



HAL
open science

Le paléocène du Chiapas (SE du Mexique) : biostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle

Julio Cesar Gonzalez Lara

► **To cite this version:**

Julio Cesar Gonzalez Lara. Le paléocène du Chiapas (SE du Mexique) : biostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Stratigraphie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT: . tel-00723706

HAL Id: tel-00723706

<https://theses.hal.science/tel-00723706>

Submitted on 13 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÉ
JOSEPH FOURIER
SCIENCES. TECHNOLOGIE. MÉDECINE

ISSN 0993-796X

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H.S. N° 36

LE PALÉOCÈNE DU CHIAPAS (SE DU MEXIQUE) :

BIOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Julio Cesar González-Lara



2001



**UNIVERSITÉ
JOSEPH FOURIER**
SCIENCES, TECHNOLOGIE, MÉDECINE

ISSN 0993-796X

GÉOLOGIE ALPINE

**ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)**

MÉMOIRE H.S. N° 36

**LE PALÉOCÈNE DU CHIAPAS (SE DU MEXIQUE) :
BIOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE**

Julio Cesar González-Lara



2001



Né le 30 juin 1963 à Vallehermoso, Tamaulipas (Mexique), Julio Cesar GONZÁLEZ LARA a obtenu en 1987 le diplôme d'Ingénieur Géologue en Hydrocarbures de l'Institut Technologique de la Ville de Madero (Tamaulipas, Mexique). Il travaille depuis 1988 au bureau Géoscience-Exploration de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP) où, devenu spécialiste des foraminifères planctonique et benthiques, il a collaboré aux recherches biostratigraphiques et paléobathymétriques sur les bassins tertiaires du Mexique. En 1994, il a obtenu son Master de Science, spécialité de Géologie Pétrolière, à l'Institut Polytechnique National du Mexique. Il est devenu Docteur de l'Université Joseph Fourier de Grenoble (France) en Novembre 2000 après avoir poursuivi ses recherches et complété sa formation depuis 1996 au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines. Il est actuellement Chercheur-Scientifique de rang « A » à l'IMP (Exploration-Production) où il développe les études biostratigraphiques sur le Tertiaire des bassins d'intérêt pétrolier du Mexique. Il est aussi Professeur de Micropaléontologie Économique à l'Institut Polytechnique National du Mexique.

LE PALÉOCÈNE DU CHIAPAS (SE DU MEXIQUE) : BIOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Julio Cesar GONZÁLEZ-LARA *

RÉSUMÉ.— L'étude du bassin du Chiapas nous a amené à mettre au point une zonation basée sur les foraminifères planctoniques, zonation qui peut être exactement corrélée avec celle des bassins européens. Cette zonation a conduit à un découpage en 8 zones du Paléocène : 4 au Danien, 2 au Sélandien et 2 au Thanétien. Elle nous a permis de corréliser les événements majeurs enregistrés dans les Chiapas avec ceux des bassins européens.

Nous avons ainsi retrouvé deux régressions très importantes à la limite Danien/Sélandien (limite des zones à *Acarinina uncinata* et à *Morozovella angulata*) et au sommet du Thanétien (limite des zones à *Luterbacheria pseudomenardii* et à *Morozovella velascoensis*) et deux épisodes transgressifs majeurs dans le Sélandien (zone à *Igorina albeari*) et dans le Thanétien (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*).

Le bassin paléocène du Chiapas est pourtant un bassin étroitement contrôlé par la tectonique liée aux grandes failles est-ouest de décrochement senestre qui ont joué un rôle dans la délimitation du rebord de la plate-forme au Danien et dans les périodes d'intenses remaniement gravitaires, tant à la limite Danien/Sélandien que dans le Thanétien au sommet de la zone à *Luterbacheria pseudomenardii*.

MOTS-CLÉS.— Tertiaire, Paléocène, Sierra de Chiapas, Carbonates de plate-forme, Séries terrigènes, Foraminifères pélagiques, Foraminifères benthiques, Sedimentologie, Stratigraphie séquentielle.

THE PALEOCENE OF THE CHIAPAS (SE OF MEXICO): BIOSTRATIGRAPHY, SEDIMENTOLOGY AND SEQUENCE STRATIGRAPHY

ABSTRACT.— A zonation based on planctonic foraminifers has been established in the Paleocene basin of Chiapas. Eight zones were recognized : 4 in Danian, 2 in Selandian and 2 in Thanetian. This zonation allows a good correlation with the european zonation and with the major events described in the chart of the European basins published by Hardenbold *et al.* [1998].

We recognized two major regressions: the first one, at the Danian/Selandian boundary (boundary of *Acarinina uncinata*/*Morozovella angulata* zones) and the second in the Thanetian, at the boundary of *Luterbacheria*

* Instituto Mexicano del Petroleo, Geociencias, Exploración-Producción, Eje Central Lázaro Cárdenas 152, 07730 México, D.F., Mexique.

Thèse préparée à l'Université Joseph Fourier de Grenoble (Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines), soutenue le 7 Novembre 2000 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble, devant la commission d'examen :

I. ARENILLAS-SIERRA, Rapporteur
A. ARNAUD-VANNEAU, Directeur de thèse
E. CAUS, Examineur
G. MASCLE, Président du Jury
F. MICHAUD, Rapporteur
A. SANCHEZ-RIOS, Examineur
M. TARDY, Examineur

pseudomenardii /*Morozovella velascoensis* zones. There are also two important transgressions: the first one in the Selandian (*Igorina albeari* zone) and the second, in the Thanetian (*Luterbacheria pseudomenardii* zone).

The Paleocene basin of Chiapas is tectonically controlled by major EW strike-slip faults. The Tenejapa fault has probably a strong influence on the creation of Danian platform margin. Intense reworkings at the Danian/Selandian boundary and at the top of *Luterbacheria pseudomenardii* zone should be linked to fault activities.

KEY WORDS.— Tertiary, Paleocene, Sierra de Chiapas, Carbonate platforms, Siliciclastic series, Planktic foraminifera, Benthic foraminifera, Sedimentology, Sequence stratigraphy.

EL PALEOCENO DE CHIAPAS (SE DE MÉXICO) : BIOESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

RESUMEN.— El estudio a detalle de los sedimentos de la Cuenca de Chiapas aunado al análisis Bioestratigráfico y Faciológico nos ha permitido caracterizar y poseionar las diferentes secuencias deposicionales, conduciéndonos a la elaboración de un modelo de plataforma-cuenca para el Daniano, y permitiéndonos a la vez poner en evidencia su evolución a través del Paleoceno.

Muy particularmente el estudio bioestratigráfico nos permitió definir una zonación basada sobre los foraminíferos planctónicos, zonación que puede ser exactamente correlacionable con su homóloga de las Cuencas Europeas. Esta zonación nos ha servido para delimitar en 8 bio horizontes el Paleoceno de Chiapas : 4 para el Daniano, 2 para el Selandiano y 2 para el Thanetiano. Asimismo, esta subdivisión biozonal nos a permitido correlacionar los eventos mayores que se registraron en Chiapas durante el Paleoceno con los de las Cuencas de Europa.

En Chiapas se observaron dos regresiones muy importantes : una en el límite Daniano/Selandiano (límite marcado entre las zonas de *Acarinina uncinata* y *Morozovella angulata*) y la otra en la cima del Thanetiano (límite entre las zonas de *Luterbacheria pseudomenardii* y *Morozovella velascoensis*), y dos episodios transgresivos mayores : uno en el Selandiano (dentro de la zona de *Igorina albeari*) y el otro en el Thanetiano (en la zona de *Luterbacheria pseudomenardii*).

La Cuenca de Chiapas durante el Paleoceno estuvo por lo tanto estrechamente controlada por la tectónica unida a las grandes fallas de corrimiento de dirección este-oeste, quienes han jugado un papel muy importante en la delimitación del borde de la plataforma durante el Daniano, y en los periodos de intenso retrabajo gravitacional en el límite Daniano/Selandiano y en el Thanetiano (en la cima de la zona de *Luterbacheria pseudomenardii*).

PALABRAS CLAVE.— Terciario, Paleoceno, Sierra de Chiapas. Series carbonatadas, Series terrígenas, Foraminíferos planctónicos, Foraminíferos bentónicos, Sedimentología, Estratigrafía de Secuencias.

Chapitre 1

INTRODUCTION

Les dernières recherches consacrées au Paléocène ont permis d'améliorer la résolution stratigraphique de cet étage, mais aussi ont amené une meilleure connaissance des évolutions paléogéographiques et paléoclimatologiques qui se sont produites à cette époque.

Les limites du Paléocène correspondent à des périodes catastrophiques. À la base se trouve la célèbre limite Crétacé/Tertiaire qui est à l'origine d'une littérature extrêmement abondante et variée. Dans le secteur du Chiapas où nous avons travaillé, nous sommes situés à seulement 600 km environ du cratère d'impact de Chuxlub laissé par la chute de la météorite et cela explique la présence constante de brèches à la base du Paléocène sur l'ensemble du terrain. Ces brèches sont généralement attribuées à des tsunamites et ont fait l'objet d'un certain nombre de publications sur des secteurs du Chiapas et ceux des régions proches de la frontière mexicaine au Guatemala [Fourcade *et al.* 1998, Keller *et al.* 1997]. Je rappellerai que cette limite est également une limite de renouvellement général de la microfaune. Cette dernière, déjà bien affaiblie par de nombreux événements globaux tels que les changements climatiques (refroidissement et abaissement du niveau marin) et tectoniques (mise en place des Trapps du Deccan) va être presque entièrement renouvelée.

À la limite Paléocène/Eocène, des modifications de tout ordre interviennent en différents domaines et influent sur le développement de la faune et de la flore. On constate très précisément, à la limite Paléocène/Eocène la disparition des foraminifères benthiques des zones bathyale et abyssale, épisode identifié sous le sigle BEE (*Benthic Extinction Event*) (fig. 1). Ainsi, quand les foraminifères benthiques se réinstalleront par la suite, on notera que 50% des espèces précédemment connues ont totalement disparu [Tjalsma et Lohman 1983 ; Thomas, 1990a, b]. Par contre, l'évolution des foraminifères planctoniques s'accélère [Kelly *et al.*, 1996] et de nouvelles familles de nannoplancton calcaire font leur apparition [Aubry, 1998a].

Ces modifications sont associées à des changements importants (excursions) dans la composition des isotopes stables du carbone et de l'oxygène des océans [Kennett et Stott, 1991] et une chute spectaculaire de l'isotope du carbone ^{13}C [Bolle *et al.*, 1999]. Cette excursion du $\delta^{13}\text{C}$ est un bon indicateur de la limite Paléocène/Eocène.

Ces bouleversements biologiques et isotopiques semblent bien correspondre à des brusques

modifications climatiques liées à des changements de la circulation atmosphérique et océanique. Les températures en haute latitude augmentent brutalement et dépassent les 20° C, tandis qu'elles atteignent 17° C pour les eaux en mer profonde. Il s'agit du Maximum Thermique décrit par de nombreux auteurs et connu sous le sigle LPTM (*Late Paleocene Thermal Maximum*). Cette observation a été faite par de nombreux auteurs comme Hooker [1991, 1996], Gibson *et al.* [1993], Aubry *et al.* [1996], Berggren et Aubry [1996], Stott *et al.* [1996], Charisi et Schmitz [1996], Thomas et Shackleton [1996] et Berggren *et al.* [1997]. Ce réchauffement aurait duré seulement quelques dizaines de milliers d'années [Stott *et al.*, 1990 ; Kennett et Stott, 1991], et doit être aussi responsable d'une modification remarquable de la circulation atmosphérique [Rea *et al.*, 1990]. Cet événement est probablement à l'origine de l'augmentation considérable de l'humidité et de la pluviosité sur le Continent Antarctique et dans les hautes latitudes [Robert et Mailot, 1990 ; Robert et Kennett, 1995 ; Adatte *et al.*, 1998 ; Bolle *et al.* 1999]. Sur les continents, ce changement climatique entraîne la disparition de plusieurs groupes de mammifères archaïques, et l'apparition de nouveaux groupes tels que les *Perissodactyla*, les *Ariodactyla* et les Primates. On assiste à une réorganisation complète des vertébrés mammifères sur tous les continents [Hooker, 1991, 1996] et à la disparition d'à peu près 50% des espèces d'angiospermes dans le NE de l'Amérique [Fredrickson, 1994] et peut-être au NW de l'Europe [Hooker, 1996]. Enfin ces changements ont aussi été reliés au volcanisme explosif associé à l'ouverture de l'Atlantique NE [Eldholm et Thomas, 1993 ; Knox, 1998], aux événements tectoniques majeurs [Beck *et al.*, 1995], aux modifications atmosphériques [Real *et al.*, 1990], à la libération des hydrates de méthane dans les zones de talus [Dickens *et al.*, 1995] et aux modifications paléocéanographiques [Miller *et al.*, 1987 ; Thomas et Shackleton, 1996].

En ce qui concerne le découpage stratigraphique du Paléocène basé sur les foraminifères planctoniques, celui-ci a été repris à plusieurs reprises depuis celui de Pomerol et Premoli Silva établi en 1986. Depuis, de nombreux auteurs [Berggren, 1992, 1995 ; Krasheninnikov et Akmetiev, 1996 ; Arenillas et Molina, 1996 ; Arz et Arenillas, 1998 ; Arenillas *et al.*, 1998, 1999 ; Molina *et al.* 1996, 1998, 1999 ; Arz *et al.*, 1999] ont régulièrement amélioré le découpage biostratigraphique et la définition des zones.

TIME (Ma)	CHRONS	POLARITE	EPOQUE	AGE	ZONES DE FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES			
					Berggren et Miller (1988)	Berggren et al. (1995)		
51	C23n 1 — n 2n	■	ÉOCÈNE INFÉRIEUR	YPRÉSIEN	P7 (1.5 ma)	M. aragonensis/ M. formosa CRZ		
52	C23r	■						
53	C24n 1 — n 3n — 2n/r	■			P6 (2.4 ma)	c	b	M. formosa/ M. lensiformis- M. aragonensis ISZ
54	C24r	■						a
55		■	BFEE		a	P5 (1.1 ma)	M. velascoensis PRZ	
56	C25n	■	PALÉOCÈNE SUPÉRIEUR	THANÉTIEN	P5	c	Ac. soldadoensis/L. pseudomenardii CESZ	
57	C25r	■					b	Ac. subsphaerica/L. pseudomenardii CRSZ
58	C26n	■			P4 (3.3 ma)	a	L. pseudomenardii/ Ac. subsphaerica CRSZ	
59	C26r	■						
60		■	P3 (1.8 ma)	b	Ig. albeari-L. pseudomenardii ISZ			
61	C27n	■				a	M. angulata-Ig. albeari ISZ	
62	C27r	■	PALÉOCÈNE INFÉRIEUR	DANIEN	P2 (0.2 ma)	Pr. uncinata-M. angulata IZ		
63	C28n	■			P1 (3.7 ma)	c	Gl. compressa- Pr. inconstans ISZ	
64	C28r	■					b	S. triloculinoides- Gl. compressa ISZ
65	C29n	■	a	P. eugubina- S. triloculinoides ISZ				
66	C29r	■	CRÉTACÉ	MAASTRICHTIEN	Pα et P0 (.07 et .03 ma)	P. eugubina et G. cretacea		
67	C30n	■						
68	C30r C31n C31r	■						

Fig. 1.— Cadre biochronostratigraphique du Paléocène d'après Berggren *et al.* [1995].

Des études détaillées ont été réalisées en Belgique, en France, en Israël, en Italie, au Kazakhstan, en Espagne, en Allemagne, et en Tunisie, avec pour objectif de proposer un stratotype de limite d'étage du Paléocène-Eocène. Les régions qui ont fourni les

meilleures données sont en Espagne (Alamedilla et Caravaca dans la Cordillère Bétique ; Zumaya, Campo et Tremp dans les Pyrénées), dans le Golfe de Gascogne (DSDP Site 401), en Italie (Bottaccione et Possagno), en Israël (Ben Gurion) et au Kazakhstan (Kaurtakapy).

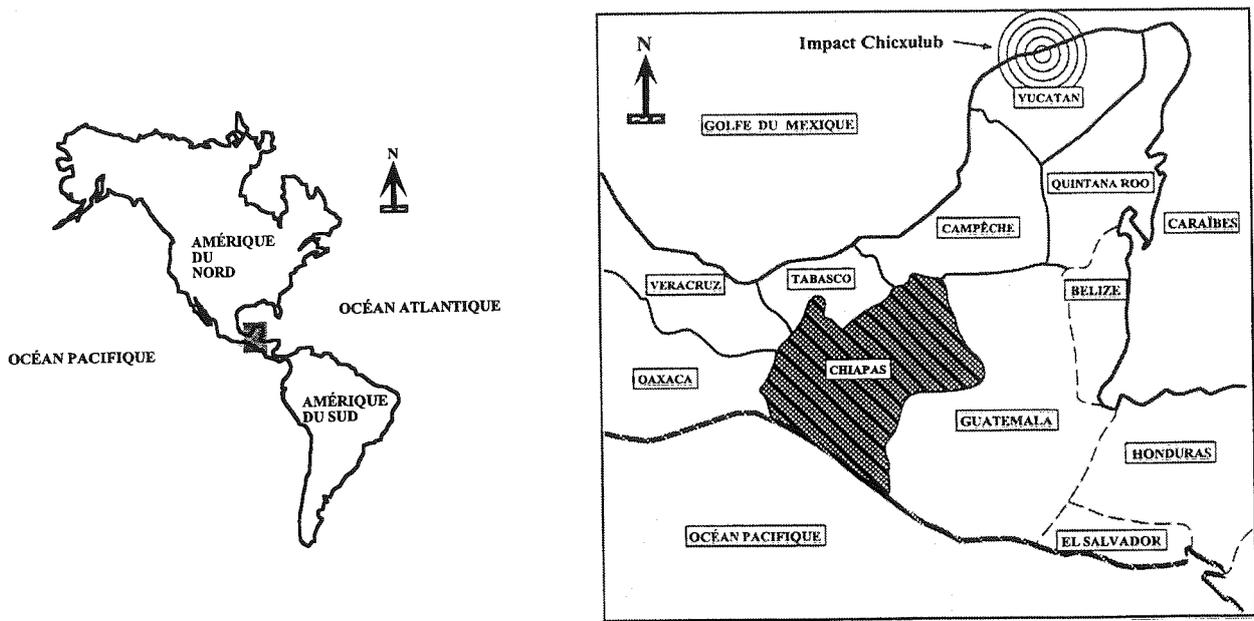


FIG. 2.- Position géographique du Chiapas et limites des Etats du Sud-Est du Mexique.

Les zonations réalisées concernent les basses latitudes et ont été corrélées avec celle des hautes latitudes par l'intermédiaire des dinoflagellés quand les sédiments s'y prêtent. Ainsi, on sait que l'extinction des foraminifères benthiques à la limite Paléocène/Éocène est également ressentie dans la faune d'agglutinés qui se trouve dans des affleurements de la région de la Mer du Nord [Laursen et Anderson, 1997 ; Charnock et Jones, 1990].

Les sédiments du Paléocène-Eocène sont bien connus au Sud-Est du Mexique (fig. 2) où une succession d'événement transgressifs et orogéniques ont créé un certain nombre de pièges stratigraphiques, sièges d'une importante production pétrolière. C'est à partir de 1978 et surtout depuis 1996, que les sédiments tertiaires du SE du Mexique ont fait l'objet d'une série d'études stratigraphiques et sédimentaires, avec pour objectif principal d'évaluer le potentiel pétrolier des bassins du SE de Mexique et d'en préciser les réserves

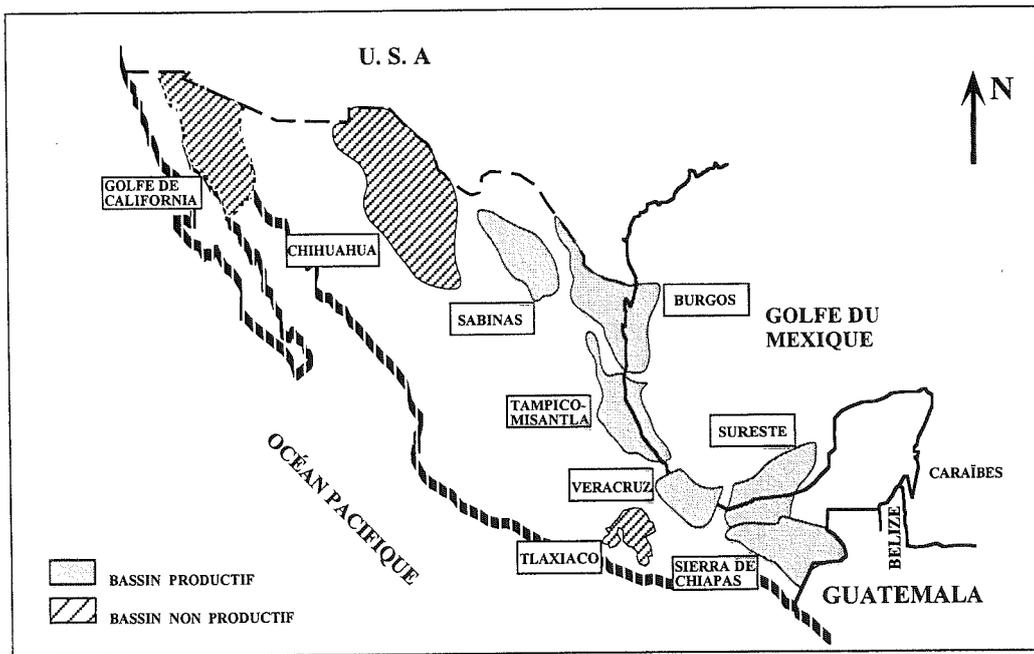


FIG. 3.- Principaux bassins sédimentaires d'intérêt pétrolier au Mexique [d'après Gonzalez et Holguin, 1992].

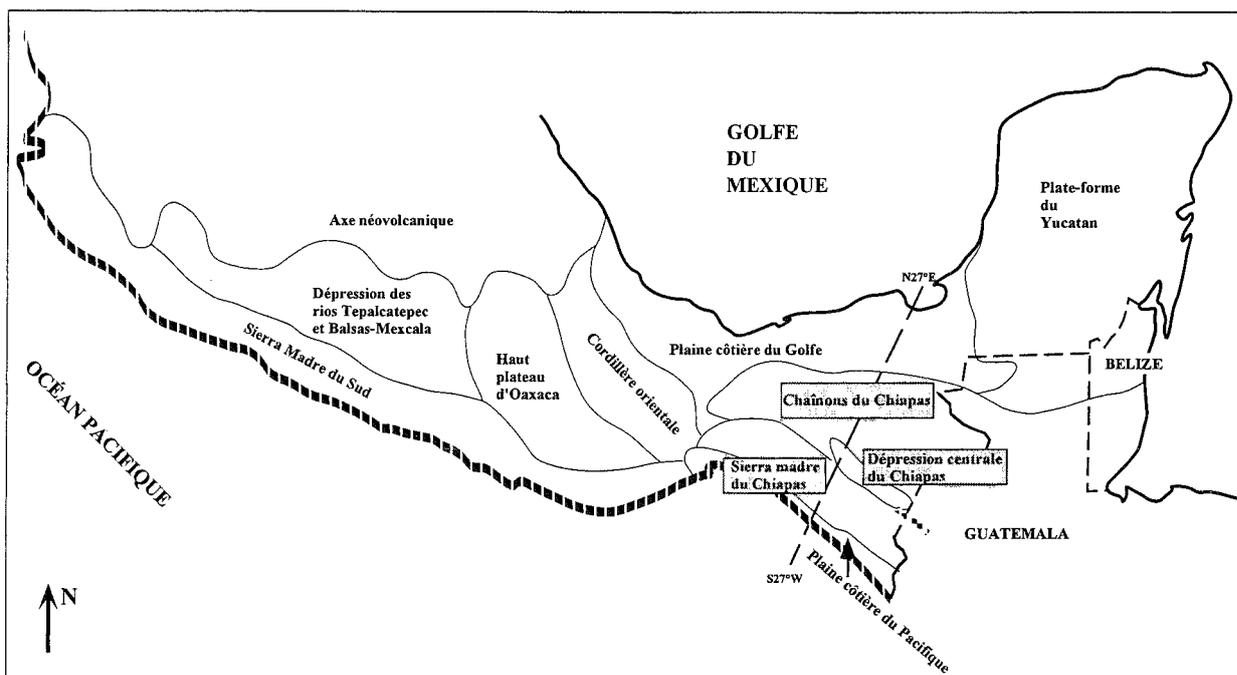


FIG.4.- Les régions situées à l'Est de l'Isthme de Tehuantepec [d'après Carfantan, 1986].

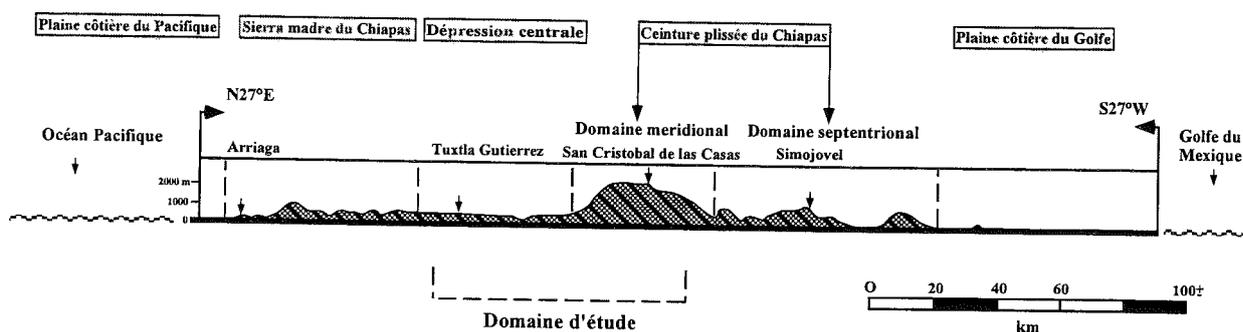


FIG. 5.- Profil topographique du Chiapas [d'après Rochat, 1992].

pétrolières. Pour cela la PEMEX (Petroleos Mexicanos) et le centre de recherche de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP) Exploration-Production ont engagé des travaux dans de nouvelles provinces présentant des caractéristiques géologiques et des indices favorables pour la production d'hydrocarbures. C'est le cas de la Sierra de Chiapas (fig. 3), une province pétrolière où fut découvert en 1986 le Champ Nazareth [Gonzalez et Holguin, 1992].

Au cours de ces dernières années, les séries tertiaires ont été analysées sur le plan stratigraphique, structural et sédimentaire. Les études biostratigraphiques présentent une importance fondamentale puisqu'elles fournissent les bases de corrélation de ces séries. Par ailleurs, l'analyse faciologique et l'interprétation en stratigraphie

séquentielle qui lui est associée permet de connaître l'évolution sédimentaire du bassin et les qualités réservoirs des sédiments.

Ce travail porte sur l'analyse biostratigraphique et paléocologique des foraminifères planctoniques et benthiques des séries de bassin et de plate-forme carbonatée du Paléocène du Chiapas. Grâce à celui-ci, on va essayer de résoudre un certain nombre de problèmes stratigraphiques et biostratigraphiques qui existent encore dans les sédiments du Tertiaire du SE du Mexique et de proposer une échelle biostratigraphique adaptée à cette région. Cette étude nous permettra également de proposer un modèle régional des variations du niveau relatif de la mer et une évolution du bassin du Chiapas au cours du Paléocène.

1.- SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La Sierra du Chiapas, située au Sud-Est du Mexique (fig. 2), admet pour limites géographiques à l'ouest, l'isthme de Tehuantepec, frontière naturelle avec les états de Oaxaca et de Veracruz, au sud, la plaine côtière du Pacifique (état du Chiapas), au nord, les plaines côtières du Golfe du Mexique s'étendant dans l'état de Tabasco et la péninsule du Yucatan (états de Campêche et de Quintana Roo).

Dans la Sierra du Chiapas, du sud-ouest au nord-est, les traits physiographiques (fig. 4) permettent de distinguer les trois régions suivantes.

– *La Sierra Madre du Chiapas*, parallèle à l'océan Pacifique, s'étend sur une longueur de 350 km et une largeur de 80 km. Les altitudes croissent vers l'est pour atteindre plus de 3000 m près du Guatemala. La Sierra Madre du Chiapas est fortement dissymétrique : son flanc Pacifique, très escarpé, est couvert d'une végétation d'abord arbustive puis forestière tropicale, de plus en plus exubérante au fur et à mesure que l'on s'approche de l'Amérique centrale ; par contre, le flanc nord-est est moins escarpé et sa végétation est moins dense.

– *La Dépression Centrale du Chiapas*, longue de 170 km, large de 30 à 50 km et orientée nord-est-sud-ouest, s'étend de Tuxtla Gutierrez au Guatemala. Les altitudes sont comprises entre 500 m et 800 m. C'est une région presque plate et en partie noyée par la retenue de l'Angostura.

– *Les Chaînes du Chiapas* forment une ceinture plissée longue de 650 km et large de 150-200 km. Ils sont subdivisés en un domaine méridional couvert d'une végétation forestière de pins et de chênes où les altitudes sont souvent supérieures à 2000 m (par exemple San Cristobal de las Casas, à 20 km au nord de la dépression centrale, est à 2200 m) (fig. 5), et un domaine septentrional couvert d'une végétation tropicale luxuriante où les altitudes décroissent vers le nord. Leur façade maritime est tournée vers le Golfe du Mexique.

2.- CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE

2.1. Le contexte géologique

L'histoire géologique régionale a commencé avec l'Orogénie Appalachienne qui a entraîné le plissement des séries du Paléozoïque Supérieur (Mississippien, Pennsylvanien et Permien). C'est au cours de cette orogénie que la rupture de la Pangée a débuté amenant l'individualisation de la plaque continentale sur laquelle se trouve le massif granitique du Chiapas (fig. 6, 1).

La dérive de la plaque sur laquelle se trouve le Chiapas s'est amorcée dès le Mésozoïque inférieur et cela explique que les roches les plus anciennes du

massif granitique sont d'âge triasique (fig. 6, 2). À cette époque, la partie sud-occidentale était une aire surélevée, tandis que la région qui se trouve actuellement au front de la Sierra du Chiapas était recouverte par une mer intérieure dans laquelle se déposaient des évaporites. À partir du Crétacé inférieur-moyen (fig. 6, 3), ce secteur est progressivement ennoyé, et il s'y déposait une puissante série carbonatée dans la partie moyenne du Crétacé [Mandujano *et al.*, 1992] (fig. 6, 4).

Avec le Crétacé supérieur le mouvement de subduction pacifique s'amorce et la mer se retire progressivement vers l'est (fig. 6, 5). L'Orogénie Laramienne entraîne un plissement de la croûte, avec l'apparition des failles caractéristiques des plissement frontaux de la Sierra du Chiapas (fig. 6, 6).

À partir de ce moment et jusqu'au Miocène inférieur (fig. 6, 7), le mouvement intermittent de dérive de la Plaque des Cocos fait alterner des périodes de compression où la croûte est progressivement plissée et des périodes de calme où se développent des failles normales.

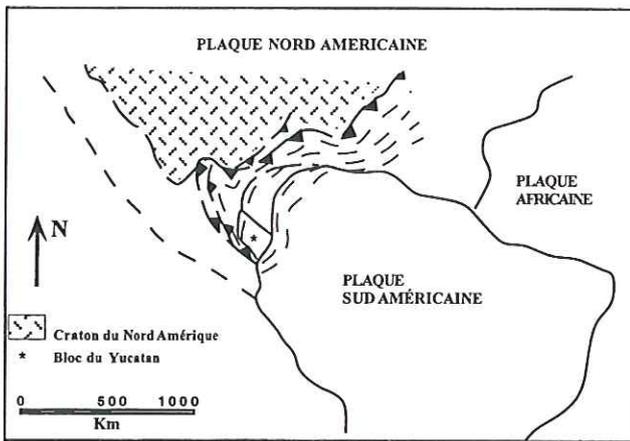
C'est alors qu'alternent périodes de subduction et de subsidence de la croûte et successions de régressions et transgressions marines. Cette tectonique se termine avec l'Orogénie Cascadienne au Miocène moyen. Cette dernière phase est responsable d'un plissement intense de la croûte, de l'accentuation des plis déjà existants et de la dernière étape de plissement de la région.

Immédiatement après cette dernière phase de plissement, un fort soulèvement s'observe, cette surrection s'accompagnant d'une reprise de l'érosion dont les produits se sont déposés dans les mers qui se trouvaient à l'emplacement de la plaine côtière du Golfe du Mexique. Ces sédiments détritiques forment les séquences sableuses du Miocène supérieur (fig. 6, 8).

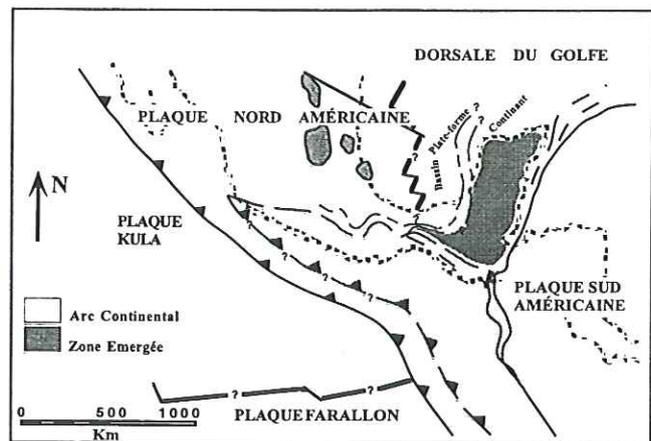
2.2. L'évolution Tectonique

La tectonique a joué un rôle essentiel dans le contrôle de la sédimentation, la mise en place des bassins et la déformation des différentes unités lithologiques présentes dans la Sierra du Chiapas. Cette tectonique est liée aux grands mouvements de dispersion initiaux, de cisaillement et de fragmentation de la Pangée et à l'évolution du Golfe du Mexique.

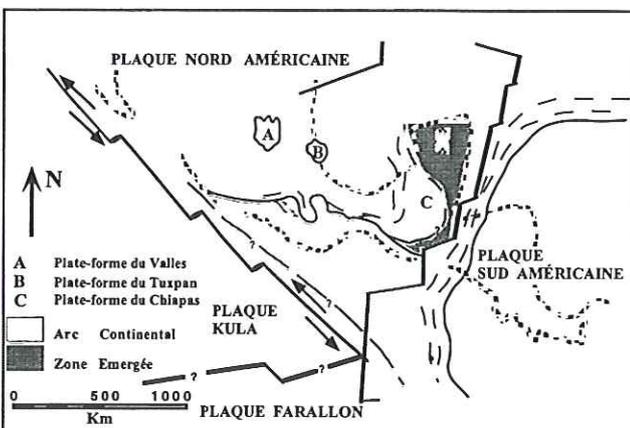
L'histoire tectonique du Golfe du Mexique et ses relations avec le développement de la Mer Caraïbe, est un problème très largement débattu à l'heure actuelle. Le Golfe du Mexique naît d'une cassure de la Pangée lors de la divergence des plaques Nord-Américaine et Afro-Sudaméricaine. C'est à partir du Trias supérieur que s'individualise le Golfe du Mexique tandis qu'à l'ouest de l'Amérique du Nord s'installe une zone de subduction. L'ouverture du Golfe du Mexique et de l'Atlantique central se produit probablement le long d'une zone de faiblesse disposée dans la zone de suture



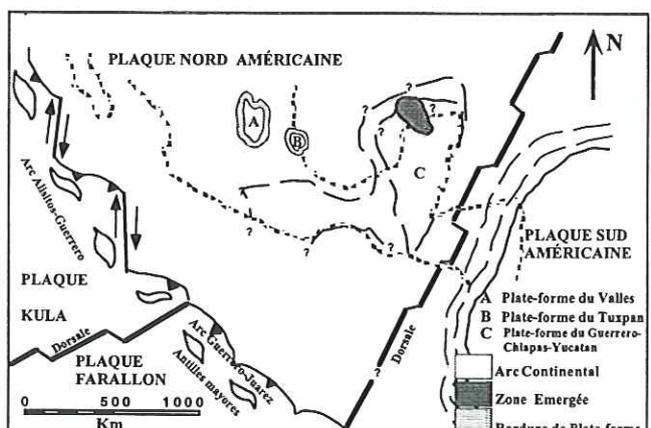
1. - Rupture de la Pangea au Paléozoïque supérieur-Trias [d'après Quezada, 1987].



2. - Au Jurassique supérieur les roches les plus anciennes du massif granitique sont d'âge triasique [d'après Quezada, 1987].



3. - Secteur noyé au Crétacé inférieur [d'après Quezada, 1987].



4. Secteur complètement noyé et subduit au Crétacé "moyen" [d'après Quezada, 1987].

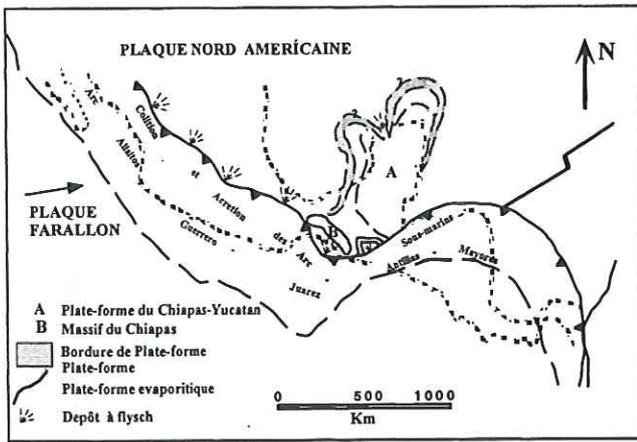
FIG. 6, 1 à 4.- Évolution de la région étudiée dans le contexte géodynamique régional.

entre les cratons africain, européen et nord-américain soudés entre eux au moment de la formation de la Pangée. Ce processus de séparation provoque au sud la dérive vers le sud du Bloc du Yucatán (Sud-Est du Mexique) (fig. 6, 1), séparé de l'Amérique du Nord par rifting.

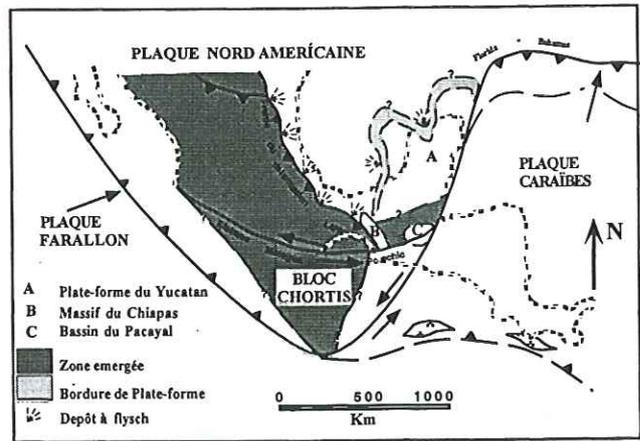
Au cours du Jurassique moyen se créent des horsts et des grabens qui, lorsqu'ils sont émergés et érodés, contribuent à l'alimentation des dépôts des faciès continentaux qui affleurent au bord du Batholite du Chiapas. Au Jurassique supérieur, l'expansion du fond océanique du Golfe du Mexique s'achève, tandis que se poursuit la séparation entre l'Amérique du Sud et le Bloc du Yucatán, générant la croûte océanique Proto-Caraïbe actuelle qui disparaîtra par la suite au-dessous de la plaque Caraïbe [Ross et Scotese, 1990]. Au début du Crétacé, la croûte océanique Proto-Caraïbe continue à s'accroître, alors que la subduction de la Plaque Farallon se poursuit elle aussi tout le long de la côte ouest d'Amérique du Nord et d'Amérique du Sud,

générant l'arc insulaire des Proto Antilles (fig. 6, 4). À la fin de cette époque, la zone de subduction des Proto Antilles change de vergence et passe du NE au SW tandis que la plaque Farallon continue à subduire sous les marges de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud [Ross et Scotese, 1990].

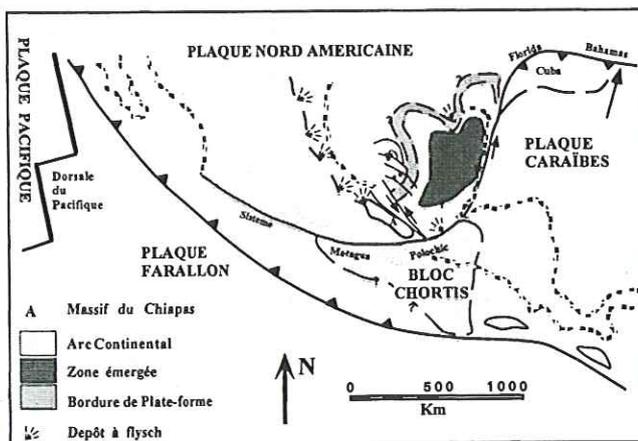
Le Crétacé « moyen » semble correspondre à une période de calme tectonique accompagnée d'une invasion marine généralisée, calme précédant la tectonique de transcurrence qui va se développer au Crétacé supérieur. À cette époque, la Marge Pacifique du Mexique est en pleine activité alors que le processus d'enfoncement de la croûte océanique du Golfe du Mexique est lui aussi très actif. L'expansion du fond océanique Proto-Caraïbe arrive à son terme. La Plaque Farallon continue à se déplacer vers le nord-est le long d'une transformante senestre, entraînant sur son passage l'arc insulaire des Grandes Antilles [Ross et Scotese, 1995]. A la fin du Crétacé supérieur un mouvement de surrection amène les sédiments du



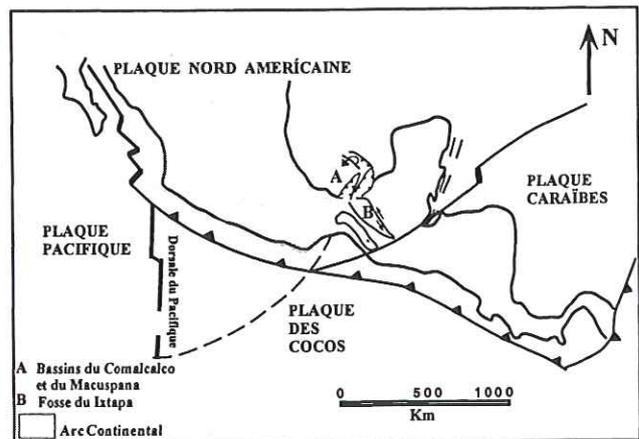
5.- Au Crétacé supérieur le mouvement de subduction s'amorce et la mer se retire vers le nord [d'après Quezada, 1987].



6.- À l'Éocène, l'orogénie Laramide entraîne un plissement de la croûte et l'apparition de failles et de plissements frontaux dans la Sierra du Chiapas [d'après Quezada, 1987].



7.- À l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur le mouvement de dérive de la Plaque des Cocos fait alterner des périodes de compression où la croûte est progressivement plissée [d'après, Quezada, 1987].



8.- Au Miocène supérieur - Pliocène, on observe un soulèvement ; cette surrection s'accompagne d'une reprise de l'érosion dont les produits se sont déposés dans les mers que se trouvaient à l'emplacement de la plaine côtière du Golfe du Mexique [d'après Quezada, 1987].

FIG. 6, 5 à 8.- Évolution de la région étudiée dans le contexte géodynamique régional (suite).

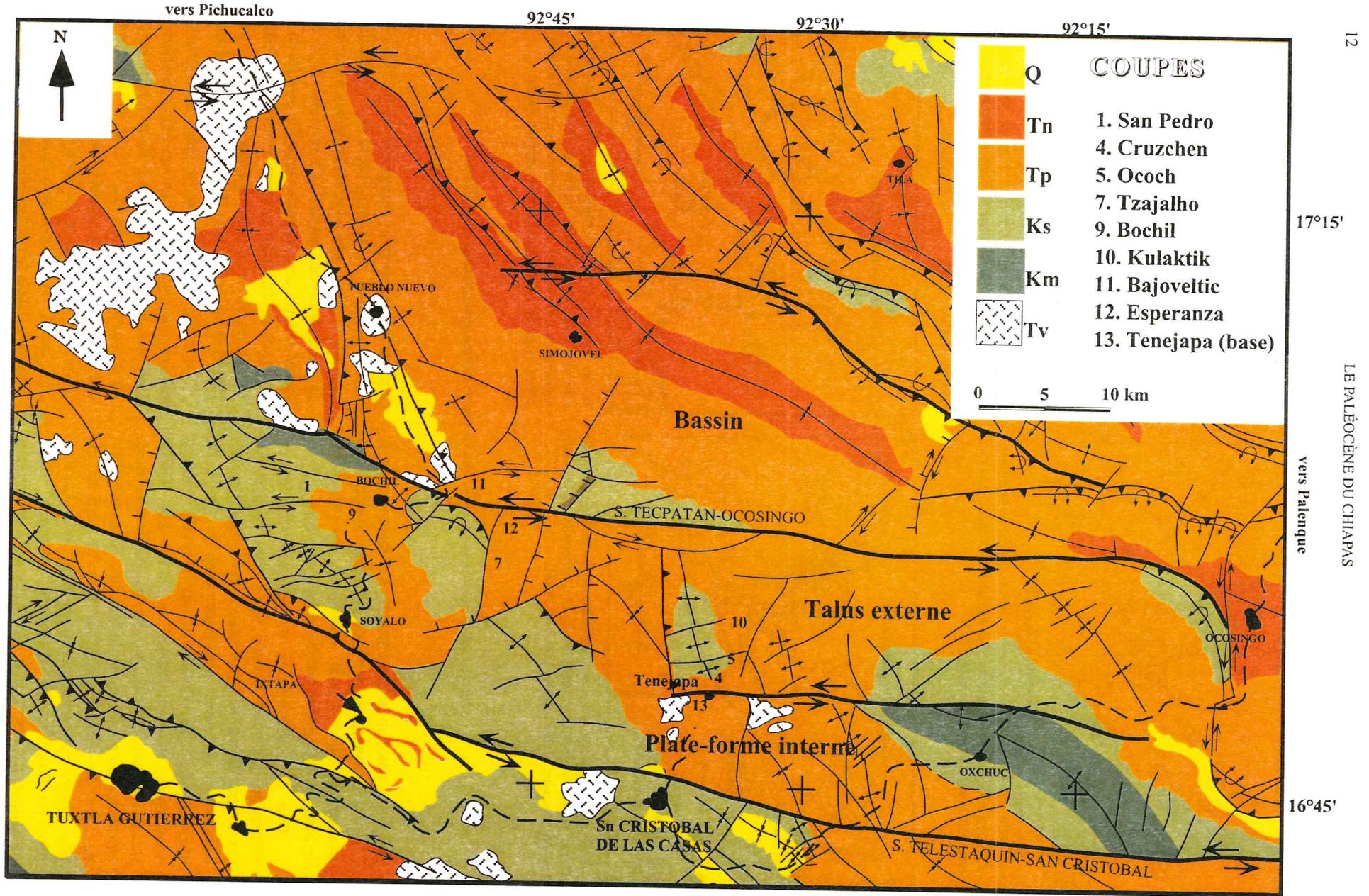
complexe volcano-métamorphique à l'émergence et à l'érosion et entraîne le dépôt de la formation détritique grossière de Ocozocuatla. À l'opposé, des carbonates de plate-forme apparaissent à l'est de la Sierra.

Tous les mécanismes de déformations et de surrection qui ont débuté au Crétacé supérieur continuent durant le Cénozoïque, entraînant l'enfoncement de la croûte océanique dans le Golfe du Mexique. Le Bloc Chortis et les Grandes Antilles continuent leur migration le long des failles transformantes (fig. 6, 6), failles particulièrement actives au sud et au sud-est du Mexique. Le mouvement de l'arc des Grandes Antilles vers le nord-est est accompagné par l'activation de la marge transformante Motagua-Polochic de direction est-ouest. Cette tectonique est associée à des linéaments structuraux E-W qui génèrent aussi des systèmes de failles secondaires. L'activité des systèmes de failles

transcurrantes senestres enregistrée au nord de la Marge Transformante Motagua-Polochic, s'explique en profondeur par la réactivation de failles précédemment formées au niveau cortical. La décomposition des ces forces en leurs composantes verticales produit un couple de forces de direction senestre contrôlant la mécanique de fracturation et de déformation des systèmes transcurrants actifs de la région de l'est du Mexique.

À la fin du Crétacé et au début du Paléocène, les mouvements tectoniques, encore plus accentués, sont à l'origine de basculements des blocs vers le nord-est et de la création de fossés (fig. 7 et 8). C'est au Paléocène que se dépose la formation de type flysch appelée Formation Soyalo dans la partie centrale du Chiapas et des faciès de plate-forme externe – la Formation Tenejapa – dans le nord-est du secteur. Mais c'est à l'est que s'installent les faciès peu profonds de plate-forme interne de la Formation Lacandon. L'évolution de ces

Fig. 7. – Carte géologique de la partie centrale du Chiapas (Nord-Est du Mexique), d'après IMP. Exploration-Production [1995].



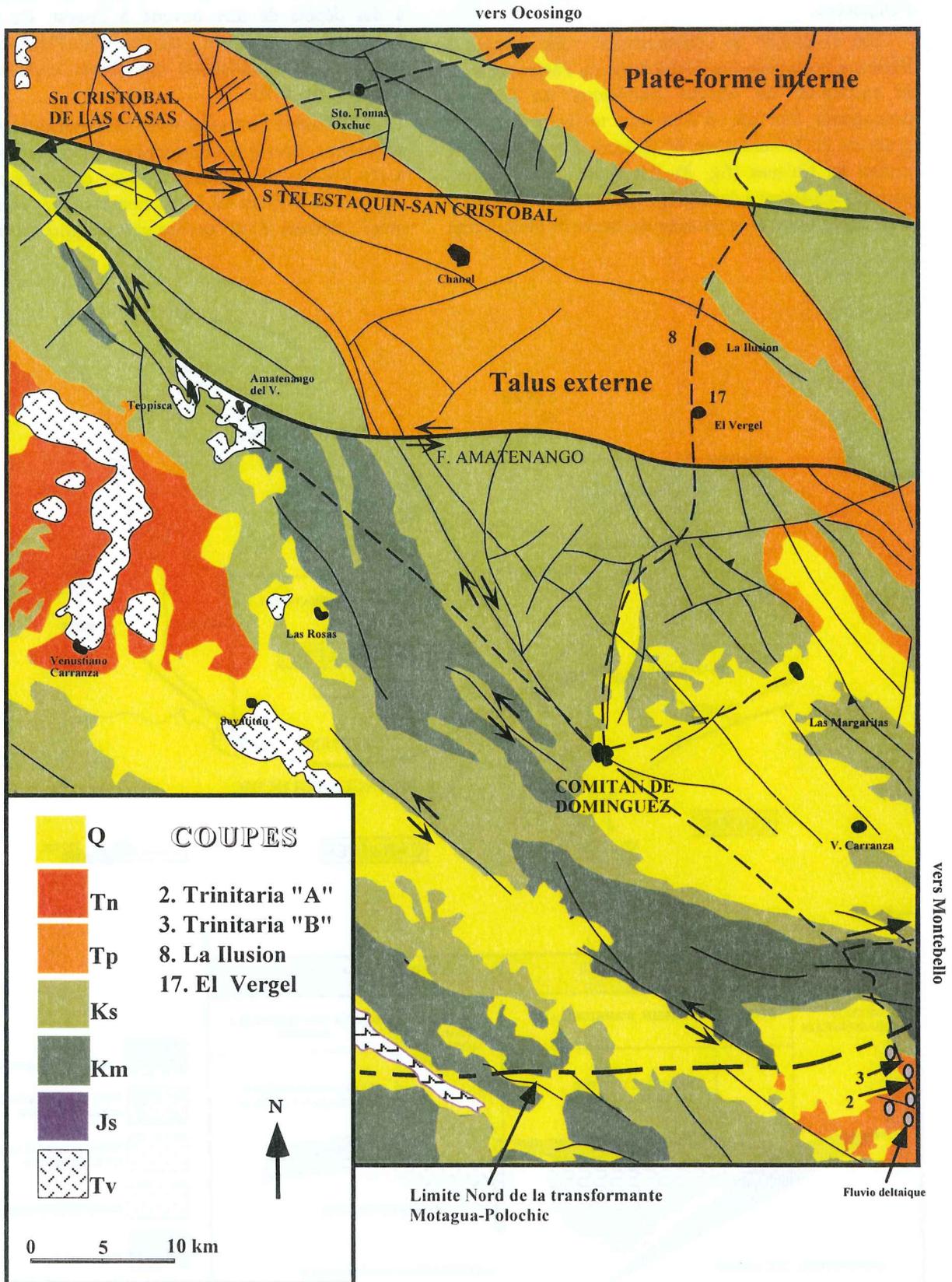


FIG. 8.- Carte géologique de la partie centrale du Chiapas (Nord-Est du Mexique), d'après IMP, Exploration-Production [1995].

fossés se poursuit depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Oligocène.

Les conditions de sédimentation vont changer à l'Éocène, mais peut-être déjà à la fin du Paléocène avec la surrection du Massif granitique du Chiapas provoquant l'arrivée d'éléments terrigènes fins et grossiers de la Formation El Bosque. Dans le secteur central du Chiapas (fig. 8), ces mouvements correspondent également à des changements latéraux de faciès d'est vers l'ouest et le passage de faciès de plate-forme

interne et de faciès terrigènes à l'est (Formation Lomut), à des dépôts de mer ouverte à l'ouest. Ce régime sédimentaire persistera jusqu'au Plio-Pléistocène et permettra le comblement des fossés comme celui d'Ixtapa (fig. 6, 8).

Au Miocène l'interaction des plaques Cocos et nord-américaine, liées à la transformante Motagua-Polochic, a réactivé les failles transcurrentes de premier ordre orientées NW-SE et les failles transcurrentes de second ordre orientées E-W, provoquant un plissement avec

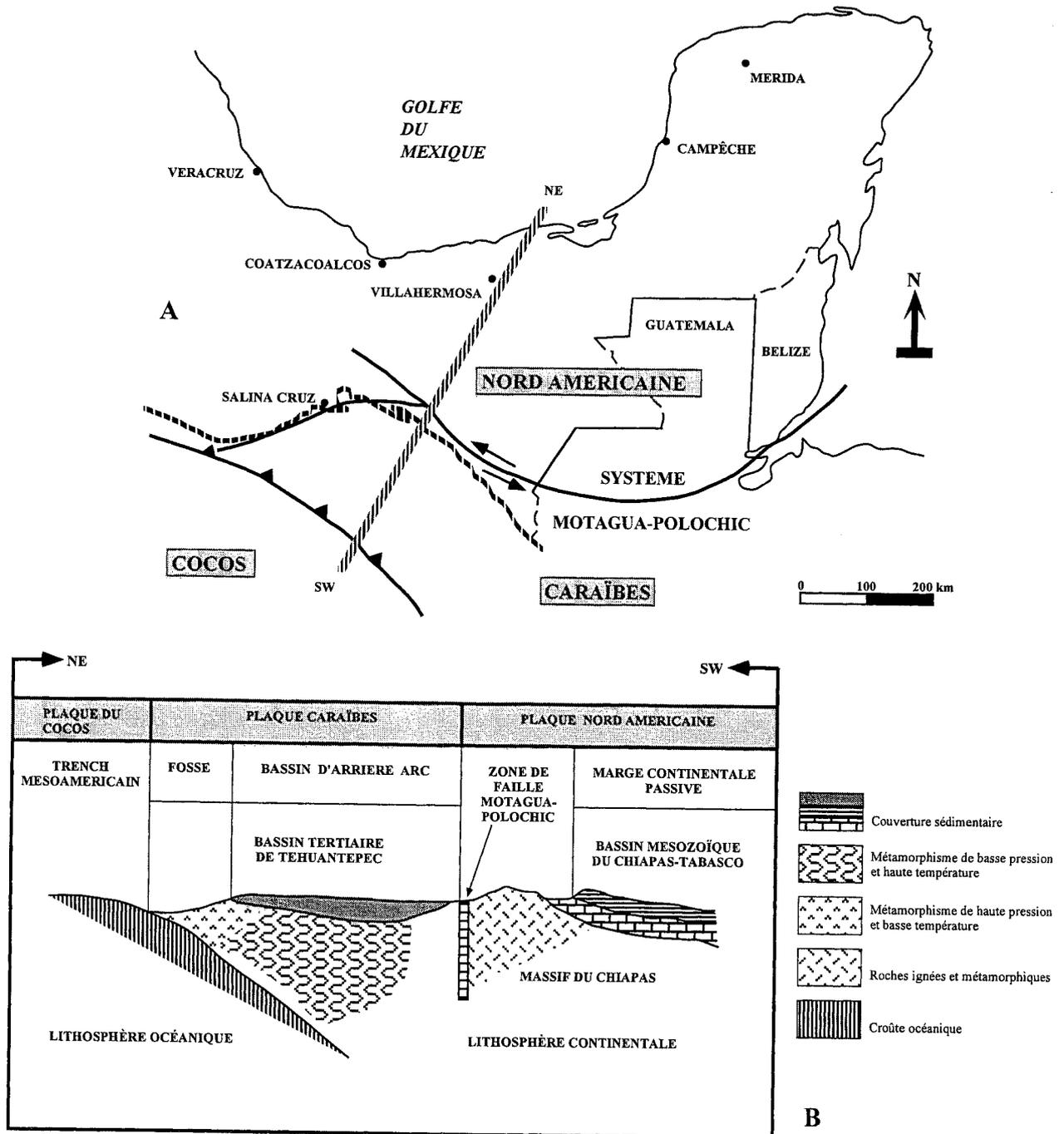


FIG. 9.— Cadre tectonique régional (A) et coupe schématique de la position actuelle entre les plaques Cocos, Nord américaine et des Caraïbes (B) [d'après, Mandujano *et al.* 1995].

failles inverses associées à des failles antithétiques reflétant une tectonique de transpression. Des fossés «pull-apart» par transtension apparaissent alors. Une activité volcanique termine cet événement tectonique dans les zones de faiblesses présentes dans les secteurs de Los Tuxtlas, Chichonal, Amatenango, etc.

L'activité du système transformant Motagua-Polochic qui a commencé à fonctionner au début du Cénozoïque est encore actif actuellement. Il réactive les systèmes transcurants au sud et au sud-est du Mexique ce qui explique la déformation actuelle de la Sierra du Chiapas (fig. 9).

3.- HISTORIQUE

Les premiers travaux sur la géologie des Chiapas ont débuté avec ceux de Sapper [1896], Böse [1905] et Mullerried [1936, 1942, 1951, 1957].

C'est en 1910 que les compagnies pétrolières commencent à s'intéresser à cette région. Les premières sont des compagnies anglaises et elles seront suivies par la PEMEX (Petroleos Mexicanos) avec plus spécialement les travaux de Barreda [1956], Garcia [1957], Chirinos [1976], López-Ticha [1976], Quezada [1978, 1981, 1987], Torres-Zamudio [1987], Caballero et López [1990], Garcia-Molina [1994], Berlanga [1997], etc... Parallèlement, à l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP, Production-Exploration), cette région fera l'objet des publications de Salmerón [1971], Viñas [1979], Sánchez et al. [1993, 1994], González-Lara [1994] et Aguilar-Pina [1998].

Chirinos [1976] a étudié sur le plan structural le front oriental de la Sierra du Chiapas dans la partie NW de l'état du Chiapas en faisant une réinterprétation des travaux déjà effectués sur la base d'une étude photogéologique et d'une étude de terrain. Il a proposé de nouvelles interprétations sur la structure de cette zone et recommandé le forage de la structure "Mono Pelado" dans le but de localiser des hydrocarbures dans le Crétacé inférieur.

D'autres études stratigraphiques, dans le domaine de l'exploration pétrolière, ont été faites dans les séries terrigènes cénozoïques. C'est le cas de Quezada [1987] qui a publié une étude lithostratigraphique basée sur 25 coupes géologiques levées au nord, à l'est et au centre de la Sierra du Chiapas. Le but était de définir les formations du Crétacé «moyen» et du Cénozoïque inférieur. Postérieurement, Caballero et López [1990] ont réactualisé l'interprétation lithostratigraphique de l'extrême nord-ouest de l'état du Chiapas, à la frontière des états de Veracruz et Tabasco, en proposant que la zone offrant le plus de possibilités en hydrocarbures se trouvait au sud-ouest du secteur d'étude, c'est-à-dire, là où se trouve la structure Soyalo (fig. 7). Récemment, Garcia-Molina [1994] a fait une analyse stratigraphique, sédimentologique et structurale pour évaluer le potentiel économique-pétrolier de la région du Chiapas.

Le 20^e Congrès Géologique International de Mexico, en 1956, s'est traduit par un certain nombre de publications concernant notre région d'étude, en particulier le livret-guide de l'excursion au Chiapas (Excursion C15) rédigé par Gutierrez-Gil. Parallèlement, les cartes géologiques à 1/500 000, dont celle du Chiapas, ont été éditées en 1975 par López-Ramos. Son livre «Geologia de México», en trois tomes [1976, 1979, 1979], contient de nombreux renseignements sur cette région.

Un des premiers articles sur la paléogéographie tertiaire du nord du Chiapas, Tabasco et Yucatan sera publié en 1963 par Butterlin et Bonet. D'autres travaux et thèses ont été réalisés sur la Sierra du Chiapas et ont fourni de solides bases géologiques et biostratigraphiques. Tel est le cas d'Akers [1972, 1979, 1984], de Pécheux [1984] qui a révisé les grands foraminifères benthiques du Sénonien supérieur et du Tertiaire du Chiapas, de Machain [1985] et de Kohl [1985]. En 1986, Carfantan a proposé un modèle de la dynamique générale et de la tectonique de la région et, enfin, Michaud [1987] a réalisé une analyse stratigraphique de la plate-forme crétacée qui lui a permis de mettre en évidence la présence de nombreuses espèces nouvelles de foraminifères. Plus récemment Berlanga [1997] a présenté une analyse taxonomique et biostratigraphique basée sur les foraminifères benthiques de la plate-forme calcaire du Paléocène-Eocène du Chiapas.

Sur le plan de la biostratigraphie des foraminifères planctoniques, on dispose de quelques travaux stratigraphiques menés par les chercheurs de l'Institut Mexicain du Pétrole, comme c'est le cas pour la Section Nicapa, qui a été étudiée par Salmeron [1971]. Basée sur l'analyse systématique des foraminifères planctoniques du Cénozoïque, cette recherche s'étend du Paléocène inférieur au Miocène moyen et a permis de définir 16 biozones et une discordance entre l'Oligocène moyen et le Miocène inférieur.

Postérieurement, Viñas [1979] a publié une analyse biostratigraphique semblable à l'aide du nannoplancton calcaire (discoastéridés et coccolithophoridés) et a établi un découpage du Cénozoïque en 7 biozones pour l'intervalle Éocène inférieur-Miocène inférieur, soit trois pour l'Éocène moyen et deux pour l'Oligocène moyen et le Miocène inférieur. Sánchez et al. [1993, 1994], ont réalisé une étude biochronostratigraphique et paléobathymétrique de plusieurs localités du Tertiaire du front oriental de la Sierra du Chiapas, en utilisant les foraminifères planctoniques, benthiques et le nannoplancton calcaire. Puis, González-Lara [1994] a réalisé une recherche biochronostratigraphique sur les foraminifères de six localités du sud-est du Mexique, du Miocène inférieur au Pliocène inférieur. Il a défini 15 biozones de foraminifères planctoniques et effectué un calibrage biochronostratigraphique. C'est ainsi qu'a été montré l'importance des espèces benthiques, non seulement comme des indicateurs paléobathymétriques, mais aussi comme outil biochronologique.

4.- OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

4.1. Objectifs généraux

Il s'agissait au départ d'étudier les séries du Paléocène-Eocène du Chiapas le long d'une transversale allant de la plate-forme carbonatée au bassin. Comme les résultats biostratigraphiques montrent que l'âge de ces séries ne dépasse pas le Paléocène, ma thèse s'est donc réduite à l'étude des terrains de cet âge.

4.2. Objectifs spécifiques

Dans ce travail, il a été réalisé :

1 – une étude micropaléontologique et biochronologique pour définir ou redéfinir les unités chronostratigraphiques et établir une zonation biostratigraphique ;

2 – une étude biostratigraphique haute résolution, pour suivre les variations de la diversité spécifique, comprendre les raisons de ces modifications et cerner les bioévénements affectant les foraminifères planctoniques et benthiques ;

3 – une analyse sédimentologique et paléoécologique des sédiments concernés pour déterminer les conditions de dépôt, leurs caractères faciologiques distinctifs et la signification de leur évolution ;

4 – une analyse de stratigraphie séquentielle pour établir les courbes de variations du niveau marin relatif des sédiments du Paléocène du bassin du Chiapas et définir les cortèges sédimentaires (séquence de dépôt, limites des séquences et discordances, types de séquence de dépôt, paraséquences, etc.) qui ont été développés à cette époque.

5.- MÉTHODOLOGIE

5.1. Etude de terrain

La zone étudiée est couverte par les cartes topographiques Villahermosa E15-8 et Tuxtla Gutierrez E-15-11 (INEGI) à 1/250 000.

Les cartes géologiques utilisées sont le résultat de la compilation des plusieurs travaux effectués par les géologues de la PEMEX et de l'IMP, Exploration-Production. Il s'agit de la carte géologique de la Sierra de Chiapas Oriente à 1/500 000 (IMP) et de la carte géologique de la Sierra de Chiapas à 1/100 000 (PEMEX).

Deux missions de terrain ont été réalisées en 1997 et 1999 avec l'appui de l'Institut Mexicain du Pétrole. À cette occasion, nous avons levé 17 coupes le long d'un transect allant de la plate forme-interne au bassin (fig. 12). Ces coupes sont figurées dans ce mémoire par leur profil d'érosion et à une échelle au 50 000^e et au 25 000^e pour les plus détaillées.

Une cartographie précise de chaque secteur de coupe a été faite quand cela a été possible pour repérer les meilleurs secteurs d'observation et les moins tectonisés. Les coupes ont été levées dans les secteurs où les failles était inexistantes ou dans les secteurs où leur jeu pouvait être évalué. Par contre elles ont été interrompues dès que cessait la continuité sédimentaire et que le jeu des failles était inconnu. C'est la raison pour laquelle un certain nombre des ces coupes ont seulement quelques mètres d'épaisseur.

Les levés de coupes ont été faits à l'échelle métrique avec des mètres pliants. Dans certains cas des levés plus détaillés à l'échelle centimétrique ont été effectués quand il s'agissait de reconnaître des structures particulières. Les structures d'origine biologique (perforations, bioturbations...) ou sédimentologique (karst, paléosols, remaniements gravitaires...) ont été identifiées sur le terrain. Il s'agissait aussi de reconnaître les différents faciès sédimentaires, en particulier ceux de plate-forme, et d'identifier à la loupe la microfaune quand c'était possible. Enfin, toutes les surfaces clés (limites de bancs, de paraséquences, surface d'émersion et/ou d'érosion,...) ont été soigneusement notées. Nous avons également reconnu les séquences élémentaires et les paraséquences et suivi leur évolution.

5.2. Travail de Laboratoire

Environ 400 échantillons ont été prélevés et ont permis de réaliser 562 lames minces et 206 lavages.

Les échantillons marneux ont été lavés à l'IMP, Mexico, tamisés, triés et analysés à l'Institut Dolomieu, Grenoble. Pour le lavage, 100 g de sédiments ont été prélevés à partir de l'échantillon de terrain. Les plus compacts ont été désagrégés à l'aide d'un agent détergent. Les lavages ont été faits sur des colonnes de 5 tamis : n° 20/ ouverture 0,84 mm, n° 40/ ouverture 0,42 mm, n° 60/ ouverture 0,25 mm, n° 80/ ouverture 0,177 et n° 100/ ouverture 0,149 mm.

Des lames minces ont été réalisées à l'IMP dans chaque échantillon carbonaté, ainsi que dans les brèches et conglomérats. C'est ainsi qu'ont pu être déterminés les genres et espèces de foraminifères planctoniques les plus importants du Paléocène. Grâce à ces travaux, j'ai pu alors acquérir une connaissance de la détermination systématique des foraminifères planctoniques du SE du Mexique en section.

6.- MODÈLE DE PLATE-FORME EN STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Le modèle de stratigraphie séquentielle n'est plus à exposer maintenant qu'il est employé de manière courante par les compagnies pétrolières. Le modèle présenté sur la figure 10 est celui qui a été largement

diffusé à partir de la publication de Vail *et al.*, 1977. Nous l'utiliserons ici pour visualiser la géométrie des corps sédimentaires en fonction des variations relatives du niveau marin et pour introduire les définitions des termes de stratigraphie séquentielle dont nous nous servirons par la suite.

Le terme de " variations du **niveau relatif de la mer** " est employé pour rappeler que la position du niveau de la mer est la résultante des mouvements eustatiques et tectoniques notamment, et qu'il est en relation avec la production sédimentaire (pour les carbonates), ou avec les apports sédimentaires (pour le détritique). Ces variations permettent la création d'un **espace disponible (accomodation)** ou " espace

potentiellement disponible, entre le fond de la mer et le niveau marin, pour l'accumulation des sédiments " [Cramez, 1990]. Les sédiments déposés dans cet espace sont directement responsables de la morphologie des corps sédimentaires et de leur évolution.

Le cortège sédimentaire qui se dépose en période de bas niveau marin, au moment où la plate-forme est assez largement émergée, est localisé sur le talus de la plate-forme. Il est appelé " **prisme de bas niveau (Lowstand Systems Tract, LST)** " et peut être constitué de trois ensembles disposés stratigraphiquement de la manière suivante : **cône sous-marin (basin floor fan, BFF), Slope Fan (SF)** et **prisme de bas niveau progradant (Lowstand Prograding Wedge, LPW)**. En domaine de

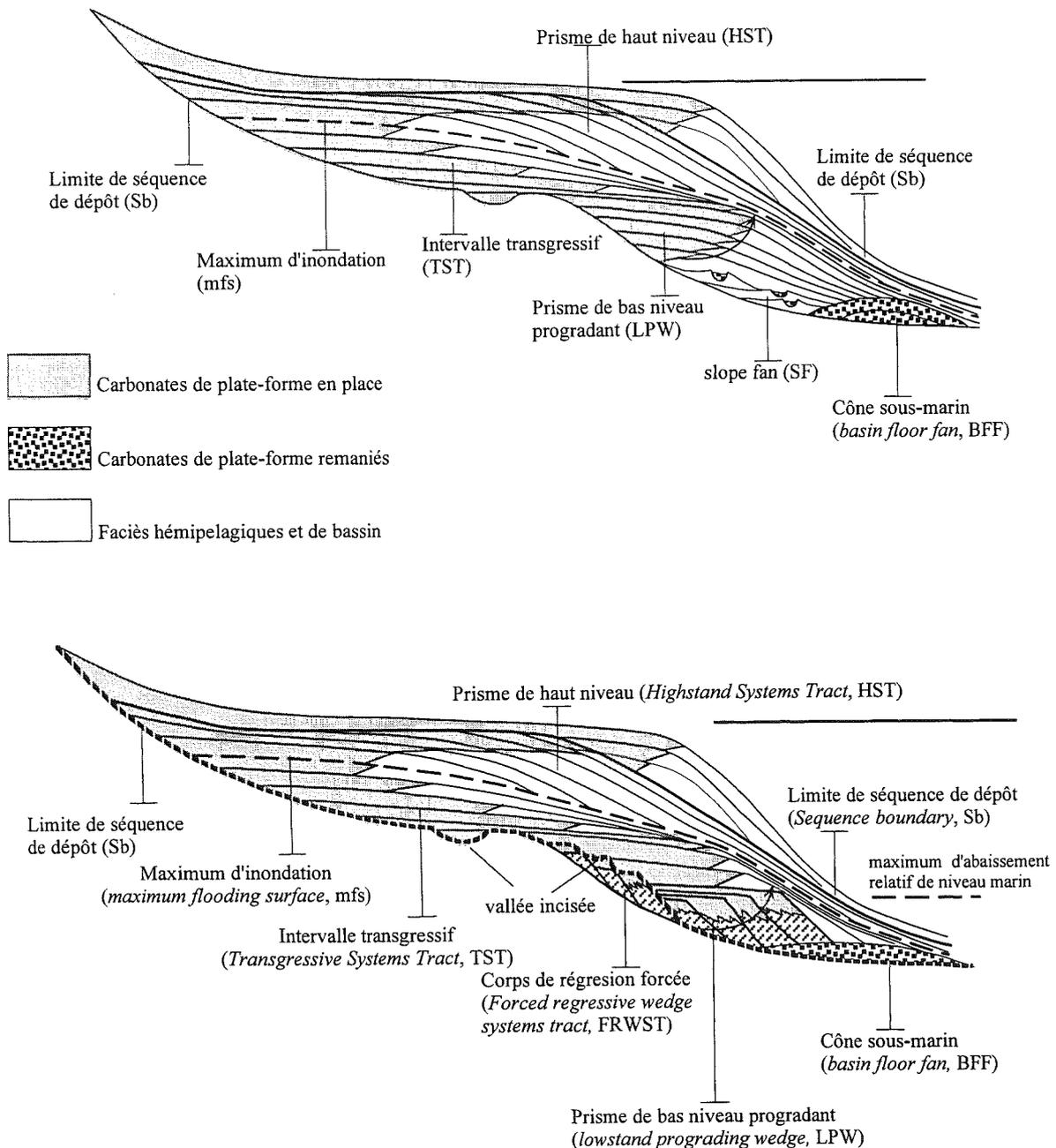


FIG. 10.- Modèle de stratigraphie séquentielle pour les carbonates de plate-forme d'après Vail *et al.* [1977].

sédimentation carbonatée, les deux premiers renferment des éléments de plate-forme remaniés gravitairement.

Quand la mer remonte et inonde la plate-forme, les sédiments qui se déposent constituent l'**intervalle transgressif** (*Transgressive Systems Tract, TST*), et cela jusqu'à la **surface d'inondation maximale** (*maximum flooding surface, mfs*).

Le **prisme de haut niveau** (*Highstand Systems Tract, HST*) représente les sédiments déposés lors de la fin de la montée, de l'étale et du début de la baisse du niveau de la mer.

C'est alors que le niveau de la mer peut s'abaisser de nouveau de manière particulièrement rapide. La surface qui matérialise cette régression est appelée **limite de séquence de dépôt** (*Sequence boundary, Sb*). Quand la baisse est significative, cette surface d'émersion (**Limites de séquences de type 1, Sb1**) peut être karstifiée en domaine carbonaté ou montrer des surfaces d'érosion importantes en domaine clastique. C'est alors que peuvent se creuser des "vallées incisées" (*Incised valleys*).

Pendant un certain nombre d'années, personne n'a prêté une grande attention aux corps qui pouvaient se déposer non au moment ou le niveau de la mer était le plus bas comme c'est le cas du cône sous-marin, mais au fur et à mesure de la baisse du niveau marin. C'est en 1992 que Posamentier *et al.* se sont intéressés à ces corps accompagnant la régression en les nommant "corps de régression forcée." Pour eux, ces corps sédimentaires ne peuvent être liés qu'à un vrai abaissement du niveau marin (fig. 11) et non pas à une régression due à un comblement sédimentaire de l'espace disponible en amont qui entraînerait le déplacement vers l'aval de la sédimentation (régression normale). Le caractère de ces corps de régression forcée en domaine carbonaté est qu'ils sont constitués de carbonates de plate-forme déposés sur place, pouvant reposer sur des sédiments pélagiques ou hémipélagiques de talus externe et montrant à leur sommet des évidences d'émersion. En effet, la limite de séquence se trouve au sommet des corps de régression forcée.

Tous les corps sédimentaires sont constitués d'unités élémentaires appelées paraséquences. Une paraséquence est décrite comme une "succession de couches sédimentaires plus ou moins conformes, génétiquement liées et limitées par deux surfaces de ravinement consécutives induites par des inondations marines" [Cramez, 1990]. "Leur tendance va vers la progradation et la diminution de profondeur" [Van Wagoner *et al.*, 1977]. Les paraséquences rythmiques montrent que le maximum d'espace disponible est créé dès la base de la paraséquence. Pour les paraséquences cycliques, le maximum d'espace disponible n'apparaît pas dès la base, mais est annoncé par l'approfondissement progressif des milieux de dépôt.

C'est l'agencement de ces paraséquences (*Stratal pattern*) qui nous indique les tendances transgressives ou régressives du cortège sédimentaire sur une plate-

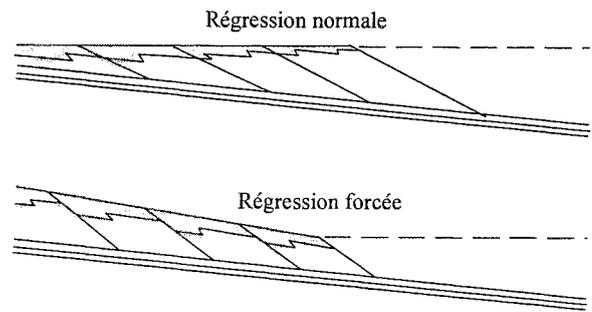


FIG. 11.- Les deux modèles de régression d'après Posamentier *et al.* [1992].

forme. Les tendances transgressives se traduisent par l'augmentation continue de l'espace disponible, paraséquence après paraséquence, et donc par l'apparition de faciès de mer ouverte de plus en plus profonde. Au contraire, les tendances régressives se traduisent par la diminution de l'espace disponible, paraséquence après paraséquence, et donc par l'apparition de faciès de plus en plus confinés, voire continentaux, et par des sommets de paraséquences de plus en plus longuement émergés.

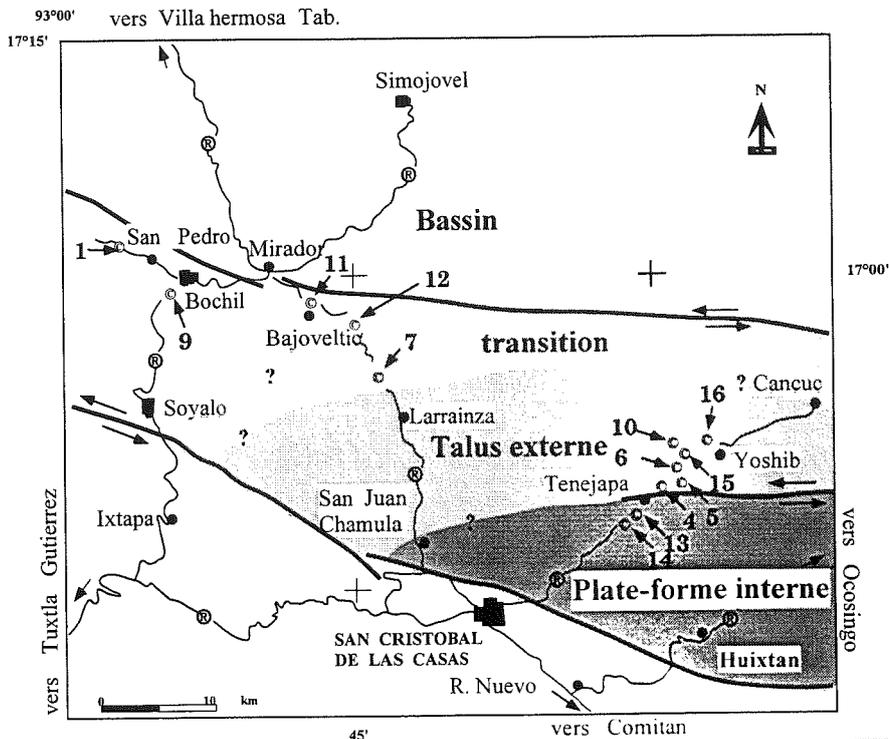
7. - RÉGION ÉTUDIÉE ET DISPOSITION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

La région étudiée est située au sud-est du Mexique, dans la partie centrale de l'État du Chiapas, (fig. 12) et a pour coordonnées 92° 00' W - 16° 00' N et 93° 00' W - 17° 15' N. Elle est couverte par les cartes topographiques Tuxtla Gutierrez E-15-11 et Villa-Hermosa E15-8 (INEGI) à 1/250 000.

Nous avons travaillé essentiellement dans deux secteurs : au nord de San Cristobal de las Casas et, au sud, dans la région de Comitán de Domínguez. Dans ces deux régions, le trait structural dominant est la présence de grandes failles de décrochement senestres qui ont été très actives pendant les phases orogéniques laramiennes (Crétacé-Paléocène) et ont très probablement joué un rôle prépondérant dans la disposition paléogéographique paléocène.

Dans le secteur situé au nord de San Cristobal de Las Casas, qui est notre principale région d'étude, nous avons levé des coupes selon un transect plate-forme/bassin en venant de la plate-forme située au sud et en allant vers le bassin au nord et au nord-ouest.

Si nous observons la disposition des ensembles paléogéographiques d'âge danien allant de la plate-forme au bassin, nous voyons nettement que la plate-forme carbonatée interne est limitée au sud par la grande faille de Telestaquin-San Cristobal et au nord par celle de Tenejapa. Cette faille décrochante est jalonnée par



COUPES

- 1.- SAN PEDRO
- 2.- LA TRINITARIA "A"
- 3.- LA TRINITARIA "B"
- 4.- CRUZCHEN
- 5.- OCOCH "A"
- 6.- OCOCH "B"
- 7.- TZAJALHO
- 8.- LA ILUSION
- 9.- BOCHIL
- 10.- KULAKTIK (sommets)
- 11.- BAJOVELTIC
- 12.- ESPERANZA
- 13.- TENEJAPA (base)
- 14.- TENEJAPA (sommets)
- 15.- KULAKTIK (base)
- 16.- YOSIP
- 17.- EI VERGEL

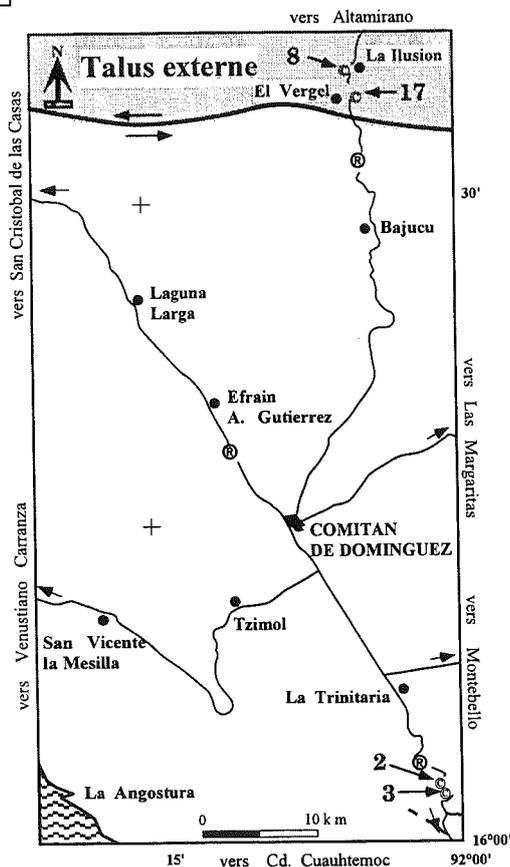


FIG. 12.- Secteur étudié dans le Sud-Est du Mexique.

des carbonates de toute origine entraînés par le mouvement coulissant. C'est probablement pour cette raison que nous n'avons pas pu observer une vraie bordure de plate-forme et que nous passons, apparemment sans transition, aux faciès de plate-forme

externe de Cruzchen et de talus externe d'Ococh où les remaniements gravitaires sont très importants à cette époque. Le passage du talus externe au bassin est peut-être, lui aussi, partiellement masqué par la faille Tecpatan-Ocosingo, mais là, la mauvaise qualité des

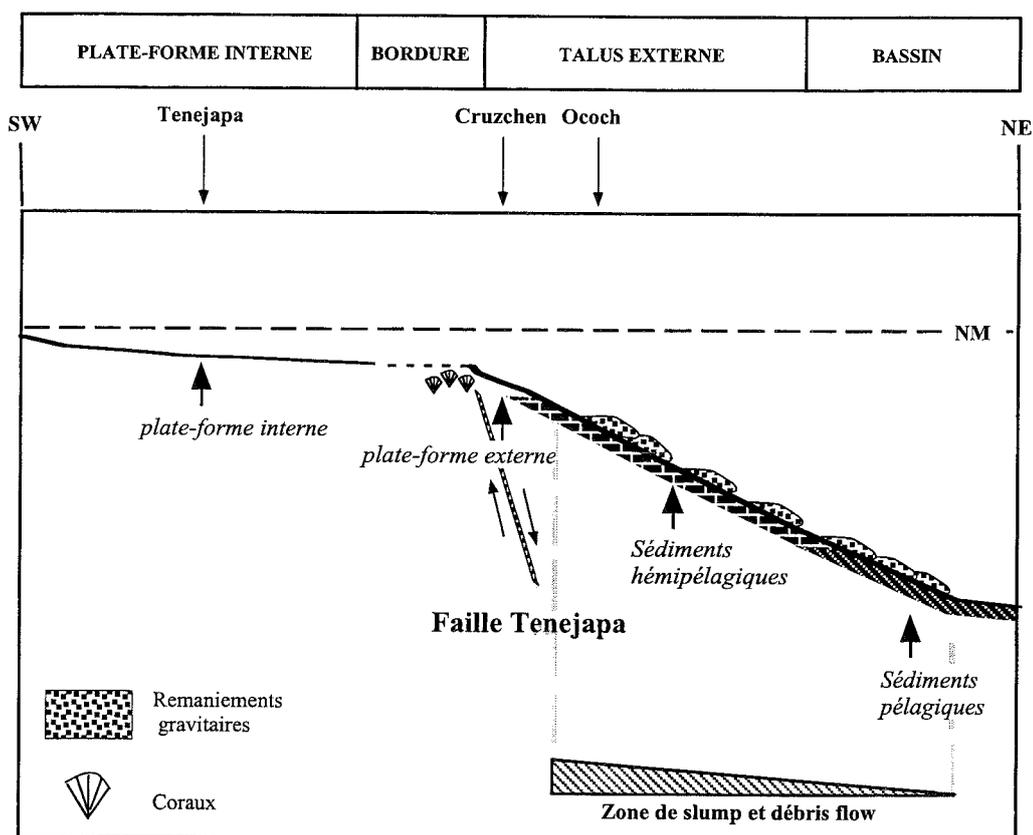


FIG. 13.— Modèle du couple plate-forme-bassin au Danien.

observations ne permet pas d'en être sûr. Les sédiments de bassin se trouvent de toute façon plus au sud et à l'ouest en direction de Soyalo.

A l'est de San Cristobal de las Casas et dans la région de Comitan, nous retrouvons une portion de talus externe de plate-forme encadré au nord par la faille Telestaquin-San Cristobal et au sud par celle de Amatenango. Tout à fait au sud, dans le secteur de La Trinitaria, nous avons trouvé uniquement des dépôts de bassin d'âge danien avec une très forte influence fluviale. La continuité des affleurements étant très difficile à suivre, nous nous sommes contentés de lever deux coupes dans le secteur de plate-forme externe, et deux autres dans les séries de bassin de La Trinitaria.

8.— LE MODÈLE DE PLATE-FORME

Seul le secteur nord de San Cristobal de Las Casas nous permet de proposer un modèle de passage de la plate-forme au bassin.

Le fait que la plate-forme carbonatée danienne soit limitée au nord par la faille de Tenejapa et que les sédiments déposés dans des milieux de plus en plus profonds se succèdent en direction du nord, semblent indiquer que, malgré l'importance des déplacements

senestres postérieurs, cette faille a probablement joué un rôle dans la délimitation de la bordure de la plate-forme. Par la suite, au Thanétien inférieur, ce trait paléogéographique se confirme car les sédiments détritiques qui succèdent aux sédiments carbonatés se déposent dans des conditions continentales ou marines peu profondes au sud, tandis qu'ils sont de plus en plus marins au nord dans le secteur de Bochil.

Sur le modèle illustré par la figure 13, nous proposons un profil plate-forme/bassin pour la plate-forme carbonatée danienne. Nous situons la bordure de plate-forme au voisinage de la faille de Tenejapa, même si cette bordure ne s'observe plus sur le terrain. Par contre, nous savons qu'elle a existé puisque nous en avons retrouvé des blocs dans les *debris flows* intercalés dans les sédiments hémipélagiques du talus externe à Ococh.

Au Thanétien inférieur, le secteur de plate-forme interne est recouvert de sédiments détritiques déposés en domaine continental ou marin peu profond, tandis que, sur le talus externe, les sédiments hémipélagiques ou pélagiques montrent des intercalations de sédiments conglomératiques assez grossiers dans le secteur de Bochil, et beaucoup plus fins à Bajoveltic. Toutes ces séries sont très fortement déstabilisées sur le talus du bassin, car les slumps, mega-slumps et "olistolithes" sont très largement représentés.

Chapitre 2

BIOSTRATIGRAPHIE ET ZONATIONS

1.- LES LIMITES D'ÉTAGE ET DE SOUS-ÉTAGES AU PALÉOCÈNE

Le Paléocène est borné par deux limites d'étages correspondant à des périodes importantes de renouvellement de faune et de flore.

La limite Crétacé/Tertiaire est, en outre, marquée au Mexique par l'arrivée d'une météorite dans la région de Chicxulub dans la partie nord du Yucatán [Keller *et al.*, 1997; Arz *et al.*, 1999, Grajales *et al.*, 2000] et le développement dans tout le Chiapas de brèches dont une partie a été attribuée au choc de cet impact.

La limite Paléocène/Éocène est également accompagnée de nombreux changements globaux (§ introduction). Il existe plusieurs propositions de limite d'étage. Deux propositions avaient été faites au Colloque sur l'Éocène en 1968 :

– soit placer la limite à la base de la zone à *Nummulites fraasi*, qui correspond à la limite entre les zones à *Globorotalia velascoensis* et *Globorotalia pseudomenardii* ;

– soit placer la limite entre les sous-étages Thanétien et Sparnacien du Bassin du Paris. Cependant, aucune de ces limites n'a été utilisée car la première reposait sur la répartition de faunes benthiques et la seconde sur des faunes de mammifères.

Actuellement, il n'existe pas d'accords satisfaisants sur la limite des étages Paléocène/Éocène et des sous-étages du Paléocène, tout comme il n'existe pas d'accord sur la division en deux ou en trois sous-étages du Paléocène. Souvent, la division en sous-étages relève d'ailleurs de l'usage local.

Actuellement, les zones basées sur les foraminifères planctoniques donnent les résultats les plus satisfaisants. En 1995, Berggren *et al.* ont proposé un schéma biostratigraphique de référence basé sur une étude synthétique des données acquises en plusieurs domaines (fig. 1).

Par ailleurs, Arenillas et Molina [1997] ont donné de nouvelles définitions sur les limites des étages et sous-étages en mettant en regard non seulement les distributions des foraminifères planctoniques, mais aussi les événements paléontologiques et physico-chimiques globaux quand ces derniers avaient pu être précisément datés. Ainsi, pour eux, le Danien serait une période de faible diversité spécifique, de faible productivité biologique et de basse température. La limite Danien/Sélandien serait placée à la base de la

zone à *Morozovella crosswicksensis* et correspondrait à la période d'importants changements lithologiques et faunistiques connus dans la partie moyenne du Paléocène. La limite Sélandien/Thanétien correspondrait au début de la diversification spécifique dont l'optimum serait atteint à la fin de la zone à *Igorina laevigata*, soit à la limite Paléocène/Éocène. Cette limite serait concomitante avec l'augmentation de la productivité océanique, de la température, des changements isotopiques et de l'extinction en masse des petits foraminifères benthiques profonds.

Dans ce travail, nous suivrons le découpage d'Arenillas et Molina [1997] en étages et sous-étages, et nous utiliserons les sous-étages Danien, Sélandien et Thanétien tels qu'ils les ont définis.

2.- LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES

2.1. Systématique

Famille *GLOBOQUADRINIDAE* BLOW (1979)

Genre *PARASUBBOTINA* OLSSON, BERGGREN & LIU (1992)

Description : test trochospiralé bas de 10 à 12 loges, avec 4 à 5 loges dans le dernier tour. Les loges sont globuleuses ou légèrement ovoïdes et augmentent rapidement de taille. L'ouverture en forme d'arc, intério-marginale, ombilicale ou extra-ombilicale, est entourée d'une lèvre. L'ombilic est étroit et profond. La paroi est lisse ou très faiblement rugueuse.

Parasubbotina pseudobulloides (PLUMMER, 1926)

Pl. 1, fig. 1-5

1926 - *Globigerina pseudobulloides* n. sp., Plummer, p. 133, pl. 8, fig. 9 a-c. Texas.

1957 - *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER) ; Bolli, p. 72-73, pl. 17, fig. 19-21. Trinidad.

1985 - *Morozovella pseudobulloides* (PLUMMER) ; Toumarkine et Luterbacher, p. 110, fig. 14 (1-2). Texas, Trinidad.

1992 - *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) ; Olsson *et al.*, p. 147, pl. 1, fig. 1-3. Alabama.

1995 - *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) ; N'Da *et al.*, p. 143, pl. 2, fig. 10-15. Golfe de Guinée.

Description : test trochospiralé constitué de 8 à 10 loges enroulées sur 2 à 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 4 à 5 loges. Celles-ci augmentent rapidement de taille et sont très globuleuses, légèrement plus larges sur la face dorsale que sur la face ombilicale. La face dorsale est plane, avec un contour lobé et des lignes de sutures légèrement courbes et déprimées. La périphérie est arrondie. L'ombilic est petit et très profond. L'ouverture est en position ombilicale. La paroi est mince et sa surface est très faiblement rugueuse.

Répartition stratigraphique : Danien, Danien/Sélandien.

Genre *SUBBOTINA* BROTZEN & POZARYSKA (1961),
émendé BLOW, 1979

Description : Test trochospiralé à loges globuleuses de type *Globigerinacea* et *Eglobigerinidae*, avec une ouverture intério-marginale, ombilicale à extra-ombilicale. La surface de la paroi est percée de larges pores.

Subbotina triloculinoides (PLUMMER, 1926)
Pl. 1, fig. 6-8

1926 - *Globigerina triloculinoides* n. sp., Plummer, p. 134, pl. 8, fig. 10a-b. Texas.

1951 - *Globigerina triloculinoides* PLUMMER ; Cushman, p. 60-61, pl. 17, fig. 10a-b, 11a-b. Golfe du Mexique.

1979 - *Subbotina triloculinoides triloculinoides* (PLUMMER) ; Blow, p. 1287, pl. 74, fig. 6 ; pl. 80, fig. 1 ; pl. 98, fig. 7 ; pl. 124, fig. 6 ; pl. 248, fig. 9 et 10 ; pl. 255, fig. 9 ; pl. 257, fig. 9. Pacifique nord, Atlantique sud, Tanzanie, Danemark.

1990 - *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER) ; Canudo, p. 163. Pyrénées, Baltique.

Description : Test trochospiralé avec 9 à 11 loges enroulées sur 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 3,5 loges. Les loges augmentent régulièrement de taille et elles sont globuleuses ou oblongues. La face dorsale est faiblement convexe, avec un contour lobé et des lignes de sutures parfois légèrement courbes et déprimées. La périphérie est arrondie. L'ombilic est petit. L'ouverture est en position extra-ombilicale. La paroi est mince et sa surface est un peu rugueuse.

Répartition stratigraphique : Danien, Sélandien et partie inférieure du Thanétien.

Famille *TRUNCOROTALOIDIDAE* LOEBLICH & TAPPAN, 1961

Genre *ACARININA* SUBBOTINA (1953),
émendé Canudo, 1990

Type : *Acarinina acarinata* SUBBOTINA (1953)

Description : Truncorotaloididé à test trochospiralé bas et de forme subglobulaire. Les loges peuvent être subglobuleuses ou plus aplaties et sont séparées par des lignes de suture généralement très bien marquées. La face dorsale est plane ou légèrement convexe et la face ventrale est légèrement concave. La périphérie est arrondie ou subanguleuse. L'ouverture intério-marginale, ombilicale équatoriale, est en forme d'arc. La surface du test porte des granules essentiellement autour de l'ombilic.

Acarinina trinidadensis (BOLLI, 1957)
Pl. 1, fig. 14-16

1957a - *Globorotalia trinidadensis* n. sp., Bolli, p. 73, pl. 16, fig. 19-23. Trinidad.

1965 - *Globigerina inconstans* SUBBOTINA ; Berggren (pars), p. 291-293, pl. 9, fig. 3a-c. Texas.

1986 - *Globorotalia trinidadensis* BOLLI ; Haggag, p. 162, pl. 2, fig. 3a-b. Egypte.

1990 - aff. *Morozovella trinidadensis* (BOLLI) ; Canudo, p. 239, pl. 34, fig. i-m ; pl. 35, fig. a-c, f-k. Pyrénées.

1994 - *Morozovella trinidadensis* (BOLLI) ; Abdel-Kireem *et al.*, pl. 4, fig. 10-11. Irak.

Description : test trochospiralé à 12 ou 13 loges enroulées sur 2 ou 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 5 à 6 loges. Les loges augmentent régulièrement et parfois rapidement de taille. Les loges sont globuleuses. La face dorsale est plane, avec un contour lobé et des lignes de sutures déprimées, légèrement courbes dans la partie jeune. La périphérie est arrondie. L'ombilic est large et très profond. L'ouverture est en position ombilicale. La paroi est lisse et avec de grosses perforations et des granules sur les dernières loges.

Répartition stratigraphique : Danien-Sélandien inférieur.

Acarinina uncinata (BOLLI, 1957)
Pl. 1, fig. 18-22

1957 - *Globorotalia uncinata* n. sp., Bolli, p. 74, pl. 17, fig. 13-15. Trinidad.

1975 - *Globorotalia uncinata* BOLLI ; Stainforth *et al.*, p. 239, fig. 2-5. Crimée.

- 1979 - *Globorotalia (Acarina) praecursoria praecursoria* (MOROZOVA) ; Blow (pars), p. 945-947, pl. 76, fig. 9 ; pl. 77, fig. 2, 4. Trinidad, Atlantique Sud.
- 1986 - *Globorotalia uncinata* (BOLLI) ; Haggag, p. 162, pl. 2, fig. 4a-b. Egypte.
- 1990 - aff. *Morozovella uncinata* (BOLLI) ; Canudo, p. 240. Pyrénées.

Description : test trochospiralé à 12 ou 14 loges enroulées sur 2 ou 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 5 à 6 loges. Les loges globuleuses augmentent régulièrement de taille. La face dorsale est plane, avec des lignes de suture courbes et déprimées. La face ventrale est convexe et les lignes de sutures, faiblement recourbées, ne sont pas déprimées mais arrivent à la surface du test. La périphérie est arrondie à subaiguë. L'ombilic est petit et profond. L'ouverture est en position ombilicale équatoriale. La surface de la paroi est granuleuse sauf, dans certain cas, la dernière loge.

Répartition stratigraphique : Danien supérieur-Sélandien inférieur.

Genre *IGORINA* DAVINZON (1976)

Type : *Globorotalia tadjikistanensis* BYKOVA (1953)

Description : Truncorotaloididé à test trochospiralé compact et globalement lenticulaire. Les loges sont triangulaires en section axiale ou subaxiale et sont séparées par des lignes de suture peu marquées. La face dorsale est plane ou convexe et la face ventrale est convexe. La périphérie est arrondie à subanguleuse. L'ombilic est petit. L'ouverture en forme d'arc est en position ombilicale à extra-ombilicale. La surface du test est granuleuse.

Igorina pusilla (BOLLI, 1957)

Pl. 2, fig. 4-6

- 1957 - *Globorotalia pusilla pusilla* n. sp., Bolli, p. 78, pl. 20, fig. 8-10. Trinidad
- 1975 - *Globorotalia pusilla pusilla* BOLLI ; Stainforth *et al.*, p. 217-218, pl. 79, fig. 2-9. Atlantique Sud.
- 1982 - *Globorotalia albeari* CUSHMAN & BERMUDEZ ; Mohamed *et al.*, pl. 2, fig. 13-14. Egypte.
- 1990 - *Igorina pusilla* (BOLLI) ; Canudo, p. 209-210, pl. 26, fig. e, f. Pyrénées.

Description : test trochospiralé à 10 ou 12 loges enroulées sur 2 tours. Le dernier tour est constitué de 5 à 6 loges. Les loges augmentent régulièrement de taille. Les loges ont une forme subtriangulaire sur la face dorsale qui est convexe. Elles sont séparées par des lignes de suture faiblement déprimées. La face ventrale

est aussi convexe avec un petit ombilic peu profond. La périphérie est subaiguë. L'ouverture est en position ombilicale équatoriale. La surface de la paroi est très granuleuse.

Répartition stratigraphique : Sélandien et Thanétien.

Genre *MOROZOVELLA* MCGOWRAN (1968)

émendé BLOW, 1979

Description : *Globorotalia* à périphérie anguleuse en raison de la présence d'une carène. Les premières loges sont comprimées perpendiculairement à l'axe d'enroulement et les dernières sont très volumineuses. La surface du test est granuleuse.

Morozovella angulata (WHITE, 1928)

Pl. 1, fig. 23-27

- 1928 - *Globigerina angulata* n. sp., White, p. 291, pl. 27, fig. 13 a-c. Mexique.
- 1964 - *Globorotalia angulata* (WHITE) ; Luterbacher, p. 658-660, fig. 37-39. Italie.
- 1975 - *Globorotalia angulata* (WHITE) ; Stainforth *et al.*, pl. 34, fig. 1-6. Mexique.
- 1990 - *Morozovella angulata* (WHITE) ; Canudo, p. 214-215, pl. 28, fig. a-h. Pyrénées.
- 1995 - *Morozovella angulata* (WHITE) ; Lu et Keller, pl. 1, fig. 1-3. Pacifique central.

Description : test trochospiralé de 10 à 12 loges enroulées sur 2 tours. Le dernier tour est constitué de 5 à 6 loges. Les loges augmentent régulièrement de taille. Elles ont une forme subtriangulaire sur la face dorsale qui est plane ou légèrement convexe. Elles sont séparées par des lignes de sutures très courbes. La face ventrale est très convexe avec des lignes de suture droites. La périphérie est subaiguë en raison de la présence d'une carène faiblement développée. L'ombilic est large et profond. L'ouverture est en position ombilicale équatoriale. La surface de la paroi est très granuleuse.

Répartition stratigraphique : Sélandien-Thanétien.

Morozovella aequa (CUSHMAN & RENZ, 1942)

Pl. 2, fig. 10-11

- 1942 - *Globorotalia crassata aequa* n. sp., Cushman et Renz, p. 12, pl. 3 a-c. Trinidad.
- 1963 - *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ ; Lehmann, p. 957-961, pl. 1, fig. 1, 2. Trinidad, Mexique.
- 1973b - *Globorotalia angulata* (WHITE), Glaessner, p. 383-385, pl. 4, fig. 36 a-c. Nord du Caucase.

- 1990 - *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ) ;
Canudo, p. 213-214, pl. 31, fig. i-j. Pyrénées.
1995 - *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ) ; Lu et
Keller, pl. 1, fig. 15. Pacifique central.

Description : test trochospiralé à 9 ou 12 loges enroulées sur 2,5 à 3 tours. Le dernier tour est constitué de 3 à 3,5 loges. Les loges augmentent rapidement de taille et la dernière peut représenter la moitié du volume du test. Les loges sont nettement triangulaires en section axiale. Les loges ont une forme en croissant de lune étiré sur la face dorsale qui est plane ou légèrement convexe. Elles sont séparées par des lignes de sutures très courbes et peu ou pas déprimées. La face ventrale est très convexe avec des lignes de suture droites. La périphérie est aiguë en raison de la présence de la carène. L'ombilic est petit et profond. L'ouverture est en position ombilicale équatoriale. La surface de la paroi est peu ornementée.

Répartition stratigraphique : Sélandien-Yprésien

Morozovella conicotruncata (SUBBOTINA, 1947)
Pl. 2, fig. 8

- 1937b - *Globorotalia angulata* (WHITE) ; Glaessner, M.F., p. 383-385, pl. 4, fig. 37 a-c. Nord du Caucase.
1957 - *Globorotalia angulata abundocamerata*, Bolli, p. 74, pl. 17, fig. 4-6. Trinidad.
1983 - *Globorotalia conicotruncata* SUBBOTINA ; Pujol, pl. 2, fig. 8. Atlantique Sud.
1990 - *Morozovella conicotruncata* (SUBBOTINA) ; Canudo, p. 219-220, pl. 28, fig. j. Pyrénées.
1995 - *Morozovella abundocamerata* (BOLLI) ; Lu et Keller, pl. 1, fig. 22-23, Pacifique central.

Description : test trochospiralé de 12 à 16 loges enroulées sur 2 à 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 6 à 8 loges. Les loges augmentent lentement de taille. Les loges ont une forme en croissant de lune sur la face dorsale qui est plane ou légèrement convexe. Elles sont séparées par des lignes de suture très courbes. La face ventrale est très convexe avec des lignes de suture droites. La périphérie est subaiguë en raison de la présence d'une carène moyennement développée. L'ombilic est relativement large et profond. L'ouverture est en position ombilicale équatoriale. La surface de la paroi est granuleuse.

Répartition stratigraphique : Sélandien et Thanétien.

Genre *PRAEMURICA* OLSSON *et al.* (1992)
Type : *Globigerina (Eoglobigerina) taurica* MOROZOVA (1961)

Description : test trochospiralé bas de 10 à 15 loges, avec 5 ou 6 loges dans le dernier tour. Les loges sont globuleuses ou légèrement ovoïdes et augmentent graduellement de taille. L'enroulement des premières loges est presque planispiralé. L'ouverture intérieure marginale, ombilicale ou extra-ombilicale, est en forme d'arc, entourée d'une lèvre. L'ombilic, parfois étroit et profond, peut être très largement ouvert. La paroi mince a une forte ornementation.

Praemurica inconstans (SUBBOTINA, 1953)
Pl. 2, fig. 2-3

- 1953 - *Globigerina inconstans* n. sp., Subbotina, p. 58, pl. 3, fig. 1-2 (1 = holotype). Nord du Caucase.
1975 - *Globigerina (Eoglobigerina) inconstans* SUBBOTINA ; Abtahi, p. 107, pl. 9, fig. 11.
1982 - *Globorotalia trinidadensis* BOLLI ; Mohamed *et al.*, pl. 2, fig. 10-11. Egypte.
1986 - *Globorotalia inconstans* (SUBBOTINA) ; Haggag, p. 162, pl. 2, fig. 2 a, b. Egypte.
1990 - aff. *Morozovella inconstans* (SUBBOTINA) ; Canudo, pl. 35, fig. a-d. Pyrénées.

Description : test trochospiralé constitué de 12 à 14 loges enroulées sur 2 ou 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 5,5 à 7 loges. Les loges augmentent régulièrement de taille, sont très globuleuses et les dernières sont légèrement plus comprimées perpendiculairement au plan axial, si bien qu'en section axiale ou subaxiale, elles sont en forme d'oreille. La face dorsale est plane, avec un contour lobé et des lignes de suture légèrement courbes et déprimées. La périphérie est arrondie. L'ombilic est petit et profond. L'ouverture est en position ombilicale équatoriale. La paroi est mince et sa surface est réticulée.

Répartition stratigraphique : Danien inférieur - Sélandien inférieur.

Famille *GLOBANOMALINIDAE* LOEBLICH & TAPPAN (1984),
émendement CANUDO (1990)

Genre *GLOBONOMALINA* HANQUE (1956),
émendé BANNE, 1989
Type *Globanomalina ovalis* HANQUE (1956)

Description : le genre *Globonomalina* inclut les morpho-espèces de *Globigerina* à paroi lisse, ainsi que

toutes les morpho-espèces d'*Anomalina* à loges globuleuses avec une face dorsale évolutive.

Globanomalina compressa (PLUMMER, 1926)

Pl. 1, fig. 12-13

1926 - *Globigerina compressa* n. sp., Plummer, p. 135, pl. 8, fig. 11 a-c (holotype). Texas.

1957a - *Globorotalia elongata*, Glaessner, Loeblich et Tappan, p. 188-189, 193, pl. 45, fig. 5 a-c ; pl. 46, fig. 5 a-c ; pl. 48, fig. 5 a-c ; pl. 54, fig. 4 a-c, 5 a-c ; pl. 59, fig. 4 a-c. Alabama, Maryland, Virginie, New Jersey, Mexique.

1995 - *Planorotalites compressa* (PLUMMER), N'Da et al., pl. 2, fig. 16-18, 19-21. Golfe de Guinée.

Description : Test trochospiralé biconvexe de 9 à 11 loges enroulées sur 2 tours. Le dernier tour est constitué de 4,5 à 5,5 loges. Les loges augmentent au début régulièrement, puis rapidement de taille. Elles sont globuleuses et la dernière, légèrement oblongue, est en forme de poire en section axiale ou subaxiale. La face dorsale est légèrement convexe, avec un contour lobé et des lignes de sutures parfois légèrement courbes et faiblement déprimées. La périphérie est arrondie à subaiguë. L'ombilic est petit. L'ouverture est en position ombilicale à extra-ombilicale. La paroi est lisse et finement perforée.

Répartition stratigraphique : Danien inférieur-Danien/Sélandien.

Globanomalina chapmani (PARR, 1938)

1938 - *Globorotalia chapmani* n. sp., Parr, p. 87, pl. 3, fig. 8 et 9 (9 a et 9 b holotype). Ouest de l'Australie.

1957a - *Globorotalia elongata* Glaessner, Loeblich et Tappan (pars), p. 188-189, 193, pl. 63, fig. 2 a-c. Alabama, Maryland-Virginie, New Jersey, Mexique.

1994 - *Luterbacheria haunsbergensis* (GOHRBANDT), Canudo (pars), p. 31-32. Pyrénées Chaînes bétiques.

Description : test trochospiralé biconvexe avec 9 à 11 loges enroulées sur 2 tours. Le dernier tour est constitué de 4 à 4,5 loges. Les loges augmentent au début régulièrement, puis rapidement de taille. Elles sont globuleuses et la dernière légèrement ovoïde. La face dorsale est convexe, avec un contour lobé et des lignes de suture parfois plus ou moins incurvées et faiblement déprimées. La périphérie est arrondie à subaiguë.

L'ombilic est modérément large. L'ouverture est en position ombilicale à extra-ombilicale. La paroi est lisse et finement perforée.

Répartition stratigraphique : Sélandien et Thanétien.

Dans les sédiments étudiés nous l'avons trouvé depuis le Danien (zone à *Acarinina trinidadensis*).

Genre *LUTERBACHERIA* CANUDO (1994)

Type : « *Globorotalia* » *pseudomenardii* BOLLI (1957)

Description : Planorotaliné trochospiralé et presque planispiralé comprimé, à périphérie anguleuse en raison de la présence d'une carène. Le test est convexe ou légèrement plano-convexe avec un petit ombilic, peu profond. Les loges ont une forme ovoïde aplatie parallèlement à l'axe d'enroulement des loges et sont au nombre de 4 à 7 dans le dernier tour. La surface du test est lisse et moyennement perforée.

Luterbacheria pseudomenardii (BOLLI, 1957)

Pl. 2, fig. 7

1957 - *Globorotalia pseudomenardii* n. sp., Bolli, p. 77, pl. 20, fig. 141-147. Trinidad.

1957a - *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI ; Loeblich et Tappan, p. 193, fig. 10 a-c ; pl. 47, fig. 4 a-c ; pl. 49, fig. 6 a-c ; pl. 54, fig. 10 a-c, 11a-c, 12 a-c, 13 a-c ; pl. 59, fig. 3 a-c ; pl. 60, fig. 8 a-c ; pl. 63, fig. 1 a-c. Alabama, Maryland-Virginie, New Jersey, Mexique.

1995 - *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI) ; Lu et Keller, pl. 6, fig. 12-14, 18-19. Pacifique central.

Description : test trochospiralé concavo-convexe à 12 à 14 loges enroulées sur 2,5 tours. Le dernier tour est constitué de 5 loges. Les loges augmentent rapidement de taille et la dernière peut représenter le tiers du test. La face dorsale est légèrement convexe. Les loges, grossièrement triangulaires en section axiale ou subaxiale, sont séparées par des lignes de suture courbes. La face ventrale est légèrement concave. La périphérie est aiguë en raison de la présence d'une carène développée. L'ombilic est large, mais peu profond. L'ouverture est en position ombilicale ou extra-ombilicale. La surface de la paroi est lisse et finement perforée.

Répartition stratigraphique : Thanétien inférieur.

Famille *CHILOGUEMBELINIDAE* REISS (1963)

Genre *CHILOGUEMBELINA* LOEBLICH & TAPPAN (1956)

Type : *Guembelina midwayensis* CUSHMAN (1940)

Chiloguembelina sp.

Pl. 1, fig. 9-10

Description : test bisérié renflé, subissant parfois une torsion. Les loges globuleuses, séparées par des lignes de suture déprimées, augmentent régulièrement de taille au début, puis plus rapidement à la fin. L'ouverture, en forme d'arc, est basale. La paroi, calcitique fibro-radiaire, est finement perforée. La surface de la paroi est lisse.

Répartition stratigraphique : Paléocène-Eocène.

2.2. Historique sur les foraminifères planctoniques et leurs zonations

Les foraminifères planctoniques sont largement utilisés en biostratigraphie et en paléocologie. Leur grande abondance, leur large distribution et leur rapide évolution ont fait de ce groupe un outil fondamental

pour la biostratigraphie du Crétacé et du Tertiaire.

Dès les années 1920, les compagnies pétrolières découvrent leur importance pour les datations, la stratigraphie et la détermination des faciès. Ainsi, vont se développer les premières biozonations dans les régions de l'ex-URSS [Subbotina, 1953 ; Morozova, 1960 ; Alimarina, 1963 ; Luterbacher, 1968] et dans les Caraïbes [Bolli, 1957a].

Pour les basses latitudes (domaines tropical et subtropical), la biozotation la plus largement répandue est celle de Bolli [1957], elle-même postérieurement modifiée et complétée par lui-même et d'autres auteurs [Bolli, 1966 ; Premoli-Silva et Bolli, 1973 ; Toumarkine et Luterbacher, 1985].

La plupart des zonations de foraminifères planctoniques du Cénozoïque dans les basses latitudes a été établie à Trinidad. Cushman et Stainforth [1945] furent les premiers à identifier trois zones dans le Cénozoïque de la Formation Cipero de l'Oligocène-Miocène, soit les zones à *Globigerina concinna*, *Globigerinatella insueta* et *Globorotalia foehsi*. Ultérieurement, Cushman et Renz [1947] ont créé dans l'Oligocène la zone à *Globigerina dissimilis* intercalée entre les zones à *Globigerina concinna* et à *Globigerinatella insueta* ; enfin, Stainforth [1948] a défini dans le Miocène moyen la zone à *Globorotalia*

AGE	Banner et Blow (1965b) Blow (1969) Berggren et van Couvering (1974)	Bolli (1957a, b, 1966) Premoli-Silva et Bolli (1973)	Blow (1979)	AGE		
	Marqueurs		Marqueurs			
ÉOCÈNE	S	P17 — <i>D. Hantkenina</i> P16 — <i>D. G. mexicana</i> P15 — <i>D. G. lehneri-T. rohri</i>	<i>Turborotalia cerroazulensis</i> s.l. <i>Globigerinatella semiinvoluta</i> <i>Truncarotaloides rohri</i> <i>Orbulinoides beckmanni</i> <i>Morozovella lehneri</i>	<i>D. C. inflata</i> / <i>A. G. gortznii gortznii</i> — P17 <i>A. C. inflata</i> — P16 P15 <i>A. P. semiinvoluta</i> — P14 <i>D. G. beckmanni</i> — P13 <i>A. G. beckmanni</i> — P12 <i>D. S. boweri</i> — P11 <i>A. G. kugleri kugleri</i> — P10	ÉOCÈNE	
	M	P11 — <i>A. G. lehneri-T. topilensis</i> P10 — <i>A. Hantkenina</i>	<i>Globigerinatella s. subconglobata</i> <i>Hantkenina nuttalli</i> <i>Acarinina pentacamerata</i> <i>Morozovella aragonensis</i> <i>Morozovella formosa formosa</i> <i>Morozovella subbotinae</i> <i>Morozovella edgari</i>	<i>A. S. frontosa frontosa</i> — P9 <i>A. G. (A.) aspensis</i> — b <i>A. G. (M.) aragonensis</i> — a <i>A. G. (M.) formosa</i> — P7		
	I	P9 — <i>A. G. aragonensis</i>	<i>Planorotalites pseudomenardii</i> <i>Planorotalites pusilla pusilla</i> <i>Morozovella angulata</i> <i>Morozovella uncinata</i> <i>Morozovella trinidadensis</i> <i>Morozovella pseudobulloides</i> <i>Globigerina eugubina</i>	<i>A. G. (A.) wilcoxensis berggreni</i> — P6 <i>A. G. (m.) subbotinae subbotinae</i> — P5 <i>A. G. (M.) soldadoensis soldadoensis</i> — P4 <i>A. G. (G.) pseudomenardii</i> — P3		
		P8 — <i>A. Pseudohastigerina</i> P7 — <i>D. G. pseudomenardii</i> P6 — <i>A. G. pseudomenardii</i>		<i>A. G. (M.) angulata angulata</i> — P2 <i>A. G. (A.) praecursoria praecursoria</i> — b <i>A. G. (T.) compressa compressa</i> — a <i>A. G. (T.) pseudobulloides</i> — Pco <i>D. Rugoglobigerina</i> sp. — M18		
		P5 — <i>A. G. angulata</i> P4 — <i>D. G. daubjergensis</i>				
		P3 — <i>D. Globotruncana-Rugoglobigerina</i>				
	PALÉOCÈNE	M	P2 — <i>D. Globotruncana-Rugoglobigerina</i>			
		I	P1 — <i>D. Globotruncana-Rugoglobigerina</i>			

FIG. 14.— Comparation des biozones du Paléocène-Eocène entre les schémas zonaux de Banner et Blow [1965b], Bolli [1957a, b ; 1966], Blow [1969], et Blow [1979]), d'après Toumarkine et Luterbacher in Bolli et al. [1985].

menardii à partir de matériel provenant de la Formation Lengua de Trinidad.

C'est Grimsdale qui, en 1951, a établi la première corrélation interbasinale entre 41 espèces de foraminifères planctoniques d'âge cénozoïque provenant du Golfe du Mexique et des Caraïbes et les faunes équivalentes du Moyen Orient.

Plus tard, Bolli [1957a] a réalisé une biozonation du Paléocène-Eocène (fig. 14) à Trinidad dont il a signalé postérieurement la valeur régionale [1959]. Par la suite, en 1966, il a également mis au point le schéma zonal des foraminifères planctoniques du Crétacé au Pliocène, redéfinissant les zones déjà déterminées par d'autres auteurs et donnant une description systématique de chaque espèce. Il est également à l'origine des corrélations entre les zones établies dans la région des Caraïbes, celles d'Israël et celles de Nouvelle Zélande.

La zonation de Bolli et Bermudez [1965], postérieurement détaillée par Bolli et Premoli-Silva [1973] a permis d'établir un schéma zonal détaillé de la partie supérieure du Cénozoïque à partir de forages réalisés dans les Caraïbes.

Jenkins [1965, 1971] a établi une biozonation du Paléogène en Nouvelle Zélande, applicable aux hautes latitudes de l'Hémisphère Sud. Cependant cette biozonation est peu détaillée, l'ensemble du Paléocène étant réduit à deux zones : la zone à *Globigerina (G) pauciloculata* ? (Teuriense) et la zone à *Globigerina triloculinoïdes* (passage Teuriense-Waipaniense) qui, selon Blow [1979], couvriraient respectivement le Paléocène inférieur et le Paléocène moyen-supérieur. Stott et Kennet [1990] ont établi une biozonation plus détaillée dans la région de l'Antarctique (biozonation numérique AP), réalisée à partir d'une révision taxonomique plus moderne. Cette biozonation a été modifiée et complétée par Huber [1991a], puis par Lu et Keller [1993] pour le passage Paléocène-Éocène.

Parallèlement au développement du schéma zonal de Bolli et Bermudez [1965], Banner et Blow [1965b] proposent une zonation basée sur des foraminifères planctoniques, très proche de celle établie par Bolli en 1957. La plupart de leurs zones sont pourtant légèrement différentes et ils désignent chacune d'entre elles par un code constitué d'une lettre et d'un numéro. Ils ont utilisé la lettre **P** pour le Paléogène et **N** pour le Néogène et numéroté les zones à l'intérieur de chaque unité (fig. 14).

Actuellement, les zones les plus utilisées pour le Paléocène (fig. 15) sont celles de Blow [1979], Toumarkine et Luterbacher [1985] et Berggren et Miller [1988], cette dernière révisée par Berggren *et al.* en 1995.

La tendance de ces dernières années a été de réaliser une biozonation de plus haute résolution, avec comme objectif prioritaire de bien définir biostratigraphiquement les limites d'étages et de sous-étages [Lu et Keller, 1993 ; Molina *et al.*, 1994 ; Canudo *et al.*, 1995 ; Arenillas et Molina, 1996a, b ; Arenillas, 1998], soit les

limites du Maastrichtien-Danien (Crétacé-Tertiaire), Danien-Sélandien, Sélandien-Thanétién et Thanétién-Yprésien (Paléocène-Éocène). Une nouvelle zone a été introduite dans le schéma numérique de Banner et Blow [1965b] et dans la zonation de Bolli [1957a, 1966] : la zone P0 ou à *Guembelitria cretacea*, zone précédemment établie par Smit [1982].

Dans les études géologiques réalisées au Mexique, les foraminifères planctoniques sont actuellement les fossiles les plus utilisés pour la biostratigraphie du Tertiaire. Une abondante information inédite est disponible dans les archives de la compagnie des Pétroles Mexicains (PEMEX) et dans celles de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP). Mais, malgré une telle quantité d'information biostratigraphique, la répartition des foraminifères planctoniques des bassins tertiaires de Mexique est encore très mal connue. Jusqu'à présent, seuls quelques travaux ont traité ce problème [Gonzalez-Lara, 1994 et Rosalez-Dominguez, en préparation].

Il est important de noter que toutes les zonations du Paléocène [Bolli, 1957b, 1966 ; Premoli-Silva et Bolli, 1973 ; Hillebrand, 1962, 1965 ; Jenkins, 1965 ; Berggren, 1969 ; Stainforth *et al.*, 1974] sont régionales. Il n'existe pas encore un schéma de zonation standard entièrement valable à l'échelle globale. Le choix et l'utilisation d'une zonation déterminée va dépendre avant tout de la situation latitudinale de la région étudiée. Le problème de la validité des zonations est lié à différents facteurs qui peuvent être énumérés de la manière suivante :

- abondance des espèces et qualité de la préservation des tests ;
- paléoprofondeur du secteur étudié en sachant que la distribution verticale des foraminifères planctoniques dans la colonne d'eau varie selon cette profondeur [Douglas et Silva, 1973], les formes les plus complexes et carénées étant généralement associées aux eaux les plus profondes ;
- température des eaux latitudinales et stratification des eaux en profondeur [Bé, 1977] ;
- abondance des nutriments, salinité, pH de l'eau de mer ;
- présence de grands courants océaniques délimitant les « grandes masses d'eau » [Caron, 1983] ;
- dissolution du carbonate de calcium affectant préférentiellement les tests de foraminifères planctoniques ;
- fluctuations des températures des eaux influençant la distribution de certaines espèces [Kennett, 1973 ; Shackleton et Vella, 1973 ; Douglas et Savin, 1973].

C'est parmi ces facteurs qu'il faut trouver des explications à ce que certaines espèces, considérées comme index de zone dans certaines zonations comme celle de Bolli [1957], sont rarement présentes ou complètement absentes des bassins du Sud-Est du Mexique [Gonzalez-Lara, 1994b].

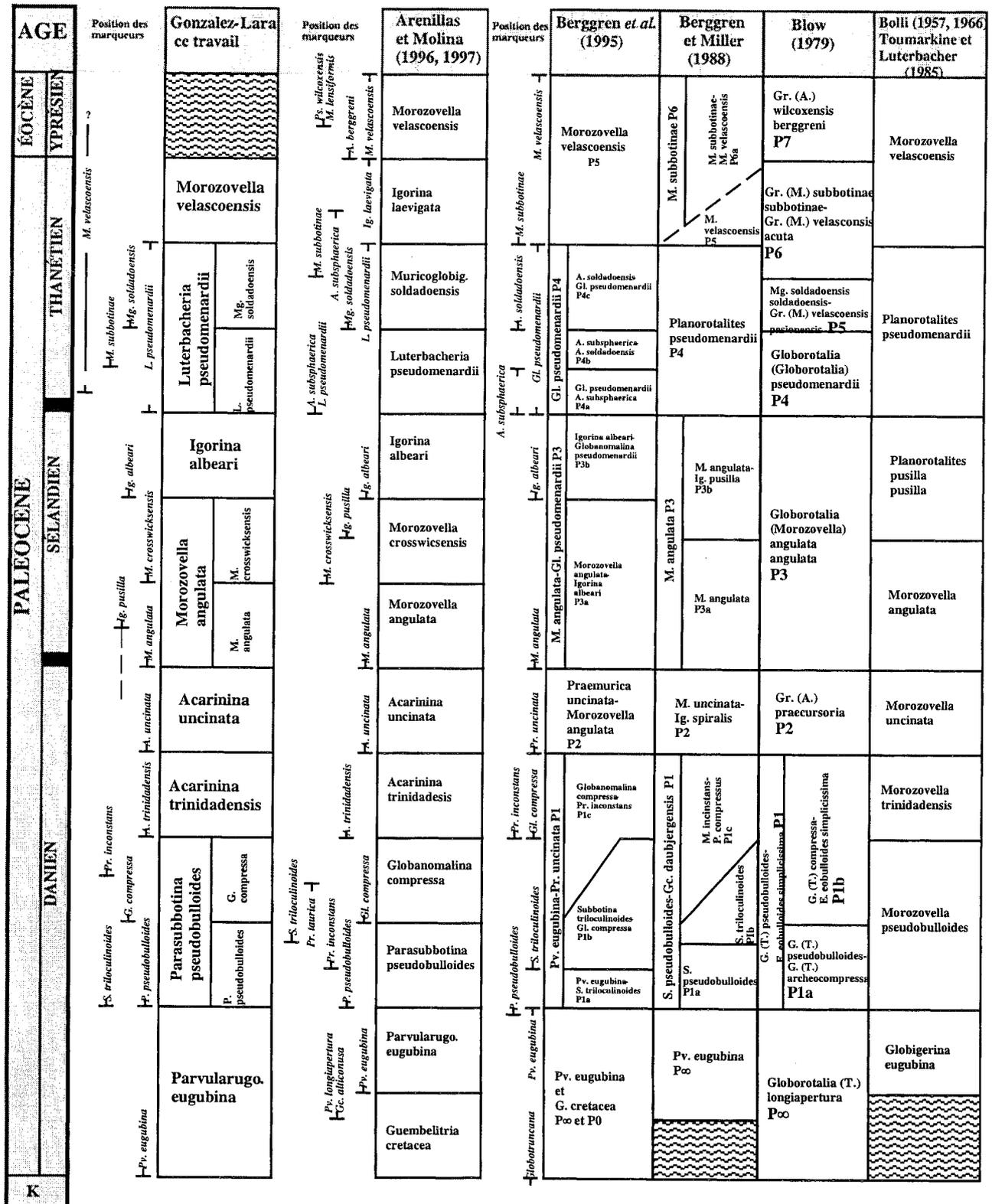


Fig. 15.- Comparaison biostratigraphique des zonations du Paléocène avec celle du bassin du Chiapas.

2.3. Zonation des foraminifères planctoniques dans le bassin du Chiapas

Dans ce travail, nous utiliserons les termes de zones selon la définition donnée dans le volume « Stratigraphie - terminologie française » [1997], où une zone ou biozone est considérée comme « une unité concrète représentée par une strate ou un ensemble de strates distinguées des strates voisines par leur contenu biologique fixé a priori ». Elle est aussi définie comme « une couche ou un ensemble de couches caractérisés par l'existence d'un ou plusieurs taxons fossiles dont elle reçoit généralement le nom » [AAPG, 1970].

La zonation des foraminifères planctoniques établie pour ce travail est fondée en priorité sur l'identification des marqueurs stratigraphiques déjà définis dans les travaux de Luterbacher [1964], Postuma [1971], Stainforth *et al.* [1975], Butterlin [1981], Toumarkine et Luterbacher [1985], Loeblich et Tappan [1987], Sartorio et Venturini [1988], Berggren *et al.* [1995], et van Konijnenburg *et al.* [1998]. Les zones utilisées dans ce travail ont déjà été définies précédemment, soit comme zones, soit comme sous-zones par Toumarkine et Luterbacher [1985], Berggren *et al.* [1995], Arenillas et Molina [1997]. En fait, notre zonation rejoint le dernier découpage zonal publié par Arenillas et Molina en 1997 pour l'Europe à une différence près : j'ai considéré une partie des zones de ces auteurs comme des sous-zones (fig. 15). En effet, si j'ai bien retrouvé tous leurs marqueurs zonaux, certains d'entre eux étaient extrêmement rares comme *Globanomalina compressa*, *Morozovella crosswicksensis* et *Muricoglobigerina soldadoensis* (3 exemplaires). En outre, l'espèce *Morozovella crosswicksensis* est parfois mal préservée, si bien que les représentants de cette espèce se distinguent difficilement de ceux du genre *Igorina*. En conséquence, pour proposer un schéma zonal basé sur des marqueurs bien reconnaissables et abondants, j'ai préféré considérer un découpage en zones et sous-zones définies par des espèces marqueurs dont les représentants dans les coupes du Chiapas n'étaient ni rares ni difficilement identifiables.

La zonation des foraminifères planctoniques que je présente ici repose sur l'analyse de 17 coupes du Paléocène du Bassin de la Sierra du Chiapas dont 12 ont fourni suffisamment d'éléments pour l'établir (fig. 16 et 17).

Dans ces coupes, nous avons identifié les espèces de foraminifères planctoniques du Paléocène aussi bien en formes dégagées qu'en section. En effet, une partie des faciès de bassin est représentée par des calcaires et la reconnaissance des foraminifères en lame mince est alors l'unique moyen de déterminer la microfaune. Ces calcaires sont soit intercalés dans des séries plus argileuses, soit, plus massifs, ils renferment des niveaux plus marneux, plus tendres et donc lavables. Il a ainsi été possible de contrôler la validité des déterminations de faune en lame mince grâce aux faunes dégagées issues

des lavages et venant des niveaux plus tendres intercalés dans les séries calcaires.

Pour les déterminations en lames minces, je me suis appuyé sur les travaux pionniers de Postuma [1971], Olsson *et al.* [1992] et van Konijnenburg [1998] et, également, sur des travaux portant principalement sur l'analyse de la texture de la paroi et de l'ornementation extérieure menée par Luterbacher [1964], Postuma [1977], Sartorio et Venturini [1988], Olsson *et al.* [1992] et van Konijnenburg [1998]. Ces déterminations, basées sur certains caractères morphologiques, permettent de reconnaître en section les principales espèces planctoniques du Paléocène. Grâce à cela, j'ai pu non seulement corréliser les séries de bassin avec celles de la plate-forme, mais aussi identifier les associations fauniques de chaque zone.

Dans les séries du Paléocène des Chiapas, 7 zones ont été identifiées :

- 3 au Danien (*Parasubbotina pseudobulloides*, *Acarinina trinidadensis* et *Acarinina uncinata*),
- 2 au Sélandien (*Morozovella angulata* et *Igorina albeari*),
- 2 au Thanétien (*Luterbacheria pseudomenardii* et *Igorina laevigata*) (fig. 16).

Toutes ces zones sauf une sont des zones basées sur la première apparition du marqueur zonal dont elles portent le nom. La seule exception concerne la zone à *Igorina laevigata* qui débute avec l'extinction de *Luterbacheria pseudomenardii* et se termine avec l'extinction de *Igorina laevigata*.

Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina*

Âge : Danien.

Auteur : Luterbacher et Premoli Silva [1964], modifiée par Premoli Silva et Bolli [1973].

Définition : Zone débutant avec la première apparition de *Parvularugoglobigerina eugubina* et se terminant avec la première apparition de *Parasubbotina pseudobulloides*.

Association : *Guembelitria cretacea* CUSHMAN (1933), *Parvularugoglobigerina longiapertura* (BLOW, 1979), *Parvularugoglobigerina cf. sabina* (LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA, 1964), *Parvularugoglobigerina eugubina* (LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA, 1964), *Globastica daubjergensis* (BRÖNNIMANN, 1953), *Globanomalina* spp., *Globoconusa cf. conusa* KHALILOV (1956), *Eoglobigerina fringa* (SUBBOTINA, 1956), *Eoglobigerina simplicissima* BLOW, (1979), *Globanomalina archeocompressa* (BLOW, 1979), *Praemurica pseudoconstans* ? (BLOW, 1979), *Parvularugoglobigerina canudo* ARENILLAS, 1996, *Globanomalina cf. imitata* (SUBBOTINA, 1953).

En section : *Parvularugoglobigerina eugubina* est une espèce de petite taille (moins de 0,15 mm) caractérisée par un enroulement trochospiralé bas, parfois même presque planispiralé.

Remarques : Dans les Chiapas, elle n'a pas été clairement mise en évidence sauf dans les sédiments de la base d'une seule coupe.

Localisation : La zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* existe à la base de la Coupe San Pedro «A» (fig. 15 et 17) entre les microconglomérats de la limite Crétacé/Tertiaire et les sédiments hémipélagiques de la zone à *Parasubbotina pseudobulloides*.

Zone à *Parasubbotina pseudobulloides*

Âge : Danien.

Auteur : Bolli [1966], modifié par Blow [1979].

Définition : Zone débutant avec la première apparition de *Parasubbotina pseudobulloides* et se terminant avec la première apparition d'*Acarinina trinidadensis*. Elle est subdivisée en deux sous-zones :

- la sous-zone à *Parasubbotina pseudobulloides* débutant avec la première apparition de *Parasubbotina pseudobulloides* et se terminant avec l'apparition à *Globanomalina compressa* ;
- la sous-zone à *Globanomalina compressa* débutant avec la première apparition de *Globanomalina compressa* et se terminant avec l'apparition d'*Acarinina trinidadensis*.

Association : *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926), *Parvularugoglobigerina* spp., *Guembelitra cretacea* CUSHMAN (1933), *Guembelitra trifolia* (MOROZOVA, 1961), *Woodrigina* ? sp. LOEBLICH & TAPPAN (1957a), *Chiloguembelina* spp., *Globastica daubjergensis* (BRÖNNIMANN, 1953), *Globanomalina* spp., *Eoglobigerina* spp., *Globanomalina plano-compressa* (SHUTSKAYA, 1965), *Woodrigina* cf. *claytonensis* LOEBLICH & TAPPAN (1957), *Eoglobigerina microcellulosa* (MOROZOVA, 1961), *Eoglobigerina fringa* (SUBBOTINA, 1956), *Eoglobigerina simplicissima* BLOW, (1979), *Globanomalina archeocompressa* (BLOW, 1979), *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926), *Globoconusa* sp., *Eoglobigerina* cf. *pentagona* MOROZOVA (1961), *Guembelitra* ? sp., *Globanomalina* cf. *imitata* (SUBBOTINA, 1953), *Globanomalina* cf. *caucasica* (KHALILOV, 1956) et *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA, 1953).

En section : *Parasubbotina pseudobulloides* est une espèce à face dorsale plane ou très faiblement convexe

dont les loges, très globuleuses, ont une paroi mince. *Parasubbotina pseudobulloides* peut être distinguée de *Parvularugoglobigerina eugubina* par sa plus grande taille (0,2-0,22 mm), sa face dorsale plane ou convexe, une large ouverture presque toujours visible en section et une augmentation rapide de la taille des loges, si bien que la dernière loge est souvent largement plus de deux fois plus grande que la loge qui lui est opposée en section axiale. Notons que les foraminifères planctoniques venant des zones à *Pv. eugubina* ou à *P. pseudobulloides* sont généralement de petite taille, de l'ordre de 0,1 à 0,2 mm et ont tous des loges globuleuses.

Subbotina triloculinoides est une espèce à face dorsale toujours convexe et à loges très globuleuses à paroi mince. Cette espèce est toujours plus globuleuse que *Parasubbotina pseudobulloides*.

Globanomalina compressa est aussi une espèce à face dorsale plane ou très faiblement convexe et à loges très globuleuses à paroi mince, mais la dernière loge présente une section axiale légèrement piriforme caractéristique de cette espèce.

Remarques : la sous-zone à *P. pseudobulloides* a été définie pour la première fois par Blow en 1979. Cette sous-zone est synonyme de la zone à *P. pseudobulloides* de Bolli [1966] et est équivalente à la zone P1a de Berggren et Miller [1988]. Elle a été définie entre la première apparition de *P. pseudobulloides* et la première apparition de *Subbotina triloculinoides*. Nous n'avons pas utilisé ce dernier taxon comme marqueur zonal car du fait de l'imprécision régnant sur le choix des critères spécifiques de cette espèce, les auteurs l'ont souvent signalé à différents niveaux stratigraphiques ; en particulier, sa première apparition a parfois été signalée avant la première apparition de *Parasubbotina pseudobulloides* [Keller, 1989a, b ; D'Hondt et Keller, 1991].

La sous-zone à *Globanomalina compressa* [Salaj, 1979] est comprise entre la première apparition de *Globanomalina compressa* et la première apparition d'*Acarinina trinidadensis*. Elle correspond en premier lieu à la partie supérieure de la zone à *Globorotalia pseudobulloides* de Bolli [1966] et de Stainforth *et al.* [1975] et, en second lieu, à la zone à *Morozovella pseudobulloides* de Toumarkine et Luterbacher [1985]. Elle correspond également à la partie inférieure de la sous-zone P1b de Blow [1979] qui l'a défini comme une zone d'intervalle entre la première apparition de *Gl. (T.) compressa* et la première apparition de *Gr. (A.) praecursoria*. Ce dernier auteur utilise *Globanomalina compressa* comme marqueur zonal en considération de la large répartition géographique de cette espèce.

Localisation : la zone à *Parasubbotina pseudobulloides* a été identifiée dans la Coupe San Pedro «A» (fig. 15 et 17) où l'association de la zone est présente sur une épaisseur d'environ 8 m à la base de la série.

AGE	ZONES	ASSOCIATION DE FORAMINIFERES PLANCTONIQUES CARACTERISANT LES ZONES												
			1. San Pedro	2. La Trinitaria "A"	3. La Trinitaria "B"	4. Cruzchen	5. Ococh "A"	6. Ococh "B"	7. Tzajhalo	8. La Ilusion	9. Bochil	10. Kulaktik (somet)	11. Bajoveltic	12. Esperanza
PALÉOCÈNE	THANÉTIEN	M. VELASCOENSIS	<i>Eoglobigerina</i> ? sp., <i>P. cf. pseudobulloides</i> , <i>Subbotina</i> ? sp., <i>S. cf. triloculinoides</i> , <i>M. velascoensis</i> , <i>Ig. albeari</i> et <i>Morozovella</i> spp.											
		L. PSEUDOMENARDII	<i>P. pseudobulloides</i> , <i>Globanomalina</i> sp., <i>G. compressa</i> , <i>Eoglobigerina</i> sp., <i>G. chapmani</i> , <i>L. ehrenbergi</i> , <i>Parasubbotina</i> sp., <i>Subbotina</i> spp., <i>S. triangularis</i> , <i>S. cf. triloculinoides</i> , <i>Morozovella</i> spp., <i>Luterbacheria</i> sp., <i>A. cf. uncinata</i> , <i>M. angulata</i> , <i>M. aequa</i> , <i>Ig. pusilla</i> , <i>S. velascoensis</i> , <i>Gg. linaperta</i> , <i>M. conicontrucata</i> , <i>L. cf. elongata</i> , <i>M. velascoensis</i> , <i>Acarinina</i> spp., <i>M. subbotinae</i> , <i>M. edgari</i> , <i>M. kolchidica</i> , <i>M. cf. quetra</i> , <i>Luterbacheria</i> spp., <i>Mg. whitei</i> , <i>M. acuta</i> , <i>Ig. laevigata</i> , <i>M. cf. lacerti</i> , <i>M. cf. parva</i> , <i>Igorina</i> sp., <i>L. troelseni</i> , <i>Mg. soldadoensis</i> et <i>Muricoglobigerina</i> sp.											
	SÉLANDIEN	IG. ALBEARI	<i>S. triloculinoides</i> , <i>Chiloguembelina</i> sp., <i>P. pseudobulloides</i> , <i>Globanomalina</i> sp., <i>G. compressa</i> , <i>Eoglobigerina</i> sp., <i>G. chapmani</i> , <i>L. ehrenbergi</i> , <i>Parasubbotina</i> sp., <i>Subbotina</i> sp., <i>S. triangularis</i> , <i>Morozovella</i> sp., <i>Luterbacheria</i> sp., <i>A. cf. uncinata</i> , <i>M. angulata</i> , <i>M. aequa</i> , <i>L. cf. pseudomenardii</i> , <i>Ig. pusilla</i> , <i>S. velascoensis</i> , <i>Gg. cf. linaperta</i> , <i>Gg. cf. hagni</i> et <i>M. conicontrucata</i> .											
		M. ANGULATA	<i>S. triloculinoides</i> , <i>Chiloguembelina</i> sp., <i>P. pseudobulloides</i> , <i>Globanomalina</i> sp., <i>G. compressa</i> , <i>Eoglobigerina</i> sp., <i>P. varianta</i> , <i>A. trinidadensis</i> , <i>G. chapmani</i> , <i>L. ehrenbergi</i> , <i>Parasubbotina</i> sp., <i>Subbotina</i> sp., <i>S. triangularis</i> , <i>Morozovella</i> sp., <i>Luterbacheria</i> sp., <i>A. uncinata</i> , <i>A. praeangulata</i> , <i>M. aequa</i> , <i>Gg. cf. prolata</i> , <i>M. crosswickensis</i> , <i>Gg. cryptomphala</i> , <i>Ig. pusilla</i> , <i>S. velascoensis</i> , <i>Gg. cf. linaperta</i> et <i>M. conicontrucata</i> .											
	DANIEN	A. UNCINATA	<i>S. triloculinoides</i> , <i>Chiloguembelina</i> sp., <i>P. pseudobulloides</i> , <i>Globanomalina</i> sp., <i>G. compressa</i> , <i>Eoglobigerina</i> sp., <i>Pr. inconstans</i> , <i>P. varianta</i> , <i>A. trinidadensis</i> , <i>G. chapmani</i> , <i>L. ehrenbergi</i> , <i>Parasubbotina</i> sp., <i>Subbotina</i> sp., <i>S. triangularis</i> , <i>Luterbacheria</i> sp. et <i>Acarinina</i> sp.											
		A. TRINIDADENSIS	<i>S. triloculinoides</i> , <i>Chiloguembelina</i> sp., <i>P. pseudobulloides</i> , <i>Globanomalina</i> sp., <i>G. compressa</i> , <i>Eoglobigerina</i> sp., <i>Pr. inconstans</i> , <i>P. varianta</i> , <i>A. trinidadensis</i> , <i>G. chapmani</i> , <i>L. ehrenbergi</i> , <i>Parasubbotina</i> sp., <i>Subbotina</i> sp., <i>S. triangularis</i> , <i>Luterbacheria</i> sp. et <i>Acarinina</i> sp.											
		P. PSEUDOBULLOIDES	<i>S. triloculinoides</i> , <i>Parvularugoglobigerina</i> spp., <i>G. cretacea</i> , <i>G. trifolia</i> , <i>Woodrigina</i> ? sp., <i>Chiloguembelina</i> spp., <i>Gb. daubjergensis</i> , <i>Globanomalina</i> spp., <i>Eoglobigerina</i> spp., <i>G. planocompressa</i> , <i>W. cf. claytonensis</i> , <i>E. microcellulosa</i> , <i>E. fringa</i> , <i>E. simplicissima</i> , <i>G. archeocompressa</i> , <i>G. compressa</i> , <i>Globoconusa</i> sp., <i>E. cf. pentagona</i> , <i>Guembelitra</i> ? sp., <i>G. cf. imitata</i> , <i>G. cf. caucasica</i> et <i>Pr. inconstans</i> , <i>P. pseudobulloides</i> .											
		PV. EUGUBINA	<i>G. cretacea</i> , <i>Pv. longiapertura</i> , <i>Pv. cf. sabina</i> , <i>Pv. eugubina</i> , <i>Gbc. cf. conusa</i> , <i>E. fringa</i> , <i>E. simplicissima</i> , <i>G. archeocompressa</i> , <i>Pr. pseudoinconstans</i> ?, <i>Pv. cf. hemisphaerica</i> , <i>G. cf. imitata</i> .											

FIG. 16.—Zones, associations de foraminifères planctoniques et âge des sections étudiées.

Zone à *Acarinina trinidadensis***Âge** : Danien.**Auteur** : Bolli [1957a].**Définition** : Zone débutant avec la première apparition d'*Acarinina trinidadensis* et se terminant avec la première apparition d'*Acarinina uncinata*.**Association** : *Acarinina trinidadensis* (BOLLI, 1957), *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926), *Chiloguembelina* spp., *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), *Globastica daubjergensis* (BRÖNNIMANN, 1953), *Globanomalina* spp., *Eoglobigerina* spp., *Globanomalina planocompressa* (SHUTSKAYA, 1965), *Eoglobigerina fringa* (SUBBOTINA, 1956), *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926), *Globoconusa* sp., *Guembelitra* ? sp., *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA, 1953), *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA, 1953), *Eoglobigerina trivialis* (SUBBOTINA, 1953), *Globanomalina chapmani* (PARR, 1938), *Luterbacheria ehrenbergi* (BOLLI, 1957), *Eoglobigerina tetragona* MOROZOVA (1961), *Praemurica* sp., *Praemurica pseudoinconstans* (BLOW, 1979), *Parasubbotina* sp., *Subbotina* sp., *Subbotina triangularis* (WHITE, 1928), *Praemurica* cf. *taurica* (MOROZOVA, 1961), *Eoglobigerina pentagona* MOROZOVA (1961), *Globanomalina* cf. *archeocompressa* (BLOW, 1979), *Eoglobigerina* cf. *simplicissima* BLOW (1979), *Morozovella* sp., *Luterbacheria* sp., *Acarinina* cf. *arabica* (EL NAGGAR, 1966), *Acarinina* sp., *Eoglobigerina* cf. *edita* (SUBBOTINA, 1953), *Eoglobigerina polycamera* (KHALILOV, 1956), *Globanomalina quadrata*, *Subbotina* cf. *eocaena* GUEMBEL (1868) et *Eoglobigerina spiralis* (BOLLI, 1957).**En section** : *Acarinina trinidadensis* est une espèce à face dorsale plane ou très légèrement concave, à loges globuleuses à paroi épaisse perforée. Sur la face dorsale, la surface des loges est rugueuse en raison de la présence de petits granules sur la surface du test.*Praemurica inconstans* est aussi une espèce à face dorsale plane ou très légèrement concave et à loges globuleuses, mais les parois sont plus minces et la dernière loge présente une forme auriculaire très reconnaissable.**Remarques** : cette zone est synonyme de la zone à *Globorotalia trinidadensis* de Bolli [1966] et Stainforth *et al.* [1975], ainsi que de la zone à *Morozovella trinidadensis* de Toumarkine et Luterbacher [1985]. Parfois, cette zone est appelée zone à *Praemurica inconstans*.La position taxonomique et biostratigraphique d'*Acarinina trinidadensis* est l'objet de nombreuses discussions. Ainsi Blow [1979] avec Berggren et Miller [1988] considèrent que *Praemurica inconstans* et *Acarinina trinidadensis* sont deux espèces identiques, contrairement à Bolli [1957], Stainforth *et al.* [1975], Toumarkine et Luterbacher [1985]. Arenillas et Molina[1997] considèrent que *A. trinidadensis* est la première représentante d'*Acarinina* parce qu'elle possède un test montrant quelques petits granules. Pour eux, l'espèce *Praemurica inconstans* est plus lisse et plus primitive qu'*Acarinina uncinata* ce qui signifie donc que l'apparition de *Praemurica inconstans* est nécessairement antérieure à celle d'*Acarinina trinidadensis*.**Localisation** : la zone à *Acarinina trinidadensis* a été identifiée dans les coupes Trinitaria « A » et Trinitaria « B » (fig. 15, 18 et 19). Elle est située à la base de la coupe Trinitaria « A » où l'association est présente sur une épaisseur de 6 m, tandis qu'on la retrouve sur 36 m d'épaisseur au sommet de la Coupe Trinitaria « B. »**Zone à *Acarinina uncinata*****Âge** : Danien.**Auteur** : Bolli [1957a], modifiée par Bolli [1966].**Définition** : Zone débutant avec la première apparition d'*Acarinina uncinata* et se terminant avec la première apparition de *Morozovella angulata*.**Association** : *Acarinina uncinata* (BOLLI, 1957), *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926), *Chiloguembelina* sp., *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), *Globanomalina* sp., *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926), *Eoglobigerina* sp., *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA, 1953), *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA, 1953), *Acarinina trinidadensis* (BOLLI, 1957), *Globanomalina chapmani* (PARR, 1938), *Luterbacheria ehrenbergi* (BOLLI, 1957), *Parasubbotina* sp., *Subbotina* sp., *Subbotina triangularis* (WHITE, 1928), *Morozovella* sp., *Luterbacheria* sp. et *Acarinina* sp.**En section** : *Acarinina uncinata* est une espèce à face dorsale plane ou très légèrement convexe, à loges globuleuses à paroi épaisse perforée portant parfois des granules d'assez grande taille. La dernière loge, aplatie du côté de la face dorsale, a une forme grossièrement auriculaire.**Remarques** : cette zone est synonyme de la zone à *Globorotalia uncinata* de Bolli [1957] et Stainforth *et al.* [1975], de la zone à *Morozovella uncinata* de Toumarkine et Luterbacher [1985], de la zone P2 de Berggren et Miller [1988] et Berggren *et al.* [1995] et de la zone à *Acarinina uncinata* d'Arenillas et Molina [1997].**Localisation** : la zone à *Acarinina uncinata* a été identifiée dans les coupes de Cruzchen, Ococh « A », Ococh « B » et Tzajalho (fig. 15, 20, 21, 22, et 24) où l'association est présente sur des épaisseurs respectives d'environ 35 m, 15,5 m, 13,5 m et 19 m.

La base de la coupe d'El Vergel (fig. 23), représentée par des sédiments hémipélagiques et des remaniements gravitaires, se trouve probablement aussi dans cette zone car des sections très semblables à celles d'*A. uncinata* y ont été observées en lames minces.

La limite supérieure de la zone à *Acarinina uncinata* est bien nette dans la coupe de Tzajalho (fig. 24) où s'observe le passage entre la zone à *A. uncinata* et la zone à *Morozovella angulata*.

Zone à *Morozovella angulata*

Âge : Sélandien.

Auteur : Bolli [1966], modifié par Berggren [1995].

Définition : Zone débutant avec la première apparition de *Morozovella angulata* et se terminant avec la première apparition d'*Igorina albeari*. Elle est subdivisée en deux sous-zones :

– la sous-zone à *Morozovella angulata* débutant avec la première apparition de *Morozovella angulata* et se terminant avec l'apparition de *Morozovella crosswicksensis* ;

– la sous-zone à *Morozovella crosswicksensis* débutant avec la première apparition de *Morozovella crosswicksensis* et se terminant avec l'apparition d'*Igorina albeari*.

Association : *Morozovella angulata* (WHITE, 1928), *Subbotina triloculinoïdes* (PLUMMER, 1926), *Chiloguembelina* sp., *Parasubbotina pseudobulloïdes* (PLUMMER, 1926), *Globanomalina* sp., *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926), *Eoglobigerina* sp., *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA, 1953), *Acarinina trinidadensis* (BOLLI, 1957), *Globanomalina chapmani* (PARR, 1938), *Luterbacheria ehrenbergi* (BOLLI, 1957), *Parasubbotina* sp., *Subbotina* sp., *Subbotina triangularis* (WHITE, 1928), *Morozovella* sp., *Luterbacheria* sp., *Acarinina uncinata* (BOLLI, 1957), *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ, 1942), *Morozovella praeangulata* BLOW, 1979, *Globigerina* cf. *prolata* (BOLLI,

ÂGE		ZONES ET SOUS-ZONES		RÉPARTITION DES MARQUEURS
▲▲ formes de l'Eocène				
PALÉOCÈNE	THANÉTIEN	M. VELASCOENSIS		<i>Morozovella velascoensis</i> (marqueur)
		L. PSEUDOMENARDII	<i>Mg. soldadoensis</i>	▼ <i>Luterbacheria pseudomenardii</i> ▲ <i>Muricoglobigerina soldadoensis</i>
	<i>L. pseudomenardii</i>		▲▲ <i>Luterbacheria pseudomenardii</i>	
	SÉLANDIEN	IG. ALBEARI		▲▲ <i>Igorina albeari</i>
		M. ANGULATA	<i>M. crosswicksensis</i>	▲ <i>Morozovella crosswicksensis</i>
	<i>M. angulata</i>		▲▲ <i>Morozovella angulata</i>	
	DANIEN	A. UNCINATA		▲▲ <i>Acarinina uncinata</i>
		A. TRINIDADENSIS		▲▲ <i>Acarinina trinidadensis</i>
		P. PSEUDOBULLOIDES	<i>G. compressa</i>	▲ <i>Globanomalina compressa</i>
			<i>P. pseudobulloides</i>	▲▲ <i>Praesubbotina pseudobulloides</i>
PV. EUGUBINA		▲▲ <i>Parvularugoglobigerina eugubina</i>		

▼ Dernière apparition

▲▲ Première apparition

FIG. 17.- Schéma zonal des foraminifères planctoniques établi pour le Paléocène du bassin de la Sierra du Chiapas.

1957), *Morozovella crosswickensis* (OLSSON, 1960), *Globigerina cryptomphala* GLAESSNER (1937), *Igorina pusilla* (BOLLI, 1957), *Subbotina velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Globigerina* cf. *linaperta* FINLAY (1939) et *Morozovella conicontrucata* (SUBBOTINA, 1947).

En section : *Morozovella angulata* est une espèce à face dorsale généralement convexe, couverte parfois de gros granules et à ombilic profond. Elle est constituée de loges anguleuses à paroi épaisse montrant un début de carène. Dans le groupe des espèces proches de *Morozovella angulata*, comme *Morozovella conicontrucata* et *Morozovella abundocamerata*, toutes les sections axiales et subaxiales se reconnaissent distinctement par leur forme trapézoïdale et leurs loges anguleuses.

Remarques : La zone à *Morozovella angulata* correspond aux zones à *Morozovella angulata* et à la partie inférieure de la zone à *Planorotalites pusilla pusilla* de Bolli [1957, 1966], Toumarkine et Luterbacher [1985], Stainforth *et al.*, [1975], à la zone P3a de Berggren *et al.* [1995], ainsi qu'aux zones à *Morozovella angulata* et à *M. crosswickensis* d'Arenillas et Molina [1997]. L'habitude veut que la limite supérieure de cette zone corresponde à la première apparition d'*Igorina pusilla*. Toutefois, la reconnaissance de cette dernière espèce est source d'ambiguïté et pose de nombreux problèmes taxonomiques [Arenillas et Molina, 1977]. Ainsi, Berggren *et al.* [1995] indiquent-ils que la première apparition d'*I. pusilla* coïncide avec la première apparition de *Morozovella angulata* dans les forages DSDP 384, 465 et ODP 758A et, de ce fait, considèrent que l'apparition d'*Igorina pusilla* pourrait être diachrone.

Nous avons divisé cette zone en deux sous-zones (*Morozovella angulata* et *Morozovella crosswickensis*), en utilisant comme limite la première apparition de *M. crosswickensis*.

La sous-zone à *Morozovella angulata* [Arenillas et Molina, 1996a] correspond à la base de la zone à *Globorotalia angulata* de Bolli [1957, 1966] et Stainforth *et al.* [1975], à la base de la zone à *Morozovella angulata* de Toumarkine et Luterbacher [1985], et à la base de la zone P3a de Berggren et Miller [1988].

La sous-zone à *Morozovella crosswickensis* [Arenillas et Molina, 1996a] est comprise entre la première apparition de *M. crosswickensis* et la première apparition d'*Igorina albeari*. Elle correspond à la partie supérieure de la zone à *Morozovella angulata* et à la partie inférieure de la zone à *Planorotalites pusilla* de Bolli [1957, 1966], Stainforth *et al.* [1975], Toumarkine et Luterbacher [1985], Berggren et Miller [1988]. Arenillas et Molina [1996a] décrivent ces deux sous-zones comme des zones et pensent que la première apparition de l'espèce *M. crosswickensis* coïncide avec la base du Sélandien.

Localisation : La zone à *Morozovella angulata* a été identifiée sur les coupes de Tzajalho, La Ilusion et Bochil (fig. 15, 24, 25, et 26). L'association est présente sur une épaisseur d'environ 4 m à Tzajalho et 140 m à Bochil. Sur la coupe de La Ilusion, nous avons seulement noté sa présence.

Les deux sous-zones ont été aussi reconnues sur les coupes. La sous-zone à *M. angulata* a été identifiée sur les coupes de Tzajalho et La Ilusion par la présence des espèces associées au marqueur soit *Morozovella aequa*, *Igorina pusilla* et *Morozovella praeangulata* (fig. 24). La sous-zone à *Morozovella crosswickensis* a été pour sa part reconnue dans la Coupe Bochil (fig. 26), au-dessous de la première apparition d'*Igorina albeari*.

Zone à *Igorina albeari*

Âge : Sélandien.

Auteur : Berggren [1995].

Définition : Zone débutant avec la première apparition d'*Igorina albeari* et se terminant avec la première apparition de *Luterbacheria pseudomenardii*.

Association : *Igorina albeari* (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1949), *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926), *Chiloguembelina* sp., *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), *Globanomalina* sp., *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926), *Eoglobigerina* sp., *Globanomalina chapmani* (PARR, 1938), *Luterbacheria ehrenbergi* (BOLLI, 1957), *Parasubbotina* sp., *Subbotina* sp., *Subbotina triangularis* (WHITE, 1928), *Morozovella* sp., *Luterbacheria* sp., *Acarinina* cf. *uncinata* (BOLLI, 1957), *Morozovella angulata* (WHITE, 1928), *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ, 1942), *Luterbacheria* cf. *pseudomenardii* (BOLLI, 1957), *Igorina pusilla* (BOLLI, 1957), *Subbotina velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Globigerina* cf. *linaperta* FINLAY (1939), *Globigerina* cf. *hagni* GOHRBANDT (1967) et *Morozovella conicontrucata* (SUBBOTINA, 1947).

En section : *Igorina pusilla* est aussi une espèce de forme trapézoïdale et à face dorsale convexe. Elle se distingue par l'étroitesse de son ombilic et par le fort repli labial en forme de crochet bien visible au niveau de l'ouverture de la loge.

Observations : Cette zone ne correspond que partiellement aux zones à *Globorotalia pusilla pusilla* de Bolli [1957, 1966] et Stainforth *et al.* [1975], à la zone à *Planorotalites pusilla* de Toumarkine et Luterbacher [1985], et à la zone P3b de Berggren et Miller [1988], mais correspond entièrement à la zone P3b révisée de Berggren *et al.* [1995].

Comme la première apparition d'*Igorina albeari* est postérieure à la première apparition d'*Igorina pusilla* et de *Morozovella crosswickensis*, cette zone correspond

donc à la partie supérieure de la zone à *P. pusilla pusilla* de Bolli [1957, 1966].

Localisation : La zone à *Igorina albeari* a été identifiée uniquement à Bochil (fig. 15 et 26) où l'association est présente sur une épaisseur d'environ 125 m.

Zone à *Luterbacteria pseudomenardii*

Âge : Thanétien.

Auteur : Bolli [1957a].

Définition : Zone comprise entre la première apparition et la dernière apparition du marqueur zonal. Elle est subdivisée en deux sous-zones :

– la sous-zone à *Luterbacteria pseudomenardii* débutant avec la première apparition de *Luterbacteria pseudomenardii* et se terminant avec l'apparition de *Muricoglobigerina soldadoensis* ;

– la sous-zone à *Muricoglobigerina soldadoensis* débutant avec la première apparition de *Muricoglobigerina soldadoensis* et se terminant avec la disparition de *Luterbacteria pseudomenardii*.

Association : *Luterbacteria pseudomenardii* (BOLLI, 1957), *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), *Globanomalina* sp., *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926), *Eoglobigerina* sp., *Globanomalina chapmani* (PARR, 1938), *Luterbacteria ehrenbergi* (BOLLI, 1957), *Parasubbotina* sp., *Subbotina* spp., *Subbotina triangularis* (WHITE, 1928), *Subbotina* cf. *triloculinoides* (PLUMMER, 1926), *Morozovella* spp., *Luterbacteria* sp., *Acarinina* cf. *uncinata* (BOLLI, 1957), *Morozovella angulata* (WHITE, 1928), *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ, 1942), *Igorina pusilla* (BOLLI, 1957), *Subbotina velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Globigerina linaperta* (FINLAY, 1939), *Morozovella conicontrucata* (SUBBOTINA, 1947), *Luterbacteria* cf. *elongata* (GLAESSNER, 1937), *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Acarinina* spp., *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA, 1939), *Morozovella edgari* (PREMOLI-SILVA & BOLLI, 1973), *Morozovella gracilis* ? (BOLLI, 1957), *Morozovella* cf. *marginodentata* (SUBBOTINA, 1953), *Morozovella* cf. *quetra* (BOLLI, 1957), *Luterbacteria* spp., *Muricoglobigerina whitei*, *Morozovella acuta* (TOULMIN, 1941), *Igorina laevigata* (BOLLI, 1957), *Morozovella* cf. *lacerti* (CUSHMAN & RENZ, 1946), *Morozovella* cf. *parva* (REY, 1955), *Igorina* sp., *Luterbacteria troelseni* (LOEBLICH & TAPPAN, 1957), *Muricoglobigerina soldadoensis* (BRÖNNIMANN, 1952) et *Muricoglobigerina* sp.

En section : *Luterbacteria pseudomenardii* est une espèce à test lisse, carénée, trochospiralée biconvexe et relativement comprimée. La dernière loge a une section piriforme en section axiale. Le test est de plus en plus comprimé dans les spécimens les plus évolués.

Luterbacteria pseudomenardii se distingue de *Luterbacteria ehrenbergi* et de *Globanomalina chapmani* par son test toujours plus comprimé que celui des deux autres espèces et par une carène toujours très faiblement développée.

Morozovella velascoensis a une morphologie très différente des espèces précédentes. C'est une espèce à face dorsale légèrement convexe, couverte de gros granules et possédant un ombilic profond. Elle est constituée de loges anguleuses à parois épaisses très fortement carénées. *Morozovella acuta*, très semblable à cette espèce, s'en distingue par sa dernière loge très grande et très anguleuse.

Remarques : Cette zone a été divisée en deux sous-zones (*Luterbacteria pseudomenardii* et *Muricoglobigerina soldadoensis*) en utilisant la première apparition de *Muricoglobigerina soldadoensis* comme limite entre les deux.

– La sous-zone à *Luterbacteria pseudomenardii* est équivalente à la zone P4 de Blow [1979], à la partie inférieure de la zone P4 de Berggren et Miller [1988] et à la zone à *Luterbacteria pseudomenardii* d'Arenillas et Molina [1997].

Blow [1979] indique que *Luterbacteria pseudomenardii* disparaît dans des niveaux plus récents que ceux considérés par Bolli [1957] et préfère utiliser comme limite supérieure de zone la première apparition de *Muricoglobigerina soldadoensis*.

Berggren *et al.* [1995] divise la zone P4 ou zone à *Planorotalites pseudomenardii* en trois sous-zones (P4a, P4b et P4c), en utilisant comme limites la dernière apparition d'*Acarinina subsphaerica* et la première apparition de *Muricoglobigerina soldadoensis*. La sous-zone à *L. pseudomenardii* de ce travail est donc équivalente, aux zones P4a et P4b de Berggren *et al.* [1995].

Arenillas et Molina [1996b] considèrent que *Luterbacteria pseudomenardii* est une morpho-espèce cosmopolite d'habitat profond très importante pour la stratigraphie, mais, bien sûr, peu ou pas représentée dans les milieux de plate-forme. *Acarinina subsphaerica* présenterait une répartition stratigraphique similaire à celle de *L. pseudomenardii*, mais pour les milieux marins peu profonds. Elle peut donc représenter un bon marqueur zonal alternatif dans les régions où la tranche d'eau était faible à condition de vérifier que sa distribution était vraiment celle de *L. pseudomenardii*.

– La sous-zone à *Muricoglobigerina soldadoensis* est comprise entre la première apparition de *Muricoglobigerina soldadoensis* et la dernière apparition de *Luterbacteria pseudomenardii*. Cette sous-zone correspond à la zone P4a de Berggren *et al.* [1995] et à la partie supérieure de la zone P4 ou zone à *Planorotalites pseudomenardii* de Berggren et Miller [1988]. Elle est aussi l'équivalente de la zone à *Muricoglobigerina soldadoensis* d'Arenillas et Molina [1977].

Localisation : La zone à *Luterbacheria pseudomenardii* a été identifiée dans les coupes des Kulaktik (sommet), Bajoveltic et Esperanza (fig. 15, 27, 28 et 29). Cette zone est présente à la base de la coupe de Kulaktik (fig. 27), dans la partie moyenne de la coupe de Bajoveltic (fig. 28), et dans la partie supérieure de la coupe d'Esperanza (fig. 29). Sur chacune de ces coupes, l'association est respectivement présente sur une épaisseur d'environ 16 m, 92 m et 9 m.

Zone à *Igorina laevigata*

Âge : Thanétien.

Auteur : Arenillas et Molina [1996a].

Définition : Zone débutant avec la dernière apparition de *Luterbacheria pseudomenardii* et se terminant avec la dernière apparition d'*Igorina laevigata*.

Association : *Igorina laevigata* (BOLLI, 1957), *Eoglobigerina* ? sp., *Parasubbotina* cf. *pseudobulloides* (PLUMMER, 1926), *Subbotina* ? sp., *Subbotina* cf. *triloculinoides* (PLUMMER, 1926), *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN, 1925), et *Morozovella* spp.

En section : Les espèces de cette zone n'ont été identifiées qu'en forme dégagée.

Remarques : Cette zone correspond à la partie inférieure des zones de *Globorotalia velascoensis* de Bolli [1957, 1966] et Stainforth *et al.* [1975], *Morozovella velascoensis* de Toumarkine et Luterbacher [1985] et P5 de Berggren *et al.* [1995]. Arenillas et Molina [1996a] ont utilisé cette zone avec pour objectif de définir pour la première fois une limite de zone de foraminifères planctoniques qui correspondrait à la limite Paléocène/Éocène et à la disparition de foraminifères benthiques profonds (événement **BFEE**). A Zumaya, Caravaca, Almadilla et au site DSDP 401, la dernière apparition d'*Igorina laevigata* coïncide avec la limite Paléocène/Éocène [Canudo et Molina, 1992b ; Molina *et al.*, 1994 ; Canudo *et al.*, 1995 ; Arenillas et Molina, 1996a ; Pardo *et al.*, 1996].

Localisation : La zone à *Igorina laevigata* a été identifiée uniquement à Esperanza (fig. 15 et 29). L'association zonale est présente épisodiquement sur une épaisseur d'environ 82 m. Dans cette coupe, le passage entre les zones à *Luterbacheria pseudomenardii* et à *Igorina laevigata* existe, mais n'a été qu'indirectement prouvé par la présence de *L. pseudomenardii* à la base de la section et par son absence au sommet. Cette zonation a été établie grâce à la faune de foraminifères planctoniques trouvée dans des niveaux argileux marins intercalés dans une épaisse série de grès et conglomérats en partie continentaux. Le dernier niveau contient *Morozovella velascoensis* et *Igorina laevigata* (marqueur biozonal, suivant les

observations d'Arenillas et Molina [1966a]), alors que *L. pseudomenardii* en est absente.

3.- LES GRANDS FORAMINIFÈRES BENTHIQUES

Les premiers travaux sur les grands foraminifères de cette région ont commencé avec ceux de Frost et Langenheim [1974], suivi de ceux de Pécheux [1984]. Cependant, dernièrement, le travail de thèse de Berlanga sur la plate-forme paléocène du Yucatan et du nord du Chiapas [1997] soutenue à l'Université de Barcelone, amène une meilleure compréhension de la taxonomie et de la systématique de ces foraminifères. Pour les déterminations de foraminifères benthiques que nous avons réalisées dans la partie centrale du Chiapas, le travail de Berlanga a été ainsi fondamental, de même que ceux de Caus et Serra-Kiel [1992] et de Serra-Kiel *et al.* [1998] précédemment publiés.

La systématique des foraminifères benthiques présentée dans ce volume est basée essentiellement sur des sections de sorte que, bien souvent, des détails uniquement visibles sur le matériel dégagé n'ont pas pu être reconnus.

Les grands foraminifères benthiques décrits dans ce travail proviennent soit des coupes de plate-forme interne de la *Formation Lacandon* (coupe Tenejapa, fig. 27 et 18), soit des remaniements gravitaires (*grain flows* et *debris flows* à éléments de plate-forme interne et de bordure de plate-forme) de la *Formation Tenejapa* (coupe Ococh), soit des petits corps carbonatés de plate-forme déposés pendant la régression forcée de la fin du Danien (base de la coupe de Kulaktik, coupes de La Illusion et d'El Vergel).

3.1 Systématique

Famille *ALVEOLINIDAE* EHRENBERG, 1839

Genre *QUASIBORELIS* HANZAWA, 1967

Type *Borelis gunteri* COLE, 1941, Floride, USA

Eocène inférieur

Description : Alvéolinidé planispiralé nautiloïde dont l'intérieur des loges est divisé par des planchers surnuméraires et par des cloisonnettes perpendiculaires aux septes. L'ouverture est constituée par une rangée de petits pores.

Quasiborelis ? *floridanus* (COLE) 1941

Pl. II, fig. 12-13

1941 - *Borelis gunteri* COLE var. *floridana* COLE, p. 35, Pl. XVIII, fig. 3-4.

1944 - *Borelis floridana* COLE ; Cole, p. 53, Pl. XIX, fig. 1-5.

- 1957 *Borelis floridanus* COLE. Levin, p. 143, Pl. II, fig. 3-4.
 1960 *Borelis floridanus* COLE. Butterlin et Bonet, p. 11, Pl. 1, fig. 4-7.
 1981 *Quasiborelis floridanus* (COLE). Butterlin, p. 24, Pl. IV, fig. 4.
 1997 *Quasiborelis ? floridanus* COLE. Berlanga, pl. V, fig. 1-2, 4-8 ; pl. 6, fig. 1-6.

Description : test globuleux planispiralé au moins dans les tours adultes. La paroi épaisse est bilamellaire. Comme nous n'avons que des sections axiales ou subaxiales nous ne pouvons pas voir les cloisonnettes divisant l'intérieur des loges. L'ouverture aréale s'ouvre au sommet d'un petit col.

Remarques : les spécimens du Chiapas ne montrent jamais de planchers surnuméraires et n'appartiennent donc pas au genre *Quasiborelis*. Toutefois, ce genre est celui dont la morphologie générale se rapproche le plus des spécimens décrits ici.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), El Vergel.

Répartition stratigraphique : zones SBZ-2 ? et SBZ-3 d'après Berlanga [1997] et Serra-Kiel *et al.* [1998]. Lors de ce travail nous avons observé cette espèce dans les sédiments du Danien (zone à *Acarinina uncinata*).

Famille *PENEROPLIDAE* SCHULTZE, 1854

Dans les Chiapas et au Yucatan, Pécheux [1995] et Berlanga [1987] ont décrit des foraminifères porcelanés déroulés au stade adulte et à structures exosquelettiques qu'ils ont attribué à la famille des *Peneroplidae*. Berlanga [1997] a reconnu deux groupes dans ces foraminifères porcelanés, le premier à structures simples est attribué au genre *Pseudorhapydionina*, le second, à structures plus complexes, au genre *Rhabdorites*. Nous avons essentiellement trouvé des sections appartenant au premier genre.

Genre *PSEUDORHAPYDIONINA* DE CASTRO, 1971

Type : *Rhapydionina laurinensis* DE CASTRO, 1965

Pseudorhapydionina ? moulladei PÉCHEUX, 1995
 Pl. II, fig. 12-21.

- 1995 - *Pseudorhapydionina moulladei* n. sp. Pécheux, p. 169-172, Pl. 1, fig. 1-14.
 1997 - *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. Berlanga, p. 88, pl. VIII, fig. 7-9 ; pl. IX, fig. 8.

Description : Test porcelané, débutant par un stade bisérié et se terminant par un stade unisérié. Il est

possible que les formes microsphériques commencent par un stade multisérié (Pl. II, fig. 14). Les loges sont divisées par des cloisons radiales qui s'amincissent à leur extrémité et s'arrêtent au niveau de l'ouverture. Cette dernière est très large et s'ouvre au sommet d'un col assez court. Au voisinage de l'ouverture, la paroi du sept s'épaissit.

Remarques : ce genre ne commence pas par un stade initial planispiralé comme indiqué dans la diagnose du genre *Pseudorhapydionina* et il n'appartient pas donc pas à ce genre. Mais là encore, les spécimens du Chiapas sont morphologiquement très proches des espèces décrites comme *Pseudorhapydionina*.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), Kulaktik (base), El Vergel, Ococh « A. »

Répartition stratigraphique : Paléocène inférieur à supérieur dans la région du Chiapas d'après Pécheux [1995] et Berlanga [1997].

Famille *BULIMINELLIDAE*, HOFKER, 1951

Genre *BULIMINELLA* CUSHMAN, 1911

Type : *Bulimina elegantissima* D'ORBIGNY, 1839

Buliminella ? lajaensis PESSAGNO, 1960
 Pl. II, fig. 22-25.

- 1960 - *Buliminella lajaensis* n. sp. Pessagno, p. 96, Pl. 2, fig. 4-5 ; Pl. 4, fig. 8-10
 1997 - *Buliminella ? lajasensis* PESSAGNO. Pessagno, p. 92, pl. XIII, fig. 1.

Description : test calcaire microgranulaire, cylindro-conique élancé, formé d'une haute trochospire constituée de plusieurs loges par tour. Les lignes de suture sont très déprimées de sorte que les loges sont en relief, en particulier dans la partie adulte du test. L'ouverture basale est large et un repli de la plaque dentaire relie les ouvertures d'une loge à l'autre.

Remarques : Pessagno a décrit *Buliminella lajaensis* en 1960. Les formes trouvées par Berlanga en 1997 dans la Sierra du Chiapas ont été rapportées à cette espèce. Cependant, inclure cette espèce dans le genre *Buliminella* n'est pas une solution valable car le test des spécimens est microgranulaire, alors que celui du genre est décrit comme « calcaire à disposition radiale et surtout perforé. »

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et parfois confiné.

Localisation : Tenejapa (base et sommet).

Répartition stratigraphique : Paléocène moyen ? à supérieur d'après Berlanga, 1997. Dans ce travail nous l'avons observée dans des calcaires daniens de la zone à *Acarinina uncinata*.

Famille **PELLATISPIRIDAE** HANZAWA, 1937Genre *MISCELLANEA* PFENDER, 1935Type : *Nummulites miscella* D'ARCHIAC & HAIME, 1854*Miscellanea* ? *nassauensis* APPLIN & JORDAN, 1945

Pl. III, fig. 1-4

- 1944 - *Miscellanea* sp. Applin et Applin, Pl. 4, fig. 1a et 1b.
- 1945 - *Miscellanea nassauensis* n. sp. Applin et Jordan, p. 139, pl. 19, fig. 4a, 4b.
- 1947 - *Nonion nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Cole, p. 227-229 ; pl. 4, fig. 1, 2, 4-8, 12.
- 1953 - *Pellatispirella nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Cole, p. 30 ; pl. 1, fig. 2.
- 1957 - *Miscellanea nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Levin, p. 143 ; pl. 1, fig. 13-14 ; pl. 2, fig. 1-2.
- 1974 - *Elphidium nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Frost et Langenheim, p. 64, 66 ; pl. 8, fig. 11-14 ; Pl. 9, fig. 12-13.
- 1984 - ? *Elphidium nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Pécheux, p. 142 ; pl. 9, fig. 32-34, 41.
- 1984 - ? *Elphidium* sp. A. Pécheux, p. 142 ; pl. 9, fig. 27-31.
- 1987 - *Fissoelphidium nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Fleury et Fourcade, p. 93.
- 1995 - ? *Elphidium nassauensis* (APPLIN & JORDAN). Pécheux, p. 173-174.
- 1997 - *Miscellanea* ? *nassauensis* APPLIN & JORDAN. Berlanga, pl. 9, fig. 1-6 ; pl. 21, fig. 1-6.

Description : test calcitique lamellaire perforé lenticulaire, planispiralé involute. Le test globuleux est comprimé latéralement et a une face ventrale très large. Le test très épais montre de grosses perforations bien développées et un système canaliculaire parfois difficile à voir en raison de la mauvaise qualité de la préservation. L'ouverture unique, similaire à celle du genre *Miscellanea* PFENDER, est basale.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), El Vergel.

Répartition stratigraphique : Paléocène moyen-supérieur d'après Berlanga [1997]. Dans ce travail nous l'avons observé à partir du Danien (zone à *A. uncinata*).

Famille **DISCOCYCLINIDAE** GALLOWAY, 1928Genre *HEXAGONOCYCLINA* CAUDRI, 1944Type : *Discocyclina cristensis* VAUGHAN, 1924*Hexagonocyclina* cf *cristensis* (VAUGHAN) 1944

Pl. III, fig. 5-6

- 1924 - *Orbitoclypeus* ? *cristensis* n. sp. Vaughan, p. 814-815 ; pl. 36, fig. 8.

Géologie Alpine, 2001, Mémoire HS n° 36

- 1929 - *Discocyclina cristensis* (VAUGHAN). Vaughan, p. 8-9 ; pl. 2, fig. 1-2.
- 1944 - *Hexagonocyclina cristensis* (VAUGHAN). Caudri, p. 362-363.
- 1945 - *Discocyclina* (*Discocyclina*) *cristensis* (VAUGHAN). Vaughan, p. 74-75 ; pl. 25, fig. 1.
- 1951 - *Discocyclina* (*Discocyclina*) *cristensis* (VAUGHAN). De Cizancourt, p. 51-52 ; pl. 5, fig. 24-25.
- 1951 - *Bontourina saturniformis* DE CIZANCOURT. De Cizancourt, p. 55 ; pl. 5, fig. 18 ; pl. 6, fig. 25, 26, 31, 32.
- 1957 - *Discocyclina* (*Discocyclina*) *cristensis* (VAUGHAN). Sachs, p. 115-117 ; pl. 16, fig. 1-9.
- 1960 - *Discocyclina* (*Discocyclina*) *cristensis* (VAUGHAN). Butterlin et Bonet, p. 14-16 ; pl. 3, fig. 1-4.
- 1981 - *Discocyclina cristensis* (VAUGHAN). Butterlin, p. 48-49 ; pl. 26, fig. 3-4.
- 1984 - *Discocyclina cristensis* (VAUGHAN). Pécheux, p. 128-129 ; pl. 8, fig. 16-17.
- 1997 - *Hexagonocyclina* cf. *cristensis* VAUGHAN. Berlanga, pl. 24, fig. 1-6.

Description : test calcaire, discoïdal lenticulaire. L'appareil embryonnaire formé par la protoconque et la deutéroconque, suivie de deux loges auxiliaires, n'a pas été vu. Cependant les autres caractéristiques de cette espèce étudiée en section semblent correspondre à celles décrites par Vaughan [1929] et Caudri [1944]. C'est notamment le cas pour la forme des loges du plan équatorial et pour celles des zones latérales. On retrouve également des piliers bien développés et une surface granuleuse.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et plate-forme externe.

Localisation : La Ilusion et Kulaktik (sommet).

Répartition stratigraphique : Paléocène moyen-supérieur, zones SBZ 3 et SBZ 4 ? de Serra-Kiel *et al.* [1998].

Famille **ROTALIIDAE** EHRENBERG, 1839Genre *STORRSELLA* DROOGER, 1960Type : *Cibicides haastersi* VAN DEN BOLD, 1941*Storrsella* sp

Pl. III, fig. 7

Description : Test calcitique fibreux, lamellaire perforé, trochospiralé. La face dorsale est plus bombée que la face ventrale et aussi plus grossièrement perforée (ombilic fissuré). La paroi du test est très épaisse. L'ouverture n'est pas visible sur les quelques rares sections observées.

Environnement de dépôt : espèce très rare que nous avons trouvée en milieu de lagon confiné.

Localisation : Tenejapa (sommet).

Répartition stratigraphique : Paléocène moyen à supérieur d'après Berlanga [1997]. Dans ce travail, on l'observe au sommet de la coupe de Tenejapa dans des calcaires d'âge probablement danien.

Genre *KATHINA* SMOUT 1954
Type : *Khatina delseata* SMOUT, 1954

Kathina sp.
Pl. III, fig. 8-12

Description : test calcitique lamellaire finement perforé, trochospiralé bas, à périphérie subaiguë. La trochospire est formée de deux tours. Quelques très gros piliers constituent le bouton ombilical proéminent. L'ouverture intério-marginale est difficile à voir.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), Kulaktik (base), El Vergel.

Répartition stratigraphique : Paléocène moyen à supérieur d'après Berlanga [1997]. Dans ce travail nous l'avons observé dans les sédiments datés du Danien, zone à *Acarinina uncinata*.

Genre *LAFFITTEINA* MARIE 1946
Type : *Laffitteina bibensis* MARIE, 1946

Laffitteina sp.
Pl. IV, fig. 1

Description : Test calcitique hyalin perforé, lenticulaire, à trochospire basse qui est presque une planispirale. L'ouverture est une fente oblique difficile à voir.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), Kulaktik (sommet), Ococh « B ».

Répartition stratigraphique : Maastrichtien-Paléocène d'après Loeblich et Tappan [1988]. Dans ce travail, on l'observe à Tenejapa dans des calcaires d'âge probablement danien.

Genre *REDMONDINA* HASSON, 1985
Type : *Redmondina henningtoni* HASSON 1985

Redmondina sp.
Pl. IV, fig. 2-3

Description : test calcitique lamellaire perforé, trochospiralé bas, à périphérie arrondie. La face dorsale est plane ou faiblement convexe et les loges sont séparées par des lignes de sutures déprimées. Cette

espèce est caractérisée par des pores de très grande taille.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et de plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base), Kulaktik (base et sommet), El Vergel.

Répartition stratigraphique : Éocène inférieur du Moyen-Orient d'après Loeblich et Tappan [1988]. Cette espèce a été observé dans les sédiments datés du Danien (zone à *Acarinina uncinata*).

Genre *ROTALIA* LAMARCK 1804
Type : *Rotalites trochidiformis* LAMARCK 1804

Rotalia sp.
Pl. IV, fig. 4

Description : Test calcitique lamellaire perforé, trochospiralé, biconvexe, à périphérie anguleuse. Sur la face ventrale, on observe un épais pilier lamellaire qui remplit la zone ombilicale.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné.

Localisation : Tenejapa (base).

Répartition stratigraphique : Coniacien-Éocène [Loeblich et Tappan, 1988]. Dans ce travail nous l'avons observé dans les sédiments datés du Danien, zone à *Acarinina uncinata*.

Genre *DAVIENSINA* SMOUT 1954
Type : *Daviensina khatiyahi* SMOUT 1954

Daviensina ? sp.
Pl. IV, fig. 5-7

Description : Test calcitique lamellaire perforé, trochospiralé bas ou planispiralé. Le genre *Daviesina* est operculiforme et très comprimé, ce qui n'est pas le cas des spécimens figurés dans ce travail. Par contre comme dans ce genre, on peut observer des piliers proéminents et fissurés sur les deux côtés du test.

Environnement de dépôt : plate-forme externe.

Localisation : Kulaktik (sommet).

Répartition stratigraphique : Paléocène du Moyen Orient [Loeblich et Tappan, 1988]. Dans ce travail on l'observe dans les sédiments du Thanétien.

Genre *PARAROTALIA* Y. LE CALVEZ 1949
Type : *Rotalina inermis* TERQUEM 1882

Pararotalia sp.
Pl. IV, fig. 8

Description : test calcitique perforé, trochospiralé bas, légèrement biconvexe et à périphérie aiguë. Il s'agit

d'une forme carénée à surface pustuleuse. Le bouton ombilical est proéminent et largement fissuré. L'ouverture est intério-marginale.

Environnement de dépôt : milieu de plate-forme externe.

Localisation : Kulaktik (sommet), Ococh « B. »

Répartition stratigraphique : Crétacé-Holocène [Loeblich et Tappan, 1988]. Dans ce travail on l'observe dans le Danien (zone planctonique à *Acarinina uncinata*).

ROTALIDAE de petite taille
Pl. IV, fig. 9-11

Description : les formes attribuées à ce groupe n'ont pas été identifiées même génériquement, mais possèdent des caractéristiques communes : leur test calcitique est finement perforé. Il s'agit d'espèces de petite taille, trochospirales à test mince, à périphérie arrondie à subaiguë, à face dorsale plane ou légèrement convexe.

Environnement de dépôt : espèce trouvée surtout dans des vases en milieu de lagon confiné.

Localisation : Tenejapa.

Répartition stratigraphique : on l'observe surtout au sommet de la coupe de Tenejapa dans des calcaires d'âge probablement danien (sous-zone SBZ 2a).

Famille *GAVELINELLIDAE* HOFKER 1956
Genre *SCARIFICATINA* MOORKENS 1982
Type : *Boldia reinholdi* POZARYSKA & SZCZECURA
1970

Gavelinella sp.
Pl. IV, fig. 12-13

Description : test trochospiralé bas biconvexe avec une face dorsale évolutive et une face ventrale involute. L'ombilic est partiellement fermé par une plaque ombilicale. L'ouverture est une fente intério-marginale bordée d'une lèvre. Le test des gavelinelles est double avec une paroi calcitique hyaline à l'extérieur et une couche de calcite microgranulaire à l'intérieur. Les particularités de ce test sont bien visibles en lame mince.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et de plate-forme externe.

Localisation : Cruzchen, Kulaktik (base).

Répartition stratigraphique : Danien.

Scarificatina? sp
Pl. IV, fig. 14-15

Description : test calcitique grossièrement perforé, trochospiralé, biconcave avec une périphérie tronquée.

L'ouverture est constituée de petits pores.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné à confiné.

Localisation : Tenejapa (sommet).

Répartition stratigraphique : Paléocène européen [Loeblich et Tappan, 1988]. Dans ce travail nous l'avons observé dans les sédiments datés du Danien, zone à *Acarinina uncinata*.

Famille *MISSISSIPPINIDAE* SAIDOVA 1981
Genre *MISSISSIPPINA* HOWE 1930
Type : *Mississippina monsouri* HOWE 1930

Groupe *Mississippina*
Pl. V, fig. 1-4.

Description : test calcitique trochospiralé bas et concavo-convexe à périphérie arrondie. Les représentants de ce groupe sont caractérisés par la double paroi de leur test : calcitique hyalin à l'extérieur et calcitique microgranulaire à l'intérieur. L'ombilic est largement ouvert. L'ouverture en fente intério-marginale est partiellement recouverte par une plaque aperturale particulièrement bien visible en section axiale.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et de plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base), Kulaktik (sommet), Ococh « B. »

Répartition stratigraphique : Oligocène-Holocène de l'Amérique du Nord, du Pacifique et de l'Atlantique [Loeblich et Tappan, 1988]. Dans ce travail nous avons observé ces formes dans les sédiments du Danien et du Thanétien.

Famille *MILIOLIDAE* EHRENBERG 1839
Genre *QUINQUELOCULINA* D'ORBIGNY 1826
Type : *Serpula seminulum* LINNÉ 1758

Quinqueloculina sp.
Pl. V, fig. 5-8

Description : test calcaire porcelané, enroulé en peloton de telle sorte que les loges sont disposées alternativement selon cinq plans différents, et que deux loges successives soient séparées par un angle de 144°. Les sections transverses montrent clairement les 5 dernières loges bien visibles à la surface extérieure du test.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et de plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), Kulaktik (base et sommet), Ococh « A », El Vergel.

Répartition stratigraphique : Danien et Sélandien pour les représentants de ce genre figurés ici.

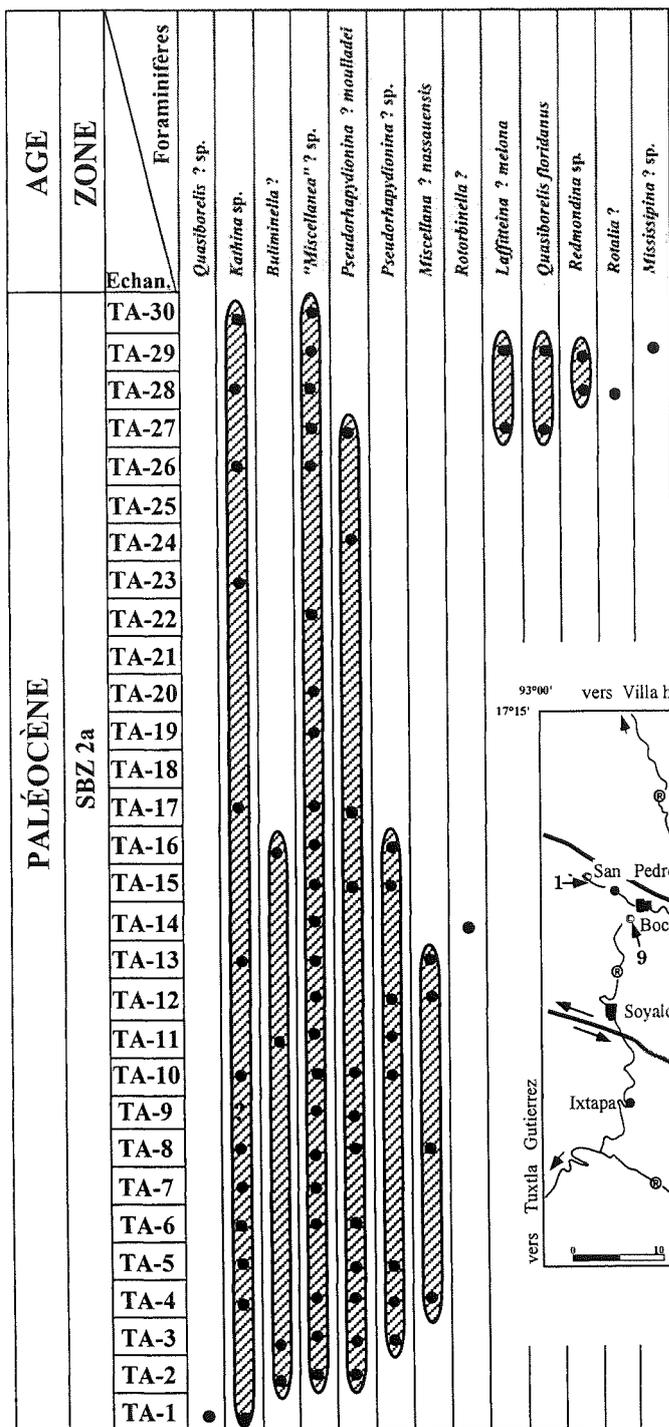
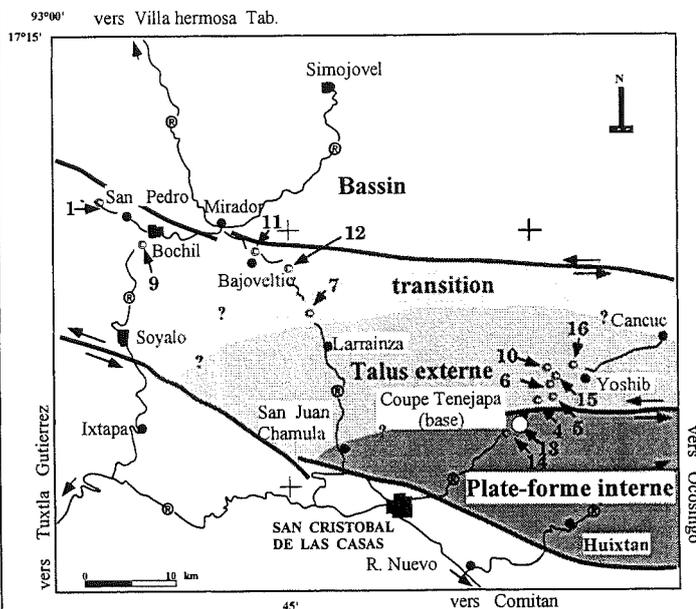


FIG. 18.- Répartition des foraminifères benthiques de la coupe Tenajapa (base).



Genre : *PSEUDOTRILUCOLINA* CHERIF, 1973.
 Type : *Triloculina laevigata* D'ORBIGNY 1826

Pseudotriloculina sp.
 Pl. V, fig. 12-13

Description : Test calcaire porcelané très mince, enroulé en peloton comme chez *Quinqueloculina*. Mais là, seulement 2,5 loges sont visibles à la surface

extérieur du test. La finesse du test des *Pseudotriloculines* permet de les distinguer facilement des autres genres de miliolidés.

Environnement de dépôt : Milieu de lagon confiné. Cette espèce est surtout connue dans les faciès vaseux et confinés bien que des espèces de grande taille peuvent aussi s'observer dans des faciès de lagon non confinés.

Localisation : Tenejapa (base et sommet), Kulaktik (base et sommet), El Vergel.

Répartition stratigraphique : Danien, Sélandien.

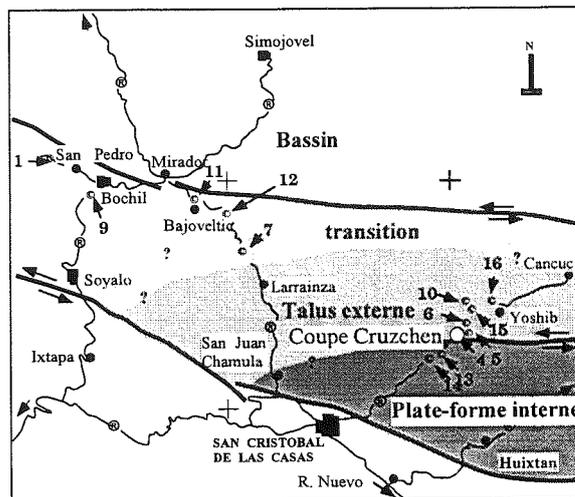
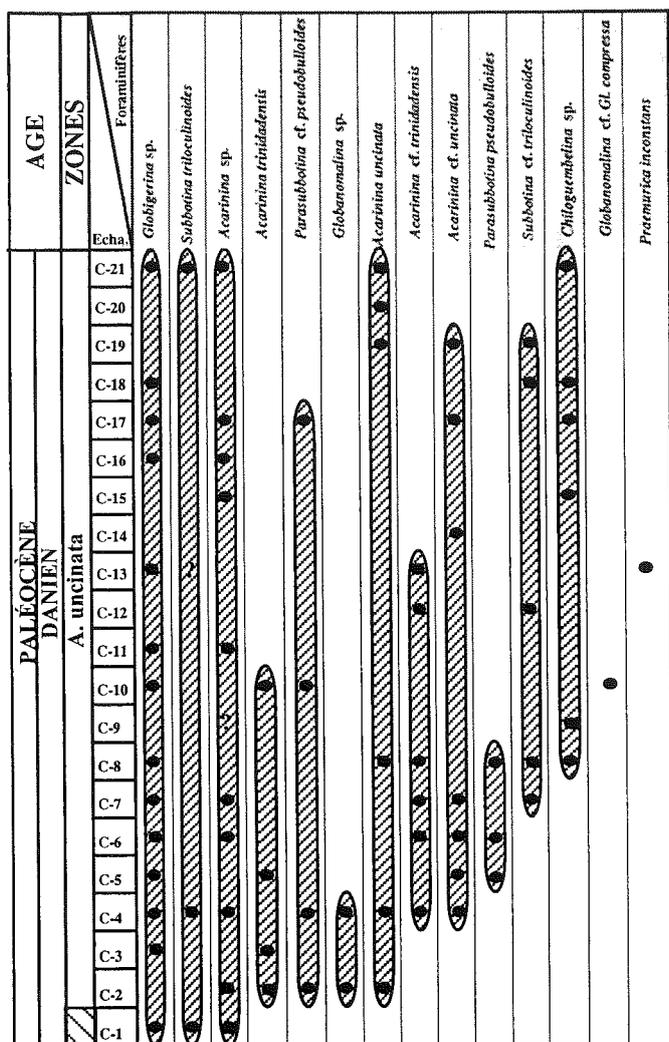


FIG. 20.- Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Cruzchen.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et de plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base), El Vergel, Kulaktik (base).

Répartition stratigraphique : Danien.

3.2. Historique sur les zonations des grands foraminifères benthiques

Les zones des grands foraminifères benthiques sont basées sur les travaux de Serra-Kiel *et al.* [1998]. Ces zones appelées SBZ (*Shallow Benthic Zones*) concernent l'intervalle Paléocène-Eocène et s'appliquent de l'Europe aux Indes. La zonation en SBZ de Serra-Kiel *et al.* [1998] résulte de la révision des zones classiques, basées sur les Alvéolinidés, les Assilines et les Nummulites du Paléocène-Eocène, et qui avaient été établies au début des années 60 par L. Hottinger et remises à jour postérieurement par H. Schaub, L. Hottinger et K. Drobne.

Ces zones sont des zones de concomitance (*range zone*) basées sur la présence de certaines espèces et l'exclusion d'autres. Elles ont été établies sur des coupes de plate-forme des Alpes, de la Suisse, de l'Autriche, des Pyrénées (France et Espagne), du nord de l'Italie, de l'Adriatique, du Gargano (Italie), de la péninsule de Crimée, du bassin de Haymana, du Nammal Gorge (Pakistan) et de Therria (Indes).

Ces zones établies sur des stratotypes régionaux se sont révélées très fiables et ont été retrouvées en de nombreux endroits.

Dans certaines conditions, ces zones ont pu être également corrélées avec des faunes de foraminifères planctoniques et de ce fait sont devenues un outil biostratigraphique fiable.

Description : test calcaire porcelané, discoïdal dont les premières loges sont parfois enroulées en peloton comme chez *Quinqueloculina*, tandis que les dernières s'enroulent en une spire plane.

Environnement de dépôt : milieu de lagon déconfiné et de plate-forme externe.

Localisation : Tenejapa (base), El Vergel, Kulaktik (base).

Répartition stratigraphique : Danien.

Famille *SPIROLOCULINIDAE* WIESNER 1920

Genre *SPIROLOCULINA* D'ORBIGNY 1826

Type : *Spiroloculina depressa* D'ORBIGNY 1826

Spiroloculina sp.

Description : test calcaire porcelané, planispiralé évolutive, de forme ovale. Le test débute par un proloculus suivi d'une loge tubulaire et se termine par des loges qui se disposent dans un même plan à raison de deux par tour. Ouverture simple terminale.

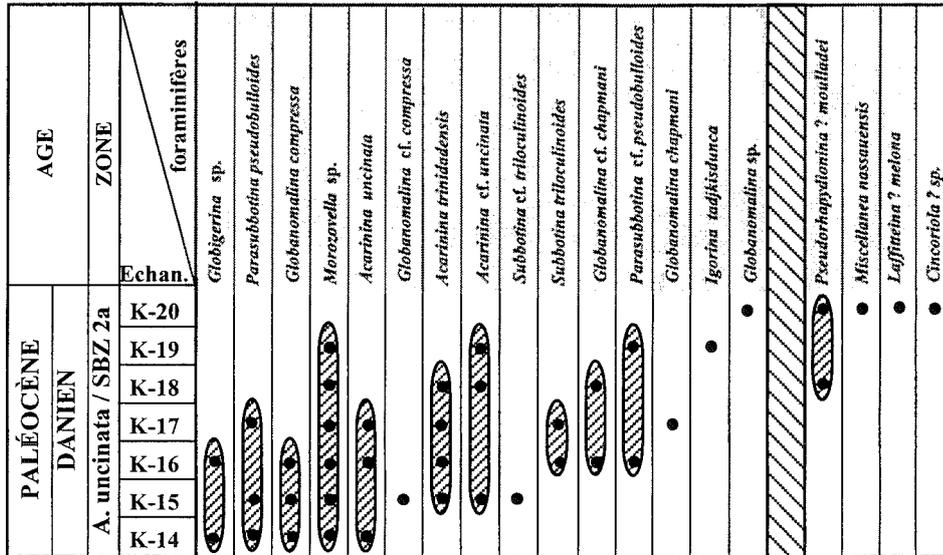


FIG. 21.- Répartition des foraminifères planctoniques et benthiques de la coupe Ococh « A »

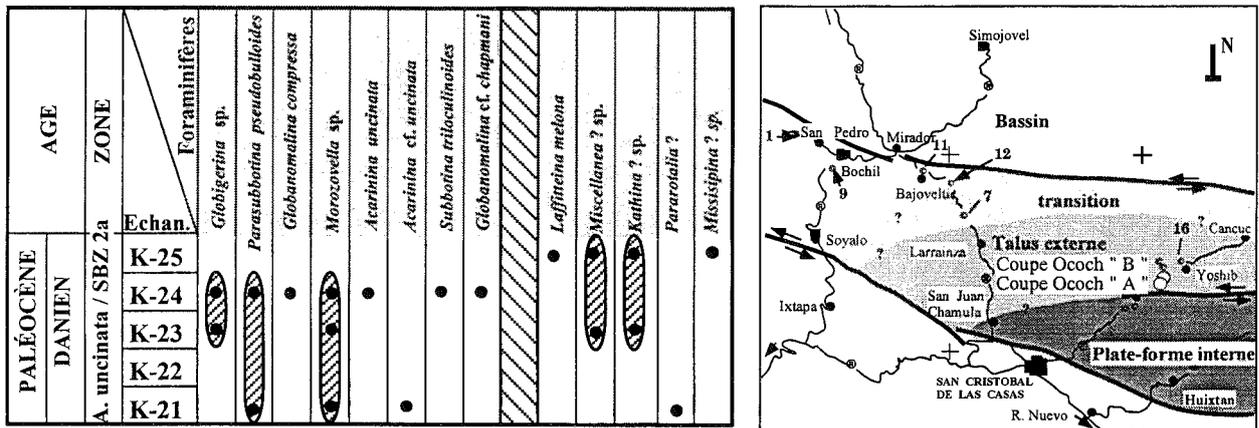


FIG. 22.- Répartition des foraminifères planctoniques et benthiques de la coupe Ococh « B »

Dans les Chiapas, nous ne retrouvons pas les espèces qui ont servi à définir ces zones de concomitance, car il s'agit généralement d'espèces européennes. Par contre, les genres associées aux espèces marqueurs de ces zones ont pu être identifiées dans notre région d'étude.

3.3. Zonation des grands foraminifères benthiques dans le bassin du Chiapas

3.3.1. La zone SBZ-1

Âge : Danien.

Auteur : Serra-Kiel *et al.* [1998].

Définition : zone de concomitance basée sur la présence de *Laffiteina bibensis* et *Bangiana hanseni*.

Remarque : en dehors du genre *Laffiteina*, qui a une grande extension stratigraphique, nous n'avons pas mis en évidence d'association qui pourrait appartenir à la zone SBZ-1. En conséquence, il est probable que cette zone n'est pas présente dans les séries étudiées.

3.3.2. La zone SBZ-2

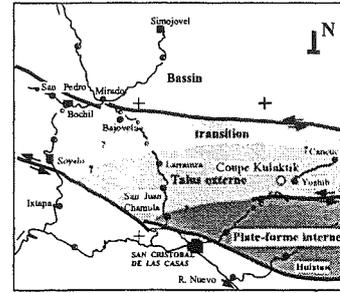
Âge : Sélandien.

Auteur : Serra-Kiel *et al.* [1998].

Définition : zone de concomitance basée sur la présence de *Miscellanea globularis*, *Ornatonion minutus*, *Paralockhartia eos* et *Lockhartia akbari*.

Association dans les Chiapas : *Quasiborelis ? sp.*, *Kathina ? sp.*, *Buliminella ? sp.*, « *Miscellanea* » *sp.*,

PALÉOCÈNE													AGE
THANÉTIEN													
L. pseudomedardii (base)													ZONE
K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10	K-11	K-12	K-12b	K-12c	K-13	
Foraminifères													
Morozovella sp.													
Subbotina cf. trilocolinoïdes													
Globanomalina chapmani													
Globanomalina sp.													
Globigerina sp.													
Morozovella aequa													
Globigerina cf. linaperta													
Igorina cf. pusilla													
Luterbacheria cf. pseudomenardii													
Luterbacheria pseudomenardii													
Igorina pusilla													
Globanomalina cf. compressa													
Morozovella cf. conicontrucata													
Morozovella conicontrucata													
Morozovella angulata													
Acarinina cf. uncinata													
Luterbacheria cf. elongata													
Globanomalina compressa													
Globanomalina cf. chapmani													
Morozovella spp.													
Parasubbotina sp.													
Subbotina sp.													
Subbotina velascoensis													
Morozovella cf. subbotinae													
Morozovella velascoensis													
Luterbacheria ehrenbergi													
Acarinina spp.													
Subbotina spp.													
Parasubbotina pseudobulloides													
Morozovella subbotinae													
Morozovella edgari													
Morozovella kolchidica													
Morozovella cf. quetra													
Muricoglobigerina cf. soldadoensis													
Muricoglobigerina cf. Mg. angulosa													
Luterbacheria spp.													
Globigerina linaperta													
Subbotina cf. velascoensis													
Morozovella cf. velascoensis													
Globorotalia (muricoglobigerina) whitei													
Miscellanea sp.													
Pseudorhapydionina ? moulladei													
Laffiteina ? sp.													
Hexagonocyclina cf. cristensis													
Kathina sp.													
Daviesina sp.													
Laffitena melona													
Quasiborelis ? floridanus.													
Miscellanea nassauensis													
Pseudorhapydionina sp.													
Paralockartia ?													
Mississipina sp.													



Pseudorhapydionina ? moulladei, *Miscellanea nassauensis*, *Rotorinella ? sp.*, *Laffiteina ? melona sp.*, *Quasiborelis ? floridanus*, *Redmondina sp.*, *Rotalia ? sp. gr.* *Mississipina*, *Pararotalia ? sp.*, *Cincoriola ? sp.*, *Storrsella ? sp.*, *Paralockhartia sp.* et *Hexagonocyclina cf. cristensis*.

Remarque : nous retrouvons les représentants des genres *Miscellanea* et *Paralockhartia*. C'est un des arguments pour penser que nous avons ici au moins l'équivalent de la zone SBZ-2. Mais les espèces sont très différentes et nous pensons que nous pouvons encore subdiviser cette zone en deux.

- La sous-zone SBZ-2a serait caractérisée par *Kathina ? sp.*, *Pseudorhapydionina ? moulladei*, « *Miscellanea* » sp., *Quasiborelis ? floridanus*, *Rotalia ? sp.*, *Scarificatina sp.*, *Cincoriola ? sp.*, *Laffiteina ? melona*, *Rotorbinella ? sp.*, *Redmondina sp.* et *Storrsella ? sp.* ;

- La sous-zone SBZ-2b correspondrait à la disparition de *Pararotalia ? sp.* et à l'apparition de *Hexagonocyclina cf. cristensis*, *Paralockartia ? sp.* et *Daviesina ? sp.*

Un tel découpage ferait que la zone SBZ-2 irait du sommet du Danien à la base du Thanétien dans les Chiapas. Ainsi la sous-zone SBZ-2a irait-t'elle du sommet du Danien (zone à *Acarinina uncinata*) à la base du Sélandien (zone à *Morozovella angulata*), tandis que la sous-zone SBZ-2b irait de la base du Sélandien (zone à *Morozovella angulata*) au Thanétien (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*).

FIG. 23.- Répartition des foraminifères planctoniques et benthiques de la coupe Kulaktik (sommet).

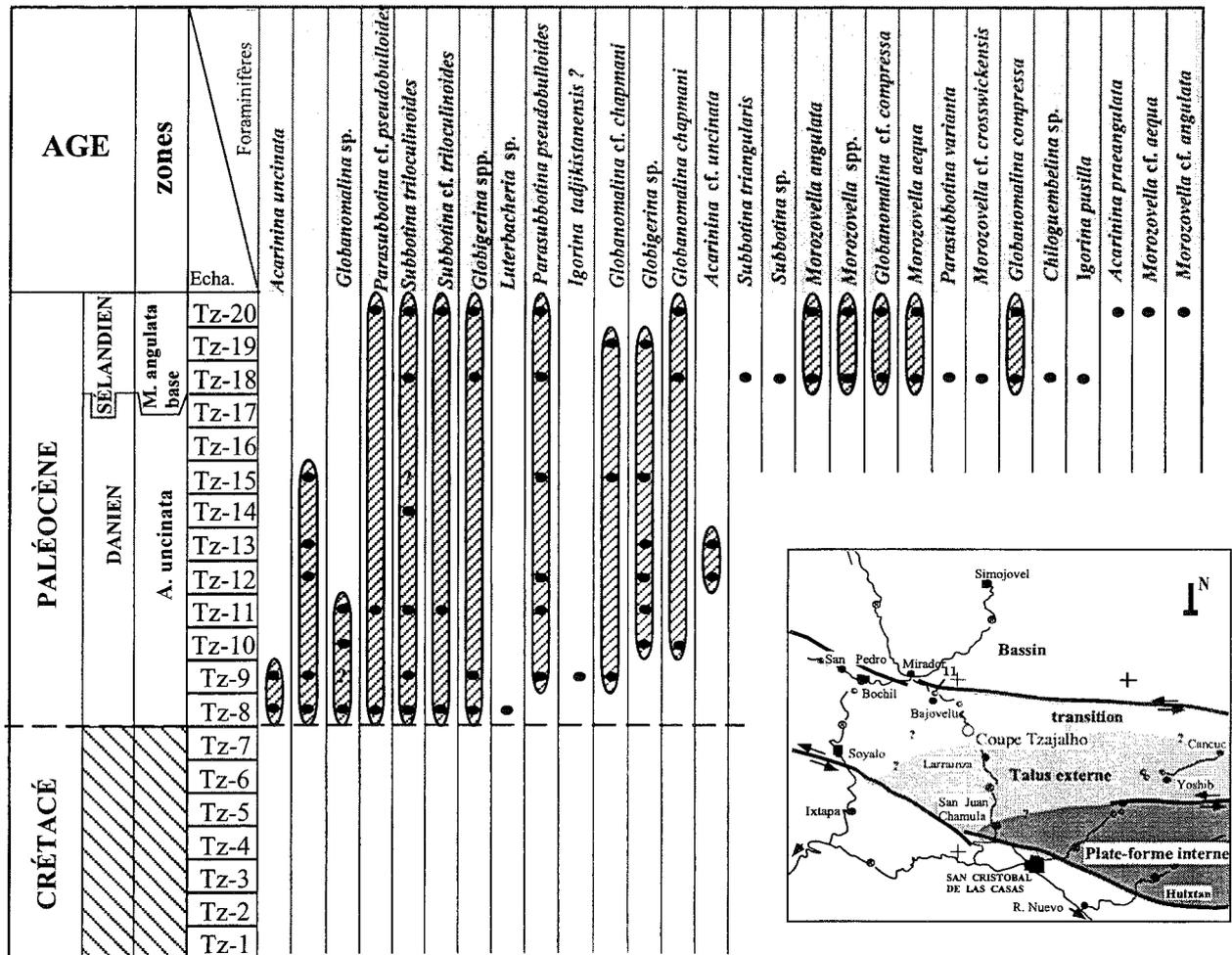


FIG. 24. – Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Tzajalho.

3.3.3. La zone SBZ 3

Âge : Thanétien inférieur.

Auteur : Serra-Kiel *et al.* [1998].

Définition : zone de concomitance basée sur la présence de *Glomalveolina primaeva*, *Periloculina slovenica*, *Coskinon rajkae*, *Fallotella alavensis*, *Cribobulimina carniolica*, *Vania anatolica*, *Miscellanea yvettae*, *Pseudomiscellanea primitiva*, *Ranikothalia bermudezi*, *Nummulites heberti* et *Discocyclina seunesi*.

Remarque : nous n'avons retrouvé ni *Ranikothalia*, ni orbitolinidé (*Coskinon* ou *Fallotella*), genres qui sont par ailleurs connus dans le Yucatan. Probablement les calcaires de plate-forme de cet âge n'existent pas dans les séries étudiées.

En conclusion : tous les remaniement gravitaires à Ococh et El Vergel, tous les calcaires de plate-forme à Tenejapa et tous les petits corps carbonatés de plate-forme à El Vergel, La Ilusion, Kulaktik (base) et Yosip renferment la même microfaune de foraminifères benthiques qui pourraient appartenir à la sous-zone SBZ-2a.

Les foraminifères remaniés trouvés dans les séries transgressives à La Ilusion et Kulaktik (sommet) seraient par contre dans la sous-zone SBZ-2b.

4. – RÉPARTITIONS DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES ET BENTHIQUES DANS LES COUPES ÉTUDIÉES

Les coupes sont rangées ici selon les secteurs géographiques, ordre que nous avons aussi adopté pour leur description (se reporter au chapitre III).

4.1. Secteur de Tenejapa - Formations Lacandon, Tenejapa et El Bosque

4.1.1. La coupe Tenejapa (base) dans la Formation Lacandon (fig. 17)

Calcaires de plate-forme interne.

La microfaune est constituée par des grands foraminifères benthiques.

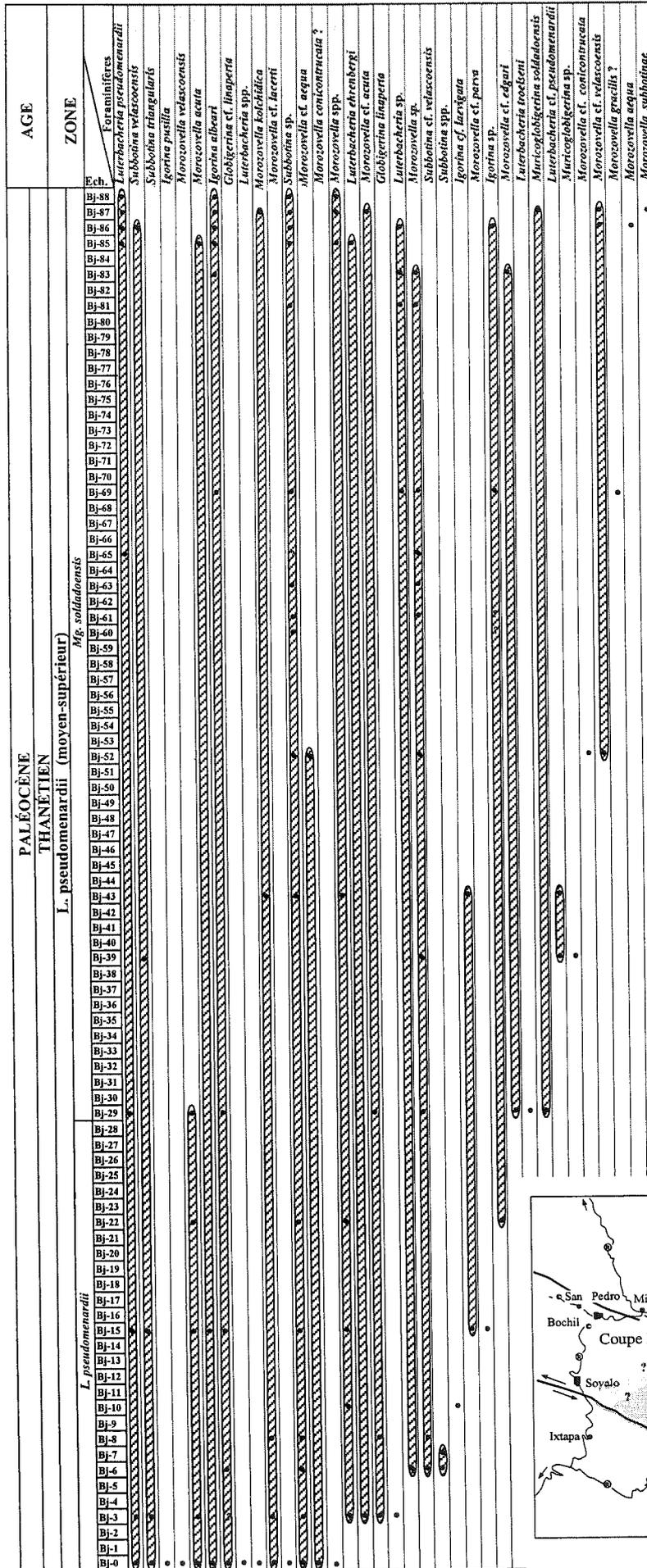
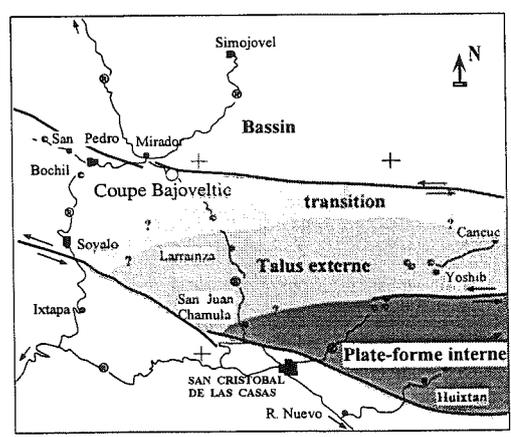


FIG. 25.- Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Bajoveltic.



AGE	ZONE	Foraminifères								
		Echant	<i>Luterbacteria pseudomenardii</i>	<i>Eoglobigerina</i> sp.	<i>Morozovella</i> spp.	<i>Igorina albeari</i>	<i>Subbotina</i> spp.	<i>Subbotina</i> cf. <i>triloculinoides</i>	<i>Luterbacteria</i> cf. <i>pseudomenardii</i>	<i>Morozovella velascoensis</i>
PALÉOCÈNE THANÉTIEN	M. velascoensis	E-171								
		E-8b								
		E-7b								
		E-6b								
		E-5b								
		E-15								
		E-14								
		E-13								
		E-12								
		E-11								
		E-10								
		E-9								
		E-8								
		E-7								
		E-6								
		E-5								
		E-4								
E-3b										
E-2b										
E-1b										

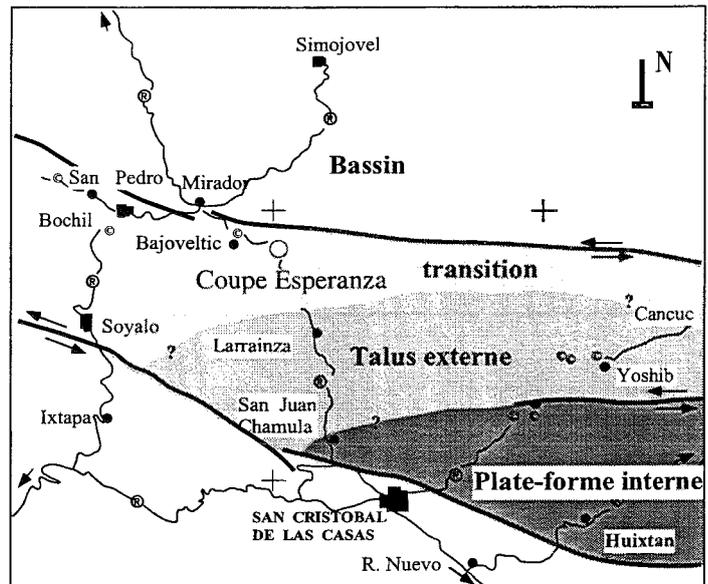


FIG. 26.- Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Esperanza.

4.1.3. La coupe Cruzchen dans la Formation Tenejapa (fig. 19)

Calcaires de plate-forme externe et de talus externe. Il n'y a que les foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata* du Danien qui figurent sur le tableau.

4.1.4. Les coupes Ococh « A » (fig. 20) et Ococh « B » (fig. 21) dans la Formation Tenejapa

Calcaires de talus externe et remaniements gravitaires de plate-forme carbonatée.

Les sédiments renferment des foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata* du Danien. Les *grain flows* et éléments des *débris flows* renferment une faune de foraminifères benthiques similaire à celle de Tenejapa, soit de la sous-zone SBZ-2a.

4.1.5. La coupe Kulaktik (sommets) dans la Formation Soyalo (fig. 22)

Grès et marnes vertes à foraminifères planctoniques de la zone à *Luterbacteria pseudomenardii* du Thanétien.

Les grands foraminifères benthiques sont soit remaniés, soit trouvés dans des galets. Ils correspondent à la sous-zone SBZ-2b.

L'association correspond à celle de la sous-zone SBZ-2a. On peut noter que les espèces des genres *Laffiteina*, *Redmondina*, *Rotalia* et *Mississippina* ne se trouvent qu'au sommet de la coupe, ainsi que l'espèce *Quasiborealis floridanus*.

4.1.2. La coupe Tenejapa (sommets) dans les Formations Lacandon et El Bosque (fig. 18)

Calcaires de plate-forme interne.

La microfaune est toujours constituée par des grands foraminifères benthiques.

Cette coupe est située au-dessus de la précédente et ne montre pas de changements significatifs en dehors de la présence de *Rotorbinella ? scarsellai*.

La présence de *Microcodium* est liée à l'émersion et à la karstification du sommet de la plate-forme carbonatée.

Les échantillons azoïques du sommet de la coupe correspondent à des grès qui ne renferment que de très rares petits foraminifères benthiques indéterminables.

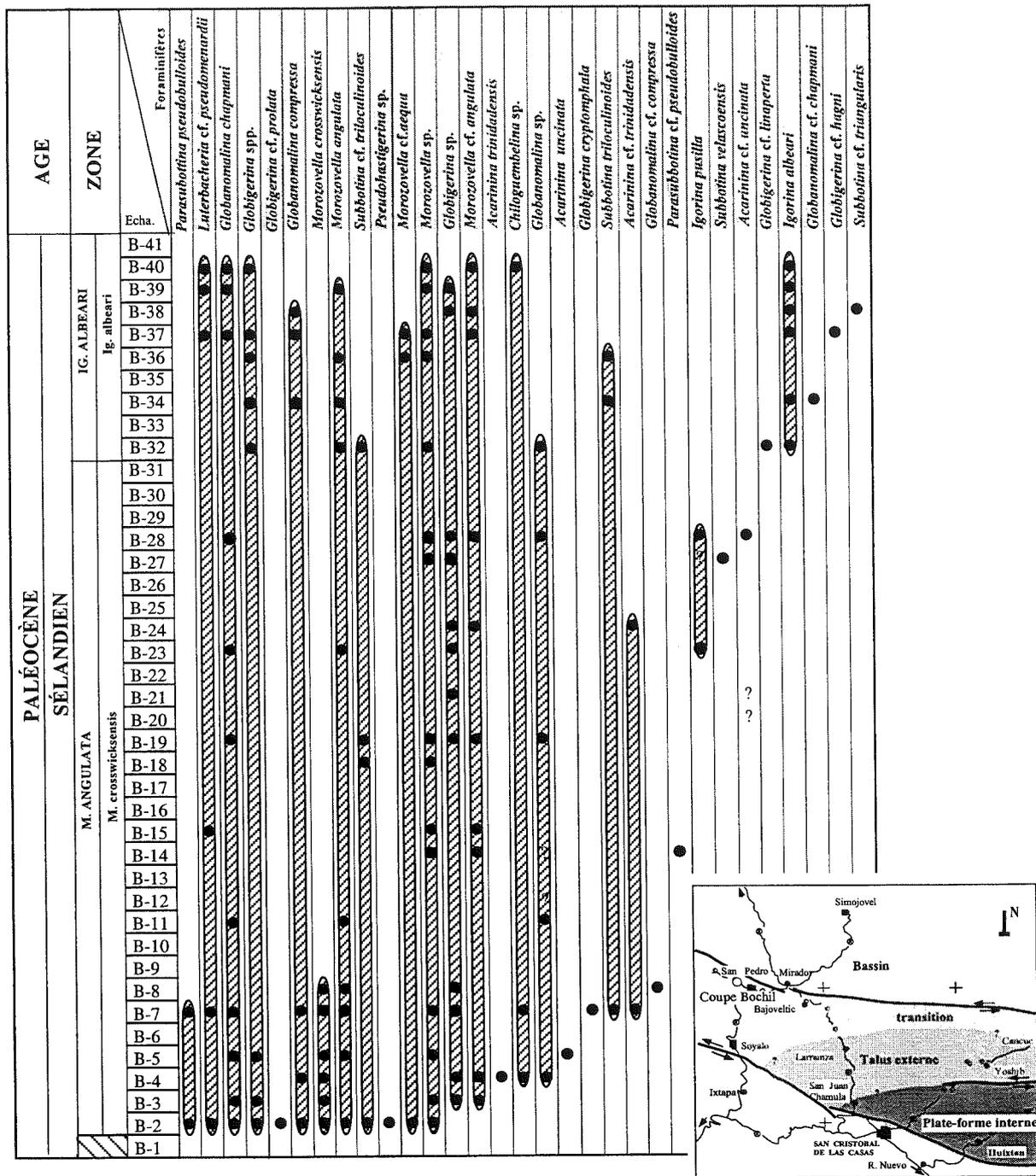


FIG. 27. – Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Bochil.

4.2. Le secteur d'Esperanza - Formations Soyalo et El Bosque

4.2.1. La coupe Tzajalho dans la Formation Soyalo

Calcaires argileux et marnes bleues à foraminifères planctoniques des zones à *Acarinina uncinata* du Danien et à *Morozovella angulata* du Sélandien (fig. 23).

4.2.2. coupe Bajoveltic dans la Formation Soyalo

Calcaires argileux et marnes bleues à foraminifères planctoniques de la zone à *Luterbacheria pseudomenardii* du Thanétien (fig. 24).

4.2.3. La coupe Esperanza dans la Formation Tenejapa

Marnes bleues à foraminifères planctoniques à la base de la zone à *Luterbacheria pseudomenardii* du

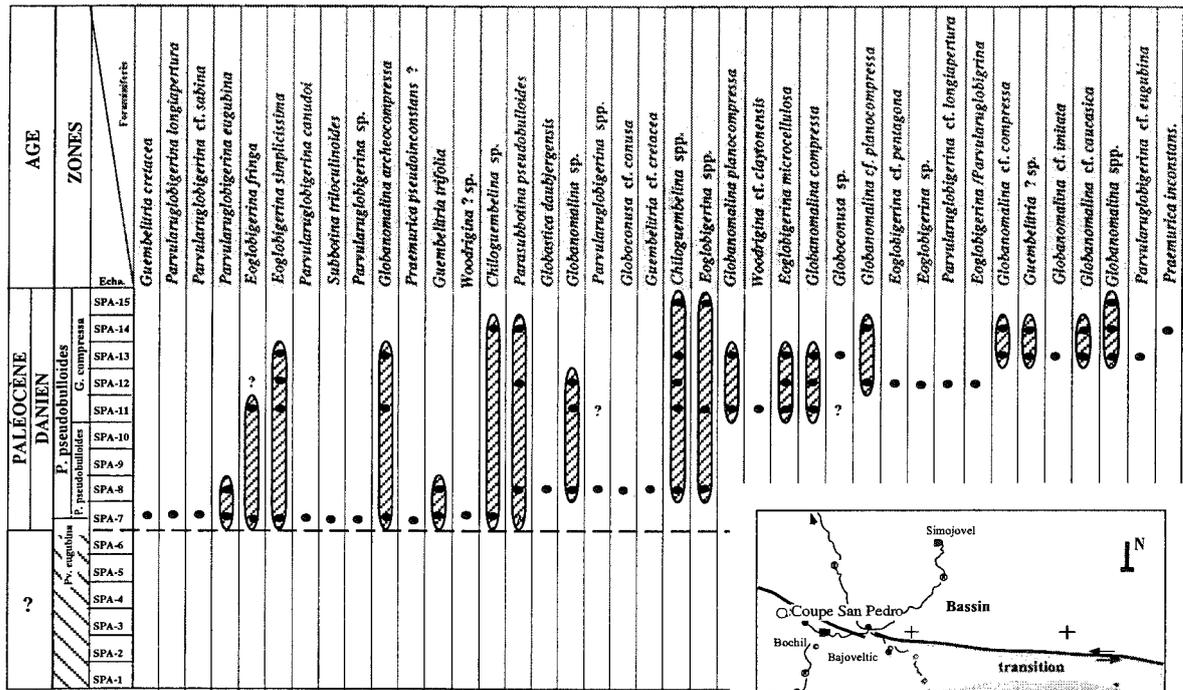


Fig. 28.- Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe San Pedro.

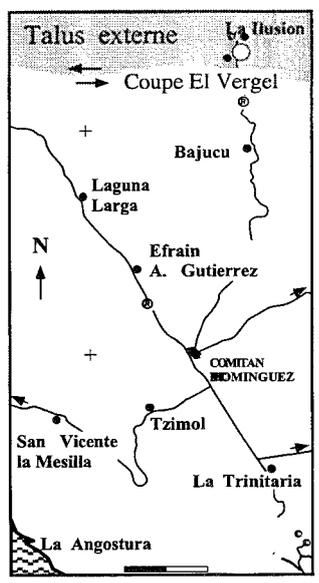
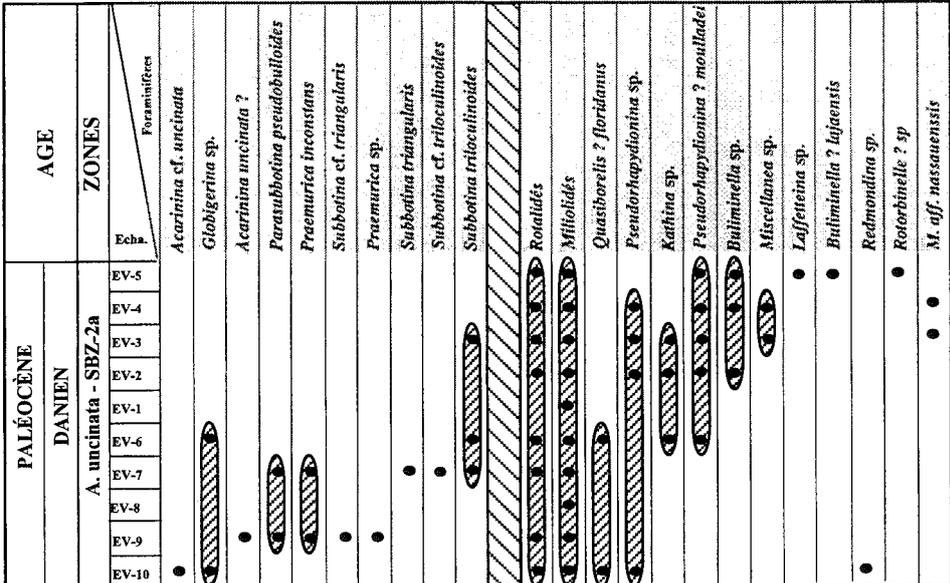
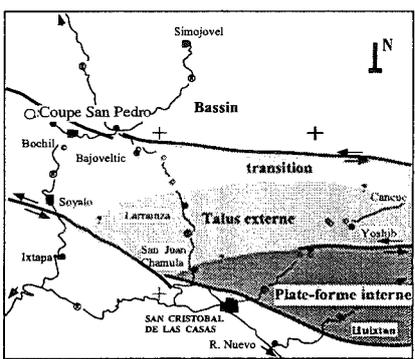


Fig. 29.- Répartition des foraminifères planctoniques et benthiques de la coupe El Vergel.

Thanétien (fig. 25). Intervalle argileux au sommet à foraminifères planctoniques de la zone à *Igorina laevigata* du Thanétien.

Les échantillons azoïques de la partie médiane viennent des grès et niveaux charbonneux.

4.3. Secteur de Botchil - Formation Soyalo

4.3.1. La coupe Bochil dans la Formation Soyalo

Grès et marnes chocolat hémipélagiques à petits foraminifères benthiques et foraminifères planctoniques

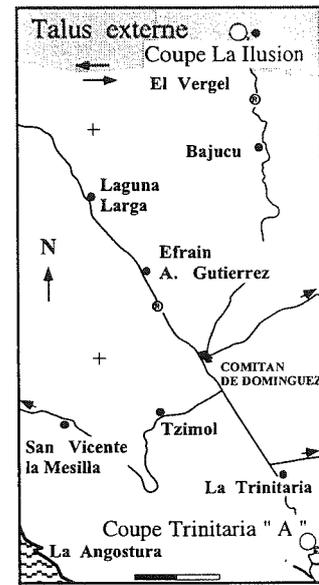
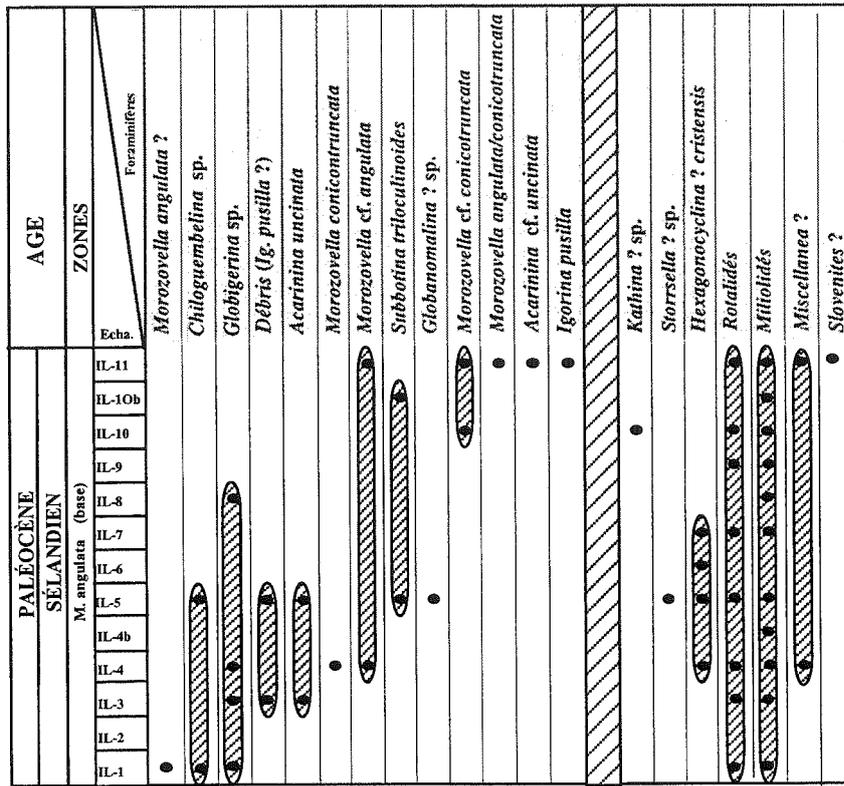


FIG. 30.- Répartition des foraminifères benthiques et planctoniques de la coupe La Ilusion.

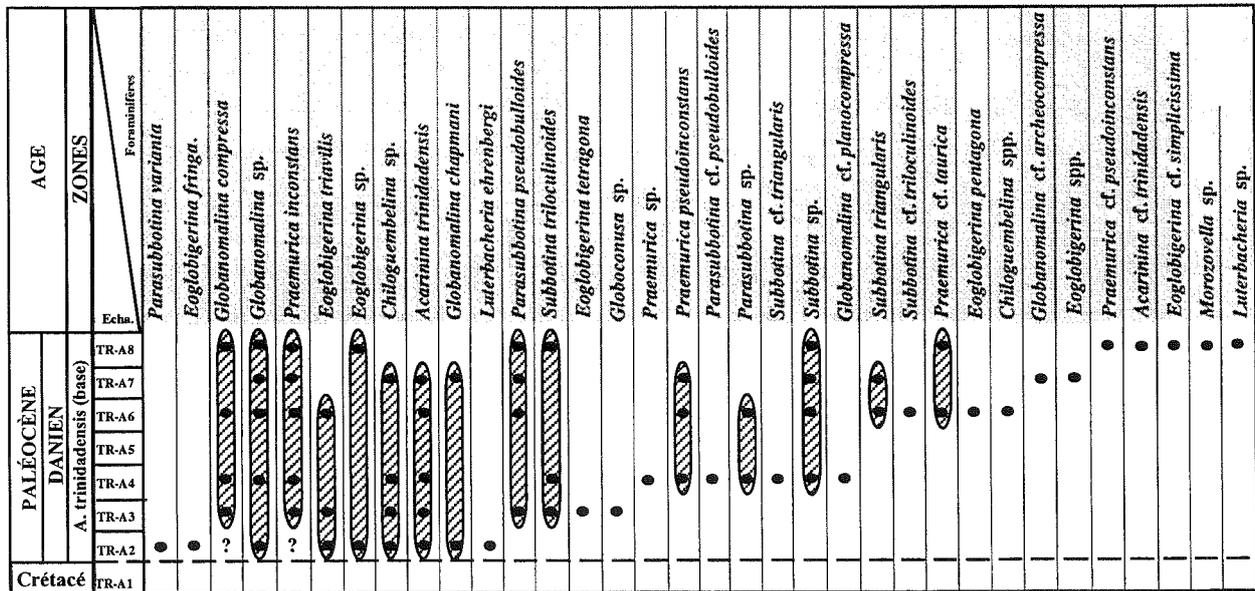


FIG. 31.- Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Trinitaria « A. »

des zones à *Morozovella angulata* et à *Igorina albeari* du Sélandien.

4.3.2. La coupe San Pedro dans la Formation Soyalo

Argiles et marnes jaunâtres à foraminifères planctoniques de la zone à *Praesubbotina pseudobulloides* du Danien (fig. 27).

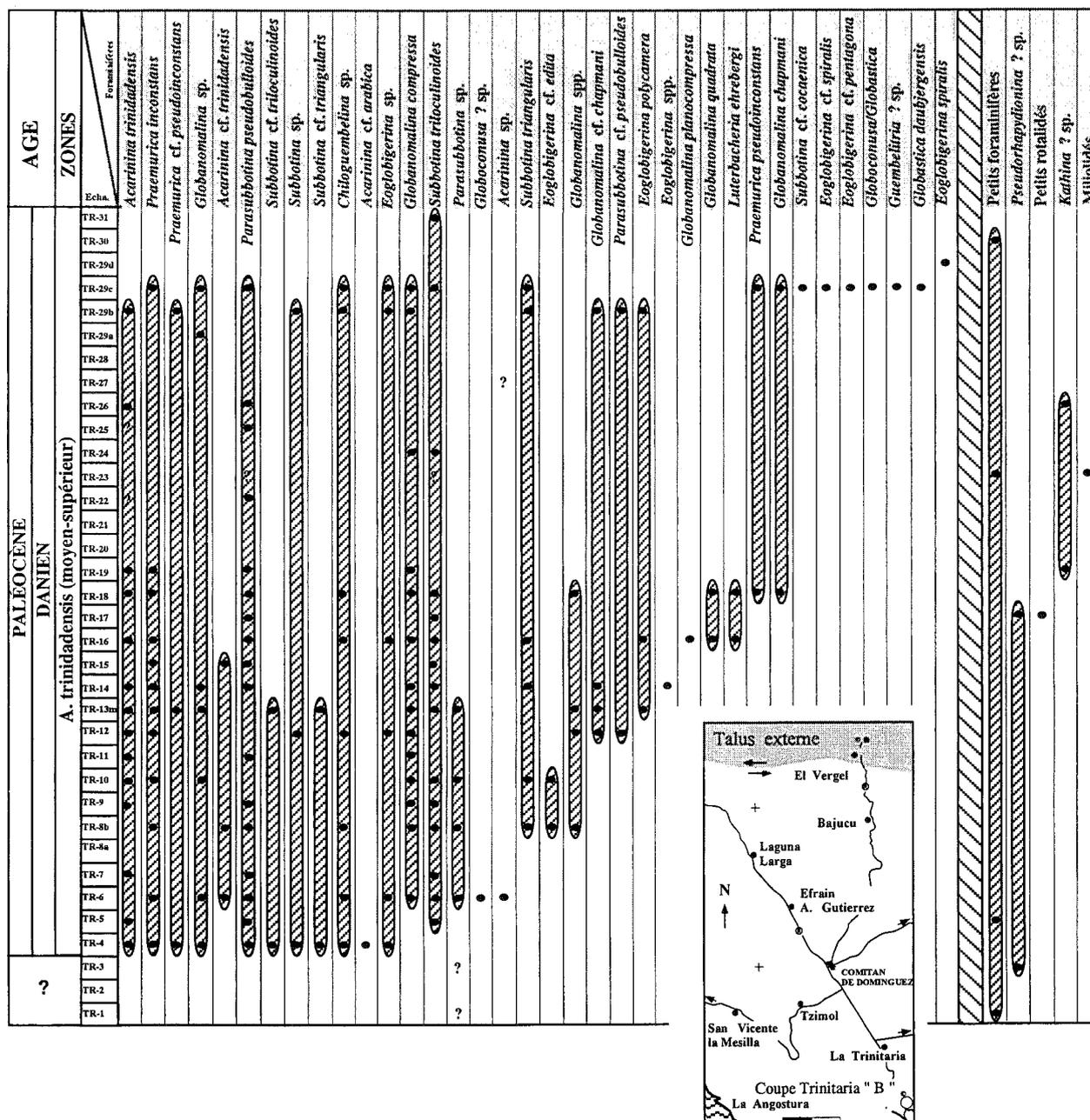


FIG. 32.— Répartition des foraminifères planctoniques de la coupe Trinitaria « B. »

4.4. Secteur de La Ilusion - Formations Tenejapa et El Bosque

4.4.1. La coupe El Vergel dans les Formations Tenejapa et El Bosque (fig. 28)

A la base, calcaires de talus externe intercalés de remaniements gravitaires de plate-forme carbonatée (EV-10 à EV-6). Les sédiments renferment des foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata* du Danien. Au-dessus, se trouve un corps carbonaté récifal de régression forcée à foraminifères benthiques de la sous-zone SBZ-2a (EV-1 à EV-5).

Géologie Alpine, 2001, Mémoire HS n° 36

4.4.2. La coupe La Ilusion dans les Formations Tenejapa et Soyalo (fig. 29)

Calcaires gréseux et grès calcaires à éléments remaniés remplissant les microkarsts, la paléovallée incisée et présents dans les sables carbonatés verts recouvrant la surface karstifiée du corps récifal de régression forcée.

Les foraminifères planctoniques appartiennent à la zone à *Morozovella angulata* du Sélandien et les grands foraminifères benthiques à la sous-zone SBZ-2b.

4.5. Le secteur de La Trinitaria - Formation Soyalo

La Coupe La Trinitaria « A » (fig. 30) et *La Trinitaria « B »* dans la Formation Soyalo (fig. 31)

Grès et marnes chocolat hémipélagiques à foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina trinidadensis* du Danien.

Les grands foraminifères benthiques trouvés dans les remaniements gravitaires appartiennent à la sous-zone SBZ-2a.

5.- CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE

Pour les foraminifères planctoniques, nous avons retrouvé toutes les espèces marqueurs qui ont permis le découpage zonal publié par Arenillas et Molina en 1997 pour l'Europe. Cependant en raison de la rareté et de la mauvaise préservation de trois de ces espèces, soit *Globanomalina compressa*, *Morozovella crosswickensis* et *Muricoglobigerina soldadoensis*, nous avons préféré proposer un nouveau découpage zonal en considérant que les marqueurs les plus rares pouvaient être des espèces marqueurs de sous-zones, alors que les marqueurs les plus abondants représenteraient les marqueurs des zones.

Pour les foraminifères benthiques, nous n'avons pas retrouvé les espèces marqueurs des zones de concomitance. Là, le provincialisme américain n'a pas permis le développement des espèces qui ont été utilisées en Europe pour établir la zonation des foraminifères benthiques. Cependant, les associations de genres nous permettent de penser que la zone SBZ-2 pourrait exister et être subdivisée en 2 sous-zones SBZ-2a et SBZ-2b, la deuxième étant marquée par l'apparition de *Hexagonocyclina* cf. *crustensis* accompagnée de *Paralockartia* ? sp. et *Daviesina* ? sp. (fig. 32).

Enfin, les Chiapas présentent une intéressante particularité due en partie, d'une part, aux remaniements gravitaires du matériel de plate-forme dans les sédiments déposés sur le talus externe et dans le bassin et, d'autre part, aux corps carbonatés de plate-forme de régression forcée, installés sur des sédiments hémipélagiques déposés sur le talus externe de la plate-forme et scellés par la transgression des grès et marnes vertes. Tous ces sédiments de talus et de bassin renferment assez de foraminifères planctoniques pour avoir une idée précise de la zone représentée.

Ainsi, les faunes de plate-forme, remaniées dans les sédiments hémipélagiques à Ococh, le sont dans la zone à *Acarinina uncinta*. Les corps de carbonate de plate-forme de régression forcée à Yosip, Kulaktik (base) et El Vergel reposent sur des sédiments hémipélagiques de la zone à *Acarinina uncinata*.

La microfaune trouvée aussi bien dans la plate-forme carbonatée de Tenejapa, que dans ces remaniements ou dans les petits corps de régression forcée est similaire. Il est probable que l'âge de cette microfaune est Danien supérieur, plus précisément de la zone à *Acarinina uncinta*.

À La Ilusion et à Kulaktik (sommet), les corps de régression forcée sont recouverts en transgression par des sédiments appartenant pour les plus anciens à la zone à *Morozovella angulata* (La Ilusion) et pour les plus récents à la zone à *Luterbacheria pseudomenardii* (Kulaktik, sommet). Nous y avons trouvé la microfaune de la sous-zone SBZ-2b dont l'âge serait peut-être sélandien à thanétien (zone à *Morozovella angulata* à zone à *Luterbacheriapseudomenardii*). Comme les foraminifères trouvés dans ces sédiments transgressifs sont plus ou moins usés et remaniés, nous avons du mal à avoir une idée réelle de leur distribution. Néanmoins, il est sûr que nous n'avons pas mis en évidence des sédiments de plate-forme d'âge plus récent.

Chapitre 3

STRATIGRAPHIE

1.- LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES DU PALÉOCÈNE

La colonne stratigraphique de la Sierra du Chiapas correspond à environ 6000 m de roches sédimentaires terrigènes et calcaires qui se sont déposées dans des milieux allant du domaine continental et de plate-forme au bassin. L'âge des sédiments varie du Jurassique moyen au Tertiaire dans le secteur connu sous le nom de

Dépression Centrale et Ceinture Plissée du Chiapas (fig. 8).

La séquence sédimentaire la plus ancienne de la Sierra du Chiapas appartient au Jurassique moyen-supérieur. Elle s'observe dans la partie occidentale homoclinale. Elle y est représentée par les sédiments continentaux (séries rouges) de la *Formation Todos Santos* [Sapper, 1894b]. Ces roches sont des argiles, des

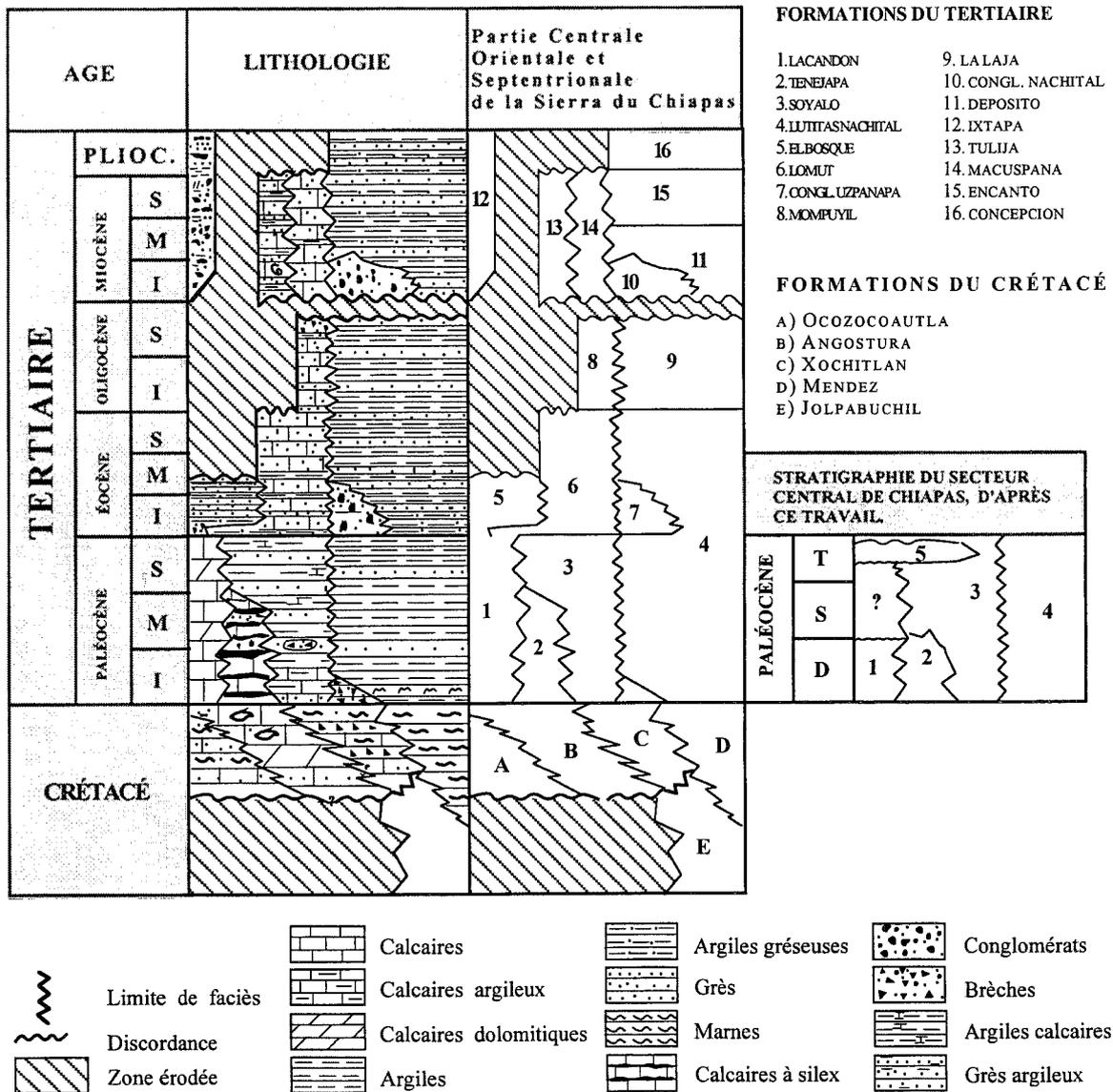


FIG. 34.- Les formations du Tertiaire du Chiapas (Mexique) d'après Quezada [1987], modifié dans ce travail pour le Paléocène.

grès et des conglomérats du Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien) datés par palynomorphes.

La série se poursuit par une succession de calcaires, d'argiles, de marnes et de grès à grain moyen ou fin qui appartiennent à la *Formation San Ricardo* [Richards, 1963] du Jurassique moyen (Callovien) et du Crétacé inférieur (Barrémien). On y observe des associations de foraminifères benthiques, riches et variées, en faciès de plate-forme peu profonde.

Dans le secteur sud de la Sierra du Chiapas, on trouve des conglomérats et des grès du même âge, constituant la *Formation Jerico* [Quezada, 1983]. La présence de palynomorphes, ainsi que de débris de bois fossiles, indiquent que ces sédiments sont continentaux et pourraient être les équivalents latéraux des couches rouges de la *Formation Todos Santos*.

Le Crétacé est représenté par les calcaires et dolomies de la *Formation Sierra Madre* [Böse, 1905] appartenant à l'intervalle Aptien-Santonien. Ces calcaires de plate-forme interne renferment de riches associations de foraminifères benthiques, de rudistes et d'algues calcaires. Cette formation affleure surtout dans les secteurs du centre et du SSE de la Sierra du Chiapas.

La série se poursuit par des calcaires et dolomies de plate-forme d'âge Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) qui appartiennent à la *Formation Angostura* [Sanchez Monte de Oca, 1969]. Ils sont également très riches en foraminifères benthiques tels que les alvéolinidés, rotalidés, etc..., en rudistes et en algues (fig. 34). Ils affleurent dans le secteur est et sud de la Sierra du Chiapas.

Les sédiments de la *Formation Ocozocuautila* [Sanchez Montes de Oca, 1969] ont le même âge. La série consiste en une alternance de calcaires, argiles et grès qui contiennent des associations de foraminifères benthiques et planctoniques, ainsi que des fragments de rudistes. Ces faciès de plate-forme externe passent latéralement, d'une part, aux faciès de plate-forme interne de la *Formation Angostura*, et, d'autre part, aux faciès encore plus externe du talus externe. A la base de la formation, on note la présence de brèches. Cette formation affleure au centre et au NW de la Sierra du Chiapas.

La *Formation Jolpabuchil* [Sanchez Monte de Oca, 1978], d'âge Crétacé supérieur (Cénomaniens-Maastrichtien) est constituée de calcaires, de calcaires à silex, de marnes et d'argiles renfermant des foraminifères planctoniques. Ces faciès de bassin apparaissent dans le nord et le NW de la Sierra du Chiapas.

Les sédiments tertiaires de la Sierra du Chiapas (fig. 34) sont très variés. Nous reviendrons sur les dépôts du Paléocène dans le paragraphe suivant, mais, on trouve aussi à cette époque des séries lithologiques assez similaires à celles du Crétacé et montrant les mêmes types de changements latéraux de faciès. Ainsi la *Formation Lacandon* [Wind et Swales in Vinson, 1962] de calcaires de plate-forme interne s'observe au sud et

au sud-est, la *Formation Tenejapa* [Quezada, 1979] de calcaires et dolomies de plate-forme externe et du talus affleure au centre et à l'ouest, tandis que la *Formation Soyalo* [Gonzalez Alvarado, 1967] de calcaires, marnes, argiles et grès fins de bassin s'observe au centre de la Sierra du Chiapas.

La *Formation El Bosque* [Lopez-Vega, 1963] caractérisée par des grès, des argiles gréseuses et des conglomérats déposés en milieu fluvial était jusqu'à présent attribuée à l'Éocène inférieur-moyen. Nous verrons que cette formation est, au moins à sa base, datée du Thanétien. La formation est présente dans le centre et l'est de la Sierra du Chiapas.

La *Formation Lomut* [Ham-Wong, 1979] de l'Éocène moyen à supérieur est représentée par une alternance de grès calcaires, de calcaires et d'argiles, à faciès de plate-forme externe ou de bassin. Dans les calcaires on observe une association de foraminifères benthiques à nummulitidés, rotalidés, etc..., d'éléments d'origine récifale comme les coraux et les algues rouges, mais aussi des bryozoaires et de rares foraminifères planctoniques très mal préservés. En revanche, dans les argiles, on observe de nombreux foraminifères planctoniques. Cette formation est localisée dans la zone centrale et médiane de la Sierra du Chiapas.

Le *Conglomérat Uzpanapa* [Benavides-Garcia, 1956] de l'Éocène inférieur à moyen est formé de bancs de conglomérats, d'argiles et de sables déposés dans des environnements néritiques à bathyaux.

Des sédiments d'âge oligocène et miocène existent vers le nord de la Sierra du Chiapas, dans les environs de Malpaso, Nicapa et Ostuacan, sous forme d'argiles de bassin [Gonzalez-Lara, 1994 ; Sanchez *et al.*, 1994].

2.- LES FORMATIONS DU PALÉOCÈNE-ÉOCÈNE

2.1. Le Paléocène

Le Paléocène est représenté par quatre unités lithostratigraphiques dans la Sierra du Chiapas (fig. 34) : la *Formation Lacandon*, la *Formation Tenejapa*, la *Formation Soyalo* et la *Formation Lutites Nachital* [Quezada, 1987 et Garcia-Molina, 1994].

2.1.1. La Formation Lacandon

Localité : sa localité type est dans la région de Lacandon à l'ouest et au sud du Petén au Guatemala. Dans les Chiapas, la formation affleure dans la zone centrale et orientale.

Auteurs : Wind et Swales [1987], Gonzalez-Alvarado [1965] et Quezada-Muneton [1987].

Lithologie : calcaires de plate-forme interne constitués de packstones de couleur crème à jaunâtre, à intraclastes, péloïdes et miliolidés et renfermant des intercalations de grainstones à intraclastes.

Dans la région étudiée, les calcaires sont des calcaires de plate-forme interne avec, soit des faciès de lagon (packstones-wackestones) à miliolidés, gros rotaalidés, algues dasycladales et rares fragments d'échinodermes, soit des niveaux de tempêtes (grainstones) à fragments de coraux et oncoïdes, soit des faciès de milieux confinés (wackestones-mudstones) à ostracodes, petits rotaalidés et *Pseudotriloculina*.

Épaisseur : entre 340 et 600 m.

Âge : Paléocène-Éocène inférieur d'après Quezada [1987] et Garcia-Molina [1994].

Dans la région que nous avons étudié, la formation serait d'âge Paléocène, plus précisément Danien.

Faune : *Ranikothalia bermudezi* (PALMER), *Praerhapydionina* ? *vanwessemi* (FROST & LANGENHEIM), *Radshovenia guatemalensis* (VAN DEN BOLD), *Neumurciella butterlini* (FLEURY & FOURCADE), *Elphidium nassauensis* (APPLIN & JORDAN), *Storrsella haastersi*, (VAN DEN BOLD), *Amphistegina* sp., *Rhapydionina limbata* (VAN DEN BOLD), *Sigmoilopsis centralamericana* (FROST & LANGEHEIM), « *Catapsydrax* sp. », *Globorotalia* cf. *aequa*.

Dans le secteur étudié, nous avons trouvé également *Quasiborelis* sp., *Redmondina* sp., *Rotorbinella* cf. *scarsellai*, *Miscellanea* sp., *Pseudorhapydionina* ? *moulladei* PÉCHEUX, *Miscellanea nassauensis* (APPLIN & JORDAN), *Pseudorhapydionina* ? sp., *Khatina* sp., *Cinoiriola* ? sp., *Rotalia*? sp., *Laffiteina melona*, *Laffiteina* sp., *Quasiborelis floridanus* (COLE), *Buliminella* sp., *Buliminella lajaensis* PESSAGNO, *Scarificatina* sp., *Storrsella* ? *haastersi* (VAN DER BOLD), *Mississippina* ? sp.

Relations avec les formations encadrantes : dans la localité type, cette formation est réputée être concordante avec les formations encadrantes.

Dans notre secteur d'étude, nous n'avons pas pu voir le contact à la base avec la *Formation Angostura* du Crétacé supérieur. Par contre, au sommet, la *Formation El Bosque* sus-jacente est forcément discordante sur la surface très fortement karstifiée qui termine les calcaires de plate-forme de la *Formation Lacandon*.

Milieu de dépôt : plate-forme interne (faciès de lagon et de plate-forme confinée).

Localisation dans la région étudiée : cette formation a été étudiée au sud du village de Tenejapa, dans les coupes Tenejapa (base) et Tenejapa (sommet) (fig. 35).

2.1.2. La Formation Tenejapa

Localité : la localité type se trouve à 3 km au nord du village de Tenejapa au centre de la Sierra du Chiapas.

Auteur : Quezada [1979].

Lithologie : calcaires de plate-forme externe et de talus externe constitués de wackestones à packstones crème et gris clair à bioclastes et de calcaires à silex stratiformes.

Dans la région étudiée, les calcaires, souvent hémipélagiques, à fragments d'échinodermes, à spicules de spongiaires, petits foraminifères benthiques à test agglutiné et rares foraminifères planctoniques sont intercalés de *grain flows* (grainstones à éléments de fragments de métazoaires, foraminifères et algues de plate-forme) et *débris flows* (brèches à éléments de plate-forme externe et fragments récifaux). La formation se termine par des calcaires de plate-forme particuliers renfermant parfois des constructions récifales (corps de régression forcée).

Épaisseur : entre 100 et 400 m.

Âge : Paléocène inférieur à Paléocène moyen d'après Quezada [1987] et Garcia-Molina [1994].

Dans la région étudiée, la formation serait d'âge Paléocène et plus précisément Danien.

Faune : *Globigerina eugubina* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA), *Globigerina daudberjensis* (BRÖNNIMANN), *Globigerina trilocolinoides* (PLUMMER), *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER), *Globorotalia trinidadensis* (BOLLI), *Globorotalia uncinata* (BOLLI), *Globorotalia pusilla* (BOLLI).

Dans les brèches calcaires des *debris flows* on trouve *Elphidium nassauensis* (APPLIN & JORDAN), *Rhapydionina limbata* (VAN DEN BOLD), *Storrsella haastersi* (VAN DEN BOLD). Dans le secteur étudié, on peut rajouter *Quasiborelis* sp., *Quasiborelis floridanus* (COLE), *Buliminella* sp., *Miscellanea nassauensis* (APPLIN & JORDAN), *Miscellanea* sp., *Laffiteina melona*, *Cincoreola* ? sp., *Buliminella lajaensis* PESSAGNO, *Pararotalia* sp., *Khatina* sp., *Scarificatina* sp., *Pseudorhapydionina* ? *moulladei* PÉCHEUX, *Pseudorhapydionina* sp., *Mississippina* sp.

Relations avec les formations encadrantes : dans la localité type, le contact basal avec la *Formation Angostura* du Crétacé supérieur est décrit comme progressif et le contact sommital est réputé concordant avec la *Formation Soyalo*.

Dans le secteur étudié, nous n'avons pas vu le contact basal. Par contre la formation se termine par des calcaires de plate-forme particuliers, karstifiés et surmontés par des sédiments argilo-gréseux faisant partie par définition de la formation Soyalo. Le contact de ces grès verts sur la surface karstique est discordant.

Milieu de dépôt : plate-forme externe et talus externe avec de nombreux remaniements gravitaires.

Localisation dans la région étudiée : cette formation est présente dans les coupes de Cruzchen, Ococh « A », Ococh « B », Kulaktik (base), Yosip, El Vergel, La Illusion (fig. 35).

2.1.3. La Formation Soyalo

Localité : la localité type est située dans les environs du village de Soyalo.

Cette formation affleure dans la partie centrale et au SE de la Sierra du Chiapas.

Auteur : Gonzalez-Alvarado [1967].

Lithologie : elle est représentée par des successions de calcaires finement détritiques, de grès, parfois verts, et d'argiles de couleur grise à gris sombre, parfois bleues et laminées.

Épaisseur : entre 400 et 1500 m.

Âge : Paléocène.

Faune : *Globigerina eugubina* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA), *Globorotalia uncinata* (BOLLI), *Globigerina daubjergensis* (BRÖNNIMANN), *Globigerina triloculinoides* (PLUMMER), *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER), *Globorotalia trinidadensis* (BOLLI), *Globorotalia pusilla* (BOLLI), *Globorotalia compressa* (PLUMMER), *Globorotalia angulata* (WHITE), *Globorotalia velascoensis* (CUSHMAN), *Globorotalia pseudomenardii* (BOLLI).

Relations avec les formations encadrantes : dans la localité type, le passage est décrit comme progressif entre les séries du Crétacé supérieur et les séries du Paléocène. Ce contact est bien visible au Chilil où il est représenté par un intervalle de transition lente et bien marquée au-dessus des brèches de talus du sommet de la *Formation Angostura* du Crétacé supérieur. Pour Chirinos [1966], ce contact est parfois discordant. Au-dessus, le contact avec la *Formation Soyalo* est visible à Oxchuc et Pacatal où on peut observer que les alternances d'argiles et de grès du sommet de cette formation passent « graduellement » à des argiles gréseuses rouges et se terminent avec des grès et conglomérats de même couleur, sédiments qui appartiennent à la *Formation El Bosque* d'après Quezada [1987].

Dans le secteur que nous avons étudié, les contacts sont discordants aussi bien à la base qu'au sommet de la formation. Cette dernière repose en discordance sur les brèches des calcaires de plate-forme du Crétacé supérieur dans la région de La Trinitaria et à Tzajalho.

Dans les environs de Tenejapa (Kulaktik), la *Formation Soyalo*, représentée par des grès et argiles gréseuses verdâtres, repose en discordance sur les calcaires karstifiés de la *Formation Tenejapa*. Enfin, dans le secteur de La Esperanza et au sommet de la *Formation Soyalo*, les calcaires argileux de bassin sont brutalement interrompus par une surface d'érosion probable et surmontés par les dépôts d'origine fluviatile de la formation *El Bosque*.

Milieu de dépôt : talus externe et passage des faciès hémipélagiques à des faciès pélagiques intercalés de *mass flows* et de *slumps*.

Localisation dans la région étudiée : cette formation a été étudiée dans les coupes de Kulaktik (sommet), Bochil, Bajoveltic et Esperanza (fig. 35).

2.1.4. La Formation Luitas Nachital

Localité : La localité type est dans les environs du village de Cerro Nachital, dans l'État voisin de Veracruz. On trouve cette formation également dans le nord de la Sierra du Chiapas et dans les bassins du sud-est du Mexique.

Dans la région que nous avons étudié, elle était absente.

Auteur : Gibson [1936] et Castillo-Tejera [1955].

Lithologie : alternance d'argiles grises à gris sombre et de calcaires gréseux à intercalations d'argiles.

Épaisseur : entre 300 et 550 m.

Âge : Paléocène-Éocène.

Faune : *Globorotalia formosa formosa* (BOLLI), *Globorotalia formosa gracilis* (BOLLI), *Globorotalia aequa* (CUSHMAN & RENZ), *Globorotalia subbotinae* (MARTIN), *Globorotalia aragonensis* (NUTTALL), *Globigerina fringa* (SUBBOTINA), *Globigerina cf. eugubina* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA), *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER), *Globorotalia trinidadensis* (BOLLI), *Globigerina daubjergensis* (BRÖNNIMANN), *Chiloguemebeklina* sp., *Globorotalia angulata* (WHITE), quelques foraminifères benthiques et petits rotalidés.

Relations avec les formations encadrantes : le contact basal serait progressif avec la *Formation Mendez* du Crétacé supérieur, et le contact sommital beaucoup plus brutal avec la *Formation La Laja* de l'Oligocène.

Milieu de dépôt : bassin.

2.2. Le Paléocène-Éocène

L'Éocène est caractérisé par trois unités (fig. 34) : la *Formation El Bosque*, la *Formation Lomut* et le *Conglomérat Uzpanapa* [Quezada-Muñeton, 1987 et Garcia-Molina, 1994]. De ces trois formations, nous ne décrirons que la *Formation El Bosque* qui était présente sur notre terrain.

2.2.1. La Formation El Bosque

Localité : la localité type est située à 6,5 km au sud-est du village d'El Bosque. La formation affleure largement dans la Sierra du Chiapas jusqu'à la frontière avec le Guatemala.

Auteur : Lopez-Vega [1963].

Lithologie : elle est exclusivement représentée par des sédiments silicoclastiques comme des conglomérats à galets de quartz, feldspaths et micas, des grès à grain fin

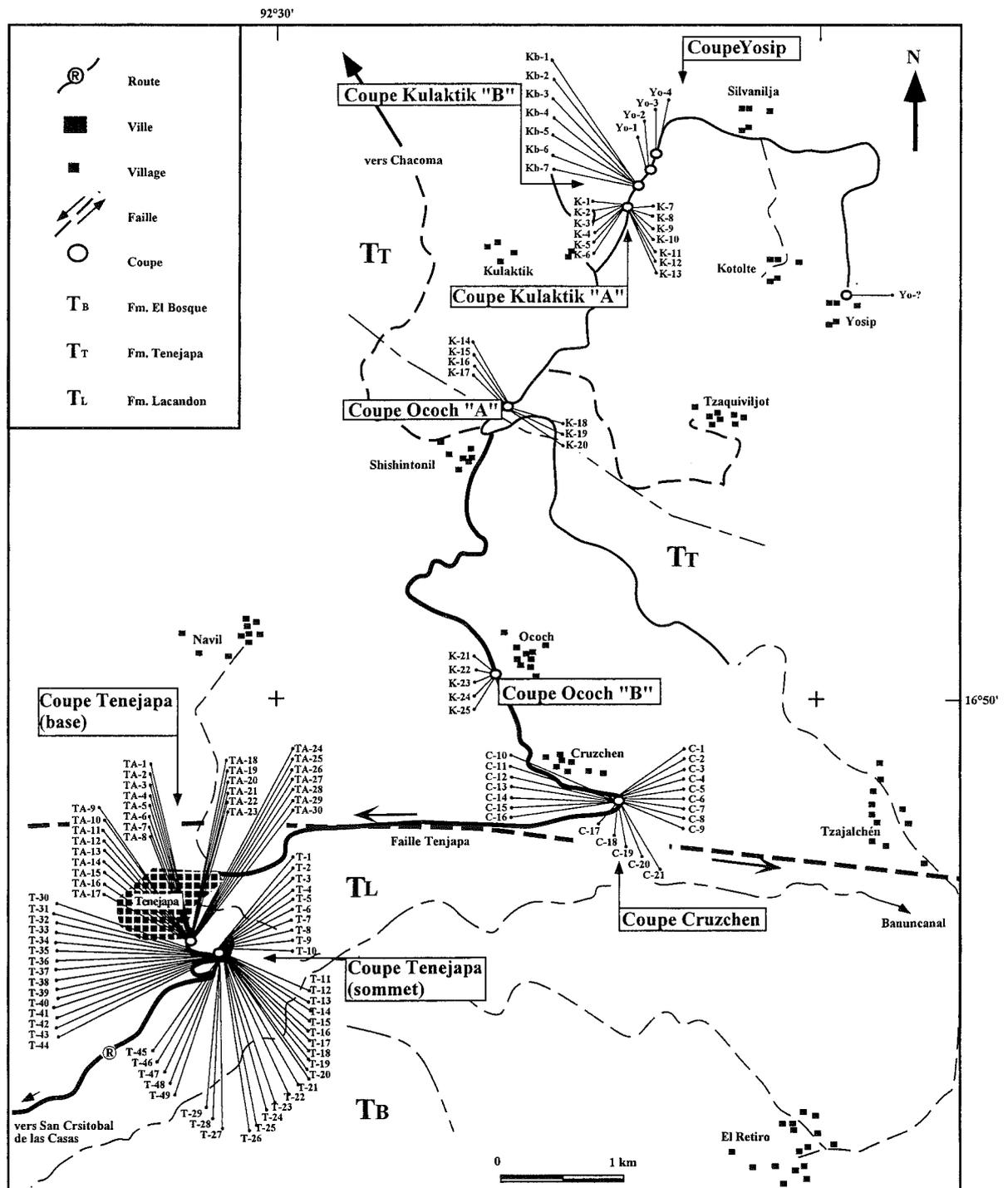


FIG. 35.— Carte du secteur de Tenajapa, Chiapas : localisation des coupes de Cruzchen, Ococh, Kulaktik et Yosip, au nord-est de San Cristobal de las Casas.

à moyen de couleur jaune ocre, gris clair et rouge sombre et montrant des laminations et des stratifications encroisées.

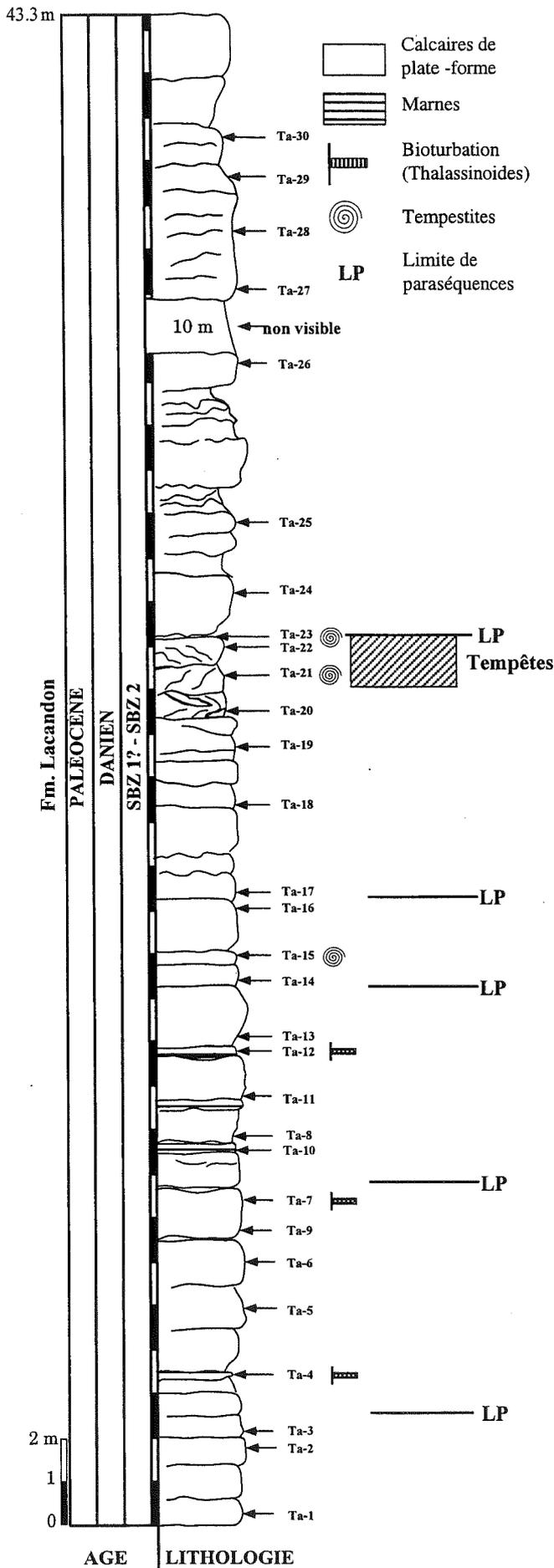
Dans le secteur étudié, nous avons observé à la base des argiles gréseuses gris vert et rouge sombre contenant de minces intercalations de conglomérats polygéniques de couleur rouge, constitués de clastes arrondis de quartz et de roches plutoniques mélangés à une matrice

argileuse. La fossilisation de fragments ligneux est fréquente et semble caractériser ce dépôt continental. Par contre, nous avons observé une intercalation argileuse marine dans la partie supérieure.

Épaisseur : entre 400 et 900 m.

Âge : Éocène inférieur-moyen d'après Quezada [1987] et Garcia-Molina [1994].

D'après les foraminifères planctoniques trouvés



dans l'intercalation argileuse sommitale, nous pouvons donner un âge thanétien (dernier sous-étage du Paléocène) à la plus grande partie de cette formation.

Faune : il n'y a que très peu de fossiles, mais à la base on peut trouver quelques fragments d'*Enricardia* sp., des tiges, des feuilles et des fragments de bois.

Dans l'intercalation argileuse sommitale, nous avons trouvé la faune de foraminifères planctoniques de la zone à *Igorina laevigata*.

Relations avec les formations encadrantes : la base est décrite comme « concordante » avec les Formations *Soyalo* et *Lacandon* du Paléocène, tandis que la limite supérieure de la formation est toujours discordante avec la Formation *Tulija* du Miocène inférieur.

Nous n'avons pas vu clairement le contact de cette formation avec la formation sous-jacente à l'exception du secteur de La Esperanza où le contact avec les séries marneuses sous-jacentes est brutal et probablement érosif. Nous n'avons jamais observé le contact sommital.

Milieu de dépôt : environnement fluvial continental à marin peu profond.

Localisation dans la région étudiée : cette formation a été étudiée dans les coupes Tenejapa (sommet), Bochil (sommet) et Esperanza (fig. 35, 54 et 61).

3.- DESCRIPTION DES COUPES

Les séries du Paléocène que nous avons étudiées se trouvent dans deux secteurs géographiques différents : dans la ceinture plissée du Chiapas (côté méridional, secteurs Tenejapa, Cruzchen, Ococh, Kulaktik et Yosip), et dans la dépression centrale (secteurs Bochil, La Ilusion et La Trinitaria). Les dépôts sédimentaires sont très variés et ont été probablement fortement influencés par la tectonique et la subsidence différentielle des blocs San Cristobal, Ixtapa et Simojovel.

3.1. Le secteur de Tenejapa : les Formations Lacandon, Tenejapa et El Bosque

3.1.1. La coupe Tenejapa (base) dans la Formation Lacandon

La coupe est située sur la route qui va de San Cristobal de las Casas à Tenejapa-Yosip. Elle se trouve à environ 500 m de l'entrée sud du village de Tenejapa et elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000 (fig. 35).

FIG. 36.- Coupe de Tenejapa (base) : position des limites de paraséquences (LP).



FIG. 37.– Panorama de la coupe de Tenejapa (base), caractérisée par des calcaires à faciès de plate-forme interne.

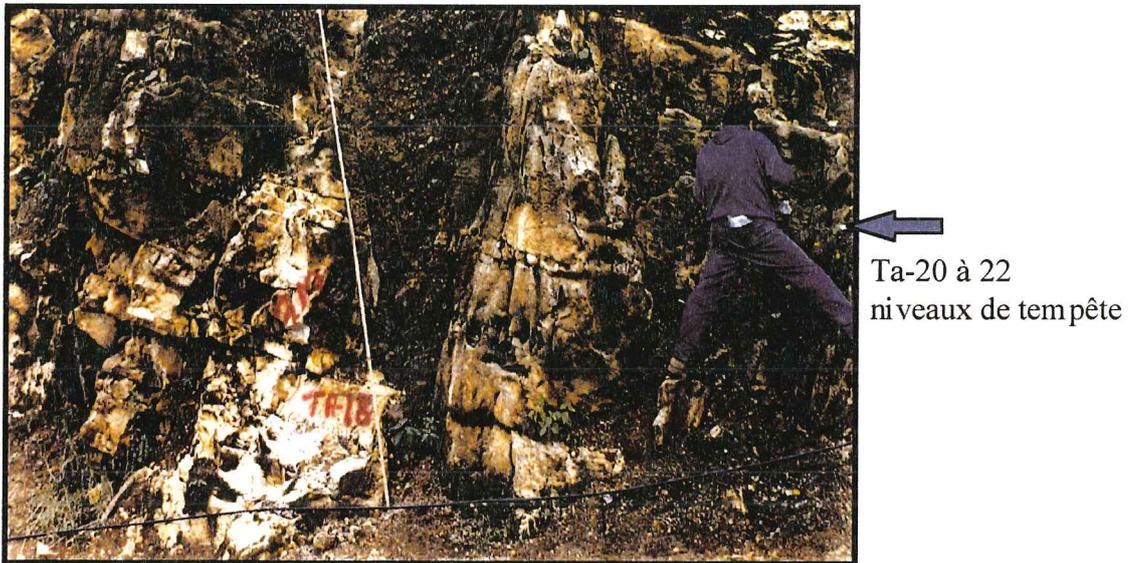


FIG. 38.– Détail de la coupe de Tenejapa (base) montrant des niveaux de tempête au sommet.

Cette coupe d'une quarantaine de mètres d'épaisseur recoupe des faciès de lagon (fig. 36). A la base, les faciès correspondent à des wackestones riches en miliolidés, grands foraminifères et rotalidés avec des bioturbations de type *Thalassinoides* dans les zones les plus argileuses aux limites des bancs (fig. 37). Dans la partie moyenne (Ta-20 à Ta-22), on observe de très beaux faciès de tempête représentés par des grainstones à oncoïdes, extraclastes et fragments de coraux (fig. 38). Au-dessus, les wackestones reprennent avec des faciès relativement confinés à petits rotalidés. Ces carbonates de plate-forme s'organisent en séquences métriques de type "shallowing upward" ou encore paraséquences. Dans ces séquences, les faciès à grand foraminifères sont plutôt situés à la base et les faciès les plus micritiques et les plus confinés au sommet.

Âge : Paléocène-Éocène inférieur [Quezada, 1987, Garcia-Molina 1994].

En fait d'après la composition de l'assemblage des foraminifères benthiques, l'âge de ces calcaires serait Paléocène inférieur - Danien.

Les calcaires renferment la faune de foraminifères benthiques suivante : *Quasiborelis* sp., *Rotorbinella* sp., *Redmondina* sp, *Miscellanea* sp., *Pseudorhapydionina?* *moulladei*, *Miscellanea nassauensis*, *Pseudorhapydionina?* sp, *Khatina* sp., *Rotalia* ?, *Mississipina* sp *Laffitteina melona*, *Laffitteina* sp., *Quasiborelis* sp., avec des rotalidés, miliolidés et algues dasycladales.

Milieu de dépôt : plate-forme interne avec des milieux marins ouverts à la base et de plus en plus confinés au

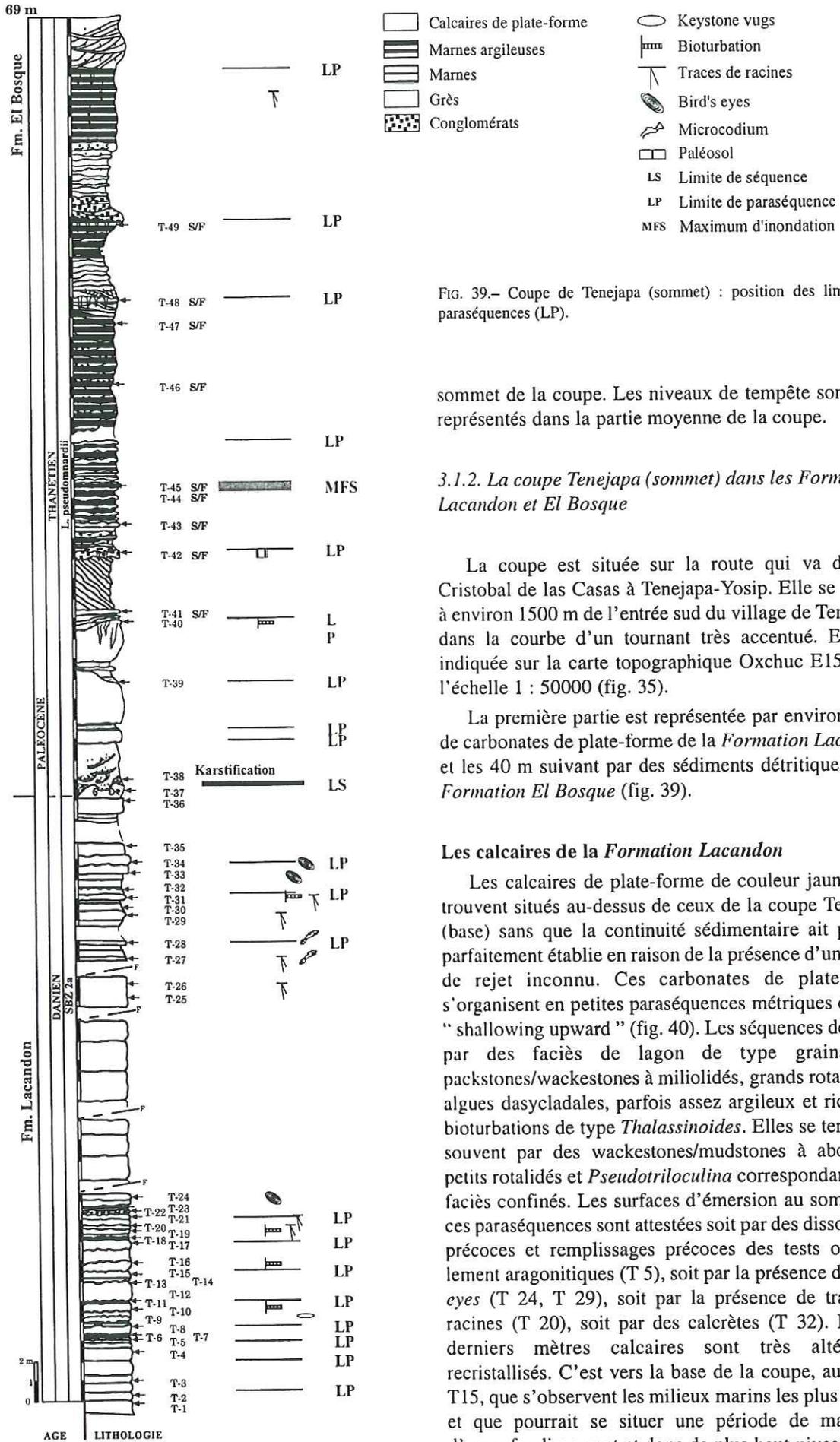


FIG. 39.- Coupe de Tenejapa (sommets) : position des limites de paraséquences (LP).

sommets de la coupe. Les niveaux de tempête sont bien représentés dans la partie moyenne de la coupe.

3.1.2. La coupe Tenejapa (sommets) dans les Formations Lacandon et El Bosque

La coupe est située sur la route qui va de San Cristobal de las Casas à Tenejapa-Yosip. Elle se trouve à environ 1500 m de l'entrée sud du village de Tenejapa, dans la courbe d'un tournant très accentué. Elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000 (fig. 35).

La première partie est représentée par environ 30 m de carbonates de plate-forme de la Formation Lacandon et les 40 m suivant par des sédiments détritiques de la Formation El Bosque (fig. 39).

Les calcaires de la Formation Lacandon

Les calcaires de plate-forme de couleur jaunâtre se trouvent situés au-dessus de ceux de la coupe Tenejapa (base) sans que la continuité sédimentaire ait pu être parfaitement établie en raison de la présence d'une faille de rejet inconnu. Ces carbonates de plate-forme s'organisent en petites paraséquences métriques de type "shallowing upward" (fig. 40). Les séquences débutent par des faciès de lagon de type grainstones/packstones/wackestones à miliolidés, grands rotalidés et algues dasycladales, parfois assez argileux et riches en bioturbations de type *Thalassinoides*. Elles se terminent souvent par des wackestones/mudstones à abondants petits rotalidés et *Pseudotriloculina* correspondant à des faciès confinés. Les surfaces d'émersion au sommet de ces paraséquences sont attestées soit par des dissolutions précoces et remplissages précoces des tests originellement aragonitiques (T 5), soit par la présence de *bird's eyes* (T 24, T 29), soit par la présence de traces de racines (T 20), soit par des calcrètes (T 32). Les dix derniers mètres calcaires sont très altérés et recristallisés. C'est vers la base de la coupe, au niveau T15, que s'observent les milieux marins les plus ouverts et que pourrait se situer une période de maximum d'approfondissement et donc de plus haut niveau marin

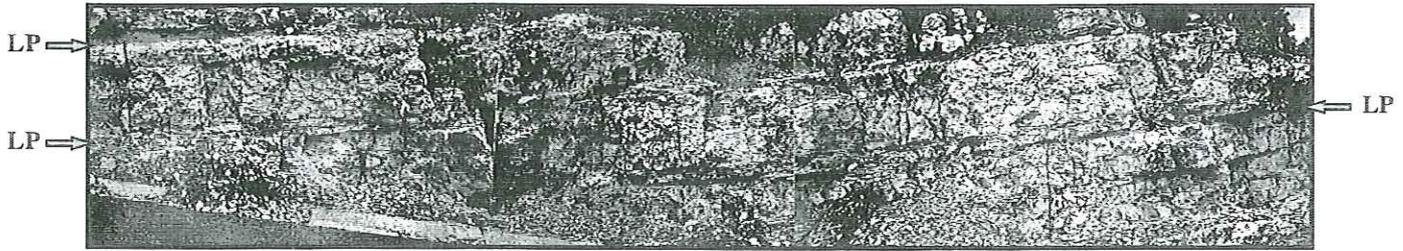
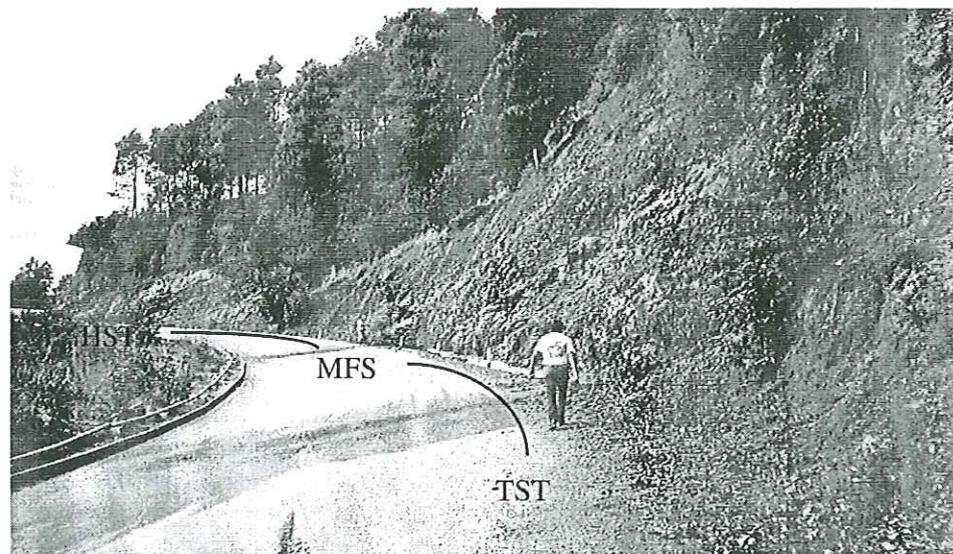


FIG. 40.— Coupe de Tenejapa (sommet) : panorama de la partie carbonatée et limites de quelques paraséquences.



FIG. 41.— Coupe de Tenejapa (sommet) : brèche de contact entre le sommet karstifié de la séquence carbonatée et les dépôts silico-clastiques de la transgression

FIG. 42.— Coupe de Tenejapa (sommet) : vue générale de la coupe. TST, intervalle transgressif ; MFS, maximum de transgression ; HST, prisme de haut niveau.



(mfs possible). La surface terminale de la plate-forme carbonatée est karstifiée et ce karst se développe dans des fractures qui sont largement colonisées par des *Microcodium* que l'on retrouve jusqu'à 10 m au-dessous de cette surface (fig. 41). Cette surface est aussi très irrégulière et recouverte de blocs de brèche calcaire et de galets polygéniques.

Âge : Paléocène inférieur. En fait, d'après l'assemblage des foraminifères benthiques, l'âge de ces calcaires serait Danien. Dans cette série calcaire on observe une faune benthique contenant *Quasiborelis* sp., *Quasiborelis floridanus*, *Buliminella* sp., *Miscellanea nassauensis*, *Miscellanea* sp., *Rotorbinella ? scarselli*, *Buliminella lajaensis*, *Khatina* sp., *Scarificatina* sp., *Pseudorhapydionina ? moulladei*, *Pseudorhapydionina* sp., *Storrsella ? haastersi*.

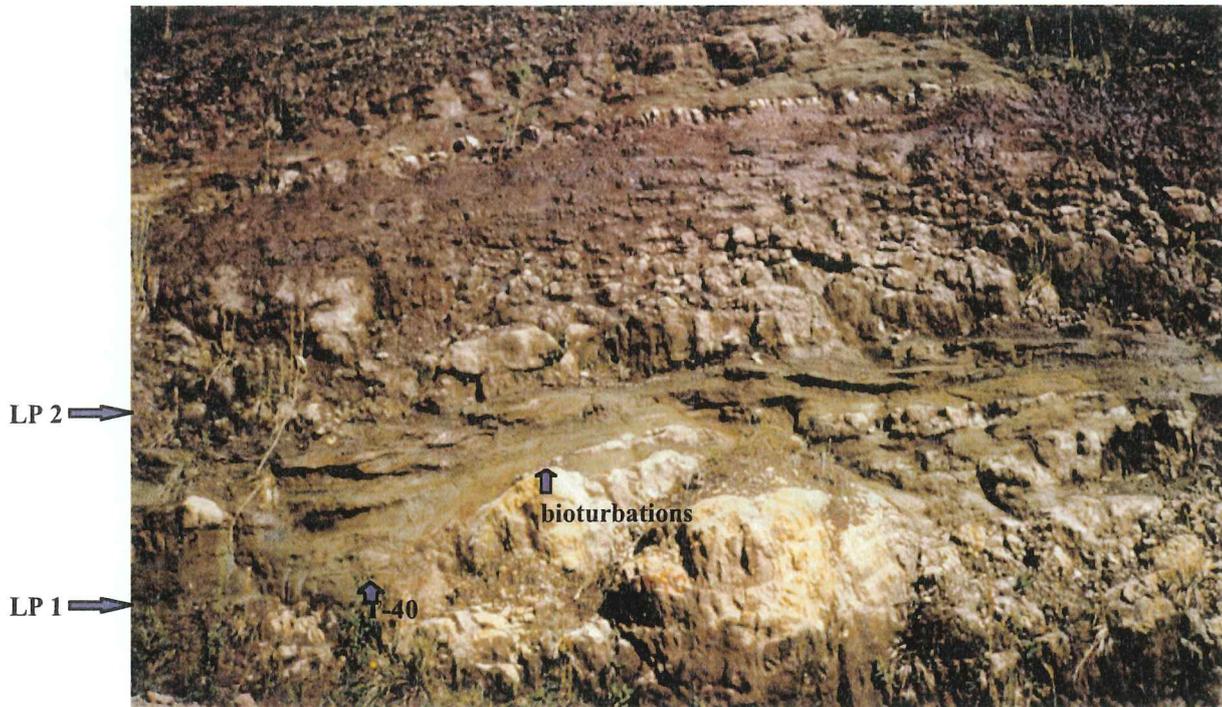


FIG. 43.– Coupe de Tenejapa (sommet) : base de l'intervalle transgressif (TST). Les paraséquences débutent par de petits chenaux remplis de galets, surmontés par des niveaux argileux, et se terminent par des niveaux gréseux bioturbés. LP, limites de paraséquences correspondant à des limites érosives.

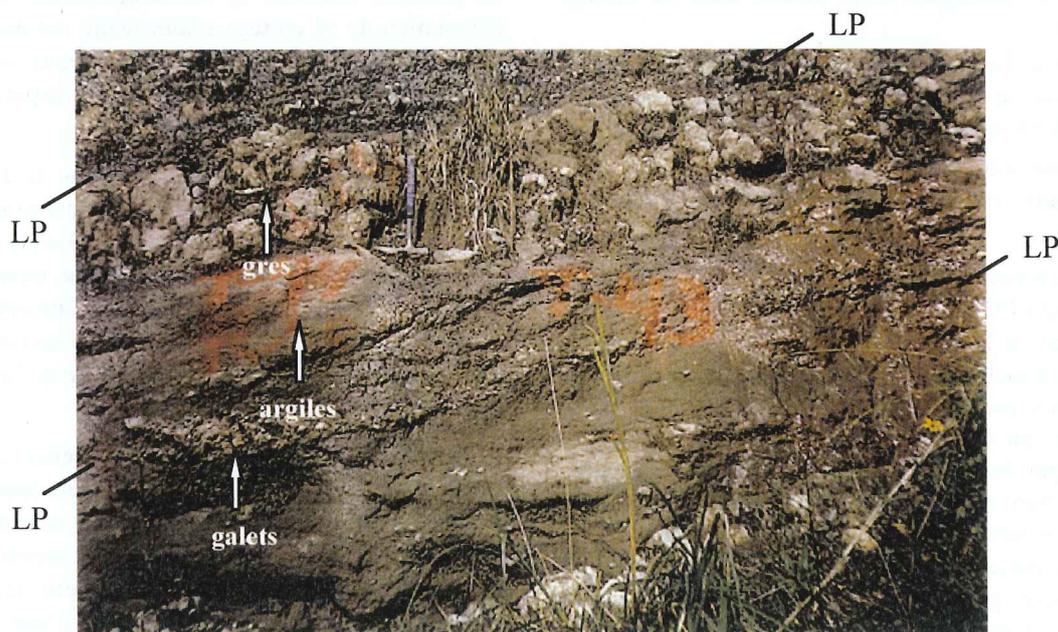


FIG. 44.– Coupe de Tenejapa (sommet) : détail d'une paraséquence de l'intervalle transgressif (base). La paraséquence débute par de petits chenaux remplis de galets, surmontés par des niveaux argileux, et se terminent par des niveaux gréseux bioturbés.

Milieu de dépôt : plate-forme interne avec des milieux de plus en plus confinés et des niveaux d'émersion de plus en plus fréquents au sommet de la coupe. La plate-forme émerge et est largement karstifiée après une période de fracturation.

Les séries détritiques de la *Formation El Bosque*

La séquence détritique est de l'ordre d'une quarantaine de mètres et est aussi agencée en paraséquences "shallowing upward". En règle à peu près générale, le sommet des paraséquences émerge, est érodé et les sédiments sus-jacents reposent en *onlaps* sur la limite de paraséquence.

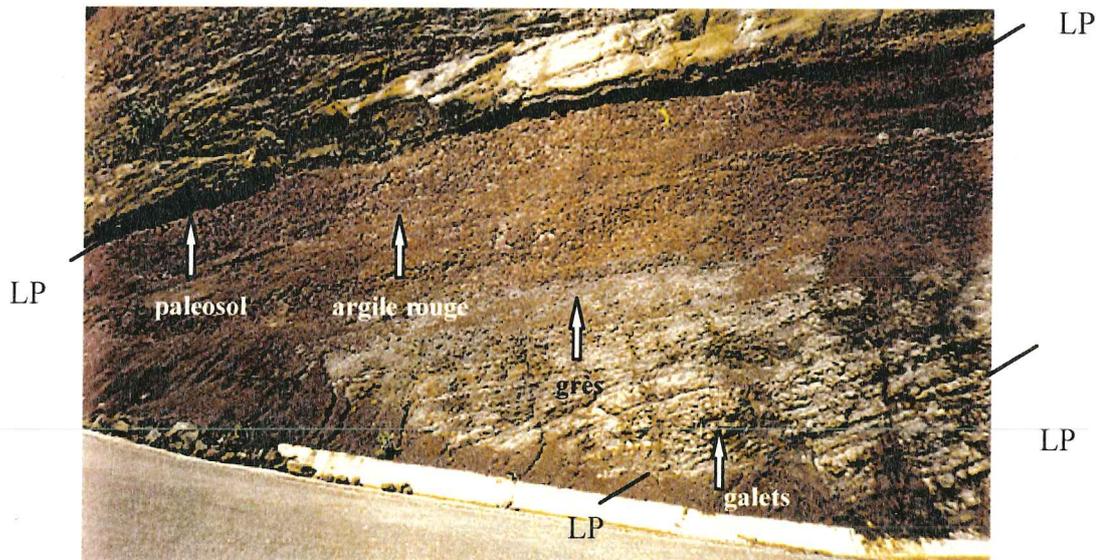


FIG. 45.— Coupe de Tenejapa (sommets) : détail d'une paraséquence dans le prisme de haut niveau (HST) où s'observent le niveau basal à galets, les grès, les argiles rouges et le paléosol.

On peut distinguer deux parties dans ce cortège détritique :

- une partie basale marno-gréseuse marine jaunâtre à verdâtre où on trouve des grains de glauconie et des bioturbations verticales,
- une partie sommitale de plus en plus continentale où les niveaux rouges deviennent de plus en plus dominants.

La première partie correspond à l'intervalle transgressif (TST), l'arrivée de la mer étant sensible dès la base car la brèche et les galets qui surmontent la surface terminale karstifiée des calcaires de plate-forme montre des perforations (fig. 42 et 43). Les paraséquences qui composent cette partie débutent généralement par des niveaux à galets remplissant des petits chenaux, puis suivent des niveaux plus argileux et la séquence se termine par des bancs de grès (fig. 44). À la base, ces paraséquences sont assez gréseuses et de couleur ocre, puis, elles deviennent de plus en plus argileuses et verdâtres vers le haut au voisinage de la période d'approfondissement maximum. Les niveaux les plus argilo-gréseux fins montrent de rares restes d'organismes benthiques non déterminables et une abondance de grains de glauconie. C'est pour cette raison que nous mettons la période de maximum d'approfondissement (*mfs*) au niveau T 45.

La seconde partie correspond au cortège de haut niveau (HST). Les paraséquences débutent là aussi par des petits chenaux remplis de petits galets, surmontés par des niveaux gréseux de plus en plus fins ; les paraséquences se terminent généralement par les niveaux les plus fins et les plus argileux couronnés par

un paléosol (calcrète et rhizoconcrétions) (fig. 45). L'évolution de ce cortège sédimentaire est marquée par l'augmentation de l'épaisseur des niveaux rouges au sommet des paraséquences et par la disparition des rhizoconcrétions calcaires.

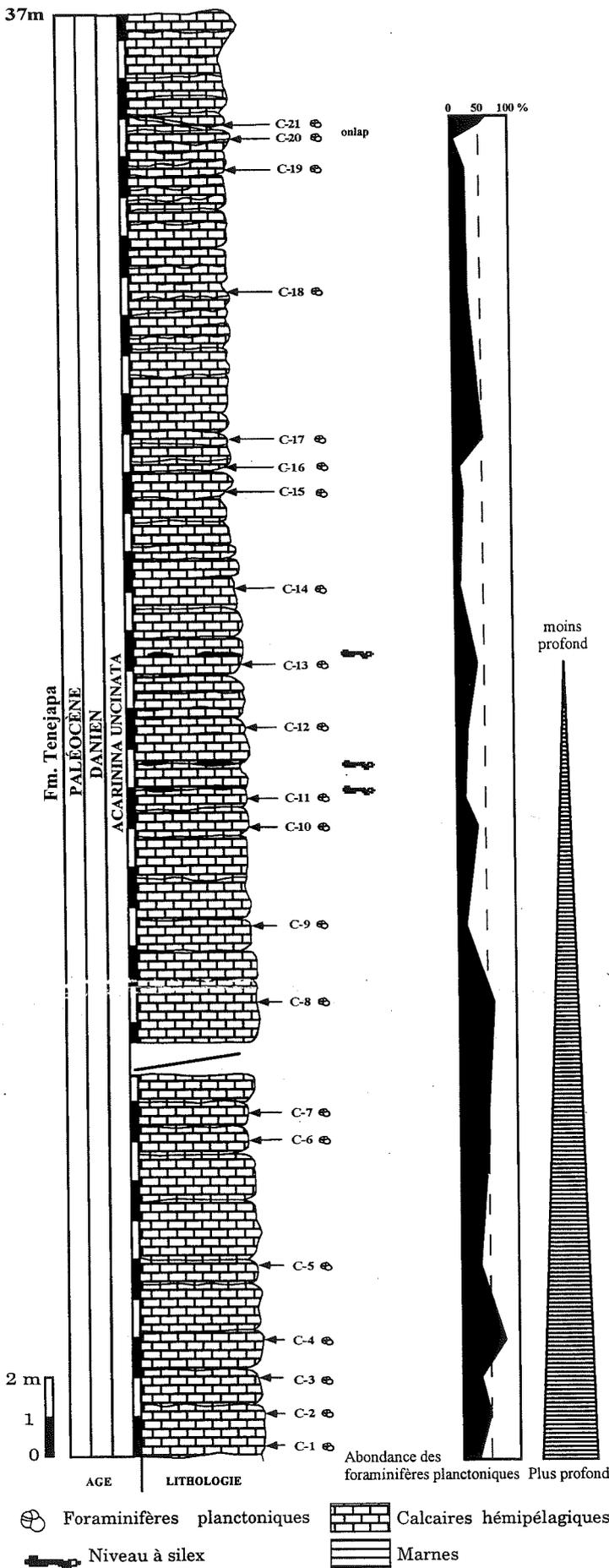
Ces sédiments ont été décrits dans la littérature comme continentaux et appartenant à la *Formation El Bosque*. En fait nous venons de voir que les argiles et les grès verdâtres ont été déposés lors d'une transgression qui a permis pour la première fois la sédimentation du matériel détritique terrigène sur la plate-forme. Par contre, il est vrai que la partie supérieure de la série est continentale.

Chacune des paraséquences commence avec des dépôts en *onlaps* sur la paraséquence précédente dont le sommet a été en partie érodé. Cette disposition en *onlaps* s'observe toujours de la même manière ce qui permet de supposer qu'un mouvement tectonique (*uplift*) pourrait être à l'origine à la fois d'une partie de l'érosion de la paraséquence sous-jacente et de la disposition en forte discordance angulaire des sédiments sus-jacents.

Âge : Paléocène supérieur - Thanétien ? ; zone à *Luterbacheria pseudomenardii* ?

Nous avons retrouvé la même transgression signalée par ses grès et argiles vertes sur une surface calcaire karstifiée dans les secteurs de Kulaktik, El Vergel et La Ilusion. Les argiles renfermaient alors une faune du Thanétien appartenant à la zone à *L. pseudomenardii*.

Milieu de dépôt : milieu fluvial et continental.



3.1.3. La coupe Cruzchen dans la Formation Tenejapa

La coupe est située sur la piste récemment transformée en route qui va de Tenejapa à Yosip. Elle se trouve à environ 3,5 km au nord du village de Tenejapa et elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000 (fig. 35).

Cette coupe, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, recoupe des calcaires hémipélagiques de couleur beige renfermant des niveaux à silex stratiformes dans la partie moyenne de la section (fig. 46 et 47). Il s'agit de wackestones/packstones péloïdaux à spicules d'éponges, petits foraminifères benthiques et foraminifères planctoniques moyennement abondants. Des foraminifères planctoniques de petite taille sont surtout abondants (de 60 à 80 % de la microfaune) à la base de la coupe.

Âge : Paléocène-Danien, zone à *Acarinina uncinata*

Les calcaires hémipélagiques renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Globigerina* sp., *Subbotina triloculinoides*, *Acarinina* sp., *A. trinidadensis*, *A. uncinata*, *Morozovella* sp., *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globanomalina* sp., *Gl. cf. compressa*, *Chiloguembelina* sp., *Praemurica inconstans*.

Milieu de dépôt : plate-forme externe avec des milieux marins ouverts.

3.1.4. La coupe Ococh « A » dans la Formation Tenejapa

La coupe est située sur la piste récemment transformée en route qui va de Tenejapa à Yosip. Elle se trouve à environ 8,5 km au nord de ce village (fig. 35) et elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000.

Ces calcaires de couleur gris beige à faciès hémipélagique (wackestones/packstones) ont été levés sur environ une quinzaine de mètres. Ils renferment des niveaux centimétriques à métriques de *grain flows* (grainstones/packstones) à faune de plate-forme externe (échinodermes et bivalves) et de plate-forme plus interne

FIG. 46.- Coupe de Cruzchen : abondance des foraminifères planctoniques.

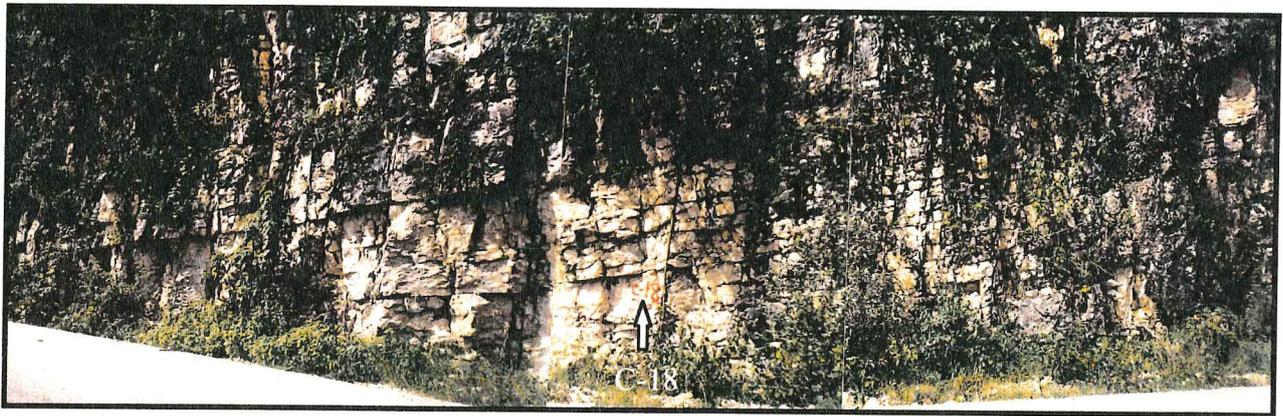


FIG. 47.— Coupe de Cruzchen : détail de la coupe de calcaires hémipélagiques à petits foraminifères benthiques et foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata* (Danien).

(grands foraminifères benthiques) (fig. 48). Les foraminifères planctoniques sont de plus en plus abondants de la base vers le sommet de la coupe.

Âge : Paléocène-Danien, zone à *Acarinina uncinata*.

Les calcaires hémipélagiques renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Globigerina* sp., *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globanomalina compressa*, *Globanomalina chapmani*, *Morozovella* sp., *Acarinina uncinata*, *A. trinidadensis*, *Subbotina triloculinoides* ; dans les *grain flows* s'observent les grands foraminifères benthiques suivants : *Pseudorhapydionina ? moulladei*, *Miscellanea nassauensis*, *Laffitteina melona* et des miliolidés.

Milieu de dépôt : talus externe avec des milieux marins ouverts et des remaniements gravitaires.

3.1.5. La coupe Ococh « B » dans la Formation Tenejapa

La coupe est située sur la piste récemment transformée en route qui va de Tenejapa à Yosip. Elle se trouve à environ 5 km au nord d'Ococh (fig. 35) et elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000.

Cette coupe d'environ une quinzaine de mètres est constituée par des calcaires à faciès de plate-forme externe à talus externe, de couleur gris beige, qui présentent à leurs base des brèches polygéniques à fragments de calcaires (*débris flows*) et au sommet des remaniements gravitaires de type *slump* (fig. 49 et 51). On observe une grande abondance et une forte diversité des foraminifères planctoniques au niveau de K-24.

Âge : Paléocène-Danien, zone à *Acarinina uncinata*.

Les calcaires renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Globigerina* sp., *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globanomalina compressa*, *Morozovella* sp., *Acarinina uncinata*, *Subbotina triloculinoides*, tandis que dans le *débris flow*

s'observent *Laffitteina melona*, *Miscellanea* sp., *Khatina* sp., des rotalidés, des miliolidés, des fragments de coraux et des algues rouges.

Milieu de dépôt : plate-forme externe ou talus externe avec des milieux marins ouverts et des remaniements gravitaires.

3.1.6. La coupe Kulaktik dans les Formations Tenejapa et Soyalo

La coupe est située sur la piste récemment transformée en route qui va de Tenejapa à Yosip. Elle se trouve à environ 13 km au NE de Tenejapa (fig. 35) et elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000.

Il s'agit en fait de deux portions de coupes séparées par un niveau d'altération formé de terres rouges.

La base (*formation Tenejapa*) est représentée par 4 m de calcaires de plate-forme particuliers correspondant à un corps de régression forcé. Ce corps s'est déposé au-dessus des sédiments hémipélagiques à remaniements gravitaires (cf. coupes d'Ococh) constituant le talus externe de la plate-forme carbonatée qui se développait alors dans la région de Tenejapa (fig. 52).

Le sommet de ces calcaires est karstifié et recouvert par le niveau d'altération de terres rouges. Il s'agit d'un paléokarst car les microcavités se sont développées à partir des vides laissés par la dissolution précoce de l'aragonite.

Dans cette coupe on peut voir le contact entre la *Formation Tenejapa* (à la base) et la *Formation Soyalo* (au sommet). Cette formation débute au-dessus du niveau de terres rouges et correspond à une vingtaine de mètres des sédiments détritiques transgressifs de couleur verdâtre.

Cette série renferme encore à la base quelques bancs calcaires décimétriques et des grès, tandis qu'au sommet les sédiments sont grésio-glaucouneux, argileux et

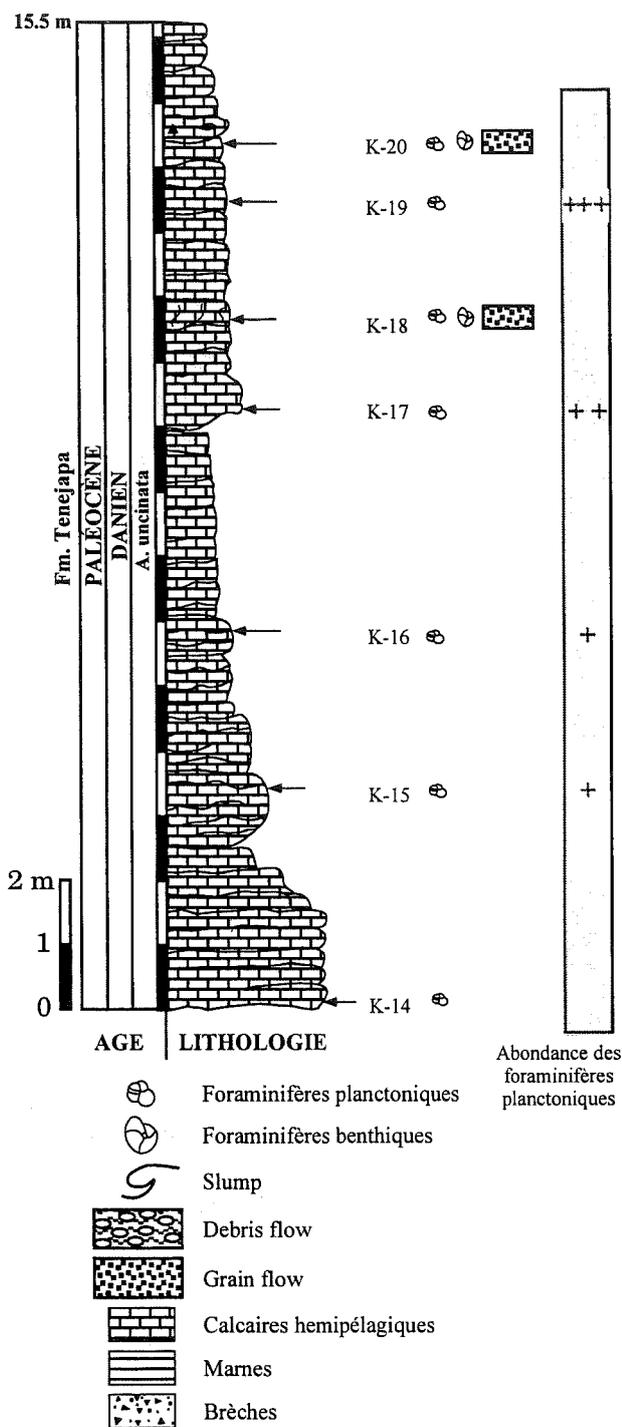


FIG. 48.- Coupe Ococh « A » : abondance des foraminifères planctoniques et foraminifères benthiques.

d'aspect noduleux et sont même de plus en plus argileux vers le sommet de l'affleurement.

Dans toute la série, on trouve des foraminifères planctoniques en place dans les sédiments les plus fins et les plus argileux et des galets venant soit de la plate-forme, soit de séries de calcaires pélagiques de bassin. L'âge de ces éléments remaniés est intéressant, car les derniers galets déposés ont un âge plus ancien que les premiers. Cet arrangement en stratigraphie inverse

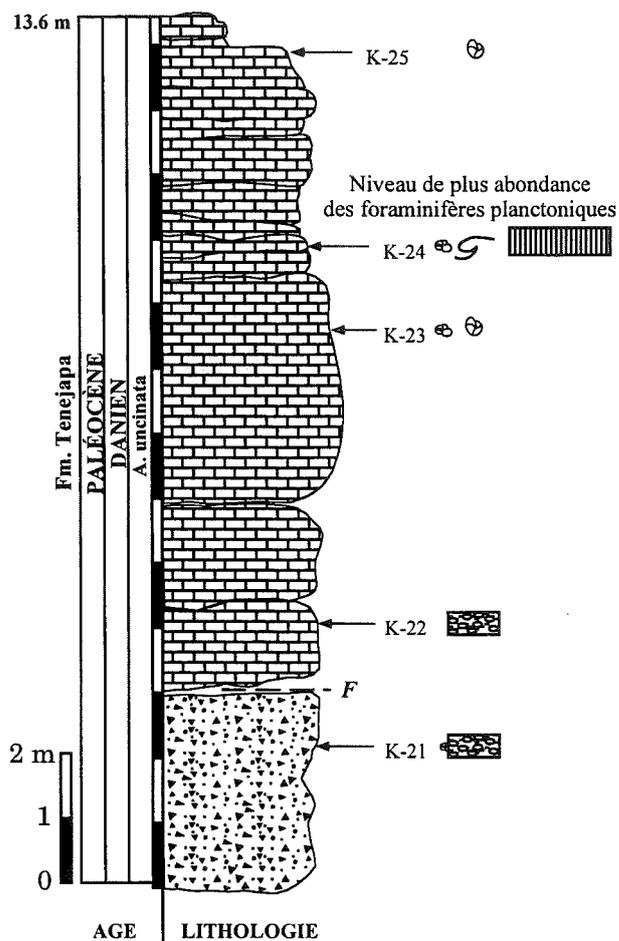


FIG. 49.- Coupe Ococh « B » : abondance des foraminifères planctoniques et foraminifères benthiques.

montre que des sédiments de la plate-forme et du bassin ont émergé, se sont lithifiés et ont été repris par l'érosion. Le décapage commençant par les séries les plus récentes, cela explique que les derniers galets de calcaires de bassin à foraminifères planctoniques sont aussi les plus anciens.

Âge : Paléocène supérieur - Thanétien - zone à *Luterbacheria pseudomenardii*.

L'âge des galets les plus anciens trouvés au sommet de la série est Danien (zone à *A. trinidadensis*). Les niveaux marneux renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes du Thanétien : *Globanomalina chapmani*, *Gl. compressa*, *Luterbacheria pseudomenardii*, *L. ehrenbergi*, *Igorina pusilla*, *Morozovella conicotruncata*, *M. angulata*, *M. velascoensis*, *M. aequa*, *M. subbotinae*, *M. edgari*, *M. cf. marginodentata*, *M. cf. quetra*, *Subbotina velascoensis*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Muricoglobigerina whitei*. Dans les galets et parmi les foraminifères benthiques remaniés, on peut identifier les espèces de plate-forme comme : *Miscellanea* sp., *Miscellanea nassauensis*, *Pseudorhapydionina*



FIG. 50.— Coupe Ococh « A » : détail de la coupe où sont visibles les calcaires hémipélagiques à foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata* (Danien). Le *grain flow* (K17) est un grainstone/packstone à débris de coquilles et d'échinodermes.



FIG. 51.— Coupe Ococh « B » : panorama de la partie supérieure de la coupe où est visible le glissement synsédimentaire (*slump*) intercalé dans les calcaires hémipélagiques.

moulladei, *Cincoriola* sp., *Laffiteina* sp., *L. melona*, *Khatina* sp., *Quasiborelis floridanus*, avec des miliolidés, des rotalidés, des algues rouges, des bryozoaires et

des coraux. Notons que la faune de foraminifères planctoniques est de plus en plus abondante et de plus en plus diversifiée vers le sommet de la coupe (fig. 52).

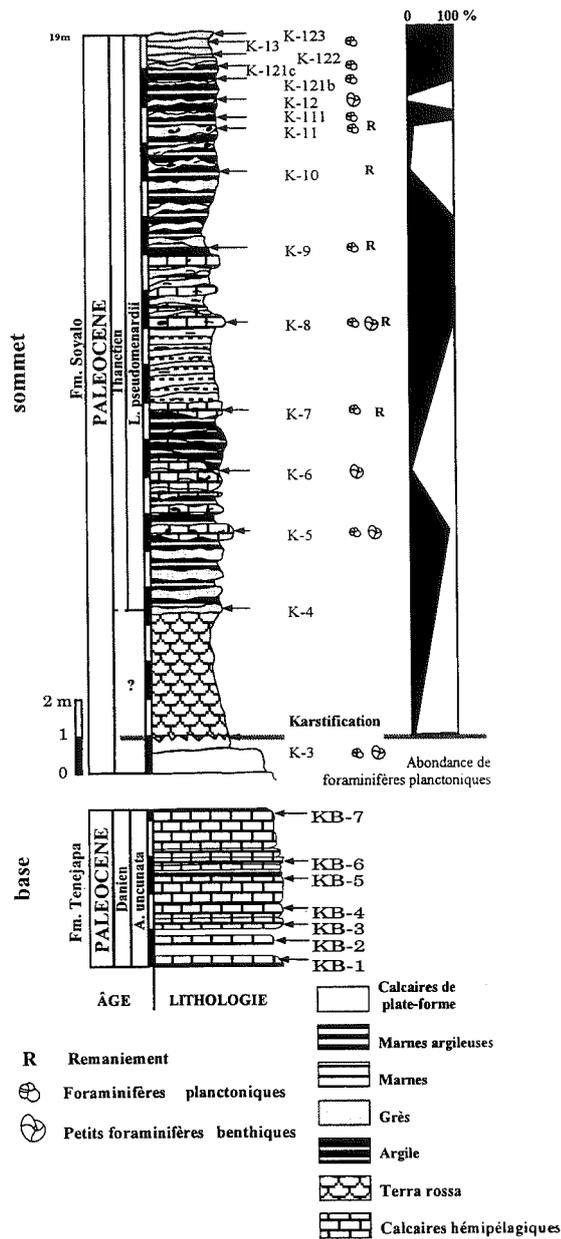


FIG. 52.- Coupe de Kulaktik (base et sommet).

Milieu de dépôt : à la base, le prisme de bas niveau de la plate-forme se termine par une surface d'émergence karstifiée. La transgression des sables et argiles vertes au-dessus est constituée de sédiments déposés dans un environnement hémipélagique et montre des milieux qui s'approfondissent de plus en plus vers le sommet de la coupe.

3.1.7. La coupe Yosip dans la Formation Tenejapa et Soyalo

La coupe est située sur la piste récemment transformée en route qui va de Tenejapa à Yosip. Elle se trouve à environ 8 km au NE de Kulaktik, à l'entrée du

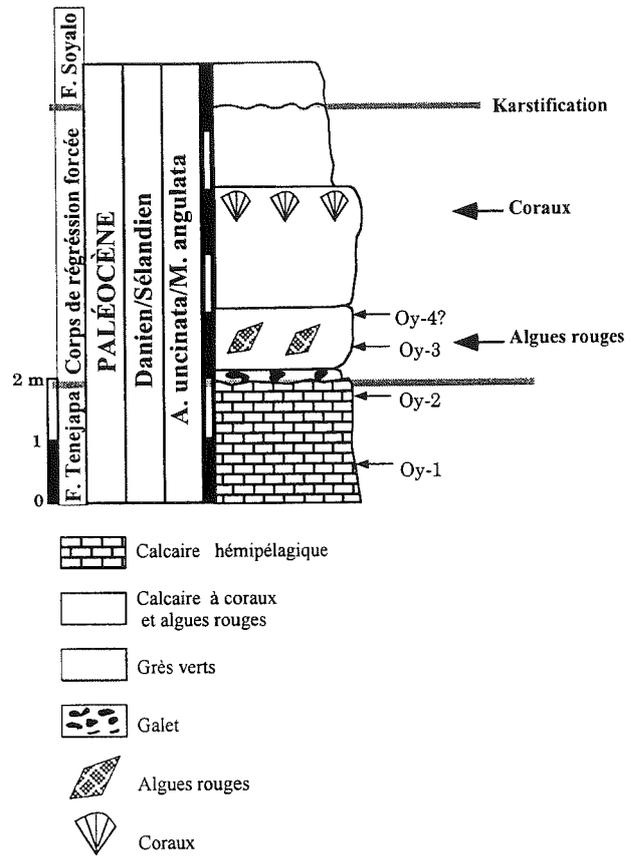


FIG. 53.- Coupe de Yosip.

village de Yosip (fig. 35). Elle est indiquée sur la carte topographique Oxchuc E15D52 à l'échelle 1 : 50000.

Dans cette coupe d'environ 7 m, on peut voir le contact entre la *Formation Tenejapa* (à la base) et la *Formation Soyalo* (au sommet).

La *Formation Tenejapa* est représentée par des faciès hémipélagiques à remaniements gravitaires semblables à ceux d'Ococh. Le passage de ces calcaires à faune planctonique aux calcaires de plate-forme sus-jacents se fait par l'intermédiaire d'une surface érosive sur laquelle on peut observer un niveau à galets polygéniques. Dans le banc sus-jacent s'observe des algues rouges suivies de coraux (fig. 53).

Le passage aux grès verts sus-jacents de la *Formation Soyalo* est caché sous quelques centimètres de terre végétale, si bien qu'il est impossible de voir la surface terminale des calcaires et le contact.

Âge : nous n'avons pas trouvé de faune significative, mais par comparaison de faciès, nous pensons que les calcaires hémipélagiques doivent avoir le même âge que ceux d'Ococh, soit Danien, zone à *Acarinina uncinata*, tandis que les grès verts similaires à ceux de Kulaktik pourraient être du Thanétien, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*.

Milieu de dépôt : au-dessus du talus externe de la plate-forme carbonatée où se déposaient des calcaires

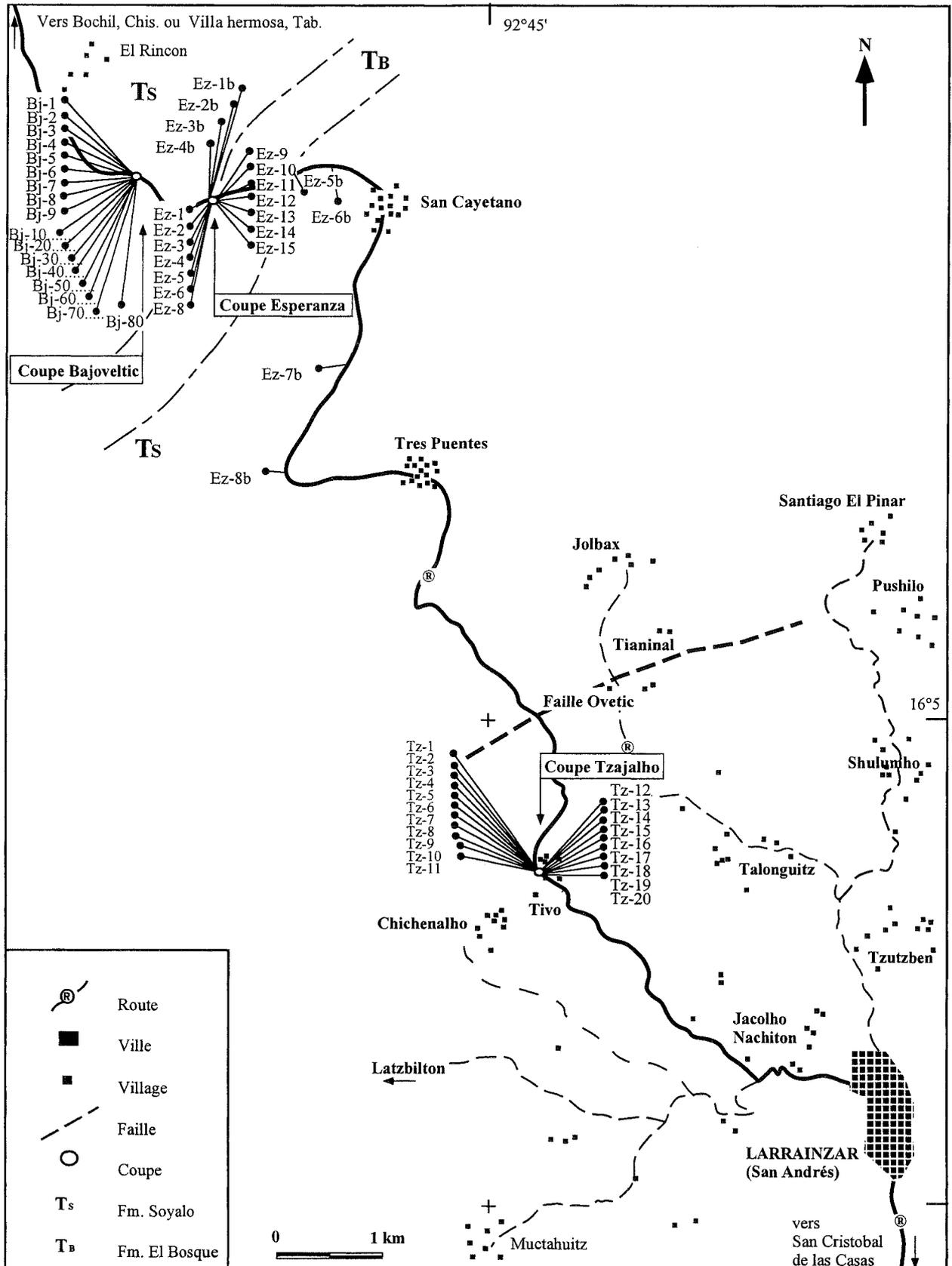


FIG. 54.- Carte schématique du secteur d'Esperanza, Chiapas : localisation et échantillonnage des coupes de Bajoveltic, Esperanza et Tzajalho, au nord-ouest de San Andrés Larrainzar, Chiapas.

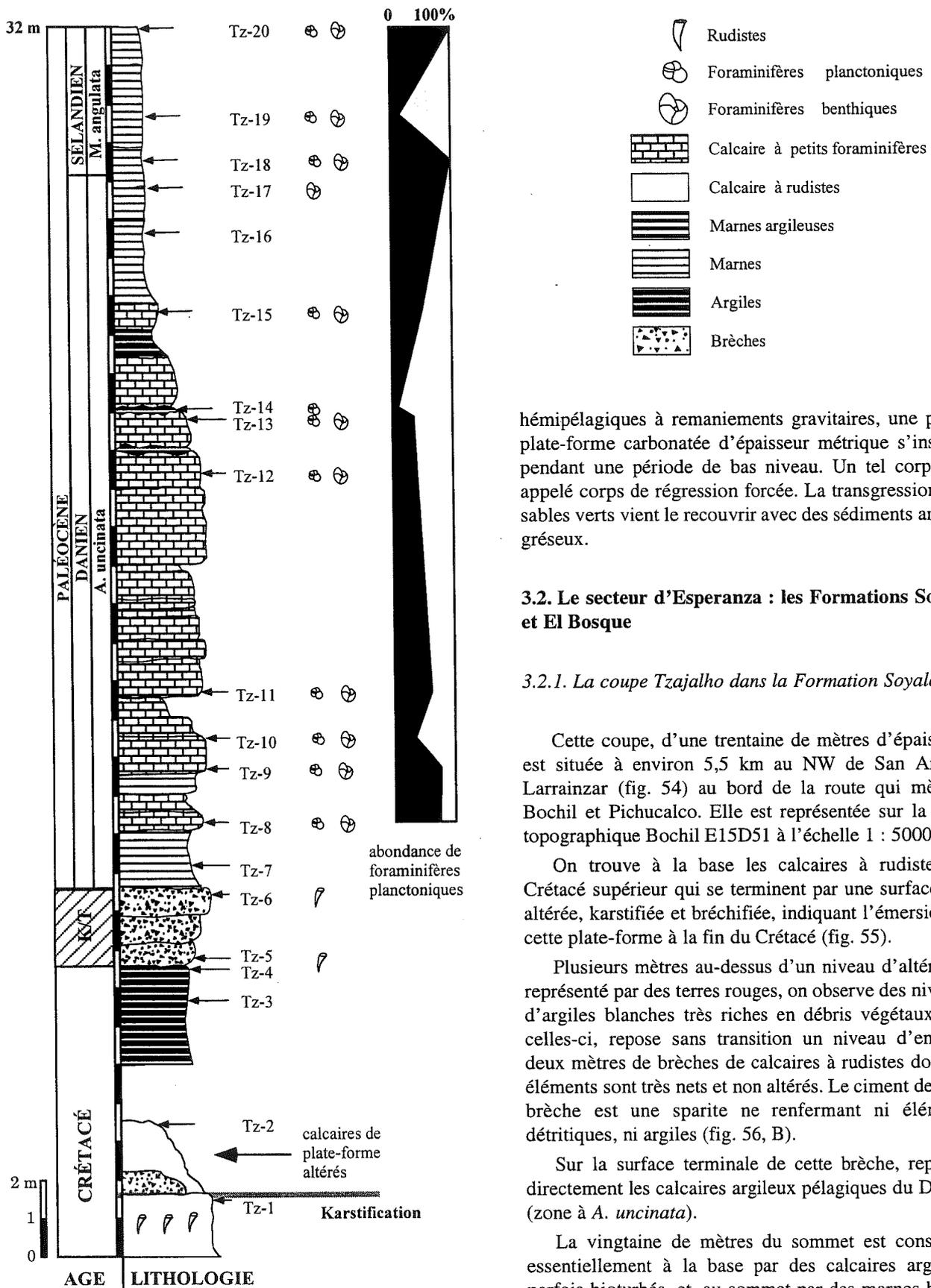


Fig. 55.- Coupe de Tzajalho : abondance des foraminifères planctoniques.

hémipélagiques à remaniements gravitaires, une petite plate-forme carbonatée d'épaisseur métrique s'installe pendant une période de bas niveau. Un tel corps est appelé corps de régression forcée. La transgression des sables verts vient le recouvrir avec des sédiments argilo-gréseux.

3.2. Le secteur d'Esperanza : les Formations Soyalo et El Bosque

3.2.1. La coupe Tzajalho dans la Formation Soyalo

Cette coupe, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, est située à environ 5,5 km au NW de San Andres Larrainzar (fig. 54) au bord de la route qui mène à Bochil et Pichucalco. Elle est représentée sur la carte topographique Bochil E15D51 à l'échelle 1 : 50000.

On trouve à la base les calcaires à rudistes du Crétacé supérieur qui se terminent par une surface très altérée, karstifiée et bréchifiée, indiquant l'émersion de cette plate-forme à la fin du Crétacé (fig. 55).

Plusieurs mètres au-dessus d'un niveau d'altération représenté par des terres rouges, on observe des niveaux d'argiles blanches très riches en débris végétaux. Sur celles-ci, repose sans transition un niveau d'environ deux mètres de brèches de calcaires à rudistes dont les éléments sont très nets et non altérés. Le ciment de cette brèche est une sparite ne renfermant ni éléments détritiques, ni argiles (fig. 56, B).

Sur la surface terminale de cette brèche, reposent directement les calcaires argileux pélagiques du Danien (zone à *A. uncinata*).

La vingtaine de mètres du sommet est constituée essentiellement à la base par des calcaires argileux, parfois bioturbés, et, au sommet par des marnes bleues plus ou moins calcaires (fig. 56, A).

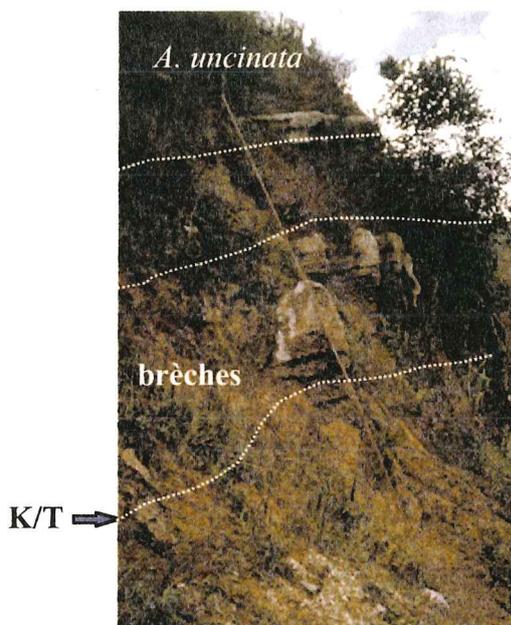
Âge : Paléocène inférieur - Danien, zone à *Acarinina uncinata* et zone à *Morozovella angulata*.

Les calcaires renferment une faune de foraminifères avec les espèces suivantes : *Acarinina uncinata*,



Acarinina uncinata

A



A. uncinata

brèches

K/T →

B

FIG. 56.– Coupe de Tzajalho. A, calcaires argileux bleus riches en foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata*, se terminant par des marnes sélandiennes de la zone à *Morozovella angulata*. B, brèche de la limite Crétacé/Tertiaire (K/T) à éléments de calcaires à rudistes crétacés. Elle repose sur un niveau d'argiles blanches à débris végétaux.

Subbotina trilocolinoides, *Subbotina triangularis*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Parasubbotina varianta*, *Morozovella angulata*, *M. aequa*, *M. praeangulata*, *Globanomalina chapmani*, *Gl. compressa*, *Chiloguembelina* sp., *Igorina pusilla*, *Glomospirella gaultina*, *Repmanina charoides*, *Bathysipon* cf. *discretus*, *Ammodiscus* sp., *Neoflabellina* sp., *Guttulina trigonula*, *Cibicidoides* sp., avec quelques petits miliolidés et ostracodes. Les foraminifères planctoniques sont généralement plus abondants dans les marnes que dans les calcaires.

Milieu de dépôt : la brèche très propre et non altérée trouvée au-dessus des argiles blanches ne ressemble pas du tout aux brèches liées à la surface karstique de la plate-forme du Crétacé supérieur. Dans ce cas, il est

probable qu'il s'agit de la brèche liée à l'impact de la météorite dans le secteur voisin de Chixculub au nord du Yucatan. Si ces argiles blanches à débris de végétaux se sont vraiment déposées dans un environnement lacustre ou saumâtre, cela voudrait dire que les brèches ont été déposées dans ce secteur par le tsunami engendré par cet impact.

Les calcaires argileux et marnes situées au-dessus sont des sédiments de bassin à faune planctonique. Là encore, il faut imaginer que la brèche était déjà cimentée lors du dépôt des sédiments de bassin car ceux-ci ne pénètrent pas dans le ciment.

3.2.2. La coupe Bajoveltic dans la Formation Soyalo

Cette coupe, d'environ 90 m d'épaisseur, est située à 22 km au NW de San Andres Larrainzar (fig. 54), au bord de la route qui mène à Bochil et Pichucalco. Elle est représentée sur la carte topographique Bochil E15D51 à l'échelle 1 : 50000.

La coupe est constituée d'une alternance plus ou moins régulière de marnes et calcaires argileux de

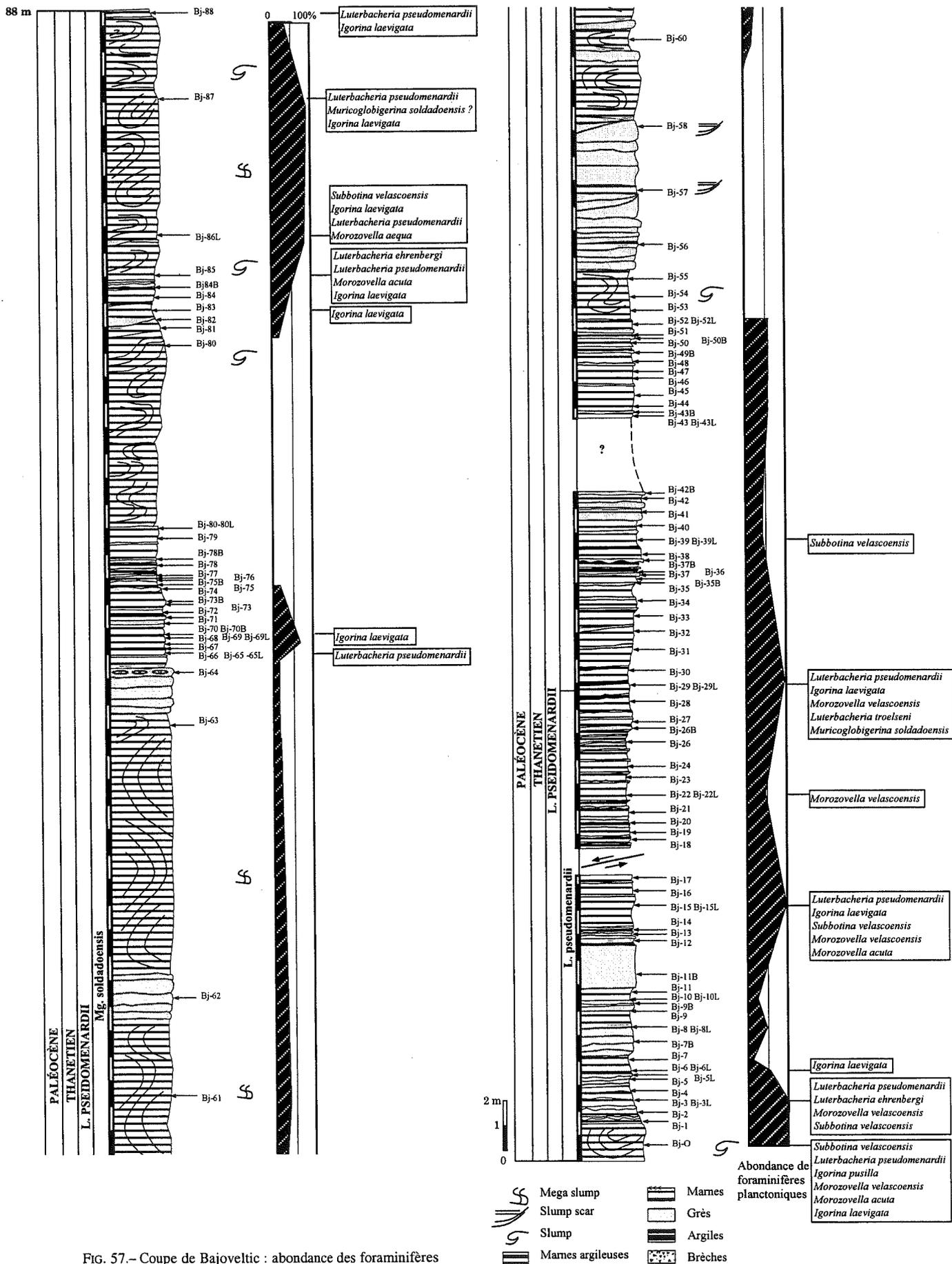
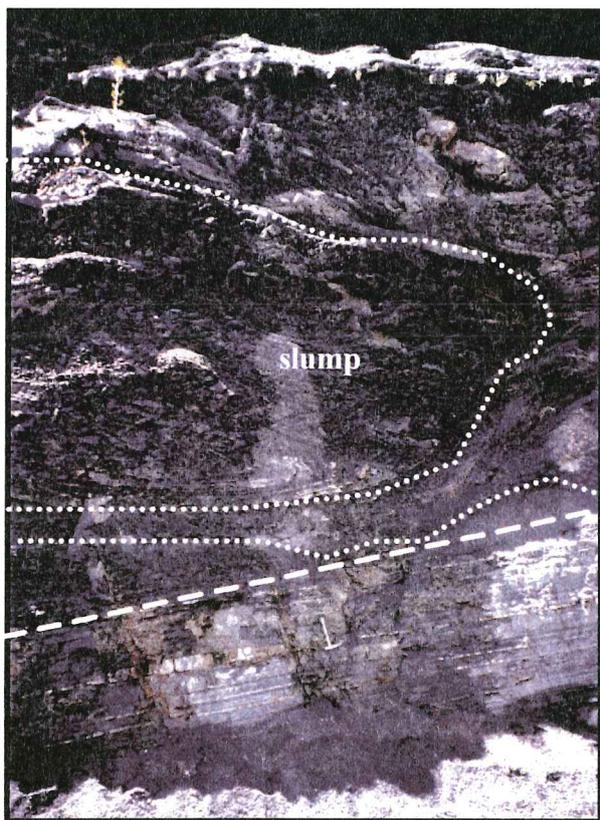


FIG. 57.- Coupe de Bajovetic : abondance des foraminifères planctoniques et principales espèces.



A



B

FIG. 58.— Coupe de Bajoveltic. A, détail des affleurements de la série alternante des marnes bleues riches en foraminifères planctoniques d'âge thanétien (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*). Les bancs plus clairs et en relief correspondent, soit à des niveaux de calcaires argileux, soit à des turbidites gréseuses. B, glissement synsédimentaire (*slump*) dans la sous-zone à *Muricoglobigerina soldadoensis* (Thanétien) au sommet de la coupe.

couleur bleue, interrompue par des arrivées de turbidites ocres géseuses centimétriques et par des slumps et méga-slumps plurimétriques à matériel de marnes, de calcaires argileux et de bancs gréseux (fig. 57).

La première moitié de la coupe est surtout dominée par des arrivées de turbidites gréseuses, parfois granoclassées, ravinant les bancs sous-jacents. La base des bancs montre plusieurs types de figures de courant telles que *flute marks* et *groove marks*, tandis que le sommet est surtout riche en débris végétaux (tiges, feuilles, etc...) et en bioturbations (fig. 58, A).

La seconde moitié de la coupe est au contraire dominée par des slumps d'épaisseurs variées, le plus important étant de l'ordre d'une dizaine de mètres. Certains plans de glissement (*slump scars*) ont été observés, car les sédiments sus-jacents reposent en discordance sur la surface d'ablation (fig. 58, B).

Âge : Paléocène supérieur - Thanétien, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*.

Les calcaires renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Luterbacheria pseudomenardii*, *L. ehrenbergi*, *L. troelseni*, *Subbotina velascoensis*, *S. triangularis*, *Igorina pusilla*, *Ig. laevigata*, *Morozovella velascoensis*, *M. acuta*, *M. cf. marginodentata*, *M. cf. lacerti*, *M. aequa*, *M. conicotruncata* ?, *M. cf. parva*, *M. cf. edgari*, *M. subbotinae*, *Muricoglobigerina soldadoensis*.

La faune des foraminifères planctoniques est très diversifiée à la base et au sommet de la coupe. Par contre, l'abondance des foraminifères benthiques dans certaines parties de la coupe (60% de benthiques contre 40% de planctoniques), nous indique l'importance des remaniements gravitaires, car cette faune benthique vient du talus externe de la plate-forme.

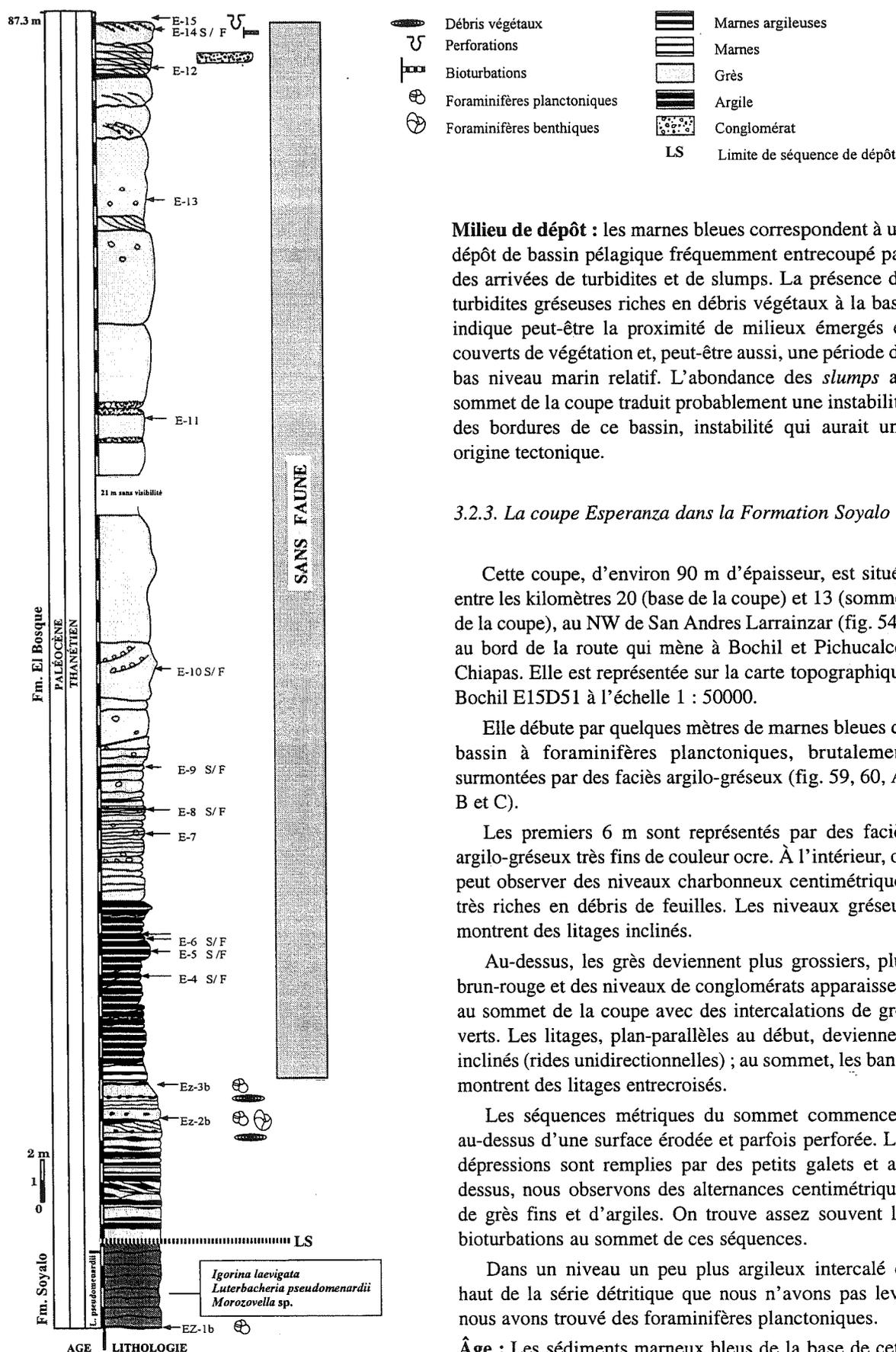


FIG. 59.— Coupe d'Esperanza.

Milieu de dépôt : les marnes bleues correspondent à un dépôt de bassin pélagique fréquemment entrecoupé par des arrivées de turbidites et de slumps. La présence de turbidites gréseuses riches en débris végétaux à la base indique peut-être la proximité de milieux émergés et couverts de végétation et, peut-être aussi, une période de bas niveau marin relatif. L'abondance des *slumps* au sommet de la coupe traduit probablement une instabilité des bordures de ce bassin, instabilité qui aurait une origine tectonique.

3.2.3. La coupe Esperanza dans la Formation Soyalo

Cette coupe, d'environ 90 m d'épaisseur, est située entre les kilomètres 20 (base de la coupe) et 13 (sommet de la coupe), au NW de San Andres Larrainzar (fig. 54), au bord de la route qui mène à Bochil et Pichucalco, Chiapas. Elle est représentée sur la carte topographique Bochil E15D51 à l'échelle 1 : 50000.

Elle débute par quelques mètres de marnes bleues de bassin à foraminifères planctoniques, brutalement surmontées par des faciès argilo-gréseux (fig. 59, 60, A, B et C).

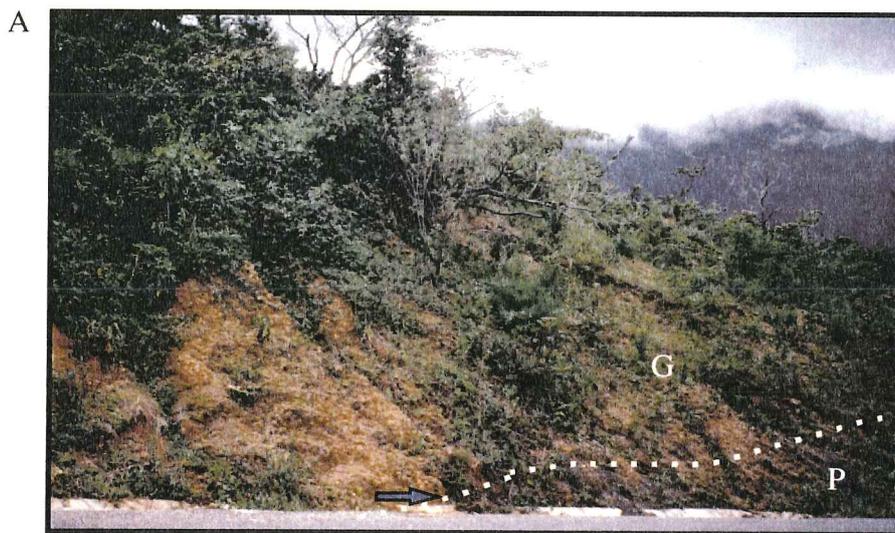
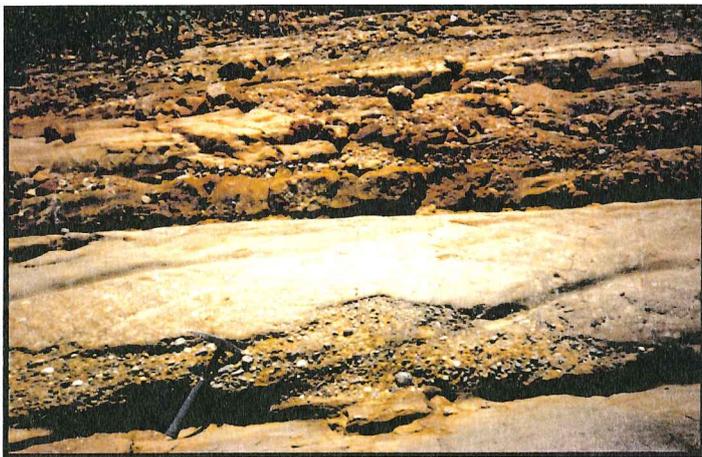
Les premiers 6 m sont représentés par des faciès argilo-gréseux très fins de couleur ocre. À l'intérieur, on peut observer des niveaux charbonneux centimétriques très riches en débris de feuilles. Les niveaux gréseux montrent des litages inclinés.

Au-dessus, les grès deviennent plus grossiers, plus brun-rouge et des niveaux de conglomérats apparaissent au sommet de la coupe avec des intercalations de grès verts. Les litages, plan-parallèles au début, deviennent inclinés (rides unidirectionnelles) ; au sommet, les bancs montrent des litages entrecroisés.

Les séquences métriques du sommet commencent au-dessus d'une surface érodée et parfois perforée. Les dépressions sont remplies par des petits galets et au-dessus, nous observons des alternances centimétriques de grès fins et d'argiles. On trouve assez souvent les bioturbations au sommet de ces séquences.

Dans un niveau un peu plus argileux intercalé en haut de la série détritique que nous n'avons pas levé, nous avons trouvé des foraminifères planctoniques.

Âge : Les sédiments marneux bleus de la base de cette série correspondent à la *Formation Soyalo* (faciès de bassin à foraminifères planctoniques) et les sédiments gréseux-conglomératiques (faciès continentaux d'origine fluviale) correspondent à la *Formation El Bosque*,



B

C

FIG. 60.— Coupe d'Esperanza.

A, séquence du sommet de la coupe (surface bioturbée et perforations à remplissages gréseux). B, bancs conglomératiques du sommet de la coupe. C, à la base de la coupe s'observe le passage brutal entre les faciès de bassin à foraminifères planctoniques (P) (zone à *Luterbacteria pseudomenardii*) et les faciès gréseux à niveaux de charbon (G).

d'âge Éocène inférieur à moyen d'après Quezada [1987] et Garcia-Molina [1994], mais d'âge Thanétien (zone à *Igorina laevigata*) d'après les conclusions de ce travail : Paléocène supérieur - Thanétien, zone à *Luterbacteria pseudomenardii* à la base dans les marnes bleues et zone à *Igorina laevigata* dans l'intercalation argileuse du sommet. Les marnes et argiles renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Luterbacteria pseudomenardii*, *Eoglobigerina* sp., *Morozovella* spp., *Morozovella velascoensis*, *Igorina laevigata*, *Subottina* spp., *S. cf. trilocolinoides*.

Milieu de dépôt : les marnes bleues de la base se sont déposées dans un bassin marin à faune pélagique. Les grès déposés sans transition au-dessus d'un contact probablement érosif, sont d'origine fluviatile et renferment beaucoup de plantes et des niveaux charbonneux. Le niveau renfermant quelques foraminifères benthiques indique que des influences marines pouvaient encore se faire sentir. Mais ensuite, les dépôts sont uniquement des dépôts fluviatiles. C'est seulement au sommet de la coupe que le dépôt de grès verts et la présence de bioturbations indiquent que l'influence marine se fait à nouveau sentir. Enfin la présence d'un niveau argileux à foraminifères planctoniques annonce le retour à de vraies conditions marines.

3.3. Le secteur de Bochil : la Formation Soyalo

3.3.1. La coupe de Bochil dans la Formation Soyalo

Cette coupe, de plus de 300 m d'épaisseur, est située à la sortie sud de Bochil (fig. 61), au bord de la route qui mène à Soyalo et Tuxtla Gutierrez. Elle est représentée sur la carte topographique Bochil E15D51 à l'échelle 1/50 000.

Dans les premiers quarante mètres, on observe surtout des marnes noduleuses de couleur gris-bleuâtre contenant quelques rares galets. Les bancs gréseux centimétriques à décimétriques ocres situés au-dessus sont intercalés dans les marnes qui prennent une couleur chocolat. La première portion de coupe prend fin avec un *débris flow* métrique à plaquettes d'argiles (fig. 62 a, b, c, et fig. 63 a).

La deuxième partie de la coupe reprend dans un champ établi probablement sur des marnes. Dans les cinquante mètres qui suivent, on observe essentiellement des niveaux grés-argileux fins de couleur brun verdâtre avec quelques intercalations de grès de couleur ocre (fig. 63, b). Quatre passées conglomératiques métriques viennent s'insérer dans cette série.

La dernière partie de cette coupe est essentiellement constituée de petits bancs gréseux centimétriques à la base et de marnes chocolat au sommet. C'est dans cette partie qu'on peut observer des *slumps*, *slump balls* et "olistolithes" plurimétriques de série de talus externe (fig. 63, c).

Nous avons levé bien au-dessus quelques mètres de série grés-conglomératique azoïque attribués à la formation El Bosque. Le contact entre les formations Soyalo et El Bosque se trouve probablement entre les deux coupes, mais nous n'avons pas pu l'observer.

Âge : Paléocène supérieur – Sélandien, zone à *Morozovella angulata* et *Igorina albeari*.

Les calcaires renferment une faune de foraminifères avec les espèces suivantes : *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globanomalina* sp. *Gl. chapmani*, *Gl. compressa*, *Morozovella crosswickensis*, *M. angulata*, *Acarinina trinidadensis*, *A. uncinata*, *Subbotina triloculinoides*, *S. velascoensis*, *Igorina pusilla*, *I. albeari*, *Chiloguembelina* sp., *Praeoglobobulimina ovata*, *Guttulina trigonula*, *Haplophragmoides* sp., *Ellipsoglandulina chilostoma*, *Saracenaria triangularis*, *Bathysiphon robustus*, *Chilostomella ovoidea*, *Anomalinoidea alazanensis*, *Bolivinopsis trinidadensis*, *Gyroidinoidea globosus*, *Lenticulina dicampyla*, *Glomospirella gaultina gaultina*, *Rapmanina charoides favilla*, *Praebulimina reussi*, *Siphonodosaria* sp., *Cibicidoides havanensis*.

Milieu de dépôt : cette série détritique hémipélagique est caractérisée, à la base, par une influence fluviale (galets et conglomérats). Au sommet, les conditions de dépôt de bassin s'affirment, mais c'est un bassin affecté par des glissements sous-marins : *slumps*, *slump balls* et blocs glissés.

3.3.2. La coupe de San Pedro dans la Formation Soyalo

La coupe a été levée le long d'une piste située à l'ouest de San Pedro, à environ 6 km au NE de Bochil (fig. 61). Elle est indiquée sur la carte topographique Jitotol de Zaragoza E15D41 à l'échelle 1 : 50 000. De nombreux auteurs l'ont déjà décrite, en particulier ceux qui se sont intéressés aux événements catastrophiques liés à l'impact de la météorite tombée dans le secteur voisin de Chixulub, au nord du Yucatan. Cette coupe montre à la limite Crétacé/Tertiaire une couche d'argile riche en microtectites et en iridium [Keller *et al.*, 1997 ; Arz *et al.*, 1999 ; Grajales *et al.*, 2000].

La coupe débute au-dessus d'une brèche constituée d'éléments polygéniques de plate-forme à rudistes, de taille parfois pluri-décimétrique et d'âge campanien. Cette brèche crétacée, qui est peut-être d'origine karstique, est connue dans l'ensemble de la région (fig. 64).

Au-dessus, on observe un conglomérat à éléments centimétriques de calcaire de plate-forme, d'environ 3 m d'épaisseur, dont l'origine est attribuée à l'impact

de la météorite (fig. 65 a, b). Ce niveau a fait l'objet de carottages dont la trace est visible sur la photo. Puis on peut voir deux petits bancs graveleux dont les éléments roulés sont millimétriques. La série paléocène datée commence juste au-dessus avec des marnes de couleur jaunâtre à brunâtre qui ont été levées sur environ 6 m.

Âge : Paléocène inférieur. La faune de foraminifères planctoniques de la base du Danien correspond aux assemblages des zones et sous-zones à *Pv. eugubina*, *P. pseudobulloides* et *Gl. compressa*.

En lavage, nous avons trouvé essentiellement des foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Subbotina triloculinoides*, *Guembeltria cretacea*, *G. trifolia*, *Parvularugoglobigerina longiapertura*, *Pv. cf. sabina*, *Pv. eugubina*, *Pv. canudoi*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globastica daubjergensis*, *Globoconus* cf. *claytonensis*, *Eoglobogerina microcellulosa*, *E. fringa*, *E. simplicissima*, *E. cf. pentagona*, *Globanomalina archeocompressa*, *Gl. compressa*, *Gl. cf. imitata*, *Gl. cf. caucasica*, *Praemurica inconstans*.

Pour la macrofaune, nous avons trouvé de rares débris d'oursins.

Les foraminifères sont de très petite taille à la base de la série marneuse (environ 0,15 mm) et ont une paroi lisse et brillante. Vers le sommet, leur taille augmente (environ 0,18 mm) et leur paroi devient plus rugueuse. Sur l'ensemble de la microfaune. Le pourcentage des foraminifères planctoniques augmente aussi de manière significative, passant de 10 % à la base à 70 % au sommet.

Milieu de dépôt : il s'agit d'un dépôt de bassin, mais les variations du pourcentage des foraminifères planctoniques et l'augmentation de l'ornementation des tests sont autant de facteurs indiquant qu'une augmentation importante de la tranche d'eau a suivi le dépôt de la brèche crétacée.

3.4. Le secteur de La Ilusion : les Formations Tenejapa et El Bosque

3.4.1. La coupe d'El Vergel dans les Formations Tenejapa et El Bosque

Cette coupe, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, est située à 51 km au nord de Comitán de Domínguez (fig. 66), près du village d'El Vergel et au bord de la route qui mène à Altamirano. Elle est indiquée sur la carte topographique Chanal E15D63 à l'échelle 1 : 50000.

Cette coupe recoupe à la base les séries hémipélagiques à *débris flows* et *grain flows* de la formation Tenejapa. Il s'agit de calcaires de couleur crème à jaunâtre, de *grain flows* (grainstone à galets mous) et de marnes à foraminifères planctoniques (fig. 67 et 68).

Au-dessus, le contact avec les carbonates de plate-

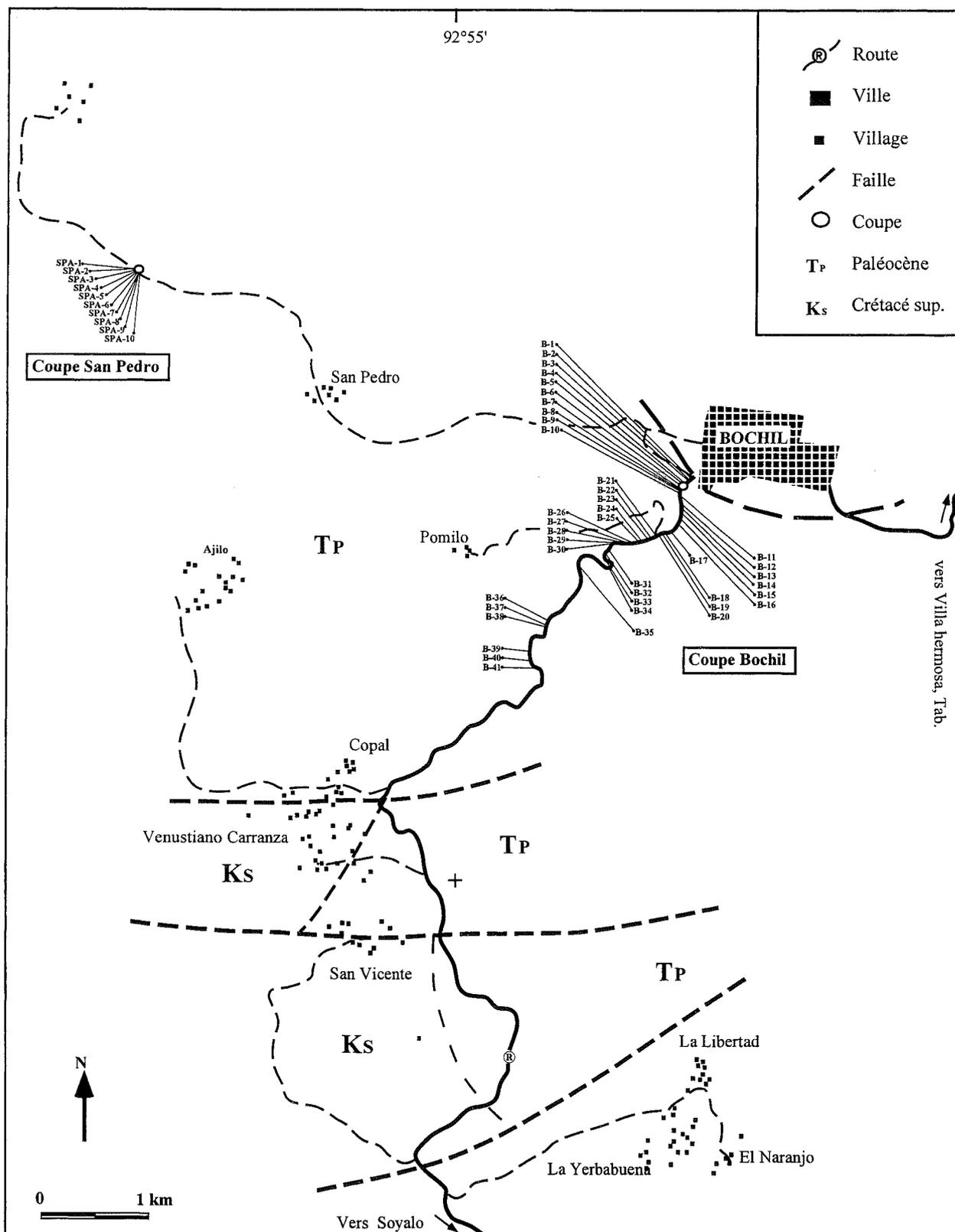


FIG. 61.— Carte schématique du secteur de Bochil, Chiapas : localisation et échantillonnage des coupes de Bochil et de San Pedro au nord-est de Tuxtla Gutierrez, Chiapas.

forme se fait par un petit niveau à galets polygéniques rappelant celui de Yosip (fig. 66). Les 2 m suivants sont constitués par des calcaires de plate-forme contenant

quelques petits galets et des coraux. Comme à Yosip, les grès viennent juste au-dessus, mais le contact est caché par de la terre végétale sur quelques centimètres.

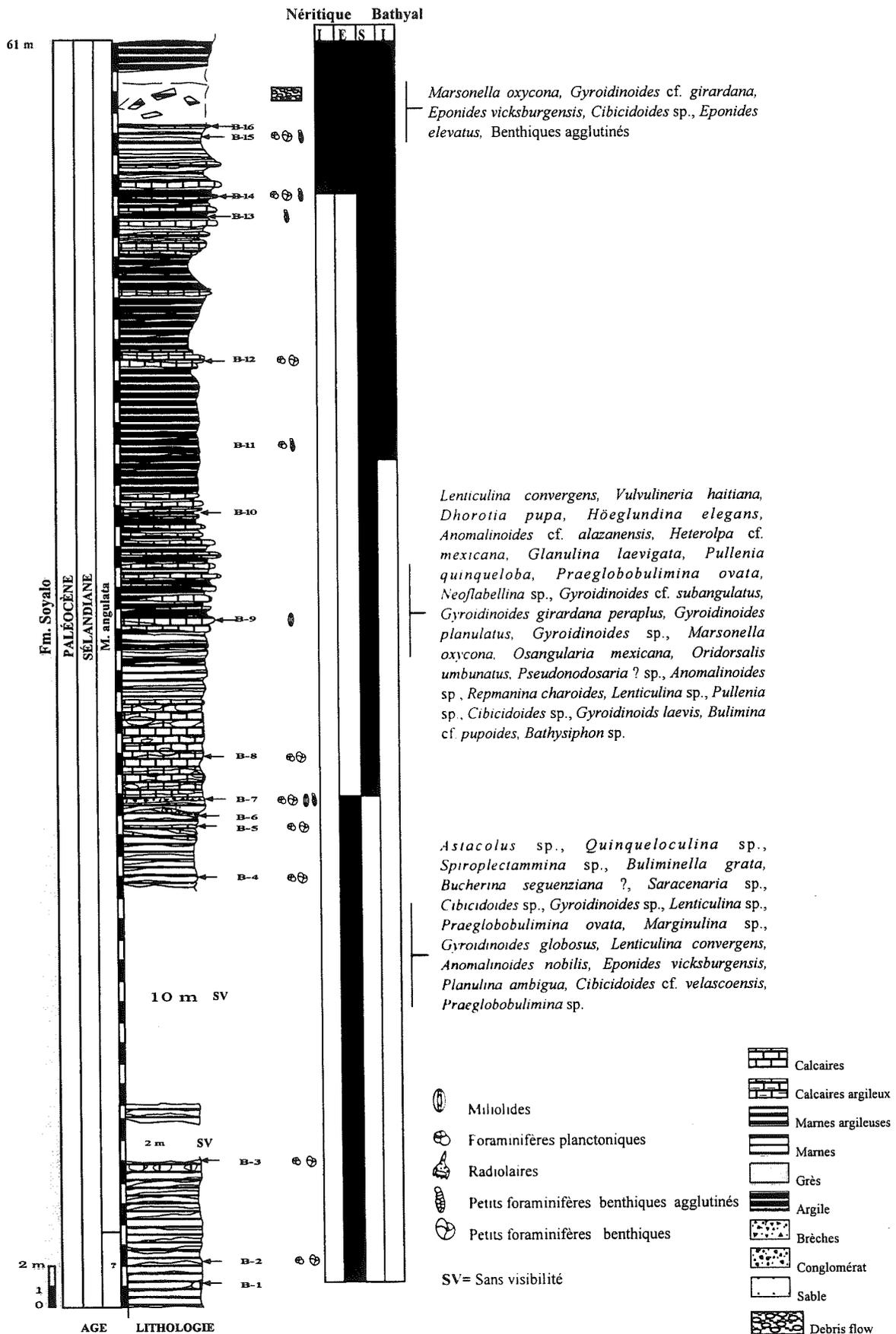


FIG. 62 a.- Coupe de Bochil : assemblages des petits foraminifères benthiques.

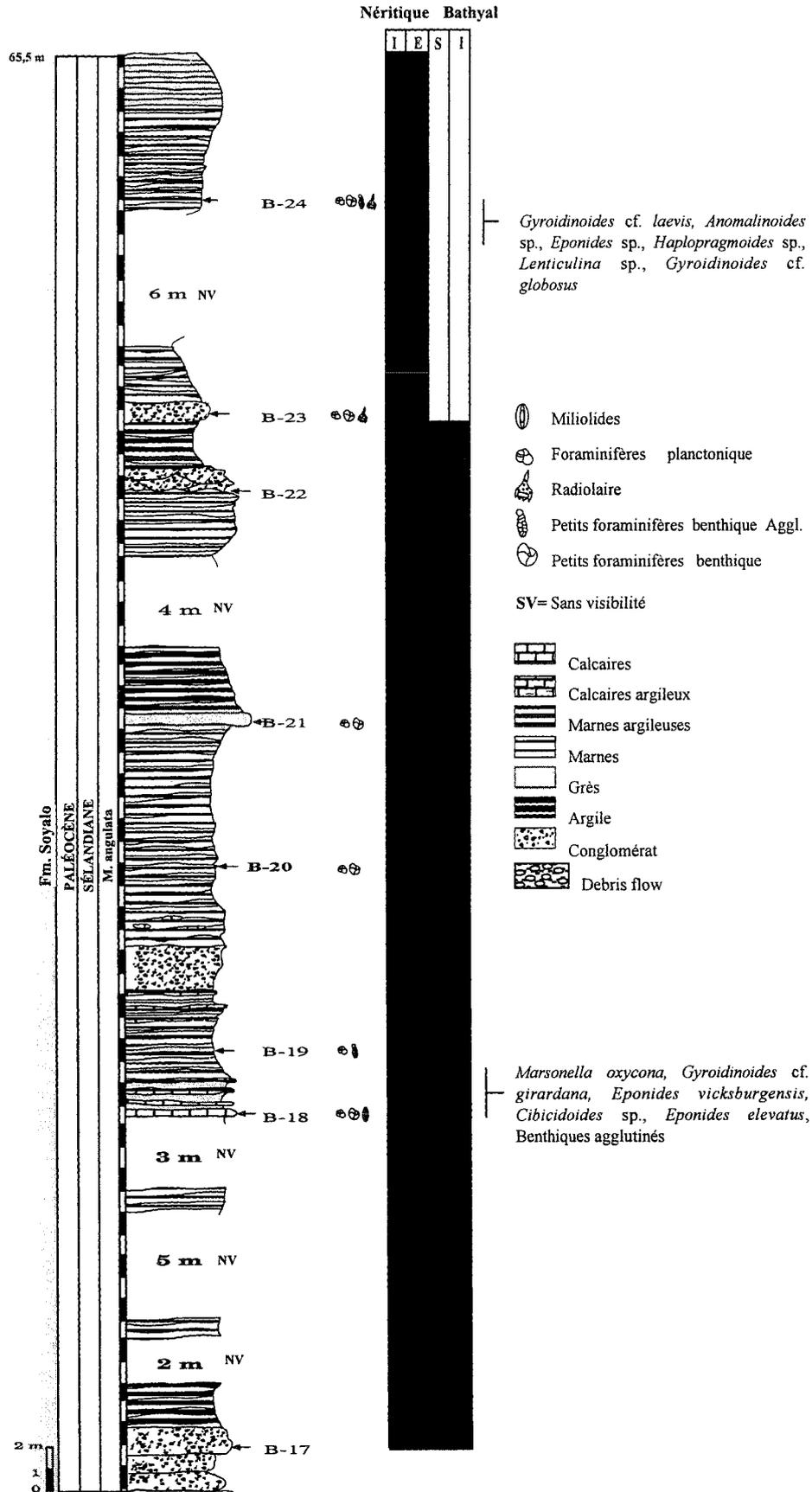


FIG. 62 b.- Coupe de Bochil : assemblages des petits foraminifères benthiques.

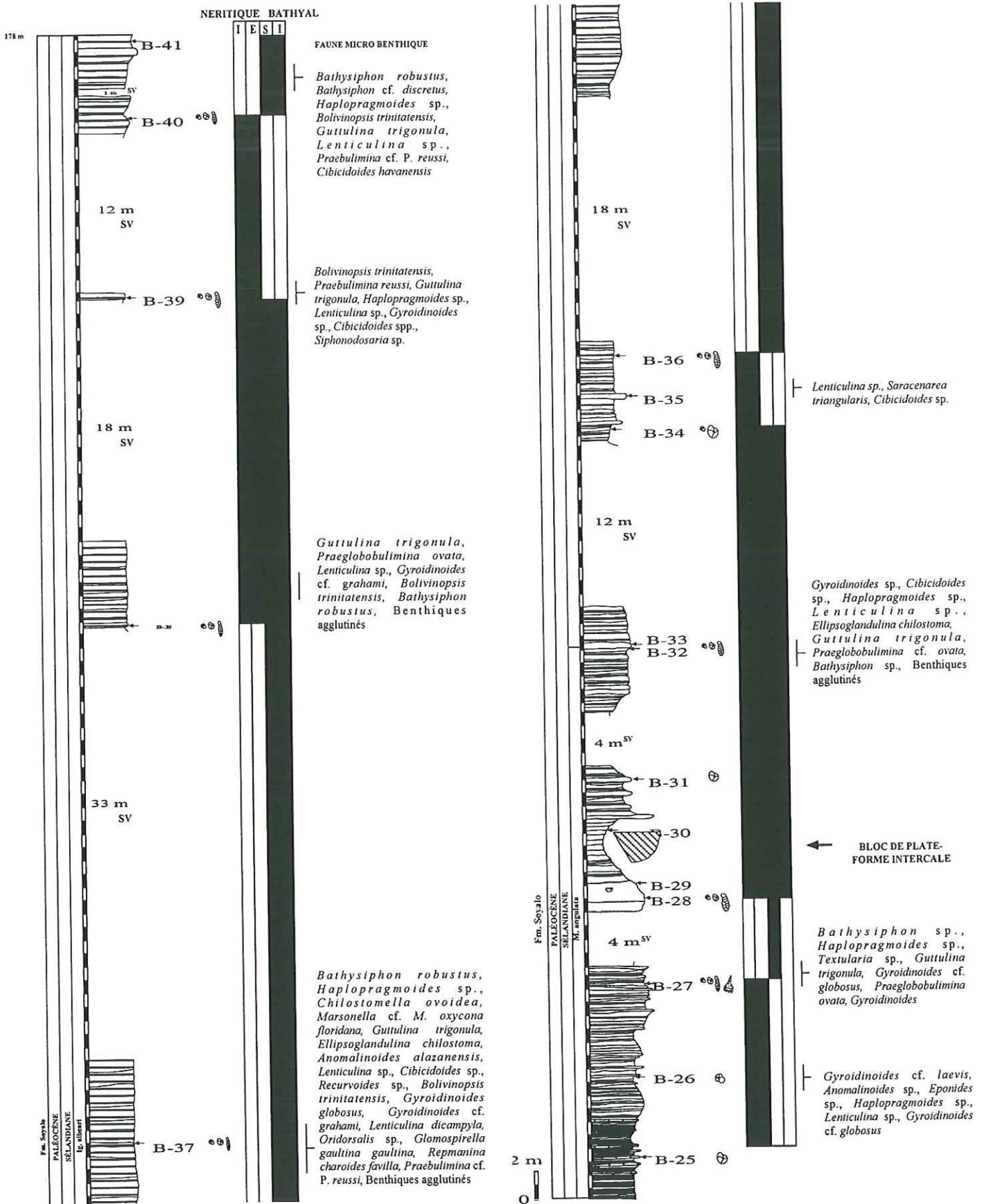


FIG. 62 c.- Coupe de Bochil : assemblages des petits foraminifères benthiques. Pour la légende, se reporter aux figures 62 a et 62 b.

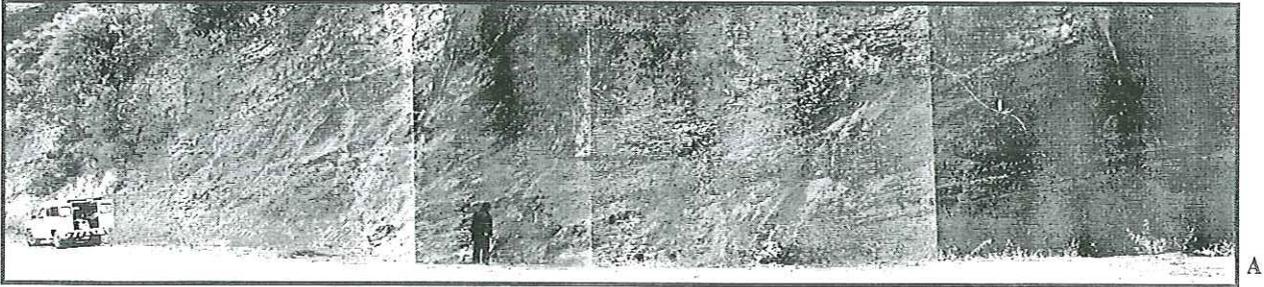


FIG. 63.— Coupe de Bochil. A, base de la coupe entre les niveaux B5 et B15. B, détail de la série marneuse caractérisée par des foraminifères planctoniques de la zone à *Morozovella angulata*. C, bloc glissé intercalé dans les marnes pélagiques.

Âge : Paléocène inférieur-Danien, zone à *Acarinina uncinata*.

Les calcaires et marnes renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes : *Acarinina* cf. *uncinata*, *A. uncinata* ?, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Praemurica inconstans*, *Subbotina triangularis* et *S. triloculinoides* entre autres.

Les foraminifères benthiques trouvés dans les niveaux carbonatés de plate-forme sont *Quasiborelis floridanus*, *Pseudorhapydionina moulladei*, *Smoutina* sp., *Khatina* sp., *Laffitteina* sp., *Miscellanea* sp., *Bulimimella lajaensis*, avec des rotalidés et des miliolidés.

Milieu de dépôt : comme à Yosip, au-dessus du talus externe de la plate-forme carbonatée où se déposaient des calcaires hémipélagiques à remaniements gravitaires, une petite plate-forme carbonatée d'épaisseur métrique s'installe pendant une période de bas niveau de la mer. Les sables verts transgressifs recouvrent ce corps carbonaté.

3.4.2. La coupe de La Ilusion dans les Formations Tenejapa et Soyalo

La coupe est située à environ 54 km au nord de Comitán de Domínguez (fig. 66), juste en face du village La Ilusion, au bord de la route qui mène à Altamirano. Elle est indiquée sur la carte topographique Chanal E15D63 à l'échelle 1 : 50000.

Cette coupe a été levée dans une paléotopographie préservée correspondant à une vallée incisée. Cette dernière a été creusée dans un petit corps carbonaté de plate-forme d'épaisseur métrique qui a été karstifié.

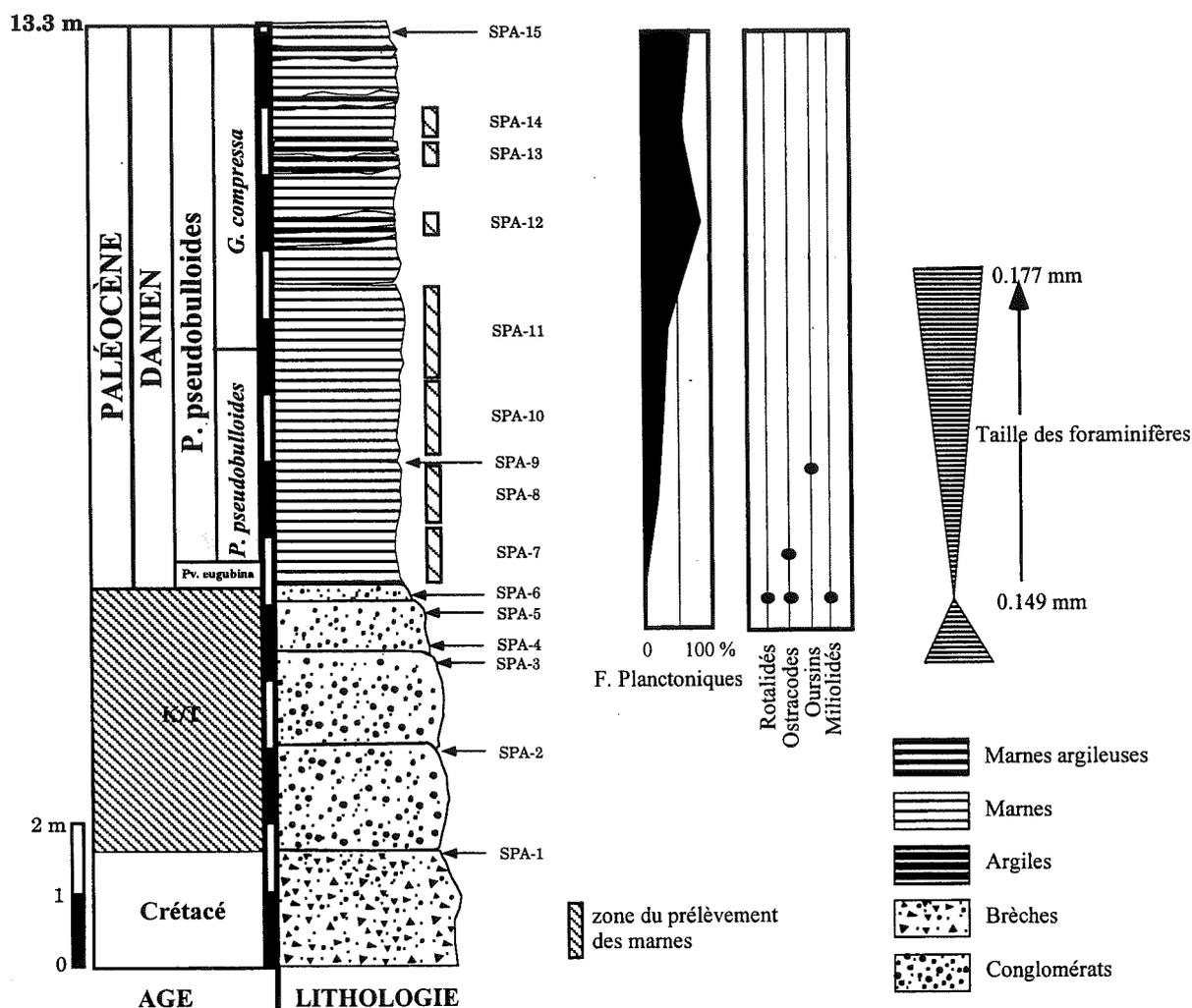


FIG. 64.— Coupe de San Pedro : abondance des foraminifères planctoniques et évolution de la taille des foraminifères.

Nous n'avons pas vu les sédiments sous-jacents, mais il s'agit probablement de sédiments hémipélagiques de talus externe comme à El Vergel (fig. 69).

Ce corps carbonaté, comme à El Vergel et Yosip, renferme de petites constructions récifales à coraux et algues rouges. La surface terminale est karstifiée ; le fond des paleolapiaz et des fissures élargies par le karst est rempli par des argiles rouges (*terra rossa*). C'est au cours de cette période de karstification qu'a été creusée la paléovallée (fig.70).

La transgression qui a suivi se manifeste d'abord par des perforations sur la surface de la plate-forme, perforations qui peuvent s'observer sur les parois des lapiaz. La surface transgressée est jonchée de galets d'origine variée et les sédiments de transgression sont détritiques.

Le remplissage le plus ancien s'observe dans les parties basses de la vallée avec des bancs calcaréo-gréseux dont tous les grands foraminifères benthiques

sont usés et remaniés. Les bancs plus récents sont des grès verts, fins, à grains de glauconie et foraminifères planctoniques. Ces grès correspondent au remplissage terminal des petites poches karstiques.

Âge : Paléocène inférieur-Danien, zone à *Acarinina uncinata* pour la série de carbonate de plate-forme et Sélandien, zone à *Morozovella angulata* pour le remplissage de la vallée incisée et les grès verts.

Les calcaires renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivante : *Morozovella angulata*, *Acarinina uncinata*, *Morozovella conicotruncata*, *Igorina pusilla*, et *Subbotina triloculinoïdes*.

Milieu de dépôt : installation au cours d'un bas niveau marin d'une petite plate-forme carbonatée d'épaisseur métrique, puis émergence et karstification avec creusement de la vallée. Les sables verts transgressifs sus-jacents recouvrent ce corps sédimentaire et remblayent les dépressions.

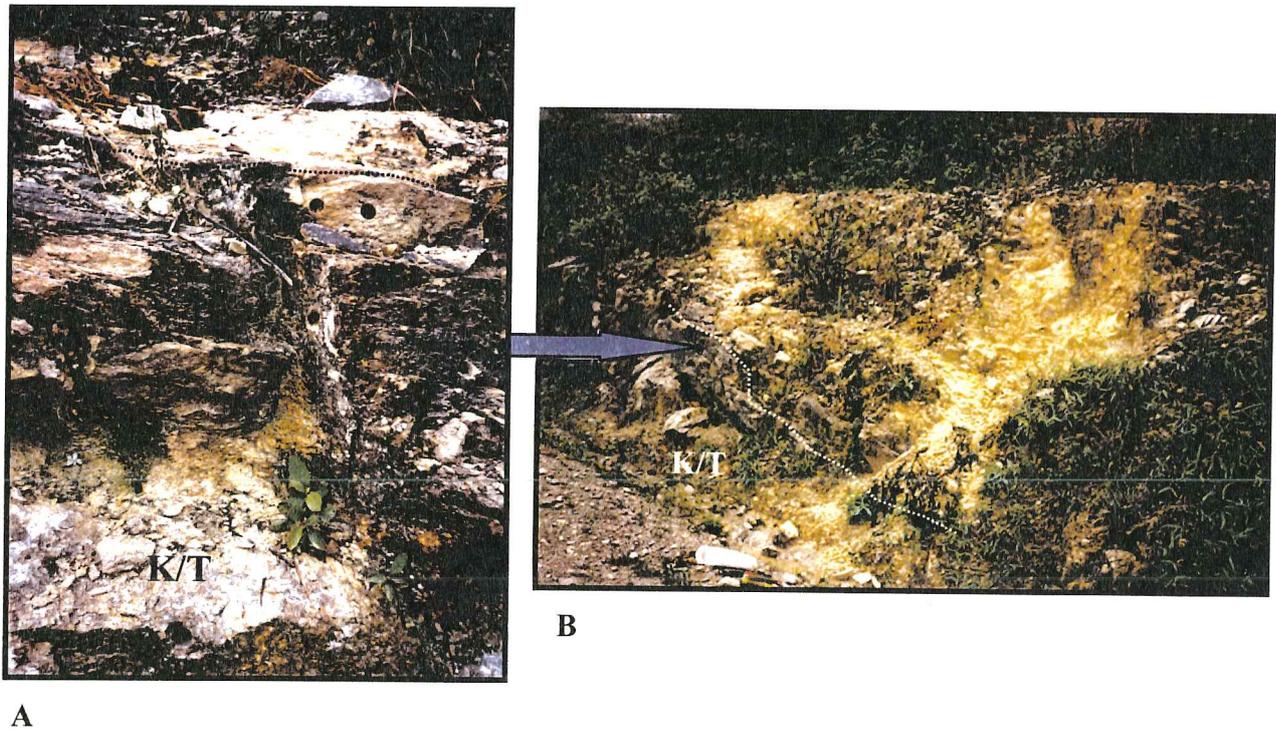


FIG. 65.- Coupe de San Pedro. A, la limite Crétacé/Tertiaire (K/T) est à la base des conglomérats à petits éléments roulés qui passent progressivement à des niveaux altérés. B, panorama de la coupe.

3.5. Le secteur de La Trinitaria : la Formation Soyalo

3.5.1. La coupe La Trinitaria « A » dans la Formation Soyalo

La coupe est située à environ 16 km de La Trinitaria, le long de la route allant de Ciudad Cuauhtemoc à la Trinitaria, entre les km 204 et 205 (fig. 71). Elle est indiquée sur la carte topographique La Trinitaria E15D83 à l'échelle 1 : 50000.

Cette coupe a été levée à la limite Crétacé/Tertiaire (fig. 72). La plate-forme crétacée à rudistes se termine par une brèche à éléments décimétriques, parfois roulés, qui sont probablement d'origine karstique. Au-dessus, nous avons levé environ 5 m de série plutôt argileuse. Les premiers niveaux, jaunâtres, reposent en discordance sur les niveaux de brèches dont la surface est très irrégulière. Ils sont surmontés par un niveau d'environ 1 m de marnes vertes passant à des marnes chocolat. Cette série est intercalée de bancs gréseux centimétriques à décimétriques (*grain flows*) dont les surfaces sont très bioturbées.

Âge : Paléocène inférieur - Danien. La faune de foraminifères planctoniques correspond à l'assemblage de la zone à *Acarinina trinidadensis*. Dans ce cas, les premières zones sont manquantes à cet endroit, mais peuvent peut-être exister latéralement au fond de certaines dépressions qui se trouvent sur la surface des brèches.

Les niveaux marneux renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces suivantes du Danien : *Parasubbotina variantata*, *P. pseudo-bulloides*, *Eoglobigerina fringa*, *E. tetragona*, *E. pentagona*, *E. cf. simplicissima*, *Acarinina trinidadensis*, *Globanomalina chapmani*, *Gl. cf. plano-compressa*, *Gl. cf. archeocompressa*, *Luterbacheria ehrenbergi*, *Subbotina triloculinoides*, *S. triangularis*, *Praemurica inconstans*, *Pr. pseudoinconstans*, *Pr. cf. taurica*, *Morozovella* sp. et *Luterbacheria* sp.

La taille des foraminifères planctoniques reste constante et aux alentours de 0,18 mm ; près de 80% de la microfaune est constituée de foraminifères planctoniques dont la diversité devient maximum vers le sommet de la coupe (fig. 72).

Milieu de dépôt : dépôt de bassin ou de talus externe à remaniements gravitaires représentés surtout par des *grain flows*.

3.5.2. La coupe La Trinitaria « B » dans la Formation Soyalo

La coupe est située à environ 14 km de La Trinitaria, le long de la route allant de Ciudad Cuauhtemoc à la Trinitaria, près du km 202 de la Route Fédérale 190 (fig. 71). Elle est indiquée sur la carte topographique La Trinitaria E15D83 à l'échelle 1 : 50000.

Il s'agit d'une séquence marneuse d'une quarantaine de mètres et de couleur chocolat renfermant de nombreux remaniement gravitaires (*débris flows*, *mud*

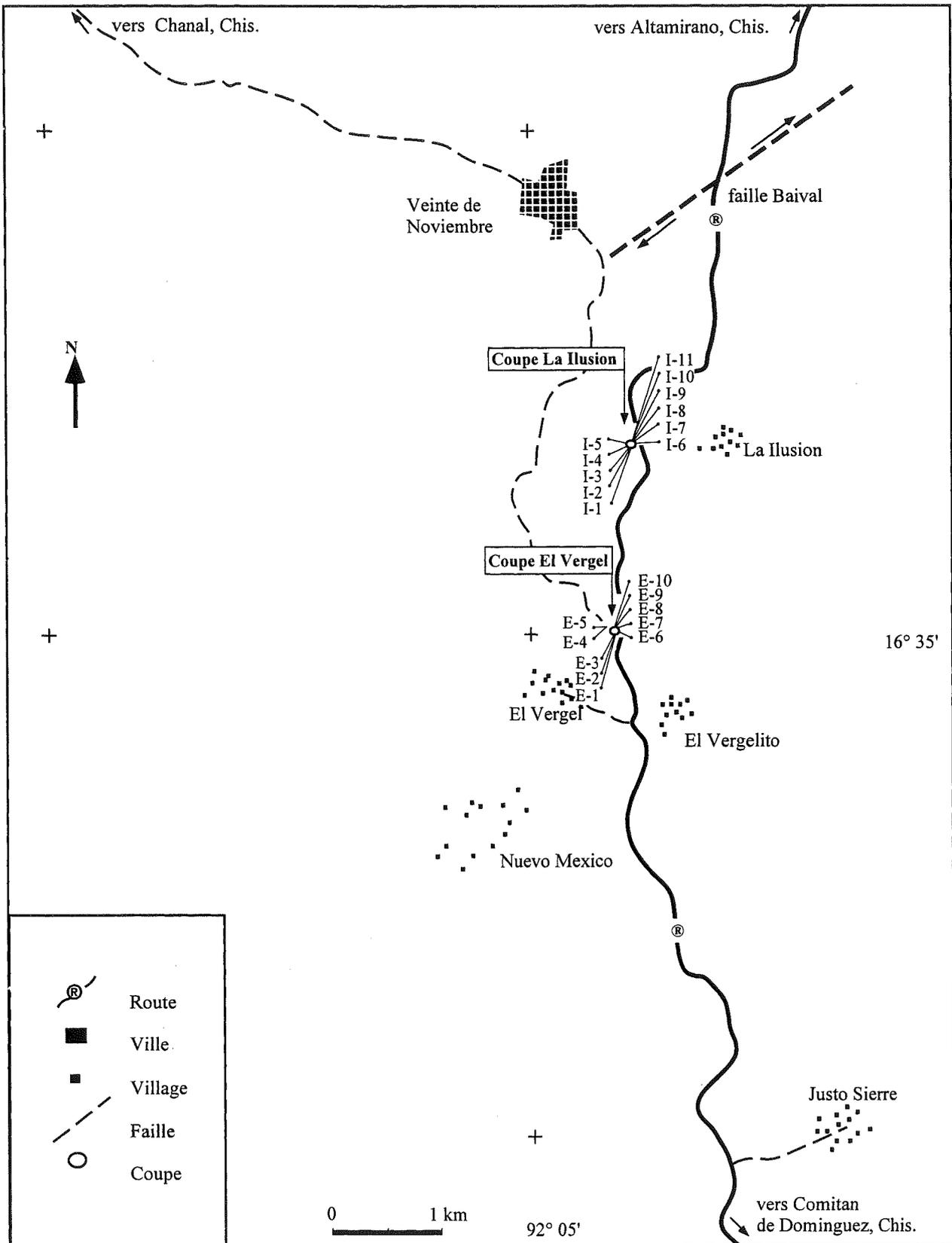


FIG. 66.- Carte schématique du secteur de La Ilusion, Chiapas : localisation et échantillonnage des coupes de La Ilusion et d'El Vergel au sud d'Altamirano, Chiapas.

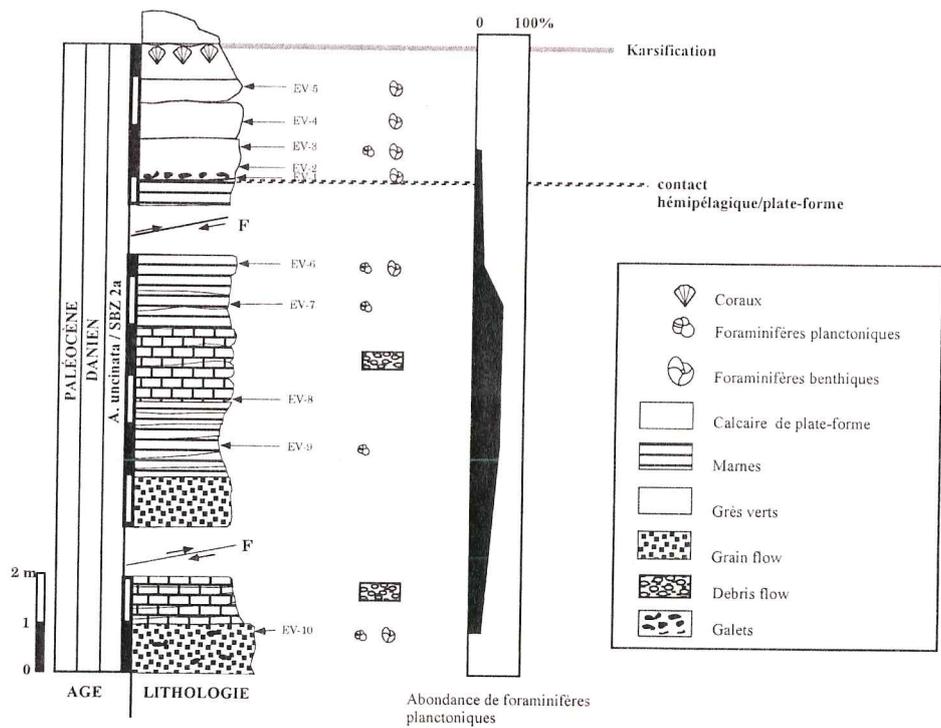
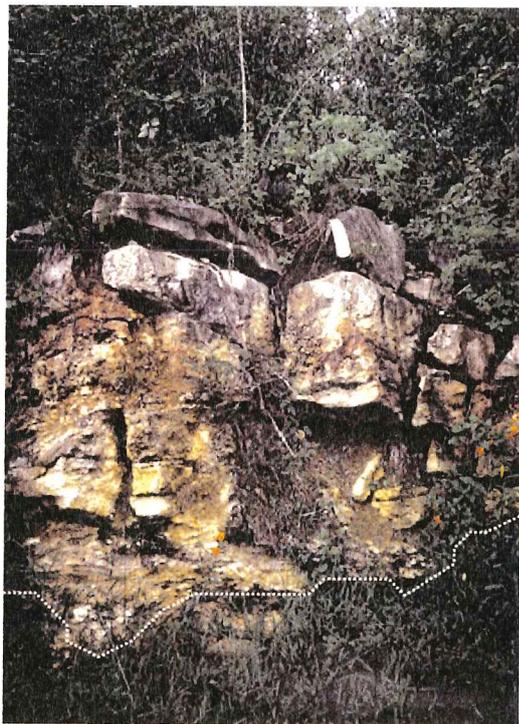
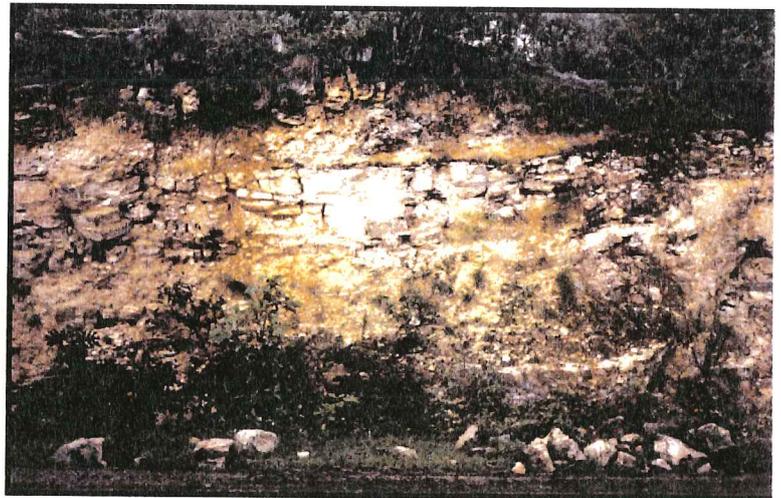


FIG. 67.- Coupe d'El Vergel.



A niveau à galets



B

FIG. 68.- Coupe d'El Vergel. A, carbonates de plate-forme du corps de régression forcée (la limite en trait pointillé souligne un niveau à galets). B, remaniements gravitaires dans des faciès hémipélagiques.

flows, grain flows, etc...) avec des intercalations de conglomérats. Elle est située au-dessus d'une épaisse brèche à éléments crétacés qui pourrait correspondre à la brèche de la limite Crétacé/Tertiaire (fig. 73).

La coupe débute avec un conglomérat d'une dizaine de mètres dont certains galets sont perforés. Au-dessus,

les derniers galets sont noyés dans une argile de couleur chocolat (*mass flow* probable). Au-dessus, sur une quinzaine de mètres, la série marneuse montre des intercalations de petits bancs calcaires centimétriques à décimétriques correspondant à des *grain flows*. Ces marnes sont ravinées par une masse conglomératique de

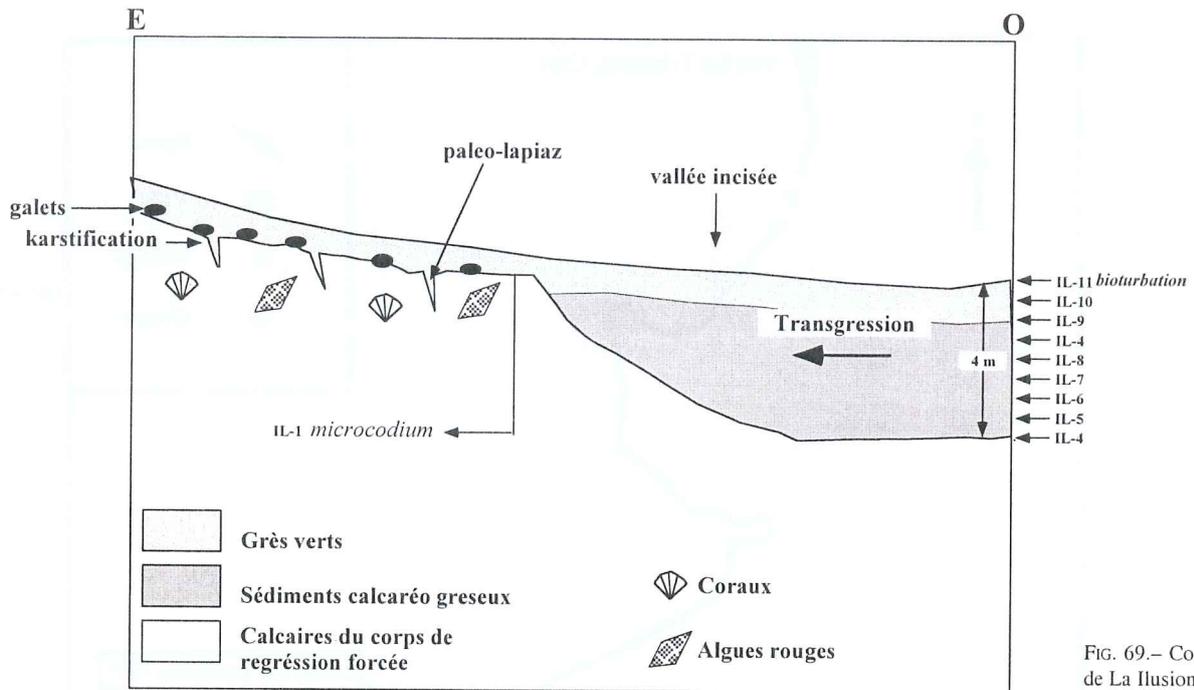


FIG. 69.- Coupe de La Ilusion.



FIG. 70.- Coupe de La Ilusion. A, remplissage calcaréo-gréseux de la vallée incisée. B, Paléokarst et son remplissage de couleur ocre. C, surface karstifiée de la vallée incisée. À droite, le relief correspond au sommet d'une construction récifale.

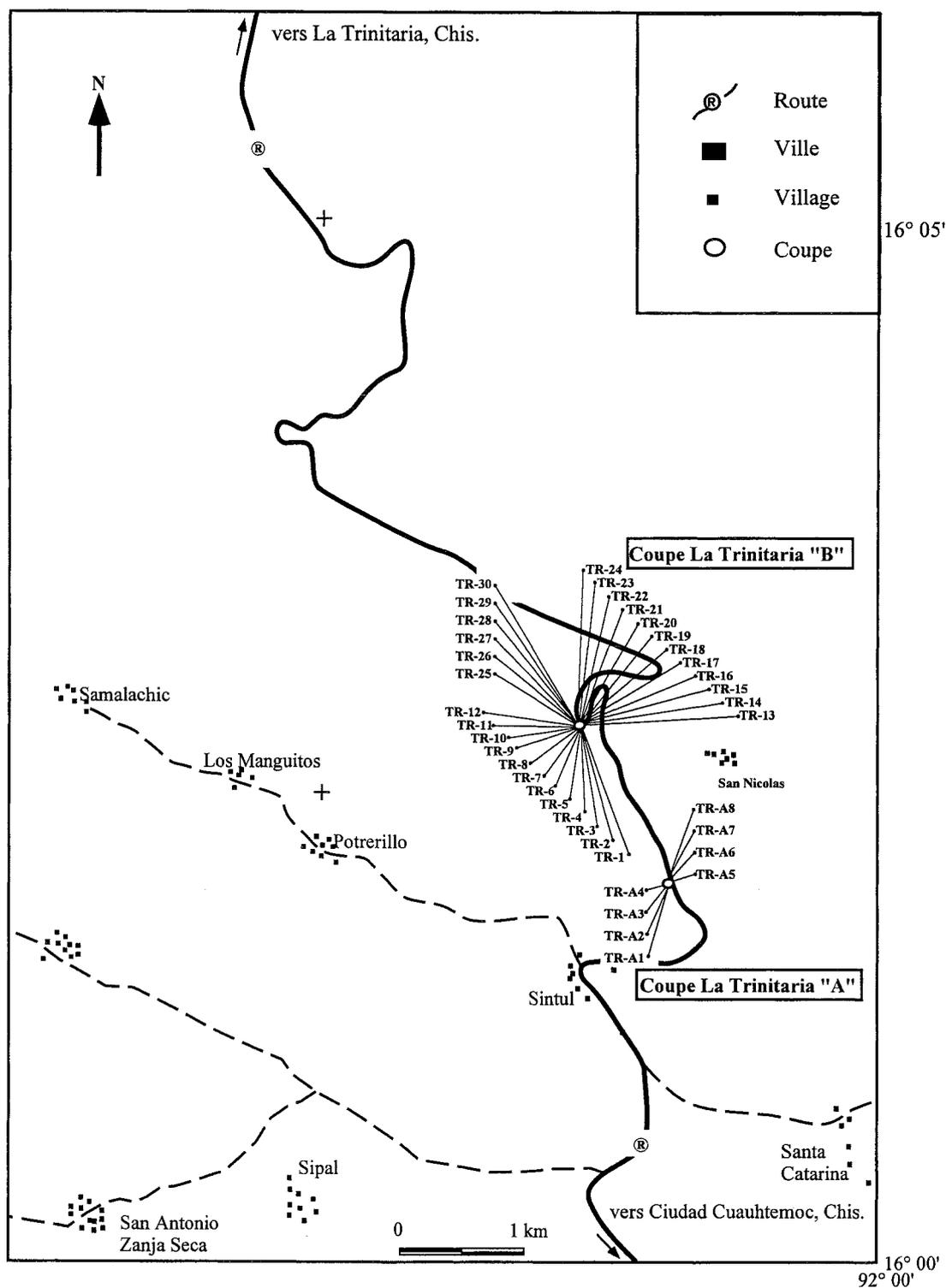


FIG. 71.— Carte schématique du secteur de La Trinitaria, Chiapas : localisation des coupes La Trinitaria « A » et La Trinitaria « B », au nord-ouest de Ciudad Cuauhtemoc.

4 à 5 m de puissance à éléments très hétérométriques représentant probablement un *débris flow*. La série des marnes chocolat reprend sur une quinzaine de mètres (fig. 74) mais, là, les *grain flows*, à grain fin, sont très peu épais (centimétriques à millimétriques). Enfin, un dernier banc conglomératique métrique à granoclasement normal termine la série visible au bord de la route.

Les séquences centimétriques de *grain flows* sont granodécroissantes et présentent la succession suivante quand elles sont complètes :

- en base de banc des *flute marks* d'orientation N 160° ;
- au-dessus, un niveau de grainstone grossier qui s'affine vers le haut ;

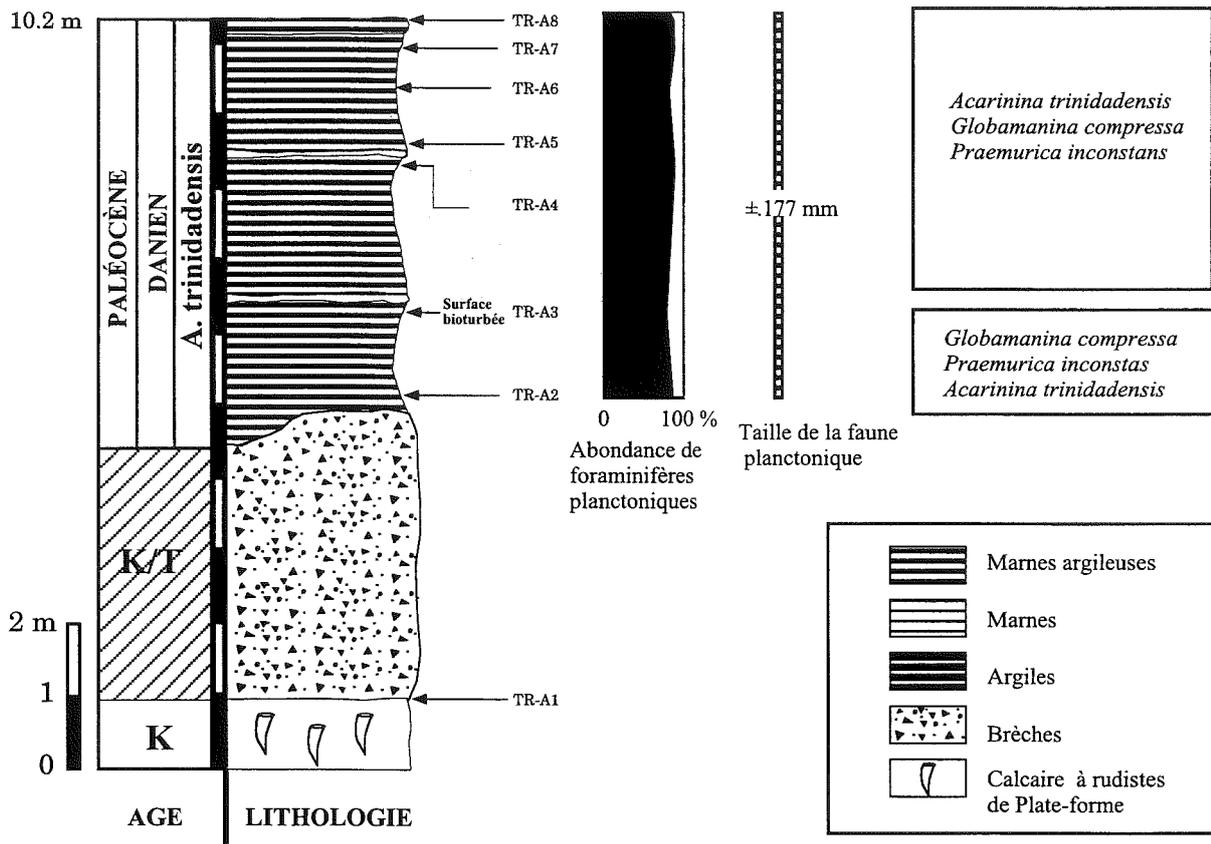


FIG. 72.- Coupe de La Trinitaria « A » : abondance et taille des foraminifères planctoniques.

- dans la partie médiane des galets mous, souvent de marnes vertes ;
- vers le sommet des grainstones à grain fin, bien classés ;
- au sommet un niveau argileux fin à *Chondrites*.

Âge : Paléocène inférieur - Danien. Comme dans la coupe de la Trinitaria « A », la faune de foraminifères planctoniques correspond à l'assemblage de la zone à *A. carinina trinidadensis*.

Les niveaux marneux renferment une faune de foraminifères planctoniques avec les espèces daniennes suivantes : *Acarinina trinidadensis*, *A. cf. arabica*, *Praemurica inconstans*, *Pr. pseudoconstans*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoïdes*, *S. triangularis*, *S. cf. eocaenica*, *Chiloguembelina sp.*, *Globanomalina compressa*, *Gl. plano-compressa*, *Gl. quadrata*, *Gl. chapmani*, *Globoconusa sp.*, *Eoglobigerina cf. edita*, *E. polycamera*, *E. cf. pentagona*, *E. spiralis*, *Luterbacheria ehrenbergi*, *Guembilitria ? sp.*, *Globastica daubjergensis*.

Dans les remaniements gravitaires, on peut identifier quelques espèces de foraminifères benthiques de plate-forme comme *Pseudorhapydionina sp.*, *Kathina sp.*, des rotalidés et des miliolidés.

Enfin, au sommet des *grain flows*, on observe de très belles traces de *Chondrites* et *Zoophycos* fossilisées

dans les niveaux argileux les plus fins.

Notons que dans les marnes chocolat, la faune de foraminifères planctoniques domine aux alentours de 80%, alors que dans les remaniements gravitaires, c'est la faune benthique remaniée qui devient dominante.

Milieu de dépôt : dépôt de bassin ou de talus externe à très importants remaniements gravitaires représentés surtout par des *débris flows*, *mass flows* et *grain flows*. La présence de conglomérats à galets d'origine variée atteste de l'importance de l'apport fluvial. L'abondance de matériel calcaire dans les *grain flows* atteste de la présence d'une plate-forme carbonatée active à cette époque.

4.- CONCLUSIONS SUR LA STRATIGRAPHIE

Nous avons maintenant une idée assez précise des environnements de dépôt des formations Lacandon, Tenejapa, Soyalo et El Bosque et nous avons pu dater presque toutes les coupes.

- La limite Crétacé/Tertiaire a été observée à La Trinitaria " A ", San Pedro et à Tzajalho. A la Trinitaria, il n'est pas sûr que la brèche à éléments polygéniques de carbonates de plate-forme du Crétacé, soit réellement l'équivalent de la brèche d'impact liée à l'arrivée de la météorite. Par contre, à San Pedro, les micro-

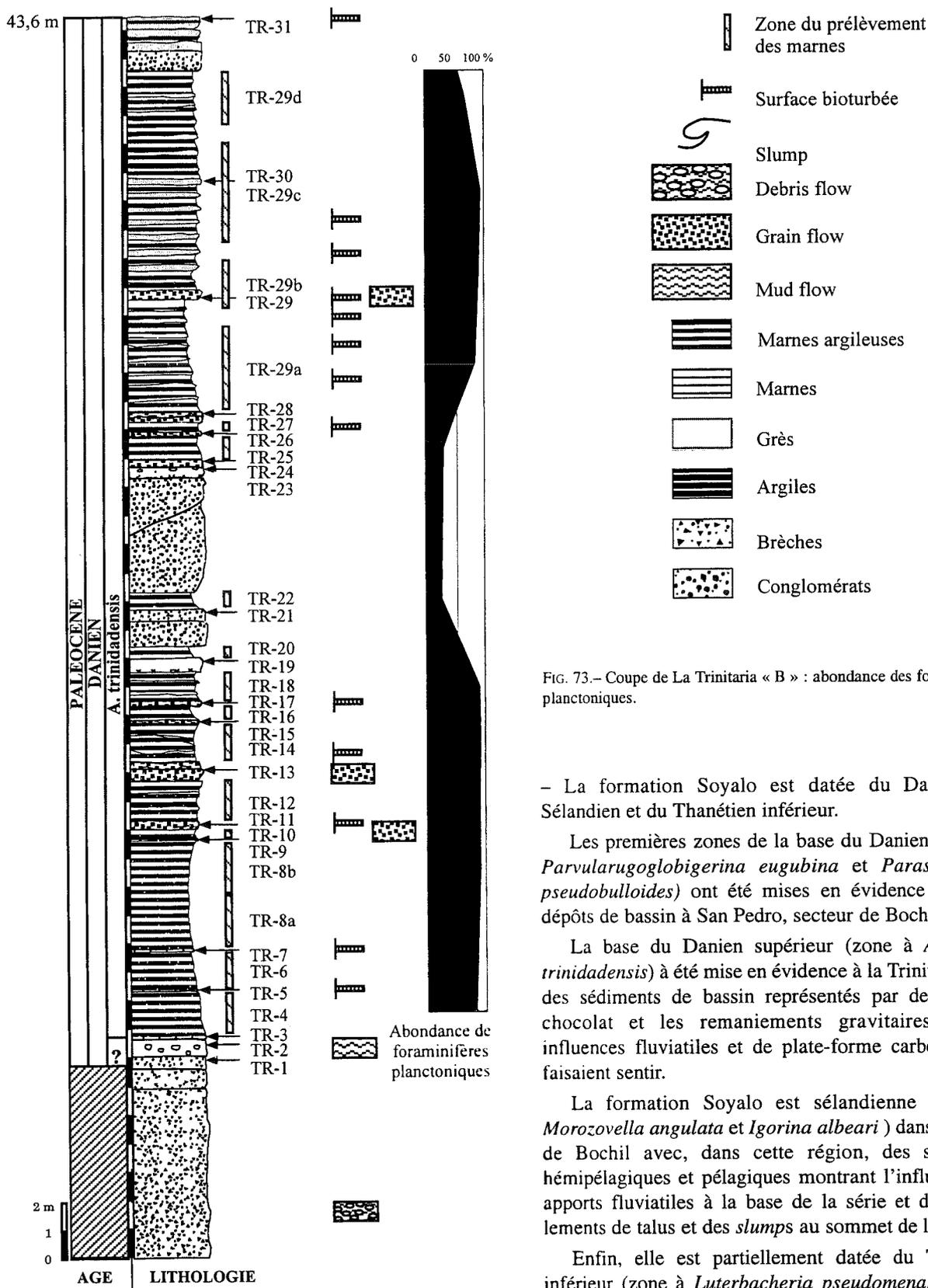


FIG. 73.- Coupe de La Trinitaria « B » : abondance des foraminifères planctoniques.

- La formation Soyalo est datée du Danien, du Sélandien et du Thanétien inférieur.

Les premières zones de la base du Danien (zones à *Parvularugoglobigerina eugubina* et *Parasubbotina pseudobulloides*) ont été mises en évidence dans les dépôts de bassin à San Pedro, secteur de Bochil.

La base du Danien supérieur (zone à *Acarinina trinidadensis*) a été mise en évidence à la Trinitaria dans des sédiments de bassin représentés par des marnes chocolat et les remaniements gravitaires où les influences fluviales et de plate-forme carbonatée se faisaient sentir.

La formation Soyalo est sélandienne (zones à *Morozovella angulata* et *Igorina albeari*) dans la coupe de Bochil avec, dans cette région, des sédiments hémipélagiques et pélagiques montrant l'influence des apports fluviaux à la base de la série et des écroulements de talus et des *slumps* au sommet de la série.

Enfin, elle est partiellement datée du Thanétien inférieur (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*) avec les dépôts de marnes bleues de bassin, de nombreux remaniements gravitaires et des *slumps* dans les coupes de Bajoveltic et à la base de la coupe d'Esperanza.

Les sables et marnes vertes du secteur de Tenejapa (coupes Tenejapa, Kulaktik - sommet, Yosip, El Vergel et La Ilusion) sont à rapporter à cette formation, car on y a trouvé des foraminifères planctoniques soit de la zone à *Morozovella angulata* (La Ilusion), soit de la

conglomérats sont à mettre en rapport avec cet impact en raison de la présence de tectites. Enfin, à Tzajhalho, les éléments de la brèche à débris de calcaires à rudistes bien préservés et non altérés, reposant sur des argiles blanches à débris végétaux, pourrait avoir été apportés par le tsunami engendré par l'impact de Chixculub, au nord du Yucatan.



A



B

FIG. 74.- Coupe de La Trinitaria « B ». A, panorama de la coupe avec ses remaniements gravitaires intercalés dans les marnes argileuses daniennes de la zone à *Acarinina trinita-densis* (A. Arnaud-Vanneau donnant l'échelle). B, détail de la partie supérieure de la coupe. DF, *debris flow* ; MF, *mass flow* ; GF, *grain flow* (Julio Cesar González-Lara donnant l'échelle)

zone à *Luterbacheria pseudomenardii* (Kulaktik - sommet). Ces sédiments détritiques accompagnent la transgression du Sélandien.

- La formation Tenejapa était attribuée au Paléocène inférieur-moyen [Quezada, 1987, Garcia-Molina, 1994]. Grâce à ce travail, elle est datée du Danien.

Elle est représentée par les sédiments hémipélagiques de plate-forme externe de la coupe de Cruzchen, et de talus externe à remaniements gravitaires des coupes d'Ococh (zone à *Acarinina uncinata*).

Il s'y rajoute les petits corps carbonatés récifaux de Kulaktik (base), Yosip, El Vergel et La Ilusion.

- La formation Lacandon est datée du Danien.

Elle est représentée par les calcaires de plate-forme interne des coupes de Tenejapa.

- La formation El Bosque était attribuée à l'Éocène

inférieur-moyen. Mais nous avons prouvé que son âge était plus ancien en découvrant dans sa partie moyenne un niveau marin à foraminifères planctoniques de la zone à *Igorina laevigata* du Thanétien supérieur. Cette formation, considérée comme entièrement continentale, renferme en fait des épisodes marins de milieux peu profonds (base de la coupe d'Esperanza) ou même de milieux marins ouverts comme c'est le cas des argiles à foraminifères planctoniques qui ont permis de dater la formation. Mais l'essentiel de ses sédiments est caractérisé par des influences fluviales et continentales (Bochil, sommet de Tenejapa et sommet d'Esperanza).

Deux régressions et une transgression majeures ont été mises en évidence (fig. 75).

La première régression est à la limite Danien/Sélandien. Elle correspond à la fin de la plate-forme carbonatée dans la région de Tenejapa, aux dépôts

des corps récifaux de régression forcée à Kulaktik (base), Yosip, El Vergel et La Ilusion, à la karstification de la plate-forme carbonatée de Tenejapa et au creusement d'une vallée incisée à La Ilusion.

La transgression, d'âge sélandien-base du Thanétien, est celle des sables et marnes vertes qui débute dans la zone à *Morozovella angulata* (La Ilusion) et se termine dans la zone à *Luterbacheria pseudomenardii* (Kulaktik-sommet). Au passage Sélandien/Thanétien se produit une sérieuse déstabilisation des bordures de bassin : *slumps* et *méga-slumps* de Bajoveltic, *slumps* et glissements en masse de Bochil. Par ailleurs, des séries de calcaires pélagiques émergent et sont soumises à l'érosion puisque nous trouvons des galets de cette nature dans les remaniements gravitaires ; de plus, la disposition de ces galets en stratigraphie inverse (les plus jeunes à la base et les plus anciens au sommet de la

coupe) montre que cette érosion se poursuit pendant la transgression. Le facteur tectonique est probablement essentiel à cette époque où, d'après Carfantan [1986], les failles ont joué en décrochement sénestre et ont déterminé des variations importantes de subsidence.

La deuxième régression coïncide avec la base de la formation El Bosque et marque en de nombreux points la fin des dépôts marins (coupes d'Esperanza et de Tenejapa-sommet). Elle se situe probablement à la limite Sélandien/Thanétien, bien qu'aucune faune de foraminifères planctoniques ne permet de dater cet événement. Là encore le facteur tectonique doit être déterminant en permettant l'émersion des marnes bleues de bassin (base de la coupe d'Esperanza) et en influençant peut-être la géométrie en *onlaps* des dépôts des sédiments fluviaux et continentaux du sommet de la coupe de Tenejapa.

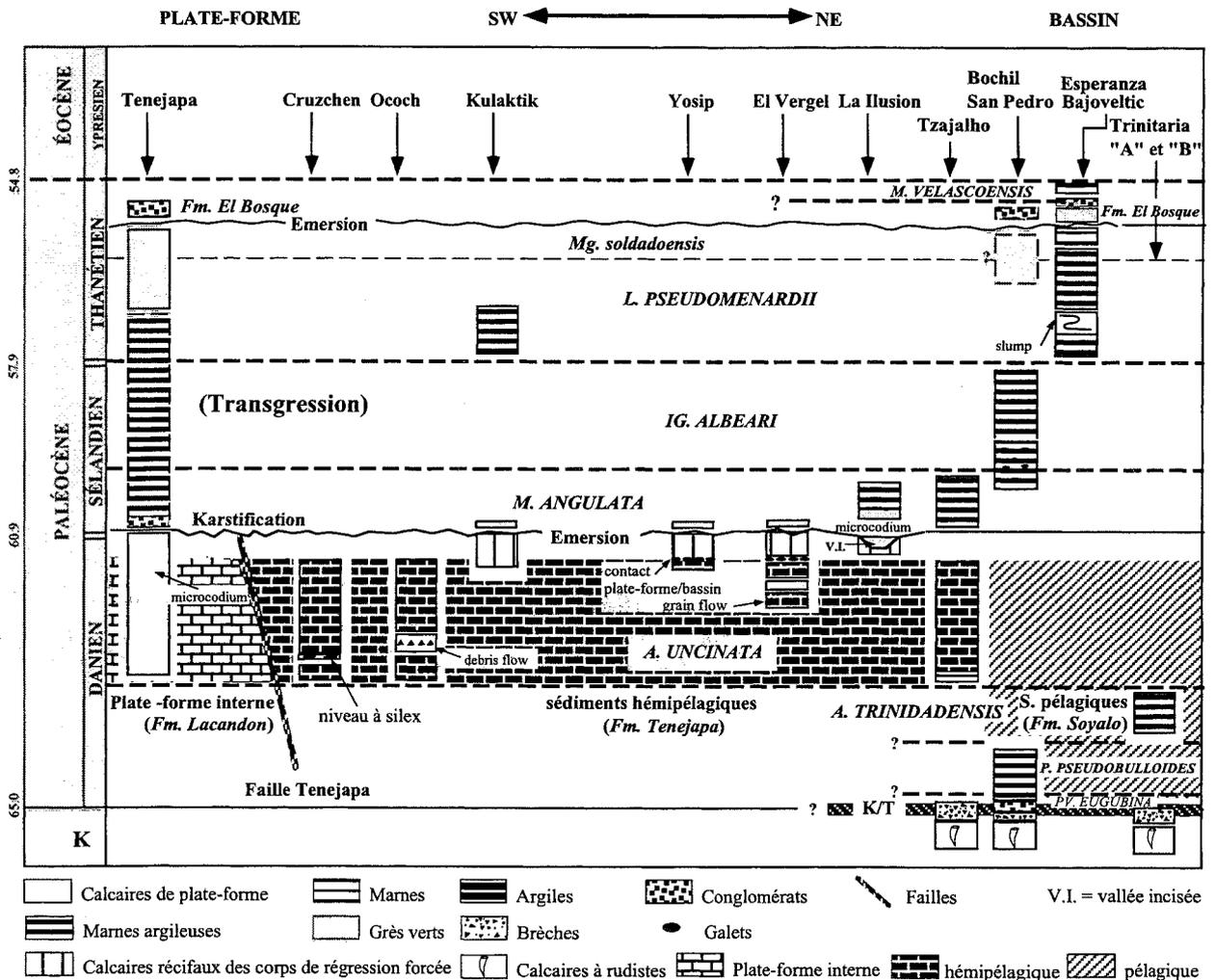


FIG. 75.- Tableau de corrélation des coupes du Paléocène du Chiapas.

Chapitre 4

SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS

Au Chiapas, tous les environnements sédimentaires existent, de ceux du domaine continental à ceux du bassin, aussi bien en environnement carbonaté qu'en environnement détritique. Nous allons les passer en revue en partant des domaines les moins profonds vers les plus profonds.

1.- LES SÉRIES DÉTRITIQUES CONTINENTALES À RARES INFLUENCES MARINES DE LA FORMATION EL BOSQUE

Nous avons observé ces séries détritiques sur trois coupes : au sommet de la coupe de Bochil, au sommet de la coupe Esperanza et au sommet de la coupe Tenejapa (sommet).

Au sommet de la coupe de Bochil, les affleurements correspondaient essentiellement à des séries gréseuses et conglomératiques, mais les observations de détail n'ont pas pu être faites en raison des interruptions dues aux failles.

Au sommet de la coupe Esperanza, les séries continentales sont formées de séquences débutant assez souvent sur une surface érosive avec des galets à la base et des grès et argiles au sommet (cf. chapitre 3, § 3.2.3, p. 75). Les litages obliques de rides unidirectionnelles existent dans les grès. Au sommet de la coupe, les litages ont tendance à être entrecroisés. Les influences marines ou saumâtres, quand elles se font sentir, se manifestent par la présence de bioturbations centimétriques tubulaires au sommet de la séquence.

C'est au sommet de la coupe de Tenejapa que les séquences qui sont vraiment des paraséquences sont bien visibles (cf. chapitre 3, § 3.1). Elles sont assez similaires à celles d'Esperanza avec une base érosive dans les creux desquels se sont déposés des galets, puis avec des grès et des argiles au-dessus. Cependant, dans les paraséquences de l'intervalle transgressif, les argiles sont intercalées entre les conglomérats de la base et les grès du sommet. Au contraire, dans le prisme de haut niveau, la paraséquence est granodécroissante et passe plus ou moins progressivement des galets centimétriques à des graviers, puis à des grès, à des argiles gréseuses et, pour finir, à des argiles rouges de plaine d'inondation.

Au cours de la transgression, les influences marines peuvent se manifester au sommet des bancs gréseux par la présence de terriers verticaux, ces derniers étant recouverts par la surface érosive terminant la

paraséquence. Des bioturbations parallèles au litage (*Thalassinoides* ?) sont peut-être présentes dans les niveaux les plus argileux qui ont un aspect noduleux. L'influence de la mer se traduit aussi par la présence de grains de glauconie plus ou moins altérés.

Les paraséquences se terminent souvent par des paléosols. Ceux-ci peuvent être indiqués par des rhizoconcrétions calcaires de sols calcifiés. Cependant, au sommet de la série, les paléosols ne montrent plus que des traces de racines dans un sol rougeâtre sans aucune concrétion calcaire (sol ferrallitique ?).

2.- LES SÉRIES DE CARBONATES DE PLATE-FORME INTERNE DE LA FORMATION LACANDON

Nous avons vu ces séries uniquement sur la coupe de Tenejapa déjà décrite (chapitre 3, § 3.1). Ces séries sont constituées de faciès de lagon plus ou moins confinés, de faciès de tempête, de plage et de niveaux d'émergence.

Pour suivre leur évolution et l'agencement des paraséquences, nous avons étudié l'évolution des assemblages de faune (foraminifères et fragments de métazoaires), de flore (algues) et noté l'abondance des oncoïdes ou oncolites d'origine bactérienne.

2.1. Évolution des paléoenvironnements

Les études sur les paléoenvironnements sont basées sur les connaissances de la faune et de la flore actuelle, en supposant que les distributions actuelles de certains assemblages sont analogues à celles du passé et que les associations d'organismes actuels ont leurs analogues fossiles. Ainsi, l'évaluation des paléop profondeurs est basée sur le principe que les assemblages fossiles se trouvaient aux mêmes profondeurs que les assemblages actuels [Caus et Serra-Kiel, 1992]. Les travaux de Pérès et Picard [1959, 1980] ont établi la zonation verticale des peuplements benthiques marins. Cette zonation est liée à l'interaction de nombreux facteurs comme l'éclairement, l'agitation, les propriétés chimiques des eaux, la température, la profondeur... Les assemblages fossiles doivent donc refléter ces conditions écologiques et deviennent un des éléments clé de la reconstitution des paléoenvironnements. Ces assemblages ne seront pas seulement appréciés sur le plan qualitatif, mais aussi quantitatif. La méthode d'analyse est basée sur le

comptage de tous les organismes fossiles présents en lame mince sur des surfaces de superficie identique. Une fois que le nombre de chaque type d'organisme est connu sur chacune des lames minces, les données sont traitées par des logiciels de statistiques. Ensuite, les organismes sont rangés des milieux les plus profonds aux milieux les moins profonds. Nous les avons regroupés en associations pour permettre une meilleure lisibilité des graphiques. En réalité, même si nous n'avons qu'un petit nombre d'associations, celles-ci sont généralement suffisantes pour rendre compte de l'évolution des paléoenvironnements.

2.2. Les associations

La répartition des associations de faune et de flore sur la plate-forme carbonatée a été réalisée à partir des études de Arnaud-Vanneau [1980]. Dans ces travaux, une répartition de la faune et de la flore sur une plate-forme a été établie pour la plate-forme urgonienne et des associations caractérisant les différents environnements ont été proposées. En transposant ces résultats pour la plate-forme du Danien du Chiapas, nous sommes arrivés à identifier six associations, nommées A à F, des milieux les plus marins ouverts et les plus profonds aux milieux les plus confinés et les moins profonds.

A - Association sciaphile caractérisant les milieux de plate-forme ouverte dans l'étage circalittoral.

Faciès : wackestone-packstone à foraminifères circalittoraux et bryozoaires (pl. 9, fig. 1).

Foraminifères et métazoaires pris en considération pour le comptage : *Nodosariidés*, *Gavelinella*, bryozoaires avec parfois des petits foraminifères benthiques de type *Marssonella*.

B - Association caractérisant les milieux de plate-forme ouverte.

Faciès : wackestone-packstone à fragments d'échinodermes (pl. 8, fig. 4).

Foraminifères, métazoaires et algues pris en considération pour le comptage : *Spiroloculina*, *Mississippiina*, *Kathina*, *Laffiteina*, *Redmondina*, *Daviesina*, *Pararotalia*, fragments d'échinodermes et algues rouges.

C - Association caractérisant les milieux de lagon déconfiné et les constructions récifales, présente dans l'étage infralittoral.

Faciès : packstone-grainstone à grands foraminifères, grandes algues et fragments de coraux (pl. 8, fig. 2, 3, 5 et 6).

Foraminifères pris en considération pour le comptage : *Pseudorhapydionina*, *Quasiborelis*, *Buliminella*, miliolidés de grande taille (*Quinqueloculina*, *Pyrgo...*), coraux.

D - Association caractérisant les milieux de lagon avec tendance au confinement et présente dans l'étage infralittoral.

Faciès : packstone-wackestone à miliolidés abondants, oncoïdes et oncolites d'origine algair (pl. 6, fig. 5, 6).

Foraminifères, métazoaires et algues pris en considération pour le comptage : *Pseudonummoloculina*, grands rotalidés, gastéropodes, oncoïdes, algues dasycladales.

E - Association caractérisant les milieux de lagon à tendance de plus en plus confinée et présente dans l'étage infralittoral à supralittoral.

Faciès : wackestone-packstone à petits rotalidés et parfois petits miliolidés abondants (pl. 6, fig. 3-4).

Foraminifères et métazoaires pris en considération pour le comptage : *Miscellanea*, petits rotalidés, petits miliolidés, ostracodes.

F - Association caractérisant les milieux de lagon très confinés.

Faciès : mudstone à faune rare représentée par des *Pseudotriloculines* abondantes et quelques petits rotalidés (pl. 6, fig 1, 2).

Foraminifères pris en considération pour le comptage : *Pseudotriloculina*.

Ces six catégories représentent chaque fois un assemblage d'organismes qui vivent naturellement en grande abondance dans un type bien précis d'environnement. Nous retrouvons ces assemblages avec des abondances moins grandes dans les environnements qui leur sont moins favorables. De ce fait, ce sont les importances relatives de ces six assemblages qui nous permettront de juger de la profondeur et du confinement des milieux les renfermant. Les figures 75 et 76 nous montrent la composition de chaque échantillon pour chacune des six catégories. Leur évolution dans la coupe nous permet de suivre l'évolution des environnements vers des milieux marins ouverts ou au contraire de plus en plus confinés. L'augmentation du pourcentage des associations A et B est une indication de l'ouverture des milieux sur la mer ouverte, alors que l'abondance des associations E et surtout F est une indication de l'augmentation du confinement.

2.3. Evolution de la série des carbonates de plate-forme de Tenejapa

La courbe d'évolution est différente sur les deux coupes, mais fait ressortir les paraséquences dont le sommet correspond généralement soit à une dominance relative de l'association pouvant être trouvée dans les milieux les moins profonds (E, F), soit à des faciès d'émersion. Notons que l'association circalittorale A manque sur ces deux coupes.

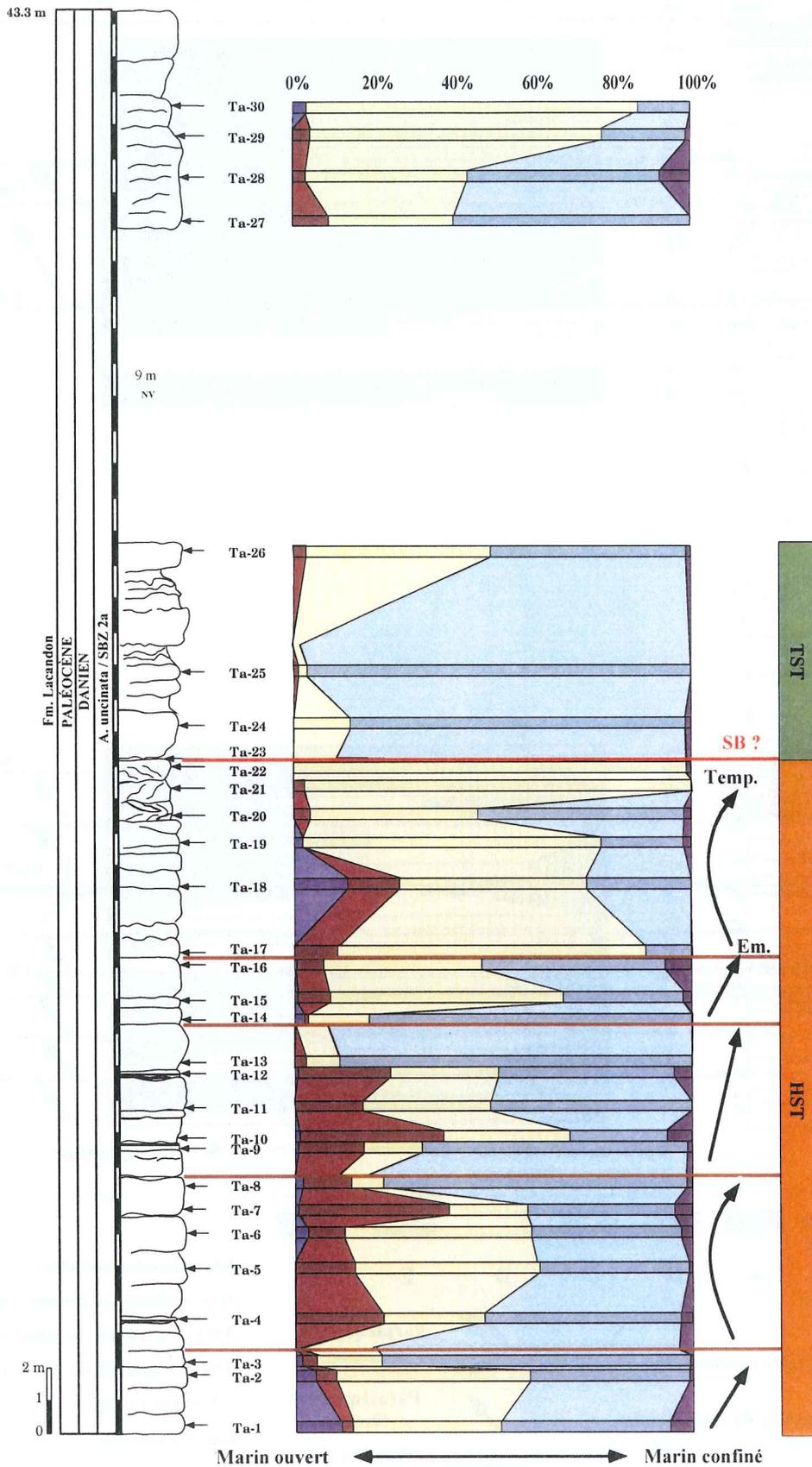


FIG. 76. – Coupe de Tenajapa (base) : évolution des associations biologiques et limites de paraséquences. Pour la légende, se reporter à la figure 77.

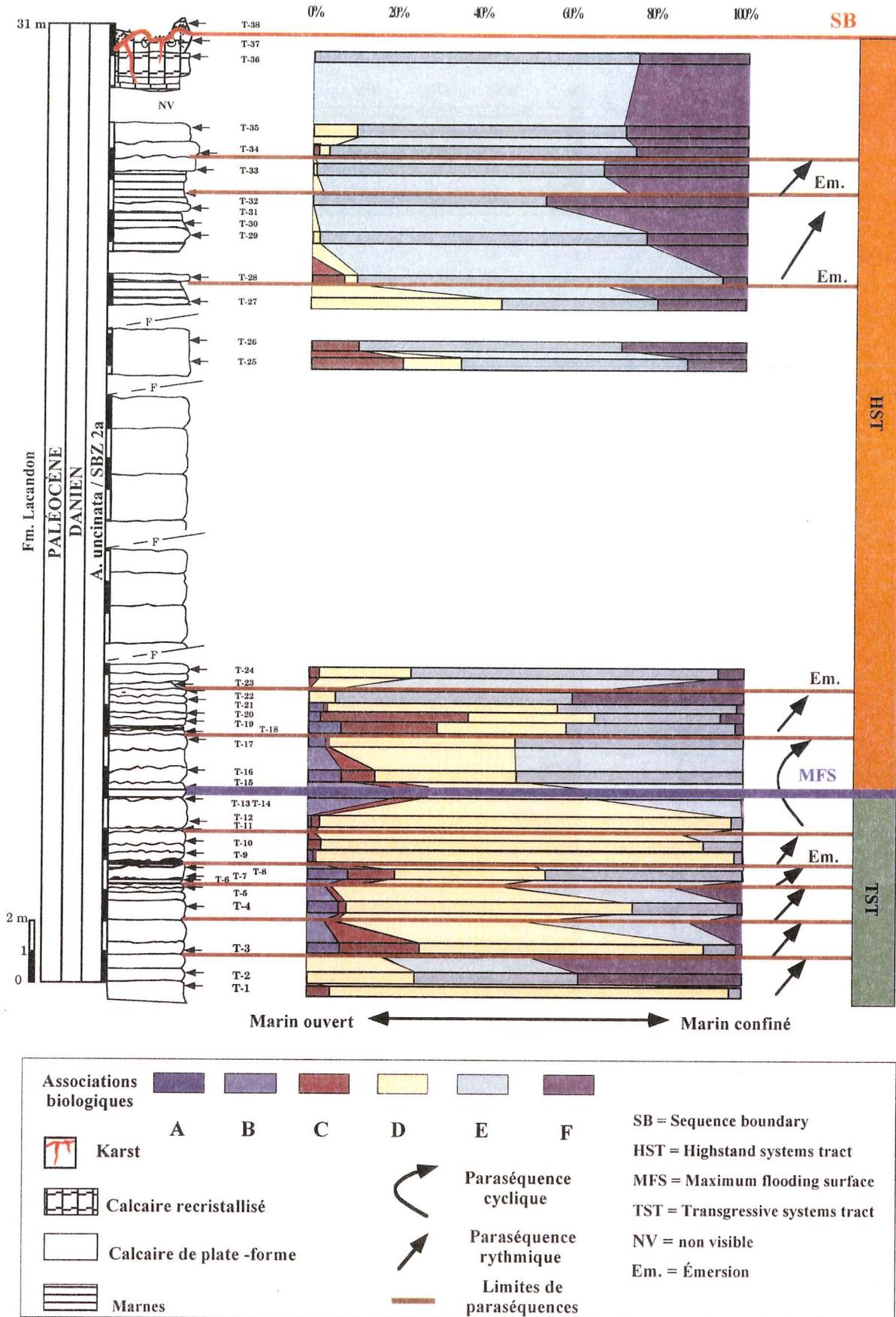


FIG. 77.- Coupe de Tenajapa (sommets) : évolution des associations biologiques et limites de paraséquences.

À **Tenejapa (base)**, les faciès sont des wackestones-packstones avec des grainstones disposés principalement au voisinage des niveaux de tempête ou en sommet de paraséquence (pl. 7, fig. 2, éch. TA-17).

Les paraséquences ont une épaisseur plurimétrique et ont souvent tendance à être cycliques. On note une augmentation de l'importance du groupe **B** dans leur partie médiane indiquant que l'approfondissement maximum se fait à ce moment là. Les associations **D** et **E** dominent les environnements avec principalement des petits rotalidés, des grands foraminifères, des miliolidés et des oncoïdes. Ces derniers sont surtout abondants au niveau des accumulations de tempête (pl. 7, fig. 1, 2).

L'organisation de la partie basale de cette coupe fait penser à un prisme de haut niveau. Dans ce cas, la limite de séquence se placerait au-dessus des accumulations de tempête où on retrouve l'association **D** constituée uniquement d'éléments roulés et cassés.

Au-dessus, les faciès sont dans un premier temps relativement confinés (association **E** dominante), puis de moins en moins confinés tout à fait au sommet de la coupe (réapparition de l'association **B**).

À **Tenejapa (sommet)**, les faciès sont des mudstones-wackestones-packstones avec quelques

grainstones apparaissant principalement au sommet des paraséquences (pl. 7, fig. 3, éch. T-9).

Les paraséquences dépassent rarement un mètre d'épaisseur et ont tendance à être rythmiques.

Dans la partie basale de la coupe, l'association **B** est relativement bien représentée surtout en ce qui concerne l'échantillon T-15 qui pourrait dans ce cas correspondre au maximum d'approfondissement (*mfs*) de la série. D'ailleurs, cet échantillon vient de la seule paraséquence qui est réellement cyclique. Toutes les paraséquences de cet intervalle transgressif se terminent par des niveaux d'émersion (par exemple, niveau de plage à *keystone vugs*, pl. 7, fig. 3, éch. T-9), et sont largement dominées par les associations **D** et **E** à petits rotalidés, grands foraminifères et miliolidés.

Au-dessus, le prisme de haut-niveau est représenté par des paraséquences peu épaisses, mais difficiles à voir en totalité en raison de la fracturation. Les milieux sont de plus en plus confinés et boueux avec la dominance des associations **E** et **F** à *Pseudotriloculines* (pl. 6, fig. 2). Les paraséquences se terminent toutes par des surfaces d'émersion : niveaux de paléosols à traces de racines et remplissages précoces de microcavités (éch. T-22 et T-33, pl. 7, fig. 4), niveau de dissolution

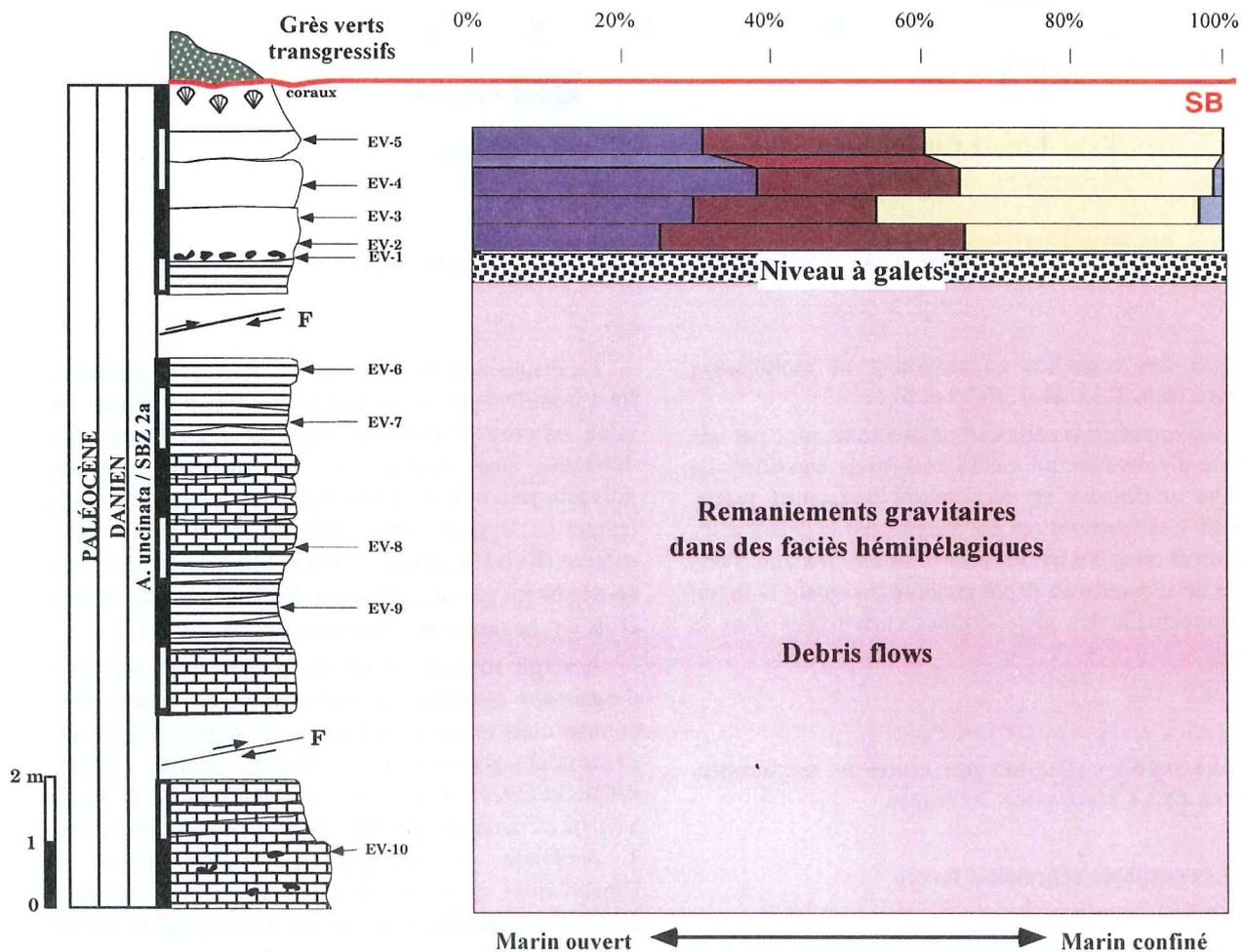


FIG. 78.— Coupe d'El Vergel : évolution des associations biologiques. Pour la légende, se reporter à la figure 79.

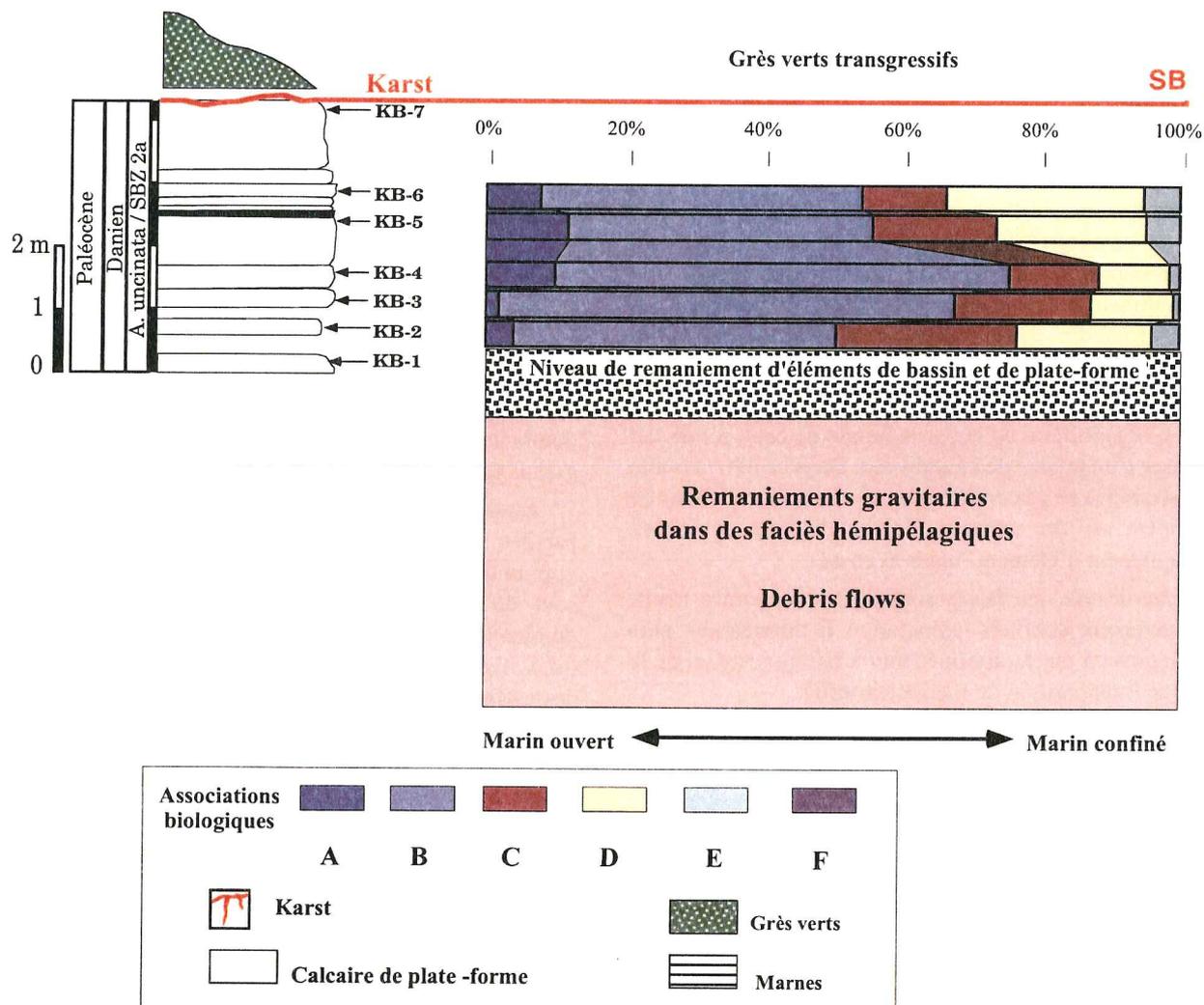


Fig. 79.– Coupe de Kulaktik (base) : évolution des associations biologiques.

précoce des coquilles en aragonite et remplissage précoce (éch. T-35, pl. 7, fig. 5 et 6).

Le sommet de la série carbonatée se termine par une surface d'émergence qui a été intensément karstifiée. Le calcaire au-dessous est recristallisé et fracturé précocement. Ces fractures ont été élargies par la paléokarstification et remplies par les *Microcodium*. Il s'agit d'une limite de séquence de dépôt majeure marquant la fin du développement des plates-formes carbonatées dans la région.

3.– LES SÉRIES CALCAIRES DES CORPS DE RÉGRESSION FORCÉE DE LA FORMATION TENEJAPA

3.1. Les corps de régression forcée

Ces corps de régression forcée ont été observés dans quatre localités : Kulaktik (base), Yosip, El Vergel et La Ilusion.

La disposition de ces corps est à peu près similaire. Ils s'installent au-dessus des faciès hémipélagiques de talus externe à remaniements de plate-forme. Ils débutent bien souvent sur un niveau à galets polygéniques et à éléments remaniés venant essentiellement de la plate-forme, mais aussi parfois du talus externe (Kulaktik [base], Yosip et El Vergel). Ces corps ne dépassent pas une épaisseur d'une dizaine de mètres et ils ont au moins une épaisseur de 2 m.

Il s'agit souvent de petites constructions récifales d'épaisseur métrique qui restent quelquefois en relief comme c'est le cas à La Ilusion. Ils sont constitués de packstones-grainstones à éléments récifaux (algues rouges et coraux) et à grands foraminifères (pl. 8, fig. 2 à 6), ou au contraire renferment une faune de petite taille à tendance circalittorale. Ils correspondent à l'installation d'une plate-forme carbonatée récifale pendant probablement un temps assez court si on en juge par la faible épaisseur des sédiments et la relative homogénéité des faciès. Les associations de faune montrent que les milieux marins ouverts dominent.

Dans la coupe d'El Vergel, l'association **B** est bien développée (fig. 77). Dans la coupe de Kulaktik, les associations **A** et **B** représentent plus de 50% de l'ensemble de la faune et on peut noter que les carbonates situés au-dessus de la base montrent des environnements à tendance circalittorale bien marquée (fig. 78).

La surface de ces corps de régression forcée émerge. Cela se traduit à El Vergel et à Kulaktik (sommet) par la dissolution précoce de l'aragonite des coquilles ou des algues dasycladales, et le remplissage des vides par des petits cristaux de dolomie (éch. EV-5, pl. 8, fig. 2). La surface terminale est parfois très fortement karstifiée comme à La Ilusion. Sur la surface de ce paléokarst, on observe des galets d'origine variée dont certains viennent d'une surface émergée et déjà karstifiée de plate-forme (La Ilusion ou Tenejapa ?) comme en témoigne la présence de *Microcodium* (pl. 8, fig. 1). Les microkarsts superficiels sont remplis de terres rouges (pl. 9, fig. 5). Mais au moment où la mer est revenue, ces remplissages et les parois des paleolapiaz ont été perforés (pl. 9, fig. 3). Ces perforations et les dépressions ont ensuite été remplies au cours de la transgression par un sable carbonaté vert (pl. 9, fig. 1). Cette phase de karstification correspond probablement à celle de Tenejapa. À La Ilusion, l'érosion a entraîné le creusement d'une vallée incisée. Cette dépression a ensuite été remplie par des grès calcaires à grands foraminifères usés et remaniés et à petits foraminifères benthiques circalittoraux (pl. 9, fig. 1). Au-dessus de ce remplissage, on retrouve le même grès vert qui remplissait les petites cavités karstiques et qui renferme quelques foraminifères planctoniques de la zone à *M. angulata* du Sélandien inférieur.

4.- LES SÉRIES CALCAIRES DE PLATE-FORME EXTERNE ET DE TALUS EXTERNE

4.1. Les environnements de plate-forme externe de la Formation Tenejapa

Nous n'avons pas vu d'environnements de bordure de plate-forme à l'exception de blocs décimétriques à métriques trouvés dans les *debris flows* à Ococh. Dans ce dernier cas, les faciès de ces éléments étaient assez semblables aux faciès récifaux des corps de bas niveaux avec une grande abondance de coraux et d'algues rouges. Nous considérons que la coupe de Cruzchen est située sur la plate-forme externe essentiellement parce que les faciès circalittoraux qui s'y trouvent ne montrent aucune évidence de remaniements gravitaires, ce qui ne serait pas le cas s'ils étaient situés sur le talus externe.

Ces calcaires correspondent à des wackestones-packstones péloïdaux à grain assez fin (pl. 10, fig. 5 et 6) qui renferment quelques niveaux de silice à disposition stratiforme. La faune est essentiellement

circalittorale avec des foraminifères de petite taille à test arénacé et des nodosariidés (pl. 10, fig. 5), accompagnés par des spicules de spongiaires, des fragments d'échinodermes et de bivalves, ainsi que par quelques espèces de foraminifères planctoniques généralement de petite taille. La profondeur d'eau était suffisante pour permettre le développement d'une faune circalittorale, mais probablement insuffisante pour que les foraminifères planctoniques finissent normalement leur cycle de reproduction. Cela expliquerait la petite taille de ces foraminifères qui seraient en fait uniquement représentés par leur stade juvénile.

4.2. Les sédiments clastiques de la transgression du Sélandien-Thanétién inférieur

Ces sédiments sont représentés par les grès et des argiles gréseuses de couleur verdâtre.

Nous venons de voir que les premiers dépôts remplissant la vallée incisée correspondent à un grès calcaire très riche en débris de plate-forme remaniés. Ce grès carbonaté ou ce calcaire gréseux se retrouve assez généralement à la base de la transgression. Mais, partout, le faciès autochtone est un grès plus ou moins grossier (pl. 9, fig. 2) ou une marne gréseuse (pl. 9, fig. 6) dont la couleur est en partie due à la présence de grains de glauconie. Ces sédiments renferment des petits foraminifères benthiques à test arénacé et quelques foraminifères planctoniques. Par contre on y observe continuellement des éléments remaniés d'origine variée : galets de plate-forme ou de calcaires de bassin, éléments isolés de plate-forme (foraminifères, coraux, etc...) et grands foraminifères benthiques de plate-forme. Ces dépôts s'observent soit au-dessus de l'ancienne plate-forme carbonatée danienne, soit sur les corps de régression forcée. Les premiers sédiments ont été probablement déposés sous une faible tranche d'eau (base de l'intervalle transgressif à Tenejapa), les derniers renferment une faune de foraminifères planctoniques et peuvent être assimilés à des sédiments hémipélagiques.

4.3. Les environnements de talus externe de plate-forme des Formations Tenejapa et Soyalo

La figure 79 représente un schéma de talus externe de plate-forme avec toutes les sortes de remaniements possibles.

En domaine de sédimentation carbonatée comme à Ococh et à la base de la coupe d'El Vergel, le faciès autochtone est un wackestone à petits foraminifères benthiques à test agglutiné et à foraminifères planctoniques moyennement abondants (pl. 10, fig. 3 et 4).

Les remaniements gravitaires sont de deux sortes :

- *debris flows* à éléments centimétriques à décimétriques en provenance de la bordure de la plate-forme, les

éléments anguleux étant pris dans une matrice boueuse hémipélagique ;

– *grain flows* dont les éléments sont des foraminifères benthiques de plate-forme et des fragments d'algues ou de métazoaires (pl. 10, fig 2). Le contact de ces grainstones est toujours plus ou moins fortement érosif sur les wackestones hémipélagiques. Les figures d'érosion comme les *flute marks* s'observent généralement à la base des bancs.

En domaine de sédimentation détritique comme à **Bochil, La Trinitaria** ou **Bajoveltic**, le faciès autochtone est soit une argile chocolat plus ou moins gréseuse, soit des marnes et calcaires argileux bleuâtres avec, dans les deux cas, une faune de petits foraminifères à test agglutiné et des foraminifères planctoniques plus ou moins abondants.

Les remaniements gravitaires sont de plusieurs sortes :

– *écroulements de blocs*, comme celui, décimétrique, observé à Bochil et qui provenait du talus externe ;

– *débris flows* dont les éléments sont surtout des galets repris dans des matrices boueuses plus ou moins abondantes et finement argileuses, l'ensemble donnant des conglomérats parfois à structure chaotique, parfois au contraire bien granoclassé ;

– *grain flows* où la composante clastique est dominante, même si des grains carbonatés peuvent toujours exister. Ces séquences turbiditiques sont à base ravinante et montrent des figures d'érosion en particulier des *flute marks*. Les séquences sont granodécroissantes et passent de grès grossiers à des grès plus fins, puis à des argiles. Elles renferment parfois des galets mous verdâtres. Dans la partie supérieure argileuse fine, les bioturbations sont très nettes avec surtout des traces de *Zoophycos* et de *Chondrites*. En d'autres endroits, comme à Bajoveltic, ces coulées sableuses se terminent par des niveaux très riches en fragments de tiges et de feuilles ;

– *slumps* surtout présents dans les sédiments vaseux fins qui ont donné les marnes et calcaires argileux bleus. Ces *slumps* à matériel argileux fin sont parfois partis en emballant des turbidites gréseuses. Ils peuvent être d'épaisseurs métriques à décimétriques comme à Bajoveltic. On peut observer dans certain cas la trace de *slump scars* recouverts en *onlaps* par d'autres sédiments glissés.

4.4. Les environnements de bassin de la Formation Soyalo

Les faciès de bassin en domaine carbonaté ou clastique sont représentés par des dépôts argileux ou

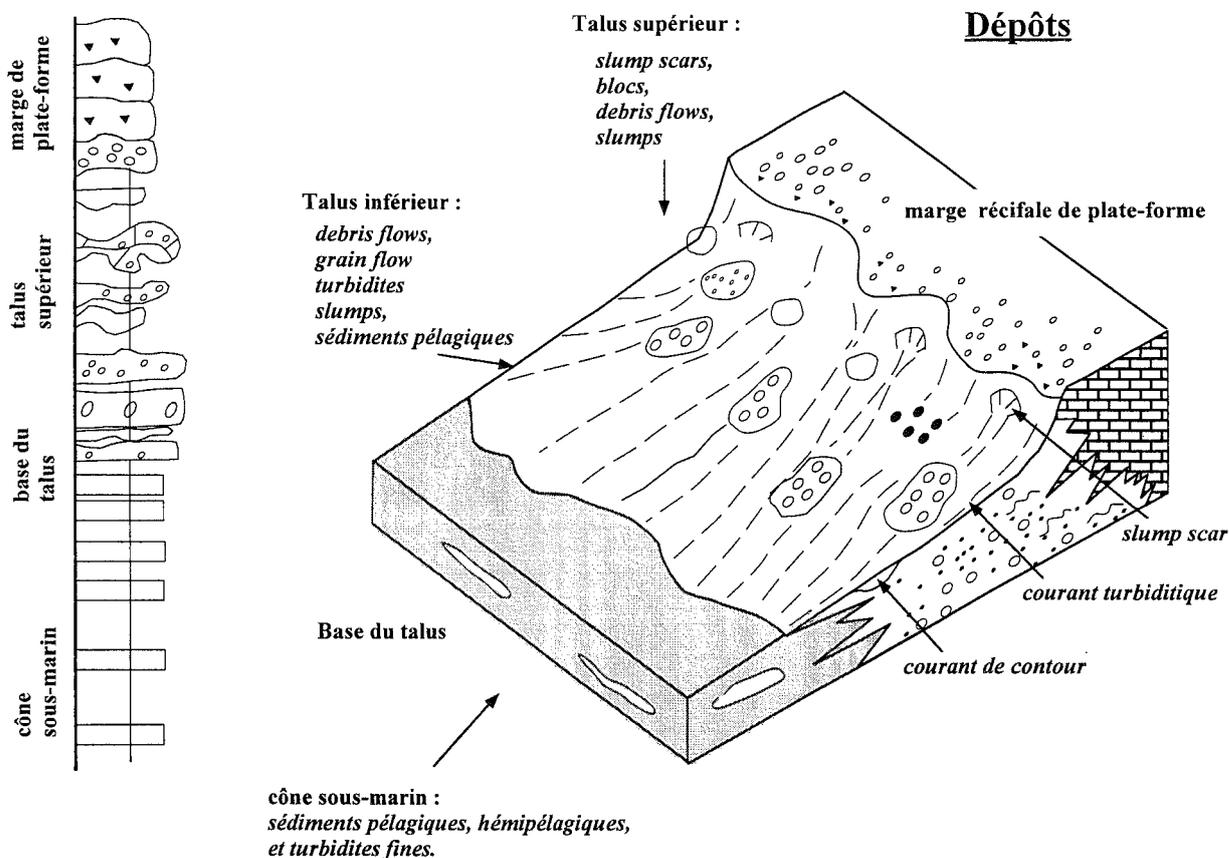


FIG. 80.– Schéma représentant le talus externe d'une plate-forme, d'après Emery et Myers [1994].

marneux fins donnant des calcaires argileux, des marnes ou des argiles de couleur jaunâtre, noirâtre, chocolat ou bleue. Les faciès renferment un grand nombre de foraminifères planctoniques (pl. 10, fig. 1). Les

remaniements gravitaires existent toujours et sont essentiellement représentés par des turbidites millimétriques à centimétriques finement gréseuses (La Trinitaria).

Chapitre 5

ÉVOLUTION DU BASSIN DU CHIAPAS

Les corrélations entre toutes les coupes ont pu être faites grâce aux datations. L'étude micropaléontologique nous a permis de mettre en évidence les paléoenvironnements et leur évolution. L'interprétation en stratigraphie séquentielle a pour le moment été abordée au cas par cas pour expliquer la position et la signification des corps de régression forcée et de la vallée incisée de La Ilusion, ou pour suivre l'évolution de la plate-forme carbonatée et de la transgression qui a suivi. Dans ce chapitre, nous allons essayer de reconstituer l'histoire de ce bassin au cours du Paléocène.

Nous avons commencé notre étude à la limite Crétacé/Tertiaire, au-dessus du niveau de brèche lié soit à la fin des plates-formes du Crétacé soit à l'impact de la météorite de Chicxulub.

1.- AU DANIEN

1.1. Zones à *Parvularugoglobigerina eugubina*, *Parasubbotina pseudobulloides* et *Acarinina trinidadensis*

Au-dessus de la brèche, la sédimentation reprend dans le bassin avec des dépôts argileux fins à San Pedro où ont été retrouvées les deux premières zones du Danien, c'est-à-dire les zones à *Parvularugoglobigerina eugubina* et *Parasubbotina pseudobulloides*.

À La Trinitaria, les premiers dépôts qui surmontent la brèche du Crétacé sont datés de la zone à *Acarinina trinidadensis*. Il s'agit de sédiments hémipélagiques ou pélagiques représentés par des marnes chocolat dans lesquelles les remaniements gravitaires témoignent de l'importance des apports fluviaux (galets) et de l'existence d'une plate-forme carbonatée active à cette époque.

1.2. Zone à *Acarinina uncinata*

C'est à ce moment là que l'histoire du bassin du Chiapas est la mieux documentée et que nous pouvons proposer un premier profil de la plate-forme au bassin.

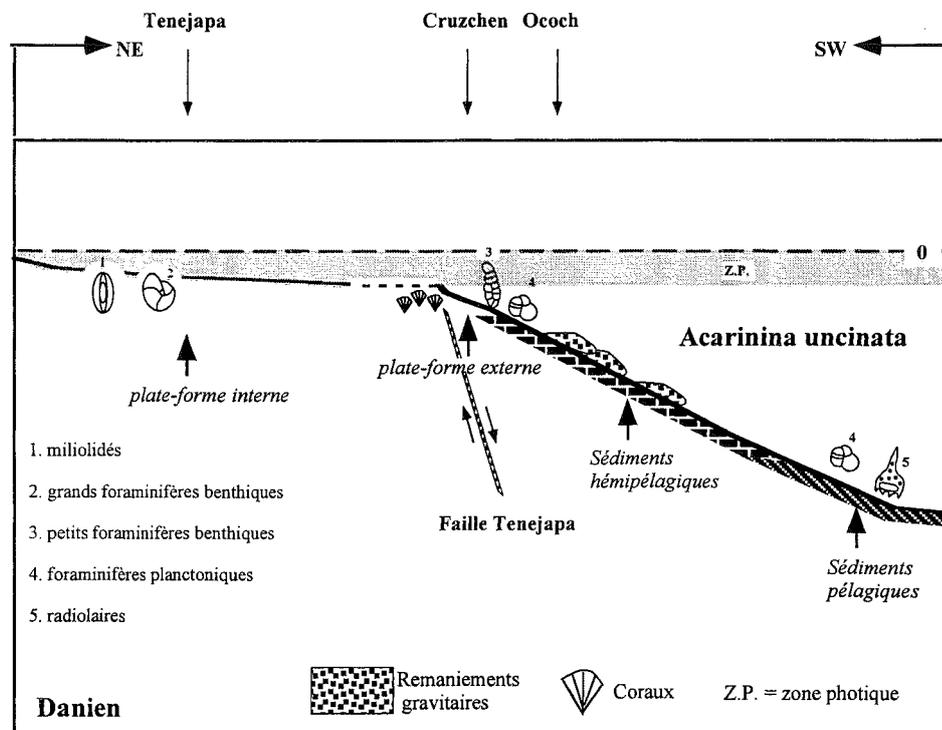


FIG. 81.- Profil schématique plate-forme/bassin à la base de la zone à *Acarinina uncinata* montrant la disposition des différents faciès de la plate-forme interne au bassin.

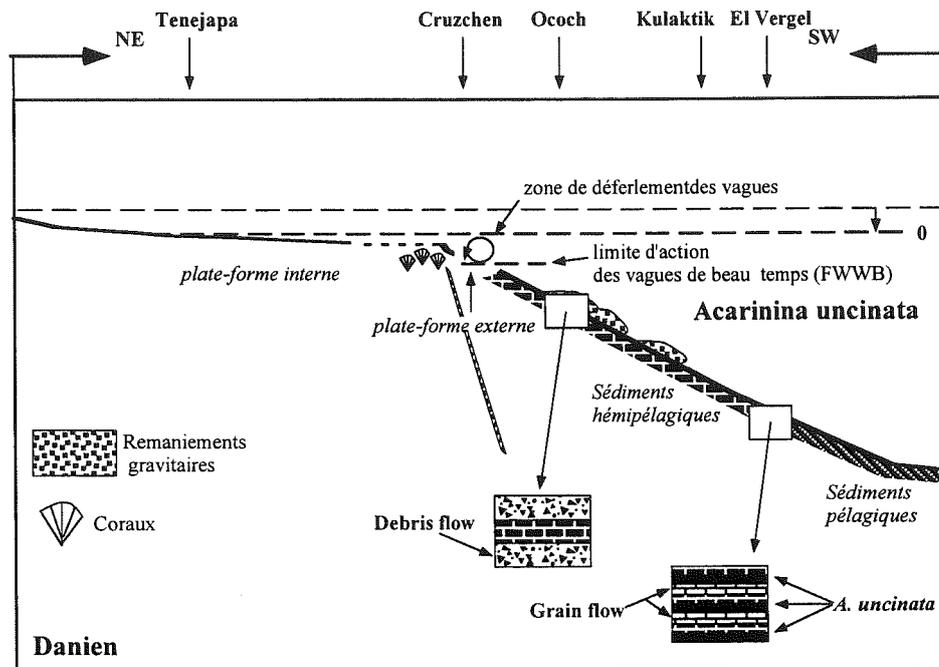


FIG. 82.– Profil schématique plate-forme/bassin pendant la zone à *Acarinina uncinata* montrant le secteur de départ du matériel de bordure de plate-forme alimentant les *debris flows* du talus.

1.2.1 Les calcaires de plate-forme

Les calcaires de plate-forme interne se développent dans la zone photique (étage supralittoral à infralittoral) à Tenejapa au sud de la faille du même nom, tandis que les calcaires de plate-forme externe se développent sous la zone photique (étage circalittoral) à Cruzchen, au nord de la faille de Tenejapa. La bordure de plate-forme récifale n'a pas été observée, bien que des fragments de cette bordure aient été retrouvés en remaniements gravitaires sur le talus externe de la plate-forme (fig. 81).

Nous avons noté sur la plate-forme interne la présence probable de deux séquences de dépôt.

Pour des raisons d'affleurement, nous n'avons pu observer que le prisme de haut niveau de la première séquence de dépôt. Celui-ci, constitué par des paraséquences d'épaisseur plurimétriques, se termine par des dépôts de tempête spectaculaires. La limite de séquence SB1 correspondrait à la fin des dépôts de tempête.

La seconde séquence de dépôt, dominée par l'importance des milieux confinés, montre un prisme de haut niveau constitué par des paraséquences peu épaisses (inframétriques) et se terminant généralement par des surfaces d'émersion. La limite de séquence SB2 serait une surface d'érosion et de karstification majeure. La surface des calcaires précocement lithifiés qui lui correspond aurait enregistré une fracturation précoce, utilisée ensuite pour le développement de la karstification. Cette limite de séquence de dépôt marque la fin du développement de la plate-forme carbonatée.

Pour autant que ces deux séquences de dépôt soient réellement des séquences de 3^e ordre avec une signification qui dépasserait le cadre local, la différence entre les deux prismes de haut niveau pour les épaisseurs et les environnements semblerait indiquer que le niveau marin relatif augmenterait moins vite entre la séquence 1 et la séquence 2, pour finir par s'abaisser de manière conséquente au moment de la limite de séquence SB2.

Si on peut noter que la fin du Danien correspond à une période régressive sur la charte de Hardenbold *et al.* [1998], on peut constater aussi que c'est une période tectonique active dans les Chiapas, qui se traduit d'une part par la fracturation enregistrée dans les calcaires à la fin du dépôt des carbonates de plate-forme et d'autre part par le démantèlement de la bordure de plate-forme qui se retrouve à l'état de blocs anguleux non usés dans les *debris flows* (fig. 82).

1.2.2. Le talus externe de la plate-forme

Les sédiments déposés sur le talus de cette plate-forme sont hémipélagiques. On y observe d'importants remaniements gravitaires : *debris flows* et *grain flows* dont le matériel vient de la bordure récifale de la plate-forme (fig. 82). Nous n'avons pas observé cette bordure en place soit parce que les affleurements ne s'y prêtaient pas, soit parce que cette bordure installée au voisinage de la faille de Tenejapa a été entièrement démantelée.

L'abondance des *grain flows* et *debris flows* montre l'instabilité des sédiments sur la bordure et le talus de la plate-forme.

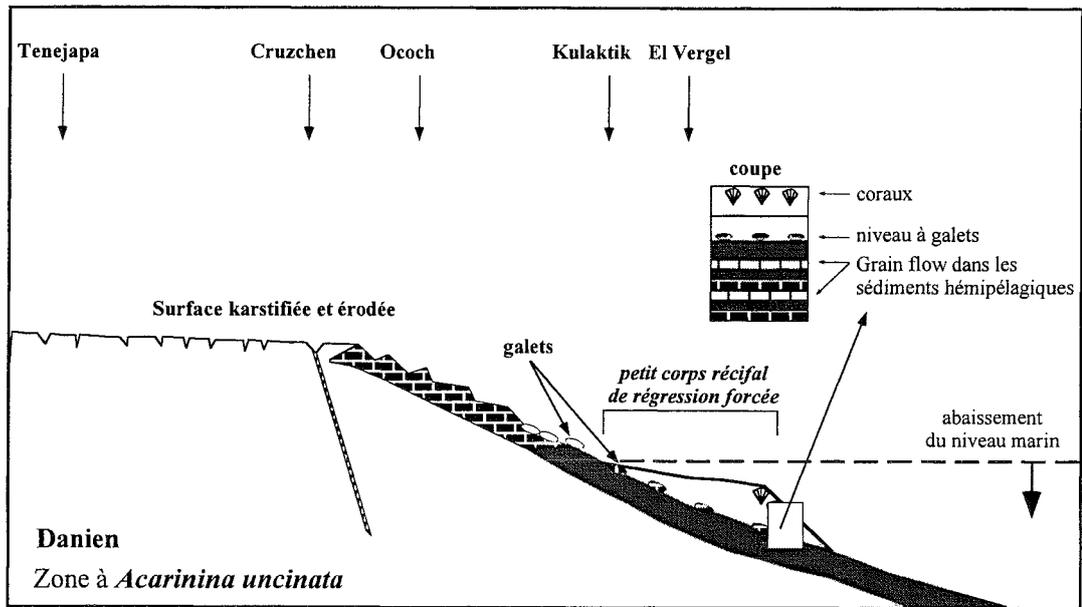


FIG. 83.- Mise en place des corps récifaux de régression forcée pendant la période de chute du niveau de la mer de la fin du Danien.

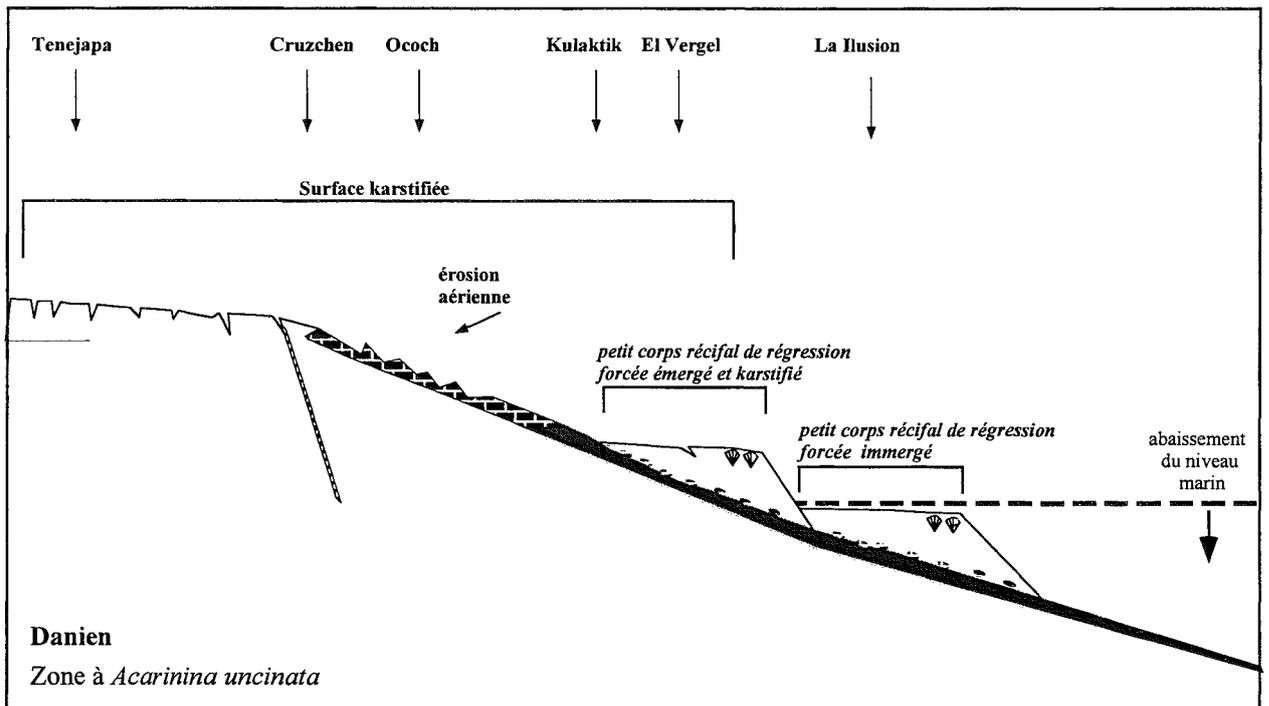


FIG. 84.- Karstification de la plate-forme et des premiers corps de régression forcée émergés pendant la période de chute du niveau marin de la zone à *Acarinina uncinata*.

Comme nous l'avons déjà écrit, il est probable que l'origine de cette bordure soit liée à la faille de Tenejapa, paléofaille qui a joué au Danien et qui est probablement à l'origine de la rupture de pente entre la plate-forme et le bassin.

Pour expliquer l'arrivée des *debris flows* à éléments plus ou moins anguleux de bordure de plate-forme, nous avons deux hypothèses :

- soit un abaissement du niveau marin à la fin du fonctionnement de la plate-forme carbonatée dans la

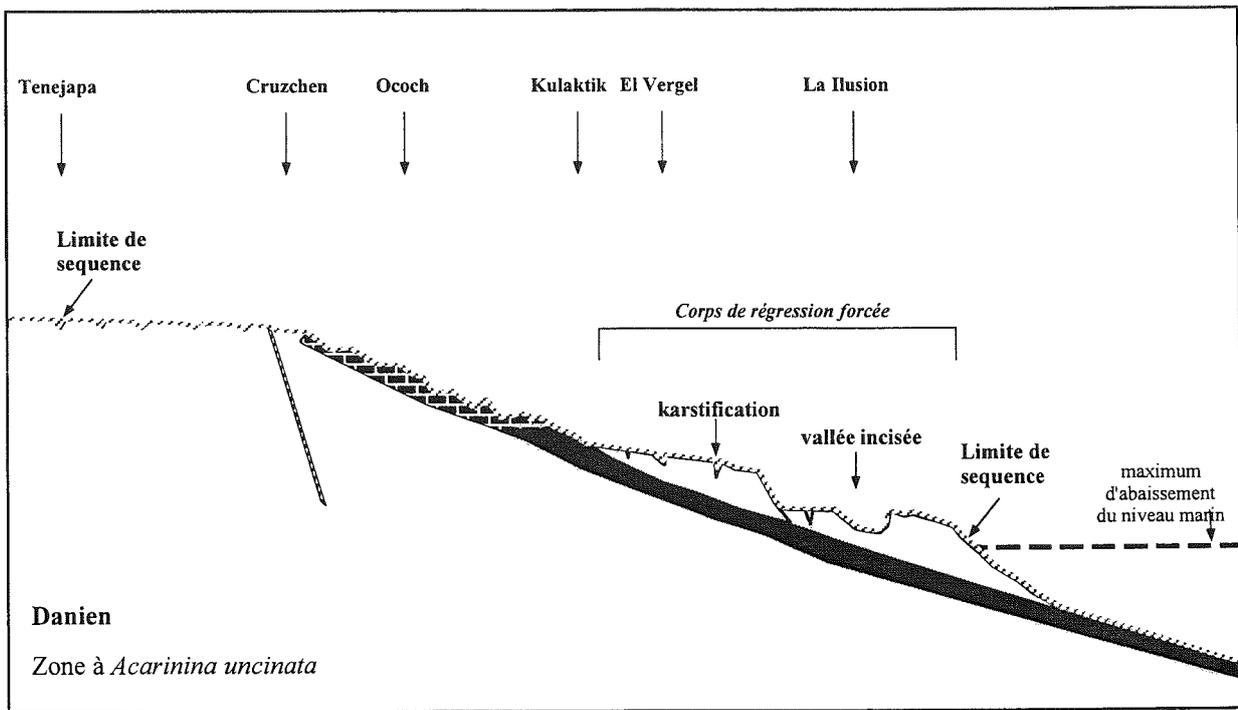


FIG. 85. – Karstification de la plate-forme et creusement des vallées incisées sur le talus de cette plate-forme lors du maximum d'abaissement du niveau de la mer de la zone à *Acarinina uncinata*.

région de Tenejapa qui aurait permis une érosion de cette bordure et un départ de blocs récifaux, mais il faut noter que les blocs sont anguleux et non usés, – soit le jeu de la faille de Tenejapa qui a disloqué cette bordure en favorisant le départ de blocs sur le talus externe.

La conjonction de ces deux facteurs n'est d'ailleurs pas exclue, ce qui serait en accord avec les observations précédemment détaillées concernant la fin de la sédimentation de plate-forme et l'émergence de cette dernière.

1.2.3. Les corps de régression forcée

Nous avons déjà parlé de l'existence de ces corps précédemment. En effet, nous ne pouvons pas interpréter différemment la présence de petits récifs d'épaisseur métrique installés sur des sédiments hémipélagiques du talus et montrant à leur sommet des traces d'émergence et de karstification (Kulaktik, El Vergel, Yosip) ou même le creusement d'une vallée incisée (La Ilusion).

La seule explication possible est que ces corps pouvaient se développer à chaque palier de stationnement de la mer au cours de la régression (fig. 83). Ensuite, quand le niveau de la mer s'abaissait à nouveau, le corps émergeait, s'érodait et se karstifiait (fig. 84). La limite de séquence de dépôt correspondant à la surface karstifiée est celle qui a été appelée SB2 et qui indiquait l'émergence et la fin du développement de la

plate-forme carbonatée interne de Tenejapa (fig. 85).

1.2.4. Le bassin

Les premiers sédiments pélagiques de cet âge se déposent directement sur les brèches de la limite Crétacé/ Tertiaire à Tzajalho.

Si cette brèche a bien été déposée lors du passage d'un tsunami dans un domaine continental, cela signifie qu'au Danien supérieur la subsidence a été suffisamment importante dans ce secteur pour permettre par la suite le dépôt de marnes hémipélagiques au-dessus de terrains continentaux. Rappelons que cette localité, comme celle d'Ococh, se trouve au nord de la faille de Tenejapa limitant la plate-forme au sud, du bassin au nord.

2. – AU SÉLANDIEN

2.1. Zones à *Morozovella angulata* et *Igorina albeari*

La transgression commence à la base de la zone à *Morozovella angulata*.

La vallée incisée de La Ilusion est remplie par des grès calcaires renfermant quelques spécimens de *Morozovella angulata* (fig. 86).

Dans le bassin, le passage du Danien au Sélandien se traduit à Tzajalho par un petit changement

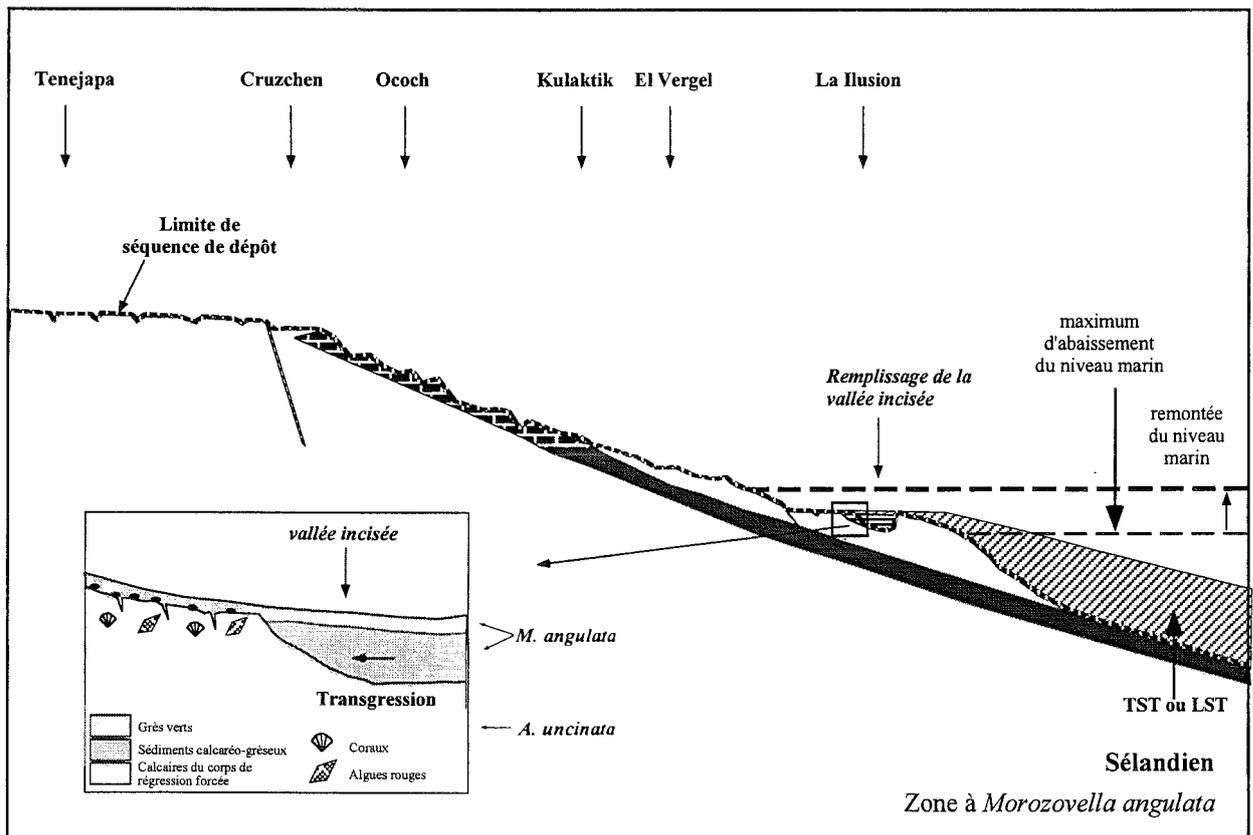


FIG. 86.— Transgression du Sélandien (zone à *Morozovella angulata*) et remplissage de la vallée incisée.

sédimentologique. Ainsi, les marnes bleues pélagiques sélandiennes viennent-elles s'installer sur des calcaires marneux hémipélagiques à pélagiques daniens.

Les dépôts de la zone à *Morozovella angulata* sont particulièrement bien développée à Bochil. Les sédiments qui s'y déposaient traduisent une influence fluviale bien exprimée par la présence des niveaux conglomératiques et par des arrivées de turbidites gréseuses. C'est aussi une période de déstabilisation des bordures du bassin et c'est probablement pour cette raison que nous avons pu observer un énorme glissement de calcaires argileux du talus dans les marnes chocolat de Bochil (fig. 63 B).

Au-dessus, par contre, se déposent des sédiments argileux fins de bassin, représentés par les marnes chocolat datées de la zone à *Igorina albeari*. Cette succession semblerait prouver que la transgression amorcée à la base du Sélandien deviendrait de plus en plus importante au point d'interrompre les arrivées de galets. Le Sélandien supérieur semble aussi plus calme tectoniquement car on n'y retrouve pas les glissements gravitaires que nous avons décrits précédemment.

Si on consulte la charte de Hardenbol *et al.* [1998], on constate que c'est au Sélandien, et en particulier dans la zone à *Igorina albeari*, qu'est situé un important épisode transgressif.

3.- AU THANÉTIEN

3.1. Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*

L'épisode transgressif se poursuit, car à Kulaktik on trouve le marqueur de zone dans les niveaux les plus argileux présents au-dessus du corps de bas niveau (fig. 87). Pour des raisons d'analogies de faciès et d'organisation séquentielle, c'est probablement à cette époque que la plate-forme carbonatée de Tenejapa, jusqu'alors émergée, se fait submerger. La preuve du recul des lignes de rivage est donné par le fait que dans le bassin, à Bajoveltic comme à Tzajalho, les sédiments sont essentiellement argileux et représentés par des marnes bleues. On n'observe plus d'éléments détritiques grossiers comme les galets ; de plus, les turbidites sont constituées par des bancs de grès fins. Cet épisode de transgression de grande amplitude est lui aussi décrit dans la charte de Hardenbol *et al.* [1998].

La tectonique est à nouveau active avec l'accumulation de slumps dans le secteur de Bajoveltic. Au voisinage de la plate-forme, à Kulaktik, nous observons la présence de galets d'origine variée. Nous trouvons à côté de galets de carbonate de plate-forme, des galets de calcaires pélagiques d'âge Danien (zone à *Acarinina trinidadensis*) dont le remaniement en ordre

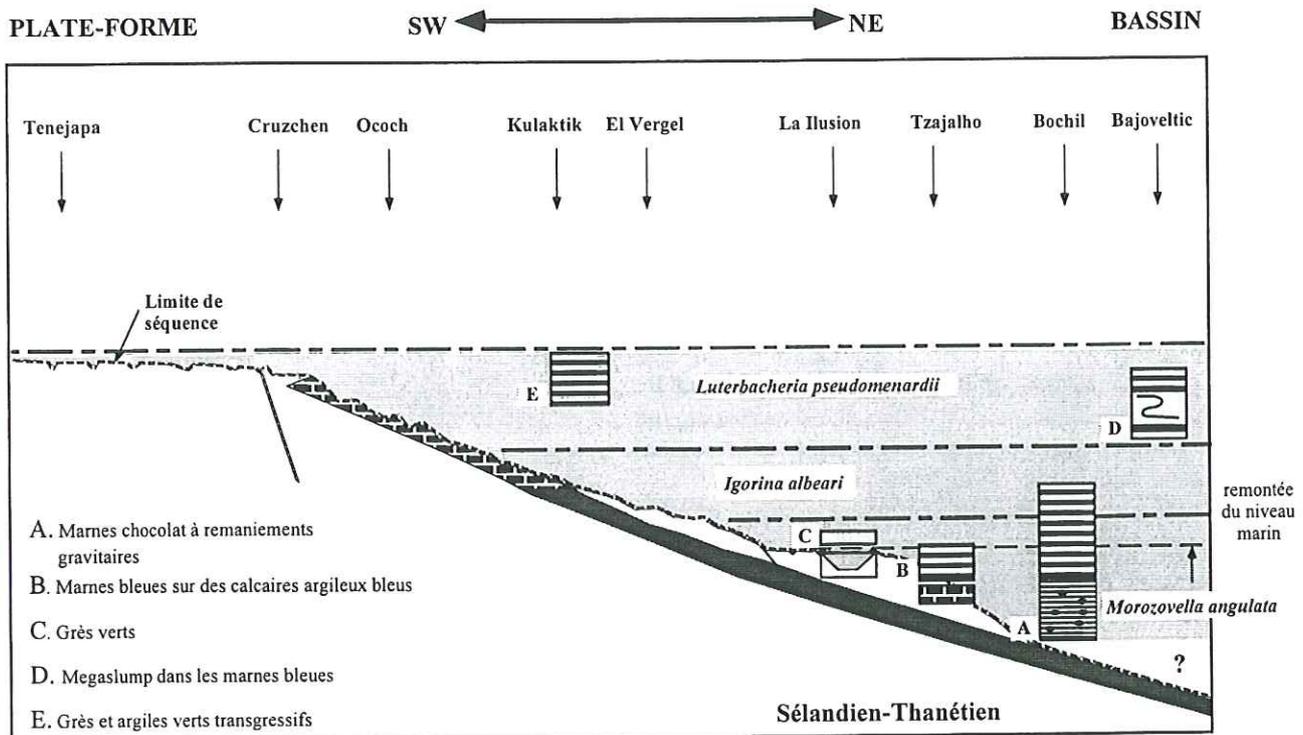


FIG. 87.— Transgression du Sélandien et du Thanétien inférieur. La disposition en *onlaps* des sédiments de cet âge est vraisemblable.

stratigraphique inverse atteste de la surrection d'un relief et de son érosion. Cette fois-ci, il ne s'agit pas seulement de calcaires de plate-forme érodés, mais de calcaires de bassin plus anciens qui ont nécessairement émergé pour pouvoir être érodés (pl. 9, fig. 2).

3.2. Sommet de la zone à *Luterbacteria pseudomenardii* et zone à *Igorina laevigata*

C'est à la limite entre ces deux zones que se produit une nouvelle régression très importante. En effet, les marnes bleues de bassin sont surmontées par les grès continentaux, parfois saumâtres de la formation El Bosque à Esperanza, et par des grès et conglomérats dans le secteur de Bochil. Cette émergence indique la fin

des dépôts vraiment marins dans le secteur étudié.

Ce contact brutal entre sédiments de bassin et dépôts continentaux n'est certainement pas seulement l'indication d'une baisse du niveau marin, mais traduit probablement une activité tectonique importante.

La formation El Bosque enregistre tout de même une dernière pulsion marine transgressive qui se manifeste par la présence d'un niveau argileux à foraminifères planctoniques de la zone à *Igorina laevigata*. Au-dessus, nous n'avons pas observé de reprise de la sédimentation marine, mais la découverte de blocs de carbonates en éboulis est peut-être l'indication qu'il a pu y avoir une réinstallation partielle de plate-forme à une période qui n'est pas précisément connue mais qui pourrait se placer aussi bien à la fin du Thanétien qu'à l'Éocène.

Chapitre 6

CONCLUSIONS

1.- BIOSTRATIGRAPHIE

Nous avons réussi à établir un cadre biostratigraphique pour le Paléocène du Chiapas, qui devrait pouvoir s'appliquer également au reste des bassins tertiaires du SE du Mexique.

Cette zonation a été définie à partir de celles de Bolli [1957, 1966], Toumarkine et Luterbacher [1985], Berggren *et al.* [1995] et Arenillas et Molina [1997]. Elle consiste à la mise en évidence de huit zones de foraminifères planctoniques :

- quatre au Danien (zones à *Parvularugoglobigerina eugubina*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Acarinina trinidadensis* et *Acarinina uncinata*),
- deux au Sélandien (zones à *Morozovella angulata* et *Igorina albeari*),
- deux au Thanétien (zones à *Luterbacheria pseudomenardii* et *Igorina laevigata*).

Trois d'entre elles sont redécoupées en sous-zones :

- la zone à *Parasubbotina pseudobulloides* est subdivisée en deux sous-zones à *Parasubbotina pseudobulloides* et à *Globanomalina compressa* ;
- la zone à *Morozovella angulata* est subdivisée en deux sous-zones à *Morozovella angulata* et à *Morozovella crosswicksensis* ;
- la zone à *Luterbacheria pseudomenardii* est subdivisée en deux sous-zones à *Luterbacheria pseudomenardii* et à *Muricoglobigerina soldadoensis*.

Pour les foraminifères benthiques, nous n'avons pas retrouvé les espèces marqueurs des zones de concomitance qui ont servi à les définir. Cependant, les associations de genres nous permettent de penser que la zone SBZ-2 pourrait exister et être subdivisée en deux sous-zones notées SBZ-2a et SBZ-2b :

- la sous-zone SBZ-2a serait caractérisée par *Kathina* ? sp, *Pseudorhapydionina* ? *moulladei*, « *Miscellanea* » sp, *Quasiborelis* ? *floridanus*, *Rotalia* ? sp, *Scarificatina* sp., *Cincoriola* ? sp., *Laffitteina* ? *melona*, *Rotorbinella* ? sp., *Redmondina* sp. et *Storrsella* ? sp. ;
- la sous-zone SBZ-2b correspondrait à la disparition de *Pararotalia* ? sp. et à l'apparition de *Hexagonocyclina* cf. *crustensis*, *Paralockartia* ? sp. et *Daviesina* ? sp.

Sur le plan des corrélations entre les zonation fondées sur les foraminifères planctoniques et sur les foraminifères benthiques, la sous-zone SBZ-2a se situerait dans la zone à *Acarinina uncinata* du Danien supérieur, tandis que la sous-zone SBZ-2b

correspondrait au Sélandien, zones à *Morozovella angulata* et *Igorina albeari*, et probablement à la base du Thanétien, base de la zone à *Luterbacheria pseudomenardii*.

2.- NATURE ET ÂGE DES SÉRIES DU BASSIN DU CHIAPAS

2.1. Formation Lacandon de plate-forme interne

Les carbonates de plate-forme interne de la région de Tenejapa sont datés de la zone à *Acarinina uncinata* du Danien supérieur. Ils appartiennent à la seule plate-forme carbonatée observée dans la région (fig. 88).

2.2. Formation Tenejapa de plate-forme externe et de talus de plate-forme

Dans cette formation, nous pouvons considérer deux ensembles.

1 - Au Danien et dans la zone à *Acarinina uncinata*, la plate-forme externe et le talus de cette plate-forme dans la région de Tenejapa-Yosip était un secteur où se développait la sédimentation carbonatée.

Sur la plate-forme externe se déposaient des sédiments carbonatés circolittoraux péloïdaux à petits foraminifères benthiques (Cruzchen), tandis que sur le talus externe, s'accumulaient des carbonates hémipélagiques plus ou moins argileux à foraminifères planctoniques, dans lesquels s'intercalent de nombreux niveaux de remaniements gravitaires (Ococh, El Vergel). Ces derniers, *grain flows* et *debris flows*, étaient alimentés par des blocs et éléments en provenance de la bordure récifale que nous n'avons pas pu observer en place. Au cours de l'abaissement du niveau marin de la fin du Danien, des petits corps récifaux de régression forcée d'épaisseur métrique s'installent sur ce talus à Kulaktik (base), Yosip, El Vergel et La Ilusion.

2 - Au Sélandien (zones à *Morozovella angulata* et *Igorina albeari*) et à la base du Thanétien (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*), la transgression se traduit par le dépôt de grès et de marnes vertes qui remplissent d'abord la vallée incisée de La Ilusion (zone à *Morozovella angulata*), puis recouvrent ensuite les corps récifaux de régression forcée à Yosip, El Vergel et Kulaktik (base) et enfin la plate-forme carbonatée de Tenejapa qui était antérieurement émergée (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*).

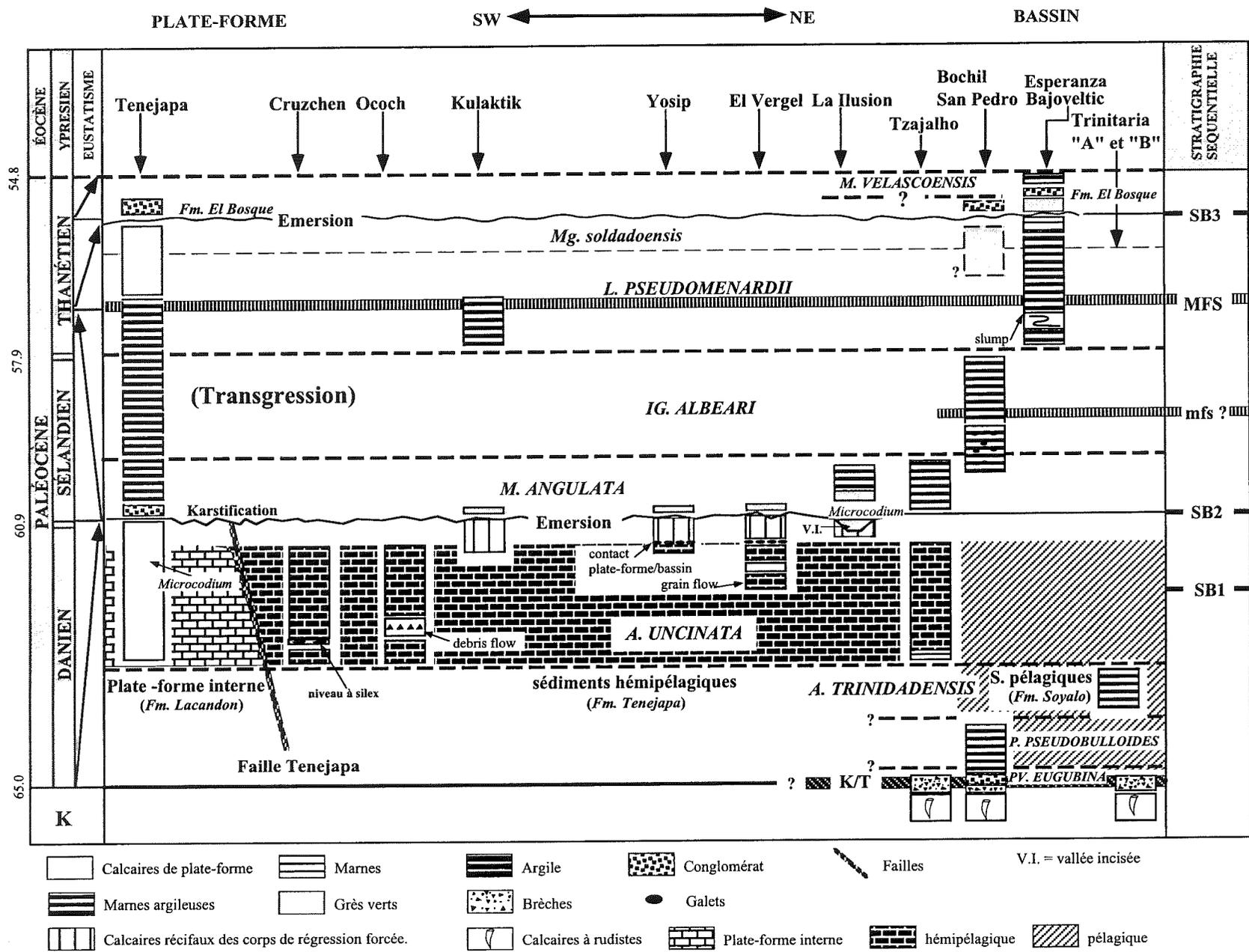


FIG. 88. - Tableau récapitulatif montrant l'âge, la nature faciologique et la position stratigraphique des séries étudiées du Chiapas.

2.3. Formation Soyalo de bassin

Cette formation va du **Danien à la base du Thanétien**.

Au Danien, la plus ancienne formation de bassin a été reconnue dans la coupe de San Pedro, au-dessus des brèches de la limite Crétacé/Tertiaire. Dans les marnes argileuses jaunâtres ont été mises en évidence les deux premières zones du Danien, c'est-à-dire les **zones à *Parvularugoglobigerina eugubina* et à *Parasubbotina pseudobulloides***.

La zone suivante (**zone à *Acarinina trinidadensis***) a été mise en évidence à La Trinitaria, au-dessus de la brèche de la limite Crétacé/Tertiaire, dans des argiles et marnes de couleur chocolat renfermant beaucoup de remaniements gravitaires soumis à une forte influence fluviale.

La dernière, (**la zone à *Acarinina uncinata***) a été observée à Tzajalho dans les premiers calcaires argileux recouvrant la brèche Crétacé/Tertiaire.

Il est donc clair que l'âge des premiers sédiments pélagiques trouvés sur la brèche Crétacé/Tertiaire varie d'un point à un autre.

Au Sélandien, on observe dans la coupe de Tzajalho le passage des calcaires argileux hémipélagiques à pélagiques daniens aux marnes pélagiques sélandiennes de la **zone à *Morozovella angulata***.

C'est la coupe de Bochil qui est la plus représentative des dépôts de bassin du Sélandien. Les argiles entrecoupées de remaniements gravitaires à influence fluviale déposées dans la **zone à *Morozovella angulata*** sont surmontées par des marnes chocolat, épaisses, de la **zone à *Igorina albeari***.

Au Thanétien, les sédiments de bassin, représentés par des marnes et calcaires argileux bleus à *slumps* et *megaslumps*, se rencontrent à Bajoveltic et à la base de la coupe d'Esperanza dans la **zone à *Luterbacheria pseudomenardii***.

2.4. Formation El Bosque

Cette formation détritique était considérée comme continentale et d'âge éocène. De ce fait, toute formation détritique appartenait classiquement à la **formation El Bosque**.

Nous avons vu que, sur la coupe de Kulaktik (sommets), les grès et marnes vertes transgressives étaient datées du Thanétien et plus précisément de la **zone à *Luterbacheria pseudomenardii***. C'est aussi probablement le cas des grès et marnes vertes de la transgression recouvrant les calcaires de plate-forme du Danien sur la coupe de Tenejapa (sommets).

A Esperanza, la série gréseuse et conglomératique montre qu'il y a quelques influences marines ou saumâtres attestées par la présence de bioturbations. Mais c'est plus haut sur cette coupe que la découverte

d'un niveau argileux à foraminifères planctoniques de la **zone à *Igorina laevigata*** nous permet de dire non seulement que la plus grande partie de la formation El Bosque a été déposée en milieu marin, mais aussi qu'elle est datée du Thanétien et de la **zone à *Igorina laevigata*** pour sa partie la plus haute.

3.- ÉVOLUTION DES SÉRIES DU BASSIN DU CHIAPAS

Nous discuterons ici des principales étapes de son évolution en sachant que cette dernière a été très contrôlée sur le plan tectonique.

Actuellement, tout le secteur est découpé par des failles est-ouest de décrochement sénestre. Même si ces failles sont encore pour la plupart actives à l'heure actuelle, certaines d'entre elles ont existé et ont joué un rôle dans le découpage paléogéographique du Paléocène. C'est probablement le cas de la faille de Tenejapa limitant les milieux de plate-forme interne du secteur de Tenejapa des faciès de talus et de bassin qui se développaient plus au nord.

Au Danien, au-dessus de la brèche de la limite Crétacé/Tertiaire, l'âge des premiers dépôts pélagiques et hémipélagiques varie d'un point à un autre : base du Danien à San Pedro, partie supérieure du Danien à La Trinitaria et Danien terminal à Tzajalho. Si on peut encore expliquer la différence d'âge entre San Pedro et La Trinitaria par des variations topographiques de la surface de la brèche, l'âge très tardif des dépôts à Tzajalho pose un problème. Si ce secteur était vraiment en domaine continental avant l'arrivée des premiers sédiments de bassin, nous ne pouvons pas expliquer comment un secteur émergé peut se retrouver à une profondeur suffisante pour être recouvert par des dépôts hémipélagiques sans faire intervenir une quelconque action tectonique.

C'est au **Danien terminal (zone à *Acarinina uncinata*)** que les conditions favorables au développement d'une plate-forme et d'une sédimentation carbonatée ont été réalisées. La présence d'abondants remaniements gravitaires venant de la bordure récifale de la plate-forme témoigne d'une grande instabilité dans ce secteur situé au voisinage de la faille de Tenejapa.

La première régression majeure se place à la limite Danien-Sélandien soit entre les **zones à *Acarinina uncinata* et *Morozovella angulata*** (fig. 89).

Cette régression importante entraîne le dépôt des petits corps récifaux de régression forcée, puis l'émersion, l'érosion et la karstification d'abord de la plate-forme de Tenejapa, puis des petits corps récifaux. Cette limite de séquence SB2 est bien indiquée comme un épisode majeur de régression sur la carte de Hardenbold *et al.* [1998].

Au Sélandien et au Thanétien, la transgression qui suit cette période de bas niveau relatif de la mer

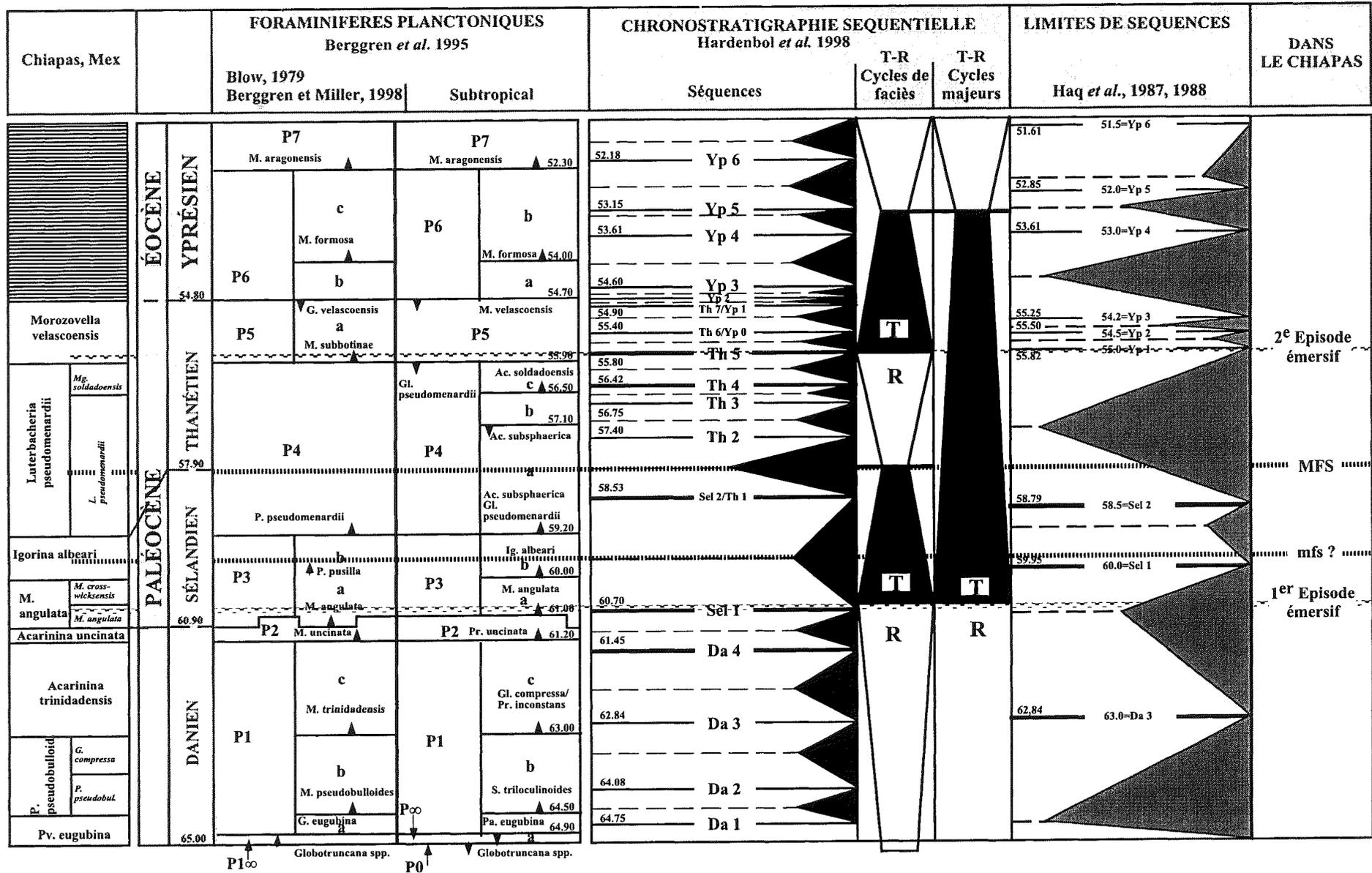


FIG. 89.- Comparaison, pour le Paléocène, des variations du niveau de la mer au Chiapas (Mexique) avec celles de la charte de Hardenbol *et al.* [1998].

commence au Sélandien inférieur, avec un premier approfondissement marqué dans la **zone à *Igorina albeari*** et un second au Thanétien inférieur dans la **zone à *Luterbacheria pseudomenardii***. Là encore, ces deux maximum de transgression sont indiqués dans la charte des bassins européens de Hardenbold *et al.* [1998]. Ce n'est que dans la phase finale de la transgression que la plate-forme émergée de Tenejapa est à nouveau submergée.

Le premier épisode important de remaniements gravitaires est situé à la base du Sélandien (**zone à *Morozovella angulata***), au moment où le niveau marin remonte. Les remaniements de cette époque peuvent s'expliquer aussi bien par la tectonique en ce qui concerne les grands glissements sous-marins qui s'observent à Bochil, que par la proximité des débouchés des rivières et des fleuves qui transportaient galets et sables repris sous forme de *debris flows* et de *grain flows*.

Le second épisode important est situé au Thanétien inférieur (**zone à *Luterbacheria pseudomenardii***),

époque où s'observent *slumps* et *megaslumps* à Bajoveltic, remaniements de galets de plate-forme et de bassin fossiles d'âge Danien à Kulaktik.

La régression majeure suivante se situe à la limite des **zones à *Luterbacheria pseudomenardii* et à *Igorina laevigata***. Là encore, c'est un événement majeur qui est signalé dans la charte de Hardenbold *et al.* [1998]. Cet abaissement du niveau de la mer est marqué par l'émersion des faciès de bassin du même âge, mouvement de remontée si important qu'il faut peut-être là encore envisager une action tectonique.

Toutes ces importantes modifications du niveau relatif de la mer sont indiquées sur la charte des bassins européens. Leur reconnaissance au Chiapas montre qu'il s'agit bien de mouvements globaux. Pourtant il est clair qu'elles s'accompagnent vraisemblablement ici d'une accélération importante des mouvements tectoniques. Cette constatation démontre qu'une grande partie des mouvements eustatiques du Paléocène a une composante tectonique, au moins en ce qui concerne les séries du Chiapas.

Références

- ACEVEDO J. S. (1979).— Provincias y areas petroleras de Sureste de Mexico. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, **XXXI**, 1 et 2, 1-19.
- AKERS W. H. (1972).— Planktic Foraminifera and Biostratigraphy of some Neogene Formations, Northern Florida and Atlantic Coastal Plain. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **9**, 1-4, p. 139.
- AKERS W. H. (1979).— Planktic Foraminifera and Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy of the Neogene of Mexico. Part. I-Middle Pliocene. *Tulane studies in Geology and Paleontology*, **15**, 1, p. 32.
- AKERS W. H. (1984).— Planktic Foraminifera and Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy of the Neogene of Mexico. Part. II-Lower Pliocene. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **18**, 21-36.
- ALIMARINA V. P. (1963).— Some peculiarities in the development of planktonic foraminifera and the zonation of the lower Paleogene of the Northern Caucasus. *Akademiï Nauk SSSR Voprosy Mikropaleontologii*, **7**, 158-193.
- ALVAREZ Jr. M. (1969).— Geología, Paleogeografía y Tectónica de Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de Mexico*, 197 p.
- ALZAGA R. H. (1997).— Prismas sedimentarios de la Sierra de Chiapas (HST, TST, LST) en función de las velocidades de subsidencia y sedimentación y ambientes sedimentarios. *Bol. AMGP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, **XLVI**, 2, 1-42.
- ANDERSON T. H. & Schmidt V. A. (1983).— The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 941-966.
- ARENILLA I. (1998).— Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del paleoceno y Eoceno inferior de Gubbio (Italia): calibración biomagnetoestratigráfica. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **5**, 299-320.
- ARENILLA S. I. (1996).— Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno Inferior: sistemática, bioestratigrafía, cronoeestratigrafía y Paleocanografía. Doct Thesis, Univ. Zaragoza, 513 p. (inédit).
- ARENILLAS I., ARZ J. A. & MOLINA E. (1998).— El límite cretácico/terciario en Zumaya, Osinaga y Musquiz (Pirineos) : control bioestratigráfico y cuantitativo de hiatos con foraminíferos planctónicos. *Rev. Soc. Geol. Espana*, **11**, 1-2.
- ARENILLAS I. & MOLINA E. (1996).— Bioestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Revista Espanola de Micropaleontología*, **XXVIII**, 1, 75-96.
- ARENILLAS I. & MOLINA E. (1997).— Analisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno de Caravaca (Cordillera Bética): bioestratigrafía y evolución de las asociaciones. *Revista Espanola de Paleontología*, **1**, 2, 207-232.
- ARENILLAS I., MOLINA E. & SCHMITZ B. (1999).— Planktic foraminiferal and ^{13}C isotopic changes across the Paleocene/Eocene boundary at Possagno (Italy). *Int. Journ Earth Sciences*, **88**, 352-364.
- ARMENTROUT J. M., ECHOLS R. J. & LEE T. D. (1990).— Patterns of foraminiferal abundance and diversity: implications for sequence stratigraphic analysis. GCSSEPM Foundation Eleventh Annual Research Conference, december 2, p. 53-58.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980).— Micropaléontologie, paléo-écologie 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). *Geologie Alpine*, mem. H. S. **11**, 874 p.
- ARZ J. A. & ARENILLAS I. (1998).— Foraminíferos planctónicos del tránsito cretácico-terciario del Pirineo Occidental (España) : bioestratigrafía, análisis cuantitativo y tafonomía. *Revista Sociedad Mexicana de Paleontología*, **8**, 2, 146-162.
- ARZ J. A., ARENILLAS I., MOLINA E. & DUPUIS Ch. (1999).— Los efectos tafonómicos y « signor-lipps » sobre la extinción en masa de foraminíferos planctónicos en el límite Cretácico/Terciario de Elles (Tunisia). *Rev. Soc. Geol. Espana*, **12**, 2, 251-267.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CARFANTAN J.-C., RANGIN C., STEPHAN J.-F. & TARDY M. (1977).— De la région Caribéenne a las cordilleras Sur y Norteamericanas. *Revista UNAM, Ins. Geol.*, **1**, 2, 129-132.
- AUBRY M. P., BERGGREN W. A., STOTT L. D. & SINHA A. (1996).— The upper Paleocene-lower Eocene stratigraphic record and the Paleocene/Eocene boundary carbon isotope excursion. *J. geol. Soc. London*.
- BARREDA G. A. M. (1956).— Estructura de Achotal, Ver. Informe Geológico N° 433 Zona Sur PEMEX, (inédit).
- BÉ A. W. H. (1977).— An ecological, zoogeographical and taxonomical review of Recent planktonic foraminifera. In : A.T.S. Ramsay (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, **1**, 1-100.
- BEAVIDEAS G. L. (1956).— Notas sobre la Geología Petrolera de Mexico. *Simposium sobre yacimientos de Petroleo y Gas*, t. III, America de Norte, 509-510.
- BERGER W. H. (1979).— Preservation of foraminifera. In SEPME Short Course N° 6, Houston, Texas, 1979, 105-155.
- BERGGREN W. A. (1969a).— Paleogene biostratigraphy of planktonic foraminifera of Northern Europe. *Proceedings of the 1 International Conference on Planktonic Microfossils*, **5**, 121-160.
- BERGGREN W. A. (1969b).— Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, **15**, 3, 351-365.

- BERGGREN W. A. (1992).— Paleogene planktonic foraminifer magnetobiostratigraphy of the North Sea area : a reconnaissance. In : Wise, S., Schlich, T. et al., *Proceedings of O.D.P., Scientific Results*, 120, 551-568.
- BERGGREN W. A. & MILLER K. G. (1988).— Paleogene tropical planktonic foraminifer biostratigraphy and magneto-biochronology. *Micropaleontology*, 34, 4, 362-380.
- BERGGREN W. A., KENT, D. V., AUBRY M-P. & HARDENBOL J. (1995).— Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM* (Society for sedimentary Geology), Special Publication, 54, 386 p.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER C. C. & AUBRY M. P. (1995).— A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: W.A. Berggren et al., Eds., Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. -*SEPM* Special Publication, 54, 129-212.
- BERLANGA G. J. A. (1997).— Macroforaminiferos del Terciario Inferior del Sureste de Mexico. Tesis doctoral, Universidad Autonoma de Barcelona, Paleontologia, 185 p.
- BIGNOT G. (1988).— Micropaléontologie. *Collection géosciences*, Ed. Dunod, 19-42.
- BLOW W. H. (1979).— The Cenozoic *Globigerinidae*. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationship and the stratigraphical distribution of some *Globigerinidae* (mainly *Globigerinacea*). E.J. Brill (ed.) 3 vol., 1413 p.
- BOLLE M. P., ADATTE T., KELLER G., VON S. K. & BURNS S. (1999).— The Paleocene-Eocene transition in the southern Tethys (Tunisia): climatic and environmental fluctuations. *Bull. Soc. géol. France*, 170, 5, 661-680.
- BOLLI H. M. & SAUNDERS J. B. (1985).— Oligocene to Recent low latitude planktic foraminifera. In Bolli H.M., Saunders J.B. et Perch-Nielsen K. Univ. Press New York, 155-262.
- BOLLI H. M. (1957a).— The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I. *United States National Museum Bulletin*, 215, 97-124.
- BOLLI H. M. (1959).— Planktonic foraminifera as Index Fossils in Trinidad, West Indies and their value for worldwide Stratigraphic Correlation. *Eclog. geol. Helvetiae*, 52, 2, 627-637.
- BOLLI H. M. (1969).— Zonacion de Sedimentos Marinos del Cretacico hasta el Plioceno basada en Foraminiferos Planctonicos. *Instituto Mexicano del Petroleo*, 69, AE/047, 196 p.
- BOLLI H. M., BECKMANN, J-P. & SAUNDERS, J.B. (1994).— Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region. Cambridge University Press, 393 p.
- BÖSE E. (1905).— Resena acerca de la geologia de Chiapas y Tabasco. *Bol. Inst. Geol.*, 20, 100 p.
- BOURDIER, M. M, et al. (1962).— Principes de classification et de nomenclature stratigraphiques. *Comité Français de Stratigraphie*, 1-15.
- BRALOWER T. J. & ITURRALDE-VINENT M. A. (1997).— Micropaleontological dating of the collision between the North American Plate and the Greater Antilles Arc in Western Cuba. *Palaaios*, 12, 133-150.
- BUTTERLIN J. & BONET F. (1963).— Mapas Geologicos de la Peninsula de Yucatan. I. Las formaciones cenozoicas de la parte mexicana de la Peninsula de Yucatan. II. La Paleogeografia de la margen meridional del Golfo de Mexico en el Paleogeno. *Ingenieria Hidraulica en Mexico*, 17, 1, 63-82.
- BUTTERLIN J. (1981).— Claves para la determinacion de macroforaminiferos de Mexico y del Caribe, del Cretacico Superior al Mioceno Medio. *Instituto Mexicano del Petroleo*, Sub. Tec. Exp. 219 p.
- CABALLERO H. G. & VALDIVIESO H. L. L. (1990).— Prospecto Tecpatan. Informe Geologico N° 949. Zona Sureste, PEMEX, 81 p. (inédit).
- CABRERA C. R. & LUGO R. J. E. (1984).— Estratigrafia-Sedimentologia de las Cuencas Terciarias del Golfo de Mexico. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, XXXVI, 2, 3-55.
- CALMUS T. (1986).— La frontera entre las placas Norte-America y Caribe : estructuras principales y evolucion Cenozoica. *Bol. Depto. Geol. Uni-Son.*, 3, 1, 9-37.
- CAMARGO Z. A. & QUEZADA M. J. M. (1991).— Analisis geologico-economico de las areas del Golfo de Mexico con posibilidades petroleras. *AMGP (Asociacion Mexicana de Geologos Petroleros)*, XLI, 2, 1-32.
- CANUDO J. I. & MOLINA E. (1992).— Biostratigrafia con foraminiferos planctonicos del Paleogeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie, Abhandlungen*, 186, 1-2, 97-135.
- CANUDO J. I., KELLER G., MOLINA E. & ORTIZ N. (1995).— Planktic foraminiferal turnover and $\delta^{13}C$ isotopes across the Paleocene/Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 114, 75-100.
- CARFANTAN J.-C. (1986).— Du système cordillerain Nord-américain au domaine Caraïbe. Étude géologique du Mexique méridional. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Savoie, Vol. I et II, 558 p.
- CARON M. (1983).— La spéciation chez les foraminifères planctoniques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, 10, 671-676.
- CAUS E. & SERRA-KIEL J. (1992).— Macroforaminiferos : Estructura, Paleoeologia i Biostratigrafia. *Servei Geologic de Catalunya, Monografies* 2, 211 p.
- CHARISI S. D. & SCHMITZ B. (1995).— Stable ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) and strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) isotopes through the Paleocene at Gebel Oweina, eastern Tethyan region. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 116, 103-129.
- CHIRINOS P. G. F. (1976).— Prospecto Ostuacan, Chiapas. Informe Geologico n° 710, Zona Sur, PEMEX, 58 p. (inédit).
- COJAN I. & RENARD M. (1999).— Sédimentologie. Dunod ed, Paris, 418 p.
- CRAZEM C. (1990).— Glossaire de stratigraphie séquentielle. *Revue Instit. Français Pétrole*, 45, 3, 435-453.
- CROS, P., MICHAUD, F., FOURCADE, E. & FLEURY, J. J. (1998).— Sedimentological evolution of the Cretaceous carbonate platform of Chiapas (Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 4, 311-332.
- CULVER S. J. (1988).— New foraminiferal depth zonation of the northwestern Gulf of Mexico. *Palaaios*, 3, 69-85.
- CUSHMAN J. A. & RENZ H. H. (1942).— Eocene Midway foraminifera from Soldado Rock, Trinidad.

Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, **18**, 23-46.

- DE SANSORES J. C. & FLORES-COVARRUBIAS C. (1972).— Foraminiferos bentonicos del Terciario Superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, Mex. *Instituto Mexicano del Petroleo*, I et II, 535 p.
- DOUGLAS R. G. & SAVIN S. M. (1973).— Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the Central North Pacific. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **17**, 591-605.
- DOUGLAS R. G. (1979).— Benthic foraminiferal Ecology and Paleoecology: A Review of Concepts and Methods. *In SEPM Short Course*, Houston, Texas, **6**, 21-53.
- DUNCAN R. A. & HARGRAVES R. B. (1984).— Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **162**, 81-93.
- ELDHOM O. & THOMAS E. (1993).— Environmental impact of volcanic margin formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **117**, 319-329.
- ESTEBAN M. & KLAPPA C. F. (1983).— Subaerial exposure in Carbonate depositional environments, Eds. Scholle P., D. Bebout, and C. Moore, *Am. Ass. Petrol. Geol.*, **33**, 1-96.
- FOURCADE E. *et al.* (1997).— La limite Crétacé/Tertiaire dans le Sud-Ouest du Petén (Guatemala). *Stratigraphy*, **325**, 57-64.
- FOURCADE E. *et al.* (1998).— Age of the Guatemala breccias around the Cretaceous-Tertiary boundary: relationships with the asteroid impact on the Yucatan. *Stratigraphy*, **327**, 47-53.
- FROST S. H. & LANGENHEIM JR. R. (1974).— Cenozoic reef biofacies, Tertiary Larger Foraminifera and Scleractinian Corals from Chiapas, Mexico. Northern Illinois University Press, 387 p.
- GAMPER M. A. (1977).— Biostratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico-Misantla basada en los foraminiferos planctonicos. Univ. Nal. Auton. Mexico, *Inst. Geologia, Revista*, **1**, 2, 117-128.
- GARCIA C. J. (1957).— Geología del Area Sur de Achotal Rio Jaltepec, PEMEX, Ver. I. G. 433 (inédit).
- GARCIA-MOLINA G. (1994).— Structural Evolution of SE Mexico (Chiapas-Tabasco-Campeche) offshore and onshore. Ph. D. Thesis, Rice University, 151 p.
- GAYOWAY W. E., BEBOUT D. G., FISHER W. L., DUNLAP J. B. JR., CABRERA-LUGO J. E. & SCOTT T. M. (1991).— Cenozoic. In Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, *Geol. Soc. America*, The Geology of North America, **J**, 245-324.
- GIBSON T. G. (1994).— Upper Paleocene foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Salt Range, Punjab, Pakistan. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **6**, 2, 87-106.
- GONZALEZ G. R. & HOLGUIN Q. N. (1992).— Las rocas generadoras de Mexico. *AMGP (Asociacion Mexicana de Geologos Petroleros)*, **XLII**, 1, 9-23.
- GONZALEZ-ALVARADO J. (1967).— Prospecto "Informe Geologico del area Teopisca-Chiapa de Corzo, Chiapas". *Petroleos Mexicanos*. Informe Geologico 518, Zona Sur (inédit).
- GONZALEZ-LARA J. C. (1994a).— Estudio bioestratigrafico de una secuencia arcillo-arenosa del Neogeno, basado en foraminiferos planctonicos y bentonicos del Sur de Veracruz y Noroeste de Chiapas. E.S.I.A., *Inst. Pol. Nal.* Tesis de Maestria en Ciencias, 120 p.
- GONZALEZ-LARA J. C. (1994b).— Problematicas de la utilizacion estricta de biozonas : un ejemplo del Neogeno. *Revista del Colegio de Ingenieros Geologos de Mexico*, **1**, 5, 16-17.
- GRAJALES N. J. M. (1991).— Sobre el uso de isotopos de estroncio en estratigrafía. *AMGP (Asociacion Mexicana de Geologos Petroleros)*, **1**, 2, 1-2.
- GRAJALES-NISHIMURA J. M., CEDILLO E., ROSALES-DOMINGUEZ C., MORAN Z. D. J., ALVAREZ W., CLAEYS P., RUIZ M. J., GARCIA J., PADILLA A. P. & SANCHEZ-RIOS A. (2000).— Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, **4**, 28, 307-310.
- GRIMSDALE T. F. (1951).— Correlation, age determination and the Tertiary pelagic foraminifera. *Proc. 3rd World Petr. Congr.*, **1**, 463-475.
- GUERNET CL. (1998).— Les ostracodes et la limite Paléocène-Eocène. *Strata*, série 1, **9**, 55-58.
- GUTIERREZ-GIL R. (1956).— Bosquejo Geologico del Estado de Chiapas. Congreso Geologico Internacional, Vigésima Sesión, Excursion C-15, 1-32.
- HALL D. J. (1990).— On the room problem in current hypotheses for the origin of the Gulf of Mexico. *Association of Geological Societies*, **XL**, 267-277.
- HAM-WONG J. M. (1986).— Prospecto "Geología de la Provincia Geologica de la Sierra de Chiapas". *Petroleos Mexicanos*, Zona Sureste (inédit).
- 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 in : de Graciansky, P-C, Hardenbol, J., Jacquin, Th., & Vail, P.R., eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* **60**.
- HEINTZ S. E. I. & STEEL R. J. (1999).— Architecture and trace-fossil characteristics of a 10,000-20,000 years, fluvial-to-marine sequence, SE Ebro Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 2, 365-383.
- HELLAND H. W. & MARTINSEN O. J. (1996).— Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 4, 670-688.
- HILDEBRAND A. R. *et al.* (1991).— Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on Yucatan Peninsula Mexico. *Geology*, **19**, 887-871.
- HILLEBRANDT A., VON. (1962).— Das Paleozän und seine Foraminiferen-Fauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Math. Nat., Kl. Abhandlungen*, **108**, 1-182.
- HILLEBRANDT A., VON. (1965).— Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Prov. Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Math. Nat. Abhandlungen*, **123**, 1-62.
- HUBER B. T. (1991a).— Paleogene and Early Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (Southern Indian Ocean). *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 427-449.

- HUNT D. & TUCKER M. E. (1993).— Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.* **18**, 307-341.
- JAUREGUI R. H., TELLEZ F. R. A., & VALENCIA I. J. J. (1997).— La sedimentación sintectónica : herramienta de caracterización de evolución de una cuenca petrolera. *AMGP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, **4**, 3,1-3.
- KELLY D. C., BRALOWER T. J., ZACHOS J. C., THOMAS & PREMOLI SILVA I. (1995).— Rapid diversification of tropical Pacific planktonic foraminifera during the late Paleocene thermal maximum. *Abstract with Programs, G.S.A.*, A405.
- KENNETT J. P. & STOTT L. D. (1991).— Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature*, **353**, 225-229.
- KIDD R. B. & HAILWOOD E. A. (1993).— High resolution stratigraphy in modern and ancient marine sequences: ocean sediment cores to Palaeozoic outcrop. In Hailwood, E.A. et Kidd, R.B. (eds), High Resolution Stratigraphy. *Geological Society Special Publication*, **70**, 1-8.
- KILLER G., LOPEZ O. J. G., STINNESBECK W. & ADATTE T. (1997).— Age, stratigraphy, and deposition of near-K/T siliciclastic deposits in Mexico: relation to bolide impact ?. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 4, 410-428.
- KOHL B. (1985).— Early Pliocene Benthic foraminifera from the Salina Basin, Southeastern Mexico. *Bull. Amer. Paleontology*, **88**, 322, 172.
- LAFUENTE H. V. & GISBERT A. J. (1996).— Estructuras de slump en facies Buntsandstein del Pirineo Aragonés Oriental: relevancia en la interpretación estratigráfica y relación con fallas sinsedimentarias. *Geogaceta*, **20**, 1, 27-30.
- LIPPS J. H. (1993).— Fossil Prokaryotes and Protists. *Dep. Int. Biol. And Museum of Paleontology*, Univ. of California, Berkeley, California, 342 p.
- LOEBLICH A. R. Jr. & TAPPAN H. (1987).— Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2 tomes, 970 p., 847 pls.
- LONGORIA, J. & GAMPER, M. (1994).— La sucesión de foraminíferos y la estructura Chicxulub : una prueba a la teoría de Alvarez sobre el impacto extraterrestre en el límite cretácico-terciario. *AMGP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, **2**, 8, 1-3.
- LOPEZ-RAMOS E. (1979).— Geología de México. Edición escolar, 2ª edición, 3, México, 446 p.
- LOPEZ-TICHA D. (1976).— Prospecto Tonalapa S.J. Evagelista. Edo. de Veracruz, PEMEX (inédit).
- LOPEZ-VEGA J. (1980).— Evaluación económica-petrolera del área Comitán-Pedregal, Estado de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, **XXXII**, 1, 57-77.
- LUTERBACHER H. P. (1964).— Studies in some *Globorotalia* from the Paleocene and lower Eocene of the central Apennines. *Eclog. geol. Helvetiae*, **57**, 2, 631-730.
- LUTERBACHER H. P. (1968).— Paleogene planktonic foraminifera of the Soviet Union. *Esso Production Research-European Laboratories*, 1-48.
- MACHAIN C. M. L. (1985).— Pliocene Ostracoda of The Salina Basin, Veracruz, Mexico. *The Louisiana State University and Agricultural and Mechanical Col. Ph. D. dissert.*, 258 p.
- MANDUJANO V.J. & VASQUEZ M. M. E. (1996).— Resena bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas. *Bol. AGMP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, **XLV**, 1, 20-45.
- MANDUJANO V. J. (1996).— Cuatro megasecuencias de evolución litoestratigráfica en la Sierra de Chiapas. *Bol. AMGP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, **XLV**, 1, 46-60.
- MICHAUD F. (1987).— Stratigraphie et paléogéographie du Mésozoïque du Chiapas (Sud-Est du Mexique). Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie Paris, 298 p.
- MILLER K. G., JANECEK T. R., M.E. & KEIL D. J. (1987).— Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, **2**, 6, 741-761.
- MOLINA E., ARENILLAS I. & ARZ J. A. (1996).— The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at agost, Spain. *Revue de Micropaléontologie*, **39**, 3, 225-243.
- MOLINA E., ARENILLAS I. & PARDO A. (1999).— High resolution planktic foraminiferal biostratigraphy and correlation across the Paleocene/Eocene boundary in the Tethys. *Bull. Soc. géol. France*, **170**, 4, 521-530.
- MOLINA E., ARENILLAS I., ARZ J. A. *et al.* (1996).— Síntesis bioestratigráfica y eventos paleoceanográficos del Cretácico (Maastrichtense) al Mioceno (Langhiense) basada en foraminíferos. *Revista Española de Paleontología*, n.º Extraordinario, 195-203.
- MOLINA E., CANUDO J. I., MARTINEZ-RUIZ F. & ORTIZ N. (1994).— Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclog. geol. Helvetiae*, **77**, 1, 47-61.
- MOLINA M., ARENILLA I. & ARZ J. A. (1998).— Mass extinction in planktic foraminifera at Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bull. Soc. géol. France*, **169**, 3, 351-363.
- MONTES DE OCA R. S. (1979).— Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, **XXXI**, 1 et 2, 67-97.
- MORKOVEN F. P. C. M. VAN, BERGGREN W. A. & EDWARDS A. S. (1986).— Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, mém. **II**, 422 p.
- MOROZOVA V. G. (1960a).— Stratigraphical zonation of the Danien-Montian deposits of the USSR and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Doklady Soviet. Geol.*, **5**, 81-100.
- MULLERRIED F. K. G., (1938).— Estratigrafía preterciaria preliminar del Estado de Chiapas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **IX**, 1, 31-41.
- MUTO T. & STEEL, R. J. (1997).— Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 6, 994-1000.
- NEUMANN M. (1967).— Manuel de Micropaléontologie des foraminifères. Gauthier-Villars ed., Paris, 95-100.
- OLIVA R. M. (1974).— Aspectos paleogeográficos de la región sureste de México, en los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y el territorio de Quintana Roo. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, **XXVI**, 10-12, 323-336.

- OLSSON R. K., HEMLEBEN C., BERGGREN W. A. & LIU C. (1992).— Wall texture classification of planktonic-foraminifera genera in the lower Danian. *J. Foram. Res.*, **22**, 195-213.
- OMANA P. L. (1991).— Bioestratigrafía del Paleoceno-Eoceno Inferior basada en foraminíferos planctónicos en la Cuenca de Chicontepec (Ver., Hgo. y S.L.P.). *RIMP (Revista del Instituto Mexicano del Petróleo)*, **XXIII**, 3, 14-21.
- ORTEGA-GUTIERREZ F., SEDLOCK R. L. & SPEED R. C. (1994).— Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In Speed, R.C., ed., *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., DNAG Continent-Ocean Transect Volume*, 265-306.
- PARDO A., KELLER G., MOLINA E. & CANUDO J. I. (1996a).— Planktic foraminiferal turnover across the paleocene/Eocene transition at DSDP Site 401, Bay of Biscay, North Atlantic. *Marine Micropaleontology*.
- PÉCHEUX J. F. (1984).— Le Sénonien Supérieur-Tertiaire du Chiapas (S.E. Mexique) et ses Macroforaminifères. Thèse de Doctorat de Spécialité (3e cycle), Université de Nice, 148 p.
- POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M. (1992).— Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, **76**, 11, 1687-1709.
- POSTUMA J. A. (1971).— *Manual of Planktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Company, 420 p.
- PREMOLI SILVA I. & BOLLI H. M. (1973).— Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminiferal and stratigraphy of Leg 15 sites in the Caribbean Sea. *Initial Reports of the Deep sea Drilling Project*, **15**, 449-547.
- QUEZADA M. J. M. (1977).— Prospecto Rio Playas, Veracruz. *Petroleos Mexicanos*. Informe Geológico 725, Zona Sur (inédit).
- QUEZADA M. J. M. (1978).— Prospecto Jesus Carranza, Ver. Informe Geológico N° 722 PEMEX (inédit).
- QUEZADA M. J. M. (1981).— Prospecto La Union, Chiapas. Informe Geológico n° 802, *Petroleos Mexicanos* (inédit).
- QUEZADA M. J. M. (1983).— Las Formaciones San Ricardo y Jerico del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de Mexico. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **35**, 1, 37-64.
- QUEZADA M. J. M. (1987).— El Cretácico Medio-Superior y el Límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **XXXIX**, 1, 3-98.
- QUEZADA M. J. M., LOPEZ, A. F. & JOFRE GARFIAS M. A. (1981).— Prospecto La Union, Chiapas. Informe Geológico N° 802, Zona Sur PEMEX, 86 p. (inédit).
- REA D. K., ZACHOS J. C., OWEN R. M. & GINGERICH P. D. (1990).— Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**, 117-128.
- REY J. (1983).— Biostratigraphie et Lithostratigraphie : principes fondamentaux, méthodes et applications. IFP, École Nationale Supérieure de Prospection Géologique et Géophysique, Paris, 181 p.
- RICHARDS H. G. (1963).— Stratigraphy of Earliest Mesozoic Sediments in Southwestern Mexico and Western Guatemala. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **47**, 10, 1861-1870.
- ROBERT Ch. & KENNET J. P. (1994).— Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene/Eocene boundary : Clay-mineral evidence. *Geology*, **22**, 211-214.
- ROBLES R. M. L. (1967).— Catalogo de foraminíferos de la Superfamilia *Globigerinacea*. Instituto Mexicano del Petróleo, laboratorio de micropaleontología (Cenozoico) (inédit).
- ROSALES D. M. C., CAUS E., BERMUDEZ S. J. & AGUILAR P. M. (1994).— Evidencias de exposición subaerea en el Cretácico de Chiapas : primer reporte de *microcodium* en la caliza Sierra Madre. *Bol. AMGP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, **XLIV**, 1, 1-15.
- SALMERON U. P. (1971).— Estudio bioestratigráfico de la Sección Nicapa (VII) y Sección de subsuelo, del proyecto del Cenozoico del área de Huimanguillo, Edos. Chiapas, Tabasco y Veracruz. *Instituto Mexicano del Petróleo* (inédit).
- SANCHEZ R. M. A., GONZALEZ-LARA J. C. & LARA C. E. (1993).— Investigación taxonomica y bioestratigráfica del Nanoplancton calcáreo en las Cuencas del Sureste de Mexico. Parte II, *Instituto Mexicano del Petróleo*, proyecto CAO-1401 (inédit).
- SANCHEZ R. M. A., GONZALEZ-LARA J. C. & PADILLA A. P. (1994).— Investigación del Nanoplancton calcáreo y su calibración con los foraminíferos para el Oligoceno-Mioceno del frente oriental norte de la Sierra de Chiapas. *Instituto Mexicano del Petróleo*, proyecto CAC-3101 (inédit).
- SANCHEZ-MONTES DE OCA R. (1978).— Geología de la Sierra de Chiapas. IX Excursión Geológica, Petróleos mexicanos ; III Excursión Geológica al Sureste de Mexico, Sup. Gral. Exploración, Zona Sur (inédit).
- SANSORES J. C. & FLORES-COVARRUBIAS C. (1973).— Foraminíferos bentónicos del Terciario Superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, Mexico. Atlas, 28 láminas. *Instituto Mexicano del Petróleo*.
- SAPPER K. (1894b).— Granzüge der physikalischen geographie von Guatemala. *Gotha, Petermanns Mitt.*, H 113, 1-59.
- SAPPER K. (1896).— Sobre la Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatan. *Boletín del Instituto de Geología*, Mexico, 3.
- SARTORIO D. & VETURINI S. (1988).— Southern Tethys Biofacies. *Agip Stratigraphic Department*, 236 p.
- SCHLAGER W., KENTER J. A. M. & BRACCO-GARTNER G. L. (1997).— Carbonate Sequence Stratigraphy. Vrije Universiteit, Amsterdam, 129 p.
- SERRA-KIEL J. *et al.* (1998).— Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **169**, 2, 281-299.
- SHAFFER B. L. (1990).— The nature and significance of condensed sections in Gulf coast late neogene sequence stratigraphy. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies*, **XL**, 767-776.
- SINHA A., THIRY M., AUBRY M. P., STOTT L., DUPUIS C. & BERGGREN W. (1998).— Carbon isotope stratigraphy: a potentially unifying approach for global marine-terrestrial stratigraphic correlations across the Paleocene/Eocene boundary. *Strata*, **29**.

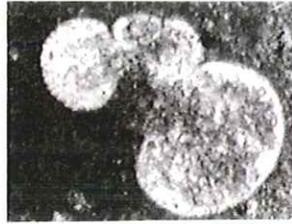
- SKINNER H. C. (1966).— Modern paleoecological techniques: an evaluation of the role of paleoecology in Gulf Coast Exploration. *Association of Geological Societies*, XVI, 59-79.
- SMIT J. (1982).— Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 190, 329-352.
- STAINFORTH R. M., LAMB J. L., LUTERBACHER H., BEARD J. H. & JEFFORDS R. S. (1975).— Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Univ. Kansas, Paleontol. Contrib., Art. 62, p. 426.
- STOTT L. D. & KENNETT J. P. (1990).— Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113, Sites 689 and 690. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 113, 549-569.
- STOTT L. D., KENNETT J. P., SHACKLETON N. J. & CORFIELD R. M. (1990).— The evolution of antarctic surface waters during the paleocene: inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifera, ODP Leg 113. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 113, 849-863.
- STOTT L. D., SINHA A., TIRY M., AUBRY M. P. & BERGGREN W. A. (1996).— The transfer of ^{12}C changes from the ocean to the terrestrial biosphere across the Paleocene/Eocene boundary: criteria for terrestrial-marine correlations. *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- SUBBOTINA N. N. (1953).— Iskopaemye Foraminifery SSSR. Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy – (Fossil Foraminifera of the USSR, Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotalidae). *Trudy Vsesoyuzhnyy Neftyanoy Nauchno-issledovatel'skiy Geologorazvedochnogo Instituta (VNIGRI), Mikrofauna SSSR Sbornik*, 6, 76, 1-296.
- THOMAS E. & SHACKLETON N. J. (1996).— The latest paleocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In: *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- THOMAS E. (1990).— Late Cretaceous-early Eocene mass extinctions in the deep-sea. *Geol. Soc. Am., Special Publication*, 47, 283-296.
- TJALSMA R. C. & LOHMANN G. P. (1983).— Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminiferal from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology Special Publication*, 1-94.
- TORRES Z. A. (1987).— Prospecto Mata Verde. Informe Geológico N° 1022, Zona Sur PEMEX, 93 p. (inédit).
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. P. (1985).— Paleocene and Eocene planktic foraminifera. In: Plankton Stratigraphy, Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Eds., Cambridge University Press, 88-153.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M. & THOMPSON S. (1977).— Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Payton Charles E., Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 26, 63-81.
- VAIL P. R. & WORNARDT Jr. W. (1991).— An integrated approach to exploration and development in the 90's: well log-seismic sequence stratigraphy analysis. *Transactions-Gulf Coast association of Geological Societies*, XLI, 630-650.
- VAIL P. R. & WORNARDT W. W. (1990).— Well log-seismic sequence stratigraphy: an integrated toll for the 90's. *GCSSEPM Foundation Eleventh Annual Research Conference*, 379-388.
- VALENCIA I. J. J. (1994).— Tectonica sinsedimentaria, estratigrafía de secuencias y estratotectónica: metodologías de síntesis para conocer la evolución de las cuencas sedimentarias. *Bol. AMGP (Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros)*, 2, 7, 1-2.
- VAN KONIJNENBURG J. H. (1997).— Sedimentology and Stratigraphic Architecture of a Cretaceous to Lower Tertiary Carbonate Base-of-Slope Succession, Gran Sasso d'Italia, Central Apennines, Italy. Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam (NL), 177 p.
- VAN KONIJNENBURG J. H., WERNLI R. & BERNOULLI D. (1998).— Tentative biostratigraphy of Paleogene planktic foraminifera in thin-section, an example from the Gran Sasso d'Italia (central Apennines, Italy). *Eclog. geol. Helvetiae*, 91, 203-216.
- VERA T. J. A. (1994).— Estratigrafía, Principios y Metodos. Editorial Rueda, S.L., Madrid, 805 p.
- VINAS F. G. (1979).— Zonacion del Nanoplankton calcareo del Terciario en el area de Huimaguillo. *Instituto Mexicano del Petroleo*, proyecto C-3041 (inédit).
- WORNARDT W. W. (1993).— Application of Sequence Stratigraphy to Hydrocarbon Exploration. 25th Annual OTC 7084 in Houston, Texas, U.S.A, 3-6 May.
- WORNARDT W. W., ZHANG J. Z. W. & VAIL P. R. (1992).— Three component sequence stratigraphy. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, XLII, 363-379.

Planche I

- Fig. 1 – *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926). Section axiale. TR-13, coupe de La Trinitaria « B », Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 2 – *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. K-9, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 3 – *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. TR-15, coupe de La Trinitaria « B », Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 4 – *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. K-9, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 5 – *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. B-2, coupe de Bochil, Zone à *Morozovella angulata*. x 100
- Fig. 6 – *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. K-9, coupe de Kulaktik, remanié de la Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 7 – *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926). Section transverse. IL-5, coupe de La Ilusion, Zone à *Morozovella uncinata*. x 100
- Fig. 8 – *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER, 1926). Section oblique. K-17, coupe d'Ococh « A », Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 9 – *Chiloguembelina* sp. LOEBLICH & TAPPAN, 1956. Section transverse. TZ-10, coupe de Tzajalho, Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 10 – *Chiloguembelina* sp. LOEBLICH & TAPPAN, 1956. Section axiale. TZ-10, coupe de Tzajalho, Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 11 – *Globanomalina* cf. *compressa* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. TR-19, coupe de La Trinitaria, Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 12 – *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926). Section axiale. TR-9, coupe de La Trinitaria, Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 13 – *Globanomalina compressa* (PLUMMER, 1926). Section subaxiale. TR-11, coupe de La Trinitaria, Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 14 – *Acarinina trinidadensis* (BOLLI, 1957). Section transverse. K-18, coupe d'Ococh « A », Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 15 – *Acarinina trinidadensis* (BOLLI, 1957). Section axiale. K-15, coupe d'Ococh « A », Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 16 – *Acarinina trinidadensis* (BOLLI, 1957). Section subaxiale. K-9, coupe de Kulaktik, section venant d'un galet remanié. x 100
- Fig. 17 – *Acarinina* cf. *uncinata* (BOLLI, 1957). Section subaxiale. C-17, coupe de Cruzchen, Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 18 – *Acarinina uncinata* (BOLLI, 1957). Section axiale. K-24, coupe d'Ococh « B », Biozone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 19 – *Acarinina uncinata* (BOLLI, 1957). Section oblique. K-14, coupe d'Ococh « A », Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 20 – *Acarinina uncinata* (BOLLI, 1957). Section oblique. K-16, coupe d'Ococh « A », Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 21 – *Morozovella* sp. (BOLLI, 1957). Section oblique. IL-3, coupe de La Ilusion, Zone à *Morozovella angulata*. x 100
- Fig. 22 – *Acarinina* sp. (BOLLI, 1957). Section oblique. C-4, coupe de Cruzchen, Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 23 – *Morozovella angulata* (BOLLI, 1957). Section axiale. K-9, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 24 – *Morozovella angulata* (WHITE, 1928). Section subaxiale. B-11, coupe de Bochil, Zone à *Morozovella angulata*. x 100
- Fig. 25 – *Morozovella angulata* (WHITE, 1928). Section subaxiale. B-11, coupe de Bochil, Zone à *Morozovella angulata*. x 100
- Fig. 26 – *Morozovella angulata* (WHITE, 1928). Section axiale. B-5, coupe de Bochil, Zone à *Morozovella angulata*. x 100
- Fig. 27 – *Morozovella angulata* (WHITE, 1928). Section subaxiale. B-11, coupe de Bochil, Zone à *Morozovella angulata*. x 100



1



2



3



4



5



6



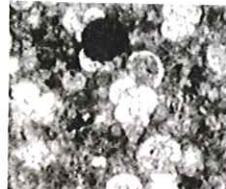
7



8



9



10



11



12



13



14



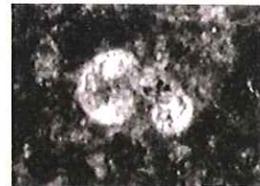
15



16



17



18



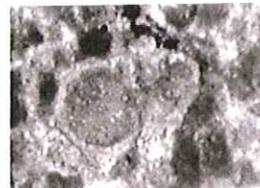
19



20



21



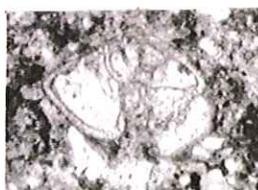
22



23



24



25

100μ



26



27

Planche II

- Fig. 1 – *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA). Section subaxiale. K 17, coupe d'Ococh « A », Zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 2 – *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA). Section subaxiale. TR-15, coupe de La Trinitaria « B », Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 3 – *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA). Section axiale. TR-19, coupe de La Trinitaria « B », Zone à *Acarinina trinidadensis*. x 100
- Fig. 4 – *Igorina pusilla* (BOLLI). Section axiale. K-9, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 5 – *Igorina pusilla* (BOLLI). Section subaxiale. K-8, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 6 – *Igorina cf. pusilla* (BOLLI). Section subaxiale. K-8, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 7 – *Luterbacheria pseudomenardii* (BOLLI). Section subaxiale. K-9, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 8 – *Morozovella conicotruncata* (SUBBOTINA). Section axiale. K-8, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 9 – *Morozovella cf. conicotruncata* (SUBBOTINA). Section subaxiale. K-9, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 10 – *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ). Section axiale. K-5, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 11 – *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ). Section subaxiale. K-5, coupe de Kulaktik, Zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 12 – *Quasiborelis floridanus* (COLE). TA-29, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 13 – *Quasiborelis floridanus* (COLE). TA-29, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 14 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-9, forme microsphérique ?, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 15 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 16 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 17 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-6, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 18 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-12, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 19 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-6, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 20 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-12, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 21 – *Pseudorhapydionina ? moulladei* PÉCHEUX. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 22 – *Buliminella ? lajaensis* PESSAGNO. TA-15, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 23 – *Buliminella ? lajaensis* PESSAGNO. TA-2, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 24 – *Buliminella ? lajaensis* PESSAGNO. TA-11, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 50
- Fig. 25 – *Buliminella ? lajaensis* PESSAGNO. TA-6, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100



1



2



3



4



5



6



7



8



9

100μ
200μ ☆



10



11



12



13 ☆



24



14 ☆



15 ☆



16 ☆



22



23



25



17 ☆



18 ☆



19 ☆



20 ☆



21 ☆

Planche III

- Fig. 1 – *Miscellanea nassauensis* APPLIN & JORDAN. TA-2, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 2 – *Miscellanea nassauensis* APPLIN & JORDAN. TA-2, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 3 – *Miscellanea nassauensis* APPLIN & JORDAN. TA-4, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 4 – *Miscellanea nassauensis* APPLIN & JORDAN. TA-9, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 5 – *Hexagonocyclina* cf. *crispensis* (VAUGHAN). K-7, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*, zone SBZ-2b. x 50
- Fig. 6 – *Hexagonocyclina* cf. *crispensis* (VAUGHAN). K-5, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*, zone SBZ-2b. x 100
- Fig. 7 – *Storrsella* ? sp. T-31, coupe de Tenejapa (sommets), zone SBZ 2a. x 100
- Fig. 8 – *Kathina* ? sp. TA-9, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 9 – *Kathina* sp. TA-9, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 10 – *Kathina* ? sp. TA-13, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 11 – *Kathina* ? sp. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 12 – *Kathina* ? sp. TA-9, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100



1



2



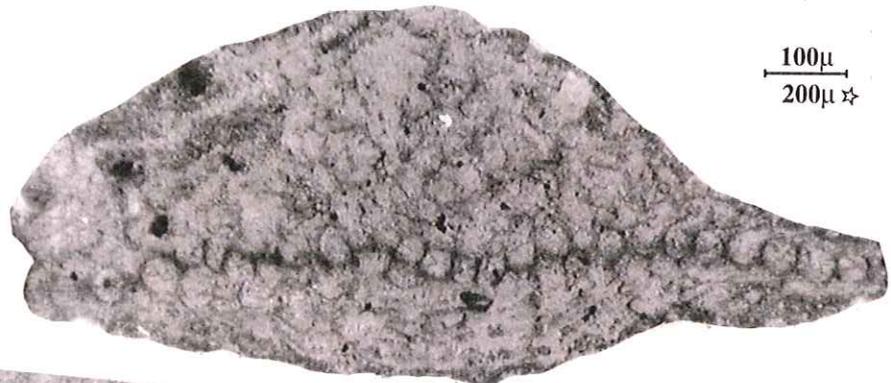
3



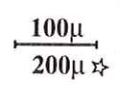
4



5 ☆



6



7



8



9



10



11



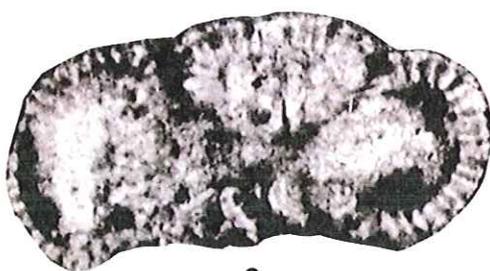
12

Planche IV

- Fig. 1 – *Laffiteina* ? sp. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 2 – *Redmondina* ? sp. EV-10, coupe d'El Vergel, zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 3 – *Redmondina* ? sp. KB-1, coupe de Kulaktik (base), zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 4 – *Rotalia* ? TA-28, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 5 – *Daviensina* ? K-5, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 6 – *Daviensina* ? K-7, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 7 – *Daviensina* ? K-6, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 8 – *Pararotalia* sp. K-6, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 9 – Rotalidé de petite taille. T-31, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 10 – Rotalidé de petite taille. T-31, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 11 – Rotalidé de petite taille. T-31, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 12 – *Gavelinella* sp. C-13, coupe de Cruzchen, zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 13 – *Gavelinella* sp. C-13, coupe de Cruzchen, zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 14 – *Scarificatina* ? sp. T-15, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 15 – *Scarificatina* ? sp. T-29, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a. x 100



1



2



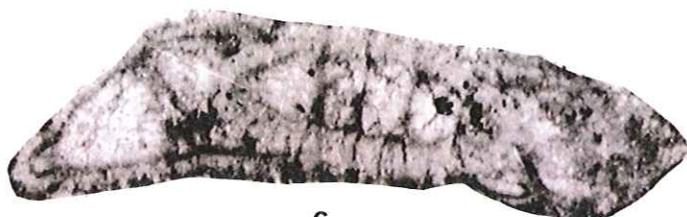
3



4



5



6



7



8



9



11



10



14



12



13



15

Planche V

- Fig. 1 – Groupe *Mississipina* sp. K-12, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 2 – Groupe *Mississipina* sp. K-25, coupe d'Ococh « B », zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 3 – Groupe *Mississipina* sp. TA-29, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 4 – Groupe *Mississipina* sp. K-25, coupe d'Ococh « B », zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 5 – *Quinqueloculina* sp. K-3, coupe de Kulaktik, zone à *Luterbacheria pseudomenardii*. x 100
- Fig. 6 – *Quinqueloculina* sp. TA-12, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 7 – *Quinqueloculina* sp. TA-4, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 8 – *Quinqueloculina* sp. section transverse, K-18, coupe d'Ococh « A », zone à *Acarinina uncinata*. x 100
- Fig. 9 – *Triloculina* sp. TA-6, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 10 – *Triloculina* sp. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 11 – *Triloculina* sp. TA-4, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 12 – *Pseudotriloculina* sp. T-34, coupe de Tenejapa (sommets), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 13 – *Pseudotriloculina* sp. T-34, coupe de Tenejapa (sommets), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 14 – *Pyrgo* sp. TA-10, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100
- Fig. 15 – *Pseudonummoloculina* sp. TA-28, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a. x 100

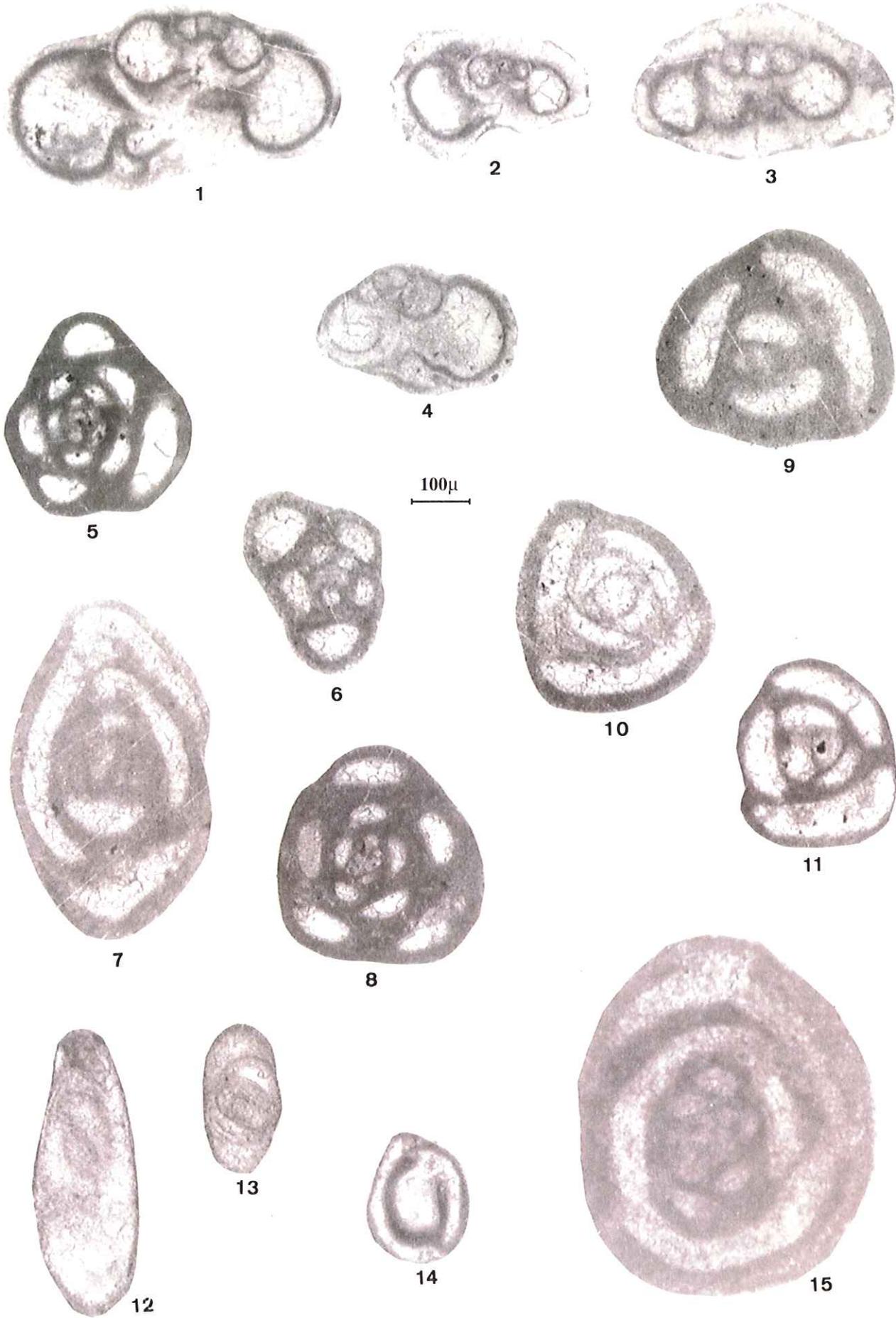


Planche VI

Faciès de plate-forme interne à Tenejapa

- Fig. 1 – Wackestone. Faciès confiné à *Pseudotriloculina* (P) et petits rotalidés. T-24, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 2 – Mudstone. Faciès très confiné à *Pseudotriloculina* et bird's eyes. T-29, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 3 – Wackestone-packstone. Faciès moyennement confiné à abondants petits miliolidés et rotalidés. T-11, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 4 – Wackestone. Faciès moyennement confiné à abondants rotalidés. T-17, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 5 – Wackestone-packstone. Faciès de lagon à oncolites dus à l'activité bactérienne. Ta-19, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a.
- Fig. 6 – Wackestone-packstone. Faciès de lagon déconfiné à grands rotalidés, grands miliolidés et fragments d'échinodermes. Ta-27, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a.

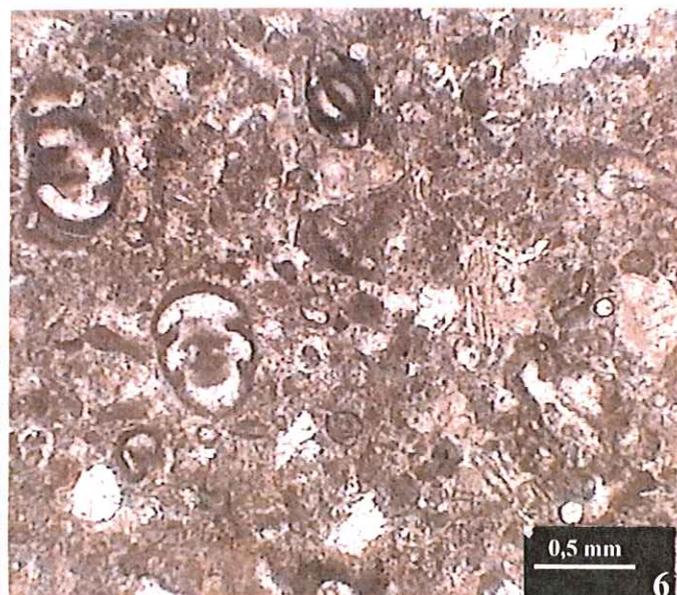
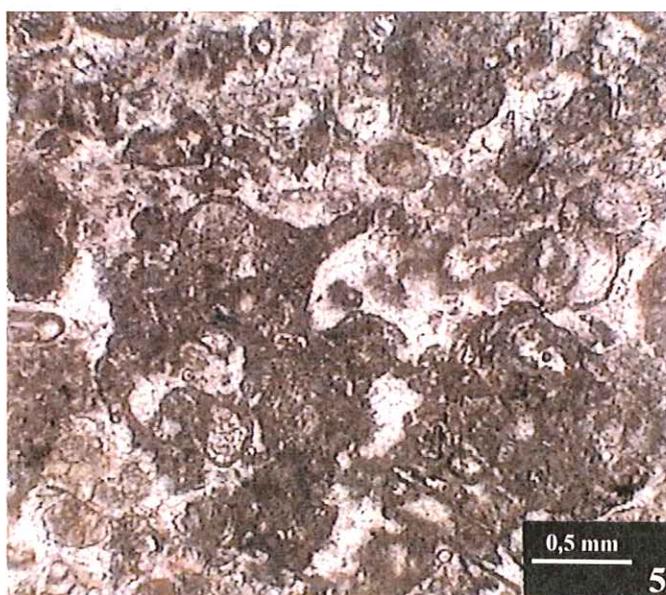
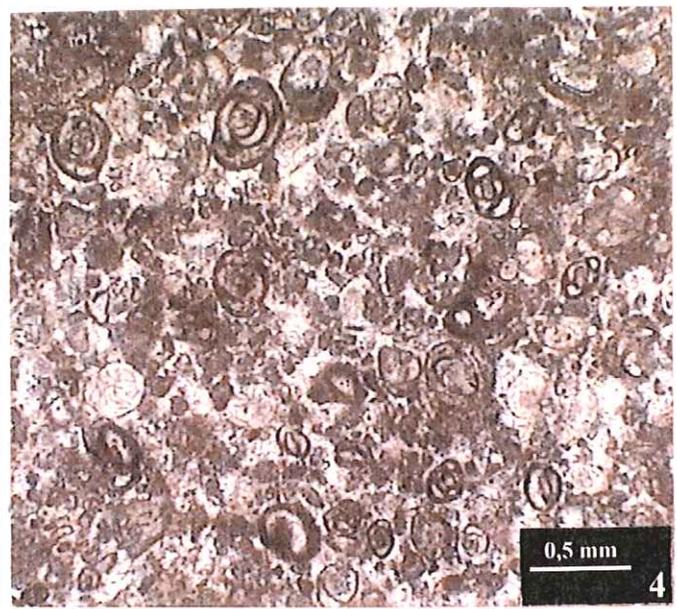
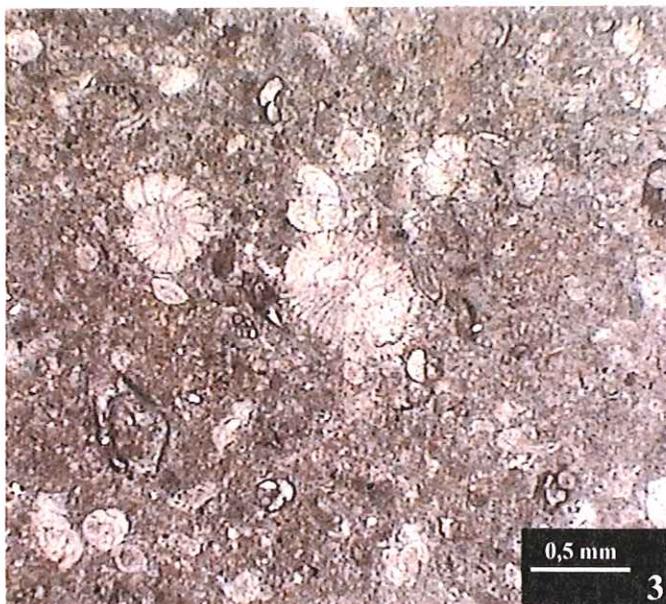
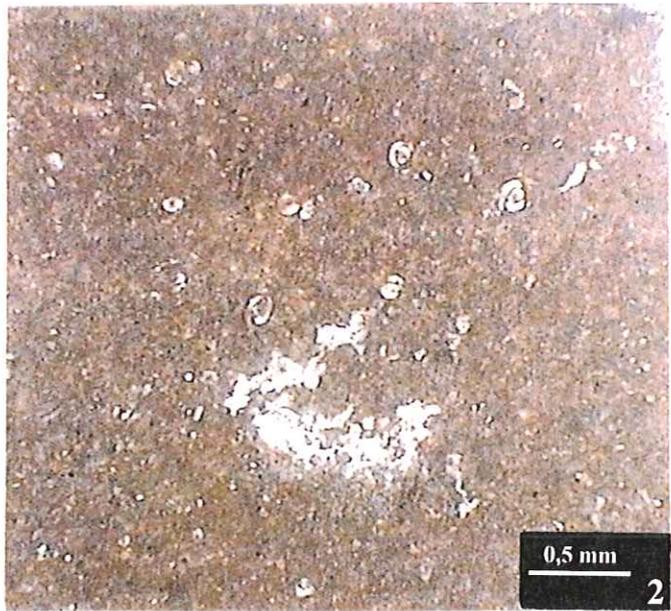
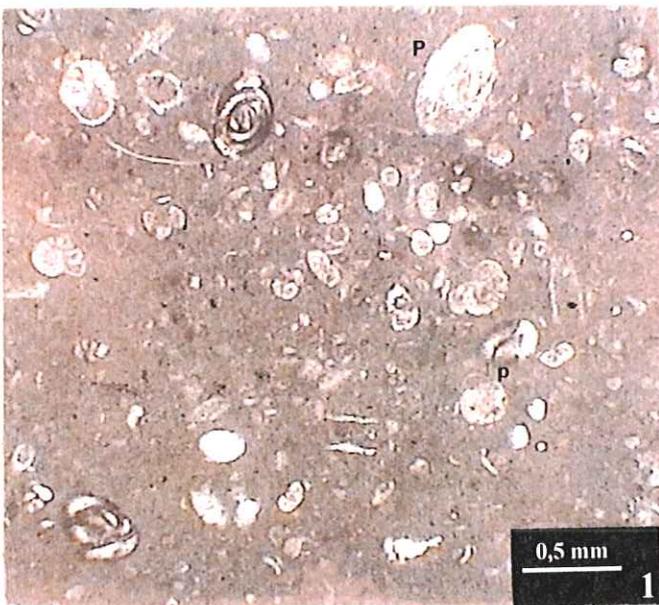


Planche VII

Faciès d'émersion ou proches de l'émersion Ces faciès s'observent souvent au sommet des paraséquences à Tenejapa

- Fig. 1 – Grainstone. Faciès de tempête à coquilles roulées et brisées. C'est le cas du gastéropode de la photo. Ta-22, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a.
- Fig. 2 – Grainstone. Faciès de tempête à oncoides roulés et usés et coquilles en partie dissoutes. Ta-17, coupe de Tenejapa (base), zone SBZ-2a.
- Fig. 3 – Grainstone. Faciès de plage à keystone vugs dans lequel les fragments d'algues sont dominants. T-9, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 4 – Mudstone à trace de racine et à nombreuses Pseudotriloculines. T-33, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 5 – Mudstone montrant une microcavité préservée et remplie secondairement par un sédiment péloïdal. T-33, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.
- Fig. 6 – Mudstone à coquille dissoute et remplie précocement par un sédiment vaseux. T-35, coupe de Tenejapa (sommet), zone SBZ-2a.

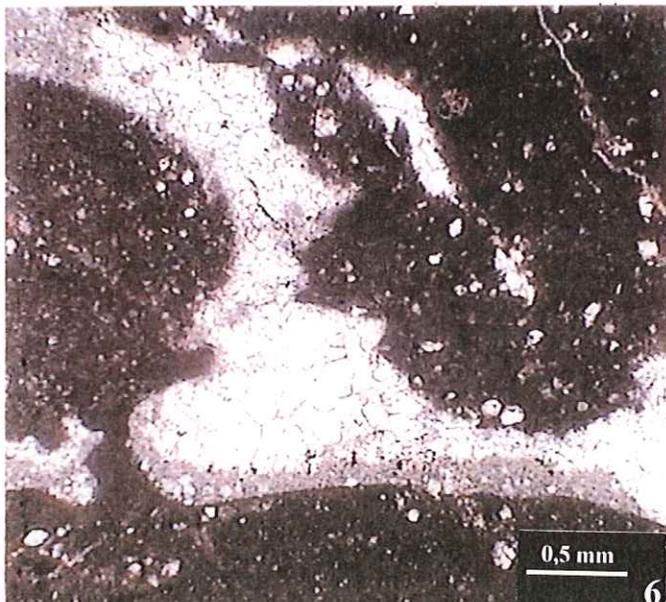
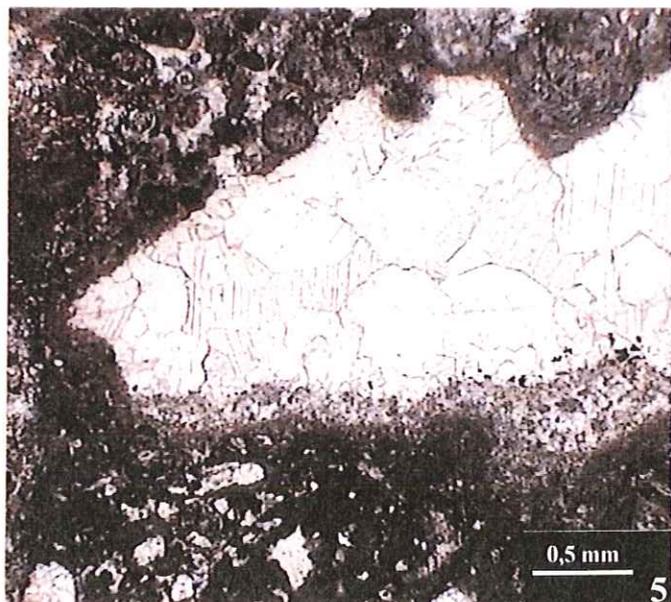
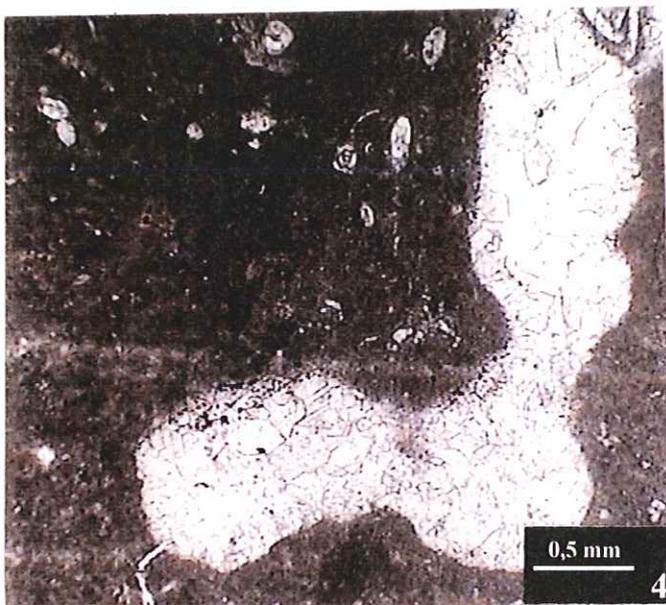
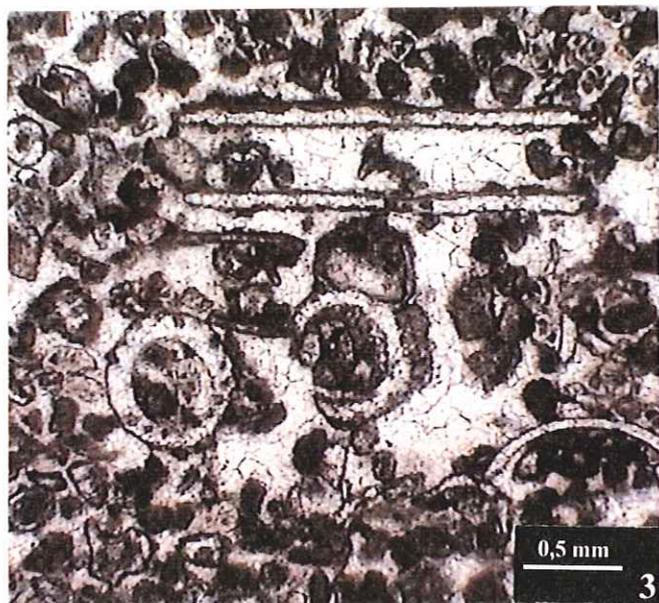
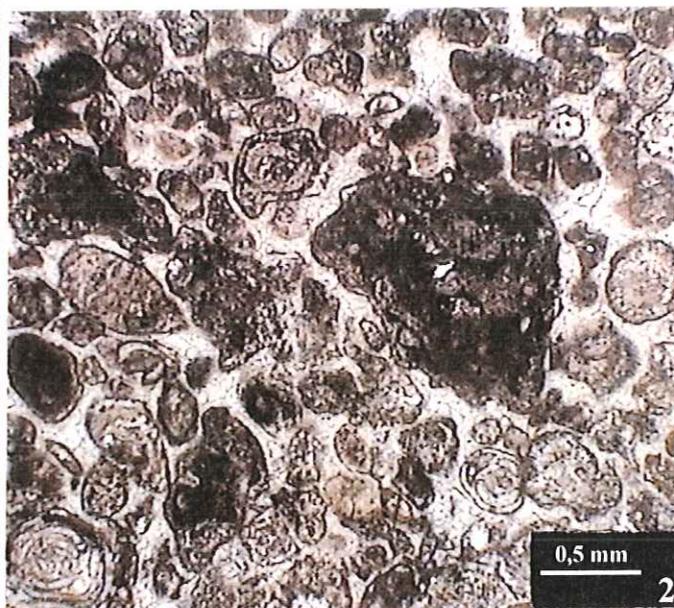


Planche VIII

Faciès des corps de régression forcée

- Fig. 1 – Grainstone-packestone. Faciès de transgression à galets carbonatés d'origine diverse. L'un d'entre-eux correspond à un fragment du sommet de la plate-forme carbonatée dont l'émersion et l'exposition aérienne sont attestées par le développement des *Microcodium* (M). Ces galets jalonnent la surface karstifiée du corps de régression forcé à La Ilusion. Il-4, coupe de La Ilusion, zone SBZ-2b.
- Fig. 2 – Grainstone. Banc sommital du corps de régression forcé renfermant une flore d'algues de grande taille. Les éléments algaires, originellement en aragonite, ont été dissous lors de l'émersion et de la karstification qui ont suivi l'abaissement du niveau de la mer. Ces cavités ont été remplies postérieurement par des petits cristaux de dolomie (flèche). EV-5, coupe d'El Vergel, zone SBZ-2a.
- Fig. 3 – Grainstone. Faciès récifal à coraux et algues rouges. Il-3, coupe de La Ilusion, zone SBZ-2b.
- Fig. 4 – Grainstone-packestone. Faciès récifal à algues rouges. KB-4, coupe de Kulaktik (base), zone SBZ-2a.
- Fig. 5 – Grainstone-packestone. Faciès à grands miliolidés et grands rotalidés traduisant un environnement déconfiné. KB-2, coupe de Kulaktik (base), zone SBZ-2a.
- Fig. 6 – Grainstone-packestone. Faciès à grands miliolidés, grands rotalidés et *Pseudorhapidionina* traduisant un environnement déconfiné. KB-2, coupe de Kulaktik (base), zone SBZ-2a.

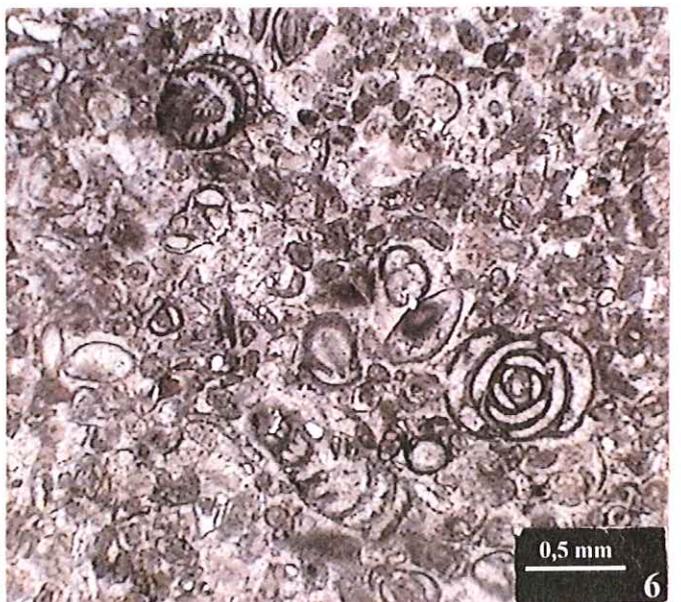
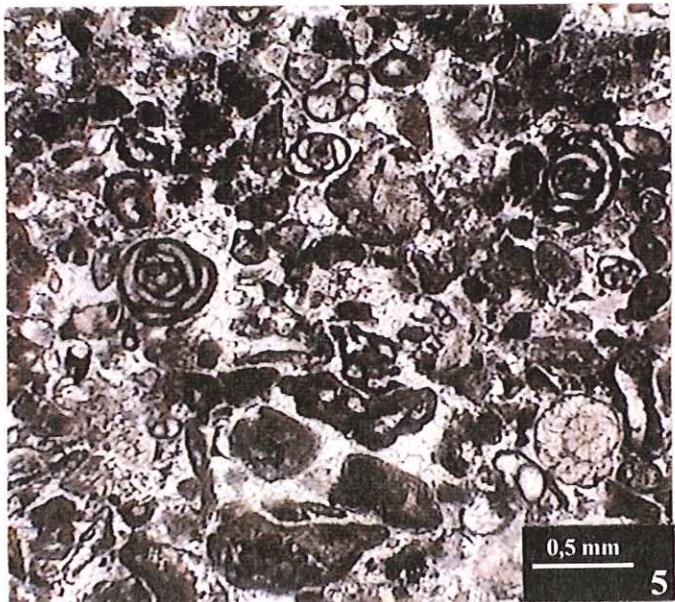
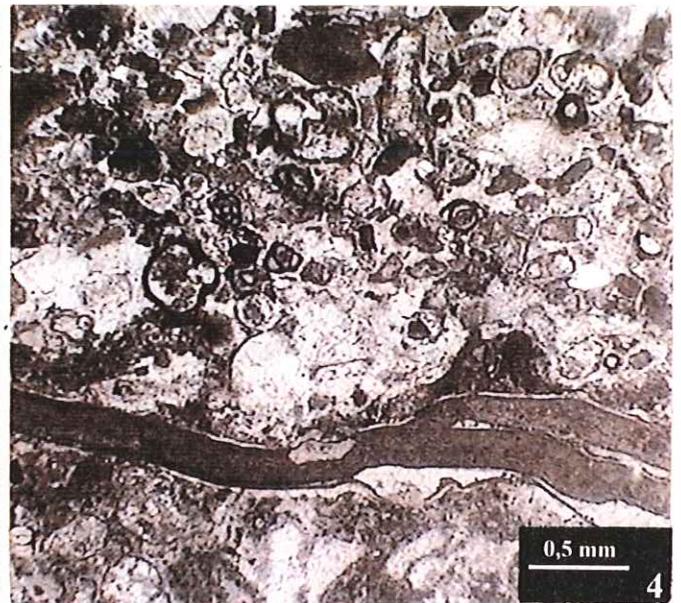
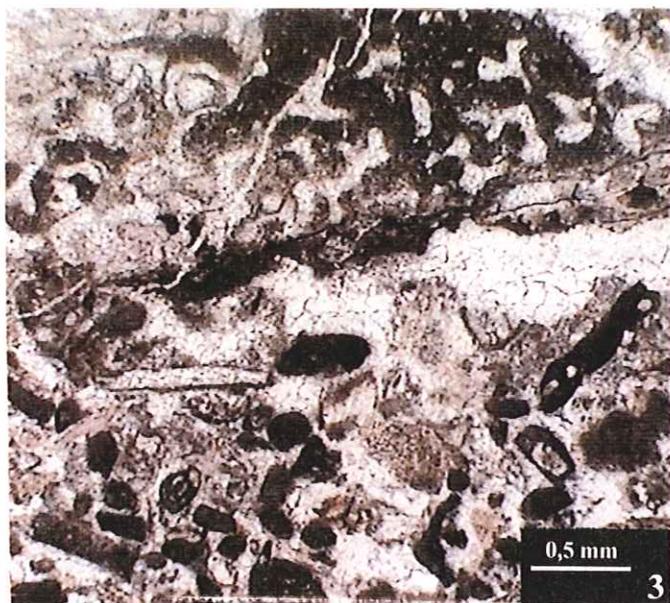
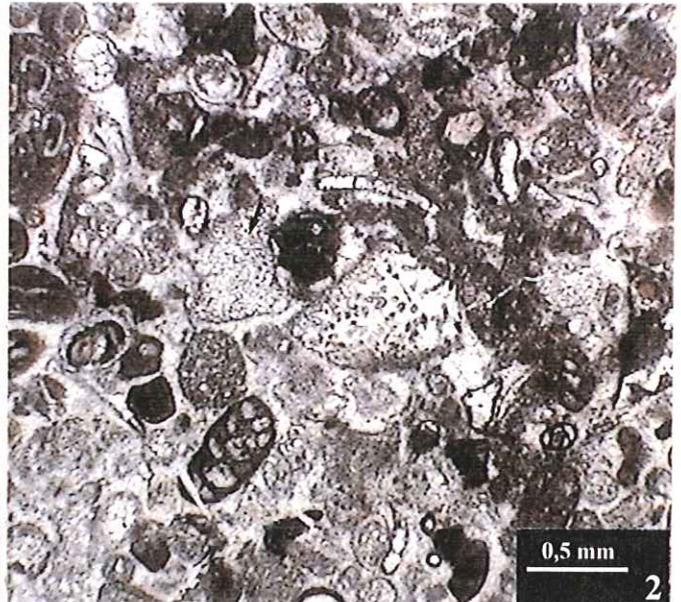


Planche IX

Karstification de la fin du Danien, marnes et grès verts de la transgression du Sélandien-Thanétien

- Fig. 1 – Grès calcaire verdâtre de la transgression sélandienne. On reconnaît des petits foraminifères benthiques du genre *Marssonella*. Il-6, coupe de La Ilusion, zone à *Morozovella angulata*.
- Fig. 2 – Faciès de remaniement dans la transgression thanétienne. Des galets d'origine variée sont repris dans les grès calcaires du Thanétien (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*). Un de ces galet (partie gauche de la photo) est un galet de calcaire argileux de bassin à foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina trinidadensis* du Danien. Il-4b, coupe de La Ilusion.
- Fig. 3 – Grès calcaire correspondant à un faciès de transgression qui colmate les cavités karstiques tapissées de *terra rossa*. Ce remplissage de paléosol a été induré lors de l'émersion, puis perforé au moment du retour de la mer. C'est une de ces perforations, visible sur le côté droit de la photo, qui a été ensuite remplie. Il-4b, coupe de La Ilusion.
- Fig. 4 – Grès vert calcaire de la transgression du Sélandien-Thanétien inférieur. Les grains de glauconie sont altérés et ont une couleur brune. T-45, coupe de Tenejapa (sommet).
- Fig. 5 – Surface karstifiée du corps de régression forcée. Les *terra rossa* remplissent tous les microcavités de l'épikarst. Il-1, coupe de La Ilusion.
- Fig. 6 – Argile gréseuse verte de la transgression du Thanétien inférieur (zone à *Luterbacheria pseudomenardii*). K-13, coupe de Kulaktik (sommet).

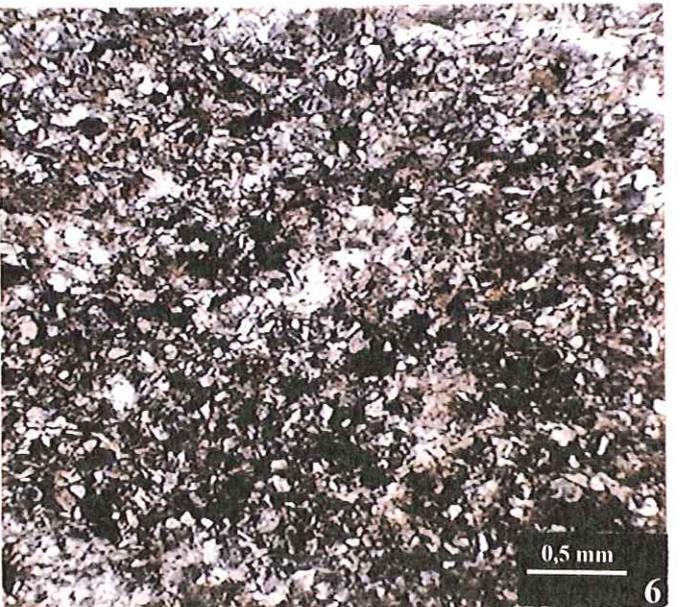
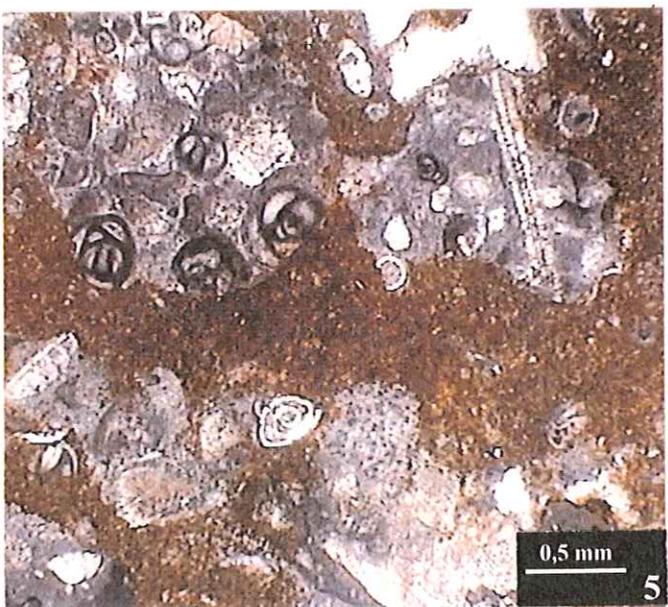
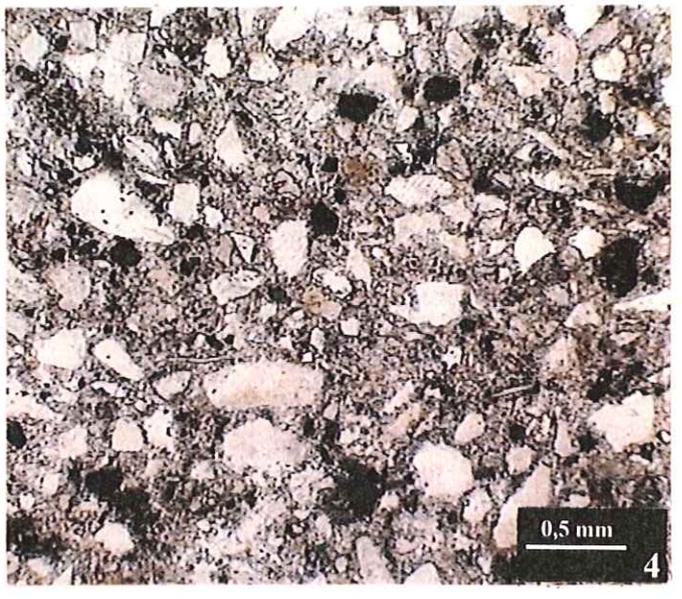
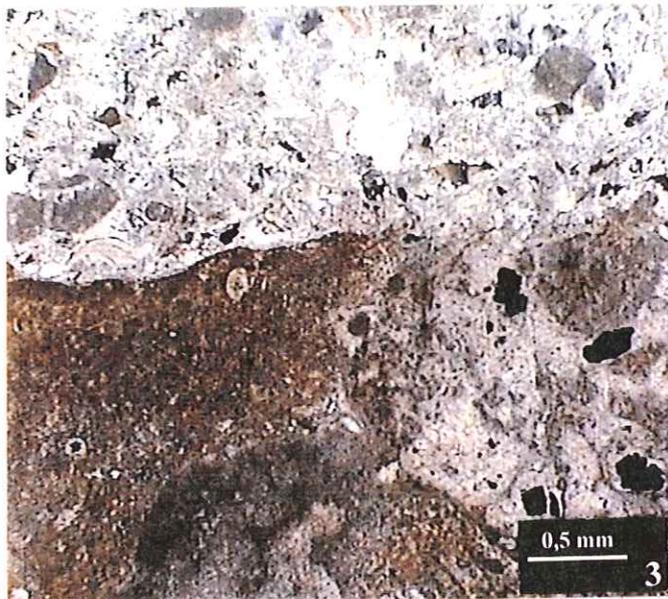
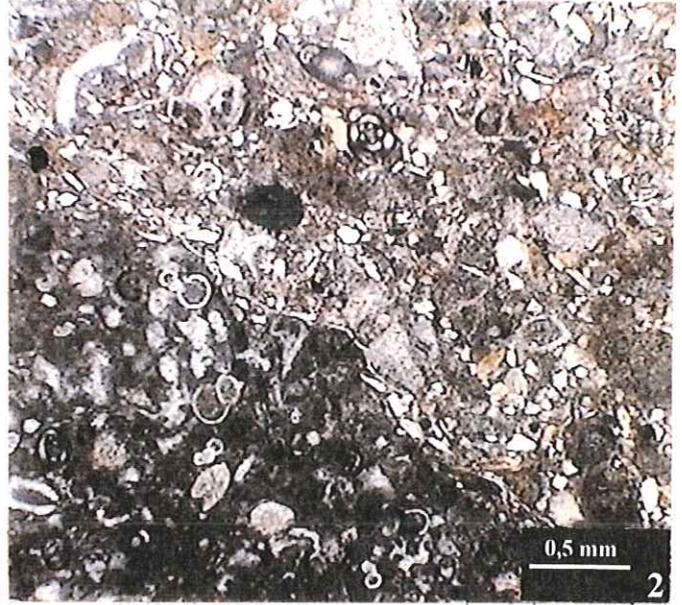
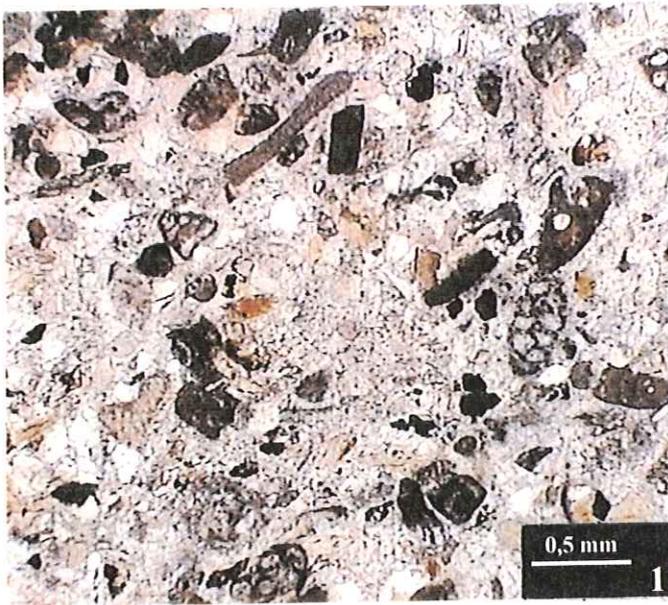
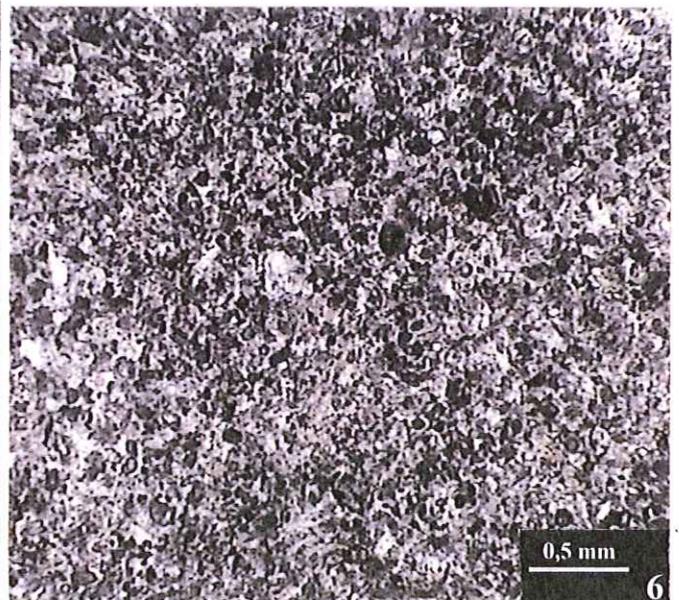
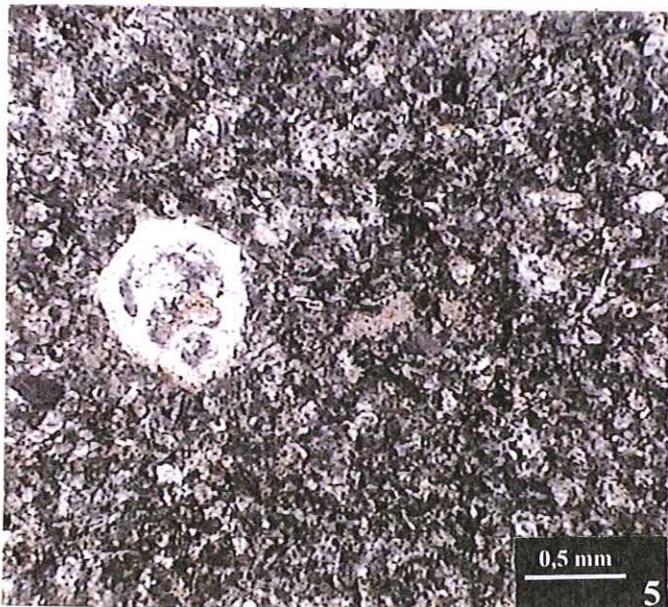
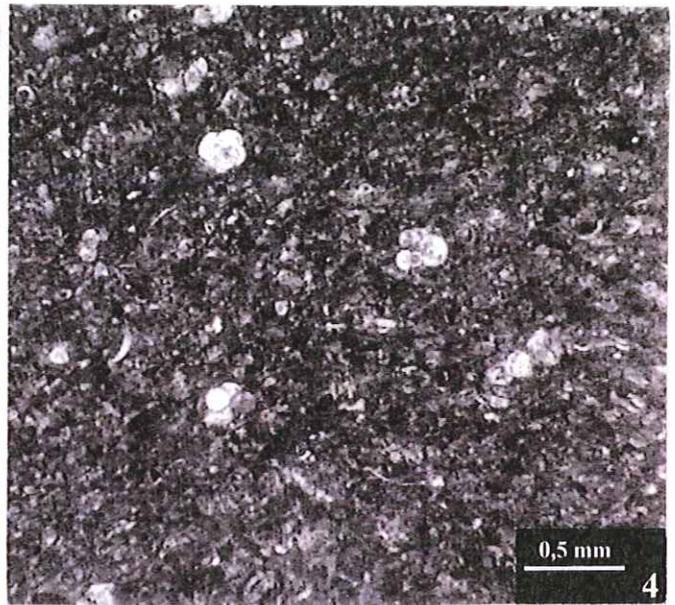
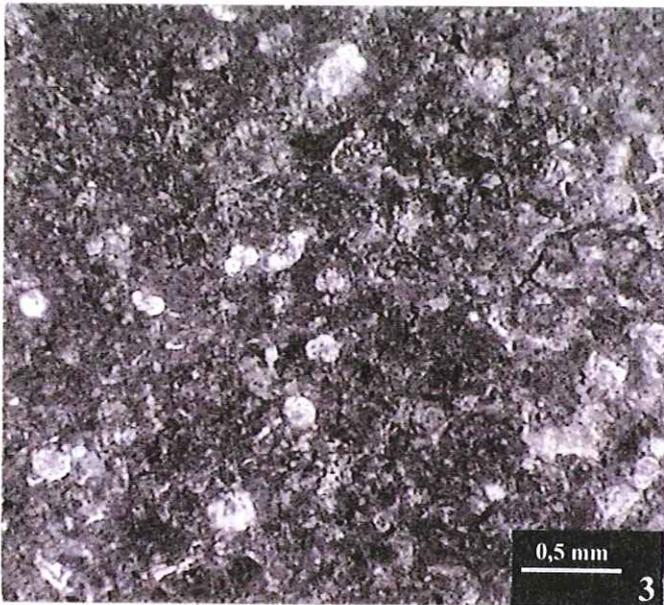
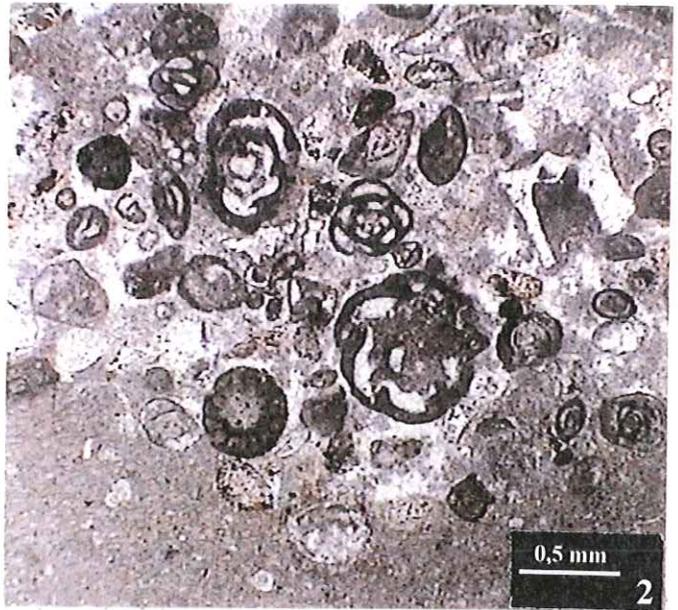
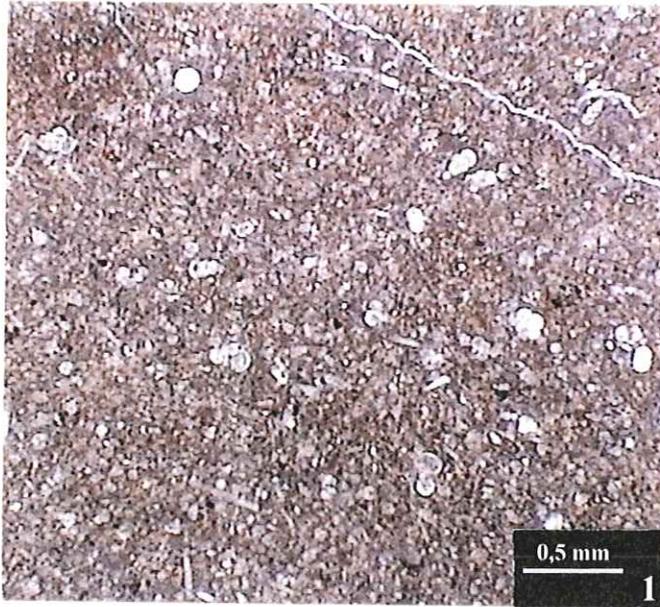


Planche X

Faciès de plate-forme externe, de talus externe et de bassin

- Fig. 1 – Mudstone-wackestone. Faciès de bassin à foraminifères planctoniques de la zone à *Acarinina uncinata* du Danien. TZ-15, coupe de Tzajalho.
- Fig. 2 – Mudstone et grainstone. Contact entre un *grain flow* à grands foraminifères et miliolidés de bordure de plate-forme et le mudstone hémipélagique de talus externe. EV-6, coupe d'El Vergel, zone à *Acarinina uncinata* du Danien.
- Fig. 3 – Wackestone. Faciès hémipélagique à quelques foraminifères pélagiques de talus externe. K-24, coupe d'Ococh, zone à *Acarinina uncinata* du Danien.
- Fig. 4 – Wackestone. Faciès hémipélagique à quelques foraminifères pélagiques de talus externe. K-24, coupe d'Ococh, zone à *Acarinina uncinata* du Danien.
- Fig. 5 – Wackestone-packstone. Faciès péloïdal de plate-forme externe avec des fragments d'échinodermes et quelques foraminifères benthiques de la famille des Nodosariidés. C-21, coupe de Cruzchen, zone à *Acarinina uncinata* du Danien.
- Fig. 6 – Wackestone-packstone. Faciès péloïdal de plate-forme externe à fragments d'échinodermes. C-11, coupe de Cruzchen, zone à *Acarinina uncinata* du Danien.



GÉOLOGIE ALPINE
MÉMOIRE H.S.

T. 1	MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridés du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p.	5 €
T. 2	SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T. 4	VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T. 5	CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T. 6	RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I.	épuisé
T. 7	SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I.	5 €
T. 8	COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186).	t.I épuisé t. II 2 €
T. 9	ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T.10	GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p.	5 €
T.11	ARNAUD-VANNEAU. 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). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.12	ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.13	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p.	23 €
T.14	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p.	23 €
T.15	COLLOQUE A.G.S.E. "Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p.	16 €
T.16	6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p. ..	épuisé
T.17	COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanién-Turonien. Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p.	épuisé
T.18	COLLOQUE A.G.S.E. " Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Téthysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p.	épuisé
T.19	GUILLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Étude structurale, métamorphique et géochimique. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994. 320 p.	69 €
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements. 174 p. Thèse d'Université. Chambéry.	non publié
T.22	JOUANNE F. 1994. - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison des données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie. 153 p.	23 €
T.23	CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.24	BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse).	épuisé
T.25	BLANC (E.)1996. - Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. 311 p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé

T.26	LEMENNICIER (Y.) 1996. - Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). Étude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. 171 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.27	CROUZET (C.) 1997. - Le thermopaléomagnétisme : méthodologie et applications. 197 p. Thèse de l'Université de Savoie.	23 €
T.28	LAZARRE (J.) 1997. - Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes-Alpes, France). Tectonique des socles et ds bassins à la limite secondaire-Tertiaire. 201 p. Thèse d'Université. Lyon I.	26 €
T.29	FUDRAL (S.) 1998. - Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). 306 p. Thèse de l'Université de Savoie.	42 €
T.30	CHAPRON (E.) 1999 - Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays alpin (Lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. 261 p. Thèse de l'Université de Lille.	37 €
T.31	Les Paléoalpains - Hommage à Pierre Bintz. 239 p.	39 €
T.32	DENIAUD (Y.) 2000 - Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. 157 p. Thèse d'Université Grenoble I.	25 €
T.33	BERNAUS (J.-M.) 2000 - L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE de l'Espagne) : micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle 138 p. Thèse d'Université Grenoble I.	23 €
T.34	MASCLE (G.) et TRICART (P.) 2001 - Le Canal de Sardaigne : les plongées CYANA 166 p.	39 €
T.35	EMPEREUR-MOT (L.) 2001 - La fragmentation naturelle des massifs rocheux. Modèles de blocs et bases de données tridimensionnelles : réalisation, exploration géométrique et applications. 187 p. ..	23 €

**GÉOLOGIE ALPINE
BULLETIN**

du	T. 33	1956	au	T. 55	1979	5 €	l'exemplaire
du	T. 57	1981	au	T. 69	1993	8 €	l'exemplaire
<i>sont épuisés</i>		T. 56	1980	et	T. 61	1985	
		T. 70	1994		16 €	l'exemplaire	
		T. 71	1995		16 €	l'exemplaire	
		T. 72	1996		16 €	l'exemplaire	
		T. 73	1997		20 €	l'exemplaire	
		T. 74	1998		120 €	l'exemplaire	
		T. 75	1999		23 €	l'exemplaire	

T 70 1994 = 3 articles géologie alpine + Thèse d'Université TALAVERA MENDOZA O., p. 47-242.
T 71 1995 = 5 articles géologie alpine + Thèse d'Université BENITEZ S., p. 3-163.

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu
Voir aussi sur le Web <http://www.univ-savoie.fr/labos/lgca/produ>

**GÉOLOGIE ALPINE
SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"**

N°1	Géotatelier Alpin. Résumés.	Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p.	8 €
N°2	Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés.	Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p.	épuisé
N°3	ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip.	Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p.	8 €
N°4	Les Bassins d'avant-chaînes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France.	Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p.	épuisé

AUTRES

Fichier ORBITOLINIDAE	par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P). Types figurés -143 espèces	39 €
-----------------------	---	------

CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.

Adressez vos demandes à : Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation
15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)
Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43 E-mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

