

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 97 (2004)
Heft: 2

Artikel: Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises
Autor: Combes, Pierre-Jean / Peybernés, Bernard / Fondécave-Wallez, Marie-José
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-169103>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.03.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises

PIERRE-JEAN COMBES¹, BERNARD PEYBERNÈS^{1,2} & MARIE-JOSÉ FONDECAVE-WALLEZ³

Key words: Paleokarst, breccias, hemipelagites, Globigerinidae, tectonics, Paleocene, Eastern Pyrenees

Mots clés: Paléokarst, brèches, hémipélagites, Globigérinidés, tectonique, Paléocène, Pyrénées orientales

ABSTRACT

In the Eastern part of French Pyrenees, the Cucugnan area (Southern Corbières) corresponded during the early/Mid-Paleocene (Danian/ Selandian) to a narrow transitional zone between the sea to the South ("Pyrenean Paleocene Trough") and the continent (fluvio-palustrine and lacustrine "Vitrollian" deposits) to the North. *To the South*, in the North-Pyrenean Zone, the polygenic marine breccias and the associated Dano-Selandian Globigerinid-bearing hemipelagites have been preserved within successive paleokarsts superimposed onto the carbonate substratum (ante-Albian). Four paleosurfaces are recognized, principally filled by marine internal sediments with proximal and distal facies. *To the North*, in the "Sub-Pyrenean Zone", a continental foreland basin is characterized by four formations of variegated *Microcodium*-bearing marls and channelized conglomerates, separated by erosional paleosurfaces underlining well-marked unconformities. An event correlation (chronodiagrams) between the marine realm to the South and the continental realm to the North is proposed, using the successive paleosurfaces and the lithological sequences (same number within the two realms). Our paleogeographic reconstruction shows, to the North, the "Lake of Cucugnan" and, to the South, a calcareous mountainous zone broken by the juxtaposition of deep paleocanyons (eroded in a continental context) later converted into rias submitted to marine oscillations. Several palinspastic transects are reconstructed: they show the polyphase control of the Frontal North-Pyrenean Overthrust on the Paleocene sedimentation and the importance of the successive intra-Vitrollian compressions/ transpressions ("phase fini-crétacée" *auct.*) inducing, within the two juxtaposed realms, emersions, erosions and karstic features which give a very contrasted paleogeography during a period characterized by plate convergence and creation of steep topographies.

RESUME

Dans la partie orientale des Pyrénées françaises, la région de Cucugnan (Corbières méridionales) correspond, au Paléocène inférieur/ moyen (Dano-Sélandien), à une étroite zone de passage entre la mer au Sud («Sillon Paléocène Pyrénéen») et le continent («Vitrollien» fluvio-palustre et lacustre) au Nord. *Au Sud*, dans la Zone Nord-Pyrénéenne, des brèches polygéniques marines associées à des hémipélagites à Globigérinidés dano-sélandiens ont été piégées dans des paléokarsts emboîtés, surimposés dans la série carbonatée anté-albienne. On distingue ainsi quatre paléosurfaces karstiques respectivement remplies par des sédiments internes marins dominants présentant des faciès proximaux et distaux. *Au Nord*, dans la Zone Sous-Pyrénéenne, un bassin d'avant-pays continental, installé sur un diapir triasique, montre quatre formations de marnes bariolées à *Microcodium* et de poudingues chenalisés séparées par des paléosurfaces d'érosion jalonnant des discordances angulaires marquées. Une corrélation événementielle (chronodiagrammes) est proposée entre le domaine marin et le domaine continental en utilisant les paléosurfaces et les séquences lithologiques successives dont on retrouve le même nombre dans les deux domaines. La reconstitution paléogéographique présente, au Nord, le «Lac de Cucugnan» et, au Sud, une zone montagneuse calcaire accidentée par de profonds paléocanyons (constitués en domaine continental) ultérieurement transformés en rias d'origine méridionale lors des oscillations marines paléocènes et séparées par des zones hautes émergées. Plusieurs coupes palinspasticques successives sont reconstituées: elles démontrent le fonctionnement polyphasé du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen à la fin du Crétacé et au Paléocène («phase fini-crétacée» des auteurs) induisant dans les deux domaines juxtaposés une sédimentation syntectonique rythmée par des émergences, érosions et karstifications responsables de la paléogéographie très contrastée des futures Pyrénées à cette époque-clé caractérisée par un affrontement de plaques et la création de reliefs vigoureux.

Introduction: le cadre paléogéographique du Paléocène pyrénéen

Dans des travaux récents (Peybernès et al. 2001a, 2002; Combes et al. 2003) nous avons mis en évidence, au Paléocène

inférieur et moyen, une unité paléogéographique assez particulière, orientée EW à NW-SE sur plus de 400 km de long et quelques dizaines de kilomètres de large, depuis les Pyrénées Orientales à l'Est jusqu'aux Pyrénées Basco-Cantabriques à l'Ouest (Fig. 1). L'impossibilité de chiffrer avec

¹ UMR 5573, CNRS - Université Montpellier 2, Dynamique de la lithosphère, cc 60, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France. E-mail: combes@dstu.univ-montp2.fr

² STRAMIPAL, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France. E-mail: peyberne@cict.fr

³ UMR 5563, CNRS - Université Paul-Sabatier, Mécanismes de transfert en géologie, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France. E-mail: wallez@cict.fr

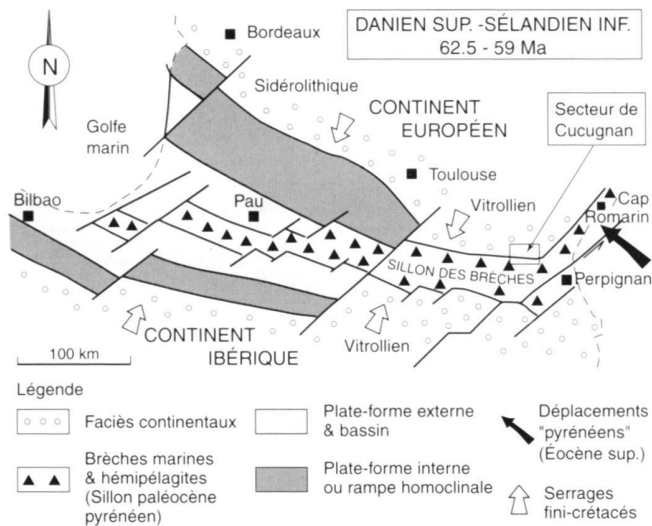


Fig. 1. Schéma paléogéographique non palinospastique des Pyrénées au Dano-Sélandien et localisation de la région étudiée (secteur de Cucugnan). (D'après Peybernès et al. 2001, modifiée).

précision les serrages ultérieurs rend toutefois aléatoire l'estimation de la largeur réelle de cette unité. Cette sorte de sillon, que l'on peut appeler «Sillon des brèches» ou encore «Sillon Paléocène Pyrénéen» (SPP), était vraisemblablement accidenté par des îles montagneuses, généralement allongées E-W, séparées par de profondes paléovallées ennoyées en milieu marin où venaient s'accumuler des brèches provenant de la dissolution karstique des reliefs émergés. Leur étroite association avec des hémipélagites argilo-calcaires à microfaune planctonique marine de «Globigérinidés» permet de situer le dépôt de ces brèches dans les sous-zones et zones P1c-P2-P3, de l'intervalle Danien tardif-Sélandien précoce, correspondant à la période 62,5-59,2 Ma dans l'échelle d'Olsson et al. (1999). Ces brèches, discordantes sur les plis de l'axe orogénique crétacé de la future chaîne, sont issues du démantèlement et de l'ennoyage partiel d'une paléotopographie dont la mise en place antérieure au Danien supérieur est attribuée à la phase tectonique compressive/transpressive «fini-crétacée» qui, comme on le sait (Mattauer & Proust 1967), se développe à la fin du Crétacé et au début du Paléocène.

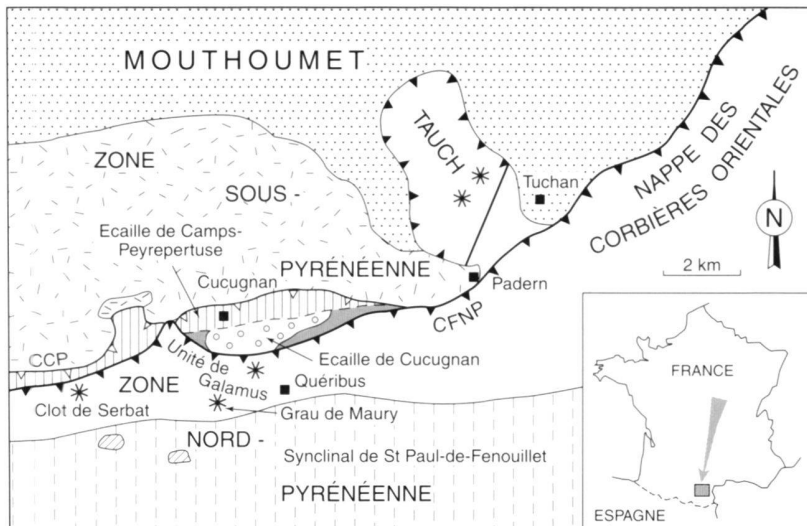
La Fig. 1 montre que dans la partie orientale des «Pyrénées fini-crétacées» le SPP, toujours accidenté par des reliefs à orientation dominante E-W, est bordé par les domaines continentaux européen et ibérique où dominent les faciès fluviolacustres et palustres du «Vitrollien». Dans la partie centrale et occidentale de la chaîne, le SPP se prolonge par des reliefs en cours de destruction formant des îles près desquelles s'accumulaient les brèches passant sans transition effectivement observée à des environnements carbonatés de plate-forme surtout externe et de bassin, héritages de l'ancien Golfe aturien ouvert sur l'Atlantique.

Dans la partie orientale des Pyrénées qui nous intéresse (Corbières méridionales), la région de Cucugnan (Fig. 1 et 2) occupe une situation remarquable: elle est en effet située dans l'étroite zone de passage des faciès marins bréchiques du SPP (Zone Nord-Pyrénéenne) au Vitrollien continental (Zone Sous-Pyrénéenne). Son étude nous a amenés à aborder plusieurs points que nous développerons ci-après: 1) la présence de paléosurfaces karstiques polyphasées à remplissages d'hémipélagites et de brèches à microfaune planctonique dano-sélandienne; 2) la mise en évidence dans le Vitrollien, de manière synchrone, de quatre unités lithologiques successives séparées par des paléosurfaces d'érosion et des discordances angulaires; 3) la reconstitution du cadre géomorphologique rendant compte des relations envisageables entre le continental et le marin; 4) la chronologie des événements du Paléocène Pyrénéen et un essai de corrélation avec d'autres secteurs. Ces différents thèmes nous permettront également de discuter des mouvements tectoniques de la «phase fini-crétacée» qui peuvent être maintenant relativement bien datés et de leur rôle, associés aux oscillations eustatiques, pour contrôler le polyphasage des événements enregistrés simultanément en domaine marin et continental.

I – Les paléokarsts successifs, pièges des brèches marines et hémipélagites paléocènes

a) Cadre géologique (Fig. 2 et 3)

Les brèches marines et hémipélagites paléocènes apparaissent en différents points sur la crête E-W de l'unité de Galamus constituée, sur le flanc nord du synclinal de St Paul-de-Fenoillet, par les roches carbonatées du Jurassique et du Crétacé inférieur. Cette unité appartient à la partie la plus externe de la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) qui est venue recouvrir, le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP), l'écaïlle renversée à dominante albienne de l'unité de Camps-Peyrepertuse appartenant à la Zone Sous-Pyrénéenne (ZSP) des auteurs (Berger et al. 1997). Cette dernière pourrait représenter le flanc inverse d'un véritable pli (Meurisse 1975) constitué avant le dépôt du Rognacien (=Maastrichtien supérieur continental) terminal. En effet, la partie sud de l'unité de Camps-Peyrepertuse est recouverte en discordance par des faciès continentaux constituant une «écaïlle vitrollienne» principalement faite de Vitrollien et d'un mince niveau calcaire probablement rognacien (cf. infra). Ces termes continentaux reposent, avec une superposition que la plupart des auteurs considèrent comme normale, sur une grosse masse de Trias salifère constituant un probable diapir intrusif dans l'unité de Camps-Peyrepertuse (Lempérière 1961, Fauzan 1965, Bouillin 1967, Freytet 1970, Mattauer & Proust 1967). Il n'est pas possible de préciser si ce diapir à bourrage de Keuper est apparu dès l'Albien sur la marge stable européenne ou s'il s'agit d'une intumescence provenant d'un fluage au coeur de cette unité lors de sa mise en place à la fin du Crétacé, ou les deux à la fois.



Légende

* Paléocène marin, brèches et hémipélagites	Crétacé supérieur	Trias à Aptien
Tuf carbonaté néogène	Albien et Cénomaniens (Ecaille de Camps-Peyrepertuse)	Trias diapirique
Paléocène continental (Vitrollien)	Albien (Synclinal de St Paul-de-Fenouillet)	Socle hercynien & couverture triasique du Mouthoumet

CFNP = Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen CCP = Chevauchement de Camps-Peyrepertuse

Fig. 2. Schéma structural simplifié de la région de Cucugnan. D'après les cartes géologiques à 1/50.000 de Tuchan (Berger et al. 1997) et Rivesaltes (Fonteilles et al. 1993) modifiées.

b) Description des affleurements

b-1 Secteur du Grau de Maury

La plupart des observations ont été faites sur les routes D 19 et D 123 au sud et au nord du col du Grau de Maury où des travaux récents de rectification du tracé ont révélé de nouveaux affleurements. Les paléosurfaces karstiques et leurs remplissages ont comme encaissant la série carbonatée mésozoïque, de l'Hettangien à l'Aptien supérieur (Peybernès 1976), dont le pendage d'ensemble est de l'ordre de 60-70° vers le Sud. On distingue de bas en haut (Fig. 3) plusieurs paléosurfaces karstiques (notées P) et les remplissages sédimentaires correspondants (notés R) dont les échantillons sont localisés sur la Fig. 4. Certains microfossiles identifiés sont représentés Fig. 5.

P1/R1

P1 se caractérise par des fissures et des cavités de dissolution particulièrement développées dans les calcaires urgo-aptiens (sites 1 et 2) par agrandissement de fractures à peu près verticales orientées majoritairement N20-30°E, ou E-W subordonnées. Certaines sont moins inclinées car elles utilisent les joints de stratification. Les cavités ont une largeur centimétrique à pluridécimétriques et peuvent se développer sur plusieurs mètres de hauteur. Toutefois, le développement vertical est certainement plus important car on ne peut pas localiser la paléosurface de raccordement tronquée par la surface d'érosion ac-

tuelle. Le remplissage (R1) est un sédiment interne argilo-carbonaté rouge-brique, à fines laminations horizontales ou obliques, à débris de calcite drusique ou de spéléothèmes. Certaines lamines de teinte noire peuvent être enrichies en Mn. On observe aussi des brèches d'effondrement-dissolution dont les éléments décimétriques sont issus de l'encaissant calcaire immédiat. Dans la plupart des cas, le sédiment interne rouge contient des quartz subarrondis largement dominants dans de véritables grès ferrugineux. En deux points (sites 1 et 3) les remplissages R1 contiennent des rosettes de *Microcodium*, découvertes dans le site 1 par P. Lespinasse (renseignement oral J. P. Bouillin), qui prouvent leur origine continentale. Les *Microcodium* sont largement présents dans le Vitrollien du Languedoc (Freytet 1970, Plaziat 1984) et dans certains cas sont associés à des fissures et cavités karstiques. Nous pensons donc que la paléosurface P1 et le remplissage R1 se sont développés au Vitrollien et que le sédiment interne provient pour l'essentiel de l'altération (ferruginisation) des marnes gréseuses albiennes situées à cette époque au-dessus des calcaires urgoniens.

P2 /R2 et P3 /R3

Le site 4 (Fig. 4) montre deux paléosurfaces karstiques emboîtées dans les calcaires massifs du Lias inférieur assez fortement fracturés.

La partie inférieure du parement ouest de la route présente une cavité de dissolution (a) de forme générale triangulaire

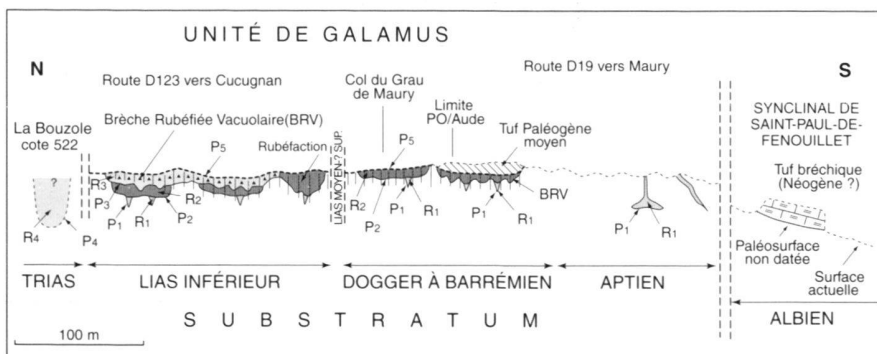
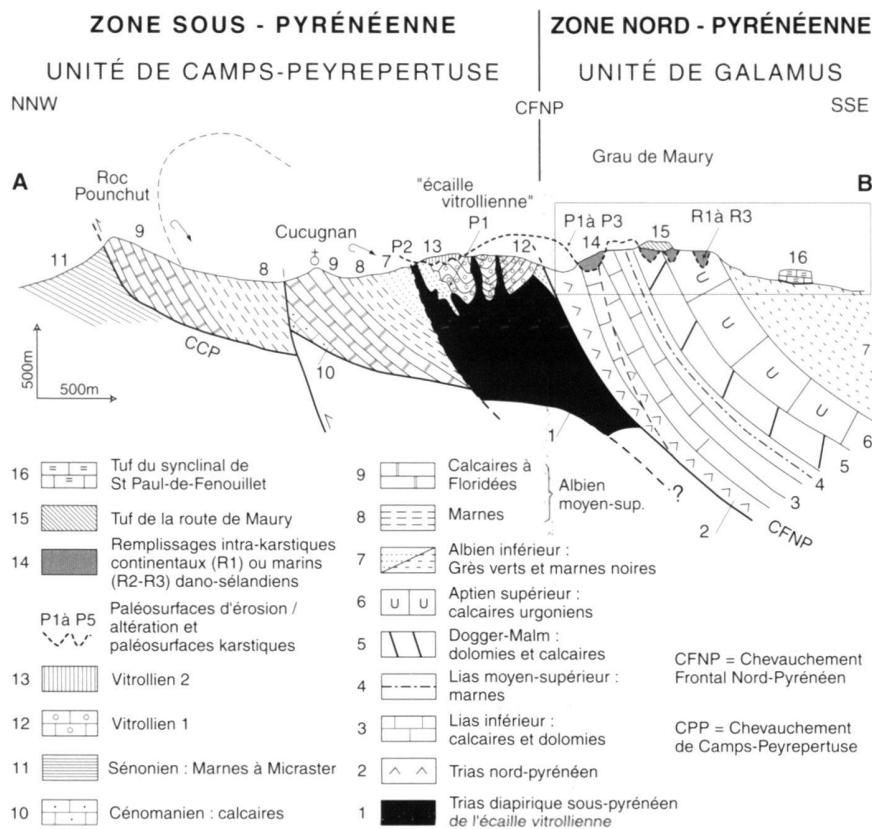


Fig. 3. Coupe géologique schématique du secteur de Cucugnan (transversale AB sur la Fig. 8). L'agrandissement du schéma inférieur reconstitue l'emboîtement des paléosurfaces karstiques et les remplissages correspondants. Description détaillée dans le texte.

(1,5×1m), délimitée par la paléosurface P2 et remplie par un mudstone marin ocre-rougeâtre finement lité (R2) dans lequel nous avons déterminé: *Eoglobigerina spiralis* (BOLLI) (intervalle chronostratigraphique P1c élevé-P2-P3a), *Globanomalina imitata* (SUBBOTINA) (P1b-P6), *Igorina pusilla* (BOLLI) (P3-P4 inférieur), *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) (P1-P3a-P3b) et *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA) (P1c-P3a, partie inférieure). Cette association de taxons paléocènes caractérise globalement les sous-zones et zones P1c-P2-P3 du Danien supérieur-Sélandien inférieur dans le standard d'Olsson et al. (1999). Vers le Sud et latéralement (Fig. 4a et 4b), en se rapprochant de la paléosurface P2, le calcaire liasique gris sombre est parcouru par des fissures (largeur 0,2–2mm) remplies de sparite et d'oxy-hydroxydes de fer re-

présentant l'altération liée à P2. Elles sont recoupées par des cavités de dissolution (diamètre 1 à 5mm), organisées en réseau anastomosé, bordées de calcite drusique et remplies de mudstone beige (R2). Ce réseau de dissolution est raccordé à la paléosurface P2, à irrégularités décimétriques, où subsistent des témoins de R2 sous forme de mudstones argilo-carbonatés ocre en placage et en remplissage de fentes (largeur 1 à 10cm) contenant: *Gl. imitata* (SUBBOTINA), *Morozovella gr. praeangulata-angulata* (P2-P4, partie inférieure/moyenne) et *Eoglobigerina spiralis* (BOLLI) (P1c élevé-P2-P3a) du Danien supérieur – Sélandien inférieur également. Tous ces faciès sont tronqués par la paléosurface P3 à irrégularités plurimétriques.

Dans la partie supérieure, la paléosurface P3 est recouverte par le remplissage marin R3 constitué par une brèche polygé-

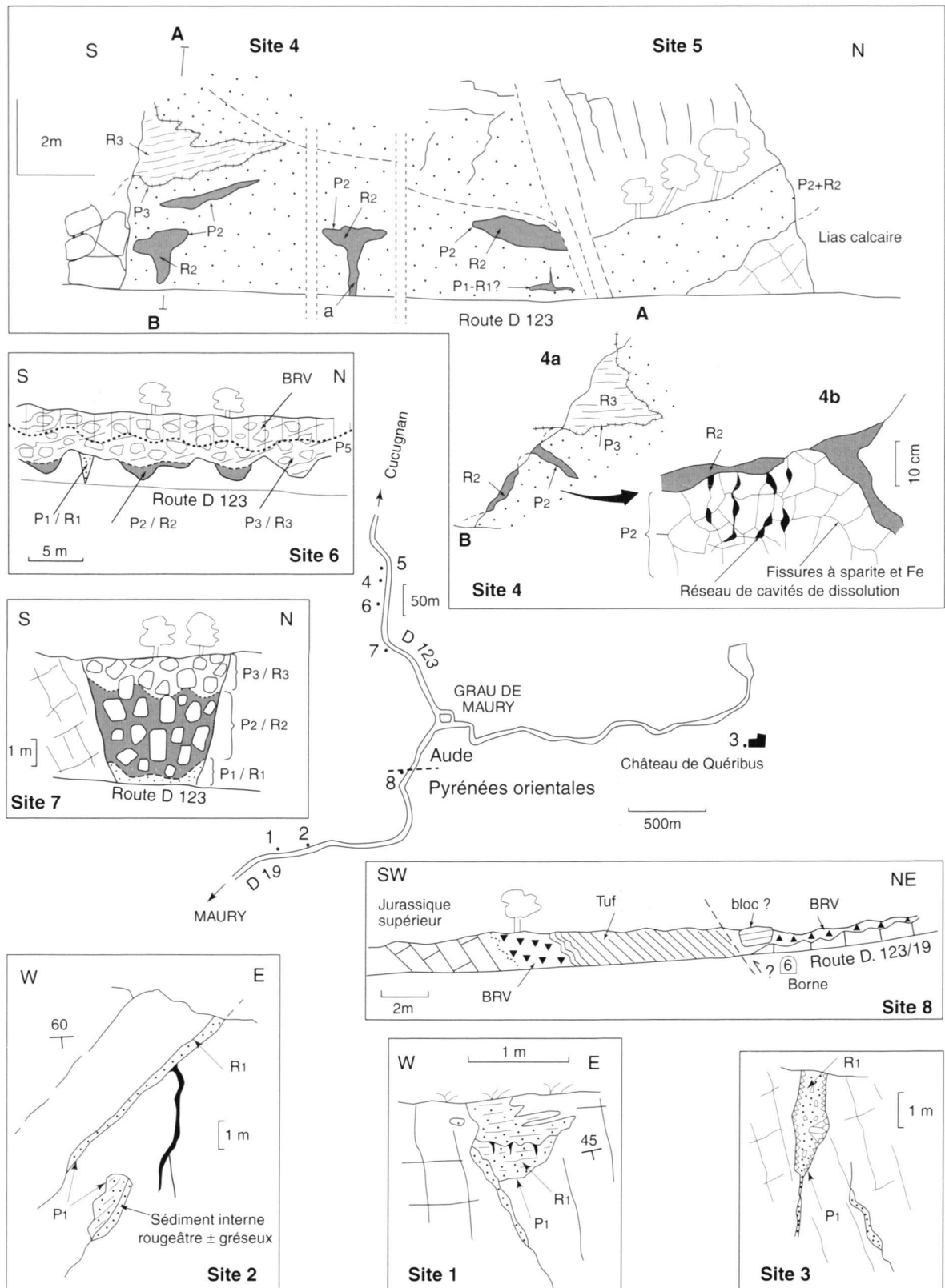


Fig. 4. Principaux sites décrits dans le texte aux alentours du Grau de Maury et indiqués par un numéro sur le schéma de localisation.

nique compacte gris-verdâtre à éléments hétérométriques carbonatés (quelques millimètres à 2–3cm) subanguleux à subarrondis, constitués de faciès liasiques associés à des clastes rougeâtres pouvant correspondre à des pélites triasiques. La matrice, prédominante, est une micrite argileuse contenant les mêmes éléments (diamètre 0,01 à 0,5mm) et des quartz anguleux dont certaines sections hexagonales correspondent très vraisemblablement à des cristaux bipyramidés remaniés du Keuper. L'assimilation du remplissage R3 à des hémipélagites est confirmée par la présence de rares Foraminifères planctoniques: *Acarinina strobocella* (LOEBLICH et TAPPAN) (P3a-P4a) et *Ig. pusilla*. Vers le haut, au-dessus d'une discontinuité pluricentimétrique interne, le même faciès d'hémipélagite bréchique se poursuit sur 1,5m, avec une matrice argilo-carbonatée plus meuble, assez nettement stratifiée (20°S), contenant: *Ig. pusilla* (BOLLI), *Morozovella gr. praeangulata-angulata* (P3-P4 partie inférieure à moyenne), *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA) (P1c-partie basale de P4). Les microfaunes de ces prélèvements caractérisent, comme pour R2, l'intervalle P1c à P3 du Danien supérieur-Sélandien inférieur. Ces hémipélagites R3 sont altérées par le haut (rubéfaction modérée) et reposent sur la paroi irrégulière de la cavité encroûtée d'oxy-hydroxydes de fer correspondant à la paléosurface karstique P3. Le schéma 4a (Fig. 4) résume sur une coupe E-W les relations entre les paléosurfaces P2 et P3 et les faciès du site 4. On notera que l'ocricification de P2/R2, déjà en partie acquise antérieurement, s'est poursuivie durant l'émersion qui a permis, après le dépôt de l'hémipélagite R2, la constitution de la paléosurface karstique P3.

Latéralement (site 5), à quelques mètres vers le nord du site précédent, P2 se manifeste par le développement, sur 2m d'épaisseur, de cavités de dissolution anastomosées pluricentimétriques et de brèches d'effondrement-dissolution au fond d'une poche, inclinée de 20° vers le Sud et recoupée au Sud par une zone de fractures (N30°E 60°N et EW verticales) à faible rejet vertical. Le sédiment interne R2 remplissant les cavités anastomosées est un mudstone à lamines parfois obliques et convolutées où nous avons reconnu: *Gl. imitata* et *Subbotina triloculoides* (PLUMMER) (P1b-P4) toujours du Dano-Sélandien. Comme dans le site 4 la paléosurface P2 et son remplissage R2 sont fortement ocrifiés probablement à partir de la paléosurface P3 sus-jacente que les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer.

Au Sud du site 4, sur une cinquantaine de mètres (site 6), on a un paléolapiaz incliné vers le Sud et rempli, sur 2–3m visibles, par une brèche hétérogène à aspect chaotique faite de blocs de Lias inférieur (diamètre 5 à 50cm) dans une matrice de remplissage R3 grise. L'ensemble est affecté d'un pendage de 20–30°S. En quelques points, la partie inférieure du paléolapiaz montre une brèche ocre que l'on peut rapporter à R2. D'autre part, dans le mur calcaire du Lias inférieur, un rougissement, une marmorisation et une tendance à la ségrégation du fer en nodules peuvent être assimilés à la paléosurface P1 dont les fissures présentent, en un point, de la calcite drusique et des grès ferrugineux comme nous l'avons déjà noté dans le

site 2. Du point de vue micropaléontologique, la brèche R3, formation la plus développée, a révélé les mêmes microfossiles que dans le site 4 associés à d'autres espèces: *Globanomalina compressa* (PLUMMER) (P1c-P3b), *Gl. imitata*, *Sub. triloculoides*, *Mor. gr. praeangulata-angulata* et *Igorina* sp. caractérisant également le Danien supérieur-Sélandien inférieur. Notons aussi la présence de *Marginotruncana sinuosa* (PORTHAULT), qui est un Globotruncanidé remanié du Sénonien.

Dans le site 7 (Fig. 4) s'observe une grande poche exokarstique (6mx5m) creusée dans les calcaires et dolomies du Lias inférieur, très fracturés, orientés dans l'ensemble EW80°S. Elle est remplie par une brèche chaotique de blocs (0,1 à 1m de diamètre) en tous sens, de même nature que l'encaissant, reliés par une matrice complexe où on distingue: 1) vers la base et vers les épontes, un mudstone rougeâtre riche en *Microcodium* caractérisant le remplissage vitrollien R1; 2) un mudstone argilo-carbonaté ocre, peu développé, dont le faciès est comparable à R2; 3) vers le haut, difficilement accessible, une microbrèche argileuse gris-verdâtre analogue au remplissage R3 et recouvrant la précédente. Nous pensons que cette cavité, comme pour le site 6, appartient à un paléolapiaz constitué de manière polyphasée où sont enregistrés les soutirages liés aux paléosurfaces P1-P2-P3 et les remplissages R1-R2-R3 correspondants. Les effets cumulés de ce polyphasage rend difficile, sur ce type d'affleurement, la caractérisation des différentes séquences qui se trouvent cumulées dans le faciès de brèche chaotique. Notons enfin que, plus au Sud, au niveau du Grau de Maury, s'observent dans les dolomies du Dogger plusieurs fissures décimétriques remplies (R2 et R3) par des hémipélagites jaunes à microfaune planctonique dano-sélandienne et abondants débris de Bryozoaires.

P4/R4

Cette séquence ne peut pas être mise en évidence sur la route du Grau de Maury. Le remplissage R4 est par contre observable à La Bouzole près de la cote 522 (en contrebas du chemin), 2 km au NE du Grau de Maury (Fig. 8). Dans un secteur assez couvert affleurent des marnes grises, altérées et blanchâtres en surface, un peu bariolées de rose, coupées de petits bancs microbréchiques à éléments de dolomie liasique, de quartz abondants souvent hexagonaux (cristaux bipyramidés issus du Keuper) et quelques clastes d'ophite également d'origine triasique. Le ciment est microsparitique ferrugineux. Lames minces et lavages ont fourni: *Gl. compressa*, *Sub. triloculoides*, *Ig. pusilla* et *Gl. ehrenbergi*, assemblage danien supérieur-sélandien inférieur. Ce faciès particulier provient vraisemblablement de l'érosion du Keuper proche en raison de sa richesse en quartz bipyramidés. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer si le substratum de ce remplissage R4 correspond au Trias par l'intermédiaire d'une paléosurface hypothétique P4. La proximité immédiate du CFNP (Fig. 8 et 9) nous a fait considérer cet affleurement comme une écaille mais une interprétation sous forme d'un lambeau discordant n'est pas exclue. De toutes façons, même si la micro-

faune marine est identique et de même âge, le faciès est différent des hémipélagites bréchiques R2 et R3 de la route du Grau de Maury. Le remplissage R4 appartenait probablement à une unité paléogéographique et paléomorphologique différente de celle où se sont déposés R2 et R3.

Cette interprétation est corroborée par la présence, à 1km au SE, entre la cote 522 et le Grau de Maury (sentier Cucugnan-Quéribus, lieudit «Les Costes»), de brèches, d'hémipélagites bréchiques à éléments mésozoïques subarrondis (diamètre 1 à 10cm) et de mudstones ocre finement laminés qui pourraient être un équivalent latéral des faciès de la Bouzole (cote 522). Les irrégularités plurimétriques du Lias inférieur calcaire, dans lesquelles on trouve ces faciès, représenteraient des témoins de la paléosurface P4. Les hémipélagites bréchiques ont livré: *Mor. angulata*, *Gl. imitata* et *Gl. compressa*, toujours du Danien supérieur-Sélandien inférieur.

P5

Correspond à une paléosurface d'altération postérieure à R3 comme on peut l'identifier ponctuellement au site 6 où l'on voit le remplissage d'hémipélagites bréchiques paléocène R3 transformé *per descensum* en une brèche compacte de teinte brun-rougeâtre à allure de brèche de pente. On retrouve les mêmes éléments que R3 mais la matrice est très différente: nodules ferrifères bien individualisés ou en cours de constitution et englobés dans un réseau de fentes de retrait remplies par de la sparite, éléments lithiques entourés par un cortex ferrifère ou sparitique, vacuoles (de dissolution probablement) millimétriques souvent bordées par de la calcite drusique. Ce faciès d'altérite aux caractères de calcrète (Meyer 1987) est analogue aux «*Brèches Rubéfiées Vacuolaires*» (BRV) déjà identifiées, dans les mêmes conditions, par altération des hémipélagites bréchiques de la région d'Amélie-les-Bains (Combes et al. 2003) à 45km au SSE. La dégradation actuelle ameublisse cette BRV qui apparaît en surface sous forme d'un colluvion brunâtre.

Au site 8, au niveau de la borne limitant les départements Pyrénées orientales/Aude, la BRV est plus compacte car elle est recouverte (donc protégée de l'altération actuelle) par un tuf calcaire très dur, de teinte rose, auquel elle passe par des faciès de transition comportant des fenestras planaires, des oncolithes, des lamines sparitiques d'origine algale et quelques gros Ostracodes lisses. Le tuf lui-même montre des intercalations bréchiques à éléments mésozoïques (Lias à Albien) subanguleux centimétriques. Par ailleurs, la BRV contient des éléments plus abondants de grès verts albiens parfois de grande taille (10-20cm). A 8m environ au SW de la borne hectométrique 6, le calcaire du Jurassique supérieur, la BRV et le tuf rose ont un pendage orienté N-S, de 60 à 70°E. Cette déformation est due à la présence d'un petit synclinal transverse probablement en relation avec un mouvement latéral le long du CFNP lors de la «phase pyrénéenne» de l'Eocène supérieur. Cette observation nous permet de préciser l'âge de la BRV et de la paléosurface P5 à partir de laquelle elle s'est constituée:

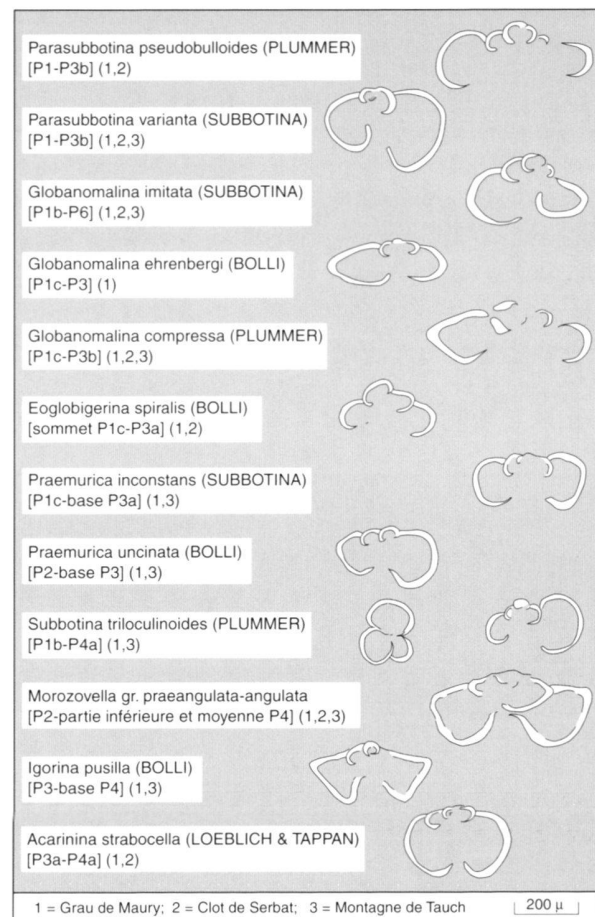


Fig. 5. Sections de Globigérinidés dano-sélandiens identifiés dans les brèches marines et hémipélagites associées du secteur de Cucugnan.

postérieures au remplissage R3 (cf. supra) daté du Danien supérieur-Sélandien inférieur, antérieure à la déformation attribuable à la phase pyrénéenne de l'Eocène supérieur. L'âge du tuf du site 8 se situerait également dans cet intervalle correspondant à la partie moyenne du Paléogène entre Sélandien supérieur et Bartonien.

b-2 Les brèches du Clot de Serbat

Ces brèches ont été décrites par Bouillin (1967) qui en a clairement défini le caractère karstique et déterminé l'âge post-albien en se basant sur les plus récents éléments incorporés (grès verts albiens). Ce faciès était assimilé aux «brèches post-albiennes», attribuées à l'Eocène (Mattauer & Proust 1962).

Au Clot de Serbat (Fig. 2, 5 et 6), à l'Est de la Quille (cf. carte géologique de Tuchan, Berger et al. 1997), les brèches sont observables dans une poche d'environ 300m E-W et 100m N-S dans les mudstones-wackestones gris du Jurassique supérieur et moyen probable, inclinés à 60°S. Les épontes de ce remplissage présentent fréquemment un faciès bréchique à

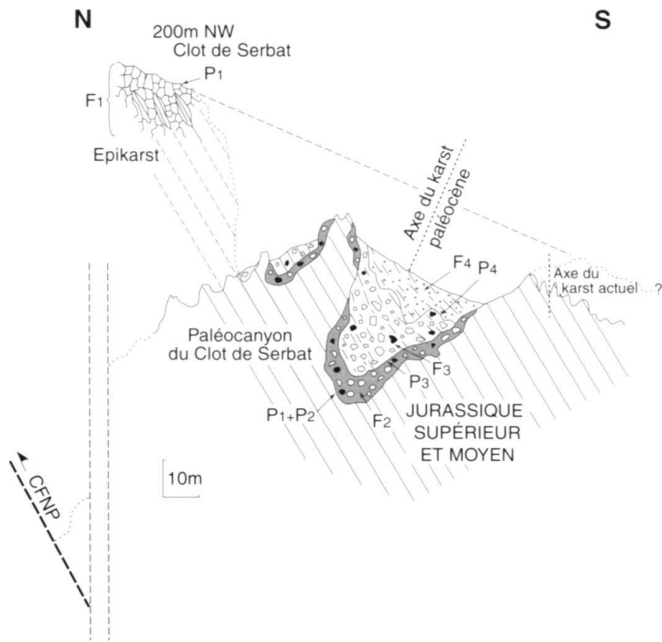


Fig. 6. Reconstitution schématique de la superposition des corps bréchiques et des paléosurfaces karstiques correspondantes dans le paléocanyon du Clot de Serbat.

éléments anguleux d'altérites ferrifères qui pourrait être assimilé, avec doute, à la «brèche-limite» du passage Jurassique-Crétacé des Corbières (Peybernès 1976). Les affleurements du mur au Sud et au Nord, semblent correspondre à une cavité dont l'axe est incliné de 70° environ vers le Nord. Cela suppose donc (l'encaissant étant incliné de 60°) un creusement lorsque la série avait un pendage de 40° vers le Sud et un redressement postérieur de l'ordre de 20°. L'incision partielle du remplissage bréchiq ue par la topographie actuelle permet de l'estimer à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur minimum. Etant donnée la forme allongée de cette cavité karstique, nous pensons qu'il s'agit du fond d'un paléocanyon préservé par l'érosion. Plusieurs types de brèches à mise en place polyphasée ont été synthétisées dans la Fig. 6 qui tient compte des observations faites dans tout le secteur. On peut distinguer:

F1 – caractérisée par un réseau de fissures anastomosées, des brèches d'effondrement, des cavités décimétriques à plancher stalagmitique et sédiment interne argilo-carbonaté à *Microcodium*, correspondant au système épikarstique (Mangin 1975) et à son remplissage continental. Ces faciès sont bien visibles, sur 7m de hauteur, à 200m au NE du Clot de Serbat;

F2 – brèche hétérométrique à gros éléments disposés en tous sens (diamètre maximum 0,5 à 1m) de calcaires mésozoïques (essentiellement jurassiques) et grès albiens subanguleux à subarrondis unis par une brèche avec les mêmes éléments centimétriques à liant peu important argilo-carbonaté ocre-verdâtre à jaunâtre. Il n'y a pas de stratification visible. Ce faciès pourrait correspondre à une brèche d'effondrement ou d'accumulation à dominante verticale. Elle est, au Sud et au Nord, plaquée contre le mur encroûté d'oxy-hydroxydes de fer;

F3 – brèche chaotique comparable mais nettement stratifiée (E-W, 30°-40°S passant à 70° dans la partie nord) avec une matrice ocre-rougeâtre contenant:

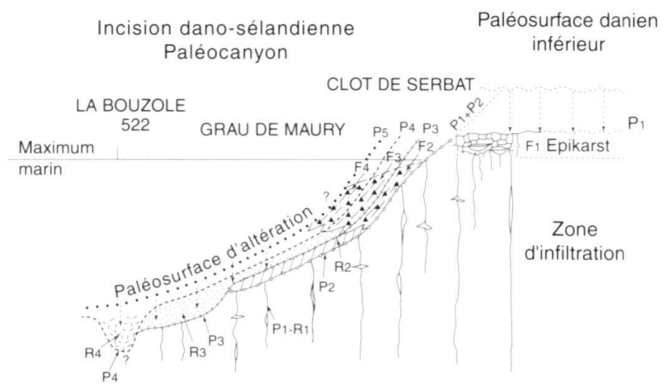


Fig. 7. Modèle synthétique d'un paléocanyon dano-sélandien: zones karstiques incisées, relations entre les paléosurfaces emboîtées et leurs remplissages. D'après les observations faites dans la région de Cucugnan. Description détaillée dans le texte.

Gl. imitata, *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA) (P1c-P4 partie basale), *Praemurica uncinata* (BOLLI) (P2-P3a partie basale), *Igorina* sp. Elle repose au Sud et au Nord sur F2;

F4 – brèche à éléments plus petits (1 à 10 cm de diamètre) subanguleux, toujours mésozoïques, unis par une matrice argilo-carbonatée gris-verdâtre, parfois rubéfiée. Elle est bien visible dans la partie nord de la cavité où elle est très redressée (70-80°S) et repose sur F3. La matrice contient une microfaune planctonique assez abondante: *Gl. imitata*, *Mor. gr. praeangulata-angulata*, *Para. varianta*, *Gl. compressa*, *Pr. uncinata*, *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) (P1-P3a-?P3b), *Praemurica spiralis* (BOLLI) (P1c le plus élevé-P2-P3a) et *Ac. strabocella*.

Ces microfaunes indiquent, comme au Grau de Maury, l'intervalle Danien supérieur-Sélandien inférieur. La reconstitution synthétique de la Fig. 6 implique, comme première manifestation majeure, la constitution d'un paléocanyon, issu de la superposition de deux paléosurfaces P1 et P2, ensuite rempli par les séquences F2-F3-F4 en milieu marin dominant (une incertitude subsiste pour F2). La profondeur totale du paléocanyon du Clot de Serbat, dont une partie seulement a été préservée par l'érosion récente, est difficile à déterminer car une fracturation postérieure a pu en modifier les cotes originelles. Néanmoins, pour proposer un ordre de grandeur, on peut l'estimer à 50-100m en prenant comme surface topographique de référence le système épikarstique qui caractérise, comme on le sait (Mangin 1975, Soudet et al. 1994), la proximité de la surface topographique. Il faut enfin signaler que des brèches analogues à celles du Clot de Serbat existent sur la crête 800m à l'Est (Berger et al. 1997) et dans le secteur du château de Quéribus.

b-3 Essai de corrélation

Les hémipélagites bréchiq ues du Grau de Maury et les brèches du type Clot de Serbat se sont mises en place dans le même intervalle de temps entre le dépôt des spéléothèmes à *Microcodium* R1-F1 du Vitrollien et les derniers remplissages marins R4 ou F4 ne dépassant pas le sommet du Sélandien in-

férieur. On peut donc penser que ces formations sont plus ou moins synchrones et appartiennent respectivement à des faciès distaux et proximaux déposés en milieu marin. Les remplissages R2-R3-R4 et les faciès F2-F3-F4, avec entre eux un passage latéral, seraient séparés par les paléosurfaces P2-P3-P4 qui constitueraient des limites de séquences (Fig. 7). Ces séquences se caractérisent par: 1) l'existence dans le substratum de faciès continentaux sous forme de spéléothèmes (F1=R1); 2) l'apparition brutale de faciès fins ou grossiers, souvent chaotiques, sur des paléosurfaces parfois très irrégulières de type karstique; 3) la présence constante dans la matrice de microfaune planctonique paléocène; 4) l'absence, dans les dépôts, de traces de faible bathymétrie. Ces données nous amènent à concevoir l'ennoyage très rapide, en milieu marin relativement profond, d'une paléomorphologie très contrastée de type canyon où s'effectuerait l'enchaînement latéral des faciès (Fig. 7). L'essentiel de cette structure en creux se serait constitué, comme nous l'avons déjà précisé, avant et pendant le début du Paléocène, avec la création de la paléosurface P1 (et le remplissage continental R1-F1 associé), recoupant les termes du substratum de l'Aptien supérieur (Urgonien) au Lias inférieur carbonaté. Comme R1 et F1 contiennent fréquemment des horizons plus siliceux dont les quartz détritiques proviennent probablement de l'érosion-altération des marnes gréseuses albiennes, cela signifie que toute la colonne lithologique a été affectée, ce qui suppose une incision importante. Ce paléocanyon a été ensuite, au cours d'une partie du Paléocène, partiellement rempli par les séquences bréchiques proximales et distales séparées par les paléosurfaces d'érosion emboîtées P2-P3-P4 qui ont accentué l'incision mais de manière probablement modérée car l'essentiel était déjà acquis avec le creusement de P1. Du point de vue karstologique, la Fig. 7 relie l'épikarst du Clot de Serbat (P1-F1), daté du Vitrollien par les *Microcodium*, à la paléosurface du Danien inférieur. L'incision des paléocanyons correspond vraisemblablement à des zones fracturées de la paléosurface P1 où la dissolution a été plus importante. Les fissures P1 et remplissages R1, organisés verticalement, décrits aux sites 1-2-3 (Fig. 4), appartiendraient à la zone d'infiltration (Mangin 1975, Soudet et al. 1994) qui se raccorde vers le haut à l'épikarst. Dans les paléocanyons, où les paléosurfaces P1 et P2 additionnent leurs effets, l'incision s'est fortement enfoncée dans cette zone d'infiltration dont les fissures sont fréquemment visibles. Les témoins de la paléosurface du Danien inférieur et l'épikarst associé sont, comme au Clot de Serbat, exceptionnellement préservés par la topographie actuelle. On notera enfin que, dans la reconstitution de la Fig. 7, P4/R4 correspondrait au maximum de l'incision ce qui est en accord avec la liaison de R4 avec le Trias qu'il remanie et auquel il est tectoniquement associé. La paléosurface d'altération P5 est indiquée de manière hypothétique au-dessus de F4, elle se surimpose aux remplissages R2 et R3 au niveau de la route du Grau de Maury (D123) et pourrait se manifester de manière discrète (?) par le léger bariolage observé dans le R4 de La Bouzole (cote 522).

II – Le Paléocène continental (Vitrollien) du bassin de Cucugnan

a) Cadre géologique

L'«écaïlle vitrollienne» de Cucugnan (Fig. 3, Fig. 8 et Fig. 9) constitue un *petit bassin d'avant-pays continental en position synclinale au nord du CFNP* (Freytet 1970) reposant avec un contact normal sur le diapir triasique comme cela a été établi par de nombreux auteurs (cf. I-a) ou, localement, sur l'Albien (Pech Marty; Fauzan 1965). Le contact sud est le plus souvent vertical ou renversé à l'approche du CFNP (La Bouzole-cote 522, Roc de Mouillet). La limite nord est généralement masquée par des éboulis de pente et dépôts de solifluxion parfois très épais (10m). Toutefois, le long du chemin de La Bouzole, le caractère nettement laminé du Vitrollien laisse penser que le contact avec l'Albien est anormal, probablement dû à un rejeu disharmonique en bordure du diapir triasique.

b) Les principales formations

L'étude du bassin de Cucugnan révèle, sous une apparente homogénéité, plusieurs formations de faciès fluvio-lacustres ou palustres superposées, séparées par des discordances et des paléosurfaces d'érosion liées au fonctionnement du CFNP. Nous pouvons distinguer de bas en haut:

Le calcaire rognacien (?)

Ce calcaire n'affleure qu'en un seul endroit au NW de la bergerie de La Bouzole, au point 421, sur la petite route de Cucugnan à Bourdicou. On observe un banc subhorizontal de mudstone-wackestone blanc, visible sur 6mx1m, avec des petits Gastéropodes pulmonés indégageables (diamètre 1cm), surmonté par des marnes rougeâtres faiblement bariolées et présentant une nodulisation pédogénétique fruste, remplissant un paléolapiaz à irrégularités décimétriques. Ce faciès à Gastéropodes continentaux est connu dans les calcaires du Maastrichtien supérieur continental (Rognacien) particulièrement en Languedoc (Freytet 1970). Même si le contact n'est pas exactement visible ce calcaire, attribuable au Rognacien, semble reposer cartographiquement sur les pélites rouges du Trias.

Le Vitrollien 1 (V1)

Cette formation est bien observable sur la route du Grau de Maury (D 123) où elle a été particulièrement décrite (Lemprière 1961; Fauzan 1965; Freytet 1970). Elle correspond à une succession, sur 150m environ, de marnes ocre à rouges plus ou moins bariolées (à nombreux cristaux bipyramidés de quartz d'origine triasique), de poudingues à galets mésozoïques (calcaires jurassiques, barrémiens et aptiens, grès verts albiens), de calcaires palustres souvent marmorisés à intercalations conglomératiques. En de nombreux points, notamment dans les marnes bariolées, on observe des *Microcodium* qui sont, comme on le sait, particulièrement répandus en Languedoc-Roussillon-Provence, au Vitrollien, dans des faciès continen-

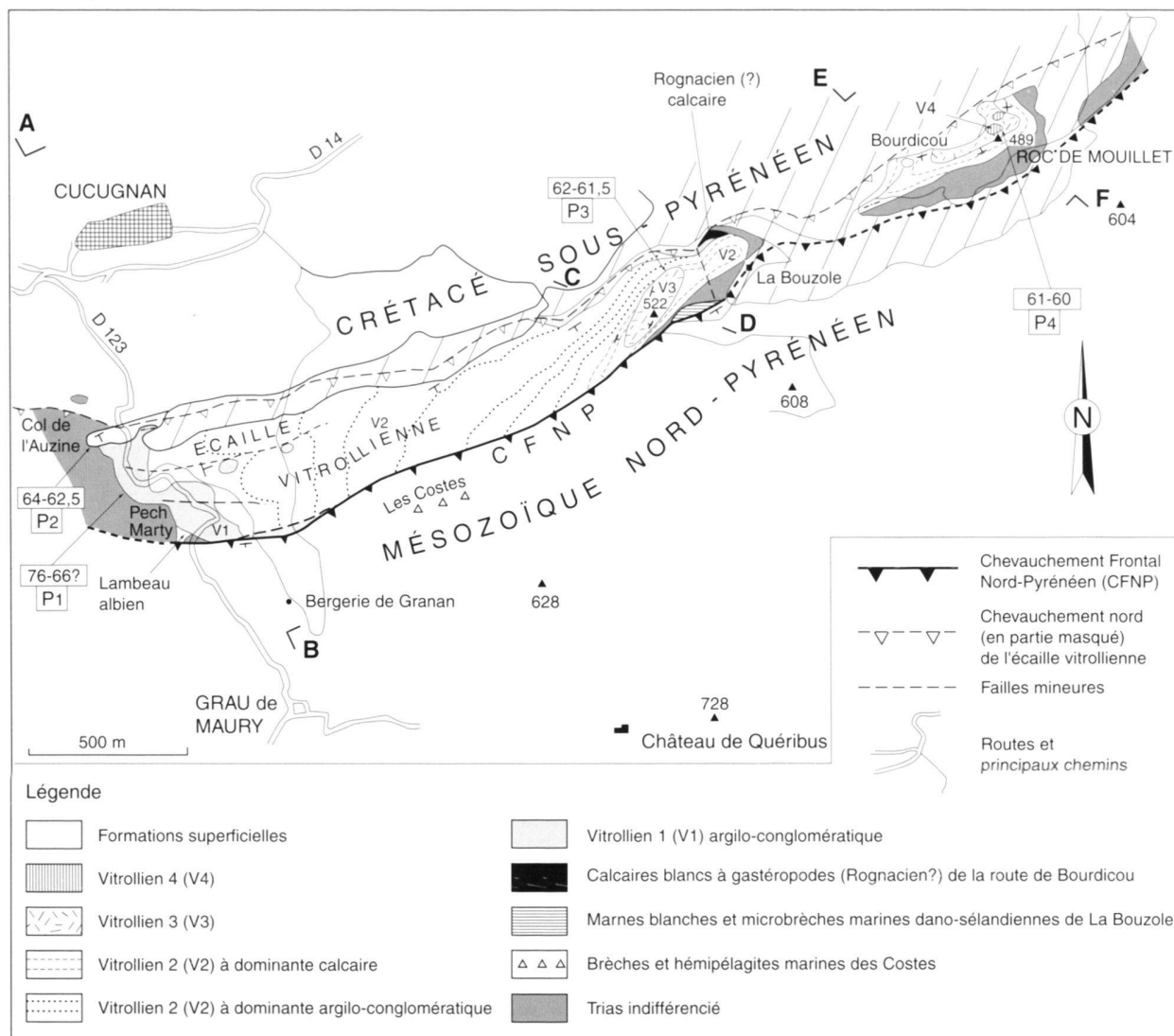


Fig. 8. Carte géologique de l'«écaille vitrollienne» de Cucugnan. Les nombres dans les cartouches fléchés sur les discordances (paléosurfaces P1 à P4) indiquent la durée estimée de la lacune (cf. aussi fig. 13).

taux comparables (Cavelier et al. 1984). L'ensemble est fortement affecté par des plis pluri à décamétriques, une schistosité de fracture N70°E à peu près verticale et des failles inverses N70° à 100°E, 70°S. En plusieurs points, on observe des marnes rouges du Keuper riches en quartz bipyramidés considérées, après le dépôt du Vitrollien sur le Trias, comme des injections lors du plissement (Lempérière 1961, Mattauer & Proust 1967). Le contact normal avec le Trias peut s'observer en bordure de la D123 dans le secteur du Pech Marty où existe aussi, associé au Trias, un témoin de marnes gréseuses albiennes dans lequel le diapir s'est injecté. Cette paléosurface d'érosion, recouverte par le Vitrollien V1 à *Microcodium*, a été notée P1 et corrélée avec la paléosurface P1 précédemment décrite au Grau de Maury et au Clot de Serbat, elle aussi

scellée par les remplissages continentaux R1 à *Microcodium* d'âge vitrollien.

Le Vitrollien 2 (V2)

Cette formation vient en discordance sur le Vitrollien 1 en contrebas et à l'est de la D123. On y voit en effet, sur le Vitrollien V1 tectonisé, des marnes rouges, roses ou ocre (souvent bariolées avec des traces de racines) et des intercalations calcaires conglomératiques, faiblement inclinées (20°) vers l'Est. La discordance est également nette dans le ravin au SE du col de l'Auzine. De même, elle se manifeste par des pointements de calcaires conglomératiques de V1, à pendage très redressé, formant des paléoreliefs au milieu du Vitrollien 2 (Fig. 8). On

peut en déduire que le Vitrollien 1 est carié vers le haut par une paléosurface P2 dont les irrégularités visibles sont d'ordre décimétrique et semblent jalonner une des failles inverses observées dans V1. Le Vitrollien V2 se développe largement vers l'Est sur 250 à 300m d'épaisseur avec un pendage dans l'ensemble assez faible vers le Sud, se redressant vers le Nord à l'approche du CFNP. Les faciès dominants sont des marnes rouges bariolées entrecoupées de chenaux de calcaires conglomératiques à éléments subarrondis mésozoïques parfois grossiers (10–20cm) surtout vers la base de la formation. Vers le haut, le détritisme diminue avec l'apparition d'intercalations finement gréseuses et, à l'ouest de la cote 522, de barres calcaires conglomératiques blancs à roses et marnes bariolées à *Microcodium*. Les calcaires deviennent dominants entre 522 et la terminaison périclinale d'un synclinal asymétrique (Fig. 8 et 9, coupe CD) à La Bouzole. A 100m environ au S de la cote 522, on constate que ces calcaires bariolés verticaux viennent directement sur les argiles versicolores du Keuper, riches en quartz bipyramidés, selon un contact normal lui-aussi vertical à irrégularités métriques. L'ensemble, par l'intermédiaire du CFNP, vient en contact anormal avec le Trias gypsifère nord-pyrénéen. L'épaisseur de V2, à dominante carbonatée dans ce secteur, peut être estimée à une cinquantaine de mètres. Cette remontée du substratum triasique et la diminution de l'épaisseur de V2 vers l'Est de la structure peuvent être favorisées par des failles verticales subméridiennes dont l'une est visible dans le ravin à l'Ouest de La Bouzole. Plus à l'Est, au Roc de Mouillet, on retrouve, directement sur le Trias, le V2 à faciès surtout carbonaté dans une structure synclinale déversée vers le Nord.

Le Vitrollien 3 (V3)

Sur le versant escarpé au NW du sommet 522, la partie supérieure de V2 est tronquée par une paléosurface d'érosion P3 de type karstique présentant des irrégularités décimétriques (Fig. 9, coupe CD). Le V3 vient au-dessus en «onlap» avec une discordance angulaire d'une trentaine de degrés. Il est constitué de calcaires bréchiques assez hétérogènes, plus ou moins bariolés, à éléments polygéniques mésozoïques subanguleux et à matrice argilo-carbonatée contenant des *Microcodium*. Sur la crête 522 et la falaise verticale ouest, des niveaux métriques de calcaires blancs à tendance lacustre viennent s'intercaler. V3 (comme V2) forme un synclinal déversé vers le NW. Côté est, où la discordance de V3 sur V2 est également visible, la brèche V3 remplit de manière discontinue les irrégularités de la paléosurface P3. Par ailleurs, dans le synclinal de La Bouzole-cote 522, V2 et V3 forment deux synclinaux emboîtés dont les axes sont décalés d'une vingtaine de degrés (Fig. 8) comme le révèle notamment la photographie aérienne. Au Roc de Mouillet on retrouve la paléosurface P3 avec des cavités exokarstiques (5 à 7m) dont les axes, sur la paroi verticale du flanc sud, sont horizontaux (Fig. 9, coupe EF). Les brèches V3 qui les remplissent sont affectées par de nombreuses failles inverses, passant même, sur le flanc vertical, à des failles plates dont le fonctionnement est probablement lié au jeu du CFNP

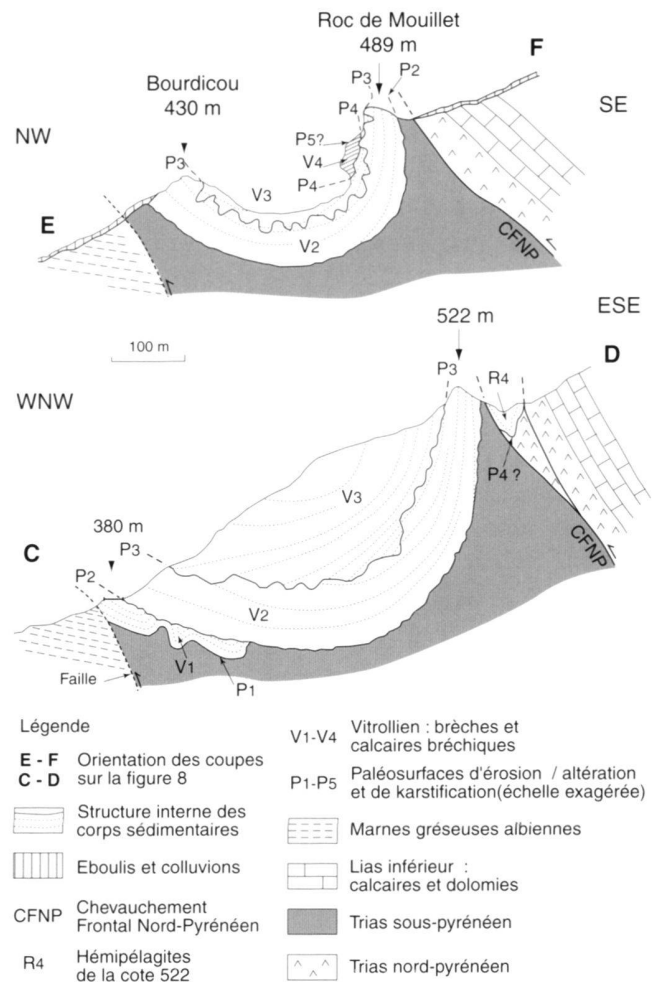


Fig. 9. Coupes géologiques à travers l'«écaille de Cucugnan» (localisation sur la Fig. 8) montrant la superposition des corps bréchiques vitrolliens (V1-V4) et des paléosurfaces (P1-P4) à la Bouzole et au Roc de Mouillet.

lors de la phase pyrénéenne des auteurs à l'Eocène supérieur. A l'Est de Bourdicou, on observe le flanc nord du synclinal, incliné à 60°S, avec la paléosurface P3 et la brèche V3 dans une cavité dont l'axe est incliné vers le Nord.

Le Vitrollien 4 (V4)

Au Roc de Mouillet, au Nord du point coté 489, sur le flanc sud vertical du synclinal, la brèche V3 remplit les cavités plurimétriques de la paléosurface P3 à axes horizontaux. L'une d'entre elles est recouverte, par l'intermédiaire d'une paléosurface P4, par des brèches bariolées V4 bien stratifiées principalement constituées d'éléments subanguleux centimétriques de calcaires vitrolliens dominants, unis par une matrice argilo-carbonatée. Le pendage de ce petit témoin suspendu dans la falaise est de 20° environ vers le Nord. Un autre affleurement de V4 est visible à une centaine de mètres au NE sur le flanc nord du synclinal.

Continental	Marin proximal	Marin distal	Environnement dominant
Bassin de Cucugnan	Clot de Serbat	Grau de Maury La Bouzole-cote 522	Localisation Age
		Altération	THANÉTIEN
V4 P5?	non visible	R4 P5	SÉLANDIEN
V3 P4	F4	P4	
V2 P3	F3	R3 P3	DANIEN
V1 P2	F2	R2 P2	
Calcaires à Gastéropodes de la Bouzole	F1	R1 P1	ROGNACIEN (Maastrichtien supérieur)
	EROSION		

Fig. 10. Tableau de corrélation stratigraphique des formations et paléosurfaces mises en évidence dans la région de Cucugnan.

c) Essai de corrélation

Au-dessus des calcaires à Gastéropodes attribués au Rognacien, les faciès continentaux fluvio-palustres ou lacustres contiennent, comme seul fossile, des *Microcodium*. Ces derniers, dans le Languedoc et les Corbières (Freytet 1970, Plaziat 1984, Cavelier et al. 1984), sont particulièrement abondants, comme nous l'avons déjà précisé, dans le Dano-Sélandien à faciès continental vitrollien. A ce même intervalle de temps correspondent à la fois le remplissage continental R1/F1 et les hémipélagites bréchiées et brèches R2/F2-R3/F3-R4/F4 respectivement datés par des *Microcodium* et une microfaune planctonique. Une corrélation événementielle peut donc être faite en utilisant:

- les paléosurfaces d'érosion-altération P1 à P5 dont on retrouve le même nombre du domaine continental au marin distal;
- les faciès V1-F1-R1 qui, dans les différents environnements, constituent des sédiments continentaux et des spéléothèmes remplissant la paléosurface majeure originelle P1;
- la succession des faciès dont le même nombre de séquences se superposent dans des environnements différents, V2 à V4 en domaine continental, F2 à F4 marin proximal, R2 à R4 marin relativement plus distal.

Les équivalences stratigraphiques utilisant ces différents éléments de corrélation sont présentées dans le tableau synthétique de la Fig. 10. La position dans ce tableau des paléosurfaces et des sédiments intercalés sera discutée et justifiée plus loin (paragraphe IV).

III – Interprétation paléogéographique

a) Reconstitution du paysage au Paléocène (Fig. 11)

Les données précédentes nous amènent à proposer une paléogéographie très contrastée. C'est en effet au niveau du CFNP que se situe le passage très brusque entre, au Nord, dans la

Zone Sous-Pyrénéenne (ZSP), le domaine fluvio-palustre ou lacustre de Cucugnan et, au Sud, dans la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), celui des brèches ou hémipélagites bréchiées déposées dans une paléomorphologie karstique ennoyée par la mer paléocène. Cette reconstitution se situe à la fin de la phase fini-crétacée après la mise en place de la ZNP par jeu en compression/transpression le long du CFNP. Nous n'avons pas d'éléments, notamment pas de données sismiques, pour évaluer l'importance du déplacement vers le Nord de la ZNP qui pourrait être assimilée à un duplex compressif, le CFNP constituant une rampe émergente. Par la suite, lors de la «phase pyrénéenne» de l'Eocène supérieur les raccourcissements et éventuels déplacements latéraux ne permettent pas de faire une reconstitution détaillée de la zone de contact ZNP/ZSP au niveau du CFNP, d'autant plus que les conditions d'affleurement sont mauvaises. Toutefois, nous ne pensons pas que, dans le domaine étudié (entre la D 123 et le roc de Mouillet), ces raccourcissements aient été importants car V4 a un pendage de 20°N au contact du CFNP et V2-V3 ne sont que verticaux ou légèrement renversés vers le Nord. Un raccourcissement plus important aurait probablement provoqué des déformations d'un autre ordre comme vers l'Est, à partir du secteur de Paderne, où commence à se mettre en place la tectonique tangentielle de la Montagne de Tauch et de la nappe des Corbières orientales avec une modification majeure du sens de la poussée de S-N à SE-NW (Berger et al. 1997). Par ailleurs, à l'Ouest de Cucugnan, un aplatissement du CFNP et l'écaillage complexe du Roc Pouyrit (Lempérière 1961, Berger et al. 1997), correspondent probablement à un déplacement kilométrique.

La Fig. 11 essaye de synthétiser les observations:

Au Nord, le «Lac de Cucugnan», bassin d'avant-pays du CFNP où viennent s'accumuler les produits de l'érosion de la série mésozoïque régionale au Nord et au Sud dans un environnement où le fluvio-palustre l'emporte sur le lacustre. La faible représentation, voire l'absence, d'éléments remaniés du Crétacé supérieur tient vraisemblablement au fait que le «lac» a comme substratum le diapir triasique et le Crétacé inférieur de l'unité de Camps-Peyrepertuse qui devait constituer les reliefs au Nord. Il ne pouvait donc pas être alimenté notablement par le Crétacé supérieur de la Zone Sous-Pyrénéenne et de la couverture du Massif de Mouthoumet. L'épaisseur totale du Vitrollien est de l'ordre de 600m: V1, 150m (Lempérière 1961); V2, 300m; V3, 80m; V4, 50m. La durée du dépôt, hors périodes d'érosion, est estimée à 3,5 Ma (cf. IV), ce qui correspond à un taux de sédimentation de 170m/My situant le bassin de Cucugnan à un niveau assez faible pour ce type de bassin (Einsele 2000). Par ailleurs, nous pouvons remarquer que, du point de vue hydrogéologique, l'existence du «Lac de Cucugnan» est contrôlée: 1) par le CFNP qui joue le rôle d'écran formé sur une faille inverse encore active (barrage morphostructural naturel?) limitant les écoulements vers le Sud; 2) par le substratum imperméable du diapir triasique (argiles évaporitiques) et des marnes albiennes de l'unité de Camps-Peyrepertuse.

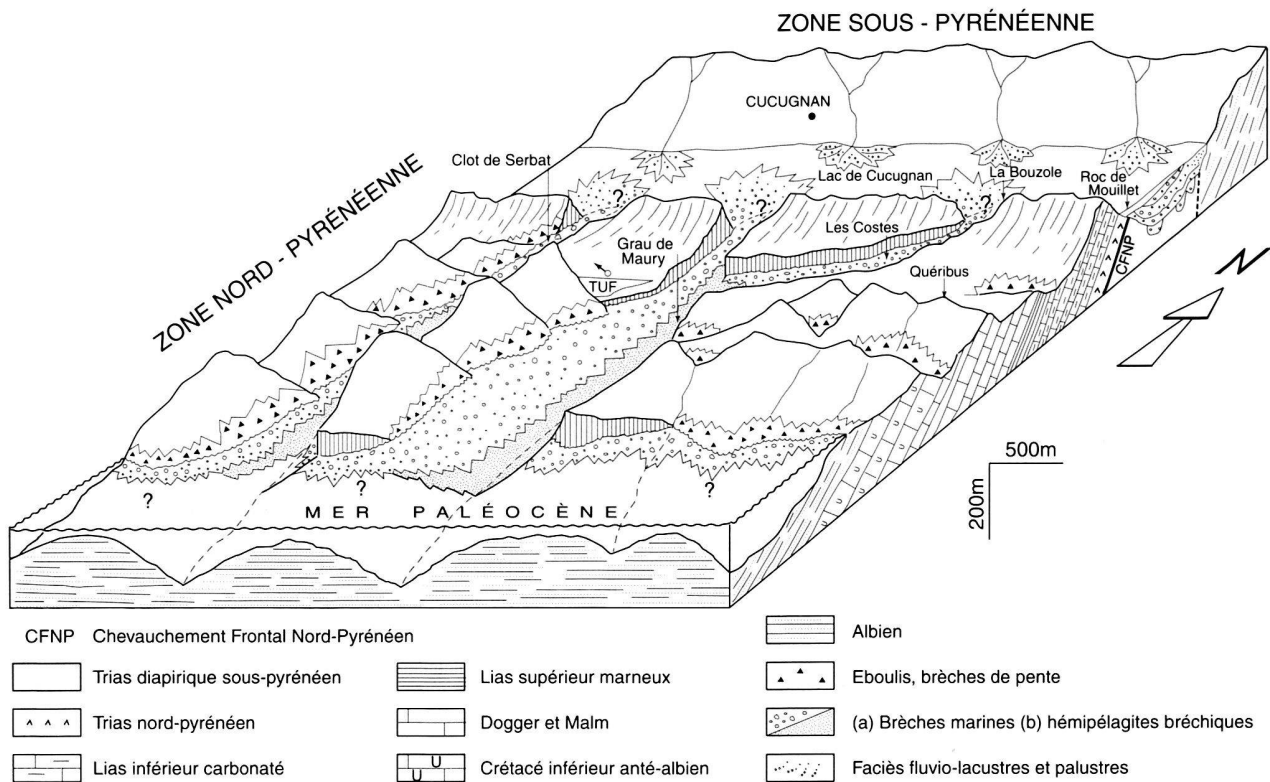


Fig. 11. Essai de reconstitution du paysage de la région de Cucugnan au Dano-Sélandien après le développement de la «phase fini-crétacée». Pour des raisons graphiques, la ria du Clot de Serbat a été déplacée de 1,5 km environ vers l'Est.

Au Sud, une zone montagneuse calcaire, de direction E-W, aux versants méridionaux correspondant dans l'ensemble à des surfaces structurales puisque le pendage général est, comme actuellement, incliné dans cette direction. Ce relief est accidenté par des rias orientées SSE-NNW ou E-W selon les directions de fracturation dominantes ayant déterminé le creusement des paléocanyons. Nous avons retenu trois rias dessinées à peu près à l'endroit où les faciès de remplissage marin qui y ont été piégés s'observent actuellement: Clot de Serbat, Grau de Maury et La Bouzole (cote 522) – Les Costes. Cette dernière, dont les brèches et hémipélagites sont orientées cartographiquement WSW-ENE, pourrait se raccorder à la ria du Grau de Maury. Le remplissage est alimenté par des éléments détritiques locaux provenant essentiellement des brèches de pente et des colluvions accumulés sur les reliefs karstiques établis sur les roches carbonatées mésozoïques. Le pendage au Paléocène étant toujours vers le Sud et un peu moins redressé que maintenant (la série n'avait pas encore subi la «phase pyrénéenne» de l'Eocène supérieur), peut-être de l'ordre de 45°, les marnes gréseuses albiennes ont pu être mêlées aux autres éléments mésozoïques lors de la surimposition de la paléosurface karstique. En s'éloignant des sources, la granulométrie des éléments diminue (Fig. 7) et on passe aux hémipélagites bréchiques vers le fond des rias. L'absence, dans les rias, de galets de mésozoïque comparables à ceux du

Vitrollien remplissant le bassin de Cucugnan est vraisemblablement due au fait que le «Lac de Cucugnan» a joué le rôle de bassin de rétention et d'accumulation comme un lac de retenue en amont d'un barrage.

La série monoclinale E-W «anté-phase pyrénéenne» du chaînon de Galamus était très probablement comparable à l'actuelle mais avec une inclinaison moindre. La différence des altitudes relatives des sédiments intrakarstiques peut fournir une indication sur l'ordre de grandeur des reliefs paléocènes. Par rapport au Grau de Maury-D 123, point le plus bas aux alentours de 400m, les remplissages R1 à *Microcodium* du château de Quéribus sont à 700m, les brèches du Clot de Serbat à près de 900m. Les différences se situent donc entre 3 et 500m. Toutefois, ces valeurs peuvent être modifiées par le jeu d'accidents transversaux ou de phénomènes de collapse à l'intérieur des paléokarsts susceptibles de fonctionner encore à l'Oligocène comme on a pu le montrer au nord du Clot de Serbat (Azéma et al. 1973) dans un secteur (Bac de la Serre) très couvert et escarpé aujourd'hui difficilement accessible. Sur la Fig. 11 nous avons choisi de représenter des reliefs de l'ordre de 500m avec un ennoyage marin dans les rias de 100 à 150m. Il faut remarquer que la microfaune planctonique identifiée dans les brèches et hémipélagites des rias ne peut fournir d'indication bathymétrique précise puisque les «Globigéridés» peuvent se trouver à des profondeurs minimales déca à

hectométriques. De toutes façons, on peut noter ici comme à Amélie-les-Bains (Combes et al. 2003), où les reliefs sont comparables ou un peu supérieurs, l'absence de traces de faible profondeur comme, par exemple, des perforations de lithophages. Il est probable que dans ce type de paysage: 1) les variations du niveau de la mer ont été brusques et rapides; 2) sur la pente des versants très inclinés le trait de cote et les faciès associés étaient limités avec un faible développement de structures caractéristiques. Ces dernières pourraient être recherchées dans les escarpements du chaînon de Galamus d'accès difficile.

b) Mise en place de la paléogéographie au Paléocène inférieur/moyen

La Fig. 12 reconstitue, sous forme de coupes palinospastiques successives, les principales étapes ayant permis la mise en place de la paléogéographie paléocène.

Profil 1

Les mouvements en compression/transpression anté et syn-rognaciens se traduisent par l'individualisation de l'unité de Camps-Peyrepertuse et le fonctionnement du CFNP. Cet événement majeur a comme conséquence une profonde érosion avec constitution de la paléosurface karstique P1 qui se surimpose dans le substratum de la Zone Nord-Pyrénéenne. Les fissures de P1 sont remplies par les sédiments intrakarstiques rougeâtres R1-F1 à *Microcodium* provenant en grande partie de l'altération des marnes albiennes.

Au Nord, dans le «Lac de Cucugnan» et le domaine fluviopalustre associé, se dépose une faible épaisseur de calcaires à Gastéropodes (Rognacien?) et une puissante série conglomératique argilo-carbonatée du Vitrollien V1 alimentée par des apports (1) venant à la fois du Nord et surtout du Sud où le CFNP (rampe émergente probable), encore actif, permettait la poursuite du soulèvement et de l'érosion de la ZNP. La relative étroitesse de ce bassin d'avant-pays vitrollien actuellement observable, qui pourrait être assimilé à un bassin de type piggyback, n'exclut pas que des prolongements méridionaux ou d'autres bassins aient été recouverts lors de la progression du CFNP vers le Nord.

Profil 2

Première compression intra-vitrollienne, plissement de V1 qui devait déjà constituer un mini-chaînon, en avant du CFNP, en grande partie érodé pour constituer la paléosurface P2 recouverte par le Vitrollien V2.

Au Sud, poursuite de l'enfoncement du réseau hydrographique qui a vraisemblablement atteint un niveau suffisamment profond pour que les canyons capturent et drainent les eaux du «Lac de Cucugnan» vers le Sud (2). Ces canyons sont ensuite transformés en rias par la transgression paléocène permettant le dépôt des brèches et hémipélagites F2-R2 à microfaune marine dano-sélandienne.

Profil 3

Deuxième compression intra-vitrollienne qui provoque le redressement modéré (20°N) de V2 au contact du CFNP et le creusement de la paléosurface P3 ensuite recouverte par le Vitrollien V3.

Au Sud, cette phase a comme conséquence un soulèvement avec émergence, un basculement de R2 (20°S) et son ocrification, la mise en place de P3 avec reprise de l'érosion et de l'enfoncement du réseau hydrographique. Cette séquence se termine par le retour de la mer et le ré-ennoyage des paléocanyons avec dépôt des brèches et hémipélagites F3-R3 à microfaune dano-sélandienne.

Profil 4

Troisième et dernière compression intra-vitrollienne, redressement de V3 (20–30°N) à proximité du CFNP, mise en place de la paléosurface P4 recouverte par le Vitrollien V4.

Au Sud, le soulèvement provoqué par cette phase entraîne la reprise de l'érosion (paléosurface P4) avec constitution du paléocanyon de La Bouzole (cote 522) – Les Costes. Comme dans la séquence précédente il y a ensuite transgression marine et ennoyage des paléocanyons de La Bouzole (cote 522) – Les Costes et du Clot de Serbat où se déposent les remplissages de brèches et hémipélagites F4-R4 renfermant toujours une microfaune planctonique dano-sélandienne. Le paléocanyon de La Bouzole (cote 522) – Les Costes est le seul représenté sur ce profil.

L'évolution postérieure fait intervenir un ultime soulèvement auquel on peut attribuer: 1) le retrait de la mer; 2) le redressement de R4 au contact du CFNP et la constitution d'une autre paléosurface (P5?) dont le sommet de la brèche R4 serait le seul témoin; 3) la rubéfaction des brèches et hémipélagites bréchiques, surtout R2-R3, permettant la formation du faciès BRV suivi, en un point (Fig. 4, site 8; Fig. 11), du dépôt de tufs calcaires. Ces deux derniers faciès étant tectonisés, on peut penser, comme nous l'avons déjà indiqué, qu'ils se sont constitués au Paléogène moyen, avant la «phase pyrénéenne» de l'Eocène supérieur qui aurait pu aussi contribuer au basculement de R4.

IV – Discussion sur la succession des événements et conclusion

Les données précédentes ont montré que la région-clé de Cucugnan a enregistré, à la fin du Crétacé et au Dano-Sélandien, une succession d'événements où interviennent: 1) des mouvements tectoniques polyphasés appartenant à la «phase fini-crétacée» des auteurs; 2) des dépôts syntectoniques en domaine continental ou marin; 3) la mise en place de paléosurfaces d'érosion et de karstification aboutissant à une paléogéographie très contrastée; 4) des oscillations marines.

La paléogéographie reconstituée est particulièrement sensible aux fluctuations marines puisque située dans l'étroite zone de passage entre le «Sillon Paléocène Pyrénéen» et le do-

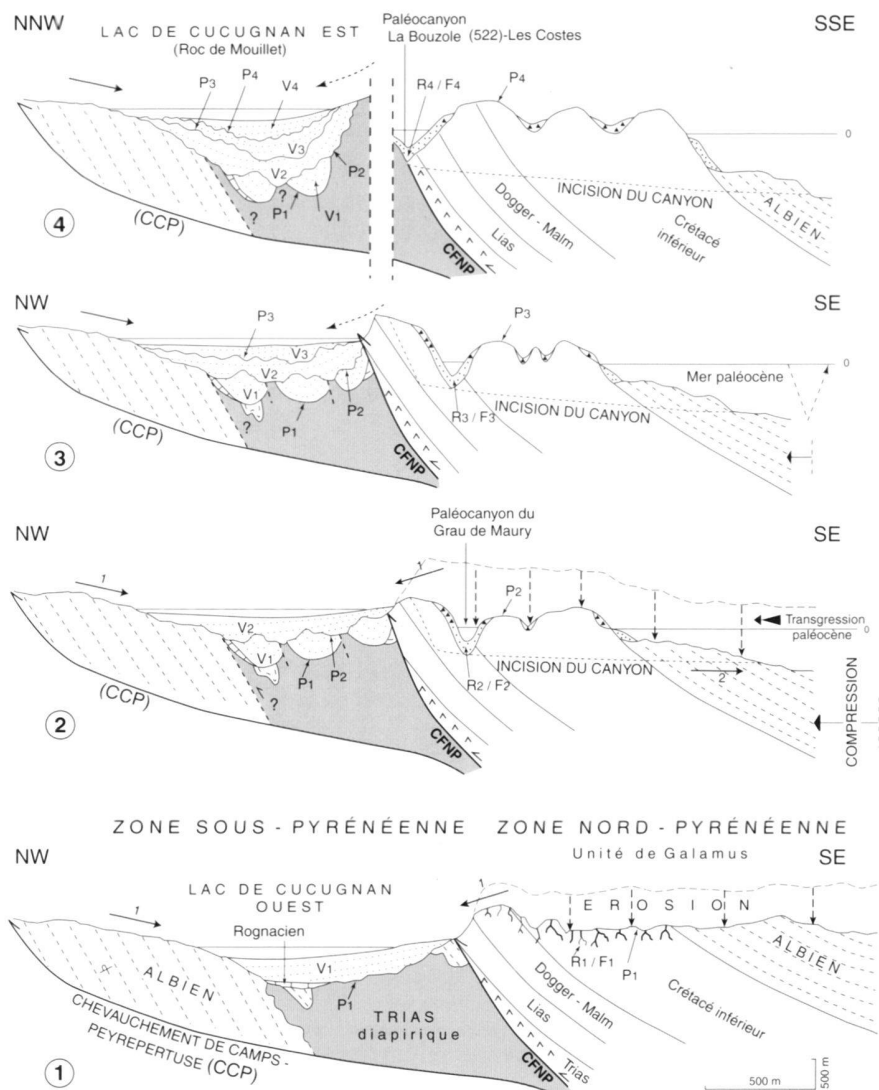


Fig. 12. Coupes palinspastiques reconstituant l'évolution tecto-sédimentaire et géomorphologique de la région de Cucugnan au Dano-Sélandien. Commentaire détaillé dans le texte.

maine continental vitrollien. Cette limite correspond très précisément au CFNP séparant la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) de l'avant-pays sous-pyrénéen. De part et d'autre de cet accident majeur s'observent des faciès synchrones très différents. Une corrélation entre eux est rendue possible, comme nous l'avons montré précédemment (II-c, Fig. 10), grâce aux nouvelles données paléontologiques (Foraminifères planctoniques et *Microcodium*) et à la présence du même nombre de paléosurfaces d'érosion et de séquences de dépôt considérées comme synchrones même s'il n'est pas impossible qu'un certain décalage dans le temps et dans l'espace puisse exister. Tous ces événements ont été synthétisés dans deux chronodiagrammes, côté sous-pyrénéen (Fig. 13) et côté nord-pyrénéen (Fig. 14), où sont rassemblés les différentes formations, les environnements de dépôt et les paléosurfaces d'érosion-altération en fonction du temps qui est contrôlé biostratigraphique-

ment ou évalué en tenant compte des taux d'ablation et de sédimentation. Nous retrouvons une succession comparable à celle mise en évidence dans la région d'Amélie-les-Bains (Combes et al. 2003).

a) Commentaires et remarques sur les chronodiagrammes

Côté sous-pyrénéen, les calcaires à Gastéropodes du Rognacien probable étant peu développés, nous les avons placés (Fig. 13) à la fin du Maastrichtien supérieur (vers 66-65 Ma). Le Vitrollien V1, fortement plissé et schistosé, est limité vers le haut par la dernière manifestation compressive de la «phase finicrétacée» fixée à 64 Ma. Ce choix laisse suffisamment de temps à V1 pour se déposer (170m en 1 my) dans le contexte d'un bassin d'avant-pays peu subsident (Einsele 2000) et à la paléosurface P2 de se constituer (64-62,5 Ma).

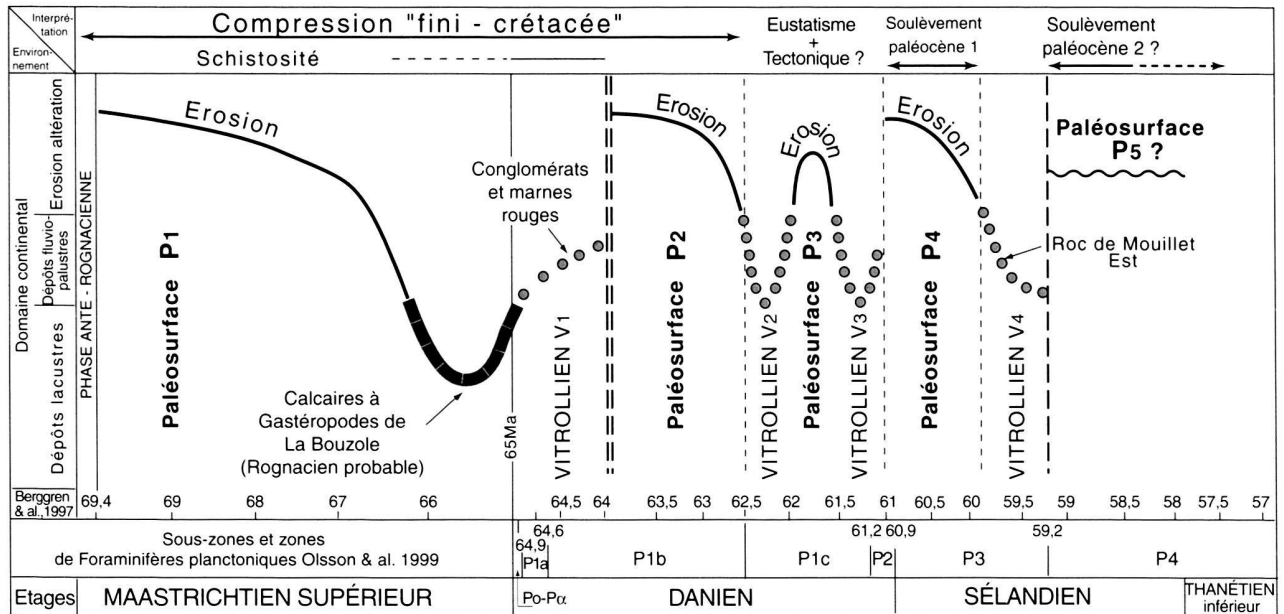


Fig. 13. Chronodiagramme synthétique sur les principaux événements et environnements de dépôt enregistrés dans la région de Cucugnan-Nord (Zone Sous-Pyrénéenne) au Crétacé terminal et au Dano-Sélandien. Commentaire détaillé dans le texte.

Côté nord-pyrénéen (Fig. 14), nous corrélons le remplissage R1/F1 avec V1, la paléosurface P2 avec son homologue sous-pyrénéenne, mais limitée ici vers le haut à 62,5 Ma qui marque le début du remplissage marin R2/F2 daté par la microfauve planctonique. Ensuite, entre 62,5 et 59,2 Ma, intervalle bien contraint micropaléontologiquement, s'inscrivent les paléosurfaces P3-P4 et les remplissages R2/F2-R3/F3-R4/F4. Nous avons attribué à P3 une durée assez faible (0,5 my) car cette paléosurface se caractérise par une ocrification de R2 qui peut être réalisée assez rapidement alors que P4 correspond à une nette reprise de l'érosion [creusement de la ria de La Bouzole (522) – Les Costes] nécessitant un temps plus important. Ainsi, nous avons fixé, comme à Amélie-les-Bains, la période d'émersion et de constitution de la paléosurface P4 à 61-60 Ma ce qui est suffisant pour qu'une dissolution de type linéaire, dans la série jurassique, permette à la ria de La Bouzole (522) – Les Costes d'atteindre le Trias. Le temps laissé pour le remplissage R3/F3 (0,5 my environ) et R4/F4 (de l'ordre de 0,6 my) est compatible avec les taux élevés de sédimentation que l'on connaît dans des environnements de dépôt de type fan-delta (Einsele 2000) comparables à ceux des rias nord-pyrénéennes. Enfin, le début de la paléosurface d'altération P5 a été placé à 59,2 Ma, âge le plus récent des remplissages R2-R3 transformés en BRV ou faiblement bariolés (R4).

Côté sous-pyrénéen (Fig. 13), nous considérons comme synchrones de leurs homologues nord-pyrénéennes (cf. aussi II-c, Fig. 10) les paléosurfaces P2-P3-P4 ce qui nous amène à corréler les Vitrolliens V2-V3-V4 avec les remplissages R2/F2-R3/F3-R4/F4. Par la suite, la paléosurface P5 est indiquée avec

doute car son développement à l'Est du Roc de Mouillet est très réduit puisque le Vitrollien V4 est presque totalement recoupé par la topographie actuelle.

Sur les chronodiagrammes nous avons attribué aux *mouvements tectoniques en compression de la «phase fini-crétacée»* un rôle prépondérant pour la formation des paléosurfaces d'érosion P1 et P2. *Côté sous-pyrénéen* (Fig. 13), les derniers terrains marins se situant dans le Campanien mais sans que l'on puisse déterminer à quel niveau de l'étage (Berger et al. 1997), on peut penser que la compression et la continentalisation se sont produites durant une partie du Campanien et du Maastrichtien. Malgré l'incertitude sur le début des mouvements dans le Campanien, la dénudation antérieure au dépôt des calcaires rognaciens a pu se développer pendant un temps suffisamment long pour mettre en place et éroder profondément l'unité de Camps-Peyrepertuse. En effet, on peut estimer qu'entre le début du Campanien à 83,5 Ma (Gradstein et al. 1994) et le dépôt des calcaires à Gastéropodes, fixé à 66-65 Ma, cette période de plissement et d'érosion aurait pu s'étendre sur une dizaine de millions d'années. Un autre épisode compressif rattaché à la «phase fini-crétacée» a fortement plissé le Vitrollien V1 et permis la constitution de la paléosurface P2, entre 64 et 62,5 Ma, suivie du dépôt de 300m de V2 en 0,5 my. Ce taux de sédimentation est le plus élevé de séquences vitrolliennes mais se situe néanmoins à un niveau moyen pour un bassin d'avant-pays (Einsele 2000). *Côté nord-pyrénéen* (Fig. 14), les compressions «fini-crétacées» ont conjugué leurs effets (P1 + P2) et provoqué l'incision de profondes vallées à l'air libre ultérieurement envahies par la mer paléocène (Fig. 12). Dans les conditions climatiques sub-tropicales de la fin du Crétacé-Pa-

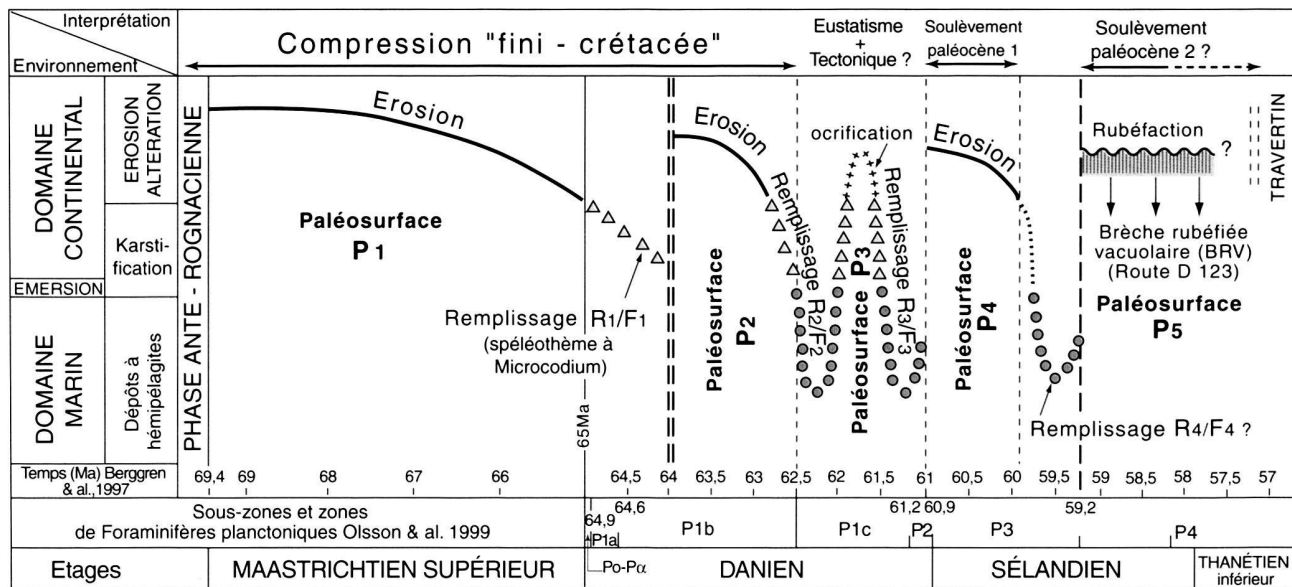


Fig. 14. Chronodiagramme synthétique sur les principaux événements et environnements de dépôt enregistrés dans la région de Cucugnan-Sud (Zone Nord-Pyrénéenne) au Crétacé terminal et au Paléocène. Commentaire détaillé dans le texte.

lécène (Plaziat 1984), durant la période d'érosion P1+P2 retenue de 11,5 my, les données moyennes des taux de dénudation (50 à 200m/my pour l'érosion mécanique, 20m/my pour l'érosion chimique; Einsele 2000) peuvent expliquer l'ablation des marnes gréseuses albiennes (1000m environ) et d'une grande partie des carbonates du Jurassique et du Crétacé inférieur (1300m environ). On peut remarquer que le taux de dénudation peut être amplifié par l'existence de saisons sèches (présence de caliches dans les BRV d'Amélie-les-Bains; Combes et al. 2003) favorisant une végétation clairsemée (Einsele 2000). D'autre part, l'incision linéaire des canyons dans les roches carbonatées pourrait être augmentée par l'important taux de fracturation observé et par la teneur élevée en CO₂ de l'atmosphère au Paléocène (Budyko et al. 1987).

D'autres mouvements tectoniques sont vraisemblablement intervenus dans le Paléocène et n'ont pas été rattachés aux compressions «fini-crétacées». En effet, ils n'ont pas produit de déformations du même ordre que celles qui ont affecté V1 et se sont manifestés assez tard dans le Paléocène. Le «Soulèvement paléocène 1», fixé à 61 Ma (cf. supra), se caractérise par le rejeu du CFNP provoquant un basculement modéré (20–30°) de V3 vers le Nord et un exhaussement de la ZNP. Il est probable que l'apparition ou la réactivation de fractures transversales SW-NE ont aussi permis le creusement de la ria de La Bouzole (cote 522) – Les Costes. Le «Soulèvement paléocène 2» débute à 59,2 Ma (âge le plus récent de la microfauve identifiée dans R2-R3-R4) et provoque surtout une continentalisation avec mise en place de la paléosurface d'altération P5, apparition du faciès BRV et, côté sous-pyrénéen, redressement (20°) de V4 au Roc de Mouillet.

La mise en place de la paléosurface P3 s'accompagne de manifestations tectoniques indiquées par le basculement (20° environ) de R2 vers le Sud, de V2 vers le Nord et par une émergence permettant l'ocrification de R2. Ces effets peuvent être liés, comme pour les paléosurfaces P4 et P5, au jeu du CFNP. Toutefois, étant donné l'intervalle de temps attribué à cette oscillation, de l'ordre de 0,5 my, et pour expliquer la rapidité et l'importance de la régression puis de la remise en eau, l'existence d'une variation eustatique analogue à celle enregistrée à Amélie-les-Bains (Combes et al. 2003) n'est pas à exclure. Il faut remarquer toutefois qu'une telle oscillation n'apparaît pas sur la courbe eustatique globale (Haq et al. 1987; Hardenbol et al. 1998) au Danien supérieur.

Les chronodiagrammes proposés montrent que *durant la «phase fini-crétacée» la tectonique joue seule un rôle déterminant* pour mettre en place la paléotopographie à l'air libre pendant, comme nous l'avons vu, une bonne partie du Campano-Maastrichtien et le Danien inférieur. Ensuite, au Danien supérieur-Sélandien inférieur, cette paléomorphologie contrastée est envahie, au moins partiellement, par la mer (rias). On peut alors envisager la superposition des mouvements tectoniques et de *possibles oscillations eustatiques*. L'ennoyage marin dans l'intervalle 62,5-59,2 Ma, bien daté par la microfauve planctonique, est un événement majeur. Il s'est produit grâce à l'établissement du «Sillon Paléocène Pyrénéen» (SPP), relié à l'Océan Atlantique vers l'Ouest. Un prolongement est également possible vers le Nord-Est, à travers l'actuel Golfe du Lion, dans l'«océan valaisan» (Stampfli 1993) ou «océan pyrénéen» (Stampfli et al. 2002), dépendance occidentale de la Mer Alpine entre le bloc corso-sarde (extension orientale de l'Ibé-

rie) et le Languedoc-Provence (marge européenne), si toutefois la paléogéographie proposée au Maastrichtien (Stampfli et al. 1998) se poursuivait dans le Paléocène. On peut envisager qu'après la phase en compression/transpression majeure «fini-crétacée» et la profonde érosion qui lui est liée, la transgression marine dans le SPP, tout le long de l'axe tectorogénique des Pyrénées, a été rendue possible par une subsidence tectonique peut être en relation avec une subduction continentale (Mattauer 1985; Deségaulx et al. 1990; Stampfli et al. 1998) de la plaque ibérique sous la plaque européenne. Il reste évidemment à trouver d'autres données permettant de vérifier cette hypothèse faisant intervenir un fléchissement crustal ou lithosphérique au Dano-Sélandien.

Du point de vue paléogéographique, on note que les faciès marins remplissant la paléomorphologie issue de la «phase fini-crétacée» ne montrent pas, dans l'état actuel des connaissances, de traces de faible profondeur et la présence exclusive de la microfaune planctonique qui les caractérise le confirme. Evidemment, comme nous l'avons déjà remarqué, dans un système de rias et de canyons ennoyés aux versants abrupts, seul conservé actuellement, de tels indices auraient pu exister au niveau du trait de côte, sur quelques mètres de hauteur seulement. Leur mise en évidence suppose donc des conditions exceptionnelles de préservation et d'observation sur le terrain que nous n'avons pas rencontrées jusqu'à maintenant. Par ailleurs, l'apparition brutale de faciès d'une certaine profondeur nécessite une *mise en eau brusque et rapide* qui doit être expliquée. Dans la paléogéographie dano-sélandienne, la mer envahissant le SPP n'a pu venir que de l'Atlantique à l'Ouest et/ou de la Mer Alpine au Nord-Est par l'intermédiaire de l'«océan valaisan» où des séries pélagiques sont connues (Stampfli et al. 1998). Dans le SPP, subdivisé par des îles E-W et probablement recoupé par des accidents transverses SW-NE, on peut envisager, durant le Dano-Sélandien tectoniquement instable, des fermetures de seuils retardant la progression des eaux marines atlantiques et/ou mésogéennes. Leur réouverture, pour laquelle une variation eustatique (même faible) a probablement joué un rôle, peut provoquer ensuite la création de détroits par lesquels se serait produit un ennoyage instantané. Ce dernier, selon les sites envisagés, ne serait pas forcément synchrone mais se produirait à partir de 62,5 Ma, âge le plus ancien des micro-organismes observés et, de toutes façons, aboutirait de place en place à une mise en eau profonde globale. Les mouvements tectoniques conditionnant le fonctionnement de ces détroits permettraient d'expliquer: 1) les oscillations marines observées qui seraient ainsi en partie d'origine tectono-eustatique; 2) le jeu discontinu du CFNP contrôlant la sédimentation en domaine continental (sous-pyrénéen) ou marin (nord-pyrénéen) et la formation des paléosurfaces d'érosion.

b) Les mouvements tectoniques dans le cadre pyrénéen

La «phase fini-crétacée», qui joue un rôle fondamental dans nos reconstitutions, s'intègre dans un processus de mise en

compression/transpression et d'inversion tectonique de la marge européenne antérieurement en extension au Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien. Les premiers signes de compression sont décelables dès l'Albien (Combes & Peybernès 1989, 1996) et se développent largement au Crétacé supérieur, particulièrement au Sénonien, où se mettent en place des bassins d'avant-pays successifs migrant vers le Nord (Fondecave-Walletz & Souquet 1991, Deramond et al. 1993, Peybernès et al. 2001b). Ces inversions pyrénéennes peuvent se suivre aussi en Provence puis dans les zones externes des Alpes avec, par exemple, le dépôt du flysch maastrichtien de Niesen (Stampfli et al. 1998, 2002). Ces mouvements s'intègrent dans un phénomène général d'inversion en Europe centrale et occidentale (Ziegler 1989, Guiraud & Bosworth 1997) sur une longue période (Sénonien-Paléocène) durant laquelle les phases tectoniques ne sont pas toujours datables avec précision. La région de Cucugnan permet de montrer qu'à la fin du Crétacé et au Paléocène plusieurs pulsations tectoniques se sont succédées. Les deux premières, pendant une partie du Campanien-Maastrichtien (76-66 Ma?) et du Danien (64-62,5 Ma), correspondent à des épisodes compressifs/transpressifs majeurs entraînant des soulèvements importants et une profonde érosion (P1, P2) du tectorogène ainsi créé. Elles pourraient représenter ce que les auteurs dénommaient la «phase fini-crétacée». Les autres, placées à environ 62-61,5 Ma, 61-60 Ma et à partir de 59,2 Ma, se manifestent par des altérations et érosions moins importantes (P3, P4, P5) liées à des soulèvements et compressions/transpressions modérés.

Les produits de l'érosion des reliefs créés par ces phases s'accumulent dans le bassin d'avant-pays de Cucugnan, au nord du CFNP, où se déposent, en discordance progressive, les séquences détritiques continentales du Vitrollien et leurs paléosurfaces basales qui enregistrent le fonctionnement polyphasé du CFNP. Le décalage d'une vingtaine de degrés des axes synclinaux entre V2 et V3 à La Bouzole-cote 522, pourrait être dû à un déplacement vers l'Est du dépo-centre du Vitrollien provoqué par une modification du sens des apports nord-pyrénéens en liaison avec une translation sénestre de la ZNP le long du CFNP. Une modification du sens de la poussée de S-N à SE-NW au cours du Paléocène pourrait être aussi retenue, annonçant celle notée par de nombreux auteurs lors de la mise en place, à l'Eocène supérieur, de la nappe des Corbières orientales à partir de Padern (Berger et al. 1997). C'est en effet à l'Est du méridien de cette localité (Fig. 2) que le CFNP prend une orientation SW-NE: la partie allochtone (ap-tienne) de la montagne de Tauch (de Graciansky 1962), qui lui est rattachée, indique un déplacement minimum du SE vers le NW de 8km (Berger et al. 1997). Sa mise en place post-paléocène, donc «pyrénéenne», est clairement indiquée par la présence de brèches et d'hémipélagites bréchiques dano-sélandiennes remplissant des fissures et des cavités exokarstiques (assimilables à P2?) dans les calcaires urgo-aptiens à petits Rudistes et Orbitolines. Ces brèches s'observent, en plusieurs points sur quelques mètres de hauteur, le long de la petite route Tuchan-Tour des Géographes (éoliennes) entre la cote

650 et le ravin de Salavet. Elles ont fourni (Fig. 5) une microfaune planctonique assez abondante où l'on retrouve les mêmes Globigérinidés que dans le chaînon de Galamus, toujours d'âge Danien supérieur-Sélandien inférieur, dans des faciès intermédiaires entre ceux du Clot de Serbat (faciès F) et du Grau de Maury (faciès R) mais avec des éléments (diamètre 1 à 30cm) monogéniques provenant de l'encaissant urgo-aptien immédiat. Notons aussi qu'à 300m environ au NW du Pech de Fraysse (cote 916,5) un paléolapiaz dans le calcaire urgo-aptien est rempli par une brèche à matrice argilo-carbonatée rouge, finement gréseuse, à *Microcodium*, identique au faciès R1 associé à la paléosurface P1 au Grau de Maury et au château de Quéribus.

La présence de ces faciès montre qu'avant sa mise en place tectonique la montagne de Tauch allochtone devait se trouver en position nord-pyrénéenne, dans le prolongement oriental de la mer paléocène et ses rias actuellement décelables dans le chaînon de Galamus. Il est probable que des brèches paléocènes et hémipélagites associées existent plus à l'Est dans l'allochtone de la nappe des Corbières orientales entre la montagne de Tauch et le cap Romarin, 30km à l'ENE, où se trouve le dernier indice vers l'Est, actuellement connu, de faciès bréchiques marins appartenant au «Sillon Paléocène Pyrénéen» (Fig. 1).

Le changement du sens de la compression lors des phases «fini-crétacée» et «pyrénéenne» dans la région de Cucugnans-montagne de Tauch/nappe des Corbières orientales, est probablement lié au déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe. En effet, selon les travaux de Fidalgo-Gonzalez (2001), durant le Campanien-Maastrichtien et le Paléocène, jusqu'à 56 Ma, l'Ibérie s'est déplacée vers le NNE provoquant des mouvements en compression/transpression dans les Pyrénées orientales auxquels peuvent être rapportées les phases successives mises en évidence dans cet intervalle. Par la suite, la trajectoire de l'Ibérie s'est orientée SE-NW, ce qui a probablement été un facteur déterminant pour le charriage du Tauch et de la nappe des Corbières orientales.

Remerciements

Nous remercions les rapporteurs, F. Roure et G. M. Stampfli, dont les remarques et suggestions pertinentes nous ont permis d'améliorer cette note. La relecture attentive de J. Remane nous a aidés dans la mise au point du texte et des figures. Nous avons bénéficié de fructueuses discussions avec R. Guiraud, M. Lopez, M. Mattauer et M. Séranne. Nous sommes particulièrement reconnaissants à P. Eichène pour la réalisation des figures.

BIBLIOGRAPHIE

AZEMA, C., BOUILLIN, J.P., & MEDUS, J. 1973: Remarque sur les brèches karstiques du chaînon de Galamus (Pyrénées orientales-Aude). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. 1, 35-36.
 BERGER, G.M., BESSIERE, G., BILOTTE, M. & VIALLARD, P. 1997: Carte géol. France (1/50.000), feuille de Tuchan (1078). Orléans, BRGM. Notice explicative par G.M. BERGER, B. ALABOUVETTE, G. BESSIERE, M. BILOTTE, B. CROCHET, M. DUBAR, J.P. MARCHAL, Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE & P. VIALLARD, 113p.

BOUILLIN, J.P. 1967: Etude géologique de la région de contact entre zones nord et sous-pyrénéennes, de Cubières à Cucugnans (Aude). Thèse doct. 3ème cycle, Fac. Sci. Univ. Paris, 121p.
 BUDYKO, M.J., RONOV, A.B. & YANSHIN, A.L. 1987: History of the earth's atmosphere. 139 p. Springer-Verlag Ed.
 CAVELIER, C. (coord.) et al. 1984: Crétacé supérieur. In Debrand-Passard S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Fr., n°125.
 COMBES, P.J. & PEYBERNÈS, B. 1989: Tectonique albienne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. C. R. Acad. Sci. Paris 308, 953-959.
 - 1996: Succession des faciès, mise en place des bauxites et structuration des Pyrénées au Crétacé inférieur. C. R. Acad. Sci. Paris 322, 669-676.
 COMBES, P.J., PEYBERNÈS, B. & FONDECAVE-WALLEZ, M.J. 2003: Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Haute-Chaîne Primaire, Pyrénées orientales). Eclogae Geol. Helv. 96, 339-355.
 DERAMOND, J., SOUQUET, P., FONDECAVE-WALLEZ, M.J. & SPECHT, M. 1993: Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In: WILLIAMS G.D. & DOBB A. (Eds.): Tectonics and Seismic Sequence stratigraphy. Geol. Soc. Sp. Publ. n° 71, 193-219.
 DESEGAULX, P., ROURE, F. & VILLIEN, A. 1990: Structural evolution of the Pyrenees, tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust. Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. 31-48. Ed. Technip.
 EINSELE, G. 2000: Sedimentary basins. Evolution, facies and sedimentary budget. 792 p. Springer-Verlag.
 FAUZAN, M. 1965: Contribution à l'étude géologique de la région de Padern-Cucugnans (Corbières méridionales-France). Dipl. d'Etudes Sup., Fac. Sc. Univ. Paris, 85p.
 FIDALGO-GONZALEZ, L. 2001: La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque. Thèse Doct. Univ. Bretagne Occid., Brest, 2 vol.
 FONDECAVE-WALLEZ, M.J. & SOUQUET, P. 1991: Signatures stratigraphiques de l'eustatisme et de la tectonique de chevauchement dans le Crétacé supérieur du versant nord des Pyrénées. Exemple de la zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières, France). C. R. Acad. Sci. Paris 312, 631-637.
 FREYDET, P. 1970: Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Doct. Sc. Nat. Fac. Sc. Orsay, Trav. Lab. Géol. Struct. et Appl., 490p.
 GRACIANSKY, P.C. (de) 1962: Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la montagne de Tauch. Bull. Soc. Géol. Fr. 7, IV, 509-527.
 GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1994: A Mesozoic time scale. J. Geophys. Res. 99, B12, 24.051-24.074.
 GUIRAUD, R. & BOSWORTH, W. 1997: Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics 282, 39-82.
 HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. 1987: Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science 235, 1156-1167.
 HARDENBOL, J., THIERRY, J., FORLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P. 1998: Mesozoic and Cenozoic sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL J. JACQUIN T. AND VAIL P.R. (Eds.) Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM, Special Publ. 60.
 LEMPÉRIÈRE, P. 1961: Etude géologique de la région Duilhac-Cucugnans (Aude). Diplôme d'Etudes Sup., Fac. Sci. Univ. Montpellier, 62p.
 MANGIN, A. 1975: Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. Spéléol. 30, 1, 21-124.
 MATTAUER, M. 1985: Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. C. R. Acad. Sci. Paris, 300, 71-74.
 MATTAUER, M. & PROUST, F. 1962: Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. 10, p.304.
 - 1967: L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. Trav. Lab. Géoch. Biosph., E.P.H.E., Paris, 9-20.

- MEURISSE, M. 1975: Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences. *Arch. Sc. Genève* 28, 1, 67–79.
- MEYER, R. 1987: Paléoaérites et paléosols: l’empreinte du continent dans la série sédimentaire. *B.R.G.M., Manuels et Méthodes n°13*, 163p., Editions du B.R.G.M.
- OLSSON, R.K., HEMLEBEN, C., BERGGREN, W.A. & HEBER, B.J. 1999: Atlas of Paleocene planktonic Foraminifera. *Smithsonian contribution Paleobiol.* 85, 1–252.
- PEYBERNÈS, B. 1976: Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Toulouse, 459p.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAGE-WALLEZ, M.J., COMBES, P.J. & EICHÈNE, P. 2001a: Découverte d’hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les «brèches de Baixas» (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris* 332, 633–640.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAGE-WALLEZ, M.J. & EICHÈNE, P. 2001b: L’olistostrome coniacien de Lordat (Pyrénées ariégeoises) et son équivalent latéral de Vicdessos, témoins d’un nouveau bassin d’avant-pays au front de la Haute-Chaîne primaire. *Geodinamica Acta* 14, 389–306.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAGE-WALLEZ, M.J. & COMBES, P.J. 2002: Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l’axe orogénique crétacé des Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 123, 6, 523–532.
- PLAZIAT, J.C. 1984: Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l’Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Paris-Sud, 3 tomes, 1362p.
- SOUDET, H.J., SORRIAUX, P. & ROLANDO, J.P. 1994: Liaison fracturation-karstification. Le paléokarst pétrolier de Rospo Mare (Italie). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 18, 1, 257–298.
- STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Ecol. Geol. Helv.* 86/1, 1–45.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. 1998: Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159–204.
- STAMPFLI, G.M., BOREL, G.D., MARCHANT, R. & MOSAR, J. 2002: Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: ROSENBAUM, G. & LISTER, G.S. (Eds.): *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *J. Virtual Explorer* 8, 77–106.
- ZIEGLER, P.A. 1989: Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (Eds.): *Inversion Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 44, 63–85.

Manuscrit reçu le 25 septembre 2003

Révision acceptée le 4 mai 2004