformis*, «*Terebratella*» *lujani* VIDAL, «*Terebratella*» *decorata* VIDAL, *Porosoma batalleri* LAMBERT, *Typocidaris falgarensis* LAMB., dans la partie médiane de *Pholadomya royana* d'ORB., *Ceratostreon pyrenaicum* (LEYM.), *Terebratula clementi catalaunica* ASTRE, ici dans l'un de ses gisements types ; dans la totalité de la formation *Neithea striatocostata* (GOLD.).

— Calcaires du Banyador

h) calcaires noduleux (50 m) à *Orbitoides media*, Bryozoaires et riche macrofaune dont *Otostomum rugosum*, *Merklinia catalaunica*, *Cidaris subvesiculosus* d'ORB., *Hemiaster* cf. *punctatus*, *Almerarhynchia virgiliana* CALZ., *Rhynchonella eudesi*...

Une lacune par érosion interrompt ici la succession.

*
* *

Dans le synclinal de San Julian de Cerdanyola ont reconnu :

— le Campanien inférieur, daté avec précision à la partie inférieure des Calcaires et grès de la Ermita par :

• une association de Rudistes - *H. (H.) heberti*, *V. archiaci*, *Ha sulcatoides* - identique à celle du Campanien inférieur de l'Ariège ;

• *Pachydiscus launayi*, Céphalopode tenu pour caractériser la zone P1 du Campanien des Charentes ;

• l'apparition quasi synchrone du couple *Pseudosiderolites vidali*-*Orbitoides tissoti* et var.

— le Maastrichtien, dans la partie supérieure des Marnes de Coll Subirana - présence de *Siderolites calcitrapoides* -, puis dans les Calcaires du Banyador.

Le passage Campanien-Maastrichtien se réalise au sein des Marnes de Coll Subirana.

Le Campano-Maastrichtien marin du synclinal de San Julian de Cerdanyola peut se subdiviser en deux mésoséquences. La première correspond aux Calcaires et grès de la Ermita dans lesquels on peut mettre en évidence deux séquences décamétriques transgressives ; une surface de discontinuité couronne cette première mésoséquence. La deuxième englobe les Marnes de Coll Subirana et les Calcaires du Banyador ; son évolution est régressive.

— Synclinal de San Salvador de la Vedella-la Nou (Fig. 79) (Atlas, Pl. 18-19)

Au-dessus des calcaires à Rudistes du Santonien supérieur viennent les niveaux suivants :

a) conglomérat gréseux, grès roux et grès calcareux (20 m), bioturbés à débris d'Huîtres et *Pseudosiderolites vidali*, *Fallotia* cf. *colomi*, *Pseudocyclammina massiliensis* ;

b) marno-calcaires à *Rotalia reicheli*, *N. cretacea*, *Ps. vidali*, *F.* cf. *colomi* et marnes silteuses à Oursins (20 m), provoquant une dépression enjambée par un premier viaduc ;

c) calcaires bioclastiques (30 m), parfois avec dragées de quartz, parfois glauconieux avec *O. tissoti*, *Ps. vidali*, *Calveziconus lecalvezae* CAUS et CORNELLA, *Minouxia lobata*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Meandropsina* cf. *vidali*, *D. schlumbergeri*, Dictyopselles, Rotalidés, Miliolles, Rhodophycées, tests de Rudistes ;

d) marnes silteuses (10 m), avec intercalations de calcaires finement gréseux à *O. tissoti*, *Minouxia lobata*, puis de calcaires gréseux à *Ps. vidali*, *Nummuloculina* sp., Bryozoaires, débris de Rudistes ;

— Lacune d'observation (10 m)

e) grès calcareux, calcaires gréseux, calcaires (50 m) à *Orbitoides media*, *Ps. vidali*, *Lepidorbitoides* sp., *Abrardia catalaunica*, *P. massiliensis*, *Meandropsina* cf. *vidali*, *N. cretacea* ;

f) marnes et marno-calcaires (20 m) à *Lepidorbitoides* gr. *minor*, *S.* aff. *calcitrapoides* ;

g) calcaires à chailles (30 m), de plus en plus massifs et gréseux, à *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides tissoti* var. *densa*, *Siderolites calcitrapoides* (Atlas, Pl. 19, Fig. 10, 11, 12) ;

h) marnes finement gréseuses (2 m) ;

i) calcaires (3 m), grés-glauconieux, bioclastiques à Discorbidés.

• Formation de Tremp

j) argiles rouges à faciès Garummién.

*
* *

Dans la coupe de San Salvador de la Vedella à la Nou, la partie inférieure du Campanien est marquée par la présence de *Ps. vidali* seule, *O. tissoti* n'apparaissant que plus haut, avec les faciès carbonatés. Le Maastrichtien est daté, dans les niveaux f et g, par *S. calcitrapoides*. Le passage Campanien-Maastrichtien se réalise vraisemblablement dans le niveau e.

Le Campano-Maastrichtien de San Salvador de la Vedella s'organise en une suite de séquences décamétriques, marines, transgressives, d'énergie décroissante (calcaires-marnes), à l'exception de la dernière qui est nettement régressive (calcaires-grès). Le passage à la série continentale sus-jacente - formation de Tremp - se fait de façon nette et rapide. L'évolution d'ensemble est celle d'un cycle à tendance transgressive puis régressive.

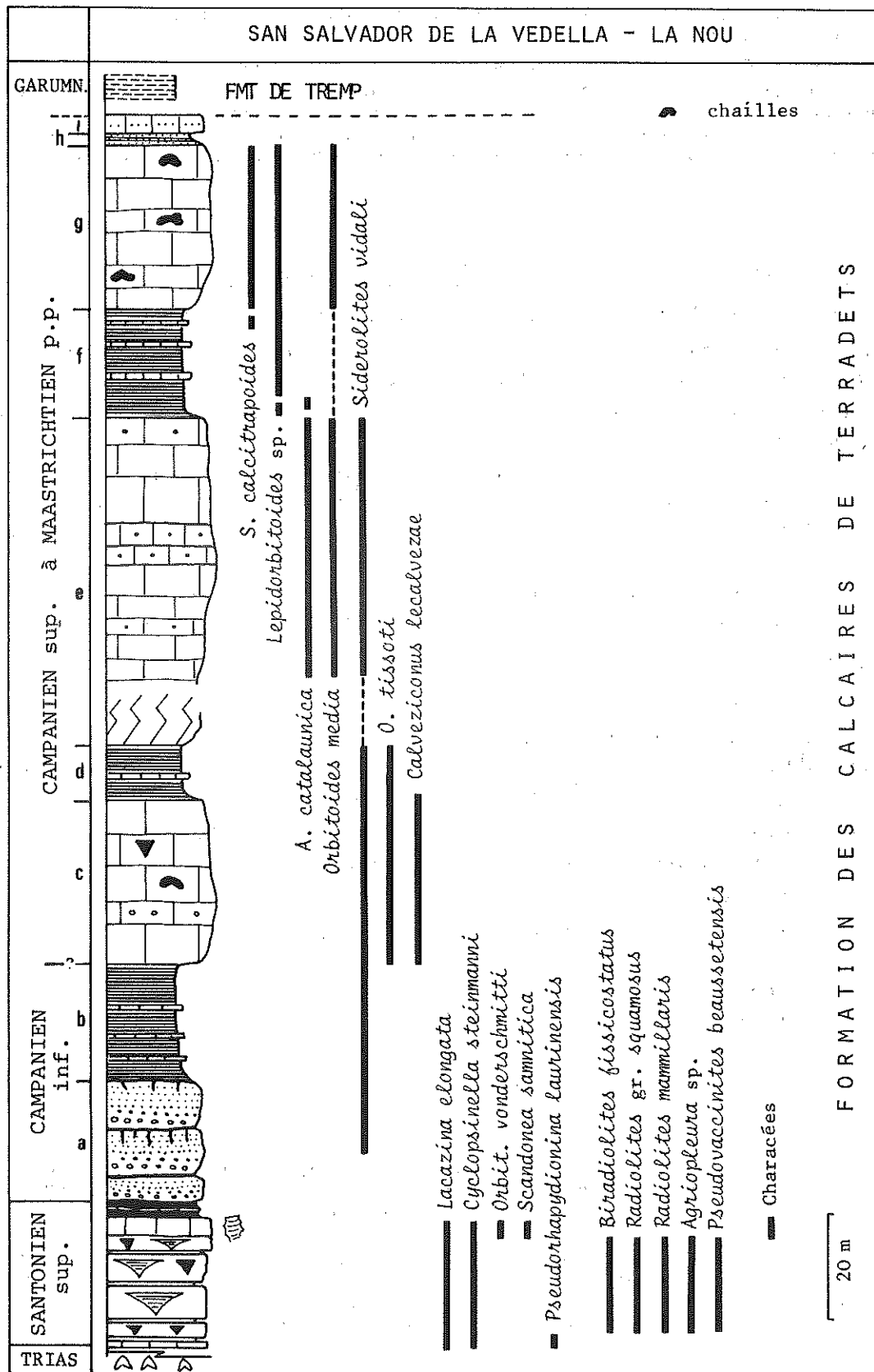


Fig. 79 : Le Sénonien supérieur du synclinal de San Salvador de Vedella - La Nou (légende dans le texte)

— *Anticlinal de Rasos de Peguera* (Fig. 80) (Atlas, Pl. 16-17)

Aux abords des Xalet de Rasos de Peguera, le Campanien est directement transgressif sur le Dogger. Avec un faible plongement au Nord, la succession relevée est, de bas en haut, la suivante [M. BILOTTE, 1974] :

a) grès rubéfiés, azoïques (3 à 4 m) ;

b) marnes et calcaires beiges micritiques (25 m), très riches en Foraminifères benthiques et Rudistes ; dès le premier banc calcaire apparaît *Ps. vidali* ; au-dessus la microfaune s'enrichit et se diversifie avec : *Dictyopsella kiliani*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Orbitokathina vonderschmitti*, *Rotalia reicheli*, *Accordiella conica*, *Minouxia lobota*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Periloculina zitteli*, *Nezazatinella picardi*, *Nummofallotia cretacea*, *Meandropsina* cf. *vidali*, *Orbitolinopsis* cf. *senonicus* GENDROT, *Palaeodictyoconus senonicus* MOULLADE et VIAL-LARD, *Calveziconus lecalvezae* CAUS et CORNELLA ; les Rudistes sont représentés par : *Pv. latus* var. *major*, *Pv. robustus*, *V. archiaci*, *V. aff. sulcatus*, *V. cornuvaccinum* BRONN et *H. (H.) heberti* ;

c) calcaires gréseux, biosclastiques (35 m) à *R. reicheli*, *A. conica*, *P. aff. massiliensis*, *N. cretacea*, *O. tissoti* et var., *Ps. vidali* ;

d) marnes et calcaires à Rudistes (10 m) du Coll de la Creu del Cabrer, à *Abrardia catalaunica* (locus typicus et stratum typicum), *H. (H.) lamarcki* et *Apricardia toucasiana* d'ORB. ;

e) calcaires bioclastiques organogènes (100 m ou plus), à *Ps. vidali* et *O. tissoti* à la base, puis, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides media*, *N. cretacea*, *Fallotia* cf. *colomi*, dans la masse, et au sommet, *Siderolites calcitrapoides*.

Le toit de cette unité s'incline au Nord suivant une surface structurale que surmonte la formation de Tremp.

*
* *

Dans la coupe de Rasos de Peguera, le Campanien inférieur est bien daté par l'association d'Hippuritidés, *V. archiaci*, *H. (H.) heberti*, *Pv. robustus*.

Parmi les Foraminifères qui accompagnent cette macrofaune on constate la présence de *Periloculina zitteli*, *Rotalia reicheli*, *Orbitokathina vonderschmitti*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Paleodictyoconus senonicus*, *Accordiella conica*, dont on considère habituellement qu'ils ne dépassent pas le Sénonien inférieur ; il est donc confirmé ici, qu'ils persistent au moins jusque dans le Campanien inférieur.

Le Maastrichtien est défini par *H. (H.) lamarcki* et *S. calcitrapoides*.

L'évolution d'ensemble du Campano-Maastrichtien de Rasos de Peguera est celle d'un cycle à tendance transgressive-régressive.

Conclusion

Dans la nappe de la Pedraforca, le Campanien inférieur est le sous-étage le mieux individualisé ; il l'est, exceptionnellement par Céphalopode - zone à *P. launayi* -, généralement par des associations de Rudistes de la biozone à *H. (H.) heberti*-*V. archiaci*-*Ha. sulcatoides*, ou de Foraminifères de la biozone à *O. tissoti*-*Ps. vidali*.

La limite Campanien-Maastrichtien n'a jamais pu être fixée avec précision.

Le Maastrichtien marin est reconnu par la présence de *S. calcitrapoides*, dans la partie supérieure de la formation carbonatée. Par contre, on note partout l'absence d'*O. apiculata*, *Omp. macroporus* et *L. socialis* habituellement présents dans les dépôts marins du Maastrichtien supérieur. Ce sous-étage est donc matérialisé par les faciès continentaux de la formation de Tremp.

Dans les 3 successions décrites les dépôts de plate-forme ont une évolution cyclique, d'abord transgressive, puis régressive.

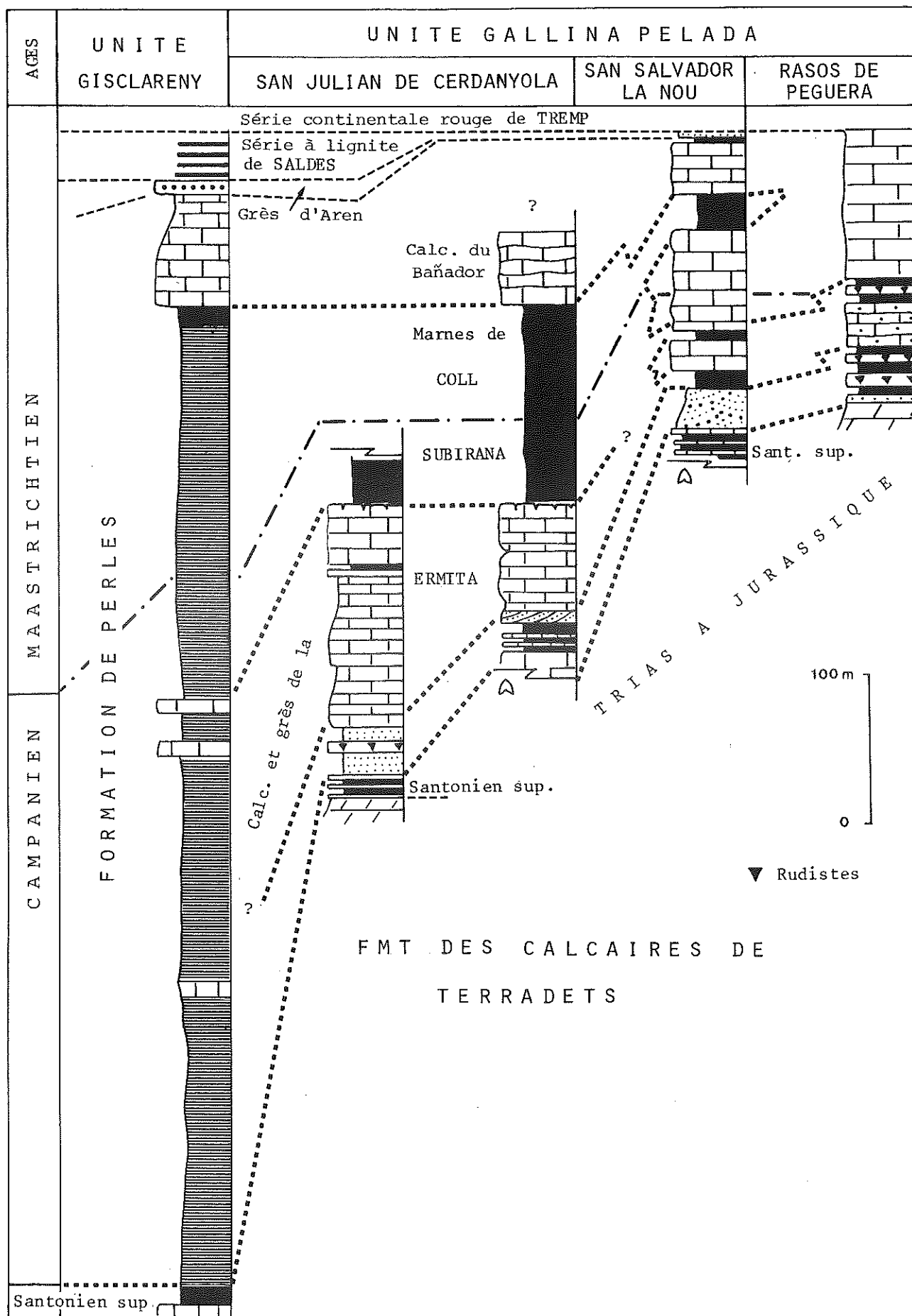


Fig. 80 : Le Campanien et le Maastrichtien des principales unités allochtones de la nappe de la Pedraforca. Corré-
lations lithostratigraphiques (légende dans le texte)

Nappe du Castell de Bac Grillera

Selon A. ESTEVEZ [1968 a et b], le Crétacé supérieur de Bac Grillera débiterait par du Santonien marin et s'achèverait par du Maastrichtien continental.

De l'étude des successions et du matériel transmis par Mademoiselle H. PAPA [été 1982], il est possible de reconnaître les associations suivantes :

- *Pseudosiderolites vidali*, *Calveziconus lecalvezae*, pour le Campanien de l'unité «las Horts» ;
- *Orbitoides media*, *Siderolites* aff. *calcitrapoides*, pour le Campanien terminal-Maastrichtien des unités de «Mas Roquil» et «sous las Horts».

*
* *

Les microfaciès reconnus dans le Sénonien supérieur de la nappe de Bac Grillera sont identiques à ceux observés dans la nappe de la Pedraforca et non pas à ceux de l'unité de Puig Capell, comme le proposait H. ASHAUER [1934]. Il est donc suggéré une origine voisine pour le Crétacé de Bac Grillera et de la Pedraforca.

CONCLUSIONS

— BIOSTRATIGRAPHIE - LITHOSTRATIGRAPHIE

Le Sénonien supérieur du tronçon Catalan est complet et très épais dans les séries allochtones (Fig. 80) et réduit au Maastrichtien dans les séries parautochtones et autochtones.

Les éléments de datations sont fournis par les faunes suivantes :

- Céphalopode : *Pachydiscus launayi*, pour le Campanien inférieur.
- Rudistes : *H. (H.) heberti*, *V. archiaci*, *Pv. robustus*, *Pv. latus* var. *major*, *Ha sulcatoides*, pour le Campanien inférieur, *H. (H.) lamarcki*, *H. (H.) radiosus*, *Ha lapeirousei*, pour le Maastrichtien.
- Foraminifères : *O. tissoti* et var., *Ps. vidali*, *C. lecalvezae*, pour le Campanien ; *S. calcitrapoides*, *Lepidorbitoides* gr. *minor* pour le Maastrichtien.

Les datations proposées pour les différents ensembles sédimentaires analysées entraînent, pour le Maastrichtien les remarques stratigraphiques et paléogéographiques suivantes [M. BILOTTE, 1982] :

- dans la nappe de la Pedraforca, seule une partie inférieure du Maastrichtien est sous faciès marin ; la partie supérieure est sous faciès margino-littoral (lignites de Saldes) ou continental (formation de Tremp) ;

- dans l'autochtone et le paraautochtone, à l'inverse, la série marine (formation Bona), sus-jacente aux Grès d'Adrahent se développe vers la partie supérieure du Maastrichtien, repoussant dans le Maastrichtien terminal les faciès continentaux de la formation Oden ;

- les grès d'Adrahent, datés du Maastrichtien, sont considérés comme un équivalent proximal du Grès d'Aren. La formation de Bona devient ainsi un équivalent partiel de la formation de Tremp.

Par comparaison avec les séries sud-pyrénéennes de même âge reconnues à l'Ouest du Sègre, il est possible de proposer les corrélations entre zones isopiques suivantes :

Valldarques	Gisclareny		
Montsech	Gallina-Pelada		Bac Grillera
Sierras marginales catalanes	La Vansa - Oden Port del Compte	Adrahent	Amélie-les-Bains
Oliana	Castellar de Nuch		Coustouges

— ÉVOLUTIONS SÉDIMENTAIRES

La période Campanien-Maastrichtien correspond, sur le tronçon Catalan, à un cycle sédimentaire transgressif-régressif.

Dans les unités allochtones de la Pedraforca, ce cycle est illustré par la superposition Marnes de Perles ou Calcaires de Terradets (marins) - marnes de Tremp (margino-littorales à fluviatiles). La réalisation de ce cycle couvre la totalité du Campanien et du Maastrichtien.

Dans les unités autochtones ou parautochtones, ce cycle débute avec (ou au-dessus) des Grès d'Adrahent (fluviatiles), se poursuit par la formation de Bona (marine), et s'achève par la formation de Oden (lagunaire, lacustre et fluviatile). Cette évolution ne se réalise que pendant une partie seulement du Maastrichtien [M. BILOTTE, 1984], celle qui correspond sensiblement au dépôt de la formation de Tremp.

CONCLUSION

SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

La biostratigraphie du Campanien-Maastrichtien du domaine d'étude repose, en raison de la relative rareté des Céphalopodes, sur la valeur accordée aux Foraminifères et aux Rudistes. Les étalonnages relatifs de ces faunes ont été réalisés, au Nord, sur le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées, au Sud, sur le tronçon Catalan.

Des similitudes nombreuses dans les contenus paléontologiques de ces plate-formes permettent de définir quelques types d'associations auxquelles on peut raisonnablement accorder une valeur chronostratigraphique.

Pour les Rudistes (Tab. 42)

- l'association *H. (H.) heberti*, *V. archiaci*, *Pv. robustus*, *Pv. latus* var. *major*, *Ha sulcatoides*, commune au compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées et aux séries allochtones du tronçon Catalan, date le Campanien inférieur ;

- l'association *H. (H.) lamarcki*, *H. (H.) radiosus* et var., *Ha lapeirousei*, date le Maastrichtien.

Pour les Foraminifères benthiques (Tab. 43)

- le couple *Orbitoides tissoti* - *Pseudosiderolites vidali* permet de dater le Campanien. Leur apparition, quasi-synchrone quand les conditions du milieu sont favorables, se réalise à la base de l'étage ;

- l'association *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides apiculata* auxquels s'ajoute, dans des environnements margino-littoraux, *Laffiteina mengaudi*, caractérise le Maastrichtien supérieur.

La limite Campanien-Maastrichtien n'a pu être fixée avec précision.

Les tableaux 42 et 43 exposent les propositions de répartition des principaux Rudistes et Foraminifères benthiques, pour le domaine étudié.

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Le Campanien et/ou le Maastrichtien sont conservés : au Nord, dans les zones sous-pyrénéennes et, très ponctuellement, dans les zones nord-pyrénéennes ; au Sud, dans les séries allochtones et autochtones du tronçon Catalan.

	RUDISTES	CAMPANIEN				MAASTRICHTIEN	
		inf.		sup.		inf.	sup.
		Cal	Ca2	Ca3	Ca4	Ma 1	Ma 2
HIPPURITIDES	PSEUDOVACCINITES						
	<i>Pv. latus</i> var. <i>major</i>	←					
	<i>Pv. robustus</i>	←					
	VACCINITES						
	<i>V. archiaci</i>						
	HIPPURITES						
	<i>H. (H.) heberti</i> et var.						
	<i>H. (H.) aff. augustinensis</i>						
	<i>H. (H.) lamarchi</i>						
	<i>H. (H.) radiosus</i> et var.						
	HIPPURITELLA						
	<i>Ha. sulcatoides</i>						
	<i>Ha. lapeirousei</i>						
	<i>Ha. castroi</i>						
REQUIENIDES	<i>Apricardia toucasiana</i>	←					
	<i>A. sicoris</i>						
	<i>Bayleia pouechi</i>						
RADIOLITES	PRAERADIOLITES						
	<i>Pr. aristidis</i>						
	<i>Pr. fuxensis</i>						
	<i>Pr. subtoucasi</i>						
	<i>Pr. echennensis</i>						
	<i>Pr. boucheroni</i>						
	<i>Pr. leymeriei</i>						
	<i>Pr. maximus</i>						
	RADIOLITES						
	<i>R. angeoides</i>	←					
	<i>R. aurigerensis</i>						
	<i>R. nouleti</i>						
	<i>R. jovis</i>						
	<i>R. alsinianus</i>						
	<i>R. cf. albonensis</i>						
	<i>R. sellesi</i>						
	BIRADIOLITES						
	<i>B. lacvivieri</i>						
	<i>B. leychertensis</i>						
	<i>B. orbignyi</i>						
	<i>B. siracensis</i>						
	<i>B. sciocensis</i>						
	<i>B. heberti</i>						
	<i>B. similivalvis</i>						
CAP.	<i>Plagioptychus ersi</i>						

Tab. 42 : Répartition des principaux Rudistes du Campanien-Maastrichtien des Pyrénées

FORAMINIFERES BENTHIQUES	CAMPANIEN				MAASTRICHTIEN		Elages
	inf.		sup.		inf.	sup.	
	Cal	Ca2	Ca3	Ca4	Ma1	Ma2	Zones
<i>Goupillaudina daguini</i>	←						PLATE-FORME NORD PYRENEENNE
<i>Nummofallotia cretacea</i>	←						
<i>Abrardia mosae</i>							
<i>Fallotia cf. colomi</i>							
<i>Orbitoides media</i>							
<i>Lepidorbitoides minor (gr.)</i>							
<i>Siderolites calcitrapoides</i>							
<i>Omphalocyclus macroporus</i>							
<i>Clypeorbis mamillatum</i>							
<i>Simplorbites gensacicus</i>							
<i>Lepidorbitoides socialis</i>							
<i>Fallotia jacquoti</i>							
<i>Orbitoides apiculata</i>							
<i>Laffiteina mengaudi</i>							
<i>Cyclopsinella steinmanni</i>	← -						PLATE-FORME SUD-PYRENEENNE
<i>Periloculina zitteli</i>	← -						
<i>Orbitokathina vonderschmitti</i>	← -						
<i>Rotalia reicheli</i>	←						
<i>Goupillaudina daguini</i>	←						
<i>Nummofallotia cretacea</i>	←						
<i>Pseudocyclamina massiliensis</i>	←						
<i>Minouxia - Tetraminouxia</i>	←						
<i>Orbitoides tissoti</i>	←						
<i>Ilerdorbis decussatus</i>				~			
<i>Paleodictyoconus senonicus</i>							
<i>Calveziconus lecalvezae</i>							
<i>Orbitolinopsis senonicus</i>							
<i>Fallotia cf. colomi</i>	←						
<i>Accordiella conica</i>							
<i>Siderolites vidali</i>							
<i>Meandropsina cf. vidali</i>	←						
<i>Abrardia catalaunica</i>							
<i>Orbitoides media</i>							
<i>Adrahentina iberica</i>							
<i>Siderolites calcitrapoides</i>							

Tab. 43 : Répartition comparées des Foraminifères benthiques du Campanien - Maastrichtien des plates-formes nord et sud-pyrénéennes (tronçon Catalan seulement).

Le déroulement chronologique des événements sédimentaires et tectoniques de cette période, fondamentale pour la formation de la chaîne alpine des Pyrénées, peut se résumer de la façon suivante :

CAMPANIEN

Compartiment Alaric. Il est sous régime continental fluvial ; la sédimentation y est uniquement terrigène, gréseuse ou argileuse.

Compartiment Mouthoumet. (Fig. 81). Dans les zones sous-pyrénéennes coexistent des aires de sédimentations différentes. Au Nord-Ouest, un domaine soumis aux influences margino-littorales à fluviales des Grès d'Alet ; au Sud-Est, un système deltaïque (Grès de Labastide) par lequel transite un matériel grossier d'origine orientale ; au Sud, un bassin turbiditique dont la bordure nord est jalonnée de dépôts chaotiques de type olistostrome, soit arrachés au talus, soit provenant du transit deltaïque. Tous ces apports concourent à son comblement.

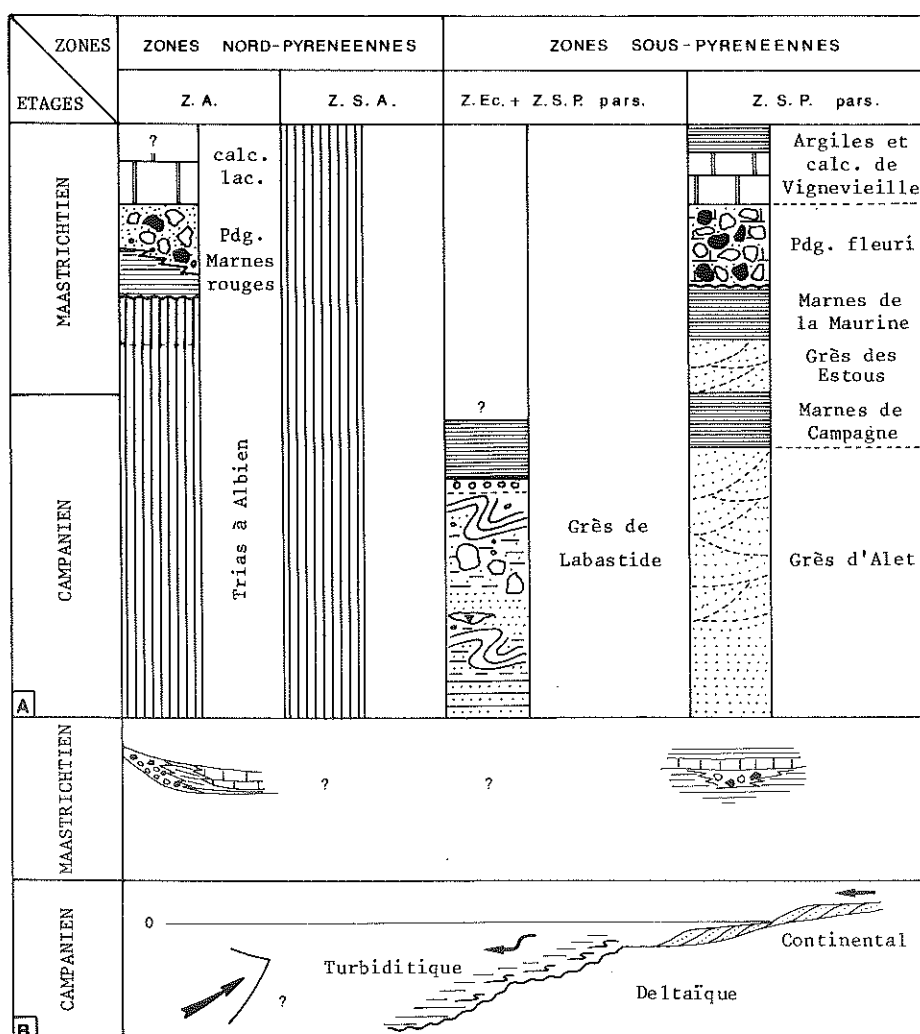


Fig. 81 : A : Corrélation lithostratigraphique dans le Campano-Maastrichtien du compartiment Mouthoumet

B : Essai de reconstitution de l'organisation des systèmes sédimentaires au Campanien et au Maastrichtien.

← : transports sédimentaires ; → : contrainte tectonique

Compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées. A l'Ouest de la dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet, les Grès de la Jourdan, en zone des Écailles sous-pyrénéennes, poursuivent le dispositif de comblement du bassin entamé à l'Est par les Grès de Labastide. Conjointement se ressent la création d'une marge sud, fossilisée sous les constructions à Rudistes de Benaix-Saint-Cirac-Bèdeille, qui rejette vers le Nord le bassin de sédimentation. Aux Marnes de Saint-Cirac, succèdent, jusqu'au méridien du Mas d'Azil, les Grès de Labarre qui par décharges successives venues du continent toulousain, entament le processus de comblement ; à l'Ouest du Mas d'Azil la sédimentation marine des Marnes de Plagne se perpétue, entrecoupée de venues gréseuses et plus rarement conglomératiques, sur la bordure nord du bassin.

Tronçon Catalan. Les unités allochtones, nappes de la Pedraforca et de Bac Grillera, sont constituées de dépôts carbonatés et terrigènes souvent très épais, de plate-forme distale à proximale. L'autochtone, à l'exclusion du petit témoin de Masarach de datation incertaine, reste encore hors des atteintes de la sédimentation campanienne.

MAASTRICHTIEN

Compartiment Alaric. D'abord la sédimentation fluviatile se poursuit alimentée en matériel carbonaté mésozoïque par le démantèlement de reliefs créés lors de la phase tectonique bégudienne ; à la fin du Maastrichtien les dépôts carbonatés palustres et lacustres deviennent prépondérants.

Compartiment Mouthoumet. Le régime continental, qui n'occupait au Campanien qu'une partie septentrionale de ce domaine, s'est étendu à sa totalité après la fermeture orientale du sillon sous-pyrénéen pour des causes sédimentaires et tectoniques. La phase tectonique qui a accompagnée une première structuration des actuelles zones nord-pyrénéennes (discordance du Bégudo-Rognacien de Cucugnan) est responsable de la création de reliefs qui alimentent la sédimentation du poudingue fleuri.

Compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées. (Tab. 44). Les Grès de Labarre progradent vers l'Ouest du Plantaurel aux Petites Pyrénées où ils passent latéralement au Calcaire nankin. Avec eux, ils participent au comblement du bassin. La sédimentation qui fait suite est, à l'Est du Mas d'Azil, continentale fluviatile, localement discordante sur son substratum (anticlinal de Dreuilhe), à l'Ouest du Mas d'Azil, margino-littorale et entrecoupée de niveaux marins dans les Marnes d'Auzas.

L'évolution fini-crétacée est donc partout régressive.

Les Calcaires lithographiques, lacustres-palustres, qui viennent après sont datés du Paléocène.

	PETITES PYRENEES	PLANTAUREL			MOUTHOMET
DANO-MONTIEN	calcaire lithographique	marnes rouges			supérieures
	dolomie d'HAURUC	calc. de l'ENTONNOIR			calc. sup.
MAASTRICHTIEN	marnes d'AUZAS	marnes rouges			VIGNEVIEILLE
	calcaire nankin				argiles
		grès de LABARRE			calc. inf.
					pdg. fleuri
CAMPANIEN		marnes de St. CIRAC			marnes de la MAURINE
					grès des ESTOUS
		marnes de PLAGNE			marnes de CAMPAGNE
SANTONIEN					grès d'ALET
		marnes de SOUGRAIGNE			
	PLAGNE	MONTFA	MAS-D'AZIL	DREUILHE	MOUTHOMET

Tab. 44 : Les systèmes sédimentaires du sillon sous-pyrénéen au Campanien - Maastrichtien. Corrélations lithostratigraphiques.

Tronçon Catalan. Dans les unités allochtones, les séries carbonatées de plate-forme - formation de Terradets - font place aux dépôts continentaux de la formation de Tremp. Dans la couverture autochtone, à la sédimentation fluviatile du Grès d'Adrahent, ou de ses équivalents, fait suite une mise en eau partielle du tronçon Catalan responsable de la création d'une frange marine, le détroit des Aspres, qui assure une relation restreinte Atlantique-Thétys en remplacement du sillon sous-pyrénéen oblitéré à l'Est [M. BILOTTE, 1984]. Cette communication sera fermée à son tour, à la fin du Crétacé.

Les Figures 82 et 83A rendent compte de la répartition des différents dépôts au Campanien et au Maastrichtien.

La Figure 83B propose un essai de reconstitution paléogéographique au Maastrichtien non sommital.

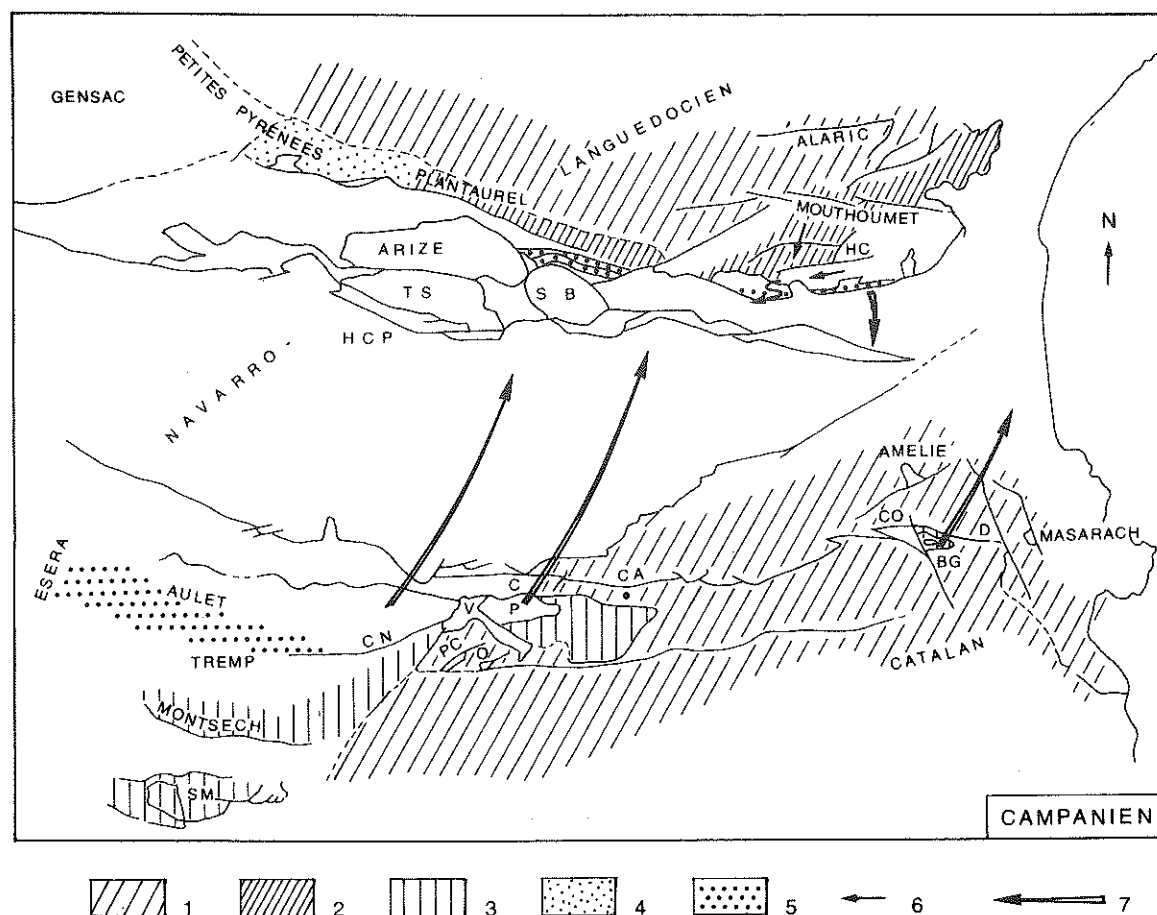


Fig. 82 : Aire de répartition actuelle des dépôts du Campanien est-pyrénéen.

1 : aire émergée ; 2 : plate-forme continentale ou deltaïque ; 3 : plate-forme marine ; 4 : bassin circalittoral ; 5 : bassin turbiditique ; 6 : sens des transports sédimentaires ; 7 : origine supposée des unités les plus déplacées.

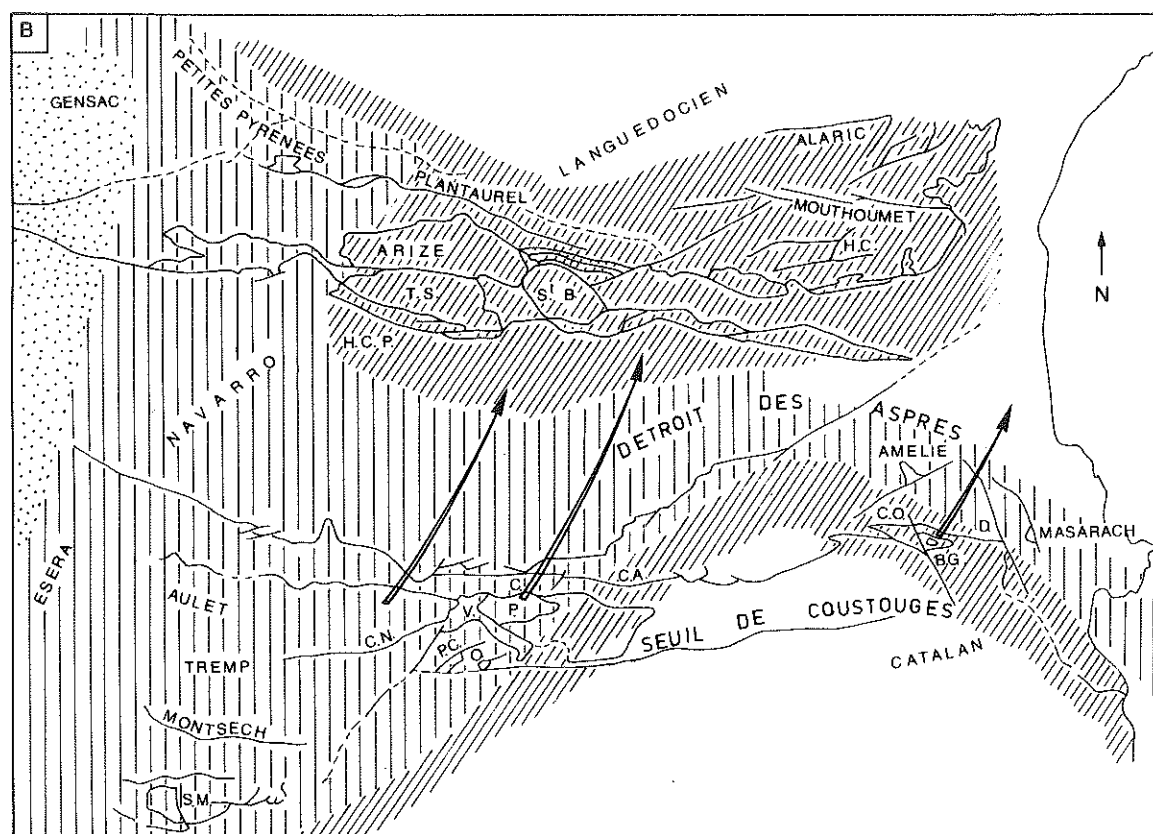
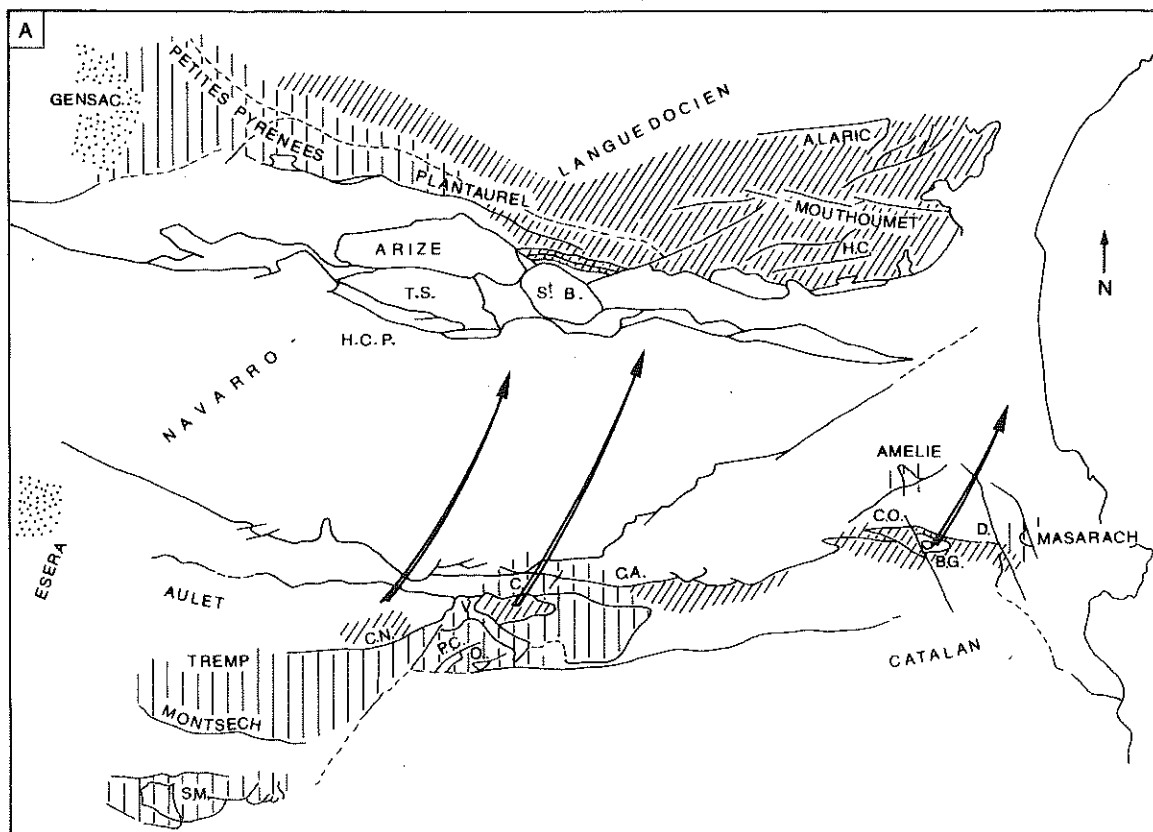


Fig. 83 : A : Aire de répartition actuelle des dépôts du Maastrichtien est-pyrénéen
 1 : aire émergée ; 2 : plate-forme marine ; 3 : bassin circalittoral ; 4 : origine supposée des unités les plus déplacées.
 B : Essai de reconstitution paléogéographique au Maastrichtien supérieur non sommital

TROISIÈME PARTIE

**LES CONSTRUCTIONS
A RUDISTES**

SOMMAIRE

INTRODUCTION	299	Conclusion	318
Le milieu de vie des Rudistes	299	III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées ..	320
Les Communautés à Rudistes	300	— Santonien inférieur	321
— Les formes biologiques	300	— Campanien	322
— Les groupements biologiques	300	— Maastrichtien supérieur	323
— La texture des groupements	302	Conclusion	324
— Les bioconstructions	303	TRONÇON CATALAN	325
— Les systèmes bioconstruits	306	Les constructions des niveaux transgressifs ...	325
Conclusion	307	Les constructions de la plate-forme carbonatée	325
ÉTUDE RÉGIONALE	308	Conclusion	326
TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN	308	CONCLUSION	326
I — Le compartiment Alaric	308		
II — Le compartiment Mouthoumet	310		
— Cénomaniens	310		
— Turonien	311		
— Santonien inférieur	315		
— Santonien supérieur	316		

INTRODUCTION

Pendant le Crétacé supérieur, les Rudistes sont une constante biologique des plates-formes carbonatées et terrigènes du domaine téthysien.

Leur capacité à édifier des constructions, souvent spectaculaires, a depuis très longtemps attiré l'attention des chercheurs [P. SENESSE, 1952 ; G. ASTRE, 1957, 1968]. Ce n'est que récemment que J. PHILIP [1970, 1972], puis J.-P. MASSE [1976] ont, dans le Sud-Est de la France, étudié dans le détail la composition biologique et l'organisation des communautés récifales, montrant l'importance des interactions qui s'établissent entre elles et leurs environnements [J.-P. MASSE et J. PHILIP, 1981].

Les peuplements à Rudistes du Crétacé supérieur Est-pyrénéen présentent, dans leur ensemble, les mêmes caractéristiques paléoécologiques fondamentales [M. BILOTTE, 1970, 1981 ; P. FREY-TET, 1973]. Aussi, après un bref rappel de celles-ci et de la terminologie utilisée pour les décrire, l'accent sera plus particulièrement mis sur le rôle et l'intérêt des constructions à Rudistes dans le contexte tecto-sédimentaire est-pyrénéen.

LE MILIEU DE VIE DES RUDISTES

Les nombreux auteurs qui ont abordé l'étude paléoécologique des formations à Rudistes ont constaté qu'un certain nombre de facteurs physico-chimiques du milieu étaient nécessaires au bon développement des organismes. Les principaux de ces paramètres sont :

- la richesse des eaux en Ca CO_3 , celui-ci étant nécessaire à l'élaboration des tests ; ces besoins varient avec la taille des organismes aussi bien qu'avec leur forme biologique et ne sont vraisemblablement pas les mêmes entre, un Caprinidé dont le test est parcouru de canaux, un Radiolitidé à test cellulaire et un Hippuritidé à test massif.

- la pureté et la clarté des eaux. Les Rudistes étant des organismes photophiles, la sédimentation terrigène joue un rôle inhibiteur ; les particules argileuses en suspension réduisent la pénétration de la lumière ; la décantation de ces particules, jointe aux apports, par courants tractifs, des sables et des grès contribuent à l'envasement et à l'ensablement des aires de construction.

- une salinité le plus souvent normale. Selon J. PHILIP, [1972], la grande majorité des espèces «sont de strictes sténohalines». Dans quelques cas pourtant il a été observé, dans des environnements littoraux du Maastrichtien, des associations Radiolitidés-Elphidiidés-Charophytes qui témoignent d'une possible dessalure.

- des températures chaudes (entre 20 et 29 selon A. POLSAK [1976]), voisines de celles qui existent aujourd'hui dans les mers tropicales ou sub-tropicales [LOWENSTAM et EPSTEIN, 1959].

- une bathymétrie faible (étage infralittoral).

Les variations hors de ces limites des différents paramètres (turbidité et pauvreté en Ca CO_3 , salinité trop faible ou trop forte, températures trop basses ou trop élevées, émergences temporaires ou trop grandes profondeurs) sont ressenties défavorablement et peuvent entraîner, soit, la disparition des colonies à Rudistes, soit altérer profondément leur mode de gisement.

D'une façon générale on remarque que les Radiolitidés supportent beaucoup mieux les variations du milieu que les Hippuritidés. Ceci est net pendant le Maastrichtien où de nombreux genres et espèces de Radiolitidés subsistent dans des environnements margino-littoraux, (Marnes d'Auzas, de Trespagny) alors que les Hippuritidés ne sont plus représentés que par de rares représentants du genre Hippurites.

LES COMMUNAUTÉS À RUDISTES

Dans le Crétacé supérieur, les Rudistes ne se trouvent que très rarement isolés ; en règle générale se sont des formes grégaires que l'on rencontre fréquemment fossilisées en position de vie. Cette aptitude à la vie communautaire, comme la résistance aux facteurs de la fossilisation, favorise d'autant l'étude des paléobiocoenoses.

Les formes biologiques

J. PHILIP [1970, 1972] en distingue 4 fondamentales : cylindrique, conique, foliacée et enroulée donnant 9 types différents (Fig. 84).

Il précise que «chez les Rudistes, les formes biologiques conditionnent étroitement l'adaptation au milieu et le mode d'association des individus ou des espèces». Les formes coniques aplaties, coniques dilatées, foliacées, enroulées et même les formes coniques spiralées sont dans leur vie adulte faiblement fixées en raison de l'importance de leur appui sur le substrat. Elles sont donc moins aptes que les autres à fournir des groupements denses et surtout élevés qui ne sont parfaitement réalisés qu'avec les formes cylindriques.

Les groupements biologiques

Les modes de groupement sont donc en grande partie fonction de la forme biologique. D'une façon générale les groupements simples que l'on peut retenir sont les suivants [J. PHILIP, 1970] :

- Formes isolées : la distance entre les individus est importante, plusieurs mètres ou dizaine de mètres. Ce genre de peuplement est rare et ne se réalise que dans les cas où les Rudistes (grosses formes coniques, élargies, dilatées ou aplaties, en général) sont disséminés dans des biocoenoses dominées par les Coelentérés ;

- Réseau en maille lâche : il n'y a pas de contact entre les individus distants seulement de quelques centimètres ;

- Groupements «tabulaires» où les Rudistes coalescents constituent des «plâtures» ou des îlots peu épais (40 cm) et plus ou moins étendus [J. PHILIP, 1970]. Ce type de groupement est souvent réalisé par les Caprinidés ;

- Groupements en «bouquets» : rayonnement ascendant et latéral d'un petit nombre de Rudistes. Les «bouquets» ne dépassent pas la hauteur du mètre ;

- Groupements en «gerbes» : proche de la construction précédente mais avec une croissance essentiellement verticale ;

- Groupements en «massifs» formés par la coalescence de très nombreux individus représentant parfois plusieurs dizaines de générations. Les groupements peuvent atteindre plusieurs mètres de haut et couvrir des surfaces importantes. Ils sont essentiellement réalisés par les Hippuritidés cylindriques.

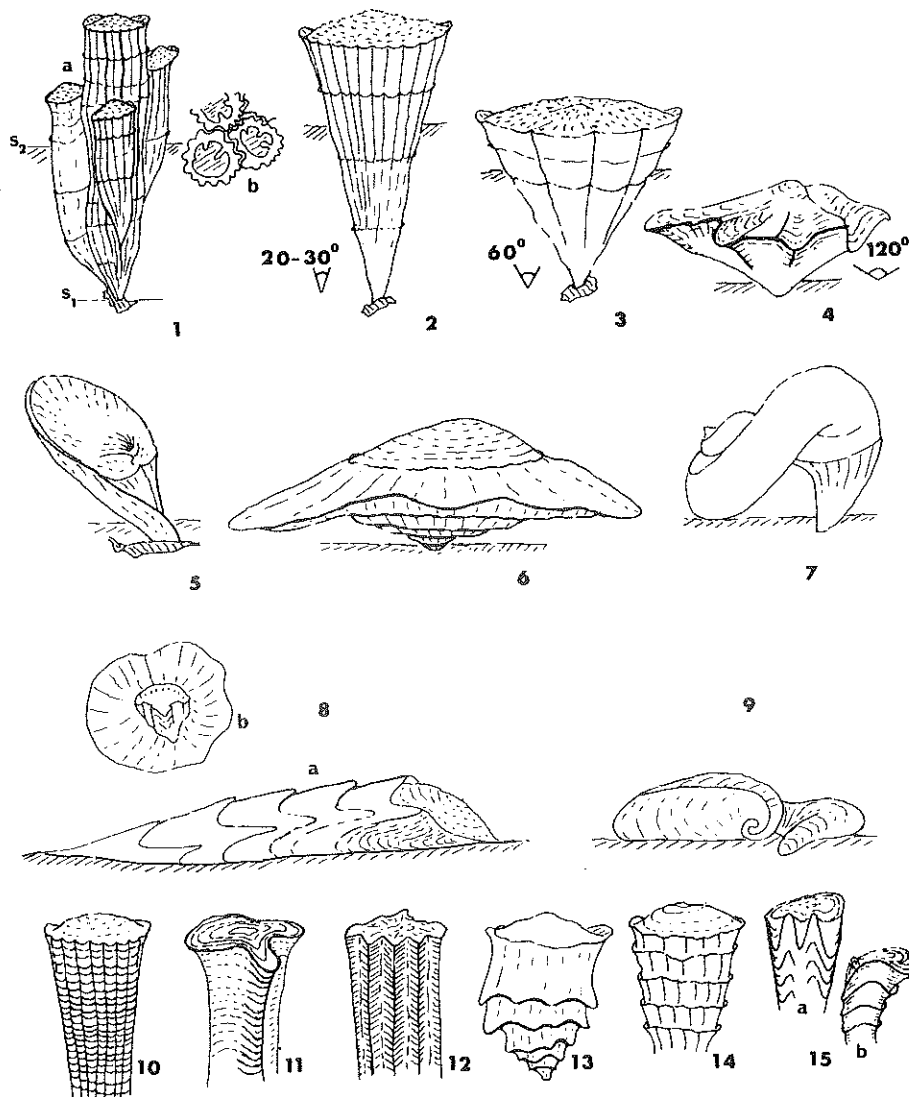


Fig. 84 : Principales formes biologiques des rudistes du Crétacé supérieur. 1 : Cylindrique ; *a* = vue latérale ; *b* = coupe transversale ; *S*₁ = surface initiale de fixation de la colonie ; *S*₂ = surface du sédiment ; 2 : Conique allongée ; 3 : Conique élargie ; 4 : Conique dilatée ; 5 : Conique inclinée ; 6 : Conique aplatie ; 7 : Conique spiralée ; 8 : Foliacée ; *a* = vue latérale ; *b* = vue dorsale ; 9 : Enroulée ; 10-15 : Principaux types d'ornementation des formes coloniales ; 10 : Costulée ; 11 : Excavée ; 12 : Sillonnée ; 13 : Squameuse ; 14 : Plissotée ; 15 : Comprimée ; *a* = vue antérieur ; *b* = vue latérale. (d'après J. Philip, 1972)

J. PHILIP [1972] donne de ces différents types de groupement la représentation suivante (Fig. 85) :

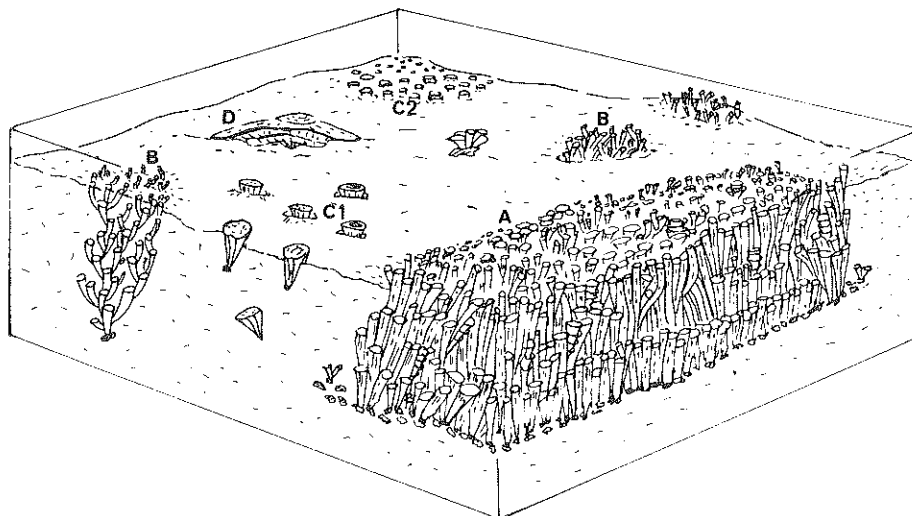
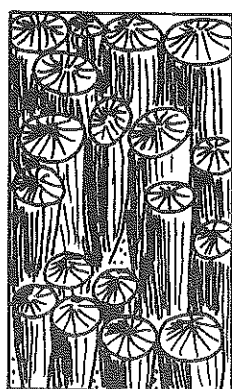


Fig. 85 : Reconstitution hypothétique des différents types de groupements à Rudistes (d'après J. Philip, 1972)
a ; construction «en massif» ; B : construction «en bouquet» ; C2 : groupement tabulaire ; C1 : réseau en maille lâche

La texture des groupements

Le mode de groupement des Rudistes détermine deux types principaux de textures : l'une à réseau lâche, inorganisé, dans laquelle les organismes disposés en chicane, jouent un rôle de piège à sédiment. Cette texture rappelle le type bafflestone de A.-F. EMBRY et J.-E. KLOVAN [1971] ; l'autre, dense, cohérente et rigide est assimilée à la texture framestone.

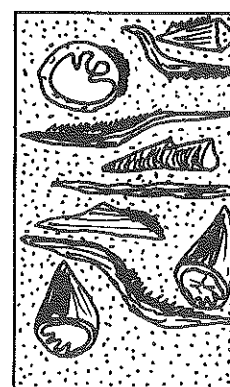
Dans les zones de démantèlement les tests de Rudistes servent de support à de nombreuses Algues encroûtantes et à des Coelentères tabulaires. La texture obtenue est du type bindstone (Fig. 86).



FRAMESTONE



BAFFLESTONE



BINDSTONE

Fig. 86 : Texture des groupements à Rudistes

Dans la suite de l'exposé, la classification adoptée pour la description des calcaires non construits sera celle de A.-F. EMBRY et J.-E. KLOVAN [1971] (Tab. 45).

Calcaires allochtones composants originels non liés par les organismes lors de la sédimentation						Calcaires autochtones composants originels liés par les organismes lors de la sédimentation		
Moins de 10 % de débris >2 mm				Plus de 10 % de débris > 2 mm		par des organismes agissant à la manière de chicanes	par des organismes encroûtants et cimentant entre-eux les composants	par des organismes édifiant un bâtir rigide
Boue (<0,3 mm)		pas de boue		Débris non jointifs	Débris > 2 mm jointifs			
Grains non jointifs		Grains jointifs (0,3 mm< g <2 mm)						
– 10 % de + 10 % de grains grains								
MUD- STONE	WACKE- STONE	PACK- STONE	GRAIN- STONE	FLOAT- STONE	RUD- STONE	BAFFLE- STONE	BIND- STONE	FRAME- STONE

Tab. 45 : Classification texturale des calcaires construits et non construits, d'après Embry et Klován (1971)

Les bioconstructions

Les bioconstructions à Rudistes sont rarement le résultat d'un seul type de groupement. Quand cela se produit il s'agit de constructions simples d'amplitude et d'extension généralement modeste. Le plus souvent se trouvent réalisées des constructions complexes composées de la réunion des principaux types de groupements biologiques qui se succèdent dans le temps et/ou suivant les milieux et qui contrôlent la fabrication et le développement évolutif de la construction.

C'est dans cet ordre d'idée qu'a été établie la classification de E.-G. KAUFFMAN et N.-F. SOHL [1974] à partir d'observations réalisées dans le Crétacé des Caraïbes. Pour ces auteurs, les constructions à Rudistes relèvent d'une classification fondée sur l'augmentation progressive de la taille, de la complexité, de la diversité et de l'abondance des peuplements ainsi que de la potentialité qu'ont les organismes à se lier les uns aux autres.

L'évolution est donnée par le degré d'organisation croissante défini par les stades : individual, association, cluster, thicket, coppice, bank, biostrome, reef.

Individual

Cette notion d'individu unique est rare chez les Rudistes, l'expérience montrant que ceux-ci sont naturellement grégaires.

Association

Les individus ne sont généralement pas en contact ; ils peuvent être éloignés de leur voisin de plus d'une valve. Ce sont des constructions naissantes, base nécessaire pour leur développement véritable. Une gradation complète existe à l'intérieur du concept d'Association entre individus espacés largement et individus en contact partiel qui assurent la transition avec les stades de développement en cluster ou en thicket.

Clusters

Ce sont des lentilles relativement petites ou des constructions pod-like (en forme de cosse), comprenant une ou plusieurs générations de Rudistes peu espacés. Les Rudistes isolés ont normalement un point de contact. Moins communément ils sont en paquets serrés ou cimentés, ceci dépendant en partie du taxon impliqué. D'autres clusters sont composés d'individus sub-parallèles, érigés sur leur base, dans un réseau à maille lâche au sens de J. PHILIP.

La biofabrique des clusters est le résultat combiné d'un mode de vie normal en relation avec la morphologie fonctionnelle des taxa les composant et des modifications de l'environnement qui portent sur la croissance des formes, par le jeu du substrat, des conditions d'énergie du courant, le degré d'encombrement...

Le cluster représente un degré d'évolution, dans la construction des formations à Rudistes, qui s'intercale entre la bio-fabrique lâche de l'association et celles biologiquement plus complexes du thicket et du coppice.

Le cluster apparaît donc comme l'unité fondamentale des constructions. Celles-ci sont, par ordre de complexité croissante les suivantes :

Thicket

Il est défini comme un groupement de clusters ou d'individus à la base d'une construction tabulaire, ayant une extension latérale beaucoup plus grande que son extension verticale. Il comprend généralement une à plusieurs générations et son épaisseur dépasse rarement un mètre. La diversité faunique de l'ensemble est faible et le peuplement peut-être monospécifique. La construction est caractérisée par le degré variable de contact entre les individus. Ceux-ci peuvent être espacés avec seulement des points de contact dans les stades jeunes, atteindre un contact presque total ou même être soudés totalement en fin de développement. Les Rudistes en position de croissance normale ou penchée dominant l'ensemble. Le thicket agit comme un piège à sédiment, mais, à l'inverse du coppice et du bank, les intercalations bioclastiques faites de fragments de coquillages morts ou entiers basculés ne forment pas une composante importante de la construction.

Coppice

Construction topographiquement basse, lenticulaire et contenant des accumulations de nombreuses générations de Rudistes reposant sur ou partiellement enfouis dans des débris de test *in situ* provenant en grande partie de générations précédentes. Bien qu'un type simple de Rudiste domine généralement, la diversité communautaire est plus grande que dans les associations et les thickets. Deux à cinq générations de Rudistes, des Coraux isolés ou coloniaux, des Stromatoporiés, des Algues et un petit nombre de Mollusques en constituent communément l'Association. A tous les stades du développement seule la surface supérieure de la structure est vivante, mais les coquilles de Rudistes en position de vie dominant la biofabrique. Les niveaux à Rudistes peuvent être séparés par de minces zones de débris bioclastiques. Le coppice diffère du thicket par sa diversité biotique plus élevée, des dimensions verticales et latérales plus grandes, une proportion significative de débris bioclastiques situés entre les Rudistes ou enveloppant les aires de construction.

Bank

Il se caractérise par une topographie nettement élevée. Il est composé principalement de débris de squelettes et de boue biogénique dérivée surtout de Rudistes en place et des organismes associés. Seule, la surface supérieure du bank contient des clusters, thickets, coppice et des organismes vivants. La biofabrique interne est dominée par l'abondance des valves brisées, des Rudistes entiers remaniés et par l'existence de petites zones de Rudistes en position de croissance.

Biostrome

Il est défini comme une construction complexe ou comme un assemblage de différents types de constructions. Son extension horizontale est grande pour une extension verticale réduite ; la communauté y est très diversifiée ; la matrice, très importante, est composée principalement de débris bioclastiques grossiers provenant des populations en place. Ce détritus bioclastique forme un pourcentage de la construction plus élevé que celui des organismes en position de vie. Le biostrome est latéralement plus étendu et a une diversité et une complexité structurale plus grande que celle des autres constructions à Rudistes.

Reef

La cimentation des constructions à Rudistes en une structure rigide et dense n'a pas été relevée dans le Crétacé des Caraïbes. E.-G. KAUFFMAN et N.-F. SOHL lient cette absence au développement

réduit des coraux, Hydrozoaires, Algues et par là même semblent réserver le terme de Reef aux constructions coralliennes.

La figure 87 rend compte de l'organisation des constructions à Rudistes des Caraïbes telles que le conçoivent E.-G. KAUFFMAN et N.-F. SOHL [1974].

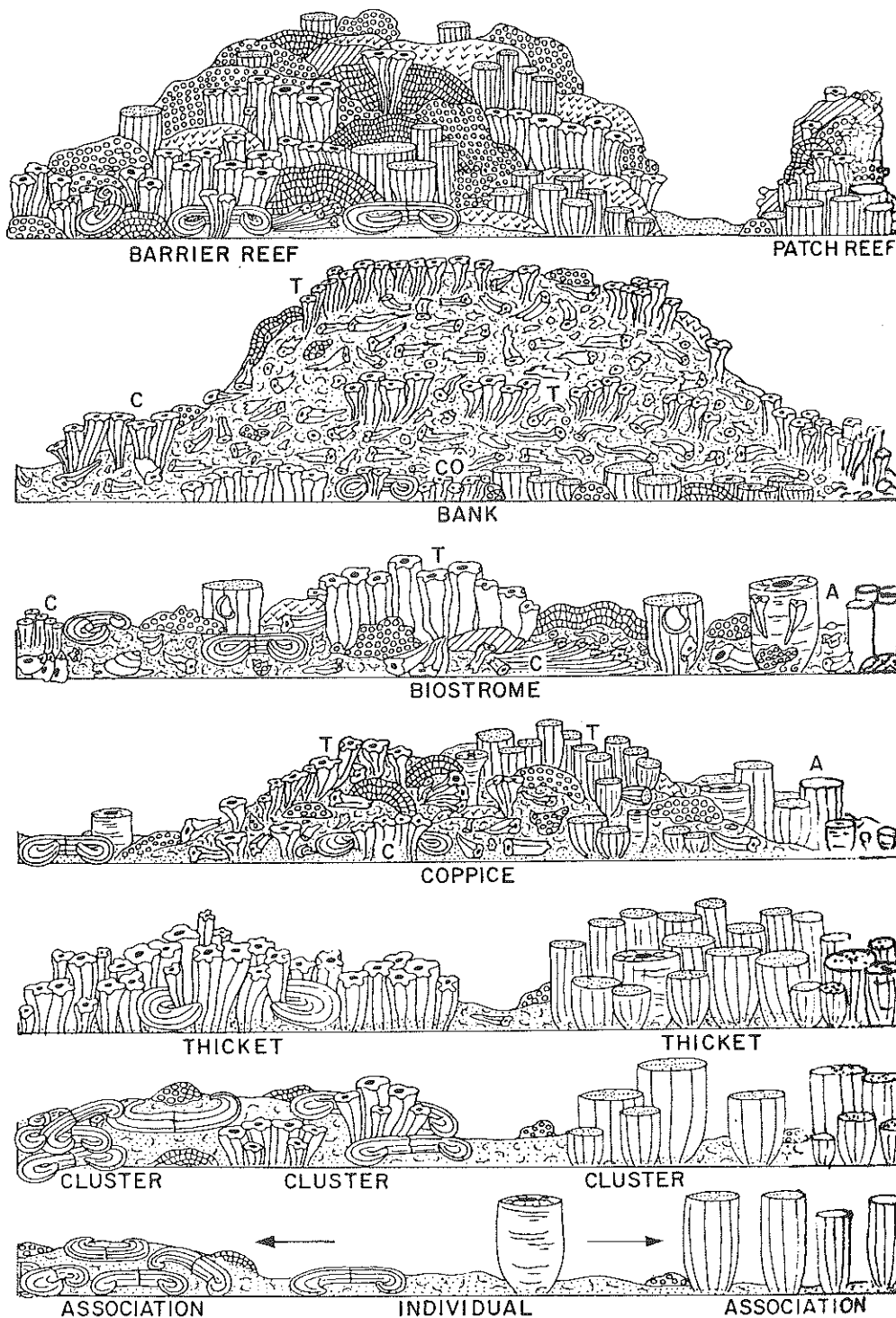


Fig. 87 : Organisation des constructions à Rudistes des Caraïbes, d'après E.-G. Kauffman et N.-F. Sohl (1974)

L'utilisation d'une telle classification pour les formations à Rudistes du Crétacé supérieur pyrénéen suppose les remarques ou acceptations suivantes :

Coppice

formé par les accumulations bioclastiques autant que par les organismes vivants, il apparaît plutôt comme un dépôt de démantèlement externe à la construction que comme une bioconstruction véritable.

Bank

le fort pourcentage des débris organiques et de la boue biogénique, la topographie nettement positive en font, ainsi que cela est d'ailleurs proposé par E.-G. KAUFFMAN et N.-F. SOHL, un modèle pour les constructions à Rudistes de type Urganien. De telles bioconstructions ne sont pas connues dans le Crétacé supérieur pyrénéen.

Biostrome

c'est le premier type de construction évoluée. Il regroupe tous les autres modes de bioconstructions simples. Deux variantes sont possibles :

- biostrome A, à faible pourcentage de matrice bioclastique endogène, c'est-à-dire provenant de la destruction *in situ* des organismes constructeurs (formule bioconstruite allant de l'association au thicket) ;

- biostrome B, à fort pourcentage de matrice bioclastique endogène (de l'association au coppice).

Le biostrome est l'unité de construction fondamentale dont la répétition est à l'origine de tout **Système bioconstruit** [M. BILOTTE, 1984].

Les systèmes bioconstruits

Ces systèmes bioconstruits sont absents des régions Caraïbes ; E.-G. KAUFFMAN et H.-H. SOHL les regroupent sous le vocable de Reef. J. PHILIP [in J.-P. MASSE et J. PHILIP, 1981 ; J. PHILIP et M. BILOTTE, 1984] en distingue deux modèles que l'on peut paralléliser à des récifs [J. PHILIP, 1983] : le modèle banc et le modèle plate-forme.

Banc

les bancs à Rudistes sont des enchaînements de biostromes à formule bioconstruite simple : association + cluster + thicket. Ils ne présentent pas de zonation latérale nette, mais une évolution verticale en relation avec la fluctuation des influences terrigènes. Les bancs à Rudistes devaient constituer un relief peu accentué au-dessus du fond ; ils ne montrent aucune évidence de résistance aux vagues ni de talus bioclastique. Ils sont localisés dans des environnements de mer calme dans des conditions pérideltaïques. J. PHILIP en donne la figuration suivante :

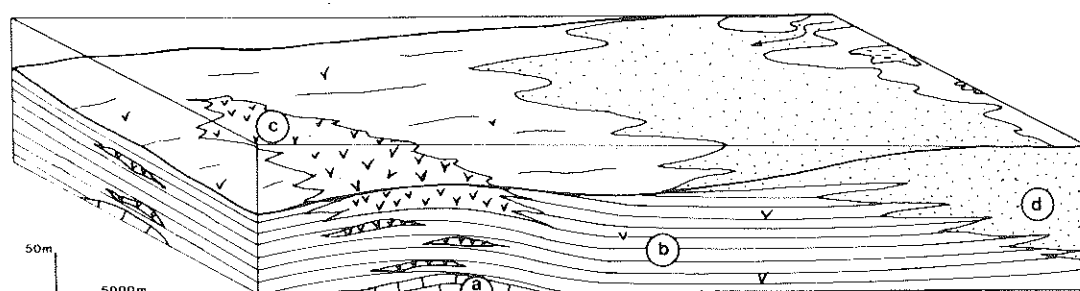


Fig. 88 : Reconstitution schématique d'un «banc à Rudistes».

a : topographie positive ; b : marnes et sables à Rudistes et Coelentérés isolés, ammonites... ; c : banc à Rudistes ; d : terrigènes pérideltaïques.

Plate-forme

Ce modèle est réalisé dans les zones globalement stables, peu subsidentes. Typiquement la plate-forme est zonée. Dans la zone externe ou fronto-récifale dominent les produits de démantèlement accompagnés de petites constructions à Rudistes et/ou Coelentérés et Algues (coppice) ; en arrière, dans la zone épirécifale, la densité des bioconstructions (thicket + cluster + associations) est maximale ; elle décroît progressivement, pour pratiquement disparaître dans la zone interne, post-récifale. Celle-ci, en milieu carbonaté, est peuplée par les Algues Dasycladacées qui accompagnent Gastéropodes, Lamellibranches et Echinodermes ; en milieu terrigène fin elle est colonisée par les Spatangidés. La partie la plus interne de la plate-forme est reliée au continent par l'intermédiaire de dépôts terrigènes margino-littoraux, paraliques ou pérideltaïques.

Les constructions de plate-forme jouent par nature, un rôle de barrière. Celle-ci peut être externe et servir de limite entre le bassin circalittoral et une plate-forme infralittorale large : c'est le cas des **réefs barrières** ; elle peut être interne et séparer une plate-forme infra-littorale large, ouverte aux influences océaniques d'une plate-forme infra-littorale étroite et coupée des influences océaniques dans le cas des **réefs frangeants**. Le passage d'un dispositif à l'autre est possible. J. PHILIP donne du modèle de plate-forme, la figuration suivante :

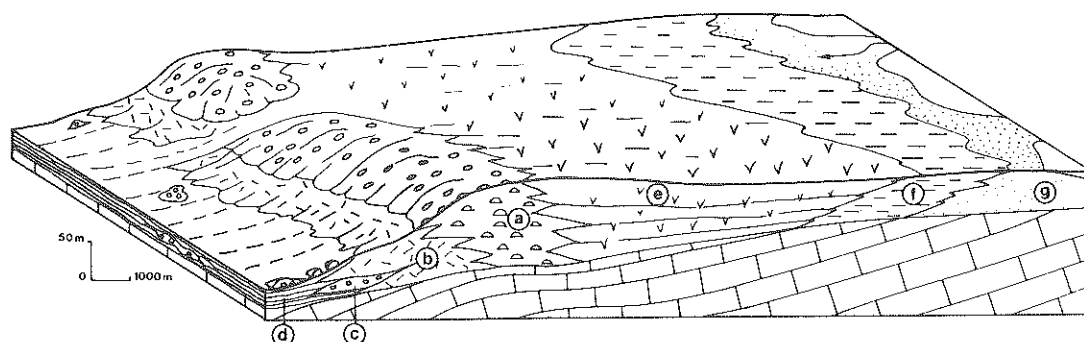


Fig. 89 : Reconstitution schématique d'une plate-forme carbonatée à Rudistes
a : bioconstruction à Rudistes, Coelentérés, Algue ; b : talus bioclastique ; c : brèches récifales ; d : marnes du domaine externe ; e : plate-forme interne à Rudistes, Foraminifères benthiques... ; f : frange paralique ; g : terrigène fluvio-deltaïque.

CONCLUSION

La réalisation d'une construction à Rudistes est le résultat de la conjugaison d'événements physico-chimiques, biologiques, sédimentaires et structuraux favorables. De façon schématique, le tableau 46 dresse l'inventaire des bioconstructions susceptibles d'être reconnues dans le Crétacé supérieur pyrénéen.

GROUPEMENTS BIOLOGIQUES		MATRICE BIOCLASTIQUE ENDOGENE				SEDIMENTS EXOGENES
		0%	30	50	80	
Isolés	Pas de bioc.	Individual				Récifs Plates-formes
Maille lâche	Bioconstructions simples	Asso- ciations		Coppices	Biostromes	
Tabuleaires						
Bouquets		Clusters				
Gerbes		Thickets				
Massifs						
D'après PHILIP [1970, 1972] ; PHILIP et MASSE [1981] ; PHILIP ET BILOTTE [1984] ; KAUFFMAN et SOHL [1974] .		Biostromes	A	Bioconstructions évoluées	zonés	
		Récifs bancs		Systèmes bioconstruits non zonés		

Tab. 46 : Groupements biologiques et bioconstructions du Crétacé supérieur pyrénéen.

La complexité croissante de ces édifices est fonction de la pérennité des conditions optimales au développement de la vie récifale. Leur étude doit donc permettre de retrouver le comportement des aires colonisées. C'est ce qui va être tenté dans la suite de cette analyse.

ÉTUDE RÉGIONALE

L'étude biostratigraphique précédente a laissé apparaître que les formations à Rudistes étaient localisées dans l'espace et dans le temps. Sur le compartiment Alaric, elles n'apparaissent que pendant l'intervalle Coniacien supérieur-Santonien inférieur ; sur le compartiment Mouthoumet, au contraire, elles sont connues du Cénomanién au Santonien et leur abondance, leur état de conservation, les conditions d'affleurements font de ce domaine l'aire d'étude la plus complète et la plus privilégiée du versant nord des Pyrénées. Sur le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées, le Campanien ariégeois est encore riche en formation à Rudistes, alors que le Maastrichtien des Petites Pyrénées ne présente plus que des gisements très dispersés. Sur le tronçon Catalan, aussi bien les séries autochtones qu'allochtones du Sénonien sont ponctuellement riches en Rudistes.

L'étude des plus remarquables de ces formations se fera dans un cadre régional en suivant pour chaque domaine un ordre chronologique.

TRONÇON NAVARRO-LANGUEDOCIEN

I — LE COMPARTIMENT ALARIC

Des Rudistes, isolés et toujours en nombre limité à quelques unités, ont été ponctuellement récoltés dans le Cénomanién supérieur et le Turonien terminal de Fontfroide et de Boutenac [A. COMBES, 1962 ; P. FREYTET, 1970]. Mais il faut atteindre le Sénonien inférieur (Coniacien supérieur et Santonien inférieur) pour voir apparaître, tant à Fontfroide qu'à Boutenac, les premières bioconstructions, limitées certes, mais toujours parfaitement caractérisées.

De l'étude sédimentologique des niveaux construits du ruisseau de Fontfroide, déjà réalisée par P. FREYTET [1970, 1973], se dégagent les enseignements suivants :

- Les constructions apparaissent dans un contexte terrigène littoral, vraisemblablement deltaïque ;
- Les communautés à Rudistes sont dominées par les formes cylindriques et coniques allongés, relevant des genres *Hippurites* (*socialis*, *matheroni*) et *Radiolites* (*vallispetrosae*). Les groupements biologiques sont relativement lâches pendant la phase d'installation qui se réalise généralement sur support gréseux ; une matrice argileuse comble les vides. A maturité, ils sont plus denses - groupements en massifs - et la matrice, carbonatée, est réduite ;
- La texture des groupements va du mode bafflestone au mode framestone, avec, dans ce cas, accollement et souvent imbrication des individus [G. ASTRE, 1968] ;
- Les bioconstructions élémentaires sont essentiellement des associations et des thickets réunis au sein de biostromes de type A d'épaisseur dcm à métrique (0,50 à 5 m maximum) et d'extension kilométrique. Elles sont sans zonation apparente et forment, dans leur ensemble, un système bioconstruit de type banc.

La disparition de ces bioconstructions est liée, soit, à une reprise de la sédimentation terrigène, soit à une élévation de l'hydrodynamisme qui noie la construction sous les produits de son propre démantèlement.

En résumé, on peut définir les constructions à Rudistes du compartiment Alaric comme des édifices récifaux établis dans des environnements deltaïques à la faveur de la création d'aires abritées des épandages terrigènes massifs, telles des baies.

La prolifération-colonisation du substrat - et le développement des organismes - édification de la construction - s'effectuent sans entrave dans un milieu calme et vraisemblablement peu carbonaté comme en témoigne la pauvreté en Foraminifères et Algues calcaires ; dans ce milieu les Radiolitidés se montrent dominants sur les Hippuritidés.

La disparition des constructions est liée, soit à une reprise des arrivées terrigènes, par destruction des barrières protégeant la baie, soit à un trop fort hydrodynamisme (tempêtes, action des vagues).

La figure 90 résume les caractéristiques principales de la sédimentation récifale sur le compartiment Alaric.

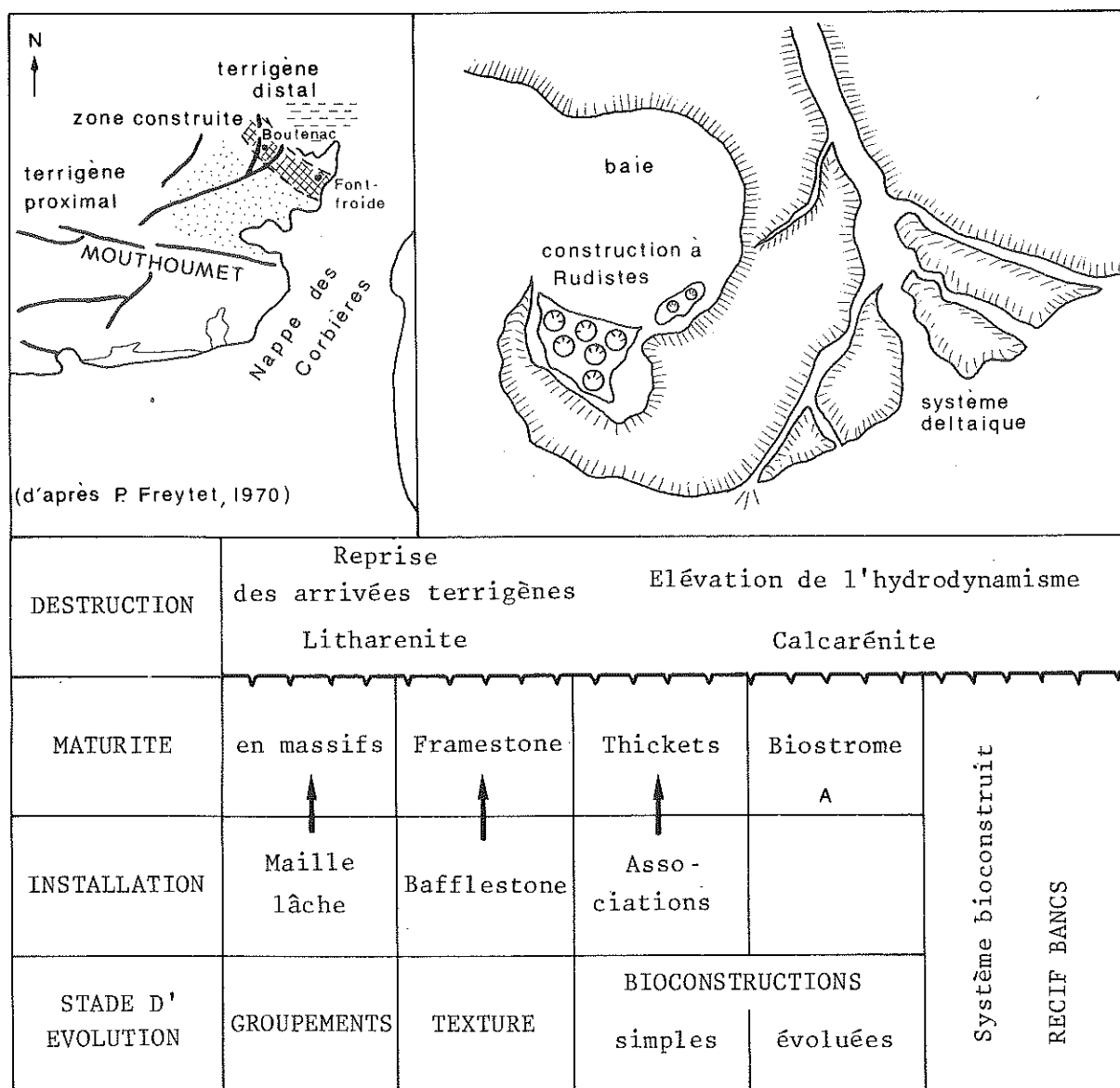


Fig. 90 : Essai d'interprétation sédimentologique des formations à Rudistes du Sénonien inférieur du compartiment Alaric

II — LE COMPARTIMENT MOUTHOMET

Sur le revers méridional du massif de Mouthomet, le Crétacé supérieur sous-pyrénéen voit se succéder du Cénomanién au Santonien supérieur de très nombreuses formations à Rudistes. Le déplacement, sur cette aire de plate-forme, de la position des constructions rend compte des modifications sédimentaires et tectoniques que celle-ci enregistre au cours de son évolution crétacée [M. BILOTTE, 1977].

Cénomanién [M. BILOTTE, 1973]

La transgression cénomaniénne s'est développée progressivement en direction du Nord, à partir d'un bassin méridional où la sédimentation semble continue depuis l'Albien supérieur. Très limitée au Cénomanién inférieur (lame de Camps-Peyrepertuse-Tauch), elle couvre pendant le Cénomanién moyen une large partie de la plate-forme du Mouthomet et atteint le parallèle de la Fontaine Salée où sa limite septentrionale est marquée par des dépôts lagunaires, alors que l'aire méridionale conquise est soumise à une sédimentation carbonatée et terrigène où dominent toujours les Foraminifères benthiques (Alvéolinidés, Miliolidés, Orbitolinidés et Lituolidés). A la fin du Cénomanién la mise en eau est maximale et atteint, au Nord, l'anticlinal du Cardou. C'est à ce maximum d'extension que se réalisent les conditions récifales optimales (Fig. 91A).

De l'anticlinal du Bézu, au S.O., vers l'anticlinal du Cardou, au N.E., l'agencement des dépôts traduit une nette polarité sédimentaire.

— Ride du Bézu

Elle supporte (les Escudières) des calcaires construits par des Coelentérés coloniaux lamellaires superposés les uns aux autres en disposition bindstone/framestone avec abondante matrice bioclastique et ciment micritique. De rares Rudistes isolés *Sauvagesia*, *Caprinula* s'y mêlent à de nombreux Oursins surtout réguliers : *Typocidaris*, *Cidaris*, *Goniopygus*... [P. SENESSE, 1937].

Les caractères pétrographiques et paléontologiques de cette formation indiquent des conditions de sédimentation d'assez haute énergie que la position de la ride du Bézu, à la limite avec le bassin méridional, permet de situer sur la marge externe de la plate-forme.

— Plate-forme intermédiaire de la Fontaine Salée

Elle est, sur 150 km² environ, le siège d'une sédimentation terrigène et carbonatée toujours riche en Foraminifères benthiques et Caprinidés. A la fin du Cénomanién s'y établit une sédimentation organogène qui entraîne une uniformisation des dépôts sous la forme de biomicrites à Caprinules (quelques mètres au maximum). Bien que les organismes y soient toujours en nombre élevé, la texture des peuplements n'atteint que le type bafflestone et les calcaires qui en résultent ne peuvent être assimilés qu'à des bioconstructions simples de type cluster ou thicket regroupés en un biostrome A.

— Ride du Cardou

Elle assure la limite entre deux domaines à sédimentation différente : au Sud, dans la région de Fourtou, la zone des bioconstructions, au Nord, sur la Vétouze, celle des dépôts margino-littoraux.

- L'édifice construit de Fourtou : il se développe sur les cordons littoraux gréso-carbonatés qui viennent en transgression sur le Paléozoïque de la ride du Cardou.

La séquence récifale débute par un peuplement à Caprinidés réunis en associations et/ou clusters et liés par une matrice packstone ; la texture dominante est de type bafflestone. Au-dessus se dresse une masse construite (12 m) à Radiolitidés dominants (*Sauvagesia*) formant des clusters (Atlas, Pl. 43, Fig. 3) et/ou thickets ; la texture de ces zones va du bafflestone au framestone. Les amas bioclastiques - rudstone - sont importants et pourraient indiquer l'existence de coppices. Malgré les recristallisations massives qui masquent les relations entre noyaux construits et zones de démantèlement, il semble que la construction se rattache, dans son ensemble, à un biostrome B.

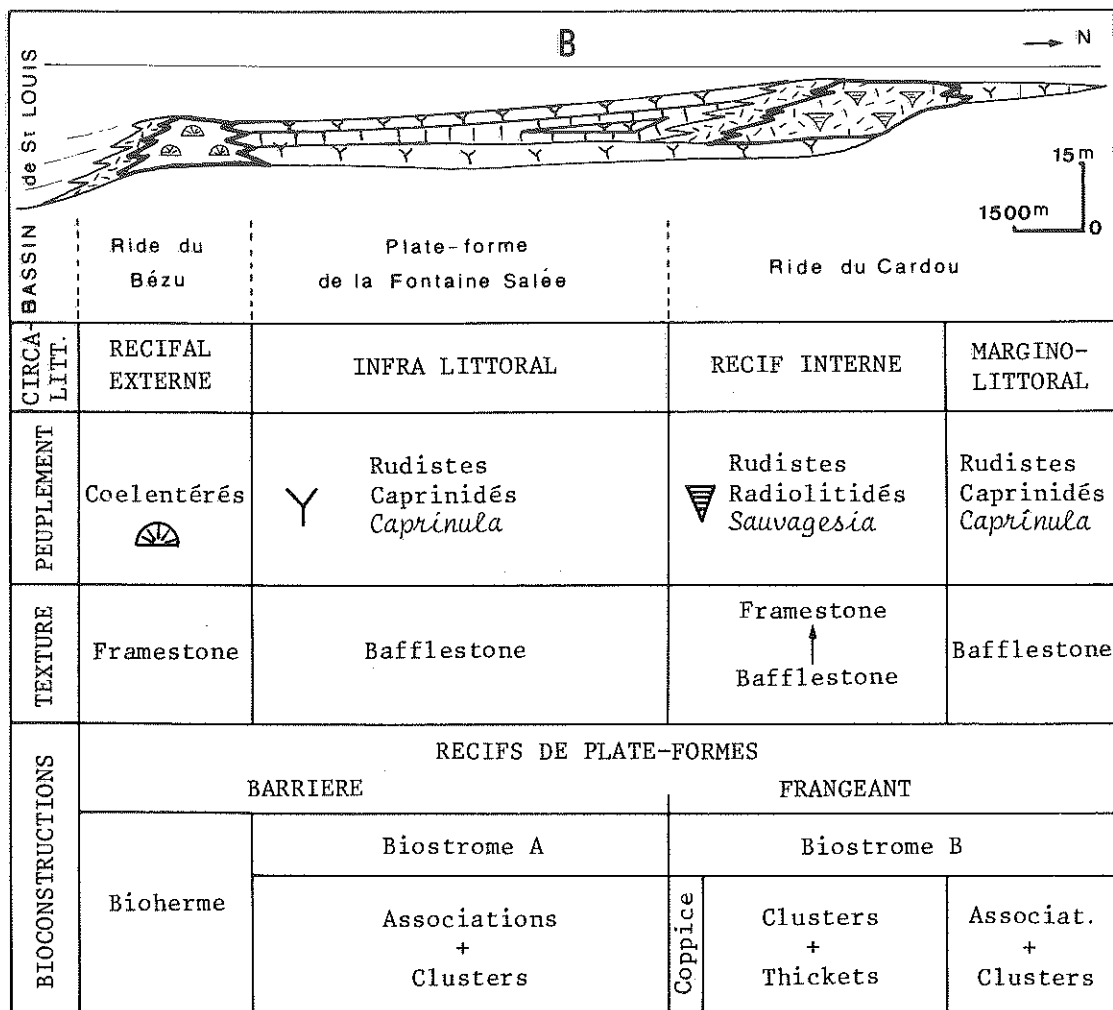
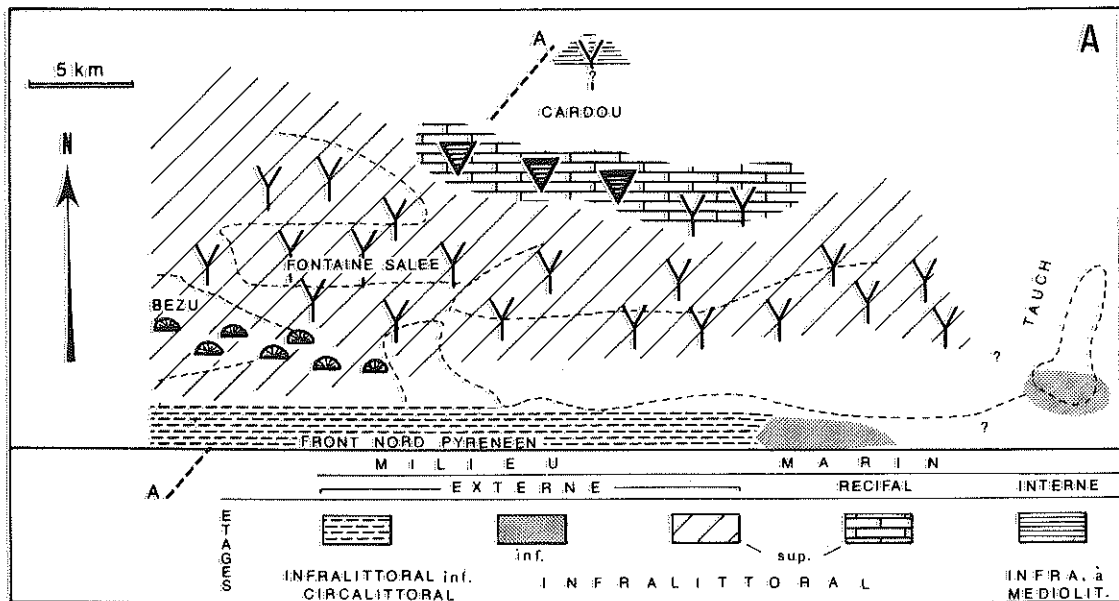


Fig. 91 : Les constructions à Rudistes du Cénomanien supérieur sur le compartiment Mouthoumet
A : répartition des faciès ; B : essai de reconstitution

- Le domaine margino-littoral de la Vétouze : il correspond à un ensemble carbonaté, parfois finement terrigène, peuplé de Foraminifères benthiques arénacés (*Pseudocyclammina*, *Dictyopsella*) et d'un petit nombre de Caprinidés réunis en associations et clusters.

*
* *

En résumé, l'organisation récifale du Cénomanien supérieur s'établit, du Sud vers le Nord, de la façon suivante :

- une marge externe étroite, construite par des Coelentérés ;
- une vaste plate-forme abritée ou prolifère, dans des bioconstructions simples - associations, clusters - des Rudistes à canaux ; l'édifice d'ensemble à la géométrie d'un biostrome de type A ;
- une construction massive, en position très interne sur cette plate-forme ; sa complexité, qui résulte du mélange de bioconstructions simples aux produits de leur démantèlement, semble la désigner comme un biostrome de type B ;
- une aire plus confinée (lagon) où les communautés à Rudistes ne dépassent pas le stade cluster.

Cette zonation montre que l'on se trouve en présence d'un système bioconstruit polyphasé de type plate-forme, dont le noyau résistant occupe une position frangeante.

La figure 91 B résume les caractéristiques principales de la sédimentation récifale du Cénomanien supérieur sur le compartiment Mouthoumet.

Turonien [M. BILOTTE, 1970, 1971, 1973, 1981]

Le Turonien occupe sensiblement les mêmes limites que le Cénomanien arrivant même à le déborder par place.

La reconnaissance, surtout pendant le Turonien supérieur, de zones hétéropiques passant les unes aux autres par un système d'indentation complexe permet la mise en place, schématiquement du Sud vers le Nord, de la zonéographie suivante :

- bassin marneux à microfaune planctonique (bassin de Saint-Louis) ;
- plate-forme externe à sédimentation marneuse et carbonatée à microfaune planctonique (sud de l'anticlinal du Bézu) ;
- talus récifal à sédimentation carbonatée bioclastique (nord de l'anticlinal du Bézu) ;
- plate-forme récifale, s'étendant d'Est en Ouest sur près de 30 km et axée sur le parallèle de l'anticlinal de la Fontaine Salée ;
- plate-forme interne à sédimentation carbonatée et terrigène (synclinal de Rennes-les-Bains) ;
- domaine côtier terrigène de la branche du Cardou.

Cette polarité des dépôts et la disposition des corps construits ont conduit à assimiler le dispositif bioconstruit de la Fontaine Salée à une barrière récifale.

Sédimentologie de la plate-forme récifale de la Fontaine Salée

L'apparition des Hippuritidés au cours du Turonien moyen ne s'accompagne pas, d'emblée, de la création d'édifices bioconstruits ; c'est seulement lors du Turonien supérieur, avec la prolifération de ces nouvelles formes que s'organisent les constructions.

Deux sections, distantes d'environ 1500 m, situées l'une sur le flanc sud de l'anticlinal de la Fontaine Salée (Serre de Lacal), l'autre sur son flanc nord (cluse de la Sals), ont été choisies pour illustrer la mise en place et le développement des conditions récifales sur la plate-forme de la Fontaine Salée (Fig. 92).

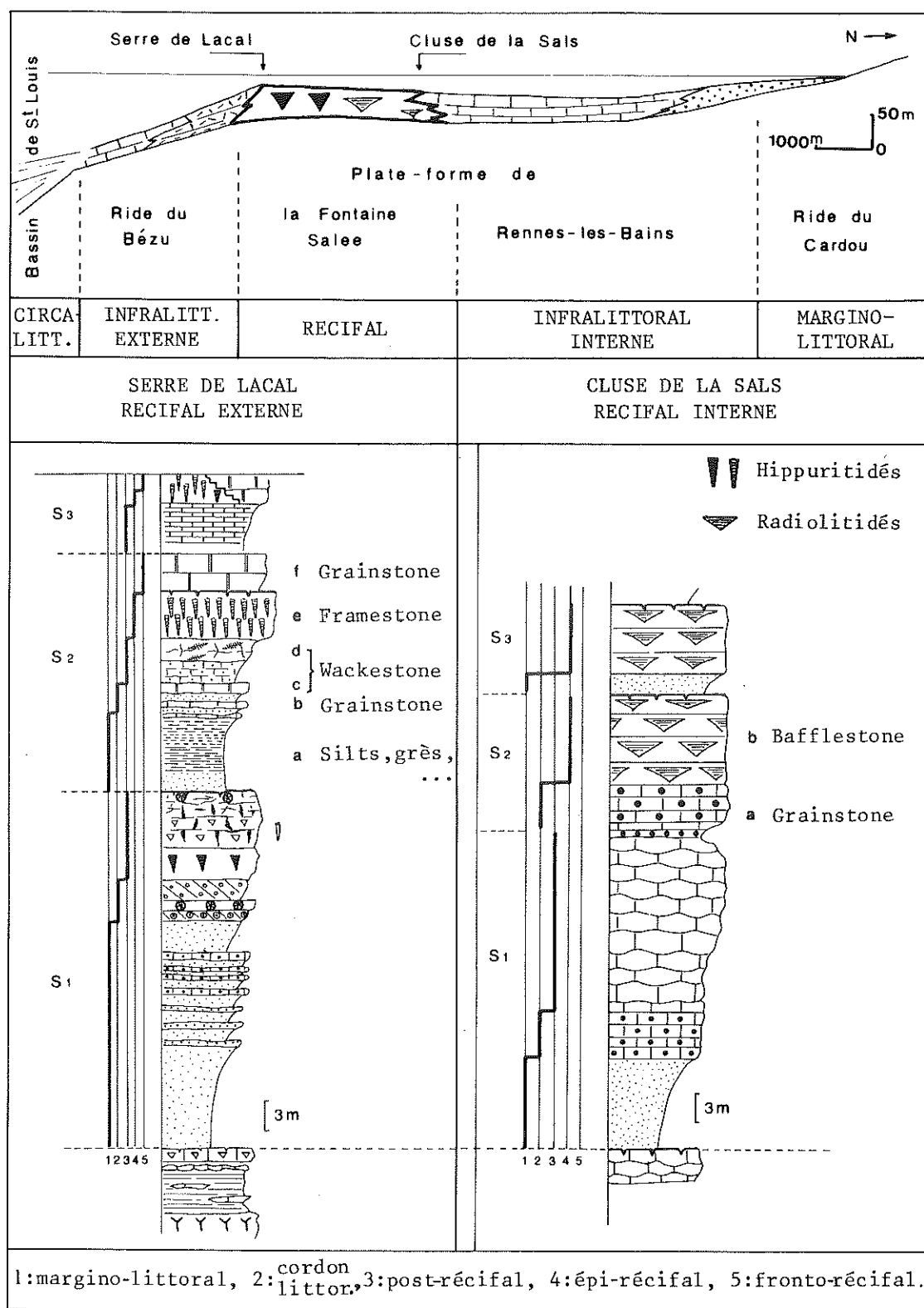


Fig. 92 : Organisation sédimentaire d'un récif de plate-forme : le Turonien de la Fontaine Salée

Serre de Lacal

Trois séquences sédimentaires y composent le Turonien (inférieur à supérieur, non terminal).

- Séquence 1 : elle débute par un intervalle terrigène épais, silico-clastique, suivi d'abord de l'apparition des carbonates dans des grainstones, bioclastiques et oolithiques, puis, de leur développement dans des biomicrites à Algues vertes, rares Rudistes et Coelentérés ; ces calcaires sont très bioturbés et de nombreux terriers sont remplis de dolosparites.

Cette première séquence est interprétée comme marquant une évolution d'un pôle terrigène margino-littoral à un pôle carbonaté post-récifal de type lagon.

- Séquence 2 : (Atlas, Pl. 10). De la base au sommet s'y observent :
 - un complexe terrigène fin, de grès, silts et argiles renfermant en petite quantité du gypse ;
 - une série progressivement de plus en plus carbonatée, d'énergie décroissante, allant du grainstone au wackestone ; ces derniers sont riches en Dasycladacées et Gastéropodes ; ici encore les bioturbations sont intenses ;
 - un niveau à Rudistes ou les Hippuritidés sont accolés les uns aux autres en position quasi verticale au sein d'un thicket à texture framestone ;
 - des calcarénites à texture grainstone qui tronquent la partie supérieure de la construction sous-jacente ; il s'agit d'une accumulation de débris de Rudistes qui proviennent soit du démantèlement sur place du corps construit, soit de la destruction d'autres bioconstructions voisines.

Cette séquence montre une évolution allant, dans un premier temps, des environnements paraliques terrigènes avec traces de confinement et apparition de gypse vers des dépôts de lagon d'énergie décroissante ; dans cette aire abritée se développe, de façon étale, une construction stratiforme, sa croissance est interrompue par une reprise de l'hydrodynamisme responsable de l'épandage d'un sédiment bioclastique qui l'énnoie et la détruit. Cette séquence est celle d'une bioconstruction évoluée du type biostrome B.

- Séquence 3 : On y retrouve seulement les intervalles carbonatés de la séquence 2, à savoir, les dépôts de lagon, la bioconstruction à Hippuritidés et les calcarénites à débris de Rudistes qui témoignent encore de la réalisation d'un biostrome de type B.

Cluse de la Sals

Trois séquences, moins nettement marquées que dans le cas précédent, sont encore discernables pendant le même intervalle de temps.

- Séquence 1 : Elle va, des terrigènes silico-clastiques, de la zone côtière, aux micrites à Dasycladacées et Rudistes isolés, de lagon.
- Séquences 2 et 3 : Elles débutent par des calcaires gréseux ou des grès de haute énergie et s'achèvent par des calcaires bioconstruits à Radiolitidés dominants (associations, clusters) disposés suivant une texture bafflestone au sein de biostromes de type B.

Les différences majeures entre les successions de la Serre de Lacal et de la Cluse de la Sals se situent au niveau des séquences 2 et 3. Elles sont marquées par :

- le contenu biologique dominant des constructions et la texture des groupements : thickets à Hippuritidés réalisant une texture framestone dans la Serre de Lacal ; associations ou clusters à Radiolitidés atteignant une texture bafflestone dans la Cluse de la Sals ;
- l'agent de destruction des constructions : calcarénites à texture grainstone résultant d'une élévation de l'hydrodynamisme, dans la Serre de Lacal ; enfouissement sous des arrivées terrigènes du littoral voisin, dans la cluse de la Sals.

Ces successions de dépôts constituent, au niveau des séquences 2 et 3, de bons modèles de séquences venant à l'appui de la zonation existant dans les constructions récifales du type plate-

forme : la Serre de Lacal, pour la zone externe de la construction, la Cluse de la Sals, pour sa zone interne.

Au Turonien terminal, un retour massif de la sédimentation terrigène siliceuse stoppe l'évolution carbonatée et récifale de la plate-forme. Seules de petites colonies stratiformes de Coelentérés et d'Algues Rhodophycées, organisées en réseau lâche, hébergent des Hippuritidés rares et isolés (Moulin de l'Agly) ; ce sont toujours d'assez grandes formes coniques et évasées tels les *Pseudovaccinites* et les *Durania*. La matrice entourant les organismes est abondante et de type packstone-grainstone. Ces colonies s'alignent sur le revers méridional de l'anticlinal de la Fontaine Salée qu'elles ne franchissent pas.

*
* *

En résumé, l'organisation sédimentaire du Turonien s'établit autour d'un édifice récifal complexe axé sur l'anticlinal de la Fontaine Salée et qui du fait de sa disposition barrière sépare deux domaines à sédimentation différente : l'un externe, au Sud, ouvert sur le bassin circalittoral de Saint-Louis, l'autre interne, au Nord, accumulant les épandages terrigènes des zones septentrionales émergées (Fig. 92).

L'édifice récifal montre une zonation typique du modèle de plate-forme.

La position de la construction sur une structure anticlinale tertiaire permet de supposer l'existence, dès le Turonien, d'une morphologie en haut-fond de cette zone.

Au Turonien terminal cette morphologie assure la limite entre une aire septentrionale soumise à une sédimentation deltaïque à estuarienne exclusive et une aire méridionale où se mêlent à ces dépôts des systèmes carbonatés bioconstruits à Coelentérés dominants (Moulin de l'Agly).

Santonien inférieur [M. BILOTTE, 1977]

Pendant le Santonien inférieur un système bioconstruit, très important, s'installe sur la bordure externe de la plate-forme à l'articulation avec le bassin méridional. Les témoins les plus significatifs de cet édifice s'observent actuellement en position allochtone au front de la lame de Camps-Peyrepertuse (rochers de Camps et de Peyrepertuse).

Rochers de Camps

D'Est en Ouest s'alignent, le Roc de Sarrus, le Roc d'en Benoit, le Roc de Camps et le Roc d'en Soubirou. En raison des déformations et des recristallisations qui les affectent, les observations de détail sont toujours malaisées.

Deux types de faciès ont été reconnus qui correspondent, l'un à un faciès construit, l'autre, à un faciès de démantèlement.

- Le faciès construit. Observable sur les Rocs de Sarrus et d'en Benoit, il est formé d'Hippuritidés cylindriques - *H. H. matheroni*, *H. H. socialis* - réunis en clusters et/ou thickets et liés entre eux par une matrice mudstone-wackestone. Le nombre important des figures de remplissage géotrope (Fig. 93) indique un basculement syn- ou post-mortem des organismes jusqu'à l'horizontale.

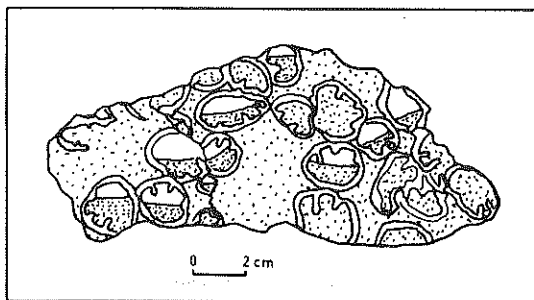


Fig. 93 : Remplissage géotrope dans des Hippuritidés indiquant un basculement syn- ou post-mortem.

Cette observation permet d'envisager le déchaussement et le glissement de masses construites sur les pentes de l'édifice.

- Le faciès de démantèlement. Particulièrement visible sur le Roc d'en Soubirou, il se traduit par des dépôts stratifiés de calcarénites à débris de Rudistes. Ceux-ci atteignent, suivant les bancs, de 50 à 90 % de la roche ; leur taille voisine parfois les 2mm et plus. Les roches qui en résultent se classent dans l'intervalle grainstone-floatstone. Les autres éléments constitutifs sont surtout des débris d'Algues rouges, de Bryozoaires et de Coelentérés ; les Foraminifères benthiques, *Ophtalmiidae*, *Ataxophragmiidae*, *Miliolidae* sont en % minime, de l'ordre de 1 à 5 %. Un ciment micritique, vraisemblablement d'origine algaire est présent en faible proportion (5 % maximum).

L'origine de ces faciès de démantèlement est en étroite relation avec l'action des organismes perforants qui assurent une fragmentation et une destruction rapide des tests ; l'hydrodynamisme intervient surtout dans la redistribution des débris ; le caractère anguleux des bioclastes s'accorde avec un transport d'énergie et de durée faibles.

Rochers de Peyrepertuse (Atlas, P. 44)

Sur cette masse rocheuse, support d'une impressionnante citadelle médiévale, le faciès de démantèlement, particulièrement visible au niveau de la charnière orientale de l'anticlinal de la Caune du Castel, atteint une épaisseur de l'ordre de 80 m.

Les bancs calcaires, dont la taille varie de quelques décimètres au mètre, pour les plus épais, sont tous bioclastiques à débris de Rudistes (plus de 80 % en moyenne) relevant des catégories grainstone à floatstone. L'existence de grains de quartz, en pourcentage toujours réduit, témoigne d'une source de terrigène permanente mais encore très distale.

Le faciès construit n'a pas été formellement reconnu, mais, la masse du Roc San Jordy s'en rapproche le plus en raison de l'abondance des gros éléments de Rudistes qui confèrent à la roche une texture rudstone.

*
* *

En résumé, au cours du Santonien inférieur, les relations entre les sédimentations terrigènes fines du bassin circalittoral méridional et de la plate-forme septentrionale (marnes à *Micraster*) se font au travers d'un système récifal. Les conditions tectoniques des affleurements (au front de la zone des Écailles sous-pyrénéennes) ne permettent plus de reconstituer dans le détail la géométrie de ces édifices.

Malgré tout, on peut admettre, à la suite de l'analyse des faciès, que les calcaires de Camps et de Peyrepertuse appartiennent à une suite d'édifices construits établis, en une barrière discontinue, sur la flexure limite plate-forme-bassin ; qu'ils sont affectés de fréquents basculements en raison de la plasticité de leur substratum ; que la prédominance des faciès de démantèlement sur les faciès construits, et en liaison étroite avec l'activité biologique d'organismes cariants.

La figure 94 rend compte de l'agencement des dépôts autour d'un des éléments du dispositif récifal.

Santonien supérieur [M. BILOTTE, 1970, 1975, 1977, 1981]

Au cours du Santonien supérieur les faciès carbonatés à Rudistes sont associés à des dépôts terrigènes (marnes, silts, grès). La série de la Montagne des Cornes est connue pour ses horizons à Rudistes qui apparaissent à trois niveaux différents au sein d'un complexe détritique de type deltaïque [M. BILOTTE, 1981]. Chronologiquement ce sont : le niveau du Petit Lac, le niveau du Vieux Cimetière de Sougraigne et le niveau supérieur de la Montagne des Cornes. Alors que dans les deux premiers niveaux les Rudistes sont toujours en nombre réduit, isolés ou en petites associations et clus-

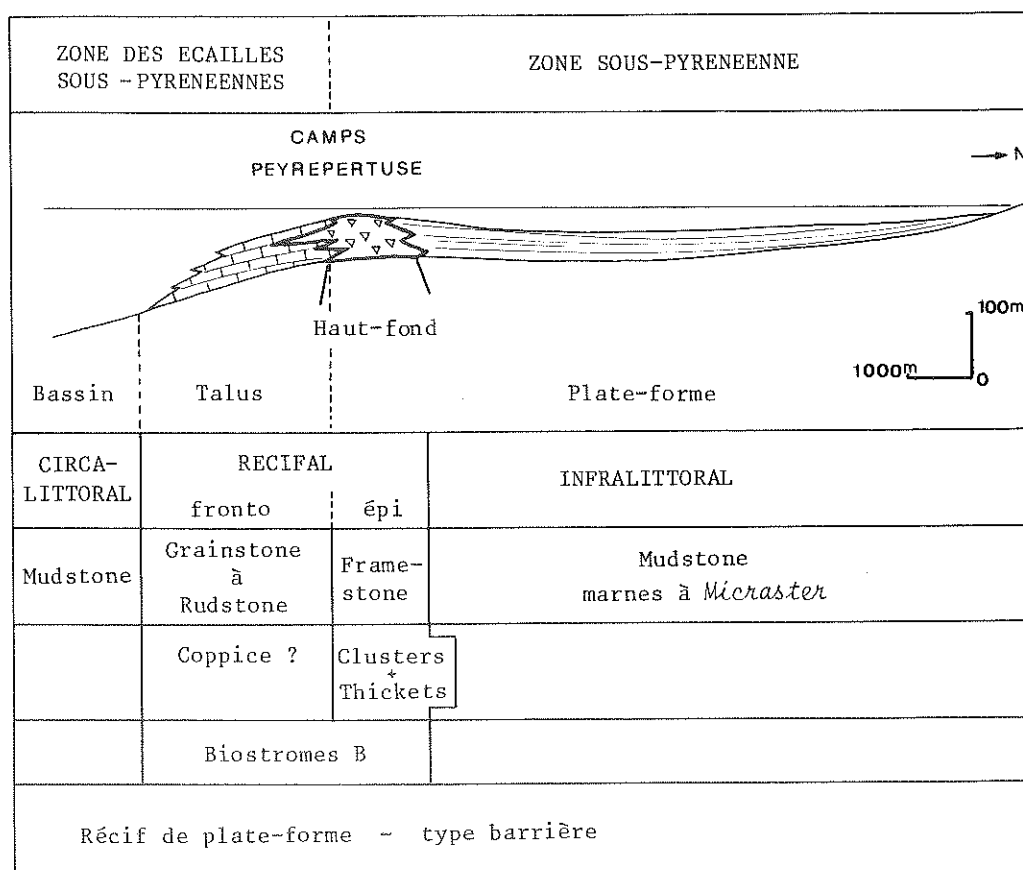


Fig. 94 : Organisation sédimentaire d'un récif de plate-forme de type barrière, dans le Santonien inférieur de la Lamé de Camps-Peyreperouse.

ters, le niveau supérieur de la montagne des Cornes répond, lui, à la définition d'un système bioconstruit (Atlas, Pl. 45).

Situé au sommet d'une séquence de comblement la construction à Rudistes de la Montagne des Cornes s'étend, aujourd'hui, sur 3 km² environ, d'aspect monolithique et épaisse seulement de 4 à 5 m sur les reliefs de Brenz et des Croutets, elle s'épaissit (12 m) en direction de la Montagne des Cornes où elle s'indente, par trois digitations, dans le faciès marnes bleues laissant apparaître, par la progressivité des transitions, une zonation allant du corps construit au bassin terrigène par l'intermédiaire d'une zone d'indentation et d'une zone de démantèlement.

• **Le corps construit** (Atlas, Pl. 45, Fig. 1)

Le corps construit est formé de la superposition de bancs massifs, nettement stratifiés. Les Rudistes, Hippuritidés surtout, sont en principe, en position de croissance, subverticaux à verticaux. Leur densité est variable suivant leur position dans le corps construit : dispersés dans les parties internes - associations à texture bafflestone -, jointifs dans les bordures externes - thickets à texture framestone -.

Par place la séquence d'installation suivante peut-être mise en évidence : stabilisation du substrat par une première génération couchée d'individus de petite dimension ; colonisation par une deuxième génération à stature subverticale ; multiplication et croissance des générations suivantes. Ponctuellement, des accumulations de tests d'espèces variées de Radiolitidés essentiellement occupent de petites dépressions topographiques dans la construction. Le bon état de conservation des coquilles indique des transports de très faible ampleur.

• **La zone d'indentation** (Atlas, Pl. 45, Fig. 1)

La zone d'indentation est conservée à l'O.SO. du corps principal. Elle se compose de trois horizons construits détachés du corps massif sur une centaine de mètres de longueur. Leur épaisseur est de l'ordre de 2 m à 2,50 m et ils sont séparés par deux intervalles marno-silteux respectivement épais de 4 m et 1 m.

□ Les indentations construites prolongent le corps récifal ; elles en ont aussi les caractéristiques. Les Hippuritidés qui les constituent en presque totalité (99 %) sont soudés en thickets denses à texture framestone. La croissance des individus se fait le plus souvent verticalement, mais on remarque aussi des croissances obliques pouvant être mises en relation avec l'action d'un courant ou d'un tropisme (lumière, poids...) (Atlas, Pl. 45, Fig. 2, 3, 4).

□ Les intervalles marno-silteux ont pour peuplement dominant des Coelentérés et quelques Echinodermes ; les Algues rouges sont abondantes ; les Foraminifères benthiques sont surtout des Lituolidés. A la bordure externe du corps construit, la zone d'indentation voit s'affronter une sédimentation, tour à tour, carbonatée et favorable à la réalisation de bioconstructions à Rudistes, terrigène fine et plus adaptée à la vie des Coelentérés, Echinodermes, Algues rouges et Lituolidés.

• **La zone de démantèlement**

Au-delà des dernières constructions s'accumulent, dans des positions quelconques, de nombreux tests de Rudistes et plus encore de squelettes de Coelentérés coloniaux, tous encroûtés de Corallinacées. Ces restes sont enfouis dans un sédiment marno-calcaire dont le contenu biologique autochtone renferme déjà des Foraminifères planctoniques. La stratification est dans son ensemble diffuse.

La zone de démantèlement présente, du fait de l'accumulation désordonnée des restes organiques, un aspect chaotique.

*
* *

En résumé, le niveau supérieur de la Montagne des Cornes correspond à un édifice zoné (Fig. 95) que l'on peut considérer comme un récif de type banc. Son originalité réside surtout dans la nature de son contexte sédimentaire terrigène. La croissance d'une telle construction n'a pu se réaliser que dans un secteur abrité des arrivées gréseuses massives, telle une baie, et vraisemblablement pendant une phase de relaxation de l'édifice deltaïque. La reprise de la sédimentation silico-clastique sera, ici, à l'origine de l'arrêt de la sédimentation récifale.

La figure 95 rend compte de l'agencement des différents dépôts dans le système bioconstruit de la Montagne des Cornes.

• **CONCLUSION**

Du Cénomaniens au Santonien, la bordure septentrionale du massif de Mouthoumet voit se développer, à 4 reprises, d'importants complexes récifaux à Rudistes. Cette constance traduit, avant toute chose, la pérennité des conditions favorables à la vie récifale.

L'analyse des différentes constructions montre qu'il n'existe pas, pendant la période considérée, un véritable continuum de la sédimentation récifale, mais, qu'au contraire, les édifices se déplaçaient sur la plate-forme. Ainsi, voit-on (Fig. 96), cette migration s'effectuer du Nord vers le Sud, d'abord sur la ride du Cardou, puis sur celle de la Fontaine Salée enfin sur la limite externe de la plate-forme (il est intéressant de souligner que les éléments de cette «topographie active» coïncident, après la tectogenèse pyrénéenne, avec des éléments structuraux majeurs du massif de Mouthoumet : anticlinaux du Cardou et de la Fontaine Salée, front de la lame de Camps-Peyrepertuse. Ce déplacement vers le Sud est contraire au sens général de la transgression qui se développe, elle, progressivement vers le Nord. Corrélativement les constructions à Rudistes, frangeantes au Cénomaniens, deviennent barrières dès le Turonien avec élargissement simultanée du domaine marin interne qui s'ouvre même aux influences océanes.

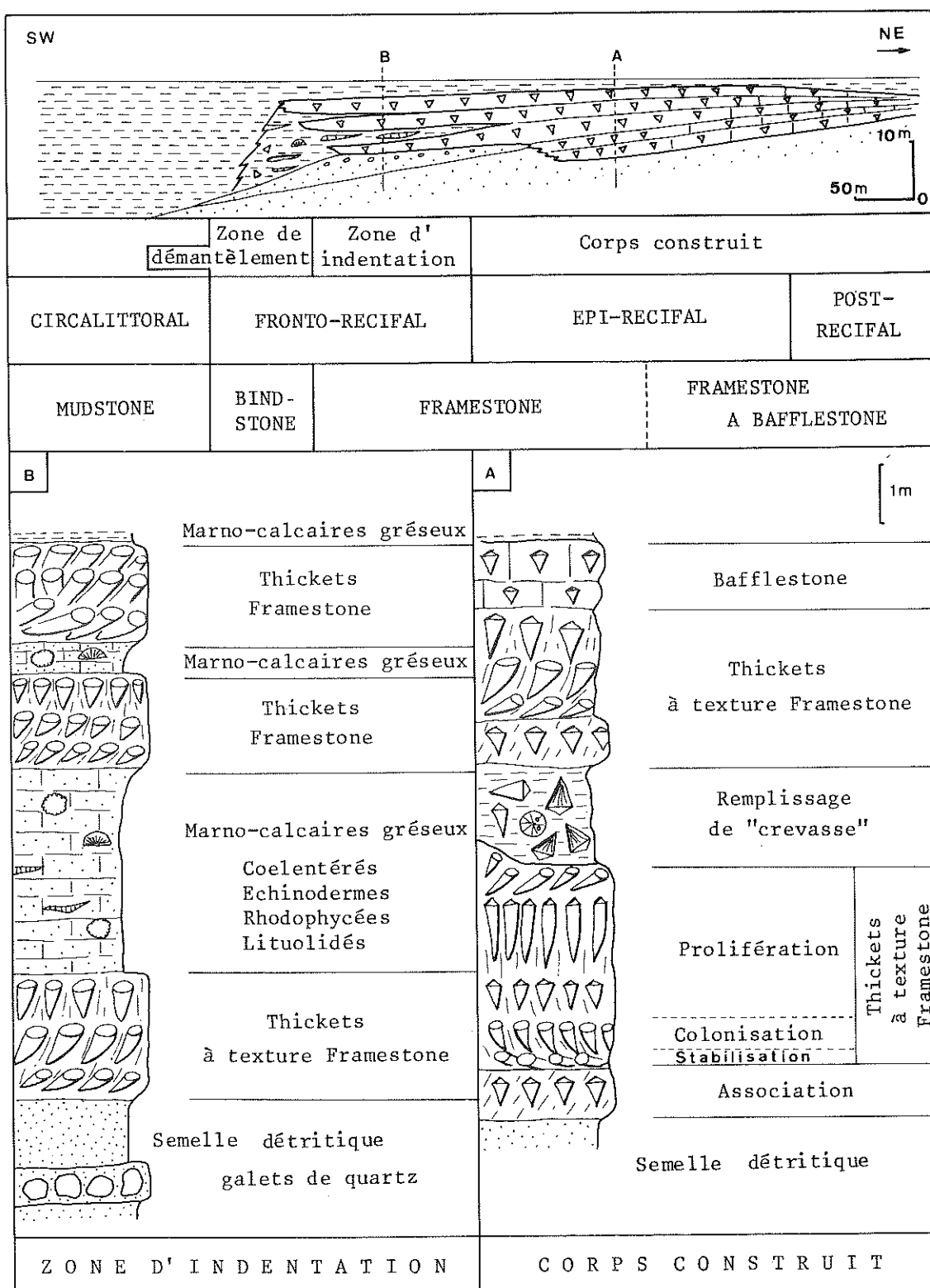


Fig. 95 : Organisation sédimentaire du récif de la Montagne des Cornes (Santonien supérieur)

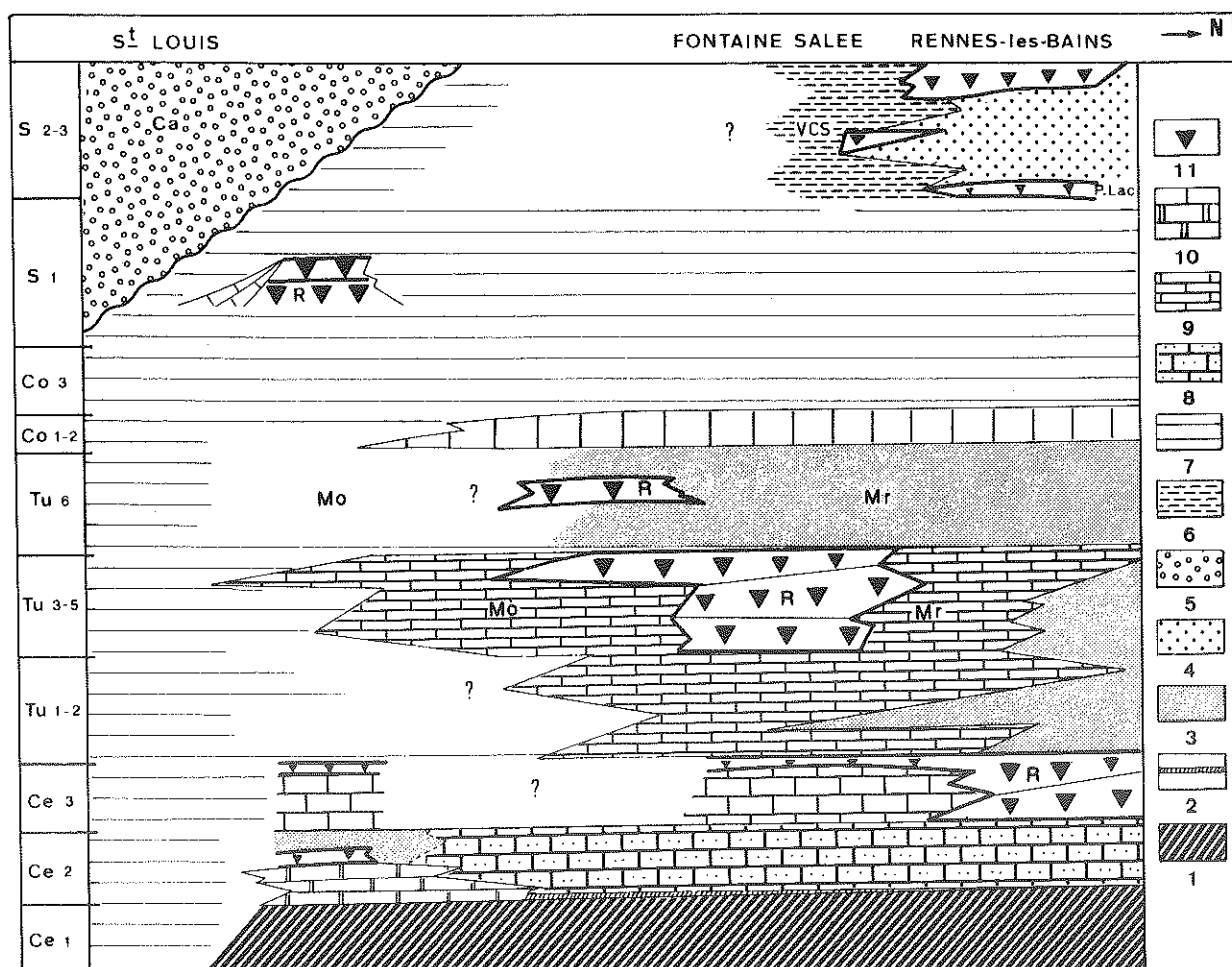


Fig. 96 : Schéma d'organisation des faciès des formations récifales du Crétacé supérieur de la plate-forme de Mouthoumet.

1 : substratum anté-cénomaniens ; 2 : argiles ligniteuses ; 3 : grès ; 4 : complexe détritique de la Montagne des Cornes ; 5 : complexe détritique des Grès de Labastide ; 6 : marnes bleues de Sougraigne ; 7 : marnes ; 8 : calcaires gréseux ; 9 : marno-calcaire ; 10 : calcaires bioclastiques ; 11 : constructions récifales ; Mo : marin ouvert ; Mr : marin restreint ; Ce : Cénomanien ; Tu : Turonien ; Co : Coniacien ; S : Santonien ; Ca : Campanien.

Au Santonien supérieur, l'élévation du niveau marin repousse les conditions bathymétriques favorables dans un domaine interne de la plate-forme où la sédimentation récifale s'installe dans un contexte deltaïque.

La disparition des constructions est liée au remblayage de la plate-forme qui, à partir du Campanien, passe en régime continental. Après cette période les conditions de la vie récifale se déplacent plus à l'Ouest, sur le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées, encore sous régime marin.

III — LE COMPARTIMENT PLANTAUREL-PETITES PYRÉNÉES

Sur le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées les formations à Rudistes sont peu nombreuses, géographiquement limitées et pratiquement toujours impliquées dans des dispositifs tectoniques tels que la reconstitution géométrique des corps construits reste souvent hypothétique.

Les formations à Rudistes les plus classiquement citées dans la littérature sont :

- les Calcaires de Morenci, au Santonien inférieur ;
- les Calcaires de Benaix-Villeneuve d'Olmes et les Marnes de Saint-Cirac dans le Planturel ; le Calcaire de Bèdeille et les Marnes de Plagne des Petites Pyrénées, au Campanien ;
- les Marnes d'Auzas, au Maastrichtien supérieur.

Santonien inférieur

— Les Calcaires de Morenci

Il a été précisé (cf. p. 213) que d'Est en Ouest, les Calcaires de Morenci perdent progressivement leur continuité et que, dans le détail, les changements de faciès qui s'y observent traduisent une énergie décroissante en relation avec un accroissement de la bathymétrie.

Les faciès construits n'y sont pas connus. A la Croix de Morenci, les Radiolitidés (*Durania*), peu nombreux, sont pris dans une matrice bioclastique très abondante (grainstone à floatstone) ; à Montferrier la masse calcaire correspond à un grainstone oolithique ; à l'Ouest de Nalzen les derniers îlots carbonatés montrent, dans des conditions d'observation toujours délicates, la juxtaposition de calcarénites à débris de Rudistes et de wackestones glauconieux à Foraminifères planctoniques. Cette dernière association, d'aspect chaotique, a été considérée comme une accumulation d'olistolites par P. TOMASI [1965] ; elle serait ainsi l'indice de resédimentation au pied d'un talus. Cette situation s'accorde bien avec le contexte sédimentaire sous et sus-jacent (Flysch à Fucoïdes : Grès de Celles ; Grès de la Jourdane).

*
* *

Il est ainsi démontré que les Calcaires de Morenci accusent, d'Est en Ouest, une nette polarité sédimentaire ; qu'en l'absence d'édifice construit, situé à l'Est ou au Sud-Est des actuels affleurements mais aujourd'hui disparu, ils n'en représentent plus que sa partie distale étagée du fronto-récifal à l'infra-littoral externe.

La figure 97 rend compte de l'enchaînement des faciès, relevés d'Est en Ouest, dans les Calcaires de Morenci.

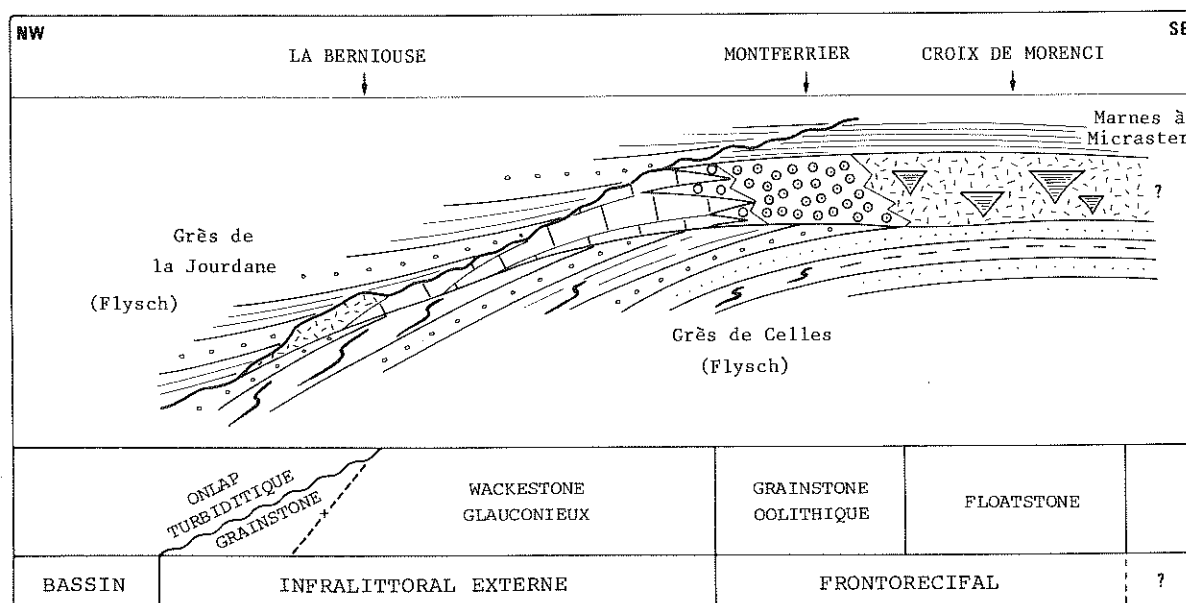


Fig. 97 : Le contexte sédimentaire et les enchaînements de faciès dans le calcaire de Morenci (schéma théorique, sans échelle)

Campanien

Parmi les formations considérées comme formations à Rudistes, seuls les Calcaires de Benaix-Villeneuve d'Olmes et les Marnes de Saint-Cirac permettent la reconstitution approximative d'un système bioconstruit. Le schéma qui en découle sera étendu au Calcaire de Bèdeille et aux Marnes de Plagne pour lesquels les conditions d'affleurements sont par trop défavorables pour y réaliser une étude directe.

— Les Calcaires de Benaix-Villeneuve d'Olmes

Ils s'étendent sur près de 8 km entre les Vallées de l'Hers, à l'Est et du Touyre, à l'Ouest. Ils sont formés de la superposition de deux barres massives, d'épaisseur variable comprise entre 4 et 12 m, séparées l'une de l'autre par un intervalle marneux. Ces barres construites supportent en particulier le village de Benaix et le Calvaire de Villeneuve d'Olmes. C'est en ce dernier lieu que leur composition et leur architecture est la plus nette et leur épaisseur maximale.

Du Sud vers le Nord la succession des faciès est la suivante :

- calcaires massifs (5 m) à Radiolitidés coniques dilatés, entiers et en gros débris, basculés dans toutes les positions ; texture rudstone ;
- Hippuritidés en position de vie (1 m) réunis en associations et clusters et liés par une matrice bioclastique grainstone ;
- grainstone à débris de Rudistes (1 m) ;
- calcaires massifs (3 m) résultant d'une accumulation de grands Radiolitidés (ϕ 10 cm) auxquels se mêlent de très rares Hippuritidés ; texture rudstone ;
- amoncellement (3 m) de petits Radiolitidés foliacés à mode de vie couché (*Praeradiolites*, *Biradiolites*), orientés en tous sens et liés par une matrice argileuse ;
- marnes bleues à petites Madréporaires : *Cunolites* et formes branchues.

La formation à Rudistes du calvaire de Villeneuve d'Olmes montre une zonation verticale allant, d'un pôle carbonaté à Hippuritidés et Radiolitidés à position de vie originellement verticale, à un pôle argileux à petits Radiolitidés à mode de vie couché.

Plus à l'Est (4 km), au niveau de la métairie du Bayle s'observent encore des bancs métriques de calcaires massifs bioclastiques à texture grainstone incluant de petites constructions simples de type association et cluster. Les deux barres principales sont séparées par 4 à 5 m de marnes contenant quelques charophytes (cf. p. 255).

— Les Marnes de Saint-Cirac

Sont réputées pour l'abondance de leur faune d'Hippuritidés et de Radiolitidés. Les deux gisements principaux se situent entre Peyriguel, à l'Est et Saint-Cirac, à l'Ouest. Aucune construction rigide n'émerge de cette formation et les Rudistes s'y récoltent au hasard des labours. Les Radiolitidés foliacés - *Praeradiolites*, *Biradiolites* - sont très nombreux et leur station de vie, couchée, pouvait s'accomoder à ce substrat meuble. Il n'en est pas de même des Hippuritidés qui sont surtout des formes cylindriques ou coniques - *Hippurites*, *Hippuritella*, *Vaccinites*...-, à croissance verticale. Dans la plupart des cas, les tests sont usés et ont pu subir un transport comme semble l'indiquer la disparition ou l'atténuation de l'ornementation externe, la perte des valves operculaires ; on remarque de plus que les valves fixées portent très souvent des thalles de Rhodophycées, les Algues utilisant les tests comme support.

*
* *

Il semble donc que les Marnes de Saint-Cirac soient, au moins pour les Hippuritidés une taphocoenose plus qu'une biocoenose.

Si l'on admet que les Calcaires de Benaix-Villeneuve d'Olmes et les niveaux fossilifères des marnes de Saint-Cirac, distants l'un de l'autre de 8 km, appartiennent au même système récifal, on peut proposer pour celui-ci le schéma d'organisation suivant :

- en position externe les Marnes de Saint-Cirac, biotope d'une riche faune de Radiolitidés à stature horizontale ; elles reçoivent des Hippuritidés arrachés par la dynamique de surface (vagues, tempêtes) aux bordures des constructions carbonatées ;
- celles-ci s'apparentent à des récifs bancs à nette zonation verticale, établis sur une ride, dans un contexte marneux.

Ce schéma peut être complété vers son pôle interne par les informations livrées par les faunes saunâtres de Gastéropodes et Lamellibranches de Bélesta qui indiquent nettement un milieu margino-littoral.

La figure 98 situe la position relative de ces différents milieux et leur enchaînement dans le Campanien de l'Ariège. La même représentation peut être retenue pour interpréter les positions relatives des calcaires et marnes à Rudistes des environs de Bédeille (Petites Pyrénées).

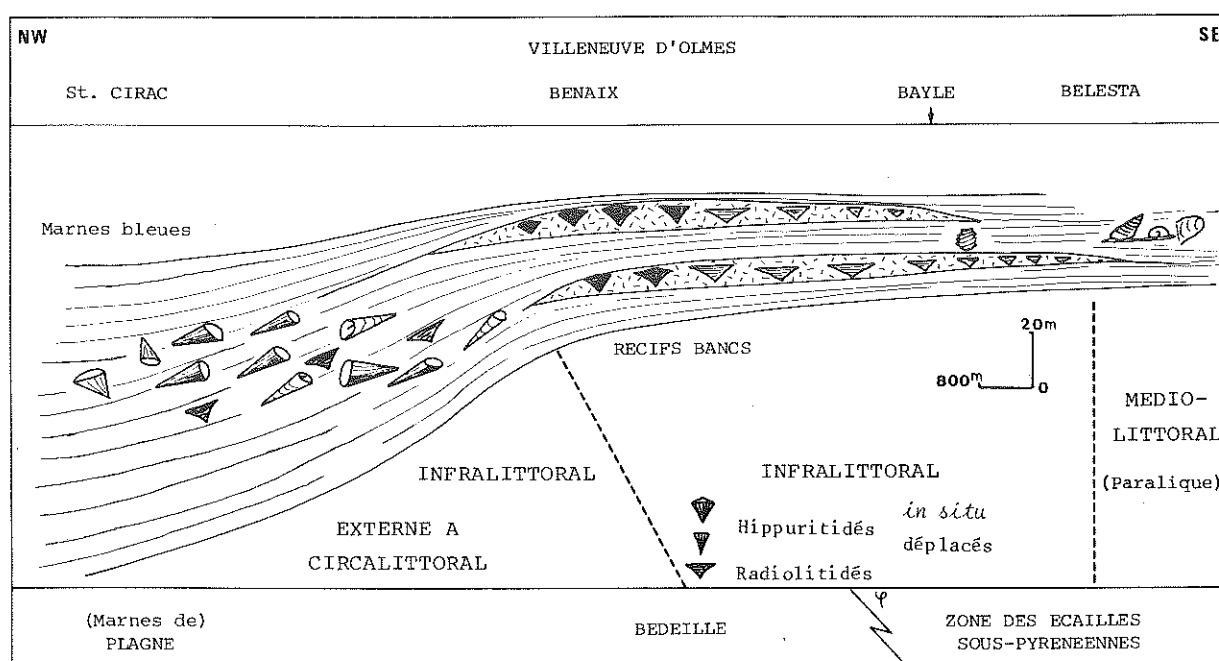


Fig. 98 : Le contexte sédimentaire et les enchaînements de faciès dans les formations à Rudistes du Campanien du Plantaurel et des Petites Pyrénées

Maastrichtien supérieur

Dans les Petites Pyrénées, les marnes d'Auzas sont connues pour renfermer, dans leur localité-type, des Radiolitidés : *Praeradiolites leymeriei* surtout, et, rarement *Monopleura* sp. Curieusement ces Rudistes sont associés à une très riche faune de Gastéropodes et de Lamellibranches qui n'indiquent pas particulièrement des conditions euryhaline - *Melanopsis*, *Cerithium*, *Acteonella*, *Turbo*, *Cyrena*, *Ostrea* - pas plus d'ailleurs que les nombreuses Charophytes que l'on y trouve.

La révision de ce gisement [M. BILOTTE, 1980] sous le double aspect de la sédimentologie et de la paléoécologie, a permis de constater que, dans leur localité-type, les marnes d'Auzas correspon-

daient à des environnements de marais maritime, que la faune de Rudistes n'était pas mêlée aux autres espèces de Mollusques, qu'ils étaient réunis en petites associations dont chaque individu à un mode de vie couché, qu'ils ne formaient pas de construction rigide. De nouvelles observations [B. LEPICARD, 1985], permettent de modifier le schéma initialement proposé.

Les Rudistes se seraient développés dans de petites lagunes alimentées par un système de chenaux de marée mais pouvant aussi recevoir des apports d'eau douce. La ségrégation des formes rend compte d'une zonation écologique au sein de ces lagunes : les Rudistes occupant le pôle le plus marin (sténo-halin) au débouché des chenaux de marée, les Cyrènes pouvant, au contraire, occuper un pôle moins marin en raison de leur capacité à s'accomoder de conditions euryhalines.

La figure 99 rend compte de la reconstitution du milieu de vie des Radiolitidés dans la formation des Marnes d'Auzas. De tels biotopes existent dans la zone sud-pyrénéenne décollée des Nogueras, dans la formation de Tresp, homologue des Marnes d'Auzas.

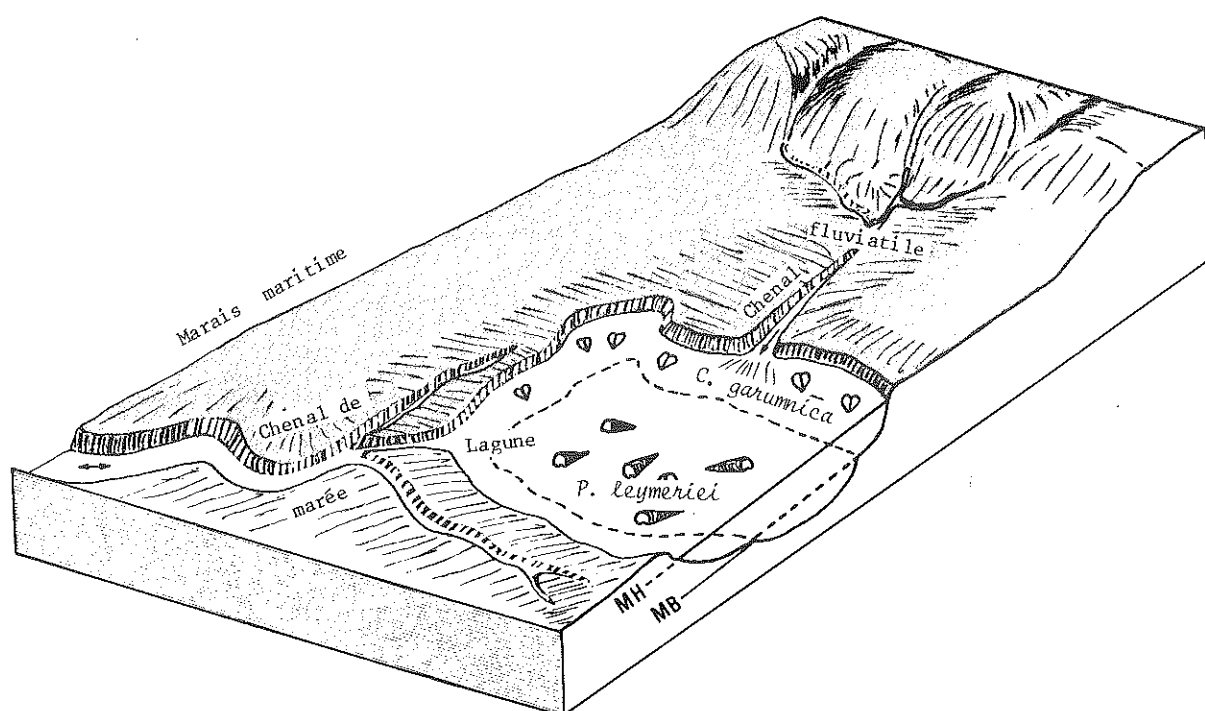


Fig. 99 : Reconstitution du milieu de vie de *Praeradiolites leymeriei* dans les Marnes d'Auzas

CONCLUSION

Sur le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées, les formations à Rudistes, connues à l'affleurement, ne réalisent que deux systèmes bioconstruits apparentés vraisemblablement, l'un à un récif de plate-forme (Morenci), l'autre à des bancs récifaux (Benaix-Villeneuve d'Olmes-Bèdeille).

Alors que sur le compartiment Mouthoumet, les formations à Rudistes s'établissent sur une aire de plate-forme pérenne à l'échelle du Crétacé supérieur, ici, les conditions favorables surtout bathymétriques ne sont acquises que provisoirement, soit à l'occasion du comblement d'un ombilic de dépôt flysch, soit à la suite d'une structuration tectonique du bassin de sédimentation : création à partir du Campanien d'une marge sud au sillon sous-pyrénéen. Ces événements sont responsables de la réalisation d'une plate-forme instable installée d'abord dans l'angle Sud-Est puis étendue ensuite à la bordure Sud du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées.

TRONÇON CATALAN

Sur le Tronçon Catalan les formations à Rudistes se développent :

- soit à la base des niveaux transgressifs, dans des environnements à dominance terrigène : Santonien supérieur de Saint-Salvador de la Vedella et Campanien inférieur de Rasos de Peguera, dans la nappe de la Pedraforca ; Maastrichtien des Sierras de Oden, de Port del Compte et d'Amélie-les-Bains, sur l'autochtone ;

- soit au sein de séries marines de plate-forme carbonatée : Maastrichtien de Serch, Aspa, Rasos de Peguera, etc.

Les constructions des niveaux transgressifs

Sur le Tronçon Catalan, l'étendue de la plate-forme est telle que la progressivité de la transgression se traduit par la création de grandes étendues margino-littorales où la sédimentation est le plus souvent terrigène et fine (marnes, silts), mais parfois aussi grossière (grès). Dans ces environnements les Rudistes sont parfois très abondants. Les peuplements sont en principe dominés par les Radiolitidés (dont certains atteignent des dimensions respectables). Les principaux genres sont : *Radiolites*, avec des formes coniques élargies et/ou dilatées, à croissance verticale ; *Praeradiolites* et *Biradiolites*, foliacés, à position de vie horizontale. Les Requieridés sont fréquents et représentés par les *Apricardia*, formes enroulées et posées sur le substrat. Ponctuellement les Hippuritidés - *Hippurites*, *Hippuritella* - apparaissent dans des ambiances plus carbonatées. Ces différentes formes se réunissent dans des groupements mono ou plurigénériques pour réaliser des constructions toujours simples qui ne dépassent pas le stade de l'association ou du cluster.

De tels peuplements peuvent occuper des aires limitées, comme de petits golfes de quelques km² (Santonien supérieur de San Salvador de la Vedella), ou bien se répéter une multitude de fois sur une étendue de plus de 1000 km², comme c'est le cas pour la frange paralique, quasi-continue, qui devait s'étendre, au Maastrichtien, des Sierras de Oden-Port del Compte à Amélie-les-Bains, en passant par le Querforadat et Can Pubill (Fig. 77).

Les constructions de la plate-forme carbonatée

Les plates-formes carbonatées du domaine sud-pyrénéen étudié sont marquées par l'absence de topographie positive susceptible de maintenir, sur de grandes étendues, des édifices construits hors des atteintes des sédimentations inhibitrices.

La réalisation d'une topographie favorable serait alors le fait même de ces Rudistes. E. GILLI [1984], à partir de l'étude des constructions de les Collades de Basturs propose un schéma évolutif de ce genre :

- 1 — colonisation par de petites associations de Rudistes de la partie externe d'une rampe carbonatée ; les formes biologiques sont cylindriques et massives ;
- 2 — leur croissance verticale assure un barrage au sédiment bioclastique, distribué par dérive littorale, qui se fixe ainsi du côté interne ;
- 3 — colonisation du sable bioclastique interne par des constructions simples du type association ou cluster ;
- 4 — multiplication et prolifération des constructions qui envahissent la totalité de la zone et atteignent le stade thicket.

Un tel schéma semble pouvoir s'appliquer raisonnablement aux constructions d'épaisseur pluri-métriques du Maastrichtien de Serch, de la Cruz del Cabrer et d'Aspa, qui ne dépassent pas le stade thicket.

CONCLUSION

Sur le Tronçon Catalan les bioconstructions à Rudistes sont toutes d'un modèle simple ; elles ne dépassent pas le stade d'évolution du thicket. Ceci est lié à l'absence de morphologie haute, pérenne, seule capable de permettre une continuité des conditions récifales en tenant les Rudistes hors des atteintes de la sédimentation terrigène de la plate-forme carbonatée et de sa bordure.

CONCLUSION

A l'échelle du domaine d'étude, le Crétacé supérieur est-pyrénéen est exemplaire pour l'étude des constructions à Rudistes. Les modèles représentés vont des bioconstructions simples - associations, clusters, thickets - aux bioconstructions plus complexes - récifs bancs, récifs de plate-forme.

La région de prédilection s'est, encore une fois, située sur le compartiment Mouthoumet où les constructions à Rudistes se sont révélées être de fidèles enregistreurs de l'histoire géodynamique externe de la plate-forme. En particulier, on a pu suivre l'évolution et le déplacement des zones de construction en fonction d'une part, des étapes de la transgression puis de celles du comblement, d'autre part, de la déformation du plancher de sédimentation.

A l'échelle Pyrénéo-provençale les similitudes, tant biologiques que morphologiques, se sont une nouvelle fois confirmées par le biais des constructions à Rudistes qui apparaissent ainsi parmi les éléments de comparaison les plus significatifs de ces deux domaines.

QUATRIÈME PARTIE

A : PALÉONTOLOGIE DES RUDISTES

SOMMAIRE

SYSTÉMATIQUE DES HIPPURITIDÉS	329	REMARQUES SUR QUELQUES REQUIENIDÉS ET RADIOLITIDÉS	350
A — Les Morpho-genres	329	<i>Apricardia</i>	350
- Les travaux précurseurs	329	<i>Biradiolites radix</i>	351
- Les travaux récents	331	<i>Biradiolites similivalvis</i>	351
B — Essai de reconstitution phylétique	337	<i>Radiolites vallispetrosae</i>	351
- Origine de Hippuritidés	337		
- Systématique de Hippuritidés pyrénéens	339		
• Sous-famille <i>Hippuritellinae</i>	339		
• Sous-famille <i>Hippuritinae</i>	342		
Le taxon <i>praegosaviensis</i>	348		
C — Conclusions	350		

SYSTÉMATIQUE DES HIPPURITIDÉS

A — LES MORPHO-GENRES

L'abondance des Rudistes, Hippuritidés et Radiolitidés, dans le Crétacé supérieur est-pyrénéen conduit, tout naturellement, après leur utilisation en stratigraphie, à aborder les problèmes délicats qui s'attachent à leur classification systématique.

Seule la famille des *Hippuritidae*, dont les représentants sont tous d'âge Crétacé supérieur, sera étudiée.

Les travaux précurseurs

Au cours du XIX^e siècle, la position systématique d'abord incertaine des Rudistes ne conduit qu'à la création des premiers genres du groupe : *Hippurites* LAMARCK, 1801 ; *Batolites* DE MONTFORT, 1808. Reconnus enfin comme Lamellibranches [G.-P. DESHAYES, 1825], ils sont regroupés au sein d'une famille des *Hippuritidae* GRAY, 1848, super-famille des *Hippuritacea* GRAY, 1848. Petit à petit, la représentativité de cette famille s'accroît avec la définition de nouveaux genres : *Barretia* WOODWARD, 1862 ; *Pironaea* MENEHINI, 1868 ; *Vaccinites* FISCHER, 1887 (seuls les genres qui se sont maintenus jusqu'à nos jours sont évoqués ici) ; tous sont définis sur des caractéristiques internes de la coquille.

Une première ébauche de classification apparaît dans l'article de P. FISCHER [1887], qui définit les divisions suivantes :

Famille *Hippuritidae*

Hippurites LAMARCK, 1801.

Sections :

- *Hippurites s. st.* [= *Orbignya* WOODWARD, 1862] : arête cardinale absente ;
- *Vaccinites* FISCHER, 1887 : arête cardinale bien développée ;
- *Pironaea* MENEHINI, 1868 : plusieurs duplicatures ou piliers accessoires.

Le genre *Barretia* est rapporté à un Polypier, le nouveau genre *Arnaudia* BAYLE, 1887, est rattaché à la famille des Radiolitidés (*Biradiolites*).

Dès la fin du XIX^e siècle, H. DOUVILLE [1890-1894], expose ses conceptions sur la «classification et le groupement des Hippurites». Les genres, au nombre de 4, sont toujours définis par les caractéristiques internes de leur valve fixée ; mais, dans le genre *Hippurites*, 4 subdivisions, fondées sur la forme des pores de la valve operculaire, et composées chacune d'un ou plusieurs groupes, sont proposées.

Cette classification peut se résumer de la façon suivante :

- *Hippurites* à pores réticulés : 2 groupes ;

- *Hippurites* à pores subréticulés : 1 groupe ;
- *Hippurites* à pores polygonaux : 4 groupes ;
- *Hippurites* à pores linéaires : 6 groupes ;
- *Hippurites* à replis multiples : 3 groupes : *Batolites*, *Pironaea*, *Barretia*.

En 1908, H. DOUVILLE, rompant avec les concepts jusque là en vigueur, crée le genre *Hippuritella* pour les formes à pores polygonaux ou subpolygonaux. Puis, les divergences qui l'opposent régulièrement à A. TOUCAS, le conduisent, en 1935, à proposer une dernière et curieuse classification hétérogène où les genres sont définis aussi bien par des caractères externes (nature des pores) qu'internes (position du ligament, replis multiples).

Au sein du rameau des *Hippurites*, six divisions sont ainsi proposées :

- Formes à ligament dégénéré : *Orbignya* ;
- Formes à pores réticulés : *Vaccinites* ;
- Formes à pores polygonaux ou linéaires : *Hippuritella* ;
- Formes à replis multiples : *Batolites* ; *Pironaea* ; *Barretia*.

A. TOUCAS [1903] utilise largement les travaux de H. DOUVILLE et reconnaît «l'importance qu'on doit attacher aux pores de la valve supérieure des Hippurites, au point de vue de leur classification générale».

Sa classification ne comprend qu'un seul genre et 2 sous-genres conformément aux 2 sections établies par P. FISCHER. Elle se présente comme suit :

Genre *Hippurites*.

Sous-genre *Orbignya* : toutes les formes, à arête cardinale triangulaire, ou pourvues d'un simple bourrelet qui peut même disparaître, soit :

- 1 - tous les Hippurites à pores linéaires ;
- 2 - les groupes de l'*H. variabilis* et de l'*H. toucasii* des Hippurites à pores polygonaux

Sous-genre *Vaccinites* : toutes les formes à arête cardinale allongée et lamelliforme, soit :

- 1 - tous les Hippurites à pores réticulés et subréticulés ;
- 2 - les groupes de l'*H. sulcatus* et de l'*H. cornuvaccinum* (réunis en un seul) des Hippurites à pores polygonaux.

Formes à replis multiples. Pourront également être réparties entre ces deux grandes divisions les formes à replis multiples, *Batolites* avec *Orbignya*, *Pironaea* et *Barretia* avec *Vaccinites*.

Au cours des années 1920-1930, l'adjonction de nouveaux genres - *Praebarettia* TRECHMANN, 1924 ; *Parastroma* DOUVILLE, 1926 ; *Tetracionites* ASTRE, 1931 ; *Torreites* PALMER, 1933 - conduit H.-J. MAC GILLAVRY [1935 à 1937], à proposer un nouvel essai de classification. Au sein d'un «Trechmannellid type» cinq sous-familles sont regroupées. Dans celle des *Hippuritinae* la répartition des genres se fait en fonction du caractère des perforations de la valve operculaire et de l'architecture interne de la valve fixée.

Sont ainsi définies les subdivisions suivantes :

- 1 - Pores linéaires, punctiformes à arrondis ou polygonaux...
 - 3 piliers. Pores inconnus : *Tetracionites*
 - 2 piliers
 - . rudimentaires ainsi que l'arête ligamentaire : *Arnaudia*
 - . distincts : *Hippurites* (s.s.)
- (*Hippuritella p.p.*, *Orbignya*, *Batolites*).

2 - Pores denticulés, réticulés, subréticulés ou polygonaux...

- L, toujours reconnaissable,...

. *Vaccinites* et *Hippuritella* p.p.. *Pironaea*

- L, souvent seule reconnaissable,...

. *Praebarretia*. *Barretia*, *Parastroma*3 - Pas de pores, arête ligamentaire extrêmement développée, ... : *Torreites*.

De plus H.-J. MAC GILLAVRY [1937, p. 110], prévoit que dans le cas où les formes à pores polygonaux seraient réunies en un groupe homogène cette classification deviendrait :

- Pores linéaires, punctiformes ou ronds : genre *Arnaudia* ; genre *Hippurites* (s. st.) ;- Pores polygonaux : genre *Hippuritella* ;- Pores denticulés, réticulés ou subréticulés : genre *Vaccinites*, *Pironaea*, *Praebarretia*, *Barretia*, *Parastroma* ;- Absence de pore : genre *Torreites*.

De 1938 à 1946, trois nouveaux genres sont créés. *Yvaniella*, MILOVANOVIC, 1938, n'est défini que par la forme des perforations de la valve operculaire qui sont, pour l'inventeur, des «caractères génériques». *Rhedensia*, SENESSE 1939, se distingue des autres genres par la forme des pores, l'écartement des replis, la longueur de l'arête ligamentaire et l'inclinaison de l'appareil cardinal qui deviennent autant de caractères génériques. Enfin, en 1946, P. SENESSE donne «aux pores la valeur d'un caractère générique fondamental» et introduit le genre *Pseudovaccinites* qu'il accompagne de considérations évolutives. Il propose conjointement une classification en 2 groupes. «Un groupe principal... englobant toutes les formes à valves supérieures perforées». Ce groupe se compose de deux sections qui, outre la dissemblance des pores, diffèrent aussi par : la valeur de l'arc L.S.E., la disposition de la ligne cardinale, la taille de la cavité accessoire, «le nombre, la forme, l'importance et la nature des invaginations de la valve droite,...».

— 1^{re} section : pores linéaires, punctiformes, arrondis, polygonaux et subpolygonaux : genre *Orbignya* (P. SENESSE reconnaîtra plus tard [1952] la non validité du genre et sa substitution par le genre *Hippurites*) ; il est à l'origine de 7 phylums et il s'en détache quatre sous-genres : *Rhedensia*, *Tetracionites*, *Vaccinites*, *Arnaudia*.

— 2^e section : pores réticulés, denticulés, subréticulés : genre *Pseudovaccinites* ; il est à l'origine de 6 phylums et il s'en détache quatre sous-genres : *Pironaea*, *Praebarretia*, *Barretia*, *Parastroma*.

Le deuxième groupe est appelé «groupe dérivé... comprenant seulement quelques formes à valve supérieure non perforée». Il est constitué d'un seul genre : *Torreites* PALMER, 1933.

Les travaux récents

En 1952 puis en 1969, C. DECHASEAUX dresse un inventaire de genres définis par une somme de caractères internes et externes (pores, arête ligamentaire, dents, piliers) ; le secteur L.S.E. occupé par les trois principaux replis est qualifié d'important dans la caractérisation des différents genres et espèces. Sont ainsi avalisés les genres *Hippurites*, *Barretia*, *Batolites*, *Hippuritella*, *Parastroma*, *Pironaea*, *Praebarretia*, *Rhedensia*, *Tetracionites*, *Torreites*, *Vaccinites*, *Yvaniella*.

Le genre *Pseudovaccinites* est rejeté ; le genre *Arnaudia* placé parmi les incertains.

VAN DOMMELEN [1971], réhabilite le genre *Pseudovaccinites* en lui reconnaissant ses caractères évolutifs.

Ainsi, partant du genre unique des classifications de FISCHER et de TOUCAS on est parvenu, 70 ans plus tard, à un éclatement en 13 genres.

Pourtant, dans la pratique, la systématique des Hippuritidés au niveau générique ne fait l'objet d'aucun consensus général.

A ce propos, l'utilisation du genre *Hippurites*, par exemple, est symptomatique :

- pour certains, ce genre englobe la totalité des représentants de la famille des Hippuritidés (*Orbignya*, *Vaccinites*, *Hippuritella*) à l'exclusion des formes à replis multiples [A. POLSAK, 1967 ; M. PLENICAR, 1975 ; J.-M. PONS, 1977].

- pour d'autres, il se restreint aux formes à pores linéaires, vermiculés ou punctiformes, possédant ou non une arête ligamentaire et au plus deux piliers [C. DECHASEAUX, 1952 ; M. BILOTTE, 1970 ; J. PHILIP, 1970 ; A. PAMOUKTCHIEV, 1975 ; D. LUPU, 1976] ; dans ce dernier cas, *Vaccinites* et *Hippuritella* ont aussi valeur générique.

Récemment, j'ai proposé [M. BILOTTE, 1981], une classification des Hippuritidés fondée sur des critères morphologiques de similitudes.

Les caractères retenus pour les diagnoses et leurs hiérarchisations sont les suivantes :

- Forme des pores de la valve operculaire gauche	Sous-famille
- Nombre de replis internes (S,E,A,L,...)	} Génériques
- Développement de l'arête ligamentaire (L)	
- Valeur de α	
- Texture du test externe	} Subgénérique
- Spécialisation de la valve gauche	

Le tableau 47 schématise cette proposition de classification qui va être maintenant modifiée pour les raisons suivantes :

SUPER-FAMILLE HIPPURITACEA GRAY. 1848 FAMILLE HIPPURITIDAE GRAY. 1848			
Sous-famille HIPPURITINAE	Sous-famille HIPPURITELLINAE	Sous-famille PSEUDOVACCINITINAE	Sous-famille TORREITINAE
Pores linéaires, vermiculés, punctiformes Genre HIPPURITES LAMARCK, 1801 2 piliers (S,E) ; arête ligamentaire (L) pouvant disparaître ; $\alpha > 60^\circ$ Sous-genre HIPPURITES Sous-genre YVANIELLA Sous-genre BATOLITES Genre TETRACIONITES ASTRE, 1931 3 piliers (S,E,A) ; arête ligamentaire (L), $35^\circ < \alpha < 60^\circ$	Pores polygonaux ou sub-polygonaux Genre HIPPURITELLA DOUVILLE, 1908 2 piliers (S,E) ; arête ligamentaire (L) courte ; $\alpha > 50^\circ$ Genre RHEDENSIA SENESSE, 1939 2 piliers (S,E) ; arête ligamentaire (L) moyenne ; $35^\circ < \alpha < 45^\circ$ Genre VACCINITES FISCHER, 1887 2 piliers (S,E) ; arête ligamentaire (L) longue ; $30^\circ < \alpha < 45^\circ$	Pores réticulés, denticulés ou subréticulés Genre PSEUDOVACCINITES SENESSE, 1946 2 piliers (S,E) ; arête ligamentaire (L) longue ; $\alpha < 45^\circ$ Genre TETRAVACCINITES BILOTTE, 1980 3 piliers (S,E,A) ; arête ligamentaire (L) longue ; $\alpha < 45^\circ$ Genre PSEUDOPIRONAEA BILOTTE, 1980 2 piliers (S,E) ; arête ligamentaire (L) longue ; nombreux bourrelets (pseudo-piliers) périphériques ; $\alpha \leq 45^\circ$ Genre PIRONAEA MENEHINI, 1868 Genre PRAEBARRETIA TRECHMANN, 1924 Genre BARRETIA WOODWARD, 1862	Pas de pores Genre TORREITES PALMER, 1933

Tab. 47 : Classification des Rudistes *Hippuritidae* (M. BILOTTE, 1981 - partiellement abandonnée).

Remarques :

La réalisation de cette classification qui n'a pris en compte que des caractères morphologiques a conduit :

- d'une part, à accepter le bien fondé de la distinction des genres *Vaccinites* et *Pseudovaccinites* [P. SENESSE, 1964] ; en effet, le genre *Vaccinites* ayant pour type l'espèce *cornuvaccinum*, forme à pores polygonaux, il ne peut, compte-tenu de la valeur accordée à l'aspect des pores de la valve operculaire, englober les formes à pores réticulés, denticulés et subréticulés pour lesquels P. SENESSE a créé le genre *Pseudovaccinites*.

- d'autre part, à établir 2 genres nouveaux, *Tetravaccinites* et *Pseudopironaea* caractérisés, l'un par l'existence d'un 3^e repli (Fig. 100), l'autre par la présence de nombreux bourrelets internes soulignés par des sillons à la périphérie externe du test (Fig. 100).

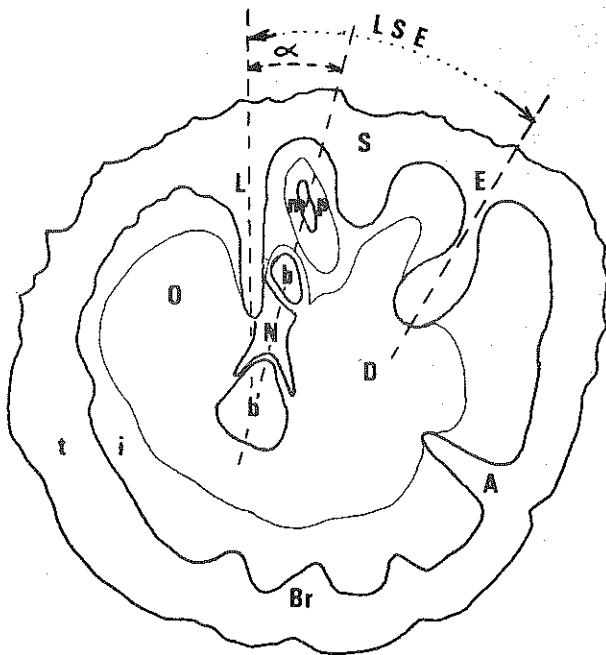


Fig. 100 : Représentation graphique des symboles utilisés dans la description des Hippuritidés.

L : arête ligamentaire ; S : 1^{er} pilier ; E : 2^e pilier ; A : 3^e pilier ; Br : bourrelets ; b'Nb : appareil cardinal de la valve droite ; mp : muscle postérieur ; D : cavité principale ; O : accessoire ; T : test externe ; α : inclinaison de l'appareil cardinal par rapport à l'axe de l'arête ligamentaire ; LSE : portion de tour occupée par les trois replis.

- enfin, à redistribuer au sein de 4 sous-familles, définies sur les caractères des valves operculaires les taxons retenus (Tab. 47).

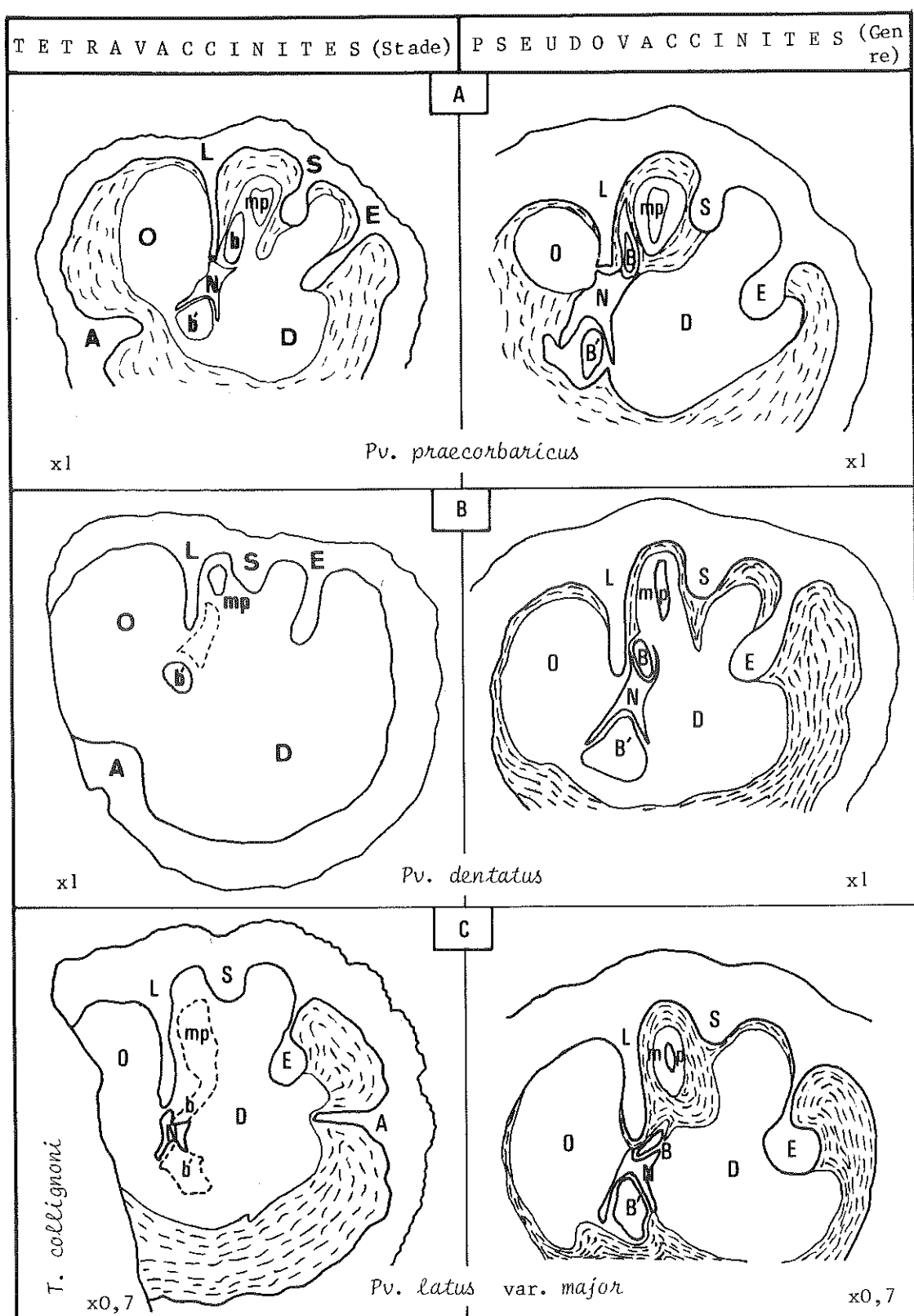
Ces deux derniers points, en particulier, sont les plus criticables. A la suite des interventions amicales de J. PHILIP, je suis conduit à rejeter dans sa totalité le premier et à moduler le second.

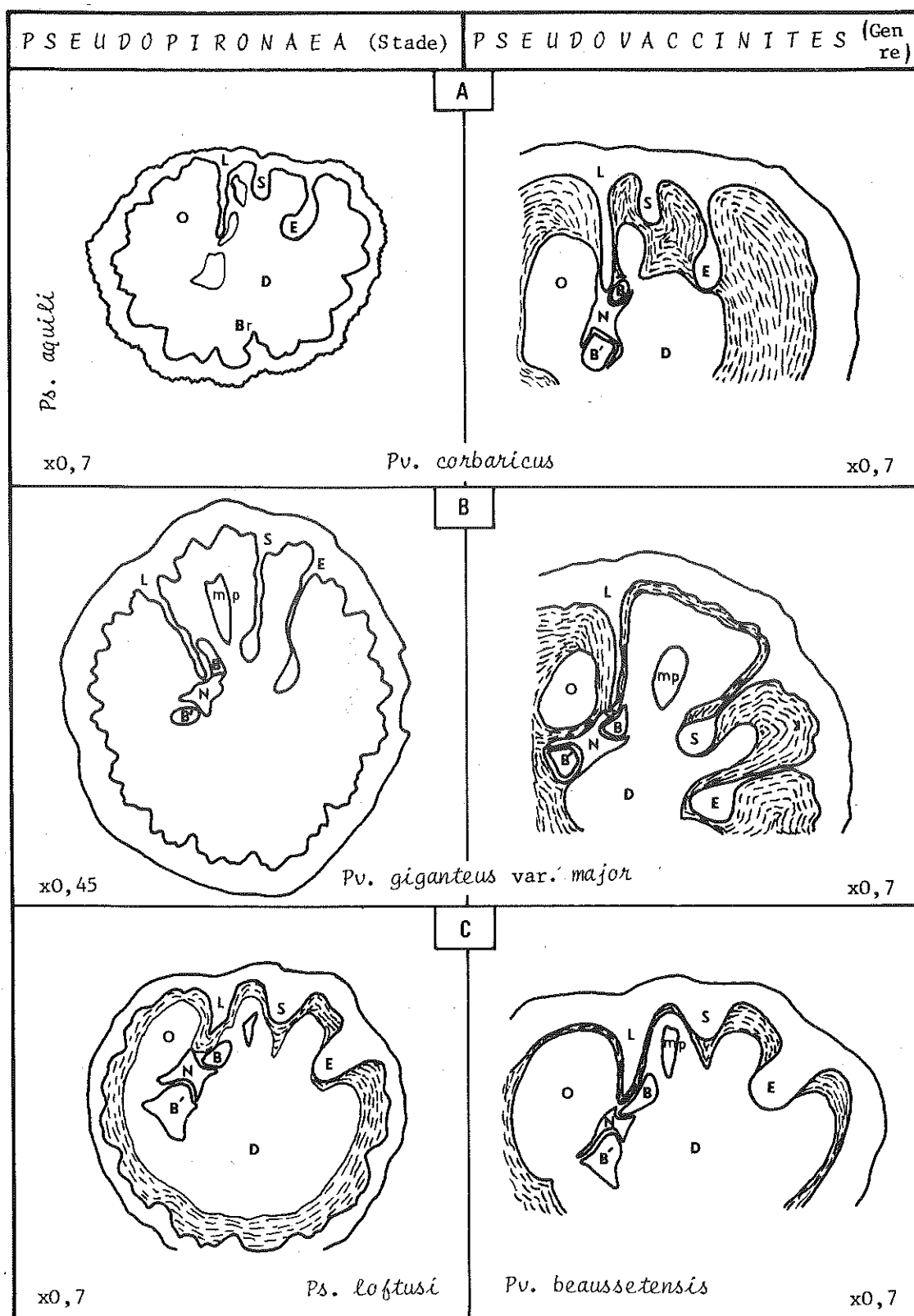
Remarque 1

Sur la non-validité des genres *Tetravaccinites* et *Pseudopironaea*.

La création de ces 2 genres s'appuyait, au départ, sur des observations historiques contradictoires.

En 1903, A. TOUCAS figure des exemplaires de «*Vaccinites*» *praecorbaricus* et *loftusi* pourvus, les premiers d'un pilier supplémentaire [Fig. 128, p. 84], les seconds de replis internes multiples [Fig. 127, p. 82]. Bien qu'il émette l'hypothèse que ces replis puissent être à «l'origine des replis plus saillants des *Pironaea*», il conclut qu'en raison de leur caractère accidentel, ils ne peuvent suffire à définir un groupe particulier [p. 111].

Fig. 101 : Exemples d'évolutions vers le stade *Tetravaccinites*

Fig. 102 : Exemples d'évolutions vers le stade *Pseudopironaea*

En 1947 et 1963, P. SENESSE dans une série d'articles sur les Hippurites à replis multiples du Turonien supérieur des Corbières [1947, 1949, 1962, 1963], considère que ces formes sont de vraies *Pironea* car «la construction de leur valve inférieure obéit aux mêmes règles» ; pourtant il maintient l'espèce dans le genre *Pseudovaccinites*, peut-être en raison du fait que «les irrégularités du pourtour du manteau, qui ont donné les replis du test, sont dues à des influences du milieu...» [p. 244].

P. SENESSE reconnaissait donc à ces dispositifs un rôle fonctionnel susceptible de se reproduire sur de petites populations dans des conditions écologiques particulières. Dans tous les cas ces transformations apparaissent comme exceptionnelles.

Les observations actuelles ne font que confirmer la réalité de ces opinions.

Outre l'espèce *praecorbaricus* (Fig. 101A) du Turonien supérieur, le repli supplémentaire a été individualisé sur :

- *Pv. dentatus* (Fig. 101B), du Santonien inférieur ;
- *Pv. latus* var. *major* (= *Tetravaccinites collignoni*, BILOTTE), du Santonien supérieur (Fig. 101C).

Il en est de même des replis périphériques nombreux qui, outre l'espèce *loftusi* (Fig. 102C) sont connus sur :

- *Pv. corbaricus* (= *aquil* SENESSE), du Turonien sommital (Fig. 102A) ;
- *Pv. giganteus* var. *major*, du Santonien inférieur (Fig. 102B) ; d'après une photographie de J.-M. PONS [1977, Pl. XXI].

On peut encore citer ici M. LUPU et D. LUPU [1961], D. LUPU [1976], qui observent dans l'espèce *oppeli* DOUV. de nombreux morphotypes présentant «un replissement successivement compliqué de la partie interne de la couche externe du test» qu'ils assimilent à une évolution «vers les types primitifs du genre *Pironea*» ; ils baptisent ces formes *oppeli pironeaeiformis*.

On constate donc que les «genres» *Tetravaccinites* et *Pseudopironea* sont atteints par des espèces différentes de *Pseudovaccinites*. Qu'ils constituent donc un stade d'évolution vers un dispositif morphologique particulier qui est la multiplication des replis. A ce titre et étant donné leur caractère exceptionnel (voire tératologique), ils ne méritent pas le statut générique que je leur avais accordé. Ils témoignent, malgré tout, de cette tendance à la multiplication des replis qui sera une des caractéristiques, au Maastrichtien, des *Pironea* de la province orientale.

A ce propos, une remarque s'impose : doit-on accorder au genre *Pironea* l'homogénéité qu'on lui reconnaît habituellement.

Son origine déjà est controversée : pour A. TOUCAS [1903] et après lui B. MILOVANOVIC [1960] et H. VAN DOMMELEN [1971], elle se situe dans l'espèce *loftusi* (*Pseudovaccinites*) ; pour A. PAMOUKTCHIEV [1975], c'est l'espèce *variabilis* (*Hippuritella*) qui serait la souche.

Quoi qu'il en soit, on reconnaît dans la construction du genre *Pironea*, tel qu'il est actuellement compris, 2 types morphologiques différents, l'un typique des *Pseudovaccinites*, tel *Pironea polystila*, l'autre semblable aux *Vaccinites*, avec *Pironea corrugata*.

Il est vrai que cette distinction n'est sensible que si l'on admet la séparation des genres *Pseudovaccinites* et *Vaccinites*. Dans ce cas, le genre *Pironea* n'aurait pas une origine unique mais il s'agirait d'une évolution atteinte parfois simultanément par des lignées différentes.

Dans ces lignées, cette mutation est définitivement fixée et transmise de générations en générations ; de plus, elle intéresse des populations entières, ce qui n'était jamais le cas pour les stades *Tetravaccinites* et *Pseudopironea*.

Les éléments manquent pour juger de la validité des autres genres d'Hippuritidés à piliers multiples tels *Tetracionites*, *Praebarretia*, *Barretia*, mais il ne serait pas étonnant d'y découvrir des processus évolutifs analogues.

Remarque 2

Sur l'opportunité des 4 sous-familles d'*Hippuritidae*.

Hippurites et *Pseudovaccinites* sont tenus pour avoir la même origine [A. TOUCAS, 1907 ; J. PHILIPP, 1981]. Pour cette raison, il semble effectivement plus logique de les maintenir au sein d'une unique sous-famille, celle des *Hippuritinae*, au lieu de les diviser en *Hippuritinae* et *Pseudovaccinitinae* [M. BILOTTE, 1981].

Les 2 autres sous-familles, *Hippuritellinae* et *Torreitinae* semblent pouvoir être maintenues.

Toutes ces considérations, aussi bien l'origine des genres que le regroupement en unités d'ordre supérieur conduisent naturellement à aborder la phylogénie des *Hippuritidae*.

B — ESSAI DE RECONSTITUTION PHYLÉTIQUE**Origine des Hippuritidés**

L'origine phylétique des Hippuritidés est inconnue. H. DOUVILLE [1890] les faisait dériver des *Caprinidae* ; P.-W. SKELTON [1978] considère, lui, que *Caprinidae* et *Hippuritidae* constituent 2 rameaux différents dérivant des *Caprotinidae*.

Compte-tenu du changement de la faune de Rudistes à la limite Cénomanién-Turonien qui se traduit par le remplacement radical et brutal des Caprinidés par les Hippuritidés, il semble possible de rechercher l'origine de ces derniers chez leurs prédécesseurs immédiats. Cette évolution peut se réaliser dans un processus relevant de la macro-évolution [J. PHILIP, 1981], à savoir ici, celui des Équilibres intermittents [S.-J. GOULD et N. ELDREDGE, 1977].

C'est l'hypothèse qui sera adoptée ici (Fig. 103).

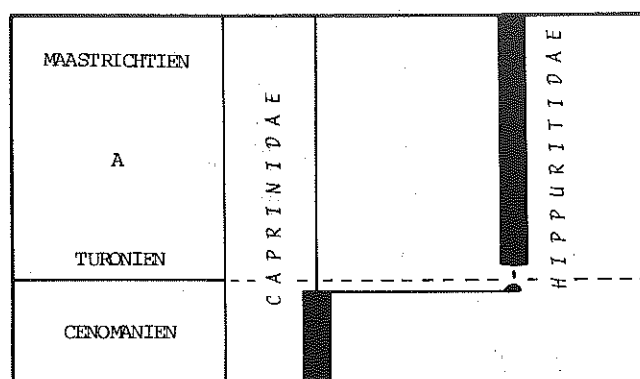


Fig. 103 : Origine des *Hippuritidae* dans la théorie des Équilibres intermittents.

La forme ancestrale des Hippuritidés a été diversement interprétée.

En 1910, A. TOUCAS place l'espèce *primordialis* TOUCAS (*requieni* pars.) à l'origine de sa lignée *Hippurites* et, l'espèce *praepetrocoriensis* TOUCAS à l'origine de la lignée *Vaccinites* (= *Pseudovaccinites*). Il indique que bien qu'ayant une apparition simultanée «il est fort probable que c'est...., l'*Hippurites primordialis* qui doit être le type ancestral commun, ses caractères internes se retrouvant dans les jeunes «*Vaccinites*»».

Ce fait est corroboré par J. PHILIP [1981] qui démontre, à partir de coupes sérieées, que «les stades jeunes de «*Vaccinites*» sont ceux des adultes d'*Hippurites*...».

Pour H. DOUVILLE, la souche des Hippuritidés se situe chez les formes à pores polygonaux. En réponse à A. TOUCAS, il rétorque que si les espèces *primordialis* et *praepetrocoriensis* sont les plus anciennes alors connues, «elles sont déjà si évoluées qu'il semble impossible de les considérer comme

réellement primitives. C'est dans le Turonien inférieur et moyen qu'il faudrait les rechercher et à ce niveau, nous ne connaissons pas encore de faune de Rudistes».

La récente découverte, par J. PHILIP [1978], en Provence, d'une petite faune d'Hippuritidés, au sommet d'une formation apparemment rattachée du point de vue séquentiel au Cénomanién supérieur vient en partie combler cette lacune. L'espèce dominante, *fontalbensis* PHILIP, connue seulement par sa valve droite, présente des caractéristiques internes de *Vaccinites s. st.*

Ce fait accrédite de plus en plus la conception de H. DOUVILLE selon laquelle les premiers Hippuritidés seraient des formes à pores polygonaux.

C'est aussi l'hypothèse qui sera adoptée ici (Fig. 104).

L'évolution des *Hippuritidae* dans le cadre de la théorie de l'Équilibre intermittent pourrait se réaliser suivant le scénario proposé par J. MAHE et C. DEVILLERS [1981] :

- formation d'isolats (1 ou plusieurs) à partir d'une population-souche (Caprinidés), au toit de la dernière séquence transgressive du Cénomanién ; ces isolats sont à l'origine des *Hippuritellinae* ;
- dans des conditions favorables du milieu se réalise la spéciation (*Vaccinites fontalbensis* par exemple) ;
- au début du Turonien, la quasi disparition des plates-formes carbonatées récifales fait perdre la trace de ces isolats ;
- au cours du Turonien moyen, le retour des conditions nécessaires à la vie récifale et ceci pour une longue période, s'accompagne de l'éclosion des Hippuritidés qui remplacent les Caprinidés.

La fig. 104 illustre ce schéma évolutif.

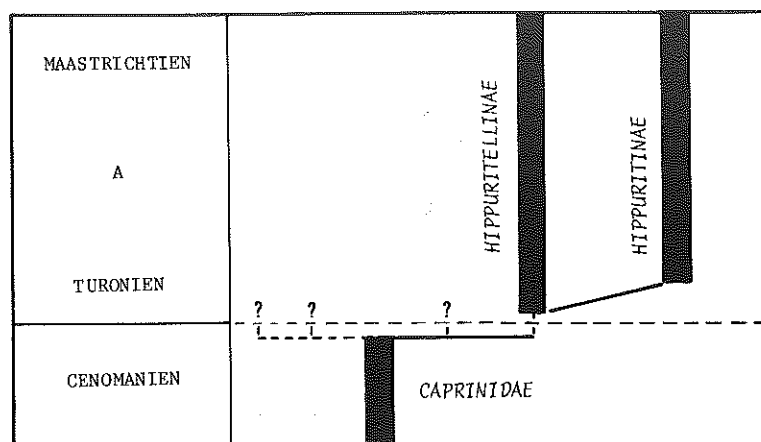


Fig. 104 : Origine et évolution des *Hippuritidae*.

Sur le domaine de ces recherches, l'intervalle Cénomanién sommital-Turonien inférieur, n'a jamais livré d'Hippuritidés. Par contre, Hippuritins et Hippuritellins sont représentés par leurs genres caractéristiques dès le Turonien moyen (Tu 2, Tab. 10 et Fig. 105), c'est-à-dire dès l'installation des plates-formes carbonatées.

Dans la suite de cet exposé, il ne sera traité, en priorité, que des sous-familles, genres et espèces reconnus sur le territoire pyrénéen étudiée.

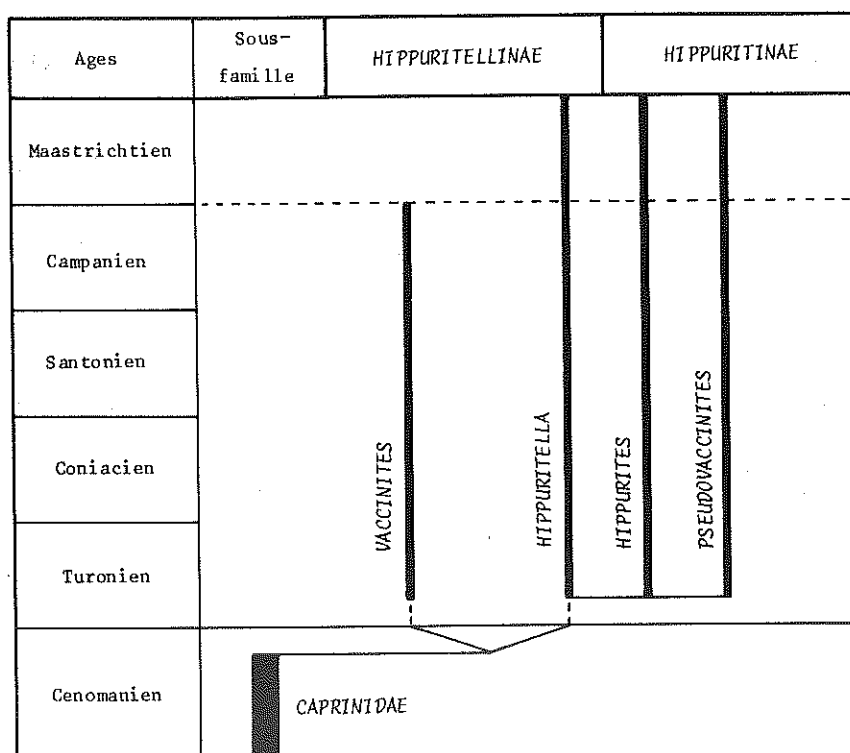


Fig. 105 : Les principaux genres d'*Hippuritidae* pyrénéens et leurs relations phylétiques.

Systématique des Hippuritidés pyrénéens

Sous-famille *HIPPURITELLINAE* BILOTTE, 1981.

La sous-famille des *Hippuritellinae* regroupe les genres *Hippuritella*, *Vaccinites s. st.* et *Rhedensia* à pores polygonaux ou subpolygonaux.

Cette sous-famille occupe, dans la systématique des Rudistes, une position charnière. En effet, s'y l'on ne tient compte que des caractéristiques internes des valves droites, il existe de très nombreuses affinités entre :

- *Hippuritella* et *Hippurites* ;
- *Vaccinites* et *Pseudovaccinites* ;

c'est dans cet esprit là qu'est conçue la classification de TOUCAS.

- *Rhedensia* est présenté par P. SENESSE [1939] comme un groupe intermédiaire entre *Hippurites* et *Pseudovaccinites* ; il n'est pas exclu que ce genre soit sans valeur car il paraît avoir été créé sur des formes jeunes de *Vaccinites*.

Quoi qu'il en soit, on comprend les raisons qui ont conduit H. DOUVILLE à rechercher au travers du genre *Hippuritella*, la souche mère des Hippuritidés.

La composition globale de cette sous-famille est la suivante [M. BILOTTE, 1981] :

a) Genre *Hippuritella* DOUVILLE, 1908.

2 replis S,E ; arête courte ; $\alpha > 50^\circ$

Générotype : *Hippurites maestrei* VIDAL, 1878

- Groupe *variabilis*

Arête ligamentaire triangulaire tronquée se transformant en un bourrelet de plus en plus réduit.

Morpho-espèces :

Hippuritella subpolygonia TOUCAS Turonien sup.

Hippuritella sarthacensis COQ (et var.) Santonien

Hippuritella maestrei VIDAL Santonien sup.

Hippuritella variabilis MUN.-CH. Campanien

Hippuritella lapeirousei GOLD. Maastrichtien

Hippuritella castroi VIDAL Maastrichtien.

- Groupe *toucasi*

Arête ligamentaire triangulaire arrondie à son extrémité, évoluant vers un large bourrelet.

Morpho-espèces :

Hippuritella toucasi d'ORB. Santonien inf.

Hippuritella carezi DOUV. Santonien sup.

Hippuritella sulcatissima DOUV. Santonien sup.

Hippuritella sulcatoides DOUV. Campanien.

b) Genre *Vaccinites* (FISCHER, 1887) *emend* (TOUCAS, 1903) *emend* SENESSE, 1946

2 replis S,E ; arête ligamentaire longue ; $0^\circ < \alpha < 45^\circ$

Générotpe : *Hippurites cornuvaccinum* BRONN, 1831

Morpho-espèces :

Vaccinites grossouvrei DOUV. Turonien sup.

Vaccinites sulcatus DEFRANCE Santonien sup.

Vaccinites archiaci MUN.-CH. Campanien.

Vaccinites cornuvaccinum BRONN Campanien.

c) Genre *Rhedensia* SENESSE, 1939

2 replis S,E ; arête ligamentaire moyenne ; $35^\circ < \alpha < 45^\circ$.

Générotpe : *Rhedensia mutans* SENESSE, 1939

Morpho-espèces :

Rhedensia mutans SENESSE Turonien sup.

Rhedensia astrei SENESSE Turonien sup.

Le genre *Hippuritella* se compose de 2 groupes dérivés de l'espèce *subpolygonia* : le groupe *toucasi*, dont le dernier représentant est d'âge Campanien (inf. ?) ; le groupe *variabilis*, qui s'éteint au Maastrichtien supérieur avec l'espèce *castroi* (Fig. 106).

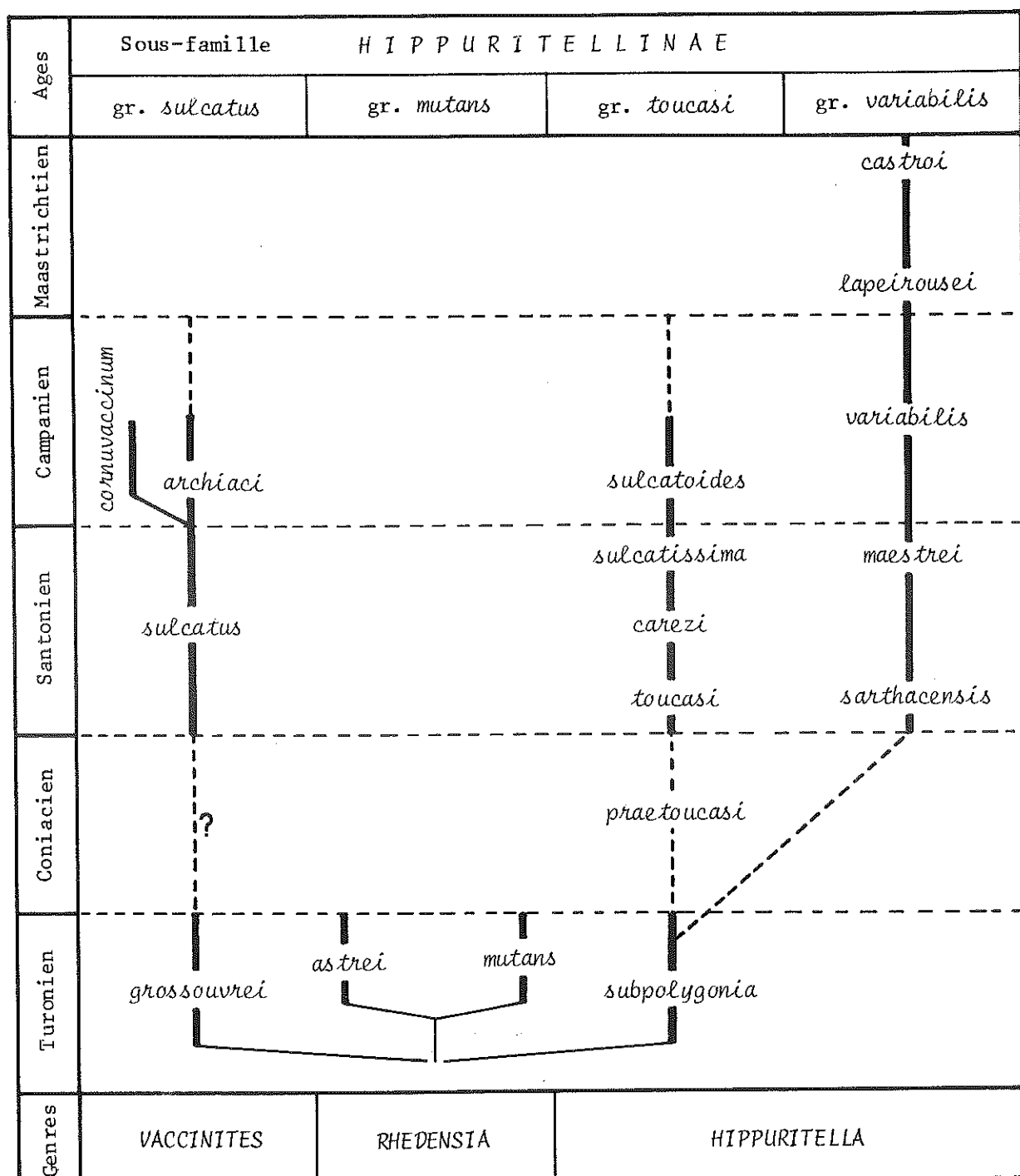
Cette notion de groupe, héritée des travaux de H. DOUVILLE [1890] correspond à la notion actuelle de lignée spécifique ou chrono-espèce. Les groupes sont composés de plusieurs morphotypes qui se relaient dans le temps et illustrent des degrés successifs d'évolution [J. REY, 1983] : ce sont des morpho-espèces ou transients, pris comme espèces paléontologiques.

Les différents groupes se différencient par cladogénèses successives. Au sein de chaque groupe, l'évolution des morpho-espèces se fait de façon progressive, anagénétique.

Au genre *Vaccinites* correspond le groupe *sulcatus* de TOUCAS réduit aux espèces de la province occidentale, sauf pour *Vaccinites cornuvaccinum* BRONN, formellement identifiées dans le Campanien inférieur de la Pedraforca [Atlas, Pl. 41, Fig. 8] (Fig. 106).

Des *Vaccinites* pourraient aussi dériver une partie des *Pironea*.

Le genre *Rhedensia* (sous réserve de sa validité), n'a pas de descendance post-turonienne et son importance, tant qualitative (2 espèces) que quantitative est faible (Fig. 106).

Fig. 106 : Schéma d'organisation phylétique des *Hippuritellinae*.

Sous-famille *HIPPURITINAE* (MAC GILLAVRY, 1937, *pars.*).

La sous-famille des *Hippuritinae* se compose, compte-tenu de la remarque précédente (Remarque 2, p. 337), des formes à pores linéaires, vermiculés et punctiformes, denticulés, réticulés ou subréticulés, à savoir des genres et sous-genres suivants :

a) Genre *Hippurites* s. l. (LAMARCK, 1801).

2 replis S,E ; arête ligamentaire développée, dégénérée ou absence ; $\alpha > 60^\circ$

Générotype : *Hippurites bioculatus* LAMARCK, 1801.

- Sous-genre *Hippurites* BILOTTE, 1981

Test externe massif. Oscules nettement formés.

Sub-générotype : *Hippurites bioculatus* LMK, 1801

• Groupe *canaliculatus*

Arête ligamentaire toujours triangulaire, tronquée dans les formes anciennes. S'allonge et perd progressivement sa troncature dans les formes récentes. Pores isolés.

Morpho-espèces :

Hippurites (H.) *requieni* MATH. (et var.) Turonien sup.

Hippurites (H.) *incisa* DOUV. Coniacien inf.

Hippurites (H.) *matheroni* DOUV. (et var.) Santonien inf.

Hippurites (H.) *canaliculatus* R. du R. Santonien sup.

Hippurites (H.) *crassicosatus* DOUV. Santonien sup.

Hippurites (H.) *striatus* DEFR. Santonien sup.

Hippurites (H.) *galeata* SENESSE Campanien.

Hippurites (H.) *heberti* MUN.-CH. (et var.) Campanien.

Hippurites (H.) *lamarcki* BAYLE Maastrichtien.

Hippurites (H.) *radiosus* Des MOUL. Maastrichtien.

Hippurites (H.) *serratus* DOUV. Maastrichtien.

• Groupe *socialis*

Arête ligamentaire triangulaire peu saillante, arrondie à son extrémité évoluant en un bourrelet. Pores isolés.

Morpho-espèces :

Hippurites (H.) *socialis* DOUV. (et var.) Coniacien-Santonien inf.

Hippurites (H.) *microstyla* DOUV. Santonien.

• Groupe *bioculatus*

Arête ligamentaire peu marquée ; bourrelet dans les formes primitives, disparaissant dans les formes récentes. Pores isolés.

Morpho-espèces :

Hippurites (H.) *praecessor* DOUV. Santonien sup.

Hippurites (H.) *praebioculatus* TOUCAS Santonien sup.

Hippurites (H.) *bioculatus* LMK. Santonien sup.

• Groupe *turgidus*

Arête ligamentaire peu marquée apparaissant sous la forme d'un bourrelet. Pores groupés en mailles polygonales.

Morpho-espèces :

Hippurites (H.) *sublaevis* MATH. Santonien inf.

Hippurites (H.) *turgidus* R. du R. (et var.) Santonien sup.

• Groupe *rennensis*

Arête ligamentaire marquée par un léger bourrelet ou absente. Pores groupés en mailles polygonales.

Morpho-espèces :

Hippurites (H.) *praerenensis* TOUCAS Santonien sup.

Hippurites (H.) *rennensis* DOUV. Santonien sup.

*

* *

Le genre *Hippurites*, sous-genre *Hippurites*, est subdivisé en 5 groupes. Comme l'avait déjà fort bien exprimé A. TOUCAS [1903], les chrono-espèces de ce genre paraissent toutes dériver du groupe *canaliculatus*, le seul dont la représentation couvre l'intervalle Turonien moyen à Maastrichtien supérieur. Dès le Turonien supérieur s'en détache, à partir de l'espèce *requieni* le groupe *socialis*, d'où dérivent, au Santonien, les groupes *bioculatus*, *turgidus* et *rennensis* (Fig. 107).

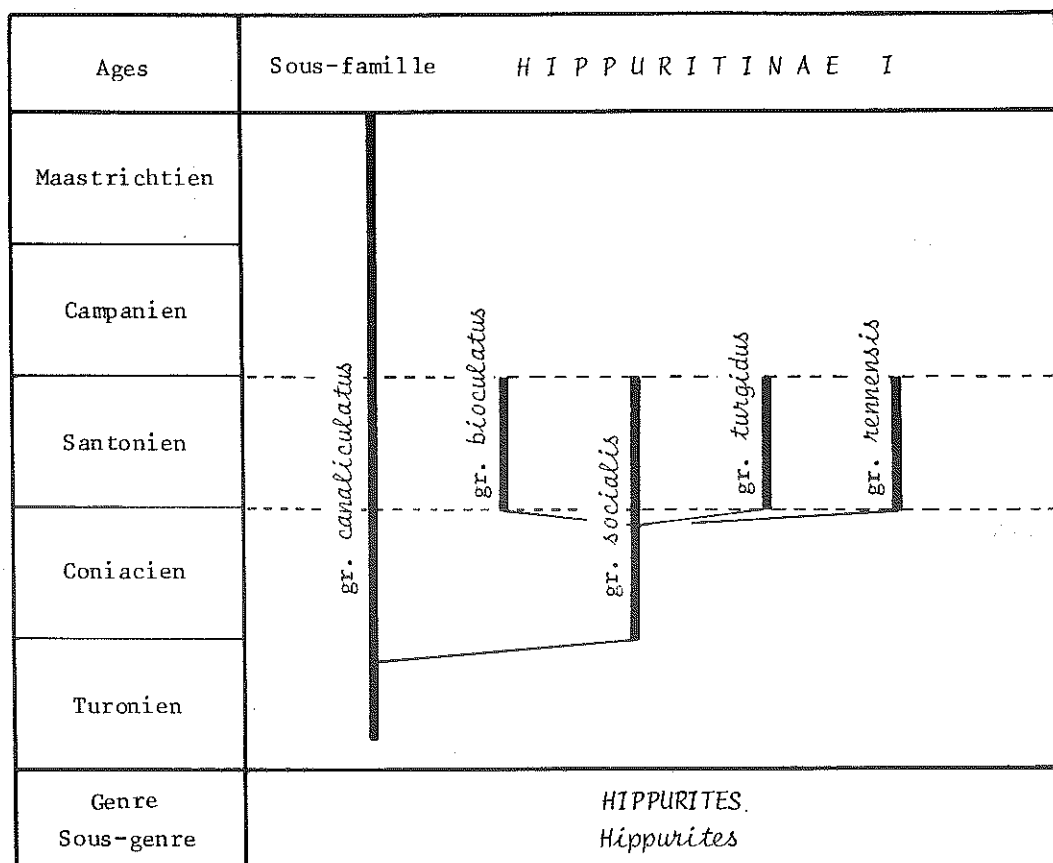


Fig. 107 : Les lignées spécifiques (chrono-espèces) du genre *Hippurites*, sous-genre *Hippurites*.

Par rapport aux 5 subdivisions de A. TOUCAS [1903] pour les Hippurites à pores linéaires, un groupe *socialis* a été substitué au groupe *organisans*, trop hétérogène car incluant des formes aussi différentes que *Batolites* et *Arnaudia*, érigés par ailleurs en sous-genres :

a1 - Sous-genre *Arnaudia* (BAYLE, 1887)

Test externe mince. Absence d'oscles.

Sub-générotype : *Hippurites arnaudi* COQUAND, 1859.

Morpho-espèce : *Hippurites* (A.) *arnaudi* COQ. Campanien.

a2 - Sous-genre *Batolites* (de MONTFORT, 1808)

Replis internes du test externe.

Sub-générotype : *Batolites organisans* de MONT., 1808.

Morpho-espèces : *Hippurites* (B.) *tirolica* DOUV. Santonien ?

Hippurites (B.) *organisans* de MONT. Santonien sup.

Le groupe *turgidus* a été réduit à 2 espèces en raison de l'abaissement de l'espèce *roquani* TOUCAS au rang de variété de l'espèce *turgidus* R. du R. [M. BILOTTE, 1981].

La fig. 108 résume l'organisation phylétique des espèces du genre *Hippurites* (*Hippurites*).

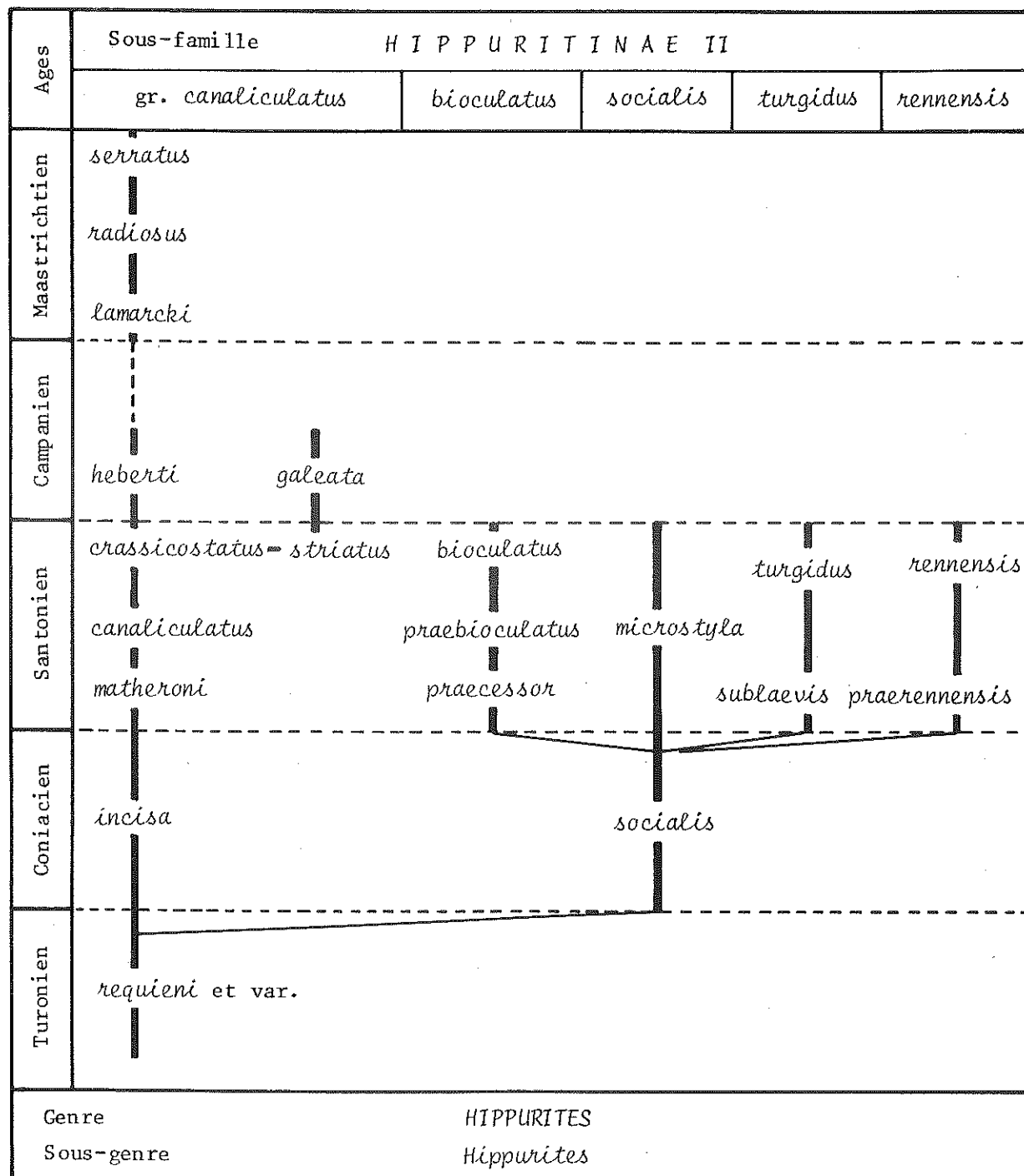


Fig. 108 : Schéma d'organisation phylétique au sein du genre *Hippurites*, sous-genre *Hippurites*.

b) Genre *Pseudovaccinities* SENESSE, 1946

2 replis S,E ; arête ligamentaire longue ; $\alpha < 45^\circ$.

Génératype : *Vaccinities latus* MATH. var. *major* TOUCAS.

• Groupe *dentatus*

Arête ligamentaire longue, perdant sa troncature dans les formes récentes ; pilier S court, massif, évasé à sa base ; pilier E, allongé et pincé à sa base.

Morpho-espèces :

Pseudovaccinities praepetrocoriensis TOUCAS Turonien moyen-sup.

Pseudovaccinities petrocoriensis DOUV. Turonien sup.

Pseudovaccinities marticensis DOUV. Coniacien.

Pseudovaccinities dentatus-latus MATH. Santonien.

Pseudovaccinities latus var. *major* TOUCAS Santonien sup.-Campanien.

• Groupe *moulinsi*

Arête ligamentaire triangulaire, perdant sa troncature dans les formes récentes ; pilier S court, massif, évasé à sa base ; pilier E quadratique.

Morpho-espèces :

Pseudovaccinities rousseli DOUV. Turonien sup.

Pseudovaccinities moulinsi H. F. Coniacien.

Pseudovaccinities beaussetensis TOUCAS Turonien sup. à Santonien.

• Groupe *gosaviensis*

Apophyse myophore mp allongée parallèlement à la dent postérieure B.

Morpho-espèces :

Pseudovaccinities praegosaviensis n. sp. Turonien sup.

Pseudovaccinities gosaviensis DOUV. Santonien ? - Campanien.

• Groupe *giganteus*

Arête ligamentaire longue perdant sa troncature dans les formes récentes ; piliers S et E pédiculés.

Morpho-espèces :

Pseudovaccinities inferus DOUV. (et var.) Turonien sup.

Pseudovaccinities giganteus H. F. Turonien terminal-Coniacien.

Pseudovaccinities giganteus var. *major* TOUCAS Santonien inf.

• Groupe *galloprovincialis*

Arête ligamentaire longue et mince. Les 3 replis L,S,E, restent très rapprochés.

Morpho-espèces :

Pseudovaccinities corbaricus DOUV. Coniacien.

Pseudovaccinities galloprovincialis MATH. Santonien.

Pseudovaccinities robustus TOUCAS Santonien sup.-Campanien.

• Groupe *zurcheri*

Arête ligamentaire longue et fine ; piliers S et E pédiculés ; les 3 replis L, S, E restant très rapprochés.

Morpho-espèces :

Pseudovaccinities zurcheri DOUV. Turonien terminal-Santonien inf.

Pseudovaccinities chaperi DOUV. Santonien.

*

* *

Le genre *Pseudovaccinites* est constitué de 6 groupes. Deux d'entre-eux, les groupes *dentatus* et *giganteus* ont vraisemblablement une racine commune ; A. TOUCAS avait suggéré l'espèce *praepetrocoriensis*, mais cela n'est pas prouvé (fig. 109).

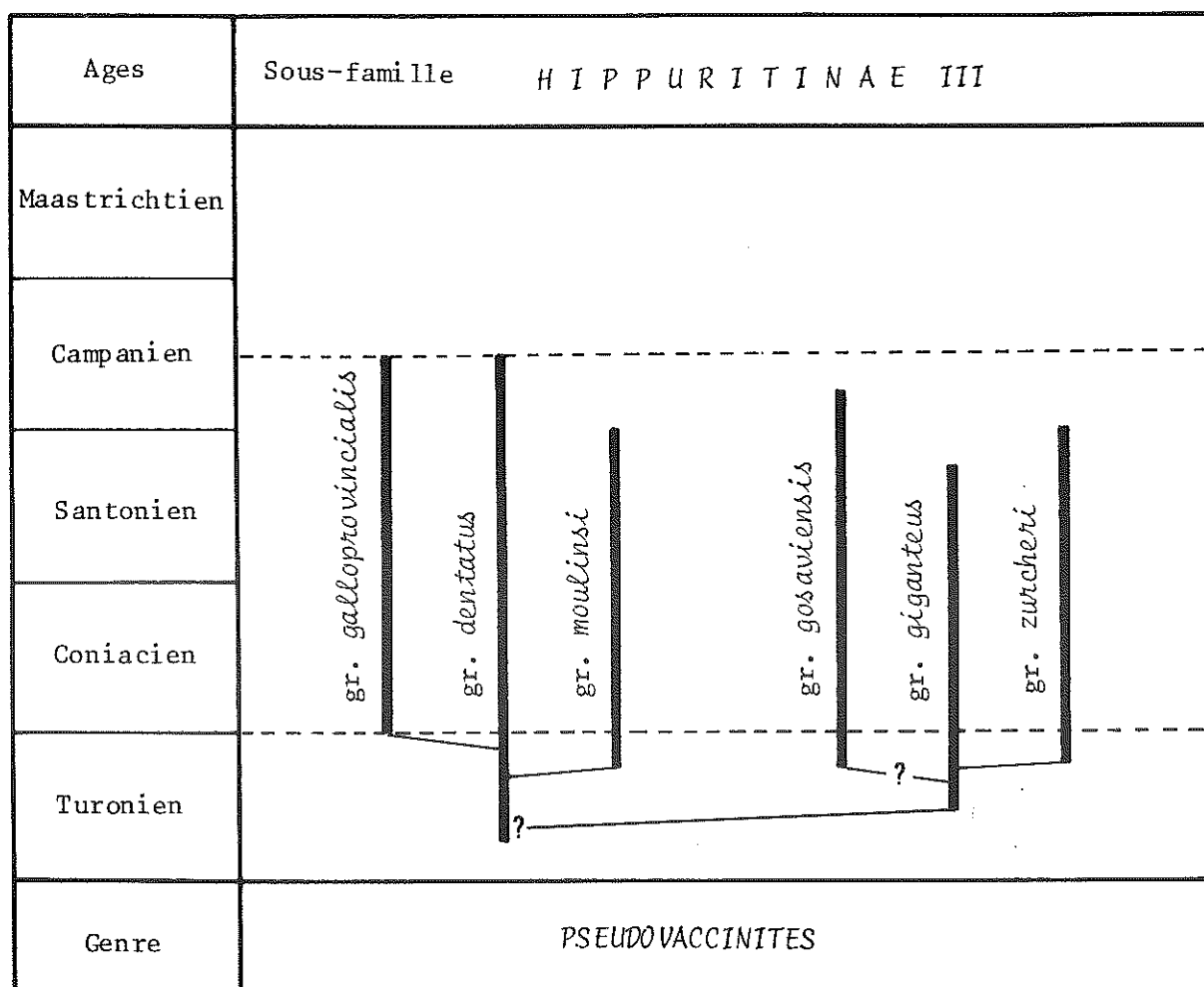
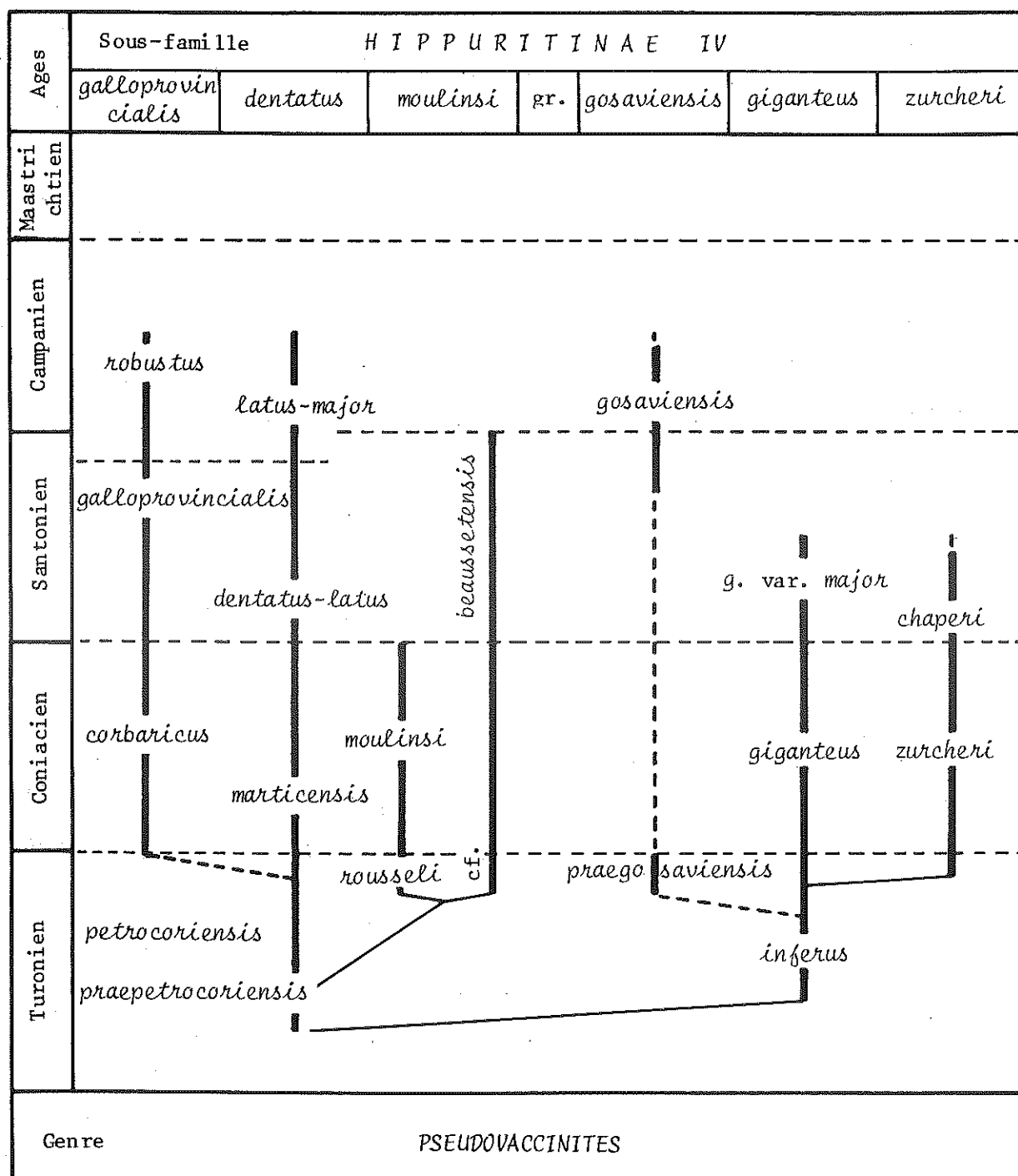


Fig. 109 : Les lignées spécifiques (chrono-espèces) du genre *Pseudovaccinites*.

Du groupe *dentatus* dérivent pendant le Turonien supérieur les lignées, *moulinsi* à partir de *praepetrocoriensis*, *galloprovincialis* à partir de *petrocoriensis*.

Du groupe *giganteus* émergent les groupes *gosaviensis* et *zurcheri* ; c'est de l'espèce *inferus* que semblent provenir, au Turonien supérieur, les espèces *praegosaviensis* et *zurcheri* (Fig. 110).

La nature et la composition des 6 groupes ici énumérés diffèrent sensiblement des 5 groupes comparables de A. TOUCAS [1903] (espèces à pores réticulés-subréticulés seulement). Ceci provient, d'une part, de regroupements au niveau spécifique, d'autre part, de la reconnaissance d'un nouveau taxon.

Fig. 110 : Schéma d'organisation phylétique au sein du genre *Pseudovaccinites*.

— *Les regroupements*

D'après A. TOUCAS, le groupe *galloprovincialis* débiterait, dans le Turonien, par l'espèce *prae-corbaricus* TOUCAS, 1903. Or, toutes les caractéristiques de ce taxon sont déjà celles de l'espèce *inferus* DOUVILLE, 1890, prise, avec raison, comme origine du groupe *giganteus*.

J. PHILIP [1970, p. 296] était déjà arrivé aux mêmes conclusions à partir des faunes du Turonien de Provence.

En conséquence, l'espèce *prae-corbaricus* TOUCAS doit être mise en synonymie avec l'espèce *inferus* DOUVILLE, seule valable en raison de son antériorité.

De même, au sein du groupe *giganteus*, l'espèce *praegiganteus* TOUCAS, 1903, ne mérite pas un statut spécifique mais tout simplement celui de variété de l'espèce *inferus* DOUVILLE.

— *Le taxon praegosaviensis*

Le Turonien supérieur des Corbières est réputé renfermer l'espèce *gosaviensis* DOUVILLE, 1890, dont les types [H. DOUVILLE, 1890, fig. 13 et 14, p. 26], figurés ci-après (Fig. 111, A et B) proviennent du Sénonien de Gosau. Quant à la forme des Corbières [H. DOUVILLE, 1890, fig. 15, p. 27] elle n'est en réalité qu'un *zurcheri* pourtant bien caractérisé.

A son tour, A. TOUCAS pense reconnaître *gosaviensis* dans le Turonien des environs de Bugarach [1903, Fig. 147] (Fig. 111 C).

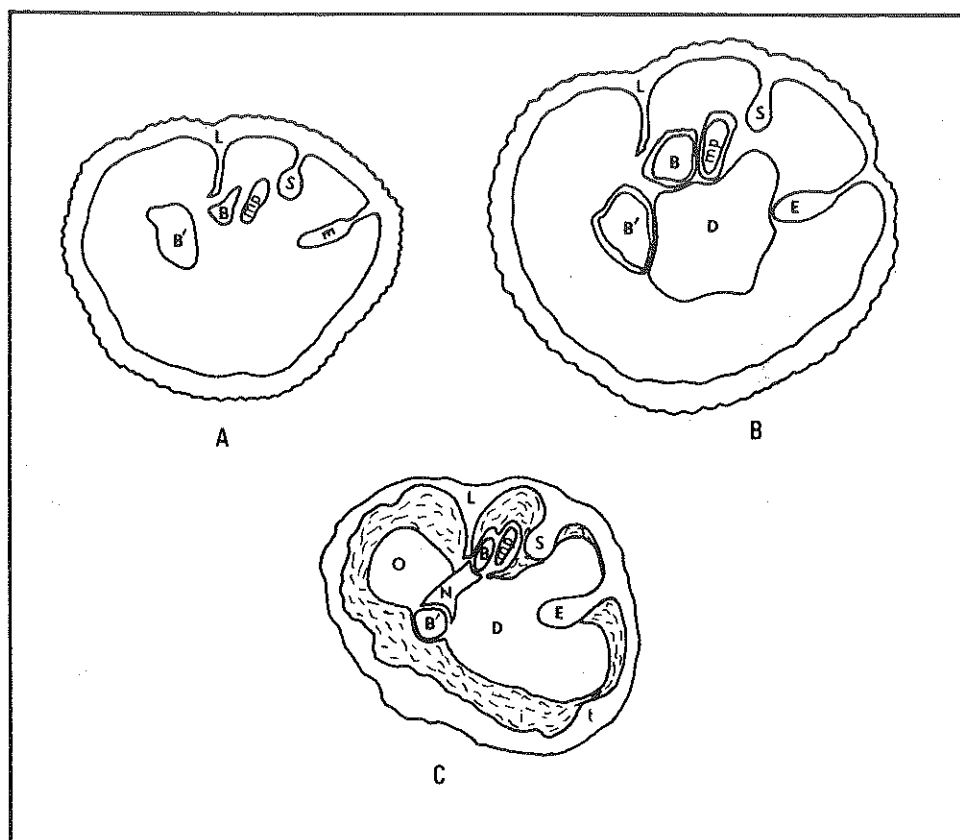


Fig. 111 : Différentes représentations de l'espèce *gosaviensis* :
 - A et B, d'après H. DOUVILLE [1890, fig. 13-14, p. 26 (types de Gosau)] ;
 - C, d'après A. TOUCAS [1903, fig. 147, (Turonien des Corbières)].

S'il est vrai que cette forme présente quelques ressemblances avec l'espèce de Gosau, elle ne peut absolument pas lui être assimilée. Retrouvée dans le Turonien de l'anticlinal de la Fontaine Salée, elle s'est vue attribuer le nom d'espèce *praegosaviensis* [M. BILOTTE, 1981 ; *nomen nudum*] et n'a été qu'ultérieurement figurée [M. BILOTTE, 1984]. La description en est maintenant proposée.

Super-famille *Hippuritacea* GRAY, 1848

Famille *Hippuritidae* GRAY, 1848

Sous-famille *Pseudovaccinitinae* BILOTTE, 1981

Genre *Pseudovaccinites* SENESSE, 1946

Pseudovaccinites praegosaviensis BILOTTE

1903 • *Vaccinites gosaviensis* TOUCAS, p. 92, fig. 147

1937 • *Vaccinites* cf. *gosaviensis* SENESSE, p. 104, Pl. III, fig. 2.

1981 • *Pseudovaccinites praegosaviensis* BILOTTE, p. 112, (nom nudum).

1984 • *Pseudovaccinites praegosaviensis* BILOTTE, Pl. 41, fig. 4.

Holotype :

exemplaire FS. SL 04, figuré dans Strata, 1984, série 2 : mémoires, vol. 1, pl. 41, fig. 4. Déposé au Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université P. Sabatier, Toulouse. Collection M. BILOTTE.

Derivation nominis :

précurseur de l'espèce *gosaviensis*.

Locus typicus :

anticlinal de la Fontaine Salée, Serre de Lacal, feuille de Quillan 1/50.000^e de l'I.G.N. (X : 603 : Y : 65).

Stratum typicum :

niveau construit de la séquence récifale du Turonien supérieur (Fig. 43).

Matériel étudié :

une valve droite.

Description :

* Valeurs numériques :

- h : 110 mm ;
- diamètre maximum à la commissure des valves : externe : 70 mm ; interne : 60 mm ;
- inclinaison de l'appareil cardinal : $\alpha = 40^\circ$;
- portion de circonférence occupée par les 3 replis LSE : 80° .

* Morphologie externe de la valve droite :

- très conique ; fines costulations denses et régulières encore visibles sur le bord antérieur préservé de l'action des organismes carians.

* Morphologie interne de la valve droite :

- arête ligamentaire moyennement longue (15 mm), lamelliforme, tronquée à son extrémité ;
- pilier S, court (10 mm), globuleux, rattaché au test externe par un pédicule court et épais ;
- pilier E (13 mm) ; son épaisseur s'accroît régulièrement de sa base (1,5 mm) vers son extrémité (3 mm), avant de s'arrondir ;
- cavité secondaire O, moyenne (1/2 à 1/3 de la cavité principale D) ;
- fossette de l'apophyse myophore mp allongée parallèlement à la fossette de la dent postérieure B.

Rapports et différences :

Comme dans l'espèce *gosaviensis*, *Pv. praegosaviensis* possède la même disposition parallèle de l'apophyse myophore mp et de la dent B. Ce dispositif particulier (il semble exister aussi sur l'espèce *inaequicostatus* MUNSTER) a motivé la création d'un groupe *gosaviensis* [M. BILOTTE, 1981].

A l'inverse de l'espèce *gosaviensis*, le pilier E n'est jamais finement pédiculé puisque son épaisseur croît progressivement. On n'observe donc jamais un passage net entre un fin pédicule et la masse elliptique allongée du pilier. Ce dispositif reste une des caractéristiques de l'espèce *gosaviensis*.

A ce propos, on peut douter de la validité de la détermination de A. TOUCAS relative à l'échantillon fig. 146 et Pl. XIII, fig. 3 [1903] rapporté à *gosaviensis* de l'«Angoumien supérieur de gosau» (?) ; il répond en réalité à la figuration d'une *praegosaviensis*.

C — CONCLUSIONS

L'essai de classification morphogénérique comme la proposition de relations phylétiques qui viennent d'être présentés n'ont d'autre but que d'ébaucher une tentative d'harmonisation du vocabulaire taxonomique pour la famille des *Hippuritidae*.

Ma méconnaissance des faunes de la province téthysienne orientale, comme de celles de la province américaine, ne me permet pas de prétendre résoudre les nombreux problèmes, surtout phylétiques, qui s'attachent encore à ce groupe fossile.

Ces lacunes attestent d'un besoin de mise en commun des connaissances entre les différents spécialistes du groupe. Seule cette attitude peut permettre de déboucher sur une classification moderne et cohérente qui n'est pas, actuellement, en vigueur chez les Rudistes.

ANNEXE PALÉONTOLOGIQUE**REMARQUES SUR QUELQUES REQUIENIDES ET RADIOLITIDES****Famille REQUIENIDAE DOUVILLE, 1914****- Genre *Apricardia* GUERANGER, 1853**

Le genre *Apricardia* est fréquent dans le Cénomaniens - *A. laevigata* d'ORB., *A. carentonensis* d'ORB.,...- et dans le Sénonien - *A. toucasiana* d'ORB., *A. sicoris* ASTRE,...- Pyrénéo-provençal.

Dans le Turonien, quelques rares individus ont été signalés en Provence [S. AMICO, 1978]. Un exemplaire vient d'être trouvé aussi dans les Corbières (récolte de J. MARRAULD, 1984) ; le test mesure 9 cm de diamètre et, bien que partiellement à l'état de moule interne, il est génériquement parfaitement identifiable.

La rareté des *Apricardia* dans le Turonien exclu, jusqu'à présent du moins, toute approche spécifique permettant de vérifier si l'on ne se trouve pas déjà en présence d'une espèce réputée sénonienne.

Famille *RADIOLITIDAE* GRAY, 1848- Sous-famille *BIRADIOLITINAE* DOUVILLE, 1902

Biradiolites radix ASTRE, 1954, Pl. VII, fig. 4 et text. fig. 24.

Cette espèce qui, selon G. ASTRE, fait «penser... à la grande espèce *leychertensis*... ayant perdu toute costulation», n'est, en réalité qu'un moule interne, recouvert par place de restes très usés de test, de *leychertensis*. L'espèce *radix* n'a aucune validité.

Biradiolites similivalvis (ASTRE, 1932), Pl. VI, fig. 1-2 et Pl. VII, fig. 1.

Contrairement à l'opinion émise par G. ASTRE, cette espèce n'appartient pas au genre *Radiolites*, mais au genre *Biradiolites*. Elle se rattache au groupe *acuticostatus* en raison de la continuité des côtes grosses et saillantes qui ornent les 2 valves. Cette forme est très voisine de l'espèce *orbignyi* TOUCAS du Campanien de l'Ariège ; elle en est le morpho-type maastrichtien.

- Sous-famille *RADIOLITINAE* GRAY, 1848

Radiolites vallispetrosae ASTRE, 1954, Pl. I, fig. 8 à 10 ; Pl. II, fig. 1 et text. fig. 3.

Cette espèce très polymorphe, décrite dans le Sénonien inférieur de la région de Fontfroide, a posé dès sa création le problème de son attribution générique en raison du caractère des cellules polygonales de son test (affinité de construction avec le genre *Durania*). G. ASTRE a opté, avec raison semble-t-il, pour le genre *Radiolites*, avec un rattachement au gr. *angeoides*. Les travaux de S. AMICO [1978], sur la structure du test des Radiolitidés, ont conforté ces attributions.

Il a été suggéré (p. 219) que *Sauvagesia aliciae* PONS, 1977 [Pl. 68 à 72, p. 74-75] pouvait être synonyme de *Radiolites vallispetrosae*. Une comparaison des différentes formes languedocienne, provençale et catalane peut seule permettre de lever l'incertitude qui s'attache à cette espèce. Si cette synonymie était confirmée, l'espèce *vallispetrosae* confirmerait son intérêt tant du point de vue de sa valeur chronostratigraphique que de son extension géographique.

**B : MICROPALÉONTOLOGIE DES GRANDS
FORAMINIFÈRES BENTHIQUES**

SOMMAIRE

INTRODUCTION	355	- Famille Nezzazatidae	373
SYSTÉMATIQUE	355	<i>Nezzazata</i> cf. <i>convexa</i>	373
- Famille Lituolidae	355	<i>Nezzazata simplex</i>	373
<i>Hemicyclammina</i> sp.	355	<i>Trochospira avnimelechi</i>	373
<i>Pseudocyclammina rugosa</i>	355	- Famille Soritidae	373
<i>Pseudocyclammina sphaeroidea</i>	356	<i>Peneroplis</i> sp.	373
<i>Pseudocyclammina massiliensis</i>	356	<i>Pseudorhapydionina dubia</i>	374
- Famille Pavonitidae	356	<i>Pseudorhapydionina laurinensis</i>	374
<i>Accordiella conica</i>	356	<i>Broeckina dufrenoyi</i>	375
- Famille Dicyclinidae	356	<i>Fallotia jacquoti</i>	375
<i>Ilardorbis decussatus</i>	356	aff. <i>Meandropsina vidali</i>	375
- Famille Orbitolinidae	357	<i>Nummofallotia cretacea</i>	375
<i>Paracoskinolina casterasi</i>	357	<i>Nummofallotia</i> gr. <i>cretacea</i>	376
<i>Orbitolinopsis</i> cf. <i>senonicus</i>	357	- Famille Alveolinidae	376
<i>Paleodictyoconus senonicus</i>	358	<i>Pseudedomia drorimensis</i>	376
<i>Calveziconus lecalvezae</i>	358	- Famille Rotaliidae	377
<i>Abrardia mosae</i>	359	<i>Orbithokathina vonderschmitti</i>	377
<i>Abrardia catalaunica</i>	359	- Famille Calcarinidae	377
Orbitolinid indéterminé	361	<i>Pseudosiderolites vidali</i>	378
<i>Orbitolina</i> (M.) <i>aperta</i>	362	<i>Siderolites calcitrapoides</i>	378
<i>Orbitolina</i> (O.) <i>concava</i>	363	- Famille Elphidiidae	379
<i>Orbitolina</i> (O.) <i>duranddelgai</i>	364	<i>Laffiteina mengaudi</i>	379
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>conica</i>	364	- Famille Orbitoididae	379
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>conica</i> var. <i>corbarica</i>	365	<i>Orbitoides tissoti</i>	379
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>paeneconica</i>	365	<i>Orbitoides media</i>	380
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>cuvillieri</i>	366	<i>Orbitoides apiculata</i>	380
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>moulladei</i>	366	<i>Simplorbites gensacicus</i>	380
- Famille Endothyridae	369	<i>Omphalocyclus macroporus</i>	381
<i>Montcharmontia apenninica</i>	369	- Famille Lepidorbitoididae	381
- Famille ?	369	<i>Lepidorbitoides</i> sp.	381
«Nonion» sp.	369	<i>Lepidorbitoides</i> gr. <i>minor</i>	381
- Famille Miliolidae	370	<i>Lepidorbitoides socialis</i>	381
<i>Nummoloculina regularis</i>	370	- Famille ?	382
<i>Nummoloculina</i> sp.	370	<i>Clypeorbis mamillata</i>	382
<i>Scandonea samnitica</i>	370	OBSERVATIONS SUR LES RÉPARTITIONS STRATI-	
<i>Periloculina zitteli</i>	371	GRAPHIQUES DE QUELQUES GRANDS FORAMINI-	
<i>Lacazina compressa</i>	371	FÈRES BENTHIQUES TÉTHYSIENS	382
<i>Lacazina elongata</i>	371	CONCLUSION	384
<i>Adrahentina iberica</i>	371		

INTRODUCTION

Les Foraminifères benthiques sont très abondants sur les plates-formes du Crétacé moyen et supérieur pyrénéen. L'inventaire ici proposé n'est qu'un choix qui a été guidé, autant et même plus, par l'intérêt chronostratigraphique, que par l'intérêt descriptif et taxinomique.

L'étude systématique est ordonnée dans ses grandes lignes suivant la classification de A.R. LOEBLICH et H. TAPPAN [1964]. Les listes synonymiques sont réduites aux citations originales et aux travaux exhaustifs les plus récents réalisés sur les taxons considérés. Des descriptions détaillées seront fournies pour quelques formes nouvelles ou peu connues.

Enfin, une comparaison de la répartition stratigraphique de ces grands Foraminifères benthiques, dans les Pyrénées et sur l'ensemble du domaine téthysien, permettra de mesurer leur degré d'intérêt en tant que marqueurs du temps.

Toutes les espèces étudiées sont figurées dans l'Atlas sur «Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéen», STRATA, série 2, vol. 1, 1984.

SYSTÉMATIQUE

Ordre FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

Sous-ordre TEXTULARIINA Delage et Hérouard, 1896

Super-famille LITUOLACEA de Blainville, 1825

Famille LITUOLIDAE de Blainville, 1825

Sous-famille CYCLAMMININAE Marie, 1941

Hemicyclammina sp.

Pl. 4, fig. 10

Ce genre n'a été observé que deux fois et seulement dans le Cénomanien supérieur du compartiment Mouthoumet.

Aucune section axiale n'a pu être repérée qui permette un rattachement à l'espèce *sigali* MAYNC ou à l'espèce *evoluta* HAMAOU.

Le caractère exceptionnel de cette présence n'incite donc pas à considérer le genre *Hemicyclammina* comme un élément caractéristique du Cénomanien est-pyrénéen, mais malgré tout son existence méritait d'être mentionnée.

Hemicyclammina sp. se trouve en association avec *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Pseudedomia dro-rimensis*, *Pseudocyclammina rugosa*, des Nezzazatidés, des Miliolidés, *Boueina* sp. et des Coelentérés.

Pseudocyclammina rugosa (d'Orbigny), 1850.

Pl. 4, fig. 8

1850 — *Lituola rugosa* d'Orbigny, vol. 2, p. 185

1959 — *Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny), Maync, p. 187, pl. 1, fig. 10 à 15

1981 — *Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny), Tronchetti, p. 34-35, pl. 5, fig. 3 à 5.

P. rugosa est une espèce fréquente de l'Albo-Cénomanien des Pyrénées.

Son test, arénacé dans les sédiments marneux, agglutine surtout des éléments carbonatés dans les dépôts calcaires de plate-forme. Cette particularité est parfois responsable de physionomies variables.

Sa large répartition géographique (domaine téthysien) s'accompagne aussi d'une large extension stratigraphique [J. REY, M. BILOTTE et B. PEYBERNES, 1977] puisque, apparue dans l'Albien, elle a son acmé au Cénomaniens.

***Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, 1968.**

Pl. 11, fig. 3

1968 — *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, p. 674-675, pl. IV, fig. 1 à 5

1980 — *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, Fleury, p. 490, pl. III, fig. 19 à 22

1981 — *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, Tronchetti, p. 35-36, pl. 5, fig. 6 à 8 ; pl. 6, fig. 1 à 5.

Cette petite espèce, dont c'est la première citation sur le domaine d'étude, apparaît de façon précise et avec une fréquence satisfaisante au cours du Coniacien inférieur ; elle se développe ensuite, au moins pendant tout le Santonien.

On l'observe dans les faciès carbonatés et légèrement détritiques aussi bien que dans les marnes silteuses associées aux environnements récifaux.

P. sphaeroidea démontre ainsi, tant sur le plan stratigraphique que paléocéologique, les mêmes aptitudes que dans le domaine provençal [G. TRONCHETTI, 1981].

***Pseudocyclammina massiliensis* Maync, 1959.**

Pl. 13, fig. 4 à 6 ; Pl. 25, fig. 8

1959 — *Pseudocyclammina massiliensis* Maync, p. 184, pl. 3, fig. 1 à 8 ; pl. 4, fig. 1 à 11

1981 — *Pseudocyclammina massiliensis* Maync, Tronchetti, p. 33-34, pl. 5, fig. 1-2.

P. massiliensis est une espèce de grande dimension. Fréquente depuis au moins le Santonien supérieur elle s'élève jusqu'au Maastrichtien compris. Elle a été reconnue dans les séries terrigènes et carbonatées du tronçon Catalan, mais pas encore dans les dépôts de même âge et de faciès comparable du versant nord-oriental des Pyrénées.

Famille PAVONITINIDAE Loeblich et Tappan, 1961

Sous-famille PFENDERININAE Smout et Sudgen, 1962

***Accordiella conica* Farinacci, 1962.**

Pl. 14, fig. 13-14

1962 — *Accordiella conica* Farinacci, p. 5-10, pl. 1-5.

Décrite dans des niveaux du Sénonien inférieur, en Italie, *A. conica* n'est présente que dans le domaine sud-pyrénéen où elle n'apparaît pas avant le Campanien pour persister ensuite jusque dans le Maastrichtien inférieur. Sa fréquence est régulière et les individus typiques.

A. conica est inféodée aux dépôts de plate-forme interne, carbonatés et légèrement détritiques, où elle s'associe à des Orbitolinidés, des Miliolidés et des Dicyclines.

Sur le versant sud des Pyrénées, cette espèce se révèle comme un bon marqueur du Sénonien supérieur s.l.

Famille DICYCLINIDAE Loeblich et Tappan, 1964

Sous-famille ILERDORBINAE Hottinger et Caus, 1982

***Ilerdorbis decussatus* Hottinger et Caus, 1982.**

Pl. 24, fig. 10 à 13

1982 — *Ilerdorbis decussatus* Hottinger et Caus, p. 807-819, pl. 1, fig. 1 à 4, pl. 2, fig. 1 à 12.

Cet organisme a été décrit dans le Campanien de la Sierra du Montsech (Province de Lerida, Catalogne, Espagne). Les formes qui sont représentées ici proviennent toutes du Maastrichtien autochtone ou parautochtone (Sierra del Cadi, Alifla,...) du tronçon Catalan ce qui étend considérablement l'extension stratigraphique de cette espèce, et, plus modestement sa répartition géographique.

I. decussatus s'observe dans les faciès carbonatés riches en Miliolidés, *Dicyclina*, *Broeckina*, *Accordiella*, qui s'installent, à chaque épisode transgressif, sur de larges étendues de la plate-forme sud-pyrénéenne.

A ce jour, *I. decussatus* est endémique du domaine sud-pyrénéen est couvre un intervalle stratigraphique allant du Campanien au Maastrichtien.

Famille ORBITOLINIDAE Martin, 1890

Sous-famille DICTYOCONINAE Schubert, 1912

Paracoskinolina casterasi Bilotte, Canérot, Moullade et Peybernès, 1973.

Pl. 3, fig. 1 à 3

1973 — *Paracoskinolina casterasi* Bilotte et al., p. 183-185, pl. 1, fig. 1 à 12 et pl. 2, fig. 1 à 3

1976 — *Paracoskinolina casterasi* Bilotte et al., Peybernès, p. 385-388 ; pl. XXXVI, fig. 1 à 13

1982 — ? *Dictyoconus* (*Carinoconus*) *casterasi* (Bilotte et al.), Cherchi et Schroeder, p. 219-233, pl. 1, fig. 1 à 5

Je renvoie à la diagnose originelle pour cet Orbitolinidé qui n'est connu que dans l'intervalle Albien supérieur-Cénomanien inférieur des Pyrénées et de la Chaîne Ibérique.

Orbitolinopsis cf. *senonicus* Gendrot, 1968.

Pl. 16, fig. 6 à 11

1968 — *Orbitolinopsis senonicus* Gendrot, p. 679 à 681, pl. VI, fig. 13 à 24.

Ces formes sont rapportées au genre *Orbitolinopsis* Silvestri en raison :

- de la disposition de l'appareil embryonnaire simple situé au sommet d'une petite trochospire apparemment excentrée (fig. 6) ;
- de la division de la zone marginale par des cupules, de la présence de lames radiales et de l'absence de lames transverses (fig. 6, 8 et 11) ;
- de la forme hémisphérique des cupules de la zone centrale (fig. 6 et 11).

Bien que la disposition des pores aperturux n'ait pas été observée, tous ces éléments sont caractéristiques du genre *Orbitolinopsis* [A. ARNAUD-VANNEAU, 1980].

L'espèce *senonicus* est la seule espèce du genre citée dans le Crétacé supérieur. Les individus pyrénéens lui sont provisoirement rattachés, pour des raisons de similitudes d'aspect et à cause de dimensions comparables : hauteur moyenne 1,3 mm ; diamètre de base 1,16 mm. Ils en diffèrent malgré tout par la présence de lames radiales et d'une zone centrale apparemment plus dense. En outre, l'appareil embryonnaire n'est pas connu sur l'espèce type. C'est la raison pour laquelle il est préférable, en attendant une révision détaillée des formes provençales, de nommer les formes pyrénéennes *O. cf. senonicus* et non *O. senonicus* comme cela a été fait dans l'atlas.

Sur le versant sud des Pyrénées, *O. cf. senonicus* est daté du Campanien inférieur par les Rudistes ; les autres Foraminifères de l'association sont : *Paleodictyoconus senonicus*, *Calveziconus lecalvezae*, *Periloculina zitteli*, *Rotalia reicheli*, *Orbitokathina vonderschmitti*, *Cyclopsinella steinmanni*, ..., réunis dans des calcaires argileux de milieu marin interne.

***Paleodictyoconus senonicus* Moullade et Viallard, 1973.**

Pl. 16, fig. 1 à 5

1973 — *Paleodictyoconus senonicus* Moullade et Viallard, p. 335-342, 3 pl.Organisme attribué au genre *Paleodictyoconus* MOULLADE en raison des caractères suivants :

- appareil embryonnaire simple débutant par une nette trochospire à aspect de «crosse» (fig. 1 et 2) ;
- zone marginale divisée par des lames radiales et transverses (fig. 1, 3 et 5) ;
- zone centrale à piliers disposés irrégulièrement et tendant à s'anastomoser. Les pores aperturux sont obliques (fig. 1).

L'attribution à l'espèce *senonicus* repose sur une similitude morphologique, structurelle et dimensionnelle - test conique à évasement modéré, sections transversales circulaires à triangulaires, dimensions comparables voisines du mm ($\frac{h}{d} \simeq 1,1$) - et sur la présence d'une «zone radiale», dépourvue de piliers, entre la zone marginale et la zone centrale (fig. 5).

P. senonicus a été retrouvée sur le versant sud des Pyrénées dans les mêmes niveaux et avec la même association que *O. cf. senonicus*. Elle semble dater, ici, le Campanien inférieur.

***Calveziconus lecalvezae* Caus et Cornella, 1981.**

Pl. 17, fig. 1 à 12

1981 — *Calveziconus lecalvezae* Caus et Cornella, p. 27-34, 2 pl.

Comme dans son gisement type de la Sierra du Montsech, cet Orbitolinidé est représenté dans ses gisements catalans de la nappe de la Pedraforca par ses formes mégalo- et microsphériques.

Formes mégalosphériques (fig. 1 à 10)

- Aucune des sections recensées ne passe par l'appareil embryonnaire. E. CAUS et A. CORNELLA [1981] lui accordent une position apicale.
- Sa forme générale est conique à base plane ; les dimensions comme le rapport h/d restent dans les limites de variabilité admises par E. CAUS et A. CORNELLA.
- La zone marginale est composée : de cloisons radiales (poutres majeures) et de lames radiales (poutres mineures) - ces dernières peuvent être au nombre de 2 entre deux cloisons radiales - ; de lames transverses, à raison d'une par loge.
- Les cloisons radiales atteignent la zone centrale, où elles s'appuient sur un système anastomosé de cloisons-piliers (fig. 7).
- Les ouvertures sont obliques.

Formes microsphériques (fig. 11 et 12)

Il leur est rapporté des individus coniques d'angle apical obtus ; le diamètre de base est supérieur à la hauteur et le rapport h/d est voisin de 0,6. La microsphère n'est pas visible. La zone centrale est nettement cupulée ce qui lui confère, au premier abord, l'aspect d'un *Orbitolinopsis*, alors que ce caractère n'est pas apparent dans la zone marginale ce qui éloigne de ce même genre.

Dans leur ensemble ces caractères sont ceux énoncés par E. CAUS et A. CORNELLA pour définir génériquement et spécifiquement *Calveziconus lecalvezae*.

Comme dans son gisement type on retrouve, dans les unités allochtones du tronçon Catalan, l'espèce associée à *Rotalia reicheli*, *Orbitokathina vonderschmitti*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Accordiella conica*, *Minouxia lobata*, *Periloculina zitteli*, *Dictyopsella kiliani*, *Dicyclina schlumbergeri*, ..., avec en plus *Paleodictyoconus senonicus* et *Orbitolinopsis cf. senonicus*. A Rasos de Peguera, en particulier, cette faune s'observe dans des calcaires finements argileux à *Orbitoides tissoti* et *Pseudosiderolites vidali* du Campanien.

On ne peut donc que confirmer, ici encore, l'âge Campanien de *Calveziconus lecalvezae* qui apparaît ainsi comme un élément caractéristique, dans le domaine sud-pyrénéen, de la zone à *Orbitoides tissoti* - *Pseudosiderolites vidali*.

***Abrardia mosae* (Hofker), 1955.**

Pl. 22, fig. 1-2

1955 — *Dictyoconus mosae* Hofker, p. 115-116.

1960 — *Abrardia mosae* (Hofker), Neumann et Damotte, p. 60-64, 1 pl.

1975 — *Abrardia mosae* (Hofker), Blanc et Neumann, p. 159-163, pl. 1, fig. 1 à 6 et 8 à 12.

Les formes rapportées à *Abrardia mosae* présentent les caractères suivants :

- forme générale conique à aspect arrondi ; la hauteur est sensiblement égale au diamètre basal ;
- l'appareil embryonnaire, mégalosphérique, apparaît en position apicale (fig. 2) sur la section axiale qui ne permet pas de voir la trochospire initiale ;
- la zone marginale est subdivisée par un système orthogonal de lames radiales et transverses ;
- la zone centrale est atteinte par des cloisons-piliers qui se mêlent à un système pilaroïde fruste ; les pores aperturaux sont subverticaux.

Les deux sections reproduites ici ont été découvertes par R. CISZAK [1973] dans les calcaires récifaux du Campanien (inf. ?) de l'Ariège (Pereille d'en Bas). Il s'agit de la première mention de cette espèce dans le domaine pyrénéen. L'âge campanien formulé ici est confirmé par des arguments micro (marnes à Foraminifères planctoniques encadrant les masses construites) et macropaléontologiques (association de Rudistes) convergents.

***Abrardia catalaunica* Bilotte, 1974.**

Pl. 22, fig. 3 à 15

1974 — *Abrardia catalaunica* Bilotte, p. 302-306, pl. XIII et XIV

1975 — *Abrardia mosae* (Hofker), Blanc et Neumann, pl. 1, fig. 7 à 13.

Espèce rapportée au genre *Abrardia* en raison des caractères suivants :

- Appareil embryonnaire simple en position apicale (forme mégalosphérique seule connue), avec individualisation d'un stade initial trochospiralé, rapidement suivi d'un développement rectilinéaire.
- Structure interne formée de deux zones : une zone périphérique où s'observe un réseau sous-épidermique formé de lames transverses et radiales et des «pseudo-cloisons» radiales ; une zone centrale pilaroïde.

Description

1. Morphologie

Test conique aplati (diamètre de base supérieur à la hauteur) ; le rapport h/d est voisin de 1/2. Structure du test microgranulaire. Extérieurement on distingue : les planchers superposés limitant la loge ; les lames transverses qui dédoublent chaque loge et les lames radiales. Leur intersection dessine à la périphérie du test un fin réseau de mailles polygonales sous-épidermiques. La face aperturale est circulaire, généralement déprimée en son centre, parfois plane. Les traces d'insertion des pseudo-cloisons s'y marquent par des sillons flexueux. Les pores buccaux sont circulaires.

2. Valeurs numériques

Mensurations de l'holotype : d = 0,95 mm ; h = 0,46 mm.

Les mesures des diamètres et hauteurs de 50 individus du niveau-type ont donné les valeurs suivantes :

Hauteur moyenne : $h = 0,48$ mm

Étendue : $0,30$ mm/h/ $0,70$ mm

Diamètre moyen : $d = 0,96$ mm

Étendue : $0,67$ mm/d/ $1,25$ mm.

Le diagramme (fig. 112) montre la répartition de la population des 50 individus par rapport au paramètre $h/d = 1/2$. Les 50 individus ont donné 32 mesures différentes.

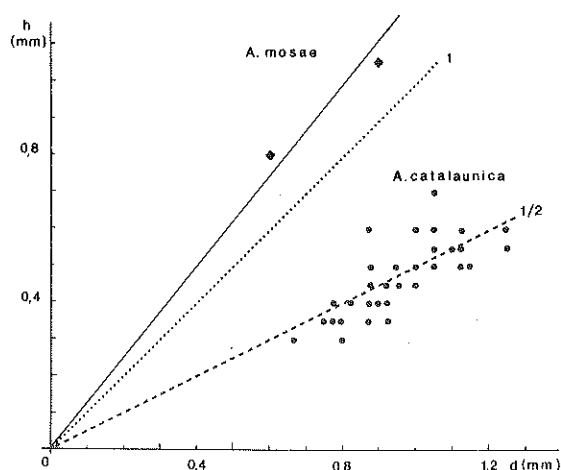


Fig. 112 : Diagramme de répartition de la population d'*Abrardia catalaunica* du gisement de Rasos de Peguera ; la position d'*Abrardia mosae* est figurée sur le même diagramme, à partir des valeurs extrêmes de d et h indiquées par M. NEUMANN et R. DAMOTTE.

3. Structure interne

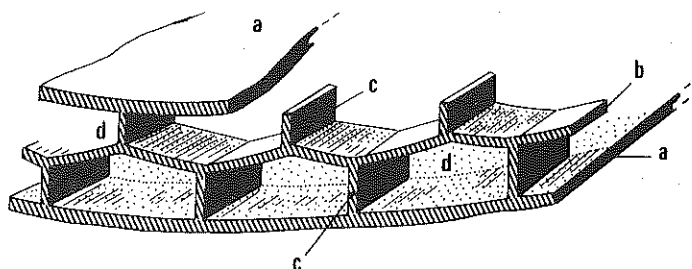
— Appareil embryonnaire. Généralement bien observable. Il apparaît à l'apex sous forme d'une petite sphère, légèrement en dépression. De taille moyenne ($0,1$ mm), il est uniloculin et suivi, au plus, d'un étage de croissance disposé suivant une trochospire surbaissée à axe vertical.

— Organisation interne

a) Éléments structuraux du test. Le stade rectilinéaire est acquis par adjonction de loges séparées par des planchers généralement déprimés en leur centre.

b) Zone périphérique ($3/10$ de d). Elle comporte un étroit réseau sous-épidermique ($1/10$ de d) formé d'une lame transverse sinueuse (aspect de chevrons) et de lame radiales alternes. Leur conjugaison dessine des caissons polygonaux (fig. 113). La lame transverse, généralement unique dans sa

Fig. 113 : Schéma d'organisation du réseau sous-épidermique de la zone périphérique d'*Abrardia catalaunica* ; a : planchers limitant les loges successives ; b : lame transverse sinueuse (aspect en chevrons) ; c : lames radiales alternes ; d : caissons polygonaux répartis sur 2 niveaux.



loge, peut disparaître sur une portion de tour par coalescence avec le plancher ou le toit de la loge, ou, au contraire, se diviser entraînant la multiplication des caissons ; dans sa partie interne la zone périphérique est occupée par des éléments radiaux flexueux : les pseudo-cloisons ; celles-ci peuvent résulter de la jonction de piliers alignés suivant une disposition radiale (Pl. 22, fig. 12 à 15) ; les plus développées de ces «cloisons» s'appuient sur les piliers de la zone centrale. Le plancher des loges dans la zone périphérique ne semble pas posséder de pores buccaux.

c) Zone centrale (7/10 de d). Elle est constituée par une masse confuse de piliers soudés en pseudo-cloisons (Pl. 22, fig. 10 à 15) dont la fusion donne l'aspect d'un réticulum (pseudo-réticulum). Le plancher des loges, dans la zone centrale, est percé de pores buccaux.

Rapports et différences

Abrardia catalaunica s'apparente à *Abrardia mosae* (Hofker) par son appareil embryonnaire identique, son architecture interne à deux zones et sa réticulation externe. Elle en diffère essentiellement par son rapport h/d plus petit (Fig. 112) et par la multiplication extrême des piliers dans la zone centrale.

Remarques sur la répartition géographique, stratigraphique et paléontologique

Retrouvée à l'Est du Sègre dans le Sénonien de la Nou, de San Julian de Cerdanyola, de Falgas et du Coll de Jou, *Abrardia catalaunica* semble se cantonner au seul Sénonien supérieur (Campanien et Maastrichtien) avec une plus grande abondance au Maastrichtien. L'espèce est associée à *Siderolites vidali*, *Accordiella conica*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Ammobaculites* sp., *Orbitoides tissoti*, *Orbitoides media*, *Diversocalis undulatus*. Les milieux périrécifaux semblent constituer son domaine de prolifération.

Abrardia catalaunica occupe sur le versant sud des Pyrénées une position stratigraphique et écologique comparable à celle qui est reconnue à *Abrardia mosae* sur le versant nord de la chaîne : Aquitaine [NEUMANN et DAMOTTE, 1960] et Ariège où elle se retrouve dans les calcaires périrécifaux du Campanien du bassin de Nalzen.

Les figures 7 et 13 de l'article de P.-L. BLANC et N. NEUMANN [1975] correspondent à *A. catalaunica* et non à *A. mosae*.

Orbitolinidé indéterminé.

Pl. 16, fig. 12 à 15

Il s'agit d'un Orbitolinidé assez régulièrement conique, d'angle apical voisin de 60°, à apex pointu. L'appareil embryonnaire n'est pas visible sur les sections obtenues. Le rapport h/d est compris entre 1,08 et 1,2. Le nombre de loges, chez les individus adultes dont la hauteur totale atteint en moyenne 1,1 mm, est de l'ordre de 20. La paroi aperturale paraît composite avec une couche calcitique microgranuleuse doublée d'un mince liseré arénacé (fig. 12, 14 et 15). Les sections longitudinales montrent l'existence de lames transverses. Les sections transversales ne sont pas connues avec certitude ce qui entraîne la méconnaissance de l'architecture interne des loges.

Cette forme se rapproche beaucoup de l'Orbitolinidé gen-indéterminé que J.-J. FLEURY [1970, pl. 1, fig. 8 à 11] situe dans un intervalle stratigraphique comprenant le Santonien supérieur et le Campanien. Les individus pyrénéens sont associés à *Paleodictyoconus senonicus*, *Orbitolinopsis* cf. *senonicus*, *Calveziconus lecalvezeae* dans des niveaux d'âge campanien.

Sous-famille ORBITOLININAE Martin, 1890

Les représentants de cette sous-famille relèvent tous du genre *Orbitolina* d'Orbigny, 1850, lui-même éclaté en 3 sous-genres.

Sous-genre *Mesorbitolina* Schroeder, 1962

M. MOULLADE et P. SAINT-MARC [1975] donnent de la diagnose la traduction suivante :

«Appareil embryonnaire mégasphérique situé au centre et à l'apex du test (départ rectilinéaire), comportant une zone supraembryonnaire et une zone subembryonnaire largement et comparablement développées. La paroi commune qui sépare les deux zones apparaît souvent légèrement arquées (convexité tournée vers le bas), avec une disposition d'ensemble soit horizontale, soit faiblement inclinée en direction de l'embryon. La face inférieure de la zone subembryonnaire se montre uniformément bombée vers le bas, quelques formes (exemple : *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta*) montrant occasionnellement une inflexion centrale».

Les figurations schématiques de l'appareil embryonnaire de *Mesorbitolina* [R. SCHROEDER, 1962] font apparaître :

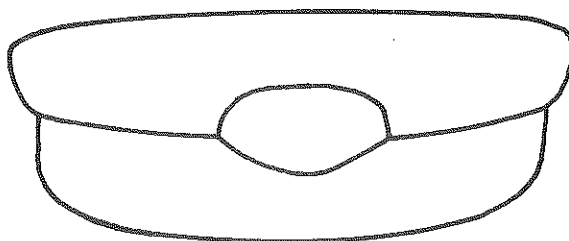


Fig. 114 : Appareil embryonnaire de *Mesorbitolina* d'après R. SCHROEDER [1962].

- un proloculus à base convexe et à partie supérieure généralement plan-convexe ;
- une zone supra-embryonnaire sub-quadratique, plus large que haute, sensiblement limitée à la partie médiane supérieure du proloculus ;
- une zone sub-embryonnaire sub-quadratique, plus large que haute, sensiblement limitée à la partie médiane inférieure du proloculus.

L'appareil embryonnaire a ainsi une forme approximativement quadratique (fig. 114).

***Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (Erman), 1854.**

Pl. 1, fig. 4

1854 — *Orbulites apertus* Erman, p. 603-607, pl. 23. fig. 1-3

1959 — *Orbitolina aperta* (Erman), Rat, p. 327

1962 — *Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta* (Erman), Schroeder, p. 171-202, pl. 21, fig. 5

1975 — *Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta* (Erman), Vial, p. 46-47, pl. 3, fig. 5 à 10.

L'espèce *aperta*, rattachée au sous-genre *Mesorbitolina* constitue selon R. SCHROEDER [1975] le terme évolutif ultime de la lignée phylétique *Praeorbitolina-Mesorbitolina*.

Pourtant, chez les *aperta*, la zone supra-embryonnaire a une forme elliptique et englobe largement le proloculus ; la zone sub-embryonnaire a un développement identique ou plus réduit que la zone supra ; elle complète, à l'exception de l'inflexion médiane, la forme elliptique - et non quadratique - de l'appareil embryonnaire (fig. 115).

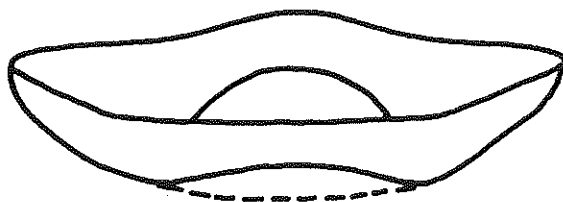


Fig. 115 : Appareil embryonnaire de (*Mesorbitolina*) *aperta*.

L'espèce *aperta* présente donc, au niveau de l'appareil embryonnaire autant, si ce n'est plus, de similitudes avec le sous-genre *Orbitolina* qu'avec le sous-genre *Mesorbitolina*.

Du point de vue stratigraphique, cette espèce n'a été reconnue, sur le territoire de cette étude, que dans l'Albien supérieur-Vraconien, sous faciès calcaire.

Sous-genre *Orbitolina* d'Orbigny, 1850

R. SCHROEDER [1962] donne de ce sous-genre la description suivante (traduction J. VIAL) :

Appareil embryonnaire mégalosphérique situé à l'apex et au centre du test (départ rectilinéaire) comportant :

- un prococulus à base convexe et à partie supérieure généralement plan-convexe, plus large que haut ;
- une zone supra-embryonnaire sub-elliptique plus large que haute cernant l'embryon ;
- une zone sub-embryonnaire lamellaire, réduite, donnant un appareil embryonnaire de forme étale.

La zone supra-embryonnaire entourant partiellement le proloculus, la zone sub-embryonnaire n'est plus que faiblement développée et d'épaisseur constante. La base de cette zone suit parallèlement la courbure du plancher de la zone supra-embryonnaire.



Fig. 116 : Appareil embryonnaire d'*Orbitolina* (*Orbitolina*) d'après R. SCHROEDER [1962].

Orbitolina (*Orbitolina*) *concava* (Lamarck), 1816.

Pl. 3, fig. 12 à 14

1816 — *Orbulites concava* Lamarck, p. 197

1850 — *Orbitolina concava* (Lamarck), d'Orbigny, p. 184

1960 — *Orbitolina concava* (Lamarck), Douglas, pl. 2, fig. 6, pl. 4, fig. 12-13

1962 — *Orbitolina* (*O.*) *concava* (Lamarck), Schroeder, p. 171-202, pl. 20, fig. 3-6, 8, 9, 10 ; pl. 21, fig. 6

1974 — *Neorbitolina cenomana* Bilotte et al., pl. 1, fig. 4-5

1975 — *Orbitolina* (*O.*) *concava* (Lamarck), Vial, p. 47-52, pl. 1, fig. 1 et 4 ; pl. 2, fig. 1-4, 6

1979 — *Orbitolina* (*O.*) *concava* (Lamarck), Decrouez et Kunzle, p. 255-257, pl. 1, fig. 1 et 4 ; pl. 2, fig. 1-4

Les individus figurés semblent appartenir à la sous-espèce *concava concava*.

Du point de vue stratigraphique, l'espèce *conca* couvre, dans le domaine est-pyrénéen, l'intervalle Albien supérieur-Cénomaniens moyen. Les dernières faunes sont associées à *Praealveolina* gr. *cretacea* dans des dépôts calcaréo-gréseux ou argilo-silteux margino-littoraux.

***Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* Schroeder, 1972.**

Pl. 1, fig. 5 à 10

1972 — *Orbitolina (O.) duranddelgai* Schroeder, p. 114-118, fig. 2-3

1973 — *Orbitolina (O.) duranddelgai* Schroeder, Bilotte, pl. 1, fig. 1 à 4

1975 — *Orbitolina (O.) duranddelgai* Schroeder, Vial, p. 51-52, pl. 1, fig. 3,5-8 ; pl. 2, fig. 5,7-11

1976 — *Orbitolina (O.) duranddelgai* Schroeder, Peybernès, pl. 31, fig. 3-4 ; pl. 33, fig. 18-19

L'espèce *duranddelgai* est rattachée au sous-genre *Orbitolina*. De ce groupe, elle possède :

- une zone supra-embryonnaire sub-elliptique cernant le proloculus ;
- une zone sub-embryonnaire lamellaire.

Elle s'en distingue par un proloculus sphérique, donnant un appareil embryonnaire ramassé à tendance globuleuse que l'on va retrouver dans le sous-genre *Conicorbitolina*.

Stratigraphiquement, *O. (O.) duranddelgai*, dans la partie orientale des Pyrénées, n'est connue que dans le Vraconien où elle colonise les dépôts carbonatés et finement détritiques de la plate-forme externe (Tauch, Sézennac, Aulet).

Sous-genre *Conicorbitolina* Schroeder, 1975

R. SCHROEDER formule la définition de ce troisième sous-genre en ne se fondant que sur des caractères structuraux de détail de la zone sous-épidermique et non, comme le font remarquer M. MOULLADE, B. PEYBERNÈS et J. REY [1979] sur les caractéristiques de l'appareil embryonnaire, comme c'est l'usage pour les Orbitolinidés.

Si l'on prend en compte ces derniers aspects, on peut alors formuler pour le sous-genre *Conicorbitolina* la définition suivante :

Appareil embryonnaire mégalosphérique, situé à l'apex et au centre du test (départ rectilinéaire) comportant :

- un proloculus à base plane ou convexe et à partie supérieure régulièrement convexe ;
- une zone supra-embryonnaire formant une calotte enveloppante d'épaisseur régulière englobant partiellement ou totalement le proloculus ;
- une zone sub-embryonnaire englobant la base du proloculus et s'appuyant latéralement sur la zone supra-embryonnaire.

L'ensemble de ces caractères donne à l'appareil embryonnaire de *Conicorbitolina* une forme globuleuse à tronc conique (Fig. 117).

***Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (d'Archiac), 1837.**

Pl. 3, fig. 9

1837 — *Orbitolites conica* d'Archiac, p. 178

1962 — *Orbitolina (Orbitolina) conica* (d'Archiac), Schroeder, p. 193-196, pl. 20, fig. 7 ; pl. 21, fig. 1, 3, 4, 7, 8

1974 — *Neorbitolina cenomana* Bilotte et al., pl. 1, fig. 1-3

1975 — *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (d'Archiac), Schroeder, p. 127

1975 — *Orbitolina (Orbitolina) conica* (d'Archiac), Vial, p. 52-53, pl. 4, fig. 7-9

Les individus rapportés à l'espèce *conica* sont de forme régulièrement conique (rapport h/d variant de 0,55 à 0,7) ; elles possèdent un proloculus subsphérique, des zones sub et supra-embryonnaires d'épaisseur égale. La densité du cloisonnement est plus faible dans la zone sub. que dans la zone supra-embryonnaire.

La zone marginale est étroite et régulièrement cloisonnée par des lames radiales et transverses ; la zone radiale peut atteindre 3 fois sa largeur ; la zone centrale réticulaire agglutine un matériel arénacé.

O. (C.) conica s'observe depuis le Vraconien jusqu'au Cénomaniens moyen inclus, où se situe son acmé.

***Orbitolina (Conicorbitolina) conica corbarica* nov.var..**

Pl. 3, fig. 5 à 8

1973 — *Orbitolina* aff. *conica*, Bilotte, pl. 1, fig. 7-8

1976 — *Orbitolina conica* (d'Archiac), Peybernès, pl. 32, fig. 2 ; pl. 33, fig. 15-17

1977 — *Orbitolina conica* (d'Archiac), Rey et al., pl. 2, fig. 9

1978 — *Orbitolina cuvillieri/conica*, Berthou et Schroeder, pl. 4, fig. 1-7.

La variété *corbarica* possède tous les caractères du sous-genre *Conicorbitolina*, à savoir : un proloculus sub-sphérique enveloppé d'une zone supra-embryonnaire ; une zone sub-embryonnaire entourant la base du proloculus et s'appuyant latéralement sur la zone supra-embryonnaire.

Elle se différencie essentiellement de *conica* s. str. par :

- l'architecture de la zone supra-embryonnaire morcelée par des septes nombreux (une quinzaine) et rectilignes donnant en section transversale un cloisonnement régulier (fig. 6) ;

- l'architecture de la zone sub-embryonnaire cloisonnée par des septes moins nombreux (10 environ) donnant en section transversale un cloisonnement régulier (fig. 7) ;

- l'architecture du test, dont les loges, de hauteur constante, sont limitées par des planchers continus ; elles sont parcourues par un système de cloisons verticales fines et d'épaisseur constante ; la distinction entre zone radiale et zone centrale est difficile à saisir en raison de la structure alvéolaire régulière de cette dernière ; la zone marginale est très nette avec lames transverses et radiales (fig. 5).

Par bien de ces caractères, la var. *corbarica* se rapproche beaucoup de l'espèce *cuvillieri* dont elle se distingue nettement par le rapport h/d < 1.

La var. *corbarica* mériterait, peut-être, d'être élevée au rang de sous-espèce.

Du point de vue stratigraphique, la var. *corbarica* se situe dans l'intervalle Vraconien-Cénomaniens inférieur, avec, dans le domaine d'étude, un maximum au Cénomaniens inférieur. Dans son niveau type de la Montagne de Tauch (niveau D), elle est associée à *Simplealveolina simplex* et *O. (C.) cuvillieri* dans des faciès carbonatés de haute énergie de la plate-forme.

***Orbitolina (Conicorbitolina) paeneconica* Vial, 1973.**

Pl. 3, fig. 10-11

1973 — *Orbitolina (O.) paeneconica* Vial, p. 2513-2515, pl. 1, fig. 1-5.

1974 — *Orbitolina (O.) paeneconica* Vial, Decrouez et Moullade, p. 78

1975 — *Orbitolina (O.) paeneconica* Vial, p. 54-55, pl. 5, fig. 1-8

1976 — *Orbitolina (O.) paeneconica* Vial, Peybernès, p. 393, pl. 38, fig. 3-8.

Cette espèce se distingue de la *conica* par le fort développement, en épaisseur, de la zone sub-embryonnaire et son cloisonnement intense qui détermine un réseau sub-orthogonal de logettes.

Sur le domaine d'étude, elle est connue dès l'Albien supérieur et elle persiste, associée à *Praealveolina* gr. *cretacea*, jusqu'au Cénomaniens moyen ; son extension stratigraphique est donc identique à celle d'*O. (C.) conica*. Comme elle, elle s'accommode des dépôts calcaréo-gréseux du domaine infralittoral interne.

***Orbitolina (Conicorbitolina) cuvillieri* (Moullade), 1972.**

Pl. 3, fig. 4

1972 — *Neoiraqia cuvillieri* Moullade, p. 2321-2322, pl. 1, fig. 41973 — *Neoiraqia cuvillieri* Moullade, Bilotte, pl. III, fig. 5-61975 — *Neoiraqia cuvillieri* Moullade, Vial, p. 56-57, pl. 4, fig. 1-41976 — *Neoiraqia cuvillieri* Moullade, Peybernès, pl. XXXVIII, fig. 1-21976 — *Orbitolina (C.) cuvillieri* (Moullade), Cherchi et Schroeder, p. 1217-1219, fig. 1.

Le taxon *cuvillieri* tel qu'il a été défini, regroupe 2 espèces qui vont être différenciées sous les noms de *cuvillieri* et *moulladei*.

L'holotype de *cuvillieri* [M. MOULLADE et al., 1972, pl. 1, fig. 4] étant une section oblique subaxiale, les caractères de l'espèce seront redécrits à partir de nouvelles découvertes dont, en particulier, l'individu figuré Pl. 3, fig. 4 qui prend valeur de topotype.

Description

Appareil embryonnaire mégasphérique de petite dimension, en position apicale, composé d'un proloculus globuleux, d'une zone supra-embryonnaire enveloppante d'épaisseur régulière et d'une zone sub-embryonnaire peu épaisse. Le cloisonnement, important, est plus dense dans la zone supra que dans la zone sub-embryonnaire. Cette architecture est effectivement celle du sous-genre *Conicorbitolina* [R. SCHROEDER, 1975].

Les loges du stade néanique sont caractérisées par :

- une zone marginale nette avec lames transverses et radiales (une seule par loge) régulièrement disposées et de même longueur ;
- une zone radiale réduite, de dimension égale à celle de la zone marginale ;
- une zone centrale réticulaire à maille régulière ; la régularité de la structure d'ensemble se traduit, en vue axiale, par l'aspect continu des planchers délimitant les loges de hauteur uniforme parcourues par un système central de cloisons verticales qui déterminent les enveloppes du réticulum. Ces cloisons sont fines et d'épaisseur constante.

Par beaucoup de ces caractères, *O. (C.) cuvillieri* se rapproche de *O. (C.) conica* var. *corbarica* dont elle se distingue malgré tout facilement en raison du rapport $h/d > 1$ qui lui confère l'allure d'un cône aigu élevé.

O. (C.) cuvillieri est présente dans l'intervalle Vraconien-Cénomaniens inférieur, essentiellement dans les faciès carbonatés de haute énergie où elle s'associe à *O. (C.) conica* var. *corbarica* et *Simplaveolina simplex*.

***Orbitolina (Conicorbitolina) moulladei* Bilotte.**

Pl. 1, fig. 11 et Pl. 2, fig. 1 à 10

1972 — *Neoiraqia cuvillieri* Moullade, pl. 1, fig. 1-3-5-8

Ce nouveau taxon est provisoirement défini à partir des organismes espagnols figurés lors de la description de *O. (C.) cuvillieri* [M. MOULLADE et al., 1972]. Il lui est assimilé un nouveau matériel, abondant surtout dans les Corbières orientales, qui va faire l'objet de la description ci-après.

Topotypes : exemplaires T 69 A et Chapelle St Roch, figurés Pl. 1, fig. 1 et 8.

Diagnose : espèce rapporté au genre *Orbitolina* en raison d'un test conique à flabelliforme comprenant un appareil embryonnaire complexe en position apicale suivi, de façon rectilinéaire, par un ensemble de loges parcourues par un système complexe de cloisons et de lames radiales et transverses.

L'attribution au sous-genre *Conicorbitolina* se fonde sur la présence d'un appareil embryonnaire composé d'un proloculus globuleux entouré d'une zone supra-embryonnaire enveloppante sur laquelle vient s'appuyer latéralement une zone sub-embryonnaire.

Description

- Appareil embryonnaire petit et difficilement atteint dans les sections en raison de la forme apicale aiguë de cette espèce. On y distingue malgré tout, un proloculus de type mégalosphérique, globuleux, en position apicale ; des zones sub. et supra-embryonnaires faiblement subdivisées.

- Le test est généralement élancé, beaucoup plus haut que large ; sur le topotype T 69 A (une des rares formes obtenues à peu près complète), la hauteur atteint 5,3 mm et le diamètre basal 2 mm, ce qui donne un rapport h/d de 2,65. Les faces aperturales sont nettement convexes. Les loges ont une hauteur voisine de 0,2 mm ; on y reconnaît :

- une zone marginale très étroite, souvent absente par usure, composée d'un réseau sub-épidermique de lames transverses très courtes et nombreuses et de lames radiales ;
- une zone radiale réduite où les cloisons sont à peu près rectilignes ;
- une zone centrale réticulaire à large maille ; son architecture de détail est rendue confuse par l'aptitude que possède l'organisme à agglutiner les grains exogènes (quartz, granules de calcite, tests de petits Foraminifères).

Les individus pyrénéens diffèrent de leurs homologues ibériques par l'importance du matériel agglutiné.

O. (C.) moulladei a été reconnue, dans le domaine est-pyrénéen, uniquement dans le Vraconien, généralement associée à *O. (O.) duranddelgai*. On la retrouve ainsi dans les «Marno-calcaires à *Planomalina buxtorfi* (niveau C) du Tauch, au Col de Parade, à l'Ouest de Padern (zone des Écailles sous-pyrénéennes), dans l'Écaille de Sézennac (zone ariégeoise) et, sur le versant sud des Pyrénées, à la partie inférieure des Calcaires de la Sierra d'Aulet et dans les Calcaires ferrugineux supérieurs à Orbitolines» de San Martin [B. PEYBERNÈS, 1976, Pl. 31, fig. 3].

Cette forme s'accommode des faciès de haute énergie riche en matériaux détritiques et bioclastiques, que l'on rencontre au niveau de la plate-forme externe et/ou du talus à la limite entre le circalittoral et l'infralittoral externe.

Remarques phylétiques

La période Albien supérieur-Cénomanien moyen voit une intense prolifération des *Orbitolininae* dont il convient de rechercher l'origine dans le rameau des Mésorbitolines.

En effet, s'il semble clairement établi [R. SCHROEDER, 1962, 1975, M. MOULLADE et P. SAINT-MARC, 1975] que les formes les plus évoluées d'*aperta* constituent la fin du rameau *Mésorbitolina*, il est intéressant de remarquer que l'appareil embryonnaire de cette forme dans sa configuration ultime a fortement évolué dans le sens de la lignée *Orbitolina* dont l'apparition est synchrone, avec l'espèce *concava*. Dans ce rameau *Orbitolina*, l'espèce *duranddelgai* montre, à son tour, une nette tendance évolutive de son appareil embryonnaire vers une forme globuleuse, avec réduction en étalement de la zone sub-embryonnaire, évoquant ainsi un dispositif parfaitement fixé dès son apparition dans la lignée *Conicorbitolina*. Sur ce même axe évolutif, l'espèce *paeneconica* se singularise par un cloisement de la zone sub-embryonnaire haute qui rappelle un dispositif atteint dans le rameau *texana-aperta* [*Mésorbitolina* sp. A in E. FOURCADE et J.-F. RAOULT, 1973] ; à l'inverse, les espèces *cuvillieri* et *moulladei* se caractérisent par des appareils embryonnaires de plus en plus simplifiés, réduits à des zones sub. et supra-embryonnaires frustes.

Ces observations permettent de déboucher sur le schéma phylogénétique de la fig. 117. Cette matérialisation des relations phylétiques montre les liens existant entre les rameaux *Orbitolina-Conicorbitolina* et le rameau *Mesorbitolina* dont ils dériveraient à partir de la lignée *texana*.

Cette conception est voisine de celle déjà émise par J. VIAL [1975], mais elle diffère de celle, polyphylétique, de R. SCHROEDER [1975].

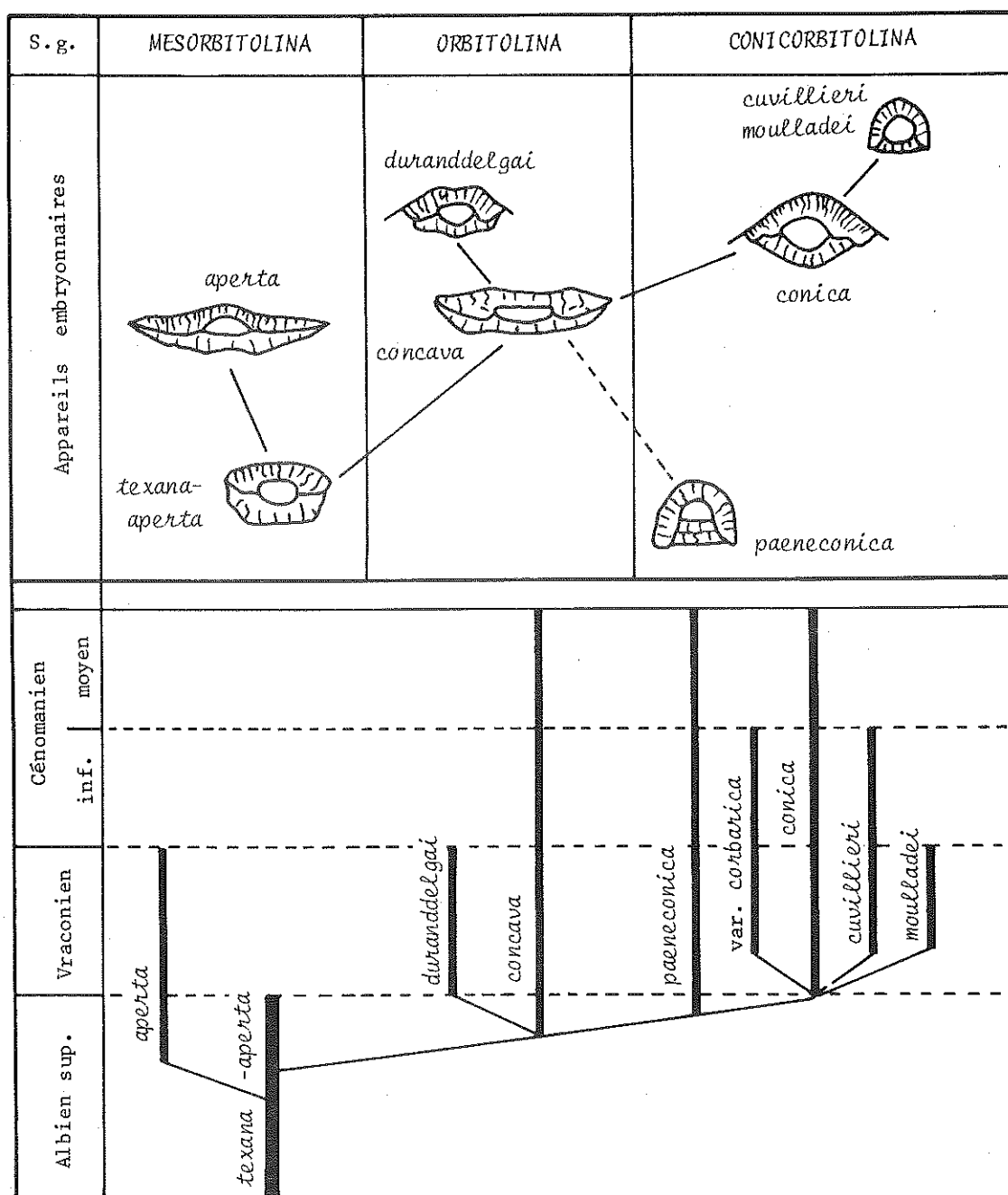


Fig. 117 : Schéma phylogénétique des *Orbitolininae*.

Sous-ordre FUSULININA Wedekind, 1937
 Super-famille ENDOTHYRACEA Brady, 1884
 Famille ENDOTHYRIDAE Brady, 1884

***Moncharmontia apenninica* (de Castro), 1966.**

Pl. 5, fig. 1 et Pl. 15, fig. 9

- 1966 — *Neoendothyra apenninica* de Castro, p. 317-347, 5 pl.
- 1967 — *Moncharmontia apenninica* de Castro, de Castro, p. 1-4
- 1970 — *Moncharmontia apenninica* (de Castro), Fleury, pl. 2, fig. 2-4
- 1976 — *Moncharmontia apenninica* (de Castro), Luperto-Sinni, pl. 48, fig. 7
- 1977 — *Moncharmontia apenninica* (de Castro), Chiocchini et Mancelli, pl. XLI, fig. 1.

Cette espèce, plutôt rare, n'est citée ici qu'à titre de curiosité. Elle a été reconnue sous sa forme globuleuse (pl. 5, fig. 1) dans les calcaires à Préalvéolines du Cénomanien supérieur des Hautes-Corbières, sous sa forme *compressa* (pl. 15, fig. 9) dans les Calcaires argileux de milieu confiné du Santonien terminal de la Pedraforca.

Famille ?

«*Nonion*» sp..

Pl. 11, fig. 4 à 6

- 1979 — cf. «*Nonion senonicus*», Bilotte et Decrouez, p. 37-40, pl. 2, fig. 9-12.

Cette forme est, apparemment, très proche de «*Nonion senonicus*» PEREBASKINE, 1942.

«*Nonion senonicus*» a d'abord été décrit par PEREBASKINE sous le nom de *Nummulites cretaceus*. Le dessin de la figure 3 de PEREBASKINE montre la présence d'un «bouton de matière calcaire claire» signalé par l'auteur. Aucune photo de cette forme n'est donnée. L'holotype n'est pas désigné. En 1946, PEREBASKINE rectifie le nom d'espèce en l'appelant *senonicus*, en effet *cretaceus* a déjà été employé pour un autre fossile.

En 1957, MARIE rattache cette forme au genre *Goupillaudina*. Il n'y a pas de figuration.

En 1968, GENDROT, lors de l'étude du Sénonien des Martigues, met en synonymie la forme de PEREBASKINE avec le genre *Nonion*. Ainsi, elle ne retient pas pour ce Foraminifère, le genre *Goupillaudina*.

Également en 1968, LUPERTO-SINNI, lors de la description de l'espèce *apula*, fait un rapprochement entre son nouveau Foraminifère et *Goupillaudina senonica* = *Nummulites cretaceus*. Ce rapprochement a été suggéré in DECROUEZ (1975).

Le Sénonien des Martigues renferme avec une relative abondance un Foraminifère [M. BILOTTE et D. DECROUEZ, pl. 1, fig. 9 à 12] très proche d'aspect du «*Nonion senonicus*» de C. GENDROT [1968, Pl. X, fig. 15]. Mais, alors que l'espèce de C. GENDROT est décrite comme possédant une ouverture unique à la base de la cloison, ce nouvel organisme, montre en section mince, une ouverture multiple à pores vraisemblablement alignés [M. BILOTTE et D. DECROUEZ, Pl. 1, fig. 9].

Le nouveau matériel provenant du Sénonien de Boutenac ne permet pas, non plus, de lever l'incertitude.

«*Nonion*» sp. apparaît dès la base du Coniacien et se poursuit, au moins, pendant tout le Santonien.

Sous-ordre MILIOLINA Delage et Hérouard, 1896
 Super-famille MILIOLACEA Ehrenberg, 1839
 Famille MILIOLIDAE Ehrenberg, 1839
 Sous-famille MILIOLINELLINAE Vella, 1957

***Nummoloculina regularis* Philippson, 1887.**

Pl. 5, fig. 15 à 17

- 1887 — *Nummoloculina regularis* Philippson, p. 164-168, fig. 1-7
- 1971 — *Nummoloculina regularis* Philippson, Fleury, pl. 2, fig. 11
- 1974 — *Nummoloculina regularis* Philippson, Saint-Marc, p. 228-229, pl. 3, fig. 1-3
- 1976 — *Nummoloculina regularis* Philippson, Decrouez, p. 111-112, pl. 22, fig. 7, 9, 12, 14.

C'est avec doute que la forme du Cénomaniens sous-pyrénéen est rapportée à cette espèce; en effet, les sections axiale et oblique axiale (fig. 15 et 17) donnent des figures nettement biconcaves qui s'apparentent assez à *N. heimi* BONET alors que l'espèce *regularis* est, selon D. DECROUEZ [1976] et J.-J. FLEURY [1980], résolument biconvexe.

Quoi qu'il en soit, cette espèce s'observe assez fréquemment dans les calcaires à Préalvéolines du Cénomaniens supérieur du compartiment Mouthoumet.

***Nummoloculina* sp..**

Pl. 26, fig. 1 à 3

Il s'agit d'individus grands dont le diamètre est voisin de 2 mm ; ils sont, soit nettement biconvexes (fig. 3), soit à flancs sub-parallèles (fig. 2) ; le nombre de tour est en moyenne de 10 avec seulement 3 à 4 loges dans le dernier. Cette forme, qui ne s'apparente par ses dimensions à aucune espèce connue, est associée à de nombreuses *Meandropsininae*? *Facispira* sp., aff. *Meandropsina vidali* et *Nummofallotia cretacea* - dans des faciès calcaréo-gréseux de milieu marin confiné du Maastrichtien du Haut-Ampurdan.

Sous-famille ?

***Scandonea samnitica* de Castro, 1971.**

Pl. 14, fig. 9 à 12

- 1971 — *Scandonea samnitica* de Castro, p. 1 à 78, pl. 1-13, et 15-17
- 1974 — *Scandonea samnitica* de Castro, Fondecave, pl. 14, fig. 5
- 1980 — *Scandonea samnitica* de Castro, Fleury, pl. III, fig. 8

Le petit nombre de sections obliques obtenues permet de reconnaître un organisme macrosphérique à test calcaire imperforé, porcelané, débutant par un stade planispiralé (fig. 11 et 12) et se poursuivant par un stade rectilinéaire (fig. 10). L'ouverture est criblée (fig. 9). Les loges des stades adultes apparaissent triangulaires en sections axiales-subaxiales (fig. 9 à 11). Tous ces caractères convergent pour permettre l'assimilation de cette forme à *Scandonea samnitica*.

Dans son gisement de San Salvador de la Vedella, l'espèce est associée à *Cyclopsinella steinmanni*, *Orbitokathina vonderschmitti*, *Moncharmontia apenninica*, ... et des Lacazines, dans des micrites argileuses à Charophytes du Santonien supérieur. E. CAUS et A. CORNELLA la mentionnent dans l'association à *Calveziconus* du Campanien du Montsech.

Sous-famille FABULARIINAE Ehrenberg, 1839

Periloculina zitteli Munier-Chalmas et Schlumberger, 1885.

Pl. 12, fig. 1 et Pl. 13, fig. 1-2

1885 — *Periloculina zitteli* Munier-Chalmas et Schlumberger, p. 309-314, fig. 36 à 40 ; Pl. XIV, fig. 56-59 ; Pl. XIV bis, fig. 691981 — *Periloculina zitteli* Mun-Chalm. et Schlumb., Tronchetti, p. 85-86, Pl. 20, fig. 1-3.

Ce Miliolidé d'assez grande dimension a été décrit dans le Santonien provençal. Dans le domaine sud-pyrénéen il est fréquemment rencontré dans les faciès confinés qu'ils soient d'âge Santonien supérieur ou Campanien inférieur comme c'est le cas, en particulier, à Rasos de Peguera où l'espèce est associé à *Hippurites (H.) heberti*.

Lacazina compressa (d'Orbigny), 1850.

Pl. 12, fig. 2

1850 — *Alveolina compressa* d'Orbigny, p. 210, n° 3571885 — *Lacazina compressa* (d'Orbigny), Munier-Chalmas et Schlumberger, p. 315-317, fig. 41 et 45 ; pl. XIV bis, fig. 66-681965 — *Lacazina compressa* (d'Orbigny), Gendrot, p. 51-52, Pl. XIX, fig. 2 et 5 ; Pl. XX, fig. 1-6 ; Pl. XXI, fig. 1-21981 — *Lacazina compressa* (d'Orbigny), Tronchetti, p. 84-85, pl. 19, fig. 6-8.

Ces grandes formes, lourdes, sont parfois très abondantes dans les faciès carbonatés du domaine marin restreint de la plate-forme sud-pyrénéenne (niveau dit de «Trago de Noguera»).

L'âge habituellement retenu pour cette espèce est le Santonien.

Lacazina elongata Schlumberger, 1899.

Pl. 11, fig. 11

1899 — *Lacazina elongata* Schlumberger, p. 457-459, Pl. 8, fig. 3 ; Pl. 10, fig. 15-18 ; Pl. 11, fig. 19

Lacazina elongata semble avoir une distribution écologique étendue. Elle se retrouve en effet, aussi bien dans les dépôts internes, avec *L. compressa* que dans les dépôts plus externes de la plate-forme ouverte, avec *Orbitoides tissoti*. Il est vraisemblable que les petites formes qui se mêlent aux Foraminifères planctoniques du Santonien inférieur (*V. decoratissima*, *M. concavata*) à la Collade de Bastur, appartiennent aussi à cet espèce.

Du point de vue stratigraphique, si l'âge Santonien est habituellement avancé il n'est pas exclu que cette forme monte dans le Campanien, comme l'admet déjà M. FLOQUET [1982]. En effet, dans son association avec *O. tissoti*, *L. elongata* a été considérée comme l'élément de datation prépondérant, mais sans argument convaincant, l'Orbitoididé étant lui réputé Campanien.

Adrahentina iberica Bilotte, 1978.

Pl. 24, fig. 1 à 9

1978 — *Adrahentina iberica*, p. 125-130, pl. 1, fig. 3 à 9.

Les caractères de cette forme sont les suivants : test libre, pluriloculin, stade uniloculaire précoce, loges parcourues par un endosquelette, ouverture trematophorée.

Le genre *Adrahentina* se caractérise par (Fig. 118, c) : test agglutiné au plancher de la loge (couche b), porcelané au toit (couche a) ; stades initiaux mal connus, probablement uniloculins après la loge initiale chez les formes A ; structure interne assurée par de nombreux piliers, rayonnants du plancher de la loge vers le toit ; taille maximale : 2 mm.

Le genre *Adrahentina* se rattache donc, sans ambiguïté, à la sous-famille des *Fabulariinae* dont les autres genres sénoniens sont les suivants :

- *Periloculina* MUN.-CHALM. & SCHLUMB., 1885

Test porcelané ; stades initiaux biloculins chez les formes A et multiloculins chez les formes B ; structure interne formée de côtes longitudinales à la base des loges donnant parfois un pilier ; tailles maximales 3 mm ; Santonien.

- *Lacazina* MUN.-CHALM., 1885 (Fig. 118 a) ; le stade monoloculin succède à la loge initiale dans les formes A : les formes B, plus rares, semblent avoir un enroulement multiloculin ; structure interne formée de très nombreux piliers, rayonnants, issus du plancher de la loge ; taille maximale 12 mm ; Santonien.

- *Lacazopsis* DOUV., 1929 (Fig. 118 b)

Test finement sableux et réticulé (couche externe -a- sableuse, couche interne -b- porcelané) ; stades initiaux inconnus ; structures internes à partir de nombreuses poutrelles anastomosées ; taille maximale 22 mm ; Sénonien.

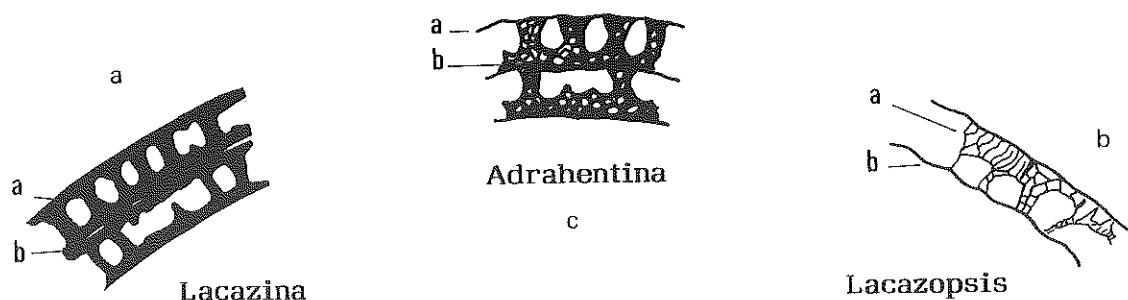


Fig. 118 : Comparaison des tests des *Fabulariinae* du Crétacé supérieur (légende dans le texte).

L'espèce *iberica* se définit de la façon suivante :

Diagnose : Espèce du genre *Adrahentina* en raison des caractères suivants :

- Test agglutiné au plancher de la loge et dans les piliers ;
- Stade uniloculin précocement réalisé ;
- Structure interne complexe.

1. Morphologie :

Test ovoïde à subsphérique, formé de loges de même forme emboîtée les unes dans les autres et traversées par de nombreux piliers. Aucune des sections observées n'a permis de mettre en évidence la position d'un pôle oral.

2. Structure interne :

Sur le matériel étudié, le stade uniloculin est, semble-t-il, atteint dès les premiers tours (formes A probables). Le nombre des loges, sur les individus de plus grande taille, est environ de 10. Ces loges sont traversées par des piliers rayonnants assez régulièrement répartis. Ces piliers, comme le plancher, sont finement arénacés. Leur diamètre médian, inférieur aux diamètres externes leur confère une forme en «diabolo».

3. Valeurs numériques :

Holotype : section circulaire de 2 mm de diamètre.

Chez les formes à section elliptique, la valeur du grand axe est d'environ 2 mm, pour une valeur du petit axe de 1 à 1,25 mm.

L'orientation de ces sections n'a pas été définie en l'absence d'indentification de l'axe de construction du test.

A. iberica est fréquente dans les séries carbonatées et terrigènes à Rudistes du Maastrichtien autochtone et parautochtone du tronçon Catalan ; elle s'y associe à *Abradia catalaunica*, *Pseudocyclammina massiliensis*, *Minouxia* gr. *lobata-conica*, *Valvulammina picardi*, *Nummofallotia cretacea*, *Orbitoides media* et *Lepidorbitoides* sp. gr. *minor*. Sa présence dans le Campanien n'est pas véritablement démontrée.

Famille NEZZAZATIDAE Hamaoui et Saint-Marc, 1970

Sous-famille NEZZAZATINAE Hamaoui et Saint-Marc, 1970

Nezzazata cf. *convexa* (Smout), 1956.

Pl. 5, fig. 11

1956 — *Begia convexa* Smout, p. 335-348, pl. 1, fig. 26-28

1971 — *Nezzazata* cf. *convexa* (Smout), Fleury, p. 187-188, pl. 3, fig. 1 à 7

1976 — *Nezzazata* aff. *convexa* (Smout), Decrouez, p. 98, pl. 19, fig. 15, 18 et 20

1980 — *Nezzazata* cf. *convexa* (Smout), Fleury p. 485.

De très rares sections attribuables à cette espèce ont été observées dans les calcaires à Préalvéolines du Cénomanién supérieur de l'anticlinal du Bézu (compartiment Mouthoumet).

Nezzazata simplex Omara, 1956.

Pl. 5, fig. 12

1956 — *Nezzazata simplex* Omara, p. 899, pl. 102, fig. 7-13, text-fig. 6

1976 — *Nezzazata simplex* Omara, Decrouez, p. 98, pl. 19, fig. 1-3 et 6-7.

Si cette espèce est abondante dans le Cénomanién pyrénéen, elle ne saurait en constituer un élément de reconnaissance en raison de sa présence, déjà, dans les faciès carbonatés de l'Albien [B. PEYBERNÈS, pl. 34, fig. 9].

Trochospira avnimelechi Hamaoui et Saint-Marc, 1970.

Pl. 5, fig. 5 à 10

1970 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, p. 284-297, pl. 12-17

1971 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, Fleury, pl. 3, fig. 20

1973 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, Bilotte, pl. 2, fig. 1-2

1974 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, Saint-Marc, p. 229-230, pl. 7, fig. 1-7

1976 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, Decrouez, p. 102-103, pl. 20, fig. 1-2

1981 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, Tronchetti, p. 87, pl. 20, fig. 5-7

1984 — *Trochospira avnimelechi* Hamaoui et Saint-Marc, Chiocchini, Mancinelli et Romano, pl. 4, fig. 10, 13-15.

Si elle est aisément reconnaissable en section axiale ou subaxiale, cette espèce est plus difficile à identifier sur ses sections équatoriales. Aussi, lors de sa première identification dans les Pyrénées [M. BILOTTE, 1973] ces dernières sections [Pl. 2, fig. 3, 4 et 6] ont-elles été rapportées à tort à *Biplanata* sp. et *Biconcava bentori* HAMAOUÏ et SAINT-MARC.

Trochospira avnimelechi couvre, dans les Pyrénées, la totalité du Cénomanién.

Famille SORITIDAE Ehrenberg, 1839

Sous-famille PENEROPLINAE Schultze, 1854

Peneroplis sp..

Pl. 9, fig. 1 à 4

Sur les rares sections reconnues, ce Foraminifère imperforé à paroi épaisse montre, un stade initial planispiralé involute à pas de spire rapidement croissant, suivi d'un stade déroulé flabelliforme ; les ouvertures ne sont pas apparentes.

Cette forme diffère de *P. planatus parvus* DE CASTRO et *P. turonicus* SAID et KENAWY par une forme apparemment plus globuleuse.

Peneroplis sp. n'est présent que dans l'assise récifale à Coelentérés, Algues et Rudistes qui, sur le compartiment Mouthoumet, se développe localement au Turonien terminal.

Sous-famille PRAERHAPYDIONININAE Hamaoui et Fourcade, 1973

Pseudorhapydionina dubia (de Castro), 1965.

Pl. 7, fig. 9 à 11

- 1965 — *Rhapydionina dubia* de Castro, p. 348-352, pl. II-VI ; pl. XVI, XVII, XX, XXII
- 1971 — *Rhapydionina dubia* de Castro, Berthou, pl. 3, fig. 2 ; pl. 27, fig. 1 ; pl. 32, fig. 3
- 1972 — *Pseudorhapydionina dubia* (de Castro), de Castro, p. 1-4
- 1974 — *Pseudorhapydionina dubia* (de Castro), Saint-Marc, p. 240-241, pl. 13
- 1976 — *Pseudorhapydionina dubia* (de Castro), Decrouez, p. 105-106, pl. 21, fig. 3
- 1980 — *Pseudorhapydionina dubia* (de Castro), Fleury, p. 487, pl. 1, fig. 6.

Les très rares sections de cet organisme à test imperforé porcelané, ne montrent que les stades initiaux à enroulement planispiralé involute. La forme des loges, leur contact sans suture bien marquées, permettent, en l'absence du stade déroulé, de reconnaître assez aisément l'espèce de DE CASTRO.

Les 3 sections figurées proviennent du Cénomanien supérieur (calcaire à Préalvéolines) des nappes de l'Ampurdan.

Pseudorhapydionina laurinensis (de Castro), 1965.

Pl. 12, fig. 7 à 9

- 1965 — *Rhapydionina laurinensis* de Castro, p. 352-357, pl. VII-X, XVIII-XIX
- 1971 — *Rhapydionina laurinensis* de Castro, Fleury, pl. 2, fig. 8-9
- 1972 — *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), de Castro, p. 1-4
- 1973 — *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), Hamaoui et Fourcade, pl. 13, fig. 5, 6, 8 et 12
- 1974 — *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), Saint-Marc, p. 241-242, pl. 13, fig. 1-7
- 1974 — *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), Bignot et Poisson, pl. 2, fig. 1-9
- 1974 — *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), Fondecave, pl. 14, fig. 1
- 1976 — *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), Decrouez, p. 106, pl. 21, fig. 4, 6, 7.

Les sections figurées sont celles du stade rectilinéaire d'un organisme à test calcaire imperforé dont les loges sont parcourues par un réseau dense de lames radiales sous-épidermiques n'atteignant pas le centre. Cette zone centrale a sous certaines sections, un aspect cordiforme. L'ouverture centrale est criblée. Ces caractéristiques semblent celles de *Pseudorhapydionina laurinensis*, bien qu'en l'absence des stades initiaux on ne puisse avoir la certitude absolue de cette assimilation.

Le point le plus troublant qui accompagne cette détermination est l'âge Santonien supérieur des dépôts contenant cette forme, habituellement considérée comme un bon marqueur du Cénomanien supérieur. J.-J. FLEURY [1980] émet déjà des doutes sur sa fiabilité chronostratigraphique puisqu'il la retrouve dans le Turonien supérieur. Ici, le décalage chronologique est bien plus important. Pourtant, un remaniement semble exclu en raison, d'une part, du bon état de conservation de l'organisme et des autres membres de l'association dans des dépôts argilo-calcaires de basse énergie, d'autre part, du fait de la méconnaissance de cette espèce dans le Cénomanien sud-pyrénéen d'où elle serait sensée provenir. Sa citation dans le Maastrichtien [M. BILOTTE, 1978] est, par contre, erronée.

Dans l'état actuel, *P. laurinensis* s'observe dans le Santonien supérieur de la nappe de la Pedraforca associé à *Lacazina elongata*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotalia reicheli*, ...

Sous-famille MEANDROPSININAE Henson, 1948

Broeckina dufrenoyi (d'Archiac), 1854.

Pl. 11, fig. 1

- 1854 — *Cyclolina dufrenoyi* d'Archiac, p. 205-206, pl. 2, fig. 1a-d
 1882 — *Broeckina dufrenoyi* (d'Archiac), Munier-Chalmas, p. 147
 1958 — *Praesorites dufrenoyi* (d'Archiac), Marie, p. 130-131
 1970 — *Praesorites dufrenoyi* (d'Archiac), Bilotte, p. 99, pl. 5, fig. 6
 1970 — *Vandendroekia* cf. *Munieri* Marie, Bilotte, p. 99, pl. 5, fig. 5
 1975 — *Broeckina dufrenoyi* (d'Archiac), Cherchi et Schroeder, p. 1-15, pl. 1, fig. 1-6 ; pl. 2, fig. 1-3 ; pl. 4, fig. 2, 4-6.

Broeckina dufrenoyi est fréquente dans la série argilo-gréseuse et gréso-miacée deltaïque de la Montagne des Cornes. L'exemplaire figuré provient du gisement type découvert par d'ARCHIAC dans le Santonien supérieur sommital de Rennes-les-Bains (Moulin Tifou) ; il y est associé à de nombreuses *Lacazina elongata* [M. BILOTTE, 1970 ; M. BILOTTE, F. CALANDRA et M. COLLIGNON, 1971] déjà reconnues par d'ARCHIAC sous le nom d'Alvéolines.

Fallotia jacquoti Douvillé, 1902.

Pl. 27, fig. 7

- 1902 — *Fallotia jacquoti* Douvillé, p. 298-299, pl. 9, fig. 5 ; pl. 10, fig. 1-2
 1967 — *Fallotia jacquoti* Douvillé, Ciry, p. 209-211, pl. 1 ; pl. 2, fig. 1
 1971 — *Fallotia jacquoti* Douvillé, Goharian, pl. 1, fig. 6-7.

L'unique section figurée, non axiale, est celle d'un individu lenticulaire à bords aigus de grande dimension (plus de 9 mm de diamètre) ; l'enroulement est planispiralé involute, le pas de spire constant et l'accroissement lent ; les loges sont nombreuses et régulièrement subdivisées par des cloisons nombreuses.

Il s'agit, sans conteste, de l'espèce de DOUVILLE abondante dans les Landes, en Gironde et en Dordogne et dont c'est la première mention dans les Petites Pyrénées. Dans le calcaire nankin, elle est associée à *Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides* et *Omphalocyclus macroporus* du Maastrichtien.

aff. *Meandropsina vidali* Schlumberger, 1898.

Pl. 25, fig. 9 ; Pl. 26, fig. 6 à 8

- 1898 — *Meandropsina vidali* Schlumberger p. 336-339, pl. 8 et 9
 1899 — *Meandropsina vidali* Schlumberger, Schlumberger, p. 463-465, pl. VIII, fig. 2 ; pl. IX, fig. 11 et 14.

Les organismes figurés sous cette appellation sont des Foraminifères porcelanés, imperforés, biconvexes, à enroulement planispiralé involute de la génération mégasphérique. Ils possèdent fréquemment un bouton axial.

Sans répondre totalement à la définition des formes A de *Meandropsina vidali*, ils possèdent des affinités avec cette espèce et sont provisoirement rattachées à ce taxon.

Cette forme est abondante dans les sédiments calcaréo-gréseux littoraux du Maastrichtien autochtone et parautochtone d'Amélie-les-Bains et de Viura.

Nummofallotia cretacea (Schlumberger), 1899.

Pl. 12, fig. 6 ; Pl. 15, fig. 12 ; Pl. 26, fig. 9

- 1899 — *Nonionina cretacea* Schlumberger, p. 456-465, pl. VIII, fig. 1 ; pl. XI, fig. 21-22
 1959 — *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger), Barrier et Neumann, p. 223-229, pl. 1, fig. 6 ; pl. 2, fig. 12-16

1979 — *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger), Bilotte et Decrouez, p. 37-38, pl. 1, fig. 1-2 ; pl. 2, fig. 1-7.

La révision de cette espèce a conduit aux diagnoses suivantes :

Caractères génériques :

- Test calcaire composite : hyalin perforé au niveau du bouton central ; porcelané imperforé sur le restant de la muraille

- Enroulement planispiralé involute de la muraille
- Section du tour ogivale aiguë à subarrondie
- Embryon sphérique ; canal spiral succédant à un court canal flexostyle
- Canal spiral divisé à intervalles réguliers en loges, par des cloisons
- Ouverture triangulaire unique, s'ouvrant à la base de chaque cloison, au niveau du plancher de la loge ; existence probable d'une dent de protection du foramen.

Caractères spécifiques :

- Test calcaire imperforé, porcelané, présentant de façon symétrique un bouton axial de calcite hyaline perforée, fibro-radiée, de taille variable.

- Enroulement planispiralé ; lame spirale involute ; pas de la spire régulièrement croissant ; section ogivale aiguë ; canal spiral évolue dans les premiers stades (2 premiers tours environ), puis plus nettement involute dans les tours suivants.

- Cloisons rétroverses, limitant des loges plus profondes que hautes (au niveau d'une section équatoriale) : loges indivises.

- Dimensions : Diamètre : 0,36 - 0,60 mm

Épaisseur : 0,16 - 0,40 mm.

Répartition stratigraphique : Santonien à Maastrichtien.

***Nummofallotia* gr. *cretacea*.**

Pl. 11, fig. 10

1979 — *Nummofallotia* gr. *cretacea* (Schlumberger), Bilotte et Decrouez, p. 38, pl. 2, fig. 8.

Cette désignation s'attache à des formes proches de l'espèce type mais dont la section axiale n'est plus ogivale aiguë, mais au contraire fortement hémicirculaire, voire quadratique.

Cette variété a la même extension stratigraphique que l'espèce type.

Famille ALVEOLINIDAE Ehrenberg, 1839 emend Hamaoui et Fourcade, 1973

Sous-famille RHAPYDIONININAE Keijzer, 1945 emend Hamaoui et Fourcade, 1973

***Pseudedomia drorimensis* REISS, HAMAOUÏ et ECKER, 1964.**

Pl. 6, fig. 12 à 15 ; Pl. 7, fig. 1 à 4

1964 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, p. 436, pl. 1, fig. 1-12 ; pl. 2, fig. 1-6

1970 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Hamaoui et Saint-Marc, p. 344-345

1970 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Saint-Marc, p. 89, pl. 1, fig. 8-13

1973 — *Pseudedomia* aff. *drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Bilotte, pl. 2, fig. 9

1973 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Bertou, pl. 3, fig. 1 ; pl. 19, fig. 4

1974 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Saint-Marc, p. 245-249, pl. 10, fig. 8 à 13

1979 — *Pseudedomia* sp., Deloffre et Hamaoui, p. 871-873, fig. 1

1979 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Deloffre et Hamaoui, p. 37-61, pl. 1-8

1980 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, de Castro, p. 31-34

1984 — *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui et Ecker, Hamaoui, p. 271-279.

Cette espèce, dont les caractéristiques ont été abondamment décrites et illustrées depuis sa création, a été citée pour la première fois dans le domaine est-pyrénéen en 1973 [M. BILOTTE]. Sa découverte en Aquitaine [R. DELOFFRE et HAMAOUÏ, 1979] a étendu plus largement encore son aire de distribution. Actuellement, sa présence peut-être confirmée dans tous les calcaires à Préalvéolines du versant sud des Pyrénées, soit par des découvertes personnelles [Pl. 7, fig. 1 à 4], soit par la réinterprétation de détermination déjà anciennes qui l'avaient confondue avec des Préalvéolines [P. SOUQUET, 1967, Pl. 18, fig. 4].

Pseudedomia drorimensis occupe la même écozone que les Préalvéolines, auxquelles elle est toujours associée, c'est-à-dire les calcaires argileux de plate-forme calme : biomicrites à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Trochospira avnimelechi*, ... Son extension stratigraphique est aussi conforme à celle de *P. gr. cretacea*, à savoir l'intervalle Cénomanien moyen à supérieur.

Sous-ordre ROTALIINA Delage et Herouard, 1896

Super-famille ROTALIACEA Ehrenberg, 1839

Famille ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839

Sous-famille ?

Orbithokathina vonderschmitti Hottinger, 1966.

Pl. 15, fig. 1

1966 — *Orbithokathina vonderschmitti* Hottinger, p. 290-294, fig. text. 6-7, pl. 4, fig. 1-3

Quelques formes microsphériques de cette espèce très caractéristique ont été reconnues dans les niveaux transgressifs de la base du Crétacé supérieur de l'unité de la Pedraforca, à savoir le Santonien supérieur élevé ou le Campanien inférieur. Dans tous les cas, il s'agit de calcaires argileux à Rudistes et Foraminifères benthiques : *Lacazina elongata*, *Rotalia reicheli*, *Cyclolina cretacea*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Scandonea samnitica* pour le Santonien supérieur, *Rotalia reicheli*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Accordiella conica*, *Minouxia lobata*, *Paleodictyoconus senonicus*, *Orbitolinopsis* cf. *senonicus* et *Calveziconus lecalvezae* pour le Campanien inférieur.

Cette dernière association est conforme à celle décrite par E. CAUS et A. CORNELLA [1981] dans le Campanien du Montsech.

Famille CALCARINIDAE Schwager, 1876

Sous-famille SIDEROLITINAE Finlay, 1939

L'utilisation stratigraphique des *Siderolitinae* vient d'être dernièrement rendue délicate par l'éclatement tant générique que spécifique des représentants de cette sous-famille.

Les remarquables travaux de M. WANNIER [1980] sur la structure des *Siderolitinae* ont conduit cet auteur à modifier sensiblement la systématique du groupe par la création d'un genre et de 4 espèces nouvelles, et à proposer un schéma phylogénique nouveau [1983].

Le nouveau genre *Praesiderolites* serait à l'origine des genres *Pseudosiderolites*, *Siderolites* et *Arnaudiella*. *Praesiderolites* se compose de 3 espèces (toutes nouvelles), *santoniensis*, *douvillei*, *doroniensis* ; *Pseudosiderolites* ne comprend que l'espèce *vidali* ; *Siderolites* acquiert une espèce *cataluniensis* qui s'ajoute à *calcitrapoides* et *denticulatus* ; *Arnaudiella* reste monospécifique.

En même temps, P. ANDREIEFF et N. NEUMANN [1983] décrivent la nouvelle espèce *S. praevidali* et annoncent la création de *S. praecalciatrapoides* (*nom. nud.*) [M. NEUMANN, P. ANDREIEFF, B. LAMBERT et J.-P. PLATEL, 1984]. Enfin, M. NEUMANN [1985] expose à son tour ses conceptions sur la phylogénie du genre unique *Siderolites* : à partir de l'espèce *praevidali* se différencient, du Campanien au Maastrichtien, de nombreux morphotypes (e, d, d', f, g) constituant autant de lignées phylétiques à évolutions parallèles.

Il ressort de ces travaux que nombre de ces espèces (ou morphotypes) ne sont, comme le reconnaît d'ailleurs M. WANNIER, que des stades d'évolutions successifs choisis de façon plus ou moins arbitraire dans une même lignée évolutive.

Les critères subtils de distinction ne sont que rarement à la disposition du micropaléontologiste qui ne possède pas un lot suffisant de sections orientées pour arriver à définir correctement l'un de ces stades d'évolution.

Aussi n'a-t-il été retenu, dans ce travail, que les espèces classiques de détermination simple à savoir *Pseudosiderolites vidali* et *Siderolites calciatrapoides*.

***Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), 1906.**

Pl. 18, fig. 3 à 7 et 12 ; Pl. 20, fig. 1 à 3, 8, 11 et 12 ; Pl. 21, fig. 3, 4, 6 et 7

1906 — *Siderolites vidali* Douvillé, p. 598-599, pl. XVIII, fig. 9

1955 — *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), Smout, p. 206

1983 — *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), Wannier, p. 20, fig. 7 (13), fig. 8 (1-3) ; pl. 4, fig. 1-8 ; pl. 6, fig. 6-8

1983 — *Praesiderolites douvillei* Wannier, p. 16, 18, fig. 3 (14-22), fig. 6 (11-16), fig. 7 (4-12) ; pl. 1, fig. 4-14 ; pl. 2, fig. 1-5 ; pl. 6, fig. 1-2

1983 — *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, p. 18, fig. 3 (1-13), fig. 6 (1-10), fig. 8 (4-5) ; pl. 3, fig. 1-7

1983 — *Siderolites praevidali* Andreieff et Neumann, p. 3-14, pl. 1, fig. 10-15 ; pl. 3, fig. 2-9

Dans cet ouvrage, l'espèce *vidali* regroupe les espèces *douvillei*, *dordoniensis* et *praevidali* ; dans cette acception, elle couvre tout le Campanien.

***Siderolites calciatrapoides* Lamarck, 1801.**

Pl. 19, fig. 12 ; Pl. 21, fig. 10 et 12 ; Pl. 27, fig. 9

1801 — *Siderolites calciatrapoides* Lamarck, p. 181, fig. 9-16

1983 — *Siderolites calciatrapoides* Lamarck, Wannier, p. 21, pl. 5, fig. 1-7 ; pl. 7, fig. 1-6, 9

Sous ce vocable ont été désignées toutes les formes à test orné d'épines (dont, peut-être, *Siderolites denticulatus* Douvillé).

Dans les Petites Pyrénées, des formes très élaborées [Pl. 27, fig. 9] appartenant à l'espèce *calciatrapoides* s. st. apparaissent vers le sommet des Marnes de Plagne daté du Maastrichtien inférieur par *Sphenodiscus ubaghsi*.

Dans l'unité de la Pedraforca les formes qui apparaissent approximativement en relai de *Ps. vidali* semblent plus simples et pourraient appartenir à l'espèce *denticulatus* ? [Pl. 21, fig. 10-12].

Dans ces séries essentiellement carbonatées où les seuls éléments de datation sont les Foraminifères benthiques, l'âge de ce relai est difficile à apprécier. A la suite de L. HOTTINGER et J. ROSELL [1973] de nombreux auteurs l'ont situé à la limite Campanien-Maastrichtien. Dans ce travail, toutes les formes appelées *S. calciatrapoides* ont entraîné une attribution au Maastrichtien s. l.

Famille ELPHIDIIDAE Galloway, 1933

Sous-famille ELPHIDIINAE Galloway, 1933

Laffiteina mengaudi (Astre), 1923.

Pl. 27, fig. 10 à 12

1923 — *Nummulites mengaudi* Astre, p. 306-368, pl. 12

1975 — *Laffiteina mengaudi* (Astre), Blanc, p. 61-68, pl. 1-2.

Cet organisme est très caractéristique du Maastrichtien supérieur des Pyrénées ; en-dehors de son gisement type aquitain (Cézan-Lavardens) on le connaît dans les formations Marnes d'Auzas des Petites Pyrénées et Tremp de l'Unité sud-pyrénéenne centrale décollée.

Dans ces 2 formations, il occupe une écozone très particulière puisqu'on le retrouve, en position de vie, dans les chenaux de marée qui entaillent les vasières de marais maritime.

Super-famille ORBITOIDACEA Schwager, 1876

Famille ORBITOIDIDAE Schwager, 1876

Sous-famille ORBITOIDINAE Prever, 1904

Dans la famille des *Orbitoididae*, comme dans celle des *Lepidorbitoididae*, les travaux accomplis dans les décennies précédentes par E.-J. VAN HINTE [1966] et surtout J.-T. VAN GORSEL [1975, 1978] ont clairement montré l'enchaînement des stades évolutifs dans les lignées phylétiques des genres *Orbitoides* et *Lepidorbitoides*. Comme pour les Calcarinidés, précédemment évoqués, il n'a pas été possible de travailler sur des sections orientées passant par les appareils embryonnaires. Aussi, me suis-je limité à la détermination des espèces aux caractères les mieux fixés.

Orbitoides tissoti Schlumberger, 1902.

Pl. 12, fig. 4 à 6 ; Pl. 18, fig. 1, 2, 8 et 9 ; Pl. 19, fig. 11 ; Pl. 20, fig. 4 et 5 ; Pl. 21, fig. 5 et 8.

1902 — *Orbitoides tissoti* Schlumberger, p. 259-260, pl. 8, fig. 21-25

1958 — *Orbitoides tissoti* Schlumberger, Neumann, p. 56-60, pl. 9, fig. 6, 8 et 9 ; pl. 10, fig. 1-3 ; pl. 13, fig. 1-2

1972 — *Orbitoides tissoti* Schlumberger, Neumann, p. 214-215, pl. 2, fig. 1-17 ; pl. 3, fig. 1-10

1974 — *Orbitoides tissoti* Schlumberger, Fondecave, p. 100-104, pl. 15, fig. 1-2, 4-5 ; pl. 17, fig. 3

1978 — *Orbitoides tissoti* Schlumberger, Van Gorsel, p. 39.

Dans le matériel récolté toutes les variétés de cette espèce ont été regroupées sous la seule appellation *tissoti*. On peut cependant différencier, dans certains cas, les variétés *densa* Astre [Pl. 2, fig. 5-6] et *douvillei* (Silvestri) [Pl. 12, fig. 4] de l'espèce *tissoti* s. st. [Pl. 18, fig. 1, 2, 8, 9 ; Pl. 20, fig. 4-5].

Sur le territoire étudié, les variétés *densa* et *douvillei* apparaîtraient dans le Santonien terminal (?) - c'est à dire n'est avancé qu'en raison de l'association avec *Lacazina* - ; quelques individus de configuration fruste [Pl. 19, Fig. 11] persistent jusque dans le Maastrichtien associés à *Siderolites calcitrapoides*.

L'espèce *tissoti* s. st. serait un peu plus récente, d'âge campanien ; dans l'unité de la Pedraforca son apparition est parfaitement datée par l'Ammonite *Pachydiscus launayi* (base du Campanien inférieur) ; elle s'associe, au sommet de l'étage à *O. media*.

***Orbitoides media* (d'Archiac), 1837.**

Pl. 18, fig. 10 et 11 ; Pl. 19, fig. 4 à 6 ; Pl. 20, fig. 6, 7, 9, 10, 13 et 14 ; Pl. 21, fig. 11

1837 — *Orbitolites media* d'Archiac, p. 178

1901 — *Orbitoides media* (d'Archiac), Schlumberger, p. 464, pl. 7, fig. 1-7

1958 — *Orbitoides media* (d'Archiac), Neumann, p. 60-62, pl. 11, fig. 16 ; pl. 13, fig. 3-4 ; pl. 43, fig. 2

1966 — *Orbitoides media* d'Archiac, Van Hinte, p. 79-110

1972 — *Orbitoides media* (d'Archiac), Neumann, p. 215-216, fig. 24 ; pl. 3, fig. 11-20 ; pl. 4, fig. 1-14

1974 — *Orbitoides media* (d'Archiac), Fondecave, p. 105-106, pl. 15, fig. 3, 6, 7, 8 ; pl. 16, fig. 1-8 ; pl. 17, fig. 1, 2, 4-8

1978 — *Orbitoides media* (d'Archiac), Van Gorsel, p. 36-37.

Cette espèce est surtout bien représentée dans les séries sud-pyrénéennes en raison du caractère néritique du Campanien-Maastrichtien. Elle se différencie parfois difficilement des *tissoti* évolués dont elle prend le relais. Lorsque ses caractères sont bien fixés ils se traduisent par une croissance de taille et une complexification de l'appareil embryonnaire et du plan de loges équatoriales avec augmentation du nombre des stolons diagonaux et des logettes latérales.

Ce stade semble atteint par *O. media* dans le Campanien supérieur (zone à *calcarata*).

L'espèce persiste dans le Maastrichtien supérieur (Calcaire nankin des Petites Pyrénées) mais s'y montre plutôt rare.

***Orbitoides apiculata* Schlumberger, 1901.**

Pl. 27, fig. 1 et 2

1901 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, p. 465-466, pl. 8, fig. 1, 4, 6 ; Pl. IX, fig. 1, 4

1958 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, Neumann, p. 63-65, pl. 12, fig. 1, 3, 5-6 ; pl. 13, fig. 5-6

1966 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, Van Hinte, p. 82, pl. 1

1972 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, Neumann, p. 216-217, fig. 25 pl. 4, fig. 13-19:

1974 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, Fondecave, p. 107, pl. 18, fig. 1, 3, 4

1978 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, Van Gorsel, p. 31.

Sur le territoire de ces recherches *O. apiculata* n'a été observé que dans le Maastrichtien des Petites Pyrénées.

Si les premières formes, apparues ici au sommet des marnes de Plagne [Pl. 27, fig. 1 et 2] (Maastrichtien inférieur) rappellent encore *O. media*, dans le calcaire nankin l'espèce est abondante par place et bien reconnaissable à son haut degré d'organisation portant en particulier sur le nombre important des stolons diagonaux.

***Simplorbites gensacicus* (Leymerie), 1851.**

1851 — *Orbitolites gensacicus* Leymerie, p. 190, pl. 9, fig. 2-3

1902 — *Orbitolites gensacicus* (Leymerie), Schlumberger, p. 256-257, pl. 6, fig. 4-5 ; pl. 7, fig. 8-14

1915 — *Simplorbites gensacicus* Leymerie, Douvillé, p. 664, fig. 15

1958 — *Simplorbites gensacicus* (Leymerie), Neumann, p. 66-67, pl. 2, fig. 5-8

1974 — *Simplorbites gensacicus* (Leymerie), Fondecave, p. 111

1978 — *Orbitoides gensacicus* (Leymerie), Van Gorsel, p. 34-35

1983 — *Orbitoides gensacicus* (Leymerie), Eggink et Baumfalk, p. 179-190, pl. 1-5.

Cette espèce originale n'a été repérée qu'exceptionnellement à l'Est de la Garonne, dans les calcarénites de Sainte-Croix (Maastrichtien supérieur). Ses niveaux de proliférations se situent, plus à l'Ouest, dans les environs de Saint-Marcet et de Gensac.

Sous-famille OMPHALOCYCLINAE Vaughan, 1928

Omphalocyclus macroporus (Lamarck), 1816.

Pl. 27, fig. 8

- 1816 — *Orbulites macroporus* Lamarck, p. 197, n° 5
 1946 — *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Schijfsma, p. 1 à 174, 10 pl.
 1958 — *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Neumann, p. 65-66, pl. 6, fig. 1-8 ; pl. 35, fig. 2
 1963 — *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Mac Gillavry, p. 155-156, pl. 1, fig. 1-2 ; pl. 2, fig. 1 et 3
 1978 — *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Van Gorsel, p. 40-42, fig. 13
 1981 — *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Hottinger, p. 45-55, 2 pl.

Cette espèce, très caractéristique, est fréquente dans les calcaires à faciès nankin (Calcaire nankin, Calcarénites de Sainte-Croix) du Maastrichtien supérieur des Petites Pyrénées.

Elle est aussi connue dans le Maastrichtien sud-pyrénéen où, selon L. HOTTINGER et J. ROSSELL [1973], son apparition marque la base de l'étag.

Famille LEPIDORBITOIDIDAE Mac Gillavry, 1963

Lepidorbitoides sp.

Pl. 19, fig. 1

En raison de leur faible fréquence, les chances de passer par l'appareil embryonnaire sont très faibles. Aussi, la détermination spécifique de ces formes est problématique. Il pourrait s'agir, vu leur position stratigraphique, de *Lepidorbitoides campaniensis* VAN GORSEL.

Lepidorbitoides gr. *minor* (Schlumberger), 1901.

Pl. 19, fig. 8, 9 et 10 ; Pl. 21, fig. 1, 2 et 9 ; Pl. 27, fig. 3 et 4

- 1901 — *Orbitoides minor* Schlumberger, p. 466, pl. 8, fig. 2, 3, 5 ; pl. 9, fig. 2-3
 1920 — *Lepidorbitoides socialis* race *minor* Schlumberger, Douvillé, p. 224, fig. 27
 1935 — *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), Rutten, p. 186-187, fig. 1-4, 8, 9
 1955 — *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), Mac Gillavry, p. 11-43
 1958 — *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), Neumann, p. 70-72, pl. 8, fig. 1-7
 1972 — *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), Neumann, p. 169, fig. 3, pl. 2, fig. 8-11
 1974 — *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), Fondécave, p. 108, pl. 18, fig. 6-8
 1975 — *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), Van Gorsel, p. 82, pl. 10-12.

Ici encore, le fait de n'avoir pu disposer de sections équatoriales correctes m'oblige à réserver la détermination spécifique, la différence formelle entre les espèces *bisambergensis* (Jaeger) et *minor* n'ayant pu être réalisée.

Les formes baptisées gr. *minor* sont associées à *Siderolites calcitrapoides* (seule, dans la nappe de la Pedraforca) et *Orbitoides apiculata* (Petites Pyrénées) qui imposent un âge Maastrichtien.

Lepidorbitoides socialis (Leymerie), 1851.

Pl. 27, fig. 5

- 1851 — *Orbitolites socialis* Leymerie, p. 191, pl. 9, fig. 5
 1902 — *Orbitoides socialis* Leymerie, Schlumberger, p. 258, pl. 6, fig. 6-7 ; pl. 18, fig. 15-16
 1907 — *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), Silvestri, p. 80
 1955 — *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), Mac Gillavry, p. 11-43

- 1958 — *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), Neumann, p. 72-75, pl. 7, fig. 7 ; pl. 8, fig. 8 ; pl. 9, fig. 1-8
 1972 — *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), Neumann, p. 169, fig. 4, pl. 2, fig. 12-15 ; pl. 3, fig. 1, 2, 5-6
 1975 — *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), Van Gorsel, p. 86, pl. 13-15.

Cette très caractéristique espèce est bien connue dans les Petites Pyrénées où elle date le Maas-trichtien supérieur, en association avec *Clypeorbis mamillata*.

Famille ?

***Clypeorbis mamillata* (Schlumberger), 1902.**

Pl. 27, fig. 6

- 1902 — *Orbitoides mamillata* Schlumberger, p. 259, pl. 8, fig. 17-20
 1915 — *Clypeorbis mamillata* Schlumberger, Douvillé, p. 669, fig. 18-20
 1958 — *Clypeorbis mamillata* (Schlumberger), Neumann, p. 68-70, pl. 7, fig. 1-7
 1978 — *Clypeorbis mamillata* (Schlumberger), Van Gorsel, p. 71-73, fig. 20.

Facilement reconnaissable à l'unique bouton axial qui affecte l'une de ses faces, *C. mamillata* est associée à *L. socialis* dans le Maastrichtien supérieur des Petites Pyrénées.

OBSERVATIONS SUR LES RÉPARTITIONS STRATIGRAPHIQUES DE QUELQUES GRANDS FORAMINIFÈRES BENTHIQUES TÉTHYSIENS

Un contingent important d'espèces communes aux Pyrénées et à de nombreuses régions voisines (Provence, Charente, région Ibéro-cantabre, ...), ou plus lointaines (Limbourg, Italie, Grèce, Liban, Israël, ...) est couramment utilisé en biostratigraphie. Une comparaison des répartitions relatives les plus fréquemment attribuées à ces espèces a été tentée (tab. 48). On peut ainsi constater qu'il existe [M. BILOTTE, 1984] :

- au Cénomanien et au Maastrichtien supérieur, à quelques exceptions près, une assez nette conformité des répartitions stratigraphiques du matériel commun ;
- au Turonien, une raréfaction générale des peuplements benthiques ;
- du Coniacien au Maastrichtien inférieur, une longue période où les répartitions peuvent différer, même pour des domaines relativement proches (Pyrénées et Provence, par exemple).

Quelles sont les raisons de ces synchronismes et diachronismes ; où faut-il en chercher la cause ?

Les Foraminifères benthiques sont, avant tout, inféodés à un domaine qui est la plate-forme. Ils sont, par conséquent, étroitement dépendant de son extension et des conditions de sédimentation qui y règnent, c'est-à-dire, des événements tectono-sédimentaires qu'elles enregistrent.

Au Cénomanien, la grande transgression téthysienne met en eau des étendues immenses de plate-forme soumises à un régime carbonaté dominant, favorable à la prolifération des grands Foraminifères benthiques. Cette transgression s'accompagne d'un brassage et d'une homogénéisation relative des peuplements. La fin de cette période se marque par le brutal approfondissement du Turonien qui entraîne une extinction quasi totale de ces grands Foraminifères, par suite de la disparition des aires de prolifération.

Au Turonien, malgré une reconstitution progressive des plates-formes, immédiatement colonisées par les Rudistes dans les Pyrénées comme en Provence, les grands Foraminifères restent qualitativement et quantitativement rares.

ESPECES COMMUNES RETENUES	CENOMANIEN	TURONIEN	CONFIACIEN	SANTONIEN	CAMPANIEN	MAESTRICHTIEN	REPARTITIONS PYRENEENNES -----
<i>Praealveolina</i> (s.) <i>simplex</i>	----						P. St MARC, 1974 (LIBAN)
<i>Trochospira avimelechi</i>	----						J.J. FLEURY, 1981 (GRECE)
<i>Praealveolina</i> gr. <i>cretacea</i>	----						D. DECROUEZ, 1975 (GRECE)
<i>Ovalveolina</i> ovum	----						
<i>Pseudedomia dromiensis</i>	----						
<i>Chrysalidina gradata</i>	----						
<i>Nummuloculina regularis</i>	----						
<i>Pseudorhapydionina dubia</i>	----						
<i>Pseudorhapydionina lauriniensis</i>	----						
<i>Lacazina elongata</i>	----						
<i>Lacazina compressa</i>	----						
<i>Idalina antiqua</i>	----						
<i>Spirocyclina choffati</i>	----						
<i>Pseudocyclamina massiliensis</i>	----						
<i>Nummofallotia cretacea</i>	----						
<i>Minouxia</i> - <i>Tetraminouxia</i>	----						
<i>Gendrotella rugoretis</i>	----						
<i>Rotalia reicheli</i>	----						
<i>Accordiella conica</i>	----						
<i>Scandonea samnitica</i>	----						
<i>Orbitolinopsis senonicus</i>	----						
<i>Paleodictyoconus senonicus</i>	----						
<i>Abrardia mosae</i>	----						
<i>Siderolites vidali</i>	----						
<i>Orbitoides media</i>	----						
<i>Siderolites calcitrapoides</i>	----						
<i>Omphalocyclus macroporus</i>	----						
<i>Orbitoides apiculata</i>	----						
<i>Hellenocyclus beotica</i>	----						
<i>Lepidorbitoides socialis</i>	----						
<i>Laffiteina mengaudi</i>	----						

Tab. 48 : Comparaison des répartitions de quelques Foraminifères benthiques dans le Crétacé supérieur téthysien.

A partir du Coniacien et jusqu'au Santonien inférieur, le renouvellement de la biophase animale benthique se réalise lentement. Une explosion biologique se produit au cours du Santonien supérieur. Encore n'est-elle bien sensible que dans le domaine sud-pyrénéen où se créent, par transgression [P. SOUQUET, 1967 ; A. GARRIDO-MEGIAS, 1973], progradation et comblement, de nouvelles plates-formes carbonatées entre-coupées de barrières biologiques (constructions récifales) et structurales (hauts-fonds), responsables d'un fort degré d'endémisme. Au nord, les zones sous-pyrénéennes à populations numériquement et spécifiquement réduites sont sous régime terrigène deltaïque [R. RICATEAU et J. VILLEMEN, 1973 ; M. BILOTTE, 1978].

Pendant le Campanien et le Maastrichtien inférieur, on constate une légère diminution qualitative du peuplement benthique en relation avec une réduction des plates-formes carbonatées en réponse à une modification géométrique qui se traduit par un approfondissement du domaine marin.

Au Maastrichtien supérieur le comblement progressif des bassins, en relation avec les événements tectoniques globaux de la fin du Crétacé, s'accompagne de l'uniformisation des fonds sédimentaires avec l'installation de vastes plates-formes ouvertes aux influences océaniques et dominées par des associations à *Orbitoididae-Calcarinidae* qui créent une nouvelle homogénéité de brève durée.

En Provence, les évolutions aussi bien sédimentaires que biologiques sont sensiblement différentes. Le stock organique est reconstituée dès le Coniacien et la disparition des espèces est liée au comblement du bassin qui débute pendant le Santonien supérieur [G. TRONCHETTI, 1981].

On constate donc que les peuplements benthiques fournissent une réponse immédiate à toutes les modifications sédimentaires et bathymétriques qui affectent leur domaine de vie.

Ces modifications peuvent être globales ou régionales.

La transgression cénomaniennne comme la régression maastrichtienne sont liées à des événements eustatiques globaux ; il en résulte une homogénéité des populations benthiques et un assez bon synchronisme des apparitions et des disparitions, en particulier au cours du Cénomanienn sur tout le domaine téthysien.

Du Turonien au Santonien inférieur, la reconstitution des peuplements est trop lente pour être significative d'un événement particulier.

A partir du Santonien supérieur, l'évolution sédimentaire du domaine pyrénéo-provençal est commandée par des tectorogénèses régionales localisées et d'âge variable. Elles créent ou détruisent des milieux de vie favorables aux Foraminifères benthiques et provoquent ainsi des apparitions et des disparitions diachrones d'une région à une autre, souvent voisine.

La figure 119 rend compte de l'évolution des populations de grands Foraminifères benthiques pendant le Crétacé supérieur, en liaison avec les enregistrements tectono-sédimentaires majeurs, globaux ou régionaux qui affectent le domaine d'étude.

CONCLUSION

Les grands Foraminifères benthiques sont étroitement liés aux variations des domaines de plates-formes qui constituent leurs milieux de vie.

L'établissement de toute échelle biostratigraphique régionale passe donc par la connaissance des événements tectono-sédimentaires qui affectent ces plates-formes.

Il est pour l'instant clairement reconnu que seuls le Cénomanienn et le Maastrichtien supérieur présentent, à l'échelle de la Téthys, une homogénéité et un synchronisme faunistiques nets qui résultent du caractère global de la transgression cénomaniennne et de la régression maastrichtienne.

Dans l'intervalle, les répartitions microfauniques élaborées sur une partie du territoire pyrénéen et leur comparaison aux répartitions établies dans des domaines voisins, ont montré les difficultés qu'il existe actuellement de réaliser à l'aide des seuls grands Foraminifères benthiques, des corrélations chronostratigraphiques valables à grande distance.

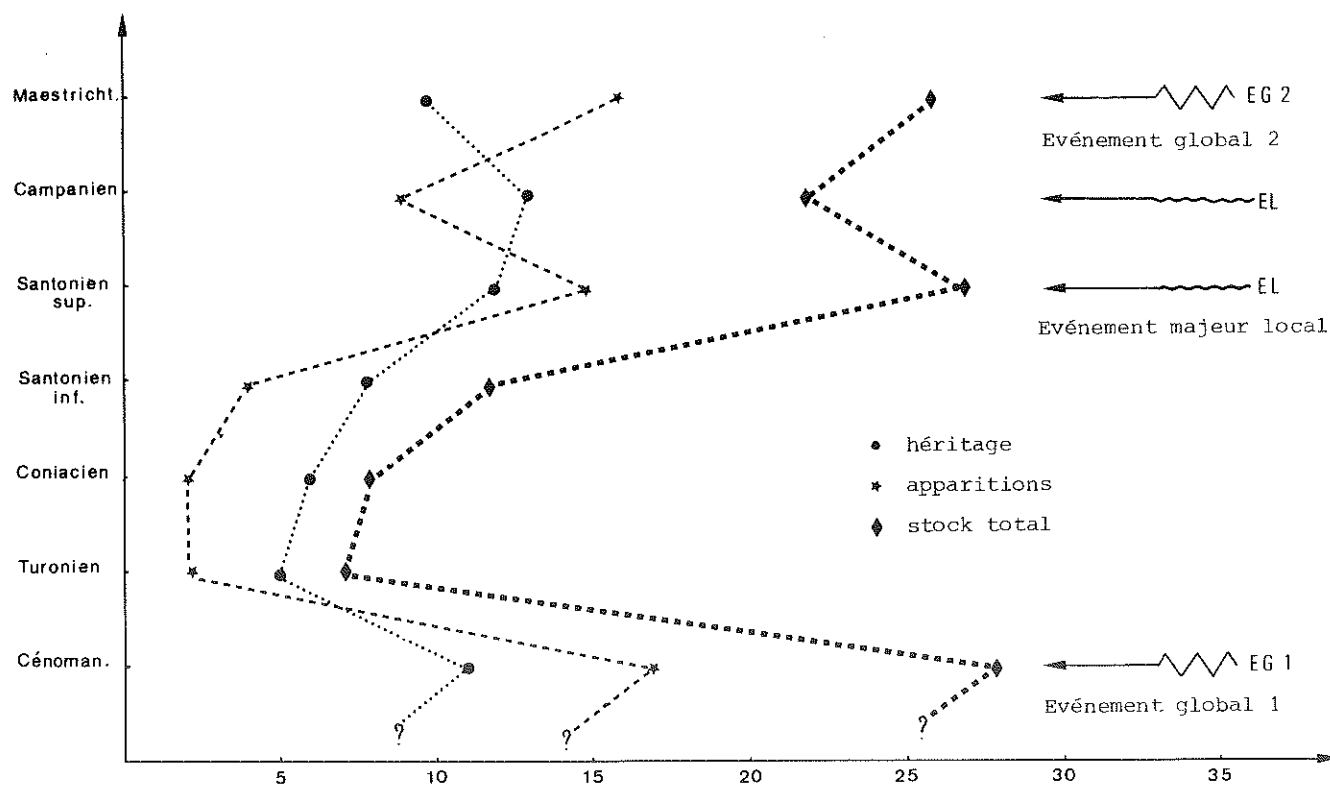


Fig. 119 : Évolution des populations de Foraminifères benthiques du domaine pyrénéen pendant le Crétacé supérieur en liaison avec les événements géodynamiques globaux et régionaux.

Seuls des inventaires exhaustifs et des datations proposées, non par référence à d'autres Foraminifères benthiques mais plutôt à des Foraminifères planctoniques et des Ammonites permettront, dans l'avenir, de voir s'il est possible de trouver un contingent commun d'organismes de références de valeur chronostratigraphique indiscutable.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

SOMMAIRE

I — Données biostratigraphiques	389
A — Les Ammonites	389
B — Les Rudistes	393
C — Les Foraminifères planctoniques	394
D — Les Foraminifères benthiques	395
II — Évolutions sédimentaires des milieux de dépôt ..	397
A — Le compartiment Alaric	397
B — Le compartiment Mouthoumet	398
C — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	401
D — Le Tronçon Catalan	405
III — Paléogéographie est-pyrénéenne	409
A — du Cénomanién au Santonien	410
B — du Campanien au Maastrichtien	410

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A l'issue de cette analyse régionale il convient, en conclusion, de présenter de façon beaucoup plus synthétique les résultats acquis concernant :

- les données biostratigraphiques ayant trait essentiellement aux Ammonites, Rudistes, Foraminifères planctoniques et benthiques ;
- l'évolution sédimentaire des milieux de dépôts ;
- la paléogéographie est-pyrénéenne.

I — DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES

L'utilisation chrono ou biostratigraphique d'un large éventail d'organismes - Ammonites, Rudistes, Foraminifères planctoniques et benthiques -, a permis de dater de façon satisfaisante les différentes formations du Crétacé supérieur est-pyrénéen et de déboucher sur une échelle biostratigraphique originale pour le domaine étudié (tab. 49).

Les données les plus significatives de cette zonation sont, pour chacun des groupes précités, les suivantes :

A — Les Ammonites

En règle générale, les Ammonites ne sont pas récoltées dans des horizons continus d'extension régionale ; elles ont été le plus souvent découvertes en exemplaires uniques et isolés ; plus rarement elles constituent de petits gisements ponctuels.

Dans leur ensemble les faunes trouvées sont classiques des régions stratotypiques et, bien que les formes guides fassent parfois défaut, il a été possible de s'approcher de la zonation standard en utilisant les faunes associées.

Sans reprendre dans le détail cette zonation qui a servi à l'exposé des faits biostratigraphiques du chapitre II, il semble intéressant d'attirer plus particulièrement l'attention sur quelques points précis dont la portée dépasse le cadre régional de l'étude.

• Céno-manien

Bien que peu nombreuses, les Ammonites ont permis grosso-modo le découpage en 3 zones du Céno-manien.

L'élément original dans cette zonation est la découverte, unique, au sommet du Céno-manien, d'un fragment de Céphalopode attribué à *Pseudaspidoceras flexuosus*. Cette espèce serait caractéristique de la zone à *Neocardioceras juddii* du Céno-manien sommital. Le Céno-manien le plus élevé serait donc présent ponctuellement sur le compartiment Mouthoumet.

Etages	CEPHALOPODES (Zonation standard)		CEPHALOPODES (Zonation régionale)		FORAMINIFERES PLANCTONIQUES	
MASTRICHTIEN	SUP.	<i>Hoplascaphites constrictus</i>	Ma 2	<i>Hoplascaphites constrictus</i>	3	<i>Racem. fructicosa</i>
	INF.		Ma 1	<i>Sphenodiscus ubaghsi</i>	3	<i>Globo. confusa</i>
CAMPANIEN	SUP.	<i>Bostrychoceras polyplacum</i>	Ca 4	<i>S. polyplacum</i>	2	<i>Globo. calcarata</i>
		<i>Hoplitoplacenticeras vari</i>	Ca 3	<i>Hoplitoplacenticeras vari</i>	3	
		<i>Delawarella delawarensis</i>	Ca 2	<i>?</i>	1	<i>G. ventricosa</i>
	INF.	<i>Placenticeras bidorsatum</i>	Ca 1	<i>Pachydiscus launayi</i>	2	
SANTONIEN	SUP.	<i>Placenticeras syntale</i>	S 3	<i>P. (syntale) polyopsis</i>	3	<i>Globo. arca</i>
		<i>Texanites texanum</i>	S 2	<i>(syntale)-gallicus</i>	4	
	INF.		S 1	<i>Texanites gallicus</i>	3	<i>V. decoratissima</i>
CONIACIEN	SUP.	<i>Paratex. senatmarginatus</i>	Co 3	<i>Gauthiericeras margae</i>	2	<i>Dicatinella concavata</i>
		<i>Gauthiericeras margae</i>	Co 2	<i>P. subtricarinarum</i>	2	<i>Marg. sinuosa</i>
	INF.	<i>Peroniceras tridorsatum</i>	Co 1	<i>?</i>	1	
TURONIEN	SUP.	<i>Forresteria petroconiensis</i>	Tu 6	<i>?</i>	1	<i>Marginothureana sp.</i>
		<i>Subprionocyclus neptuni</i>	Tu 5	<i>R. deveriai</i>	2	
		<i>Romaniceras deveriai</i>	Tu 4	<i>Romaniceras sp.</i>	2	
		<i>Rom. ornaticissimum</i>	Tu 3	<i>R. aff. kallesi</i>	2	<i>Præglob. helvetica</i>
	MOYEN	<i>Romaniceras kallesi</i>	Tu 2	<i>N. cephalotus</i>	3	
CENOMANIEN	INF.	<i>Kameruniceras turoniense</i>	Tu 1	<i>S. nevelicereanum</i>	3	<i>W. archaeocheataea</i>
		<i>Nammites nodosoides</i>	g	<i>Nammites-levisiceras</i>	3	
	SUP.	<i>Neocardioceras juddii</i>	g	<i>P. flexuosus</i>	3	<i>W. gr. inornata</i>
		<i>Calycoceras naviculare</i>	g	<i>Eucal. pentagonum</i>	3	
	MOY.	<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	Oe 2	<i>Neubol. neuboldi</i>	3	<i>Rotal. cushmani</i>
VRACONIEN	INF.	<i>Mantelliceras mantelli</i>	Oe 1	<i>Mantelliceras mantelli</i>	3	<i>Rotal. brotzeni</i>
		<i>Stoliczkaia dispar</i>	V	<i>Ostling. puzosianum</i>	2	<i>Planomelina burtoni</i>
						<i>Rotalipora</i>

- 1 - zone d'intervalle
2 - zone d'extension
3 - zone d'extension partielle
4 - zone de coexistence
5 - zone d'extension concomitante partielle
6 - zone d'association

Étages	FORAMINIFÈRES BENTHIQUES	RUDISTES	Modalités évolutives
MASTRICHIEN	Siderolites calcitrapoides Orbitoides apiculata	Hippurites (H.) lamarski Hippurites (H.) radiosus	Gradualisme phylétique
	Orbitoides media	?	
	Pseudosiderolites vidali	Hippurites (H.) heberti Hippuritella sulcatoides Vaccinites archiaci	
CAMPANIEN	Orbitoides tissoti	(H.) bioculatus V. sulcatus (B.) stegansans Hippurites (H.) praecessor Pseudov. galloprovincialis (H.) mathenoni Pseudov. Ha toucasi dentatus	
	Lacazina elongata	Hippurites (H.) socialis Pseudov. moulini	
SANTONIEN	Goupillaudina daquini	?	
	Nummo gallotia oretacea	Pseudovaccinites giganteus	
	Pseudocyclammina sphaeroidea	Hippurites (H.) requien	
CONCIANIEN	"Nonion" sp.	Duranina sp.	
	Peneroplis sp.		
TURONIEN			
CENOMANIEN	Phaealveolina gr.	Caprinula boissyi	Gradualisme phylétique
	cretacea	Caprina adversa	
	Orbitolina	Ichthyosarcocoles gr. bicaninatus	
	Simplalveolina simplex		
	Orbitolina		
VRACONIEN	Orbitolina (O.) duranddelgai		

Tab. 49 : Les échelles biostratigraphiques du Crétacé est-pyrénéen.

• Turonien

Cinq des six zones récemment définies pour le Turonien stratotypique [Colloque sur le Turonien, 1982] ont été reconnues sur le compartiment Mouthoumet ; la 6^e et dernière n'a pu être mise en évidence et il n'existe à ce jour aucune mention de *Subprionocyclus neptuni* sur le territoire étudié.

• Coniacien

La première zone du Coniacien n'est pas caractérisée par le Céphalopode marqueur *Forresteria (H.) petrocoriensis*. Cette zone pourrait être matérialisée par la base du Calcaire de Montferrand dont la partie supérieure renferme *Peroniceras subtricarinatum*.

• Santonien

Le Santonien est, sur le compartiment Mouthoumet, l'étage le mieux défini par les Ammonoidés. Il n'en reste pas moins vrai que sa zonation est loin d'être satisfaisante, les formes index des zones - *gallicus* pour le Santonien inférieur, *syrtale (polyopsis)* pour le Santonien supérieur - présentant en réalité un assez large recouvrement dans la partie moyenne de l'étage.

En Aquitaine, la distinction est encore plus aléatoire, les 2 espèces coexistant dès la base de l'étage [W. J. KENNEDY, 1983 ; Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien]. L'on est en droit de se demander, dès lors, si le Santonien du compartiment Mouthoumet n'est pas plus complet que le Santonien stratotypique, leurs situations respectives étant les suivantes :

SANTONIEN MOUTHOMET	S3	T. gallicus	P. (syrtale)	polyopsis	sup.	SANTONIEN AQUITAINE
	S2				inf.	
	S1					?

• Campanien

C'est vraisemblablement l'étage le moins bien caractérisé par les Céphalopodes. En tout et pour tout, 3 Ammonites ont été recueillies sur le territoire étudié.

— *Pachydiscus launayi* : le type de l'espèce provient du Campanien inférieur de Charente (zone P1 de Arnaud). Cette découverte a permis de situer avec précision la base du Campanien dans la nappe de la Pedraforca.

— *Hoplitoplacenticeras vari* : cette espèce est tenue pour marqueur du Campanien supérieur s. l. (et non inférieur) [M. NEUMANN et F. ROBASZINSKI, 1983]. Deux moules externes (collection HOL-LANDE) proviennent de la zone de transition entre les Marnes de Saint-Cirac et les Grès de Labarre, dans l'anticlinal de Dreuilhe ; ils permettent de situer, en première approximation et dans cette unité structurale seulement, la limite Campanien inférieur-supérieur au changement de lithologie.

Récoltés hors des limites de cette étude, proviennent :

- 2 autres exemplaires de *Hoplitoplacenticeras vari* (collection Astre), de la vallée du Sègre,
- *Hoploscaphites pumilis*, des Marnes de Plagne (gisement du Paillon ; récolte B. PEYBERNÈS) ; l'espèce indiquerait le Campanien supérieur non sommital.
- *Bostrychoceras polyplacum*, dans le bassin de Tremp (Unité sud-pyrénéenne centrale décollée), associé à une microfaune typique du Campanien supérieur, dans un niveau sous-jacent à un horizon à *Globotruncana calcarata* [J. SORNAY et M. BILOTTE, 1978], ce qui confirme bien l'âge Campanien supérieur de cette Ammonites. R. MARTINEZ [1982] a émis ultérieurement le même avis.

- **Maastrichtien**

Une seule zone d'Ammonites caractériserait, dans les régions boréales cet étage : la zone à *Hoploscaphites constrictus*. Dans les Petites Pyrénées *H. constrictus* n'apparaît que dans le Maastrichtien supérieur [B. LEPICARD, 1985 ; W.-J. KENNEDY, M. BILOTTE, B. LEPICARD et F. SEGURA, 1985] associé à de nombreux Baculites - *B. lyelli*, *B. vertebralis* -. Le Maastrichtien inférieur (datation confirmée par les Foraminifères planctoniques) est par contre défini par plusieurs autres formes : *Baculites leopoliensis*, *Pseudokossmaticeras tercense* et surtout *Sphenodiscus ubaghsi*. Il semble donc exclu de rapporter cette dernière espèce au Campanien supérieur comme cela a été récemment énoncé à l'appui d'une zonation micropaléontologique du passage Campanien-Maastrichtien, en Aquitaine [M. NEUMANN, P. ANDREIEFF, B. LAMBERT et J.-P. PLATEL, 1984].

B — Les Rudistes

Le caractère sessile de ces formes étroitement liées à leur milieu de vie n'en limite pas pour autant leur intérêt biostratigraphique, intérêt depuis longtemps démontré et toujours confirmé, surtout pour les Hippuritidés, par les travaux les plus récents [J. PHILIP et M. BILOTTE, 1983].

Les principales remarques que l'on peut formuler sur l'utilisation biostratigraphique de ce groupe peuvent se résumer de la façon suivante :

- **Cénomanién**

Les Caprinidae constituent les formes de référence. Le genre *Ichthyosarcolithes* est présent dès le Cénomanién inférieur ; il se perpétue pendant tout l'étage mais il est quantitativement peu représenté. *Caprina adversa* est abondante dès le Cénomanién moyen et s'associe au Cénomanién supérieur à *Caprinula boissyi*. Ces 3 formes ont été choisies comme index des 3 biozones du Cénomanién. Leur acmé, comme celle des genres *Apricardia* et *Sauvagesia*, se situe au Cénomanién supérieur non sommital.

- **Cénomanién sommital-Turonien inférieur**

Cet intervalle correspond, ici, à une période de vacuité pour les Rudistes qui ne sont représentés que par de rares Sauvagesiinaés, alors qu'en Provence, J. PHILIP [1976, 1982] y situe déjà des Hippuritidés (biozone à *V. fontalbensis*).

- **Turonien moyen-supérieur**

C'est pendant cette période que les Hippuritidés prennent leur réel essor. Numériquement peu nombreux à la base du Turonien moyen ils atteignent leur plein épanouissement au Turonien supérieur. La forme la plus fréquente, *H. (H.) requieni* a été choisie comme index de zone (zone d'extension ou Range zone).

- **Turonien sommital**

Sa particularité réside dans le fait qu'il renferme un contingent de Rudistes dont certains sont typiquement turoniens, tels *Durania cornupastoris*, *Sphaerulites patera*, alors que d'autres sont tenus pour coniaciens, comme *H. (H.) socialis*, *Pv. corbaricus* et *Pv. giganteus*. Cette dernière a été retenue comme forme guide bien qu'elle soit seulement dans sa phase d'apparition, son acmé se situant en Provence dans le Coniacien [J. PHILIP et M. BILOTTE, 1983].

- **Coniacien**

C'est apparemment l'étage le moins bien caractérisé. Le Coniacien inférieur correspond régionalement à une zone d'intervalle alors que le Coniacien supérieur peut être défini par l'association à *H. (H.) socialis*, *Pv. moulinsi*.

• Santonien

Trois cénozones y sont reconnues ; les 2 premières sont fondées sur l'extension concomitante des taxons les plus caractéristiques : *H. (H.) matheroni*, *Ha toucasi*, *Pv. dentatus* pour le Santonien inférieur ; *H. (H.) praecessor*, *Pv. galloprovincialis* pour la partie inférieure du Santonien inférieur. La troisième s'appuie sur l'extension totale de *H. (H.) bioculatus*, *H. (B.) organisans*, *V. sulcatus*, pour la partie supérieure du Santonien supérieur. Cette cénozone est strictement limitée au domaine est-pyrénéen et paraît se confiner aux niveaux les plus élevés du Santonien supérieur. L'assemblage complet se compose de *H. (H.) praebioculatus*, *H. (H.) bioculatus*, *H. (H.) crassicosatus*, *H. (H.) striatus*, *H. (H.) rennensis*, *H. (H.) turgidus*, *H. (B.) organisans*, *Ha maestrei*, *Ha variabilis*, *Ha carezi*, *Pv. latus* var *major*, *Pv. robustus*, *V. sulcatus* [J. PHILIP et M. BILOTTE, 1983].

• Campanien

Dans le Campanien supérieur nord-pyrénéen, les Rudistes sont absents en raison du caractère terrigène littoral puis continental de la sédimentation (Grès de Labarre). Les horizons à Rudistes sont antérieurs à cette formation dont la base est datée par *Hoplitoplacenticeras vari*. La cénozone à *H. (H.) heberti*, *Ha sulcatoides* et *V. archiaci* a donc été considérée comme caractéristique du Campanien inférieur.

Dans le Campanien sud-pyrénéen, où la sédimentation carbonatée de plate-forme se poursuit sans interruption, il est possible que ces formes montent dans le Campanien supérieur. C'est en tout cas l'avis de J.-M. PONS [1977].

• Maastrichtien

C'est de la lignée de *H. (H.) heberti* que sont issues les espèces caractéristiques du Maastrichtien, à savoir *H. (H.) radiosus* et *H. (H.) lamarcki*. Dans le genre *Hippuritella* subsistent les espèces *lapeirousei* et *castroi*, cette dernière au Maastrichtien supérieur. Il n'existe plus de représentant des genres *Pseudovaccinities* et *Vaccinities*. On constate, au cours du Maastrichtien, une diminution rapide du stock des Hippuritidés, alors que les Radiolitidés sont encore bien diversifiés, et que réapparaissent nombreuses les formes primitives : *Monopleura*, *Agriopleura*, *Apricardia*.

C — Les Foraminifères planctoniques

Sans revenir sur le détail de la zonation adoptée, on peut malgré tout insister sur les points précis suivants :

• Cénomanien

Le fait marquant de cette période est l'évolution que subissent les Rotalipores. D'abord prédominants sur la biophase planctonique pendant le Cénomanien inférieur et moyen, ils partagent cette représentativité avec les *Praeglobotruncana*, *P. (Dicarinella)*, *Marginotruncana*, au cours du Cénomanien supérieur et enfin disparaissent à la fin du Cénomanien.

• Turonien

Dans bien des cas la mise en évidence de cet étage est liée à la reconnaissance de *P. helvetica*. Son apparition se produit bien dans le Turonien inférieur non basal, mais sa persistance à la base du Turonien supérieur est ici démontrée par sa présence au-dessus de niveaux à *Romaniceras deveriai*.

Le Turonien supérieur est marqué généralement par l'abondance des *Marginotruncana*.

• Coniacien

M. sinuosa, apparue à la limite Turonien-Coniacien est prise comme index du Coniacien inférieur, l'émergence de *D. concavata* ne se réalisant, pour des raisons fasciologiques, qu'avec le Coniacien supérieur (zone à *Gauthiericeras margae*).

- **Santonien**

D. concavata persiste pendant le Santonien inférieur - zone à *Texanites gallicus* ; elle n'a pas été reconnue dans le Santonien supérieur où *G. arca* a alors été choisi comme guide.

- **Campanien - Maastrichtien**

G. stuartiformis apparaît vraisemblablement au début du Campanien avec la mise en place de systèmes sédimentaires plus profonds.

G. calcarata, marqueur du Campanien supérieur n'a pas été trouvé dans les limites du territoire étudié, mais seulement dans des régions voisines (bassin de Tresp). L'existence de cette zone à *calcarata* n'est ici fondée que sur les espèces associées (*G. plummerae* par exemple) qui s'élèvent aussi dans le Maastrichtien inférieur. En fait, si l'intervalle Campanien terminal-base du Maastrichtien est assez bien circonscrit, la limite Campanien-Maastrichtien n'y est pas précisément située.

L'association *G. contusa* - *G. gansseri* est choisie pour caractériser la partie supérieure du Maastrichtien inférieur (biozone à *contusa*) ; l'extension de *Racemigumbelina fruticosa* coïncide avec le Maastrichtien supérieur.

D — Les Foraminifères benthiques

Chez les grands Foraminifères benthiques, on constate l'existence de 2 périodes de prolifération séparées par une importante discontinuité biologique [M. BILOTTE, 1984].

- **(Vraconien) - Cénomanién**

C'est la première période ; elle est marquée par une grande richesse et une grande homogénéité des microfaunes benthiques (ceci est valable sur tout le domaine téthysien). De nombreux taxons sont hérités de l'Albien - *Orbitolina*, *Ovalveolina*, ... - et subissent au cours du Cénomanién une spéciation massive par adaptation aux divers environnements de la plate-forme.

Les disparitions les plus significatives se réalisent de façon diachrone, d'abord les *Orbitolininae* au Cénomanién moyen, puis les *Ovalveolina*, *Praealveolina*, *Chrysalidina*, *Pseudolituonella*, *Trochospira*, ... au Cénomanién supérieur non sommital.

- **Cénomanién sommital-Turonien**

Cet intervalle se marque par un grand appauvrissement des macroforaminifères benthiques. Peu de genres sont représentés - *Vidalina*, *Dictyopsella*, ... - et les espèces peu significatives. Le choix de *Peneroplis* sp. pour caractériser le Turonien sommital est strictement local.

- **Coniacien**

On peut considérer que c'est à partir du Coniacien que commence à se reconstituer le stock de Foraminifères de la 2^e période. Dans le peuplement initial, le couple *Pseudocyclammina sphaeroidea* - «*Nonion*» sp. semble le plus constant et le plus significatif.

- **Santonien**

Au Santonien inférieur, *Nummofallotia cretacea* s'associe aux espèces précédentes. Apparus vraisemblablement sous la limite inférieure du Santonien supérieur, *Goupillaudina daguini* et *Lacazina elongata* constituent par la suite les marqueurs les plus représentatifs ; ils sont accompagnés de très nombreux autres Foraminifères benthiques, particulièrement sur les plates-formes carbonatées du domaine sud-pyrénéen. On peut considérer que le niveau de peuplement atteint au Cénomanién supérieur est retrouvé, tant pour la diversité spécifique que pour la densité [M. BILOTTE, 1984]. Les plates-formes du domaine pyrénéen ont acquis un nouvel équilibre biologique, dans lequel la part de l'endémisme est sensible.

• Campanien

C'est à partir du Campanien qu'*Orbitoididae* et *Calcarinidae*, familles apparues timidement au Santonien supérieur (?), vont prendre leur plein développement. *Orbitoides tissoti* et *Pseudosiderolites vidali* apparaissent comme les 2 espèces les plus représentatives de l'étage. Conjointement de nombreuses autres formes du Santonien supérieur se perpétuent pendant une partie, au moins, du Campanien.

• Maastrichtien

L'évolution des *Orbitoididae* et des *Calcarinidae* se poursuit au Maastrichtien. Bien qu'apparu au Campanien sommital, *Orbitoides media* paraît être le meilleur marqueur du Maastrichtien inférieur ; ce sous-étage voit aussi l'apparition d'*O. apiculata* et de *Siderolites calcitrapoides* qui ultérieurement associés à *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Simplorbites gensacicus*, *Hellenocyclus beotica* et *Laffiteina mengaudi* seront caractéristiques du Maastrichtien supérieur.

*
* *

□ Il ressort de ce bref rappel des données biostratigraphiques sur le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes que l'évolution des peuplements fauniques considérés se réalise en phases successives limitées par des discontinuités biologiques majeures.

1^{ère} phase

Cénomaniens : l'essentiel des faunes caractéristiques de cet étage - Caprinidés, Orbitolinidés, Alvéolinidés, Rotalipores, ... - sont hérités de l'Albien [M. BILOTTE, 1984] ; l'évolution de ces organismes s'est faite suivant les modalités du gradualisme phylétique, par phases d'anagénèses et/ou de cladogénèses.

1^{ère} discontinuité biologique

Elle se situe au Cénomaniens supérieur non sommital ; elle affecte les organismes de la plate-forme interne et récifale ; elle se marque par l'extinction massive des Caprinidés et de la quasi totalité des grands Foraminifères.

2^e phase

Cénomaniens sommital - (Turonien basal ?) : on y constate seulement la persistance des microfaunes planctoniques.

C'est le moment où apparaissent, en Provence, les Hippuritidés [J. PHILIP, 1976 ; 1982] dont la spéciation semble relever d'un processus d'équilibre intermittent sur une plate-forme confinée à population marginale [M. FLOQUET, J. PHILIP, J.-F. BABINOT, G. TRONCHETTI et M. BILOTTE, 1985].

2^e discontinuité biologique

Elle correspond à ce qu'il est habituel d'appeler la limite du Cénomaniens-Turonien. Elle se traduit concrètement par la disparition des Rotalipores ; elle masque momentanément l'évolution des Hippuritidés.

3^e phase

Turonien-Maastrichtien. Cette longue période voit la reconstitution progressive des stocks d'organismes benthiques ; les Hippuritidés atteignent au Turonien supérieur un bon niveau de représentativité ; il faut attendre le Santonien pour qu'il en soit de même chez les Foraminifères benthiques. Les évolutions se réalisent de nouveau suivant les modalités du gradualisme phylétique.

On peut donc dire que les événements biologiques du Cénomaniens sommital sont considérables puisqu'ils interrompent des enchaînements évolutifs hérités du Crétacé inférieur et qu'ils assurent leur remplacement par des lignées nouvelles.

Cette crise biologique est perçue à l'échelle globale, au même titre que celle qui interviendra à la fin du Crétacé.

II — ÉVOLUTIONS SÉDIMENTAIRES DES MILIEUX DE DÉPÔTS

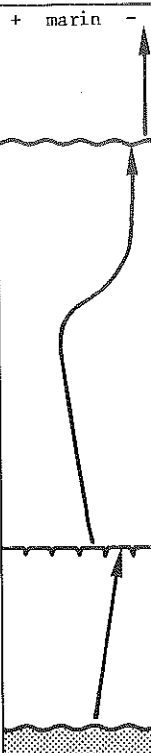


L'étude des divers segments des plates-formes nord et sud-pyrénéennes a permis de relever les grandes étapes de leurs évolutions sédimentaires pendant le Crétacé supérieur. En règle générale, les dépôts s'organisent en séquences de dépôt (à évolution positive, négative ou cyclique) qui se succèdent au sein d'un mégacycle transgressif-régressif. Ces séquences traduisent des variations d'épaisseur de la tranche d'eau. Les principales raisons de ces variations sont à rechercher dans le jeu combiné de la subsidence, de la variation du niveau général des eaux, des événements tectoniques régionaux.

Les modalités de ces évolutions sont variables aussi bien dans l'espace que dans le temps.

Dans la suite de cet exposé, les séquences de dépôt sont désignées par les lettres P, sur la plate-forme, T, dans les bassins turbiditiques. Ces séquences sont séparées par des discontinuités D numérotées par référence aux discontinuités mises en évidence sur le compartiment Mouthoumet.

A — Le compartiment Alaric

Les principales données lithostratigraphiques sont synthétisées sur le tableau 50.

Etages	COMPARTIMENT ALARIC			E	Discontinuités	Séquences de dépôts
	PINEDE de DURBAN	BOUTENAC	FONTFROIDE			
Maastrichtien	Calcaires de Sur-Roque (lacustre- palustre)			D 7		
	Marnes rouges de Roquelongue (fluvatile)					
Campanien	Marnes et grès de Montplaisir (fluvatile)					
	Grès de la Pinède (fluvatile à deltaïque)					
Santonien	Argiles sombres			D 5		
Coniacien	Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide (deltaïque)					
Turonien	ligniteuses (lagunaire)			D 3?		
	Argiles sombres ligniteuses (lagunaire)					
Cénomaniien	Quartzites de Milliou (lagunaire)			2		
<div> discontinuités sédimentaires</div> <div> discordances cartographiques</div>						

Tab. 50 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le compartiment Alaric.

• Discontinuités sédimentaires

Le Crétacé supérieur est ici très littoral ; le caractère terrigène et souvent azoïque des dépôts rend difficile la mise en évidence des discontinuités sédimentaires limitant les séquences de dépôts et leur datation.

De Fontfroide, au Nord, à Durban, au Sud, la transgression est diachrone et s'étage du Cénomanién supérieur au Turonien supérieur.

Dans l'unité de Fontfroide, une première discontinuité peut se situer à la base du Coniacien, entre les Argiles sombres ligniteuses, de milieu lagunaire et les Grès et calcaires à Rudistes de Fontfroide, deltaïques.

A la Pinède de Durban, une discontinuité de même nature se retrouve, dans le Santonien (?), entre les Argiles sombres ligniteuses, lagunaires et les Grès de la Pinède, fluviatiles.

Au Maastrichtien, se situe une discontinuité régionale liée à la phase orogénique bégudienne [P. FREYTET, 1970].

• Séquences de dépôt

Sur le domaine le plus marin (Fontfroide) trois séquences peuvent être définies :

- la première va du Cénomanién supérieur au Turonien. Elle débute par les Quartzites de Milliou et s'achève par les Argiles sombres ligniteuses. Elle est légèrement régressive.
- la deuxième, cyclique, va du Coniacien au Campanien (?). Elle est marine et transgressive jusqu'au Santonien inférieur compris, puis régressive, deltaïque à continentale, après.
- la troisième, maastrichtienne (?), ne modifie pas la nature fluviale des dépôts mais s'accompagne d'une diversification des origines du matériel érodé [P. FREYTET, 1970].

B — Le compartiment Mouthoumet

Les différents dépôts, transgressifs de l'Albien supérieur au Santonien inférieur inclus, puis régressifs à partir du Santonien supérieur avec émergence dans le Campanien traduisent un cycle sédimentaire complet. Leur nature permet, sans ambiguïté, de situer la polarité des différents systèmes sédimentaires qui s'organisent tous du Sud vers le Nord, depuis le bassin méridional (dans la zone des Écailles sous-pyrénéennes) jusqu'à une plate-forme carbonatée récifale et terrigène, infra, médio ou supralittorale, septentrionale (zone sous-pyréenne, s. st.).

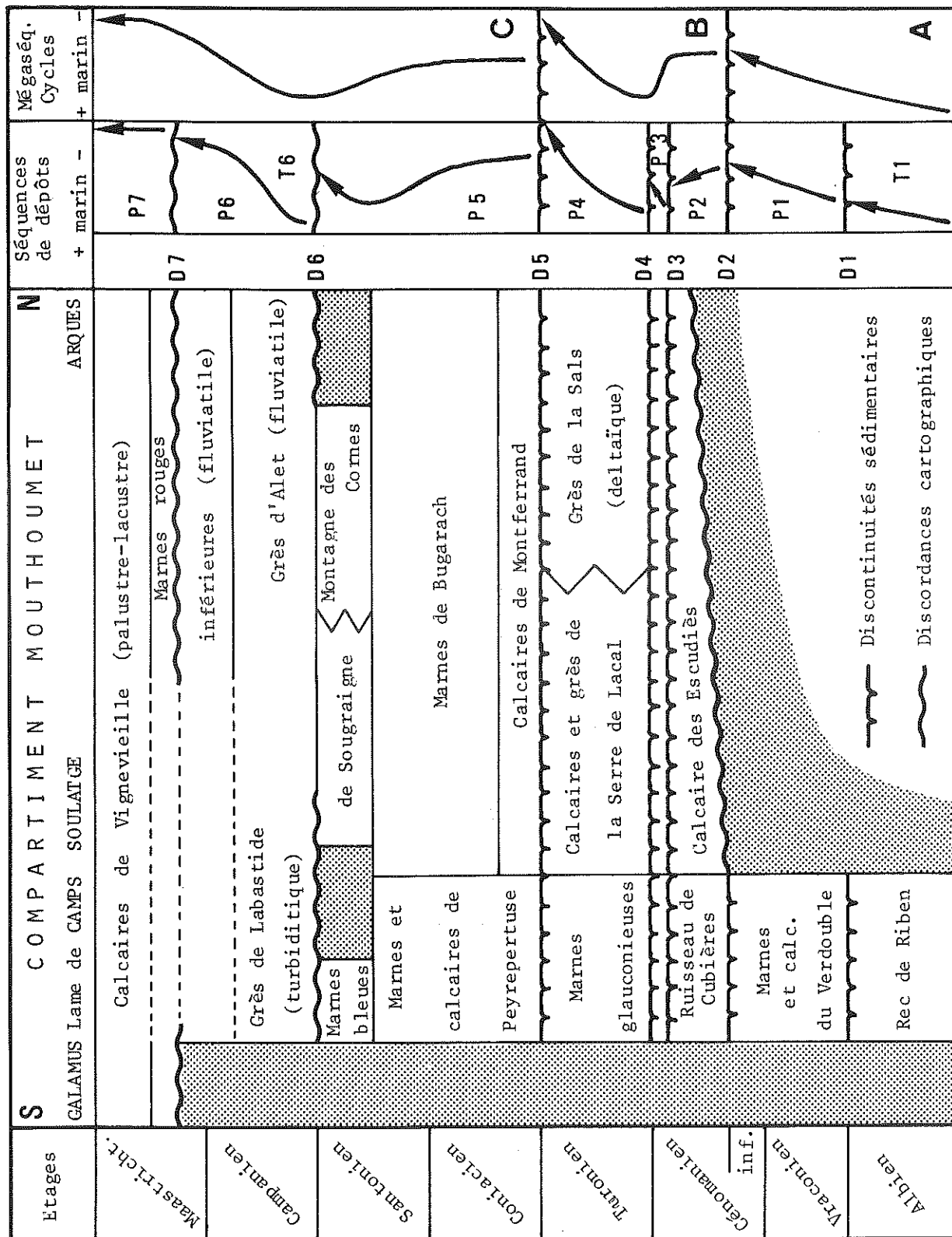
Les différents corps sédimentaires, mis en évidence depuis le bassin méridional jusqu'à la plate-forme septentrionale, s'organisent en prismes de dépôts séparés par des discontinuités (Tab. 51).

• Discontinuités sédimentaires

Dans le Crétacé moyen et supérieur de la couverture du massif du Mouthoumet, les principales discontinuités sont au nombre de 7. Elles correspondent, au toit d'une séquence, à un arrêt de sédimentation qui précède, le plus souvent, une modification des conditions de dépôt dans la séquence suivante (changement net de lithologie) ; plus rarement, elles dépendent d'un changement radical de la géométrie des corps sédimentaires (discordance sédimentaire).

Ainsi, les observe-t-on, dans les séries de plate-forme :

- au toit de l'Albien supérieur s. st. (D. 1) : passage d'une sédimentation conglomératique de talus à une sédimentation marneuse de plate-forme externe ;
- au toit du Cénomanién inférieur (D. 2) : fond durci avec rubéfactions et traces de perforations ;
- au toit du Cénomanién supérieur (D. 3) : idem ;
- au toit du Cénomanién sommital (base du Turonien ?) (D. 4) : idem ;
- au toit du Turonien (D. 5) : émergence de fin de remblayage ;
- au toit du Santonien (D. 6) : changement net du milieu de sédimentation sur la plate-forme, accompagné de modifications de la géométrie sous-marine dans le bassin ;
- au cours du Maastrichtien (D. 7) : émergence de fin de remblayage et érosion.



Tab. 51 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le compartiment Mouthomet.

• Séquences de dépôt

- Séquence de Albien moyen-supérieur s. st. Elle regroupe, dans le bassin circalittoral, les différents termes d'une sédimentation dilatée (plus de 1 000 m dans la formation du Rec de Riben) silico-classique avec olistolites et faciès de résédimentation (séquence T. 1).

- Séquence du Vraconien-Cénomanién inférieur. Son évolution est négative ; elle se compose des 2 membres de la formation des Marnes et calcaires du Verdoube ; elle débute par les marnes à *Planomalina* et s'achève par les calcaires à Simpalvéolines (séquence P. 1).

- Séquence du Cénomanién moyen et supérieur non sommital. Elle correspond à l'installation d'une plate-forme carbonatée et terrigène de vaste extension, en relation avec la transgression cénomaniénne. Dans l'espace les dépôts s'organisent depuis les marnes à Foraminifères planctoniques du bassin circalittoral, au Sud, jusqu'aux calcaires et grès à Préalvéolines et Caprinidés de la plate-forme, au Nord. Les différentes assises se débordent mutuellement, dans un dispositif très net d'«onlap» littoral, pour reposer sur des terrains de plus en plus anciens, ce qui amène les couches les plus récentes directement sur la Paléozoïque du massif de Mouthoumet [M. BILOTTE, 1973] (séquence P. 2).

- Séquence du Cénomanién sommital (base du Turonien ?). C'est une petite séquence d'évolution négative qui se traduit par l'apparition rapide de dépôts de plate-forme ouverte (marnes glauconieuses) couronnés de calcaires (moins de 1 m) bioconstruits (séquence P. 3).

- Séquence du Turonien. Dans le bassin circalittoral se déposent des boues carbonatées et glauconieuses à Pithonelles et Foraminifères planctoniques qui sont relayées, sur la plate-forme externe, par des micrites glauconieuses, puis sur la plate-forme récifale et interne par des calcaires construits à Hippuritidés et calcaires à Dasycladacées de lagon et grès littoraux [M. BILOTTE, 1971 ; 1977]. L'organisation des dépôts indique une nette augmentation des apports terrigènes de caractère deltaïque à fluviatile, à la fin de l'étage (séquence P. 4).

- Séquence du Coniacien-Santonien. C'est une séquence cyclique où l'on reconnaît (séquence P. 5) :

. une période transgressive qui s'étend sur le Coniacien et le Santonien inférieur. Dans le bassin circalittoral continuent à se déposer des micrites à Foraminifères planctoniques ; à l'articulation talus-plate-forme externe se réalise une barrière récifale dans les calcaires de Camps-Peyrepertuse [M. BILOTTE, 1975] ; sur la plate-forme abritée, la succession verticale - Calcaires de Montferrand - Marnes de Bugarach - s'organise en une séquence d'ouverture (d'énergie décroissante vers le haut).

. une période régressive qui débute au Santonien supérieur avec la mise en place du système deltaïque de la Montagne des Cornes-Marnes bleues de Sougraigne.

- Séquence Campanien-Maastrichtien pro-parte. Le comblement s'accélère au Campanien. A cette époque correspond dans le bassin une phase turbiditique en liaison avec une période de forte tectonicité (rapprochement des plaques Europe-Ibérie et début de la fermeture orientale du sillon pyrénéen).

Les sédiments profonds - Grès de Labastide - sont mis en place par gravité (complexe terrigène résédimenté, de marnes bleues - galets de quartz - calcaires récifaux - conglomérats - brèches - olistostromes). La provenance du matériel est à la fois orientale et septentrionale comme l'indiquent les sens de transports (flute-casts) et les écoulements (slumps) (séquence T. 6).

Ces sédiments entaillent et érodent profondément («onlap» turbiditique) le talus septentrional du sillon pyrénéen jusqu'à atteindre les Marnes de Bugarach, ou, plus rarement, le sommet de la séquence turonienne.

Sur la plate-forme l'émersion se réalise avec l'épandage des Grès d'Alet (deltaïques puis fluviatiles), suivi d'une partie des Marnes rouges inférieures (fluviatiles) (séquence P. 6).

- Séquence Maastrichtien pro-parte. Elle débute par les Poudingues fleuris de la formation des Marnes rouges inférieures et se poursuit par la formation de Vignevieille (calcaires et marnes palustres-lacusres) (séquence P. 7).

La discontinuité intra-maastrichtienne rend compte de la fermeture orientale du sillon pyrénéen après structuration de sa marge sud [M. BILOTTE, 1978 ; 1984 b].

*
* *

Ces séquences de dépôt peuvent être regroupées en mégaséquences ou en cycles qui rendent mieux compte des enchaînements sédimentaires. Corrélativement, les discontinuités qui limitent ces mégaséquences et cycles acquièrent une valeur plus générale. Ainsi, sur le compartiment Mouthoumet, peut-on distinguer :

- une mégaséquence de comblement A (Albien p. p. à Cénomanién inférieur) qui associe les séquences de dépôts T. 1 et P. 1 ;
- un premier cycle transgressif-régressif B (Cénomanién moyen-Turonien) composé des séquences de dépôts P. 2, P. 3 et P. 4 ;
- un deuxième cycle transgressif-régressif C (Coniacien-Maastrichtien) composé des séquences de dépôts P. 5, T. 6-P. 6, P. 7.

Les discontinuités majeures qui séparent ces mégaséquences et cycles sont :

- D. 2, au toit du Cénomanién inférieur ;
- D. 5, au toit du Turonien.

L'évolution cyclique du Crétacé moyen et supérieur de la bordure méridionale du massif de Mouthoumet révèle l'existence d'une paléomarge passive sur la bordure méridionale du craton aquitano-languedocien. Les faits marquants de cette évolution sont, chronologiquement :

- l'individualisation du sillon pyrénéen à l'Albo-cénomanién inférieur ;
- un stade marge stable, le plus souvent sous-alimentée, dans l'intervalle Cénomanién moyen-Santonien ;
- un stade marge stable sur-alimentée, avec conjointement un déplacement vers le Nord, sous contrôle tectonique, du talus turbiditique, au Campanien.

Cette évolution est commandée par la déformation de la géométrie du sillon pyrénéen dont le dépôt-axe se déplace vers le Nord en raison de la structuration de son bord sud. Le déplacement et l'épaississement de la tranche d'eau s'accompagnent, sur la plate-forme de l'arrivée massive de terrigènes, d'abord deltaïques puis continentaux, qui ramène la ligne de rivage sur la plate-forme de Mouthoumet dans un mouvement de régression progressif et continu.

- l'émersion et l'évolution continentale au Campanien-Maastrichtien.

La fig. 120 illustre les relations entre les différents prismes de dépôts mis en évidence dans le Crétacé moyen et supérieur du massif de Mouthoumet.

C — Le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées

C'est le compartiment le plus complet puisqu'on y reconnaît du N vers le S : la plate-forme toulousaine, homologue de la plate-forme de Mouthoumet, un bassin turbiditique central, le Haut-fond de l'Arize. Les principales données lithostratigraphiques correspondant à ces 3 domaines sont synthétisées sur le tab. 52.

Plate-forme toulousaine

. Discontinuités sédimentaires

Les informations relatives aux unités antérieures au Campanien sont peu précises car déduites de données de sondages anciennes et succinctes.

Dans l'anticlinal de Dreuilhe ces données de sub-surface permettent de reconnaître, par comparaison au Compartiment Mouthoumet :

- la transgressivité du Cénomanién moyen-supérieur ;
- la discontinuité du toit du Turonien (D. 5).

En surface, la discontinuité intra-maastrichtienne (D'. 7) se marque, cartographiquement dans l'anticlinal de Dreuilhe par la discordance des Marnes rouges inférieures ; sédimentairement par un fond durci (D''. 7) au toit du Calcaire nankin, dans l'anticlinal de Plagne.

Bien que difficile à dater précisément cette discontinuité est diachrone.

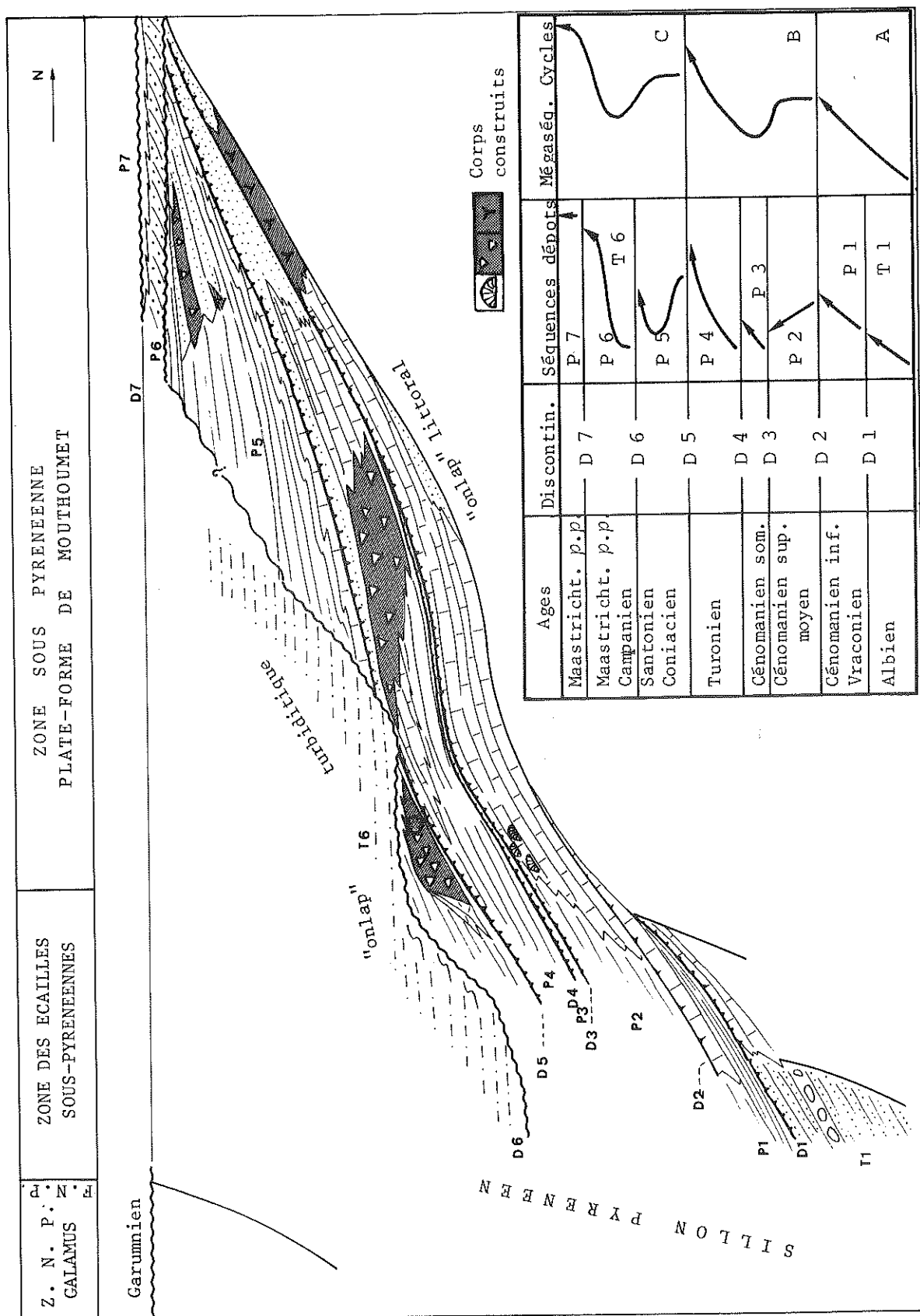
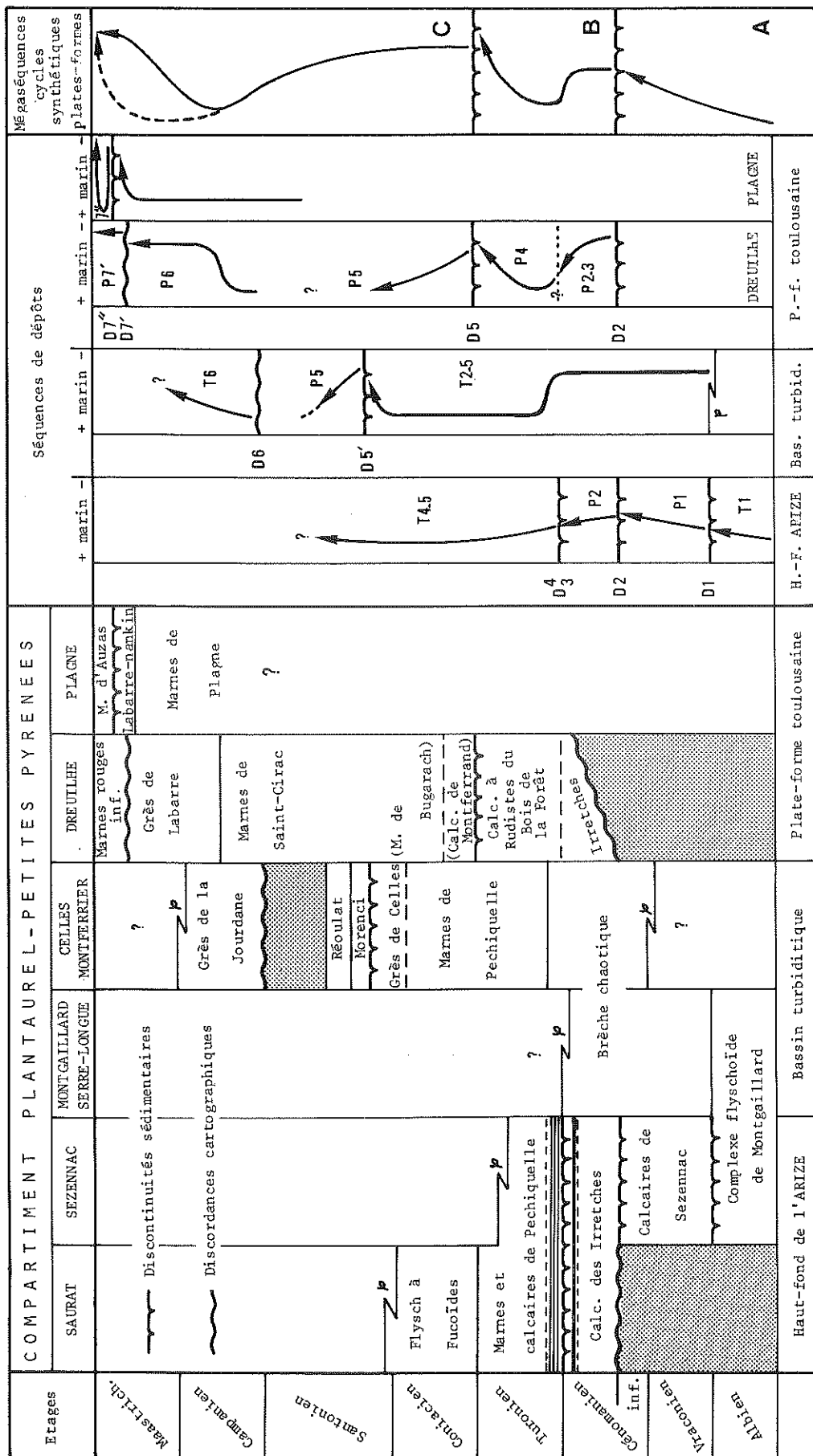


Fig. 120 : Essai de reconstitution des corps sédimentaires du Crétacé moyen-supérieur du compartiment Mouthoumet.



• Séquences de dépôt

Ici encore, les informations de sub-surface ne permettent pas de reconnaître avec précision les séquences de dépôt les plus anciennes.

C'est le cas pour l'intervalle Cénomanien moyen-Turonien. Seule apparaît clairement l'organisation cyclique de cette période, marquée par la transgressivité des Grès à Préalvéolines du Cénomanien moyen-supérieur sur le socle paléozoïque (onlap littoral), suivie d'une sédimentation bioconstruite (Cénomanien supérieur-Turonien) et s'achevant par un afflux massif des apports terrigènes (fin du Turonien).

Les séquences de dépôts les plus récentes sont :

- Séquence Coniacien-Maastrichtien pro-parte.

C'est une séquence cyclique ; la position du point d'inversion transgression-régression est diachrone de l'Est vers l'Ouest.

Dans l'anticlinal de Dreuilhe, la période transgressive va du Coniacien au Campanien inférieur compris. La période régressive débute avec la mise en place du système deltaïque puis fluviatile des Grès de Labarre.

Dans l'anticlinal de Plagne, seule l'évolution régressive est visible dans la superposition Marnes de Plagne-Calcaire nankin.

- Séquence Maastrichtien pro-parte (P. 7).

Dans l'anticlinal de Dreuilhe, elle correspond à la formation continentale discordante des Marnes rouges inférieures (P'. 7).

Dans l'anticlinal de Plagne, les Marnes d'Auzas, du Maastrichtien supérieur, ont une évolution cyclique, transgressive-régressive (P''. 7).

☐ Les séquences de dépôt du Coniacien-Maastrichtien s'intègrent dans un cycle transgressif-régressif que l'on peut assimiler au cycle C, précédemment défini.

Les systèmes sédimentaires de la plate-forme toulousaine sur le Compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées prolongent ceux de la plate-forme de Mouthoumet. On y relève une évolution identique du cycle B (Cénomanien moyen-Turonien), une évolution comparable du cycle C (Coniacien-Maastrichtien) mais avec un diachronisme du point d'inversion transgression-régression, plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest.

La séquence P. 7 est la réponse à la fermeture progressive du sillon pyrénéen ; comme la discontinuité qui la précède, elle est diachrone de l'Est vers l'Ouest.

Bassin turbiditique

Les informations les plus complètes sont livrées par l'analyse des séries de la lame de Celles-Montferrier du «bassin» de Nalzen. Les résultats présentés diffèrent de ceux proposés par B. PEYBERNÈS, P. PONS, C. ROUX et P. SOUQUET [1984], pour la même région.

• Discontinuités sédimentaires

Deux discontinuités sont relevées dans la partie orientale de cette unité :

- la première se situe au toit des Grès de Celles (flysch), qu'elle sépare des Calcaires de Morenci (calcaires bioconstruits) ;
- la deuxième limite à sa partie inférieure la formation érosive des Grès de la Jourdane (flysch) ; elle est corrélable à la discontinuité 6 qui accompagne les Grès de Labastide (compartiment Mouthoumet).

• Séquences de dépôt

3 séquences sont identifiées :

- la première (T. 2-5) s'étage du Cénomaniens au Santonien inférieur p. p. Elle débute par des dépôts de bas de talus (brèche chaotique), se poursuit par des dépôts de plaine sous-marine (Marnes de Pechiquelle) et s'achève par des dépôts de cône (Grès de Celles). Une évolution comparable a été décrite à Arbas par E.-J. DEBROAS [1979] ;
- la deuxième (P. 5), datée du Santonien inférieur, a une évolution positive ; elle va des calcaires récifaux de Morenci aux Marnes de Réoulat ;
- la troisième (T. 6) est pour le moins d'âge Campanien ; elle correspond aux dépôts turbiditiques des Grès de la Jourdanne qui entaillent et érodent profondément (« onlap » turbiditique) leur substratum jusqu'à reposer localement sur les Grès de Celles de la séquence T. 2-5.

Haut-fond de l'Arize

La sédimentation y est mixte, d'abord de plate-forme, puis turbiditique.

• Discontinuités sédimentaires

Elles se situent :

- au toit de l'Albien supérieur s. st. (D. 1) : changement du milieu de sédimentation ;
- au toit du Cénomaniens inférieur (D. 2) : idem ;
- au toit du Cénomaniens supérieur (D. 3 + 4) : érosion (micro-karstification) et non dépôt.

• Séquences de dépôt

- Séquence de l'Albien moyen-supérieur s. st. Le complexe flyschoides de Montgaillard la constitue (T. 1).
- Séquence du Vraconien-Cénomaniens inférieur. Son évolution est négative ; aux marnes à Foraminifères planctoniques succèdent des calcaires à Foraminifères benthiques dans la formation des Calcaires de Sézennac (P. 1).
- Séquence du Cénomaniens moyen-supérieur. Elle s'identifie aux Calcaires des Irretches, dépôts de plate-forme carbonatée liés à la transgression cénomaniens (P. 2).
- Séquence du Turonien pro-parte-Coniacien. Aux marnes et calcaires de plate-forme externe (formation de Pechiquelle) succéderait de façon régulière, le flysch à Fucoïdes (T. 4-5).

*
* *

Sur les plates-formes du compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées, on peut aussi mettre en évidence :

- une mégaséquence de comblement A (Albien p. p. à Cénomaniens inférieur) composée des séquences de dépôt T. 1 à P. 1 reconnues sur le Haut-fond de l'Arize ;
- un cycle transgressif-régressif B (Cénomaniens moyen-Turonien) ce cycle se déduit des données de sub-surface de la plate-forme toulousaine ;
- un cycle transgressif-régressif C (Coniacien-Maastrichtien) dont la partie supérieure régressive montre des évolutions différentes suivant le lieu considéré de la plate-forme toulousaine.

D — Le Tronçon Catalan

Des séries allochtones des nappes de l'Ampurdan et de la Pedraforca, aux séries autochtones du Cadi et du Haut-Vallespir, se dégagent les caractéristiques du mégacycle crétacé supérieur (Tab. 53).

• Discontinuités sédimentaires

Elles ont été mises en évidence :

- au toit du Cénomanién inférieur (D. 2) ; dans le massif de Montgri cette discontinuité se marque par un horizon bréchique ; au-dessus, le Cénomanién moyen-supérieur est largement transgressif sur un substratum d'âge variable ;

- au sommet du Cénomanién (D. 3 + ? 4) : changement du milieu de sédimentation par apparition brutale des faciès à Calcisphaerulidés ;

- au toit du Turonien (D. 5) : remplacement des calcaires à Pithonelles par des calcaires organo-détritiques et bioconstruits.

A partir du Santonien supérieur et jusqu'au Maastrichtien (ou Paléocène ?) les aires marginales sont transgressées dans un mouvement centrifuge. La discontinuité qui accompagne ce mouvement est diachrone.

• Séquences de dépôt

- Séquence du Vraconien-Cénomanién inférieur ; c'est une séquence de comblement, terrigène puis carbonatée qui constitue la formation du Complexe détritique de Montgri.

- Séquence du Cénomanién moyen-supérieur. Elle est encore liée à l'installation d'une plate-forme carbonatée de vaste extension, en relation avec la transgression Cénomaniénne. Les Calcaires de Santa Fé reposent en «onlap» sur un substratum d'âge variable.

- Séquence du Turonien. Elle est assez mal caractérisée sur le domaine étudié où elle correspond aux calcaires à Pithonelles de la formation de Reguard.

- Séquences du Coniacien-Maastrichtien. Pendant cette période, les séquences de dépôt sont diachrones suivant les domaines considérés. Elles ont une évolution cyclique, transgressive-régressive.

. Ampurdan-Pedraforca. La phase transgressive couvre le Coniacien-Santonien inférieur (Calcaires du Congost-Marnes d'Anserola) ; la phase régressive débute, au Santonien supérieur, avec les Calcarénites du Castell de Montgri.

. Gallina pelada. La transgression débute dans le Santonien supérieur et se poursuit au Campanien ; la séquence caractéristique se compose des Calcaires de Terradets et des Marnes de Perles ; la régression est amorcée au Maastrichtien par les Grès d'Aren suivis de la formation de Tremp.

. Adrahent. Le cycle transgressif-régressif est tout entier Maastrichtien ; au Grès d'Adrahent, fluviaux, succèdent des Calcaires de Bona, marins, puis les calcaires et marnes de Oden, lagunaires, lacustres puis fluviaux.

*
* *

Sur le Tronçon Catalan, les plates-formes ont, dans leurs grandes lignes, une évolution comparable à celle du versant nord des Pyrénées, avec :

- une mégaséquence de comblement A, reconnue seulement dans l'intervalle Vraconien-Cénomanién inférieur ;

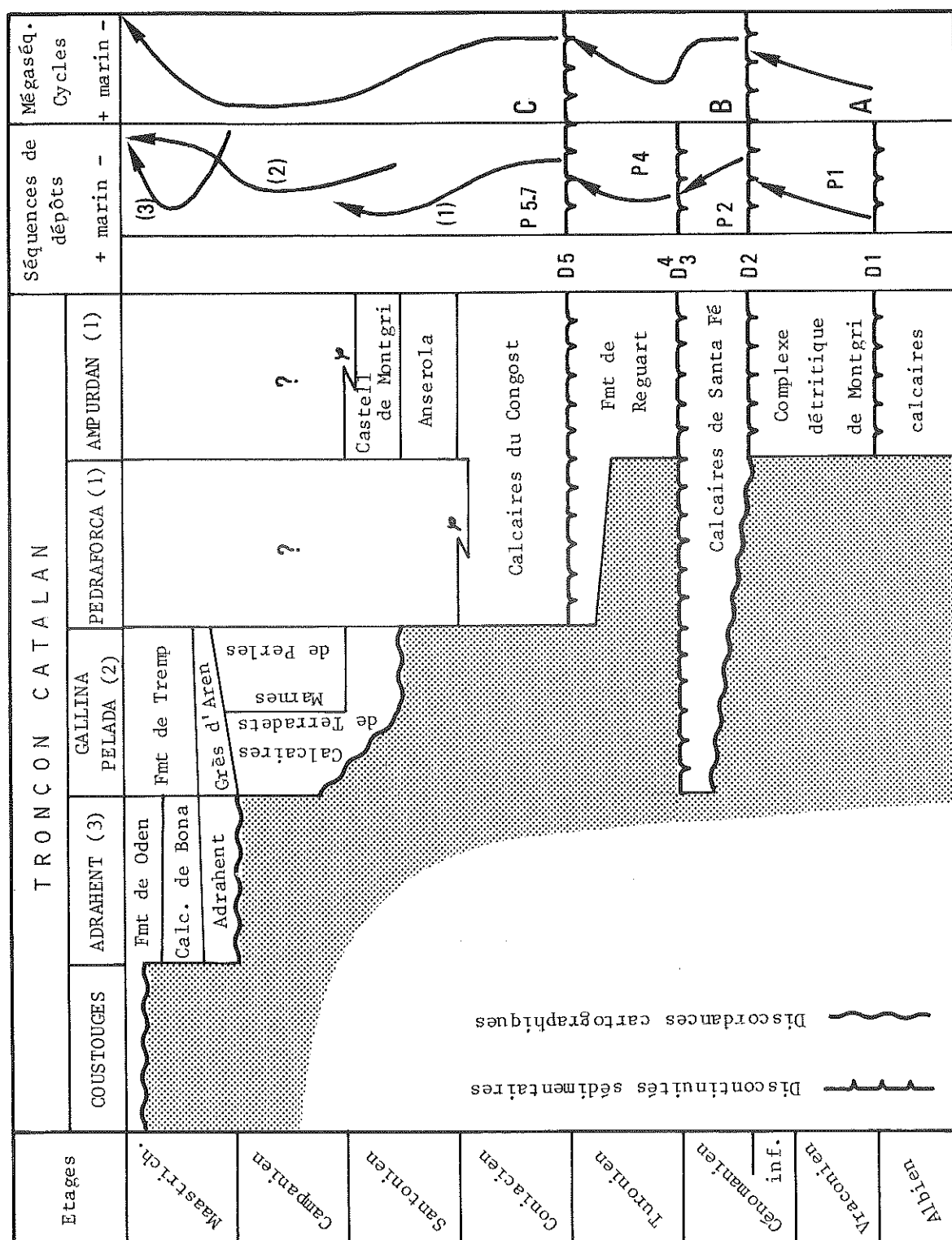
- un cycle transgressif-régressif B, étagé sur le Cénomanién moyen-Turonien ;

- un cycle transgressif-régressif C qui se développe, au plus, sur le Coniacien-Maastrichtien, au moins, sur le seul Maastrichtien.

□ A l'issue de cette revue, il apparaît qu'un certain nombre de discontinuités et d'évolution sédimentaires sont communes aux divers segments de plates-formes étudiées.

Ces discontinuités sédimentaires constantes sont synchrones et se situent :

- au toit du Cénomanién inférieur : D. 2 ;



Tab. 53 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le Tronçon Catalan.

- au sommet du Cénomanien supérieur : D. 3 + 4 ;
- au toit du Turonien : D. 5.

Les deux dernières existent aussi dans les chaînes Ibéro-cantabres [M. FLOQUET, 1984], ce qui démontre leur ampleur et leur intérêt.

Ces discontinuités limitent des mégaséquences et un cycle d'évolution comparable qui sont :

- le cycle Cénomanien moyen-Turonien (cycle B).

La mégaséquence transgressive du Cénomanien moyen-supérieur est connue à l'échelle globale. Il semble donc justifié de lier l'élévation progressive du niveau marin à un phénomène eustatique.

La mégaséquence régressive du Turonien, telle qu'on la connaît sur le compartiment Mouthoumet, peut se décomposer en 3 phases :

- transgression au Turonien basal-inférieur (?) ;
- stabilité de la ligne de rivage au Turonien moyen-supérieur ;
- régression rapide au Turonien terminal, coïncidant avec un épaissement continu de la tranche d'eau, compensé par des apports clastiques importants et croissants au cours de cette période.

Cette évolution correspond à celle décrite par P.-R. VAIL, R.-M. MITCHUM et S. THOMPSON [1977] dans le cas des augmentations conjointes des taux d'épaississement de la tranche d'eau et des apports terrigènes [part. 3, fig. 4, p. 67].

Une évolution comparable est connue sur la plate-forme sud-pyrénéenne centrale où s'enchaînent des marnes à *Calcisphaerulidés*, des calcaires récifaux ou olithiques, des calcaires à charophytes [P. SOUQUET, 1984 ; A. SIMO et C. PUIGDEFABREGAS, 1985].

Si l'interprétation eustatique est la plus couramment proposée pour expliquer les événements sédimentaires du Cénomanien moyen au Turonien final, l'hypothèse d'un contrôle tectonique associé ne peut être exclue ; la transgression cénomaniennne serait alors interprétée comme la réponse à une phase distensive, alors que la régression turonienne résulterait d'une phase compressive.

A l'inverse, d'autres discontinuités et d'autres évolutions sédimentaires rendent compte d'événements plus strictement localisés dans l'espace comme dans le temps.

C'est le cas en particulier :

- de la discontinuité D. 1, intra-albienne ;
- des discontinuités D. 6 et D. 7, au cours du Campanien-Maastrichtien.

Ces discontinuités sont incluses dans :

- la mégaséquence de comblement de l'Albien p. p. - Cénomanien inférieur (mégaséquence A). Elle est à mettre en relation avec un épaissement de la tranche d'eau lié avant tout à une baisse d'abord rapide du plancher de sédimentation (création structurale de la marge septentrionale du sillon pyrénéen, par exemple) suivis d'un ralentissement du mouvement de subsidence.

- le cycle Coniacien-Maastrichtien (Cycle B). Il regroupe, selon les lieux considérés, 2 ou 3 séquences de dépôt. Ces séquences sont le plus souvent cyclique et l'on constate, de l'une à l'autre, l'existence d'un diachronisme du point d'inversion transgression-régression.

De façon générale, la transgression s'amorce avec le Coniacien. Cette évolution rend compte d'un épaissement progressif et continu de la tranche d'eau provoqué, soit par une élévation du niveau de la mer, soit par un abaissement de la surface de sédimentation.

Les premières manifestations du comblement apparaissent au Santonien supérieur sur le compartiment Mouthoumet, au Campanien supérieur (anticlinal de Dreuilhe) sur le compartiment Plantaurel-Petites Pyrénées (l'anticlinal de Plagne n'est atteint qu'au Maastrichtien supérieur).

Dès l'annonce du comblement, se réalise sur la marge nord un dispositif de «chasse d'eau» qui, sous les actions conjointes du comblement par progradation (E — W) dans le sillon sous-pyrénéen et de sa fermeture tectonique progressive à l'Est, se perpétue jusqu'au Maastrichtien et entretient un haut niveau marin.

La fermeture structurale du sillon pyrénéen est le résultat du rapprochement des plaques Europe-Ibérie. Ce rapprochement s'accompagne d'un relèvement orogénique du bourrelet marginal de la Haute-Chaîne ; ceci entraîne, sur la marge sud (unités allochtones sud-pyrénéennes et tronçon Catalan), un déplacement des masses d'eau vers les zones périphériques progressivement inondées (transgression diachrone) ; le comblement des aires immergées est aussitôt entrepris à partir des zones portées à l'émergence (comblement diachrone).

Dans le cycle Coniacien-Maastrichtien, le diachronisme des événements sédimentaires n'est que la manifestation d'un contrôle tectonique spatio-temporel permanent.

Ainsi, se dégage l'idée, pour les plates-formes du domaine étudié, d'une évolution en 3 périodes :

- de l'Albien p. p. au Cénomanién inférieur, la sédimentation et en grande partie sous contrôle tectonique ;

- du Cénomanién moyen au Turonien final, la commande eustatique semble dominante, mais on ne saurait négliger une intervention orogénique possible ;

- du Coniacien au Maastrichtien, le contrôle tectonique est omniprésent. A partir du Campanien et pendant le Maastrichtien, il est responsable de la plupart des évolutions sédimentaires et il serait hasardeux de vouloir reconnaître à tel ou tel événement un synchronisme à l'échelle de toutes les Pyrénées et, à plus forte raison, une valeur globale.

Cette évolution concorde dans ces grandes lignes avec le scénario sédimentaire établi à l'extrémité sud-occidentale de la chaîne des Pyrénées par M. FLOQUET [1984].

Dans les bassins flyschs du domaine étudié («bassin» de Nalzen, particulièrement) les discontinuités sédimentaires ne sont pas nettes compte-tenu du caractère habituellement progressif des changements de sédimentation.

Il en est ainsi du passage de la Brèche chaotique (bas de talus) aux Marnes de Pechiquelle (plaine sous-marine) qui se réalise progressivement entre le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur. De même pour le passage Marnes de Pechiquelle-Grès de Celles (Flysch à Fucoïdes) qui, de plus, paraît être diachrone et se produirait, suivant les lieux, entre le début du Coniacien et la base du Santonien.

Il est surprenant de constater que ces dépôts turbiditiques - Brèches chaotiques, Flysch à Fucoïdes - sont contemporains de dépôts de plate-forme mis en place en période de haut niveau marin - Calcaires des Irretches (calcaires à Préalveolines), Calcaires de Montferrand et Marnes de Bugarach -. Force est donc de concevoir que les bassins flyschs, créés dans un cadre géotectonique particulier [E.-J. DEBROAS, 1985] ont une logique sédimentaire propre.

III — PALÉOGÉOGRAPHIE EST-PYRÉNÉENNE

L'un des apports fondamentaux de cette synthèse concerne, sur le versant nord des Pyrénées, l'extension orientale du sillon sous-pyrénéen. Alors que les documents paléogéographiques synthétiques les plus récents [Atlas Géologique du Bassin d'Aquitaine, 1973] le ferment au méridien de Puyvert, il se poursuit en réalité profondément vers l'Est. Les matériaux de ce sillon, expulsés en avant du chevauchement nord-pyrénéen, accident complexe né d'une zone de décrochement senestre, forment la lame de Camps-Peyrepertuse.

Le redéploiement de cette lame suivant une direction N 100° E, fossilisée dans le paléotalus de l'unité Saint-Louis-le-Bézu, amène sa partie orientale au minimum jusqu'au méridien de Latour de France (Fig. 121, A). Cette reconstitution impose une allochtonie croissante de l'Ouest vers l'Est, à partir du Bugarach, de la lame de Camps-Peyrepertuse ; une flèche de 12 km pour les unités frontales les plus orientales, telle la Montagne de Tauch, peut-être avancée. Ceci impose une allochtonie comparable des unités nord-pyrénéennes et l'on peut raisonnablement penser que la virgation de la nappe des Corbières s'amorce au Bugarach.

La prise en compte de cet élément paléogéographique permet de présenter pour le domaine est-pyrénéen, au Crétacé supérieur, une configuration sensiblement différente des schémas traditionnellement admis.

Deux périodes sont à considérer dans l'histoire néocrétacée de la chaîne :

- du Cénomanién au Santonien.

Les cratons nord et sud se couvrent de dépôts de plate-forme qui enregistrent les modalités de la transgression cénomaniénne, du cycle Turonien, de la transgression du Sénonien inférieur. On peut penser, vu les identités de faciès et le synchronisme des dépôts, qu'il s'agit là d'événements à large retentissement (origine au moins partiellement eustatique).

Les zones médianes, héritées de la tectogenèse albienne, sont le siège d'une sédimentation de type flysch - Flysch noir, Flysch à Fucoides - [P. SOUQUET et E.-J. DEBROAS, 1980].

- du Campanien au Maastrichtien.

Les évolutions deviennent complexes car leur commande est fondamentalement tectonique et liée au rapprochement des plaques Europe et Ibérie [J.-L. OLIVET, 1978]. Ce rapprochement, plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest, s'accompagne d'un relèvement progressif, de l'Est vers l'Ouest, du bourrelet marginal de la Haute-Chaîne qui se traduit par la création de 2 bassins périphériques, au nord, le sillon sous-pyrénéen, au sud, le bassin sud-pyrénéen [A. GARRIDO, 1973 ; P. SOUQUET et E.-J. DEBROAS, 1980], dans lesquels se concentre l'essentiel des faits sédimentaires.

. Au Campanien

Le sillon sous-pyrénéen reçoit une sédimentation essentiellement marneuse à l'Ouest (Marnes de Plagne et de Saint-Cirac), fréquemment entrecoupée, à l'Est, d'épandages terrigènes grossiers et d'arrivées chaotiques de type olistostrome (Grès de Labastide). Ce sillon se ferme à l'Est, au cours du Campanien, par le jeu combiné d'un remplissage sédimentaire rapide et d'une structuration précoce des actuelles zones nord-pyrénéennes. Ceci a pour conséquences, d'exhausser la marge sud du sillon qui se couvre de constructions récifales à Rudistes, connues de Benaix à Bedeille ; d'entraîner la migration des dépôts-axes du sillon vers le nord.

Le bassin sud-pyrénéen, reconnu dans les séries décollées sud-pyrénéennes centrales, a un régime comparable ; la formation de Vallcarga [P.H.W. MEY, P.J.C. NAGTEGAAL, K.J. ROBERTI et J.J.A. HARTEVELT, 1968] qui constitue l'essentiel de son remplissage campanien, se répartit entre le flysch de Pobla de Segur (membre de Mascarell), l'olistostrome de Torallola (Pumanyons), et, pour partie les marnes de Salas [J. ROSELL, A. OBRADOR et J.-M. PONS, 1972 ; E. CAUS, A. CORNELLA et A. GOMEZ-GARRIDO, 1982 ; A. SIMÓ et C. PUIGDEFABREGAS, 1985].

Malgré sa situation structurale actuelle, il est reconnu que le bassin sud-pyrénéen occupait une position originelle sur une partie au moins de la Haute-Chaîne. Ses relations avec le sillon sous-pyrénéen étaient apparemment assez directes compte-tenu de la similitude des dépôts entre les 2 bassins.

La plate-forme nord (continent toulousain) n'est connue que par la sédimentation terrigène, deltaïque, estuarienne et fluviale qui en résulte (Grès d'Alet, Grès de Labarre) ; elle étend ses limites sur le bassin sous-pyrénéen qu'elle comble progressivement, ce qui repousse dès le Campanien supérieur les influences marines à l'Ouest du méridien du Mas d'Azil (fig. 121, B).

La plate-forme sud-orientale supporte une sédimentation marine, carbonatée et terrigène, dominée par des peuplements à organismes benthiques. L'homogénéité des faunes campaniennes et tout particulièrement celle des Rudistes, se retrouve des Sierras marginales catalanes, au «bassin» de Nalzen en passant par le Montsech [J.-M. PONS, 1977] et les nappes de la Pedraforca et de Bac Grillerà. Cette plate-forme devait donc recouvrir, à l'Est, la Haute-Chaîne du tronçon navarro-languedocien.

A la fin du Campanien, la paléogéographie est-pyrénéenne est toute entière centrée sur le tronçon navarro-languedocien. Dans le sillon sous-pyrénéen, la polarité téthysienne est vraisemblablement oblitérée ; le plancher de sédimentation du bassin sud-pyrénéen se relève vers l'Est et le Sud ; les deux appendices sous et sud-pyrénéens sont en étroite connexion.

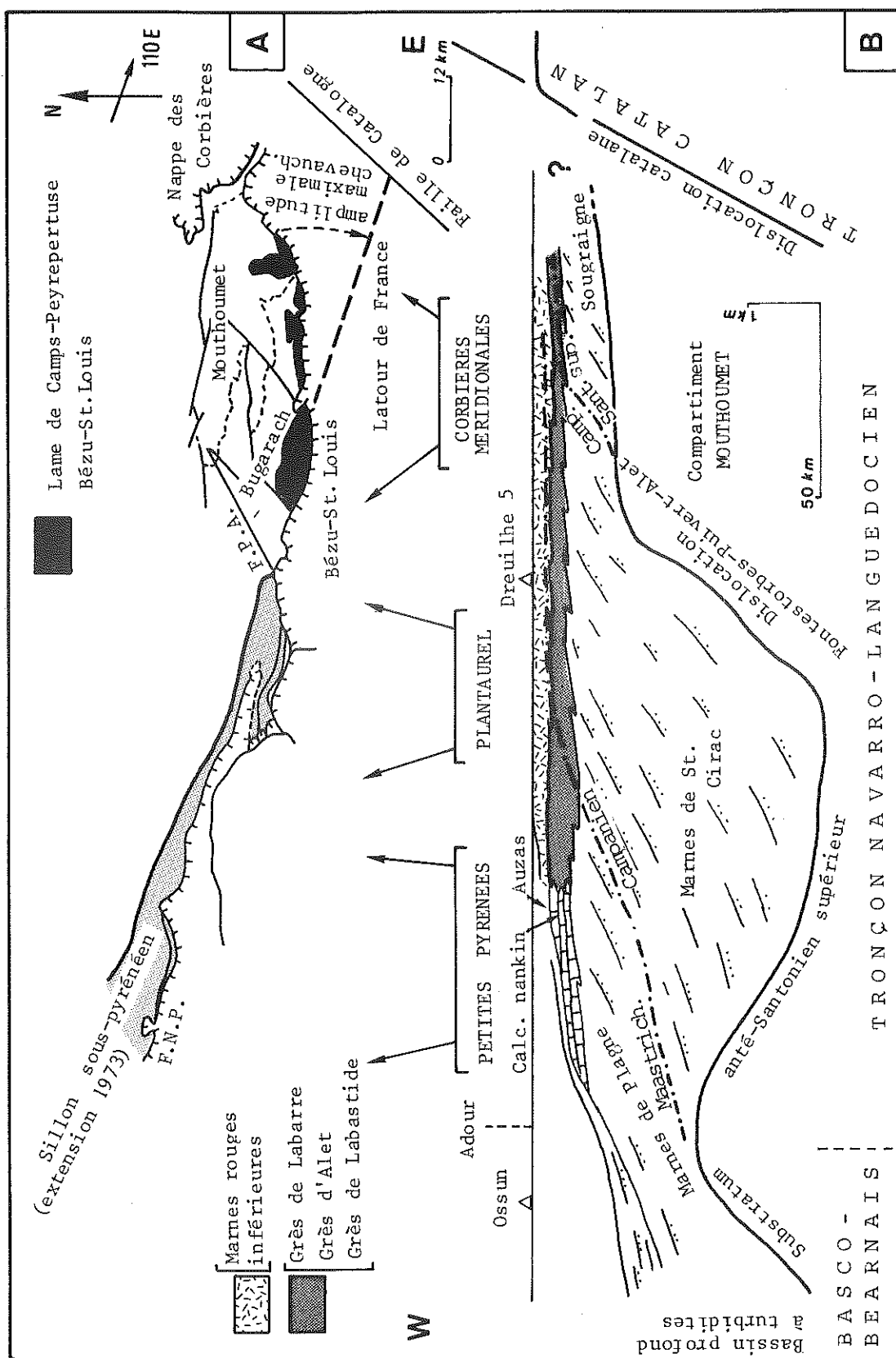


Fig. 121 : Limites (A) et géométrie des corps sédimentaires sénoniens (B) dans la partie orientale du sillon sous-pyrénéen (d'après R. RICA TEAU et J. VILLEMIN, aménagé).

Alors que la plate-forme nord est soumise à des influences terrigènes qui progradent sur le sillon sous-pyrénéen, la plate-forme sud-orientale, marine, à sédimentation carbonatée, frange le rebord sud et est du bassin et s'agrade par «onlap» littoral.

. Au Maastrichtien

Les effets de la coalescence et du blocage des plaques Europe-Ibérie se font particulièrement sentir.

Le sillon sous-pyrénéen continu à se combler et au Maastrichtien supérieur sa limite orientale s'est déplacée dans la région des rides de Gensac-Saint-Loup (fig. 121, B).

Le bassin sud-pyrénéen subit une évolution analogue et se trouve rejeté progressivement à l'Ouest de la vallée de l'Esera.

Les plates-formes ainsi libérées par la migration vers l'Ouest des dépôts centres du bassin profond occupent de vastes surfaces.

- Au nord, à partir du Craton toulousain, s'individualise un continent émergé ou la sédimentation continentale est fluviatile et lacustres ; il couvre le bas Languedoc, les Hautes-Corbières et le Plantaurel, pour les zones sous-pyrénéennes, il atteint les zones nord-pyrénéennes où ses témoins discordants sur leur substratum témoignent de la structuration intra-maastrichtienne de ces zones (serrage consécutif au blocage Europe-Ibérie).

Une sédimentation analogue se retrouve dans la zone sud-pyrénéenne décollée de la Haute-Chaîne (Coll de Nargo) [P. SOUQUET, 1965 ; 1967 ; J.-C. PLAZIAT, 1972].

- Ce continent est bordé, à l'Ouest et au Sud, d'une plate-forme marine que l'on retrouve des Petites Pyrénées au Montsech en passant par la Nappe de la Pedraforca. Cette plate-forme se comble progressivement, à partir du Nord-Nord-Est, sous l'avancée des apports continentaux ; corrélativement sa marge sud se déplace encore vers le Sud par «onlap» littoral et atteint enfin le tronçon Catalan (Sierra del Cadi, Amélie-les-Bains, Masarach).

Alors que du Bas-Languedoc à la Haute-Chaîne, tout échange avec le domaine marin téthysien est interrompu, les dernières communications s'effectuent, par-dessus le tronçon Catalan, au niveau du détroit des Aspres [M. BILOTTE, 1984]. A la fin du Maastrichtien-début du Paléocène cette frange marine disparaît à son tour et le domaine est-pyrénéen est, du continent Toulousain au continent Catalan, émergé.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLOITEAU J. (1939) — Polypiers récoltés par M. SENESSE dans le Santonien de la Jouane (commune de Sougraigne, Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. IX, p. 3-21.
- ALLOITEAU J. (1948) — Polypiers des couches albiennes à grande Trigonies de Padern (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. XVIII, p. 699-739.
- ALLOITEAU J. (1957) — Contribution à l'étude des Madréporaires fossiles. Tome I : texte, p. 1-462 ; Tome II : planches 1-20. *C.N.R.S., Paris*.
- AMEDRO F. et BADILLET G. (1978) — Répartition des Ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine-et-Loire). *C.R.A.S. Paris*, 286, p. 323-325.
- AMEDRO F., BIDAR A., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. et SORNAY J. (1978) — Échelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Bull. Inf. Géol. B.P.*, 15, p. 3-20
- AMICO S. (1978) — Recherches sur la structure du test des *Radiolitidae*. *Travaux Lab. Géol. Hist. Pal. Marseille*, n° 8, 131 p., 14 fig., 11 tab., 31 pl.
- ANDREIEFF P. et NEUMANN M. (1983) — *Siderolites praevidali*, nouvelle espèce de Foraminifère du Campanien stratotypique. Description et intérêt biostratigraphique. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 26, n° 1, p. 3-14.
- ARCHIAC d'. (1854) — Coupe géologique des environs des Bains-de-Rennes (Aude), suivie de la description de quelques fossiles de cette localité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, t. XI, p. 185-230, 6 pl.
- ARIBAUD A. (1964) — Étude géologique des collines de Boutenac. *Dipl. Etud. sup. Toulouse*, 126 p., 10 pl.
- ARNAUD H. (1877) — Mémoire sur le terrain crétacé du sud-ouest de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, série 2, X, n° 4.
- ARNAUD H. (1897) — Divisions naturelles du Crétacé supérieur au-dessus du Santonien dans le Sud-Ouest et dans la région pyrénéenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XXV, p. 676-681.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980) — Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercor septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Mém. n° 11, 876 p., 254 fig., 115 pl.
- ASHAUER H. (1934) — Die östliche Endigung der Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys.*, Kl. 3, n° 10, 129 p.
- ASTRE G. (1924) — Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadi, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes). *C.R.A.S., Paris*, t. 178, p. 2106-2109.
- ASTRE G. (1932) — Les faunes de Pachyodontes de la province catalane entre Sègre et Fraser. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 64, p. 31-154.
- ASTRE G. (1954) — Radiolitidés nord-pyrénéens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 71. N.S., t. XXXIII, p. 1-140.

- ASTRE G. (1957a) — Faunes fossiles des gisements à Radiolitidés dans les Corbières méridionales, *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 92, p. 189-196.
- ASTRE G. (1957b) — Recherches sur l'organisation et la vie des Radiolitidés. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., t. XXXVI, p. 1-88.
- ASTRE G. (1968) — Les Hippurites et leur mode d'association. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 104, p. 110-124.
- AZEMA J., DURAND DELGA M. et FOUCAULT A. (1963) — Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières, Languedoc (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, t. V, p. 863-882.
- BABINOT J.F. (1980) — Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie - paléogéographie. *Thèse Doct. État, Univ. Provence, Marseille, Trav. Lab. Géol. Hist. Pal.*, Marseille, vol. 10, 2t., 1 atlas, 634 p., 50 tab., 31 fig. 53 pl.
- BABINOT J.F., COLIN J.P. et DAMOTTE R. (1981) — Les Ostracodes du Turonien français. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.*, série C, t. XLIX, p. 189-196.
- BABINOT J.F. et DURAND J.P. (1980) - Valdonnien ; Fuvélien ; Bégudien ; Rognacien ; Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes, édit. *B.R.G.M.*, mém. 109, p. 171-192.
- BABINOT J.F., FREYTET J.P. (coordonateur) et al. (1983) — Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale : état des connaissances biostratigraphiques. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 245-268.
- BABOUR K., DAIGNIERES M., MINVIELLE M., MOSNIER J., ROSSIGNOL J.C. et VASSEUR G. (1977) — L'anomalie de conductivité des Pyrénées : signification physique et géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XIX, p. 553-562.
- BASSE E. (1939) — Sur quelques mollusques crétacés des Corbières méridionales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. IX, p. 35-38, 1 pl.
- BATALLER J.R. (1947) — Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. *Mem. R. Acad. Cienc. y Art.*, 3 ep. n. 586, v. 28, n° 12, p. 208-441, Barcelona.
- BERTRAND L. (1907) — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. carte géol. Fr.*, t. XVII, n° 118, 183 p., 40 fig., 5 pl.
- BERTRAND L. (1913) — Tectonique de la Feuille de Foix. *Bull. carte géol. Fr.*, t. XXII, n° 134, 16 p., 1 pl.
- BESSIERE G., CHOUKROUNE P., DERAMOND J., RICATEAU R. et SOULA J.C. (1973) — Caractères du «plissement» anté cénomanien dans le bassin de Tarascon-sur-Ariège (Pyrénées nord-orientales). *C.R.A.S. Paris*, t. 277, p. 485-488.
- BESSIERE G., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1980) — Le passage Crétacé-Tertiaire dans les Hautes Corbières. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 116, fasc. 3-4, p. 283-303, 1 pl.
- BILOTTE M. (1970) — Le Crétacé supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains (Aude). *Thèse doct. spécialité, Toulouse*, 110 p., 20 fig., 16 pl.
- BILOTTE M. (1971) — Exemple d'environnement périrécifal dans le Crétacé supérieur des Corbières : le récif barrière du Turonien de Rennes-les-Bains (Pyrénées audoises). *96^e Congrès Soc. Sav. Toulouse*, t. II, p. 239-244.
- BILOTTE M. (1972) — Sur la structure des écaïlles sous-pyrénéennes au Sud du massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). *C.R.A.S. Paris*, t. 274, p. 3056-3058.
- BILOTTE M. (1973) — Le Cénomanien des Corbières méridionales (Pyrénées). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 109, fasc. 1-2, p. 7-22, pl. I à V.
- BILOTTE M. (1974) — Contribution à l'étude du Sénonien sud-pyrénéen : 1 - Stratigraphie du massif de Rasos de Peguera. 2 - *Abrardia catalaunica* n. sp., *Orbitolinidae* nouveau du Campanien et du Maestrichtien. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 110, fasc. 3-4, p. 300-307, 2 pl.
- BILOTTE M. (1975a) — Les séries crétacées et la structure du front nord-pyrénéen entre le Pic de Bugarach et la Montagne de Tauch (Pyrénées orientales). *C.R.A.S. Paris*, t. 280, p. 555-558.

- BILOTTE M. (1975b) — Le Crétacé supérieur du «Bassin» de Nalzen (Pyrénées ariégeoises). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 95-97.
- BILOTTE M. (1977) — Évolution paléorécifale sur la plate-forme de Mouthoumet pendant le Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, t. XIX, n° 2, p. 277-280.
- BILOTTE M. (1978a) — *Adrahentina iberica* nov. gen. nov. sp., Miliolidé nouveau du Maastrichtien pyrénéen. *Géobios*, n° 11, fasc. 1, p. 125-131, 4 fig. 1 pl.
- BILOTTE M. (1978b) — Proposition pour une zonation des séries épicontinentales du Cénomanién des Pyrénées. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 39-46.
- BILOTTE M. (1978c) — Évolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XX, n° 5, p. 57-63.
- BILOTTE M. (1978d) — Le Crétacé supérieur des Sierras del Cadi, de Port del Compte et de Oden (Tronçon Catalan-Pyrénées). *Compte rendu de la Soc. Phy. et d'Hist. Nat. Genève*, vol. 13, fasc. 1, p. 16-22.
- BILOTTE M. (1980) — Le gisement d'Auzas (Maastrichtien des Petites Pyrénées). Stratigraphie-environnements. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 116, fasc. 1-2, p. 57-63.
- BILOTTE M. (1981a) — *Tetravaccinites collignoni* n. gen., n. sp. et les autres Rudistes du Santonien supérieur de l'Aude (France). *Géobios*, n° 14, fasc. 1, p. 123-129, 3 fig., 1 pl..
- BILOTTE M. (1981b) — Le cycle sédimentaire du Crétacé supérieur dans les Corbières méridionales. *Ann. Soc. Hort. et Hist. Nat. Hérault*, vol. 121, fasc. 1, p. 17-25.
- BILOTTE M. (1981c) — Quelques biotopes à Rudistes pendant le Crétacé supérieur ; exemples pyrénéens. *106^e Congrès Soc. Sav. Perpignan*, Sciences, fasc. 1, p. 165-175.
- BILOTTE M. (1981d) — Proposition pour une classification des Rudistes *Hippuritidae*. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 117, fasc. 1-2, p. 103-116.
- BILOTTE M. (1982a) — Approche biostratigraphique du Turonien sous-pyrénéen. *Mém. Muséum Nat. Paris*, série C, t. XLIX, p. 97-102.
- BILOTTE M. (1982b) — Les séries sédimentaires du Mésozoïque de la «Nappe de la Pedraforca» et de son autochtone (Tronçon Catalan-Pyrénées). Conséquences structurales. *Cuad. Géol. Iberica*, vol. 8, p. 1017-1025.
- BILOTTE M. (1983) — Biozonation des séries de plate-forme du Sénonien et du Maastrichtien est-pyrénéen. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 99-102.
- BILOTTE M. (1984a) — Les grands Foraminifères benthiques du Crétacé supérieur pyrénéen. Biostratigraphie. Réflexion sur les corrélations mésogéennes. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 6, p. 61-73.
- BILOTTE M. (1984b) — Le détroit des Aspres : nouvel élément de la paléogéographie est-pyrénéenne à la fin du Crétacé. *Strata, Toulouse*, série 1, vol. 1, p. 23-31.
- BILOTTE M. (1984c) — Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Atlas. *Strata, Toulouse*, série 2, vol. 1, 45 pl.
- BILOTTE M., CALANDRA F. (1981) — Biostratigraphie du Turonien dans le synclinal de Saint-Louis (zone sous-pyrénéenne orientale). *Bull. Centre Rech. Expl. Elf-Aquitaine*, vol. 5, n° 1, p. 43-52, 2 pl.
- BILOTTE M., CALANDRA F. et COLLIGNON M. (1971) — Stratigraphie du Crétacé supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains (Pyrénées audoises). *C.R.A.S. Paris*, t. 273, p. 16-18.
- BILOTTE M., CALANDRA F. et RICHARDOT P. (1971) — Données nouvelles sur la «lame cénomaniénne» à l'Est du Pic de Bugarach (Pyrénées audoises). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 350-351.
- BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.J., PEYBERNES B., REY J. et SOUQUET P. (1975) — Révision de la tectonique des zones externes pyrénéennes : le bassin de Nalzen (Pyrénées ariégeoises). *C.R.A.S. Paris*, t. 280, p. 2821-2824.

- BILOTTE M., CANEROT J., MOULLADE M. et PEYBERNES B. (1973) — Description et position stratigraphique d'un nouvel Orbitolinidé de l'Albo-cénomanién Ibérique et Pyrénéen : *Paracoskinolina casterasi* n. sp., *Arch. Sc. Genève*, vol. 26, fasc. 2, p. 183-185, 2 pl.
- BILOTTE M., CANEROT J., PEYBERNES B., REY J. et SOUQUET P. (1978) — Associations micropaléontologiques et biozonations au passage Albien-Cénomanién dans les Pyrénées, les Chaînes ibérique et catalane, le Portugal. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 47-54.
- BILOTTE M., CANEROT J., PEYBERNES B., REY J. et SOUQUET P. (1979) — Essai de biozonation du Crétacé moyen dans les séries de plate-forme du domaine mésogéen occidental (Pyrénées, Portugal). *7e R.A.S.T. Lyon*, p. 55.
- BILOTTE M. et COLLIGNON M. (1981) — Biostratigraphie et paléontologie des Ammonites du Sénonien inférieur de Rennes-les-Bains - Sougraigne (Aude). Zone sous-pyrénéenne orientale. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 6, p. 175-223, 2 fig., 4 tab., 7 pl.
- BILOTTE M. et DECROUEZ D. (1979) — Réflexions sur les espèces du genre *Nummofallotia* BARRIER et NEUMANN 1959 (Foraminifère). *Notes Lab. Pal. Univ. Genève*, n° 4, fasc. 5, p. 37-40, 2 pl.
- BILOTTE M., FONDECAVE M.J., PEYBERNES B., SOUQUET P. et WALLEZ J.P. (1973) — Distinction de l'Albien et du Crétacé supérieur dans le synclinorium d'Axat (Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XV, fasc. 4, p. 119-121.
- BILOTTE M., PEYBERNES B. et SOUQUET P. (1970) — Sur la présence de Crétacé supérieur dans le synclinal d'Axat (Pyrénées audoises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 106, fasc. 3-4, p. 470-471.
- BILOTTE M., PEYBERNES B. et SOUQUET P. (1972) — Mise en évidence de l'Albien et étude des termes de passage au Cénomanién dans la série de la Montagne de Tauch (Corbières). *C.R.A.S. Paris*, t. 274, p. 1461-1464.
- BILOTTE M., PEYBERNES B. et SOUQUET P. (1974) — Biostratigraphie, situation tectonique et signification paléogéographique du Vraconien dans les Pyrénées centrales et orientales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XVI, fasc. 4, p. 80-81.
- BILOTTE M., PEYBERNES B. et SOUQUET P. (1979) — Les Pyrénées catalanes dans la région de l'Emporda. Relations entre zones isopiques crétacées et unités structurales. *Acta Geol. Hispanica*, t. 14, p. 280-288.
- BILOTTE M. et SOUQUET P. (1972) — Les biozones de Foraminifères benthiques du Cénomanién pyrénéen. *C.R.A.S. Paris*, t. 274, p. 3352-3355.
- BILOTTE M., SOUQUET P. et WALLEZ-FONDECAVE M.J. (1975) — Échelles de Foraminifères planctoniques et benthiques dans le Campanien et le Maastrichtien sud-pyrénéen. *C.R.A.S. Paris*, t. 280, p. 255-258.
- BILOTTE M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1983) — Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des Pyrénées. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 269-276.
- BLANC P.L. et NEUMANN M. (1975) — Précisions sur le genre *Abrardia* NEUMANN et DAMOTTE *Revue de Micropaléontologie*, vol. 17, n° 4, p. 159-163.
- BOISSEVAIN H. (1934) — Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute-Sègre (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 66, p. 33-170.
- BOUILLIN J.P. (1967) — Les klippes sédimentaires du Crétacé du sillon sous-pyrénéen entre Cubières et Cucugnan (Aude). *C.R.A.S. Paris*, t. 265, p. 1168-1171.
- BOUILLIN J.P. (1971) — Données nouvelles sur la structure de la zone sous-pyrénéenne entre Cubières et Cucugnan (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc 1, p. 25-27.
- BOUILLIN J.P. et MAGNE J. (1973) — L'Albien et le Cénomanién de la zone sous-pyrénéenne entre Cubières et Cucugnan (Aude). *Bull. B.R.G.M.*, 2e série, n° 2, p. 119-132.
- BUIS M.G. (1976) — Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé et le Tertiaire au nord du Pech de Foix, entre l'Ariège et le Douctouyre. *Thèse 3e Cycle Toulouse*, 170 p., 42 fig.
- BUXTORF F. (1930) — Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 59, p. 19-137.

- CAILLAUD P. (1968) — Extension vers Rennes-le-Château (Aude), des gisements d'œufs de Dinosaures dans le Crétacé supérieur des Corbières. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 111.
- CALZADA S. et BILOTTE M. (1981) — *Terebratula dubari* = *Terebratula clementi catalaunica* del Maastrichtiense superior (Prepirineo catalan). *Estudios geologicos*, t. 37, p. 285-290.
- CANAL J. et MENGAUD L. (1911) — Gisement à Hippurites de Montferrier. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 44, p. 87-91.
- CAREZ L. (1892) — Composition et structure des Corbières et de la région adjacente des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. XX, 470-506.
- CAREZ L. (1897) — Feuille de Foix. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. IX, n° 59, p. 101-104.
- CAREZ L. (1903-1909) — La géologie des Pyrénées françaises, *Mém. Soc. géol. Fr.* 6 tomes.
- CASTERAS M. (1933) — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n° 189, 525 p.
- CASTERAS M. (1950) — Exemples de discordance antécénomaniennne dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 85, p. 240-245.
- CASTERAS M. (1965) — Remarques sur l'Albien du bassin de Quillan (Aude) : Observations à propos d'une note de MM. M. MATTAUER et F. PROUST. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 60.
- CASTERAS M. et AURIOL L. (1958a) — Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées orientales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 12, p. 272-274.
- CASTERAS M. et AURIOL L. (1958b) — Sur la structure du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées orientales). *C.R.A.S. Paris*, t. 247, p. 94-97.
- CASTERAS M. et SOUQUET P. (1968) — Le synclinal Cénomanienn de Soueix double au Nord le bassin crétacé supérieur d'Oust et de Massat (Ariège). *C.R.A.S. Paris*, t. 267, p. 1255-1257.
- CASTERAS M., SOUQUET P. et PEYBERNES B. (1971) — Le Crétacé supérieur de Lordat, de Bestiac et de Montailou (Ariège). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 217-218.
- CAUS E. et CORNELLA A. (1981) — *Calveziconus lecalvezae* n. gen. n. sp., Orbitolinidé campanien de la bordure méridionale des Pyrénées. *Cahiers de Micropal.* 4, p. 27-34.
- CAUS E., CORNELLA A. et GOMEZ-GARRIDO A. (1982) — Evolucion de la Cuenca sedimentaria del Cretacico superior surpirenaico entre los rios Segre y Noguera Ribagorzana (NE España). *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 8, p. 965-977.
- CAUS E., CORNELLA A. et PONS J.M. (1978) — Foraminiferos bentónicos del Santonienn Surpirenaico. Nueva adscripcion generica de *Dictyopsella chalmasi* SCHLUMBERGER. *Rev. Española Micropal.*, vol. X, n° 3, p. 453-460.
- CHERCHI A. et SCHROEDER R. (1975) — Révision du genre *Broeckina* MUNIER-CHALMAS 1882 (Foram.) et remarques sur *Praesorites* H. DOUVILLE 1902. *Cahier de Micropaléontologie*, n° 3, 15 p. 4 pl.
- CHERCHI A. et SCHROEDER R. (1980) — *Broeckina (Pastrickella) biplana* n. sp. nouveau grand Foraminifère du Cénomanienn basal de la Montagne du Tauch (Corbières, Pyrénées françaises). *C.R.A.S. Paris*, t. 290, p. 319-322.
- CHOUKROUNE P. (1976) — Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., t. LX, n° 127, p. 1-116, pl. I à XVI.
- CISZAK R. (1973) — Étude géologique de la partie orientale du chaînon du Pech de Foix et du bassin de Nalzen. *Thèse Doct. Spécialité Toulouse*, 99 p., 10 pl.
- CLOTES P. et RAYNAUD C. (1983) — Le gisement à Dinosauriens de Campagne-sur-Aude – Esperaza. *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t. LXXXIII, p. 5-14.
- COLLIGNON M. (1948) — Ammonites Néocretacées du Menabe, Madagascar, les *Texanitidae*. *Ann. Serv. Mines Madagascar*, vol. XIV.

- COMBES A. (1962) — Aperçu géologique sur les collines de Boutenac. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, n° 4, p. 362-379.
- COQUAND H. (1856) — Notice sur la formation crétacée du département de la Charente. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2e série, XIV, p. 55-99.
- COQUAND H. (1857) — Position des *Ostrea columba* et *biauriculata* dans le groupe de la craie inférieure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2e série, XIV, p. 745-766.
- DAGNAC J.P. (1965) — Étude géologique du chaînon de Fontfroide (Aude). *Thèse Doct. 3e Cycle, Toulouse*, 129 p.
- DALLONI M. (1910) — Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XIX, 44 p.
- DALLONI M. (1930) — Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXVI, 373 p.
- DAMOTTE R. et FREYTET P. (1974) — Contribution à la connaissance du Cénomanien du Massif de Fontfroide (Aude-France) : étude des Ostracodes. *Rev. Espanola de Micropal.*, vol. VI, n° 2, p. 201-207.
- DEBROAS E.J. (1976) — Les «flyschs» crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas. *Thèse Doct. Spécialité, Toulouse*, 70 p., 10 pl., 37 fig., 2 pl. h.t.
- DEBROAS E.J. (1979) — Organisation en cône progradant du Flysch à Fucoïdes des «bassins» nord-pyrénéens (exemple du Crétacé supérieur d'Arbas. H.G.) *7e R.A.S.T. Lyon*, p. 149.
- DEBROAS E.J. (1985) — Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata, Toulouse*, série 1, vol. 2, p. 99-106.
- DEBROAS et SOUQUET P. (1974) — Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales. *A.G.S.O., Toulouse*, p. 7-22. (1976). *Bull. B.R.G.M.*, section 1, n° 4, p. 305-320.
- DEBUYSER et SCHROEDER R. (1972) — Nouvelles données sur le Crétacé du Mont Tauch (Aude) et sur sa structure. *C.R.A.S. Paris*, t. 274, p. 3337-3340.
- DECHASEAUX C. (1952) — Classe des Lamellibranches : in J. PIVETEAU (édit.), *Traité de Paléontologie*, vol. 2, Masson et Cie, Paris, p. 323-364, fig. 163-215, 2 pl.
- DECHASEAUX C. (1969) — Treatise on Invertebrate Paleontology. R.C. MOORE. Mollusca, 6, *Geological Society of America*, University of Kansas.
- DECROUEZ D. (1976) — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Thèse Doct. Sciences, Genève*, 157 p., 54 fig., 24 pl.
- DELOFFRE R. et HAMAOUÏ M. (1979a) — Présence de *Pseudedomia* (Foraminifère) dans le Cénomanien d'Aquitaine. *C.R.A.S. Paris*, t. 288, p. 871-873.
- DELOFFRE R. et HAMAOUÏ M. (1979b) — Découverte de *Pseudedomia* (Foraminifère) en Aquitaine. *Bull. Centre Tech. Expl. Prod. ELF-Aquitaine*, 3, 1, p. 37-61.
- DELPEY G. (1938) — Gastéropodes recueillis par M. SENESSE dans le Santonien supérieur des Corbières. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 72, p. 155-162.
- DEVALQUE Ch., AMEDRO F., PHILIP J. et ROBASZYNSKI F. (1982) — État des corrélations litho et biostratigraphiques dans le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Cèze : les zones d'Ammonites et de Rudistes. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.*, série C, t. XLIX, p. 57-69.
- DONCIEUX L. (1903) — Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Annales Univ. Lyon*, t. 1, fasc. 11, 377 p.
- DOUVILLE H. (1888) — Étude sur les Caprines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. XVI, p. 699-730.
- DOUVILLE H. (1889) — Sur quelques Rudistes du terrain crétacé inférieur des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 3, t. XVII, p. 627-653, 18 fig., pl. 15-16.

- DOUVILLE H. (1890-1897) — Étude sur les Rudistes. Révision des principales espèces d'Hippurites. *Mém. Soc. géol., Fr., Paléontologie*, Mém. 6, 236 p., 71 fig., 34 pl.
- DOUVILLE H. (1896) — Observations sur la charnière des Lamellibranches hétérodontes. *Bull. Soc. géol. Fr., 3e série*, t. XXIV, p. 26-28.
- DOUVILLE H. (1898) — Sur les Rudistes du Gault supérieur du Portugal. *Bull. Soc. géol. Fr., 3e série*, t. XXVI, p. 140-158.
- DOUVILLE H. (1908) — Sur le développement des Hippurites *Bull. Soc. géol. Fr., 4e série*, t. VIII, p. 95-97.
- DOUVILLE H. (1935) — Les Rudistes et leur évolution. *Bull. Soc. géol. Fr., 5e série*, t. V, p. 318-358, 26 fig., pl. XV.
- DREYFUS M. et POMEROL R. (1942) — Observations géologiques sur la région au Sud de l'anticlinal du Bézu. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 77, p. 20-22.
- DUMONT A. (1849) — Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bull. Acad. roy. Belgique*, t. 16, vol. 2, p. 351-373.
- DURAND DELGA M. (1965) — Manifestation d'une importante phase tectonique anté-cénomaniennne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 100, p. 81-95.
- DURAND DELGA M. (1966) — Titres et travaux scientifiques. *Imp. Priester, Paris*, 42 p.
- EMBRY A.F. et KLOVAN J.E. (1971) — A late Devonian reef tract on northeastern banks island, N.W.T. *Bull. of Canadian Petrol Geol.*, vol. 19, n° 4, p. 730-781.
- ESTEVEZ A. (1968a) — Estratigrafía y paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, t. 3, n° 4, p. 93-96.
- ESTEVEZ A. (1968b) — Tectónica de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, t. 3, n° 5, p. 138-141.
- FAUJAS DE SAINT FOND (1799) — Histoire naturelle de la montagne de Saint-Pierre de Maestricht. *Paris*, an VII.
- FEIST M. (1979) — Charophytes at the Cretaceous/Tertiary boundary new data and present state of knowledge. Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symposium, Copenhagen II, Proceedings, *Ed. Christensen et Birkelund Univ. Copenhagen*, p. 88-94.
- FEUILLEE P. (1967) — Le Cénomanienn des Pyrénées basques aux Asturies. *Mém. Soc. Géol. Fr., N.S.*, t. XLVI, n° 108, 343 p., 16 pl., 96 fig.
- FEUILLEE P. et NEUMANN M. (1963) — Les faciès à Alvéolinidés du Cénomanienn dans le Nord de l'Espagne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 221-223.
- FISCHER P. (1887) — Manuel de conchyliologie et paléontologie conchyliologique. *F. Savy édit., Paris*, t. XXV, 1369 p.
- FLEURY J.J. (1970) — Le Sénonien et l'Éocène à microorganismes benthoniques du Klokowa (zone Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). *Revue de Micropaléontologie* vol. 13, n° 1, p. 30-44.
- FLEURY J.J. (1980) — Les zones du Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Évolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. du Nord*, n° 4, 2 vol., 651 p., 164 fig., 10 pl.
- FLOQUET M. (1984) — Discontinuités sédimentaires et corrélations : exemples dans le Crétacé supérieur méso-géen et atlantique. *Bull. Soc. géol. Fr., 7e série*, t. XXVI, n° 6, p. 1211-1221.
- FLOQUET M., ALONSO A. et MELENDEZ A. (1982) — El Cretácico superior Cameros-Castilla, in «El Cretácico de Espana». *Universidad Complutense, Madrid*, p. 387-456, 12 fig.
- FLOQUET M., PHILIP J., BABINOT J.F., TRONCHETTI G. et BILOTTE M. (1985) — Transgressions, régressions et événements biosédimentaires sur les marges pyrénéo-provençales et nord-ibériques au Crétacé supérieur. *Colloque Transgression-Régression*, Dijon, Sept. 85 (à paraître).

- FOURCADE E. et RAOULT J.F. (1973) — Crétacé du Kef Hahouner et position stratigraphique de «*Ovalveolina reicheli*» P. de CASTRO (Série septentrionale du môle nérétique du Constantinois, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 15, n° 4, p. 227-246.
- FRANÇOIS J. (1841) — Aperçu sur l'étude géologique de l'Ariège. *Ann. agric. litt. et indust. de l'Ariège*, t. IX, p. 125-150.
- FREYTET P. (1965) — Découverte d'œufs de Dinosaures à Saint-André-de-Roquelongue (Aude). *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t. LXV, p. 121-124.
- FREYTET P. (1966) — Observations stratigraphiques et paléontologiques dans le secteur Thézan-Saint-André-Ripaud (feuille de Capendu au 50 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 51, n° 278, p. 213-224, 2 fig.
- FREYTET P. (1970) — Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. *Thèse Doct. Sciences Orsay*, 490 p., 210 fig.
- FREYTET P. (1973) — Édifices récifaux développés dans un environnement détritique : exemple des biostromes à Hippurites (Rudistes) du Sénonien inférieur du sillon languedocien (région de Narbonne, Sud de la France). *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, vol. 13, p. 65-76.
- GALLEMI J., MARTINEZ R. et PONS J.M. (1983) — Coniacian - Maastrichtian of the Tremp Area (South Central Pyrenees). *Newse. Stratigr.*, 12 (1), p. 1-17, 2 fig., 3 tab.
- GARRIDO MEGIAS A. (1973) — Estudio geologico y relacion entre tectonica y sedimentacion del Secundario y Terciario de la vertiente meridional Pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lerida). *Tesis de Doct., Granada*, 395 p.
- GARRIGOU F. (1865) — Aperçu géologique sur le bassin de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2e série, t. XXII, p. 476-513, 1 pl.
- GELARD J.P. (1965) — Contribution à l'étude géologique de la région de Quillan (Aude). *D.E.S. Paris*, 104 p., 23 pl.
- GELARD J.P. (1969) — Structure de la région située entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. XI, p. 345-353.
- GELARD J.P. et MAGNE J. (1968) — Sur la «lame cénomaniennne», entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières méridionales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9., p. 292-293.
- GELARD J.P., MAGNE J. et NEUMANN M. (1967) — Données nouvelles sur l'Albien et le Cénomanien dans la région de Quillan (Aude). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 103, p. 122-137.
- GENDROT C. (1968) — Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la région des Martigues près de Marseille (B. du Rh.). *Éclogae Geol. Helv., Bâle*, vol. 61, n° 2, p. 657-694, 9 pl., 6 fig.
- GILI E. (1984) — Interaccions sedimentologiques i biologiques a les formacions calcaries de Rudistes (Bivalvia) de les Collades de Basturs (Cretaci superior, zona sudpirinenca central). *Tesis Doct. Bellatera, Pub. Univ. auton. Barcelona*, 42 p. (résumé).
- GOULD S.J. et ELDREDGE N. (1977) — Punctuated equilibria : the tempo and mode of evolution reconsidered. *Paleobiology*, 3, p. 115-151.
- GRACIANSKY P.C. (1962) — Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la Montagne de Tauch. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. IV, p. 509-527.
- GROSSOUVRE A. de (1889) — Sur le terrain crétacé dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. XVII, p. 475-525, p. XI-XII.
- GROSSOUVRE A. de (1893) — Sur la géologie des environs de Bugarach et la craie des Corbières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. XXI, p. 278-295.
- GROSSOUVRE A. de (1897) — Sur la limite du Crétacé et du Tertiaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. XXV, p. 57-81.
- GROSSOUVRE A. de (1898) — [Sur le Picou de Freychenet]. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XXVI, p. 43.

- GROUSSOUVRE A. de (1893-1901) — Recherches sur la Craie supérieure. Paléontologie - Stratigraphie générale. *Mém. carte géol. dét. Fr.*, 1013 p.
- GUBLER Y. et VATAN A. (1943) — Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e série, t. XIII, p. 299-332, 2 pl., 1 fig.
- GUERIN-DESJARDINS B. et LATREILLE M. (1961) — Étude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les rios Sègre et Llobregat (Provinces de Lérida et Barcelone). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 16, n° 9, p. 922-940.
- HAMAQUI M. (1979) — «Contribution à l'étude du Cénomano-turonien d'Israël. Comparaisons micropaléontologiques avec quelques régions mésogéennes». *Thèse Doct. Univ. Paris*, 121 p., 61 fig., 6 tab.
- HANCOCK J.M. (1959) — Les Ammonites du Cénomaniens de la Sarthe. *Colloque sur le Crétacé supérieur, Dijon*, p. 249-252.
- HEBERT E. (1882) — Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. Fr. à Foix (Ariège), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. X, p. 508-666.
- HERITIER F., NICOLAI R., RICATEAU R. et VILLEMIN J. (1972) — Les chevauchements frontaux Nord pyrénéens entre l'Ariège et l'Adour (Pyrénées centrales). *C.R.A.S. Paris*, t. 275, p. 1733-1736.
- HOFKER J. (1963) — Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminiferida). *Leid. Geol. Med.*, n° 29, p. 181-255, 1 dpl. h.t., 23 pl.
- HOTTINGER L. (1966) — Foraminifères rotaliformes et Orbitoïdes du Sénonien inférieur pyrénéen. *Eclogae Geol. Helv.*, t. 59, n° 1, p. 277-301, 11 fig., 6 pl.
- HOTTINGER L. et ROSELL J. (1973) — El Cretacico superior del Montsec. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontologia. España. C.N.G. - ENADIMSA, p. 73-85.
- HUMBERT M. (1974) — La zone du Flysch externe et la zone sous-pyrénéenne dans la région de Camarade et du Mas d'Azil (Ariège). *Thèse Doct. Spécialité, Toulouse*, 112 p., 13 pl.
- JACOB Ch. (1939-1940) — Discordances, transgressions et variations de faciès du Crétacé supérieur de la partie orientale des Pyrénées françaises. Mélanges STEFAN BONČEV. *Rev. Soc. géol. Bulgare*, t. XI, p. 39-47, 1 pl.
- JAFFREZO M. (1977) — Pyrénées orientales - Corbières. Guides Géol. Rég., Masson éd., 191 p.
- JUIGNET P. (1974) — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. *Thèse Doct. Sciences, Caen*, 810 p., 174 fig., 47 tab., 28 pl.
- JUIGNET P. (1978) — Biozonation du Cénomaniens - Ammonites. Résolution du Colloque sur le Cénomaniens. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 216-217.
- JUIGNET P. (1980) - Cénomaniens. Les Étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M.* n° 109, p. 130-138.
- KAUFFMAN E.G. et SOHL N.F. (1974) — Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist Frameworks. *Verhandl. Naturf. Ges. Basel*, v. 84, p. 399-467, 27 fig.
- KENNEDY W.J. (1983) — Ammonite faunas of the Coniacian, Santonian and Campanian stages in the Aquitaine Basin. *Geologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 103-113.
- KENNEDY W.J., BILOTTE M., LEPICARD B. et SEGURA F. (1985) — Upper Campanian and Maastrichtian Ammonites from the Petites Pyrénées, southern France (à paraître).
- LACVIVIER C. de (1884) — Études géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur les terrains crétacés. *Ann. Sc. Géol.*, t. XV, 305 p., 5 pl., 1 carte.
- LAMBERT J. (1911) — Études sur les Echinides de Rennes-les-Bains et des Corbières. *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t. XXII, 120 p. 2 pl.
- LANAU M. (1971) — Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen des bassins de Soueix, Oust - Massat et Saurat (Ariège). *Thèse Doct. Spécialité Toulouse*, 111 p., 18 fig., 10 pl.

- LANAU M. et SOUQUET P. (1972) — Contribution à l'étude des flyschs nord-pyrénéens : le flysch ardoisier et le flysch à Fucoides des bassins internes ariégeois. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 18-19.
- LECOINTRE J. (1959) — Le Turonien dans sa région type : la Touraine. *Colloque sur le Crétacé supérieur, Dijon*, p. 415-424.
- LEPICARD B. (1985) — Le Crétacé terminal et le Paléocène basal dans les Petites Pyrénées et les dômes annexes. Biostratigraphie - Sédimentologie. *Thèse Univ. P. Sabatier, Toulouse III*, 276 p. 127 fig., 25 pl.
- LEPICARD B., BILOTTE M., MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1985) — Faunes et flores au passage Crétacé - Tertiaire en faciès continental dans les Petites Pyrénées (zone sous-pyrénéenne). *Géobios*, n° 18, fasc. 5, p. 787-800, 3 fig., 2 tab., 2 pl.
- LEYMERIE A. (1862) — Esquisse géognostique de la vallée de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, t. XX, p. 245-291.
- LEYMERIE A. (1881) — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. *Ed. Privat, Toulouse*, 1010 p., 51 pl., 1 carte.
- LIEBAU A. (1973) — El Maastrichtense lagunar («Garumniense») de Isona. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontologia, España. *C.N.G., ENADIMSA*, p. 87-112.
- LOWENSTAM H.A. et EPSTEIN S. (1959) — Cretaceous paleotemperatures as determined by the oxygen isotope method, their relations to and the nature of Rudistid reef. *Rep. Int. Geol. Congr., 20 th Mexico, 1956*, El Sistema Cretacico, 1, p. 65-76.
- LUPU D. (1976) — Contribution à la Paléontologie du Jurassique terminal et Crétacé des Carpates. *Institut Géol. Géogph. Bucarest*, p. 83-152, pl. I à XLV.
- LUPU M. et LUPU D. (1961) — Observatii asupra posibilitatii tranzitiei de la Vaccinites oppeli la Pironaea. *Com. Acad. Bucuresti*, 9, VI.
- MAC GILLAVRY H.J. (1935) — Remarks on Rudists. *Kon Akad. van Wetens. Amsterdam*, vol. XXXVIII, n° 5, p. 558-565.
- MAC GILLAVRY H.J. (1937) — Geology of the province of Camaguey, Cuba, with revisional studies in Rudist paleontology. *Thèse Sci. Utrecht*, 168 p. 10 pl., 1 carte.
- MAGNE J. et MATTAUER M. (1968) — Sur la présence de Cénomano-Turonien dans la série schisteuse de la couverture nord de la zone axiale des Pyrénées au sud de Quillan. *Bull. B.R.G.M.*, 2^e série, section 1, n° 3, p. 39-42, 1 pl.
- MAGNE J. et ROUCAN J.-P. (1971) — Coupe des flyschs crétacés sous-pyrénéens entre Cubières et les gorges de Galamus (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 67-68.
- MAGNE J. et ROUCAN J.-P. (1972) — Données nouvelles sur la zone sous-pyrénéenne aux environs du Pech de Bugarach (Corbières, Aude). *C.R.A.S. Paris*, t. 275, p. 645-648.
- MAHE J. et DEVILLERS C. (1981) — Stabilité de l'espèce et évolution : la théorie de l'équilibre intermittent («Punctuated equilibrium»). *Géobios*, n° 14, fasc. 4, p. 477-491, 4 fig.
- MANGIN A. (1970) — Le Paléozoïque du Picou de Freychenet (Ariège). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 33-34.
- MARTINET I. (1984) — Introduction à l'étude du passage Campanien-Maastrichtien à l'aide des nannofossiles calcaires dans les Petites Pyrénées (H.G.). *D.E.A. Micropaléontologie Paris VI*, 55 p., 3 tab. 2 pl., (manuscrit).
- MARTINEZ R. (1982) — Ammonoïdeos cretácicos del prepirineo de la provincia de Lleida. *Pub. Univ. Auto. Barcelona*, n° 17, 197 p., 30 pl.
- MASSE J.-P. (1976) — Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien - Aptien inférieur) : Stratigraphie, Paléontologie, Paléoenvironnements et leur évolution. *Thèse Doct. Sc. Marseille*, 445 p.
- MASSE J.-P. et PHILIP J. (1981) — Cretaceous coral-rudist buildups of France. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, n° 30, p. 399-426.

- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1979) — Découverte de *Septorella brachycera* GRAMBAST et de *Septorella ultima* GRAMBAST (Charophytes, Clavatoracées) dans le Maestrichtien des Petites Pyrénées. Conséquences stratigraphiques, *Géobios*, n° 12, fasc. 6, p. 899-905, 2 fig., 1 pl.
- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1981) — Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Revue Micropaléontologie*, t. 24, n° 2, p. 69-82, 3 tab., 1 pl.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1962) — Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), fol. V, fasc. 1, p. 5-21.
- MAZIN J.-M. et PAPA H. (1982) — Un Pachypleurosauridé (*Nothosauria*, *Sauropterygia*) dans le Trias des Pyrénées Orientales. *C.R.A.S. Paris*, t. 294, p. 63-65.
- MEURISSE M. (1970) — Existence du Crétacé supérieur dans la zone nord-pyrénéenne orientale. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 245-246.
- MEY P.H.W., NAGTEGALL P.J.C., ROBERTI K.J. et HARTEVELT J.J.A. (1968) — Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrénées, Spain. *Leid. Geol. Med.*, vol. 41, p. 221-228.
- MILOVANOVIC B. (1960) — Stratigraphie du Sénonien dans les Dinarides yougoslaves d'après les Rudistes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. II, n° 4, p. 366-375, 2 fig.
- MOERI H. (1977) — Oberkretazische Schelfsedimente in den Zentralpyrenäen Zwischen Rio Segre und Llobregat. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 70, n° 1, p. 193-236, 4 pl.
- MOULLADE M., BILOTTE M., BUSNARDO R., CANEROT J., FOURCADE E. et PEYBERNÈS B. (1972) — Valeur stratigraphique et description de *Neoiraqia cuvillieri* n. sp. Orbitolinidé nouveau du Vraconien-Cénomanién inférieur des Pyrénées françaises et de la Péninsule ibérique. *C.R.A.S. Paris*, t. 275, p. 2319-2322.
- MOULLADE M. et PEYBERNÈS B. (1973) — Étude microbiostratigraphique de l'Albien du massif de Montgri (Prov. de Girona) et description de *Hensonina* nov. gen. (Générotipe *Trocholina lenticularis* HENSON, 1947). *Arch. Sc. Genève*, vol. 26, fasc. 2, pl. 173-181.
- MOULLADE M., PEYBERNÈS B. et REY J. (1979) — Révision et intérêt stratigraphique du genre *Neoiraqia* DANILOVA, 1962, Orbitolinidé du Mésocrétacé mésogéen. *C.R.A.S. Paris*, t. 288, p. 939-942, 2 pl.
- MOULLADE M. et SAINT-MARC P. (1975) — Les « Mésorbitolines » : révision taxinomique, importance stratigraphique et paléobiogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XVII, n° 5, p. 828-842.
- NEUMANN M. (1985) — Les processus de spéciation chez le genre *Siderolites* (Foraminifère) au cours du Campanien et du Maestrichtien basal en Aquitaine septentrionale. *C.R.A.S. Paris*, t. 300, série II, n° 14, p. 703-708, 1 fig.
- NEUMANN M., ANDREIEFF P., LAMBERT B. et PLATEL J.-P. (1984) — Un exemple précis du passage Campanien - Maestrichtien en faciès néritique : la région de Maurens, Dordogne (France). *C.R.A.S. Paris*, t. 298, série II, n° 19, p. 845-850, 1 pl.
- NEUMANN M. et DAMOTTE R. (1960) — *Abradia*, nouveau genre du Crétacé supérieur d'Aquitaine. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 3, n° 1, p. 60-64, 1 pl.
- NEUMANN M. et ROBASZINSKI F. (1983) — Tentative de comparaison entre la limite supérieure du Campanien stratotypique et la limite inférieure du Maestrichtien stratotypique. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 73-79.
- ORBIGNY A. d' (1847) — Paléontologie française. Terrains crétacés IV. Brachiopodes. *Masson éd. Paris*, 390 p.
- ORBIGNY A. d' (1850) — Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle. *Masson éd. Paris*, t. 2, p. 144-188.
- PALLI BUXO L. (1972) — Estratigrafia del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. *Pub. Univ. Auto. Barcelona*, n° 1, 338 p., 38 tab., 82 fig., 2 cartes.
- PALLI BUXO L. et LLOMPART DIAZ C. (1981) — Géologie del Montgrí (Girona). *Pub. Inst. Est. Baix Empordà*, p. 209-246, 6 pl.
- PAMOUKTCHIEV A. (1975) — Origine et phylogénie du genre *Pironaea* (*Hippuritidae*, Maestrichtien) de l'Europe du Sud-Est et d'Asie Mineure, *Geologica Balcanica*, Sofia, 5, 2, p. 81-92.

- PAPA H. (1984) — Contribution à l'étude géologique du Secondaire et du Tertiaire de la zone axiale des Pyrénées Orientales (Amélie-les-Bains, Coustouges). *Thèse Doct. 3^e Cycle, Paris VI*, 158 p.
- PERON A. (1885) — Nouveaux documents pour l'histoire de la craie à Hippurites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XIII, p. 239-271, 1 fig.
- PETTER-RECEVEUR G. (1955) — Les Lamellibranches de Padern (Aude). *Ann. Pal. (Invert.)*, t. 41, p. 57-73.
- PEYBERNÈS B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. *Thèse Doct. Sc. Toulouse*, 459 p., 149 fig., XLII pl.
- PEYBERNÈS B. et BILOTTE M. (1971) — Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur le massif de Montgri (prov. de Gérone, Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 107, p. 475-482.
- PEYBERNÈS B., PONS P., ROUX J.-C. et SOUQUET P. (1984) — Apports de l'étude des terrains secondaires à l'appréciation du degré d'allochtonie du Massif de l'Arize. G.P.F.1, thème 6, *Doc. B.R.G.M.* n° 81-6, p. 23-37.
- PEYBERNÈS B. et SOUQUET P. (1972) — Le Crétacé de la Zone du Flysch nord-pyrénéen entre la Garonne et le méridien de Saint-Girons (Pyrénées centrales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 68-70.
- PHILIP J. (1967) — Les zones de Rudistes du Cénomanien provençal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IX, p. 493-503.
- PHILIP J. (1970) — Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. *Thèse Doct. Sc. Marseille*, 438 p., 76 fig., 6 tab., 8 pl.
- PHILIP J. (1972) — Paléoécologie des formations à Rudistes du Crétacé supérieur. L'exemple du SE de la France. *Palaeoecol. Palaeogeo. Paleoclim.*, 13, 3, p. 205-222.
- PHILIP J. (1978) — Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomanien : l'exemple de la Provence. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 155-168.
- PHILIP J. (1981) — Les Rudistes du Crétacé moyen de la province méditerranéenne occidentale. Évolution, Paléoécologie, Paléobiogéographie. *Cretaceous Research*, 2, p. 395-403.
- PHILIP J. (1982) — Rudistes - Conclusions au Colloque sur le Turonien. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, série C, t. XLIX, p. 222-224.
- PHILIP J. (1983) — Réflexion sur l'approche géologique du phénomène récifal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XXV, n° 4, p. 543-546.
- PHILIP J. et BILOTTE M. (1983) — Les Rudistes du Sénonien de France. Précisions stratigraphiques sur le Dordonnien. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 34, p. 183-192, 1 pl.
- PHILIP J. et BILOTTE M. (1984) — Plats-formes carbonatées et bioconstructions à Rudistes. Synth. Géol. S.E. France, *Mém. B.R.G.M.*, n° 125, p. 378-379.
- PICOT DE LAPEIROUSE Ph. (1781) — Description de plusieurs nouvelles espèces d'*Orthoceratites* et d'*Ostracites*. *Manivir Libraiie, Toulouse*, 48 p., 13 pl.
- PLAZIAT J.-C. (1972) — Précisions nouvelles sur la position stratigraphique et structurale des conglomérats à ciment rouge de Coll de Nargó (Prov. de Lérida, Espagne). *C.R.A.S. paris*, t. 274, p. 2431-2434.
- PLAZIAT J.-C. et ELLENBERGER F. (1982) — A propos de la limite Crétacé-Tertiaire : la reconciliation moderne des conceptions continue et discontinue en stratigraphie et en tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XXIV, n° 4, p. 831-841.
- PLENICARD M. (1975) — *Hippuritidae* of nanos and the Trieste. Komen plain, *Rasprave, Ljubljana*, XVIII, p. 85-115, 4 fig., 23 pl.
- POLSAK A. (1967) — Macrofaune crétacée de l'Istrie Méridionale (Yougoslavie). *Paleontologia jugoslavica, Zagreb*, 8, 219 p., 85 pl.
- POLSAK A. (1976) — Paleotemperaturni odnosi u juri i kredi Dinarida i Alpa bazirani na kisikovo izotopnoj metodi. 8 *Jugoslovanski geoloski kongres, Ljubljana*, 2, p. 263-282.

- PONS J.-M. (1977) — Estudio estratigrafico y paleontologico de los yacimientos de Rudistidos del Cretacico sup. del prepirineo de la prov. de Lerida. *Pub. Univ. Auto. Barcelona*, n° 3, 105 p., 87 pl.
- PORTHAULT B. (1974) — Le Crétacé supérieur de la «fosse vocontienne» et des régions limitrophes (France, Sud-Est). *Thèse Doct. Sc. Lyon*, 342 p., 44 fig., 4 pl.
- PORTHAULT B. (1978) — Foraminifères caractéristiques du Cénomanien à faciès pélagique dans le Sud-Est de la France. *Géologie Méditerranéenne*, t. V, n° 1, p. 183-194.
- POUECH Abbé (1881) — Note sur un fragment de mâchoire d'un grand Saurien, trouvé à Bédaille (Ariège). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. X, p. 79-87.
- RAMIÈRE DE FORTANIER E. (1928) — Révision des Hippurites de Montferrier (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 57, p. 212-216.
- RAMIÈRE DE FORTANIER E. (1933) — Les terrains crétacés entre Foix et Bélesta. Étude stratigraphique et tectonique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 64, p. 369-468, pl. IV et V.
- RAVIER J., SOUQUET P. et THIEBAUT J. (1968) — Mise en évidence de nouveaux affleurements cénomaniens dans les Pyrénées centrales : le bassin d'Orgibet (Ariège). *C.R.A.S. Paris*, t. 276, p. 1812-1814.
- RAYMOND D. (1965) — Le problème de la prolongation orientale du front nord-pyrénéen dans la région de Tuchan (Aude). *C.R.A.S. Paris*, t. 260, p. 5822-5825.
- REICHEL M. (1936) — Étude sur les Alvéolines. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, vol. LVII.
- REY J. (1983) — L'évolution biologique, le milieu et le temps. Quelques aspects de la biochronostratigraphie. Le temps et la Géologie Pétrolière. *Journée Ass. Fr. Tech. Pétrole*, p. 15-33.
- REY J., BILOTTE M. et PEYBERNÈS B. (1977) — Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estremadura (Portugal). *Geobios*, n° 10, fasc. 3, p. 369-393, 3 fig., 3 pl.
- REY J. et SOUQUET P. (1974) — Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège) : témoins d'une couverture garumniennne discordante sur la zone nord-pyrénéenne. *C.R.A.S. Paris*, t. 279, p. 1147-1149.
- RICATEAU R. et VILLEMEN J. (1973) — Évolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de la plateforme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XV, n° 1, p. 30-39.
- RICHARDOT P. (1972) — Le Crétacé du synclinal de Soulatgé et des Écailles sous-pyrénéennes méridionales (Pyrénées audoises). *Thèse Doct. Spécialité, Toulouse*, 116 p., 28 fig., 13 pl.
- ROBASZINSKI F. et AMEDRO F. (coord.), FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. et SORNAY J. (1980) — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagelles et Macrofaunes. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 22, n° 4, p. 195-321.
- ROBASZYNSKI (coord.), ALCAYDE G., AMEDRO F., BADILLET G., DAMOTTE R., FOUCHER J.-C., JARDINE S., LEGOUX O., MANIVIT H., MONCIARDINI C. et SORNAY J. (1982) — Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 1, p. 119-225, 24 fig., 18 pl.
- ROSELL SANUY J. (1967) — Estudio geologico del Prepirineo comprendido entre los rios Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lerida). *Inst. Est. Pirinaicos, sep. de «Pirineos»*, n° 75 à 78, año 21, 1 vol., 225 p.
- ROSELL SANUY J., OBRADOR A. et PONS J.-M. (1972) — Significación sedimentológica y paleogeografica del nivel arcilloso con corales del Senoniense superior de los alrededores de Pobla de Segur (Prov. de Lerida). *Acta Geol. Hisp.*, 7, p. 7-11, 6 fig.
- ROUSSEL J. (1893) — Étude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. V, n° 35, 306 p.
- ROUSSEL J. (1895) — Découverte du Ligerien à Céphalopodes dans les environs de Padern (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XXIII, p. 92-94.
- ROUSSEL J. (1898) — Observations sur les feuilles de Foix et de Quillan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XXVI, p. 552-553.

- ROUSSEL J. (1900) — Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XII, n° 74, p. 233-256.
- ROUSSEL J. (1902) — III. Transgressivité et dénudation ; les klippes des Pyrénées ; l'âge des couches à Caprines et Orbitolines de la bande crétacée de Gabachou-Padern. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XII, n° 84.
- SADAGHAT D. (1982) — Le remplissage sédimentaire du bassin d'Arques (Aude). Essai d'interprétation paléogéographique du passage Crétacé-Éocène. *Thèse Doct. 3^e Cycle, Toulouse*, 227 p., 5 pl., 1 carte.
- SAINT-MARC P. (1974) — Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, du Cénomaniens et du Turo-nien du Liban. *Thèse Doct. Sc., Nice ; Notes et Mém. Moyen-Orient*, t. XIII, 342 p., XX pl.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. et SOLE SABARIS L. (1932) — Nota geologica sobre el Macizo cretacico de Toroella de Montgri. *Boll. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 32, p. 243-260.
- SCHROEDER R. (1962) — Orbitolinen des Cenomans Südwesteuropas. *Paläont. Z.*, vol. 36, n° 3-4, p. 171-202.
- SCHROEDER R. (1972) — Zwei neue *Orbitolinidae* (Foram.) der spanischen Kreide. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, n° 2, p. 108-119.
- SCHROEDER R. (1973) — El corte de Aulet (Prov. de Huesca). Evolucion de las Orbitolinas en el limite del Cretaceo inferior-superior. XIII Col. Europ. Micropal., España. *C.N.G., ENADIMSA*, p. 141-149.
- SCHROEDER R. (1975) — General evolutionary trends in Orbitolinas. *Rev. Esp. Micropal.*, Mem. especial, p. 117-128.
- SEGURA F. (1979) — Étude géologique de la partie orientale des Petites Pyrénées - zones sous-pyrénéennes - (Ariège, Haute-Garonne). *Thèse Doct. 3^e Cycle, Toulouse*, 143 p., 35 fig., 8 pl.
- SEGURET M. (1969 a) — La nappe de la Pedraforca. Nouvelle unité allochtone du versant sud des Pyrénées. *C.R.A.S. Paris*, t. 269, p. 552-555.
- SEGURET M. (1969 b) — Contribution à l'étude de la tectonique sud-pyrénéenne : sur le style et l'importance des déplacements vers le Sud des séries secondaires et tertiaires de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *C.R.A.S. Paris*, t. 268, p. 907-910.
- SEGURET M. (1972) — Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. U.S.T.E.L.A. Montpellier*, série Géol. struct., n° 2, 155 p.
- SEGURET M. et VERGELY P. (1969) — Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter (versant sud des Pyrénées orientales). *C.R.A.S. Paris*, t. 268, p. 1702-1705.
- SENESSE P. (1937) — Contribution à l'étude du Crétacé supérieur des Corbières méridionales. *Imp. Douladoure, Toulouse*, 182 p., 9 fig., 14 pl.
- SENESSE P. (1946) — Variations et classification chez les Hippurites pyrénéennes. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 81, p. 17-74, pl. 1-2.
- SENESSE P. (1947) — Hippurites à replis multiples. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 82, p. 201-206.
- SENESSE P. (1949) — Deuxième note sur les Hippurites à replis multiples. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 84, p. 17-21.
- SENESSE P. (1952) — Hippuritidés et faciès récifaux des Corbières méridionales. *Recueil des travaux Lab. Bot., Zool., Géol. Fac. Sc. Montpellier*, Mém. 2, 72 p., 20 fig., 1 pl.
- SENESSE P. (1956) — Les trois faciès du Coniacien des Corbières méridionales. *Bull. Soc. Linnéenne Lyon*, n° 6, p. 161-168, 4 fig.
- SENESSE P. (1962) — Forme originelle et place des formes à replis multiples dans un plan général de classification. *Third Caribbean geol. conf. Jamaica*, 14 p., 28 fig., 2 pl.
- SENESSE P. (1963) — Rapports entre *Pseudovaccinites praecorbaricus* TOUCAS, *Pseudovaccinites aquili* SENESSE et les espèces à replis multiples d'Orient et des Caraïbes. *Bull. Soc. Linnéenne, Lyon*, 4p., 3 fig.
- SERONIE-VIVIEN M. (1972) — Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses stratotypes : Coniacien, Santonien, Campanien. Les stratotypes français, vol. II, *C.N.R.S. Paris*, 187 p.

- SERONIE-VIVIEN M. (1980) — Coniacien-Santonien. Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M.* n° 109, p. 150-160.
- SIGAL J. (1977) — Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des Foraminifères planctoniques. *Géologie Méditerranéenne*, t. IV, n° 2, p. 99-107.
- SIMO A. et PUIGDEFABREGAS C. (1985) — Transition from shelf to basin on an active slope, Upper cretaceous, Tremp area, Southern pyrenees. *6th. Europ. Meeting of sediment, Lleida, exc.*, n° 2, p. 63-108.
- SKELTON P.-W. (1978) — The évolution of functional design in rudist (*Hippuritacea*) and its taxonomic implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B. 284, p. 305-318.
- SOLE SABARIS L. (1933) — La geologia dels voltants de Figueres i la tectonica de l'Emporda. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, p. 250-257.
- SOLE SABARIS L., FONTBOTE J.-M., MASACHS V. et VIRGILI C. (1956) — Continuidad de las Escamas de corrimiento del Ampurdan entre Figueras y el macizo de Montgrí y edad de su formation. *Publ. Univ. Barcelona, Fac. de ciencias*, Tomo homenaje al Dr. PARDILLO, p. 145-152.
- SOLE SUGRANES L. (1970) — Estudio geologico del Prepirineo espanol entre los rios Segre y Llobregat. *Tesis Doct. Sc. Barcelona*, 525 p.
- SORNAY J. (1982) — Les Inocérames du Turonien français et leur répartition stratigraphique. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.*, série C, p. 183-187.
- SORNAY J. et BILOTTE M. (1978) — Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maastrichtien des Pyrénées. *Ann. Pal. (Invert.)*, Masson éd., vol. 64, fasc. 1, p. 27-45, 6 pl.
- SOUQUET P. (1965) — Plissements de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire sur le versant Sud des Pyrénées. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 261-262.
- SOUQUET P. (1967) — Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *Thèse Doct. Sc. Toulouse, Imp. Privat*, 529 p., 68 fig., 7 tab., 24 pl., 1 carte.
- SOUQUET P. (1969) — Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne. *C.R.A.S., Paris*, t. 269, p. 2491-2493.
- SOUQUET P. (1971) — Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Ger (Pyrénées centrales), *96° Cong. Soc. Sav. Toulouse*, t. 2, p. 223-237.
- SOUQUET P. (1974) — Titres et travaux scientifiques. *Imp. d'Oc, Toulouse*, 41 p.
- SOUQUET P. (1978) — Présentation d'une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XX, n° 5, p. 711-712.
- SOUQUET P. (1984) — Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées. *Strata, Toulouse*, série 1, vol. 1, p. 47-70.
- SOUQUET P., BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.-J., PEYBERNÈS B. et REY J. (1975) — Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R.A.S. Paris*, t. 281, p. 609-612.
- SOUQUET P., DEBROAS E.-J. (1980) — Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *26° Cong. Géol. Int. paris* ; Col. C 7 : Géologie de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, p. 213-233, 13 fig.
- SOUQUET P. et PEYBERNÈS B. (1970 a) — Sur l'âge crétacé des formations prétendues paléozoïques dans la zone cénomaniennne des Pyrénées centrales entre l'Arize et le Salat. *C.R.A.S. Paris*, t. 270, p. 1209-1211.
- SOUQUET P. et PEYBERNÈS B. (1970 b) — Distinction de deux bassins crétacés d'âge différent dans la zone du Flysch, entre les vallées du Salat et de l'Ariège (Pyrénées centrales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, p. 321-322.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M. et DEBROAS E.-J., en collaboration avec REY J. et CANEROT J. (1977 a) — Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *Ann. Cent. Rég. Doc. Ped. Toulouse*, Guide des ressources pédagogiques pour l'Académie de Toulouse, 3^e livret, Géologie, p. 127-143, 8 pl., 1 carte.

- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M. et DEBROAS E.-J. (1977 b) — La Chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie Alpine*, t. 53, fasc. 2, p. 193-216, 5 fig., 4 pl.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M., MOULLADE M. et VIAL J. (1973) — Biozonation par les Orbitolinidés de l'Albien supérieur (s.s.), du Vraconien et du Cénomanién inférieur dans les Pyrénées. *C.R.A.S. Paris*, t. 277, p. 757-760.
- THOMEL G. (1970) — Les *Acanthoceratidae* cénomaniens des Chaînes sub-alpines méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., t. LI, n° 116, 204 p., 88 pl.
- TOMASI P. (1965) — Contribution à l'étude géologique du bassin de Nalzen. *Thèse Doct. 3^e Cycle Montpellier*, 246 p., 32 fig., 11 pl. h.t., 45 pl. photo.
- TOUCAS A. (1903) — Études sur la classification et l'évolution des Hippurites. *Mém. Soc. géol. Fr., Paléontologie*, n° 30, 128 p., 17 pl., 3 tab.
- TOUCAS A. (1907) — Études sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. *Mém. Soc. géol. Fr., Paléontologie*, n° 36, 132 p., 24 pl., 4 tab.
- TOUCAS A. (1910) — Sur la classification des Hippurites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e série, t. XX, p. 723.
- TRONCHETTI G. (1981) — Les Foraminifères crétacés de Provence (Aptien - Santonien). Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. *Thèse Doct. Sc. Marseille*, 2 tomes, 559 p., 1 atlas, 48 pl.
- VAIL P.-R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1977) — Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part. 3-4, *A.A.P.G.*, 26, p. 63-97.
- VAN DOMMELEN H. (1971) — Ontogenetic, Phylogenetic and Taxonomic studies of the American species of *Pseudovaccinites* and of *Torreites* and the Multiple-fold Hippuritids. *Thèse Doc. Univ. Amsterdam*, 103 p., 22 pl.
- VAN GORSEL J.-T. (1975) — Evolutionary trends and stratigraphic significance of the late Cretaceous *Helicorboides* - *Lepidorbitoides* lineage. *Utrecht Micropal. Bull.*, n° 12, 99 p.
- VAN GORSEL J.-T. (1978) — Late Cretaceous orbitoidal Foraminifera. *Academic Press, London*, vol. 3, 120 p.
- VAN HINTE E.-J. (1965) — The type Campanien and its planctonic Foraminifera. *Proc. (k) nederl. Akad. Wetensch.*, (B), 68, p. 8-28.
- VAN HINTE E.-J. (1967) — *Bolivinoïdes* from the Campanien type section. *Proc. (k) nederl. Akad. Wetensch.*, (B), 70, p. 254-263.
- VAN HINTE E.-J. (1976) — A Cretaceous time scale. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 40/4, p. 498-516.
- VIAL J. (1973) — *Orbitolina* (*Orbitolina*) *paeneconica* n. sp., Foraminifère nouveau du Vraconien - Cénomanién des Corbières (France). Problèmes de taxinomie chez le genre *Orbitolina*. *C.R.A.S. Paris*, t. 276, p. 2513-2515.
- VIAL J. (1975) — Phylogénie des Orbitolines au passage Albien-Cénomanién dans les Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. Biostratigraphie - Micropaléontologie. *Thèse Doct. 3^e Cycle, Nice*, 81 p., 6 pl.
- VIALARD P. et SOULA J.-C. (1977) — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XX, n° 5 (1978), p. 623.
- VIDAL L.-M. (1878) — Nota acerca del sistema cretáceo de los Pirineos de Cataluña. Camidos y Rudistes. *Bol. Com. Mapa. Geol. Espana*, t. IV, p. 257-372, 7 pl.
- VILLATTE J. (1953) — Étude de la faune campanienne saumâtre de Bélesta (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 87 (1952), p. 315-339, pl. III-V.
- WALLEZ J.-P. (1974) — Stratigraphie et structure de la partie méridionale du Pays de Sault (Aude). *Thèse Doct. spécialité, Toulouse*, 143 p., 13 pl.
- WANNIER M. (1980) — La structure des *Siderolitinae*, foraminifères du Crétacé supérieur. *Eclog. Geol. Helv.*, 73/3, p. 1009-1029.
- WANNIER M. (1983) — Évolution, Biostratigraphie et Systématique des *Siderolitinae* (Foraminifères). *Revista Española de Micropaleontología*, vol. XV, n° 1, p. 5-37, 7 pl.

CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/320.000°

Feuille de :

- Toulouse (n° 30), 1962.

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/80.000°

Feuilles de :

- Foix (n° 253), 2° éd., 1950 ; 3° éd. 1976
- Narbonne et Marseillan (n° 244-45), 2° éd. 1948
- Pamiers (n° 242), 2° éd. 1966
- Prades (n° 257), 2° éd. 1968
- Quillan (n° 254), 2° éd. 1938 ; 3° éd. 1967.

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50.000°

Feuilles de :

- Le Mas d'Azil (n° 1056), 1977
- Narbonne (n° 1061), 1982
- Pamiers (n° 1057), 1976
- Saint-Gaudens (n° 1055), 1971

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA, E. 1/200.000°

Feuilles de :

- Berga (n° 24), 1970
- Figueras (n° 25), 1970.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Les unités structurales est-pyrénéennes ..	32	Fig. 23 : Les unités allochtones du Castell de Bac Grillera (d'après Estevez, 1968)	57
Fig. 2 : Le trajet de la discontinuité Fontestorbes - Puivert - Alet	33	Fig. 24 : Comparaison des attributions lithostrati- graphiques proposées en 1972 par M. BILOTTE, B. PEYBERNÈS et P. SOUQUET (a) puis par M. DEBUYSER et R. SCHROE- DER (b) pour l'Albo-Cénomaniens du Tauch	74
Fig. 3 : Carte géologique des compartiments Ala- ric et Mouthoumet	34	Fig. 25 : Variations et correspondances lithostrati- graphiques dans le Vraconien - Cénoma- nien de la Montagne de Tauch	77
Fig. 4 : Les unités structurales du chaînon de Fontfroide	35	Fig. 26 : Localisation des observations réalisées dans l'Albo-Cénomaniens de la lame de Camps-Peyrepertuse	80
Fig. 5 : Carte géologique simplifiée du diverticule oriental de la Montagne de Tauch	37	Fig. 27 : Disposition morpho-tectonique de l'Albien et du Cénomaniens de la lame de Camps- Peyrepertuse entre Padern et Duilhac	81
Fig. 6 : La lame de Camps-Peyrepertuse	38	Fig. 28 : Répartition des micro-organismes dans le Cénomano-Turonien de Cubières	83
Fig. 7 : Tectonogramme du chevauchement de Peyrepertuse	40	Fig. 29 : Localisation des observations réalisées dans le Cénomaniens de la zone Sous- pyrénéenne	87
Fig. 8 : La déformation dans les calcaires de Peyrepertuse	40	Fig. 30 : Corrélations lithostratigraphiques dans le Cénomaniens (formation du Calcaire des Escudiés) de la zone sous-pyrénéenne entre Padern et Soulatgé	89
Fig. 9 : Carte géologique de l'anticlinal du Bézu et du synclinal de Saint-Louis	41	Fig. 31 : Répartition des organismes dans le Cal- caire des Escudiés (Cénomaniens moyen- supérieur)	91
Fig. 10 : Coupes structurales des zones sous- pyrénéennes du compartiment Mouthoumet	42	Fig. 32 : Corrélations lithostratigraphiques dans la formation cénomaniens du Calcaire des Escudiés -zone Sous-pyrénéenne - à l'Ouest du Col du Linas	93
Fig. 11 : Carte géologique de la partie orientale du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	43	Fig. 33 : Le Cénomaniens supérieur de la D. 14 en aval de Rennes-les-Bains	96
Fig. 12 : Carte géologique de la partie occidentale du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	44	Fig. 34 : Schéma d'organisation des prismes sédi- mentaires de l'Albien et du Cénomaniens dans la partie orientale du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	102
Fig. 13 : Carte géologique de la partie occidentale du «Bassin» de Nalzen	46	Fig. 35 : Corrélations lithostratigraphiques dans le Cénomaniens - Turonien - Sénonien infé- rieur des sondages sous-pyrénéens de Benaix et de Dreuilhe	106
Fig. 14 : Carte géologique simplifiée des zones Sub-ariégeoise et sous-pyrénéenne, à l'Ouest de la vallée de l'Arize	47	Fig. 36 : A. Corrélations lithostratigraphiques du Cénomaniens du compartiment Mouthou- met ; B. Essai de reconstitution des systè- mes sédimentaires à la fin du Cénomaniens	114
Fig. 15 : Relevé des déformations dans la forma- tion des Marnes et calcaires de Pechi- quelle, entre le Picou de Freychenet et Celles	48	Fig. 37 : A. Corrélations lithostratigraphiques du Cénomaniens du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées ; B. Essai de reconstitu- tion des systèmes sédimentaires à la fin du Cénomaniens	115
Fig. 16 : Coupe schématique interprétative de la structure d'Aurignac faisant apparaître le Front des Petites Pyrénées	49		
Fig. 17 : Coupes structurales des zones nord et sous-pyrénéennes du compartiment Plan- taurel - Petites Pyrénées	49 50		
Fig. 18 : Les unités structurales de la Pedraforca ..	51		
Fig. 19 : Carte géologique du bassin d'Amélie-les- Bains (d'après Casteras et Auriol, 1958) ..	52		
Fig. 20 : Esquisse géologique des nappes du Haut- Ampurdan	53		
Fig. 21 : Carte géologique du Lobe de Montgri (d'après Peybernès, 1976, 1978)	55		
Fig. 22 : Coupe structurale dans la Nappe de la Pedraforca (d'après Seguret, 1972)	56		

Fig. 38 : Aires de répartition actuelle des dépôts de l'Albien supérieur - Cénomaniens est-pyrénéen	116	Fig. 62 : Corrélations lithostratigraphiques entre quelques sondages de la zone sous-pyrénéenne du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	218
Fig. 39 : Le Turonien - Sénonien inférieur de la barre de La Ferrière	133	Fig. 63 : A. Corrélations lithostratigraphiques dans le Sénonien inférieur du compartiment Mouthoumet ; B. Essai de reconstitution de l'organisation du système sédimentaire à la fin du Santonien	226
Fig. 40 : Le Turonien de la cluse du Verdouable	135	Fig. 64 : A. Corrélations lithostratigraphiques dans le Sénonien inférieur du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées ; B. Essai de reconstitution de l'organisation du système sédimentaire à la fin du Santonien	227
Fig. 41 : Variations stratigraphiques et lithologiques du Turonien entre Tuchan et Duilhac	137	Fig. 65 : Aires de répartition actuelle des dépôts du Sénonien inférieur est-pyrénéen	228
Fig. 42 : Variations stratigraphiques et lithologiques du Turonien entre Duilhac et le Col du Linas	139	Fig. 66 : Le Sénonien supérieur continental de la zone sous-pyrénéenne	251
Fig. 43 : Succession lithostratigraphique du Turonien du flanc sud de l'anticlinal de la Fontaine Salée	145	Fig. 67 : Le Sénonien supérieur de la lame de Celles-Montferrier	253
Fig. 44 : Succession lithostratigraphique du Turonien du flanc nord de l'anticlinal de la Fontaine Salée : Formation de la Serre de Lacal	147	Fig. 68 : Le Campanien inférieur de la bande de Saint-Cirac, à l'Est de la vallée du Douctouyre	255
Fig. 45 : Successions lithostratigraphiques du Turonien dans le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains : Formation des Grès de la Sals	149	Fig. 69 : Les ensembles sédimentaires du Sénonien supérieur Sous-pyrénéen. Succession synthétique des plis du Plantaurel	257
Fig. 46 : Enchaînements des dépôts dans le Turonien des zones sous-pyrénéennes, à l'Ouest du Col du Linas	151	Fig. 70 : Les ensembles sédimentaires du Maastrichtien Sous-pyrénéen. Succession synthétique des Petites Pyrénées	264
Fig. 47 : Le «Crétacé supérieur» nord-pyrénéen entre l'Ariège et le Salat (Souquet, 1971)	157	Fig. 71 : Les faunes de Rudistes du Maastrichtien des Sierras de Port del Compte et de Oden	270
Fig. 48 : A. Corrélations lithostratigraphiques du Turonien du compartiment Mouthoumet ; B. Essai de reconstitution de l'organisation des systèmes sédimentaires à la fin du Turonien	166	Fig. 72 : Répartition des micro-organismes dans le Maastrichtien d'Adrahent	272
Fig. 49 : A. Corrélations lithostratigraphiques dans le Turonien du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées ; B. Essai de reconstitution de l'organisation du système sédimentaire à la fin du Turonien	167	Fig. 73 : Corrélations lithostratigraphiques dans le Maastrichtien des écaïles de la Vansa et des Sierras de Port del Compte, Oden et Cadi	274
Fig. 50 : Aires de répartition actuelle des dépôts du Turonien est-pyrénéen	168	Fig. 74 : Répartition des organismes dans le Maastrichtien d'Amélie-les-Bains	276
Fig. 51 : Les couches à Rudistes du Coniacien supérieur et du Santonien inférieur (p. p.) du ruisseau de Fontfroide	181	Fig. 75 : Esquisse géologique du Serrat de l'Altrera	277
Fig. 52 : Le (Turonien) - Sénonien inférieur du synclinal de Boutenac	184	Fig. 76 : la série terrigène de Coustouges	278
Fig. 53 : Le Sénonien inférieur du chaînon de Peyrepertuse : formation de Peyrepertuse	188	Fig. 77 : Essai de corrélations lithostratigraphiques et paléogéographiques du Sénonien supérieur autochtone et parautochtone du Tronçon Catalan	280
Fig. 54 : Variations stratigraphiques et lithologiques du Coniacien - Santonien inférieur entre Padern et Soulatgé	191	Fig. 78 : Le Sénonien supérieur du synclinal de San Julian de Cerdanyola	283
Fig. 55 : Les variations lithologiques du Sénonien inférieur dans les flancs du synclinal de Soulatgé, à l'Est de la faille des Capitaines	193	Fig. 79 : Le Sénonien supérieur du synclinal de San Salvador de la Vedella - La Nou	286
Fig. 56 : Corrélations lithostratigraphiques dans le Coniacien - Santonien inférieur de la zone sous-pyrénéenne orientale, à l'Ouest de la faille des Capitaines	199	Fig. 80 : Le Campanien et le Maastrichtien des principales unités allochtones de la nappe de la Pedraforca. Corrélations lithostratigraphiques	288
Fig. 57 : Le Sénonien du synclinal de Rennes-les-Bains	201	Fig. 81 : A. Corrélations lithostratigraphiques dans le Campano-Maastrichtien du compartiment Mouthoumet ; B. Essai de reconstitution de l'organisation des systèmes sédimentaires au Campanien et au Maastrichtien	293
Fig. 58 : Le site de Sougraigne	203	Fig. 82 : Aire de répartition actuelle des dépôts du Campanien est-pyrénéen	295
Fig. 59 : Répartition des Ammonites dans la coupe du Chemin de Sougraigne aux Croutets	205	Fig. 83 : A. Aire de répartition actuelle des dépôts du Maastrichtien est-pyrénéen ; B. Essai de reconstitution paléogéographique au Maastrichtien supérieur non sommital	296
Fig. 60 : Le Sénonien inférieur de la lame de Celles-Montferrier, à l'Est du Touyre	212		
Fig. 61 : Corrélations lithostratigraphiques dans le Sénonien inférieur des sondages Mas d'Azil 1 et Plagne 4	216		

Fig. 84 : Principales formes biologiques des Rudistes du Crétacé supérieur (d'après J. Philip, 1972)	301	Fig. 101 : Exemples d'évolutions vers le stade <i>Tetravaccinites</i>	334
Fig. 85 : Reconstitution hypothétique des différents types de groupements à Rudistes (d'après J. Philip, 1972)	302	Fig. 102 : Exemples d'évolutions vers le stade <i>Pseudopironaea</i>	335
Fig. 86 : Texture des groupements à Rudistes	302	Fig. 103 : Origine des <i>Hippuritidae</i> dans la théorie des Équilibres intermittents	337
Fig. 87 : Organisation des constructions à Rudistes des Caraïbes, d'après Kauffman et Sohl (1974)	305	Fig. 104 : Origine et évolution des <i>Hippuritidae</i>	338
Fig. 88 : Reconstitution schématique d'un «banc à Rudistes»	306	Fig. 105 : Les principaux genres d' <i>Hippuritidae</i> pyrénéens et leurs relations phylétiques	339
Fig. 89 : Reconstitution schématique d'une plate-forme carbonatée à Rudistes	307	Fig. 106 : Schéma d'organisation phylétique des <i>Hippuritellinae</i>	341
Fig. 90 : Essai d'interprétation sédimentologique des formations à Rudistes du Sénonien inférieur du compartiment Alaric	309	Fig. 107 : Les lignées spécifiques (chrono-espèces) du genre <i>Hippurites</i> , sous-genre <i>Hippurites</i>	343
Fig. 91 : Les constructions à Rudistes du Cénomani supérieur sur le compartiment Mouthoumet	311	Fig. 108 : Schéma d'organisation phylétique au sein du genre <i>Hippurites</i> , sous-genre <i>Hippurites</i>	344
Fig. 92 : Organisation sédimentaire d'un récif de plate-forme : le Turonien de la Fontaine Salée	313	Fig. 109 : Les lignées spécifiques (chrono-espèces) du genre <i>Pseudovaccinites</i>	346
Fig. 93 : Remplissage géotrope dans des Hippuritidés indiquant un basculement syn- ou post-mortem	315	Fig. 110 : Schéma d'organisation phylétique au sein du genre <i>Pseudovaccinites</i>	347
Fig. 94 : Organisation sédimentaire d'un récif de plate-forme de type barrière, dans le Santonien inférieur de la lame de Camps-Peyrepertuse	317	Fig. 111 : Différentes représentations de l'espèce <i>gosaviensis</i>	348
Fig. 95 : Organisation sédimentaire du récif de la Montagne des Cornes (Santonien supérieur)	319	Fig. 112 : Diagramme de répartition de la population d' <i>Abrardia catalaunica</i> du gisement de Rasos de Peguera	360
Fig. 96 : Schéma d'organisation des faciès des formations récifales du Crétacé supérieur de la plate-forme de Mouthoumet	320	Fig. 113 : Schéma d'organisation du réseau sous-épidermique de la zone périphérique d' <i>Abrardia catalaunica</i>	360
Fig. 97 : Le contexte sédimentaire et les enchaînements de faciès dans le Calcaire de Morenci	321	Fig. 114 : Appareil embryonnaire de <i>Mesorbitolina</i> d'après Schroeder (1962)	362
Fig. 98 : Le contexte sédimentaire et les enchaînements de faciès dans les formations à Rudistes du Campanien du Plantaurel et des Petites Pyrénées	323	Fig. 115 : Appareil embryonnaire de (<i>Mesorbitolina</i>) <i>aperta</i>	363
Fig. 99 : Reconstitution du milieu de vie de <i>Praeradiolites leymeriei</i> dans les Marnes d'Auzas	324	Fig. 116 : Appareil embryonnaire d' <i>Orbitolina</i> (<i>Orbitolina</i>) d'après Schroeder (1962)	363
Fig. 100 : Représentation graphique des symboles utilisés dans la description des <i>Hippuritidae</i>	333	Fig. 117 : Schéma phylogénétique des <i>Orbitolininae</i>	368
		Fig. 118 : Comparaison des tests des <i>Fabulariinae</i> du Crétacé supérieur	372
		Fig. 119 : Évolution des populations de Foraminifères benthiques du domaine pyrénéen pendant le Crétacé supérieur en liaison avec les événements géodynamiques globaux et régionaux	385
		Fig. 120 : Essai de reconstitution des corps sédimentaires du Crétacé moyen - supérieur du compartiment Mouthoumet	402
		Fig. 121 : Limites (A) et géométrie des corps sédimentaires (B) dans la partie orientale du sillon sous-pyrénéen	411

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1 : Les zones structurales des Pyrénées	31	Tab. 21 : Zonations du Coniacien et du Santonien des Pyrénées	175
Tab. 2 : Corrélations entre les zones d'Ammonites de la région-type et du SE de la France	64	Tab. 22 : Le Sénonien des environs de Rennes-les-Bains, d'après De Grossouvre (1901)	179
Tab. 3 : Zonation du (Vraconien) Cénomaniens des Pyrénées	66	Tab. 23 : Répartition des organismes dans le Sénonien inférieur (p. p.) du compartiment Alaric	185
Tab. 4 : Comparaison des différentes zonations proposées par R. SCHROEDER, M. BILOTTE et al., pour l'Albo-Cénomaniens des Pyrénées	75	Tab. 24 : Les séries sédimentaires du Sénonien inférieur du compartiment Alaric	186
Tab. 5 : Évolutions sédimentaires dans le Cénomaniens de la bordure méridionale du Massif de Mouthoumet	98	Tab. 25 : Répartition des Foraminifères planctoniques dans le Coniacien-Santonien inférieur du flanc sud de l'anticlinal du Bézu	196
Tab. 6 : Répartition des principaux organismes du Cénomaniens est-pyrénéen	110 111	Tab. 26 : Répartition des Ammonites dans les différentes formations du Coniacien-Santonien inférieur de la zone sous-pyrénéenne orientale	197
Tab. 7 : Répartition des principales espèces de Rudistes dans l'Albo-Cénomaniens des Pyrénées	112	Tab. 27 : Répartition des Rudistes dans les trois niveaux du Santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains	202
Tab. 8 : Les principales zonations du Turonien jusqu'en 1959	120	Tab. 28 : Répartition des Ammonites dans les différents niveaux du Santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains	204
Tab. 9 : Les zones de Rudistes du Turonien, d'après Toucas (1903-1907)	121	Tab. 29 : Répartition des espèces guides et des nouvelles espèces dans le Sénonien inférieur de la zone sous-pyrénéenne orientale	206
Tab. 10 : Tableau comparatif entre les zonations d'Ammonites établies dans la région-type et dans les Corbières méridionales	122	Tab. 30 : Évolutions sédimentaires dans le Coniacien - Santonien du compartiment Mouthoumet	208
Tab. 11 : Zonation du Turonien des Pyrénées	124	Tab. 31 : Répartition des Rudistes du Sénonien inférieur des Pyrénées	224
Tab. 12 : Les différentes interprétations de la limite Turonien - Coniacien dans les Corbières méridionales	125	Tab. 32 : Répartition comparée des Foraminifères benthiques du Sénonien inférieur des plates-formes nord et sud-pyrénéennes (Tronçon Catalan seulement)	225
Tab. 13 : Répartition des Foraminifères dans le Turonien du flanc nord du synclinal de Saint-Louis	142	Tab. 33 : La craie d'Aquitaine, d'après De Grossouvre (1901)	232
Tab. 14 : La «faune de transition» d'après l'inventaire de P. Sénèsse (1956)	152	Tab. 34 : Les subdivisions du Sénonien français et belge, d'après De Grossouvre (1901)	233
Tab. 15 : Évolutions sédimentaires dans le Turonien de la bordure méridionale et orientale du Massif de Mouthoumet	153	Tab. 35 : Les principales prises de position sur le Sénonien français dans la deuxième moitié du XIX ^e siècle	235
Tab. 16 : Évolutions sédimentaires dans le Turonien de la bordure méridionale et occidentale du Massif de Mouthoumet	154	Tab. 36 : Les zones de Foraminifères du Sénonien, d'après Van Hinte (1976)	236
Tab. 17 : Répartition des principales flores et faunes (sauf planctoniques) du Turonien sous-pyrénéen	164 165	Tab. 37 : Essai de zonation du Crétacé des régions méditerranéennes à l'aide des Foraminifères planctoniques, d'après Sigal (1977) ...	237
Tab. 18 : Le Coniacien et le Santonien d'Aquitaine, d'après De Grossouvre (1901)	172	Tab. 38 : Zonation du Sénonien supérieur continental (d'après Babinot, Freytet et al., 1983) .	239
Tab. 19 : Les zones d'Ammonites du Coniacien-Santonien	173	Tab. 39 : Zonations du Sénonien supérieur des Pyrénées	241
Tab. 20 : Répartition des principaux Foraminifères planctoniques du Coniacien-Santonien Vocontien d'après Porthault (1974)	173		

Tab. 40 : Corrélations lithostratigraphiques présumées dans le Sénonien supérieur de la zone sous-pyrénéenne du compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	267	Tab. 46 : Groupements biologiques et bioconstructions du Crétacé supérieur pyrénéen	307
Tab. 41 : Le Sénonien supérieur du Haut-Vallespir et du Haut-Ampurdan	278	Tab. 47 : Classification des Rudistes <i>Hippuritidae</i> (Bilotte, 1981)	332
Tab. 42 : Répartition des principaux Rudistes du Campanien - Maastrichtien des Pyrénées ..	291	Tab. 48 : Comparaison des répartitions de quelques Foraminifères benthiques dans le Crétacé supérieur téthysien	383
Tab. 43 : Répartitions comparées des Foraminifères benthiques du Campanien - Maastrichtien des plates-formes nord et sud-pyrénéennes (Tronçon Catalan seulement)	292	Tab. 49 : Les échelles biostratigraphiques du Crétacé est-pyrénéen	390 391
Tab. 44 : Les systèmes sédimentaires du sillon sous-pyrénéen au Campanien - Maastrichtien. Corrélations lithostratigraphiques	294	Tab. 50 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le compartiment Alaric	397
Tab. 45 : Classification texturale des calcaires construits et non construits, d'après Embry et Klován (1971)	303	Tab. 51 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le compartiment Mouthoumet	399
		Tab. 52 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	403
		Tab. 53 : Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le Tronçon Catalan	407

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉS	7
AVANT-PROPOS	17
INTRODUCTION GÉNÉRALE	23
Thèmes des recherches	25
Limites de l'étude	25
Méthodes d'étude	26
Plan de l'étude	27
 PREMIÈRE PARTIE : CADRE STRUCTURAL	
A — Le Tronçon Navarro-Languedocien	32
I — Le compartiment Alaric	35
II — Le compartiment Mouthoumet	36
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	42
B — Le Tronçon Catalan	50
I — L'autochtone	50
II — Le parautochtone	54
III — L'allochtone	54
 DEUXIÈME PARTIE : STRATIGRAPHIE - PALÉOGÉOGRAPHIE	
CHAPITRE I : Le Cénomaniens	61
INTRODUCTION	63
Zonations	63
Historique	68
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	70
Tronçon Navarro-languedocien	70
I — Le compartiment Alaric	70
II — Le compartiment Mouthoumet	72
- Zones nord-pyrénéennes	72
- Zones sous-pyrénéennes	72
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	72
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	86
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	98
- Zones nord-pyrénéennes	99
- Zones sous-pyrénéennes	103
. Zones des Écailles sous-pyrénéennes	103
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	105

Tronçon Catalan	107
I — Les nappes du Haut-Ampurdan	107
II — La nappe de la Pedraforca	108
CONCLUSION	112
CHAPITRE II : Le Turonien	117
INTRODUCTION	119
Zonations	119
Historique	127
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	128
Tronçon Navarro-languedocien	128
I — Le compartiment Alaric	128
II — Le compartiment Mouthoumet	131
- Zones nord-pyrénéennes	131
- Zones sous-pyrénéennes	131
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	131
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	133
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	155
- Zones nord-pyrénéennes	155
- Zones sous-pyrénéennes	158
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	158
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	160
Tronçon Catalan	162
I — Les nappes du Haut-Ampurdan	162
II — La nappe de la Pedraforca	162
CONCLUSION	163
CHAPITRE III : Le Coniacien - Santonien	169
INTRODUCTION	171
Zonations	171
Historique	178
ÉTUDES RÉGIONALE DÉTAILLÉE	180
Tronçon Navarro-languedocien	180
I — Le compartiment Alaric	180
II — Le compartiment Mouthoumet	187
- Zones nord-pyrénéennes	187
- Zones sous-pyrénéennes	187
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	187
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	190
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	209
- Zones nord-pyrénéennes	209
- Zones sous-pyrénéennes	211
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	211
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	215
Tronçon Catalan	219
I — Les nappes du Haut-Ampurdan	219
II — La nappe de la Pedraforca	220
CONCLUSION	223

TABLE DES MATIÈRES	437
CHAPITRE IV : Le Campanien - Maastrichtien	229
INTRODUCTION	231
Zonations	231
Historique	244
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	245
Tronçon Navarro-languedocien	245
I — Le compartiment Alaric	245
II — Le compartiment Mouthoumet	246
- Zones nord-pyrénéennes	246
- Zones sous-pyrénéennes	247
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	247
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	247
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	252
- Zones sous-pyrénéennes	253
. Zone des Écailles sous-pyrénéennes	253
. Zone Sous-pyrénéenne s.s.	254
Tronçon Catalan	268
I — L'autochtone	268
II — Le parautochtone	279
III — L'allochtone	281
CONCLUSION	290
TROISIÈME PARTIE : LES CONSTRUCTIONS A RUDISTES	
INTRODUCTION	299
Le milieu de vie des Rudistes	299
Les communautés à Rudistes	300
Conclusion	307
ÉTUDE RÉGIONALE	308
Tronçon Navarro-languedocien	308
I — Le compartiment Alaric	308
II — Le compartiment Mouthoumet	310
III — Le compartiment Plantaurel - Petites Pyrénées	320
Tronçon Catalan	325
Les constructions des niveaux transgressifs	325
Les constructions de la plate-forme carbonatée	325
CONCLUSION	326
QUATRIÈME PARTIE	
A : PALÉONTOLOGIE DES RUDISTES	327
Systématique des Hippuritidés	329
A - Les Morpho-genres	329
B - Essai de reconstitution phylétique	337
C - Conclusions	350
Remarques sur quelques Requieridés et Radiolitidés	350

B : MICROPALÉONTOLOGIE DES GRANDS FORAMINIFÈRES BENTHIQUES	353
Introduction	355
Systématique	355
- Famille <i>Lituolidae</i>	355
- Famille <i>Pavonitidae</i>	356
- Famille <i>Dicyclinidae</i>	356
- Famille <i>Orbitolinidae</i>	357
- Famille <i>Endothyridae</i>	369
- Famille <i>Miliolidae</i>	370
- Famille <i>Nezzazatidae</i>	373
- Famille <i>Soritidae</i>	373
- Famille <i>Alveolinidae</i>	376
- Famille <i>Rotaliidae</i>	377
- Famille <i>Calcarinidae</i>	377
- Famille <i>Elphidiidae</i>	379
- Famille <i>Orbitoididae</i>	379
- Famille <i>Lepidorbitoididae</i>	381
Observations sur les répartitions stratigraphiques de quelques grands Foraminifères benthiques téthysiens	382
Conclusion	384
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	
I — Données biostratigraphiques	389
II — Évolutions sédimentaires des milieux de dépôt	397
III — Paléogéographie est-pyrénéenne	409
BIBLIOGRAPHIE	413
LISTE DES FIGURES	430
LISTE DES TABLEAUX	433
TABLE DES MATIÈRES	435