

Le Crétacé inférieur du Venezuela oriental : stratigraphie séquentielle des carbonates sur la transversale Casanay-Maturin (États de Anzoátegui, Monagas et Sucre)

par Hubert ARNAUD ¹, Annie ARNAUD-VANNEAU ¹, Luc Georges BULOT ², Christian BECK ³,
Oliver MACSOTAY ⁴, Jean-François STEPHAN ⁵ et Victor VIVAS ⁶

RÉSUMÉ.— Dans la Serranía del Interior, la transversale Casanay-Pico García permet de détailler l'organisation des corps sédimentaires de l'Aptien et de l'Albien. Au sud, autour du Pico García et du Cerro Los Encantados, 11 séquences de dépôt ont été distinguées jusqu'à la base de la Formation Querecual. Elles sont essentiellement constituées, soit de carbonates qui encadrent les maxima de transgression, soit de dépôts terrigéniques silicoclastiques. Parmi ces derniers, les grès sont cantonnés à la base des intervalles transgressifs et au sommet des prismes de haut niveau. Les argiles et les marnes dominent souvent au niveau des maxima de transgression. Les faciès carbonatés, riches en huîtres et en échinides, parfois bien développés comme dans la Formation El Cantil, correspondent à des sédiments déposés dans des milieux principalement circalittoraux et assez riches en nutriments (milieux eutrophes). Vers le nord, les grès s'amenuisent et les calcaires de plate-forme passent latéralement aux faciès marneux à ammonites de la Formation Valle Grande. Enfin, dans le secteur le plus septentrional, le long du golfe de Cariaco, apparaissent de grands corps carbonatés, constitués surtout par des faciès à rudistes et des faciès à *bird's eyes* ou à *algal mats* déposés dans des milieux infra- à médiolittoraux oligotrophes. Ils correspondent dès l'Aptien inférieur terminal à des prismes de bas niveau surmontés par la partie basale des intervalles transgressifs. L'épaisseur de certains de ces corps implique une subsidence locale importante, qui s'ajoute aux variations eustatiques du niveau de la mer et qui est probablement due au jeu de paléofailles dont deux ont été mises en évidence, la première au sommet de l'Aptien inférieur et la seconde à la base de l'Albien moyen.

Du point de vue stratigraphique, de riches associations d'ammonites permettent de dater précisément tant l'Aptien supérieur que certains niveaux de l'Albien inférieur-moyen et de proposer des corrélations avec la province méditerranéenne. Parmi les foraminifères benthiques, les orbitolinidés sont bien représentés à certains niveaux. Le Barrémien supérieur est mis en évidence, au sommet du membre Taguarumo, par l'association de *Palorbitolina lenticularis* et d'*Eopalorbitolina charollaisi* dont c'est la première mention en Amérique. L'association de *Palorbitolina lenticularis* et *Mesorbitolina parva* se rencontre également dans des niveaux probablement très proches de la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur. Plusieurs couches à Mésorbitolines (*M. pervia*, *M. texana* et *M. ovalis*) se rencontrent à différents niveaux de l'Albien inférieur.

Du point de vue lithostratigraphique, la limite entre les formations Barranquín et García se place dans l'Aptien inférieur. Sur la base des associations d'ammonites, cette limite lithologique majeure est donc contemporaine de la limite entre les calcaires et les marnes bleues du bassin vocontien dans le SE de la France. Cette surface est donc l'homologue du toit des calcaires urgoniens du SE de la France et de Catalogne (coupe d'Organyà). La Formation Querecual n'a pas été étudiée, mais elle a été datée près de sa base de l'Albien supérieur et surmonte en plusieurs points des niveaux qui appartiennent à l'Albien moyen.

Les variations du niveau relatif de la mer ont été reconnues grâce à l'analyse séquentielle : après une remontée importante qui débute au Barrémien supérieur et culmine à la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur, le niveau moyen de la mer s'abaisse à l'Aptien supérieur puis fluctue légèrement à la limite Aptien-Albien avant de remonter très rapidement pendant l'Albien. Cette interprétation, ainsi que les corrélations établies avec les séries du Venezuela occidental montrent que ces deux régions ont été soumises à la même évolution sur la marge nord du bouclier guyanais. La comparaison entre les événements de l'Aptien du Venezuela et ceux du Sud-Est de la France montre en outre que l'instabilité tectonique locale, bien connue dans les deux régions, ne suffit pas pour masquer le rôle primordial des variations globales du niveau de la mer.

MOTS-CLÉS.— Venezuela, Crétacé inférieur, Plates-formes, Stratigraphie séquentielle, Ammonites, Orbitolinidés.

1 OSUG, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Univ. J. Fourier, 1381 rue de la Piscine, 38041 Grenoble cedex, France.

2 Centre de Sédimentologie-Paléontologie, UMR 6019, Université de Provence, 13331 Marseille cedex, France.

3 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université de Savoie, UMR 5025, Campus Scientifique Savoie-Technolac, 73 376 Le Bourget du Lac, France.

4 Urb. El Trigal norte, Av. Atlántico, n° 155-61B, Valencia, Venezuela.

5 UMR Géosciences Azur, CNRS et Université de Nice-Sophia Antipolis, Avenue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France.

6 Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEOMIN), Torre Oeste, Parque Central, Caracas, Venezuela.

The early Cretaceous of Eastern Venezuela: sequence stratigraphy of carbonate platform along the Casanay-Mathurin transect (States Anzoátegui, Monagas and Sucre)

ABSTRACT.— Aptian and Albian sedimentary bodies are detailed in the eastern part of the Serranía del Interior, along the Casanay-Pico García line. In the southern part, around the Pico García and Cerro Los Encantados sections belonging to the Bergantín-Guanto Domain (DBG), 11 depositional sequences are distinguished below the base of the Querecual Formation. All these depositional sequences are made of either limestones lying on both sides of the maximum flooding surfaces or of siliciclastic sediments. Among the latter, sandstones occur at the bottom of transgressive systems tracts and at the top of highstand systems tracts while clays are often well developed near the maximum flooding surfaces. Carbonate platform deposits are well developed in the El Cantil Formation and less abundant in the other levels; they correspond generally to oyster- and echinid-rich sediments deposited in more or less eutrophic, deep subtidal (circalittoral) environments. Northward, in the northern part of the Guariquén-Caripe Domain (DGC), the sandstone bodies disappear progressively and the calcareous levels pass to the ammonite-rich marly levels of the Valle Grande Formation. In the northern part of the studied area, along the Cariaco Gulf, in the La Paloma sub-domain (sDLP), large calcareous bodies appear made of rudist, bird's eyes and algal mat levels deposited in oligotrophic, shallow subtidal and intertidal (infra- and mediolittoral) environments. Rudist limestone are well developed at the top of the Barranquín Formation (Taguarumo member). Above, from the basal part of the Upper Aptian, these calcareous bodies correspond mainly to lowstand systems tracts and early to middle transgressive systems tracts. Thicknesses of some of these limestone seem due not only to eustatic variations of the sea-level but also to important rates of subsidence linked with movements along paleofaults; two of them have been observed, the first one sealed by late early Aptian marls and the second one by Middle Albian deposits.

On the biostratigraphic point of view, ammonite associations allow us to propose detailed datings for the Upper Aptian as for some Lower and Middle Albian levels. On the other hand, detailed correlations are proposed with the mediterranean domain as numerous species of the latter exist in the eastern Venezuela series. Among the benthic foraminifera, orbitolinids are abundant in some layers. Transgressive systems tracts of the top of the Barranquín Formation (Taguarumo member) is characterized by the Upper Barremian association of *Palorbitolina lenticularis* and *Eopalorbitolina charollaisi*, the latter species unknown in America until to-day. In the same area, the *Palorbitolina lenticularis* and *Mesorbitolina parva* association characterize the uppermost Early Aptian (Barranquín Formation, Taguarumo member). *Mesorbitolina* beds (*M. pervia*, *M. texana* and *M. ovalis* association) are present in different levels from Upper Aptian to the lowermost Albian.

On the lithostratigraphic point of view, the Barranquín-García boundary is into the Lower Aptian. According to the ammonite associations this boundary corresponds exactly to the limestone-blue marls boundary of the Vocontian through (SE France). The top of the Barranquín Formation could be correlated with the top of the Urgonian limestone Formation of the South-East France and of the North-East Spain (Organyà section). The Querecual Formation was not studied. Nevertheless, lowermost Upper Albian ammonite was collected in the basal part of this formation which overlies in many places Middle Albian beds.

Relative sea-level variations are interpreted by the way of sequence analysis. An important sea-level rise begins in the Upper Barremian and shows its maximum near the Lower-Upper Aptian boundary. Relative sea-level falls down slowly during the Upper Aptian, then rises quickly during the Albian. This interpretation and the correlations with the Western Venezuela show that these two regions have had the same evolution on the northern margin of the Guyana shield. The comparison of the Aptian events recognized in the Venezuela and in the South-East France shows that the tectonic instability was not great enough to conceal the predominant role of the eustatic sea-level variations.

KEY WORDS.— Venezuela, Lower Cretaceous, Platforms, Sequence stratigraphy, Ammonites, Orbitolinids.

El Cretácico inferior de Venezuela oriental : estratigrafía secuencial de los carbonatos sobre el transecto Casanay-Maturin (Estados Anzoategui, Monagas y Sucre)

RESUMEN.— En la Serranía del Interior, el transecto de Casanay a Pico García, permitió detallar la organización de los paquetes sedimentarios de edad Aptiense y Albiense. Al sur, en el área de Pico García, se han reconocido 11 secuencias depositacionales hasta la base de la Formación Querecual. Consisten en general, de carbonatos que representan las máximas de transgresión o de siliciclasticos terrígenos. Entre estos últimos, las areniscas se alojan a la base de los intervalos transgresivos y al tope de prismas de alto nivel. Las arcilitas o margas dominan a menudo niveles de transgresión máxima. Las facies carbonáticas, ricas en Ostreidae y equínidos a veces bien desarrollados como en la Formación El Cantil, corresponden a sedimentos depositados en ambientes circalitorales, bastante ricos en nutrientes (ambientes eutróficos). Hacia el norte, las areniscas se acuñan y las calizas de plataforma pasan lateralmente a facies margosas con ammonites de la Formación Valle Grande. En el sector más septentrional, se observan

calizas masivas, con desarrollo de bancos de rudistas, y con facies de *bird's eyes* o *algal mats*, depositados en ambientes oligotróficos infra- y mesolitorales. Al comiense del Aptiense inferior terminal, ellas corresponden a prismas de bajo nivel cubiertos por la parte basal de intervalos transgresivos. El espesor de algunos de estos cuerpos, sugiere una subsidencia local importante que se agrega a las variaciones eustáticas del nivel del mar, y que se atribuye a la actividad de paleo-fallas. Se han identificado dos de éstas, una al tope del Aptiense inferior y otra a la base del Albiense medio.

Del punto de vista estratigráfico, asociaciones de abundantes ammonites permiten de datar con precisión el Aptiense superior así como algunos niveles del Albiense inferior y medio, permitiendo correlacionar con los estratotipos europeos. Entre los foraminíferos béticos, los orbitolínidos frecuentan en ciertos niveles. El Barremiense superior se demostró en el tope del miembro Taguarumo por la asociación *Palorbitolina lenticularis* y *Eopalorbitolina charollaisi* el cual se cita por primera vez en el continente americano. La asociación *P. lenticularis* y *Mesorbitolina parva* se halla en los niveles cercanos al contacto Aptiense inferior/superior. Numerosas capas con Mesorbitolinas (*M. pervia*, *M. texana* y *M. ovalis*) se hallan en diferentes niveles del Aptiense superior al Albiense inferior. El límite entre las formaciones Barranquín y García se coloca dentro del Aptiense inferior. En base a los conjuntos de ammonites este límite litológico mayor es contemporáneo al límite entre las calizas y las margas azules de la Cuenca Voconciense del sureste de Francia y de la Cataluña (sección de Organyà). La formación Querecual no ha sido estudiada, aunque haya sido fechada como Albiense superior cerca de su base; en varias secciones, ella suprayace niveles datados como el Albiense medio.

Las variaciones del nivel relativo del mar fueron reconocidas gracias a la estratigrafía secuencial : un ascenso importante que se inicia durante el Barremiense superior y culmina en el límite Aptiense inferior/superior. Luego desciende y fluctúa ligeramente cerca del límite Aptiense/Albiense, pasa a ascender nuevamente durante el Albiense. Esta interpretación, así como sus equivalentes correlativos en Venezuela occidental, muestra que ambas regiones presentan la misma evolución sobre el margen norte del cratón guayanés. La comparación de los eventos del Aptiense de Venezuela y los de los estrato-tipos de Francia, demuestra que la inestabilidad tectónica, – conocida en ambas áreas, – no basta para obliterar los efectos de las variaciones globales del nivel marino.

PALABRAS CLAVES.– Venezuela, Cretácico inferior, Plataformas, Estratigrafía secuencial, Ammonitas, Orbitolinas.

Le secteur étudié appartient pour l'essentiel à l'ensemble allochtone de la Serranía del Interior, le long d'une transversale nord-sud Casanay-Pico García. La série crétacée autochtone du Venezuela oriental a fait l'objet depuis longtemps de très nombreuses études [Petzall *et al.*, 1978 ; Código Geológico de Venezuela], comme c'est aussi le cas pour celle du Venezuela occidental [références dans Arnaud *et al.*, 1999]. Là encore, ses principaux caractères sont bien connus, notamment pour la partie « moyenne » du Crétacé et tout particulièrement la formation Querecual, principale roche mère de cette région. Par contre, la partie inférieure de la série crétacée est beaucoup moins connue dans le détail.

Les résultats exposés dans cet article sont dus à la grande expérience de cette région acquise depuis longtemps par deux d'entre nous (O. M. et V. V.) et à de nombreuses missions réalisées sur place par les autres auteurs. Dans ce contexte, les carbonates de plate-forme intercalés à différents niveaux du Crétacé inférieur ont fait l'objet de deux missions organisées par la société Aguasuelos Ingenieria, agissant respectivement pour le compte de Corpoven et de Lagoven, la première en 1989 [Ile de la Borracha, Cantera Los Andes-Cerro la Rosa, la Maravilla et Cerro el Garrapatero, résultats inédits], la seconde en 1993 [Arnaud *et al.*, 1994] dans la Serranía del Interior. De nombreuses coupes ont été levées banc par banc et beaucoup de niveaux précisément datés grâce à des associations d'ammonites. Par ailleurs, une interprétation de stratigraphie séquentielle a été proposée pour le Crétacé inférieur du Venezuela occidental [Arnaud *et al.*, 1999], ce qui permet d'utiles comparaisons avec les séries de la Serranía del Interior Oriental.

1.– LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

La Serranía del Interior Oriental (SIO) fait partie de la chaîne sud Caraïbe qui s'étend sur plus de 1000 km depuis le nord-ouest du Massif de Santa Marta et la Péninsule de la Guajira à l'ouest jusqu'à Trinidad à l'est [Stéphan *et al.* 1980 ; Stéphan, 1985]. Cette chaîne marque la zone frontière entre les plaques Caraïbes et Amérique du Sud ; elle résulte de la collision très oblique et diachrone entre la partie méridionale de l'arc antillais (situé au front de la plaque Caraïbes) et la marge passive téthysienne du nord de l'Amérique du Sud (fig. 1). La collision a débuté au Paléocène-Eocène inférieur à l'ouest (Nord Colombie et extrême NW du Venezuela) ; elle a ensuite progressivement migré vers l'est jusqu'à sa position actuelle au niveau de Trinidad [Pindell et Barrett, 1990 ; Stéphan *et al.*, 1990 ; Pindell *et al.*, 1998].

La SIO s'est édifiée au Miocène inférieur et moyen [Pindell *et al.*, 1998] au SE de l'arc antillais alors que celui-ci se trouvait plus à l'ouest qu'actuellement. Elle est constituée de plis et d'écaillés impliquant les termes Crétacé inférieur à Miocène de la couverture (et probablement des séries infracrétacées) [Roure *et al.*, 1994]. Cette chaîne qui culmine à 2500 m et s'étend sur plus de 150 km d'ouest en est et 50 à 125 km du nord au sud se prolonge vers le sud sous les molasses plio-quadernaires du bassin flexural de Maturin [Roure *et al.*, *ibid.*].

Plis et chevauchements en surface (SIO) comme en sub-surface (Bassin de Maturin) ont une orientation moyenne ENE qui témoigne d'un raccourcissement et d'un transport vers le SSE. Ces structures sont

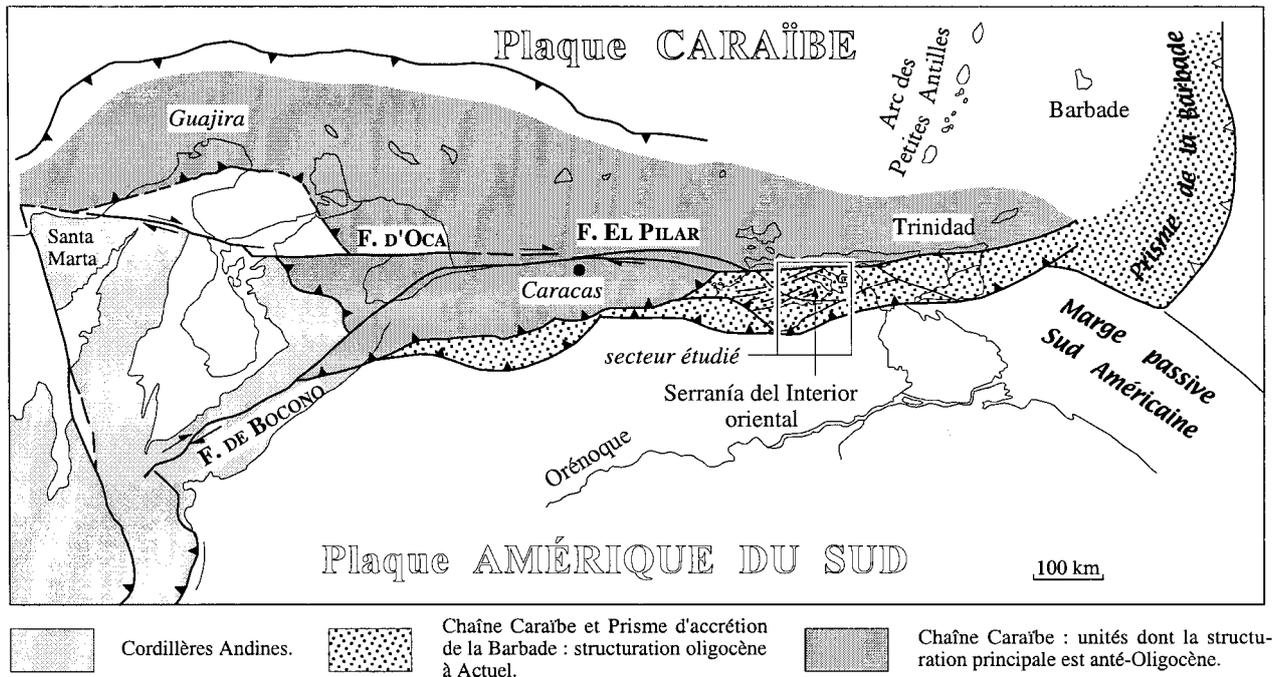


FIG. 1.— Localisation géographique de la région étudiée.

FIG. 1.— Geographic location of the studied area.

interrompues par des failles décrochantes dextres NW-SE à WNW-ESE telles la faille de San Francisco-Quiriquire (fig. 2) ou la faille d'Urica, la plus importante, qui limite la SIO à l'ouest. Ces failles sont probablement des paléofailles normales syncrétacées. Au nord, la SIO est tronquée par la Faille d'El Pilar, décrochement dextre majeur de direction EW sur lequel

se localise l'essentiel du mouvement coulissant actuel entre les plaques Caraïbes et Amérique du Sud [Weber *et al.*, 2001].

Dans ce cadre, la région étudiée appartenait pendant le Crétacé à la marge nord du bouclier guyanais. Elle était caractérisée par une sédimentation silicoclastique dominante et par des intercalations de carbonates de plate-forme, déposés dans des milieux marins relativement peu profonds. Comme à l'ouest du Venezuela, la transgression crétacée débute au nord où sont connus les dépôts les plus anciens, datés du Néocomien, et gagne progressivement vers le sud où les premiers niveaux sont plus récents, d'âge barrémien-aptien. Cette diachronie des niveaux de base du Crétacé est connue depuis longtemps [Rod et Maync, 1954 ; Petzall *et al.*, 1978 ; Erikson, 1993] malgré les difficultés de datation.

D'une manière générale les unités lithologiques qui ont été définies à l'est du méridien de Barcelona correspondent à deux principaux types d'environnement.

1) À la base (Néocomien, Barrémien) des environnements soit continentaux, soit marins peu profonds caractérisés principalement par des dépôts silicoclastiques intercalés de niveaux carbonatés. Les grès plus ou moins grossiers, souvent épais au sud, passent vers le nord à des dépôts plus fins, silteux, parfois dominés par les argiles.

2) Au sommet (Aptien supérieur et Albien), les environnements sont généralement plus profonds, plus carbonatés, parfois riches en ammonites, alors que les intercalations gréseuses sont habituellement moins développées.

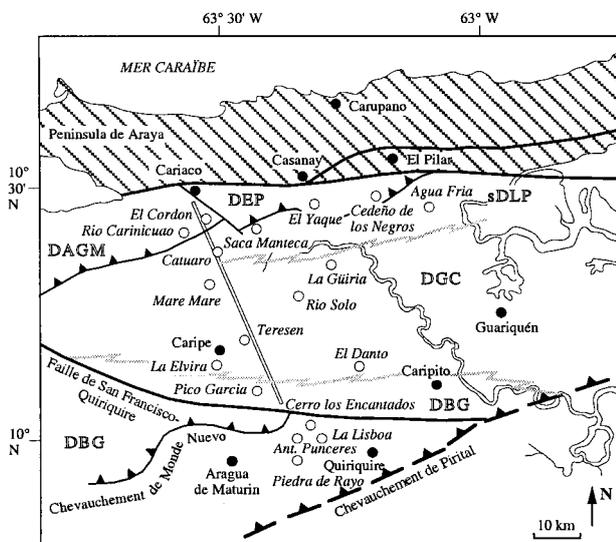


FIG. 2.— Localisation des coupes étudiées ou visitées. Ensembles paléogéographiques d'après Vivas et Macsotay [1995, 1998].

FIG. 2.— Location of the studied or visited sections. Paleogeographic domains according to Vivas and Macsotay [1995, 1998].

Les études stratigraphiques réalisées sur le Crétacé de cette région ont mis en évidence à l'échelle régionale non seulement des variations d'épaisseur mais aussi des différences lithologiques et environnementales.

Plusieurs domaines tectono-stratigraphiques, définis originellement dans la partie ouest [Macsotay *et al.*, 1986 ; Vivas, 1987] ont été reconnus depuis dans toute la Serranía del Interior Oriental [Vivas et Macsotay, 1995, 1998] (fig. 2). De ce point de vue, les cinq domaines et deux sous-domaines suivants ont été proposés : 1, le domaine d'El Pato (DEP en abrégé), le plus externe ; le domaine archipélagique Guaiquerí-Manare-Cumaná (DAGM) ; 3, le domaine Guariqué-Caripe (DGC) avec son sous-domaine La Paloma (sDLP) ; 4, le domaine Bergantín-Guanta (DBG) avec son sous-domaine Pirital (sDP) et 5, le domaine Tonoro (DT). Les quatre premiers domaines forment l'ensemble de la Serranía del Interior Oriental tandis que le domaine Tonoro, le plus interne, représentatif du sous-bassin de Maturín, correspond à la sédimentation *in situ* sur le craton guyanais. La plupart des coupes étudiées ou visitées se trouvent dans les domaines DGC, DBG, DAGM et DEP (fig. 2).

1.1. Lithostratigraphie du Crétacé inférieur

Au Venezuela oriental, le soubassement du Crétacé inférieur est inconnu à l'affleurement. De la base au sommet, les quatre formations Barranquín, El Cantil, Chimana et Querecual (fig. 3) sont classiquement reconnues dans l'ensemble de cette région. Les trois premières constituent le Groupe Sucre. D'autres formations, plus locales, y ont été définies, telles que les formations Valle Grande, Chuparipal, Borracha et Majagual. Comme l'avait indiqué Rosales [1959], pour les géologues de l'époque tous les calcaires massifs situés au-dessous de la Formation Querecual appartenaient à la Formation El Cantil ; toutes les orbitolines de ce secteur étaient déterminées comme *Orbitolina concava texana* (RÖMER) de sorte que tous les calcaires ou marnes à orbitolines étaient automatiquement inclus dans la Formation El Cantil. Plus récemment cependant, Guillaume *et al.* [1972] avaient signalé que les couches à *Hoffatella decipiens* sans *Orbitolina concava texana* devaient être exclues de la Formation El Cantil puisqu'elles se situent dans des niveaux plus anciens.

C'est à V. Vivas, alors chef-géologue d'Aguasuelos Ingenieria, que l'on doit la découverte en 1993 d'orbitolines en association avec *Hoffatella decipiens* et des rudistes dans des couches de la Cantera d'El Yaque et de la coupe d'Agua Fria [Vivas *in* Aguasuelos Ing., 1994]. La même année, A. Arnaud-Vanneau [Arnaud *et al.*, 1994] reconnaissait dans ces échantillons *Eopalorbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis* (§ 5.1.1) : la présence de cette microfaune d'affinité téthysienne dans le Barrémien marin de la partie distale de la Serranía del Interior confirmait donc les

conclusions obtenues antérieurement par l'examen des mollusques [Macsotay et Alvarez, 1987 ; Masse et Rossi, 1987 ; Macsotay, 1993].

La Formation Barranquín a été définie par Liddle [1928] dans la région de Cumana (Río Manzanares) pour désigner un ensemble de grès clairs, d'argilites et de calcaires, épais de plus de 1000 m, dont la base est inconnue et qui passe progressivement vers le haut aux calcaires de la Formation El Cantil. Dans les îles voisines de Barcelona (partie occidentale de l'état de Sucre) Von der Osten [1954] a subdivisé cette formation en quatre unités d'épaisseurs plurihectométriques, de bas en haut les membres Venados, Morro Blanco, Picuda et Taguarumo. À la base, le membre Venados est caractérisé par des alternances de grès quartzitiques et de lutites claires. Le membre Morro Blanco est constitué par des calcaires de plate-forme. Les deux membres supérieurs (Picuda et Taguarumo), séparés par un niveau de calcaires massifs, sont lithologiquement très similaires, formés par des grès quartzitiques et des lutites versicolores. D'après Rosales [1960], ces quatre membres se reconnaissent seulement dans leur région-type, c'est-à-dire dans les archipels de la région de Barcelona. Selon Vivas et Macsotay [1995, 1998], le membre Venados affleure seulement dans le Domaine Archipélagique Guaiquerí-Manare (DAGM). Par contre, les membres Morro Blanco et Picuda s'observent également dans le Domaine d'El Pato (DEP), tandis que le membre Taguarumo est aussi connu dans le Domaine Guariqué-Caripe (DGC). Dans le Domaine Bergantín-Guanta (DBG), la Formation Barranquín est représentée par des grès quartzitiques monotones et quelques intercalations de lutites versicolores [Vivas, 1987].

Dans la partie NE de la Serranía del Interior, des affleurements de calcaires à rudistes forment le membre **Chuparipal**, défini par Macsotay *et al.* [1985], puis élevé au rang de formation par Macsotay et Alvarez [1987]. Attribués anciennement soit à la Formation Barranquín, soit à la formation El Cantil, ces calcaires ont été localisés au-dessus du membre Picuda, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la Formation Barranquín, par Macsotay et Alvarez [1987]. L'âge hauterivien à aptien inférieur attribué originellement à cette unité fut modifié en Barrémien inférieur-Aptien inférieur après la révision des faunes de mollusques par Macsotay et Vivas [1998]. Leurs affleurements sont très représentatifs du Domaine d'El Pato et notamment des vallées des ríos Chuparipal et Carinicua.

La Formation Borracha fut définie par Rod et Maync [1954] pour désigner des calcaires massifs à biostromes qui affleurent dans les îles de La Borracha et Puinare et qui avaient été inclus dans la Formation El Cantil par Liddle [1928]. Cette position devait être à la source de nombreuses interprétations et discussions, bien que la Formation El Cantil ne contienne pratiquement pas de rudistes dans sa localité-type alors que la Formation Borracha en est très riche. C'est une des raisons qui conduisirent Macsotay *et al.* [1986] et Vivas [1987] à restreindre l'extension de cette formation

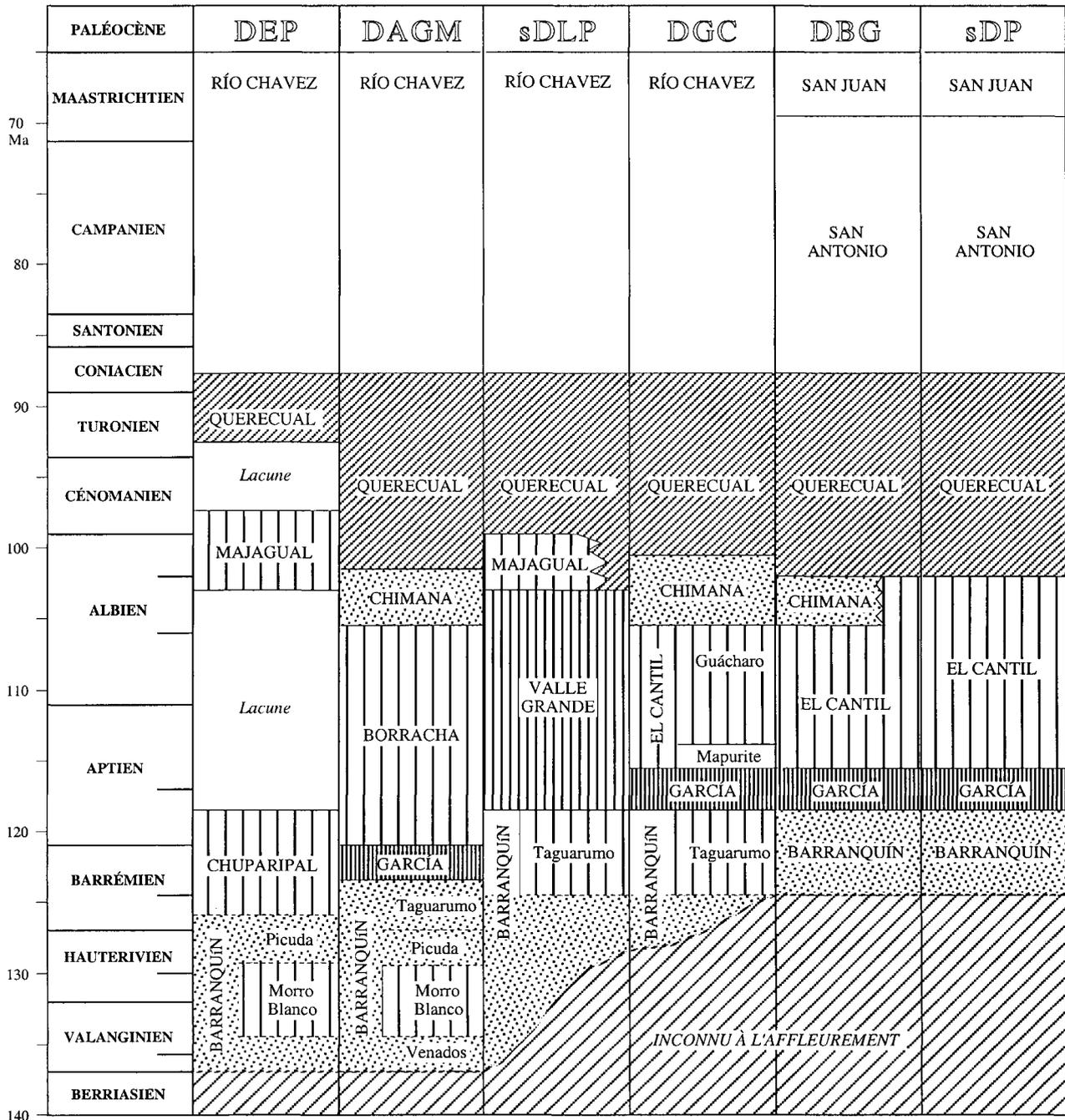


FIG. 3.– Découpage lithostratigraphique de la région étudiée et des secteurs voisins, d'après Vivas et Macsotay [1995]. DEP : domaine d'El Pato ; DAGM : domaine archipélagique Guaiquerí-Manare-Cumaná ; sDLP : sous-domaine de La Paloma ; DGC : domaine Guariquéen-Caripe ; DBG : domaine Bergantín-Guanta ; sDP : sous-domaine Piritál [Macsotay et al, 1986 ; Vivas, 1987 ; Vivas et Macsotay, 1995, 1998]. Échelle des temps géologiques de Hardenbol et al. [1998].

FIG. 3.– Lithostratigraphy, main formations and members of the studied area and surrounding regions, according to Vivas and Macsotay [1995]. DEP: El Pato domain; DAGM: archipelago Guaiquerí-Manare-Cumaná domain; sDLP: La Paloma sub-domain; DGC: Guariquéen-Caripe domain; DBG: Bergantín-Guanta domain; sDP: Piritál sub-domain [Macsotay et al, 1986 ; Vivas, 1987 ; Vivas et Macsotay, 1995, 1998]. Time scale from Hardenbol et al. [1998].

à l'archipel Guaiquerí-Manare, proposition que nous adoptons dans ces lignes. Épaisse d'environ 230 m dans sa localité type, elle est constituée surtout par des calcaires avec quelques intercalations de grès, d'argilites et de marnes.

La Formation García, définie par Rod et Maync [1954] en tant que membre basal de la Formation El Cantil, a été élevée au rang de formation par Guillaume et al. [1972], proposition qui a été validée par la suite [Código Geológico de Venezuela, 2000]. Cette

formation rassemble des marnes fossilifères, riches en ammonites, d'épaisseur comprise entre 70 et 100 m. Très distincte au sud de la Serranía del Interior, dans sa région-type du Pico García, cette formation n'a jamais été clairement mise en évidence plus au nord où elle a souvent été considérée comme l'homologue *pro parte* de la Formation Valle Grande.

La Formation Valle Grande, définie par Rod et Maync [1954, p. 239] près de Cumanacoa, au sud du golfe de Cariaco, désigne un ensemble de marnes et de petites intercalations de calcaires et de grès glauconieux. Épaisse de 120 à 150 m dans sa localité type, cette formation se développe en direction de l'est. Sa partie inférieure est concordante avec le membre Taguarumo de la Formation Barranquín. Cette unité est restreinte au sous-domaine de La Paloma (sDLP) où elle serait surmontée soit par la Formation Majagual, soit par la Formation Querecual. Ses relations latérales avec la Formation García seront discutées plus loin.

La Formation El Cantil, définie par Liddle [1928, p. 124] le long du Río Punceres, est représentée surtout par des calcaires de plate-forme intercalés de niveaux marneux et de grès. La coupe du Pico García, située non loin du Río Punceres, a été proposée comme référence par Rosales [1959]. Elle est caractérisée par un contact concordant et progressif, à la base avec les formations García et Barranquín et, au sommet, soit avec la Formation Chimana, soit avec la Formation Querecual.

La *Formation Cutacual* [Metz, 1965] est formée de calcaires noirs à texture fine, ressemblant à ceux de la Formation Querecual, mais dont l'âge plus ancien a permis de les inclure dans El Cantil. Pour Metz [1965], ce niveau représenterait un faciès euxinique local d'El Cantil, semblable au membre Machiques de la Formation Apón du Venezuela occidental. On peut toutefois remarquer que les calcaires du Cutacual ne sont pas microlaminés de sorte que cette unité argilo-carbonatée peut être considérée comme un synonyme non nécessaire de la Formation Valle Grande [Vivas et Macsotay, 1995].

La Formation Chimana, définie par Hedberg et Pyre [1944] dans l'île de Chimana Grande (état d'Anzoátegui), est formée par des grès glauconieux, des argilites et des calcaires en alternances irrégulières, dont l'épaisseur est de 260 m dans la localité-type mais s'accroît vers l'est. Le contact inférieur est abrupt avec la Formation Borracha dans le Domaine Archipélagique Guaiquerí-Manare (DAGM) [Vivas et Macsotay, 1995]. Dans le Domaine Bergantín-Guanta (DBG), son contact inférieur est concordant et latéralement progressif avec la Formation El Cantil. Le contact supérieur paraît concordant avec la Formation Querecual, bien qu'un hiatus entre ces deux unités semble exister sur des bases paléontologiques. Selon le Lexique stratigraphique international [Petzall *et al.*, 1978], la Formation Chimana représenterait un équivalent latéral de la partie supérieure de la Formation El Cantil. Elle serait aussi l'homologue de la Formation Lisure du Groupe Cogollo

de la région de Maracaibo [voir Arnaud *et al.*, 1999, fig. 3, pour sa localisation stratigraphique].

La Formation Majagual a été définie par Rod et Maync [1954, p. 252] comme une unité de calcaires massifs, partiellement cristallins, renfermant des alternances marneuses dans sa partie supérieure et qui affleure le long du Río Carinicua. Épaisse de 250 m dans le Domaine d'El Pato (DEP), elle ne dépasse pas les 100 m dans sa section-type (DAGM). Par son contact inférieur, elle repose sur les Formations Chimana, Valle Grande ou Chuparipal ; son sommet est toujours concordant avec la Formation Querecual [Vivas et Macsotay, 1995]. L'ensemble des rudistes [*Mexicaprina* cf. *cornuta* COOGAN, *Eoradiolites* cf. *davidsoni* (HILL)] et des gastéropodes [*Nerinea* aff. *subnodulosa*, *Cossmanna annulata* (GEMMELLARO), *Bathraspira tecta* (D'ORBIGNY) identifiés par O. Macsotay in rapport Aguasuelos, 1994] indique un âge albien moyen terminal-albien supérieur et peut-être cénomanién inférieur. Il s'agirait de sédiments déposés sur un haut-fond typique [*sensu* Arnaud, 1979] contemporain de la base de la Formation Querecual lorsque les conditions disoxygènes se sont installées tout le long de la marge continentale vénézuélienne.

La Formation Querecual, définie par Hedberg [1937] le long du Río Querecual, au sud de Puerto La Cruz, représente la roche mère crétacée, homologue de la Formation La Luna du Venezuela occidental. Il s'agit de calcaires et de marnes noires renfermant fréquemment de grandes concrétions discoïdales. Cette formation, qui se distingue aisément des unités sous-jacentes, n'a pas fait l'objet d'examen détaillé dans le cadre de cette étude.

1.2. Biostratigraphie de l'Aptien et de l'Albien

Les étages Aptien et Albien ont été originellement définis en France vers le milieu du XIX^e siècle. Depuis, de nombreuses recherches ont été consacrées à ces étages, aussi bien dans la " province boréale " (Europe du Nord-Ouest) que dans la " province mésogéenne " ou Téthys (Europe méditerranéenne). Pour le Venezuela, Bulot [1993, 1994] a proposé des tableaux permettant de comparer les résultats biostratigraphiques de Guillaume *et al.* [1972] et Renz [1982] avec ceux des plus récents travaux réalisés en Europe.

Au Venezuela oriental, la répartition verticale des ammonites est généralement discontinue. Les faunes étudiées ont été recueillies seulement dans certains niveaux intercalés dans des successions qui en sont dépourvues, notamment celles correspondant à des milieux peu profonds. Dans ces conditions, il n'est pas possible d'établir une zonation basée sur les premières apparitions (FAD) des espèces qui, dans ce cas, sont directement liées aux variations verticales des faciès sur les plates-formes. C'est la raison pour laquelle Bulot [1993, 1994] a proposé pour le Venezuela une zonation spécifique basée sur des zones d'assemblage, parfois

séparées par des intervalles stériles qui, dans ce contexte de plate-forme, soulignent les périodes d'exondation ou de plus bas niveau de la mer. Trois intervalles stériles d'extensions inégales ont été mis en évidence, le premier couvre l'essentiel de l'Aptien inférieur, le second couvre la limite Aptien-Albien et le dernier correspond à la plus grande partie de l'Albien moyen.

À l'Aptien et à l'Albien, l'importante remontée du niveau de la mer s'est partout traduite par une uniformisation des faunes d'ammonites et par une importante réduction de l'endémisme. Il en résulte que celles du Venezuela oriental sont pour l'essentiel d'affinités méditerranéennes de sorte que la zonation

locale de Bulot [1993, 1994] peut être aisément comparée avec le schéma zonal méditerranéen standard de Hoedemacker et Company [1993]. Les détails de ces zonations, leurs raisons et les tableaux de corrélation correspondant ayant été discutés par Bulot [1993, 1994], seuls les principaux éléments seront discutés dans ces lignes à la lumière des nouvelles résultats obtenus par ce dernier dans le domaine vocontien [Bulot, Dauphin et Beaudoin, en cours].

Les successions d'ammonites du Venezuela oriental (fig. 4) débutent par un **horizon monospécifique** à *Chelonicer* qui a été rencontré dans plusieurs localités au toit de la Formation Barranquín, immédiatement sous

Ma	PROVINCE EUROPEENNE (Casey, 1961 [Aptien] et Latil, 1991 [Albien])		PROVINCE MÉDITERRANÉENNE (Hoedemacker et al., 1993 Latil, 1994)		VENEZUELA (Bulot, ce travail)	
	ZONES	ZONES	HORIZONS	ZONES D'ASSEMBLAGE	HORIZONS	
100	SUPÉRIEUR	<i>Stoliczkaia dispar</i>	<i>Stoliczkaia dispar</i>	<i>Stoliczkaia dispar</i>		
		<i>Mortoniceras inflatum</i>	<i>Mortoniceras inflatum</i>	<i>Stoliczkaia blancheti</i> <i>Callihoplites auritus</i> <i>Hysterocheras varicosum</i> <i>Hysterocheras orbigny</i> <i>Dipoloceras cristatum</i>		
105	ALBIEN MOYEN	<i>Euhoplites lautus</i>	<i>Euhoplites lautus</i>	<i>Euhoplites lautus</i>		
		<i>Euhoplites loricatus</i>	<i>Euhoplites loricatus</i>			NON CARACTÉRISÉ
		<i>Hoplites dentatus</i>	<i>Hoplites dentatus</i>	<i>Hoplites spathi</i> <i>Lyelliceras lyelli</i>	<i>Hoplites dentatus</i>	<i>Lyelliceras lyelli</i>
110	ALBIEN INFÉRIEUR	<i>Douvilleicer</i> <i>mammillatum</i>	<i>Douvilleicer</i> <i>mammillatum</i>	<i>Lyelliceras pseudolyelli</i>	<i>Beudanticeras</i> ssp.	<i>Lyelliceras pseudolyelli</i> <i>Paregonoceras</i>
		<i>Leymeriella tardefurcata</i>	<i>Leymeriella tardefurcata</i>	<i>Leymeriella regularis</i> <i>Leymeriella acuticostata</i>		NON CARACTÉRISÉ
115	APTIEN SUPÉRIEUR	<i>Hypacanthoplites jacobi</i>	<i>Hypacanthoplites jacobi</i>		<i>Nolaniceras nolani</i>	
		<i>Parahoplites nutfieldensis</i>	<i>Nolaniceras nolani</i>		<i>Parahoplites</i> ssp.	
		<i>Epicheloniceras martinioides</i>	<i>Parahoplites melchioris</i>		<i>Aconeceras nisus</i>	
		<i>Tropaeum bowerbanki</i>	<i>Epicheloniceras subnodosocostatum</i>		<i>Dufrenoyia furcata</i>	<i>Chelonicer</i> sp.
		<i>Deshayesites deshayesi</i>	<i>Dufrenoyia furcata</i>			NON CARACTÉRISÉ
120	APTIEN INFÉRIEUR	<i>Deshayesites forbesi</i>	<i>Deshayesites deshayesi</i>			
		<i>Prodeshayesites fissicostatus</i>	<i>Deshayesites weissii</i>			NON CARACTÉRISÉ
BAR.						

FIG. 4.– Les zones d'assemblage mises en évidence au Venezuela oriental et leurs corrélations avec les zonations standard des domaines européen et méditerranéen. Échelle des temps géologiques de Hardenbol et al. [1998].

FIG. 4.– The assemblage zones of eastern Venezuela and correlations with standard zones of the European and Mediterranean Domains. Time scale from Hardenbol et al. [1998].

les associations à *Dufrenoyia* de la base des marnes de la Formation García. Les *Chelonicerases* récoltés lors de notre étude appartiennent tous au groupe de *Chelonicerases meyenendorffi* dont la répartition est strictement limitée à la partie supérieure de la zone à *Tropaeum bowerbanki* (sous-zone à *C. meyenendorffi*) *sensu* Casey (1961). Initialement individualisé comme un biohorizon distinct [Bulot 1993, 1994], il nous semble désormais plus cohérent d'inclure ce niveau à la base de la zone d'assemblage à *Dufrenoyia furcata* qui, dans le domaine méditerranéen, représente un équivalent partiel de la zone à *T. bowerbanki* [Conte, 1995 ; Bulot *et al.*, en prep.].

Au Venezuela, le niveau basal à *Chelonicerases* est surmonté par une riche association d'ammonites pyriteuses caractérisée par l'abondance des *Dufrenoyia* du groupe *furcata* (*D. dufrenoyi*, *D. furcata*, *D. lurenensis*, *D. justinae*). Au sommet de cet intervalle, apparaissent les *Burckhardtites* du groupe *nazasensis* et les premiers *Gargasicerases* (*G. gargasense*, *G. recticostatum*), parfois accompagnés par de rares *Pseudosaynella* (*P. aff. raresulcata*, *P. aff. undulata*). Compte tenu de la répartition de ces espèces dans le Sud-Est de la France et en Grande Bretagne, il est possible de corréliser cet assemblage 1) avec la partie supérieure de la zone à *Tropaeum bowerbanki* (sous-zone à *C. meyenendorffi*) et 2) avec la partie moyenne et supérieure de la zone à *Dufrenoyia furcata* du schéma méditerranéen standard.

Dans la partie supérieure des marnes de la Formation García, et à la base des marnes de la Formation Valle Grande, une zone d'assemblage à *Aconeceras nisus* (Aptien supérieur) a été individualisée. Elle se distingue de la zone sous-jacente à *Dufrenoyia furcata* par l'absence des *Dufrenoyia* du groupe *furcata*, l'individualisation de *Colombiceras crassicosatum* et l'acmé d'*Aconeceras nisus* (forme type). Il est aussi à noter que les genres *Burckhardtites* et *Dufrenoyia* (groupe de *D. texana* et *D. sanctorum*) persistent à la base de la zone, tout comme *Costidiscus recticostatus*. Parmi les faunes d'accompagnement, *Zurcherella impressa* et *Valdedorsella angladei* sont connues dès la base. La partie supérieure de l'assemblage est caractérisée par l'apparition des premiers représentants du genre *Mathoceras*, l'abondance des *Colombiceras* du groupe *tobleri* (*C. aff. caucasicum*, *C. subtobleri*, *C. subpeltoceroïdes*), et l'apparition des formes de transition entre les genres *Colombiceras* et *Acanthohoplites*. En dépit de la rareté des *Epicheloniceras* du groupe *subnodosocostatum*, il est possible de corréliser la base de la zone vénézuélienne à *A. nisus* avec la base de la zone standard méditerranéenne à *Epicheloniceras subnodosocostatum*.

La zone d'assemblage à *Parahoplites* spp. (Aptien supérieur) [zone à *Parahoplites* sp. et *Acanthohoplites* sp. in Bulot, 1993, 1994] occupe un niveau élevé des marnes de la Formation Valle Grande. Aux côtés des rares représentants du genre *Parahoplites* (dont ? *Kasanskiella*) et des *Acanthohoplites* primitifs (groupe *aschiltaensis*), elle est caractérisée dans sa partie basale par de riches associations à *Colombiceras* gr. *tobleri*,

Sinzovia aff. *stolleyi*, *Melchiorites emerici*, *Zurcherella alpina*, « *Melchiorites* » aff. *falcistriatum* et *Valdedorsella gelutina*. La partie supérieure est marquée par le développement des *Acanthohoplites* du groupe *bigoureti-abichi* et de *Zurcherella zurcheri*. Compte tenu des données acquises récemment dans le domaine vocontien [Bulot, Dauphin et Beaudoin, en cours], il est clair que la séquence évolutive des *Acanthohoplitinae* est similaire dans les deux régions. La corrélation précise de cette unité biostratigraphique avec ses équivalents méditerranéen et nord-ouest européen est délicate. La présence des *Parahoplites* dans les successions vénézuéliennes est trop sporadique pour pouvoir affirmer que leur première apparition est corrélative de la base de la zone à *P. melchioris* de la zonation méditerranéenne ou de la zone à *Parahoplites nutfieldensis* de la zonation nord-ouest européenne. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous considérons donc que la zone à *Parahoplites* spp. peut être parallélisée avec une partie de la zone à *Parahoplites melchioris* sans qu'il soit possible de positionner exactement sa base.

La zone d'assemblage à *Nolanicerases nolani* (Aptien supérieur) n'a pas fait l'objet d'une description par Bulot [1993, 1994] car la découverte des superbes faunes appartenant à cet horizon est postérieure à ces travaux. Cette association, très bien représentée dans la région de Catuaro, est par de nombreux points semblable à celle du célèbre niveau de Clansayes (Sud-Est de la France), localité-type du Clansayésien, sous-étage français de l'Aptien terminal (dans le cadre d'une subdivision tripartite de l'Aptien, solution généralement non retenue par la communauté internationale). Parmi les formes les plus significatives sont à noter *Nolanicerases nolani* (SEUNES), *Valdedorsella akushaense* (ANTHULA), « *Melchiorites* » *falcistriatum* (ANTHULA), *Acanthohoplites* gr. *bigoureti* (SEUNES), *Zurcherella zurcheri* RIEDEL non JACOB, *Zurcherella clansayense* (JACOB) et une forme évoluée et très abondante d'*Aconeceras* à région ventrale plane qui rappelle « *Sinzovia* » *clansayense* EGOIAN. La limite avec la zone sous-jacente à *Parahoplites* est difficile à caractériser dans la mesure où les premiers *Nolanicerases* (formes tuberculées affines à *N. nolani* var. *crassa*) apparaissent dans une association dominée par des éléments apparus antérieurement. D'autre part, l'absence de coupe détaillée de la zone à *Nolanicerases nolani* dans la Téthys méditerranéenne ne permet pas d'assumer avec certitude le synchronisme avec les faunes vénézuéliennes. Ainsi, il est actuellement impossible de savoir si la sous-zone inférieure à *Protacanthoplites prodromus* des auteurs russes [Bogdanova et Tovbina, 1995] est représentée au Venezuela oriental dans le sommet de la zone d'assemblage à *Parahoplites* spp. ou à la base de la zone d'assemblage à *Nolanicerases nolani*.

Une zone d'assemblage à *Beudanticeras* (Albien inférieur) a été introduite par Bulot [1993, 1995] car de nombreuses espèces de ce genre se rencontrent en de nombreux points du Venezuela oriental dès la base des marnes de la Formation Chimana. En Europe du NW, les

niveaux de plus grande abondance des *Beudanticeras*, en association avec des *Protanisoceras* gr. *blancheti* (aussi représentés au Venezuela), se rencontrent dans la partie moyenne de la superzone à *Douvilleiceras mammillatum* de la zonation standard d'Europe du nord-ouest [Owen, 1988].

Deux horizons peuvent être distingués au Venezuela dans la partie supérieure de cette zone d'assemblage :

- le biohorizon à *Parengoceras*, dont la position exacte au sein de l'Albien inférieur n'a pas pu être clairement établie en raison de l'endémisme des espèces représentées, mais qui se situe au-dessous du biohorizon à *Lyelliceras pseudolyelli*, tant au Venezuela oriental qu'au Pérou (Robert et Bulot, en cours). Il est aussi à noter que, par rapport au schéma zonal, les rares exemplaires de *Parengoceras* connus en Europe se situent au-dessous des couches appartenant à l'horizon à *Lyelliceras pseudolyelli* ;
- le biohorizon à *Lyelliceras pseudolyelli*, équivalent de la zone à *Lyelliceras pseudolyelli* de l'échelle standard du domaine méditerranéen.

La zone d'assemblage à *Lyelliceras lyelli* a été reconnue seulement en deux points (Río Caripe et Piedra de Rayo dans la vallée du Río Punceres). Les associations correspondantes, décrites du sommet de la Formation Chimana par Renz [1991], ont été corrélées avec la sous-zone à *Lyelliceras lyelli* de la zonation européenne standard [Latil, 1991 et 1993].

2.- LES COUPES DU CERRO LOS ENCANTADOS ET DU PICO GARCÍA (DBG)

La série allant de la partie supérieure de la Formation Barranquín à la base de la Formation Querecual a été

détaillée grâce à ces deux coupes très voisines, la première permettant d'observer la base et la seconde le sommet de l'intervalle (fig. 5). La zone de recouvrement des deux coupes comporte la Formation García et la partie inférieure de la Formation El Cantil. La coupe d'ensemble obtenue est donc très représentative, tant de ces deux dernières unités lithologiques dans leur région-type que de la partie la plus interne du secteur étudié.

La coupe du **Cerro Los Encantados**, très complète hormis les niveaux argileux ou marneux qui affleurent mal, a fait l'objet d'un levé le long de deux crêtes (« Fila oeste » et « Fila este »), permettant d'analyser le sommet de la Formation Barranquín, la Formation García et la base de la Formation El Cantil (fig. 6).

La coupe du **Pico García** a été détaillée pour la Formation El Cantil, qui y est très bien représentée depuis le sommet de la Formation García jusqu'à la base de la Formation Querecual.

2.1. Coupe du Cerro los Encantados

2.1.1. Coupe du Cerro los Encantados, Fila Este

Séquence de dépôt 1, Formation Barranquín

La coupe détaillée ici débute non loin du sommet de la Formation Barranquín, épaisse de plus de 2000 m dans ce secteur [Chevalier, 1993]. D'après M. Chaplet, le premier banc calcaire de cette formation, qui souligne probablement la *maximum flooding surface* (mfs) de la séquence de dépôt 1, s'observe beaucoup plus bas que le début de notre coupe.

La partie supérieure de la séquence de dépôt 1 (notée 1, sur la fig. 7) est caractérisée par des paraséquences

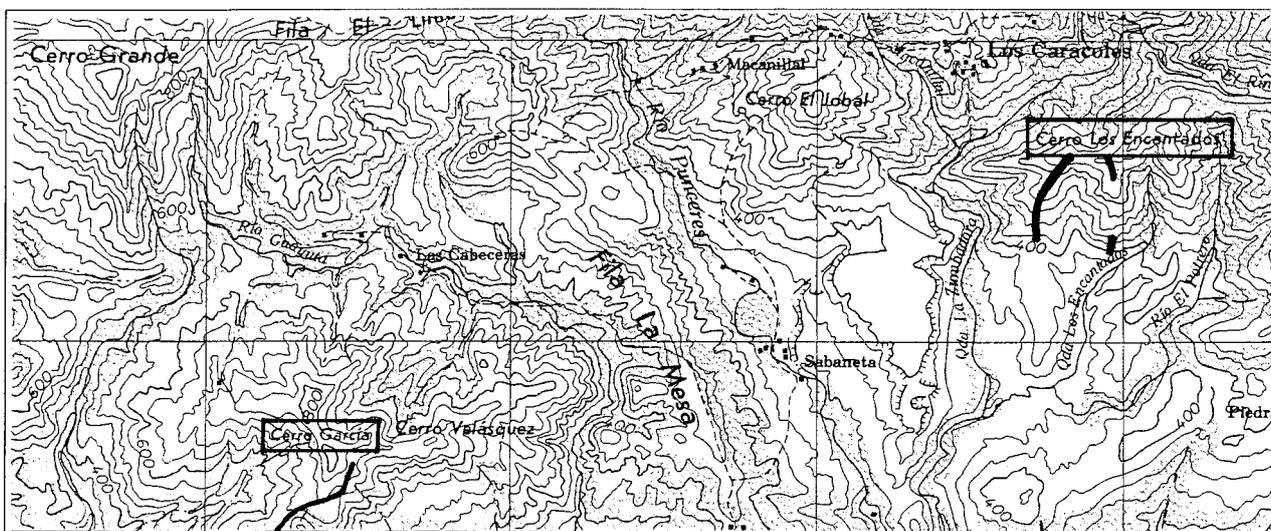


FIG. 5.- Localisation géographique des coupes du Cerro Los Encantados et du Pico García.

FIG. 5.- Geographical location of the Cerro Los Encantados and Pico García sections.

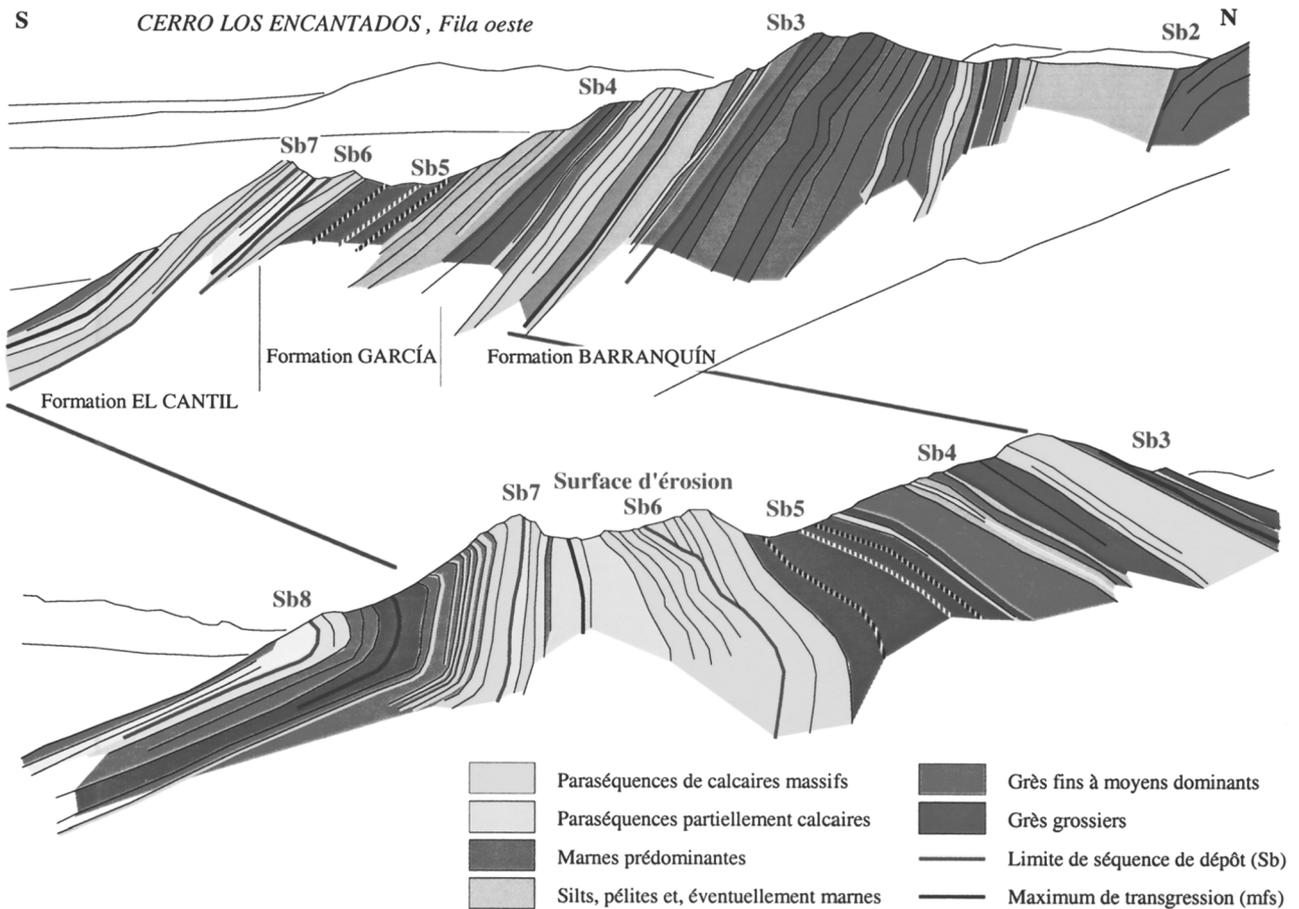


FIG. 6.– Panorama du Cerro Los Encantados.

FIG. 6.– Panorama of the Cerro Los Encantados.

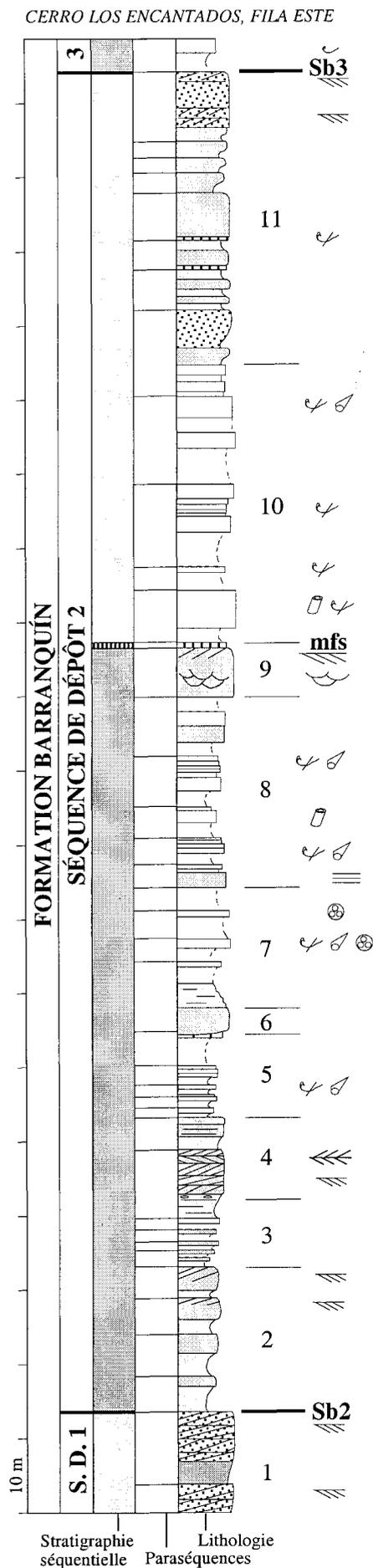
gréseuses épaisses, de type *shallowing-up*, constituées à la base par des grès moyens sans litages apparents ou avec des litages plans et, au sommet, par des grès très grossiers, parfois microconglomératiques, à litages obliques, typiques de barres sableuses sous-marine (*offshore bars*). Ces paraséquences épaisses du sommet de la séquence de dépôt 1 forment la partie supérieure d'un prisme de haut niveau progradant (*highstand prograding wedge*).

Séquence de dépôt 2, Formation Barranquín

La limite de séquence Sb2 (*Sequence boundary Sb2*) correspond à une *toplap surface* très nette qui sépare les grès très bien classés, grossiers, du sommet du HST (*Highstand systems tract*) de la séquence 1 des grès fins, mal classés, plus ou moins pélitiques de la base de la séquence de dépôt 2.

L'intervalle transgressif (*Transgressive Systems Tract, TST*) débute par des paraséquences à sédimentation gréseuse dominante et se termine par des paraséquences principalement carbonatées ou argilo-carbonatées. De bas en haut se distinguent (pour les numéros, se reporter à la figure 7) :

- 2, Un ensemble de quatre paraséquences *shallowing-up* constituées par des grès fins mal classés et peut-être argileux à la base, devenant plus grossiers et mieux classés au sommet. Apparition de litages obliques au sommet de la 3^e et de la 4^e paraséquence. Interprétation : ensemble de barres sableuses marines progradantes ;
- 3, Quatre paraséquences peu épaisses de grès et grès argileux mal classés avec, dans la deuxième, de nombreux fragments de plantes fossiles. Interprétation : chenaux dans un environnement de barres tidales. Au sommet s'observe le premier banc de calcaire micritique.
- 4, Un ensemble *thinning-up* de deux paraséquences. La première, décamétrique, est formée de grès moyens à litages plans et *flaser* à la base, passant vers le haut à des grès moyens, bien classés, à *herringbones*. Interprétation : barre tidale. La seconde est constituée de grès fins à litages plans. De l'une à l'autre, ces paraséquences soulignent un approfondissement des milieux de dépôt, typique d'un intervalle transgressif.
- 5, Plusieurs bancs de calcaires légèrement argileux à éléments ferruginisés, Choffatelles, petits gastéropodes et petits bivalves. Compte tenu de la morphologie, ces



calcaires argileux sont probablement intercalés dans des marnes.

– 6, Barre gréseuse disparaissant latéralement, correspondant au remplissage d'un chenal.

– 7, Intervalle débutant par un petit banc de micrite argileuse à éléments ferruginisés, surmonté par un banc calcaire presque azoïque (sommet d'une paraséquence épaisse de comblement de chenal dont la base correspond aux grès du niveau 6). Au-dessus, deux bancs de calcaires gris beige, à éléments ferruginisés, Choffatelles, petits bivalves et gastéropodes.

– 8, Au-dessus de grès fins à litages plans, succession de paraséquences peu épaisses comportant des argilites ou marnes à la base (la partie basale n'est pas visible, mais correspond à des niveaux tendres d'après leur aspect morphologique) et des calcaires ou calcaires argileux au sommet. Certains bancs sont azoïques, mais d'autres renferment des petits bioclastes, gastéropodes, petits fragments d'huîtres, rares algues dasycladales. Vers le sommet, présence d'un banc de grès fin, mal classé, probablement argileux.

– 9, Barre gréseuse constituée par des grès fins à moyens à stratification entrecroisée festonnée à la base et litages obliques au sommet (barre sableuse sous-marine).

Le maximum de transgression (*mfs*) correspond à un banc de calcaire orange très ferrugineux, très glauconieux et riche en assez gros grains de quartz.

Le prisme de haut niveau est constitué par un ensemble, calcaire à la base et gréseux au sommet, de paraséquences d'épaisseur souvent décamétrique.

– 10, Paraséquences probablement argileuses à la base et calcaires au sommet. De bas en haut, les sommets de paraséquences sont formés respectivement de calcaire micritique gris à petits gastéropodes, fragments d'huîtres, algues dasycladales ferruginisées, de calcaire biomicritique à très nombreux fragments d'huîtres, de deux bancs de calcaires micritiques, gris, azoïques, séparés par des calcaires argileux gris à nombreux fragments d'huîtres et d'une barre calcaire formée par de gros bancs de calcaires micritiques à rares petits fragments de gastéropodes et de bivalves.

– 11, Ensemble de paraséquences épaisses *shallowing-up* formées par des grès moyens à grossiers. Apparition de litages obliques dans les grès grossiers du sommet des dernières paraséquences. Interprétation : ensemble de barres sableuses sous-marines avec, vers le bas, quelques systèmes de chenaux inter-barres. La sédimentation principalement carbonatée sous-jacente

FIG. 7.– Coupe du Cerro Los Encantados (crête est), séquence de dépôt 2 (Formation Barranquín) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

Fig. 7.– Cerro Los Encantados section (eastern crest), depositional sequence 2 (Barranquín Formation) : lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

cède progressivement la place à des dépôts sableux silicoclastiques montrant une diminution progressive de la profondeur et le dépôt sous l'influence de courants de vitesse croissante vers le haut. Deux petits bancs calcaires existent encore à la base, le premier de calcaires argileux micritiques à rares bioclastes, le second de calcaire argileux orange à nombreux fragments d'huîtres.

Le sommet du niveau 11 correspond à la limite de séquence de dépôt Sb3, au-dessus de laquelle affleure dans de mauvaises conditions un premier banc calcaire à huîtres.

2.1.2. Coupe du Cerro los Encantados, Fila Oeste

Séquence de dépôt 2, Formation Barranquín (fig. 8)

La coupe, levée seulement à partir du niveau gréseux 9 situé au-dessous du maximum de transgression (*mfs*), est très semblable à celle de la Fila Este, hormis le niveau gréseux 11 qui est plus épais. La *mfs* est aussi représentée par un banc calcaire micritique roux, très glauconieux, ferruginisé, à fragments d'huîtres. Au-dessus, malgré l'épaisseur, seule la partie inférieure, agrandante, du prisme de haut niveau (*HST*) semble représentée (*early highstand*). La diminution de l'espace d'accommodation, très sensible, est marquée par le passage vertical de milieux subtidaux à des milieux tidaux. Le niveau 10 est formé par des calcaires et calcaires argileux peu visibles à bioturbations, petits bioclastes, éléments ferruginisés et *Choffatelles*, surmontés par une barre calcaire massive à bancs métriques (ankérite abondante à la base des bancs). Le niveau 11 montre, à la base, trois paraséquences relativement peu épaisses, plus indurées au sommet qu'à la base, formées par des grès fins sans litages apparent. Deux niveaux de calcaires argileux beiges à fragments de bivalves (et fragments de *Ceratostreon* pour le niveau inférieur) sont intercalés dans les grès fins, blancs et assez bien classés du sommet des paraséquences. Plus haut, les paraséquences, plus épaisses, sont constituées de grès moyens à litages plans. Les paraséquences sommitales sont formées par des grès de plus en plus grossiers vers le haut, parfois même microconglomératiques, avec apparition et développement des litages obliques ou entrecroisés (barres sableuses sous-

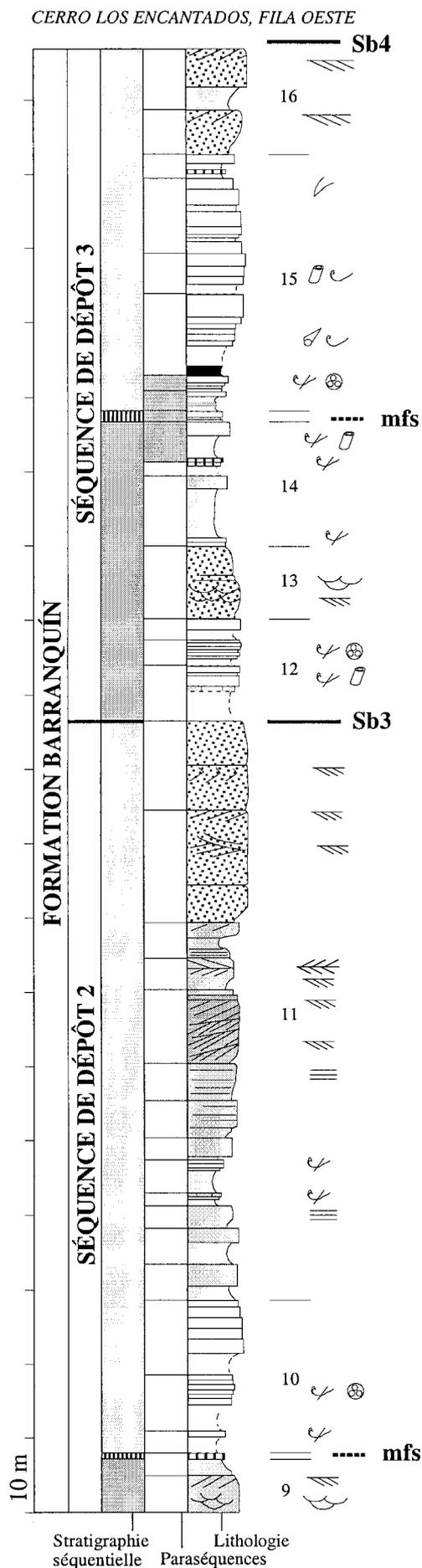


FIG. 8.— Coupe du Cerro Los Encantados (crête ouest), séquences de dépôt 2 et 3 (Formation Barranquín) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Les paraséquences cycliques sont en gris dans la colonne correspondante. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

FIG. 8.— Cerro Los Encantados section (western crest), depositional sequences 2 and 3 (Barranquín Formation) : lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Cyclic parasequences are represented by dotted areas in the corresponding column. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

marines subtidales avec transport par un courant unidirectionnel rapide). Dans un cas au moins ces barres subtidales passent vers le haut à des barres tidales à *herringbones*.

Séquence de dépôt 3, Formation Barranquín

Elle constitue le sommet de la Formation Barranquín au Cerro Los Encantados (fig. 8). La limite de séquence de dépôt Sb3 est très bien marquée dans la topographie car elle correspond au toit des grès grossiers de la dernière paraséquence du *HST* de la séquence de dépôt 2. Elle souligne le passage brutal entre les barres sableuses marines infralittorales (*shallow subtidal*) et les environnements plus calmes, circalittoraux (*deep subtidal*) de la base de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 3. Elle est surmontée, dans les pentes de la « Fila Oeste » par des bancs peu visibles en raison de la présence d'une surface de glissement quaternaire. L'intervalle transgressif (*TST*) est caractérisée par des intercalations de grès fins et de calcaires argileux et calcaires en bancs peu épais. De bas en haut :

– 12, Ensemble d'au moins trois paraséquences avec, à la base, des grès fins argileux ou des argilites ou des marnes n'affleurant pas et, au sommet, respectivement : a) des calcaires gris-noir micritiques, parfois ankéritisés, à rares huîtres, fragments de bivalves, quelques bioclastes ferruginisés, lithoclastes de calcaires argileux et quelques grains de quartz, b) des calcaires argileux à petits bioclastes et Choffatelles, c) des calcaires micritiques gris à très rares bioclastes.

– 13, Une paraséquence gréseuse affleurant en surface structurale et disparaissant latéralement (remplissage de chenal ?). Lames millimétriques entrecroisées à la base, litages festonnés au sommet.

– 14, Trois paraséquences de grès fins argileux et de calcaires argileux en affleurements médiocres, la dernière paraissant cyclique. Les calcaires argileux, parfois silteux, ocres ou orange, renferment de rares éléments ferruginisés et petits fragments de bivalves. Au sommet de la dernière paraséquence, calcaire micritique gris à petits bioclastes et rares sections de *Dasycladales*.

Le maximum de transgression (*mfs*) se place au niveau d'une paraséquence peu épaisse de calcaires argileux jaunes, d'aspect noduleux, à fragments de bivalves et surface durcie (*hard ground*) au sommet.

Le prisme de haut niveau (*HST*) est, là encore, caractérisé par une partie basale de calcaires massifs et une partie sommitale de grès grossiers.

– 15, Ensemble calcaire avec, à la base, surmontant des grès silteux très fins, des calcaires argileux ocre, bioturbés, à Choffatelles et fragments de bivalves, puis des calcaires argileux et marnes noduleuses et enfin des calcaires gris et calcaires argileux à petits bivalves et gastéropodes. Au sommet, une barre calcaire massive avec, de bas en haut, de gros bancs de micrites presque

azoïques ou à petits bivalves et rares *dasycladales*, puis des calcaires micritiques gris à gros bivalves (*Gervillia* possibles), des calcaires argileux beiges à nombreux petits bivalves et gastéropodes et enfin des calcaires micritiques gris à rares bioclastes (ankérite au sommet).

– 16, Ensemble gréseux de deux paraséquences plurimétriques formées chacune, à la base, par des grès fins sans stratification visible et au sommet par des grès plus grossiers à stratifications obliques. La partie terminale, qui correspond à une surface structurale couverte de végétation n'est pas clairement visible.

L'agradation est encore importante et la progradation reste encore très faible de sorte qu'il n'existe pas de preuve de la présence du *late highstand* au sommet de la séquence de dépôt 3.

Séquence de dépôt 4, Formation García (fig. 9)

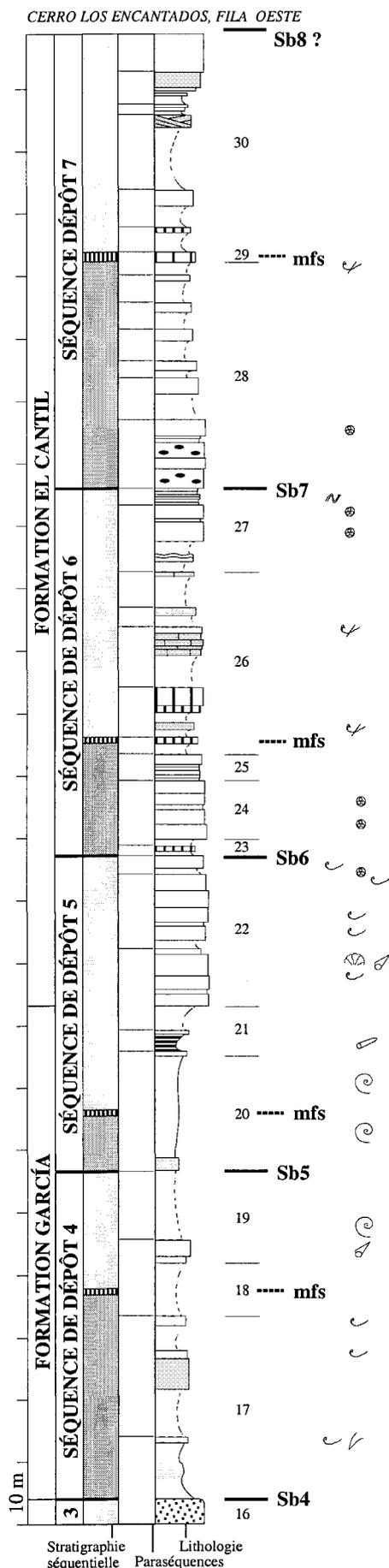
La limite de séquence Sb4 est très claire sur le terrain, car elle sépare les grès massifs du *HST* de la séquence 3 des grès fins, silts et calcaires de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 4. Elle correspond donc ici à la limite lithologique entre les Formations Barranquín et García.

L'intervalle transgressif (17, fig. 9), relativement peu épais, affleure malheureusement très mal au Cerro Los Encantados. Il est constitué par plusieurs paraséquences dont le détail n'est pas connu. Les bases des paraséquences n'affleurent pas, mais correspondent à des niveaux tendres qui peuvent être selon les cas soit des argilites ou des marnes, soit des grès silteux tendres. Les parties supérieures, plus dures, en relief, sont constituées soit par des grès fins qui disparaissent latéralement (remplissages de chenaux ?), soit par des calcaires micritiques à petits gastéropodes, petites huîtres, *Gervillia* (à la base) et *Ceratostreon* (au sommet de l'intervalle transgressif). Le sommet du dernier banc calcaire correspond à une surface durcie à encroûtement ferrugineux (*hard ground*). Cette disposition d'ensemble, et notamment l'évolution verticale des peuplements de bivalves, indique un approfondissement progressif des milieux de dépôt qui, dès la base, sont des milieux marins ouverts situés au-dessous de la limite inférieure d'agitation des vagues (*fair weather wave base*).

Le maximum de transgression (18, fig. 9), a été placé au niveau de marnes qui renferment, ici comme dans d'autres coupes de cette région, des ammonites de la zone à *Dufrenoyia furcata* (sommet de l'Aptien inférieur).

Le prisme de haut niveau (19, fig. 9) est très peu développé puisqu'il comporte seulement deux paraséquences, la seconde étant d'ailleurs très probablement tronquée au sommet. Elles comportent, à la base, des marnes à ammonites et, au sommet (pour la première paraséquence seulement) un banc calcaire massif à gastéropodes et *hard ground* sommital.

Séquence de dépôt 5, Formation García et base d'El Cantil



Cette séquence de dépôt a dans l'ensemble la même épaisseur que la séquence 4, mais elle en diffère beaucoup par le contenu des cortèges sédimentaires (fig. 9).

La limite de séquence Sb5, située dans les marnes García, est une surface de ravinement à l'échelle régionale. Elle est surmontée par un banc de grès discontinu, dont l'épaisseur varie fortement d'un point à un autre (remplissage probable de paléovallées).

– 20, La sédimentation débute juste sous le maximum de transgression (*mfs*) qui correspond à des marnes brunes à nodules rougeâtres, riches en ammonites de la zone à *Aconeceras nisus* de la base de l'Aptien supérieur.

Le prisme de haut niveau est bien développé, constitué de bas en haut par :

– 21, À la base, deux petits bancs de calcaires argileux jaunâtre, intercalés dans des marnes, renfermant quelques belemnites.

– 22, Au sommet, des calcaires massifs surmontent sans transition les calcaires argileux et marnes précédents. Cette limite lithologique nette, sommet de la Formation García, souligne l'apparition brusque de la sédimentation carbonatée de plate-forme dans des milieux redevenus moins profonds et à l'abri des apports détritiques terrigènes grossiers.

Trois paraséquences *thickening-up* au moins, d'épaisseur décamétrique, s'y observent. La première débute par des calcaires micritiques à échinodermes, gros gastéropodes, gros bivalves et se termine au sommet par un banc riche en madréporaires et hydrozoaires, observés en divers points, tant au Cerro Los Encantados qu'au Pico García même, mais absents en d'autres points, par exemple aux alentours de la cote 700 m de la falaise du Pico García. De ce fait, les milieux de dépôt du sommet de cette paraséquence peuvent être placés sans ambiguïté dans l'étage infralittoral (*shallow subtidal*), mais correspondent à des environnements calmes, ce qui traduit bien la situation protégée de ce secteur par rapport à la houle et aux vents dominants (comme c'était aussi le cas pour les carbonates de la Formation Peñas Altas du Venezuela occidental, Arnaud *et al.*, 1999). La deuxième paraséquence pourrait débiter par des calcaires argileux (absence d'affleurement dans un petit replat). Au-

FIG. 9.– Coupe du Cerro Los Encantados (crête ouest), séquences de dépôt 4 à 7 (Formations García et El Cantil) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

FIG. 9.– Cerro Los Encantados section (western crest), depositional sequences 4 to 7 (García and El Cantil Formations) : lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

dessus, elle est formée principalement par des calcaires micritiques (wackestones, puis mudstones) assez riches en petits foraminifères benthiques et montrant, de bas en haut, une légère évolution des environnements soulignée par la disparition des algues dasycladales et des exogyres, et par le développement des ostracodes. La troisième paraséquence, très incomplète, est représentée par son banc basal riche en grosses huîtres et quelques mauvaises sections appartenant peut-être à des rudistes (Requieniids).

D'un point de vue général, cette barre calcaire correspond à un ensemble de paraséquences faiblement progradantes, montrant le passage de milieux marins circalittoraux (*deep subtidal, open marine*) à la base, à des milieux infralittoraux marins ouverts (faciès à madréporaires) puis à des milieux marins infralittoraux très faiblement confinés (disparition des échinodermes) au sommet (*shallow subtidal, slightly restricted*).

Cet ensemble de paraséquences est tronqué par une surface d'érosion très importante (fig. 6 et 9) correspondant à la limite de séquence de dépôt Sb 6.

Séquence de dépôt 6, Formation El Cantil

La surface d'érosion Sb6 est tapissée par un petit banc de calcaire gréseux orange (23, fig. 9) qui paraît discontinu à l'échelle régionale puisqu'il n'a pas été retrouvé au Pico García. Au-dessus :

– 24, L'intervalle transgressif (*TST*) débute par un ensemble décamétrique formé par deux paraséquences calcaires : la première correspond à des calcaires micritiques à Miliolites, tandis que la seconde débute par des calcaires argileux et se termine par des calcaires micritiques beiges à rares Miliolites et ankérite. Cet ensemble est surmonté par un niveau tendre de nature inconnue qui forme un petit replat métrique, sans visibilité, entre le toit des calcaires et le maximum de transgression (*mfs*).

– 25, Le maximum de transgression (*mfs*) a été placé au niveau d'un banc de calcaire argileux jaune-orange, riche en quartz détritiques, glauconite et parfois petits fragments d'huîtres.

Le prisme de haut niveau (*HST*) est relativement épais, représenté par un ensemble de paraséquences dont la disposition générale est principalement aggradante et faiblement progradante. Deux ensembles se distinguent :

– 26, À la base, des alternances grés-carbonatées avec, de bas en haut, une première séquence argilo-carbonatée, terminée par un gros banc de calcaire orange à nombreux quartz détritiques et glauconie très fortement altérée ; des alternances de calcaires gréseux à huîtres et fragments d'huîtres et de grès à ciment calcaire ; des grès fins, sans litages apparents, dont l'épaisseur est variable d'un point à un autre.

– 27, Au sommet, des calcaires massifs, micritiques, à Miliolites et petits foraminifères benthiques qui débute

par un banc calcaire très riche en grands bivalves (*Cucullaea*). Cette première paraséquence est surmontée par des calcaires argileux à nombreux grands serpules.

Séquence de dépôt 7, Formation El Cantil

Faute de temps, et compte tenu d'affleurement médiocres, seule la base a pu être détaillée au Cerro Los Encantados (fig. 9). La limite de séquence de dépôt Sb7, très spectaculaire, se situe à la base d'un ensemble de paraséquences carbonatées stratodécroissantes (*thinning-up*), surtout si l'on considère seulement la partie calcaire terminale de celles-ci. Cette disposition, particulièrement bien visible à l'affleurement, peut être considérée comme très typique de cette partie de la Formation El Cantil dans sa région type.

L'intervalle transgressif (28, fig. 9), particulièrement typique au Cerro Los Encantados, est constitué par un ensemble de paraséquences calcaires. La première, très massive, est formée de calcaires micritiques gris, bioclastiques, à nombreuses Miliolites et gros silex globuleux partiellement ankéritisés. Les suivantes, montrent des calcaires argileux (ou des marnes, malheureusement peu visibles à l'affleurement) à la base et des calcaires massifs au sommet. De nombreuses huîtres, entières ou fragmentées apparaissent dans la dernière paraséquence de l'intervalle transgressif. Le passage des faciès dominés par les Miliolites aux faciès à huîtres souligne l'approfondissement des milieux de dépôt.

Le maximum de transgression (*mfs*) a été placé au niveau d'un banc de calcaire gréseux orange, très ferrugineux, qui renfermait probablement de la glauconie entièrement altérée (29, fig. 9). Ce banc affleure au niveau d'un petit col et se trouve donc au milieu de la partie la moins résistante de la succession (marnes ou pélites).

Le prisme de haut niveau a seulement fait l'objet d'une reconnaissance rapide. Le résumé des observations sera développé dans la description de la coupe du Pico García.

Séquence de dépôt 9, couches à Mésorbitolines

Ce niveau affleure particulièrement bien sur la Fila este du Cerro Los Encantados (fig. 15). Comme dans la coupe du Pico García, la partie basale est pauvre en Mésorbitolines, mais sa partie sommitale est très riche en ces organismes et en gros *Harpagodes*. Les couches à Mésorbitolines sont surmontées par des calcaires massifs dominés par les faciès à Miliolites.

2.2. Coupe du Pico García

Séquence de dépôt 5, Formation El Cantil

La coupe du Pico García a été levée à partir du sommet des marnes de la Formation García (1, fig. 12 et

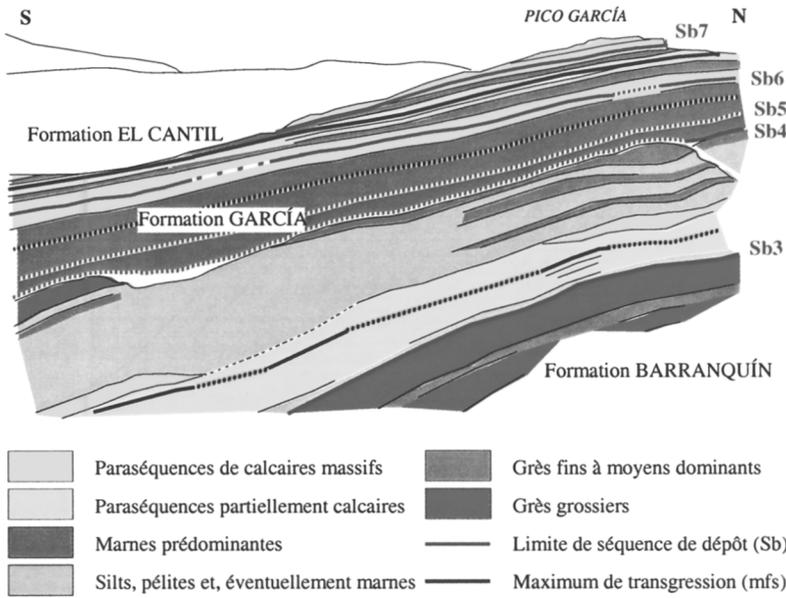


FIG. 10.— Panorama du versant est du Pico García. La Formation García est bien visible dans la morphologie, entre les grès de la Formation Barranquín et les calcaires de la Formation El Cantil qui constituent la ligne de crête.

FIG. 9.— View of the eastern slope of the Pico García. The García Formation is well expressed.



fig. 10). La partie supérieure, calcaire, du prisme de haut niveau (HST) comporte seulement deux paraséquences en ce point (2, fig. 12). La première est formée par des calcaires argileux gris à patine ocre surmontés par des calcaires micritiques gris, bioclastiques, à nodules ferrugineux, plus grossiers à la base qu'au sommet. La seconde, en calcaire micritique gris azoïque, renferme, au milieu, un banc de calcaire micritique gris à très nombreuses grandes huîtres (Exogyres probables).

Séquence de dépôt 6, Formation El Cantil

La limite de séquence de dépôt Sb6 ne paraît pas aussi érosive qu'au Cerro Los Encantados, mais ce n'est probablement qu'une impression si l'on compare les deux coupes au niveau du sommet du HST et de la base de l'intervalle transgressif.

L'intervalle transgressif (TST), dans lequel les grès sont plus développés qu'au Cerro Los Encantados, montre de bas en haut :

- 3, Deux paraséquences calcaires, la première avec un petit banc de micrite calcaire gris-beige à très nombreux petits bioclastes (fragments de bivalves, gastéropodes,

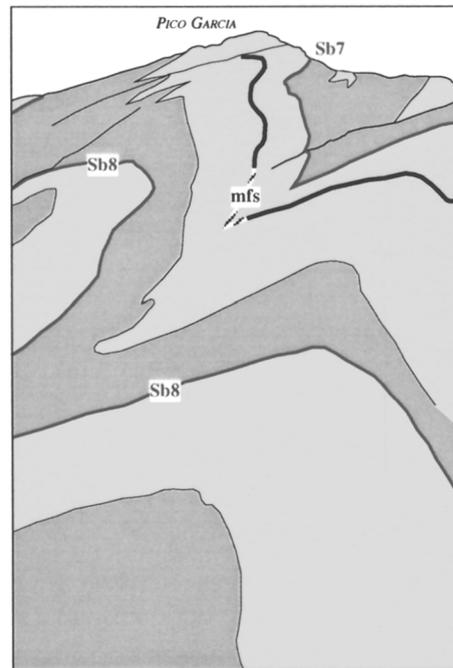


FIG. 11.— Panorama du versant ouest du Pico García montrant l'alternance régulière des niveaux calcaires assez massifs, couverts d'une végétation arbustive vert sombre, et les grès couverts de prés de couleur vert jaune.

FIG. 11.— Panorama of the western slope of the Pico García.

algues dasycladales) et grains de quartz détritiques surmonté de calcaires micritiques gris-beige bioclastiques à nombreuses *Miliolae* au sommet. La seconde

débuté par des marnes noduleuses très indurées surmontées de calcaires micritiques gris, ankérisés, bioturbés, à petits gastéropodes et rares éléments ferruginisés.

– 4, Une barre de grès moyens avec, au moins à la base, des litages obliques inclinés vers le sud.

Le maximum de transgression (*mfs*) a été reconnu au niveau de deux petits bancs de calcaires quartzeux très glauconieux surmontés par un banc de calcaire quartzeux gris à très nombreux bioclastes (5, fig. 12).

Le prisme de haut niveau (*HST*) est constitué par un ensemble de paraséquences dans lesquelles les grès et calcaires gréseux sont prépondérants.

– 6, Six paraséquences, dont les premières paraissent cycliques, dissymétriques. Elles débutent le plus souvent par de petits niveaux de calcaires, de calcaires argileux ou de calcaires gréseux bioclastiques à fragments d'huîtres et se terminent, soit par des calcaires argileux bioturbés, soit par des calcaires gréseux ou des grès à litages obliques. L'un de ces niveaux renferme des débris de plantes. Certains bancs calcaires, à patine orange paraissent renfermer de la glauconie.

– 7, Ensemble de paraséquences de grès moyens, blancs, formant une surface structurale sur la pente ouest du Pico García vers 700 m d'altitude. Les grès sont plus tendres à la base qu'au sommet des paraséquences. Aucun litage n'a pu être observé.

La profondeur des milieux de dépôt ne paraît importante (infralittoral = *shallow subtidal*), ni à la base où s'observent des micrites à petits foraminifères benthiques et nombreuses *Miliolae*, ni au sommet où se développent des barres sableuses sous-marines. Elle devient progressivement plus importante jusqu'au maximum de transgression dont le caractère circalittoral (*deep subtidal*) est souligné par l'abondance de petites huîtres, plaques d'échinodermes et glauconie.

Compte tenu de la surface profondément érodée qui marque la base de la séquence de dépôt 6, on peut s'attendre à constater latéralement la disparition complète non seulement par érosion des calcaires du sommet de la séquence de dépôt 5 (il faut noter déjà que les variations d'épaisseur sont importantes entre le Cerro Los Encantados et le Pico García), mais aussi par une disposition en *onlaps* successifs des calcaires de la partie basale de l'intervalle transgressif de la séquence 6. Si tel est bien le cas dans la région comprise, par

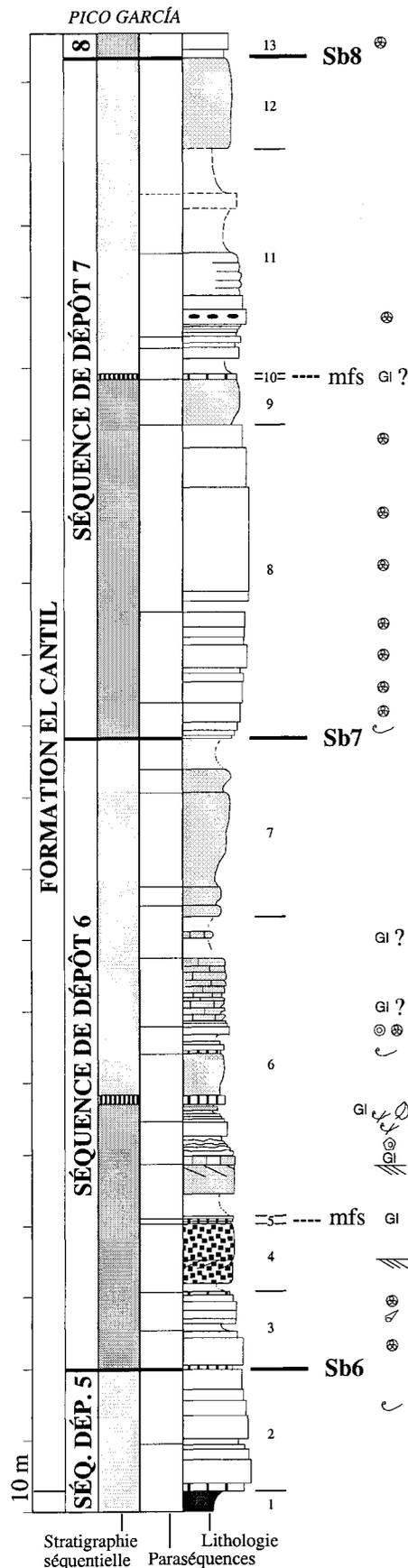


FIG. 12.— Coupe du Pico García, séquences de dépôt 5 à 7 (sommet de la Formation García et Formation El Cantil) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

FIG. 12.— Pico García section, depositional sequences 5 to 7 (top of García and El Cantil Formations) : lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

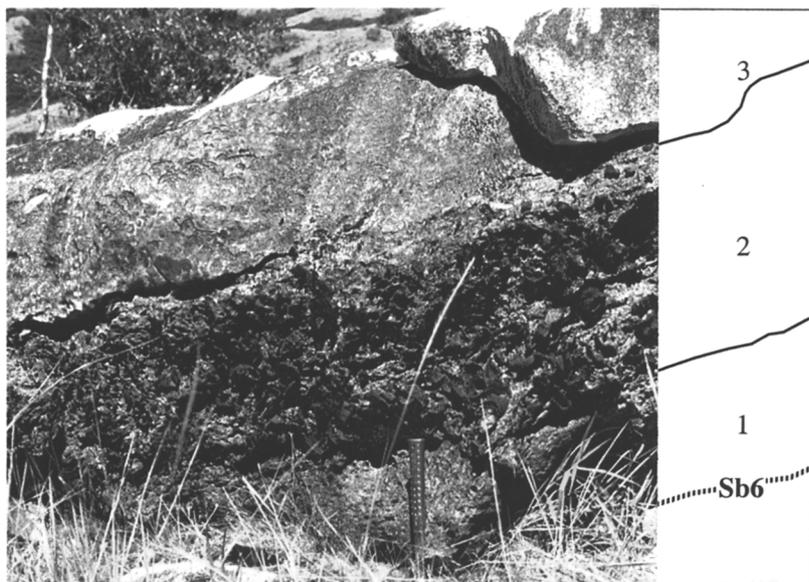


FIG. 13.— Coupe du Pico García : base de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 7 (Aptien supérieur). Le premier banc au-dessus de la limite de séquence de dépôt Sb7 (1) correspond à des faciès de transgression, le second (2) renferme des accumulations de grands bivalves, le troisième (3) est une micrite à milioles. Noter la stratocroissance des bancs.

FIG. 13.— *Pico García section: transgressive systems tract of the depositional sequence 7 (late Aptian). Above the sequence boundary Sb7, the first bed is made of transgressive facies (1), the second (2) shows an accumulation of large bivalves and the third is made of miliolid limestone. Note the thickening-up disposition of these beds.*

exemple, entre le Pico García et le secteur de Caripe, un petit niveau gréseux pourrait apparaître entre le sommet des marnes de la Formation García et les calcaires de la Formation El Cantil. Ce niveau, qui pourrait correspondre localement au membre Mapurite (« La Arenisca de el Mapurite »), représenterait en fait la séquence de dépôt 6 réduite au sommet de l'intervalle transgressif et à la base du prisme de haut niveau.

Séquence de dépôt 7, Formation El Cantil

Elle n'a pas été observée dans de bonnes conditions au Pico García en raison de la disposition générale en surface structurale le long de l'itinéraire parcouru.

La limite de séquence de dépôt Sb7 correspond localement à une surface très nette séparant sans transition les grès sous-jacents des calcaires massifs.

L'intervalle transgressif (*TST*) est formé par trois niveaux calcaires stratocroissants (*thinning-up*), d'épaisseur décimétrique, où dominent les calcaires micritiques à Milioles (8, fig. 12). Le premier (fig. 13) comporte à la base une accumulation de grands bivalves (*Cucullaea* probables) et montre une disposition stratocroissante des bancs (*thickening-up*). Le deuxième, dont l'épaisseur des bancs est constante, comporte à la base des micrites grises faiblement

bioclastiques surmontées de micrites à Milioles. Le troisième, d'aspect très massif, fortement karstifié, organisé en bancs d'épaisseur décroissante vers le haut (*thinning-up*) est constitué par des micrites beiges riches en Milioles et petits foraminifères benthiques, le nombre des Milioles diminuant progressivement vers le sommet. Ces calcaires sont surmontés par un niveau gréseux relativement tendre, affleurant en surface structurale (9, fig. 12).

Le maximum de transgression (*mfs*) a été placé, comme au Cerro Los Encantados, au niveau d'un banc de calcaire gréseux orange, très ferrugineux, qui renfermait probablement de la glauconie, maintenant entièrement altérée (10, fig. 12).

Le prisme de haut niveau (*HST*) est calcaire à la base et gréseux au sommet.

– 11, Ensemble très calcaire à la base, probablement intercalé vers le haut de calcaires argileux ou gréseux qui n'affleurent pas mais déterminent des replats morphologiques. La première paraséquence, probablement cyclique, et la seconde sont en calcaires légèrement argileux, bioclastiques, riches en plaques d'échinodermes, à litages ondulés et rares grains de quartz. Au-dessus vient un niveau décimétrique de calcaires micritiques gris à petites Milioles et, à la base, à silex arrondis de dimensions décimétriques (fig. 14). Le haut de cet intervalle, qui affleure très mal en surface structurale le long de l'itinéraire parcouru, renferme près de la base un banc calcaire assez massif, dont l'épaisseur n'a pas pu être évaluée correctement.

– 12, Ensemble gréseux plurimétrique affleurant mal le long de l'itinéraire parcouru, mais bien visible dans la



FIG. 14.— Coupe du Pico García : silicifications dans un banc calcaire de la base du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt 7.

FIG. 14.— *Pico García section: silex in a bed belonging to the early Highstand Systems Tract of the depositional sequence 7 (late Aptian).*

penne ouest du Pico García. Le passage des calcaires du niveau 10 à ces grès semble progressif.

Séquence de dépôt 8, Formation El Cantil

Cette séquence affleure bien sur le versant ouest du Pico García où seuls les calcaires massifs du sommet ne peuvent être détaillés en raison de leur disposition en surface structurale. Elle est caractérisée par le développement des faciès bioclastiques grossiers (packstones-grainstones) à oolites remaniées.

La limite de séquence de dépôt Sb8 n'a pas été précisément localisée compte tenu de la médiocrité des affleurements. Il est proposé de la situer au sommet des grès assez massifs qui surmontent les calcaires du HST de la séquence de dépôt 7 en raison de la progressivité apparente du passage des calcaires 11 aux grès 12.

L'intervalle transgressif (*TST*) est peu épais (13, fig. 12 et fig. 15). Il montre, à la base, de petits bancs calcaires micritiques à miliolles, petits foraminifères benthiques et plaques d'échinodermes, intercalés dans des calcaires argileux. Un banc de calcaires de texture packstone à très nombreux bioclastes (notamment plaques d'échinides et de crinoïdes, bryozoaires), mais rares foraminifères benthiques, existe dans cet intervalle. Ce banc correspond à une mise en place des bioclastes par des courants de tempête. Au-dessus de ce niveau, le sommet de l'intervalle transgressif est constitué par une dernière paraséquence calcaire (wackestones à mudstones) caractérisée par la disparition des bryozoaires, la diminution des plaques d'échinodermes, l'augmentation du nombre des foraminifères benthiques et l'abondance relative des ostracodes. Ces observations montrent l'existence de conditions de moins en moins favorables entre la base et le sommet de la paraséquence.

Le maximum de transgression (*mfs*), particulièrement net (14, fig. 15), est marqué par un banc de calcaire oobioclastique grossier, très glauconieux. Outre la glauconie, abondante non seulement en cristaux isolés mais aussi en remplissage de bioclastes, y compris des foraminifères, les bioclastes sont dominés par la présence des plaques d'échinodermes (échinides et crinoïdes) et des bryozoaires. Les foraminifères sont peu abondants, ce qui est habituel dans les environnements caractérisés par l'abondance des crinoïdes et des bryozoaires. Outre qu'ils sont typiques de milieux marins ouverts et déjà relativement profonds (circalittoral = *deep subtidal*), ces organismes traduisent aussi l'existence de courants réguliers d'où la texture packstone des accumulations qui constituent ce banc.

Le prisme de haut niveau (*HST*), à base moins massive que le sommet, est formé par plusieurs paraséquences d'épaisseur plurimétrique à décimétrique.

– 15, À la base, les paraséquences sont probablement légèrement argileuses car de nombreux replats sans visibilité existent dans une combe bien marquée. Au-

dessus de la *mfs*, la base de la première paraséquence est encore très bioclastique, glauconieuse, riche en échinodermes et bryozoaires. Plus haut, les paraséquences débutent par des calcaires argileux et des calcaires micritiques à petits bivalves et gastéropodes, surmontés par des calcaires bioclastiques (wackestone à packstone) à nombreux bioclastes et oolites remaniés. Cet intervalle se termine par deux tempestites à oolites et bioclastes remaniés.

– 16, Au sommet, les paraséquences sont entièrement calcaires, très massives et constituent une barre calcaire d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Le faciès dominant est une micrite calcaire à gros bioclastes et oolites remaniés, montrant souvent de fines laminations planes d'épaisseur millimétrique. Ces lamines, ainsi que l'abondance de gros bioclastes arrondis par usure mécanique, suggère un dépôt dans un environnement de plage (*foreshore*) située dans des milieux habituellement protégés mais soumise à des courants de tempête épisodiques.

Le sommet de la barre calcaire est peu visible, car formant une surface structurale couverte de végétation. Plusieurs gros bancs calcaires s'observent, dont un au moins renferme de grands gastéropodes (y compris des Nérinées).

– 17, Une barre de grès, d'épaisseur pluridécimétrique.

Séquence de dépôt 9, Formation El Cantil (fig. 15 et 16)

La limite de séquence de dépôt 8 est probablement située au toit du niveau gréseux 17, interprétation qui n'a pas pu être complètement éclaircie sur le terrain.

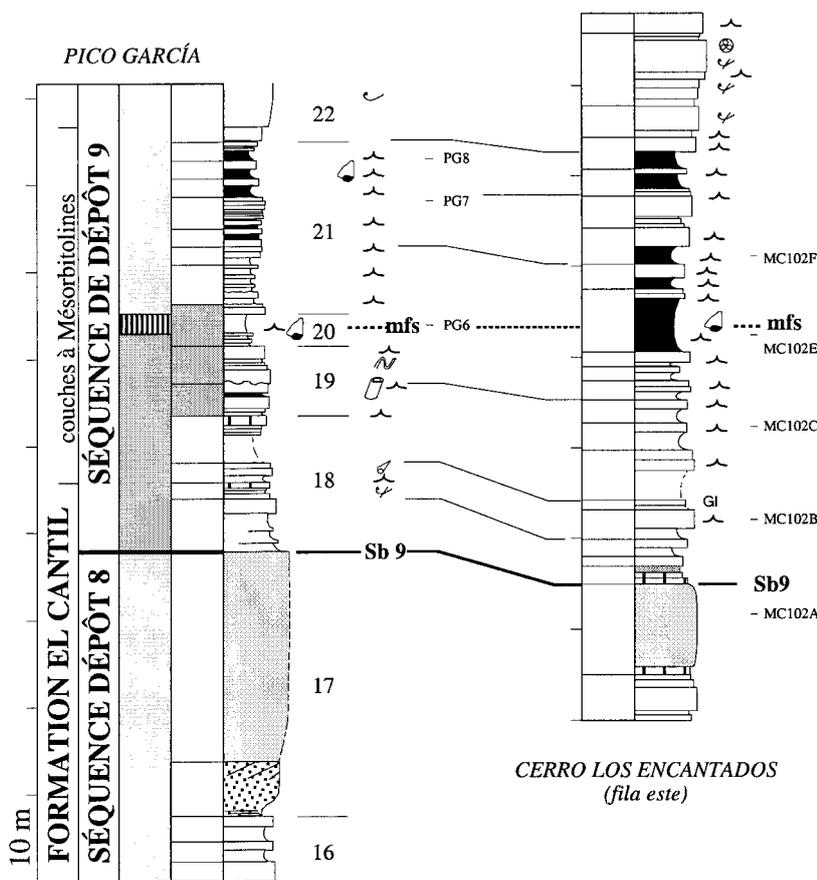
L'intervalle transgressif (*TST*) repose sur les grès sommitaux de la séquence de dépôt 8. Il comporte de bas en haut :

– 18, Quatre paraséquences caractérisées par une partie basale plus ou moins argileuse surmontée de calcaires micritiques. Les bioclastes sont rares et les Mésorbitolines absentes dans la première séquence. Ces dernières apparaissent, mais restent rares au-dessus, tandis que les fragments de bivalves et les petits gastéropodes deviennent plus abondants. Le sommet de la 2^e séquence est souligné par un banc orange et celui de la 3^e par un banc à patine ocre, très visible le long de la coupe.

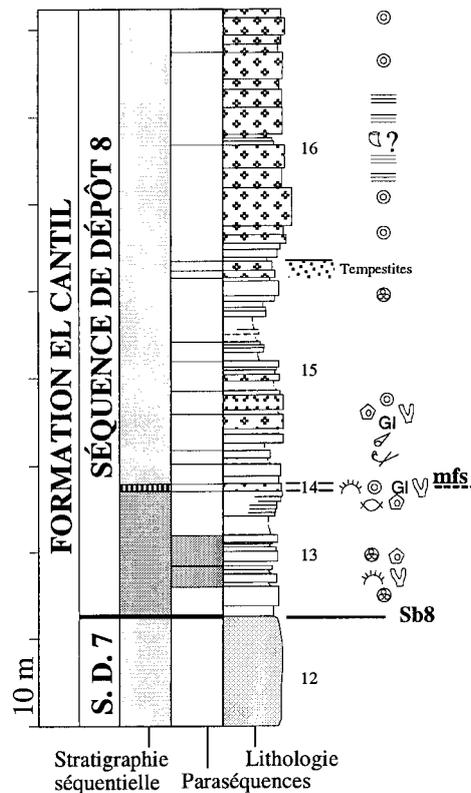
– 19, Deux paraséquences probablement cycliques de calcaires micritiques et de marnes gris à gris beige, à grandes algues dasycladales ankéritisées, très riches en Mésorbitolines.

Le maximum de transgression (*mfs*) a été placé dans le niveau marneux le plus épais (20, fig. 15), à nombreux gros *Harpagodes* (en outre, un fragment indéterminable d'ammonite y a été trouvé).

Le prisme de haut niveau (*HST*) débute par des intercalations de calcaires et de marnes à très nombreuses Mésorbitolines et se termine par une barre



CERRO LOS ENCANTADOS
(fila este)



calcaire massive qui n'a pas pu être observée dans sa totalité pour des raisons tectoniques. Deux niveaux se distinguent :

FIG. 15.- Coupe du Pico García, séquences de dépôt 8 et 9 (Formation El Cantil) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Les paraséquences cycliques sont en gris dans la colonne correspondante. La séquence de dépôt 9 correspond aux couches à Mésorbitolines, bien développées tant au Pico García qu'au Cerro Los Encantados (colonne de droite). Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

FIG. 15.- Pico García section, depositional sequences 8 and 9 (El Cantil Formation) : lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Cyclic parasequences are represented by dotted areas in the corresponding column. Depositional sequence 9 corresponds to Mesorbitolina beds, well developed in this point as in the Cerro Los Encantados section. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

- 21, À la base, la tendance à une reprise de la sédimentation carbonatée est seulement soulignée par l'apparition de bancs calcaires épais, groupés en petites barres calcaires séparées par des niveaux marneux. L'ensemble est toujours très riche en Mésorbitolines et renferme par endroits de gros gastéropodes (*Harpagodes*).

- 22, Début d'une barre de calcaires massifs à Mésorbitolines, à l'exception d'un banc riche en grandes huîtres (*Amphidonte cf. subhalioidea*). Au Cerro Los Encantados, où la coupe générale est similaire (fig. 15), ce niveau est surmonté par une barre calcaire massive dans laquelle les Mésorbitolines disparaissent rapidement tandis que les faciès à miliolites se développent, ce qui traduit une diminution de la profondeur vers le haut.

D'un point de vue général, la partie inférieure de ce HST est agradante, avec un maintien des conditions de milieu nécessaires à la vie des Mésorbitolines dans une ambiance sédimentaire très rapidement dominée par les carbonates. Pour la partie supérieure, il semble, en dépit d'observations insuffisantes, que l'agradation prime encore sur la progradation.

Séquence de dépôt 10, Formation El Cantil (fig. 17)

Au-dessus des calcaires précédents, dont l'épaisseur est d'une quarantaine de mètres, la limite de séquence de dépôt 10 paraît correspondre dans le paysage à une surface de tronçature, observation qui devrait être confirmée ailleurs en raison des plis qui affectent ce secteur du Pico García. Elle correspond à la limite entre les paraséquences épaisses de calcaires micritiques à Miliolites, sans Mésorbitolines, et les calcaires argileux et marnes qui constituent

localement la base de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 10.

L'intervalle transgressif (TST) est constitué par un ensemble de paraséquences dont l'épaisseur semble augmenter vers le haut.

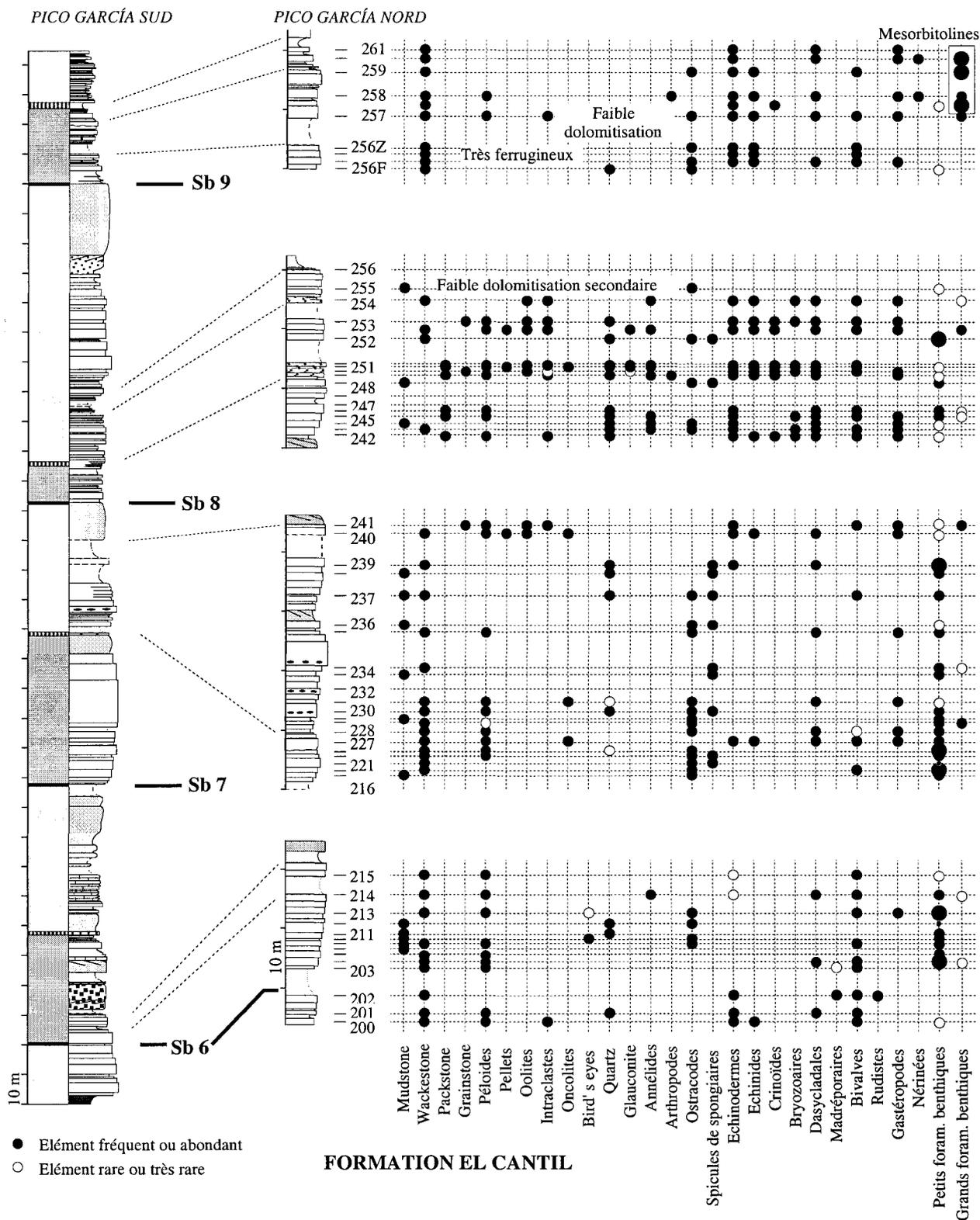


FIG. 16.- Coupe du Pico García nord : répartition des principaux éléments. La coupe Pico García nord est située quelques centaines de mètres plus au nord par rapport à la coupe Pico García sud décrite dans le texte.

FIG. 16.- Pico García section: repartition of allochems and bioclasts. This section is located a few hundred meters north from the Pico García section detailed in the text.

- 23, À la base, il débute par des marnes et calcaires micritiques à rares bivalves (dont une grande valve d'*Aetostreon*). La glauconie est présente dès le premier

banc calcaire. Au-dessus d'un intervalle de lithologie similaire, d'observation difficile en raison d'ondulations tectoniques, renfermant des bancs bioclastiques très

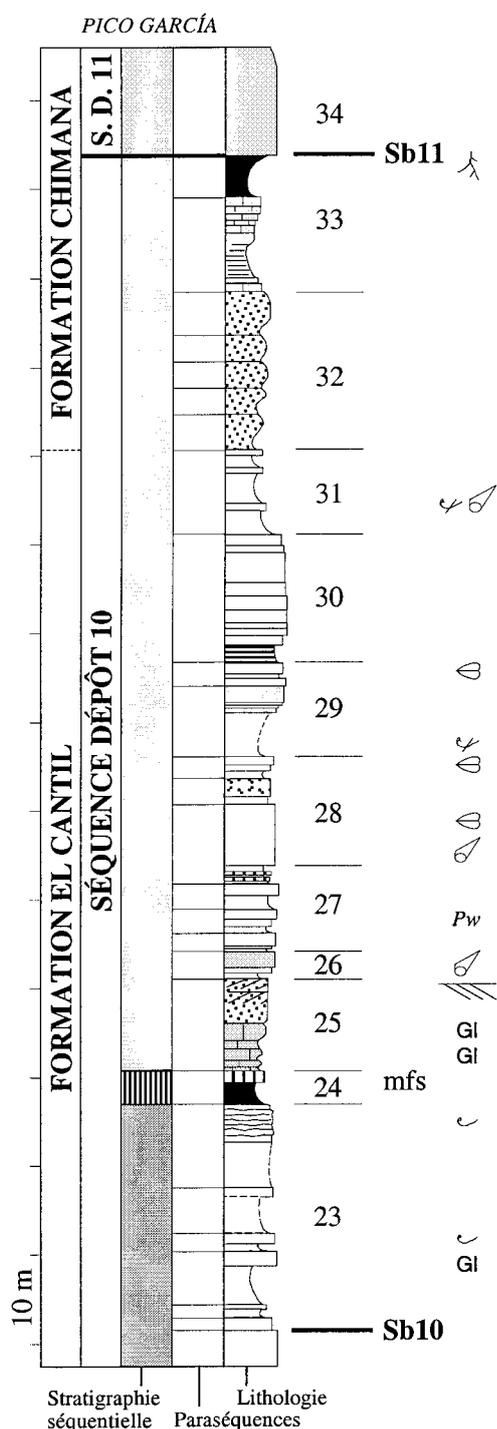


FIG. 17.— Coupe du Pico García, séquences de dépôt 10 (Formation El Cantil et base de la Formation Chimana) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. *Pw* : niveau à *Paracoskinolina walnutensis*. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

FIG. 17.— Pico García section, depositional sequence 10 (El Cantil Formation and basal part of the Chimana Formation) : lithology, parasequences and sequence stratigraphy. *Pw*: *Paracoskinolina walnutensis* bed. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

ferrugineux, le sommet de ce niveau est représenté par des calcaires argileux à rares huîtres et un banc de

calcaire argileux ocre-orange, probablement glauconieux.

– 24, Au sommet, 2,5 m de marnes grises surmontées par un banc de calcaire beige bioclastique à patine brun-orange. Le maximum de transgression (*mfs*) se situe à ce niveau, ou juste au-dessus, à la base des calcaires gréseux très glauconieux sus-jacents.

Le prisme de haut niveau (*HST*) comporte de bas en haut :

– 25, Une paraséquence d'épaisseur décamétrique débutant par des calcaires gréseux très glauconieux surmontés par des grès à ciment calcaire et, au sommet, par des grès grossiers à litages obliques plans.

– 26, Une paraséquence de marnes et calcaires bioclastiques beige-orange surmontés par des grès.

– 27, Un ensemble de petites paraséquences de calcaires argileux surmontés de calcaires bioclastiques ferrugineux. La deuxième est très riche en *Paracoskinolina walnutensis*, orbitolinidé typique de la partie inférieure de l'Albien du Mexique (plates-formes du Chihuahua, A. Arnaud-Vanneau, inédit). Des calcaires argileux orange, ferrugineux, existent encore dans la troisième paraséquence. Cet ensemble se termine par deux bancs de calcaires orange plus ou moins riches en gros quartz détritiques anguleux.

– 28, Une barre calcaire massive comportant trois paraséquences stratodécroissantes (*thinning-up*). La première, de micrite beige à grands gastéropodes turrilicônes, devient plus bioclastique vers le haut et se termine par un banc massif à grands bivalves (*Cucullaea* probables). La seconde est en calcaire bioclastique gris sombre et la troisième, similaire, se charge en grosses valves de *Cucullaea* au sommet.

– 29, Un ensemble plus tendre, formant un replat couvert de caliche, avec au moins deux paraséquences. La première débute par des calcaires argileux très riches en petites coquilles de bivalves et se termine par 2 m de grès. la seconde est en calcaire bioclastique et renferme de nombreuses valves décimétriques de *Cucullaea* (fig. 18).

– 30, Une barre décamétrique de calcaires micritiques gris à petits bioclastes.

– 31, Un niveau relativement tendre, formant un petit col recouvert de caliche, où s'observent dans de très mauvaises conditions des calcaires argileux gris à très petits bioclastes et fragments d'huîtres.

– 32, Une barre de grès fins avec plusieurs paraséquences sans litages apparents.

– 33, Des grès blancs et grès à ciment calcaires, surmontés par un niveau d'argilites silteuses grises.

Cet ensemble est plus complexe que tous les autres prismes de haut niveau, de sorte qu'il pourrait exister en réalité une autre séquence de dépôt un peu atypique qui débiterait entre 25 et 26. Les éléments recueillis ne permettent pas de répondre correctement à cette question.



FIG. 18.— Coupe du Pico García, séquence de dépôt 10 (Albien inférieur) : banc de calcaire bioclastique à grands bivalves (*Cucullaea* ?).

FIG. 18.— Pico García section, depositional sequence 10 (Lower Albian): bioclastic limestone with large bivalves (*Cucullaea* ?) below the Chimana sandstones.

Séquence de dépôt 11, sommet de la Formation El Cantil (Formation Chimana)

La limite de séquence Sb10, lithologiquement très nette et située au toit des argilites silteuses grises (33, fig. 20), est soulignée par un encroûtement ferrugineux d'épaisseur pluricentimétrique, renfermant de très nombreuses bioturbations, qui correspondraient à une période de sédimentation très réduite (*starvation*) dans des chenaux parcourus par des courants ; elle est probablement ravinante et érosive à l'échelle régionale.

L'intervalle transgressif (*TST*) comporte deux ensembles.

– 34, L'ensemble inférieur est formé par des grès blancs, massifs, épais de 50 à 60 m, à débit en boules et rares litages plans. Ils s'agencent en une succession de paraséquences d'épaisseur décroissante vers le haut (*thinning-up*), la dernière d'entre elles étant partiellement formée par des grès à ciment calcaire. À la base au moins, ces grès pourraient être continentaux.

– 35, L'ensemble supérieur, carbonaté, est caractérisé par une diminution de l'épaisseur des bancs calcaires vers le haut et un accroissement corrélatif des niveaux plus argileux. Les paraséquences ont une disposition générale stratocroissante (*thickening-up*). La première paraséquence (fig. 19) correspond à une accumulation litée de petits gastéropodes (*tempestite*). La seconde est formée par une micrite beige à rares bioclastes et quelques oncolites. Les suivantes, argilocarbonatées à la base et calcaires au sommet, sont souvent très bioclastiques au sommet et renferment parfois des oolites remaniées. Un niveau à grosses *Cucullaea* existe vers le haut de cet intervalle.

Le maximum de transgression (*mfs*) se localise probablement au niveau d'un intervalle plurimétrique de calcaires argileux ou de marnes riches en petites huîtres (36, fig. 20).

Le prisme de haut niveau, peu développé si l'on admet pour la *mfs* la localisation proposée ci-dessus, comporte les deux niveaux suivants :

– 37, Un ensemble carbonaté de deux paraséquences. La première se termine par un banc calcaire épais de 3 m, oobiocritique (nombreux bioclastes oolitiques) à *Acteonella* (gastéropodes). La seconde, dont les calcaires argileux de la base sont couverts de caliche, se termine par un horizon de 0,10 m de lumachelle à *Exogyres* surmonté par un

banc de 0,70 m de micrite orange finement quartzeuse.

– 38, Quelques mètres de grès à ciment calcaire et rares fragments d'huîtres. C'est au toit de ces grès que débutent les calcaires argileux fétides, finement laminés, de la base de la Formation Querecual (39, fig. 20). La limite entre les deux pourrait correspondre à une limite de séquence de dépôt notée Sb12.



FIG. 19.— Coupe du Pico García, intervalle transgressif de la séquence de dépôt 11 (Albien moyen) : accumulation d'*Acteonella* (gastéropodes) dans une tempestite.

FIG. 19.— Pico García section, late transgressive systems tract of the depositional sequence 11 (Middle Albian): tempestite with accumulation of gastropods (*Acteonella*).

2.3. Biostratigraphie

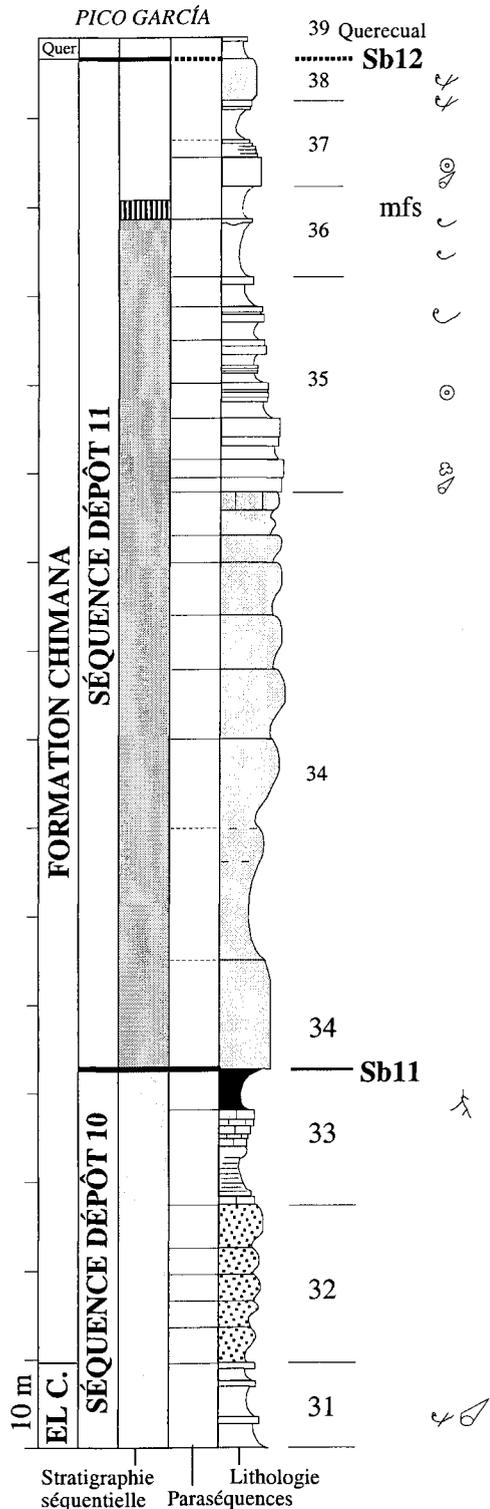


FIG. 20.— Coupe du Pico García, sommet de la séquence de dépôt 10 et séquence 11 (Formation Chimana) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 5 et 57.

FIG. 20.— Pico García section, depositional sequence 11 and top of sequence 10 (Chimana Formation) : lithology, parasquences and sequence stratigraphy. Location of the section and legend: see figures 5 and 57.

Seules la base (Formation García) et le sommet de la coupe (séquences de dépôt 10 et 11) ont été datées par ammonites, soit dans les coupes du Pico García et du Cerro Los Encantados, soit dans des coupes voisines (Quebrada La Lisboa, Anticlinal Punceres et Piedra de Rayo, voir fig. 2).

La base de la Formation García (séquence de dépôt 4) renferme partout des associations de la zone à *Dufrenoyia furcata* (sommet de l'Aptien inférieur) : *Burckhardtites* sp. et *Dufrenoyia furcata* dans la coupe Norte Anticlinal Punceres, *Dufrenoyia furcata*, *Dufrenoyia* gr. *furcata*, *Burckhardtites* gr. *nazasensis*, *Chelonicerias* sp. juv. et *Gargasiceras gargasense* dans la coupe de la Quebrada La Lisboa, *Burckhardtites* gr. *nazasensis*, *Gargasiceras recticostatum*, *Dufrenoyia* cf. *justinae*, *Tonohamites* sp. dans la coupe du Pico García, *Dufrenoyia* sp. au Cerro Los Encantados, *Hypophylloceras* sp. juv., *Macroscaphites quinquestriatus*, *Burckhardtites* gr. *nazasensis*, *Burckhardtites* sp. in Renz [1982, pl. 1, fig. 13], *Dufrenoyia* aff. *furcata*, *Gargasiceras recticostatum*, *Aconecerias* sp. inc., *Zurcherella impressa*, *Pseudosaynella* aff. *undulata* et *Pseudosaynella* aff. *rareulcata* dans la coupe Sur Cerro Piedra de Rayo.

La partie supérieure de la Formation García (séquence de dépôt 5) est partout datée de la zone à *Aconecerias nisus* (base de l'Aptien supérieur) : *Colombicerias crassicostatum*, *Zurcherella impressa* et *Aconecerias nisus* au Pico García, *Colombicerias* gr. *tobleri* dans la coupe Norte Anticlinal Punceres, *Colombicerias* sp., *Epicheloniceras* cf. *subnodosocostatum* et ? *Burckhardtites* sp. juv. dans la coupe Norte Cerro Piedra de Rayo, *Burckhardtites* gr. *nazasensis*, *Colombicerias crassicostatum*, *Gargasiceras gargasense*, *Dufrenoyia* sp., puis *Colombicerias crassicostatum*, *Gargasiceras gargasense*, *Zurcherella impressa*, *Valdedorsella angladei* et *Burckhardtites* gr. *nazasensis* au Cerro Los Encantados.

La partie supérieure (séquences de dépôt 10 et 11) peut être datée grâce à la coupe du Cerro Piedra de Rayo, qui est aisément corrélée aux niveaux 29 à 32 de la séquence de dépôt 10 du Pico García (fig. 17). Le niveau 30 a livré une riche faune monospécifique de *Parengonoceras pernodosum*, tandis que les pélites silteuses du niveau 32 renferment plusieurs *Lyelliceras pseudolyelli*, forme typique du sommet de l'Albien inférieur en Europe (sommet de la zone à *Douvilleicerias mammillatum*).

La séquence de dépôt 11 n'a pas été datée dans ce secteur, mais la présence de *Lyelliceras lyelli* au-dessus des grès blancs, épais, de la base de la séquence et sous la base de la Formation Querecual dans la coupe du Río Caripe indique qu'elle se situe à la base de l'Albien moyen (zone à *Hoplites dentatus*, horizon à *Lyelliceras lyelli*).

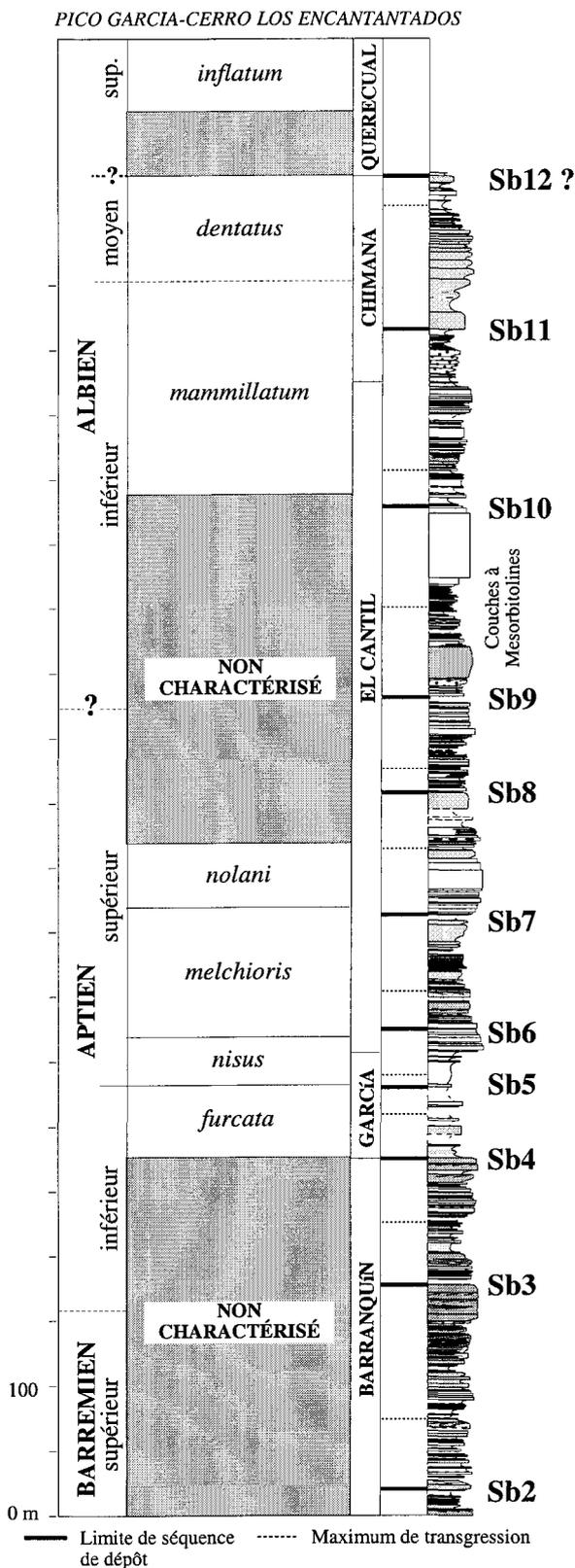


FIG. 21.— Coupe synthétique Pico García-Cerro Los Encantados et attributions stratigraphiques. Pour le haut de l'Aptien supérieur, les attributions sont fondées sur les corrélations séquentielles avec les séries riches en ammonites de la région située entre Caripe et Casanay.

FIG. 21.— Stratigraphy of the Pico García-Cerro Los Encantados synthetic section. Datations are based on ammonite associations. Uppermost Aptian ages inferred by correlation with the northern Caripe-Casanay region.

2.4. Stratigraphie séquentielle

2.4.1. Les séquences de dépôt : signification des grès et des calcaires

Dans la Formation Barranquín, les séquences de dépôt, à sédimentation gréseuse dominante, sont formées de paraséquences carbonatées qui encadrent les maxima de transgression (*mfs*) tandis que les dépôts gréseux épais s'observent à la base des intervalles transgressifs et au sommet des prismes de haut niveau. Cette disposition, qui est la même que celle déjà décrite pour la Formation Peñas Altas du Venezuela occidental [Arnaud *et al.*, 1999], correspond au modèle des plates-formes mixtes silicoclastiques et carbonatées en climat humide de Handford et Loucks [1993, fig. 8]. Une telle localisation des carbonates dans la séquence est liée à la rétrogradation des apports silicoclastiques grossiers vers le bouclier guyanais pendant les périodes de haut niveau relatif de la mer. Dans ce contexte, c'est sous (et dans une moindre mesure sur) les limites de séquences de dépôt que la progradation de ces apports est maximale et que les paraséquences sont entièrement représentées par des grès. Trois implications en résultent pour les carbonates :

1) Les calcaires témoignent de milieux de dépôt déjà relativement profonds (milieux circalittoraux = *deep subtidal environments*) alors que les grès grossiers représentent le plus souvent des milieux marins peu profonds (*shallow subtidal to tidal environments*).

2) Du point de vue faciologique, les calcaires correspondent essentiellement à des faciès de transgression [Arnaud *et al.*, 1999] et non pas à des faciès standard de plate-forme carbonatée. Ces faciès de transgression sont notamment typiques par l'abondance des éléments remaniés et, éventuellement, des fragments d'huîtres.

3) Dans les séquences *shallowing-up* constituées à la base par des marnes et au sommet par des calcaires, les niveaux marneux soulignent les périodes d'approfondissement maximal. Les marnes se déposaient dans des environnements plus profonds que les calcaires. Elles n'ont donc pas du tout la même signification que les argilites rencontrées parfois au sommet des paraséquences silicoclastiques grossières.

Les dépôts gréseux des intervalles transgressifs et ceux des prismes de haut niveau sont très différents. Dans les intervalles transgressifs ce sont des grès relativement fins et mal classés, localisés au sommet de paraséquences peu épaisses à base argileuse et déposés dans des milieux calmes, relativement profonds. Au sommet des prismes de haut niveau, il s'agit au contraire de grès grossiers organisés en paraséquences massives, lithologiquement homogènes, d'épaisseur souvent décamétrique, déposés dans des milieux soumis à un hydrodynamisme important (courants de marée et/ou de dérive littorale).

Les limites de séquences de dépôt sont probablement de grandes surfaces d'érosion régionales. À l'échelle locale du Cerro los Encantados, la disposition en *toplaps* des dernières paraséquences gréseuses du prisme de haut niveau a été observée sous la limite de séquence de dépôt Sb2. Au même endroit, la limite Sb6 est une surface de troncature spectaculaire ; il en est de même au niveau de la Sb3 car les corrélations détaillées entre les deux coupes analysées (« Fila este » et « Fila oeste ») soulignent l'importance des érosions locales.

Enfin, d'une manière plus générale, l'importance croissante des carbonates d'une séquence de dépôt à une autre (de la séquence 1 à la séquence 3) au sommet de la Formation Barranquín traduit la rétrogradation de plus en plus marquée de la sédimentation silicoclastique grossière, donc l'élévation continue du niveau moyen de la mer au cours du temps dans un contexte transgressif à l'échelle régionale.

Pour la Formation El Cantil, les séquences de dépôt sont plus variées mais les conclusions précédentes restent entièrement valables. Les paraséquences calcaires prédominent sur les paraséquences gréseuses, soulignant l'importance de la rétrogradation des dépôts silicoclastiques grossiers, sauf à certaines époques (séquences de dépôt 10 et 11, Formation Chimana).

2.4.2. Typologie des séquences de dépôt

La typologie des séquences de dépôt est très voisine de celle déjà décrite pour la Formation Peñas Altas du Venezuela occidental [Arnaud *et al.*, 1999], déposée dans un contexte paléogéographique identique, sur la partie amont d'une plate-forme ennoyée à différentes périodes. La signification des calcaires, des marnes et des grès, leur localisation et leurs proportions relatives dans les séquences de dépôt permettent de définir plusieurs types de séquences de dépôt, chacune d'entre elles étant significative d'un niveau moyen de la mer et d'un contexte globalement transgressif ou régressif (fig. 28).

Pour chaque séquence de dépôt, la moyenne entre le niveau le plus bas et le niveau le plus haut correspond au *niveau moyen de la mer* pour l'intervalle de temps considéré. Au cours du temps, le niveau moyen peut monter ou descendre d'une séquence de dépôt à une autre, ce qui permet de distinguer des périodes transgressives ou au contraire régressives. Dans la mesure où le système sédimentaire est globalement rétrogradant dans le premier cas et progradant dans le second, il existera une corrélation entre les fluctuations du niveau moyen de la mer sur la plate-forme et la place des grès ou des calcaires dans les séquences de dépôt. C'est la raison pour laquelle l'analyse typologique de celles-ci est d'un grand secours pour l'interprétation et les corrélations régionales. Six cas différents ont été recensés dans la Serranía del Interior.

1. Séquences de dépôt pendant des périodes de très bas niveau moyen (fig. 22)

Elles sont caractérisées par une sédimentation silicoclastique dominante et par des bancs calcaires peu développés, situés soit immédiatement sous la *mfs* (disposition généralement stratodécroissante), soit au-dessus, à la base du PHN (*early HST*) où ils sont d'ailleurs nettement plus développés et généralement disposés en paraséquences stratocroissantes. La *mfs* est représentée soit par des calcaires, parfois glauconieux, soit par des calcaires argileux ou des marnes à oursins irréguliers, ces derniers soulignant l'existence à ce niveau de milieux marins ouverts, totalement déconfinés. Les grès sont très développés, aussi bien dans la partie inférieure de l'IT (*early TST*) que dans la partie supérieure du PHN (*late HST*). Les prismes de bas niveau sont inconnus.

Exemple : les séquences de dépôts 1 à 3 du sommet de la Formation Barranquín. L'importance croissante des carbonates entre les séquences 1 et 3 indique une élévation du niveau moyen de la mer pendant cet intervalle (période transgressive de 2^e ordre).

2. Séquences de dépôt en période transgressive (niveau moyen de la mer relativement bas) (fig. 23)

La partie basale de l'IT est constituée, au-dessus d'une surface d'érosion, par des paraséquences

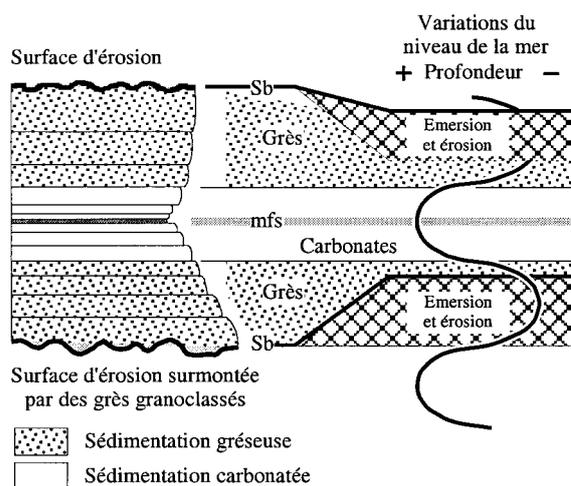


FIG. 22.— Séquence de dépôt pendant des périodes de très bas niveau moyen. La sédimentation marine débute après une longue période d'émersion. Les dépôts sont d'abord gréseux, puis carbonatés jusqu'à la *mfs*. La disposition inverse s'observe à la base du HST (*early highstand*) avant l'émersion et la limite de séquence de dépôt. Dans ce cas, la sédimentation correspond seulement à une petite partie de la durée du cycle.

FIG. 22.— *Depositional sequence during very low relative sea-level. Marine sedimentation begins after a long-term emersion. TST correspond to sand deposits, then carbonate sedimentation up to the mfs. Opposite disposition exists in early HST up to the sequence boundary. Sedimentation occurs only during a short part of the cycle.*

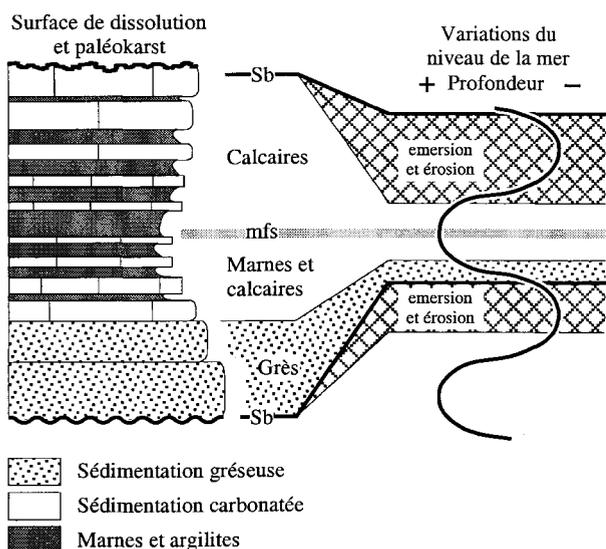


FIG. 23.— Séquence de dépôt en période transgressive et niveau moyen de la mer relativement bas. Les grès en paraséquences stratodécroissantes existent encore à la base, mais seuls les calcaires sont bien développés au sommet.

FIG. 23.— *Depositional sequence during transgressive period and relatively low relative sea-level. Thinning-up sandy parasequences are common at the bottom and thickening-up calcareous parasequences always well developed at the top.*

gréseuses stratodécroissantes (*thinning-up*). Plus haut, le sommet de l'IT et la base du PHN (*early HST*) sont formés par des paraséquences marnes-calcaires dans lesquelles les bancs calcaires sont d'abord stratodécroissants (*thinning-up, late TST*), puis stratocroissants (*thickening-up, early HST*). À la base, la profondeur est très faible car la limite de séquence de dépôt est une surface irrégulière, ferrugineuse, très riche en *Planolites*, terriers typiques des milieux intertidaux [Bromley, 1990]. Elle augmente jusqu'à la *mfs* qui correspond à des milieux riches en huîtres et reste encore importante jusqu'aux grès fins à ciment calcaire et coquilles d'huîtres du sommet du *HST*. Il en résulte que la base de la séquence de dépôt correspond à une surface d'émersion probable alors que le sommet se situe dans des milieux marins encore circalittoraux, de sorte qu'elle s'inscrit dans une période d'approfondissement généralisé.

Exemple : la séquence de dépôt 11, sous la base de la Formation Querecual.

3. Séquences de dépôt en période de niveau moyen de la mer relativement haut (fig. 24)

Les calcaires sont prépondérants, tant dans l'IT que dans le PHN. L'IT, relativement épais, représenté dans l'ensemble par des paraséquences stratocroissantes (*thickening-up*), montre :

- une partie basale (*early TST*) constituée de paraséquences déposées dans des milieux marins ouverts assez peu profonds, à microfaune appauvrie,

- une partie sommitale (*late TST*) formée par des paraséquences cycliques, de plus en plus argileuses vers le haut, souvent très riches en *Thalassinoides*. La microfaune devient très abondante vers le haut dans le cas de la séquence de dépôt 9 où abondent les *Mésorbitolines*.

Le PHN débute par des paraséquences d'épaisseur assez constante, encore très argileuses et se termine par un petit nombre de paraséquences calcaires, massives, d'épaisseur plurimétrique, caractérisées par une diminution rapide de la diversité et de l'abondance des bioclastes et de la microfaune. Ces séquences de dépôt sont très voisines des séquences de dépôt de type 5 dont elles diffèrent par la moins grande profondeur des milieux au niveau de la *mfs* et par des apports argileux moins abondants.

Exemple : la séquence de dépôt 9. Dans ce cas, la faible profondeur relative des milieux de dépôt circalittoraux dans le *late TST* et le *early HST*, d'une part, l'abondance des argiles et la présence de quartz silteux, d'autre part, favorisent ici comme dans d'autres régions la prolifération des orbitolines.

4. Séquences de dépôt en fin de période transgressive (très haut niveau moyen de la mer) (fig. 25)

Ce cas correspond à celui des plates-formes noyées pendant la grande période transgressive de la partie

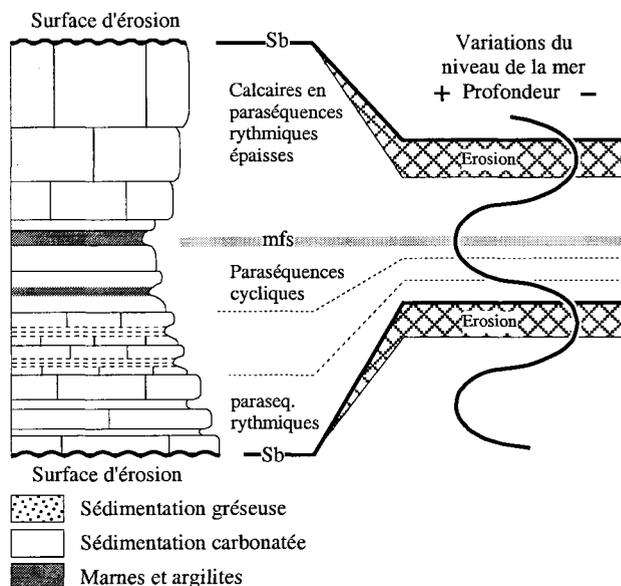


FIG. 24.— Séquence de dépôt en niveau moyen de la mer relativement haut. Les caractères essentiels sont la présence de paraséquences cycliques dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif (*late TST*) et la prépondérance des calcaires. Cette disposition est typique des couches à *Mésorbitolines* de la séquence de dépôt 9.

FIG. 24.— *Depositional sequence during relatively high sea-level. Carbonate deposits are dominant, while cyclic parasequences occur in the late TST. Example : Mesorbitolina beds, depositional sequence 9 (lowermost Albian ?).*

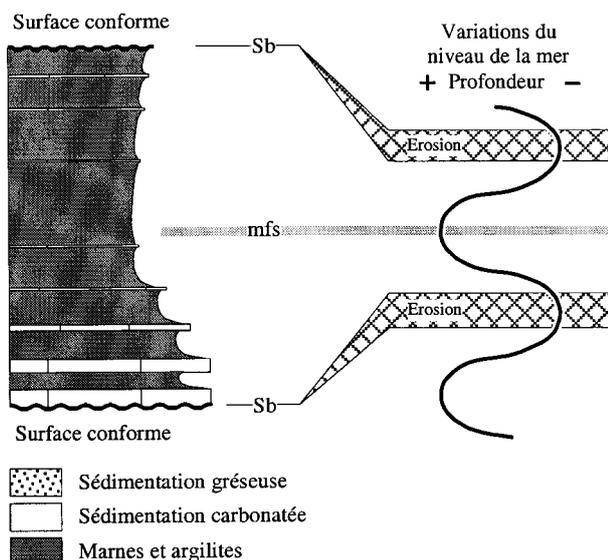


FIG. 25.— Séquence de dépôt en fin de période transgressive et très haut niveau moyen de la mer. Cette situation est celle des plateformes noyées, cas du sommet de l'Aptien inférieur (Formation García) du secteur étudié. C'est aussi dans ce contexte que peuvent se développer les milieux anoxiques.

FIG. 25.— Depositional sequences at the end of a transgressive period during very high relative sea-level. This disposition corresponds to drowned platforms, for example uppermost early Aptian (García Formation) of the studied area. Anoxic events could be developed in that case.

moyenne de l'Aptien (Formation García). Les bancs gréseux sont généralement absents ou correspondent à des remplissages de chenaux ; les niveaux calcaires, très peu épais, sont toujours subordonnés aux marnes et aux pélites souvent riches en céphalopodes (ammonites et bélemnites), ce qui souligne l'importance de l'enneigement de la plate-forme (beaucoup d'espace disponible, faible vitesse de comblement sédimentaire).

Exemple : la séquence de dépôt 4 (base de la Formation García).

5. Séquences de dépôt en période régressive (niveau moyen de la mer relativement élevé) (fig. 26)

Elles débutent par un intervalle transgressif relativement peu développé, surtout argileux et peu carbonaté et se terminent par un ensemble de paraséquences calcaires, massives, souvent strato-croissantes (*thickening-up*). Cette disposition souligne la rétrogradation très importante des dépôts silico-clastiques due à un niveau moyen de la mer encore relativement élevé mais une profondeur des milieux de dépôt plus grande à la base de l'intervalle transgressif qu'au sommet du prisme de haut niveau. Dans l'IT, les paraséquences marnes-calcaires paraissent rythmiques et de petits niveaux gréseux discontinus (remplissages de chenaux ?) peuvent exister. Le PHN est caractérisé, à la base, par la diminution très rapide puis la disparition de la partie marneuse des paraséquences et, au sommet,

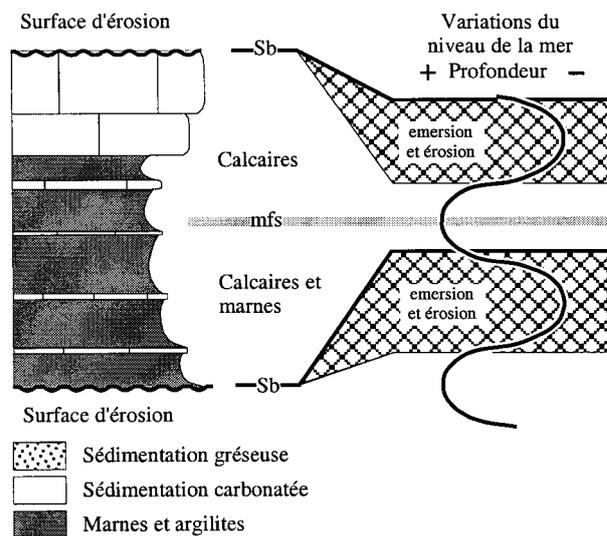


FIG. 26.— Séquence de dépôt en période régressive et niveau moyen de la mer relativement élevé. Elles sont principalement argilo-carbonatées, avec des niveaux de marnes bien développés. Les paraséquences entièrement calcaires n'existent que dans la partie supérieure du prisme de haut niveau (HST).

FIG. 26.— Depositional sequence during regressive period and relatively high sea-level. Marly level are well developed in TST and early HST. More calcareous thickening-up paraséquences occur only in the late HST (or latest early HST).

par des paraséquences calcaires massives, d'épaisseur plurimétrique, au sommet desquelles les milieux de dépôt sont peu profonds, à gastéropodes et grandes huîtres (quelques colonies de madréporaires existent aussi au Cerro Los Encantados).

Exemple : la séquence de dépôt 5 (sommet de la Formation García).

6. Séquences de dépôt en période régressive (niveau moyen de la mer peu élevé) (fig. 27)

Elles sont caractérisées par un TST assez bien développé, très calcaire dans l'ensemble, et par un HST d'abord calcaire puis gréseux. Dans les séquences de dépôt 7 et 8, les paraséquences du TST sont strato-croissantes (*thickening-up*) et l'approfondissement des milieux de dépôt est attesté, de bas en haut, par le passage de micrites à miliolidés et ostracodes à des biomicrites (seq. 7) ou des biosparites (seq. 8) à organismes variés et même, dans le second cas, à bryozoaires et crinoïdes. La mfs est représentée par un banc très glauconieux (à oolites remaniées, bryozoaires et crinoïdes pour la séquence de dépôt 8). Le HST montre une évolution inverse avec des biomicrites très bioclastiques (et oobioclastiques dans le cas de la seq. 8) à la base et des micrites à milioles d'abord, puis azoïques au sommet, soulignant la diminution de profondeur, voire un début de confinement des milieux. La partie terminale du HST est représentée par une barre

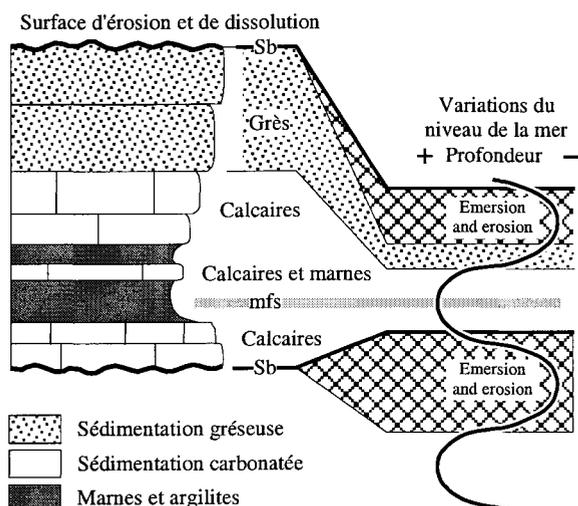


FIG. 27.— Séquence de dépôt en période régressive et niveau moyen de la mer peu élevé. Elle est caractérisée par un intervalle transgressif peu épais, constitué de quelques paraséquences stratodécroissantes. Le prisme de haut niveau, assez argileux à la base, est formé de paraséquences calcaires puis gréseuses, épaisses et souvent stratocroissantes.

FIG. 27.— Depositional sequence during regressive period and relatively low sea-level. The late TST is made of a few number of thinning-up parasequences. HST is characterized by thickening-up calcareous, then siliciclastic parasequences.

gréseuse d'épaisseur décamétrique (barres sous-marines à litages obliques au sommet).

Les séquences de ce type sont caractérisées par de faibles profondeurs relatives au niveau de la *mfs* (pour la séquence de dépôt 8, la *mfs* est pour la première fois dans cette série au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues [*fair weather* ou *storm weather wave base*]). La présence de grès au sommet du HST implique une progradation importante des dépôts terrigènes grossiers.

Exemple : les séquences de dépôt 7, 8 et 10 de la Formation El Cantil. Dans les deux derniers cas, l'épaisseur du TST est très inférieure à celle du HST.

2.5. Conclusions

De nombreuses conclusions peuvent être tirées de ce secteur.

D'une manière générale, le dépôt des carbonates est incompatible avec la sédimentation détritique terrigène grossière, quartzo-feldspathique, dont la présence est liée aux apports fluviatiles en provenance du bouclier guyanais. Comme les grès se disposent en une bande parallèle au rivage, dans les milieux qui sont souvent les moins profonds, les calcaires ne correspondent pas à une sédimentation sur une plate-forme classique (plate-forme standard), mais sur une plate-forme noyée (*drowned platform*), dans des environnements qui sont parmi les plus profonds rencontrés dans chaque séquence de dépôt.

Sur le plan faciologique, quatre points sont à noter.

– 1, Les faciès à rudistes sont totalement absents dans ce secteur (même si certains de ces bivalves se rencontrent en très petit nombre dans d'autres faciès), probablement en raison de la profondeur trop importante des milieux où se déposaient les carbonates (compte tenu de leur localisation au voisinage des maxima de transgression) et de l'abondance et de la permanence des apports terrigènes fins (argiles).

– 2, Les faciès sont pour la plupart riches en débris d'échinodermes, ce qui traduit la présence d'eaux océaniques normales (milieux marins ouverts, *open marine environments*), totalement déconfinés.

– 3, Les faciès à huîtres sont très bien représentés ; ils traduisent des milieux souvent turbides, relativement riches en nutriments.

– 4, Les packstones-grainstones sont totalement absents, sauf dans le prisme de haut niveau (HST) de la séquence 8 où les faciès grossiers bioclastiques et oolitiques sont prépondérants. Ce niveau souligne l'existence en ce point de milieux modérément agités dans une série où les mudstones-wackestones prépondérants correspondent à des dépôts dans des milieux protégés, situés sous la limite inférieure d'agitation due aux vagues (*fair weather wave base*).

Sur le plan stratigraphique, trois résultats précisent les connaissances antérieures.

1) Datation de la Formation García dans sa région type : la partie inférieure (séquence de dépôt 4) appartient à la zone à *D. furcata* du sommet de l'Aptien inférieur tandis que les marnes de la séquence de dépôt 5 sont de la zone à *A. nisus* de la base de l'Aptien supérieur. Aucun niveau de cette formation n'appartient à un Aptien supérieur plus élevé. Deux conséquences en résultent : la limite Sb4 peut être corrélée très exactement, sur des données paléontologiques extrêmement précises, avec la limite de séquence SbA2 du Sud-Est de la France, limite qui correspond à un événement majeur tant sur le plan tectonique que sédimentologique (disparition temporaire ou définitive des plates-formes urgoniennes de France, d'Espagne et du Portugal, début de la sédimentation marneuse prépondérante dans les bassins environnants). Au Venezuela, cet événement correspond à la limite entre les grès dominants de la Formation Barranquín et les marnes de la Formation García. Dans ce cadre, un niveau plus riche en matière organique, homologue du niveau Selli d'Italie ou du niveau Goguel du SE de la France pourrait être recherché dans les marnes García de la séquence de dépôt 4.

2) La séquence de dépôt 10 est datée localement par des ammonites de l'horizon à *Beudanticeras*, base de la zone à *D. mammillatum* de l'Albien inférieur. Il est donc probable que le niveau à Mésorbitolines, situé juste en-dessous dans la séquence 9, puisse être Albien inférieur basal.

3) Le sommet de la Formation El Cantil (= sommet de la Formation Chimana) est daté de la base de l'Albien

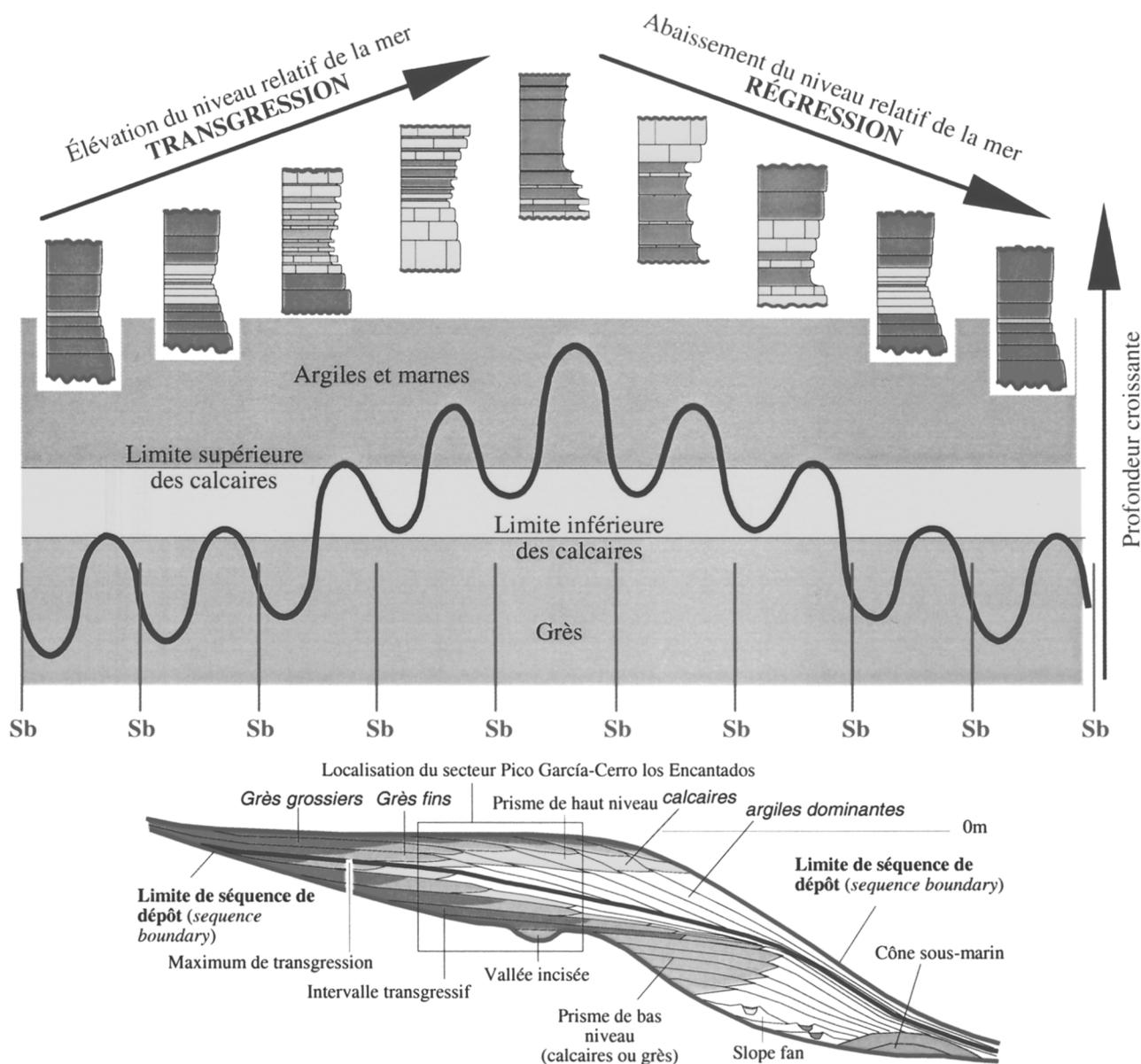


FIG. 28.—Récapitulation de l'organisation des séquences de dépôt en fonction de leur place dans un cycle à long terme des variations relatives du niveau de la mer. Localisation du secteur Pico García-Cerro Los Encantados dans le schéma théorique de stratigraphie séquentielle.

FIG. 28.— *Western Venezuela cretaceous series: general distribution of depositional sequences according to their places into a relative first or second order sea-level cycle. Location of the Pico García-Cerro Los Encantados region according to the theoretical scheme of sequence stratigraphy.*

moyen par des ammonites de la zone à *Lyelliceras lyelli* dans la séquence de dépôt 11. Localement, la base de la Formation Querequal repose donc sur de l'Albien moyen.

En tenant compte des datations obtenues plus au nord et des corrélations séquentielles, il est possible de proposer une coupe synthétique pour l'ensemble de ce secteur (fig. 28).

Sur le plan de la stratigraphie séquentielle, plusieurs résultats peuvent être cités.

1) Absence généralisée des prismes de bas niveau, ce qui traduit l'existence de lacunes plus ou moins

importantes au niveau de chaque limite de séquence de dépôt. Ces lacunes correspondent très souvent à des surfaces d'érosion (par exemple la surface Sb6 au Cerro Los Encantados) ; les émergences sont probables à plusieurs niveaux, mais les indices de paléokarstification n'ont pas été reconnus, peut-être en raison de la médiocrité des affleurements. Les érosions paraissent parfois si importantes que la présence de vallées incisées est probable.

2) Les calcaires, dont le développement est inversement proportionnel à celui des grès, sont localisés dans la

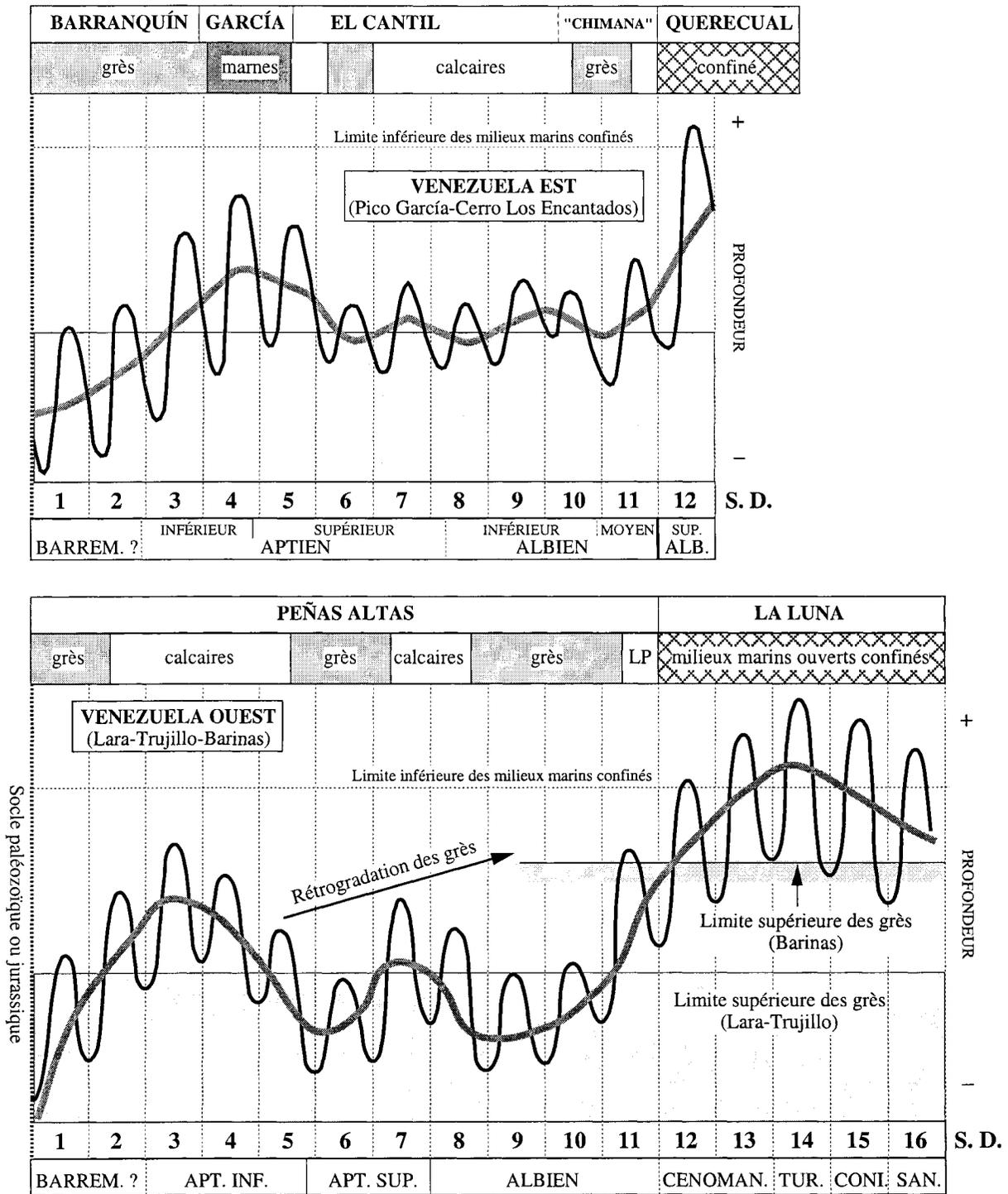


FIG. 29.- Courbe schématique des variations du niveau de la mer dans la région du Pico García-Cerro Los Encantados. SD : séquences de dépôt. Comparaison avec la courbe établie dans les Andes (états de Lara, Trujillo et Barinas) [Arnaud *et al.*, 1999, fig. 49]. Le trait épais séparant l'Albien moyen de l'Albien supérieur souligne la présence d'une lacune possible de la plus grande partie de l'Albien moyen entre les Formation Chimana et Querecual.

FIG. 29.- Schematic curve of relative sea-level variations in the Pico García-Cerro Los Encantados region. SD: depositional sequences. Comparison with the similar curve established for the northern Andes region (Lara, Trujillo and Barinas states) [Arnaud *et al.*, 1999, fig. 49]. The thick line in between Middle and Upper Albian corresponds to an hypothetical hiatus below the basal part of the Querecual Formation.

partie supérieure des intervalles transgressifs et dans la partie inférieure des prismes de haut niveau ; ils sont souvent moins développés dans les intervalles transgressifs où ils constituent le sommet de para-

séquences dont la base est pélitique ou marneuse, que dans les prismes de haut niveau où ils forment des falaises massives dues à la superposition de plusieurs paraséquences totalement carbonatées.

3) Les grès sont surtout abondants, soit au sommet des prismes de haut niveau où ils s'agencent en paraséquences agradantes ou faiblement progradantes, à matériel parfois très grossier, soit à la base des intervalles transgressifs où ils s'observent dans des paraséquences de grès fins, mal classés, à matrice parfois argileuse. Dans la partie supérieure des intervalles transgressifs, les grès existent parfois sous forme de remplissages de chenaux, d'aspect lenticulaire. Hormis la Formation Barranquín, des niveaux gréseux épais se rencontrent au sommet de la séquence 10 et à la base de la séquence 11 ; ces derniers sont classiquement inclus dans la Formation Chimana, probablement à tort car sa localité type est bien plus au nord, dans un contexte paléogéographique très différent.

4) Les maxima de transgression correspondent presque toujours à des périodes d'approfondissement importantes, soulignées par des microfaunes circalittorales et, dans la Formation García, par de nombreuses ammonites. Le plus souvent, l'approfondissement est marqué par la disparition des calcaires, la prépondérance des dépôts marneux et la fréquence des niveaux glauconieux. La glauconie n'est pas seulement cantonnée au niveau des *mfs*, mais s'observe parfois à différents niveaux du sommet de l'intervalle transgressif et de la base du prisme de haut niveau (par exemple dans les séquences 6 et 10). C'est également dans cette situation que se développent les couches à Mésorbitolines, comme au Venezuela occidental et ailleurs le long de la Téthys.

Sur le plan de l'évolution générale de la plate-forme, quatre points seront soulignés (fig. 29).

1) Evolution générale transgressive de la partie supérieure de la Formation Barranquín, faible d'abord (séquences 1 et 2), plus rapide dès le début de la séquence 3. Cette transgressivité s'accompagne d'un recul généralisé des dépôts silicoclastiques grossiers en direction du sud et de l'augmentation des calcaires.

2) Le maximum des transgressions de l'Aptien et de l'Albien correspond à la Formation García caractérisée par la prépondérance des marnes à ammonites, l'abondance de ces organismes impliquant une profondeur qui n'a été atteinte dans aucun autre intervalle transgressif de cette série. Toutefois, le maximum d'approfondissement observé dans la Formation García s'accompagne de la plus grande lacune au niveau de la limite de séquence Sb5 puisque le sommet de l'intervalle transgressif de la séquence 5 surmonte directement l'extrême base du prisme de haut niveau de la séquence 4. La Formation García est donc à la fois caractérisée par le plus grand ennoïement de la plate-forme et par la plus grande amplitude des variations du niveau relatif de la mer (fig. 29, § 5.2.4).

3) La Formation El Cantil est régressive par rapport à la Formation García. Le maximum de régression est atteint dans la séquence de dépôt 7, caractérisée par le plus grand développement des calcaires et dans la séquence de dépôt 8 (*mfs* située dans des environnements agités,

probablement au-dessus de la *fair weather wave base*). Ce maximum relatif de régression se situe dans l'Aptien terminal.

4) Après des fluctuations de faible ampleur, la transgression albiennaise s'amorce dès la séquence de dépôt 10, puis s'accélère dans la séquence 11, marquant l'ennœiment par étape de la plate-forme jusqu'à son recouvrement en concordance par les dépôts à microfaunes pélagiques de la Formation Querecual (cette dernière n'ayant pas été étudiée, nous ne pouvons pas discuter de l'éventualité d'une lacune entre les Formations Chimana et Querecual).

Compte tenu de ces interprétations, l'évolution latérale de la série vers le nord, en direction de la Téthys, doit se traduire d'abord par la diminution des grès et leur remplacement par des argiles, ensuite par une disparition des niveaux calcaires contemporains de ceux du Pico García-Cerro los Encantados en raison de l'augmentation progressive de la profondeur dans cette direction. C'est bien ce qui s'observe sur cette transversale Casanay-Mathurin.

3.- RÉGION DE CARIBE (DGC)

Les environs de Caribe montrent plusieurs coupes partielles qui permettent d'avoir une bonne idée générale de la série comprise entre le sommet de la Formation García et la base de la Formation Querecual. Plusieurs localités fossilifères permettent de dater différents niveaux ce qui rend possible les comparaisons avec d'autres secteurs. Parmi les nombreuses coupes détaillées ou visitées celles de Teresen et de La Elvira sont autant de jalons qui permettent de corréliser les parties nord et sud de la Serranía del Interior.

3.1. Coupe de Teresen

Cette coupe affleure assez bien le long de la piste qui s'élève à partir du Rio Caribe (fig. 30) ; elle débute dans des calcaires situés sous les marnes de la Formation García et s'achève dans une barre de grès intégrée classiquement dans la Formation Chimana (fig. 31).

Les calcaires assez massifs situés sous les marnes du membre García, et attribués pour cela au sommet de la Formation Barranquín, comportent des bancs à très nombreux rudistes et des bancs à Choffatelles. Deux points sont donc à souligner :

1) l'abondance des rudistes, alors qu'aucun banc à rudistes n'existe plus au sud dans le secteur Pico García-Cerro Los Encantados ; ces bancs à rudistes indiquent que la région de Caribe était la limite sud approximative du développement de ces bivalves dans des milieux relativement peu profonds, marins ouverts ou très faiblement confinés et soumis à des apports détritiques terrigènes peu abondants.

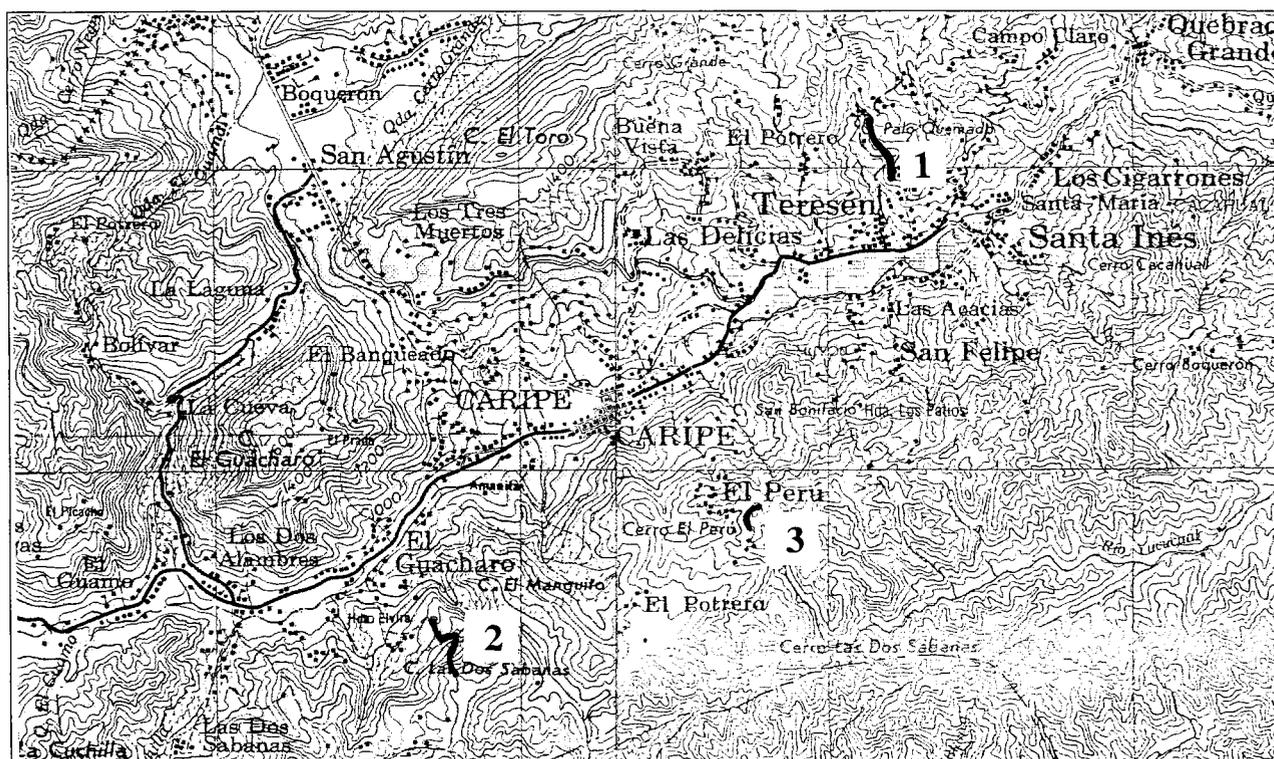


FIG. 30.– Localisation géographique des coupes de la région de Caripe. 1, Teresen (Cerro La Torre) ; 2, La Elvira ; 3, El Peru.

FIG. 30.– Location of the studied sections near Caripe. 1, Teresen (Cerro la Torre section); 2, La Elvira section; 3, El Peru, middle Albian paleofault.

2) la présence de Choffatelles traduit l'appartenance de ces couches à un intervalle transgressif, comme c'est partout le cas dans l'Aptien inférieur du Venezuela (Formations Peñas Altas et Barranquín).

Il en résulte que ces calcaires, localisés immédiatement sous les marnes du membre García, appartiennent certainement à l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 4 et qu'ils ne semblent pas avoir d'équivalents dans les coupes du Pico García-Cerro los Encantados. Si leur appartenance à la Formation Barranquín, et même au membre Taguarumo, peut être admise sur des bases lithologiques, une telle attribution ne permet en rien de résoudre les problèmes de corrélations entre des secteurs différents de la Serranía del Interior.

La Formation García n'est pas très différente de ce qu'elle est dans sa localité-type du Pico García. Elle est représentée (1, fig. 31) par des marnes noires qui renferment deux niveaux gréseux dans leur partie supérieure. Deux niveaux riches en ammonites existent de part et d'autre de cet ensemble gréseux. Le premier renferme *Burckhardtites* sp. du sommet de la zone à *Dufrenoyia furcata* (sommet de l'Aptien inférieur) ou de la base de la zone à *Aconeceras nisus* (base de l'Aptien supérieur), le second des faunes de la zone à *A. nisus*. Nous pensons que le premier niveau glauconieux à ammonites peut être corrélé avec le maximum de transgression de la séquence de dépôt 4 du Cerro Los Encantados et du Pico García et que le niveau supérieur,

situé au-dessus d'un petit niveau gréseux, est proche du maximum de transgression de la séquence de dépôt 5. Si l'on admet cette attribution, la limite de séquence Sb5 peut être localisée sans difficulté au niveau de la surface lithologique située à la base des grès, disposition très similaire à celle observée au Cerro Los Encantados.

La Formation El Cantil est peu épaisse (environ 150 m), très calcaire, constituée par une succession de corniches calcaires séparées par des replats. Plusieurs niveaux se distinguent de bas en haut :

- 2, Des calcaires à petits bioclastes et nombreuses plaques d'échinodermes. La base n'a pas été correctement observée en raison de l'abondance de la végétation, mais les bancs sommitaux ont une disposition *thinning-up*. La limite de séquence de dépôt Sb6 se localise ici à la base de ces calcaires en raison de l'évolution verticale des faciès dans ces derniers.
- 3, Au-dessus d'un replat sans visibilité, un niveau de grès fin, roux, très glauconieux, est surmonté par des marnes à oursins, puis par des calcaires légèrement argileux, très ferrugineux et à grandes huîtres.
- 4, Une barre massive d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, constituée par des bancs *thinning-up* de micrites grises azoïques à la base et renfermant quelques fragments de bivalves au sommet. La limite de séquence de dépôt Sb 7 correspond à la surface basale de cet ensemble.

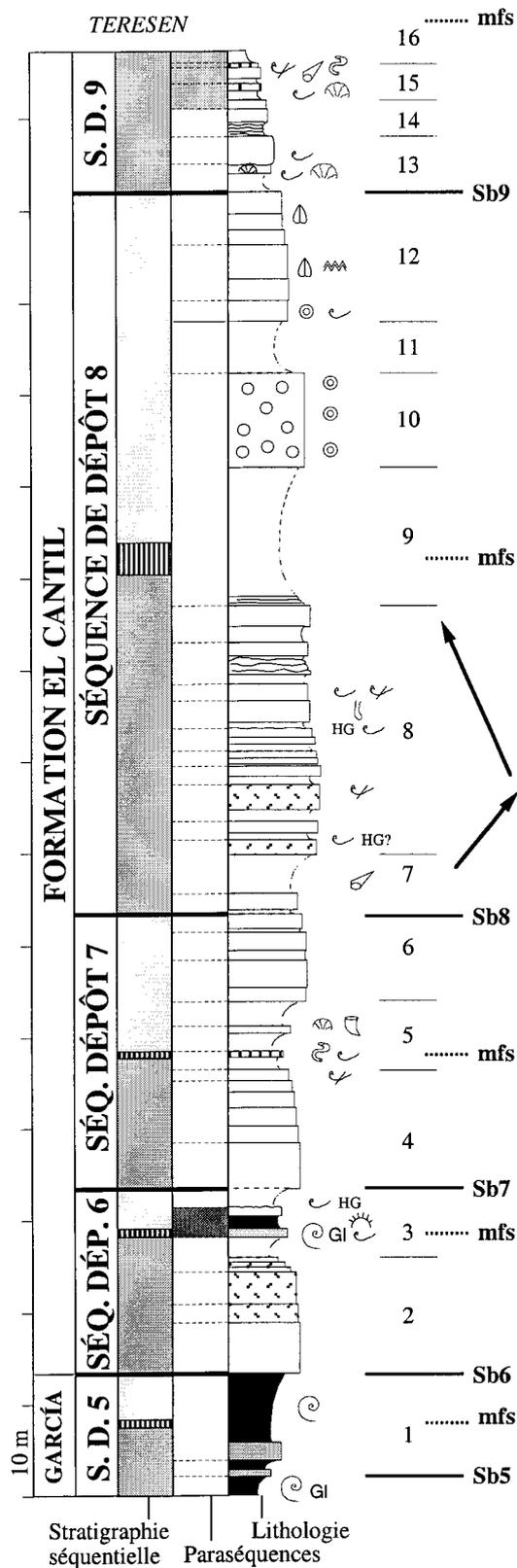


Fig. 31.– Coupe de Teresen (Cerro la Torre), séquences de dépôt 4 à 8 (Formations García et El Cantil) : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Les limites de paraséquences sont approximatives car la coupe n'a pas pu être détaillée faute de temps. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 30 et 57.

Fig. 31.– Teresen (Cerro la Torre) section, depositional sequences 4 to 8 (García and El Cantil Formations): lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Location of the section and legend: see figures 30 and 57.

– 5, Un replat probablement représenté par un niveau argileux dans lequel se distinguent un banc de calcaire argileux orange, très ferrugineux, à nombreuses grandes huîtres et serpules (*mfs* probable), puis un banc calcaire à nombreuses colonies de madréporaires et petits rudistes caprinidés mal conservés indiquant la présence de milieux marins ouverts.

– 6, Environ 10 à 15 m de calcaires massifs, en relief dans la topographie, formés par des micrites grises (wackestones), finement bioclastiques vers le bas (plaques d'échinodermes probables) et passant vers le haut à des micrites grises azoïques (mudstones). Le dernier banc visible renferme de nombreux gros gastéropodes et quelques bivalves. C'est sous le dernier banc de cet ensemble que se place la limite de séquence de dépôt Sb8.

– 7, Replat sans visibilité (niveau argileux probable).

– 8, Un ensemble, épais d'une trentaine de mètres, de bancs calcaires et d'intercalations marneuses. À la base, calcaires finement bioclastiques à petites huîtres devenant plus nombreuses vers le haut jusqu'à un banc riche en grandes *Cucullaea*. Le dernier banc, très riche en huîtres ferruginisées, est coiffé d'un hard-ground sommital. La partie supérieure est formée par plusieurs paraséquences, encore riches en grandes huîtres, souvent fragmentées, à la base (*Cucullaea* probables) et devenant finement bioclastiques au sommet.

– 9, Replat couvert de végétation dans lequel existe des calcaires argileux gris-beige à grandes serpules et bivalves et des calcaires argileux à patine orange.

– 10, Corniche de 20 à 30 m d'épaisseur formée par des calcaires bioclastiques et oolitiques, à texture packstone, très finement lités et très bien classés (milieu marin peu profond, soumis à l'hydrodynamisme dû aux vagues, plage probable).

– 11, Replat sans visibilité.

– 12, Calcaires massifs. Le premier banc renferme de nombreux bioclastes, souvent ferruginisés, ainsi que des oolites remaniées. Plus haut, certains bancs sont très riches en gros bivalves parmi lesquels de grandes *Cucullaea* ? et, parfois, des huîtres à coquilles plissées *Gyrostrea (Pseudogyra) cassandra* (COQUAND).

– 13, Au-dessus d'un petit replat sans visibilité, un banc de calcaire argileux à huîtres et colonies de madréporaires, puis un gros banc à grandes *Crassostrea*.

– 14, Un petit ensemble avec de bas en haut, un niveau de calcaire argileux à gros tubes de serpules, un banc de calcaire gris finement bioclastique (plaques d'échinodermes nombreuses) et un banc à gastéropodes et fragments épais de grosses huîtres.

– 15, Ensemble de deux paraséquences, la première de calcaires argileux surmontés de calcaires très ferrugineux à patine orange terminés par un *hard ground*, et la seconde de calcaires gris à gastéropodes, bivalves et nombreux serpules, se terminant par des calcaires argileux orange à huîtres.



FIG. 32.- Calcaires à *Gervillia* de la Formation El Cantil, membre Guácharo, près de Caripe, état de Monagas.

FIG. 32.- Limestone with *Gervillia* near Caripe, state Monagas (Formation El Cantil, member Guácharo).

Les niveaux 13 à 15 appartiennent à un intervalle transgressif en raison de l'organisation paraséquentielle et de l'évolution verticale des faciès. En conséquence, la limite de séquence de dépôt Sb9 se situe entre 12 et 13.

Le sommet de la coupe est surmonté, probablement en contact anormal, par des grès relativement tendres formant la base d'un niveau relativement épais (Formation Chimana ?).

Sur un plan général, quatre caractères de cette coupe peuvent être soulignés :

- 1) absence de grès (alors que les bancs de grès sont assez développés à différents niveaux de la coupe du Pico García) ;
- 2) absence de marnes ou de calcaires à *Mésorbitolines* (il faut cependant souligner que les niveaux marneux n'affleurent pas) ;
- 3) présence d'un épais niveau de calcaire bioclastique à nombreuses oolites remaniées à la base du tiers supérieur de la coupe de Teresen ; le niveau oolitique de Teresen peut être comparé à la seule intercalation de ce type dans la coupe du Pico García : il appartiendrait de ce fait au même ensemble stratigraphique et, plus précisément, au prisme de haut niveau (*HST*) de la séquence de dépôt 8 ;
- 4) les rudistes sont nombreux à la base de la coupe, sous les marnes de la Formation García.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, trois maxima de transgression se distinguent dans les calcaires El Cantil de la coupe de Teresen.

Le premier se situe dans le replat qui surmonte la première falaise calcaire, au niveau d'un banc de grès très glauconieux, surmonté par des marnes à oursins irréguliers (3, fig. 31) ; il peut se corréliser facilement avec les calcaires gréseux et grès glauconieux qui encadrent la *mfs* de la séquence de dépôt 6 dans la coupe du Pico García.



FIG. 33.- Contact entre la Formation Chimana et la Formation Querecual le long du Río Caripe. V. Vivas montre le dernier banc, à *Acteonella* et *Teleoptyxis*, de la Formation Chimana.

FIG. 33.- Boundary between Chimana and Querecual Formations along the Río Caripe. V. Vivas shows the last bed of the Chimana Formation, with *Acteonella* and *Teleoptyxis*.

Le second maximum de transgression peut être localisé dans le deuxième replat de la coupe de Teresen, au niveau ou aux alentours d'un banc de calcaire argileux orange, très ferrugineux (glauconie altérée?) à grandes huîtres et nombreux serpules. Ce niveau est encadré par deux barres calcaires décamétriques : la barre inférieure est stratodécroissante (*thinning-up*) ce qui est une disposition classique pour les intervalles transgressifs, tandis que la barre supérieure est caractérisée par des faciès indiquant la diminution de la profondeur et l'augmentation du confinement relatif (passage de bas en haut de faciès à madréporaires et petits rudistes caprinidés à des faciès bioclastiques, puis à des micrites à gastéropodes), disposition typique des prismes de haut niveau (*HST*). Ce maximum de transgression, encadré par les barres calcaires les plus massives de toute la coupe, peut être corrélé sans problèmes avec la *mfs* de la séquence de dépôt 7.

Le troisième maximum de transgression (*mfs* de la séquence de dépôt 8) n'a pas été observé, mais il se situe obligatoirement, par corrélation avec la coupe du Pico García (voir plus haut), dans le replat sans visibilité, argileux à sa base, situé au-dessous des calcaires bioclastiques et oolitiques massifs.

La limite de séquence de dépôt 9 est plus difficile à localiser, faute d'un examen plus détaillé. Elle semble se situer une dizaine de mètres sous le sommet visible de la coupe, car le dernier ensemble de paraséquences est caractérisé à la fois par une disposition strato-décroissante (*thinning-up*), par une variation verticale des faciès et par des peuplements (en particulier d'huîtres) de plus en plus riches et diversifiés vers le haut ; son appartenance à la base de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 9 est donc claire.

En conclusion, la coupe de Teresen montre l'existence d'une sédimentation carbonatée de plate-forme, relativement peu épaisse et restreinte aux séquences de dépôt 6, 7, 8 et base de 9, de l'Aptien inférieur terminal à l'Albien inférieur probable par corrélation séquentielle. Les milieux de dépôt ne sont pas sensiblement différents de ceux observés au Pico García, caractérisés par la prépondérance des bivalves, l'abondance des échinodermes et l'absence presque complète des rudistes, sauf sous les marnes García où certains bancs en sont très riches, notamment en caprinidés. Par ailleurs, cette coupe est caractérisée par la disparition presque complète des grès à tous les niveaux et par un beau développement des faciès bioclastiques et oolitiques dans la séquence 8.

3.2. Coupe de La Elvira

La superposition des niveaux est très claire dans cette coupe, ainsi que la position des maxima de transgression. Le sommet des calcaires attribués à la Formation El Cantil est représenté par des bancs à grands bivalves (*Crassostrea* ?) surmontés par un encroûtement ferrugineux d'épaisseur pluricenti-

métrique. Au-dessus, les niveaux attribués à la Formation Chimana comportent, de bas en haut :

- une succession pélitique d'épaisseur pluridécamétrique qui renferme deux niveaux très glauconieux ; le premier, près de la base, n'a pas été daté par ammonites ; le second, près du sommet de cet intervalle, a livré *Beudanticeras* sp. et *Tetragonites* sp. dont la répartition va du sommet de l'Albien inférieur à la base de l'Albien moyen ;

- un ensemble gréseux massif dont l'aspect change d'un secteur à un autre. En ce point, les grès se subdivisent en deux parties : la partie inférieure comporte une paraséquence de grès fins surmontée par environ 4 m de pélites non micacées représentant la partie inférieure d'une deuxième paraséquence ; la partie supérieure, séparée de la précédente par une limite nette, interprétée comme la limite de séquence de dépôt Sb11, est formée de grès blancs, grossiers à la base, disposés en plusieurs paraséquences strato-décroissantes (*thinning-up*). Cette limite correspond latéralement à une surface de ravinement importante.

Les grès précédents passent progressivement vers le haut à des argilites noires qui renferment à environ 3 m de leur base un banc d'argiles calcaires à très nombreux foraminifères planctoniques, interprété comme la *mfs* de la séquence de dépôt 11. Ce niveau est surmonté par le premier banc de calcaire noir fétide typique de la Formation Querecual.

Trois conclusions en résultent.

- 1) Les calcaires du sommet de la Formation El Cantil, observés au Pico García dans les séquences de dépôt 9 et 10, disparaissent latéralement entre ce sommet et la région de Caripe où ils sont remplacés par des dépôts de milieux marins relativement profonds, à ammonites, ce qui confirme la rétrogradation vers le sud des faciès carbonatés de plate-forme à partir de l'Albien inférieur.

- 2) La dernière période d'avancée significative de la sédimentation terrigène grossière en direction du nord se place au sommet de la séquence 10 et à la base de la séquence 11, dans la partie supérieure de l'Albien inférieur et au voisinage de la limite Albien inférieur-Albien moyen. Le corps gréseux correspondant, inclus localement dans la Formation Chimana, est bien développé vers le nord, au moins jusque dans la région de Caripe.

- 3) La base de la Formation Querecual paraît concordante avec les niveaux sous-jacents, dans cette région (fig. 32) comme au Pico García. Dans les deux cas, cette formation surmonte des niveaux appartenant à la séquence de dépôt 11, datés ou attribués à la base de l'Albien moyen.

3.3. Biostratigraphie

Les niveaux fossilifères de la région de Caripe permettent de confirmer les âges obtenus plus au sud pour la Formation García et de préciser ceux de la partie

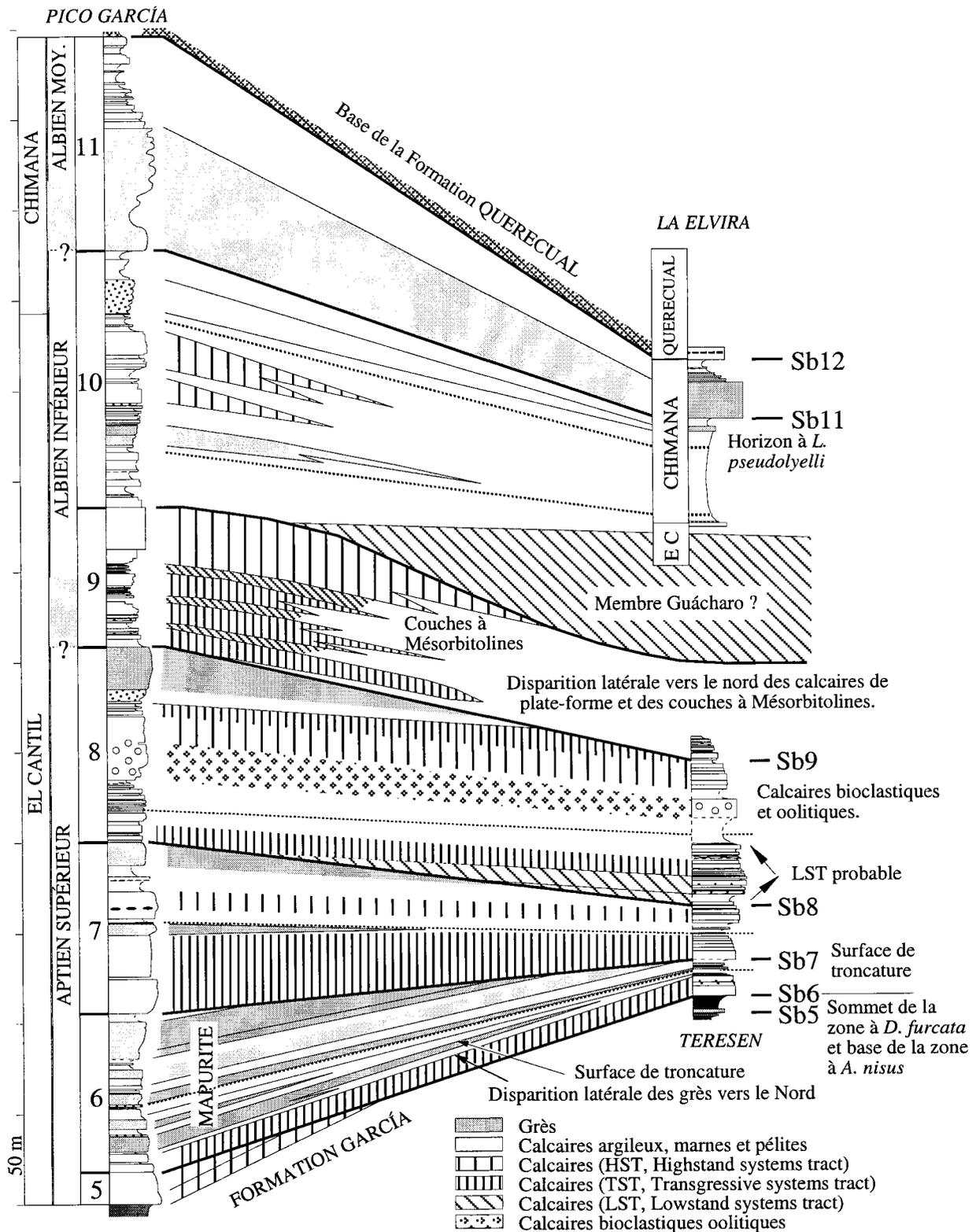


FIG. 34.— Corrélation entre la coupe du Pico García et celles de la région de Caripe (Teresen et La Elvira) distantes d'environ 15 km. La rétrogradation des faciès est très sensible à partir de l'Aptien terminal. La limite de séquence de dépôt Sb7, très érosive, est probablement responsable de la disparition vers le nord des grès de la séquence de dépôt 6 (membre de La Arenisca de el Mapurite ?). La présence d'un premier prisme de bas niveau est possible dans la séquence de dépôt 8. Le membre Guácharo, qui n'a pas été étudié, pourrait correspondre pour une bonne part au prisme de bas niveau de la séquence de dépôt 10 (Albien inférieur). Il renfermerait des Mésorbitolines [Guillaume *et al.*, 1972 ; Rossi, 1985].

FIG. 34.— Correlation of Pico García and Caripe (Teresen and La Elvira) sections. The backstepping is clear from the uppermost Aptian to early Albian. Erosion along sequence boundary Sb7 seems to be responsible of the disappearance of thick sandstones layers belonging to the La Arenisca de el Mapurite member. The basal part of depositional sequence 8 is interpreted as a lowstand prograding wedge. The same interpretation is proposed for the basal part of the Guácharo member (unstudied) where a few number of Mesorbitolina are known [Guillaume *et al.*, 1972 ; Rossi, 1985].

terminale de la série. Dans la coupe de Teresen (Cerro de la Torre), deux niveaux de la Formation García ont été datés :

– le premier (ech. MC446H), sous les grès de la base de la séquence de dépôt 4 renferme *Burckhardtites* sp. du sommet de la zone à *Dufrenoyia furcata* ou de la base de la zone à *Aconeceras nisus*,

– le second (ech. MC446I), dans les marnes sommitales, a livré *Burckhardtites* sp., *Gargasceras* sp., *Colombiceras crassicoatum*, *Costidiscus striatisulcatus* et *Zurcherella alpina* de la zone à *Aconeceras nisus*.

Ces faunes, similaires à celle de la région Pico García-Cerro Los Encantados, confirment que la séquence de dépôt 3 appartient au sommet de l'Aptien inférieur et la séquence de dépôt 4 à la base de l'Aptien supérieur.

Dans la coupe de La Elvira, le niveau glauconieux situé quelques mètres sous les grès attribués à la Formation Chimana (sommet de la séquence de dépôt 10 et base de la séquence 11) a livré *Beudanticeras* sp. et *Tetragonites* sp. dont la répartition va de l'Albien inférieur élevé à la base de l'Albien moyen. Par corrélation séquentielle avec la coupe du Cerro Piedra de Rayo, ce niveau peut être placé dans la partie supérieure de l'Albien inférieur, ce que confirment d'autres récoltes isolées de la région de Caripe. Plus à l'est dans cette région (environs d'El Peru notamment), les pélites de la partie supérieure de la séquence de dépôt 11, situées quelques mètres sous la base des calcaires de la Formation Querecual, ont livré un exemplaire d'*Oxytropidoceras* sp. et surtout *Lyelliceras lyelli* de la base de l'Albien moyen (horizon à *L. lyelli*). Quelque puisse être son âge, la base de la Formation Querecual repose ici en concordance sur des couches de l'Albien moyen basal. Cette datation est cohérente à l'échelle régionale avec les faunes de Renz [1982] dont la révision récente [Bulot, 1993] montre que deux seuls spécimens, du sommet de la Formation Chimana, appartiennent à l'horizon à *Lyelliceras lyelli* de la base de l'Albien moyen.

3.4. Les couches à Mésorbitolines et le membre Guácharo

La séquence de dépôt 9 et la base de la séquence 10 ne s'observent pas à Teresen et n'ont pas été étudiées faute de temps à La Elvira, ce qui pose d'une part le problème de la présence du niveau à Mésorbitolines dans cette région et, d'autre part celui de la localisation et de la signification du membre Guácharo défini ici-même par Garner [1926, p. 679] dans la partie médiane de la Formation Chimana. Le membre Guácharo, très épais au nord-ouest de Caripe, correspond aussi, selon Guillaume *et al.* [1972], aux calcaires (fig. 33) situés au-dessous du début de notre coupe de La Elvira où ils renfermeraient des Mésorbitolines [Guillaume *et al.*, 1972, fig. 5 ; Rossi, 1985]. En ce point, la petite falaise

calcaire qui se termine par un banc à grands bivalves surmonté par un encroûtement ferrugineux paraît constituer le prisme de bas niveau (LPW) et la base de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 10. Si tel est bien le cas, ce corps carbonaté serait l'homologue du prisme de bas niveau Garrapataro 3 dont il sera question plus loin (§ 5.1.5). Cette hypothèse permet d'expliquer les fortes variations latérales de l'épaisseur de ces calcaires.

Les Mésorbitolines signalées dans les calcaires du membre Guácharo ne sont pas nombreuses et ne constituent pas des niveaux marneux très riches en orbitolines. Elles n'appartiennent donc pas aux couches à Mésorbitolines si développées dans la région Pico García-Cerro Los Encantados. Comme de tels niveaux n'ont pas été signalés dans la région de Caripe, il est probable qu'ils passent latéralement à des milieux de dépôt plus profonds, sans Mésorbitolines, qui pourraient se situer juste au-dessus des derniers bancs visibles de la coupe de Teresen.

3.5. Conclusions

La région de Caripe est caractérisée par quatre différences principales avec la série du Cerro los Encantados-Pico García (fig. 34) :

- le développement des calcaires à rudistes sous les marnes de la Formation García ;
- l'épaisseur moins grande des calcaires de la Formation El Cantil (séquences de dépôt 6 à 9) ;
- la disparition progressive des grès dont le niveau le plus important, attribué à la Formation Chimana, se trouve à la limite des séquences de dépôt 10 et 11 ;
- la rétrogradation générale des faciès à l'Albien inférieur, ce qui correspond d'abord à la disparition des calcaires de milieux circolittoraux relativement peu profonds (séquences de dépôt 10 et 11) et ensuite à la présence d'au moins deux niveaux glauconieux à ammonites.

D'une manière plus détaillée, les variations d'épaisseurs des carbonates entre le Pico García et Teresen permettent de proposer plusieurs conclusions.

- 1) Les calcaires sommitaux de la séquence 5 disparaissent à Teresen, probablement en raison de l'érosion liée à la séquence de dépôt Sb6 (surface d'érosion particulièrement nette au Cerro Los Encantados, fig. 6).
- 2) L'épaisseur de la séquence 6 est très inférieure à Teresen par rapport au Pico García. Alors que l'épaisseur des calcaires est constante, cette différence est due à la disparition des grès, dont certains niveaux peuvent passer latéralement à des pélites mais dont la partie supérieure est probablement tronquée par érosion sous la limite Sb7. Ces grès, dont le développement local s'observe au-dessus des marnes de la Formation García, pourraient correspondre au membre de « La Arenisca de el Mapurite ».

3) Il en est de même pour la séquence 7, qui est caractérisée par le plus grand développement de la sédimentation calcaire dans la Formation El Cantil. Là par contre, c'est la partie basale des calcaires, au-dessus de la Sb7 qui paraît manquante (disposition en *onlaps* sur la limite de séquence de dépôt ?). Tant pour la séquence 6 que pour la séquence 7, la diminution des épaisseurs vers le nord et la troncature des couches (si elle existe réellement) impliquent une subsidence plus forte au sud qu'au nord, voire même un *uplift* local au nord, phénomène qui pourrait s'expliquer par le jeu de paléofailles à l'Aptien supérieur (§ 7.3).

4) La constance des épaisseurs de la séquence 8 et l'approfondissement des milieux à partir de la séquence 10 traduisent probablement le début de l'effondrement généralisé et le basculement vers le nord de cette partie de la marge vénézuélienne.

5) L'organisation paraséquentielle de la base de la séquence 8, avec une diminution de la profondeur vers la haut à la base et un approfondissement au sommet, permet d'envisager la présence de la partie supérieure d'un prisme de bas niveau progradant (*lowstand prograding wedge*) sous l'intervalle transgressif. Comme la région plus septentrionale du Cerro El Garrapatero-El Cordón est caractérisée par le développement de grands prismes de bas niveau, il semble donc que la partie amont de certains d'entre eux puisse s'observer jusqu'à la latitude de Caripe.

4.- LA RÉGION CENTRALE

Cette région est caractérisée par une série marneuse relativement peu épaisse qui correspond à la Formation Valle Grande définie plus à l'ouest mais qui se prolonge vers l'est au moins jusqu'aux environs de Cariaco. Plusieurs coupes permettent de préciser la stratigraphie et le contenu de l'Aptien supérieur.

4.1. Coupes Oeste de la Güiria et de Tonoro

La coupe Oeste de la Güiria est située 12 km environ au SSE de la Cantera El Yaque. À la base, de mauvais affleurements calcaires renfermant des *Chelonicerias* sp. de l'Aptien inférieur sont surmontés par des marnes ayant livré *Dufrenoyia* sp. ou *Burckhardtites* sp. de la zone à *D. furcata*. Comme dans l'anticlinal de Punceres (coupes Sur Cerro Piedra de Rayo et Quebrada La Lisboa), la séquence de dépôt 4 débute dans le niveau calcaire à *Chelonicerias* qui appartient à la base de l'intervalle transgressif (TST).

La coupe de Tonoro débute, au-dessus de la limite de séquence de dépôt Sb5, par des calcaires de plate-forme surmontés par des marnes à *Dufrenoyia* sp. ou *Burckhardtites* sp. (426B et 426C1, fig. 35) de la zone à *D. furcata*. Au-dessus, un niveau de grès glauconieux à

grandes *Dufrenoyia* (426C2, fig. 35), interprété comme la *mfs* de la séquence de dépôt 4, est surmonté par des marnes à *Melchiorites* gr. *emerici*, *Zurcherella* sp., *Eotetragonites* sp. et *Tonohamites* sp. (426C3, fig. 35) de la zone à *A. nisus*. Cette coupe prouve que la limite de séquence Sb5 est située au-dessous de la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur contrairement au secteur Pico García-Cerro Los Encantados où l'importance de la lacune à ce niveau est telle que la limite Sb5 sépare les marnes de la zone à *D. furcata*, situées au-dessous, de celles de la zone à *A. nisus* situées au-dessus. Cette disposition indique que la série se complète progressivement en direction du nord de sorte que la coupe de Tonoro apparaît comme étant intermédiaire entre le secteur El Yaque-El Cordón où le prisme de bas niveau calcaire est très développé (§ 5.2.1) et la région de Caripe où il n'existe plus.

4.2. La coupe de Mare Mare

Cette coupe, d'environ 80 m d'épaisseur, débute au toit d'un ensemble calcaire coiffé par une surface durcie (*hard ground*). Elle est constituée par des marnes qui renferment quelques petits faisceaux d'alternances de marnes et de calcaires argileux. Les dix mètres sommitaux correspondent principalement à des marnes silteuses. La sédimentation marneuse semble se poursuivre au-dessus car aucun banc calcaire n'est visible dans les 30 m qui séparent le sommet de cette coupe de la base de la Formation Querequal. De bas en haut, les céphalopodes recueillis sont les suivants :

- *Neohibolites* de l'Aptien supérieur basal au-dessus du *hard ground* surmontant le niveau calcaire de la base (D, fig. 35),

- *Colombiceras* aff. *caucasicum*, *Colombiceras* ? sp. (forme de transition vers *Acanthohoplites*), « *Melchiorites* » aff. *falcistriatum*, *Aconeceras nisus*, cf. *Tonohamites* sp. et *Neohibolites semicanaliculatus* (E, fig. 35) dans le premier ensemble marneux qui se termine par un niveau glauconieux interprété comme le maximum de transgression (*mfs*) de la séquence de dépôt 6. Cette association correspond au sommet de la zone à *A. nisus*,

- *Parahoplites* sp., *Sinzowia* aff. *stolleyi*, *Mathoceras venezolanum*, *Aconeceras nisus*, *Acanthohoplites* sp. gr. *aschiltaensis* et *Neohibolites semicanaliculatus*, association typique de la zone à *Parahoplites* spp., dans un second intervalle marneux qui s'achève par un nouveau niveau glauconieux (F, fig. 35),

- *Melchiorites emerici* (forme type), dont l'acmé se situe dans la partie supérieure de la zone à *Parahoplites* spp. dans les marnes et calcaires argileux alternants au-dessus du deuxième niveau glauconieux (G, fig. 35),

- *Neohibolites* du « Clansayésien » (Aptien supérieur terminal) dans les 20 m sus-jacents.

En résumé, cette coupe est typique par le développement de la sédimentation marneuse jusqu'à la

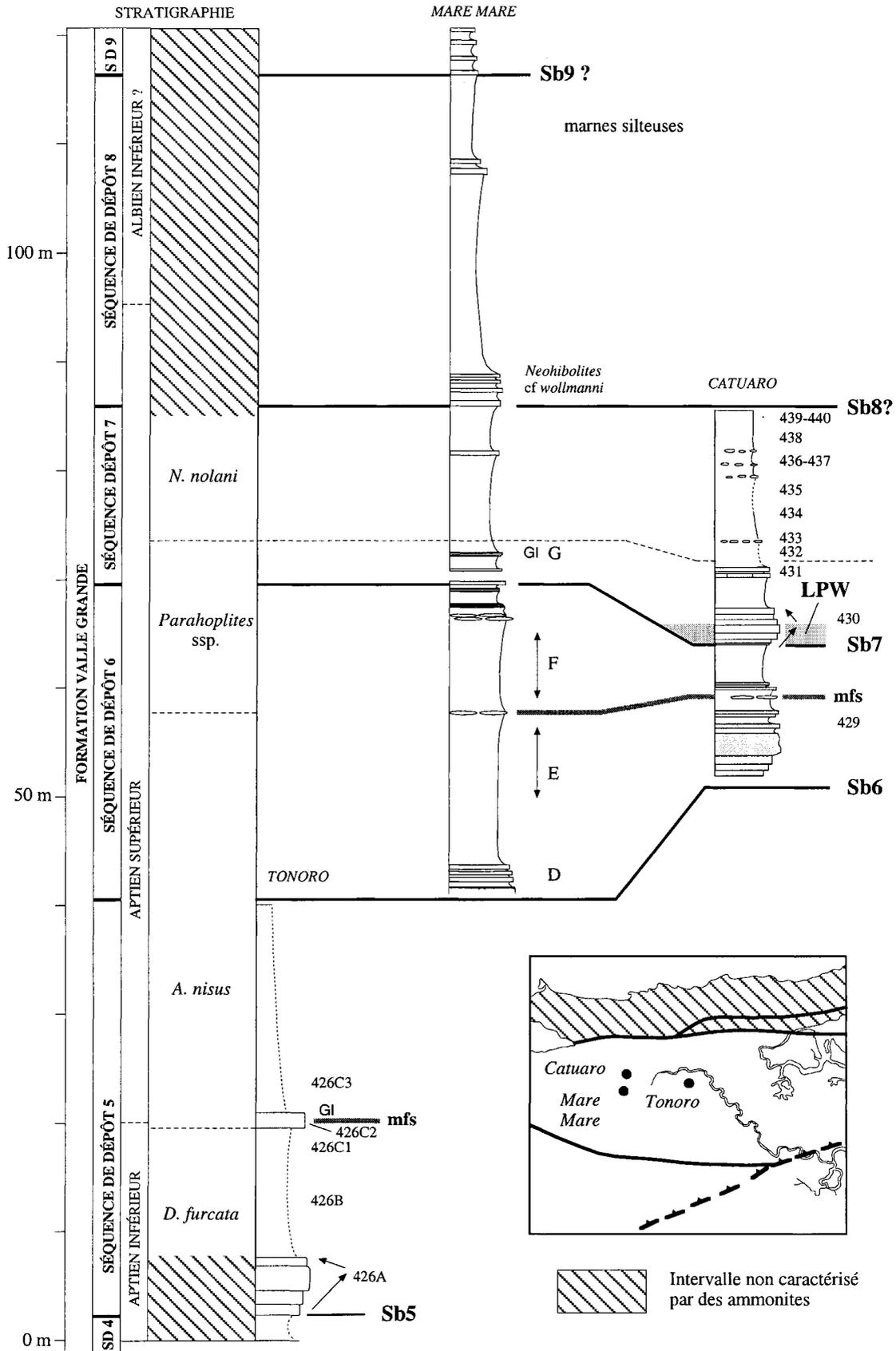


FIG. 35.— Corrélation des coupes du secteur central (Formation Valle Grande) et localisation des principaux niveaux fossilifères qui permettent de dater très précisément l’Aptien supérieur. La série est principalement argileuse, argilo-silteuse ou marneuse du sommet de l’Aptien inférieur jusqu’à la base de la Formation Querequal.

FIG. 35.— Correlation of detailed sections belonging to the Valle Grande Formation and location of the fossiliferous levels (Upper Aptian is well dated). The series is mainly represented by marls, clays and siltstones from the uppermost Lower Aptian to the basal unconformity underlying the Querequal Formation.

base de la Formation Querecual, c'est-à-dire pendant l'Aptien supérieur, qui a été daté jusqu'à la zone à *Parahoplites* ssp., et probablement l'Albien inférieur. Trois conclusions en résultent :

- 1) Les calcaires de la base de la coupe peuvent être attribués à l'Aptien supérieur basal ; ils n'appartiennent donc pas au sommet du membre Taguarumo de la Formation Barranquín, nettement plus ancien.
- 2) Les marnes de la coupe de Mare Mare sont homologues de la partie sommitale de la Formation García et, surtout, de toute la Formation El Cantil.
- 3) Les milieux marins, qui correspondent aux séquences de dépôt 6, 7 et 8 au moins (et probablement jusqu'à la séquence de dépôt 10), sont nettement plus profonds que ceux de la région Cerro Los Encantados-Pico García.

4.3. La coupe de Catuaro

Cette coupe peu épaisse montre, au-dessus des calcaires surmontés de grès de la partie basale, plusieurs niveaux riches en ammonites aptiennes (fig. 35).

– Niveau 429 : *Nolaniceras* cf. *nolani* var. *crassa*, *Parahoplites* cf. *inconstans*, « *Acanthohoplites* » *serpentiforme*, *Acanthohoplites* gr. *bigoureti-abichi*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Puzosiella* *minuta*, « *Hemitetragonites* » sp. juv. cf. *elegans*, *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* aff. *sequenzae*, *Valdedorsella* *getulina* et *Ptychoceras* sp.

– Niveau 430 : *Nolaniceras* cf. *nolani* var. *crassa*, « *Acanthohoplites* » *serpentiforme*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Zurcherella* *zurcheri* (forme type), *Zurcherella* aff. *sequenzae* et *Salfeldiella* cf. *kiliani*.

– Niveau 431 : *Nolaniceras* cf. *nolani* var. *crassa*, « *Acanthohoplites* » sp. juv. *serpentiforme*, *Acanthohoplites* gr. *bigoureti-abichi*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Eotetragonites* aff. *duvalianus*, *Valdedorsella* *getulina*, *Valdedorsella* *akushaense*, *Melchiorites* *emerici* et *Zurcherella* aff. *sequenzae*.

– Niveau 431A : *Stoyanowiceras* sp. inc. et *Hypophylloceras* gr. *morelli*.

– Niveau 432 : *Nolaniceras* *nolani*, *Nolaniceras* cf. *nolani* var. *crassa*, « *Acanthohoplites* » sp. juv. *serpentiforme*, « *Acanthohoplites* » sp. juv. *leptocera-tiforme*, *Acanthohoplites* gr. *bigoureti-abichi*, *Parahoplites* cf. *inconstans*, *Mathoceras* *sucre*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), « *Hemitetragonites* » *elegans*, *Tetragonites* gr. *inflatus*, *Puzosiella* *minuta*, *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* aff. *sequenzae*, *Valdedorsella* *getulina*, « *Melchiorites* » *falcistriatum* et *Hypophylloceras* gr. *morelli*.

– Niveau 433 : *Nolaniceras* sp., *Acanthohoplites* gr. *bigoureti-abichi*, *Mathoceras* *venezolanum*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Zurcherella*

zurcheri (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* aff. *sequenzae*, *Valdedorsella* *getulina*, *Melchiorites* cf. *emerici*, *Pseudocrioceratites* cf. *pseudoelegans* et « *Tonohamites* » sp. inc.

– Niveau 434 : *Acanthohoplites* aff. *bigoureti*, *Acanthohoplites* *bergeroni*, « *Acanthohoplites* » sp. juv. *serpentiforme*, *Parahoplites* gr. *campichei-grossouvrei*, *Mathoceras* *sucre*, *Eotetragonites* gr. *duvalianum*, *Hypophylloceras* gr. *alpinum*, *Salfeldiella* cf. *caucasica*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* *clansayense*, *Valdedorsella* *getulina*, *Valdedorsella* *akushaense*, « *Melchiorites* » *falcistriatum* et *Puzosiella* *minuta*.

– Niveau 435 : *Nolaniceras* *nolani*, *Acanthohoplites* aff. *abichi*, *Acanthohoplites* aff. *bigoureti*, *Acanthohoplites* *bergeroni*, « *Acanthohoplites* » sp. juv. *serpentiforme*, *Parahoplites* gr. *campichei-grossouvrei*, *Chaschupseceras* gr. *causicum*, « *Eodouvilleiceras* » sp. juv. gr. *clansayense*, *Mathoceras* *carribense*, *Mathoceras* *sucre*, *Hypophylloceras* gr. *alpinum*, *Salfeldiella* cf. *caucasica*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* *clansayense*, *Valdedorsella* *getulina*, *Valdedorsella* *akushaense*, « *Melchiorites* » *falcistriatum* et *Ptychoceras* cf. *renngarteni*.

– Niveau 436 : *Acanthohoplites* aff. *rochi*, *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* *clansayense*, *Valdedorsella* *akushaense*, « *Melchiorites* » *falcistriatum* et *Pseudosilesites* cf. *seranoniformis*.

– Niveau 436A : *Acanthohoplites* *bigoureti*.

– Niveau 436B : *Valdedorsella* *akushaense* et « *Melchiorites* » *falcistriatum*.

– Niveau 436F : *Parahoplites* gr. *campichei-grossouvrei*.

– Niveau 437 : *Acanthohoplites* aff. *abichi*, *Parahoplites* gr. *campichei-grossouvrei*, *Hypophylloceras* gr. *alpinum*, *Salfeldiella* cf. *pura*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* *clansayense*, *Valdedorsella* *getulina*, *Valdedorsella* *akushaense*, « *Melchiorites* » *falcistriatum* et *Pseudosilesites* *seranoniformis*.

– Niveau 437A : *Zurcherella* *zurcheri*.

– Niveau 437A : *Acanthohoplites* gr. *derognati*.

– Niveau 439 : *Nolaniceras* sp., *Acanthohoplites* *rochi*, *Acanthohoplites* *derognati*, *Acanthohoplites* *abichi*, *Acanthohoplites* *bigoureti*, *Acanthohoplites* *bergeroni*, *Salfeldiella* cf. *pura*, *Aconeceras* *nisus* (dont morphe « *clansayense* »), *Zurcherella* *zurcheri* (forme type et morphe « *cortezi* »), *Zurcherella* *clansayense*, *Valdedorsella* *getulina*, *Valdedorsella* *akushaense* et *Pseudosilesites* sp.

– Niveau 440 : *Acanthohoplites* aff. *bergeroni* et *Parahoplites* gr. *campichei-grossouvrei*.

Ces riches associations sont typiques de l'Aptien supérieur, sommet de la zone à *Parahoplites* spp. (430 et 431), zone à *N. nolani* (432 à 440). En conséquence, cette coupe principalement marneuse complète les données biostratigraphiques de la coupe de Mare Mare dans la mesure où tout le sommet de l'Aptien est particulièrement bien daté.

4.4. Conclusions

Du point de vue biostratigraphique ce secteur est caractérisé par sa richesse en ammonites, ce qui a permis de détailler l'Aptien supérieur du Venezuela et d'établir des comparaisons avec les coupes équivalentes d'Europe occidentale.

Du point de vue lithostratigraphique, les coupes de ce secteur appartiennent à la Formation Valle Grande qui constitue ici un ensemble essentiellement marneux compris entre les formations Barranquín et Querecual. La partie inférieure de cette Formation Valle Grande, datée du sommet de l'Aptien inférieur (zone à *D. furcata*) et de la base de l'Aptien supérieur (zone à *A. nisus*) est l'homologue du sommet de la Formation García dans sa localité type. La partie supérieure est datée de l'Aptien supérieur (de la zone à *Parahoplites* spp. à la zone à *N. nolani*), à l'exception des marnes sommitales ; celles-ci, dépourvues de faunes significatives, mais qui pourraient appartenir à l'Albien inférieur par corrélation régionale, sont surmontées par la Formation Querecual. Elle est donc l'équivalent non seulement de la Formation El Cantil détaillée plus au sud dans sa région type mais aussi des grès et pélites attribués à la Formation Chimana.

Les milieux de dépôt sont marins et relativement profonds comme l'attestent l'abondance des ammonites, la fréquence relative des bélemnites, la présence de foraminifères pélagiques, et l'absence des carbonates de plate-forme dont les derniers niveaux se situent au sommet de l'Aptien inférieur. Sur le plan paléogéographique, nous sommes déjà sur la partie distale de la rampe homoclinale du Crétacé inférieur marquée aussi par la très grande rareté des niveaux gréseux qui se développent plus au sud dès la région de Caripe.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, ces coupes englobent les séquences de dépôt 5 à 9, et même probablement 10, voire 11, cette dernière étant comme on l'a vu (§ 2.2) sous-jacente à la Formation Querecual. Les limites de séquences de dépôt et des cortèges sédimentaires sont parfois incertaines en dépit des propositions illustrées sur la figure 35. Dans ce contexte, il est cependant clair que le niveau calcaire 430 de la coupe de Catuaro (fig. 35), d'abord stratocroissant puis stratodécroissant peut être interprété comme un prisme de bas niveau progradant (LPW) surmonté par la base d'un intervalle transgressif. Une telle interprétation, en accord avec ce qui s'observe plus au nord (§ 5.2.1), montre que la limite sud des prismes de bas niveau de

l'Aptien supérieur se situe dans cette région centrale. Elle montre aussi que l'amplitude des variations du niveau relatif de la mer était très grande à cette époque : en effet, le prisme de bas niveau de la séquence de dépôt 5 renferme des rudistes alors que l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau correspondent à des milieux de dépôt profonds, à ammonites.

Enfin, malgré la médiocrité des affleurements, plusieurs niveaux calcaires discontinus et d'épaisseurs décamétriques pourraient être interprétés comme des paquets glissés resédimentés dans les marnes de la Formation Valle Grande. Ces remaniements gravitaires synsédimentaires nécessitent la présence de pentes sous-marines le long d'un escarpement probablement localisé plus au nord le long de la faille de La Pica (fig. 56).

5.- RÉGION DE CASANAY-CARIACO

Dans ce secteur situé juste au sud de la faille d'El Pilar, les successions sont très différentes de celles des régions plus méridionales du Pico García-Cerro Los Encantados et de Caripe. Deux secteurs permettent d'observer une coupe pratiquement complète depuis le sommet de la Formation Barranquín jusqu'à la



FIG. 36.— Localisation des coupes de la région de Casanay. 1, Cantera El Yaque ; 2, Cerro El Garrapatero ; 3, Cerro El Garrapatero 1 et 2 ; 4, Cerro El Garrapatero 3.

FIG. 36.— Location of the studied sections south of Casanay. 1, Cantera El Yaque ; 2, Cerro El Garrapatero ; 3, Cerro El Garrapatero 1 and 2 ; 4, Cerro El Garrapatero 3.

Formation Querecual dont la partie inférieure a été datée par une ammonite de l'Albien moyen (§ 5.2.3) :

- le Cerro el Garrapatero, entre la Cantera El Yaque et la Cantera el Garrapatero,
- l'anticlinal d'El Cordón dont la coupe peut être complétée par celles du Río Carinicua.

Certaines parties de ces coupes ont été levées de manière détaillée alors que d'autres ont seulement fait l'objet d'une reconnaissance plus rapide ; dans leur ensemble, elles permettent d'établir la synthèse stratigraphique de cette région.

5.1. Coupes situées aux alentours de la Cantera El Yaque

Plusieurs corps carbonatés affleurent dans ce secteur. Généralement peu épais, attribués au membre Taguarumo par les auteurs locaux, ils sont bien visibles, soit dans la Cantera El Yaque, soit le long de la route à l'est de la carrière (fig. 36). Ce secteur étant très tectonisé, les rapports entre les différents affleurements ne sont malheureusement pas très clairs.

5.1.1. La Cantera El Yaque

Plusieurs affleurements de calcaires intercalés dans des grès existent dans cette carrière. Malheureusement, la présence de nombreuses failles de rejet inconnu ne permet pas de corrélations correctes entre les différentes coupes partielles. Du point de vue lithostratigraphique, tous ces niveaux calcaires et gréseux sont attribués au membre Taguarumo du sommet de la Formation Barranquín. Parmi ces affleurements, deux sont particulièrement intéressants pour leur richesse en orbitolines.

Le premier (El Yaque 1), situé à l'ouest de la carrière (fig. 37) montre la succession suivante, à partir de deux affleurements proches.

- 1) Sommet d'un banc de micrite bioclastique à fragments de rudistes à canaux englobant au sommet des intraclastes centimétriques de micrite grise azoïque. La surface sommitale est entaillée par des fissures d'environ 10 cm de profondeur et 1 cm de large, remplies par les sédiments du banc sus-jacent.
- 2) Micrite argileuse jaune, bioclastique, à intraclastes centimétriques remaniés à partir du banc sous-jacent et fragments de valves de rudistes.
- 3) Un banc de calcaire argileux à surface basale très ravinante.
- 4) Calcaires argileux et marnes ocre à la base, argilites silteuses au sommet, intercalés de deux bancs irréguliers de calcaires argileux bioclastiques.
- 5) 5 à 6 m de calcaires massifs, à base probablement très ravinante, de biomicrocrite grise à très nombreux rudistes, parmi lesquels de très gros rudistes à canaux.

Un second affleurement, proche du précédent, débute dans le gros banc calcaire 5 au-dessus duquel s'observent les niveaux suivants :

- 6) Une paraséquence de calcaires micritiques gris à très nombreuses *Palorbitolina lenticularis*,
- 7) Une paraséquence à grands rudistes à canaux (*Kimbleia* cf. *K. capacis* COOGAN selon O. Macsotay) et *Palorbitolina lenticularis*,
- 8) Deux paraséquences, la première riche en *P. lenticularis*, la seconde à rudistes (*Toucasia* sp.) et rares *P. lenticularis*,
- 9) Un ensemble de trois bancs, le premier, très massif, à *Gervillia*, grands rudistes à canaux et nombreuses colonies de madréporaires, le deuxième à huîtres et petits rudistes (*Toucasia* ?) et le troisième de calcaire argileux beige à petits gastéropodes (*Aptyxiella* sp.) et bivalves (*Pterotrigoia tocayaana*).
- 10) argilites silteuses intercalées de petits bancs gréseux.

À l'est de la carrière, un autre ensemble d'affleurements permet de décrire une coupe (El Yaque 2, fig. 37) dont la succession, malheureusement faillée, pourrait être la suivante :

- 1) Un ensemble de grès fins et de silts micacés, légèrement argileux, dont un banc contient des intraclastes pluricentimétriques à décimétriques de calcaires micritiques gris.
- 2) Un banc d'oosparites bien classées surmontant directement le niveau gréseux précédent.
- 3) Un ensemble de bancs stratocroissants de calcaires biomicrocristiques gris à beiges, à rudistes (y compris de petits *Caprinidae*), gastéropodes et radioles d'oursins réguliers.

Cette succession de bancs est interrompue par une zone faillée au-delà de laquelle s'observe :

- 4) Des bancs calcaires bioclastiques stratidécroissants, massifs, à nombreux rudistes, entiers ou fragmentés. Ce niveau est limité par des failles à la base et au sommet.
- 5) Deux paraséquences de micrites grises, la première à petites *Toucasia*, gastéropodes et rares orbitolines, la seconde à nombreuses *Palorbitolina lenticularis* et *Eopalorbitolina charollaisi* (niveau semblable à celui de la figure 38).
- 6) Un gros banc de calcaire à *Gervillia*, polypiers isolés, colonies de madréporaires et gros rudistes à canaux (*Kimbleia* cf. *K. capacis* COOGAN, espèce déjà signalée à l'ouest de la carrière).

Malgré de nombreuses similitudes, notamment la présence d'un gros banc à *Gervillia*, gros rudistes à canaux et colonies de madréporaires, qui surmonte des paraséquences métriques riches en orbitolines, rien ne permet d'assurer que ces deux coupes appartiennent au même niveau. Il est vrai cependant que l'échantillonnage et le nombre de lames minces sont probablement insuffisants pour séparer *P. lenticularis* de *E. charollaisi* que seules des sections d'appareils embryonnaires permettent de distinguer.

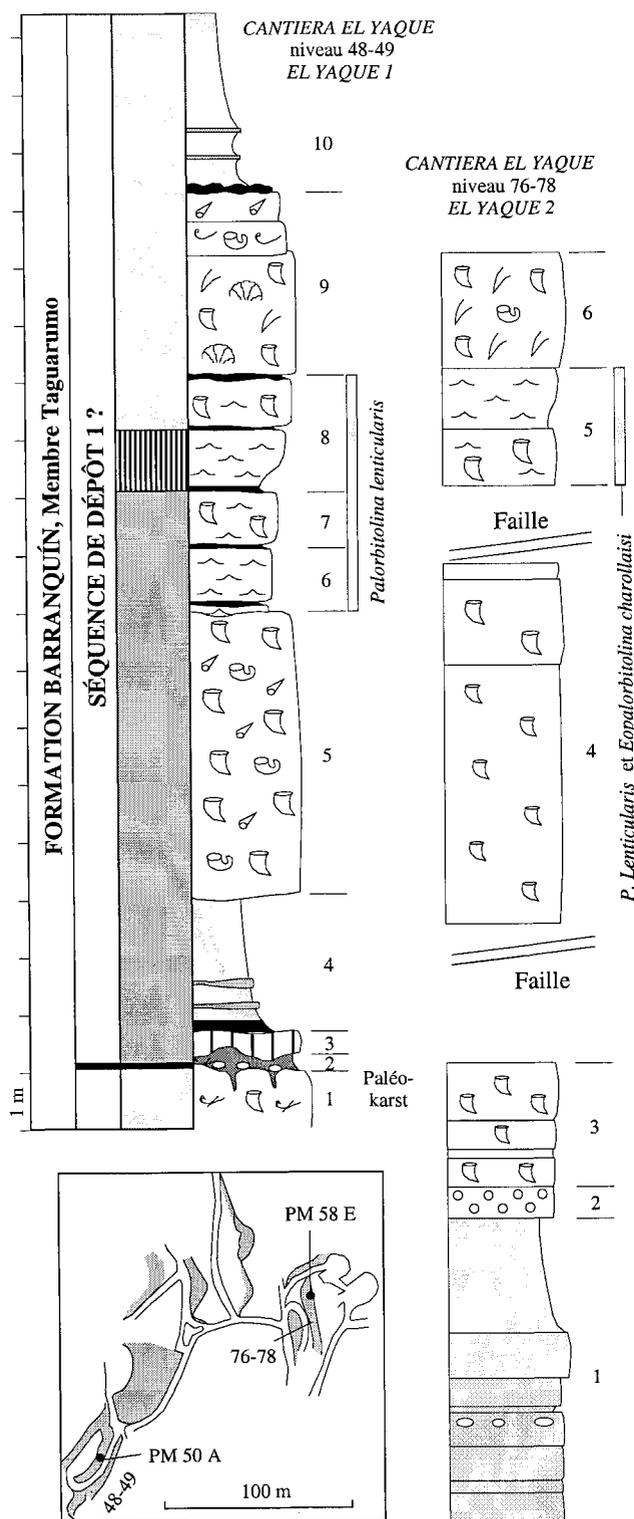


FIG. 37.— Coupes partielles (El Yaque 1 et El Yaque 2) de la Cantera El Yaque, le long de la route La Pica-Casanay, au sud du Cerro El Garrapatero, et localisation des niveaux qui ont livré *Palorbitolina lenticularis* (ech. PM 50A) et l'association *P. lenticularis-Eopalarbitolina charollaisi* (ech. PM 58E). Ces deux niveaux pourraient être corrélés et appartenir à la même séquence de dépôt du Barrémien terminal, probablement la séquence 1. La base de la coupe El Yaque 1 est caractérisée par une très belle surface d'émergence avec paléokarst et remplissage des cavités par les dépôts sus-jacents.

FIG. 37.— El Yaque 1 and El Yaque 2 sections detailed within the El Yaque quarry, west from the La Pica-Casanay road, and location of *Palorbitolina lenticularis* beds (ech. PM 50A) and *P. lenticularis-*

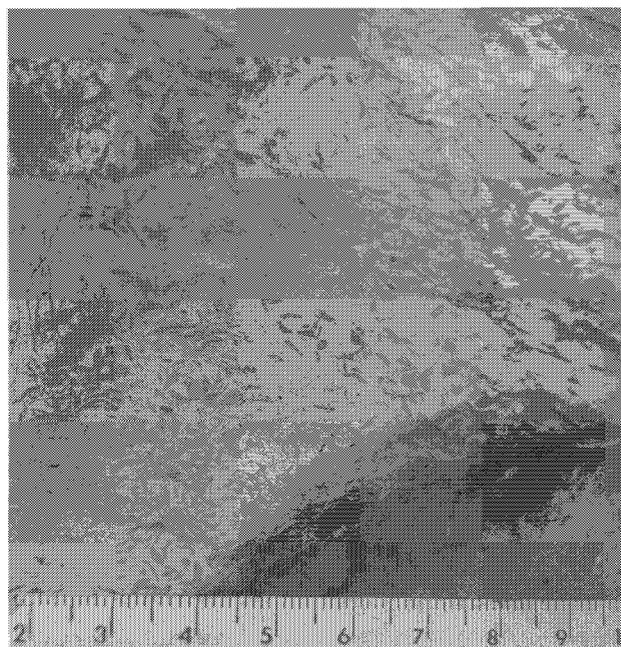


FIG. 38.— Calcaire à *Palorbitolina lenticularis* et *Eopalarbitolina charollaisi*, La Hacienda, à l'est du Río Carinicuao (Formation Barranquín, membre Taguarumo). Noter l'ankérisation au sommet du banc.

FIG. 38.— Close-up of a *Palorbitolina lenticularis* and *Eopalarbitolina charollaisi* bed, La Hacienda, east from Río Carinicuao (Barranquín Formation, Taguarumo member). Note ankerite at the top of the bed.

Du point de vue stratigraphique, la présence de *Palorbitolina lenticularis* et surtout celle d'*Eopalarbitolina charollaisi*, dont c'est la première mention en Amérique, est très intéressante car, dans le Sud-Est de la France (fig. 48), la première est connue dans le Barrémien supérieur et la totalité de l'Aptien inférieur tandis que la seconde s'observe uniquement dans le Barrémien supérieur, jusqu'à des niveaux attribués à la zone à *Martellites sarasini* [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud *et al.*, 1998]. Dans la mesure où, dans la Cantera El Yaque, les appareils embryonnaires de *P. lenticularis* sont souvent de petites dimensions et ceux de *E. charollaisi* plus grands que leurs homologues français, il est possible de penser que les couches les renfermant sont très proches de la limite Barrémien-Aptien.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, l'interprétation de ces coupes partielles est difficile mais le passage vertical de bancs très riches en Palorbitolines à des bancs calcaires dépourvus de ces foraminifères est très classique sur les plates-formes carbonatées téthysiennes ; cette disposition correspond habituellement aux niveaux à orbitolines qui encadrent les maxima de transgression (sommet de l'intervalle

Eopalarbitolina charollaisi association (ech. PM 58E). These two levels may be the same, belonging in that case to the same uppermost Barremian depositional sequence, probably sequence 1. A nice emersion surface, with paleokarst infilled by overlying sediments, appears in the basal part of the El Yaque 1 section.

transgressif, *late TST*, et partie basale des prismes de haut niveau, *early HST*) et sont surmontés par les dernières paraséquences des prismes de haut niveau (*late HST*) où elles disparaissent. Nous avons déjà signalé (§ 2.2) qu'il en était de même pour les niveaux à Mésorbitolines de la séquence de dépôt 9 du Pico García et du Cerro Los Encantados.

5.1.2. Les calcaires de l'Aptien inférieur, le long de la route La Pica-Casanay

Trois corps carbonatés successifs, séparés par des intervalles pélitiques et gréseux, affleurent sur une distance de quelques centaines de mètres le long de la route La Pica-Casanay entre l'entrée de la Cantera El Yaque et le premier grand tournant en direction de Casanay (fig. 36). Cette succession paraît continue, en dépit de la présence de deux niveaux sans visibilité et de l'intensité de la fracturation observée dans la Cantera El Yaque.

Le premier corps calcaire (El Yaque 3) peut être subdivisé en trois parties :

- La partie inférieure (1, fig. 40) est formée par des calcaires argileux bioclastiques intercalés dans des pélites jaunâtres et surmontés par 3-4 m de pélites,
- La partie moyenne (2, fig. 40) est constituée de plusieurs paraséquences ; la première, calcaire, est très riche en rudistes (en particulier *Amphitriscoelus* sp. et *Caprinula* sp.) ; la seconde, épaisse de 5,6 m, est formée à la base de calcaires argileux à colonies de *Gervillia* en position de vie et, au sommet, de calcaires à rudistes (*Amphitriscoelus* sp. et *Caprinula* sp.) et petits gastéropodes (fig. 40) ; la troisième, épaisse de 2,6 m comporte des micrites à petits rudistes (*Toucasia* notamment, comme dans les calcaires illustrés sur la figure 41).
- La partie supérieure (3, fig. 40) débute par deux bancs séparés par de fines intercalations marneuses, surmontés par un ensemble de bancs stratocroissants (*thickening-up*). Ces calcaires bioclastiques sont très riches en éléments ferruginisés (*blackened elements*) à la base, renferment encore des fragments de rudistes, voire quelques colonies de madréporaires plus haut et passent vers le sommet à des packstones et des grainstones très grossiers à ciments précoces supratidaux.

Ce premier ensemble calcaire est surmonté par des argilites finement laminées (4, fig. 40), puis par une quinzaine de mètres d'alternances métriques de silts et de grès. Une petite faille décale cet ensemble détritique paraissant en continuité avec les calcaires sus- et sous-jacents.

Du point de vue stratigraphie séquentielle, l'interprétation pourrait être la suivante : sommet d'un intervalle transgressif (*TST*) à la base, surmonté par le maximum de transgression (*mfs*) souligné par l'apparition et l'abondance des éléments noircis et des particules remaniées, la fréquence des algues du groupe



FIG. 39.— *Amphitriscoelus waringi* HARRIS & HODSON (x 1). Vue extérieure et transversale de deux valves gauches en position de vie, dans un calcaire bioclastique à texture grainstone. Cerro Garrapatero, échantillonnage et détermination O. Macsotay.

FIG. 39.— *Amphitriscoelus waringi* HARRIS & HODSON (x 1). Outer view and cross-section of two left valves in life position, found in a bioclastic limestone, with grainstone texture. Cerro Garrapatero. Sampled and identified by O. Macsotay.

des *Terquemella* et la présence de nombreuses Choffatelles. Le sommet de la coupe correspondrait à un *early highstand* en raison de la stratocroissance des bancs et au passage progressif à des milieux plus agités montrant la diminution progressive de la profondeur.

Le second corps calcaire (El Yaque 4) montre, de bas en haut au-dessus de l'intervalle détritique 4 :

- 5, un banc massif à rudistes, notamment des *Caprinidae*,
- 6, 1,65 m de biomicrites à nombreux foraminifères benthiques, bioclastes remaniés et gros lithoclastes usés (dépôts de tempête ?),
- 7, un banc de calcaire à rudistes (dont *Amphitriscoelus* cf. *waringi*) surmonté par des micrites gris-beige, très massives, diaclasées, à péloïdes et bioclastes peu abondants. Ce niveau se termine par une surface structurale au-dessus de laquelle un replat pourrait correspondre à la base d'un intervalle détritique terrigène d'épaisseur pluridécamétrique (8, fig. 40).

Bien que l'interprétation de stratigraphie séquentielle soit hasardeuse, cet ensemble pourrait appartenir à un prisme de haut niveau (*HST*) par la

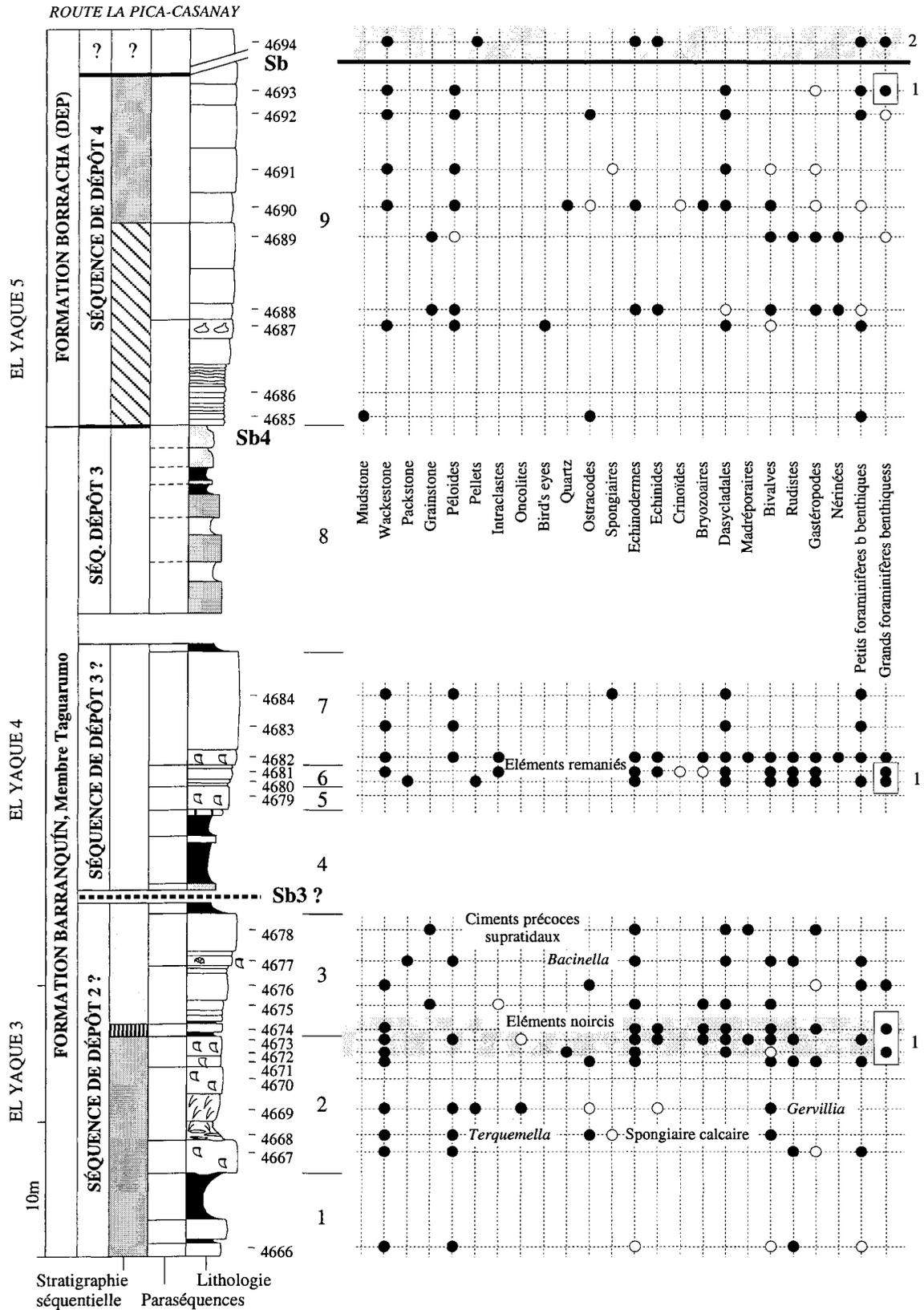


FIG. 40.- Coupe des calcaires de l'Aptien inférieur le long de la route La Pica-Casanay, au nord-est de la carrière d'El Yaque : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. 1, grandes *Choffatella* ; 2, *Mésorbitolites* de l'Aptien supérieur-Albien inférieur dans un banc qui est en contact par faille avec la série sous-jacente. Les corps carbonatés El Yaque 3, 4 et 5 sont séparés par des niveaux détritiques terrigènes faillés. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 36 et 57.

FIG. 40.- Early Aptian sections along the La Pica-Casanay road, north-east from the El Yaque quarry. 1, large *Choffatella* ; 2, Upper Aptian to Lower Albian *Mésorbitolina* bed which is separated by a fault from the underlying section. Faulted siliciclastic (clays and sandstones) deposits exist in between the calcareous bodies. Location of the sections and legend: see figures 36 and 57.

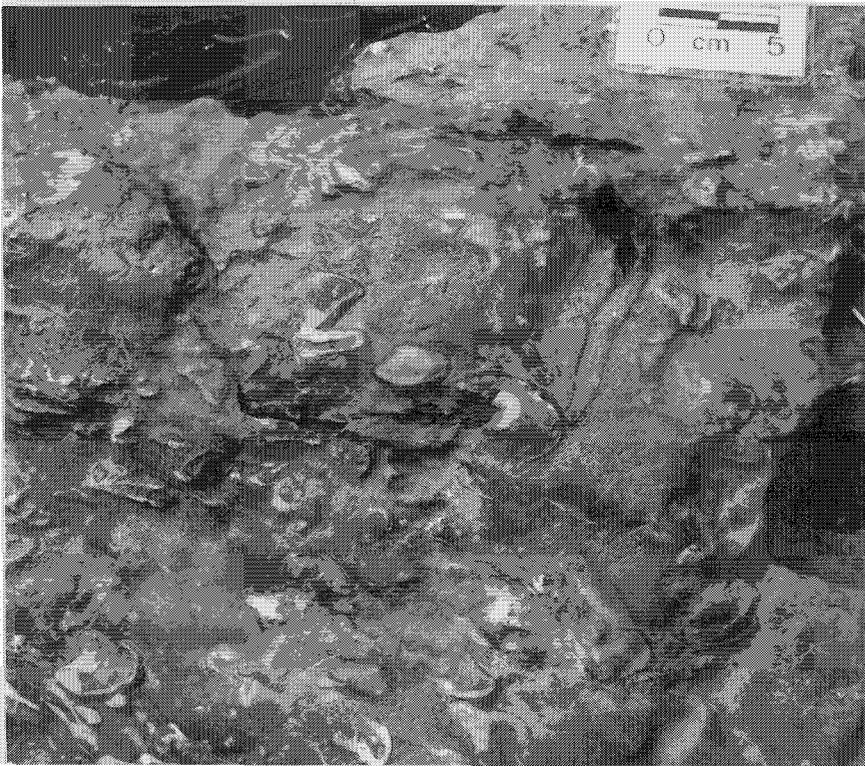


FIG. 41.– Calcaire à *Toucasia carinata* et *Gervillia alaeformis*, avec les valves articulées, *in situ*, dans la Formation Barranquín, membre Taguarumo (Embalse de Clavellinas, état Sucre).

FIG. 41.– *In situ* *Toucasia carinata* and *Gervillia alaeformis* in a bed of the Barranquín Formation, Taguarumo member (Embalse de Clavellinas, state Sucre).

disposition stratocroissante des paraséquences (niveaux 5 et 7) et par la diminution de la diversité et du nombre des bioclastes vers le haut.

Le troisième corps calcaire (El Yaque 5, 9, fig. 40) surmonte directement un intervalle détritique (8, fig. 40) constitué par une succession de paraséquences métriques pélitiques et gréseuses. Il comporte trois paraséquences stratocroissantes : la première débute par des micrites à rares bioclastes et fragments de *Caprinidae* et se termine par des micrites à *bird's eyes* ; la seconde est formée par des biosparites grainstone à échinodermes, bivalves, gastéropodes et rares débris de rudistes au sommet ; la troisième commence par des biomicrites à nombreux bioclastes variés, parmi lesquels quelques bryozoaires, et se termine par des micrites péloïdales à petites miliolles, Choffatelles et rares bioclastes.

Une faille, dont le rejet est probablement assez important, sépare le sommet de cet ensemble d'un banc calcaire très riche en Mésorbitolines d'âge Aptien supérieur ou Albien inférieur.

Du point de vue stratigraphie séquentielle, ces paraséquences appartiennent à un intervalle transgressif en raison de leur disposition stratocroissante (*thickening-up*) et du passage vertical progressif de

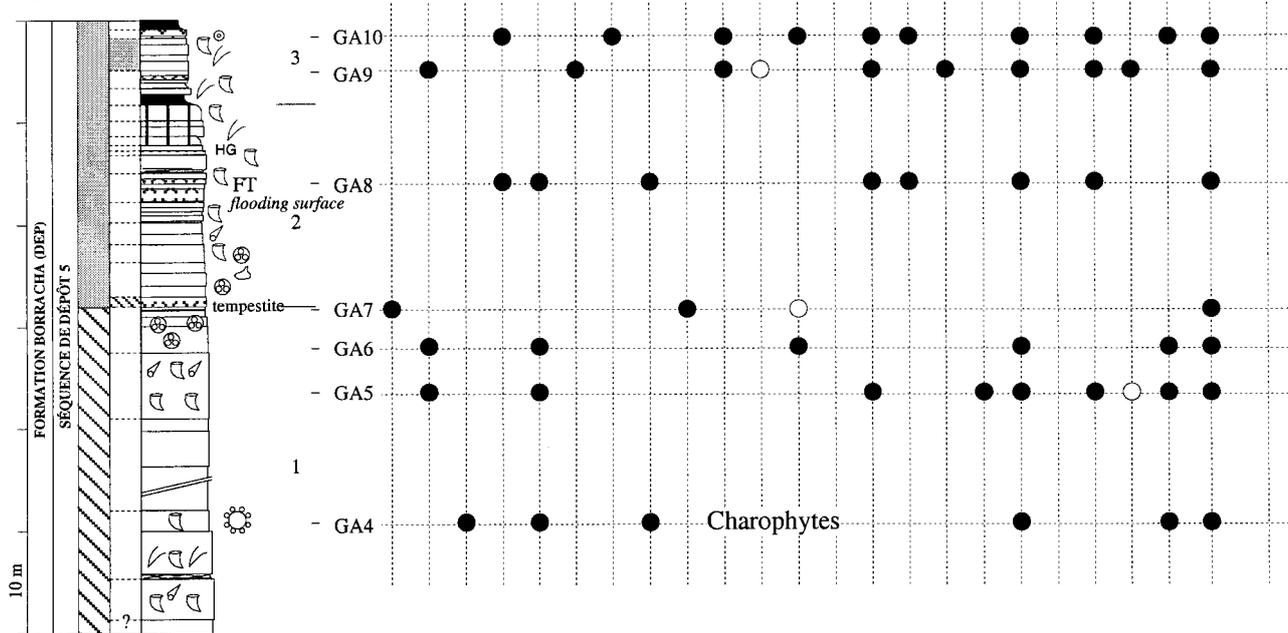
milieux peu profonds relativement confinés à la base (faciès à *bird's eyes*, ech. 4687) à des faciès marins plus ouverts au sommet (apparition des débris d'échinodermes, des bryozoaires, augmentation de la variété spécifique des petits foraminifères, apparition de gros agglutinés et de Choffatelles). La partie basale pourrait correspondre au sommet d'un prisme de bas niveau progradant (*Lowstand prograding wedge*), mais elle n'est pas suffisamment développée ici pour en être certain.

5.1.3. La coupe Cerro el Garrapatero 1

Il s'agit d'une petite barre calcaire de 40 m environ d'épaisseur qui montre, de bas en haut (fig. 42) :

- 1, des micrites et biomicrites beiges à fragments d'échinodermes et Choffatelles ;
 - 2, des micrites et biomicrites beiges à rares gastéropodes, fragments de rudistes et, parfois, petits *bird's eyes* ;
 - 3, une succession plurimétrique de biomicrites (wackestones) assez fines, à gros fragments de rudistes et de *Gervillia* à la base et petits rudistes au sommet. De rares *bird's eyes* sont présents au sommet ;
 - 4, trois bancs de pelbiomicrites (wackestones à grainstone) à nombreux Miliolidés et gros foraminifères benthiques (dont *Vercorsella*) ;
 - 5, des grainstones très grossiers, à base ravinante, constitués surtout par de gros fragments de bivalves (rudistes probables) et pouvant renfermer quelques petites colonies de madréporaires recristallisés ;
 - 6, deux paraséquences de biomicrites brunes très fines à nombreux Miliolidés, fragments d'échinodermes, petits gastéropodes et rudistes fragmentés ou non, passant vers le haut à des micrites azoïques à rares *bird's eyes* ;
 - 7, un banc de pelmicrites assez bien classées, à nombreux éléments ferruginisés (éléments noircis, remaniés et oxydés) correspondant à un faciès de transgression typique ;
 - 8, un petit niveau sommital de calcaires jaunes faiblement argileux à nombreuses grosses huîtres (*Aetostreon latissimus*) reposant sur le banc sous-jacent par une surface de ravinement ferruginisée.
- Au-dessus de ce dernier banc visible débute un replat topographique très net, couvert de végétation mais qui

CERRO EL GARRAPATERO 2



CERRO EL GARRAPATERO 1

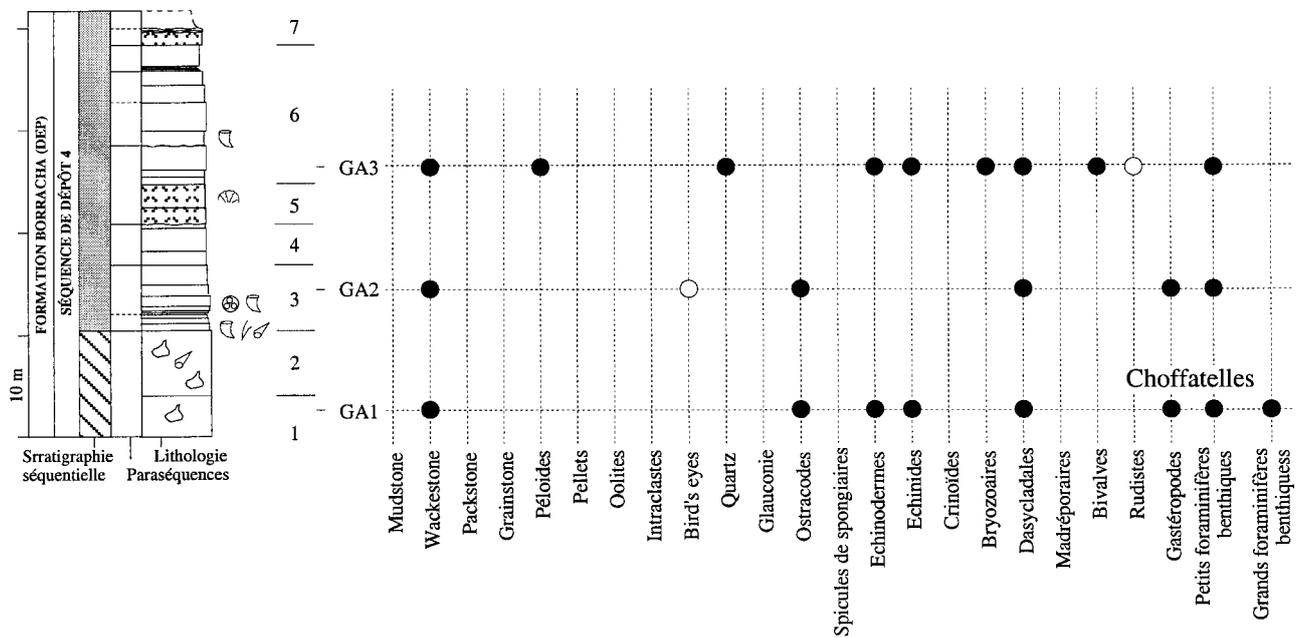


FIG. 42.– Coupe des calcaires aptiens Garrapatero 1 et Garrapatero 2 le long de la route La Pica-Casanay, au nord-est de la carrière d'El Yaque : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. FT : faciès de transgression. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 36 et 57.

FIG. 42.– Garrapatero 1 (early Aptian) and Garrapatero 2 (late Aptian) sections along the La Pica-Casanay road, north-east from the El Yaque quarry. FT : transgression facies. Location of sections and legend: see figures 36 and 57.

correspond à des marnes ou des argilites. Aux environs de cette coupe, M. Chaplet a recueilli dans ce niveau des ammonites appartenant à la zone à *Dufrenoyia furcata* de l'Aptien inférieur sommital.

Trois conclusions en résultent :

1) Par ses caractères généraux, cette coupe est identique à celle du corps calcaire El Yaque 5 situé le long de la

route, à l'est de la Cantera El Yaque (§ 5.1.2). Nous pensons donc que ces deux coupes correspondent en réalité au même corps carbonaté.

2) Son âge aptien inférieur terminal est clairement établi, d'une part grâce aux ammonites récoltées dans les marnes ou pélites sus-jacentes et, d'autre part, en raison de la présence de Choffatelles dans la partie

inférieure des calcaires ; c'est la raison pour laquelle ce niveau calcaire appartient sans ambiguïté à la séquence de dépôt 4 définie dans le secteur du Cerro Los Encantados-Pico García (§ 2.2).

2) L'organisation des faciès indique précisément le passage de milieux de dépôts très peu profonds à la base (faciès à *bird's eyes*) à des milieux marins ouverts relativement profonds au sommet (faciès à grandes huîtres, puis à ammonites). La disposition principalement aggradante à la base et nettement rétrogradante au sommet implique que ces calcaires appartiennent au sommet d'un prisme de bas niveau (*Lowstand Prograding Wedge*) et à un intervalle transgressif. Le maximum de transgression (mfs) est situé au-dessus de la barre calcaire, dans les marnes ou pélites qui ont livré les ammonites de la zone à *D. furcata*.

5.1.4. La coupe Cerro el Garrapatero 2

Elle est principalement représentée par une falaise calcaire d'environ 60 m d'épaisseur qui affleure bien le long de la route La Pica-Casanay quelques dizaines de mètres à l'aval de la coupe Cerro el Garrapatero 1. Trois parties se distinguent de bas en haut (fig. 42).

1) À la base, 30 m environ de calcaires micritiques en bancs massifs à gastéropodes, miliolidés, petits rudistes fragmentés ou entiers. Cinq paraséquences s'y distinguent, avec une disposition d'ensemble faiblement stratodécroissante (*thinning-up*). Chacune des paraséquences débute généralement par des micrites à rares bioclastes, renfermant parfois des rudistes fragmentés ou non, de petits gastéropodes et plus rarement des plaques d'échinodermes. Certains niveaux sont très riches en valves de *Gervillia*. Au sommet les faciès de micrites fines typiques de milieux relativement confinés sont bien développés : micrites à nombreux miliolidés, micrites à *bird's eyes*. Des oogones de Charophytes existent même dans le niveau GA4 (fig. 42), témoignant de remaniements à partir de milieux continentaux proches. Cet intervalle se termine par un petit banc à nombreux *bird's eyes* et *algal mats*, typique de milieux de dépôt intertidaux relativement confinés.

2) Au milieu, environ 20 m de calcaires, disposés en paraséquences beaucoup moins épaisses, dans l'ensemble stratodécroissantes (*thinning-up*). Cet intervalle débute par une séquence de tempête (tempestite) à surface basale ravinante et grano-classement net. Viennent ensuite plusieurs petites séquences aggradantes formées de bas en haut par des biomicrites et biopelmicrites brunes légèrement ferrugineuses, puis par des micrites bioclastiques à rares rudistes et enfin par des micrites et biomicrites brunes à miliolidés. Au-dessus d'une surface d'inondation (*flooding surface*) très nette, le sommet de cet ensemble est constitué d'abord par plusieurs mètres de faciès de transgression (biopelmicrite rousses à nombreux éléments noircis), puis par des micrites beige à orange, plus ou moins argileuses, à nombreux rudistes et

Gervillia. Certaines surfaces de bancs correspondent à des surfaces durcies (*hard grounds*). Le toit de cet intervalle est surmonté par un mètre de marnes brun foncé.

3) Au sommet, environ 6 m de calcaires et de calcaires très argileux, de couleur ocre à orange, constitués par des micrites argileuses à *Gervillia* et rudistes ou par des micrites argileuses bioclastiques, très ferrugineuses, à nombreuses coquilles fragmentées. Le sommet de l'intervalle est représenté par un mètre environ d'oosparites très bien classées (dépôt de tempête probable). Ce dernier niveau est surmonté par des marnes et pélites beiges, légèrement micacées qui, latéralement (Cerro La Pica, ech. MC382 A à F), ont livré des faunes d'ammonites de la partie supérieure de la zone à *Aconeceras nisus* dont *Colombiceras crassicostatum*, *Epicheloniceras* sp., *Aconeceras nisus* et *Dufrenoyia* gr. *texana*.

D'une manière générale, l'évolution faciologique est semblable à celle décrite pour la coupe Cerro el Garrapatero 1, avec deux parties clairement exprimées :

– à la base, un passage des milieux subtidaux peu profonds et relativement ouverts (présence de plaques d'échinodermes) à des milieux intertidaux confinés (faciès à *algal mats* et *bird's eyes*),

– au sommet, passage d'environnement subtidaux peu profonds (milieux infralittoraux) à des environnements subtidaux plus profonds (milieux circalittoraux), approfondissement qui s'accroît au toit des calcaires et se traduit alors par l'interruption de la sédimentation carbonatée.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, cette évolution est typique de la partie supérieure d'un *Lowstand Prograding Wedge* surmonté par un intervalle transgressif dont le maximum de transgression (mfs) est situé au-dessus du toit des calcaires. Comme toujours dans les carbonates de plate-forme, la surface de transgression (*transgressive surface*), limite entre le prisme de bas niveau (*LST*) et l'intervalle transgressif (*TST*), est toujours très difficile à situer sur une seule coupe. Nous proposons de la placer au toit des micrites à *algal mats* et *bird's eyes* car c'est à ce niveau que débute le déconfinement marqué des environnements de dépôt, témoignant d'une rétrogradation des faciès sur la bordure de la plate-forme.

5.1.5. Le niveau calcaire Garrapatero 3

Il s'agit d'une falaise de calcaires massifs de plus de 100 m d'épaisseur dont le toit, surmonté d'un niveau condensé Crétacé supérieur, est situé dans la Cantera el Garrapatero. Ces calcaires n'ont pas fait l'objet de description détaillée faute de temps. Ils montrent à la base un grand développement des faciès à miliolidés et des faciès à *algal mats*, ce qui traduit l'existence de milieux très peu profonds et relativement confinés. Le sommet, par contre, est caractérisé par de très beaux

faciès à rudistes et gastéropodes qui soulignent une nette rétrogradation des faciès et une ouverture complète des milieux de dépôt. Là encore il s'agit très vraisemblablement d'un ensemble prisme de bas niveau (*LST*)-intervalle transgressif (*TST*).

5.1.6. Conclusions

Malgré la présence de nombreuses failles, le secteur compris entre les carrières d'El Yaque et d'El Garrapatero, recoupé par la route La Pica-Casanay, nous donne de bonnes indications générales sur les dépôts aptiens.

1) Plusieurs niveaux riches en orbitolines ont été mis en évidence. Du plus ancien au plus récent, il s'agit :

– du niveau à *Eopalorbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis*, mis en évidence pour la première fois en Amérique. Par comparaison avec les séries françaises, il est probablement situé dans le Barrémien supérieur, au voisinage de la limite Barrémien-Aptien compte tenu des caractères des appareils embryonnaires.

– Du niveau à *Palorbitolina lenticularis* seules qui, s'il est bien distinct du précédent, pourrait se localiser à la base de l'Aptien inférieur.

– Du niveau à *Mesorbitolina* sp. qui affleure, en contact par faille, au-dessus la coupe El Yaque 3 et dont on ne connaît malheureusement pas la localisation dans la coupe générale de ce secteur. Il pourrait correspondre au niveau à *Palorbitolina lenticularis* et *Mesorbitolina parvia*, dont la présence a été attestée plus à l'est dans un même échantillon (Pl. 1, fig. 4 à 7 ; Pl. 1, fig. 8 et 9) provenant de la Quebrada Las Lonjas (Río Coicual) située plus au sud-est. La cohabitation de ces deux espèces implique un âge aptien inférieur sommital car *P. lenticularis* n'est pas connue au-dessus de la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur alors que les premières *Mesorbitolina* ont été décrites dès le sommet de l'Aptien inférieur.

2) La limite Aptien inférieur-Aptien supérieur doit être placée entre les marnes de la zone à *D. furcata* qui surmontent la coupe Garrapatero 1 et les marnes de la zone à *A. nisus* qui coiffent les calcaires Garrapatero 2.

3) En ce qui concerne la stratigraphie séquentielle, deux ensembles se distinguent en dépit des lacunes d'observation :

– Le premier, à la base (coupes El Yaque 1 à 4), constitué par des carbonates de plate-forme intercalés de marnes, d'argilites et de grès, ne comporte que des intervalles transgressifs (*TST*) et des prismes de haut niveaux (*early HST*). Les prismes de bas niveaux sont inconnus.

– Le second, au sommet (coupes El Yaque 5, Garrapatero 1 à 3), ne montre, pour les calcaires de plate-forme, que des prismes de bas niveaux progradants (*Lowstand Prograding Wedges*) et les

parties inférieures des intervalles transgressifs (*early TST*). Le sommet des intervalles transgressifs (*late TST*) et les prismes de haut niveau (*HST*) sont caractérisés par une sédimentation marneuse ou argileuse de milieux de dépôts relativement profonds.

La limite entre les corps carbonatés El Yaque 4 et El Yaque 5 (= Garrapatero 1) apparaît ainsi comme une modification très importante des milieux de dépôt : habituellement émergés au niveau des limites de séquences de dépôt (paléokarst à la base de la coupe El Yaque 1) et peu profonds pour les *TST-HST* dans l'ensemble inférieur, ils sont par contre peu profonds, marins ouverts à confinés dans les *LST*, bien développés pour la première fois et deviennent par contre beaucoup plus profonds (faciès à ammonites) pour les *TST-HST* dans l'ensemble supérieur. Cette limite, située dans l'Aptien inférieur correspond à la limite de séquence de dépôt Sb4 qui, au Cerro Los Encantados-Pico García sépare la Formation Barranquín et García. Sur le plan lithostratigraphique, il est donc clair que l'ensemble inférieur (El Yaque 1 à 4) appartient bien au Membre Taguarumo de la Formation Barranquín alors que l'ensemble supérieur représente des dépôts contemporains des Formations García-El Cantil ou de la Formation Valle Grande, sans qu'il soit possible d'utiliser ici cette nomenclature.

4) Du point de vue faciologique cette région est caractérisée par le développement des faciès de plate-forme standard, contrairement aux régions méridionales où dominent les faciès de transgression. C'est ainsi que les faciès à rudistes de milieux marins ouverts, peu profonds, dominent partout tandis que les milieux confinés infra- à médiolittoraux (faciès à petits Miliolidés, faciès à *bird's eyes*, faciès à *algal mats*...) sont relativement fréquents dans les prismes de bas niveaux de l'ensemble calcaire supérieur. Cette constatation traduit l'éloignement des sources du

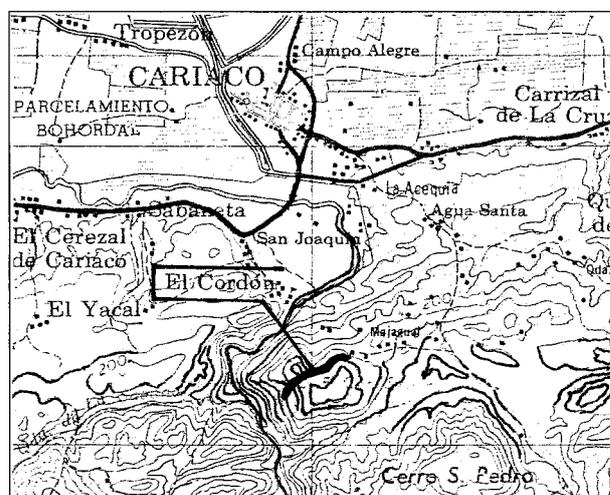


FIG. 43.– Localisation de la coupe d'El Cordón, au sud de Cariaco.

FIG. 43.– Location of the El Cordón section, south of Cariaco.

matériel détritique terrigène ce qui, pour la première fois sur cette transversale Casanay-Maturin, permet le développement des carbonates de plate-forme dans des milieux peu à très peu profonds.

5) Dans ce contexte, il existe au moins deux séquences de dépôt, et plus probablement 3, dans l'ensemble calcaire inférieur : il s'agirait des séquences de dépôt 2 et 3 (ou 1 à 3), la plus ancienne étant celle dont l'intervalle transgressif est caractérisé par l'association *E. charollaisi*-*P. lenticularis* ainsi que par la présence de très grands rudistes à canaux (*Kimbleia* cf. *K. capacis* COOGAN) ; si l'on admet la présence de 3 séquences de dépôt, la première (séquence de dépôt 1) serait d'âge barrémien supérieur. Dans l'ensemble calcaire supérieur, les coupes El Yaque 5 et Garrapatero 1 qui sont très semblables par tous leurs caractères correspondraient toutes deux au *LST-early TST* de la séquence de dépôt 4, tandis que la coupe Garrapatero 2 appartiendrait à la séquence de dépôt 5.

5.2. La coupe d'El Cordón (DAGM)

Cette coupe, qui affleure très bien le long d'une piste descendant vers le Río Carinicuaio (fig. 43), montre environ 150 m de calcaires surmontés par 20 à 30 m de marnes à nombreuses ammonites.

5.2.1. Les calcaires de la séquence de dépôt 5

Ces calcaires débutent sans transition au-dessus de calcaires argileux peu visibles dans lesquels M. Chaplet a recueilli des fragments d'ammonites de la zone à *Dufrenoyia furcata* de l'Aptien inférieur terminal (*Dufrenoyia* sp., *Burckhardtites* sp.). Cette limite lithologique très nette est interprétée comme la limite de séquence de dépôt Sb5.

Au-dessus, plusieurs niveaux se distinguent de bas en haut (fig. 44).

– 1, Quelques mètres de wackestones, packstones et grainstones légèrement quartzeux et ferrugineux, à débris d'échinodermes et de bryozoaires, rares madréporaires et quelques fragments de caprinidés vers le haut. L'épaisseur des bancs et la taille moyenne des éléments augmente sensiblement vers le haut, ce qui traduit une augmentation de l'hydrodynamisme vers le haut et, probablement, une progradation des faciès sur cette bordure de la plate-forme.

– 2 et 3, 120 m de calcaires à rudistes, très monotones dans l'ensemble, correspondant à des wackestones parfois, mais surtout à des packstones et des grainstones à très nombreux rudistes (caprinidés dominants) et *Gervillia* abondantes. Ces faciès sont toujours riches en débris d'échinides et gastéropodes mais, par contre, les foraminifères benthiques sont très rares, voire absents. Les milieux de dépôts étaient subtidaux, marins ouverts, soumis à un hydrodynamisme moyen mais relativement

constant. Deux parties se distinguent du point de vue de l'organisation paraséquentielle.

+ À la base (niveau 2, fig. 44), un ensemble de paraséquences stratocroissantes (*thickening-up*), d'épaisseur plurimétrique, caractérisées par des milieux de dépôt devenant d'abord légèrement plus confinés vers le haut, jusqu'à l'apparition des faciès à *bird's eyes*, traduisant ainsi une légère progradation des faciès, puis agradant, avec la superposition de paraséquences montrant le même type d'organisation faciologique. L'ensemble des niveaux 1 et 2, d'abord progradant puis agradant est interprété comme un prisme de bas niveau progradant (*Lowstand Prograding Wedge*).

+ Au sommet (niveau 3, fig. 44) un ensemble de paraséquences stratocroissantes (*thickening-up*) qui reposent sur un mince niveau de biomicrites rousses à éléments ferruginisés dont la surface d'inondation basale, base de paraséquence, est interprété comme la surface de transgression (*transgressive surface*). L'épaisseur croissante des paraséquences, ainsi que la monotonie des faciès implique que l'espace d'accommodation augmente progressivement vers le haut. Cette disposition est typique de la partie basale d'un intervalle transgressif (*keep-up, early transgressive systems tract*).

– 4, Une vingtaine de mètres de calcaires bioclastiques bien classés à éléments noircis, oursins irréguliers, nombreuses plaques de crinoïdes et fragments de bryozoaires. La surface inférieure de cet intervalle correspond à une limite très nette entre les faciès à rudistes sous-jacents et les faciès bioclastiques à échinodermes et bryozoaires (*flooding surface*). Cette surface pourrait être interprétée à tort comme la *transgressive surface* séparant le prisme de bas niveau progradant (*LPW*) de l'intervalle transgressif (*TST*), mais en réalité elle doit être interprétée comme la surface d'inondation séparant la partie agradante ("*keep-up*" ou période pendant laquelle le comblement sédimentaire est suffisant pour que la profondeur reste constante sur la plate-forme) de la partie rétrogradante ("*give-up*" ou période pendant laquelle un comblement sédimentaire insuffisant entraîne une augmentation progressive, parfois rapide de la profondeur). Deux ensembles séquentiels sont clairement exprimés, chacun formé par plusieurs paraséquences. L'ensemble, très calcaire, parfois riche en gros fragments de calices de crinoïdes, se termine par une surface durcie ferrugineuse (*hard ground*). L'ensemble sommital débute par des marnes bioclastiques riches en pyrite, en oursins irréguliers et en *Colombiceras gr. tobleri* de la partie supérieure de la zone à *Aconeceras nesus* de l'Aptien supérieur basal. Ces marnes d'épaisseur décimétrique sont ravinées par des wackestones bioclastiques glauconieux à oursins irréguliers, crinoïdes et bryozoaires. Plusieurs surfaces durcies s'observent, la plus importante étant située au sommet de cet intervalle. Cette dernière surface durcie, tapissée de bélemnites, constitue la limite entre les carbonates de plate-forme et la succession marneuse sus-jacente.

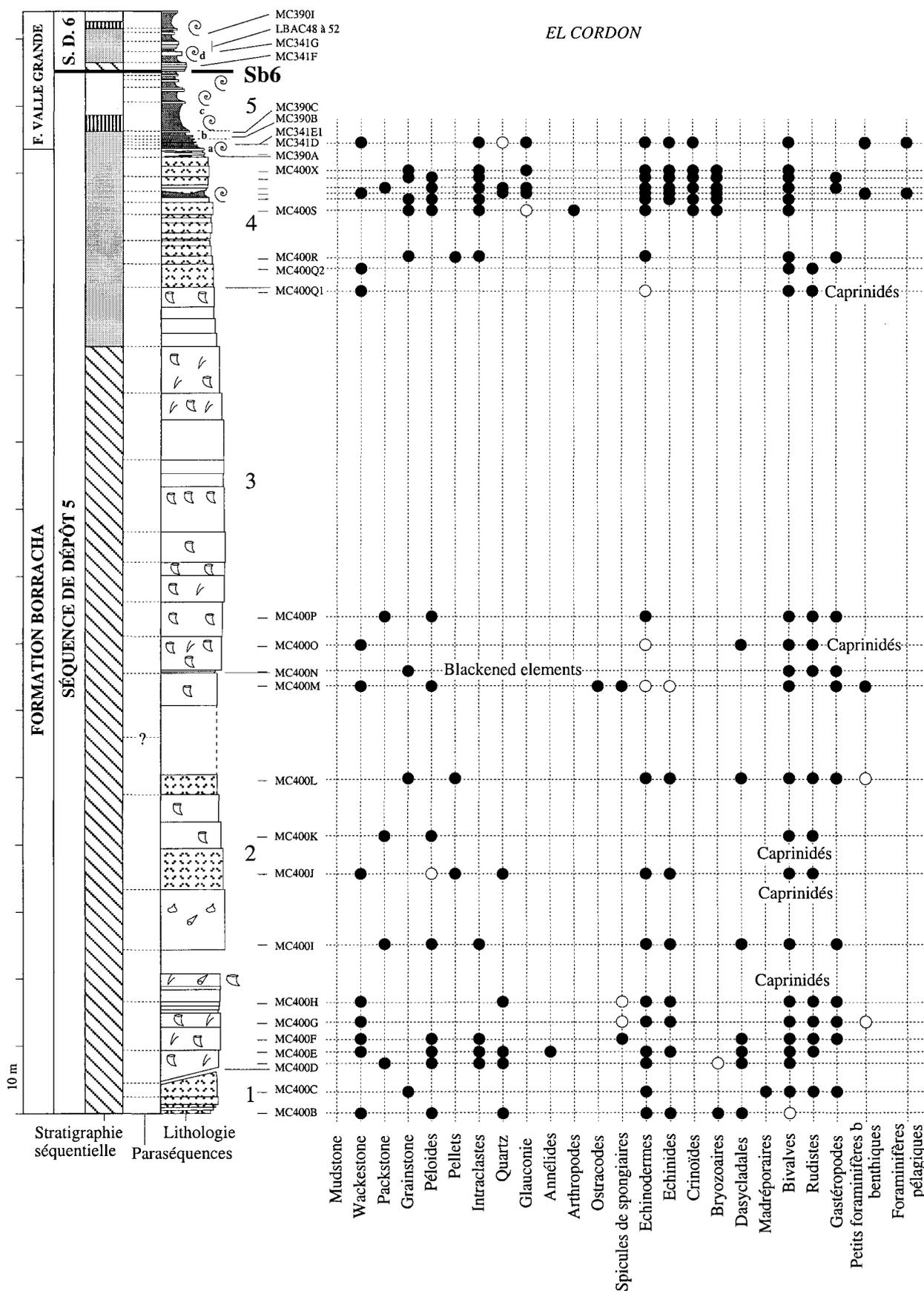


FIG. 44.- Coupe d'El Cordon, au sud de Cariaco : lithologie, paraséquences et stratigraphie séquentielle. Pour la localisation géographique et la légende des symboles et figurés, se reporter aux figures 43 et 57.

FIG. 44.- El Cordon section, south of Cariaco, near the Carinicuaio river: lithology, parasequences and sequence stratigraphy. Location of the section and legend: see figures 43 and 57.

5.2.2. Les marnes (séquences de dépôt 5 et 6)

Au-dessus du toit des calcaires bioclastiques précédents, les marnes de la coupe d'El Cordon (niveau

5, fig. 44) débutent par une petite séquence métrique de calcaires argileux glauconieux d'aspect michoïde à ammonites typique de la partie supérieure de la zone à *Aconeceras nisus* (ech MC 3900, MC400U, MC341D,

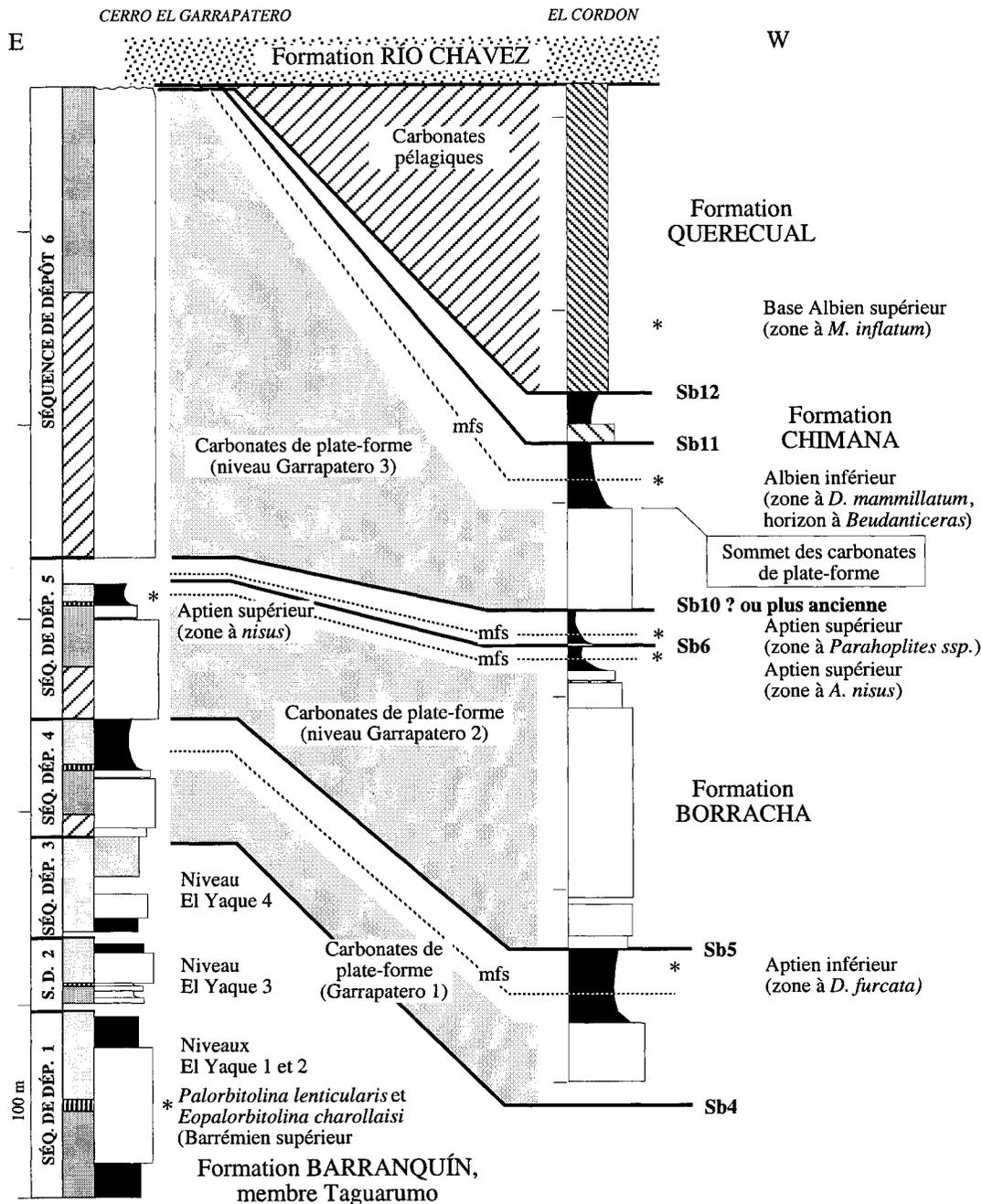


FIG. 45.- Corrélations entre les coupes de l'anticlinal d'El Cordon et celles de la route La Pica-Casany, entre les carrières d'El Yaque et d'El Garrapatero. Les lacunes d'observation ne permettent pas de connaître l'organisation détaillée des niveaux. Le niveau Garrapatero 3 et son équivalent d'El Cordon ont été attribués avec doute à la séquence de dépôt 10 en raison de la datation obtenue dans un niveau sus-jacent. Les séquences de dépôt 7 à 9 n'ont pas été reconnues ; elles correspondent probablement à des niveaux principalement argileux ou marneux qui affleurent très mal. L'épaisseur de la Formation Querecual varie beaucoup, jusqu'à disparaître dans la carrière d'El Garrapatero où elle semble seulement représentée par un encroûtement sur la surface d'érosion très irrégulière des calcaires sous-jacents.

FIG. 45.- Correlations between El Cordon and La Pica-Casany road from El Yaque to El Garrapatero quarries. The section is not completely detailed owing to the lack of observations. El Garrapatero 3 section and its equivalent in the El Cordon section are interpreted as belonging to depositional sequence 10; this interpretation is dubious because datation corresponds only to an overlying level. Depositional sequences 7 to 9 are unknown (clayey or marly levels that crops out very badly). The thickness of the Querecual Formation vary from a point to another one. In the Cantera El Garrapatero section, the Querecual Formation is only represented by a thin condensed bed resting over the underlying limestones.

MC341E1 et MC390A) : *Colombiceras* gr. *tobleri*, *Colombiceras subtoberli*, *Ammonitoceras* gr. *sowerbyi*, *Melchiorites* gr. *emerici*, « *Gargasicer* » sp. juv. et *Neohibolites* cf. *clava*). Au-dessus, l'intervalle marneux proprement dit se subdivise en trois niveaux successifs.

– À la base, le premier niveau est représenté par environ 3 m d'alternances de marnes et de petits bancs décimétriques de calcaires argileux très glauconieux.

– Au milieu, le deuxième niveau est formé par des marnes épaisses renfermant un seul banc de calcaire argileux surmonté par un niveau très glauconieux, interprété comme le maximum de transgression de la séquence de dépôt 5. Les ammonites recueillies (MC 390B et MC390C) ne sont malheureusement pas identifiables. Les marnes très glauconieuses sont surmontées par des marnes sans glauconie, puis par quelques alternances de marnes et de petits bancs décimétriques de calcaires argileux. L'ensemble correspond à un prisme de haut niveau dont les sédiments, peu épais, furent déposés dans des milieux marins relativement profonds.

– Au sommet, le troisième niveau, qui surmonte le second sans transition, est formé par un faisceau serré d'alternances calcaires argileux-marnes (calcaires argileux prépondérants) passant vers le haut à une succession d'alternances du même type caractérisée par la prépondérance des marnes sur les calcaires argileux qui constituent de petits bancs décimétriques relativement espacés. Ce niveau a été déposé en totalité dans des milieux marins relativement profonds et renferme de nombreuses ammonites : (MC341F et G, MC390I, LBAC48 à 52) : *Parahoplites* sp., *Salfeldiella paquieri*, *Hypophylloceras fortunati*, *Colombiceras* sp. juv., *Eotetragonites* cf. *duvalianum*, « *Hemitetragonites* » *obliquestrangulatum*, « *Melchiorites* » aff. *falcistriatum*, *Melchiorites* cf. *emerici*, *Neohibolites semicanaliculatus* et *Neohibolites* cf. *clava*. Cette faune caractérise la zone à *Parahoplites* spp. de l'Aptien supérieur.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, la limite lithologique très nette de la base du niveau 3 correspond à la limite de séquence de dépôt Sb6 ; au-dessus, le petit faisceau de bancs calcaires et la zone de passage progressif aux marnes dominantes constituent le prisme de bas niveau (*LST*) et l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 6. Les données paléontologiques confirment cette interprétation car les ammonites de la limite des zones à *Aconeceras nisus* et *Parahoplites* spp appartiennent à un niveau stratigraphiquement plus élevé que les associations de la zone à *A. nisus* recueillies au sommet des marnes de la Formation García dans le secteur Cerro Los Encantados-Pico García. Par rapport à ce secteur, où les marnes de la Formation García sont surmontées par des calcaires de plate-forme qui appartiennent encore au prisme de haut niveau de la séquence de dépôt 5, la coupe d'El Cordon est caractérisé, pour cet intervalle, par des milieux de dépôt profonds à ammonites.

5.2.3. L'Aptien terminal-Albien inférieur du Río Carinicua

La coupe de l'anticlinal d'El Cordon se poursuit sur quelques centaines de mètres le long de la piste qui descend vers le Río Carinicua et, sur la rive gauche, jusqu'à la Formation Querecual (fig. 45). Les conditions d'affleurement ne permettent pas un levé détaillé, mais la superposition des niveaux suivants s'observe, de bas en haut.

1) Les marnes d'El Cordon, masquées par la végétation et l'altération superficielle, se prolongent vers le haut jusqu'à la base d'une falaise de calcaires de plate-forme qui s'abaisse jusqu'au Río Carinicua.

2) Ces calcaires de plate-forme à rudistes correspondent aussi à un ensemble prisme de bas niveau (*LST*)-intervalle transgressif (*TST*) dont le sommet est très classique avec, comme pour la séquence de dépôt 5 d'El Cordon, des paraséquences rétrogradantes coiffées par des surfaces durcies (*hard grounds*). L'une de ces paraséquences renferme *Mesorbitolina pervia*, espèce connue de l'Aptien supérieur-Albien inférieur. Ce corps est très certainement l'équivalent des calcaires Garrapatero 3 situés immédiatement sous le mur de la Cantera el Garrapatero.

3) Des calcaires argileux et marnes tendres ; une dizaine de mètres au-dessus du toit des calcaires de plate-forme sous-jacents (niveau 2 ci-dessus), un *Protanisoceras* gr. *blanqueti* de la zone à *Beudanticeras* spp., indique un âge albien inférieur non sommital. Cette datation permet de corréliser ce niveau avec l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 10, conformément aux âges obtenus dans les secteurs méridionaux (Caripe et Pico García).

4) Un petit niveau calcaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur, disparaissant latéralement, surmonté par des pélites noires riches en matière organique, qui pourrait correspondre au prisme de bas niveau de la séquence de dépôt 11. Les pélites noires seraient dans cette interprétation homologues de celles situées dans la région de Caripe sous la base de la Formation Querecual où elles sont datées de l'Albien moyen.

5) Calcaires de la Formation Querecual. Ils ont livré, environ 30 m au-dessus de la base, 5 exemplaires d'*Hysterocheras* gr. *orbignyanum* de la partie inférieure de l'Albien supérieur (zone à *Mortoniceras inflatum*).

5.2.4. Conclusions

Plusieurs conclusions sont possibles grâce aux coupes de l'anticlinal d'El Cordon, qui complètent bien celles observées le long de la route La Pica-Casanay (fig. 46).

1) Les calcaires de plate-forme de l'anticlinal d'El Cordon, comme ceux des coupes du Cerro el Garrapatero 1, 2 et 3, appartiennent seulement à des

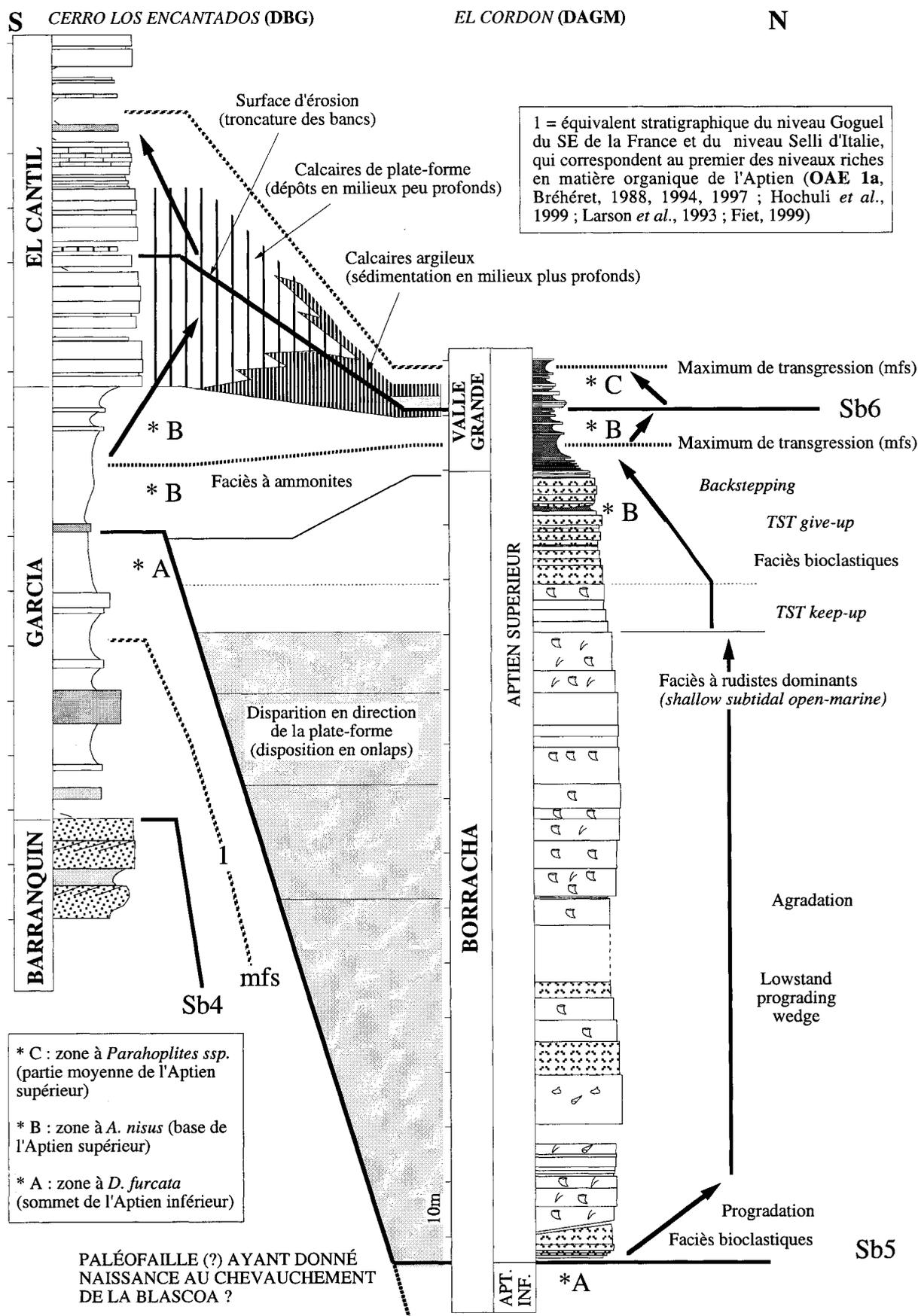


FIG. 46.- Corrélation de l'Aptien supérieur basal entre le Cerro Los Encantados et la coupe d'El Cordon. Les ammonites situées sous la limite de séquence de dépôt Sb5 appartiennent au sommet de l'Aptien inférieur. Les calcaires massifs de la coupe d'El Cordon constituent un prisme de bas niveau et la base d'un intervalle transgressif ; ils n'ont pas d'équivalent latéral plus au sud et disparaissent probablement par onlaps successifs dans cette direction, en particulier au niveau du chevauchement de la Blascoa qui pourrait être une paléofaille aptienne. Plus haut, les calcaires du prisme

prismes de bas niveau (*LST*) et à des intervalles transgressifs (*early TST*). L'organisation verticale des faciès est particulièrement claire : faible progradation à la base (partie qui peut être parfois absente), importante aggradation, avec souvent des faciès monotones (par exemple les faciès à caprinidés de la coupe d'El Cordón) au milieu, importante rétrogradation au sommet et disparition des faciès carbonatés de plate-forme bien avant le maximum de transgression. Cette disposition paraséquentielle indique que l'on se trouve déjà dans une partie relativement interne du prisme de bas niveau.

2) Absence totale des calcaires de plate-forme dans les prismes de haut niveau (*HST*), qui sont représentés seulement par des dépôts argilo-carbonatés de milieux relativement profonds à ammonites. Cette constatation souligne la très importante rétrogradation des faciès de plate-forme observée entre le début de l'Aptien (Formation Barranquín, Membre Taguarumo, coupes de la Cantera El Yaque) et l'Aptien supérieur. Cette rétrogradation est encore plus importante pour la séquence de dépôt 6 qui ne comporte aucun calcaire de plate-forme dans la série d'El Cordón.

3) Les faciès traduisent la prépondérance des milieux marins ouverts (abondance des débris d'échinodermes) situés, soit au-dessus de la limite inférieure d'agitation due aux vagues (cas de la plus grande partie des faciès grossiers à caprinidés), soit au-dessous comme c'est le cas pour les faciès bioclastiques à bryozoaires et nombreux crinoïdes dont la présence implique par contre l'existence de courants réguliers sur cette partie de la plate-forme.

4) Les calcaires de plate-forme du sommet de la séquence de dépôt 5 au Pico García et au Cerro Los Encantados (base de la Formation El Cantil) n'ont pas d'équivalent dans le secteur nord.

5) Les calcaires épais de la coupe d'El Cordón n'ont aucun équivalent latéral dans les coupes du Cerro Los Encantados et du Pico García, pour des raisons paléontologiques extrêmement claires. En effet, ils sont localisés entre un niveau à ammonites de la zone à *D. furcata* et des niveaux très riches en ammonites de la zone à *A. nisus*. Ces faunes permettent de situer très exactement la position des calcaires d'El Cordón au milieu des marnes de la Formation García du Cerro Los Encantados-Pico García et plus précisément dans l'intervalle dépourvu de calcaires situé autour de la limite proposée en ces points pour la limite de séquence de dépôt Sb5. De ce fait, deux solutions existent pour la compréhension des calcaires à rudistes d'El Cordón :

– ou bien ils sont l'équivalent latéral de quelques

décimètres de marnes à ammonites de la Formation García dans sa localité-type, ce qui oblige à considérer que les milieux de dépôt étaient moins profonds au nord (El Cordón) qu'au sud (Pico García), solution qui est sans fondement dans la mesure où il n'est pas possible de corrélérer, au-dessus de la limite Sb5, un prisme de bas niveau (calcaires d'El Cordón) avec le sommet d'un intervalle transgressif (Pico García) ;

– ou bien les calcaires d'El Cordón disparaissent latéralement par *onlaps* successifs en direction du sud, c'est-à-dire de la partie plus interne de la plate-forme. Compte tenu de leur interprétation évidente en prisme de bas niveau-base d'intervalle transgressif, c'est cette solution qui doit être adoptée, ce qui implique obligatoirement non seulement la présence d'une lacune dans les marnes de la Formation García dans sa localité-type, mais aussi, et très probablement, une émergence de ce domaine à la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur. Cette interprétation nous oblige à admettre des variations très importantes du niveau de la mer à cette époque et la présence probable de paléofailles aptiennes.

5.3. Le secteur à l'est de Casanay

Dans ce secteur, plusieurs corps carbonatés existent dans l'intervalle Aptien-Albien inférieur ou moyen (fig. 47). Malgré des conditions d'affleurement médiocres, ils appartiennent pour la plupart à des ensembles prismes de bas niveau-base d'intervalles transgressifs (*LPW-early TST*) comme l'indique l'évolution verticale des faciès, d'abord progradante, puis rétrogradante. Parmi ces corps calcaires, appartenant à la Formation Chuparipal, on peut citer celui qui s'observe le long de la route d'El Soro (Albien ?) et celui de La Naranja à l'est de Cedeño de los Negros (Aptien probable). Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, ces corps ont la même signification que ceux de la région de Casanay, bien qu'il soit encore impossible d'établir des corrélations détaillées entre les deux secteurs.

5.4. Conclusions

La région située immédiatement au sud de la ligne Cariaco-Casanay permet d'établir une coupe synthétique de la série Barrémien supérieur-Albien moyen (fig. 45), bien que des études complémentaires soient nécessaires. À la base, les trois premières séquences de dépôt, du Barrémien supérieur terminal et

de haut niveau de la séquence de dépôt 5 et de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt 6, bien développés au Cerro Los Encantados, passent latéralement vers le nord à des sédiments déposés dans des milieux plus profonds.

FIG. 46. – Correlations of the lowermost late Aptian from Cerro Los Encantados to the El Cordón section. Ammonites below the sequence boundary Sb5 are uppermost Lower Aptian in age. The limestone body of the El Cordón section corresponds to the lowstand prograding wedge and the early TST of depositional sequence 5 ; towards the south, the corresponding parasequences disappear. Higher, the well developed limestones belonging to the HST of depositional sequence 5 and middle TST of depositional sequence 6 (Cerro Los Encantados) change towards the north to sediments deposited in deeper marine environments.



FIG. 47.– Vue externe d'une des couches de calcaire à rudistes de la moitié supérieure de la Formation Chuparipal dans sa coupe type. Le calcaire gris foncé, de texture wackestone, renferme de nombreux rudistes, dont *Amphitriscoelus waringi*, *Caprina ? plumensis*, *Requienia ammonia*, d'âge probablement barrémien supérieur. Échelle 22 cm.

FIG. 47.– Outer view of metric bed of limestone with rudists of the upper half of the Chuparipal Formation (type section). This bed corresponds to dark grey wackestones with numerous rudists as *Amphitriscoelus waringi*, *Caprina ? plumensis*, *Requienia ammonia* (Upper Barremian age). Scale : 22 cm long.

de l'Aptien basal, ne sont pas connues en totalité en raison de la présence de nombreuses failles. Plus haut, les séquences de dépôt 4 à 6 sont bien datées, mais les séquences 7 à 9, représentées essentiellement par des marnes ou des argilites, n'affleurent pratiquement pas. Le grand corps carbonaté du haut de la coupe du Río Carinicuao a été attribué à la séquence de dépôt 10 car il est recouvert par des marnes datées de l'Albien inférieur (zone à *Beudanticeras* spp.) ; cette attribution reste contestable dans la mesure où la datation n'est pas obtenue par encadrement des calcaires. Au sommet, la partie inférieure de la Formation Querecual a été datée par des ammonites de l'Albien supérieur.

Dans cette série caractérisée par un beau développement des corps carbonatés, deux ensembles se distinguent :

- à la base, dans le membre Taguarumo de la Formation Barranquín, les calcaires s'observent, comme plus au sud, dans les intervalles transgressifs (TST) et la base des prismes de haut niveau (*early highstands*) ;
- au sommet, dans l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, c'est-à-dire dans l'équivalent latéral des

formations García et El Cantil, les calcaires de plate-forme n'existent que dans des prismes de bas niveau (*Lowstand prograding wedges*) et la base des intervalles transgressifs (*early TST*). C'est une telle disposition qui se reconnaît également pour beaucoup des corps carbonatés de la région située à l'est de Casanay.

Sur le plan régional, les prismes de bas niveau de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur n'ont pas d'équivalents latéraux plus au sud dans les formations Valle Grande et El Cantil, sauf peut-être en ce qui concerne le membre Guácharo, sous réserve qu'il soit contemporain des calcaires Guarrapatero 3, ce qui n'est pas prouvé, et à condition d'admettre son interprétation en PBN comme proposé plus haut.

Sur le plan stratigraphique, l'abondance des niveaux à orbitolines permet de séparer le Barrémien supérieur (association *Eopalarbitolina charollaisi* et *Palarbitolina lenticularis*), l'Aptien inférieur (*P. lenticularis* seules), le sommet de l'Aptien inférieur (association *P. lenticularis* et *Mesorbitolina parva*) et l'Aptien supérieur-Albien inférieur (*Mesorbitolina pervia*). Ces foraminifères de plate-forme et les nombreuses ammonites présentes dans les marnes déposées en milieux plus profonds conduisent à des attributions stratigraphiques précises pour certains des corps carbonatés.

Sur le plan faciologique, cette région est caractérisée par le développement des faciès de plate-forme standard à tous les niveaux depuis le Barrémien supérieur jusqu'à l'Albien inférieur. Les faciès à grands rudistes dominant, mais les faciès de milieux plus confinés, à *bird's eyes* ou à *algal mats*, sont assez fréquents. Parmi les faciès à grands rudistes, nous rangeons également les niveaux à *Gervillia* qui en sont très proches. Les faciès bioclastiques déposés dans des milieux marins ouverts s'observent surtout à la base des prismes de bas niveau. Les faciès de transgression sont beaucoup moins développés que plus au sud ; ils n'existent que dans la partie moyenne ou supérieure des intervalles transgressifs (*middle and late TST*). Les caprinidés sont toujours abondants, notamment l'espèce *Amphitriscoelus waringi*, comme l'avaient signalé Masse et Rossi [1987]. Au Venezuela, cette espèce n'est pas cantonnée à l'Aptien, mais apparaît en abondance dès le Barrémien supérieur, ce qui confirme l'opinion émise récemment par Macsotay et Vivas [1998] ou, pour d'autres régions, celle de Chartrousse et Masse [1998].

6.– LES ÉVÉNEMENTS DE L'APTIIEN : CORRÉLATIONS RÉGIONALES

La synthèse des données paléontologiques montre qu'il existe six séquences de dépôt à l'Aptien dans la région étudiée. Chacune d'entre elles souligne l'existence d'un cycle de variation du niveau relatif de la mer. En dépit de l'existence de paléofailles actives à

cette époque (§ 7.3), il est intéressant de savoir si ces fluctuations sont locales et d'origine exclusivement tectonique ou plus globales. C'est la raison pour laquelle nous nous proposons de discuter dans ce paragraphe des corrélations possibles avec les régions plus occidentales du Venezuela et le SE de la France, sur la marge nord de la Téthys.

6.1. Corrélations avec le SE de la France

Les corrélations avec le SE de la France sont aisées car les faunes d'ammonites y sont très semblables à celles du Venezuela oriental, raison pour laquelle les zonations du domaine méditerranéen ont servi de base pour les datations dans les deux régions. Sur le plan de la stratigraphie séquentielle, c'est dans les massifs subalpins septentrionaux que les données sont les plus détaillées en dépit des connaissances accumulées dans les épaisses séries du bassin vocontien [Bréhéret, 1997 ; Kennedy *et al.*, 2000]. En effet, dans cette région caractérisée par le développement de la plate-forme urgonienne, les dépôts de milieux peu profonds permettent de bien connaître les variations du niveau relatif de la mer et les périodes d'émersions soulignées par des remplissages de paléokarsts [Arnaud-Vanneau et Carrio, 1994 ; Robert, 1995 ; Arnaud *et al.*, 1998]. Six limites de séquences de dépôt y ont été mises en évidence (fig. 48), tant dans l'Aptien inférieur [Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991] que dans l'Aptien supérieur [Arnaud, inédit] où elles sont très bien datées grâce aux

travaux de M. Delamette [Delamette, 1988 ; Delamette *et al.*, 1997].

– La limite SbA1 correspond à une surface d'émersion, recouverte localement par des argiles à charophytes, située à la base des couches inférieures à orbitolines et localisée dans l'Aptien basal à un niveau qu'il n'est pas possible de dater précisément faute d'ammonites significatives.

– La limite SbA2 est une surface d'émersion située au toit de la Formation des Calcaires urgoniens et à la base de la couche supérieure à orbitolines. L'émersion est attestée par la présence de profondes vallées incisées (jusqu'à plus de 50 m de profondeur) et par des cavités paléokarstiques remplies par des marnes à *Palorbitolina lenticularis*. Elle se localise au voisinage de la limite entre les zones à *D. weissii* et à *D. deshayesi*, probablement dans cette dernière car les marnes sus-jacentes ne renferment que des ammonites des zones à *D. deshayesi* et à *D. furcata* [Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Arnaud *et al.*, 1998].

– La limite SbA3 est une surface d'émersion située au toit des calcaires à *P. lenticularis* et oolites du sommet de la couche supérieure à orbitolines, calcaires qui sont l'équivalent latéral du « niveau blanc » [Bréhéret, 1997] du bassin vocontien. Elle se localise près de la limite Bédoulien-Gargasien, au sommet de la zone à *D. furcata*. L'émersion est prouvée par la présence de cavités paléokarstiques remplies par les dépôts sus-jacents (« Lumachelle » dans les massifs du Vercors et de la Chartreuse ou, plus au nord, Calcaires d'Aujon).

– La limite SbA4, localisée dans la zone à *P. melchioris*, est située dans les Bauges au sommet des Calcaires d'Aujon ; plus au sud, dans le Vercors, cette limite est soulignée par la présence de cavités karstiques remplies par les sédiments bioclastiques sus-jacents (partie supérieure de la Formation « Lumachelle »).

– La limite SbA5, localisée dans la zone à *A. nolani*, est la moins importante des limites de séquences de dépôt de l'Aptien ;

		SE FRANCE	VENEZUELA E	
ALBIEN inférieur				
	<i>L. tardefurcata</i>			
APTIEN supérieur	Clansayésien			
		<i>H. jacobi</i>	SbA6	Sb8
	Gargasien	<i>N. nolani</i>	SbA5	
		<i>P. melchioris</i>	SbA4	Sb7
		<i>E. subnodosoplicatum</i> (= <i>A. nisus</i>)		Sb6
		<i>D. furcata</i>	SbA3	Sb5
Bédoulien inférieur	<i>D. deshayesi</i>	SbA2	Sb4	
	<i>D. weissii</i>	Calcaires urgoniens	Grès Barranquín	
	<i>D. tuarkyricus</i>			
		SbA1	Sb3	
BAREMIEN supérieur	<i>M. sarasini</i>	SbB5	? Sb2 ?	
	<i>I. giraudi</i>		? ?	
	<i>H. feraudianus</i>	SbB4	? Sb1 ?	

Intervalle d'association d'*Eopalarbitolina charollaisi* et de *Palorbitolina lenticularis*

FIG. 48.– Correlations entre le Venezuela oriental et le SE de la France. Une grande similitude existe entre le nombre et la position stratigraphique des limites de séquences de dépôt. Les limites Sb5 et Sb7 d'une part, et SbA4 et SbA5 d'autre part semblent légèrement décalées dans le temps ; ceci est probablement dû à des âges différents pour la première couche fossilifère qui surmonte les limites de séquences de dépôt.

FIG. 48.– Correlations in between SE France and Eastern Venezuela. Stratigraphic locations of sequences boundaries are very similar. Sequences boundaries Sb5 and Sb7 and their french counterparts SbA4 and SbA5 seems to be slightly different in age; nevertheless, they are probably exactly the same age as datations correspond only to that of the first overlying fossiliferous bed.

jusqu'à présent, aucun indice d'émergence n'est connu à ce niveau. En Haute-Savoie et dans le domaine helvétique, elle sépare les Pélites de Borderan et les Grès de la Colombière [Delamette, 1988 ; Delamette *et al.*, 1997].

– La limite SbA6 correspond à une surface d'émergence, prouvée par la présence de coquilles dissoutes, située au toit des Grès de la Colombière (Haute-Savoie et domaine helvétique) et localisée dans la zone à *H. jacobi* du Clansayésien supérieur.

Les six limites de séquences de dépôt mises en évidence au Venezuela oriental (fig. 48) sont dans une position stratigraphique similaire à celle du SE de la France :

– Sb4, Sb5 et Sb8 sont au même niveau que les limites SbA2, SbA3 et SbA6 du SE de la France ;

– Sb6 et Sb7 ont une localisation qui paraît légèrement décalée par rapport aux limites SbA4 et SbA5 du SE de la France, mais le décalage est si faible qu'il s'agit probablement des mêmes événements, d'autant plus qu'une surface ne peut pas être datée, qu'elle souligne une lacune due à la présence d'une émergence et que sa localisation stratigraphique résulte uniquement de l'âge des dépôts sus- et sous-jacents ; sur les plates-formes, le banc sous-jacent correspond à des faciès de milieux peu profonds, sans ammonites, de sorte que les seuls éléments de datation proviennent du banc transgressif sus-jacent où des céphalopodes peuvent se rencontrer.

– Sb3 n'est pas datée au Venezuela. La corrélation proposée avec la limite de séquence de dépôt SbA1 du SE de la France n'est donc pas étayée par des ammonites, mais découle de sa position par rapport à Sb4 et de la présence de l'association *Eopalorbitolina charollaisi-Palorbitolina lenticularis* dans les niveaux sous-jacents.

6.2. Corrélations avec le Venezuela occidental

Ces corrélations sont d'une manière générale plus incertaines que les précédentes en raison de l'absence d'ammonites aptiennes dans les coupes sur lesquelles est fondé le découpage séquentiel du Venezuela occidental [Arnaud *et al.*, 1999]. Elles résultent de la comparaison entre la série de la région de Lara-Trujillo et celle du secteur Pico García-Cerro Los Encantados (fig. 49) qui sont dans une position paléogéographique similaire sur la marge nord du bouclier guyanais (le dernier secteur semblant toutefois plus proche des milieux marins profonds que le premier).

Au Venezuela occidental [Arnaud *et al.*, 1999] :

1) La limite Barrémien-Aptien est située au voisinage de la limite de séquence de dépôt Sb3 en raison de l'apparition de l'algue *Hensonella dinarica*, réputée de l'Aptien inférieur, au sommet du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt 2.

2) La limite Aptien inférieur-Aptien supérieur est aux alentours de la Sb5 car c'est juste au-dessus de celle-ci que disparaissent les *Choffatella decipiens*, espèce téthysienne dont la répartition connue ne dépasse pas cette limite.

3) La limite Aptien-Albien est très proche de la Sb8 car *Pseudochoffatella cuvillieri*, espèce réputée de l'Aptien supérieur, est connue dans la séquence de dépôt 7, alors que les quatre espèces réputées albiennes *Voloshinoides* ? sp. in Arnaud *et al.* [1999], *Cuneolina parva*, *Pseudonummolocolina aurigerica* et *Coskino-linoides texanus* se développent dans la séquence de dépôt 8, même si les premiers spécimens apparaissent dès le sommet de la séquence de dépôt 7.

4) La limite Albien moyen-Albien supérieur est proche de la limite de séquence de dépôt Sb12 sur la foi des ammonites recueillies et décrites par Renz [1968, 1970, 1971, 1972 et 1982].

Dans ces conditions, les corrélations illustrées sur la figure 47 sont permises. Elles sont encore renforcées par les comparaisons lithologiques suivantes :

1) La limite entre les calcaires inférieurs et les grès médians de la Formation Peñas Altas est située au-dessus de la *mfs* de la séquence de dépôt 5, comme le passage des marnes de la Formation García aux calcaires El Cantil.

2) La seule séquence de dépôt entièrement détritique terrigène de la Formation Peñas Altas (seq. 6) correspond à la séquence la plus gréseuse de la Formation El Cantil dans la coupe du Pico García.

3) L'intervalle calcaire médian de la Formation Peñas Altas (séquences de dépôt 7 et 8) correspond à l'un des niveaux les plus calcaires de la coupe du Pico García (partie moyenne de la Formation El Cantil).

4) La limite entre les grès supérieurs de la Formation Peñas Altas et les carbonates du membre La Puya (début de l'approfondissement important des milieux de dépôt), situé dans la séquence de dépôt 11, est très semblable à ce qui s'observe au même niveau de la coupe du Pico García.

6.3. Répartition des foraminifères benthiques

Les datations par ammonites détaillées au Venezuela oriental et les corrélations proposées entre les Andes à l'ouest et la Serranía del Interior à l'est permettent de

FIG. 49.– Correlations in between Eastern (Pico García-Cerro Los Encantados regions) and Western (Lara-Trujillo regions) Venezuela. The synthetic section for Western Venezuela is that of Arbol Redondo and La Aguada de los Chivos [stratigraphic datings according to Arnaud *et al.*, 1999, fig. 12]. The basal part of the Barranquín sandstones is unknown and was not studied in the Cerro Los Encantados section. Mesorbitolina beds are not isochronous in the different regions.

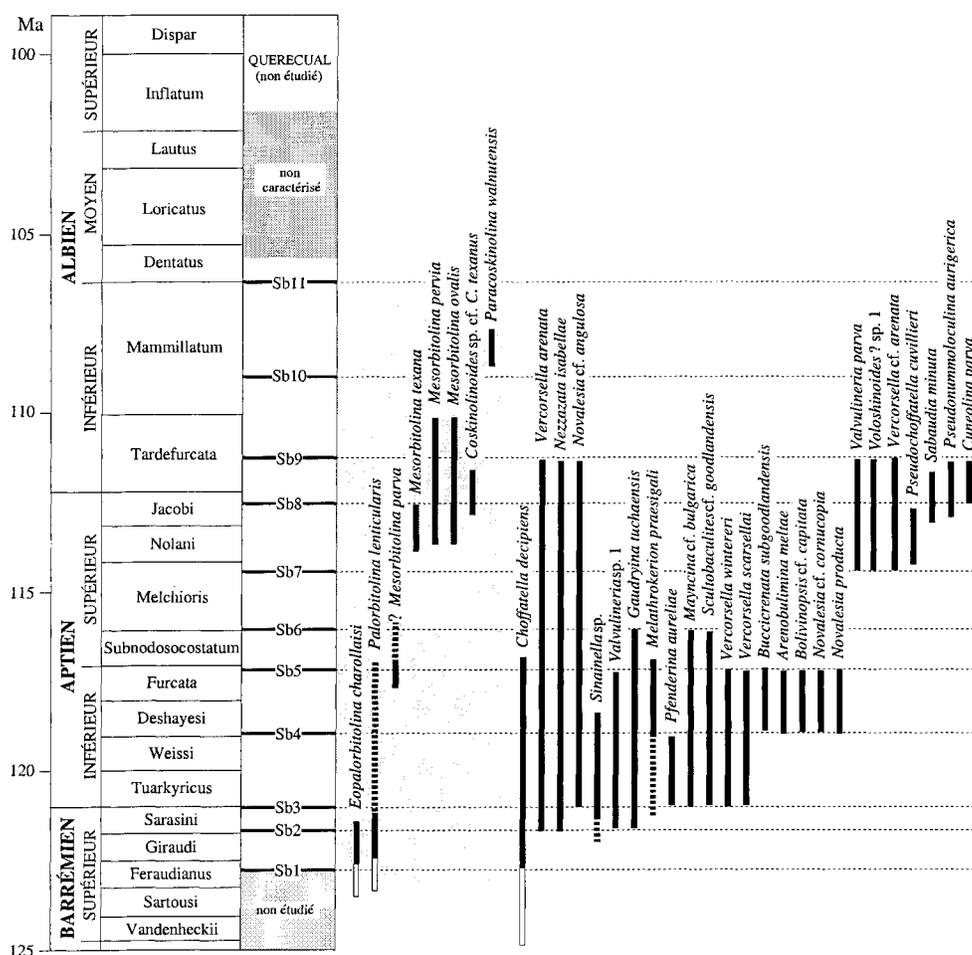


FIG. 50.— Répartition stratigraphique partielle de quelques foraminifères benthiques du Barrémien supérieur-Albien inférieur du Venezuela occidental (Formation Peñas Altas) et du Venezuela oriental (Formations Barranquín, García et El Cantil). En traits pointillés : répartition probable ; en blanc : répartition connues dans le SE de la France. Échelle chronologique d'après Hardenbol *et al.* [1998].

FIG. 50.— Partial stratigraphic distribution of benthic foraminifera from late Barremian-early Albian of Western Venezuela (Peñas Altas Formation) and Eastern Venezuela (Barranquín, García and El Cantil Formations). Interrupted lines : uncertain distribution. White lines : distributions as known in SE France. Chronology according to Hardenbol *et al.* [1998].

certifier la présence dans cette région de nombreuses espèces de foraminifères benthiques connus en d'autres points de la Téthys. Les répartitions consignées sur la figure 50 ne sont bien entendu que des *répartitions très partielles* de ces espèces, telles qu'elles résultent des quelques coupes étudiées en détail, notamment celles des états de Lara et de Trujillo [Arnaud *et al.*, 1999]. De ce point de vue, il ne faut pas oublier que la durée de vie des foraminifères benthiques des plates-formes carbonatées n'est pratiquement jamais inférieure à celle d'un demi étage. Cependant, dans l'état actuel des connaissances, quelques conclusions permettront dès à présent de mieux cerner l'âge des carbonates de plate-forme du Venezuela, dans la mesure où ils peuvent localement être encadrés par des niveaux à ammonites (fig. 51).

Les *Orbitolinidae* apparaissent, ici comme ailleurs, comme le groupe du plus grand intérêt stratigraphique. Six espèces d'orbitolines ont été mises en évidence, grâce à leurs appareils embryonnaires : l'association *Eopalarbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis*

permet de distinguer le Barrémien supérieur, l'association *P. lenticularis* et *Mesorbitolina parva* caractérise les couches situées à la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur, les autres Mésorbitolines (*M. texana*, *M. pervia* et *M. ovalis*) se rencontrent à divers niveaux de l'Aptien supérieur et, très probablement, de l'Albien inférieur. Parmi les Mésorbitolines, une nouvelle espèce, *M. ovalis*, a été décrite [Görög et Arnaud-Vanneau, 1996] aussi bien à l'est (coupe de la Maravilla) qu'à l'ouest du Venezuela (coupe La Pastora-Jabón) et même au Pérou. Ces orbitolines peuvent être considérées comme de bons marqueurs dans la mesure où elles sont connues dans de nombreuses autres régions des marges nord et sud de la Téthys (fig. 52). *Coskinoloides* sp. cf. *C. texanus* a été rencontré à l'Aptien terminal (séquence de dépôt 7 et base de la séquence de dépôt 8) ; on peut supposer que sa répartition complète englobe le sommet de l'Aptien et la base de l'Albien. *Paracoskinolina walnutensis* se rencontre dans l'Albien inférieur (séquence de dépôt 10 du Pico García).

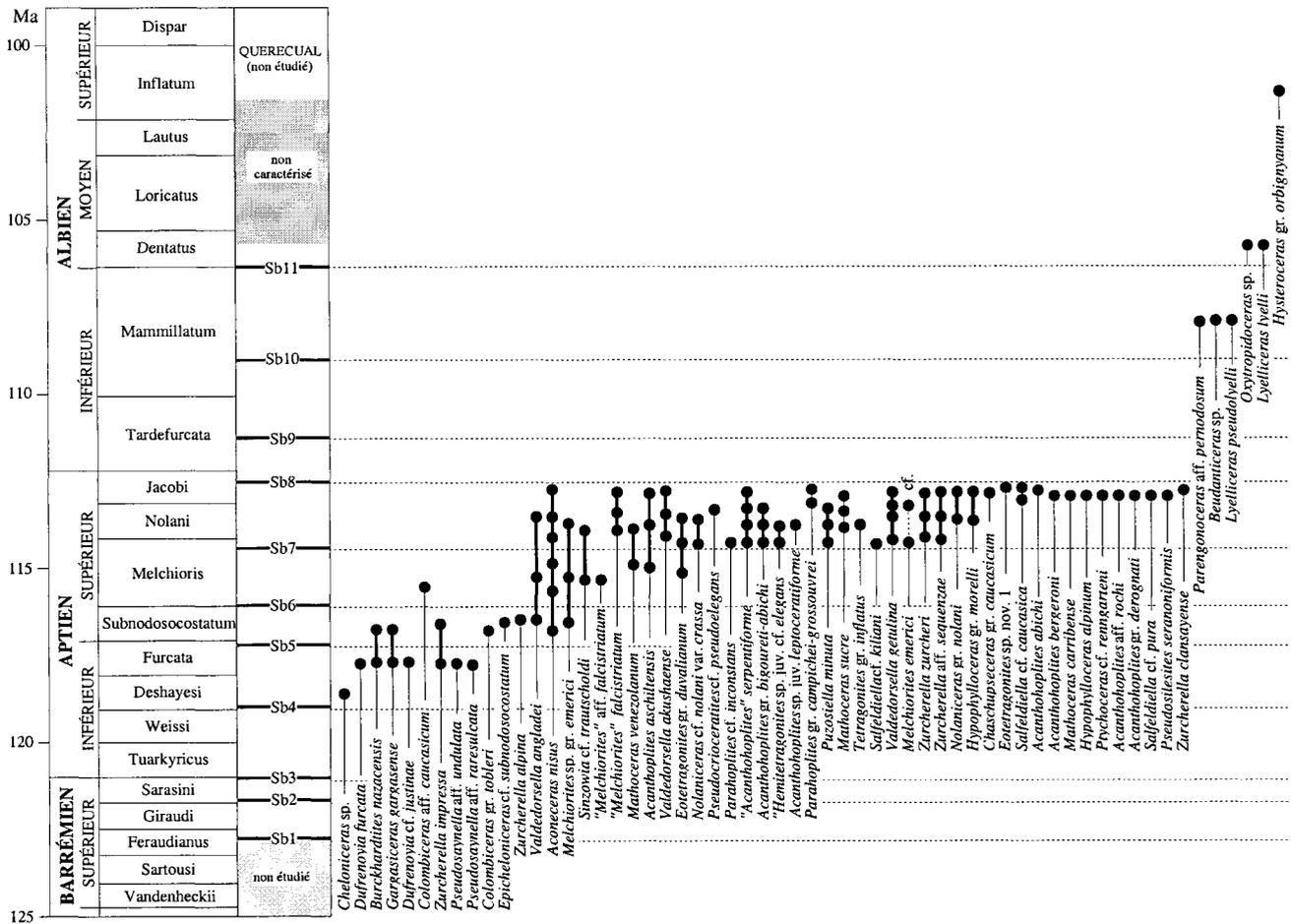


FIG. 51.— Répartition des principales espèces d'ammonites recueillies dans l'Apto-Albien du Venezuela oriental. L'échelle biostratigraphique correspond à la zonation standard du domaine méditerranéen [Hoedemaeker *et al.*, 1993]. Échelle chronologique d'après Hardenbol *et al.* [1998].
 FIG. 51.— Aptian-Albian distribution of Eastern Venezuela ammonites. Biostratigraphic scale corresponds to the Mediterranean standard zonation [Hoedemaeker *et al.*, 1993]. Chronology according to Hardenbol *et al.* [1998].

Les autres foraminifères benthiques ont une répartition beaucoup plus grande que celle des orbitolinidés. Certains se rencontrent surtout à l'Aptien inférieur, même s'ils peuvent apparaître au sommet du Barrémien et disparaître à la base de l'Aptien supérieur : *Sinainella* sp., *Valvulineria* sp. 1 et *Melathrokerion praesigali*. *Choffatella decipiens*, connue dès l'Haute-rivien, disparaît aux alentours de la limite Aptien inférieur-Aptien supérieur. *Pseudochoffatella cuvillieri* est connue seulement à l'Aptien supérieur. *Voloshinoides* sp. 1, *Sabaudia minuta*, *Pseudonummoloculina aurigerica* et *Cuneolina parva* apparaissent à la limite Aptien-Albien et se développent à l'Albien inférieur.

Les limites Barrémien-Aptien et Aptien-Albien sont difficiles à situer à l'aide des organismes vivant sur les plates-formes carbonatées. Des approximations sont donc nécessaires car, dans l'ensemble, les faunes aptiennes apparaissent au Barrémien terminal et les faunes albiennes à l'Aptien terminal. Les conséquences pratiques de ces imprécisions restent cependant limitées dans ces séries pauvres en bons marqueurs strati-

graphiques. En admettant cette approximation, la base de l'Aptien est marquée par l'apparition des *Hensonella dinarica*, *Sinainella* sp. et *Valvulineria* sp. 1 et la base de l'Albien par l'apparition de *Voloshinoides* sp. 1, *Sabaudia minuta*, *Pseudonummoloculina aurigerica* et *Cuneolina parva*.

6.4. Conclusions

Les corrélations biostratigraphiques et séquentielles proposées permettent la comparaison entre des séries déposées dans des régions relativement voisines ou non. Plusieurs conclusions en sont tirées.

1) Six limites de séquence de dépôt ont été mises en évidence tant au Venezuela que dans le SE de la France. Elles correspondent deux à deux à des événements contemporains, enregistrés sur les plates-formes situées aussi bien au sud qu'au nord de la Téthys, dans des environnements pourtant bien différents du point de vue géodynamique.

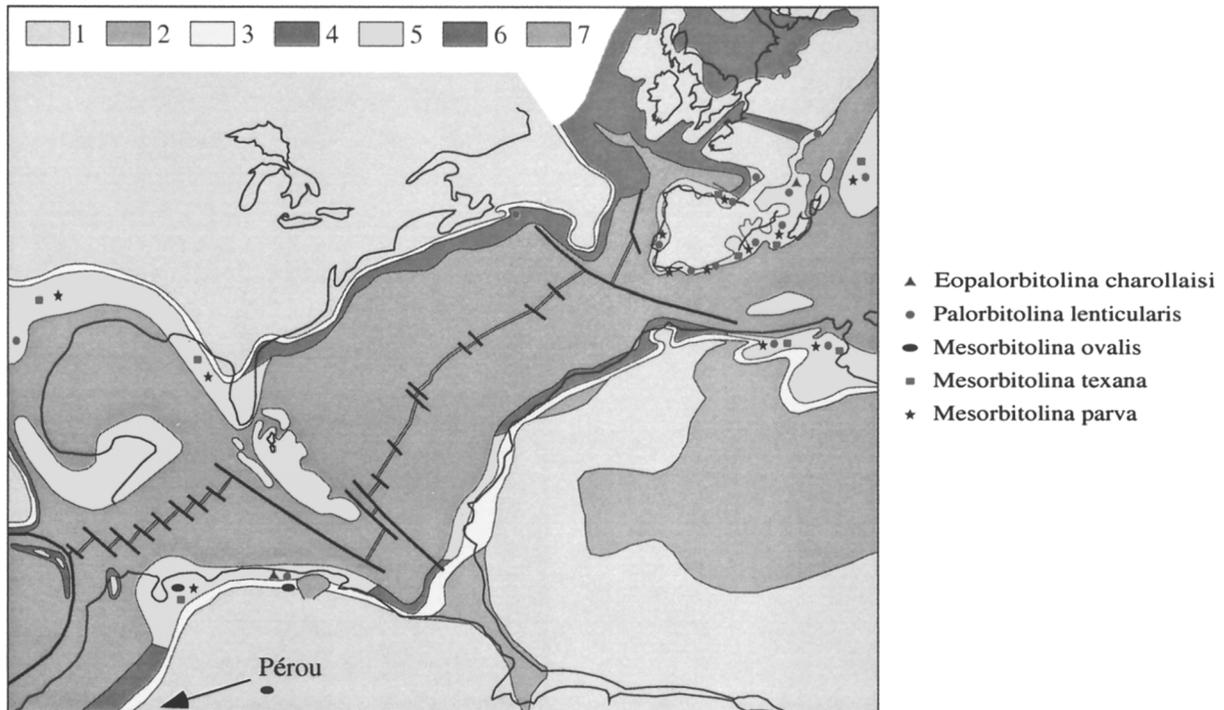


FIG. 52. – Carte paléogéographique de L’Aptien [d’après Masse *et al.*, 1993] et répartition des orbitolines dont les espèces ont été mises en évidence au Venezuela. 1, milieux continentaux ; 2, environnements fluvio-deltaïques ; 3, Environnements marginolittoraux ; 4, plates-formes et bassins terrigènes peu profonds ; 5, plates-formes carbonatées ; 6, arcs insulaires ; 7, bassins marins profonds.

Fig.52. – Aptian paleogeographic map [according to Masse *et al.*, 1993] and geographical distribution of some Orbitolinid species. 1, continental environments; 2, fluviodeltaic environments; 3, marginolittoral environments; 4, terrigenous shelf and shallow terrigenous basins; 5, carbonate platforms; 6, island arcs; 7, deep basins.

2) Ces événements correspondent à d’importantes variations du niveau relatif de la mer et, plus précisément à des périodes de bas niveau souvent soulignées par des émergences et des paléokarstifications, comme celles qui ont été récemment mises en évidence sur les plates-formes du SE de la France. Au Venezuela, des indices d’émergence similaire ont été observés en divers points des Andes [Arnaud *et al.*, 1999], soit à l’échelle de l’échantillon, soit à celle de l’affleurement. Qu’ils ne soient pas encore connus dans les séries du Venezuela oriental est probablement dû à l’importance du couvert végétal et des dissolutions superficielles actuelles sur les coupes étudiées. Compte tenu des petites dimensions des objets considérés, des recherches plus détaillées seraient indispensables.

3) Ces variations du niveau relatif de la mer peuvent donc être qualifiées de générales sinon globales, quelles qu’en soient la ou les causes. De ce point de vue, les mouvements verticaux dus à la géodynamique locale, illustrés par la présence de paléofailles, ne suffisent pas pour masquer l’enregistrement sédimentaire des variations eustatiques du niveau de la mer.

4) Les corrélations séquentielles proposées entre les parties est et ouest du Venezuela permettent de mieux comprendre les rapports entre les séries de ces deux régions et, à terme, d’établir des cartes paléogéographiques mieux contraintes.

Sur la base de ces corrélations, et par comparaison avec le SE de la France, nous proposons de placer la limite Barrémien-Aptien au voisinage de la limite de séquence de dépôt Sb3. Admettre cette hypothèse implique que l’inondation du bouclier guyanais a débuté pendant la transgression du Barrémien supérieur aussi bien au Pico García-Cerro Los Encantados que dans les états de Lara et Trujillo. Si l’on englobe les régions adjacentes, il n’en est pas moins vrai que les premiers dépôts doivent être plus jeunes vers le sud, selon des modalités semblables à ce qui a été décrit plus à l’ouest entre Trujillo et Barinas, et au contraire plus anciens au nord, ce qui s’observe notamment dans la coupe néocomienne du Cerro la Rosa, près de Cumaná).

7.– ORGANISATION DES CORPS SÉDIMENTAIRES

L’organisation des corps sédimentaires est particulièrement claire entre le Pico García et Casanay-Cariaco. Elle est surtout fonction de la quantité des apports détritiques terrigènes et des variations relatives du niveau de la mer.

Les dépôts terrigènes grossiers sont surtout présents au sud et s’amenuisent fortement vers le nord, où ils passent latéralement à des couches silteuses ou

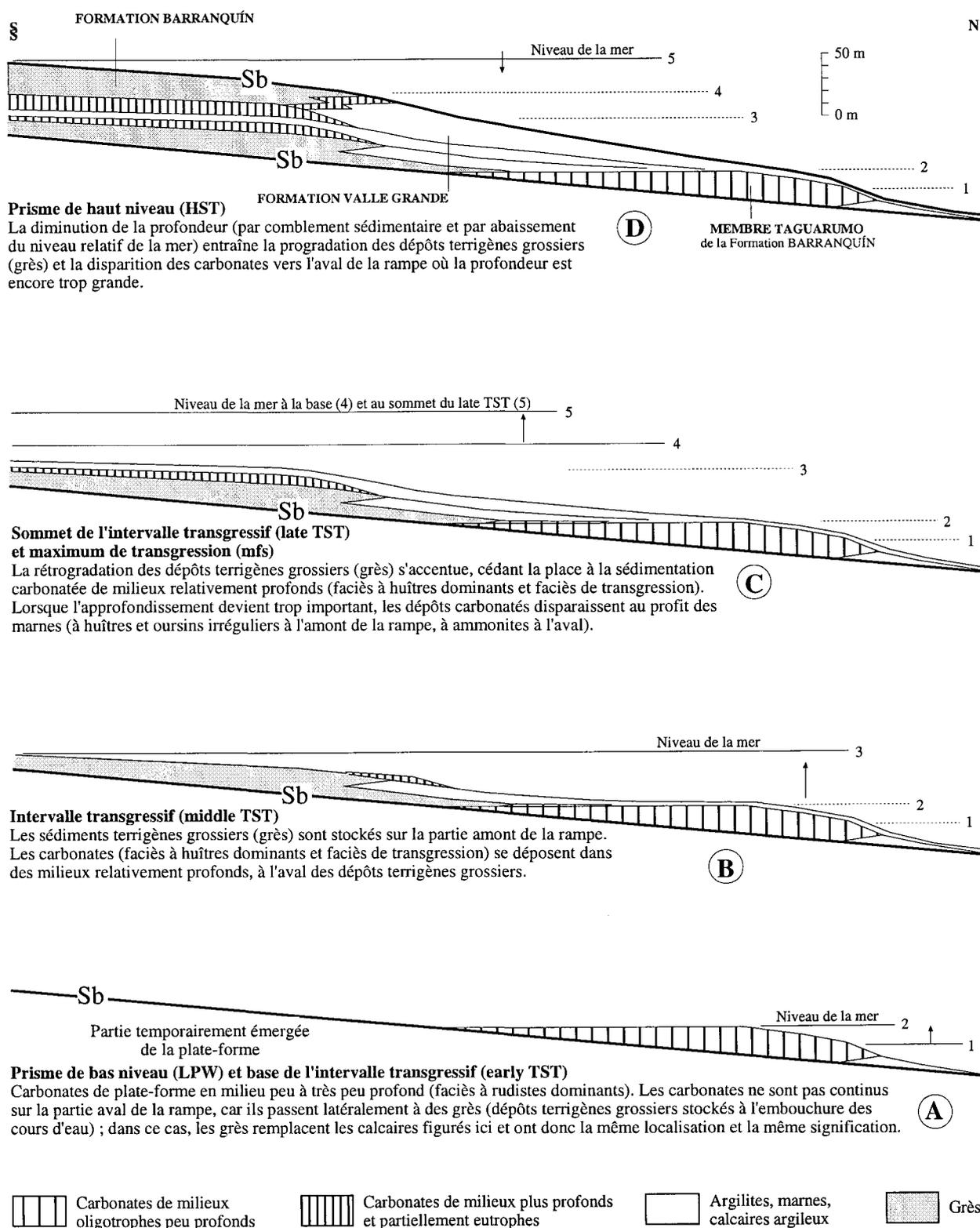


FIG. 53.— Organisation sédimentaire schématique des séquences de dépôt de l'Aptien et de l'Albien inférieur le long du transect Casanay-Maturin. Les carbonates de plate-forme standard, déposés dans des milieux oligotrophes peu profonds, médio- à supralittoraux, sont cantonnés dans les prismes de bas niveau et la base des intervalles transgressifs ; les faciès à grands rudistes y prédominent. Les dépôts terrigènes grossiers (grès) sont stockés dans la partie amont, peu profonde, voire localement émergée, de la rampe. Dans ce secteur, les carbonates se localisent dans des milieux plus profonds, infra- et surtout circalittoraux, probablement assez turbides en raison de la présence d'argiles ; la prédominance des peuplements de bivalves, notamment les huîtres, traduit l'existence d'une quantité de nutriments plus élevée, donc de milieux plus eutrophes.

FIG. 53.— General organization of the Aptian and Albian depositional sequence along the Casanay-Mathurin section. Standard platform carbonates are deposited in intertidal and shallow subtidal marine and oligotrophic environments; rudist bearing beds are predominant. Siliciclastic sands are located landward in shallow marine and continental environments. Landward carbonates were deposited in deeper environments (shallow to deep subtidal); oysters and irregular echinids are predominant, owing to more eutrophic conditions.

argileuses dominantes. Les carbonates ont deux localisations et deux significations différentes :

1 – Au nord, les calcaires sont massifs et leurs épaisseurs, pluridécamétrique à hectométrique, varient considérablement aussi bien dans le sens nord-sud que dans le sens est-ouest. Ils constituent des prismes de bas niveau progradants (*lowstand prograding wedges, LPW*) et la base des intervalles transgressifs (*early TST*).

2 – Au sud, les calcaires forment parfois des falaises d'épaisseurs pluridécamétriques, surtout dans la Formation El Cantil. Ils appartiennent à la partie moyenne ou supérieure des intervalles transgressifs (*middle and/or late TST*) et à la partie basale des prismes de haut niveau (*early HST*).

7.1. Les faciès et leur signification paléogéographique

7.1.1. Les calcaires des prismes de bas niveau

Ce sont des faciès de plate-forme standard, bien connus dans les séries urgoniennes des bordures de la Téthys. Les faciès à grands rudistes (faciès F8 de Arnaud *et al.* [1993]) dominant ; ils correspondent à une sédimentation dans des milieux infralittoraux (*shallow subtidal*), oligotrophiques, marins ouverts ou très faiblement confinés car ils renferment le plus souvent des plaques d'échinodermes et des fragments de colonies de madréporaires. Les rudistes y sont souvent très nombreux et variés ; *Amphitriscoelus waringi* et d'autres Caprinidés y sont extrêmement fréquents à l'Aptien et dès le Barrémien supérieur car on les rencontre également dans les niveaux à *Eopalorbitolina charollaisi*. Les *Gervillia* sont souvent très fréquentes dans ces faciès à rudistes. Les faciès biosparitiques, à échinodermes et parfois bryozoaires, bivalves, gastéropodes, se rencontrent à la base des prismes de bas niveau tandis que les faciès à *bird's eyes* et les faciès à *algal mats* (faciès F10 et F11 de Arnaud *et al.* [1993]), typiques des environnements médiolittoraux relativement confinés, se rencontrent moins fréquemment, mais toujours dans la partie médiane des prismes de bas niveau. Quartz et argiles sont pratiquement absents ce qui indique bien que le matériel détritique terrigène ne parvenait pas jusqu'aux milieux à sédimentation carbonatée et qu'il devait être canalisé vers les milieux plus profonds situés au nord. Les faciès restent inchangés dans la partie inférieure des intervalles transgressifs, puis évoluent rapidement vers des faciès de transgression à bivalves dominants (huîtres *sensu lato*).

7.1.2. Les calcaires des intervalles transgressifs et des prismes de haut niveau

Au milieu, voire au sommet, de l'intervalle transgressif où ils sont bien développés, les calcaires, souvent riches en fraction terrigène fine (argiles)

appartiennent surtout au groupe des faciès de transgression [Arnaud *et al.*, 1993], reconnaissable par l'abondance des débris remaniés, des éléments ferruginisés (*blackened elements*), des foraminifères opportunistes (*Choffatella decipiens* jusqu'au sommet de l'Aptien inférieur, différentes espèces d'orbitolines du Barrémien supérieur à l'Albien inférieur) et de certaines algues, notamment les *Terquemella*. Bivalves et échinodermes, entiers ou fragmentés, forment l'essentiel des peuplements de métazoaires. Ces faciès traduisent la présence d'une plus grande quantité de nutriments, donc des milieux plus eutrophes que ceux représentés dans les prismes de bas niveau.

Dans les prismes de haut niveau, les faciès deviennent très calcaires au sommet, massifs et plus variés : les faciès de transgression disparaissent tandis que des faciès à miliolidés, ou à ostracodes, apparaissent dans certains cas, traduisant ainsi un début de confinement, une profondeur moindre et une chenalisation plus marquée des apports détritiques terrigènes.

Les faciès à rudistes sont totalement absents vers le sud, dans la partie plus interne de la plate-forme, même si quelques spécimens de rudistes ou de *Gervillia* s'observent parfois. Au nord, vers l'extérieur de la plate-forme, les bancs à rudistes deviennent fréquents au sommet du membre Taguarumo où ils encadrent les maxima de transgression. Dans cette partie du Venezuela, ils sont donc cantonnés dans des milieux marins infralittoraux déconfinés, peut-être relativement plus profonds que dans d'autres régions, et à des moments caractérisés par le recul maximal vers le sud des dépôts siliciclastiques grossiers.

7.2. Organisation des corps sédimentaires

Les coupes étudiées permettent d'avoir une bonne représentation de l'organisation des dépôts sur la plate-forme, tant à l'échelle de la séquence de dépôt qu'à celle de l'ensemble de séquences de dépôts. Les milieux marins plus profonds, situés au nord de la rampe, n'ont pas été atteints dans la région étudiée.

À l'échelle de la séquence de dépôt, l'organisation générale est très semblable pour toutes les séquences de dépôt du Crétacé inférieur (fig. 53 et 54). Quatre lithofaciès principaux s'y distinguent :

– Les grès sont généralement cantonnés à l'amont du dispositif où ils ont été déposés dans des milieux marins peu profonds, voire dans des milieux continentaux. Ils passent latéralement vers le nord à des silts ou des argilites. Sur la rampe, on les trouve surtout à la base des intervalles transgressifs (*middle TST*) et au sommet des prismes de haut niveau (*late HST*).

– Les marnes et les argilites, qui représentent la fraction la plus fine des apports détritiques terrigènes, s'observent dans des milieux de dépôts marins plus profonds. En raison de la très grande rétrogradation des faciès qui encadre les *mfs*, ce lithofaciès est souvent

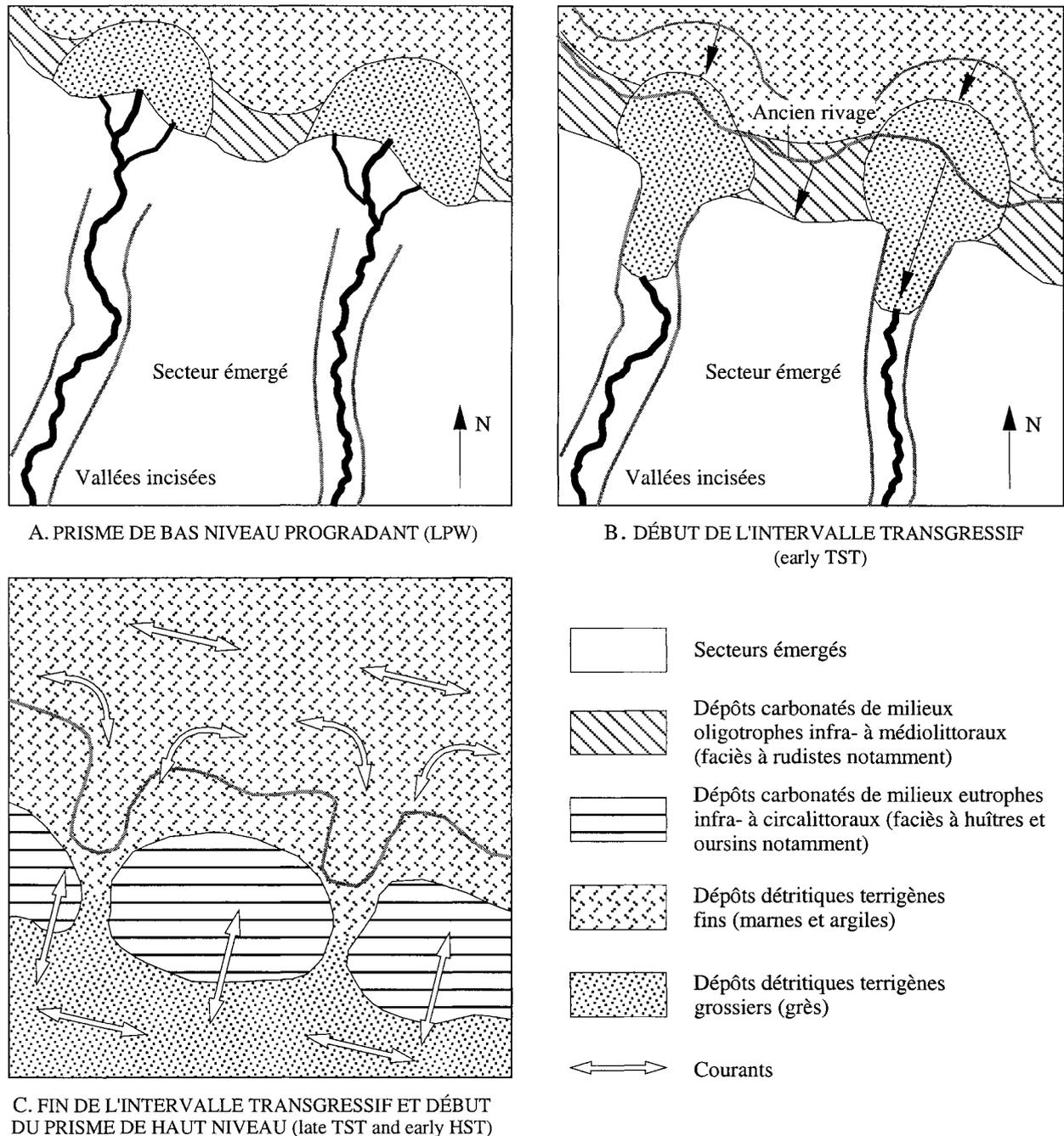


FIG. 54.– Schéma paléogéographique montrant la disposition des aires de sédimentation sur la bordure nord du bouclier guyanais. A, Période de très bas niveau de la mer : la partie amont de la rampe est émergée. Les cours d'eau creusent des vallées incisées de sorte que le matériel détritique terrigène transite directement jusque dans les milieux marins de la partie aval de la rampe. Ces sédiments constituent des lobes détritiques terrigènes entre lesquels la sédimentation carbonatée peut se développer dans des milieux oligotrophes peu profonds, à l'abri des arrivées terrigènes. B, Au cours de la transgression, la rétrogradation des limites de faciès s'accompagne d'une plus grande dispersion des apports détritiques terrigènes qui ont peu à peu tendance à envahir latéralement les zones peu profondes où se développait précédemment la sédimentation carbonatée ; les peuplements des milieux oligotrophes (par exemple les communautés à rudistes) cèdent progressivement la place aux communautés de milieux plus eutrophes (peuplements à huîtres). C, Au sommet des intervalles transgressifs et à la base des prismes de haut niveau, les courants marins étalent largement le matériel détritique terrigène (surtout les argiles) sur l'ensemble de la rampe alors que les sédiments plus grossiers sont stockés plus en amont. Lorsque les circonstances s'y prêtent, les carbonates de milieux eutrophes et turbides peuvent alors se déposer, soit sous forme d'une bande continue, soit sous celle de zones plus ou moins étendues et séparées les unes des autres.

FIG. 54.– Paleogeographic scheme showing the different sedimentary areas on the northern part of the Guyana shield. A, Lowstand period : marine environments are only located on the outer part of the ramp. Incised valleys are well developed : siliciclastic sediments were transported along the outer part of the ramp and deposited in lobate deltas. At that time, carbonate deposits occur only between the siliciclastic lobes where shallow marine and oligotrophic environments, without detritic terrigenous inputs, are well developed. B, Early transgressive period : backstepping implies that siliciclastic elements and nutrients coming from the continental areas are transported by currents all over the marine part of the ramp. In shallow marine environments, oligotrophic populations i.e. rudists disappears and were replaced by more eutrophic ones, i.e. oysters. C, late transgressive and early highstand periods : clays are deposited everywhere and coarse-grained clastic sands only in the inner part of the platform. In some periods, carbonate deposits are well developed in deep subtidal marine and eutrophic environments.

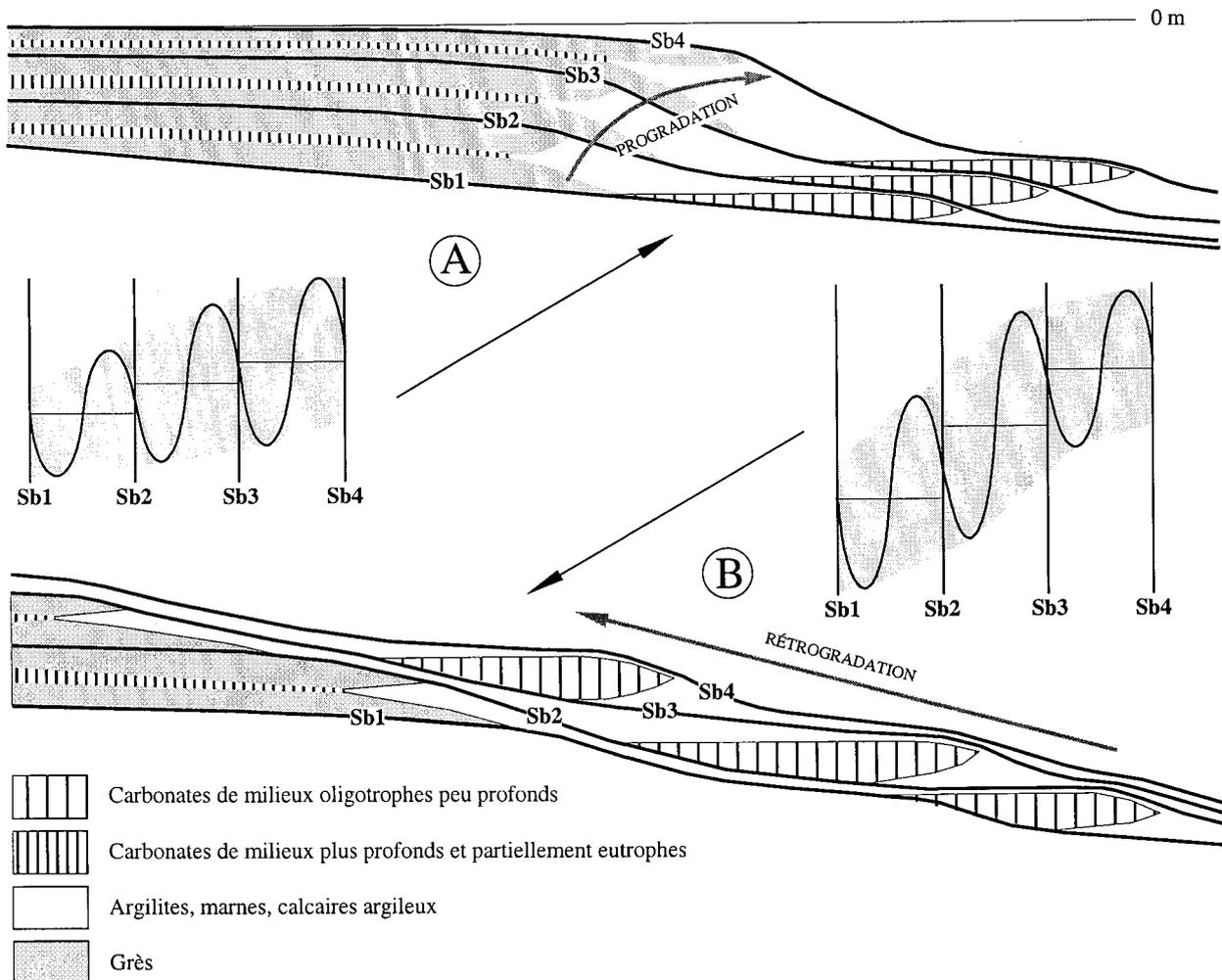


FIG. 55.— Schéma illustrant l'organisation géométrique des corps sédimentaires sur la rampe de l'Aptien-Albien. A, progradation généralisée pendant une période de remontée progressive, mais lente, du niveau relatif de la mer. L'épaisseur des séquences de dépôt a tendance à être plus petite à l'aval qu'à l'amont de la rampe. B, rétrogradation généralisée pendant une période d'élévation rapide du niveau relatif de la mer. Sur les courbes des variations du niveau relatif de la mer, les traits horizontaux représentent le niveau moyen de la mer pendant la période considérée. Dans les deux cas, les carbonates représentés à l'aval correspondent à des dépôts dans des milieux oligotrophes peu profonds appartenant à des prismes de bas niveau et à la base des intervalles transgressifs. Ceux situés à l'amont sont par contre déposés à de plus grandes profondeurs dans des milieux à tendance eutrophe.

FIG. 55.— Organization of depositional sequence sets on the Aptian-Albian ramp. A, Progradation during a low speed rise period of the relative sea-level. The thickness of each depositional sequence is generally more important seaward. B, Backstepping during a high speed rise period of the relative sea-level. On the relative sea-level curves, horizontal lines correspond to the medium sea-level during the cycle. In both cases, seaward located carbonates (lowstand prograding wedges and early TST) were deposited in shallow marine and oligotrophic environments. On the contrary, landward located carbonates (middle TST) were deposited in deep subtidal and more eutrophic marine environments.

dominant au niveau de celle-ci, mais son importance générale croît vers le nord.

— Les calcaires de milieux infra- à circalittoraux correspondent souvent à des faciès de transgression ou à des faciès riches en bivalves (notamment des huîtres) et échinides irréguliers. Ils sont bien développés vers l'amont de la rampe, surtout pendant les périodes où les apports détritiques terrigènes sont peu abondants.

— Les calcaires de milieux supra- à infralittoraux peu profonds sont cantonnés à l'aval de la rampe où ils peuvent constituer des niveaux épais appartenant à des prismes de bas niveau (LPW) et à la base des intervalles transgressifs (early TST). Ces corps carbonatés ne

paraissent pas continus le long du bord de la plateforme, mais semblent passer latéralement à des dépôts détritiques terrigènes (grès, silts, argilites). Cette disposition a été interprétée comme résultant de dépôts dans des zones protégées des influx terrigènes et situées entre les accumulations silicoclastiques localisées à l'embouchure des cours d'eau.

À l'échelle d'un ensemble de séquences de dépôt (fig. 55), la période apto-albienne est surtout caractérisée par une élévation plus ou moins rapide du niveau relatif de la mer. Dans ce contexte, deux cas principaux s'observent.

– Pendant les périodes de faibles vitesses de remontée du niveau relatif de la mer, l'énorme quantité de sédiments déposée permet le comblement de l'espace disponible sur la plate-forme et la progradation modérée des faciès en direction du bassin. Les niveaux calcaires sont généralement réduits, y compris pour les prismes de bas niveaux (*LPW*), mais dans l'ensemble, ils semblent moins développés à l'amont qu'à l'aval en raison de l'importance décroissante des apports de sables silicoclastiques grossiers dans cette direction. Cette situation est celle qui s'observe au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur ; elle permet l'individualisation du membre Taguarumo de la Formation Barranquín.

– Pendant les périodes de grandes vitesses de remontée du niveau relatif de la mer, la quantité de sédiments n'est pas suffisante pour combler l'espace créé ; il en résulte une rétrogradation plus ou moins rapide des faciès et un approfondissement corrélatif des milieux de dépôt vers l'aval. Les grès tendent à disparaître tandis que les calcaires des prismes de bas niveaux peuvent devenir très épais, surtout lorsque le jeu contemporain de paléofailles accentue la création d'espace disponible. Cette situation s'observe à l'Aptien supérieur et à l'Albien. Elle est responsable des accumulations terrigènes à ammonites de la Formation Valle Grande.

7.3. Influence de la paléotectonique

L'instabilité tectonique paraît assez importante dans cette région, notamment à l'Aptien et à l'Albien. Elle se manifeste soit par des paléofailles, soit par des vitesses de subsidence variables selon les secteurs.

Les paléofailles ont été observées en deux points. La plus ancienne, active à l'Aptien basal, affecte le sommet de la formation Barranquín de l'anticlinal du Río Punceres, au sud du Cerro Los Encantados ; elle est scellée par des marnes à *Chelonicerias* sp. que nous incluons dans la zone à *Dufrenoyia furcata* de l'Aptien inférieur (base de la Formation García, séquence de dépôt 4).

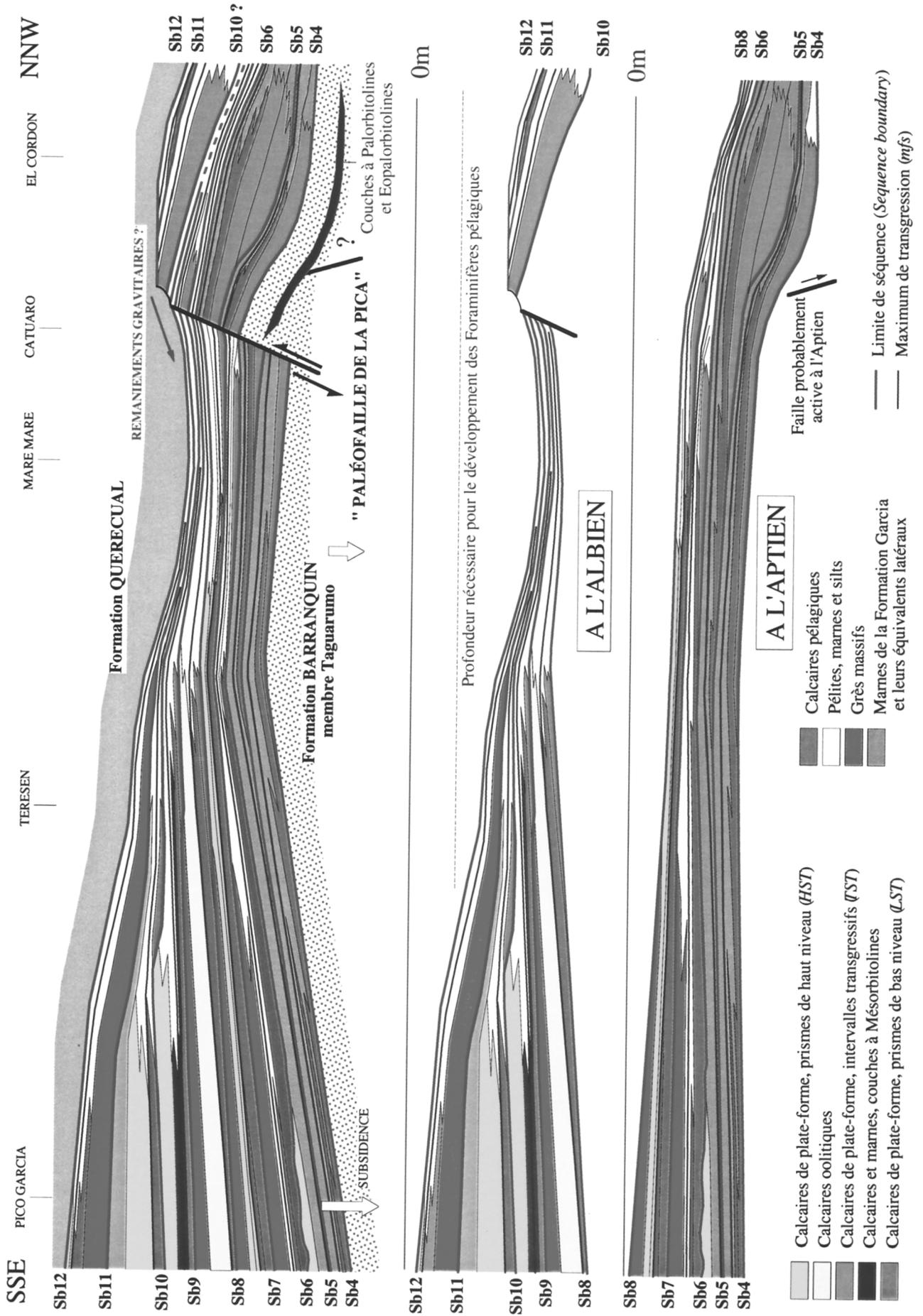
La plus récente a été détaillée au sud de Caripe, près d'El Peru. En ce point, les grès de la base de la séquence de dépôt 11 sont décalés par une paléofaille de direction N80°, dont le compartiment sud surélevé a subi une érosion en milieu continental comme le montre la présence d'un paléosol quelques dizaines de mètres plus à l'ouest. Cette paléotopographie est scellée par un encroûtement ferrugineux recouvert par le niveau glauconieux qui a livré non loin de là des ammonites de l'Albien moyen, et par les argilites du sommet de la séquence de dépôt 11 situées sous la base de la Formation Querecual.

Les vitesses de subsidence semblent plus rapides au sud qu'au nord si l'on tient compte des faciès et des épaisseurs. En effet, l'épaisseur des séries de milieux

temporairement peu profonds voire émergés des secteurs du Pico García-Cerro Los Encantados, de Caripe-Teresen ou de la Cantera El Yaque-El Cordon sont très différentes ; celle de la région Mare Mare-Catuaro est très faible par rapport aux précédentes, même si l'on tient compte des différences de compaction et de milieux de dépôts nettement plus profonds. Ces différences, comme la présence de paléofailles scellées à deux niveaux de la série, suggèrent un découpage de cette région par de vieux accidents qui ont pu rejouer à plusieurs reprises pendant le Crétacé inférieur, notamment au sommet de l'Aptien inférieur et à l'Albien moyen. Parmi ceux-ci, l'un des plus importants semble se localiser le long ou au voisinage de l'anticlinal de la Pica (" paléofaille de La Pica ") car, bien que son jeu crétacé n'ait pas pu être prouvé sur le terrain, son fonctionnement à cette époque est obligatoire compte tenu de la géométrie des corps carbonatés. Plus précisément, pour la séquence de dépôt 5, si l'on considère les 140 m de carbonates de plate-forme (prisme de bas niveau et intervalle transgressif) le long du Río Carinicuaio (coupe d'El Cordon) et si l'on tient compte des marnes à ammonites sus-jacentes (sommet de l'intervalle transgressif et prisme de haut niveau) déposées dans des milieux dont la profondeur était d'au moins une centaine de mètres, force nous est de reconnaître que la variation du niveau relatif de la mer à ce moment de l'Aptien supérieur était supérieure à 250 m. Cette valeur est bien trop grande pour s'expliquer seulement par une variation eustatique du niveau de la mer. Un *uplift* local important du compartiment nord de la " paléofaille de La Pica " est donc obligatoire, non seulement pour réduire l'amplitude des variations eustatiques du niveau de la mer, mais aussi pour expliquer tant la disparition des corps carbonatés de plate-forme entre les secteurs d'El Yaque-El Cordon et de Mare-Mare-Catuaro, que l'approfondissement contemporain des milieux de dépôt dans cette dernière région. Plus au sud, des variations importantes de subsidence pourraient être dues au jeu éocrétaqué d'une grande faille localisée à l'aplomb du chevauchement de Pirital.

Le rôle, probablement très important, de la mobilité paléotectonique dans cette région est aussi intéressant pour deux autres raisons, d'abord parce qu'il ne suffit pas pour masquer l'importance des fluctuations eustatiques du niveau de la mer, ensuite parce que nous retrouvons au Venezuela, à l'Aptien et à l'Albien, une situation semblable à celle qui est connue en beaucoup d'autres secteurs de la Téthys. Cette mobilité n'est donc pas locale, mais s'inscrit dans un contexte plus global, probablement lié à l'ouverture de certains segments de l'Atlantique.

De ce point de vue, la relation tectono-sédimentaire du Crétacé inférieur dans la Serranía del Interior ressemble, pour O. Macsotay et V. Vivas, à celle du dispositif urgonien basco-cantabrique décrit par Rat et Pascal [1979, fig. 2] : il s'agirait d'une marge passive avec subsidence post-thermique.



8.— CONCLUSIONS

Du point de vue stratigraphique, l'abondance des ammonites à plusieurs niveaux de la série permet des datations précises de celle-ci dans le cadre de la zonation standard du domaine méditerranéen (fig. 4 et 51). Elles confirment l'appartenance de la Formation García, dans sa localité type, à la partie supérieure de l'Aptien inférieur et à la base de l'Aptien supérieur. La limite Aptien-Albien se situe, par corrélation séquentielle, au milieu de la Formation El Cantil. Les grès attribués à la Formation Chimana ont été datés du sommet de l'Albien inférieur et de la base de l'Albien moyen. Le premier niveau daté par ammonites de la Formation Querecual appartient, dans cette région, à la zone à *M. inflatum* de l'Albien supérieur. En ce qui concerne les foraminifères benthiques (fig. 50), plusieurs niveaux à orbitolines ont été découverts et figurés : l'association *Eopalorbitolina charollaisi-Palorbitolina lenticularis* permet la mise en évidence du Barrémien supérieur dans les calcaires du membre Taguarumo de la Formation Barranquín. L'association *Palorbitolina lenticularis-Mesorbitolina parva* caractérise un peu plus haut les couches de l'Aptien inférieur sommital, proches de la limite entre les deux sous-étages de l'Aptien. L'association *Mesorbitolina pervia-M. texana-M. ovalis* se rencontre à différents niveaux de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur. *Paracoskinolina walnutensis* a été rencontrée dans l'Albien inférieur, bien qu'elle ne soit certainement pas cantonnée dans un intervalle si restreint.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, 11 séquences de dépôt ont été reconnues entre le Barrémien supérieur, probablement très élevé, et l'Albien moyen. La synthèse des résultats obtenus, incluant les datations, nous permettent de comparer la série de la Serrania del Interior avec celle du Venezuela occidental précédemment étudiée [secteur de Lara-Trujillo, Arnaud *et al.*, 1999], puis de proposer des corrélations séquentielles et lithostratigraphiques détaillées entre ces deux régions (fig. 49). L'établissement de courbes des variations du niveau relatif de la mer, très semblables pour les deux régions (fig. 29), montre que la mobilité tectonique locale, pourtant très importante à certaines périodes (Aptien inférieur et Albien moyen), reste un facteur mineur par rapport aux fluctuations plus

régionales du niveau de la mer. Sur la bordure nord du bouclier guyanais, le niveau moyen de la mer s'élève rapidement du Barrémien supérieur élevé jusqu'au sommet de l'Aptien inférieur où il semble atteindre son niveau le plus haut. Il s'abaisse légèrement et fluctue à l'Aptien supérieur et à l'Albien inférieur, avec notamment une faible remontée à la limite des deux étages. Il remonte ensuite très fortement à partir du sommet de l'Albien inférieur. L'amplitude des fluctuations entre le niveau le plus bas et le niveau le plus haut de la mer varie notablement d'un cycle à un autre. Ces amplitudes semblent assez faibles au Barrémien supérieur-Aptien basal et à l'Aptien supérieur-Albien inférieur ; elles sont au contraire très importantes à la limite entre l'Aptien inférieur et l'Aptien supérieur, puis à partir du sommet de l'Albien inférieur. À une autre échelle, de grandes similitudes résultent des comparaisons détaillées effectuées, sur la base des datations par ammonites, entre l'Aptien du Venezuela et celui du SE de la France (fig. 48). Dans chacun des cas, six limites de séquences de dépôt existent, localisées dans les mêmes niveaux stratigraphiques, du moins si l'on tient compte des limites de l'outil biostratigraphique. Parmi ces événements, le plus important est celui qui souligne dans les deux cas une rupture lithologique majeure. Dans le SE de la France, il s'agit de la limite calcaires-marnes [limite de séquence de dépôt SbA2 de Arnaud *et al.*, 1998] située près de Grenoble entre les Calcaires urgoniens et les marnes de la zone à *Deshayesites deshayesi* riches en *Chelonicerias*. Au Venezuela, il s'agit de la limite entre les grès de la Formation Baranquín et les marnes de la Formation García qui, à leur base, sous les bancs à ammonites de la zone à *D. furcata*, renferment un niveau également riche en *Chelonicerias*. On peut donc s'interroger sur la nature, éventuellement climatique, de cette rupture dans la nature des sédiments déposés.

Du point de vue de l'organisation des dépôts sur la plate-forme (fig. 56), plusieurs résultats doivent être soulignés. Tout d'abord, la disposition générale est celle d'une rampe faiblement inclinée vers le nord ou le nord-est. Sur la partie sud de cette rampe, en position interne ou proximale par rapport au bouclier guyanais, les dépôts, riches en niveaux gréseux, sont représentés uniquement par des intervalles transgressifs (*TST*) et des prismes de haut niveau (*HST*). Les grès sont généralement à la base des *TST* et au sommet des *HST*,

FIG. 56.— Coupe paléogéographique schématique N-S de la plate-forme apto-albienne entre le Pico García et Cariaco. Remarquer le maximum d'approfondissement au sommet de l'Aptien inférieur, la progradation des faciès à l'Aptien supérieur et l'importante rétrogradation à l'Albien inférieur et moyen. Les prismes de bas niveau sont particulièrement développés dans le secteur situé au sud de Cariaco et de Casanay. La géométrie des corps sédimentaires et les variations locales de la subsidence impliquent un jeu contemporain important de paléofailles dont la localisation est inconnue. L'une d'entre elles pourrait correspondre à la faille de la Pica.

FIG. 56.— Paleogeographic section of the Aptian-Albian platform from Pico García to Cariaco. Note the maximum deepening of the environments at the top of early Aptian (depositional sequence 4 mfs), the progradation during the late Aptian and the important backstepping during Lower and Middle Albian. Lowstand prograding wedges are well developed in the region south of Cariaco-Casanay. The geometry of sedimentary bodies and the variations of subsidence rates show that paleofaults exist at that time. These paleofaults are unknown, but one of them could correspond to the La Pica fault.

tandis que les calcaires encadrent les maxima de transgression (*mfs*) et apparaissent comme appartenant à des milieux relativement plus profonds, souvent circalittoraux, caractérisés par la fréquence ou la prépondérance des faciès de transgression. Les niveaux à huîtres sont fréquents alors que les faciès à rudistes manquent totalement, observation qui a déjà été soulignée pour le Venezuela occidental. Sur la partie nord de la rampe, en position plus distale par rapport au bouclier guyanais, les niveaux gréseux sont rares et peu épais et les calcaires sont bien développés. À partir de l'Aptien inférieur sommital, ils constituent des corps massifs, souvent très épais, appartenant à des prismes de bas niveaux progradants (*LPW*) et à la base des intervalles transgressifs (*early TST*). Ces calcaires sont représentés par des dépôts de milieux médio- et infralittoraux peu profonds, généralement faiblement confinés, pauvres en nutriments (milieux oligotrophes). Les faciès à grands rudistes dominant, mais les faciès à *bird's eyes*, à *Istrilocolines* ou à *algal mats* sont parfois bien développés. Plus haut dans les séquences de dépôt, le sommet des intervalles transgressifs (*late TST*) et les prismes de haut niveau (*HST*) sont habituellement représentés par des dépôts à ammonites, de milieux

marins beaucoup plus profonds. Sur un plan plus général, l'interaction entre les variations du niveau de la mer, la mobilité tectonique et la quantité de sédiments disponible se traduit par une rétrogradation importante à l'Aptien inférieur, une progradation modérée à l'Aptien supérieur et une rétrogradation rapide à l'Albien. Il en résulte une fluctuation dans la localisation des prismes de bas niveau carbonatés entre l'anticlinal d'El Cordon au nord et la région de Caripe au sud.

Sur le plan lithostratigraphique, cette organisation des corps sédimentaires sur la rampe, dans l'ensemble simple mais localement complexe, s'est traduite historiquement par la définition d'un nombre excessif de formations et de membres dont l'utilisation ne nous paraît pas nécessaire. C'est la raison pour laquelle seules les unités lithologiques les plus connues ont été utilisées dans ce travail.

Datations bien étayées par des faunes d'ammonites, corrélations non seulement avec le Venezuela occidental mais aussi avec des régions téthysiennes plus lointaines, organisation des corps sédimentaires et stratigraphie séquentielle détaillées font de cette plate-forme mixte silicoclastique et carbonatée un modèle qui mériterait

LITHOLOGIE

	Grès et grès fins <i>Sandstones</i>
	Grès très grossiers <i>Coarse grained sandstones</i>
	Calcaire gréseux et grès calcaires <i>Calcareous sandstones</i>
	Calcaires <i>Limestones</i>
	Dolomies <i>Dolomite</i>
	Marnes et argilites <i>Marls and clays</i>

STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

	Prisme de haut niveau <i>Highstand systems tract</i>
	Maximum de transgression <i>Maximum flooding surface</i>
	Intervalle transgressif <i>Transgressif systems tract</i>
	Limite de séquence de dépôt <i>Sequence boundary</i>
	Maximum de transgression <i>Maximum flooding surface</i>

LITAGES

	Litages plans <i>Planar bedding</i>
	Litages en épi <i>Herringbones</i>
	Litages obliques entrecroisés <i>Cross bedding</i>
	Litages sigmoïdes <i>Sigmoidal bedding</i>
	Litages festonnés
	HCS Hummocky cross stratification

FAUNE ET ÉLÉMENTS

	Foraminifères pélagiques <i>Planktonic foraminifers</i>
	Foraminifères benthiques <i>Benthic foraminifers</i>
	Orbitolines <i>Orbitolines</i>
	Ammonites <i>Ammonites</i>
	Spicules de spongiaires <i>Sponge spicules</i>
	Polypiers isolés <i>Isolated corals</i>
	Madréporaires <i>Corals</i>
	Écailles de poissons <i>Fish remnants</i>
	Echinides <i>Echinids</i>
	Crinoïdes <i>Crinoids</i>
	Brachiopodes <i>Brachiopods</i>
	Annélides <i>Annelids</i>
	Belemnites <i>Belemnites</i>

	Bryozoaires <i>Bryozoans</i>
	Huîtres <i>Oysters</i>
	Bivalves épibiontes <i>Epibiontic bivalves</i>
	Bivalves endobiontes <i>Endobiontic bivalves</i>
	Bivalves fragmentés <i>Bivalve clasts</i>
	Rudistes <i>Rudists</i>
	Grands <i>Caprinidae</i> <i>Large Caprinids</i>
	Gastéropodes <i>Gastropods</i>
	Ostracodes <i>Ostracodes</i>
	Traces de racines <i>Root molds</i>
	Plantes <i>Plants</i>
	Algues <i>Algae</i>
	Charophytes <i>Characeae</i>

	<i>Gervillia</i>
	<i>Arctostrea</i>
	<i>Arenicolites</i>
	<i>Thalassinoides</i>
	<i>Spongiomorpha</i>
	Bioturbations
	Oolites
	Oncoïdes
	Glauconite
	Phosphate
	Pyrite
	Hard ground
	Dolomie
	<i>Bird's eyes</i>

FIG. 57.— Légende des symboles et figurés utilisés
FIG. 57.— Legend of figures.

REMERCIEMENTS

Nous remercions la société Aguasuelos Ingenieria, et tout particulièrement son responsable Nelson Cortès, qui non seulement a assuré le soutien logistique remarquable de certaines des missions de terrain, mais

nous a également donné l'autorisation de publier ces résultats de nos travaux. Nous remercions également la société Pdvs, et notamment M. A. Lorente et F. Audemard qui ont bien voulu lire le manuscrit et autoriser sa publication. Nos pensées vont également vers tous ceux qui nous ont si chaleureusement accueillis et guidés lors de nos séjours au Venezuela.

Références

- AGUASUELOS INGENIERIA (1994).— Levantamiento Geológico de Superficie en la Serranía del Interior – Cuenca Oriental de Venezuela. Preparado para Lagoven, S.A., Informe Interne.
- ARNAUD H. (1979).— Caractères sédimentologiques et paléogéographiques du haut-fond du Vercors méridional (SE de la France) : le problème des corrélations séquentielles haut-fond–bassin. *In* : L'urgonien des pays méditerranéens, Grenoble, 1979 ; eds : A. Arnaud-Vanneau et H. Arnaud. *Geobios*, Mem. spec. n°3, 103-119.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980).— Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém. H.S. n°10, 874 p.
- ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1990).— Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and Northern sub-alpine Chains (Southeastern France and Swiss Jura). *In* : Carbonate Platform, *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 9, 203-233.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BLANC E. & BULOT L. (1993).— The Urgonian platform and its Margin. ODP Leg 143 post-cruise meeting field trip. *Géologie Alpine*, ser. sp. 3, 59-104.
- ARNAUD-VANNEAU A. & CARRIO E. (1994).— Reservoir aspects in relationship with Sequence Boundaries in Carbonate Platform. *In* A. Mascle ed., *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, Springer-Verlag, Berlin. *Sp. Publ. European Ass. Petrol. Geosc.*, 4, 321-323.
- ARNAUD H., BULOT L. & ARNAUD-VANNEAU A. (1994).— Stratigraphie séquentielle de l'Aptien et de l'Albien sur la transversale Pico García-Casanay (Venezuela orientale). Rapport Aguasuelos, 77 p., 41 fig.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BLANC-ALÉTRU M.-C., ARGOT M., DELANOY G., VERMEULEN J., VIRGONE A., VIRLOUVET B. & WERMEILLE S. (1998).— Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine*, 74, 3-85.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., MACSOTAY O. & STEPHAN J.-F. (1999).— Les carbonates du Crétacé dans les états de Lara, Trujillo et Barinas (Venezuela occidentale) : biostratigraphie et stratigraphie séquentielle. *Géologie Alpine*, 75, 3-79.
- BOGDANOVA T.N. & TOVBINA S.Z. (1995).— On development of the Aptian Ammonite zonal standard for the Mediterranean region. *Géologie Alpine*, Mém. H.S. n° 20, 51-60.
- BRÉHÉRET J.-G. (1988).— Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge Aptien-Albien de la partie pélagique du bassin vocontien (SE France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), IV, 2, 153-160.
- BRÉHÉRET J.-G. (1994).— The mid-Cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian zone of the French South-East Basin. *In* : Mascle A. (ed.) *Hydrocarbons and Petroleum Geology of France*, Springer-Verlag, Berlin. *Sp. Publ. European Ass. Petrol. Geosc.*, n° 4.
- BRÉHÉRET J.-G. (1997).— L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne (des bordures au bassin) : évolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. *Société Géologique du Nord*, 25, 614 p., 18 pl.
- BROMLEY R.G. (1990).— Trace Fossils : biology and taphonomy. University Press, Cambridge, *Special Topics in Palaeontology*, 3, 280 p.
- BULOT L.G. (1993).— The Aptian and Albian successions of Eastern Venezuela (Estados Sucre and Monagas). Biostratigraphy, Palaeoecology and Palaeogeographical implications. Rapport interne Aguasuelos Ingenieria, 28 p, 6 tab.
- BULOT L. G. (1994).— The Aptian and Albian successions of eastern Venezuela (estados Sucre and Monagas : biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeographical implications). Lower Cretaceous Cephalopod Team, 3rd Workshop, Piobbico (Italy), 5-8 Juillet, 1994, Abstract volume, p. 7-10.
- CASEY R. (1961).— The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Paleontology*, London, 3, 4, 487-621.
- CASEY E., BAYLISS H. M. & SIMPSON M. I. (1998).— Observations on the lithostratigraphy and ammonite succession of the Aptian (Lower Cretaceous) Lower Greensand of Chale Bay, Isle of Wight, UK. *Cretaceous Research*, 19, 511-535.
- CHARTROUSSE A. & MASSE J.-P. (1998).— *Offneria simplex* nov. sp. (rudiste, caprinidae) du Barrémien du Sud-Est de la France et de Cuba. Implications sur la biostratigraphie et l'évolution du genre *Offneria*. *Bull. Soc. géol. France*, 169, 6, 841-850.
- DELAMETTE M. (1988).— L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 5, 316 p.
- DELAMETTE M., CHAROLLAIS J., DECROUZÉ D & CARON M. (1997).— Les grès verts helvétiques (Aptien moyen-Albien supérieur) de Haute-Savoie, Valais et Vaud (Alpes occidentales franco-suisse). Analyse stratigraphique et inventaire paléontologique. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 23, 400 p.
- ÉRIKSON J. (1993).— Cretaceous-Eocene passive margin stratigraphy, eastern Venezuela - A geological field trip through the northern and western Serranía del Interior Oriental. Field Trip guide-book, AAPG/SVG Int. Congr., Caracas, 21 p., 17 fig.
- ÉTAYO SERNA F. (1979).— Zonation of the Cretaceous of Central Colombia by ammonites. *Pub. Geol. Sp. Ingeominas*, Bogota, 2, 186 p., 15 pl.
- FIET N. (1999).— Stratigraphie intégrée d'une série pélagique à horizons enrichis en matière organique. L'Aptien-Albien du bassin de Marches-Ombrie (Italie centrale). *École des Mines de Paris, Mémoires des Sciences de la Terre*, 36, 283 p.
- GARNER A.H. (1926).— Suggested nomenclature and correlation of geological formations in Venezuela. *Amer. Inst. Min. Metall. Eng., Trans.*, 677-684.
- GUILLAUME H.A., BOLLI H.M. & BECKMANN J.P. (1972).— Estratigrafía del Cretácico Inferior en la Serranía del Interior, Oriente de

- Venezuela. IV° Congreso Geológico Venezolano, Caracas 1972, 3, 1619-1658. *Soc. Geol. Venezuela* ed.
- HANDFORD C.R. & LOUCKS R.G. (1993).— Carbonate depositional sequences and systems tracts - Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* **57**, 3-41.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C. & VAIL P.R. (1998).— Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. *SEPM Sp. Publication* n° **60**.
- HEDBERG H.D. & PYRE A (1944).— Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **20**, 1, 1-28.
- HOEDEMAEKER P.J., COMPANY M. *et al.* (1993).— Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region ; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Revista Española de Paleontología*, Madrid, **8**, 1, 117-120.
- HOCHULI P.A., MENEGATTI A.P., WEISSERT H., RIVA A., ERBA E. & PREMOLI-SILVA I. (1999).— Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology*, **27**, 7, 657-660.
- KENNEDY W.J., GALE A.S, BOWN P.R., CARON M., DAVEY R.J., GRÖCKE D & WRAY D.S. (2000).— Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnyon (Drôme), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research*, **21**, 591-720.
- LARSON R., FISCHER A.G., ERBA E. & PREMOLI-SILVA I. (1993).— Summary of workshop results. Apticore-Albicore. In : Larson R., Fischer A.G., Erba E. & Premoli-Silva I. (éd), *Apticore-Albicore : a workshop on global events and rhythms of the mid-Cretaceous*, 4-9 October 1992, Perugia, Italie, 3-7.
- LATIL J.-L. (1991).— Evolution des Lyelliceratinae Spath, 1921 (Ammonitina, Ammonoidea) de l'Albien inférieur et moyen : perspectives ontogéniques et phylogénétiques. Thèse E.P.H.E. Univ. de Bourgogne, Dijon, 128 p, 7 pl.
- LATIL J.-L. (1993a).— The Dispar Zone in South-East France and comments about the biozonation of the Albian in the Tethyan Realm : Biostratigraphy and Paleontology (Ammonites). *Géologie Alpine*, Mem. H.S. n° **20**, 67-111.
- LATIL J.-L. (1993b).— Les Lyelliceratinae Spath, 1921 (Ammonitina, Ammonoidea) de l'Albien inférieur et moyen dans le bassin de Paris et sur les bordures du bassin vocontien : Stratigraphie, Paléobiogéographie et Taxonomie. *Géologie Alpine*, Mem. H.S. n° **20**, 327-374.
- LIDDLE R.A. (1928).— The geology of Venezuela and Trinidad. J.P. MacGowan ed., Fort Worth, Texas, 552 p.
- MACSOTAY O. (1993).— Primer informe preliminar Macropaleontológico, realizado sobre muestras colectadas por geólogos de Aguasuelos Ing., en la Serranía del Interior Oriental. Rapport interne, 69 p., 3 fig.
- MACSOTAY O., ALVAREZ E., RIVAS D. & VIVAS V. (1985).— Geotermia tectónica en la región de El Pilar-Casanay, Venezuela nororiental. *Mem. VI Cong. Geol. Venezolano*, Caracas, **2**, 881-917.
- MACSOTAY O., VIVAS V., PIMENTEL DE B. N. & BELLIZZIA G. (1986).— Estratigrafía y tectónica del Cretáceo-Paleógeno de las islas al norte de Puerto La Cruz-Santa Fe y regiones adyacentes. *VI Congres. Geol. Venez.*, Mémo. **10**, 7125-7174.
- MACSOTAY O. & ALVAREZ E. (1987).— Formación Chuparipal : Nueva unidad carbonática del Cretáceo Inferior en el Nororiente de Venezuela. *Bol. Soc. Venezolana Geol.*, **29**, 14-15, 18-29.
- MASSE J.-P. & ROSSI T. (1987).— Le Provincialisme Sud-caraïbe à l'Aptien inférieur. Sa signification dans le cadre de l'évolution géodynamique du Domaine Caraïbe et de l'Atlantique central. *Cretaceous Research*, **8**, 349-363.
- MASSE J.-P., BELLION Y., BENKHELIL J., BOULIN J., CORNÉE J.J., DERCOURT J., GUIRAUD R., MASCLE G., POISSON A., RICOU L.E. & SANDULESCU M. (1993).— Lower Aptian palaeoenvironments (114-112 Ma). In Atlas Téthys, Dercourt J., Ricou L.E. & Vrielynck B. eds, Paris.
- METZ H.L. (1965).— Definition of the Cutacal Formation. *Assoc. Venez. Geol., Min. Petrol., Bol. Inform.*, **8**, 4, 107-109.
- OWEN H.G. (1988).— The ammonite zonal sequence and ammonite taxonomy in the Douvilleceras mammillatum Superzone (Lower Albian) in Europe. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. Geol.*, **44/3**, 178-231.
- PETZALL C., STAINFORTH R.M., GONZÁLEZ DE JUANA C., MARTÍN BELLIZZIA C *et coll.* (1978).— Lexique stratigraphique international, volume V, Amérique latine, fascicule 3A, Venezuela. Ed. C.N.R.S., Paris, 711 p.
- PINDELL J. L. & BARRETT S. F. (1990).— Geologic evolution of the Caribbean region : a plate perspective. In Dengo G. and Case J. E., eds., *The Caribbean Region : Boulder, Geological Society of America, The Geology of North America*, v.H, 405-432.
- PINDELL J. L., HIGGS R. & DEWEY J. F. (1998).— Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. *SEPM Spec. Pub.*, **58**, 45-85.
- RAT P. & PASCAL A. (1979).— From the Urgonian stage to the Urgonian biosedimentary systems. In : L'urgonien des pays méditerranéens, Grenoble, 1979 ; eds : A. Arnaud-Vanneau et H. Arnaud. *Geobios*, Mem. spec. n°3, 385-399.
- RENZ O. (1968).— Über die Untergattungen *Venezoliceras* und *Laraiceras* n. subgen. der Gattung *Oxytropidoceras* STIELER (Ammonoidea) aus den Venezolanischen Anden. *Eclogae Geol. Helv.*, **61**, 2, 615-656.
- RENZ O. (1970).— Über die Gattungen *Parenonoceras* SPATH, *Knemiceras* BÖHM und *Neophlycticeras* SPATH (Ammonoidea) aus den Anden Venezuelas. *Eclogae Geol. Helv.*, **63**, 3, 1021-1058.
- RENZ O. (1971).— Die Gattungen *Hysterocheras* SPATH und *Mortoniceras* MEEK (Ammonoidea) aus den Anden Venezuelas. *Eclogae Geol. Helv.*, **64**, 3, 569-609.
- RENZ O. (1972).— Die Gattungen *Puzosia* BAYLE, *Bhimaites* und *Desmoceras* ZITTEL (Ammonoidea) im Oberen Albian Venezuelas. *Eclogae Geol. Helv.*, **65**, 3, 701-724.
- RENZ O. (1981).— Venezuela in : « Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology », Reymont R.A. & Bengston P. Eds, 197-220, Academic Press, London.
- RENZ O. (1982).— The Cretaceous ammonites of Venezuela. 132 p, 40 pl., Birkhäuser Verlag ed (Basel).
- ROBERT A. (1995).— Les émerisions et les paléokarstifications post-urgoniennes dans le synclinal d'Aurans. Mém. Maîtrise, Univ. Grenoble I, 68 p. (inédit).
- ROD E. & MAYNC W. (1954).— Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **38**, 2, 193-283.
- ROSALES H. (1959).— Discusión sobre la Formación El Cantil del noreste de Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, **5**, 10, 99-105.
- ROSALES H. (1960).— Estratigrafía del Cretáceo-Paleoceno-Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. *Cong. Geol. Venez. III*, Caracas, *Mem.* **II**, 471-495.
- ROSSI T. (1985).— Contribution à l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbe : la Serranía del Interior oriental sur le transect Cariaco-Maturin. Thèse, Univ. de Bretagne, 338 p., 2 pl., Brest.
- ROURE F., CARNEVALI J. O., GOU Y., SUBIETA T. (1994).— Geometry and kinematics of the North Monagas thrust belt (Venezuela). *Mar. Petrol. Geol.*, **11**, 3, 347-362.
- STEPHAN J.-F. (1985).— Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela) ; évolution géodynamique. In Mascle A. éd., *Symposium Géodynamique des Caraïbes* : Editions Technip, Paris, 505-529.

- STEPHAN J.-F., BECK C., BLANCHET R. & BELLIZZIA A. (1980).— La chaîne caraïbe, du Pacifique à l'Atlantique. 26^e Congrès Géologique International, BRGM, Paris, colloque C5, 38-59.
- STEPHAN J.-F., MERCIER DE LEPINAY B., CALAIS E., TARDY M., BECK C., CARFANTAN J.-C., OLIVET J.-L., VILA J.-M., BOUYSSÉ PH., MAUFFRET A., BOURGOIS J., THERY J.-M., TOURNON J., BLANCHET R. & DERCOURT J. (1990).— Paleogeodynamic maps of the Caribbean : 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8** (6), 915-919.
- VIVAS V. (1987).— Bioestratigrafía del Cretáceo de la región Bergantín-Santa Inés, estado Anzoátegui, Venezuela nororiental. *Bol. Geol.*, **29**, 3-128.
- VIVAS V. & MACSOTAY O. (1995).— Dominios tectono-estratigráficos del Cretácico-Neógeno en Venezuela Nororiental. *Bol. Geol. MEM*, Caracas, Publ. Esp., **11**, 124-152.
- VIVAS V. & MACSOTAY O. (1998).— Dominios tectono-sedimentarios de la Serranía del Interior Oriental, Venezuela nororiental. *Trans. 3rd Geol. Conf. of G.S.T.T. and the 14th Caribb. Geol. Conf.*, Port of Spain, July 1995, **2**, 500-569.
- VON DER OSTEN E. (1954).— Geología de la región de la Bahía de Santa Fe, Estado Sucre. *Bol. Geol.*, Caracas, **3**, 8, 123-211.
- WEBER J. C., DIXON T. H., DEMETS C., AMBEH W. B., JANSMA P., MATTIOLI G., SALEH J., SELLA G. & BILHAM R. (2001).— A GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, **29**, 1, 75-78

Planche 1

- Fig. 1 – *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD, section axiale, Barrémien supérieur, Ech. PM58E, Cantera El Yaque. **x 50**
- Fig. 2 – *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD, appareil embryonnaire, Barrémien supérieur, Ech. PM58E, Cantera El Yaque. **x 100**
- Fig. 3 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), appareil embryonnaire, forme primitive de petite taille, Barrémien supérieur, Ech. PM50A, Cantera El Yaque. **x 100**
- Fig. 4 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), appareil embryonnaire, forme évoluée de grande taille, sommet de l'Aptien inférieur, Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 100**
- Fig. 5 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), appareil embryonnaire, forme évoluée de grande taille, sommet de l'Aptien inférieur, Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 100**
- Fig. 6 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), section axiale, forme évoluée à gros appareil embryonnaire, sommet de l'Aptien inférieur, Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 50**
- Fig. 7 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), section axiale, forme évoluée à gros appareil embryonnaire, sommet de l'Aptien inférieur, Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 50**
- Fig. 8 – *Mesorbitolina parva* (DOUGLASS) (forme à appareil embryonnaire double), section axiale, limite Aptien inférieur-Aptien supérieur (en association avec *Palorbitolina lenticularis* dans le même échantillon), Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 50**
- Fig. 9 – *Mesorbitolina parva* (DOUGLASS) (forme à appareil embryonnaire double), appareil embryonnaire, limite Aptien inférieur-Aptien supérieur (en association avec *Palorbitolina lenticularis* dans le même échantillon), Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 50**

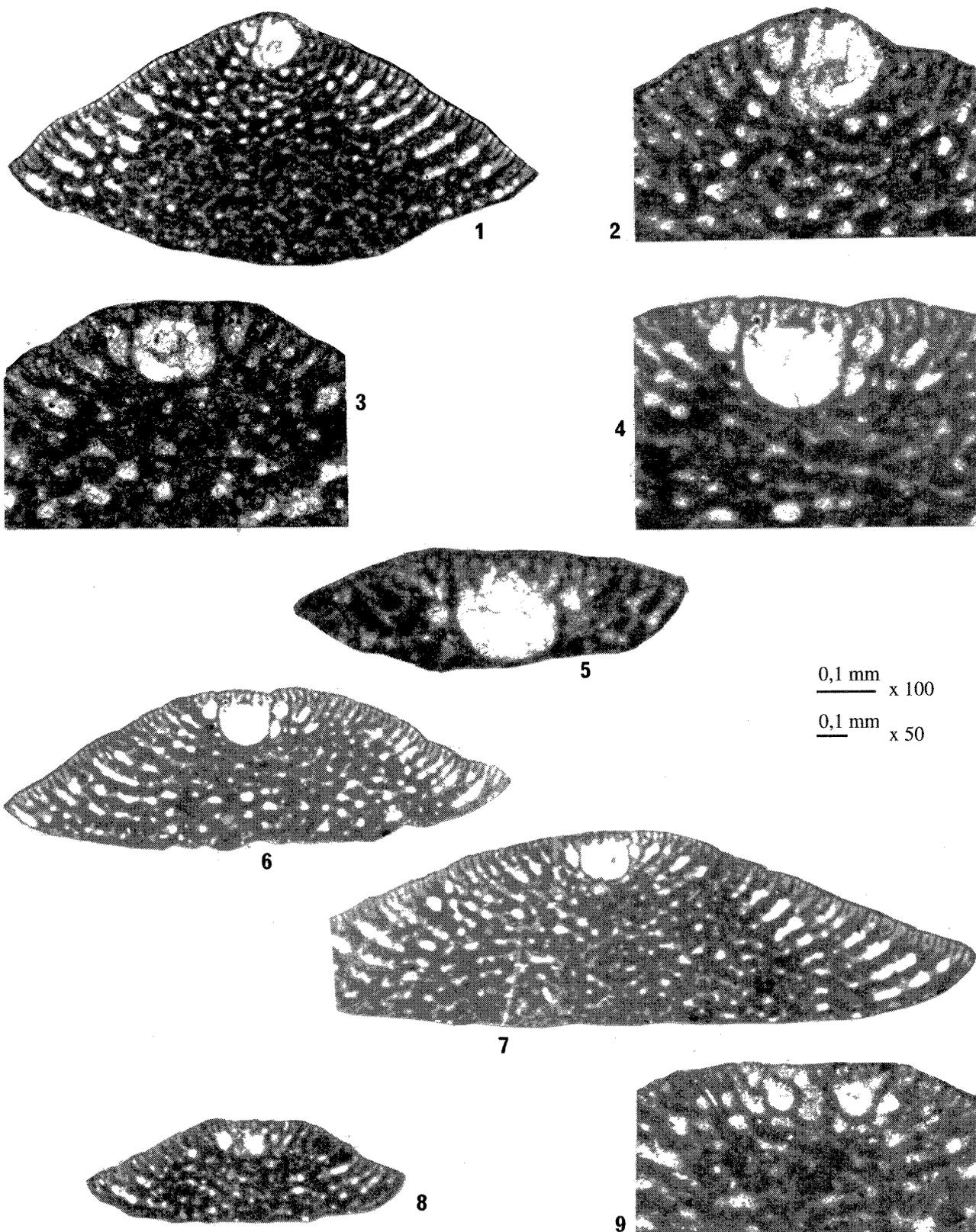
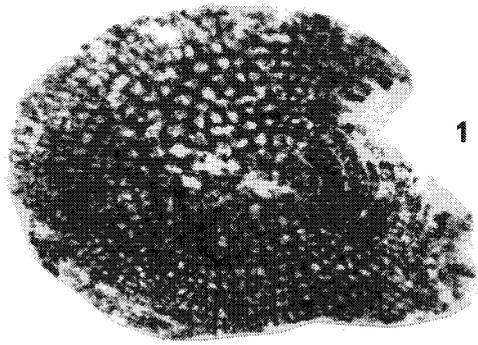
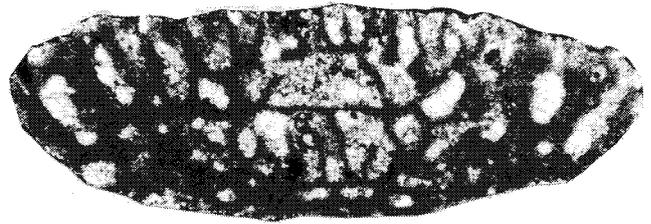


Planche 2

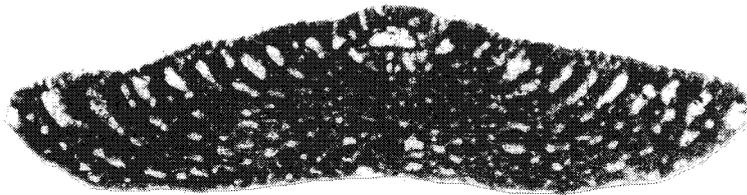
- Fig. 1. *Mesorbitolina ovalis* GÖRÖG & ARNAUD-VANNEAU, section transverse, Aptien supérieur-Albien inférieur, Ech. 4521, La Maravilla. **x 50**
- Fig. 2. *Mesorbitolina ovalis* GÖRÖG & ARNAUD-VANNEAU, section axiale, Aptien supérieur-Albien inférieur, Ech. 4521, La Maravilla. **x 50**
- Fig. 3. *Mesorbitolina ovalis* GÖRÖG & ARNAUD-VANNEAU, appareil embryonnaire, Aptien supérieur-Albien inférieur, Ech. 4521, La Maravilla.
x 100
- Fig. 4. *Mesorbitolina pervia* (DOUGLASS), section axiale de l'appareil embryonnaire, Aptien supérieur-Albien inférieur, Ech. ED26, Quebrada el Danto. **x 100**
- Fig. 5. *Mesorbitolina pervia* (DOUGLASS), section subaxiale, Aptien supérieur-Albien inférieur, Ech. ED25B, Quebrada el Danto. **x 50**
- Fig. 6. *Paracoskinolina walnutensis* (CARSEY), section subaxiale, Albien inférieur, Ech. PG9, Pico García. **x 50**
- Fig. 7. *Paracoskinolina walnutensis* (CARSEY), section transverse légèrement oblique, Albien inférieur, Ech. PG9, Pico García. **x 50**
- Fig. 8. *Coskinolinoïdes texana* KEIJZER, section subaxiale, Aptien terminal ou Albien basal, Ech. ED26, Quebrada el Danto. **x 50**
- Fig. 9. *Sabaudia minuta* (HOFKER), section axiale oblique, Aptien supérieur ou Albien inférieur, Ech. ED27, Quebrada el Danto. **x 50**
- Fig. 10. *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, section axiale, Hauterivien-Aptien inférieur (ici Aptien car en association avec *Palorbitolina lenticularis*, pl. 1, fig. 4 à 7), Ech. VG362, Río Coicual, Quebrada las Lonjas. **x 50**
- Fig. 11. *Salpingoporella (Hensonella) dinarica* RADOIČIĆ, section transverse, Barrémien terminal-Aptien, Ech. MC273, Piedra del Rayo. **x 50**
- Fig. 12. Faciès à *Salpingoporella (Hensonella) dinarica* RADOIČIĆ, Barrémien terminal-Aptien, Ech. MC273, Piedra del Rayo.



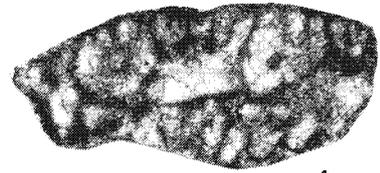
1



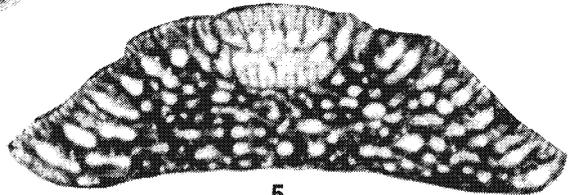
3



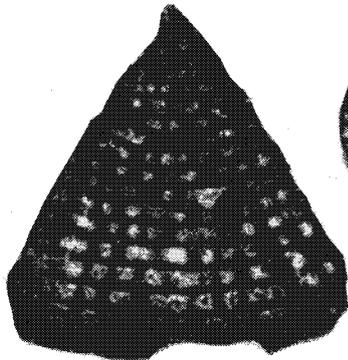
2



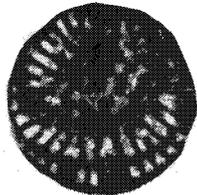
4



5



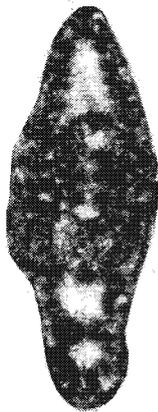
6



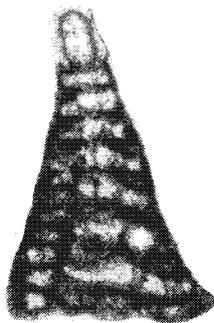
7



8



10

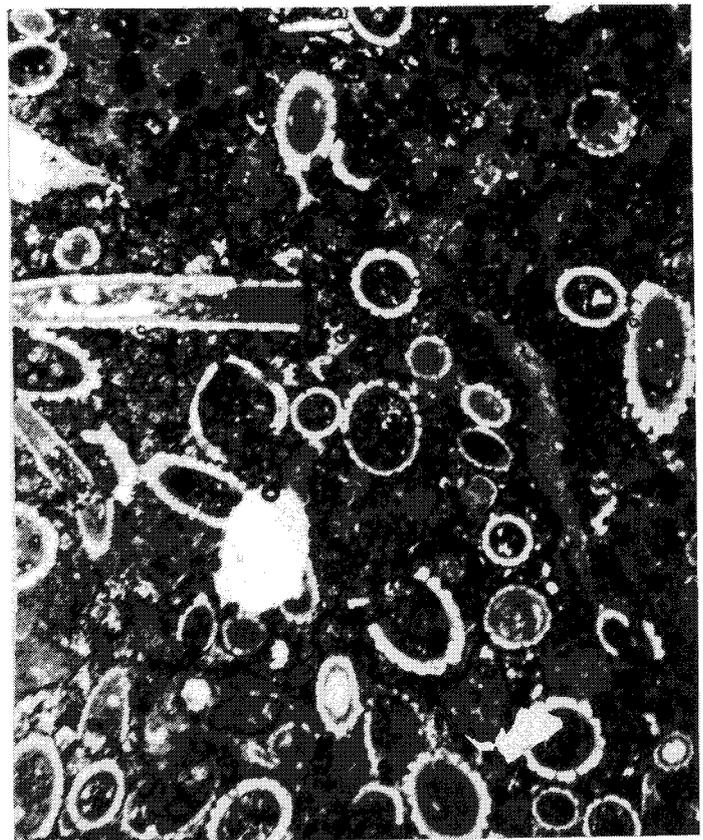


9

0,1 mm x 100
0,1 mm x 50



11



12