

50376  
1992  
357

62958

50376  
1993  
357

n° d'ordre : 1012

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES  
DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOSCIENCES

par

**Georges MAVRIKAS**

**ÉVOLUTION CRÉTACÉE-ÉOCÈNE D'UNE PLATE-FORME CARBONATÉE  
DES HELLÉNIDES EXTERNES  
LA PLATE-FORME DES ORI VALTOU ("MASSIF DU GAUROVO")  
ZONE DE GAUROVO-TRIPOLITZA, GRÈCE CONTINENTALE**



Soutenue le 12 Décembre 1992 devant la commission d'examens :

- M. Paquet J. Professeur Univ. de Lille I.....Président  
" Dercourt J. Professeur Univ. de Paris VI, Membre de l' Institut.....Rapporteur  
" Loreau J.-P. Professeur Univ. de Bourgogne, Dijon....."  
" Fleury J.-J. Maître de Conférence Univ. de Lille I.....Directeur de thèse  
" Chamley H. Professeur Univ. de Lille I.....Membre  
" Savoyat E. Ingénieur B.E.I.C.E.I.P....."  
" Thiébault F. Professeur Univ. de Lille I....."  
Mme Zambetakis-Lekkas A. Professeur Univ. d'Athènes....."

Ce volume fait partie d'un ensemble de 12 exemplaires qui, sauf en ce qui concerne leur couverture répondant aux normes officielles, ne diffèrent nullement par le texte, les illustrations et la pagination des exemplaires parus en 1993 dans la série "Publications" de la Société géologique du Nord.

En conséquence, afin d'éviter des confusions, le lecteur est prié de bien vouloir faire référence à cet ouvrage sous la forme suivante :

*MAURIKAS G. (1993).- Evolution crétacée-éocène d'une plate-forme carbonatée des Hellénides externes. La plate-forme des Ori Daltou ("Massif du Gavrovo"), zone de Gavrovo-Tripolitza, Grèce continentale. Soc. géol. Nord, Lille, Publication n° 20.*

## AVANT-PROPOS

Ce travail a été présenté sous forme de thèse, le 12 Décembre 1992 devant un jury constitué par le Président de l'Université des Sciences et Techniques de Lille. Voici, sous forme d'Avant-propos, ce qu'était sa préface.

La réalisation d'une thèse est une tâche complexe qui nécessite souvent la participation de plusieurs personnes venant d'horizons et de disciplines différents. Toutes ces personnes qui m'ont, directement ou indirectement, d'une manière ou d'une autre, aidé à arriver à échéance, je voudrais les mettre ici sous "la lumière du projecteur" en leur exprimant en même temps ma profonde gratitude.

D'abord, ceux qui sont à l'origine de cette thèse, mes professeurs à l'Université d'Athènes Spyros Lekkas et Alexandra Zambetakis-Lekkas, en me proposant de venir continuer mes études géologiques en France. Mme A. Zambetakis-Lekkas a bien accepté de faire le voyage depuis la Grèce pour participer au jury de cette thèse; je la remercie vivement.

C'est grâce à eux que j'ai connu Jean-Jacques Fleury qui a aimablement voulu "prendre en charge" un grec qui balbutiait encore le français. Après un D.E.A. sur les carbonates bien ingrats de Tripolitza de la région de Kynourias, J.J. Fleury m'a proposé pour sujet de thèse l'étude du massif du Gavrovo qui devait se révéler plein de surprises, même après les études précédents (Aubouin, I.G.R.S.-I.F.P., Fleury). Il ne s'était pas trompé et avec sa grande expérience a su me guider à travers du dédale des nouveaux éléments accumulés après chaque mission. Pour sa participation sur toutes les phases de la réalisation de la thèse, pour sa disponibilité et hospitalité pendant mon long séjour à Lille, je lui témoigne mon amitié sincère et je forme l'espoir d'une collaboration durable.

C'était une chance et un grand honneur pour moi d'avoir à ce jury, le professeur Jean Dercourt représentant de "pères fondateurs" français de la Géologie de la Grèce; sa grande connaissance des problèmes téthysiens, et helléniques en particulier, est bien connue.

Le professeur Jean-Paul Loreau spécialiste des carbonates a pu apprécier de près, au tout début de mon travail, les beaux faciès gavroviens. Je le remercie vivement d'avoir accepté in extremis, d'assurer l'un des rapports de la thèse.

L'ingénieur Edmond Savoyat, fut le principal artisan de l'étude de l'I.G.R.S.-I.F.P. sur le massif. La carte géologique et les traverses effectuées dont il est responsable témoignent de la précision de ses observations. Sa présence dans le jury était pour moi un grand honneur.

Le professeur François Thiébault a eu l'amabilité de m'accueillir au sein du laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale et toujours a montré son grand intérêt pour les problèmes géologiques des Hellénides externes dont il est un fervent spécialiste.

Le professeur Hervé Chamley, bien que moins directement concerné par les problèmes géologiques grecs, a toujours montré de l'intérêt à l'égard de mon travail; je le remercie particulièrement pour son soutien pour l'obtention des délais pour la fin de la thèse.

Le professeur Jacques Paquet n'a jamais hésité à m'aider pour toutes les démarches administratives au cours de la préparation de ma thèse et je suis doublement honoré qu'il ait accepté de présider ce jury, puisqu'il fut l'un des premiers à envisager l'importance des décrochements longitudinaux dans les chaînes téthysiennes.

*Le travail aurait été bien incomplet sans la contribution des divers spécialistes qui ont bien voulu consacrer leur temps à l'examen du matériel : Melle D. Décrouez pour les foraminifères de l'Eocène, M. R. Deloffre pour les algues, M. J. J. Fleury pour les Globotruncanes et les Rhapydioninidés, M. L. Hottinger pour les Alvéolines et M. J. Philip pour les rudistes.*

*Dans la phase finale de la rédaction de la thèse j' ai eu des conseils de M. F. Meilliez sur des questions de tectonique en contexte décrochant, pour l' élaboration du modèle final.*

*En Grèce, pour divers problèmes administratifs et logistiques, j' ai bénéficié de l' aide de plusieurs personnes. Ce sont: S. Lekkas, A. Alexopoulos et Y. Danamos de l' Université d' Athènes; D. Haralambous, D. Matarangas et P. Tsombos de l' I.G.R.S.; la famille de mon oncle D. Mavrikas à Agrinion; les habitants des villages limitrophes du massif qui m'ont toujours merveilleusement accueilli et plus spécialement Y. Kosmas à Kanalia, Kossyfakis à Mégalokhari, C. Moutsokos à Vrouviana, T. Zarmakoupis à Vélaora, A. Papathanassis à Pratovouni, A. Saltis à Yéfira Tatarnas et Y. Ioannou à Alévradhia.*

*Je garde le meilleur souvenir de quelques collègues et ami(e)s qui, soit dans le cadre de leur travail, soit par goût de l' aventure, n' ont pas hésité à grimper sur les pentes sèches du massif.*

*A Lille, j' ai eu la chance d' avoir de bons amis qui ont participé à leur manière à cette thèse; il s'agit de la bien connue 'colonie grecque' du SN5 constituée par Antonios Staïs et Christos Lazarou, mes copains du D.E.A. L. Briquet, H. Capelle et G. Sevrin et tous les autres qui sont trop nombreux pour que je me hasarde à citer leurs noms.*

*La préparation de nombreuses lames minces est l'œuvre de MM. P. Dorn et C. Cornil tandis que M. J. Carpentier est responsable de la réalisation des photos dont un petit échantillon est seul présenté ici dans les Planches. Melle Mulier a assuré la totalité de la frappe du texte et des diverses corrections sans jamais se plaindre pour les brefs délais du temps qui lui ont été imposés. Mme Bocquet m' a toujours approvisionné en matériel pour la réalisation des dessins et M. Rouzé a garanti la grande qualité du tirage offset.*

*La publication de cette thèse par la Société géologique du Nord, dans la série où d' autres thèses beaucoup plus importantes sur la géologie grecque sont parues, est pour moi un très grand honneur. Mes remerciements vont à M. J. Ferrière président de la S.G.N. et Mme P. Corsin responsable des publications pour l' intérêt qu' ils ont montré pour cette publication.*

*Pour mes recherches doctorales en France j' ai bénéficié d' une bourse de trois ans issue des fonds 'Ktenas' de l' Académie des Sciences à Athènes.*

*Enfin, avant que je termine cet avant-propos je voudrais rendre hommage aux membres de ma famille qui pendant ces années de séparation n' ont pas cessé de m' encourager de toutes les manières. Je leur dédie donc ce livre tant attendu.*

## Avertissement

L'ouvrage comporte, outre une Introduction et une Conclusion, un exposé des faits en deux grandes Parties. Le volume très inégal de ces Parties est fonction des deux grands types d'évolution qui se succèdent, séparés par un important bouleversement produit près de la limite Santonien-Campanien. La principale conséquence de ce bouleversement consiste en une partition longitudinale de l'aire des Ori Valtou ; ce trait détermine les grandes lignes du plan que l'on retrouvera dans chacune des Parties et pour chacune des périodes successives. On distinguera ainsi, comme l'indique la fig. 8, p. 20 :

- un *Domaine oriental* où la sédimentation, sensiblement continue, présente des fluctuations modérées ;
- un *Domaine occidental* (plus ou moins distinct, selon les périodes, d'un *Domaine axial*) où de grandes lacunes coupent une sédimentation très instable.

On traitera encore sommairement, à la fin de chaque période, du *Compartiment de Triklino-Alévrada* (extrémité méridionale du massif) qui témoigne d'une évolution particulière.

## Résumé

L'**Introduction** (p. 2-18) met en place le cadre paléogéographique et structural dans lequel se situe la zone de Gavrovo-Tripolitza dont les affleurements des Ori Valtou constituent le plus représentatif échantillon. Les fondements de l'étude, bibliographiques et techniques, y sont également présentés.

La **Première Partie** (p. 19-36), sous-titrée "stabilité antécampanienne", comporte l'analyse des sédiments créacés antécampaniens constituant le "substratum" des dépôts finicréacés et cénozoïques. Pour ce qui en est conservé, tout porte à croire que la portion de plate-forme étudiée reste peu profonde, dans des conditions de circulation restreinte propres à la "plate-forme interne" à peuplements endémiques. Les faibles variations de l'ambiance sédimentaire apparaissent, à l'issue d'une comparaison avec d'autres plates-formes adriatico-égéennes (fig. 16, p. 35), la conséquence d'une évolution d'ensemble, discernable dans toute la Téthys (p. 32 à 35).

L'absence d'une partie des sédiments de cette période est liée à une ablation qui se situe, d'après l'examen des plus étroites "fourchettes" d'âge, vers la limite Santonien-Campanien. L'amenuisement progressif d'W en E de l'importance de cette lacune et l'aspect tranché de la surface qui en témoigne (d'où toute trace d'érosion mécanique ou d'altération chimique est absente) en sont les principales caractéristiques.

La **Deuxième partie** traite de la longue période d'instabilité qui, précédemment instaurée, va se poursuivre jusqu'au cours de l'Oligocène. La division en deux chapitres est imposée par une discontinuité de sédimentation correspondant sensiblement à la limite Crétacé-Paléocène.

Le Chapitre I (p. 37 à 108) analyse les sédiments campano-maastrichtiens témoignant des nouvelles conditions établies à la suite du bouleversement précédent. L'état qu'on peut déduire de leur nature et de leur répartition est donné par la fig. 53B, p. 106.

- Le *Domaine oriental* montre une sédimentation continue mais différenciée (fig. 32-33, p. 67-69). Les sédiments de type plate-forme interne y sont intercalés d'un corps bioclastique hétérochrone ("membre bioclastique") constitué d'une accumulation de débris de rudistes. La dépression réceptrice de ces débris, identifiée près des deux extrémités du massif, est comblée avant la fin du Maastrichtien.

- Le *Domaine axial et occidental* est le siège d'une sédimentation récifale hétérochrone (fig. 53A, p. 104). Les bioconstructions à rudistes, installées dès le Campanien supérieur - Maastrichtien dans la partie médiane du massif ("bloc médian") et seulement au Maastrichtien supérieur au N ("bloc septentrional") ont vraisemblablement alimenté la dépression du *Domaine oriental*.

L'épisode diastrophique, d'âge santonien supérieur à campanien inférieur, est donc responsable de :

- la création d'une discontinuité longitudinale dans le massif ;
- l'ablation d'une partie des sédiments antérieurs ;
- la différenciation des conditions de sédimentation de part et d'autre de cette discontinuité, dans un contexte qui reste stable jusqu'à la fin des temps crétacés.

Le Chapitre II (p. 109 à 187) traite de la période paléocène-éocène, au cours de laquelle une grande variabilité des sédiments, dans le temps comme dans l'espace, après l'émergence finicrétacée généralisée (p. 140), traduit une instabilité nouvelle et entretenue.

- Le Domaine oriental est occupé par des milieux de plate-forme externe où se déposent des sédiments variés dans le détail (fig. 66 - 67 A-B, p. 138-143) : faciès récifaux à madrépores (au Paléocène supérieur et à l'Eocène supérieur) ou néritiques de type "ouvert" dans les secteurs internes, faciès planctoniques dans les secteurs externes ; des épisodes de lacune et de remaniements s'y inscrivent.

- Le Domaine axial et occidental (fig. 80 - 81 A-B, p. 174-178) est constitué par la juxtaposition de "zones hautes", sièges d'une sédimentation récifale dès le Paléocène inférieur et de "régions périrécifales" dont les sédiments planctoniques se nourrissent de la destruction des zones hautes, depuis le Paléocène jusqu'à l'Eocène moyen. L'Eocène supérieur correspond à une homogénéisation relative des conditions de sédimentation, avant l'invasion du flysch qui se produira sur un substrat cependant encore hétérogène.

L'ensemble de l'aire des Ori Valtou (fig. 82 A-B-C, p. 182-186) apparaît profondément marqué par l'héritage crétacé ; si de nouvelles limites tectoniques transversales apparaissent et si les instabilités sont nombreuses, la puissance et/ou la nature des processus qui en sont générateurs semblent avoir été modifiées.

Finalement, en **Synthèse et Conclusion** (p. 189-215), une rapide revue des connaissances acquises sur les "plates-formes adriatico-égéennes" des Dinarides *s.l.* et de l'Apennin méridional montre que les différenciations précédemment décrites ne sont pas restreintes aux Ori Valtou. La création d'accidents longitudinaux dans ces plates-formes au cours du Crétacé s'accorde avec la collision qui se produit alors entre l'extrémité septentrionale de l'Apulie et l'Europe pour suggérer une transmission longitudinale des contraintes dont résulte un jeu décrochant. Dans ce contexte, - des phénomènes de *transpression* (fig. 90, p. 212) sont susceptibles d'avoir provoqué l'éjection progressive d'une lame bordière occidentale ("Domaine axial et occidental") dont l'ablation aurait nourri les brèches du bassin Ionien adjacent ; - des phénomènes de *transtension* (fig. 91, p. 214) sont susceptibles de rendre compte de la disposition des dépressions du "Domaine oriental" jouxtant la discontinuité longitudinale. L'un et l'autre pouvant rendre compte, chacun pour sa part, d'une partie des faits, c'est à la succession dans le temps de ces deux types de processus que l'aire des Ori Valtou doit probablement son évolution crétacée.

**Cretaceous to Eocene evolution of a carbonate platform  
in external Hellenides**

**The Ori Valtou platform ("Gavrovo massif"),  
Gavrovo-Tripolitza zone, Greek mainland**

**Foreword**

This work, completed as a thesis, consists mainly in two parts of very unequal volume, according to the attention given to the two successive types of evolution of the platform, separated by an important disruption produced near the limit of Santonian-Campanian. The main consequence of this event consists of a longitudinal division of the Ori Valtou area; this feature determines the great lines of the plan which is followed in each part and for any of the successive periods. Thus, we will distinguish, as fig.8, p.20 shows :

- *an eastern Domain* where the sedimentation is sensibly continuous, with moderate fluctuations ;
- *a western Domain* (more or less distinct, according to the period, from an axial Domain) where a very unstable sedimentation is interrupted by great hiatus.

The *Triklino-Alevradha Compartment* (southern extremity of the massif) which reveals a peculiar evolution will be treated separately.

**Summary**

**The Introduction** (p.2-18) sets the paleogeographical and structural frame in which Gavrovo-Tripolitza zone is placed ; inside this zone, the Ori Valtou outcrops constitute the largest and the most representative example. The bibliographic and technical foundations of the work are also exposed here.

**The First Part** (p.19-36) intitled "precampanian stability", is made up of the analysis of precampanian sediments forming the "substratum" of uppermost cretaceous and cenozoic deposits. From their remaining part, all the data encourage us to believe that the analysed portion of the platform was conserved near the tidal zone, under restricted circulation conditions of an "inner platform" distinguished by an endemic peopling. Small variations of the sedimentary environment appear, from a comparison with the others adriatic-aegeans platforms (fig.16, p.35), consequence of a general evolution, detectable throughout the Tethys (p.32 to 35).

The lack of part of the sediments of this period is linked to an ablation taking place by Santonian-Campanian transitionnal times. The progressive decrease of the hiatus from W to E and the clear-cut of the separating surface (from which is absent any trace of mechanical erosion or chemical alteration), are its main features.

**The second Part** describes the long period of unstability, persisting until Oligocene. The division in two chapters is imposed by a sedimentary break corresponding approximately to Cretaceous-Paleocene limit.

The Chapter I (p.37 to 108) examines the campano-maastrichtian sediments revealing the new conditions following the previous disruption. The state we can deduce from their nature and their distribution is given by fig.53B, p.106.

- The eastern Domain shows an uninterrupted but laterally variable sedimentation (fig.32-34, p.67-69). A skeletal diachronic body ("bioclastic member") composed by an accumulation of rudistid fragments is

## VI

intercalated within the main sediments indicating a restricted marine area ("inner platform"). The depression receiving these fragments, identified near the two extremities of the massif, is filled up before the end of Maastrichtian time.

- The axial and western Domain is the seat of a reefal diachronous sedimentation (fig.53A, p.104). The debris from the rudistid buildups set-up as early as the upper Campanian-Maastrichtian in the median part of the massif ("median block") and only during the upper Maastrichtian to the N ("northern block"), very likely fed the depression in the eastern.

The diastrophic episode, of upper Santonian to lower Campanian age is therefore responsible for :

- the creation of a longitudinal discontinuity through the massif;
- the ablation of part of the previous sediments to the W ;
- the differentiation of sedimentary conditions on both sides of this discontinuity, persisting until the end of Cretaceous time.

The Chapter II (p.109 a 187) describes the Paleocene-Eocene period characterized by the great variability of the sediments in space and time, following the generalised uppermost cretaceous emersion (p.140), giving evidence for a new and persisting instability.

- The eastern Domain is occupied by open-shelf and outer platform environments where various sediments are deposited (fig.66-67A-B, p.138-143) : reefal facies with madrepores (in upper Paleocene and upper Eocene) in the more inner parts, planktonic facies in the outer parts; episodic hiatuses and reworking of sediments are observed.

- The axial and western Domain (fig.80-81A-B, p.174-178) consists of the juxtaposition of "high zones", (places where a reefal sedimentation takes place as soon as lower Paleocene) and of "perireefal areas", (where the planktonic sediments are fed from the destruction of the high zones, from Paleocene to middle Eocene). The upper Eocene testifies a relative homogenization of sedimentary conditions, before the invasion of the flysch, produced over a still heterogeneous substratum .

The whole of the Ori Valtou area (fig.82A-B-C, p.182-186) seems deeply marked by the cretaceous inheritance; if new transversal tectonic limits appear and if the successive instabilities are numerous, the strength and/or the nature of the processes seem to be modified.

Finally, in **Synthesis and Conclusions** (p.189-215), a brief review of the "adriatic-aegean platforms" in Dinarides s.l. and the southern Apennines, shows that the previously described differentiations are not restricted to the Ori Valtou area. The creation of longitudinal accidents inside the platforms by upper Cretaceous time agrees with the collision produced between the northern extremity of Apuly and Europe, suggesting a longitudinal transmission of the strains from which strike-slip movements resulted. In such a context, - *transpressional* phenomena (fig.20, p.212) may have produced the progressive ejection of a western marginal slide ("axial and western Domain") of which the ablation has fed the breccias of the adjacent Ionian basin; - *transtensional* phenomena (fig.91, p.214) may explain the distribution of depressions in "eastern Domain" in the nearness of the longitudinal discontinuity. These two phenomena may explain together, each by its side, part of the facts, but their succession in time could be responsible for the cretaceous evolution of the Ori Valtou area.



## VII

# ΕΞΕΛΙΞΗ ΑΠΟ ΤΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ ΕΩΣ ΤΟ ΗΩΚΑΙΝΟ ΜΙΑΣ ΑΝΘΡΑΚΙΚΗΣ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑΣ ΤΩΝ ΕΞΩΤΕΡΙΚΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ Η ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ ΤΩΝ ΟΡΕΩΝ ΤΟΥ ΒΑΛΤΟΥ (ΟΡΕΙΝΟΣ ΟΓΚΟΣ ΓΑΒΡΟΒΟΥ) ΖΩΝΗ ΓΑΒΡΟΒΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΗΣ, ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ

από το Γιώργο Χ. Μαυρικά

### Σημείωση

Η διατριβή αυτή, εκτός από την Εισαγωγή και τα Συμπεράσματα, περιλαμβάνει την έκθεση των δεδομένων σε δύο μεγάλα Μέρη. Η μεγάλη διαφορά μεγέθους αυτών των Μερών είναι συνάρτηση των δύο μεγάλων τύπων εξέλιξης που διαδέχεται ο ένας τον άλλο, μετά από μία σημαντική αναστάτωση που εκδηλώνεται γύρω από το όριο Σαντόνιου-Καμπάνιου. Η αναστάτωση αυτή, έχει σαν κύριο αποτέλεσμα του κατά μήκος διαμελισμό της έκτασης των Ορέων Βάλτου· αυτό το χαρακτηριστικό καθορίζει τις γενικές γραμμές του πλάνου και θα το συναυτούμε σε καθένα από τα δύο Μέρη και για κάθε περίοδο. Θα ξεχωρίσουμε έτσι όπως δείχνει το σχ.8, σελ.20 :

- μία ανατολική Περιοχή όπου η ιζηματογένεση, ουσιαστικά συνεχής, παρουσιάζει μέτριες μόνο διακυμάνσεις
- μία δυτική Περιοχή (που ξεχωρίζει, ανάλογα τις περιόδους, από μία αξονική Περιοχή), όπου μεγάλα κενά διακόπτουν μία ιζηματογένεση ιδιαίτερα ασταθή.

Περιληπτικά θα αναφερόμαστε, στο τέλος κάθε περιόδου, για τον Τομέα του Τρίκλινου-Αλευράδας (νότια απόλιξη των ορέων) που παρουσιάζει μία ιδιαίτερη εξέλιξη.

### Περίληψη

Η Εισαγωγή (σελ.2-18) οριοθετεί το παλαιογεωγραφικό και τεκτονικό πλαίσιο μέσα στο οποίο τοποθετείται η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης της οποίας οι εμφανίσεις των Ορέων Βάλτου αποτελούν το πιο αντιπροσωπευτικό δείγμα. Εδώ δίνονται επίσης τα βιβλιογραφικά και τεχνικά δεδομένα της μελέτης (βιβλιογραφία έως και το 1990, χαρτογράφηση της όλης περιοχής σε κλίμακα 1:25000 και 1:20000, εξέταση αεροφωτογραφιών κλίμακας 1:33000, μελέτη περίπου 2000 λεπτών τομών, παρουσίαση γεωλογικού χάρτη κλίμακας 1:30000)

Το Πρώτο Μέρος (σελ.19-36), με τίτλο «προκαμπάνια σταθερότητα», περιλαμβάνει την ανάλυση των κρητιδικών ιζημάτων προ του Καμπάνιου που συνθέτουν το «υπόβαθρο» των αποθέσεων του ανώτατου Κρητιδικού και του Καινοζωικού. Γιά ότι διατηρείται από αυτό το «υπόβαθρο», όλα τα στοιχεία τείνουν να δείξουν ότι το μελετημένο τμήμα της πλατφόρμας παραμένει ρηχό, κάτω από συνθήκες περιορισμένης κυκλοφορίας χαρακτηριστικές μιας «εσωτερικής πλατφόρμας» με ενδημικούς πληθυσμούς. Μικρές διαφορές του περιβάλλοντος ιζηματογένεσης εμφανίζονται, μετά απο μία σύγκριση με τις άλλες αδριατικο-αιγαιακές πλατφόρμες (σχ.16, σελ.35), σαν συνέπεια μιας γενικότερης εξέλιξης, που διακρίνεται σ' όλη την Τηθύ (σελ.32 με 35).

Η απουσία ενός τμήματος των ιζημάτων αυτής της περιόδου συνδέεται με μία απογλύπτιση που τοποθετείται, βάση της μελέτης των πιο στενών ορίων ηλικίας, γύρω από το όριο Σαντόνιου-Καμπάνιου. Τα κύρια χαρακτηριστικά αυτού του

## VIII

φαινόμενου αποτελούν, η προοδευτική ελάττωση από δυτικά προς ανατολικά του μεγέθους του στρωματογραφικού κενού και η απότομη όψη της επιφάνειας που το μαρτυρεί (από την οποία απουσιάζει οποιοδήποτε ίχνος μηχανικής διάβρωσης ή χημικής αλλοίωσης).

**Το Δεύτερο Μέρος** αναφέρεται στην μεγάλη περίοδο αναστάτωσης που εγκαινιάσθηκε πριν και που θα συνεχιστεί ως το Ολιγόκαινο. Ο χωρισμός του σε δυο κεφάλαια επιβάλλεται λόγω της ύπαρξης μιας ασυνέχειας της ιζηματογένεσης που πλησιάζει αισθητά το όριο Κρητιδικού-Παλαιόκαινου.

Στο Κεφάλαιο I (σελ.37 ως 108) αναλύονται τα ιζήματα του Καμπάνιου-Μαιστρίχτιου που μαρτυρούν τις νέες συνθήκες που καθιερώνονται μετά από την προηγούμενη αναστάτωση. Η οργάνωση που μπορούμε να διαπιστώσουμε, βάση της κατανομής τους και της φύσης τους, δίνεται στο σχ.53B, σελ.106.

- Η ανατολική Περιοχή δείχνει μία συνεχή αλλά διαφοροποιημένη ιζηματογένεση (σχ.32-33, σελ.67-69). Τα ιζήματα τύπου εσωτερικής πλατφόρμας περικλείουν μία ενδιάσπρωση ενός διαχρονικού βιοκλαστικού σώματος («βιοκλαστικό μέλος») που συνθέτεται από τη συσσώρευση θραυσμάτων ρουδιστών. Το βύθισμα (τεκτονικό) που δέχεται αυτά τα θραύσματα, αναγνωρισμένο κοντά στις δύο άκρες των ορέων, γεμίζει πριν το τέλος του Μαιστρίχτιου.

- Η αξονική και δυτική Περιοχή χαρακτηρίζεται από μία υφαλώδη διαχρονική ιζηματογένεση (σχ.53A, σελ.104). Οι υφαλώδεις σχηματισμοί με ρουδιστές, εγκατεστημένοι ήδη από το Ανώτερο Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο στο μεσαίο τμήμα της Περιοχής («μεσαίο τέμαχος») και μόνο από το Ανώτερο Μαιστρίχτιο στο βόρειο τμήμα της Περιοχής («βόρειο τέμαχος») πρέπει να είναι αυτοί που έχουν τροφοδοτήσει το βύθισμα της ανατολικής Περιοχής.

Το επισόδειο του διαστροφισμού, ηλικίας Ανώτερο Σαντόνιο ως Κατώτερο Καμπάνιο, είναι λοιπόν υπεύθυνο για :

- τη δημιουργία μιας κατά μήκος ασυνέχειας στο χώρο των ορέων
- την απογλύπτιση ενός μέρους των προηγούμενων ιζημάτων
- τη διαφοροποίηση των συνθηκών ιζηματογένεσης από το ένα και από το άλλο μέρος αυτής της ασυνέχειας, κάτω από ένα καθεστώς που μένει σταθερό ως το τέλος των κρητιδικών χρόνων.

Στο Κεφάλαιο II (σελ.109 ως 187) αναλύεται η περίοδος του Παλαιόκαινου-Ηώκαινου, κατά τη διάρκεια της οποίας η μεγάλη ποικιλία των ιζημάτων, τόσο στο χρόνο όσο και στο χώρο, μετά από την γενικευμένη τελοκρητιδική ανάδυση (σελ.140), μαρτυρεί μια νέα και συντηρούμενη αστάθεια.

-Η ανατολική Περιοχή καταλαμβάνεται από τα περιβάλλοντα εξωτερικής πλατφόρμας όπου αποτίθονται διάφορα ιζήματα (σχ.66-67A-B, σελ.138-143) : φάσεις υφαλώδεις με μαδρεποράρια (στο Ανώτερο Παλαιόκαινο και στο Ανώτερο Ηώκαινο) ή νηριτικές φάσεις τύπου «ανοιχτής κυκλοφορίας» στους εσωτερικούς τομείς και πλαγκτονικές φάσεις στους εξωτερικούς τομείς· παρατηρούνται επίσης επισόδεια με ασυνέχειες και επανεπεξεργασίες των ιζημάτων.

-Η αξονική και δυτική Περιοχή (σχ.80-81A-B, σελ.174-178) αποτελείται από μία παράθεση «υψηλών ζωνών», έδρες μίας υφαλώδους ιζηματογένεσης στο

## IX

Κατώτερο Παλαιόκαινο και «περιυφαλωδών περιοχών» των οποίων τα πλαγκτονικά ιζήματα τροφοδοτούνται με θραύσματα από την καταστροφή των υψηλών ζωνών, από το Παλαιόκαινο ως το Μέσο Ηώκαινο. Το Ανώτερο Ηώκαινο αντιστοιχεί σε μία σχετική ομογενοποίηση των συνθηκών ιζηματογένεσης, πριν από την εισβολή του φλύσχη που θα πραγματοποιηθεί πάνω σ' ένα υπόβαθρο παρ' όλα αυτά ακόμα ετερογενές.

Στο σύνολό τους τα Ορη Βάλτου κατά τη διάρκεια του Παλαιόκαινου-Ηώκαινου (σχ.82Α-Β-Γ, σελ.182-186) εμφανίζονται βαθειά σημαδεμένα από την τελοκρητιδική τους κληρονομιά· έτσι αν και καινούργια εγκάρσια τεκτονικά όρια εμφανίζονται και οι αστάθειες που παρατηρούνται είναι συχνές, η δύναμη ή και η φύση των διαδικασιών που τις παράγουν μοιάζουν να έχουν μεταβληθεί.

Τελικά, στη **Σύνθεση και τα Συμπεράσματα** (σελ.189-215), μιά γρήγορη εξέταση των δεδομένων που αφορούν τις «αδριατικο-αιγαιακές πλατφόρμες» των Δυναρίδων με την πλατειά τους έννοια και των νότιων Απέννινων, δείχνει ότι οι διαφοροποιήσεις που περιγράφηκαν πριν δεν περιορίζονται μόνο στα Ορη Βάλτου. Η δημιουργία κατά μήκος ασυνεχειών σ' αυτές τις πλατφόρμες κατά τη διάρκεια του Κρητιδικού συμφωνεί με τη σύγκρουση που πραγματοποιείται μεταξύ του βόρειου άκρου της Απουλίας και της Ευρώπης, η οποία προκαλεί μια κατά μήκος μετάδοση των τάσεων, από τις οποίες προκύπτει μια οριζόντια μετακίνηση. Κάτω απ' αυτό το καθεστώς,

- φαινόμενα **συμπύεσης (transpression)** (σχ.90, σελ.212) είναι ικανά να έχουν προκαλέσει την βαθμιαία εκτόπιση ενός δυτικού περιθωριακού τεμάχους («αξονική και δυτική Περιοχή») του οποίου η απογλύπτιση θα είχε τροφοδοτήσει τα λατυποπαγή της γειτονικής Ιόνιας λεκάνης.

- φαινόμενα **εφέλκυσμού (transtension)** (σχ.91, σελ.214) είναι ικανά να εξηγήσουν τη διάταξη των βυθισμάτων της «ανατολικής Περιοχής» παρακείμενα της επιμήκους ασυνέχειας.

Τα δύο αυτά φαινόμενα είναι ικανά να εξηγήσουν, καθένα από τη μεριά του, ένα μέρος από τα γεγονότα· η διαδοχή τους στο χρόνο πρέπει πιθανόν να είναι υπεύθυνη για την εξέλιξη των Ορέων του Βάλτου κατά την κρητιδική περίοδο.



## PLAN

<b>AVANT-PROPOS</b> .....	I
<b>AVERTISSEMENT-RESUME</b> .....	III
<b>FOREWORD-SUMMARY</b> .....	V
<b>ΣΗΜΕΙΩΣΗ-ΠΕΡΙΛΗΨΗ</b> .....	VII
<b>PLAN</b> .....	1
<b>INTRODUCTION - Les Hellénides, les Ori Valtou</b> .....	3
<b>CHAPITRE I - Généralités, Présentation des Hellénides externes</b> .....	3
<b>CHAPITRE II - Présentation des Ori Valtou ("Massif du Gavrovo")</b> .....	9
<b>PREMIERE PARTIE - Stabilité anté-campanienne</b> .....	19
<b>CHAPITRE I - Les faits : de la grande lacune turono-sénonienne à l'W à la série continue à l'E</b> .....	19
<b>CHAPITRE II - Interprétation d'ensemble de l'évolution antécamparienne de la plate-forme des Ori Valtou</b> .....	31
<b>CHAPITRE III - Comparaison de l'évolution locale à celle de quelques plates-formes de la région méditerranéenne</b> .....	33
<b>DEUXIEME PARTIE - Instabilité fincrétacée-éotertiaire</b> .....	37
<b>CHAPITRE I - Période campano-maastrichtienne : les conséquences d'une première instabilité</b> .....	37
<b>I. Domaine oriental : sédimentation crétacée continue et différenciée</b> .....	39
<b>A. Secteur interne</b> .....	41
<b>B. Secteur intermédiaire interne</b> .....	45
<b>C. Secteur intermédiaire-externe et externe</b> .....	51
<b>D. Compartiment de Triklino-Alévratha</b> .....	63
<b>Vue d'ensemble sur l'évolution campano-maastrichtienne du Domaine oriental</b> .....	65
<b>II. Domaine axial et occidental : lacune sénonienne et sédimentation récifale fincrétacée</b> .....	75
<b>A. Témoins de récifs et de lagons d'arrière-récif du Campanien supérieur - Maastrichtien dans la partie centrale et centro-septentrionale du massif</b> .....	75
<b>B. Ensembles récifaux du Maastrichtien supérieur en place, vers le N du massif</b> .....	93
<b>C. Une éventuelle série de transition entre les deux Domaines</b> .....	100
<b>Vue d'ensemble sur l'évolution campano-maastrichtienne du Domaine axial et occidental</b> .....	103
<b>III. Evolution campano-maastrichtienne de l'aire des Ori Valtou</b> .....	107
<b>CHAPITRE II - Période paléocène-éocène : instabilités et lacunes multiples</b> .....	109
<b>I. Domaine oriental : sédimentation récifale-péirécifale discontinue</b> .....	111
<b>A. Secteur interne</b> .....	113
<b>B. Secteur intermédiaire-interne</b> .....	118
<b>C. Secteur intermédiaire-externe</b> .....	125
<b>D. Secteur externe</b> .....	131
<b>E. Partie orientale du Compartiment de Triklino-Alévratha</b> .....	135
<b>Vue d'ensemble sur l'évolution paléocène-éocène du Domaine oriental</b> .....	137
<b>II. Domaine axial et occidental : récifs paléocènes et régions avoisinantes, témoins de leur destruction contemporaine ou ultérieure</b> .....	145
<b>A. Les "zones hautes" (récifs à madrépores au Paléocène dont la destruction nourrit probablement la sédimentation au cours de l'Eocène inférieur et moyen)</b> .....	145
<b>B. Les "régions péirécifales" (sédiments paléocènes et éocènes bréchiques et/ou benthoplanctoniques, lacunes multiples)</b> .....	153
<b>Vue d'ensemble sur l'évolution paléocène-éocène du Domaine axial et occidental</b> .....	175
<b>III. Evolution paléocène-éocène de l'aire des Ori Valtou</b> .....	181
<b>SYNTHESE ET CONCLUSION.- La plate-forme des Ori Valtou dans le contexte de l'évolution des plates-formes adriatico-égéennes</b> .....	189
<b>CHAPITRE I.- Comparaison de l'évolution locale à celle de quelques plates-formes adriatico-égéennes</b> .....	189
<b>CHAPITRE II.- L'évolution de la plate-forme des Ori Valtou, conséquence de la convergence Afrique-Eurasie</b> ..	201
<b>I. Sur la signification de la lacune caractérisant la partie occidentale des Ori Valtou</b> .....	201
<b>II. La structure du massif : une acquisition progressive au cours de l'évolution post-santonienne</b> .....	203
<b>III. Une hypothèse sur les causes de l'évolution fincrétacée de l'aire des Ori Valtou</b> .....	210
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b> .....	219
<b>INDEX DES ESPECES CITES DANS LE TEXTE POUR L'IDENTIFICATION DE LEUR AUTEUR</b> ..	229
<b>INDEX DES PAGES OU SONT CITES LES TAXONS SIGNIFICATIFS</b> .....	233
<b>TABLE DES MATIERES</b> .....	237
<b>PLANCHES</b> .....	

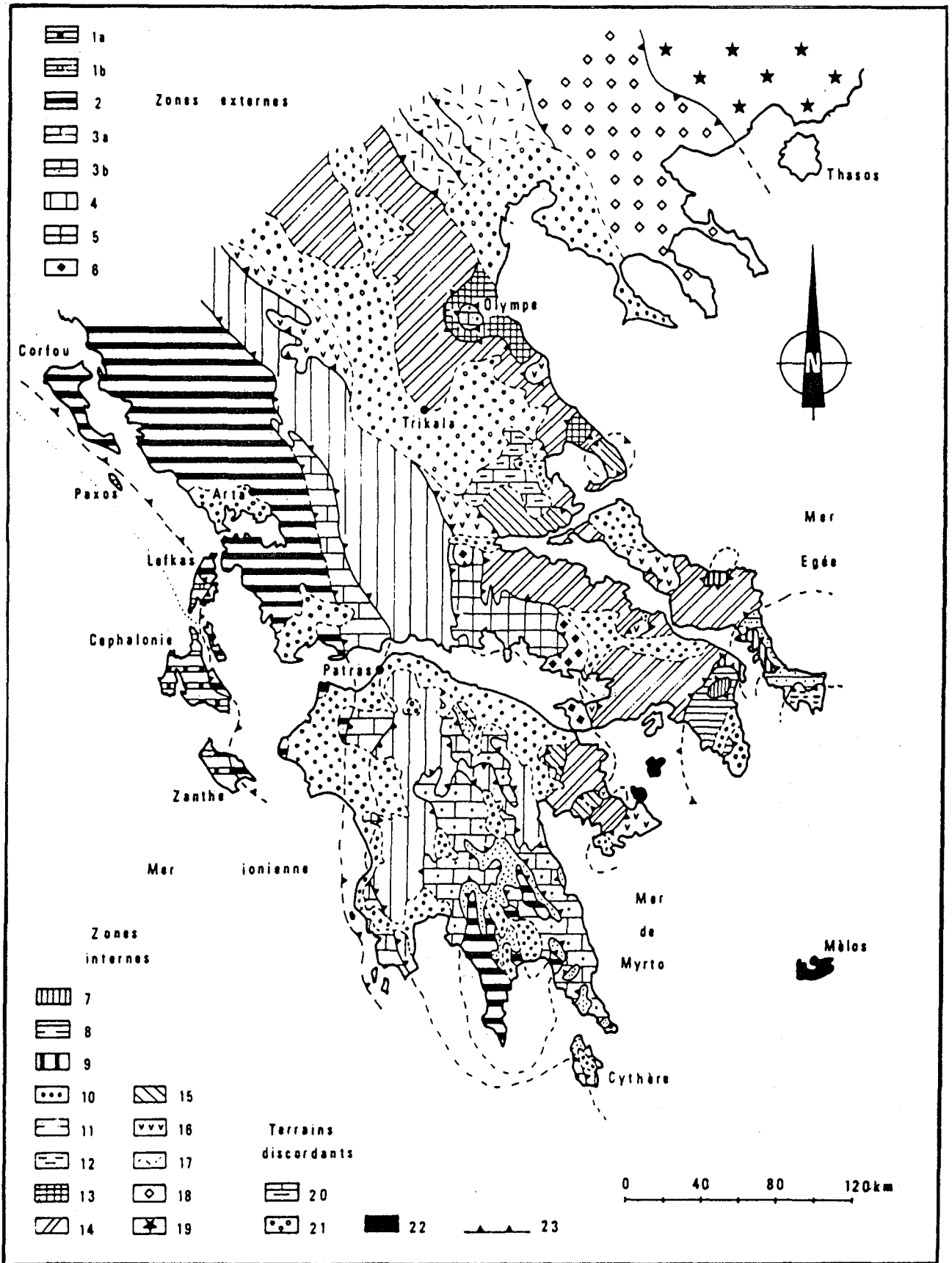


Fig. 1.- Esquisse structurale et zones isopiques des Hellénides (extrait de Thiébaud, 1982).

1a : Sous-zone de Zante-Céphalonie - 1b : Sous-zone de Paxos - 2 : Zone ionienne - 3a : Sous-zone de Gavrovo - 3b : Sous-zone de Tripolitza - 4 : Zone du Pinde-Olonos - 5 : Zone du Parnasse - 6 : "Zone" béotienne - 7 : Unité du Pentélique - 8 : Unité d'Ekali-Hymette - 9 : Unité d'Almyropotamos - 10 : Complexe du Laurium - 11 : Unité de Styra - 12 : Unité de l'Ochi - 13 : Unité de l'Ossa-Pélon - 14 : Zone pélagonienne - 15 : Zone maliaque - 16 : Complexe ophiolitique - 17 : Zone de Paikon - 18 : Zone serbo-macédonienne - 19 : Rhodope - 20 : Crétacé transgressif - 21 : Tertiaire et Néogène discordants - 22 : Volcanisme néogène - 23 : Contacts tectoniques tangentiels (chevauchements).

# INTRODUCTION

## Les Hellénides, les Ori Valtou

### CHAPITRE I

#### GENERALITES, PRESENTATION DES HELLENIDES EXTERNES

Dans l'ensemble des chaînes dinariques *s.l.*, on distingue, depuis Kober (1929), les Hellénides qui correspondent au territoire grec et à une grande partie de l'Albanie ; la "ligne Scutari-Pec", en Albanie et la "transversale d'Isparta" en Turquie, accidents hérités de traits paléogéographiques anciens, séparent ce tronçon des Dinarides *s.s.* et du Taurus Lycien.

Les "zones externes" des Hellénides correspondent, d'après la définition de Brunn (1956), aux zones isopiques-tectoniques non affectées par la tectorogénèse avant le début des temps cénozoïques, c'est à dire avant la phase "tectonique" des Dinarides, selon la nomenclature de Aubouin (1974). Ce sont donc les zones dont la série sédimentaire ne montre pas de discordance mésozoïque, même si parfois des lacunes sédimentaires peuvent s'y produire. Toutes ces "zones externes" affleurent dans la partie occidentale de la Grèce continentale, dans la majeure partie du Péloponnèse et en Crète.

#### I. HISTOIRE SEDIMENTAIRE.

On donnera ici un bref résumé des faits connus, en commentaire de la figure 1, avec la même numérotation.

##### 1. La zone de Paxos-Zanthe.

Selon IGRS-IFP (1966), la partie occidentale des îles de Zanthe et Céphalonie correspond à l'affleurement d'une série néritique (1a, fig. 1) jusqu'au cours de l'Eocène (Horstmann, 1967) qui pourrait être comparable à celle de la plate-forme d'Apulie-Murges d'Italie méridionale. A Paxos et à Lefkas (Bizon, 1967), à Filiatra en Péloponnèse (IGRS-IFP, 1966 ; Thiébaud, 1982), les forages profonds montrent une série de type néritique comprenant des passées pélagiques au cours du Jurassique supérieur - Crétacé qui pourraient indiquer le talus situé entre la plate-forme d'Italie et le bassin ionien : c'est ce qui caractériserait précisément la zone préapulienne dans la nomenclature de Aubouin (1959).

##### 2. La zone ionienne.

Il s'agit d'un bassin différencié à partir du Lias, au sein d'une vaste plate-forme néritique qui devait s'étendre depuis la plate-forme d'Apulie-Murges jusqu'au rebord du bassin pindique vers l'Est. Les étapes de cette différenciation (Aubouin, 1959 ; IGRS-IFP, 1966 ; Bernoulli et Renz, 1970) sont maintenant bien connues, à la suite des données biostratigraphiques précises recueillies par Danelian (1989) et le travail synthétique de Karakitsios (1990) : selon cet auteur précisant le modèle proposé par Thiébaud (1982), des blocs basculés à la suite d'une distension isolent pendant la plus grande partie du Jurassique des petits

bassins où se déposent des sédiments pélagiques (schistes siliceux à Posidonies), alors que certains domaines (parfois émergés) sont dépourvus de sédimentation et ne seront recouverts qu'aux alentours de la limite Jurassique-Crétacé ; cette couverture homogène de toute la zone est constituée par les "Calcaires de Vigla", dont le faciès pélagique se poursuit jusque vers la limite Eocène-Oligocène. Dans les régions bordières du bassin, des éléments de calcaires néritiques "additionnés" traduisent une instabilité des plates-formes environnantes au cours du Crétacé supérieur - Eocène. C'est la plate-forme alimentatrice située à l'E qui sera étudiée dans ce travail. Un flysch traduit, au cours de l'Oligocène, l'approche du front de la tectogenèse affectant les zones plus orientales.

### **3. La zone de Gavrovo-Tripolitza.**

Bien qu'elle ait été observée précédemment par Philippson (1890), Blumenthal (1933) et un peu par Renz qui fait le point des connaissances dans son ouvrage posthume de 1955, c'est à J. Aubouin que cette zone doit son identification. La plate-forme carbonatée ainsi nommée fut d'abord étudiée dans le "massif du Gavrovo" (Aubouin, 1959, résumant ses propres observations antérieures) ; Aubouin, Brunn et Celet (1958), puis Aubouin et Dercourt (1963) devaient montrer que le même type de sédimentation, connu depuis le Jurassique terminal - Crétacé basal jusqu'à l'Eocène terminal, caractérise une bande d'affleurements correspondant à la sous-zone de Gavrovo (3a, fig. 1). Dercourt (1964) montrait ensuite, en adoptant la dénomination Gavrovo-Tripolitza, que c'est à la même plate-forme que l'on doit assimiler les affleurements de carbonates d'âge triasique à éocène moyen apparaissant en fenêtre sous la nappe du Pinde-Olonos, dans la plus grande partie du Péloponnèse (sous-zone de Tripolitza : 3b, fig. 1) et probablement dans la fenêtre de l'Olympe. Fleury (1980) puis Thiébault (1982) devaient confirmer cette manière de voir, reprise par Jacobshagen (1986).

Soulignons que les carbonates de Tripolitza, dont il sera peu question par la suite, sont généralement comparables à ceux du Gavrovo, en particulier par leurs peuplements (pourtant toujours plus pauvres) mais se distinguent ordinairement par leurs teintes sombres. Les analyses effectuées par F. Baudin sur divers échantillons représentatifs de la série n'ont jamais montré la présence de matière organique en quantités significatives.

Ces carbonates font place à un flysch dès l'Eocène moyen ou l'Eocène supérieur basal dans la sous-zone de Tripolitza et près de la limite Eocène-Oligocène dans la sous-zone de Gavrovo (Fleury, 1980 ; Konczak, 1989).

*NB : On utilisera par la suite la dénomination "Ori Valtou", seule géographiquement correcte pour désigner ce qui est connu comme "Massif du Gavrovo". Ceci ne saurait cependant nullement justifier un changement de nom de la zone dont il représente en quelque sorte l'holotype. On connaît l'utilité de la règle de priorité en paléontologie, évitant les changements nomenclaturaux en fonction de l'humeur des auteurs ; cette règle me semble devoir s'appliquer également dans la dénomination des zones.*

### **4. La zone du Pinde-Olonos.**

Cette zone fut principalement étudiée par Renz (1955), Aubouin (1959) et Dercourt (1964). Fleury (1980) en a donné une vue d'ensemble, précisée par Thiébault (1982).



Il s'agit d'un bassin dont la différenciation très précoce (antérieure au Carnien) alimente encore les discussions : "est-il une différenciation du précontinent apulien, ou est-il déjà l'Océan fondamental, ou enfin une mer marginale ?" (Aubouin, *in* Livret-guide de la Réunion des Sociétés géologiques de France et de Grèce *In* Fantinet, 1976 ; Bonneau, 1982 ; Robertson et Dixon, 1984). Quoi qu'il en soit, les sédiments y sont tous pélagiques, à dominante calcaire (au Trias supérieur-Lias, au Jurassique terminal-Crétacé basal, au Crétacé supérieur), ou siliceuse (au Dogger-Malm, au Crétacé inférieur) ; des apports arénacés s'y ajoutent au Trias, au Jurassique terminal - Crétacé inférieur, à partir du Maastrichtien - Paléocène, jusque vers la fin de l'Eocène (flysch terminal).

### **5. La zone du Parnasse.**

Il s'agit d'affleurements d'un "môle" néritique à sédimentation carbonatée (entrecoupée de 3 épisodes bauxitogènes), du Trias au Crétacé terminal, pélitique puis flyschoïde au cours du Cénozoïque basal (Celet, 1962). La localisation des affleurements en une petite région du Sud de la Grèce continentale laisse supposer qu'il peut s'agir d'un cap de la plate-forme pélagonienne (au Trias-Jurassique), isolé par la suite lorsque, au cours du Jurassique supérieur, la majeure partie de la zone pélagonienne subside rapidement et connaît une sédimentation pélagique siliceuse

### **6. La "zone" béotienne.**

Il s'agit d'un domaine (Celet *et al.*, 1976) caractérisé par un détritique flyschoïde d'âge finijurassique-éocrétacé à sa base, reposant sur des soubassements variés. C'est donc un domaine intermédiaire, annonçant la proximité des Zones Internes. Ces dernières, dont l'évolution n'a pas d'influence directe sur l'histoire de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza sont situées sur la figure 1 mais ne seront pas commentées ici.

## **II. HISTOIRE TECTONIQUE.**

Le dispositif structural actuel montre une large allochtonie des ensembles plus internes que la zone de Gavrovo-Tripolitza sur celle-ci et/ou sur la zone Ionienne interne (en Grèce septentrionale) (fig. 2 et 3). La nappe du Pinde-Olonos, nappe de couverture typique représente l'essentiel de cet allochtone ; son front est toujours proche de la limite occidentale des affleurements de la zone de Gavrovo-Tripolitza et ne la déborde qu'au Nord de la Grèce (coupe 1, fig. 3). Pour ce qui concerne les relations entre la zone Ionienne et la zone de Gavrovo-Tripolitza, la situation apparaît toute différente entre la Grèce septentrionale (Epire) où ces deux zones apparaissent dans leur situation relative normale (présence d'une "zone de transition" riche en brèches, dans le massif du Tymphé en zone Ionienne interne, li, coupes 1-2, fig. 3) et le Péloponnèse méridional, où la zone Ionienne est recouverte anormalement par la nappe de Gavrovo-Tripolitza (coupes 4 et 5, fig. 3) (Thiébault, 1982, reprenant ses propres données antérieures). Il se pourrait que la cause de cette évolution axiale soit liée à la paléogéographie triasique, selon une idée émise par Thiébault (1979) : vers le N, l'existence d'évaporites aurait permis un décollement généralisé de la série mésocénozoïque Ionienne, qui aurait ainsi absorbé l'essentiel de l'allochtone, alors que l'absence vraisemblable de ces

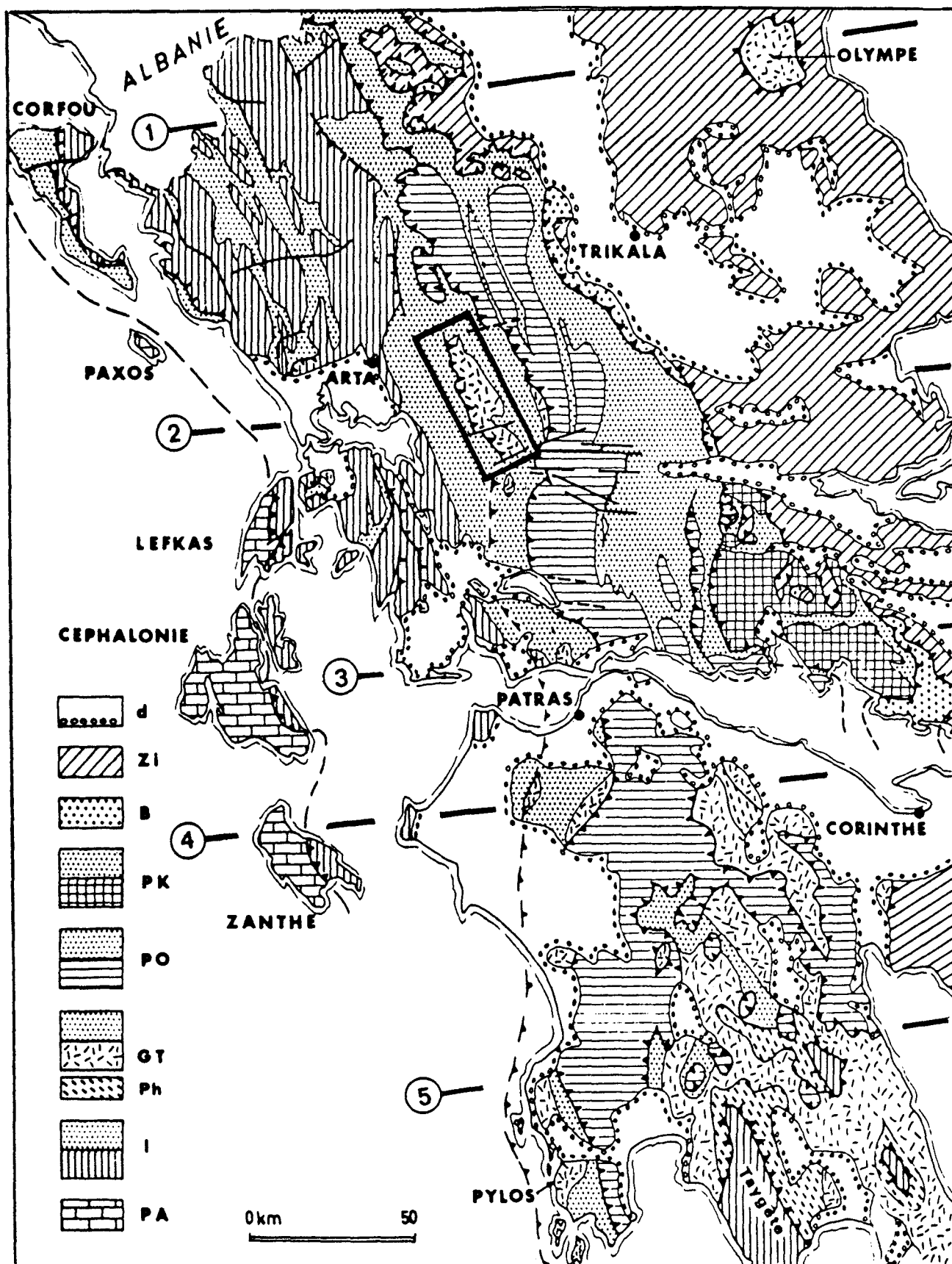


Fig. 2.- Esquisse structurale de la partie occidentale de la Grèce continentale et du Péloponnèse (extrait de Fleury, 1980).

PA : Zone Préapulienne (et Apulienne : Zante ? et Céphalonie) - I : Zone lonienne (dite "série des Plattenkalke" dans les fenêtres du Péloponnèse sud-oriental - la série Préapulienne pourrait s'y trouver incluse, d'après Thiébault, 1982) - GT : Zone de Gavrovo-Tripolitza (Ph : "Phyllades" constituant l'éventuel soubassement des carbonates de Tripolitza) - PO : Zone du Pinde-Olonos - PK : Zone du Parnasse - B : "Zone" Béotienne - Zi : Zones internes indifférenciées - d : formations discordantes post-tectoniques. La trace des coupes (1 à 5) de la fig. 3 est portée ; le secteur encadré près de Arta correspond aux Ori Valtou ("Massif du Gavrovo").

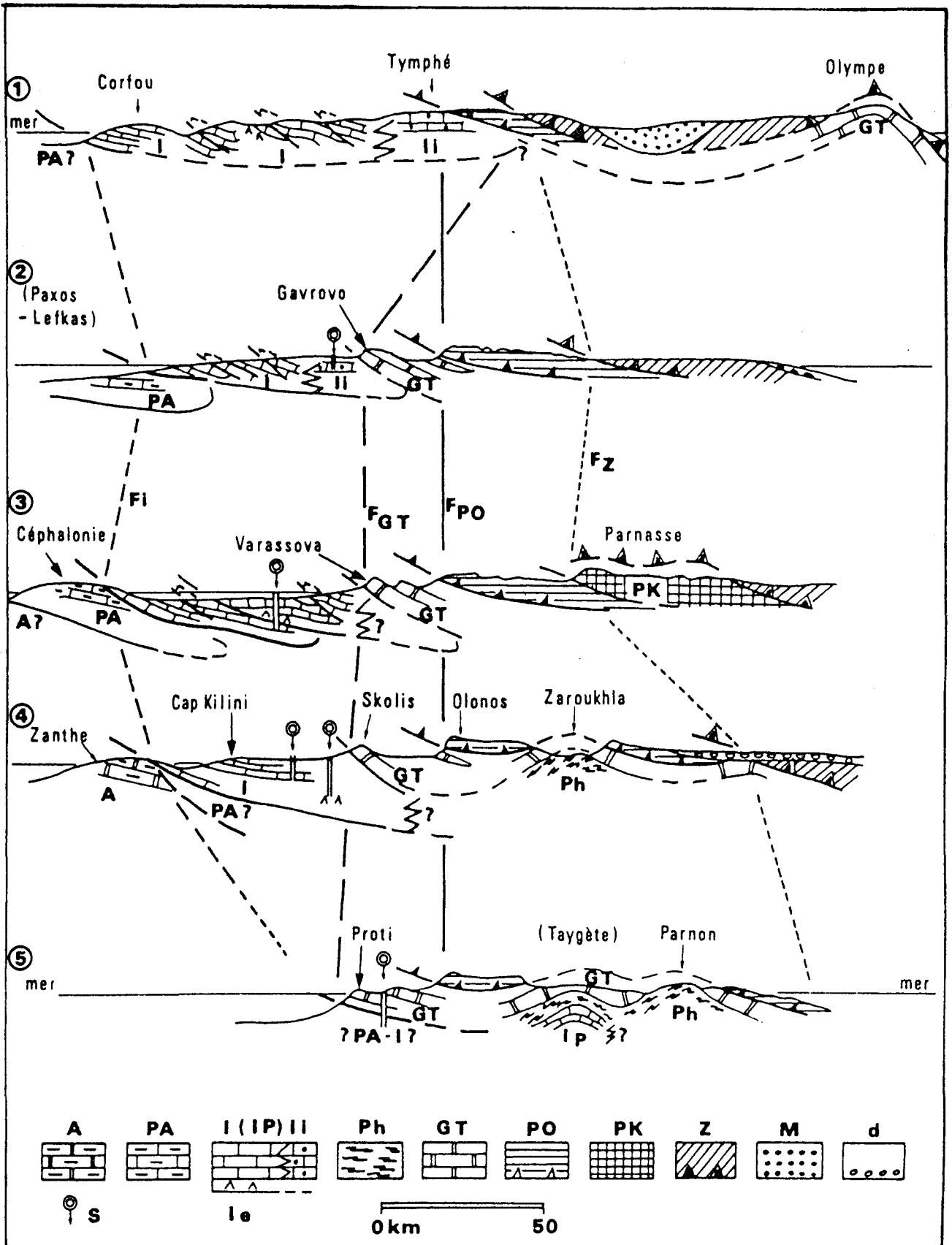


Fig. 3.- Coupes schématiques illustrant la position de la zone de Gavrovo-Tripolitza dans l'ensemble structural des Hellénides (extrait de Fleury, 1980).

A : Zone Apulienne - PA : Zone Préapulienne - I : Zone Ionienne (Ip : "Plattenkalke" des fenêtres du Péloponnèse ; li : Zone Ionienne interne ; le : évaporites) - Ph : Série des "Phyllades" (Soubassement de Tripolitza et/ou Flysch des "Plattenkalke") - GT : Zone de Gavrovo-Tripolitza - PO : Zone du Pinde-Olonos - PK : Zone du Parnasse - Z : Zones plus internes que le Pinde-Olonos et le Parnasse - M : Séries du "Sillon méso-hellénique" - d : Formations discordantes superficielles - S : Sondage - Fi : Front de charriage de la zone Ionienne - Fgt : Front de charriage de la zone de Gavrovo-Tripolitza - Fpo : Front de charriage de la nappe du Pinde-Olonos - Fz : Front de charriage des zones plus internes. La trace des coupes est portée sur la fig. 2

évaporites vers le S serait responsable d'un ancrage de la série lonienne sur son substrat et par voie de conséquence, l'allochtonie de la série de Gavrovo-Tripolitza

Par ailleurs, le recul du front des nappes internes en Péloponnèse par rapport à la limite occidentale du Gavrovo-Tripolitza pourrait être lié à la surrection récente des régions péloponnésiennes, ayant entraîné une complète érosion des nappes internes, bien que l'absence de toute klippe superposée à la nappe pindique reste surprenante (coupes 4 et 5, fig. 3).

Pour ce qui concerne la chronologie de la mise en place des structures, il ressort principalement des études de IGRS-IFP (1966) et de l'analyse de Fleury (1980) que les étapes suivantes peuvent être distinguées, en Grèce continentale :

- à la fin de l'Eocène, les "Zones Internes" sont structurées (discordance des plus anciens dépôts du Bassin Albano-Thessalien, voir région de Trikala sur fig. 2) ; la future nappe du Pinde-Olonos se structure à son tour dans la région la plus externe, alors que les derniers sédiments du flysch se déposent encore dans les régions les plus orientales. Seule, la partie la plus interne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza est atteinte par la sédimentation détritique ;
- au cours d'une partie de l'Oligocène ("Oligocène 1-2 : jusqu'à la fin de la zone à Opima Opima"), le "Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie" se dépose sur un substrat constitué par la partie occidentale du Gavrovo-Tripolitza et la zone lonienne ; ce flysch comprend des matériaux provenant de la nappe pindique qui effectue sa mise en place et du Gavrovo-Tripolitza dont les parties internes se structurent et participent éventuellement à l'allochtone ;
- au cours de la partie terminale de l'Oligocène et une grande partie du Miocène inférieur ("Oligocène 3 - Miocène inférieur 1" : depuis la zone à *Ciperoensis* jusqu'à la zone à *Kugleri*), se produit probablement le chevauchement du Gavrovo sur la zone lonienne interne, qui sera suivi par la création d'une nouvelle dépression subsidente en zone lonienne moyenne, vers la fin du Miocène inférieur ;
- à la fin du Miocène inférieur, se produit la "phase tectonique majeure" de la zone lonienne, qui sera suivie par une nouvelle subsidence en zone lonienne externe occidentale.

Le phénomène d'ensemble consiste donc en une migration d'E en W des domaines de subsidence, où la sédimentation des carbonates est remplacée par celle des détritiques, d'abord pélitiques puis de type flysch. Cette migration est doublée d'un déplacement de même sens des effets directs d'une tectorogénèse qui, depuis les Zones Internes gagne peu à peu les zones plus externes. L'existence du Bassin Albano-Thessalien, où de puissants sédiments détritiques déposés de l'Eocène supérieur jusqu'au Miocène terminal restent peu déformés suggère que la cause de l'ensemble de ces phénomènes soit un sous-charriage de l'avant-pays apulien sous l'"édifice pélagonien" édifié vers l'extrême fin du Crétacé (Dercourt *et al.*, 1976).

## CHAPITRE II

### PRESENTATION DES ORI VALTOU ("Massif du Gavrovo")

#### I. NOTES TOURISTIQUES.

Sur les cartes topographiques modernes, le nom Gavrovo, d'origine slave (ou Piramida, en grec), s'applique à l'un des sommets (1782 m) du massif étudié. Sur ces mêmes cartes, l'ensemble des masses calcaires qui sont comprises comme "Massif du Gavrovo" par Aubouin (1959), IGRS-IFP (1966), Fleury (1980) est nommé Ori Valtou et c'est le nom que nous lui appliquerons dans ce qui suit.

Il n'est pas certain que cette nomenclature ait toujours été employée. Par exemple, Heuzey qui décrit la région en 1860, applique le nom de Valtos à toute la région comprise entre la mer et le cours de l'Akheloos, sensiblement entre les méridiens de Amphilokhia et Arta ; il semble cependant réserver le nom de Makrinoros au domaine d'affleurement de flysch qui s'étend entre la mer et le massif calcaire, ce qui correspond sensiblement à ce qu'indiquent les cartes modernes.

Ce même voyageur atteste de l'état tout à fait rustique de la population de ces régions, deux décennies après l'indépendance de la Grèce. Il décrit "de misérables bourgades, situées presque toujours dans des lieux d'un accès difficile, où l'on n'arrive que par des sentiers détournés et dangereux ... l'arrivée d'un étranger ... y jette une sorte de stupeur ... c'est l'embarras inquiet de la bête fauve qui rencontre l'homme en plein jour ... (mais) ... remis de sa défiance, il se fait hospitalier". Le voyageur explique cet état d'esprit par l'influence "d'un pays difficile, resserré entre la mer et les montagnes ... creusé de tous côtés de ravines à pic, dont les embranchements ont fait du pays entier un véritable dédale". Il évoque ainsi le pays du flysch où ... "un géologue reconnaîtrait des terrains disposés primitivement par couches horizontales puis soulevés par une commotion violente, brisés en longues bandes parallèles qui toutes ont incliné leur surface de l'Ouest vers l'Est et montrent leur brisure du côté opposé". Le voyageur est moins prolix sur le massif calcaire lui-même et évoque simplement les villages situés à son pourtour, ainsi que sur le flanc E du massif, dans les régions maintenant occupées par les ramifications du lac "le goufre au fond duquel tourbillonne l'Achéloos ... dont les bords sont si rapprochés qu'il suffit d'y jeter des troncs d'arbre pour faire un pont". Par ailleurs, si le nom ancien de Perdikaki (Sakharetzi) apparaît dans l'énumération donnée par l'auteur, c'est plus vraisemblablement pour désigner un sommet plutôt qu'une agglomération.

C'est que Perdikaki reste le seul village installé sur ce territoire d'une superficie proche de 400 km<sup>2</sup> (fig. 4) où n'existent que 2 petites sources, toutes deux également nommées Kanalia. Mis à part les habitants de Perdikaki, personne ne réside en permanence sur ce massif ; il est pourtant maintenant occupé l'été par de nombreux troupeaux qui pratiquent la transhumance.

L'Akheloos qui coule au bord oriental du massif est barré vers l'aval par 3 grands ouvrages (Krémasta, Kastraki et Stratos) mis en eau entre 1966 et 1990. Le lac de retenue supérieur étend ses ramifications au sein du massif et le traverse en cluse à l'E de Perdikaki. Un grand pont (dénommé Tatarnas), remarquable par la portée de son arche centrale permet son franchissement au-dessus d'une gorge proche de l'extrémité méridionale du massif.

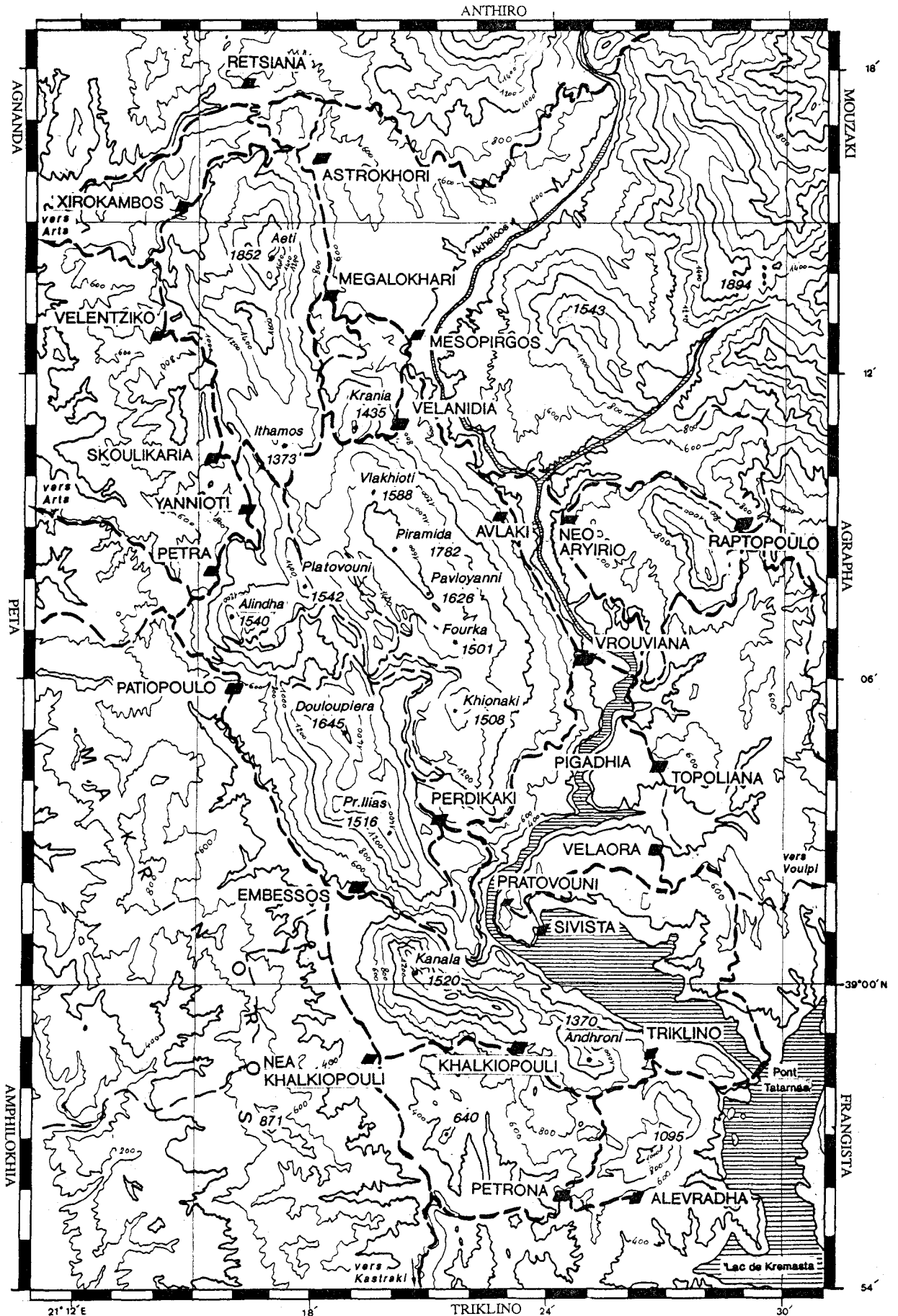


Fig. 4.- Les Ori Valtou : cadre géographique. Le nom des coupures 1/50 000 de la carte topographique de Grèce encadrant la feuille Raptopoulo est indiqué en marge.

Le massif calcaire se distingue par ses couleurs claires des reliefs qui pourtant lui sont comparables, au front de la nappe pindique toute proche, soit à l'E (Mont Agrapha) soit au N (Tsoumerka ou Athamanika). Il est bordé par de hautes falaises du côté occidental, où il semble chevaucher le flysch, à sa terminaison méridionale (escarpement de la faille d'Alévratha) et au N, sur son flanc oriental (escarpement de faille des Aéti) ; vers l'E le passage normal des carbonates sous le flysch détermine des pentes plus faibles qui rendent l'accès plus facile, après que l'Akheloos ait été franchi.

La surface supérieure du massif est relativement plane ; on y trouve une sorte de dépression axiale constituée par un alignement de grandes dolines dont l'altitude varie entre 800 et 1000 m. A part au N où cette dépression est mal représentée (sommet des Aéti à 1852 m), elle sépare deux alignements de sommets qui sont, du N au S : Píramida = Ithamos (1373), Platovouni (1542), Alindha (1540), Korfoula = Doulapiera (1645), Profitis Ilias (1516) et Kanala (1520) pour l'W et Krania (1435), Vlakhioti (1588), Gavrovo = Píramida (1782), Pavloyanni (1626), Fourka (1501) et Kionaki (1508) pour l'E.

A l'extrémité méridionale du massif, le "compartiment Triklino-Alévratha", limité par 2 accidents d'orientation NE-SW, est isolé par un couloir de flysch. Cette région, d'altitude relativement basse en moyenne (le sommet Andhronis atteint cependant 1370 m), est caractérisé par des pointements calcaires isolés dans le flysch. On parlera peu par la suite de cette région qui n'a pas fait l'objet d'une cartographie nouvelle mais où quelques coupes ont été observées.

## **II. HISTORIQUE DES CONNAISSANCES GEOLOGIQUES.**

Selon Aubouin (1959, p. 11-13 et 149) les premières observations de caractère géologique sur le massif sont dues à M. Neumayr (1880) membre de l'"expédition autrichienne" en Grèce (Bittner, Neumayr, Teller de 1876 à 1880). Celui-ci, à l'occasion d'une traversée allant du Gavrovo à l'Othrys établit une coupe où il distingue les "Untere kalk" à Rudistes du Gavrovo plongeant dans l'ensemble vers le NE sous le "Macigno" (= flysch), le "Mittlere kalk" et enfin le "Obere kalk" à Rudistes d'Othrys.

Quelques années plus tard Philippson (1890, 1896) au cours d'un de ses voyages de reconnaissance en Epire signale la présence de calcaires à Rudistes et de calcaires à Nummulites plongeant sous le flysch. Il déduit que l'association "Rudistes-Nummulites" serait assimilable aux calcaires de Tripolitza connus en Péloponnèse. Renz qui sillonna l'Epire et les îles ioniennes (1903 à 1914 et 1923 à 1932) publie, en 1940, un mémoire intitulé "Tektonik der griechischen Gebirge" où il reprend les opinions de Philippson pour l'assimilation des calcaires du Gavrovo à ceux de Tripolitza, ce qui se retrouve dans son ouvrage posthume (1955).

Aubouin (1957) baptise le Makrinoros (nom donné par erreur aux Ori Valtou, sur certaines cartes de l'époque) en "massif du Gavrovo" d'après un vieux nom slave s'appliquant à un sommet coté 1782 m, et en fait le type de la "zone du Gavrovo" (1958).

En 1959, dans sa thèse, il présente, pour la première fois, une carte du massif à 1/200 000 et une série de 13 coupes transversales révélatrices d'un style tectonique lourd où prédominent les accidents cassant verticaux de rejet considérable. Il donne aussi une description de l'histoire du massif appuyée sur un schéma paléogéographique d'ensemble et une étude stratigraphique des calcaires qui montre une série

calcaire continue subrécifale allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur à l'Eocène supérieur, surmontée stratigraphiquement par un flysch du Priabonien-Oligocène. Il distinguera :

- **Le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur** à l'Ouest du massif sous forme de calcaires graveleux à algues, gastéropodes et foraminifères (*Pseudocyclamina* sp.) ;
- **Le Crétacé supérieur** épais de 1500-2000 m subdivisé en : - Turonien-Coniacien : calcaires à Nérinées ; - Santonien : calcaires à Gastéropodes ; - Campanien ; calcaires à Rudistes ; - Maastrichtien : niveau à Orbitoïdes.
- **L'Eocène** d'une épaisseur de 200 m sur la retombée orientale du massif où les calcaires plongent sous le flysch. Les faciès (voir aussi Aubouin et Neumann, 1959) montrent : - un Eocène inférieur ; "calcaires à Flosculines" ; - un Eocène moyen avec un niveau inférieur : "calcaires à Alvéolines" et un niveau supérieur : "calcaires à Nummulites" ; - un Eocène supérieur : "calcaires à Orthophragmines".
- **L'Eocène supérieur pro parte-Oligocène** qui correspond au flysch marneux à alternances de marnes bleues et de grès. Sporadiquement 2 massives intercalations conglomératiques à matériel pindique s'y trouvent, formant les crêtes à l'E du massif.

Morphologiquement le massif montre trois étages principaux :

- **Une haute surface oligomiocène** d'une altitude de 1500 à 1700 m qui comporte les plus hauts sommets du massif ;
- **Une surface pliocène ou surface de Topoliana** d'une altitude de 600 m représentée par un vaste système de versants correspondant à une large vallée de l'Akheloos pliocène ;
- **Les vallées quaternaires** de 300 à 400 m au-dessous de la surface pliocène.

Entre 1960 et 1963, dans le cadre de l'exploration pétrolière en Epire, les géologues de l'IGRS-IFP (1966) établissent la cartographie de la région dont les résultats sont présentés dans une belle carte en couleur au 1/100 000 ; le massif du Gavrovo y figure en grande partie. La carte de l'IGRS-IFP et l'ouvrage qui l'accompagne restent encore aujourd'hui une très riche source d'informations, dans la mesure où, si l'échelle de la carte ne permet pas de grandes précisions, une série de coupes transversales comporte de nombreux détails significatifs. Cette précision est d'autant plus remarquable que beaucoup d'organismes importants étaient encore inconnus ou de signification douteuse au moment des travaux. Schématiquement, les résultats suivants sont à noter :

- Pour ce qui concerne le style tectonique on y découvre les contacts tangentiels et les failles obliques à déplacement latéral peu important, par l'intermédiaire desquelles les calcaires surmontent le flysch, à l'W et NE du massif ;

- Pour la stratigraphie, les données précisent et complètent les connaissances antérieures :

- **Le Crétacé inférieur** : est subdivisé (de bas en haut) en :
  - Calcaire à Trocholines avec *Pseudocyclamina lituus*, *Salpingoporella* sp. et *Macroporella* sp.
  - Calcaire à Algues : calcaires dolomitiques en alternance avec des calcaires à Algues Solenoporacées, *Pseudocyclamina* sp., *Textulariella* sp., et Cuneolines.
  - Calcaire oolithique.
- **Le Crétacé moyen** est subdivisé de bas en haut en :
  - Calcaires à Orbitolines-Orbitolinidés, Nérinées, Rudistes.
  - Niveau de calcaire bréchiq. rosé d'une épaisseur de 10 m. Quelques Lamellibranches, *Thaumatoporella* sp., Ostracodes, Miliolidés et foraminifères arénacés se trouvent dans ce niveau bréchiq. pseudoconglomératique qui pourrait être équivalent du deuxième niveau bauxitique du Parnasse.
  - Calcaire à *Praesorites*.
  - Calcaire à Cisalvéolines et Nérinées attribué au Turonien. Il renferme aussi des *Pseudolituonella cf. reicheli*, *Chrysalidina* sp., *Nummoloculina* sp. *Valvulammina* cf. et débris de Rudistes.
- **Le Crétacé supérieur** est subdivisé en deux formations :



- Calcaire à *Aeolisaccus kotori*. Il renferme aussi des *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Accordiella* sp. et *Dicyclina* sp.
- Le Maestrichtien à Orbitoïdes, sous deux types de faciès : - un calcaire microbréchiq. à débris de Rudistes, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Clypeorbis* sp., *Hellenocyclina* sp. et débris de calcaires à *A. kotori*. - un calcaire récifal à polypiers, bryozoaires, algues, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus* sp.
- L'Eocène correspond à deux zones sur le massif ; une zone A sur son flanc oriental (Vrouviana-Avlaki) à série continue et une zone B à l'W montrant discordances et lacunes.
  - La zone A montre : - un niveau ypréso-lutétien (environ 20 m) à *Orbitolites* sp., Alvéolines, Flosculines, Discocyclines, *Asterodiscus* sp. ; - des calcaires du Lutétien supérieur (environ 250-300 m) où à l'association précédente s'ajoutent *Fabiania* sp. et grandes Nummulites ; - des calcaires à *Spiroclypeus* de l'Eocène supérieur, supportant le flysch.
  - La zone B (périclinal Nord, flanc occidental, région de Milea au Sud) montre l'absence en partie du Sénonien et le dépôt du Paléocène (?) microbréchiq. sur le Turonien, ou le Sénonien à *A. kotori* suivi d'une dizaine de mètres de calcaires planctoniques et bréchiq. à grandes Nummulites et/ou *Pellatispira*, *Spiroclypeus* (à la base du flysch).
- L'Eocène supérieur - Aquitaniens, période des dépôts détritiques du flysch (synclinal d'Épire-Akarnanie) subdivisé en cinq ensembles lithologiques, de bas en haut :
  - Les grès de Peta : 1000 - 1400 m à intercalations conglomératiques (à la base) sur le flanc oriental (Velanidhia) et occidental (Petra, Skoulikaria), vers le N du massif. Cet ensemble lithologique serait au sein de la zone B déposé directement (parfois en discordance) soit sur le calcaire sénonien, soit sur le Turonien, soit encore sur le Crétacé inférieur.
  - Les Marnes de l'Arakthos (670 m).
  - Les Grès d'Anémorakhi (100 m) qui correspondraient à l'une des intercalations conglomératiques signalées par Aubouin sur les crêtes de Mirmitzala et Tsouka à l'Est du massif.
  - Les Grès et Marnes de Distrato de 2100 m d'épaisseur.
  - Les Marnes de Potamia de 1800 m d'épaisseur.

L'histoire du massif serait celle d'un "haut-fond", très subsident au cours du Crétacé, siège d'une sédimentation peu profonde à dépôts carbonatés, d'environ 1500 m d'épaisseur, à faune littorale et tendance récifale. Au Sénonien supérieur - Paléocène et/ou Eocène inférieur en certains points, un ralentissement accentué de la subsidence provoquerait l'érosion intense et/ou l'émersion et le démantèlement du "haut-fond" décapé localement jusqu'au Crétacé inférieur, amenant dans les talus bordiers (zone ionienne interne) des dépôts microbréchiq. Une nouvelle phase de subsidence aurait conduit à la reprise de la transgression - sédimentation des faciès récifaux, soit au cours du Lutétien supérieur dans la partie orientale du massif et en continuité avec l'Eocène inférieur, soit avec la base du flysch (Eocène supérieur) dans la partie axiale et occidentale du massif. Au cours de la période Eocène terminal - Aquitaniens, la surrection des zones plus internes en cours de structuration et l'érosion induite ont pour résultat l'arrivée d'importants apports (6 000 m d'épaisseur) de sédiments turbiditiques grésopélitiques et conglomératiques dans le synclinal d'Épire-Akarnanie correspondant à la sous-zone de Gavrovo et son talus externe (Zone Ionienne Interne).

En 1967, B.P. Co, Ltd publie 3 cartes géologiques à 1/100 000 de la Grèce occidentale (Aetolo-Akarnanie et îles ioniennes) où la partie S du massif est présentée, complétant ainsi celle de l'IGRS-IFP (1966) et son édition modifiée à 1/50 000 (Savoyat, 1970). Ces 3 cartes de B.P. sont reprises dans la publication des résultats de l'exploration pétrolière B.P. (1971) où ils distinguent dans la région de Yéfira Tatarnas, Fayias et Andronis (compartiment Triklino-Alévrada) :

- 300 m de calcaires du Sénonien inférieur à *Dicyclina schlumbergeri* (à la base) et ensuite *Dukhania* sp., *Stensioina pommerana*, *Pseudosiderolites* sp., *Cuneolina pavonia parva*, Miliolés, *Peneroplis*, mollusques et *T. parvovesiculifera* ; le Maestrichtien n'étant reconnu qu'en Andronis sous forme de calcaires à *Gypsina* sp. et *Simplorbitoides* ;
- environ 200 m de calcaires détritiques du Lutétien supérieur ;

- un flysch à débris de calcaires du Bartonien. Ce flysch est supposé d'âge aquitainien, succédant à une phase de discontinuité majeure d'âge oligocène. On sait que cette position était directement inspirée des conceptions de Eames *et al.* (1962) qui postulaient alors une très vaste extension de cette lacune (voir analyse in Fleury, 1980, p. 239).

Bousquet et Charré (1969-1970) présentent une étude morphologique des "Monts Valtou".

Richter et Mariolakos (1973) inaugurent la notion d' "olisthothrymma" (blocs calcaires flottant dans le flysch) en prenant exemple des masses calcaires pointant au sein du flysch en Péloponnèse et au S du massif (région de Pétrona) ; cette conception est mise en doute par Dercourt et Fleury (1976), à partir des mêmes exemples. Decrouez et Moullade (1974) avec *Paracoskinolina fleuryi*, Bernier *et al.* (1979) avec *Anchispirocyclus neumannae*, puis Conrad *et al.* (1980) avec *Heteroporella grecae* font connaître des espèces nouvelles provenant du Crétacé inférieur local.

En 1980, la thèse de Fleury apporte de nouvelles précisions sur la biostratigraphie de la série locale, dans le cadre d'une étude portant sur les affleurements de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Grèce continentale et Péloponnèse.

Sans entrer dans les détails auxquels de toute façon on se reportera pendant l'étude de nos affleurements, notons que cet auteur effectue sur le massif un certain nombre de coupes qui concourent à l'établissement pour la première fois d'une biozonation du Crétacé supérieur en 7 biozones et à la proposition d'un modèle d'évolution de l'ensemble de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza. Ce modèle confirme et précise celui proposé par IGRS-IFP (1966), en particulier sur l'existence d'une importante phase de bouleversement finicrétacée-éotertiaire, décisive pour l'évolution cénozoïque de la plate-forme.

La période anté-bouleversement verrait une plate-forme subsidente à sédimentation subtidale protégée, interrompue seulement par des tendances émerives au cours du Cénomani.

La période des bouleversements qui débiteront au Campanien supérieur - Maastrichtien témoignerait de la première différenciation de la sédimentation dont résulte un dispositif avec "faciès internes à *R. liburnica*" (à l'E du massif) "faciès récifaux à Madrépores" et "faciès externes à Orbitoïdes et plancton" (à l'W du massif).

Au Paléocène, avec la culmination des bouleversements, la plate-forme n'étant plus subsidente serait le lieu de nombreux remaniements et de l'invasion du plancton et de faciès récifaux jusqu'à l'intérieur de la plate-forme crétacée.

La sédimentation aurait repris pendant la période post-bouleversement sur un substratum accidenté du Paléocène supérieur et/ou du Crétacé avec des faciès réduits benthoniques et planctoniques localement marqués par un épisode d'émersion. La fin de la plate-forme serait marquée par l'arrivée du flysch, en continuité ou pas avec les calcaires.

Bernier et Fleury (1980) puis Morand (1986) étudient les conditions de sédimentation et la diagenèse des carbonates du Gavrovo-Tripolitza pendant le Crétacé. Konczack (1989) examine les conditions du passage des calcaires au flysch dans les zones Gavrovo-Tripolitza et Ionienne.

Fleury *et al.* (1990) proposent, à l'occasion de la découverte de *Loftusia* dans un faciès récifal du massif, une explication de la distribution de ce foraminifère maastrichtien dans l'ensemble de la Téthys.

### III. BUT, METHODES ET MATERIEL DE TRAVAIL.

Le but du présent travail est d'analyser la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur des Ori Valtou sur la base d'études biostratigraphiques, sédimentologiques et paléocéologiques. Plus précisément on tentera de définir, avec détail, tous les phénomènes responsables de la désorganisation de la plate-forme à partir du Sénonien supérieur avec le démantèlement de sa marge ionienne et la migration des faciès externes récifaux - périrécifaux à rudistes et Orbitoïdes au Sénonien supérieur, à madrépores,

Orthophragmines et plancton au Cénozoïque - vers l'intérieur de cette partie de plate-forme, jusqu'alors à l'abri des influence de la haute mer.

Pour cette raison, j'ai entrepris une cartographie détaillée du massif (en exception de la partie S) en utilisant des fonds topographiques à 1/25 000 et 1/20 000, les cartes géologiques à 1/100 000 de l'IGRS-IFP et leurs rééditions par l'IGRS à 1/50 000 (feuilles Raptopoulo, Peta et Agnanta) (fig. 4). Des photos aériennes à 1/33 000 ont été utilisées pour l'étude de grandes lignes tectoniques (failles) du massif et la cartographie des alluvions.

La cartographie des calcaires et leur subdivision a été réalisée en utilisant la biozonation du Crétacé supérieur établie par Fleury (1980) (fig. 5). Cette biozonation est complétée par l'état de la répartition constatée localement des grands foraminifères hyalins (Orbitoïdes, Sidérolitidés), qui se trouve en accord d'ensemble avec les conclusions du "Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien" (In : Neumann, 1983) et les travaux plus récents sur *O. gr. tissoti* (Neumann, 1987) et sur les *Siderolites* (Neumann, 1985).

L'étude des lames minces des calcaires échantillonnés a été basée sur les classifications classiques des carbonates selon Folk (1959, 1962), Dunham (1962), Embry et Klovan (1971) et leur adaptation française par Maurin (1975) (fig. 6). La terminologie de la morphologie et des types de milieux des domaines de plate-forme (fig. 7) est inspirée de Elf-Aquitaine (1975-1977) telle qu'elle est exposée par Fleury (1980).

Enfin toutes les informations recueillies trouvent leur illustration sur la carte à 1/30 000 (hors texte) qui accompagne ce travail.

La description sera effectuée par ordre chronologique, en décrivant l'ensemble des phénomènes qui affectent le massif au cours de chacune des périodes qui peuvent être distinguées dans son évolution.

*La première partie* sera consacrée à la description des séries antérieures au Campanien, qui témoignent d'une évolution tranquille, en milieu de plate-forme interne, en régime fortement subsidant.

*La deuxième partie* correspond à la période Campanien-Maastrichtien-Paléocène-Eocène, qui constitue l'objet principal de cette étude. On verra se développer des conditions de sédimentation très différenciées qui traduisent une "transgression" des conditions de plate-forme externe (milieux ouverts, récifaux et pélagiques) dans la partie occidentale du massif, en conséquence de mouvements tectoniques, qui prendront toute leur ampleur à la fin de l'Eocène avec l'enfouissement de la plate-forme sous les apports détritiques liés à l'avancée de la tectorogenèse affectant les zones plus internes.

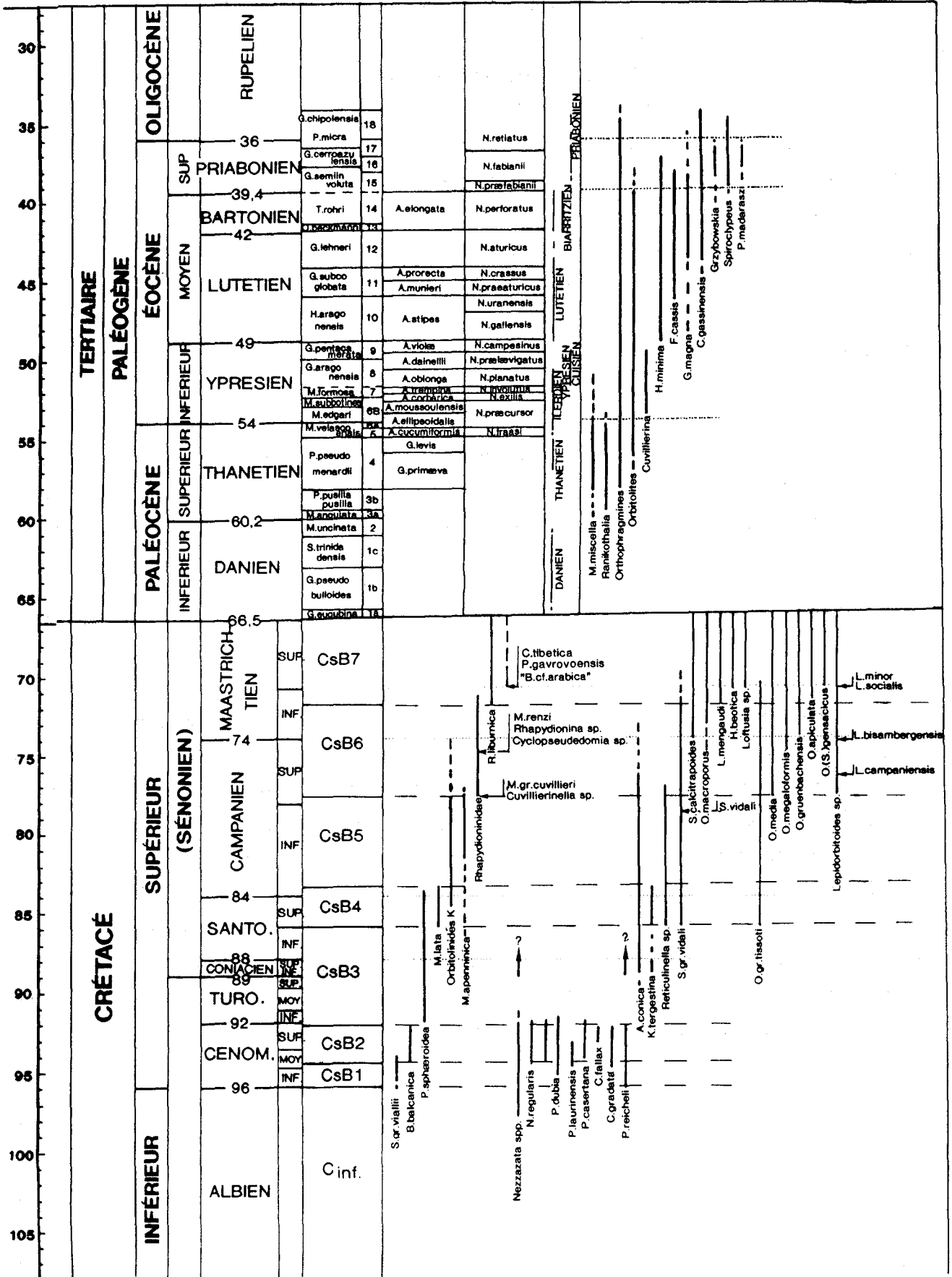


Fig. 5.- Cadre chronologique et éléments biostratigraphiques pour la période Albien à Oligocène (d'après Haq et al., 1987 et Fleury, 1980, modifié).

La relation établie entre la répartition des organismes et la zonation qui en découle (en particulier pour le Crétacé) n'est que l'expression des meilleures probabilités, d'après les observations effectuées localement.

**CLASSIFICATION DE DUNHAM, 1962**

Grains		Avec boue	Sans boue
Jointifs	>10 %	PACKSTONE	GRAINSTONE
non Jointifs		WACKESTONE	
	<10 %	MUDSTONE	

DUNHAM, 1962 EMBRY & KLOVAN, 1971		Grains < 2 mm	2 mm ≤ Grains < 4 mm	Grains ≥ 4 mm
Grains < 2 mm	MUDSTONE WACKESTONE PACKSTONE GRAINSTONE	Boue - Vase Boue - Sableuse Sable - Boueux Sable		
Grains ≥ 2 mm (>10 %)	FLOATSTONE		Boue } Sable } Graveleux	Boue } Sable } à Galets Gravier }
	RUDSTONE		Gravier { Boueux } Sableux }	Galets { Boueux } Sableux } Graveleux }
	intervention directe d' organismes			
	FRAMESTONE BAFFLESTONE BINDSTONE	Biolithe pur Biolithe piège Biolithe liant	} et type de sédiment { piégé lié	

**Fig. 6.- Classification et nomenclature des roches carbonatées utilisées (extrait de Camoin, 1983).**

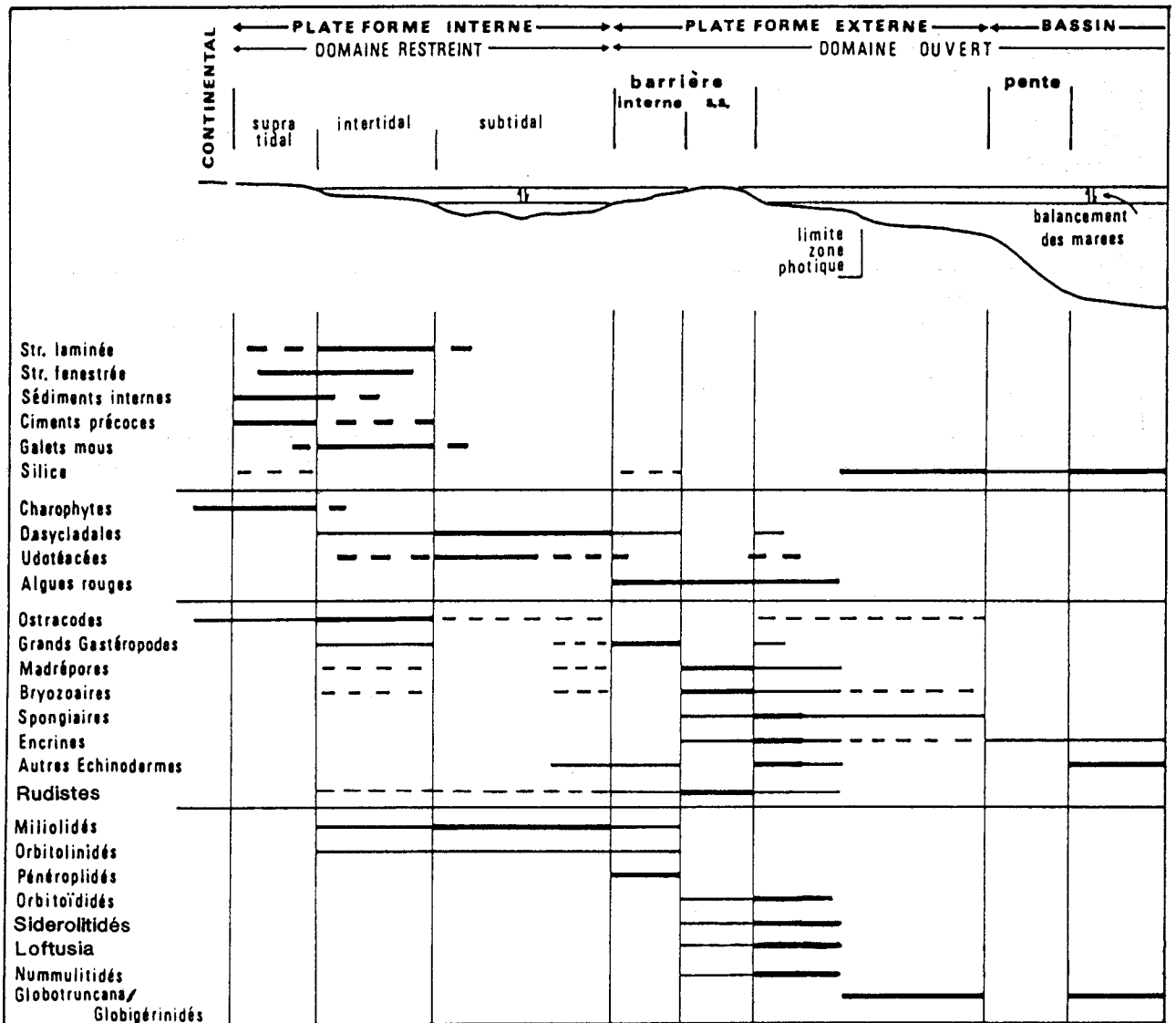


Fig. 7.- Critères de caractérisation des domaines morphologiques et des types de milieux propres aux plates-formes carbonatées (extrait de Fleury, 1980).

## **PREMIERE PARTIE**

### **Stabilité anté-campanienne**

#### **CHAPITRE I**

### **LES FAITS : DE LA GRANDE LACUNE TURONO-SENONIENNE A L'W A LA SERIE CONTINUE A L'E**

Les travaux précédents avaient montré l'existence de lacunes et/ou de discordances entre les dépôts paléogènes et les carbonates crétacés ; on connaissait par exemple les calcaires paléocènes reposant sur les carbonates du Turonien ou du Sénonien inférieur, ou encore le flysch oligocène sur le Crétacé inférieur. On montrera que bien d'autres cas se produisent et qu'une logique d'ensemble se dégage des observations systématiques : les plus grandes lacunes toujours situées à l'W du massif, se réduisent peu à peu et disparaissent à l'E, où la succession stratigraphique est continue.

Après l'exposé des faits (Ch. I), on donnera un aperçu général des conditions ayant régné sur la plate-forme au cours de cette période (Ch. II), et on ébauchera une comparaison avec d'autres régions (Ch. III).

On décrira successivement trois domaines longitudinaux dans le massif, en commentaire de la figure 8 ; les limites de domaines qui y figurent ne sont destinées qu'à mettre en évidence les divisions du texte qui suit. Le plan de celui-ci est imposé par la situation même des affleurements : les dépôts les plus anciens n'affleurent que vers l'W et les plus récents n'existent qu'à l'E, ce qui détermine tout naturellement l'itinéraire suivi. Les indications portées sur la figure 8 permettent d'apprécier en chaque lieu l'importance de la lacune sédimentaire.

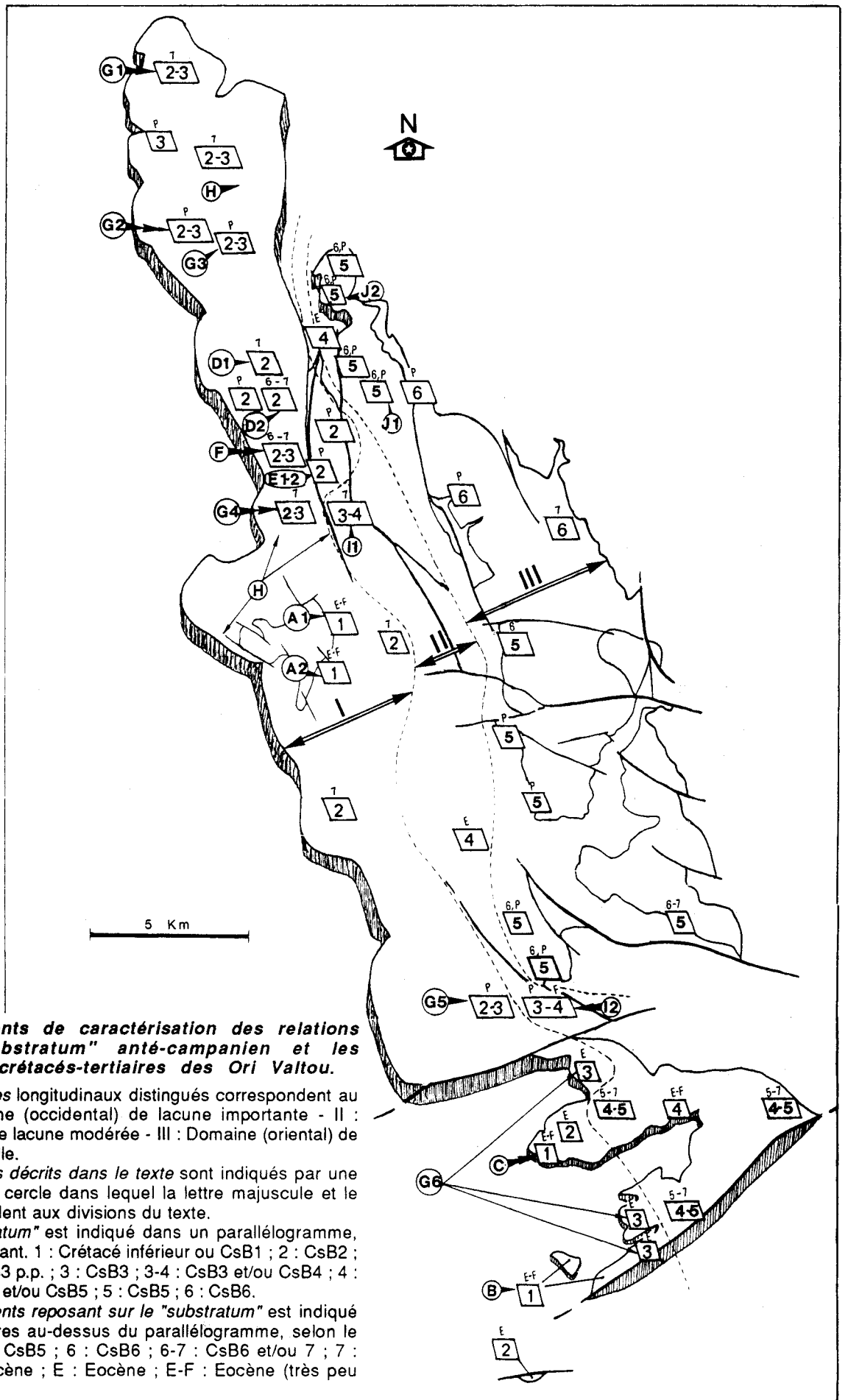
#### **I. DOMAINE OCCIDENTAL : CARBONATES DU CRETACE INFERIEUR A TURONIEN DIRECTEMENT RECOUVERTS PAR LES SEDIMENTS POST-CAMPANIENS.**

Les affleurements décrits sont situés sur la figure 8 ; les lettres qui les individualisent sont attribuées dans l'ordre de la description qui suit.

##### **A. Le Crétacé inférieur.**

Il s'agit des carbonates les plus anciens affleurant dans le massif. Ils sont bien exposés (C.inf., fig. 9) dans les falaises à l'W de Mégalkhari, à la crête qui domine Skoulikaria, dans les lames frontales de l'Alindha, au bord du graben de flysch d'Ay. Marina, au bord de la grande doline Milogosti au N de Perdikaki, dans les gorges du Kakolangadho, au pied du Mont Kanala et dans la région de Pétrona (compartiment Triklino-Alévrada).

Dans les gorges de Kakolangadho, après IGRS-IFP, Fleury (1980) décrit une série de plus de 1000 m d'épaisseur d'âge jurassique terminal-crétacé basal à albien. Il s'agit d'une alternance d'oomicrites,



**Fig. 8.-** *Eléments de caractérisation des relations entre le "substratum" anté-campanien et les sédiments finicrétacés-tertiaires des Ori Valtou.*

Les trois domaines longitudinaux distingués correspondent au texte. I : Domaine (occidental) de lacune importante - II : Domaine (axial) de lacune modérée - III : Domaine (oriental) de lacune faible à nulle.

Les affleurements décrits dans le texte sont indiqués par une flèche issue d'un cercle dans lequel la lettre majuscule et le chiffre correspondent aux divisions du texte.

L'âge du "substratum" est indiqué dans un parallélogramme, selon le code suivant. 1 : Crétacé inférieur ou CsB1 ; 2 : CsB2 ; 2-3 : CsB2 et CsB3 p.p. ; 3 : CsB3 ; 3-4 : CsB3 et/ou CsB4 ; 4 : CsB4 ; 4-5 : CsB4 et/ou CsB5 ; 5 : CsB5 ; 6 : CsB6.

L'âge des sédiments reposant sur le "substratum" est indiqué en petits caractères au-dessus du parallélogramme, selon le code suivant. 5 : CsB5 ; 6 : CsB6 ; 6-7 : CsB6 et/ou 7 ; 7 : CsB7 ; P : Paléocène ; E : Eocène ; E-F : Eocène (très peu épais) et flysch.



biomicrites et intramicrites souvent fenestrées qui témoigne d'oscillations bathymétriques régulières entre les milieux subtidaux superficiels à supratidaux d'une plate-forme constamment abritée des influences de la haute mer.

Mes propres observations ne portent que sur de très petits affleurements situés près des lieux où le Flysch repose sur ces calcaires.

Aux alentours du graben de Flysch de Ay. Marina (A1-A2) et aux environs de Pétrona (B, fig. 8), les faciès sont tout à fait comparables à ceux qui sont déjà connus : ce sont des carbonates graveleux, biosparitiques et biomicritiques à structures fenestrées peuplés d'Orbitolinidés, gastéropodes, *Cayeuxia* sp., dans lesquels des *Eoradiolites* sp. ont été déterminés par J. Philip ; l'âge en est très probablement albien. Des brèches, des calcaires et pélites planctoniques de l'Eocène supérieur ou encore le Flysch oligocène reposent directement sur ces calcaires.

**Facès et signification.** Les biomicrites et biosparites fenestrées correspondent à une sédimentation peu profonde pendant tout le Crétacé inférieur et traduisent donc une importante subsidence. Pour la période albienne au moins, les diverses observations, toutes portant sur les mêmes faciès, tendent à montrer que ces conditions de plate-forme interne s'étendaient de manière uniforme sur la moitié occidentale du massif, au moins.

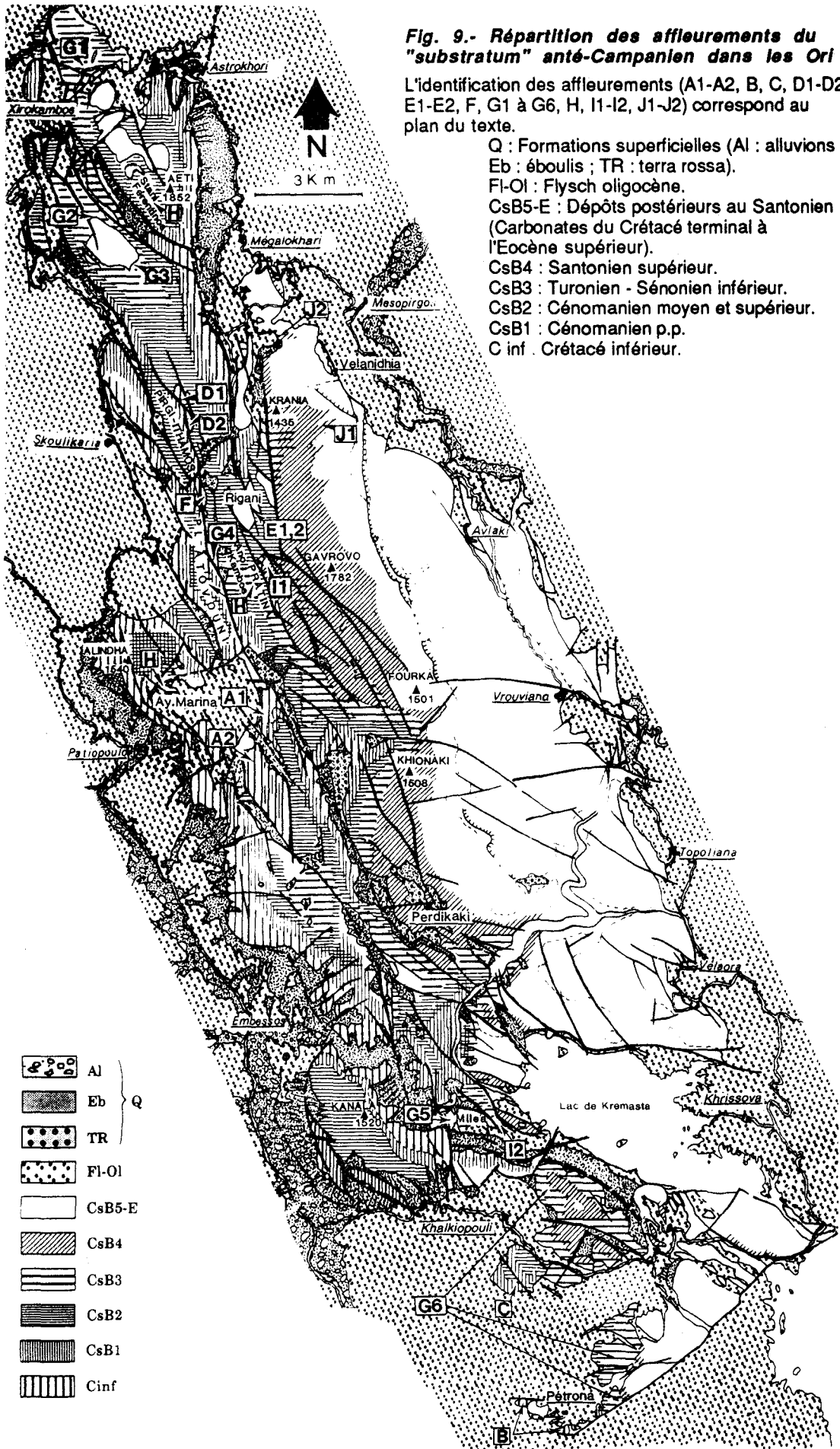
## **B. Le Cénomanién - "CsB1-2".**

Les carbonates de cette période couvrent en surface la plus grande partie de la zone W du massif et constituent les grands sommets qui s'alignent entre Aéti au N et Kanala au S. Ils portent parfois quelques très petits vestiges de calcaires finicrétacés-éotertiaires, qui se trouvent normalement sur le flanc W des crêtes.

Les géologues de l'IGRS-IFP ont, les premiers, repérés le Cénomanién, avec les "Calcaires à Praesorites" (il s'agit probablement des *Broeckina balcanica*) et les "Calcaires à Cisalvéolines et Nérinées" et c'est au Nord du massif (près d'Astrokhorí = Katavothra) qu'ils avaient pu observer le Paléocène bréchiqúe reposant directement sur ces carbonates.

Pour cette période, Fleury (1980) distingue deux biozones (fig. 5) :

- "CsB1" : zone d'extension partielle de *Sellialveolina* gr. *viallii*, entre la disparition de "*Coskinolina* *bronnimanni*" (fin Albien) et l'apparition de *Broeckina balcanica* (Cénomanién moyen).
- "CsB2" : zone d'extension maximale de *B. balcanica*, d'âge sensiblement cénomanién moyen-supérieur ; la présence de *Cisalveolina* peut caractériser le sommet de cette zone, se terminant éventuellement au Turonien inférieur. Selon De Castro (1982), ce dernier fossile serait plutôt limité au Cénomanién supérieur p.p., ce qui est repris par Schroöder et Neumann (1985) ; ces derniers auteurs donnent en outre l'extension admise de nombreux foraminifères qui seront cités ici.



**Fig. 9.- Répartition des affleurements du "substratum" anté-Campanien dans les Ori Valtou.**

L'identification des affleurements (A1-A2, B, C, D1-D2, E1-E2, F, G1 à G6, H, I1-I2, J1-J2) correspond au plan du texte.

- Q : Formations superficielles (A1 : alluvions ; Eb : éboulis ; TR : terra rossa).
- Fl-Ol : Flysch oligocène.
- CsB5-E : Dépôts postérieurs au Santonien (Carbonates du Crétacé terminal à l'Eocène supérieur).
- CsB4 : Santonien supérieur.
- CsB3 : Turonien - Sénonien inférieur.
- CsB2 : Cénomaniens moyen et supérieur.
- CsB1 : Cénomaniens p.p.
- C inf . Crétacé inférieur.

Cette période correspond, selon Fleury (1980), au dépôt de plusieurs centaines de mètres de carbonates indiquent des milieux inter-à supratidaux, de type plate-forme interne, la plupart du temps à la limite de l'émersion. Je n'en ai observé qu'une faible partie, là où ces carbonates supportent des témoins post-campaniens.

### 1. Le Cénomaniens inférieur-moyen ("CsB1").

Près de Pinakoulia, au S du massif (localité C, fig. 8), une formation bréchique et pélitique de l'Eocène supérieur-Oligocène renfermant des éléments de substrat repose par l'intermédiaire d'une surface irrégulière (on observe un petit relief d'une cinquantaine de cm de haut au milieu d'une dépression subcirculaire de plus d'un mètre de diamètre) sur des calcaires à *S. viallii* montrant des structures fenestrées, des cavités à remplissage géotrope et des ciments météoriques de la zone vadose.

**Faciès et signification.** La présence des figures sédimentaires et diagénétiques caractérise des milieux inter-à supratidaux et montre le caractère très peu profond, voire proche de l'émersion, de la plate-forme, toujours à l'abri des influences de la haute-mer. Ces mêmes conditions sont établies partout dans la partie occidentale du massif, où ces mêmes couches affleurent largement. On ne sait rien des couches de cet âge dans la partie orientale du massif mais les mêmes faciès étant connus en plusieurs points, jusqu'au S du Péloponnèse (Fleury, 1980), il y a lieu de penser qu'ils étaient étalés sur toute la "sous-zone de Gavrovo".

### 2. Le Cénomaniens moyen-supérieur ("CsB2").

Ces carbonates, constituant de très larges affleurements dans la partie W du massif (fig. 9), forment souvent le substrat des dépôts finicrétacés-éotertiaires.

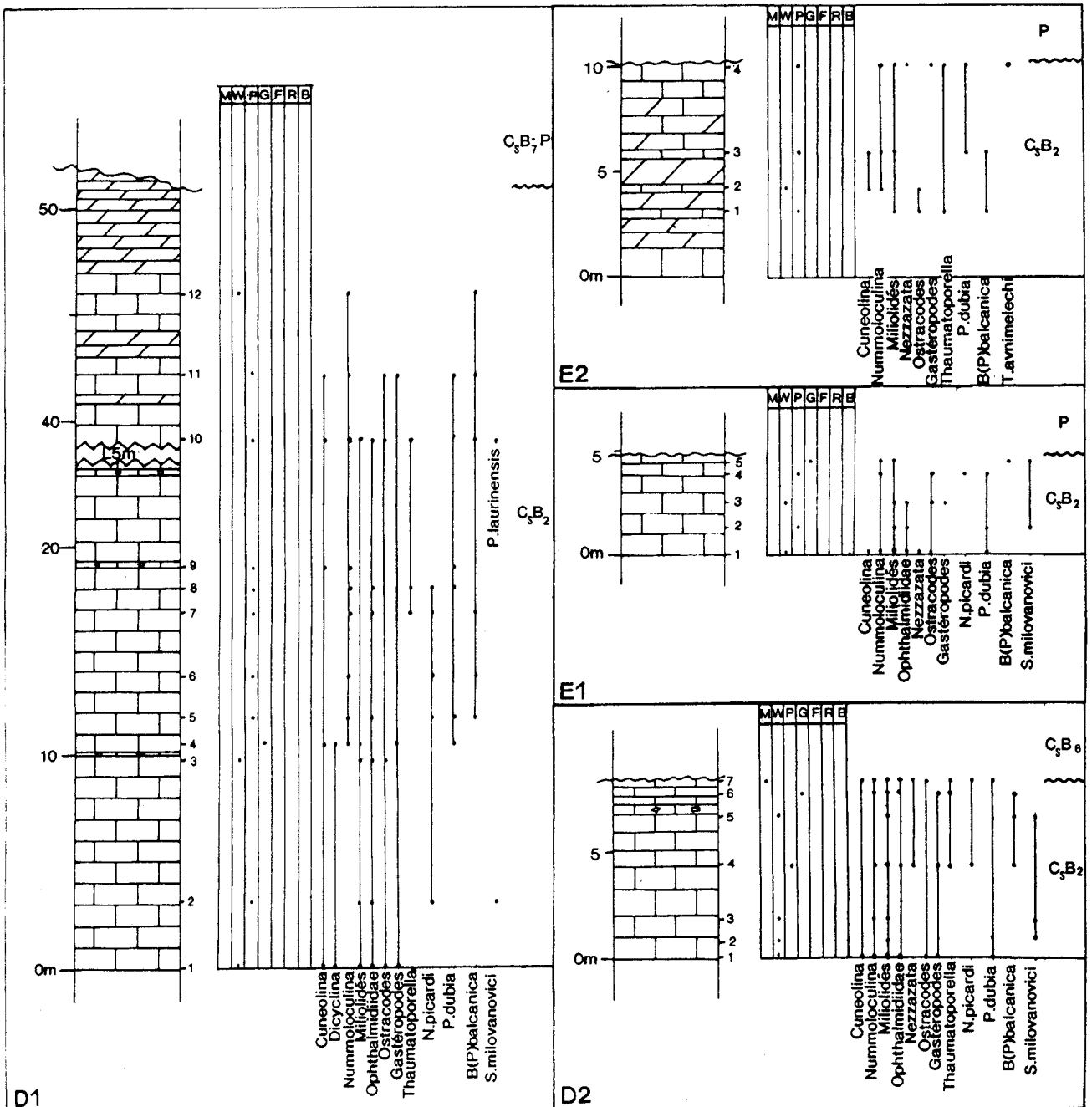
a) Plusieurs petits affleurements, les uns situés au pied oriental de l'Ithamos (D1, D2, fig. 8) et, 3 km au S dans la région de Rigani (E1, E2, fig. 8), montrent (fig. 10) une alternance de calcaires, de calcaires dolomitiques et de dolomies laminées en bancs décimétriques blancs et gris bien stratifiés, le plus souvent inclinés à l'WSW.

Il s'agit de calcaires micritiques mudstone-wackestone pauvres en fossiles et de calcaires de types intrabiomicrites, packstone-grainstone caractérisés par une riche association, où l'on distingue *Nummoloculina heimi*, *N. regularis*, *Pseudorhapydionina dubia*, *P. laurinensis*, Miliolles, *Peneroplis* sp., *Ophthalmidiidae*, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazata* sp., *Trochospira avnimelechi*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Chrysalidina* sp., ostracodes, gastéropodes, lamellibranches, algues (*Salpingoporella milovanovici*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* et Solénoporacées. Les figures fenestrées, les cavités à remplissage géotrope parallèles à la stratification s'y trouvent avec des niveaux d'intraclastes pris dans une matrice jaune (dolomitique ?) ; on trouve : - des intraclastes anguleux constitués de biosparites graveleuses à ciments stalactitiques et cavités colmatées par des rhomboèdres de dolomite ; - des intraclastes biomicritiques à *Nummoloculina* sp., *P. dubia*, *Cuneolina* sp. et gastéropodes.

b) Un autre affleurement, situé à proximité des précédents (F, fig. 8), au bord d'une piste, au S du sommet Ithamos, semble compléter vers le haut la série précédente. On observe (fig. 11), de bas en haut :

- des carbonates comparables aux précédents, passant à :
- 8 m de calcaires bioclastiques wackestone-packstone à Rudistes, renfermant *Cisalveolina fallax*, *Pseudolituonella reicheli*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Cuneolina* ou *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp., *Nummoloculina* sp., Miliolles, ostracodes, gastéropodes, débris d'échinodermes et de lamellibranches ; ce faciès passe vers le haut à :
- quelques mètres de calcaires micritiques ne renfermant que de rares Miliolles.

**Facès et signification.** Au cours d'une grande partie du Cénomaniens, les sédiments vaso-sableux à sableux (biomicrites et biosparites, wackestone-grainstone) abondamment peuplés par des organismes particuliers (*Miliolidae*, *Nezzatidae*, *Soritidae*, *Ataxophragmiidae*, *Dasycladales*) se seraient déposés dans un milieu subtidal-intertidal, c'est à dire toujours sous une faible tranche d'eau (1-10 m au maximum), faiblement agitée ; il pourrait s'agir de milieux de type "lagon". La présence de niveaux azoïques et dolomitiques intercalés soulignerait le confinement périodique du milieu ; les niveaux bréchiques de type "collapse-breccia" signaleraient de brefs épisodes émerifs.



**Fig. 10.- Coupes représentatives du "substratum" du domaine occidental (I, fig. 8), dans la partie N du massif.** Les coupes "D1" et "D2" sont situées au pied oriental des sommets Ithamos-Pirgi, "E1" et "E2" à Rigani. Voir aussi fig. 11 (coupe F).

Au cours du Cénomanién supérieur, le milieu devient soudainement plus ouvert, plus profond peut-être, franchement subtidal comme l'installation de rudistes en témoigne. Les nouveaux biotopes sont alors envahis par de nouveaux organismes, tels que *C. fallax*, *C. gradata* et *P. reicheli* ; leur banalité (ils sont connus dans la plupart des faciès néritiques téthysiens de l'époque) souligne alors la disparition momentanée du confinement et l'ouverture de la plate-forme aux influences de la haute mer.

Plus tard (Cénomanién terminal - Turonien basal ?) les micrites mudstone-wackestone appauvries en organismes seraient indicatives du retour aux conditions de plate-forme interne à circulation restreinte. Mais il faudra attendre longtemps pour retrouver des peuplements autochtones propres à ces milieux.

Cette séquence de phénomènes semble générale dans la "sous-zone de Gavrovo" puisque la seule autre localité (Massif du Varsova) où ces niveaux sont connus montre les mêmes faciès.

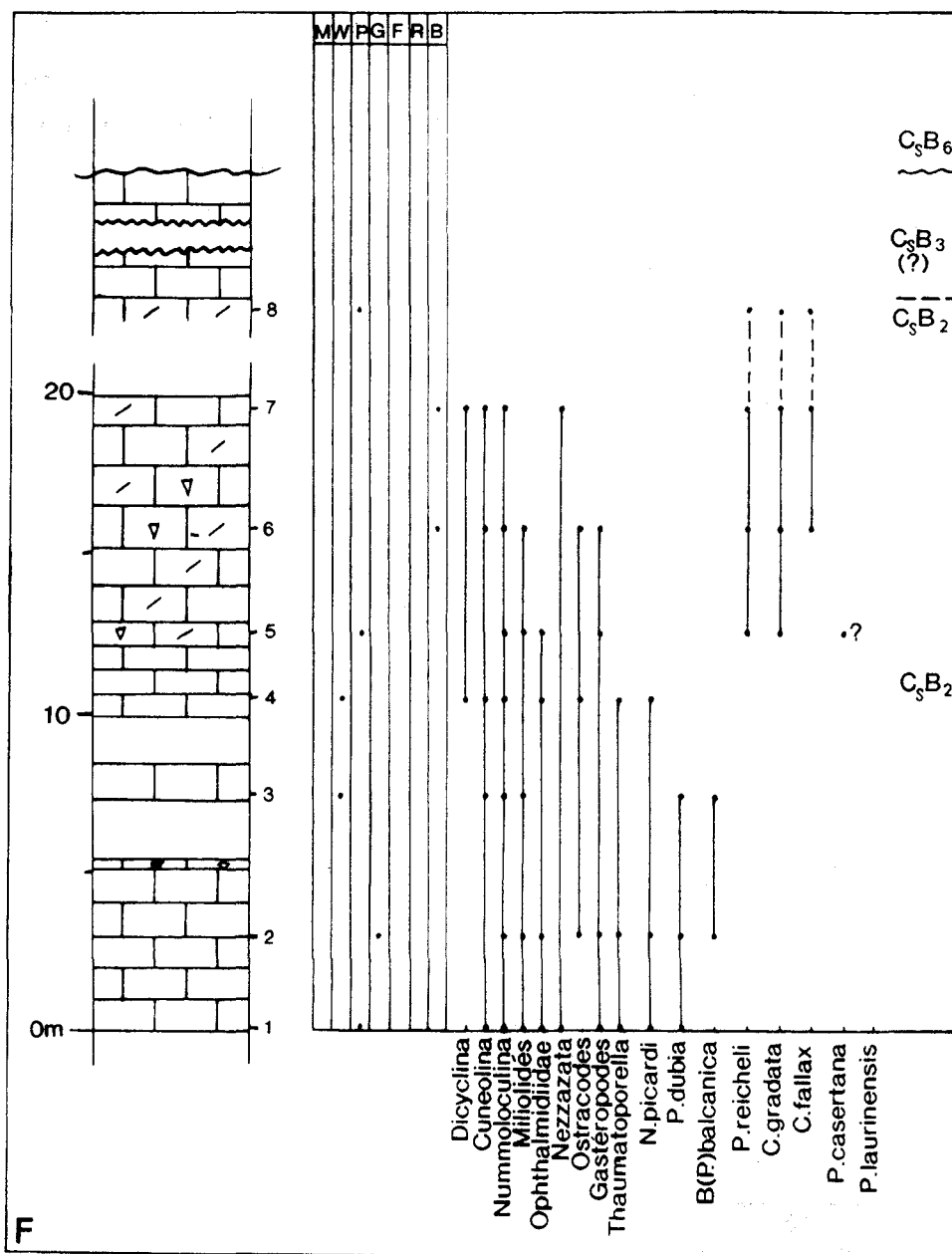


Fig. 11.- Coupe représentative du "substratum" du domaine occidental, dans la partie N du massif. La coupe "F" est située au S de l'Ithamos (fig.8 et 9).

M: Mudstone - W: Wackestone - P: Packstone - G: Grainstone - F: Floatstone - R: Rudstone - B: Bindstone, Bafflestone, Framestone

### C. Le Turonien - Sénonien p.p. "CsB3".

La "zone CsB3" couvre un intervalle de temps compris entre la disparition de *B. balcanica* et/ou *C. fallax* et l'apparition d'une association comprenant *Murgella lata* et *Keramosphaerina tergestina*. C'est l'absence de ces organismes, plus que la présence de certains autres (tels de *Pseudocyclamina sphaeroidea* plutôt rare et atteignant la zone CsB4) qui permet de la reconnaître : c'est-à-dire que son identification n'est pas toujours exempte de doute, lorsqu'on n'observe pas dans le contexte les fossiles des périodes encadrantes.

Les affleurements décrits ici ne sont cependant pas douteux puisqu'il s'agit des carbonates de la base de cette zone, observés en connexion avec les couches cénomaniennes. Les horizons supérieurs appartenant à cette zone seront décrits en connexion avec la zone CsB4, dans le domaine axial et oriental.

Les "calcaires à *Aeolisaccus kotori*" signalés sous le flysch de la région de Miléa par IGRS-IFP en sont en partie représentatifs. Fleury (1980, p. 67) décrit, dans la région de Perdikaki, venant immédiatement au-dessus de l'horizon à Cisalvéolines, plus de 150 m de calcaires, biomicrites et biosparites à pellesoïdes qui s'assombrissent vers le haut en s'enrichissant en rudistes, *P. sphaeroidea*, Miliolles et *A. kotori*.

Les nouvelles observations effectuées en 6 localités échelonnées entre les extrémités N et S du massif (G1 à G6, fig. 8) montrent dans l'ensemble un même type de faciès.

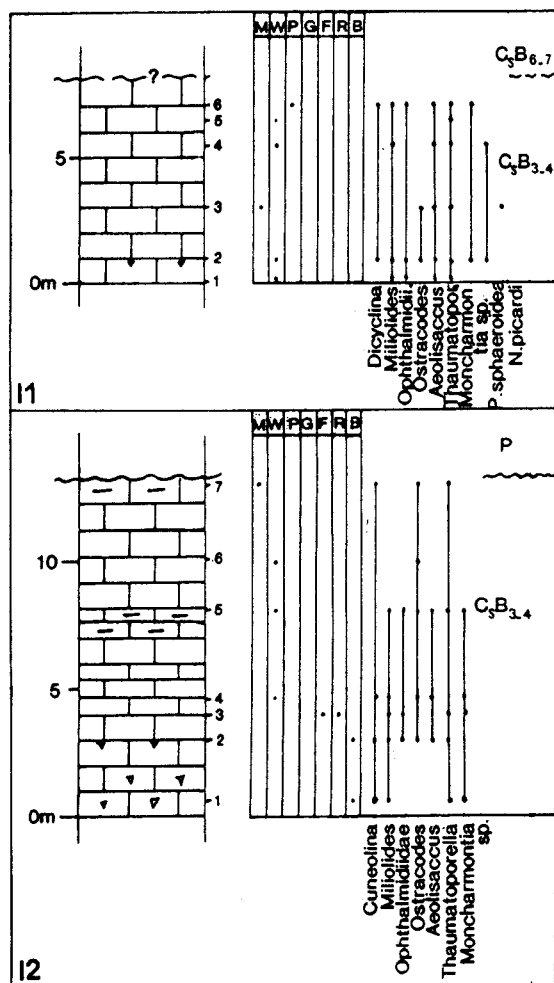


Fig. 12.- Coupes représentatives du "substratum" du domaine axial (II, fig. 8), vers le N (I1 : à l'W du sommet Gavrovo) et vers le S (I2 : Miléa) du massif.

Il s'agit de calcaires gris-clair ou sombre, noirs parfois, en bancs bien individualisés, d'épaisseur décimétrique. Ce sont des micrites wackestone-packstone et des laminites cryptalgaires à nombreux *A. kotori* et *T. parvovesiculifera*, et quelques Miliolles et ostracodes ; localement, y sont intercalés des niveaux mudstone-wackestone à fenestreae et des niveaux graveleux à intraspartiques, où en plus du peuplement précédent, se trouvent des *Nummuloculina* sp., *Cuneolina* sp., *Moncharmontia* sp., gastéropodes, débris de rudistes et *Cayeuxia* sp.

Un faciès tout à fait particulier est observable, quelques mètres à une dizaine de mètres au-dessus des dernières Cisalvéolines, dans les régions d'Alindha, au sommet des crêtes Pratina et Platovouni, dans la région d'Ano Kambos, à l'E de Skoulikaria et encore plus au N, au sommet de la crête Stani Férentinos (loc. H. fig. 8). Il s'agit de quelques mètres de calcaires bitumineux noirs débités en fines plaquettes et de calcaires rubanés par endroits associés à des microbrèches calcaires et dolomitiques. Le plus souvent, ces niveaux sont azoïques, mais parfois renferment de nombreux petits Foraminifères : *Miliolidae*, *Textulariidae*, *Lituolidae*, *Ophthalmidiidae* et plus rarement *N. picardi*, *Dictyopsella* sp., *Cuneolina* sp., ostracodes, gastéropodes, *A. kotori* et *Thaumatoporella* sp.

**Faciès et signification.** Les laminites cryptalgaires (sensu Aitken, 1967) à peuplement peu diversifié caractériseraient des milieux vaseux subtidaux peu profonds à hydrodynamisme modéré dans une ambiance réductrice peu propice à la vie ; c'est l'opinion de Floquet et Monty (1980) qui ont examiné des faciès de même type et de même âge en Espagne. Les niveaux graveleux à peuplement plus varié indiqueraient de brefs épisodes d'ouverture et d'hydrodynamisme plus élevé.

## II. DOMAINE AXIAL : CARBONATES DU TURONIEN A SANTONIEN RECOUVERTS DIRECTEMENT PAR LES SEDIMENTS POST-CAMPANIENS.

Le domaine axial du massif correspond à une région topographiquement déprimée liée à l'existence de grabens ou bien à des plateaux où des témoins du Flysch ont été parfois préservés de l'érosion. Les affleurements sont essentiellement constitués par les carbonates des zones CsB3-4 sur lesquels reposent directement les calcaires soit maastrichtiens (I1) soit paléocènes (I2) ou éocènes, ou encore le Flysch.

On décrira ici (fig. 12) les faciès observés dans les localités I1-I2 (fig. 8) représentatifs de l'ensemble des affleurements (on décrira par la suite deux coupes -J1 et J2- prises dans le domaine oriental). Il s'agit ici d'une dizaine de mètres de calcaires gris et noirs en bancs décimétriques caractérisés par la présence de rudistes entiers nombreux mais dispersés dans la matrice micritique ; ce sont des pelmicrites et intramicrites mudstone-wackestone souvent laminées à nombreuses Miliolles, Ophthalmidiidae, ostracodes, *A. kotori*, *T. parvovesiculifera* et plus rares *Moncharmontia* sp., *Cuneolina* sp. et *Pseudocyclamina sphaeroidea*.

Ce dernier fossile fixe l'âge turonien à santonien, ce qui s'accorde avec la position de ces carbonates au dessus de "CsB2" et non loin des faciès typiques de la zone "CsB4" à *Murgella lata*.

**Faciès et signification :** les faciès sont typiques de milieux vaseux subtidaux d'une plate-forme interne où règnent des conditions favorables au développement de la vie animale (circulation des eaux, abondance de substances nutritives).

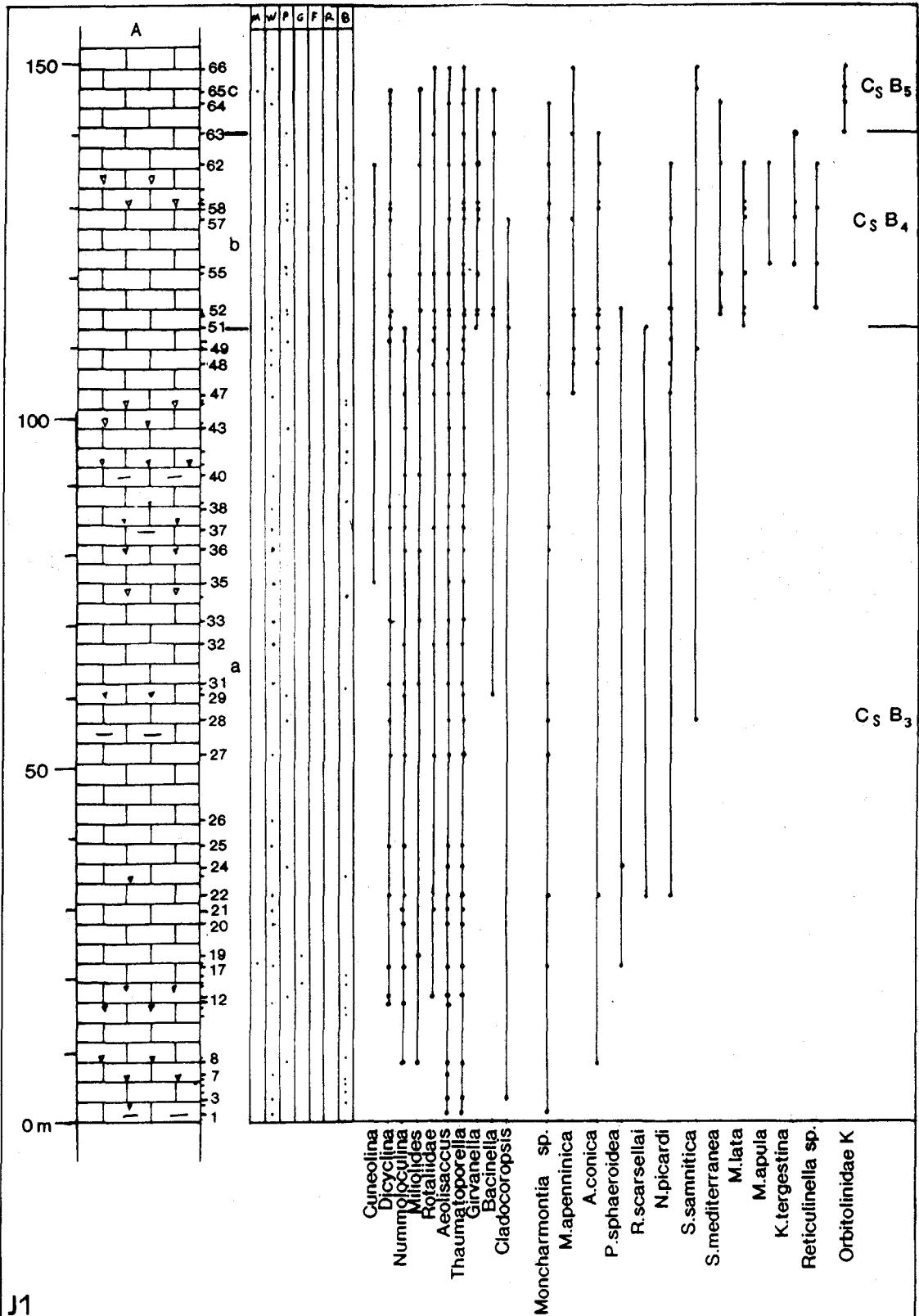


Fig. 13.- Coupe représentative du "substratum" du domaine oriental (III, fig. 8), vers le N du massif. La coupe J1 (partie inférieure "A") est située à Mega Dhiasselo.



### III. DOMAINE ORIENTAL : CARBONATES DU SANTONIEN SUPERIEUR PASSANT SANS DISCONTINUITÉ MAJEURE A CEUX DU CRETACE TERMINAL.

La zone "CsB4" se signale par des peuplements abondants et en particulier par un foraminifère (*Murgella lata*), dont l'extension maximale caractérise la zone. Son âge serait proche de la limite Santonien-Campanien ; on écrira, par commodité, "Santonien supérieur".

Ce domaine correspond pour l'essentiel à la partie E du massif et au flanc oriental qui plonge sous le Flysch. De bonnes conditions d'observation permettent de vérifier que la série est complète, depuis la zone CsB3 jusqu'au Paléogène.

On ne décrira ici que les carbonates du Santonien supérieur (CsB4) pour donner, dans le chapitre suivant, à l'histoire du "bouleversement finicrétacé-éotertiaire" toute son ampleur : les signaux précurseurs en apparaissent dès la zone "CsB5".

Une coupe donne une bonne vue du passage des sédiments de la zone "CsB3" à ceux du "CsB5". Au SW de Velanidhia, au bord d'une piste traversant un col encaissé, on observe (fig. 13) :

- 110 m de calcaires et de laminites gris et gris-clair, en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique. Quelques biostromes à rudistes s'observent à la base et au sommet de l'ensemble. A l'échelle du banc, de manière régulière, on observe à la base et au sommet de chacun d'eux des faciès sombres mudstone-wackestone à fenestrae, pauvres en organismes, parfois associés à des laminites cryptalgaires ; vers le milieu, les organismes sont abondants : *Miliolidae*, *Nummoloculina* sp., *Moncharmontia* sp., *Dicyclina* sp., *Rotaliidae*, *A. kotori* et *T. parvovesiculifera*, plus discrètement accompagnés de *A. conica*, *N. picardi*, *P. sphaeroidea*, *S. samnitica*, *M. apenninica* (à l'extrême sommet), *R. scarsellai*, *Cladocoropsis* sp. et *Bacinella* sp. Il s'agit d'un peuplement typique de la zone CsB3 ;
- 25 m environ de calcaires châtaîns habités par des rudistes épars (formant parfois des biostromes). A l'association précédente, s'ajoutent *Murgella lata*, *Keramosphaerina tergestina*, *Scandonea mediterranea*, *Reticulinella* sp., *Murgeina apula* et *Girvanella* sp. Les deux premiers fossiles cités sont les indices de la zone "CsB4" ;
- calcaires renfermant les Orbitolinidés caractérisant la zone "CsB5".

Ces observations peuvent être renouvelées, à proximité de cette localité (J1, fig. 14 en bas) et au flanc N d'une gorge située au NNW de Velanidhia (J2, fig. 14 en haut). La particularité de la coupe décrite tient à la faible épaisseur des carbonates de la zone CsB4 qui, partout ailleurs, présentent une puissance de 80 à 100 m. Rien n'a été observé qui puisse rendre compte de cette anomalie mais il est possible qu'elle soit due à un accident tectonique : de petites failles visibles alentours pourraient cumuler leurs effets dans la masse de cet ensemble, dépourvu de niveaux repères.

**Facès et signification.** La période Turonien à Santonien correspond à une sédimentation boueuse dominante. Pendant la période "CsB3", l'alternance des niveaux laminés cryptalgaires avec les niveaux micritiques à foraminifères et/ou rudistes peut s'expliquer par des oscillations entre des milieux intertidaux à circulation restreinte et des milieux subtidaux plus ouverts, les premiers défavorables, les seconds relativement favorables à l'installation des organismes. Les variations constantes des conditions de vie permettraient alors l'installation des seuls organismes "eurytopiques" avec incursions momentanées d'organismes sténotopiques (*P. sphaeroidea*, rudistes).

A la fin de la période "CsB3" et au cours de la période "CsB4", l'apparition d'organismes plus spécialisés tels que *M. lata*, *S. mediterranea*, *K. tergestina*, *M. apenninica* et l'abondance des rudistes indiquerait l'établissement de conditions plus stables et d'un régime oligotrophique.

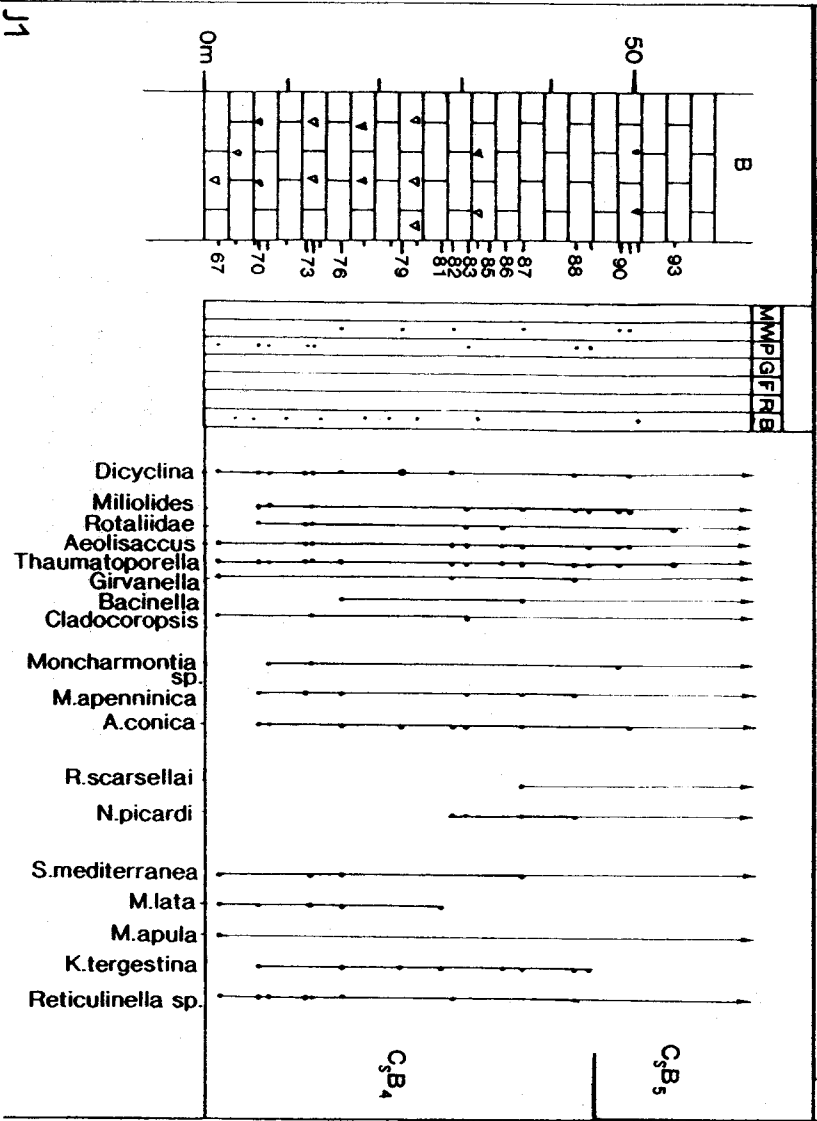
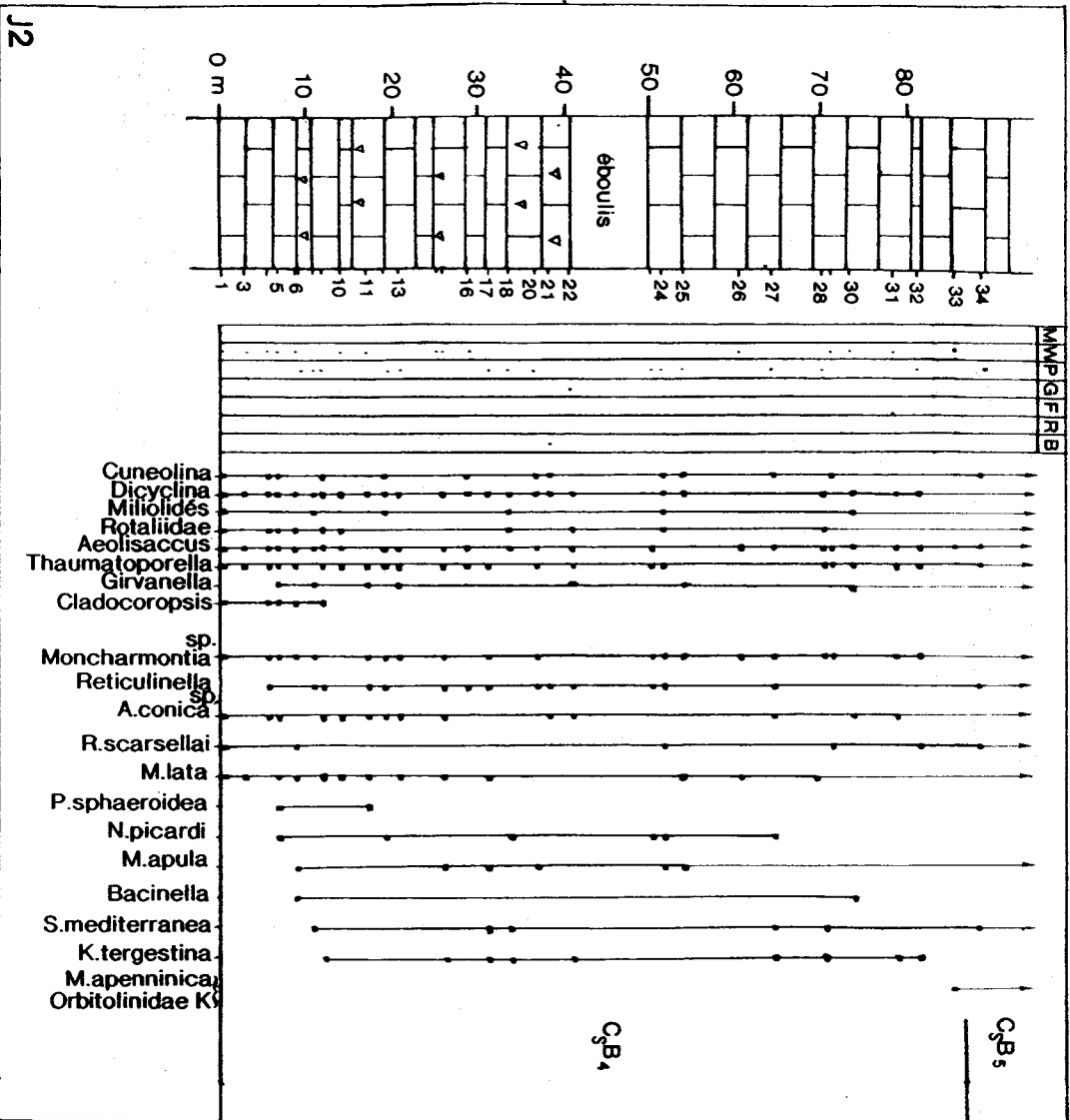


Fig. 14.- Coupes représentatives du "substratum" du domaine oriental (III, fig. 8) vers le N du massif. J1 "B" est la suite de la coupe de la fig. 13 et J2 est située à Koukos.

## CHAPITRE II

### INTERPRETATION D'ENSEMBLE DE L'EVOLUTION ANTECAMPAZIENNE DE LA PLATE-FORME DES ORI VALTOU

Limitant pour l'instant notre réflexion à la portion de plate-forme correspondant aux Ori Valtou, nous sommes conduits à distinguer les phases suivantes.

- **Au cours du Crétacé inférieur**, l'alternance des types de faciès traduit des oscillations périodiques attribuables au jeu combiné de la subsidence et de l'eustatisme dans le cadre d'une plate-forme interne. Les peuplements benthiques, relativement banals et variés n'indiquent pas des conditions de vie particulièrement difficiles et l'on peut en déduire que la circulation et l'oxygénation s'y produisaient normalement. La présence sporadique de rudistes traduit même de passagères conditions "ouvertes".
- **Au cours d'une partie du Cénomanién** ("CsB1" et "CsB2" p.p.) les constantes tendances émersives sont responsables de conditions de vie particulières induisant des peuplements caractérisés aussi bien par les organismes présents (*Selliaveolina*) que par les exclus (Orbitolines, rudistes absents).
- **Au sommet du Cénomanién**, l'invasion des rudistes et des microfaunes banales, la généralisation des faciès subtidaux signalent l'incursion des conditions liées à une submersion généralisée.
- **Au cours du Turonien-Sénonien p.p.**, à un confinement traduit par des faciès réducteurs et des peuplements pauvres en espèces comme en individus, et à une certaine instabilité ("CsB3"), succède une ouverture de la plate-forme aux conditions "normales", dans un cadre plus stable ("CsB4").

On peut rendre compte de cette évolution dans le cadre des conceptions exposées par Hallock et Schlager (1986) et Hallock (1987), relatives au rôle que joue la disponibilité des ressources nutritives sur le développement des plates-formes carbonatées et sur les types d'organismes qui les peuplent (Hottinger, 1982, 1984, 1987), selon ces auteurs, on distinguerait les types de conditions suivants :

- des conditions d'oligotrophie dans lesquelles les substances nutritives sont recyclées par les processus d'endosymbiose et d'enfouissement. Ce recyclage conditionnerait une stratégie de type "K" adoptée par les organismes, permettant de garder une densité de population constante, et le développement de hautes spécialisations (grandes tailles, endosquelettes complexes) en raison d'une longue et lente croissance individuelle. Ces conditions nécessitent des milieux stables et seraient présentes dans les zones périrécifales, dans les régions tropicales néritiques, sous régime anti-estuarien ;
- des conditions d'eutrophie, où l'abondance des substances nutritives provoque la prolifération du plancton et des algues laminaires, entraînant la diminution de la transparence des eaux, le recul des organismes tirant l'énergie de la photosynthèse (endosymbiotes des madrépores et grands foraminifères, algues calcaires) et par voie de conséquence, la diminution de la production de carbonates dans le domaine néritique. Ce régime favoriserait les protozoaires "opportunistes" (stratégie de type "r") dans des milieux affectés par des courants d'"upwelling" et une circulation estuarienne.

Le régime oligotrophique caractériserait ainsi les périodes du Crétacé inférieur et du Cénomanién, dont les organismes, soit relativement banals (Crétacé inférieur, Cénomanién supérieur), soit propres à certaines conditions (Cénomanién inférieur à supérieur p.p.) sont diversifiés et spécialisés. Aucun d'entre eux ne résistera à la crise turonienne qui suit et qui peut donc être le résultat d'un "eutrophisation" drastique, se modérant peu à peu pour laisser finalement place à une nouvelle floraison d'organismes spécialisés au Santonien supérieur.

La figure 15 résume les phénomènes décrits ci-dessus et l'interprétation qu'on peut leur donner. De manière brève, on écrira que la partie de plate-forme des Ori Valtou se comporte pendant une grande période (Crétacé inférieur - Cénomanién) de manière homogène comme un système équilibré sous régime oligotrophique, ce qui favorise son développement. Cet équilibre perdu au cours de la période correspondant au passage Cénomanién - Turonien se rétablit progressivement pour redevenir sensible au cours du Santonien supérieur. On insistera sur le fait que les milieux observés sont indemnes de traces de barrière récifale ou de pénétration d'éléments planctoniques, ce qui les situe constamment au sein du domaine interne d'une plate-forme non soumis aux influences directes de la haute mer.

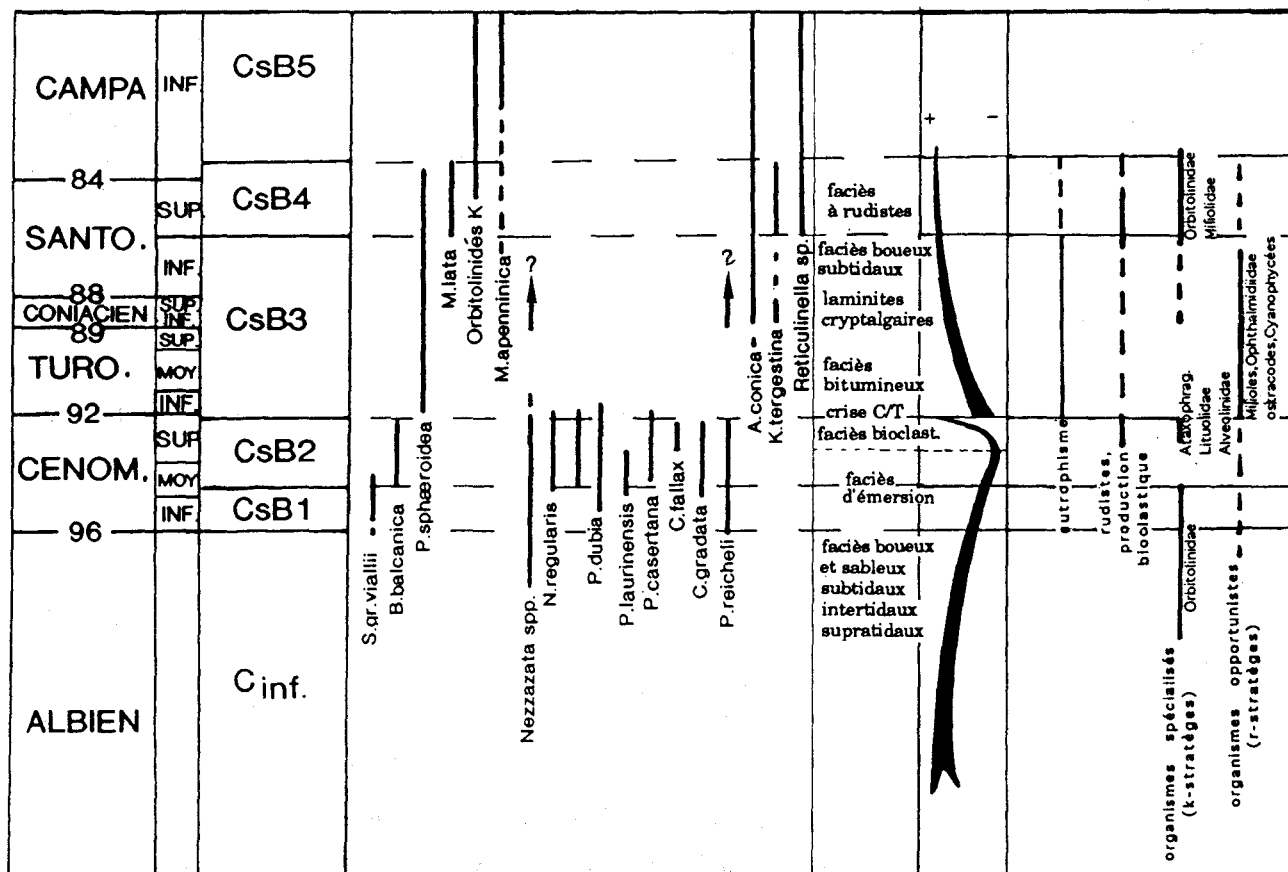


Fig. 15.- Synthèse schématique des éléments de datation, et des phénomènes sédimentaires observés sur la plate-forme des Ori Valtou au cours de la période Albien-Santonien.

La partie gauche de la figure rappelle le cadre chronologique et la relation admise avec la biozotation adoptée. La partie médiane de la figure donne la répartition constatée des organismes les plus importants par rapport à la biozotation. Les trois colonnes de droite rappellent la succession des faciès et l'interprétation qui en est donnée en termes d'évolution eustatique.

### CHAPITRE III

## COMPARAISON DE L'EVOLUTION LOCALE A CELLE DE QUELQUES PLATES-FORMES DE LA REGION MEDITERRANEENNE

L'évocation de l'effet de causes globales dans l'évolution locale qui vient d'être présentée conduit à s'interroger sur l'importance relative réelle de ces causes. Une manière de répondre consiste à faire un rapide tour d'horizon de domaines de même type, mais relativement éloignés, dans la région périméditerranéenne.

Nous avons dit précédemment qu'aucune variation latérale de faciès n'était mise en évidence sur la surface des Ori Valtou. Cette remarque n'est vraiment significative que pour la période Turonien-Sénonien p.p., puisque c'est la seule dont les sédiments soient largement répandus à l'affleurement ; mais on a également noté que, à chaque fois que les périodes examinées étaient représentées par des sédiments connus dans la sous-zone de Gavrovo (Fleury, 1980), les faciès étaient toujours exactement comparables à ceux que nous avons observés. Il y a donc tout lieu d'admettre une très grande homogénéité de faciès pour toute cette sous-zone.

On sait aussi, par la même source que, en général, et malgré des différences de détail, tout ce qu'on connaît sous le nom de sous-zone de Tripolitza (Péloponnèse et Crète) présente les mêmes peuplements et les mêmes tendances d'ensemble. De récentes études de détail ont confirmé ces informations (Zambétakis-Lekkas, 1988) et montré en particulier des tendances émerives bien caractérisées au cours du Cénomaniens (Zambétakis-Lekkas *et al.*, 1988).

On sait en outre que, au moins en ce qui concerne les peuplements -hautement significatifs des milieux dans ce cadre- l'ensemble des "plates-formes adriatico-égéennes" (Fleury, 1980 ; Fleury *et al.*, 1985), englobant l'Italie du S, les Dinarides externes et le Taurus est tout à fait homogène.

Ce fait indique une communauté d'évolution que de nombreux détails viennent corroborer ; d'autres détails semblent cependant distinguer certaines évolutions locales. Nous tenterons un rapide bilan des données accessibles.

### I. FAITS INDIQUANT UNE COMMUNE EVOLUTION D'ENSEMBLE

*Au cours du Crétacé inférieur*, des niveaux à ooïdes très particuliers sont cités par Caminiti (1985) dans la série parnassienne de Grèce et sont montrés tout à fait comparables à ceux qui sont connus dans les Ori Valtou (Bernier et Fleury, 1980), en Sicile, en Italie du S et en Yougoslavie. Des séries épaisses caractérisées à l'Aptien-Albien par des niveaux à rudistes et/ou à Orbitolinidés, tout à fait comparables à celle des Ori Valtou sont connues en Italie, en Apulie (Luperto-Sinni et Masse, 1982) et en Abruzzes-Campanie (Chiocchini *et al.*, 1984) et en Yougoslavie (Velic, 1988).

*Au cours du Cénomaniens*, les faciès d'émergence de la plus grande partie de cette période sont connus en Apulie (Luperto-Sinni et Masse, 1982), en Abruzzes-Campanie (Carbone et Sirna, 1981, Chiocchini *et al.*, 1984 ; et en Yougoslavie (Formation Milna, île de Brac : Gusic et Jelaska, 1990). Les faciès subtidaux de la fin du Cénomaniens avec leur cortège de rudistes et de Cisalvéolines sont également

connus en Apulie, sous le nom de "membre sannicandro" à l'extrême sommet des calcaires de Bari (Borgomano, 1987), et en Abruzzes-Campanie, à l'extrême sommet des calcaires "cénomaniens" (Chiocchini *et al.*, 1984).

Au cours du Turonien-Santonien, les faciès de milieu réducteur remplacés peu à peu par des faciès de milieux ouverts richement peuplés se retrouvent en Grèce dans la zone du Parnasse ("Unité I", Caminiti, 1985), en Apulie ("Calcaires d'Altamura", Borgomano, 1987) et en zone Dalmate ("Formation Gornji Humac", Gusic et Jelaska, 1990).

## II. FAITS TEMOIGNANT D'EVOLUTIONS LOCALES PARTICULIERES

De manière générale, il semble que seule la période albo-turonienne (ou céno-mano-turonienne) soit marquée en certains lieux par des évolutions localisées, donc vraisemblablement d'origine tectonique.

Dans le massif du Parnasse, en Grèce orientale, on connaît une bauxite ("B3") formée au cours d'un intervalle compris entre un niveau albien et le Santonien ; il pourrait s'agir d'un épisode d'âge céno-manien, d'après Combes *et al.*, 1981. Une discordance angulaire atteignant 5° lui est parfois associée.

En Italie méridionale, des bauxites sont également connues. Dans les Murges (Borgomano, 1987), l'âge en est compris entre le Cénomaniens terminal - Turonien basal (horizon à Cisalvéolines) et le Turonien-Sénonien inférieur non précisément caractérisé ; une discordance angulaire est également observée. Dans les Abruzzes (Chiocchini *et al.*, 1984), plusieurs niveaux de bauxite sont repérés, dont l'un est compris entre l'Albien inférieur et la partie inférieure du Cénomaniens moyen et dont l'autre (parfois subdivisé en plusieurs couches) est compris dans les niveaux à Cisalvéolines.

En Yougoslavie, au contraire (Gusic et Jelaska, 1990), des faciès pélagiques envahissent la plateforme pendant une période sensiblement turonienne.

## III. EVOLUTIONS LOCALES (TECTONIQUES) ET EVOLUTION D'ENSEMBLE (SUBSIDENCE ET EUSTATISME) : UN BILAN

Certains faits de caractère local peuvent présenter des significations douteuses :

- les bauxites contemporaines des faciès d'émersion d'Italie peuvent être la conséquence d'une émersion particulièrement prolongée, issue d'une modeste modification de l'équilibre subsidence-eustatisme, ou encore la conséquence de déformations tectoniques, sans qu'on puisse aisément en juger ;
- l'invasion des faciès pélagiques en Yougoslavie peut n'être que la conséquence du mouvement eustatique positif général au Turonien... éventuellement amplifié par un affaissement local, difficile à mettre en évidence.

D'autres faits semblent particulièrement significatifs d'une intervention tectonique. Les bauxites contemporaines de l'approfondissement marqué par la présence des Cisalvéolines (après disparition généralisée des faciès d'émersion), surtout lorsqu'elles sont accompagnées de discordance en constituent les exemples les plus remarquables.

En dehors de ces évolutions locales particulières -limitées dans le temps-, il apparaît (fig. 16) que des phénomènes d'ensemble assurent une remarquable homogénéité du comportement des domaines considérés. Si l'on en croit les théories récentes, cette évolution commune résulterait essentiellement de la combinaison de la subsidence et des variations eustatiques. Parmi ces dernières, le mouvement positif turonien (Hancock et Kauffman, 1979 ; Haq *et al.*, 1987) cumulerait l'effet "primaire" de la montée du niveau des eaux et un effet "secondaire" qui consiste en l'accroissement du stock des substances nutritives disponibles (eutrophisme) nuisible en fin de compte à la production des carbonates d'origine organique.

Pour cette période, la plate-forme des Ori Valtou subit simplement le régime commun, sans originalité, et sans contrôle propre sur la nature des dépôts. La période qui suit, au contraire, verra se développer localement une évolution originale, dont la grande lacune précédemment évoquée est l'une des conséquences.

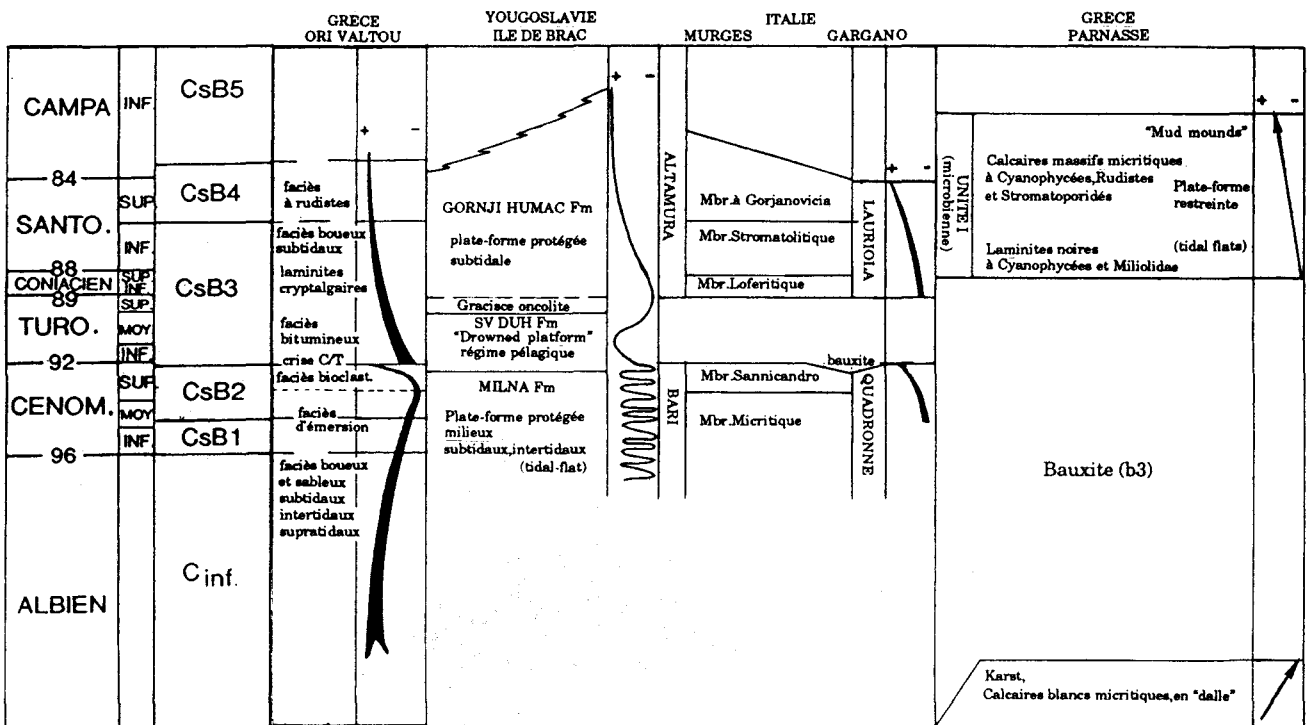
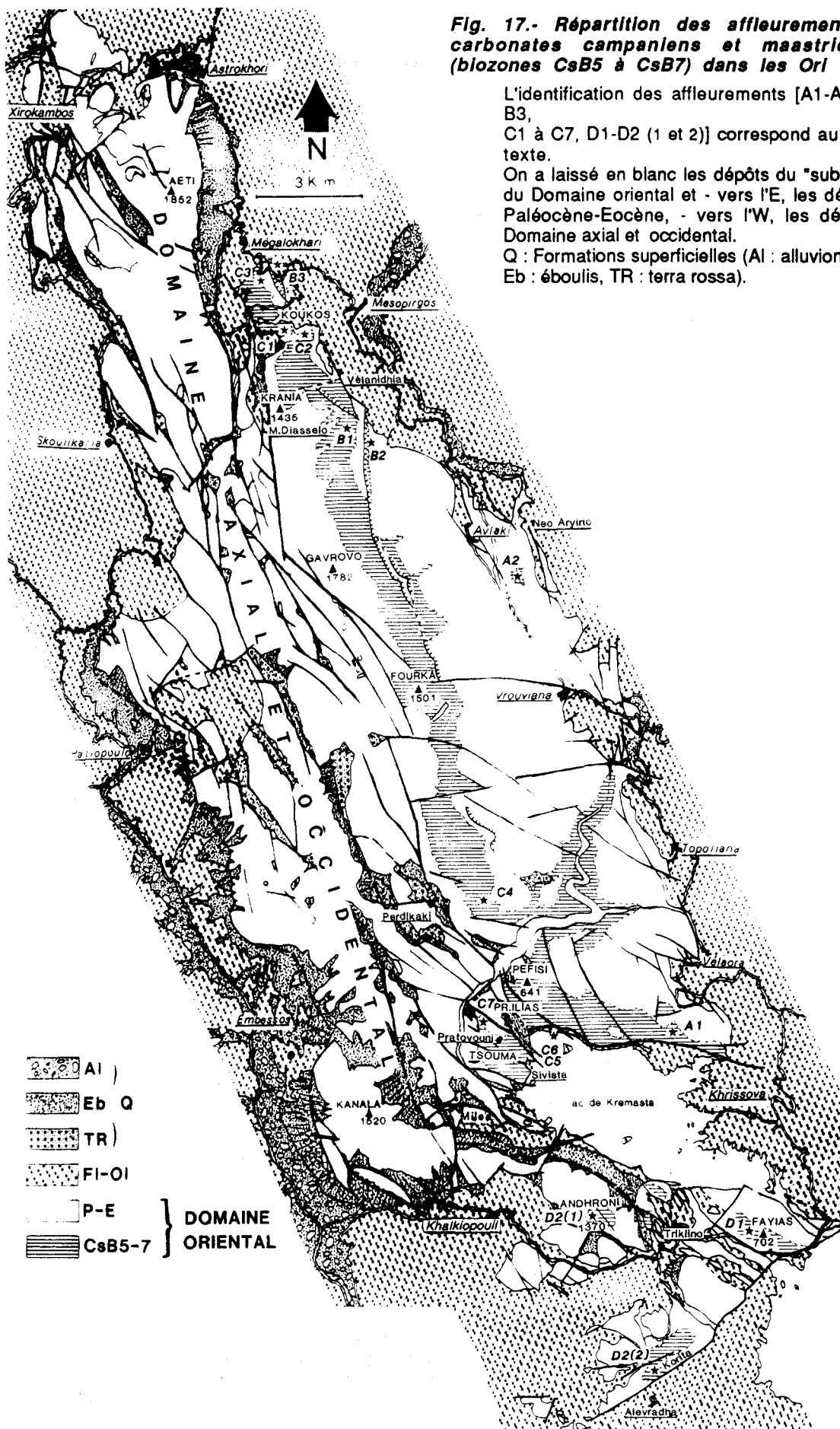


Fig. 16.- Eléments de comparaison de l'évolution des plates-formes adriatico-égéennes au cours de la période anté-camparienne. La courbe marquant l'évolution bathymétrique des Ori Valtou apparaît applicable dans ses grands traits aux autres domaines. Les bauxites d'Italie et du Parnasse apparaissent, en partie au moins, liées à des phénomènes tectoniques, marqués par des discordances. Dessins directement inspirés de données synthétiques (Caminiti, 1985 ; Borgomano, 1987 ; Gusic et Jelaska, 1990), non disponibles pour les Abruzzes.



**Fig. 17.- Répartition des affleurements des carbonates campaniens et maastrichtiens (biozones CsB5 à CsB7) dans les Ori Valtou.**

L'identification des affleurements [A1-A2, B1 à B3, C1 à C7, D1-D2 (1 et 2)] correspond au plan du texte.

On a laissé en blanc les dépôts du "substratum" du Domaine oriental et - vers l'E, les dépôts du Paléocène-Eocène, - vers l'W, les dépôts du Domaine axial et occidental.

Q : Formations superficielles (Al : alluvions, Eb : éboulis, TR : terra rossa).



## DEUXIEME PARTIE

### Instabilité finicrétacée-éotertiaire

Dans les travaux antérieurs, une importante instabilité de la plate-forme des Ori Valtou était évoquée pour rendre compte des différenciations qui s'y observent, ainsi que des brèches qui apparaissent dans le bassin Ionien vers la fin du Crétacé.

Nous verrons ici que, sur la plate-forme même, les traces de cette instabilité sont nombreuses et se résument à :

- des lacunes importantes (évoquées précédemment à l'W du massif) ;
- l'invasion des faciès de type récifal ou "externe" (avec Orbitoïdes et plancton) à l'intérieur de la plate-forme ;
- l'expansion généralisée des faciès d'émersion à l'extrême fin du Crétacé ;
- la présence de brèches polygéniques, sur la plate-forme même (comme dans le bassin Ionien).

Ces phénomènes seront analysés par ordre chronologique, ceux du Campanien-Maastrichtien (Chapitre I) et ceux du Paléocène-Eocène (Chapitre II) étant séparés par une discontinuité généralisée. On suivra un itinéraire d'E en W, inverse de celui de la première partie, mais pour la même raison : nous décrirons d'abord les séries les plus complètes (à l'E) et viendrons à celles qui s'avèrent les plus complexes (à l'W), en raison d'une importante lacune de sédimentation et d'une grande variété des faciès.

## CHAPITRE I

### PERIODE CAMPANO-MAASTRICHTIENNE : LES CONSEQUENCES D'UNE PREMIERE INSTABILITE

L'échelle biostratigraphique utilisée est très particulière puisque la plus grande partie des organismes significatifs est propre à un ensemble de plates-formes carbonatées ("adriatico-égéennes", *in* Fleury, 1980), isolées écologiquement des domaines environnants jusqu'à la fin du Crétacé (Fleury *et al.*, 1985).

On utilisera donc l'échelle établie par Fleury (1980) d'après les observations effectuées en Grèce continentale et Péloponnèse. Pour le Crétacé supérieur, 7 biozones successives de natures diverses sont distinguées, dont les relations avec l'échelle chronologique restent imprécises ; entre l'Albien et le Danien, on distingue (fig. 5) :

- les biozones CsB1 et CsB2, d'âge sensiblement cénomanien, définies précédemment (Première Partie - Chapitre I) ;
- la biozone CsB3, d'âge sensiblement turonien à santonien inférieur, définie précédemment ; elle est bornée à son sommet par l'apparition de l'index de la biozone CsB4 ;
- la biozone CsB4 correspond à l'extension totale de *Murgella lata* ; tout semble indiquer qu'elle soit d'âge santonien supérieur, en partie au moins, mais sans aucune précision en ce qui concerne les limites ;

- la biozone CsB5 est bornée à sa base par la disparition de *M. lata* et à son sommet par celle de *Moncharmontia apenninica*. Les Sidérolitidés primitifs (*Praesiderolites* et/ou *S. praevidali* puis *S. vidali*), les Orbitoïdes primitifs (*Planorbulinella*) puis *O. tissoti* et des passages vers *O. media* confirment l'attribution au Campanien inférieur qui lui est faite, mais sans précisions aux limites ;
- la biozone CsB6 est bornée à sa base par la disparition de *M. apenninica* et à son sommet par l'apparition de l'index de la biozone suivante. Cet intervalle correspond sensiblement à la période de développement des *Rhapydioninidae* (*Murciella*, *Cuvillierinella*, *Cyclopseudedomia*), qui peuvent cependant s'observer un peu avant et après. Les grands *Siderolites vidali* typiques, *O. tissoti* et *O. media* observés dans cet intervalle en confirment l'âge campanien supérieur - maastrichtien inférieur (*p.p.*), sans précision aux limites ;
- la biozone CsB7 correspond à l'extension totale de *Rhapydionina liburnica*, associée parfois à d'autres foraminifères tout aussi typiques ("*Broeckinella cf. arabica*", *Laffitteina mengaudi*) et proche souvent de couches à *S. calcitrapoides*, *O. apiculata* ou même *Loftusia* sp. Son âge maastrichtien, probablement supérieur, et une quasi-coïncidence de sa disparition avec la fin du Crétacé, paraissent établis.

Les calcaires renfermant les faunes classiques de rudistes et d'Orbitoïdes ont été longtemps seuls connus pour cette période ; c'est avec leur aide que Aubouin (1959) pouvait donner une première idée de la série locale.

Les géologues de IGRS-IFP (1966) reconnaissent en de nombreux points ces faciès et distinguent en outre : - une microbrèche à débris de rudistes et Orbitoïdes renfermant des éléments de calcaires sénoniens à *A. kotori*, - un calcaire récifal à polypiers, bryozoaires et algues, difficile à dater directement, mais supposé maastrichtien par sa position (nous dirons, p. 150, qu'il s'agit en fait d'un récif paléocène).

Fleury (1980) distingue un type supplémentaire, constitué par des dolomies et calcaires à Rhapydioninidés, traduisant des tendances émerives. Il en tire un essai sur la répartition des conditions de sédimentation au Maastrichtien ; acceptant la datation proposée par IGRS-IFP du calcaire récifal, l'auteur y voit la barrière qui séparerait un domaine oriental à faciès "interne", d'un domaine occidental à faciès "externe".

Ce schéma, inspiré des modèles classiques d'organisation des plates-formes carbonatées, s'avère trop simple pour rendre compte de l'ensemble des affleurements maintenant connus mais la distinction de domaines orientés parallèlement à l'allongement du massif actuel reste compatible avec l'ensemble des informations et impose les grands traits du plan d'étude.

Nous distinguerons donc dans ce qui suit (fig. 17) :

- un domaine oriental, où les sédiments campano-maastrichtiens font suite en continuité à ceux du Sénonien inférieur ;
- un domaine axial et occidental, caractérisé par des faciès campano-maastrichtiens particuliers, reposant directement sur un substrat cénomanien à coniacien.

## I. DOMAINE ORIENTAL : SEDIMENTATION CRETACEE CONTINUE ET DIFFERENCIEE

Trois faciès principaux constituent les séries de ce domaine ; l'ordre de leur apparition étant toujours le même, leur alternance étant exceptionnelle, on pourra les assimiler à des "membres" de la nomenclature hedbergienne. L'étude qui suit montre que l'on ne saurait accorder à ces unités aucune valeur chronologique et c'est donc par la simple commodité de l'exposé que nous distinguerons, dans l'ordre de leur succession :

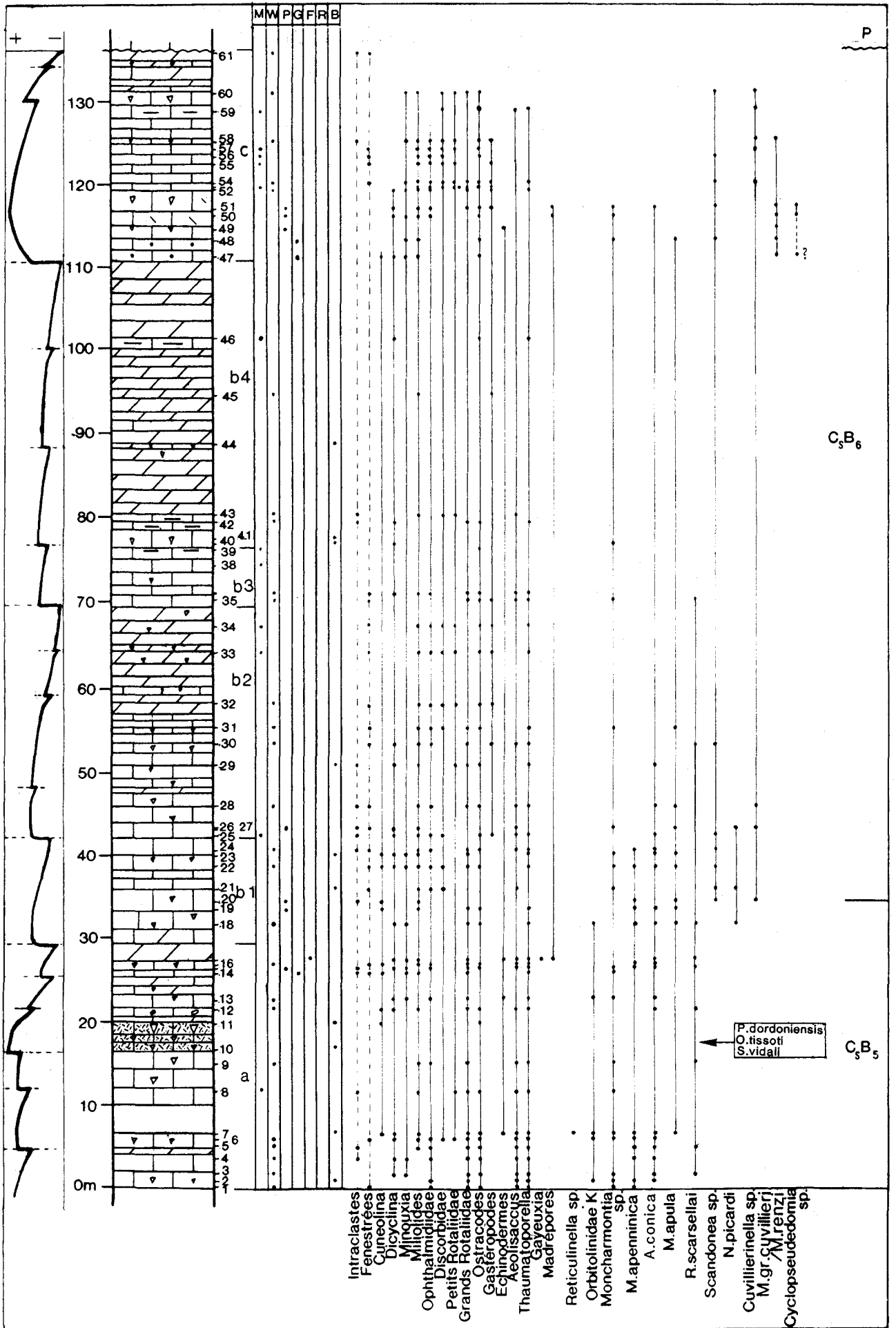
- un "membre micritique", prolongeant la sédimentation antérieure, correspondant à des milieux de plate-forme interne, sub- à intertidaux, peuplés d'un cortège homogène de grands foraminifères arénacés (*Pseudocyclamina*, *Dicyclina*, *Orbitolinidés*...) et porcelanés (*Scandonea*, *Moncharmontia*) ;
- un "membre bioclastique" renfermant des rudistes, entiers et/ou en débris de tailles variées, correspondant selon les cas soit à des aires de production bioclastique environnant des récifs, soit à des dépôts gravitaires de pente. Outre les rudistes, leurs peuplements sont constitués d'associations de grands foraminifères hyalins (*Orbitoides*, *Siderolitidés*...) parfois mêlés à certains de ceux du membre précédent ;
- un "membre calcaro-dolomitique" représentatif d'une grande variété de milieux au sein d'une plate-forme interne, peu à peu fermée aux influences de la mer ouverte, ce que traduit le remplacement des faunes antérieures par les Rhapydioninidés.

L'importance relative de ces trois faciès conduit à distinguer plusieurs secteurs de sédimentation, qui vont apparaître successivement dans notre plan :

- le secteur "interne" (A dans ce qui suit) correspond à la région où le membre bioclastique est quasi-inexistant ; il est observé en deux coupes situées l'une au S et l'autre à mi-chemin des deux extrémités du massif ;
- les secteurs "intermédiaire" et "externe" (B et C) correspondent aux régions où le membre bioclastique prend une importance considérable, croissante d'E en W ; ils sont connus par un ensemble d'affleurements situés aux deux extrémités du massif ;
- le secteur du compartiment *Triklino-Alevradha* (D dans ce qui suit) est caractérisé par un "membre bioclastique" précoce et particulièrement puissant.

Mis à part ce dernier secteur, bien localisé, les autres ne présentent pas d'individualité géographique et résultent donc de l'interprétation de tendances qui paraissent identiques aux deux extrémités du massif, là où sont situés les seuls affleurements observables :

- vers le N du massif, à la terminaison septentrionale des grands sommets du flanc E, trois profonds ravins de direction sensiblement E-W entaillent un grand compartiment calcaire isolé par un graben de flysch ; ces ravins nous fourniront des coupes qui montrent l'importance croissante, du S vers le N et de l'E vers l'W, des faciès bioclastiques développés au détriment des faciès "internes", caractérisant ainsi les séries dites "intermédiaire interne", puis "intermédiaire externe" puis "externe" ;
- vers le S du massif, les séries étudiées appartiennent à une région intensément découpée par des failles entre Vélaora et Sivista ; de la même manière qu'au N, les coupes montrent l'importance croissante de l'E vers l'W des faciès bioclastiques, ce qui nous permet de distinguer des séries de type "interne", "intermédiaire externe" et "externe".



## A. Secteur "Interne" (faciès d'émersion dominants)

Ces séries sont bien exposées sur les parois abruptes des ravins creusés par l'Akheloos dans son parcours au travers des carbonates, ainsi que sur la bordure méridionale du plateau situé à l'W de Vélaora. Deux coupes ont été effectuées.

### 1. Coupe au SE de Vélaora (= Okhtia) (A1, fig. 17 et 18)

Les observations ont été effectuées en montant le flanc SSW d'un sommet couronné de vestiges de fortifications, au S du village ; à partir d'environ 500 m d'altitude, au passage d'un sentier, on observe :

a. 30 m de calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies :

- à la base (10-15 m), les calcaires châtain-sombre (biomicrites wackestone) présentent des niveaux constitués de petits rassemblements de rudistes ; ils sont en général assez riches en micro-organismes : *M. apenninica*, *Accordiella conica*, *Orbitolinidae K*, *Dicyclina* sp., *Minouxia* sp., *Reticulinella* sp., Miliolidés, Ophthalmididés, *Rotorbinella scarsellai* et autres Rotalidés, *Murgeina apula*, *Discorbis* sp., ostracodes, *Aeolisaccus kotori* et *Thaumatoporella parvovesiculifera* ;
- dans la moitié supérieure, les calcaires comparables à ceux de la base, mais plus clairs, parfois sablonneux (packstone, grainstone, floatstone), alternent avec des niveaux de calcaires dolomitiques et dolomies, qui dominent au sommet, en bancs épais (0,5-1 m). Assez caractéristique est un passage de près de 4 m d'épaisseur de calcaires dolomitiques à nombreux rudistes en position de vie environnés d'un hachis de leurs débris, qui renferme *Orbitoides tissoti* et/ou *Planorbulinella dordoniensis* (Hofker, 1959) (*Orbitoides* primitif selon Neumann, 1987), rares et *Siderolites vidali*, *Cuneolina* sp. et débris d'algues encroûtantes.

**Age** : campanien inférieur (CsB5).

b. 80 m d'alternances de calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies, peu à peu dominantes vers le sommet :

- b1 (environ 15 m) ; les calcaires de la division précédente se retrouvent, riches en rudistes et foraminifères, parmi lesquels *Orbitolinidae K* et *M. apenninica* ne se retrouvent plus alors que le premier *Rhapydioninidae* (*Cuvillierinella* sp.) apparaît dans un niveau intramicritique packstone à nombreux Miliolidés ; au sommet, on ne trouve que des micrites mudstone à fenestrae et nombreux Miliolidés, Ophthalmididés, Discorbidés, ostracodes, gastéropodes et de rares *A. conica* et *Scandonea* sp. ;
- b2 (environ 25 m) ; les calcaires châtain intramicritiques packstone à fenestrae de la base renferment de nombreux tests de *Dicyclina* sp. et Miliolidés et encore *Cuvillierinella* sp. Plus haut, les calcaires deviennent plus clairs, plus micritiques (mudstone-wackestone), à fenestrae et traces de bioturbation ; les microfossiles constituent une association comparable à celle de la division (a) mais en l'absence de ceux qui comportent une signification chronologique précise.

Toute la moitié supérieure de la division est constituée de bancs métriques de dolomies dont l'aspect rubané est dû à l'alternance de couches dolosparitiques grises et dolomicritiques-dolomicrosparitiques crèmes et blanches ; les structures fenestrées à remplissage géotrope, des figures de dessiccation (fentes, pores et intraclastes), de bioturbation et de dissolution (cavités). Des tests de rudistes sporadiques, des gastéropodes et des microfossiles (Miliolidés, Ophthalmididés, petits Rotalidés-Discorbidés, ostracodes, *Thaumatoporella* sp.) recristallisés mais reconnaissables lorsque leur forme extérieure est préservée, constituent le peuplement, sans signification chronologique.

- b3 (environ 7 m) correspond à une récurrence de calcaires sombres, à fenestrae et microfaune banale (Miliolidés, *Dicyclina* sp., Rotalidés, ostracodes) ;
- b4 (environ 35 m) ; la base est constituée de calcaires sombres, bioclastiques, riches en rudistes, passant à des calcaires noirs, laminés, à nombreux intraclastes micritiques et pelmicritiques à fenestrae, pauvres en organismes ; des bancs de dolosparite sombre d'aspect terreux s'y intercalent plus haut ; plusieurs bancs métriques de dolomies gris-sombre à gris-clair, parfois blanches (dolosparites et dolomicrites d'aspect souvent rubané) à fenestrae, fentes de dessiccation et fossiles recristallisés se développent par la suite.

c. 25 m de calcaires et rares dolomies au sommet :

- les 10 premiers mètres sont des microsparites packstone-grainstone faiblement recristallisées et dolomitisées, dont le peuplement en rudistes et débris de madrépores est de plus en plus riche vers le haut ; les Rhapydioninidés (*Murciella* gr. *cuvillieri*, *Murciella renzi*, *Cyclopseudedomia* sp.) sont accompagnés par des Miliolidés, *Scandonea* sp., *A. conica*, *Moncharmontia* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Minouxia* sp., Rotalidés, *M. apula* et ostracodes ;

**Fig. 18.- Coupe représentative du Campanien et du Maastrichtien au SE de Vélaora(A1).** Série à caractère "interne" au S du massif ; situation sur fig. 17 et 33.

La colonne de gauche représente une interprétation de l'organisation séquentielle des sédiments ; les traits horizontaux marquent les limites de séquences et la courbe signale l'évolution de la sédimentation vers l'approfondissement (+) ou l'émersion (-). La partie grisée de la colonne lithologique correspond au "membre" bioclastique.

**M** : Mudstone - **W** : Wackestone - **P** : Packstone - **G** : Grainstone - **F** : Floatstone - **R** : Rudstone - **B** : Bindstone, Bafflestone, Framestone.

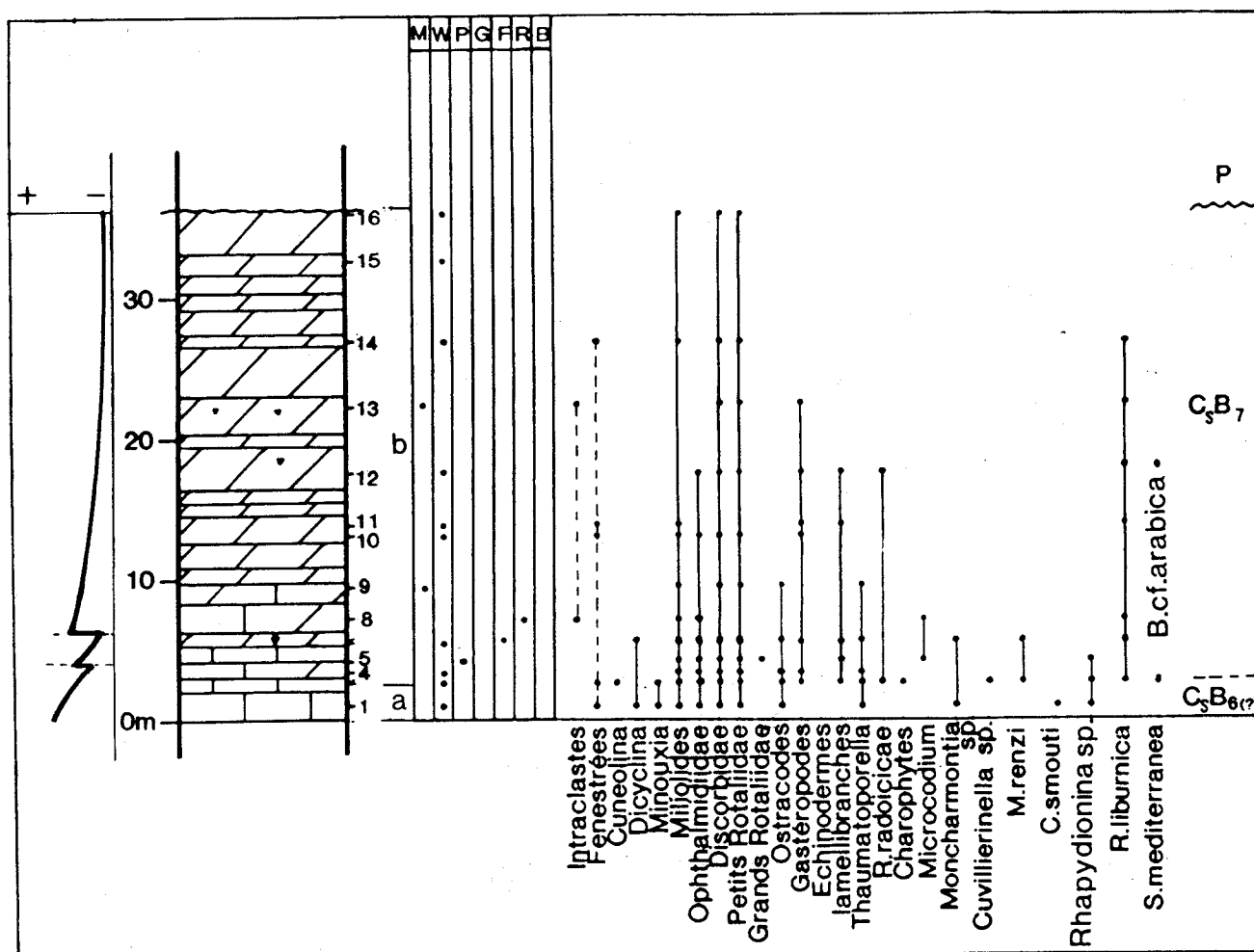
- dans les 10 mètres suivants, les micrites wackstone-mudstone dominant, comportant des figures de bioturbation, des cavités à remplissage géotrope de silts cristallins ; les organismes sont le plus souvent recristallisés et parmi les petits Discorbidés-Rotalidés, Ophthalmiidés et ostracodes, de rares Rhapydioninidés sont observés (*Cuvillierinella* sp. et/ou *M. gr. cuvillieri*) dans un niveau à rudistes ;
- les 5 m du sommet (après un passage à rudistes et rares Rhapydioninidés) consistent en une alternance de calcaires dolomitiques et dolomies gris-clair, surmontés par des calcaires planctoniques du Tertiaire (quelques m au dessous d'une fortification ruinée). Le contact n'est pas observable en ce point mais apparaît exempt de complications tectoniques alentours.

**Age :** la division b est à sa base datée du Campanien inférieur (biozone CsB5) ; la plus grande partie de la division b et la division c sont datées du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) par les Rhapydioninidés.

L'absence des dépôts du Maastrichtien supérieur est un phénomène très localisé (lié vraisemblablement à une érosion) puisque à 750 m vers le N, à la sortie W de Vélaora, des calcaires et dolomies renferment *Rhapydionina liburnica* et *B. cf. arabica*, typiques du Crétacé terminal ; cette observation peut être renouvelée encore plus au NW, dans les gorges de l'Akheloos, ce que montre la coupe suivante.

## 2. Coupe aux environs de Néo Argirio (A2, fig. 17 et 19)

Les observations ont été effectuées à 1,7 km au SSW de ce village, dans les gorges de l'Akheloos, où le cours d'eau effectue un virage de 90° (fig. 4). Sur la rive droite du fleuve, affleurent quelques dizaines



**Fig. 19.-** Coupe représentative du Maastrichtien de la région de Néo Argirio (A2). Série à caractère "interne" vers le N du massif. Voir légende fig. 18.

de mètres de dolomies claires qui font contraste avec les calcaires massifs qui constituent l'essentiel du paysage alentours. A partir du niveau de l'eau, on observe (fig. 19) :

- a. 2 m de calcaires gris, biomicrites wackestone à fenestrae, pores de dessiccation et dissolution à remplissage géotrope en couches multiples. Une microfaune banale (Miliolidés, Ophthalmidiidés, Rotalidés-Discorbidés, *Dicyclina* sp., ostracodes...) accompagne *Cyclopseudomia smouti* et *Rhapydionina* sp., qui datent le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) ;
- b. 35 m en bancs lités métriques de dolomicrites et dolomicrosparite gris-clair, intercalées de calcaires et calcaires dolomitiques :
  - à la base, un peu plus d'un mètre de calcaires similaires à ceux de la division précédente, marqués par de nombreuses figures d'émersion, renfermant l'association peu habituelle suivante : *Rhapydionina liburnica*, *Rhapydionina* sp., *Murciella renzi*, *Cuvillierinella* sp. et *Scandonea mediterranea*, Ophthalmidiidés, *Cuneolina* sp., petits Rotalidés-Discorbidés, ostracodes, gastéropodes, lamellibranches dont des rudistes, *Thaumtoporella* sp., *Russoella radoicicae* (organes de reproduction de dasycladales) et des charophytes ;
  - par la suite, les dolomicrites et dolosparites dominent, dans lesquelles on observe, malgré la dissolution et la recristallisation, les sections caractéristiques de *R. liburnica* et petits foraminifères qui l'accompagnent. Les rudistes (avec le genre *Gyropleura*) sont assez rares. On note la présence de rhomboédres de dolomite et de structures isolées de *Microcodium* dans les fenestrae et autres cavités d'un calcaire dolomitique (intramicrite à intraclastes arrondis micritisés).

**Age** : maastrichtien supérieur (biozone CsB7) daté par le fossile caractéristique.

### **Facès et signification des séries à caractère interne**

L'alternance des calcaires et des dolomies et la dominance de ces dernières vers le sommet de la série témoignent de l'importance que prennent, au Campanien supérieur - Maastrichtien (CsB6-CsB7), les milieux de plus en plus proches de l'émersion. Plus précisément, il s'agirait d'oscillations des conditions de sédimentation entre un milieu subtidal ouvert (biomicrites à faunes variées) et un milieu moins profond, intertidal-supratidal, restreint, où seuls les organismes tolérants aux conditions extrêmes survivent (Milioles, *R. liburnica*, petit benthos hyalin, gastéropodes, charophytes).

Cette sédimentation cyclique évoque le modèle des "shallowing upward sequences" (séquences de comblement) de James (1983, 1984) qui sera évoqué par la suite sous le sigle S.U.S. Selon ce modèle (fig. 20), des séries déposées à faible profondeur, en milieu proche de l'émersion, seraient constituées de séquences répétées, subdivisées elles-mêmes de bas en haut en 5 unités (A à E) allant du milieu subtidal au milieu terrestre. Dans notre cas, ce sont des séquences d'ordre plurimétrique qui ont été distinguées.

**La coupe A1** montre la transition d'un régime marin franc au régime d'émersion qui va s'installer par la suite.

Dans la subdivision a, la limite supérieure de la biozone CsB5 se place juste après la fin d'une séquence dont la plus grande partie est constituée de calcaires micrites wackestone (et plus rarement packstone-grainstone) à rudistes et microfaunes variées, propres aux milieux subtidaux ouverts, qui correspondent à l'unité B de séquence de James. L'extrême sommet de cette séquence n'est couronné que de quelques bancs de dolomite de milieu intertidal restreint correspondant à l'unité C de James.

On note comme un accident l'installation brève au sein de cette séquence d'un milieu à rudistes et bioclastes favorable à l'apparition de l'association *O. tissoti* et *S. vidali* (caractérisant, selon Hottinger, 1983 et 1984, la zone euphotique profonde frontorécifale d'une plate-forme ouverte). La création d'un tel milieu traduirait une ouverture brusque et un approfondissement (probablement modéré en raison de la présence de nombreux rudistes et l'absence de plancton), très vite compensés puisque les deux foraminifères ne se retrouvent nulle part plus haut et que le mécanisme des "S.U.S." ne semble pas être dérégulé.

Dans la subdivision b, on a distingué les séquences b1 à b4 qui, tant dans le détail que dans l'ensemble, expriment des tendances croissantes à l'émersion. Ainsi, d'abord les dépôts des milieux subtidaux (unité B des S.U.S.) représentés par des biomicrites wackestone à rudistes et microfaune variée, ne se développent bien qu'à la base de b1 et b2 et beaucoup moins à la base de b3 et b4 ; et c'est précisément à la base de b1 et b2 qu'apparaissent les Rhapydioninidés (CsB6) prenant le relais des fossiles caractéristiques de la biozone précédente (CsB5).

Ensuite, les dépôts des milieux intertidaux-supratidaux (unités C et D des S.U.S.) sont peu représentés en b1 alors qu'en b2 et b4, ces dépôts représentent en épaisseur plus de la moitié des séquences et montrent des dolomies rubanées et calcaires dolomitiques comportant des figures diverses propres à la zone de balancement des marées et celle des marées hautes de vive-eau ; les niveaux azoïques y sont fréquents. A ce même type de milieu, il faut attribuer les calcaires très finement lités et laminés, très sombres et azoïques qui se trouvent dans les divisions b3 (sommets) et b4 (base) ; ils rappellent les calcaires bitumineux qui peuvent se former dans des étangs côtiers lorsque les conditions hydrologiques et météorologiques permettent le dépôt et la préservation de la matière organique.

Avec la division c, une nouvelle séquence commence, qui interrompt les fortes tendances à l'émersion précédentes. Elle débute avec des calcaires bioclastiques couronnés par quelques biostromes à rudistes et rares madrépores qui témoignent d'un rétablissement de la circulation des eaux sur la plate-forme en raison probablement d'un approfondissement. On y trouve confirmation dans l'épanouissement de la vie avec la réapparition des *Rhapydioninidae*, plus variés et plus évolués que précédemment, accompagnant le "vieux" stock rescapé des périodes précédentes. Le milieu subtidal correspond à l'Unité B des S.U.S.

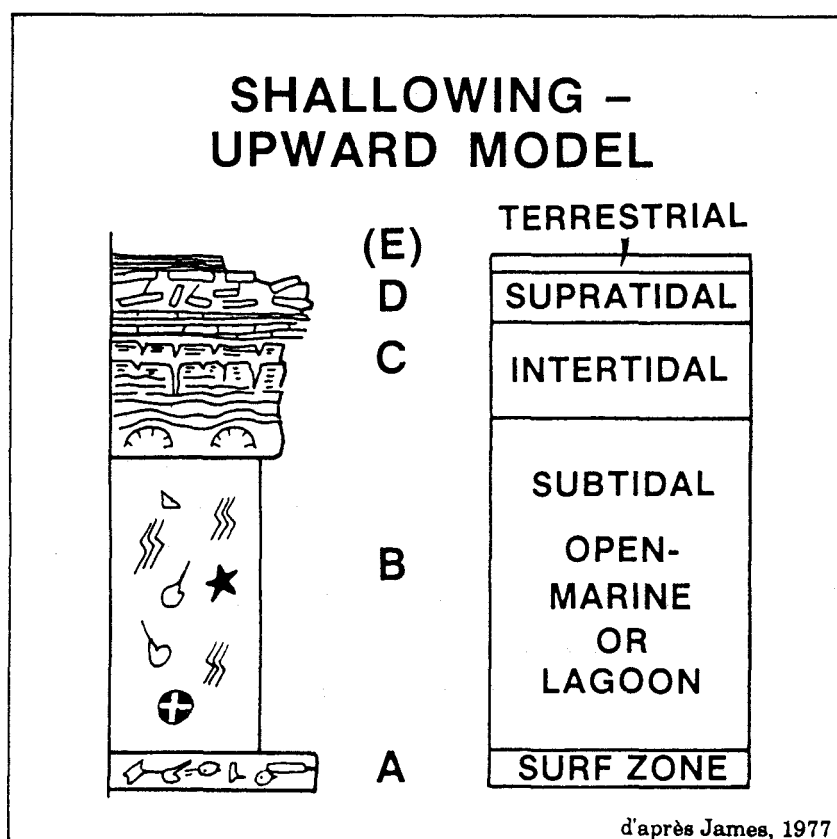


Fig. 20.- Diagramme représentatif de la séquence-type du modèle des "Shallowing Upward Sequences" appliqué à la sédimentation carbonatée par James (1977) (dessin d'après cet auteur).

A : Sable ou conglomérat calcaire, riche en lithoclastes - B : Calcaire fossilifère - C : Calcaire ou dolomie stromatolitique à fentes de dessiccation - D : Dolomie ou calcaire finement laminé - E : Pélite ou calcrete (unité souvent absente).



Par la suite, le dépôt de calcaires micritiques mudstone-wackestone présentant des figures de bioturbation et de diagenèse à l'émersion, ainsi qu'un peuplement eurytopique (ou opportunistes), témoignent d'un milieu de type intertidal (Unité C des S.U.S.). La présence des dolomies à l'extrême sommet de la série montre que le caractère restreint de la circulation s'accroît avec installation des conditions intertidales-supratidales (Unités C et D des S.U.S.).

**La coupe A2**, permet l'observation des fortes tendances émerives du Maastrichtien supérieur.

*Les calcaires de la base* de la série (division a et base de b) caractériseraient les milieux de la zone intertidale (Unité C des S.U.S.), étant donné l'abondance des figures de dessiccation et de dissolution par les eaux douces qui s'y observent et par la nature des peuplements, réduits aux seuls organismes eurytopiques, tolérants aux conditions stressantes de ce type de milieu, parmi lesquels semblent figurer les Rhapydioninidés.

*Les dolomies* qui constituent le reste de la division b, résultent de la transformation de calcaires biomicritiques déposés en milieu restreint soumis à des émerisions périodiques qui correspondrait aux Unités C ou D des S.U.S. La présence de *Microcodium* souligne cette tendance bien que la mise en place de ces cristallisations dans des cavités préexistantes rende parfois difficile l'identification du lieu et du moment de leur genèse.

NB. Le "*Microcodium elegans*" Glück, 1912 fait partie des structures organo-sédimentaires appelées rhizolithes, formées par accumulation, cémentation ou remplacement des racines des plantes supérieures par un matériel minéral, en climat semi-aride. Selon Klappa (1980), Esteban et Klappa (1983), il s'agirait d'une calcification de mycorrhizae, association symbiotique entre Thallophytes (fungi) du sol et les cellules corticales des racines de plantes supérieures.

## **B. Secteur "intermédiaire-interne" (membre bioclastique peu important)**

Ce type de série peut être caractérisé par l'intercalation d'un mince horizon (épaisseur métrique) de calcaires bioclastiques dans les faciès internes. Il existe aussi bien au N qu'au S du massif, ainsi qu'en quelques points intermédiaires (voir carte h.-t.) qui n'ont pas fait l'objet d'un échantillonnage précis.

### **1. Coupe de Méga Dhiasselo 1 (B1, fig. 17 et 21 - 22)**

Elle est visible le long d'une piste forestière qui traverse le col encaissé de M. Dhiasselo, à l'amont du grand ravin qui aboutit au village de Vélanidhia. La partie inférieure de la série (biozones CsB3 et 4) a été précédemment décrite (fig. 13 et 14). On observe, au-dessus des dépôts santoniens :

- a. Environ 70 m de calcaires gris-sombre en bancs métriques ; deux types principaux de faciès y alternent, formant des séquences d'ordre décimétrique (a1 à a4, fig. 21) :
  - un type de faciès, occupant principalement la base des séquences correspond à un calcaire sombre, noir à châtain (intramicrite, biomicrite), intrabioclastique, wackestone-packstone, renfermant une riche association d'organismes, comprenant Miliolidés, *Scandonea* sp., *S. mediterranea*, *Orbitolinidae* K, *M. apenninica*, *P. massiliensis*, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., rares *Coxites* sp., *Sgrossoella parthenopeia*, Rotalidés, *R. scarsellai*, *N. picardi*, ostracodes, échinodermes, *Cladocoropsis* sp., *A. kotori* et *T. parvovesiculifera*. Les rudistes forment, dans des niveaux d'aspect crayeux, des assemblages de structure bafflestone-framestone. La majorité des tests portent des traces de biomicroperforation et de micritisation ;

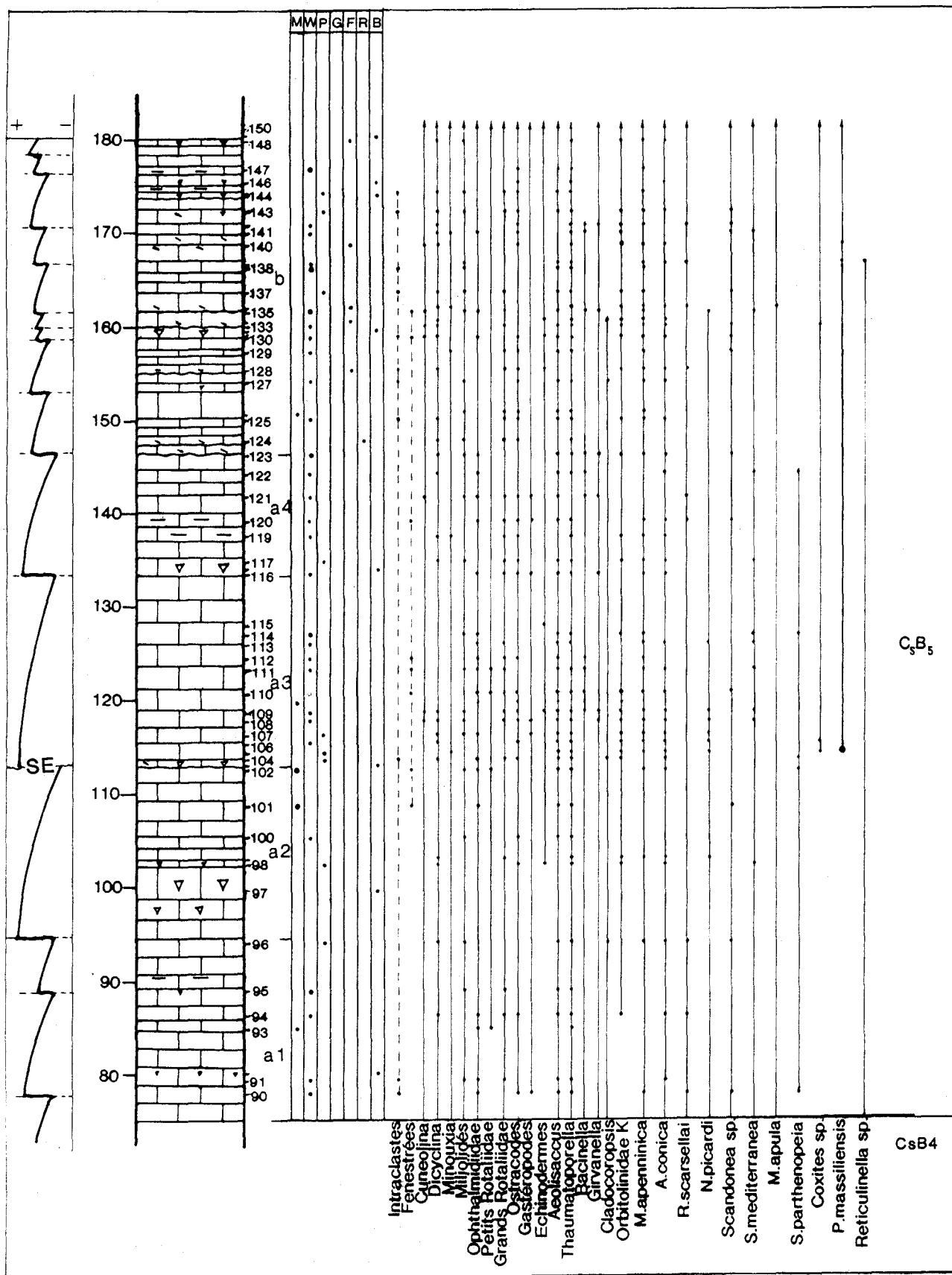


Fig. 21.- Partie inférieure de la coupe de Méga Dhiasselo 1 (B1) (Campanien p.p.). Série à caractère "intermédiaire-interne" au N du massif. Voir légende fig. 18.

- un autre type de faciès occupe régulièrement la partie supérieure des séquences ; il s'agit d'un calcaire gris-noir ou crème, micritique-biomcritique, mudstone-wackestone, souvent de structure laminée et comportant de nombreuses cavités de forme tabulaire ou irrégulière, colmatées par une sparite et rarement par un sédiment interne silteux. Ce calcaire est souvent azoïque, mais peut montrer une abondance de petites formes benthiques (Rotalidés-Discorbidés, Ophthalmitidés, *A. kotori*, *T. parvovesiculifera*), des grands Gastéropodes et de nombreux nodules de *Bacinnella* ; on peut également trouver, moins abondants, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *M. apenninica*, *Scandonea* sp., *S. mediterranea* et *A. conica*. La plupart des tests portent des traces de biomicroperforation ou de dissolution-recristallisation.

Le passage d'un faciès à l'autre, qui se fait progressivement à l'échelle du banc ou de la séquence, peut se présenter abruptement à la limite des séquences, comme c'est le cas entre a2 et a3, séparées par un mince dépôt jaune-verdâtre dolomitique reposant sur une surface irrégulière.

**Age** : les fossiles caractérisent le Campanien inférieur (biozone CsB5).

b. Environ 90 m de calcaires qui ressemblent aux précédents, mais dont les deux faciès alternent avec une plus grande fréquence (séquences d'ordre métrique).

Près du sommet de la division, on observe une dizaine de mètres d'un calcaire formé de bancs gris-sombre, finement lités, qui s'éclaircissent et s'épaississent vers le sommet. Il s'agit de calcaires microbioclastiques packstone-grainstone constitués de débris de rudistes, d'échinodermes et de calcaires micritiques dont la taille, de l'ordre du dixième de mm vers la base, devient millimétrique vers le sommet. Le dernier banc, épais de 2 m, constitué de rudistes entiers et des produits de leur destruction (structure bafflestone-framestone) marque la fin de l'évolution précédente.

Il est intéressant de noter que le faciès bioclastique est infiltré, à sa base, dans un réseau de fentes ouvertes dans le calcaire micritique à fenestras sous-jacent et que quelques clastes de ce faciès se trouvent emballés dans le sédiment bioclastique ; les organismes, eux-mêmes, dans la base du sédiment bioclastique, semblent témoigner d'un remaniement puisque *M. apenninica*, *Orbitolinidae* K, *A. conica* ne se trouvent pas ordinairement dans ce type de faciès.

Dans l'ensemble du faciès bioclastique, on trouve *P. dordoniensis*, *O. tissoti*, *S. vidali* (typique), *S. gr. vidali* ou *S. praevidali* (= *Praesiderolites* sensu Wannier, 1983), Rotalidés, *Dicyclina* sp. (test totalement imprégné d'oxydes de fer), *Cuneolina* sp., *P. massiliensis*, *Dictyopsella* sp., *Orbitolinidae* (rappelant *Abrardia*), Miliolles, ostracodes, échinodermes et rares rudistes entiers ; on observe aussi des Calcisphérulidés.

Au dessus des calcaires bioclastiques, viennent environ 20 m de calcaires gris-clair à crèmes, mudstone-wackestone en bancs métriques qui s'enrichissent vers le sommet en rhomboédres de dolomite. On y trouve encore *M. apenninica*, *Orbitolinidae* K et *R. scarsellai* qui disparaissent bientôt. On trouve encore de nombreux petits Rotalidés, Miliolles, ostracodes et moins abondants *Scandonea* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina*, *M. apula*, rudistes, *Thaumatoporella* et *A. kotori*.

**Age** : la plus grande partie de cette division comporte des biolithofaciès du Campanien inférieur (biozone CsB5) mais son extrême sommet pourrait atteindre le Campanien supérieur, en raison de la présence de *S. vidali* et de la disparition des index de la zone CsB5.

c. Les dépôts qui suivent (jusqu'au contact avec le Tertiaire) ressemblent à ceux du sommet de la division précédente mais sont intercalés de niveaux dolomitiques. On distingue :

- des calcaires gris et crèmes, mudstone à packstone, à rudistes épars, grands Miliolidés, *Scandonea* sp., *Rhapydioninidae* (?), *A. conica*, *Dicyclina* sp., *R. scarsellai*, petit benthos hyalin, *Thaumatoporella*, *A. kotori* ;
- des dolomies rubanées, où alternent dolomicrites et dolomicrosparites à structures fenestrées, partiellement remplies par des sédiments internes micritiques et silteux géotropes. Les tests des organismes (Miliolles, petit benthos hyalin, gastéropodes) sont le plus souvent recristallisés.

Ces deux types de faciès se répètent, formant des séquences d'ordre décimétrique, tandis que dans le détail, les répétitions multiples d'ordre du décimètre ou du mètre rendent l'analyse difficile.

Il est intéressant de noter, dans la partie inférieure de la subdivision, l'existence d'un niveau d'un mètre d'épaisseur constitué d'un calcaire oolitique gris-clair (oomicrite à oomicrosparite packstone) à rhomboédres dolomitiques dispersés. Les ooïdes (grains à cortex superficiel) se rapportent à plusieurs types : ooïdes entières, incomplètes ou reprises (hémiooïdes, ooïdes cassées), complexes (polyooïdes) ou composées (voir Caminiti, 1985, p. 185 à 204).

On observe encore des colonies de *Microcodium* développées dans une biomicrite à fenestras, souvent au sein des vides créés par la dissolution des parties aragonitiques des tests de rudistes.

**Age** : seules les sections attribuées dubitativement à des Rhapydioninidés peuvent suggérer le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur.

Ces carbonates sont surmontés par des brèches paléocènes et éocènes qui forment une ligne de crête. Sur le flanc SE de cette crête (à la faveur, probablement, d'un contact tangentiel), réapparaissent des calcaires crétacés qui font l'objet de la coupe suivante.

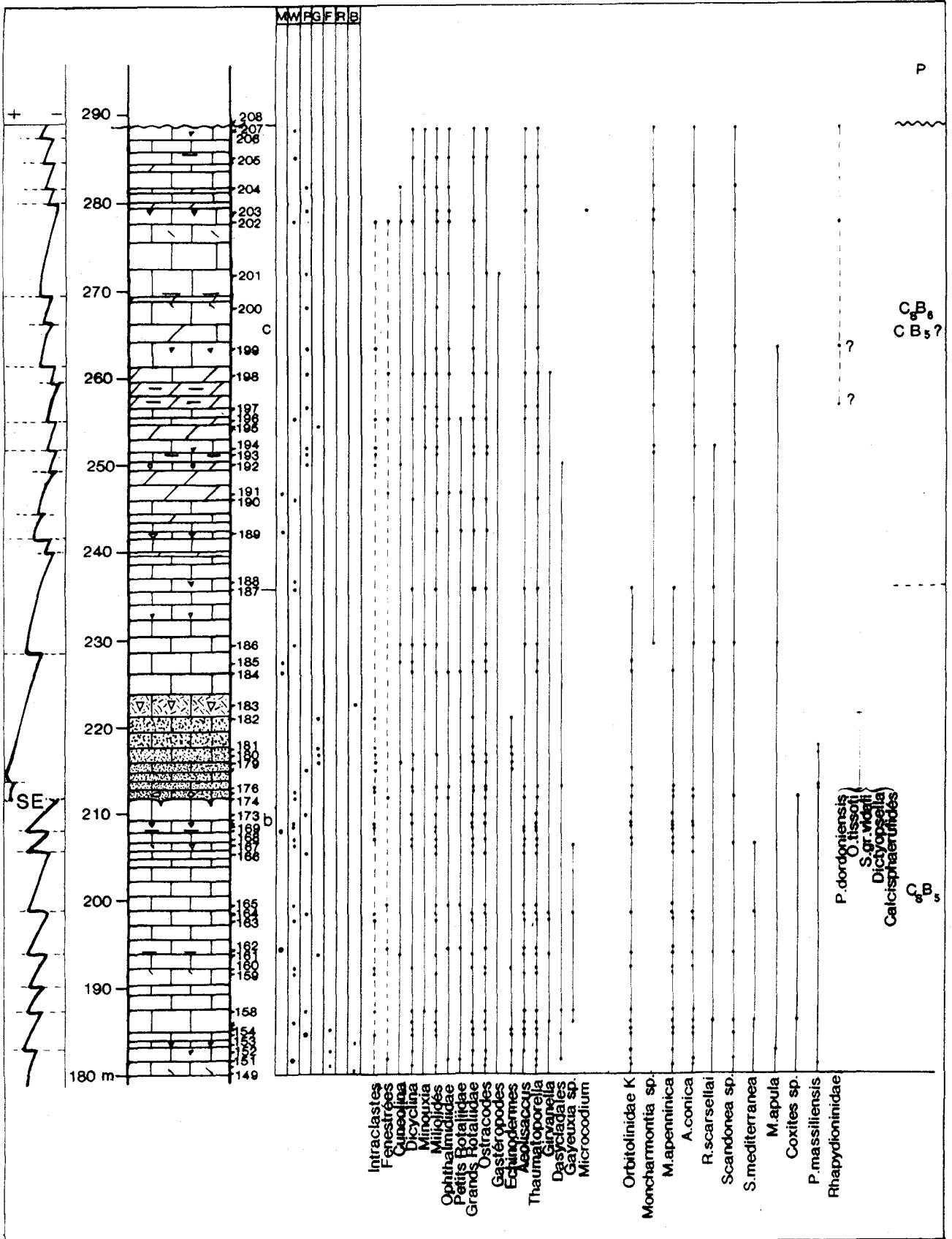


Fig. 22.- Suite de la coupe de Méga Dhiasselo 1 (B1) (Campanien et Maastrichtien inférieur ?).

## 2. Coupe de Méga Dhiasselo 2 (B2, fig. 17 et 23)

Au contact des calcaires cénozoïques, on observe successivement :

- a. 20-30 m de calcaires châtons, à rudistes épars à la base, puis, après une lacune d'observation, des calcaires châtons à crèmes, wackestone-mudstone, à rares intercalations de dolomie blanche laminée. De nombreuses structures fenestrées, à remplissage géotrope silteux et tests d'organismes recristallisés s'y observent. Un riche microbenthos (Rotalidés, ostracodes, Ophthalimididés, *A. kotori* et *Thaumatoporella* accompagnés de rares *Scandonea* sp., *Moncharmontia* sp., *Orbitolinidae* K et *Dicyclina* sp.

Age : campanien inférieur (biozone CsB5) ;

- b. 7 m de calcaires châtons et crèmes à blancs, où alternent des niveaux à rudistes épars (bafflestone) et des niveaux micritiques-bimicritiques mudstone-wackestone à fenestrae ; on observe, en abondance : *Scandonea* sp., *Cuvillierinella* sp. et/ou *Murciella* sp., Miliolés, *A. conica*, *Moncharmontia* sp., *Minouxia*, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp. et Rotalidés, d'âge campanien supérieur - maastrichtien inférieur (CsB6).

Des brèches tertiaires viennent ensuite, sans que le contact soit observable.

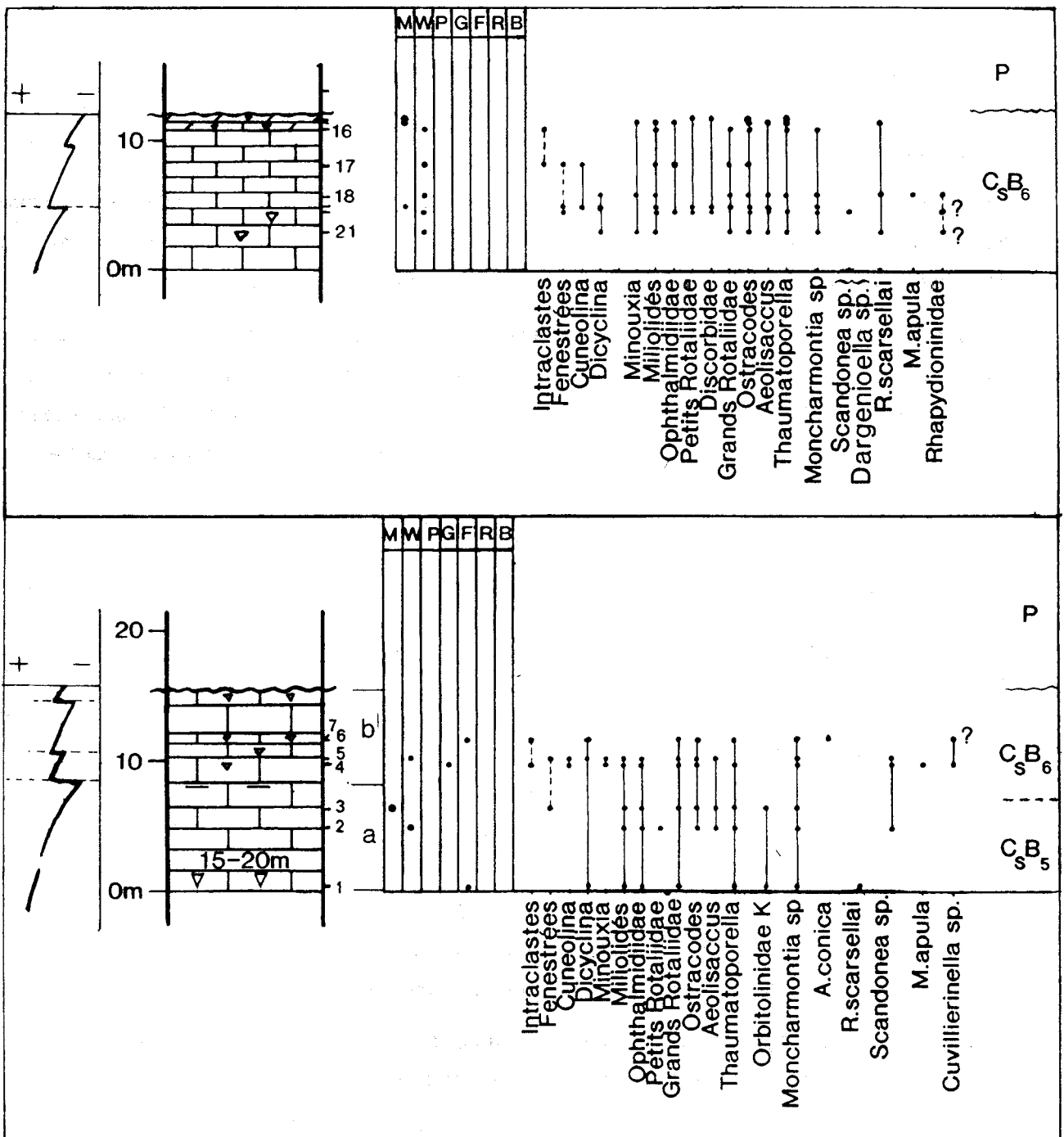


Fig. 23.- Coupes de Méga Dhiasselo 2 (B2) et Mégalokhari (B3) (Campanien et Maastrichtien inférieur). Séries à caractère "intermédiaire-interne" au N du massif. Voir légende fig. 18.

### 3. Coupe de Mégalokhari 1 (B3, fig. 17 et 23)

Les calcaires crétacés bien lités, en bancs submétriques, surmontent, par l'intermédiaire d'une zone broyée, des brèches tertiaires de la coupe Mégalokhari 2 (C3) décrites par la suite ; on y observe :

- une dizaine de mètres de calcaires gris et gris-clair bien stratifiés en bancs de 0,3 à 1 m d'épaisseur. Leur base broyée se compose de calcaires biomicritiques wackestone dont certains niveaux montrent des structures fenestrées à sédiments internes géotropes et une recristallisation des tests. On y trouve des rudistes épars, des gastéropodes, un microbenthos hyalin, *A. kotori*, *Thaumatoporella* sp. et plus rares Rotalidés, *R. scarsellai*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Moncharmontia* sp., *Scandonea*, *Dargenioella* sp., et des Rhapydioninidés (*Cuvillierinella* ?).
- la moitié supérieure de la série contient essentiellement des micrites wackestone-mudstone à rhomboèdres de dolomite dispersés, fentes de dessiccation et une faune pauvre avec quelques rudistes, le microbenthos hyalin et des Miliolés. A l'extrême sommet de la série, les calcaires précédents sont infiltrés par dolomicrite à dolomicrospélite jaunâtre d'aspect crayeux.

**Age** : campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

#### ***Faciès et signification des séries à caractère "intermédiaire-interne"***

Les dépôts du Campanien inférieur (biozone CsB5), qu'on observe dans leur totalité (plus de 150 m dans la coupe B1), traduisent l'alternance de deux types de faciès principaux :

- *L'un de ces faciès* (micrites wackestone-packstone) correspond à un milieu calme, subtidal, plus ou moins ouvert, favorable à la vie des nombreux foraminifères benthiques et des rudistes qui se trouvaient éparpillés ou constituaient de petites constructions (biostromes) sur un fond boueux ;
- *Un autre faciès* (micrites mudstone-wackestone à fenestrae) correspond à un milieu moins profond, moins ouvert, dans la zone intertidale, comme en témoignent les micrites à figures sédimentaires et diagénétiques d'émersion et la présence des seuls organismes tolérants. Ce type de milieu serait soumis à de rares brèves émergences exprimées par une surface irrégulière du type de celle qui est observée entre a2 et a3 de la coupe B1.

*Ces deux faciès correspondraient aux Unités B et C des S.U.S., respectivement.*

- *Un troisième faciès* se trouve dans la division b de la coupe B1 ; cette passée microbioclastique révélerait, pour une période brève, l'installation d'un milieu relativement profond et ouvert sur le large ; en sont caractéristiques la présence de *S. vidali*, l'absence de rudistes par opposition à l'abondance des échinodermes, et l'abondance des Calcisphéridés qui, selon Keupp (1979), seraient des cystes de Dinoflagellés calcaires pullulant dans les eaux de la surface de la mer ouverte, profonde.

L'installation de ce milieu serait assez brusque, comme en témoigne le réseau de fentes remplies par la base du sédiment bioclastique, mais on n'a pas déterminé l'origine de ces fentes qui pourraient être soit d'origine tectonique (épisode d'instabilité), soit liées à une forte dessiccation du sédiment. De toutes manières, cet épisode reste très limité dans le temps et marque une transgression constituant la base d'une nouvelle séquence des S.U.S. (Unité A = surfzone), que termine le milieu récifal-périrécifal proche du niveau de la mer, caractérisé par les niveaux à rudistes entiers du sommet des dépôts bioclastiques.

- *Un quatrième faciès*, d'âge campanien supérieur, correspond à la partie de la série située au-dessus des faciès bioclastiques et directement surmontés par les brèches paléocènes dans les trois coupes, ce qui enlève toute signification aux variations d'épaisseur constatées. Les faciès et les organismes en sont caractéristiques des milieux intertidaux-supratidaux.

Les ooïdes observées dans la coupe B1 évoquent celles qui sont connues, pour ce qui concerne la Grèce, dans le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur des Ori Valtou (Bernier et Fleury, 1980 ; Morand, 1984) et dans le Barrémien supérieur - Aptien du Parnasse (Caminiti, 1985). Si ce dernier auteur pense que ces ooïdes ont pu prendre naissance en milieu marin plutôt profond (jusqu'à - 300 m), et peut-être à salinité anormale, les premiers auteurs admettent leur formation en milieu de faible énergie, lagunaire ou marin, soumis à de fréquentes émergences ; cette interprétation semble convenir à rendre compte des ooïdes maastrichtiennes, en raison des indices d'émergence qui leur sont associés.

En résumé, pour ce qui concerne les séries à caractère intermédiaire interne, l'observation des séquences du Shallowing Upward Sequences de James (décamétriques à la base, quasimétriques au sommet) confirme que dans l'ensemble, le jeu de la subsidence et des variations eustatiques, combinées harmonieusement, dirigent la sédimentation, sans intervention de phénomène catastrophique de grande ampleur. Pourtant, déjà, le "membre bioclastique" traduit un épisode plus brutal, enregistré dans les séries dont l'étude est présentée ci-dessous.

### **C. Secteur "Intermédiaire-externe" et "externe" (calcaires bioclastiques abondants)**

Ces types de série correspondent à des intrications des faciès "internes" et des faciès bioclastiques, dans des proportions très variables qui ne permettent pas de distinguer des limites franches entre des termes tranchés.

On décrira des affleurements situés aussi bien au N qu'au S du massif, en précisant qu'aucun affleurement de ces types n'a été observé dans sa partie médiane.

Près de l'extrémité septentrionale du massif, trois coupes ont été observées.

#### **1. Coupe de Koukos 1 (C1, fig. 17 et 24)**

Elle est observable sur le flanc S de la crête qui comporte le sommet de ce nom. Elle montre la totalité de la série campanienne ; au-dessus des dépôts du Santonien supérieur (CsB4) décrits précédemment (fig. 14B "J2"), on observe :

a. 55 m de calcaires en bancs métriques gris-sombre, châtain à crèmes, où deux types principaux de faciès se répètent avec une fréquence d'ordre décamétrique :

- l'un des types de faciès correspond à un calcaire biomicrite, intrabiomicrite wackestone-packstone ou encore à des passées intrabioclastiques à rudistes associés (structures bafflestone-framestone). Les organismes qui s'y trouvent, nombreux, sont *Orbitolinidae* K, *P. massiliensis*, *Dicyclina* sp., particulièrement abondants dans les passées bioclastiques, et *Scandonea* sp., *S. mediterranea*, Miliolae, *A. conica*, *M. apenninica*, *Coxites* sp., Rotaliidae, *A. kotori*, *Thaumatoporella* sp. ;
- l'autre type de faciès est une micrite, pelmicrite et/ou intramicroparite mudstone-wackestone à structures fenestrées, à sédiments internes géotropes, renfermant un abondant microbenthos hyalin, Ophthalmitidés, *Scandonea* sp., *S. mediterranea*, gastéropodes et *Bacinella* sp.

**Age** : les organismes datent le Campanien inférieur (biozone CsB5).

b. 90 m de calcaires gris-clair à blanchâtres, bioclastiques, packstone-floatstone constitués essentiellement de débris de rudistes et ou d'échinodermes. Ces débris sont anguleux à subarrondis, sans granoclassement, marquant parfois un litage diffus. De nombreux rudistes forment des assemblages de structure bafflestone et framestone à la base et au sommet de la division.

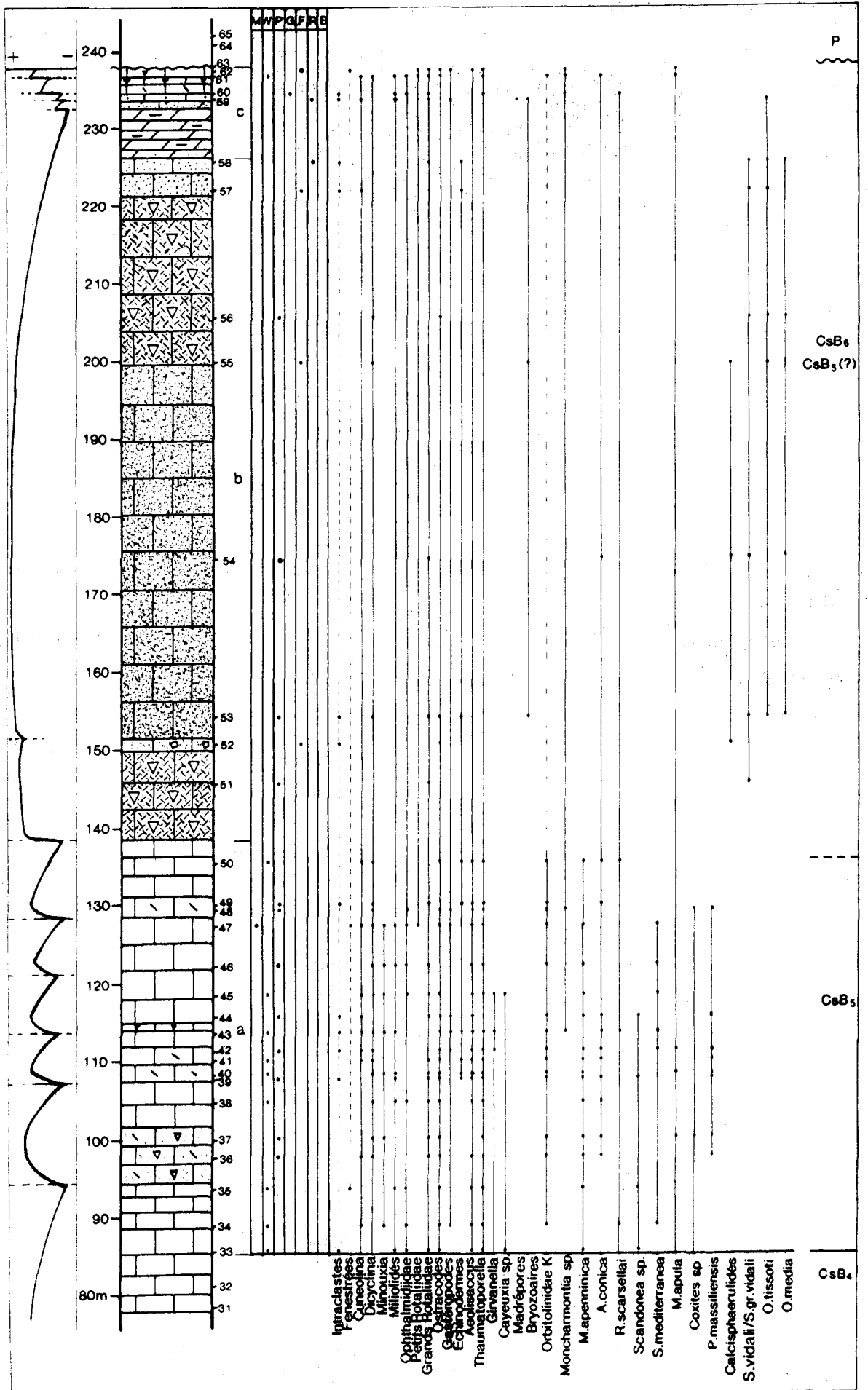


Fig. 24.- Coupe de Koukos 1 (C1) (Campanien et Maastrichtien inférieur ?). Série à caractère "intermédiaire-externe" au N du massif. Voir légende fig. 18.



Au niveau de la base, on remarque une matrice micritique qui englobe les bioclastes ou encore des clastes d'un calcaire micritique mudstone-wackestone à petits Miliolidés et *A. kotori*, et d'un calcaire packstone-grainstone à débris de rudistes de taille millimétrique à centimétrique.

A l'extrême sommet de la subdivision, l'introduction progressive d'une matrice blanche micritique, microsparitique est visible entre les bioclastes qui deviennent moins nombreux, subarrondis, souvent perforés et micritisés en périphérie, ou encore recristallisés comportant seulement une enveloppe micritique.

La faune, en général pauvre, comprend *O. tissoti* ( $335 < Li + li < 455 \mu m$ ), des formes de passage entre *O. tissoti* et *O. media* et/ou *O. media* (formes à nombreuses loges latérales, dont les paramètres embryonnaires sont  $Li + li$  environ 430 à 460  $\mu m$ , mesurés sur des sections non orientées), *S. vidali* (diamètre max. environ 2 à 4 mm) et autres *S. gr. vidali* (diamètre max environ 1 mm), *Rotalidae*, *Goupillaudina* sp., *Dicyclina* sp., bryozoaires, ostracodes et Calcisphéridés.

**Age** : *S. vidali* typique et *O. media* probable indiquent plutôt le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) ; la base de la subdivision (b) peut appartenir encore au Campanien inférieur (biozone CsB5), si l'on trouve quelque raison de se fonder sur la faible épaisseur des dépôts micritiques de la division (a)

c. 12 m de dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires qui couronnent la série crétacée. Leur moitié inférieure est composée de dolomies blanches laminées à structures fenestrées, fentes de dessiccation et quelques minuscules débris de rudistes. Dans la moitié supérieure, ce même faciès comprend des passées centimétriques et décimétriques de calcaires gris sparitiques à intramicrosparitiques grainstone-rudstone renfermant des grands Miliolidés, *Dargenioella* sp., *A. conica*, *Moncharmontia* sp., *Cuneolina* sp., *R. scarsellai*, rares *Orbitoides* sp., gastéropodes, bryozoaires, madrépores et *Thaumatoporella* sp. L'extrême sommet de la division, sous les brèches tertiaires, est constitué de calcaires sombres à rudistes entiers dispersés (structure bafflestone) renfermant exceptionnellement *Orbitolinidae* K.

**Age** : seulement probable en raison de l'absence des formes caractéristiques : campanien supérieur - maastrichtien inférieur (CsB6).

## 2. Coupe de Koukos 2 (C2, fig. 17 et 25)

Située à 500 m à l'E de la précédente, elle a été réalisée en remontant à partir de l'altitude 750 m, où affleurent les premiers dépôts bioclastiques surmontant les faciès micritiques du Campanien inférieur ; on observe (fig. 25) :

a. 16 m de calcaires et dolomies dont la première dizaine de m comprend des passées bioclastiques packstone-grainstone-floatstone à rudistes entiers dispersés dans un hachis de débris de rudistes et/ou d'échinodermes et de madrépores, et parfois des clastes micritiques. Les bioclastes sont anguleux à subarrondis, submillimétriques à centimétriques, mal calibrés, montrant parfois des traces de granoclassement. Quelques *O. tissoti*, *S. gr. vidali*, *Rotalidae*, *Dicyclina* sp., *Dictyopsella* sp., *P. massiliensis*, *P. oblonga* et Calcisphéridés s'y observent.

A leur sommet, les calcaires sont dolomitisés et passent progressivement à des dolomies blanches ayant souvent une structure laminée et renfermant quelques débris de rudistes.

**Age** : probablement campanien inférieur (biozone CsB5).

b. 20 m de carbonates comprenant :

b1. dans la partie basale (6-7 m), un calcaire biomicritique wackestone à rares intercalations dolomitiques. Quelques *M. apenninica* et *Orbitolinidae* K s'y observent.

b2. dans la partie moyenne (6-7 m), une passée de calcaire bioclastique packstone-grainstone-rudstone, intrasparitique, composée de débris de rudistes et/ou de madrépores et d'échinodermes subarrondis, mal classés, associés à quelques gastéropodes et de rares tests d'*O. tissoti* et *S. vidali* (formes  $\geq 2$  mm) ;

b3. dans la partie sommitale (5-6 m), un calcaire intrasparitique à intrabiomicritique packstone-grainstone à nombreux Miliolidés, Ophthalmiidés, Rotalidés, *Thaumatoporella* sp., qui passent progressivement à des dolomies blanches.

**Age** : la base de la division est sûrement attribuable au Campanien inférieur (biozone CsB5), tandis que ses parties suivantes pourraient correspondre au Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (CsB6), en raison de la présence de *S. vidali* typiques et l'absence de *M. apenninica*.

c. 10 m de calcaires en bancs submétriques à métriques, gris à intercalations de dolomie blanche. Ces calcaires, intrabiomicrites à intrabiosparites, packstone-grainstone, présentent des grains micritisés ou dissous, souvent enrobés d'une à trois minces couches de ciment fibroradié précoce, rappelant le "superficial ooids" (Carozzi, 1957 et 1960) ou les pseudo-ooids de Purser (1975), et des ooids complexes et composés ; ces "allochems" se trouvent soit dans une microsparite dolomitique, soit une sparite équigranulaire ; à ces calcaires, sont associés des niveaux micritiques à fenestrae et sédiments internes géotropes.

Les calcaires renferment de nombreux Miliolidés, *Scandonea* sp., *Dargenioella* sp., *A. conica*, *Moncharmontia* sp., *Orbitolinidae* K (exceptionnellement), *Cuneolina* sp., Rotalidés, ostracodes, gastéropodes, *A. kotori* et *Thaumatoporella* sp. Les dolomicrites qui les accompagnent ne renferment qu'un microbenthos hyalin, Miliolidés et gastéropodes souvent recristallisés.

**Age** : probablement campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6), pour des raisons de position, en l'absence des marqueurs.

### 3. Coupe de Mégalokhari 2 (C3, fig. 17 et 26)

Elle correspond à la coupe GHA (1), in Fleury (1980) ; elle comprend deux séries distinctes séparées par un contact anormal tangentiel, dont la supérieure a été décrite précédemment (B3). La série inférieure montre, au-dessus des calcaires biomicritiques habituels du Campanien inférieur (reposant par chevauchement sur un flysch), la succession suivante :

a. plus de 45 m de calcaires bioclastiques massifs, gris-clair, intensément découpés par des failles et diaclases verticales et subverticales de direction NW-SE ; ce sont, pour leur plus grande partie, des calcaires packstone (- grainstone) et/ou floatstone à nombreux débris de rudistes, d'échinodermes, plus rarement de madrépores et clastes micritiques. Ces débris, anguleux à subarrondis (souvent submillimétriques, parfois centimétriques) forment un litage représenté par l'alternance centimétrique à métrique des niveaux de granulométrie différente. De rares granoclassements, des phénomènes de compaction et de dissolution s'y observent. Vers le sommet, des rudistes dispersés et/ou en position de vie apparaissent ; on y observe en outre : *P. dordoniensis* (Orbitoïdes primitifs), *O. tissoti* (formes de transition vers *O. media* :  $Li + li$  environ 475  $\mu m$ ), *O. media* ?, *S. gr. vidali*, *S. vidali* ( $\geq 3$  mm), Rotalidés, *Goupillaudina* sp., *Dicyclina* sp., ostracodes, bryozoaires, foraminifères et algues encroûtants et Calcisphaerulidés abondants, dans les niveaux les plus micritiques, finement granoclassés.

Dans les derniers 7 à 8 m de la division, les calcaires présentent l'aspect d'un sable boueux floatstone, composé de débris de rudistes, de madrépores et d'échinodermes, millimétriques à centimétriques, subanguleux à subarrondis, biopforés et micritisés en périphérie, qui flottent dans une matrice de micrite ou de microsparite ; des niveaux microbioclastiques et intramicritiques s'y intercalent parfois. On y observe les mêmes peuplements que précédemment, avec *O. tissoti*, *S. vidali*, *Dicyclina* sp. et algues encroûtantes.

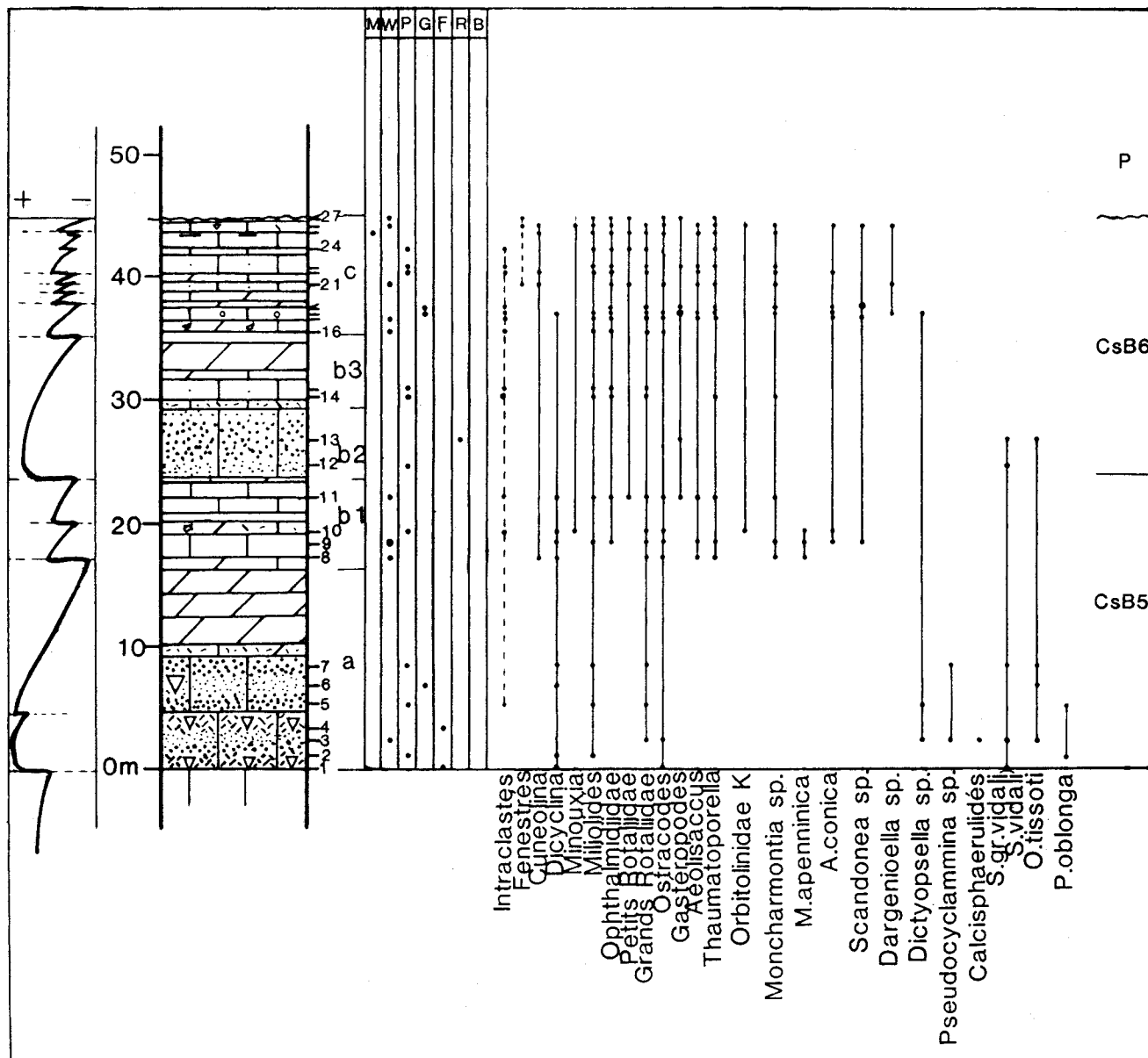


Fig. 25.- Coupe de Koukos 2 (C2) (Campanien et Maastrichtien inférieur ?). Série à caractère "intermédiaire-externe" au N du massif. Voir légende fig. 18.

Age : la présence de *S. vidali* typique de grande taille et des formes se rapprochant de *O. media* indique le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) mais la partie basale des dépôts pourrait être encore d'âge campanien inférieur (biozone CsB5).

-b. 3,5 m d'un mélange des faciès gris bioclastiques et de faciès dolomitiques jaunâtres à nombreux intraclastes micritiques (floatstone), à débris de rudistes, madrépores, tests cassés de *O. tissoti* et *O. media* (?), Rotalidés, *Dicyclina* sp.

Age : campanien supérieur - maastrichtien inférieur (CsB6), probablement.

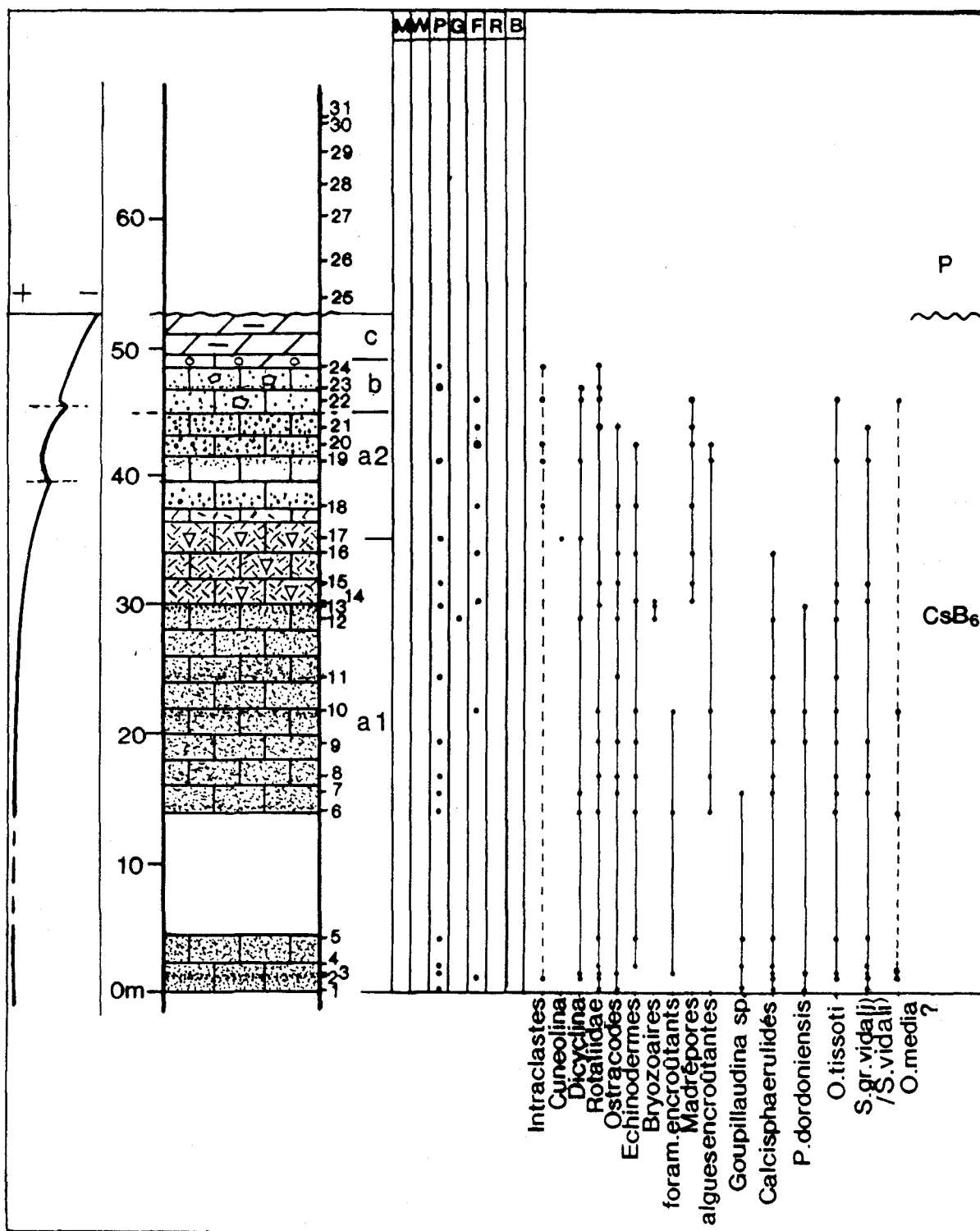


Fig. 26.- Coupe de Mégalokhari 2 (C3) (Campanien et Maastrichtien inférieur ?). Série à caractère "externe" au N du massif. Voir légende fig. 18.

c. quelques m, comprenant :

- à l'extrême base, un calcaire dolomitique (intramicrite et intramicrosparite) à intraclastes micritiques subarrondis, Miliolidés, Rotalidés, ostracodes, débris de rudistes et *Thaumatoporella* sp. ; ces clastes servent de noyaux à quelques minces couches concentriques de cristaux fibroradiés, donnant des sections de type "superficial ooids" ou "pseudo-ooids" (voir ci-dessus, C2c) ;
- 3,5 m de dolomies jaunâtres, crayeuses d'aspect, en bancs submétriques à structure laminée, directement recouvertes par une masse compacte de brèches paléocènes.

**Age** : probablement campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

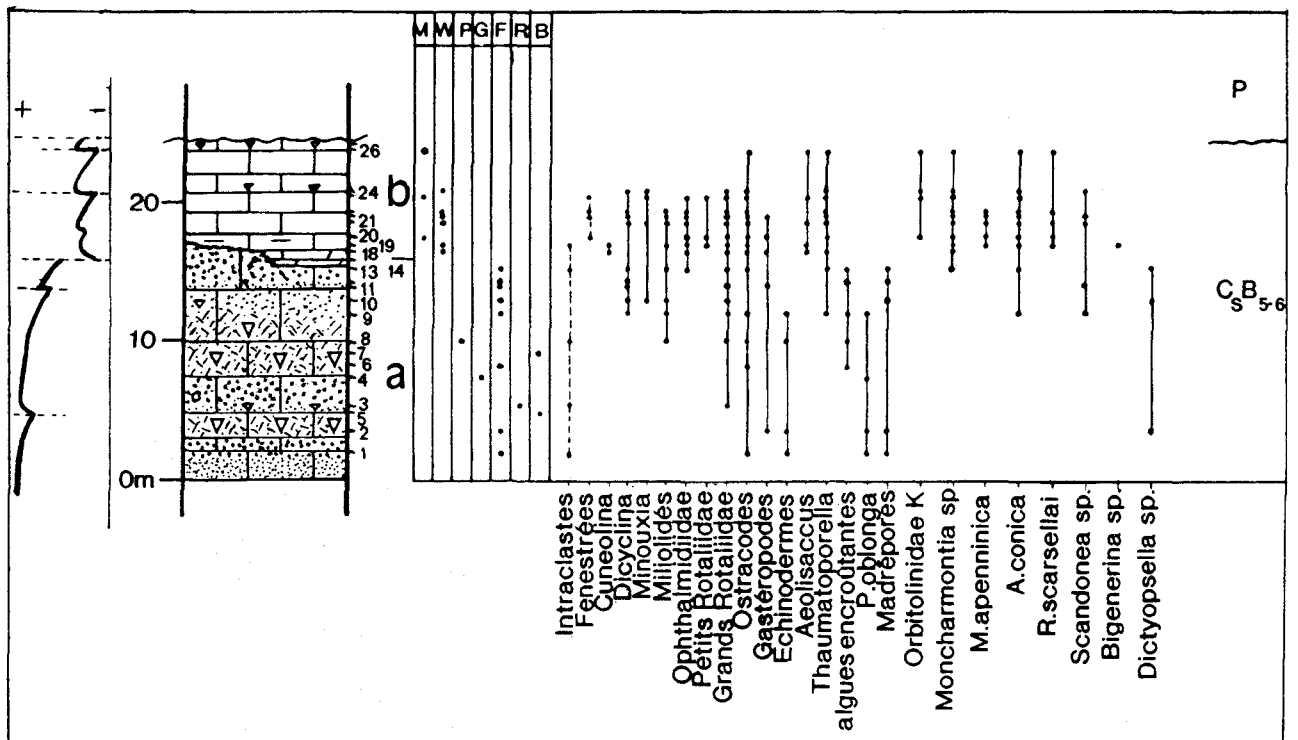
Signalons que des séries très comparables, montrant des calcaires bioclastiques à Orbitoïdes couronnés à leur sommet par quelques niveaux dolomitiques se retrouvent encore le long d'une piste qui traverse l'écaïlle des calcaires en remontant vers Kanalia, et au sommet de Krania, sur son flanc E, là où est installé le village de Velanidha.

Près de l'extrémité méridionale du massif, ce n'est qu'à 20 km au S des lieux précédents que des observations sur les séries de cet âge peuvent être effectuées.

#### 4. Coupe de Perdikaki (C4, fig. 17 et 27)

Elle est observée à l'E de ce village, vers 800 m d'altitude, au bord de la piste élargie qui longe une grande crête ; on rencontre à deux reprises les calcaires bioclastiques venant au-dessus des biomicrocrites habituelles du Campanien inférieur daté. Une coupe effectuée dans le plus méridional des deux affleurements montre :

- a. 15 m environ de calcaires clairs bioclastiques, packstone-grainstone et rudstone à débris de rudistes, échinodermes et madrépores, et intraclastes micritiques. On distingue des passages microclastiques (débris < 1 mm) et des passages graveleux (débris < 1-2 mm) montrant parfois un granoclassement et d'autres passages à débris millimétriques à centimétriques, anguleux, mal classés ; ces derniers renferment des rudistes (structure bafflestone) remarquables par leur diamètre de 15 à 20 cm et leurs parois épaisses de 2 à 3 cm. Ces faciès ne renferment que quelques Rotalidés et ostracodes.



**Fig. 27.- Coupe de Perdikaki(C4) (Campanien inférieur).** Série à caractère "intermédiaire-externe" vers le S du massif. Voir légende fig. 18.

Au sommet, les passées bioclastiques s'enrichissent en matière micritique et microorganismes représentés par des Miliolidés, *Scandonea* sp., *A. conica*, *Dicyclina* sp., *Dictyopsella* sp. et *Thaumatoporella* sp.

NB : malgré des recherches patientes, je n'ai pas retrouvé, lors de lever de cette coupe, la localisation d'un gisement de *Orbitoides* sp. et *S. gr. vidali* observé lors d'une première reconnaissance.

Age : non déterminé, dans l'intervalle campanien inférieur - maastrichtien inférieur.

b. Un passage latéral abrupt, rectiligne et bien tranché, souligné par un stylolithe s'observe entre les calcaires bioclastiques précédents et des bancs submétriques de dolomicrosparite blanche situés à la base de 10 m de calcaires gris-clair à crèmes. Ce passage latéral est découpé par des microfailles et diaclases soulignées par une micrite planctonique tertiaire qui s'y infiltre.

Les calcaires de la partie supérieure de la série visible se caractérisent par de nombreuses structures fenestrées à remplissage silteux géotrope, des fentes de dessiccation et des laminations ; les tests des organismes portent la trace de micritisation et/ou dissolution ; on note la présence de microbenthos hyalin (abondant), Rotalidés, Ophthalmiidés, Miliolés, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., gastéropodes, *A. kotori*, *Thaumatoporella* sp. On observe plus rarement *Orbitolinidae* K, *Moncharmontia* sp., *M. apenninica*, *A. conica*, *R. scarsellai* et rudistes formant des assemblages de structure bafflestone, en particulier dans le dernier banc directement surmonté par les brèches paléocènes.

Age : campanien inférieur (biozone CsB5).

### 5. Coupe de Sivista 1 (C5, fig. 17 et 28a)

Cette coupe est visible sur le flanc SE d'une colline située au SE de Pirgi ; à partir de la rive du lac, on observe, de bas en haut :

a. 12 m de carbonates dont la base est composée de calcaires massifs, gris-clair, floatstone, à nombreux bioclastes anguleux à subarrondis, mal classés, parmi lesquels se trouvent des rudistes en position de vie. Une dolomitisation croissante vers le haut s'exprime par la présence de bancs métriques de dolomicrosparite et dolomicrite à débris recristallisés soulignant la stratification.

Avec les rudistes, leurs débris et ceux d'échinodermes et de madrépores, on trouve des Rotaliidés, *S. vidali* ( $\geq 3$  mm dans un seul niveau), *Dictyopsella* sp., ostracodes, algues encroûtantes (dont *P. album*) et *P. oblonga*.

Age : probablement campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

b. 12 m d'alternances multiples, métriques, de calcaires dolomitiques, biomicrites à dolomicrosparites, wackestone, et de dolomies gris-clair et blanches, dolomicrosparite à dolomicrite, laminées. On trouve : Miliolidés, Ophthalmiidés, *Rhapydioninidae* (rares), *Moncharmontia* sp., *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., Rotalidés, *R. scarsellai*, *M. apula*, microbenthos hyalin et rudistes épars.

Age : campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

Les calcaires "bentho-planctoniques" du Paléocène supérieur qui viennent à la suite sont interrompus par le passage d'une faille subverticale qui provoque la réapparition de la série crétacée constituant le sommet de la colline.

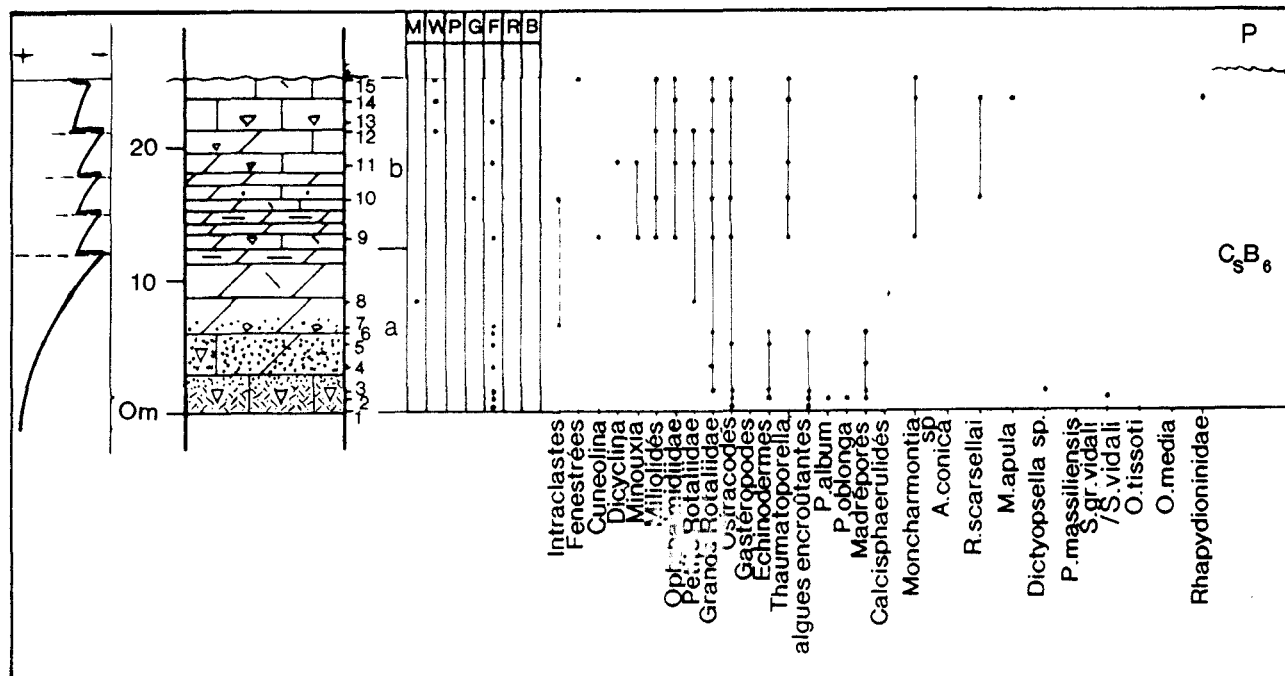


Fig. 28a.- Coupe de Sivista 1 (C5) (Campanien supérieur et Maastrichtien inférieur ?). Série à caractère "intermédiaire-externe" au S du massif. Voir légende fig. 18.

## 6. Coupe de Sivista 2 (C6, fig. 17 et 28b)

Elle permet d'observer, après une zone broyée :

a. 15 m de passées bioclastiques floatstone-rudstone à débris de rudistes et/ou d'échinodermes, submillimétriques à centimétriques, anguleux à subanguleux, mal classés, flottant vers le sommet dans une matrice micritique, dolomicritique à dolomicrosparitique ; on y trouve de rares *S. gr. vidali*, *O. tissoti*, Rotalidés, *A. conica*, Miliolidés, *Dicyclina* sp., madrépores, algues encroûtantes (dont *P. album*), *P. oblonga* et Calcisphaerulidés.

Age : probablement campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

b. 15 à 20 m de passées bioclastiques d'aspect massif, floatstone-rudstone à débris de rudistes subanguleux à subarrondis, perforés et micritisés en périphérie et souvent recristallisés. Les 6 à 8 derniers m sont constitués de bancs submétriques à métriques de dolomies blanchâtres à jaunâtres préservant parfois leur caractère biomicritique d'origine. On observe : *S. vidali*, *O. tissoti*, *O. media* (Li + li < 500 µm), Rotalidés, *Dicyclina* sp., *Dictyopsella* sp., *P. massiliensis*, gastéropodes, madrépores, algues encroûtantes.

Age : campanien supérieur - maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

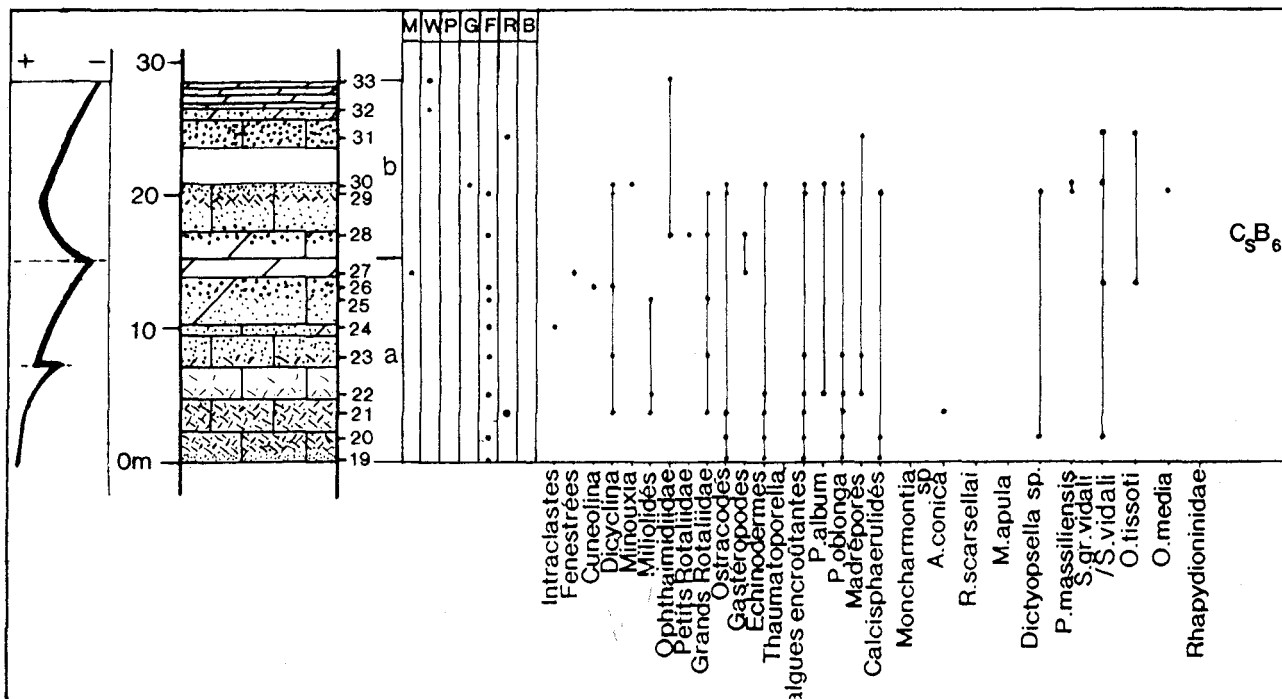


Fig. 28b.- Coupe de Sivista 2 (C6) (Campanien supérieur et Maastrichtien inférieur ?). Série à caractère "intermédiaire-externe" au S du massif. Voir légende fig. 18.

D'autres affleurements existent dans cette même région, en particulier le long de la piste qui conduit de Pratovouni à Vélaora, à l'E du col où se trouvent des maisons abandonnées, sur le flanc S du sommet Pirgi, à 400 m d'altitude. On y observe que quelques dizaines de m de calcaires biomicritiques du Campanien inférieur (CsB5) sont surmontés par une centaine de m de calcaires bioclastiques à Orbitoïdes et rudistes, puis par 10 à 20 m de dolomies (dont les grandes dalles blanches de structure laminée seraient aisément utilisables à des fins décoratives).

Cette observation complète très utilement les coupes précédentes ; elle permettrait de considérer la série locale comme très comparable à celle de la coupe C1 (située au N du massif) et pourrait être ainsi rangée dans le type "externe", si les faciès bioclastiques avaient été précisément datés.

## 7. Coupe de Tsouma (C7, fig. 17 et 29)

Cette coupe est située à 2 km à l'W de la précédente, sur le bord NW du graben de flysch déterminant un col entre les sommets Pr. Ilias (766 m) et Tsouma (700 m), où sont installées les maisons de Pratovouni. On observe successivement, de bas en haut :

- a. les sédiments de la biozone CsB4 (datés par *M. lata*) ;
- b. 30 m de calcaires biomicritiques de la biozone CsB5 datée par *Orbitolinidae* K et *M. apenninica*, séparés de la suite des affleurements par un contact tectonique (probablement une faille verticale) ;
- c. 35 à 40 m dont la plus grande partie est constituée de calcaires clairs, bioclastiques, packstone, à nombreux clastes de rudistes et/ou d'échinodermes. De la base vers le milieu de la division, les dépôts deviennent progressivement microbioclastiques, en bancs lités. Les microorganismes qui accompagnent ces faciès bioclastiques sont des *S. vidali* (typiques), *P. dordoniensis*, *O. tissoti* et *O. media* avec quelques *Dicyclina* sp., Rotaliidés, bryozoaires et Calcisphaerulidés. Ensuite, vers le sommet, ils se présentent plus grossiers, à débris millimétriques subanguleux à subarrondis, parmi lesquels on trouve quelques rudistes ; l'extrême sommet (4 à 7 m selon les lieux) est constitué de bancs submétriques à métriques de dolomie blanche où domine une matrice microsparitique à dolomicrosparitique renfermant quelques débris de rudistes.

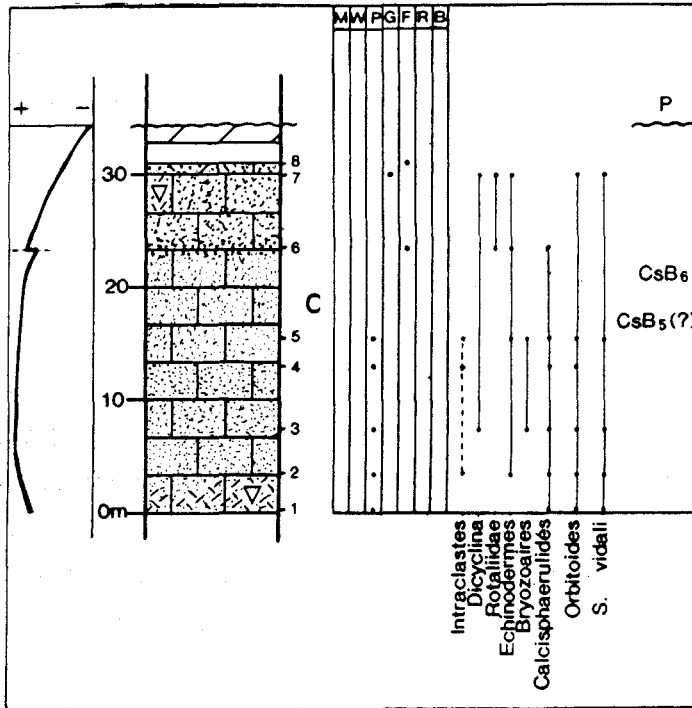


Fig. 29.- Coupe de Tsouma(C7) (Campanien supérieur et Maastrichtien inférieur ?). Série à caractère "externe" au S du massif. Voir légende fig. 18.

Cette série d'âge campanien (inférieur ?) à Maastrichtien inférieur se termine avec l'apparition de brèches du Paléocène qui viennent au-dessus des bancs de la dolomie blanche.

### **Faciès et signification des séries "intermédiaire-externe" et "externe"**

**Membre micritique.** Il est partout daté du Campanien inférieur (biozone CsB5). Il comprend des séquences d'ordre décamétrique, constituées de 2 termes, de la base au sommet :

- des (intra) biomicrites à microfaune variée (*Moncharmontia*, *Scandonea*, *Orbitolinidae*, *Pseudocyclammina*, *Dicyclina*) et rudistes assemblés en biostromes ou bancs ;
- des micrites moins riches en organismes (microbenthos hyalin, Miliolés, Ophthalmiidés, *Scandonea*, gastéropodes, *Bacinella*) et montrant des figures sédimentaires et diagénétiques traduisant des tendances à l'émersion.

On assiste donc à l'alternance de 2 types de milieu, dans le cadre d'une plate-forme interne ; l'un, subtidal, correspond à un fond boueux à sableux, dans des eaux à salinité normale, circulant librement ; l'autre correspond à la zone intertidale à supratidale, dans des eaux plus confinées.

Cette alternance évoque le modèle des shallowing upward sequences de James, qui serait ici représenté par ses termes "B" et "C-D", selon la nomenclature de cet auteur. Nous pouvons en déduire l'influence d'oscillations liées au jeu combiné de la subsidence et de l'eustatisme, qui ne porte la trace d'aucune particularité par rapport à la série sénonienne antérieure.

**Membre bioclastique.** Il est daté selon les lieux soit entièrement du Campanien inférieur, soit du Campanien inférieur à Maastrichtien inférieur. Son épaisseur varie entre une dizaine de m (vers l'E) et une centaine de m (vers l'W). On peut distinguer 2 types de faciès :

- *le faciès bioclastique riche en rudistes* constitue la presque totalité du membre lorsque celui-ci est peu épais, seulement sa base et son sommet lorsque le membre est épais. Il s'agit de calcaires massifs, sans stratification, dont les rapides variations d'épaisseur visibles sur le terrain montrent qu'ils constituent des corps lenticulaires. Ce sont des calcaires sablo-graveleux (packstone) floatstone, rudstone à débris peu émoussés (échinodermes, rudistes, madrépores), dans lesquels se développent des corps de texture bafflestone et framestone à rudistes. Les organismes du membre micritique peuvent s'y retrouver, plutôt rares, associés à d'abondants Orbitoïdes et Sidérolites.

L'absence de constructions de grande dimension empêche d'y voir le témoin direct d'un récif barrière mais l'abondance des rudistes (parfois en biostromes) et de leurs débris indique des milieux subtidaux proches de telles constructions ; leur position, soit immédiatement au-dessus du membre micritique (auquel il succède brutalement), soit immédiatement en dessous du membre calcaro-dolomitique (auquel il passe progressivement), marque le caractère transitionnel du milieu correspondant, entre la plate-forme interne (membre micritique ou calcaro-dolomitique) et la plate-forme externe (faciès bioclastique s.s.) ;

- *le faciès bioclastique s.s.* est surtout représenté dans le domaine des séries externes, où il peut atteindre 50 m de puissance ; il constitue un prisme enveloppé par le faciès précédent. Il comprend des calcaires clairs massifs en bancs d'épaisseur métrique ; ce sont des calcaires packstone-grainstone (floatstone-rudstone) à débris de rudistes, échinodermes, madrépores et lithoclastes micritiques anguleux à subarrondis, de tailles submillimétriques ; leur micropeuplement est essentiellement constitué d'Orbitoïdes, Sidérolités et abondants Calcisphéridés.

Plusieurs caractères, tels que : - les mélanges des bioclastes d'origine néritique à récifale et d'origine pélagique, - la présence de brèches intraformationnelles (à éléments parfois pélagiques), - l'absence de bioconstructeurs en position de vie, montrent que cet ensemble est resédimenté. Il s'agit de dépôts gravitaires, déposés en bas de pente, où s'accumulent les produits de destructions des aires récifales et périrécifales proches ; l'absence de granoclassement semble exclure le mécanisme des courants de turbidité.

Les deux faciès de ce membre, qui correspondent franchement à des milieux subtidaux ouverts indiqueraient un approfondissement par rapport au membre précédent et la création d'un relief accentué entre le domaine de plate-forme externe et le domaine de plate-forme interne, au sein même des affleurements constituant les Ori Valtou, pour la première fois dans l'histoire de cette région.



**Membre calcaro-dolomitique.** Il constitue l'extrême sommet de la série anté-Cénozoïque visible ; il est daté du Campanien inférieur à Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) vers l'E (où il atteint 20 m de puissance) et franchement du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) vers l'W (où il est réduit à 2 m d'épaisseur).

Sa lithologie, très variée dans le détail (surtout vers l'E), est constituée d'alternances des faciès suivants :

- calcaires et calcaires dolomitiques (coupes C1-2, 5-6), biomicrites et intramicrosparites, wackestone-packstone à nombreux organismes benthiques (*Moncharmontia*, *Rhapydioninidae*, *Scandonea*, *Orbitolinidae*, Rotaliidés) qui caractérisent les milieux subtidaux de la plate-forme interne ;
- calcaires et calcaires dolomitiques, intramicrites et intrasparites, packstone-grainstone-rudstone dont la faune, surtout composée de Miliolidés et d'Arénacés (*Cuneolina-Dicyclina*), comporte également des Orbitoïdes, bryozoaires et madrépores (coupes C 1-2), ces derniers à l'état d'éléments roulés ; ce mélange d'éléments propres à la plate-forme interne et ceux de la plate-forme externe indiquerait un milieu situé au-dessus de la limite d'action des vagues, de type barres ou chenaux de marée, au sein d'une plate-forme interne balayée périodiquement par des cyclones tropicaux, transportant les éléments des milieux les plus exposés vers les milieux plus calmes ;
- calcaires et calcaires dolomitiques bioclastiques, packstone-grainstone (floatstone-rudstone) constitués de nombreux débris de rudistes, d'échinodermes, de madrépores et de grands foraminifères hyalins (Orbitoïdés, Sidérolitidés - coupes C 2 et 4-5). Ils témoigneraient des milieux récifaux-périrécifaux et des zones de production bioclastique environnantes, c'est-à-dire d'un retour des conditions propres au "membre bioclastique" ;
- calcaires biomicritiques mudstone-wackestone et dolomies blanches, parfois d'aspect crayeux, comportant des figures diagénétiques propres au domaine de balancement des marées ; le microbenthos hyalin y abonde et accompagne quelques grands foraminifères (*Scandonea*, *Accordiella*, Orbitolinidés, *Dicyclina*), gastéropodes et/ou rudistes. Des calcaires dolomitiques, intramicrite à intrasparite, packstone-grainstone renfermant des ooïdes de types variés les accompagnent parfois (coupes C 2-3).

Ce faciès, presque seul représenté dans le domaine externe, correspondrait à un milieu calme, à circulation restreinte et salinité anormale, de type tidal-flats ou lagune, dans la zone intertidale-supratidale d'une plate-forme interne soumise à des émerisions répétées.

Dans l'ensemble, les faciès du membre calcaro-dolomitique témoigneraient d'une sédimentation au sein d'une plate-forme interne, dans pratiquement tout le spectre des milieux, depuis le subtidal ouvert jusqu'au lagunaire, avec une tendance marquée à l'émerision. Si cette tendance semble s'accroître avec le temps, l'ablation du sommet du membre dont témoignent les brèches paléocènes superposées empêche d'en acquérir la certitude.

### D. La série du compartiment de Triklino-Alévratha (extrême S du massif)

Cette partie des Ori Valtou est caractérisée par une dispersion des affleurements carbonatés formant des pitons isolés dans un bas pays de flysch. Les grands sommets sont constitués de carbonates qui montrent une distribution particulière des faciès bioclastiques. Leur principale caractéristique est de succéder directement aux dépôts du Santonien supérieur (biozone CsB4) et non à ceux du Campanien inférieur (CsB5), comme nous venons de le voir. Un exemple est donné par la coupe du Fayias, déjà observée par Fleury (1980, p. 67-69) et qui a fait l'objet d'un nouvel examen.

#### 1. Coupe du Fayias (D1, fig. 17 et 30)

Cette coupe, levée sur le flanc occidental de la montagne, montre :

- a. des calcaires biomicritiques à *M. lata* et *K. tergestina*, datant le Santonien supérieur (biozone CsB4) ;
- b. 100 m de calcaires en bancs submétriques, alternativement sombres et clairs, intrabiomicrites wackestone-packstone, riches en débris de rudistes et échinodermes, renfermant de nombreux tests de foraminifères à paroi hyaline : *Goupillaudina* sp., *Sirtina* sp., *M. apula*, Rotalidés, formes rappelant les *Praesiderolites* (*sensu* Wannier, 1983) ou les *Siderolites praevivali* Andreieff et Neumann, 1983, *Planorbulina cretae* et *P. dordoniensis* (Orbitoïdes primitifs, selon Neumann, 1987) et parfois des Calcisphaerulidés ; on trouve, dans ces mêmes échantillons, les peuplements habituels de la biozone CsB5 : *Orbitolinidae* K, *M. apenninica* (rare), *Dictyopsella* sp., *Marssonella* sp., *Dicyclina* sp., *A. conica*, Miliolés, bryozoaires, ostracodes.

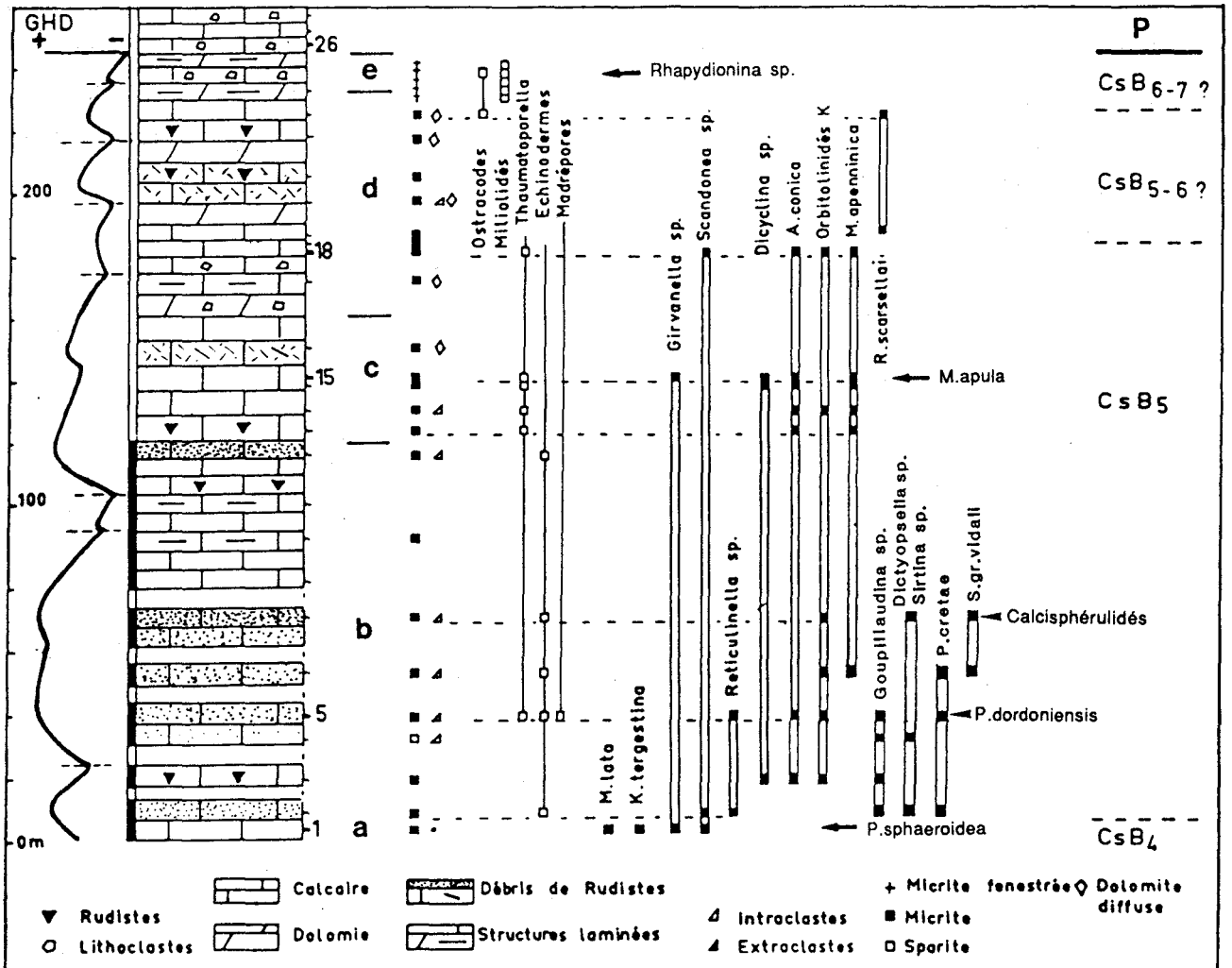


Fig. 30.- Coupe de Fayias (D1) (Santonien supérieur à Maastrichtien, probablement supérieur). Série du compartiment de Triklino-Alévratha. Voir légende fig. 18.

On trouve, près de la base de cette division, une intercalation du faciès habituel de cet âge : ce sont des biomicrites, wackestone-packstone, renfermant le peuplement ci-dessus, en l'absence des foraminifères hyalins. Des niveaux à rudistes en position de vie, et des niveaux laminés azoïques mudstone à "structure tepee", fentes de dessiccation et traces d'évaporites (pseudomorphoses de cristaux de gypse) ;

- c. des calcaires biomicritiques en bancs épais, constituant le faciès ordinaire du Campanien inférieur et datés par les organismes de la zone CsB5 ;
- d. une alternance du faciès précédent avec des dolomies, des passées bréchiques (éléments dolomitiques rubanés) et passées à rudistes en position de vie ;
- e. quelques m de dolomies claires, finement litées et de brèches à éléments dolomitiques rubanés, renfermant des *Rhapydionina* sp. très recristallisées, indiquant un âge campanien supérieur - maastrichtien inférieur (CsB6) ou plus vraisemblablement maastrichtien supérieur (CsB7). Des brèches paléocènes les recouvrent.

En raison de son âge singulier, le faciès bioclastique correspondant à la division b a fait l'objet d'une nouvelle étude. Il s'agit principalement de calcaires intrabioclastiques packstone, où les bioclastes (rudistes, échinodermes) voisinent avec des lithoclastes micritiques azoïques ou à Calcisphéridés ; ces clastes sont subanguleux à subarrondis, de tailles inframillimétriques à millimétriques, parfois calibrés ou non, sans enveloppes micritiques mais portant les traces d'une compaction chimique ("pressure solution", Bathurst, 1971) marquée par des stylolithes intergranulaires ; ils forment parfois un litage et sont parfois granoclassés.

## 2. Autres Informations (D2(1 et 2), fig. 17 et 31)

Les calcaires bioclastiques ont été également observés en divers lieux (voir la carte h.-t.), particulièrement sur les sommets Andhroni (1 370 m) et Korita (940 m), à 6 km, respectivement à l'W et au S du Fayias (fig. 31).

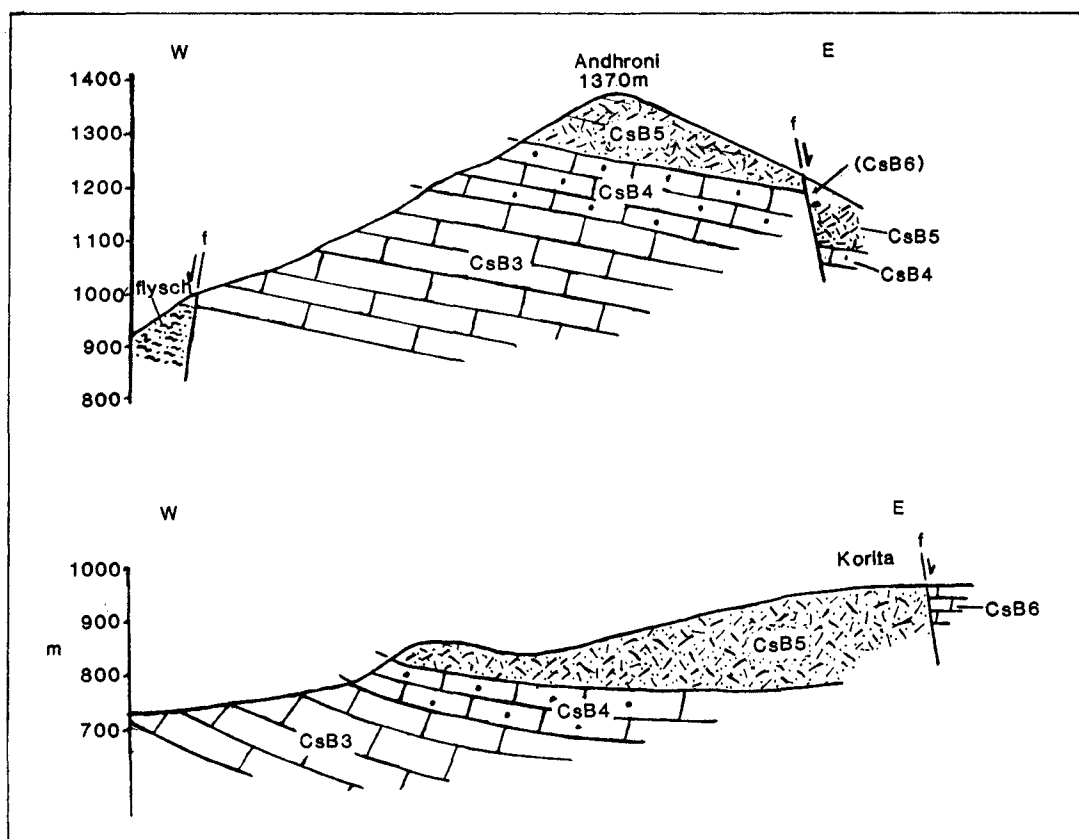


Fig. 31.- Position des calcaires bioclastiques d'âge campanien inférieur (CsB5) constituant les sommets Andhroni(D2(1)) et Korita(D2(2)) (compartiment Triklino-Alévrada). Situation sur fig. 17.

Les dépôts bioclastiques sont, dans ces localités, comparables à ceux du Fayias (mis à part les intercalations de faciès différents signalés et qui n'ont pas été revus), tant par leur faciès (lithofaciès et peuplement) que par leur âge (ils reposent sur les sédiments du Santonien supérieur et sont datés du Campanien inférieur) et que par leur épaisseur (plus de 100 m).

Ainsi, cette région montre la quasi-complète disparition du "membre micritique" (sauf en quelques intercalations) au profit du membre bioclastique qui se développe très précocément et très puissamment. Cette particularité ne semble pas marquer une totale indépendance du fonctionnement de cette région puisque nous retrouvons une récurrence du faciès micritique habituel, puis les sédiments du membre "calcaro-dolomitique". Si cette région est donc assez originale pour ne pas pouvoir être resituée sur une transversale reconstituée théoriquement, on ne peut pas lui attribuer une trop grande indépendance de fonctionnement à la fin du Crétacé et donc pas une localisation très différente du reste du massif à ce moment.

## **Vue d'ensemble sur l'évolution campano-maastrichtienne du Domaine oriental**

Il a été admis, pour l'exposé précédent, que les séries s'organisaient selon une polarité E-W, en fonction de l'importance croissante vers l'W du "membre bioclastique", observable aussi bien au N qu'au S du massif, comme le montre la figure 32. On y trouvera la répartition spatiale des différents secteurs telle qu'elle ressort des coupes décrites et d'observations de terrains n'ayant pas donné lieu à des coupes. Le caractère franchement "ouvert" (ou même, relativement profond) des milieux où s'est déposé le "membre bioclastique" par rapport à ceux de la plate-forme interne justifie les termes "externe" et "interne" qui caractérisent les secteurs extrêmes, séparés le plus souvent par des gradations intermédiaires dans une grande partie du massif ; l'extrémité méridionale ("secteur Triklino-Alévratha") n'entre cependant pas dans ce schéma et constitue manifestement un domaine d'évolution particulier qui sera traité à part.

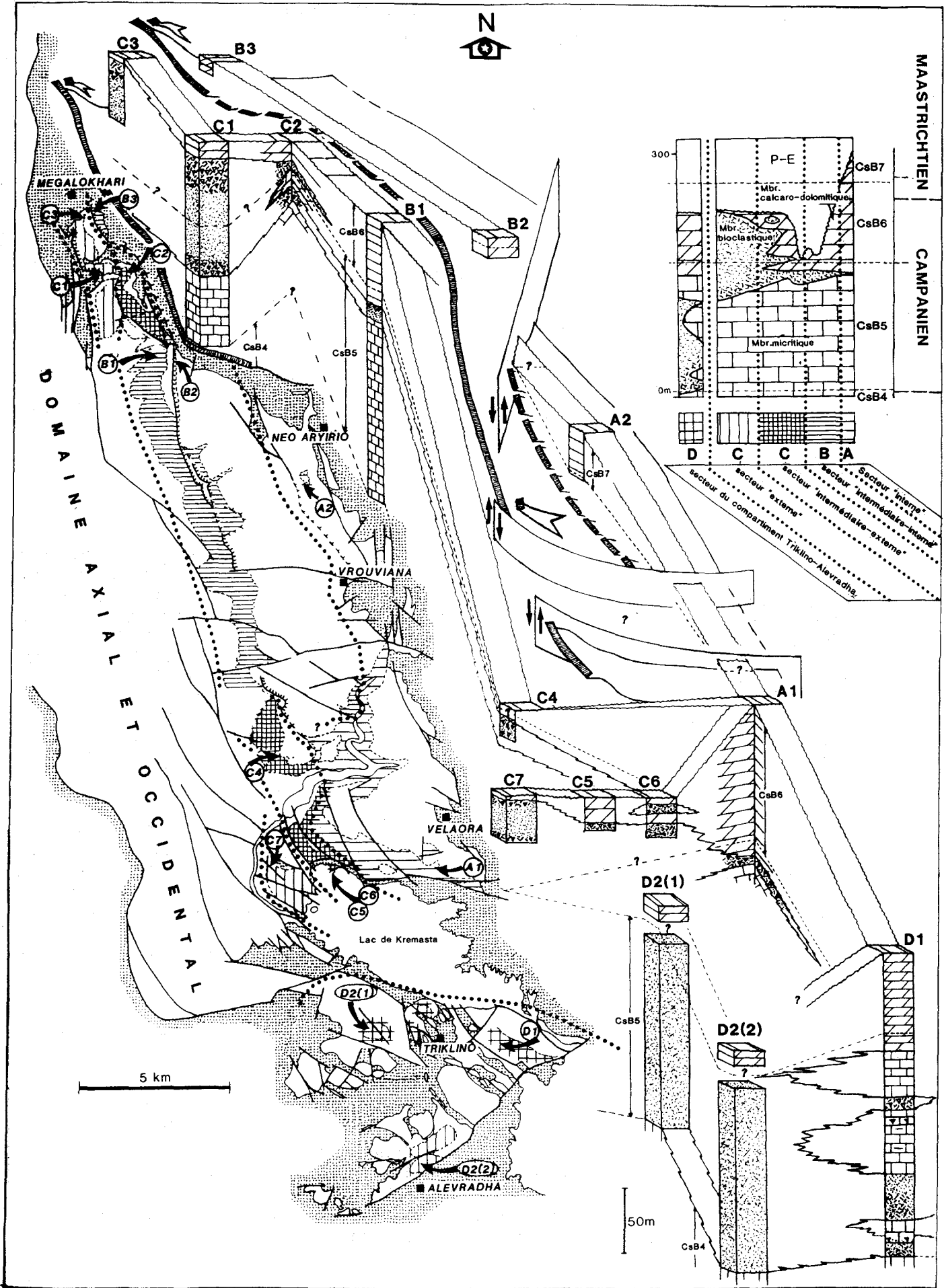
Les données, organisées selon le schéma présenté dans l'encart de la figure 32 (en haut à droite), se trouvent reprises de manière synthétique sur la figure 33. Cette dernière comporte en outre un extrait des courbes "d'aggradation côtière" et "eustatique" de Haq *et al.* (1987) qui nous permettront de tenter d'apprécier le jeu propre de la région étudiée.

L'analyse qui suit prendra en compte les récents développements de la "stratigraphie séquentielle" tels qu'exprimés par Vail *et al.* (1987), Cramez (1990) qui fournissent la terminologie et Haq *et al.* (1987) dont nous utiliserons les courbes d'aggradation côtière et eustatique. Cette méthode admet un modèle de dépôt qui prend en compte les variations simultanées, en contexte atectonique, de la subsidence, du niveau marin et des apports sédimentaires. Les variations du niveau marin (eustatisme), étant considérées comme beaucoup plus rapides que les variations de la subsidence et l'accumulation des sédiments, constituent le principal agent d'évolution des corps sédimentaires, par l'intermédiaire de "l'espace disponible" pour les sédiments, c'est-à-dire la tranche d'eau située au-dessus du fond.

Pour ce qui concerne les plates-formes de type bahamien, où la tranche d'eau n'est jamais forte, chaque épisode de bas niveau marin sera en principe exprimé par une surface d'exondation, limite entre deux cycles. Par la suite, le relèvement du niveau marin sera traduit par les dépôts d'un "intervalle" ou "cortège" transgressif (IT), comportant le témoignage d'un approfondissement progressif du milieu, puis d'un "prisme" ou "cortège" de haut niveau (PHN) que caractérise la diminution de l'espace disponible, c'est-à-dire, paradoxalement, le caractère peu à peu "régressif" des sédiments sur une verticale, alors qu'au contraire ils se développent latéralement et "transgressent" les régions préalablement exondées. Les auteurs distinguent encore les "surfaces d'inondation maximale" (sim) qui sont en principe les "limites de paraséquences dans la zone où se produit un changement de faciès brutal entre des sédiments littoraux ou continentaux et des sédiments marins francs" ; dans nos plates-formes, à défaut d'avoir pu observer ces surfaces, on admettra que les couches de faciès intermédiaires marquant le changement de tendance entre l'approfondissement et l'émersion peuvent en tenir lieu. Les auteurs distinguent encore des "prismes" ou "cortèges" de bas niveau (PBN), ou de bordure de plate-forme (PBP) liés aux périodes de bas niveau marin dont nous n'avons en général pas de trace clairement exprimée.

Trois périodes se distinguent principalement, dont chacune est le théâtre d'une évolution particulière.

- Au cours du Campanien inférieur ("CsB5"), le Compartiment de Triklino-Alévratha est seul affecté par un épisode tectonique, alors que le reste du Domaine demeure sous influence eustatique.
- Au cours du Campanien inférieur terminal ("CsB5" final), les perturbations d'origine tectonique sont manifestées dans les secteurs les plus occidentaux (secteurs "externes") alors que les secteurs plus orientaux (secteurs "internes") ne comportent que le témoignage d'une influence eustatique.
- Au cours du Campanien supérieur-Maastrichtien ("CsB6 et CsB7") l'ensemble du Domaine retrouve son homogénéité et la sédimentation est entièrement sous contrôle eustatique.



## 1. Le Campanien inférieur (biozone "CsB5") : différenciation du secteur Triklino-Alévrada

Dans le secteur du compartiment Triklino-Alévrada, les dépôts bioclastiques précoces sont plus épais et homogènes à l'W qu'à l'E (D2 et D1, fig. 32-33), où des intercalations micritiques sont observables.

Les débris de type périrécifal déposés sur un talus par des courants de gravité traduisent certainement la fracturation et la migration de la marge vers l'intérieur de la plate-forme, bien que nulle paléofaune n'ait été observée.

Le fait que les autres régions de la plate-forme ne soient pas affectées par cette modification implique que la cause en soit locale, c'est-à-dire tectonique. C'est d'ailleurs dès la fin du Santonien que, selon Pitsikas *et al.* (1988), les éléments d'origine néritique se sédimentent en zone Ionienne d'Épire, ce qui traduit le même phénomène précoce qui, pour n'être observable qu'ici, affecte certainement une aire bien plus vaste de la plate-forme de Gavrovo.

Dans le reste du Domaine oriental, la situation semble demeurer globalement la même qu'au cours du Sénonien inférieur. La sédimentation boueuse à sableuse se produit au sein d'une plate-forme interne, calme et ouverte, dans des milieux oscillant du subtidal au supratidal.

Dans le détail, la succession des séquences qui sont distinguées pourrait présenter des relations avec les courbes d' "aggradation côtière". Dans cette hypothèse, les limites de cycles de troisième ordre pourraient correspondre aux surfaces d'émersion parfois observées ; les intervalles transgressifs (IT) correspondraient aux épisodes microbréchiques ; les périodes d'inondation maximale (sim) seraient représentées par les biostromes à rudistes (encore associés à des dépôts bioclastiques) ; les hauts niveaux marins (PHN) seraient marqués par les boues de milieux restreints. Le déplacement des dépôtcentres vers le bassin serait responsable de l'absence de dépôts de bordure de plate-forme (PBP) et de ceux de bas niveau marin (PBN).

Dans la coupe B1, par exemple, la surface d'émersion (SE sur fig. 21 et 33) observée entre les subdivisions a2 et a3 est assez bien caractérisée pour correspondre éventuellement à une limite de cycle. Dans ce cas, son âge n'est pas incompatible avec la limite des cycles de troisième ordre "3.4" et "3.5".

Au dessous de cette surface, à la base de la subdivision a2, les biostromes à rudistes riches en foraminifères benthiques marqueraient l'inondation maximale (sim) et le reste de la même subdivision (boues de milieux restreints) le haut niveau marin (PHN) du cycle "3.4".

Au dessus de cette surface, un épisode riche en rudistes -base de la subdivision a3- pourrait marquer une nouvelle période d'inondation maximale, puis des faciès boueux -plus grande partie de a3-

---

### Fig. 32.- Situation des coupes décrites dans le texte et des secteurs distingués dans le Domaine oriental des Orli Valtou.

L'encart situé en haut et à droite de la figure en constitue la légende ; les lettres et les figurés associés permettent de distinguer la répartition à l'affleurement des différents secteurs décrits dans le texte. Les coupes décrites sont situées sur l'esquisse cartographique (le figuré grisé en ponctuations régulières représente le pourtour des affleurements carbonatés) et représentées par ailleurs par des colonnes schématiques disposées selon leurs situations respectives actuelles (avec indication des principaux accidents susceptibles d'avoir modifié ces relations) ; les corrélations lithologiques et chronologiques admises sont représentées par des lignes respectivement continues et tiretées.

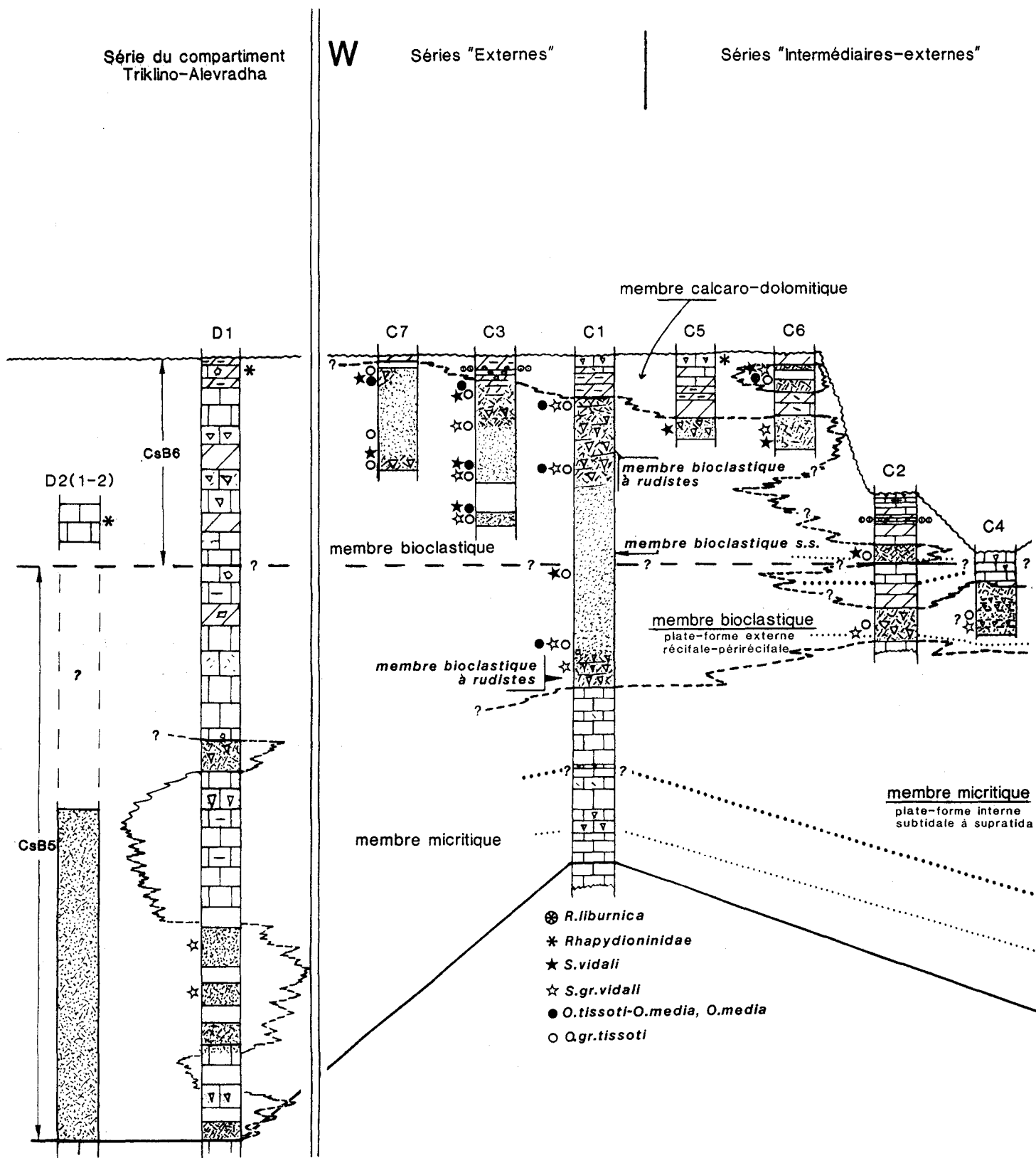
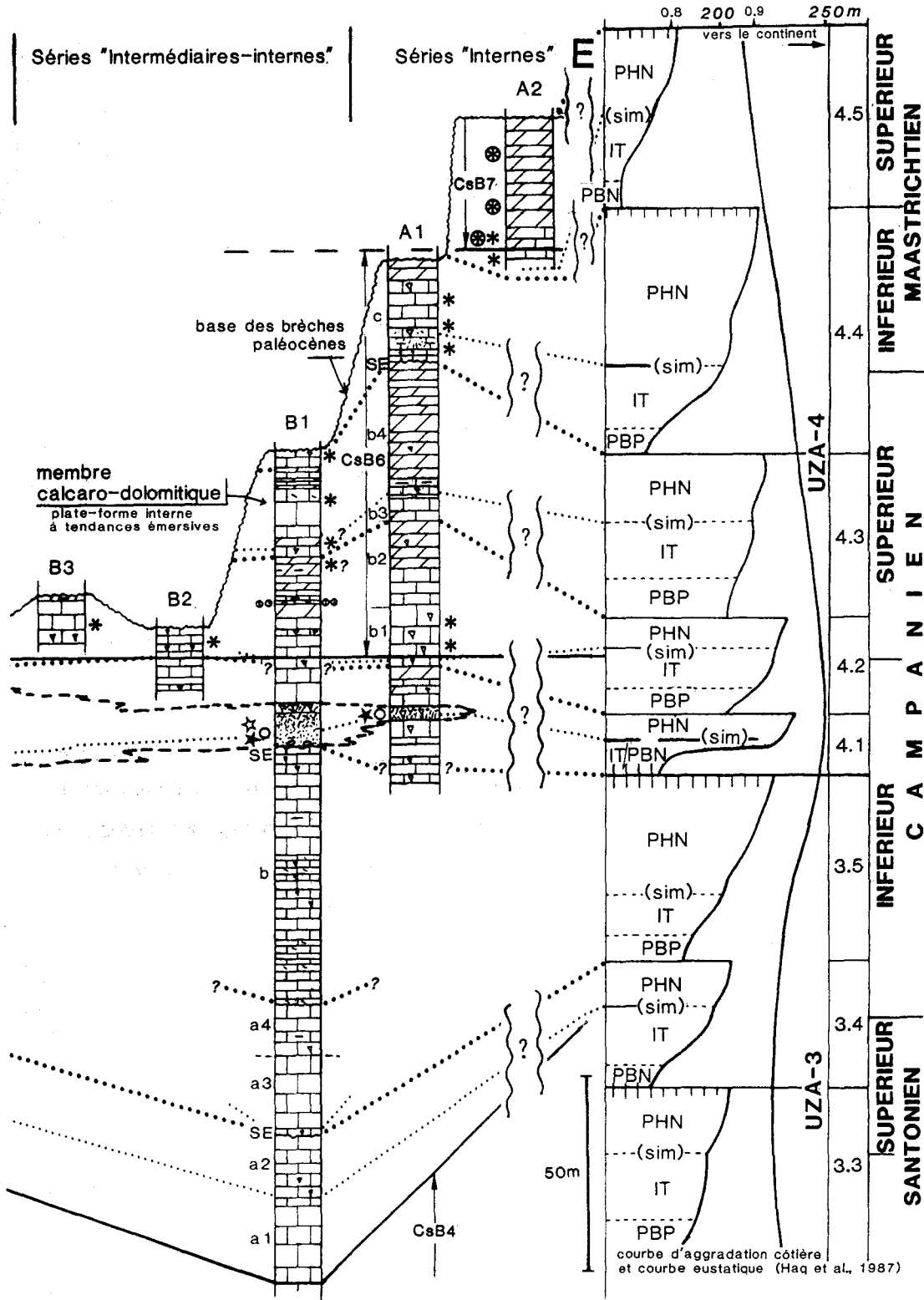


Fig. 33.- Schéma de corrélations lithologiques et chronologiques des coupes représentatives des séries du Domaine oriental des Ori Valtou.

L'identification des coupes (lettre majuscule et chiffre) est celle du texte et de la fig. 32. La disposition adoptée, indépendante de la disposition réelle dans l'espace (voir fig. 32), constitue une hypothèse, conforme à la logique discernée dans les principales régions d'affleurement.





Les "lignes-temps", correspondant aux limites de biozones, sont représentées en traits rectilignes épais. Les corrélations lithologiques sont exprimées en lignes de tirets indentées. Les relations vraisemblables (discutées dans le texte) entre les séquences observées et les cycles eustatiques sont indiquées par des lignes de ponctuations, épaisses pour les limites de cycles, minces pour les "surfaces d'inondation maximale" (sim). La ligne brisée tronquant le sommet de toutes les colonnes représente une surface d'érosion anté-Paléocène supérieur.

correspondraient à un nouveau haut niveau marin. La subdivision a4 constituerait une répétition de la même paraséquence avant que, soudainement -subdivision b, fig. 21, 22 et 33- le rythme ne s'accélère et n'apparaisse plus compatible avec de simples influences eustatiques. On en déduira une instabilité du fond marin, c'est-à-dire vraisemblablement les signaux précurseurs d'une influence franchement tectonique.

Dans la coupe C1, la faible épaisseur de la deuxième moitié du membre micritique (correspondant éventuellement au cycle "3.5") pourrait être due à une érosion liée à cette même tectonique.

L'hypothèse d'une influence eustatique sur l'évolution de la sédimentation est donc essentiellement fondée sur les particularités remarquables d'une surface d'émergence séparant des alternances de sédiments qui s'avèrent compatibles avec les séquences que l'on peut attendre de cette influence. Mais si celle-ci est vraisemblable pour une partie de la période considérée, il est clair que vers la fin de la période, une influence tectonique, encore faible, trouble le signal. Cette nouvelle influence, identifiée par ailleurs (secteur Triklino-Alévratha) au cours de la même période, va s'amplifier ici-même au cours de la période suivante.

## **2. Le Campanien inférieur terminal ("CsB5" final) : différenciation du secteur "externe" du Domaine oriental**

Le secteur du compartiment Triklino-Alévratha garde son caractère particulier : alors qu'il avait été précédemment seul atteint par des manifestations tectoniques, il est (pour ce qu'on en connaît vers l'E) maintenant stable et regagné aux influences de la plate-forme interne. En l'absence d'arguments précis, on peut tenter d'admettre l'hypothèse selon laquelle la dernière passée bioclastique qui s'y trouve inscrite soit la conséquence du grand mouvement eustatique positif de l'époque, comme ailleurs dans le massif (voir ci-dessous).

**Dans le reste du Domaine oriental, on distingue entre secteurs "externes" et "internes":**

*Vers l'Ouest, les coupes du secteur "externe" et en partie du secteur "intermédiaire-externe" montrent le début du développement du "membre bioclastique" dont nous avons dit qu'il représentait une ouverture de la plate-forme avec remplacement des organismes endémiques par des organismes cosmopolites ; les débris de rudistes qui le constituent apparaissent comme le résultat d'une résédimentation sur un talus et dans une dépression.*

Nous avons donc ici l'indice de la création d'escarpements, au sein même du massif, aux pieds desquels s'accumulaient les débris et aux sommets desquels proliféraient les rudistes producteurs du matériel.

Les traces d'escarpements fossiles sont cependant ténues. Le seul témoignage concret pourrait en être saisi vers le S du massif, dans la région située au N du lac de Krémasta, et à l'W de Vélaora. La limite entre le secteur "interne" (avec la coupe A1) et les secteurs "intermédiaire-externe" et "externe" (avec les coupes C5 et C6) est sur le terrain assez bien tranchée et si elle n'apparaît pas à l'heure actuelle faillée, elle

se trouve parallèle à un faisceau de plusieurs accidents de direction NW-SE développé au sein des secteurs "intermédiaire-externe" et "externe" : on pourrait y voir des paléofailles crétacées, réactivées par la suite.

On notera sur la fig. 32 que les secteurs "intermédiaire-externe" et "externe" ne sont pas représentés dans la partie centrale du massif. Nous serons donc conduits à admettre que la dépression présentait une discontinuité dans cette région, ce qui sera matérialisé plus loin (fig. 53B, p. 106).

Pour ce qui est de l'identification des lieux producteurs du matériel constituant les premières passées bioclastiques, deux possibilités se présentent :

- il n'est pas impossible que ces aires aient été situées dans le Domaine oriental, vers les secteurs internes, où cependant on n'a nulle part identifié de grandes masses récifales de cette époque ; il reste que le secteur "intermédiaire-interne", où les érosions postérieures sont importantes aurait pu avoir une position haute favorisant le développement des récifs, ce qui demeure invérifiable.
- il se peut que ces aires alimentatrices se soient trouvées plus à l'W dans le "Domaine axial et occidental" (chapitre suivant) où nous verrons qu'aucune trace de sédiments du Campanien inférieur n'existe : la possibilité n'est pas exclue mais devra être soumise à l'analyse ;

Les deux possibilités sont donc vraisemblables mais nous montrerons que la seconde correspond à des faits d'observation (fig. 53B, p. 106).

*Vers l'Est*, la partie du massif correspondant aux secteurs "interne", "intermédiaire-interne" et "intermédiaire-externe" en partie, reste une région où la persistance des milieux de plate-forme interne semble indiquer une absence de manifestations tectoniques. L'épisode de sédimentation bioclastique pourrait exprimer le maximum de niveau marin de la courbe de Haq *et al.* ((cycle "4.1") : le milieu passerait brièvement sous une tranche d'eau supérieure à la normale et des récifs installés sur des points hauts alimenteraient momentanément les aires environnantes.

En conclusion, c'est donc une nouvelle partie de la plate-forme qui se trouve affectée par une évolution propre, donc tectonique, alors que des régions protégées conservent leur caractère de plate-forme interne, où la trace d'un mouvement eustatique positif semble inscrite.

### **3. Le Campanien supérieur - Maastrichtien (biozones "CsB6" - "CsB7") : l'ensemble du Domaine oriental est de nouveau peu à peu soumis au régime de plate-forme interne**

Le secteur du compartiment *Triklino-Alévrada*, pour ce qu'on en connaît, ne montre que des faciès témoignant de tendances émerives qui se rapportent à la plate-forme interne. Comme au cours de la période précédente, ce secteur est redevenu calme.

Dans le reste du Domaine oriental, on distingue comme précédemment entre secteurs "externes" et "internes" :

*Vers l'Ouest*, les secteurs "externe" et "intermédiaire-externe" montrent la poursuite du dépôt du membre bioclastique dont les possibilités d'alimentation restent identiques à ce qu'elles étaient

précédemment. La fin de la période voit la disparition de ce type de sédimentation au profit du membre calcaro-dolomitique qui traduit le retour à des conditions de plate-forme interne.

*Vers l'Est*, malgré les grandes différences d'épaisseurs des sédiments (surmontés par une surface d'érosion), il semble que les milieux soient homogènes, parfois subtidaux mais plus ordinairement intertidaux à supratidaux, marquant de fortes tendances émerives.

Pour ce qui concerne les séries caractérisant les secteurs "interne" et en partie "intermédiaire interne", seuls à présenter des témoins sédimentaires apparemment complets, il semble possible de distinguer les quatre cycles de troisième ordre figurés dans les courbes de Haq *et al.* Dans cette optique, et comme au cours des périodes précédentes, les sédiments représentatifs des stades successifs de ces cycles pourraient être les suivants

- *Les dépôts de la partie inférieure des cycles* seraient globalement représentés par les faciès subtidaux à intertidaux, boueux à sableux, associés à des petits biostromes ou bancs à rudistes, et peuplés de formes endémiques (Rhapydioninidés, principalement).

Les dépôts de bas niveau marin (PBN et PBP) et ceux de l'intervalle transgressif (IT), épais de quelques m seulement, au plus, seraient relativement peu riches en rudistes entiers et en position de vie, remplacés par le produit de leur destruction. Les faciès bioclastiques de la base de la division c de la coupe A1 (fig. 18 et 33), succédant à une surface d'émersion (SE) constitueraient le seul exemple de ces types de dépôt, propre au cycle "4.4". Dans les autres cycles, ils seraient très peu développés ou absents, en raison peut-être de la faible ampleur des transgressions correspondantes à leurs débuts ; néanmoins, dans la coupe B1 (fig. 22), les sédiments de l'extrême sommet de la série (faciès boueux-sableux à Rhapydioninidés) pourraient constituer un autre témoin d'intervalle transgressif, base du cycle "4.4".

- *Les dépôts de la partie supérieure des cycles* (haut niveau marin) sont représentés par des calcaires et dolomies témoignant de milieux à circulation restreinte et fréquentes émerions.

On aura noté les particularités que représentent les faciès bitumineux du cycle "4.3" dans la coupe A1 (division b4, fig. 18 et 33) et les faciès à ooïdes qui, en deux localités (B1 et C2), sont attribuables au cycle "4.2" (la troisième localité, C3, étant dépourvue de datation).

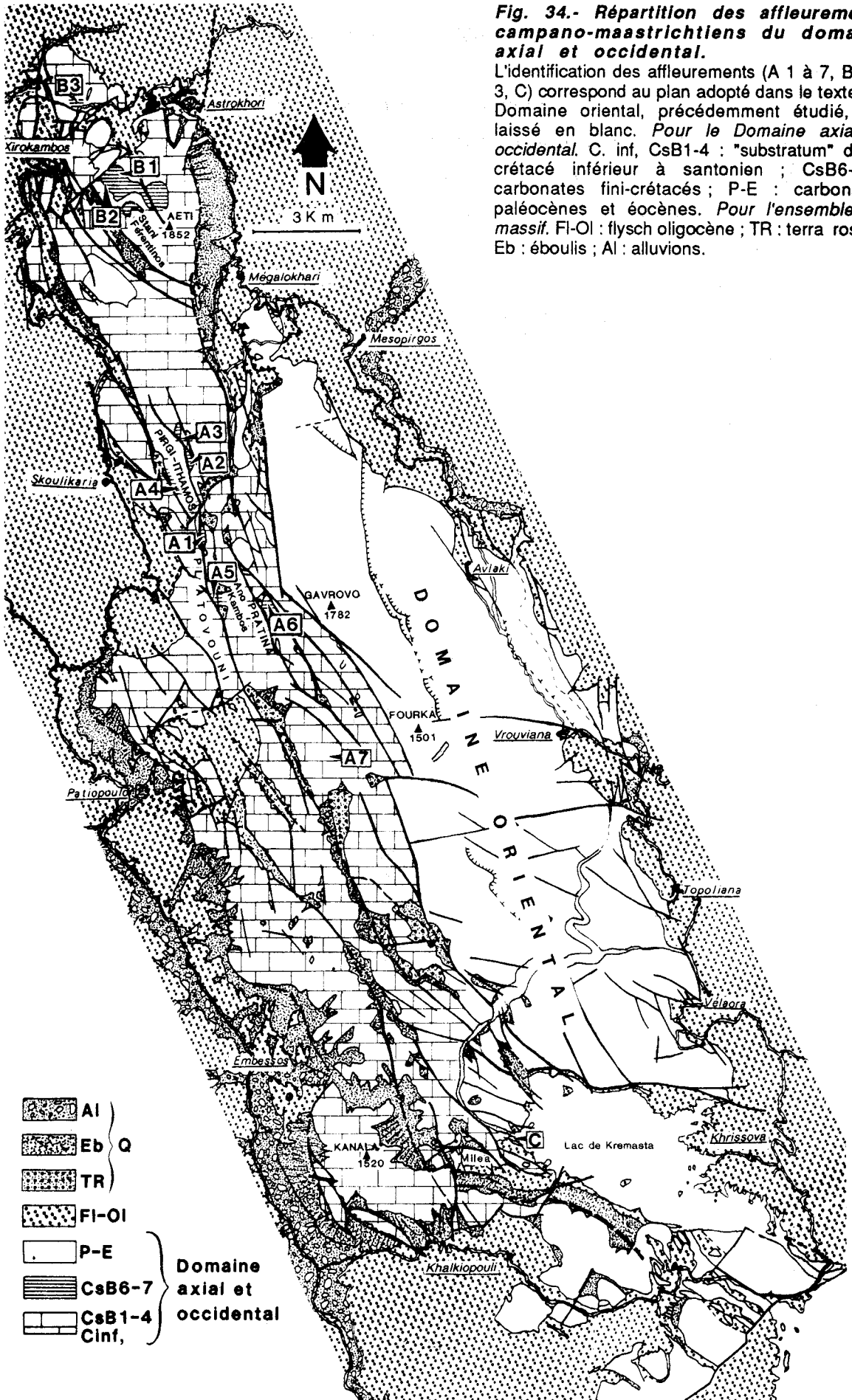
Par ailleurs, il est notable que les dolomies marquant la restriction maximale du milieu présentent des épaisseurs croissantes depuis le cycle "4.2" jusqu'au cycle "4.5" (celles du cycle "4.4." n'étant pas considérées puisque tronquées par une surface d'érosion). Cette expression croissante des tendances émerives successives pourrait être l'écho local des tendances régressives globales, ce qui semble conforter notre hypothèse de départ.

En conclusion, et malgré la faible représentation en volume des sédiments de plate-forme interne dans une grande partie du Domaine oriental, il semble que au moins pendant une partie de la période Campanien supérieur - Maastrichtien, tout ce Domaine ait retrouvé une homogénéité précédemment perturbée. Pour ce qu'on en observe, rien ne s'oppose à ce qu'on admette un contrôle essentiellement eustatique de la sédimentation.

*Finalement, la période Campano-Maastrichtienne apparaît relativement tranquille dans le Domaine oriental.*

*Au Campanien inférieur, le secteur excentrique de Triklino-Alévratha a seul été affecté par un mouvement "précurseur" mais évoluera par la suite comme le "secteur interne" ; dans celui-ci, la sédimentation reste apparemment gouvernée par les seules variations eustatiques pendant tout le Campanien-Maastrichtien. Dans les "secteurs externes", un soudain approfondissement intervenu vers la fin du Campanien inférieur se trouvera équilibré par le comblement au cours du Campanien supérieur - Maastrichtien et c'est un ensemble de milieux de plate-forme interne qui occupe tout le Domaine oriental avant que ne se produise la grande érosion qui tronquera toutes les séries crétacées.*

*Pour ce Domaine, le phénomène marquant est donc constitué par la création d'une dépression au sein de la plate-forme, dont le comblement progressif permet une réunification de l'ensemble. Avant d'être aussi bien comprise que possible, cette évolution doit être éclairée par celle qui affecte le Domaine axial et occidental dont l'étude suit. Mais nous verrons que l'essentiel vient cependant de se produire.*



**Fig. 34.- Répartition des affleurements campano-maastrichtiens du domaine axial et occidental.**

L'identification des affleurements (A 1 à 7, B 1 à 3, C) correspond au plan adopté dans le texte ; le Domaine oriental, précédemment étudié, est laissé en blanc. Pour le Domaine axial et occidental. C. inf, CsB1-4 : "substratum" d'âge crétacé inférieur à santonien ; CsB6-7 : carbonates fini-crétacés ; P-E : carbonates paléocènes et éocènes. Pour l'ensemble du massif. FI-OI : flysch oligocène ; TR : terra rossa ; Eb : éboulis ; AI : alluvions.

## **II. DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL : LACUNE SENONIENNE ET SEDIMENTATION RECIFALE FINICRETACEE**

La distinction entre Domaine axial et Domaine occidental a été établie dans la première partie de ce travail, en fonction de l'importance variable de la lacune sénonienne et pour faciliter l'exposition des faits. Si cette distinction est ici conservée dans les titres pour éviter des confusions, l'homogénéité des faciès campano-maastrichtiens observée sur tout l'ensemble la rend désormais inutile.

La figure 34 et la carte géologique hors-texte montrent que les affleurements d'âge campanien-maastrichtien sont épars et couvrent une très petite surface. On décrira dans l'ordre :

- dans la partie centrale et vers le N du massif (A dans ce qui suit), des faciès récifaux campano-maastrichtiens, soit en place, soit préservés à l'état d'éléments de brèches ;
- dans la partie septentrionale du massif (B dans ce qui suit), des faciès récifaux d'âge maastrichtien supérieur ;
- enfin, un unique affleurement (C dans ce qui suit) d'âge campano-maastrichtien, présentant un assemblage de faciès susceptible de caractériser une transition entre le Domaine oriental et le Domaine axial et occidental, à la limite géographique desquels il se trouve.

### **A. Témoins de récifs et de lagons d'arrière-récif du Campanien supérieur - Maastrichtien dans la partie centrale et centro-septentrionale du massif**

Le tiers septentrional du massif, où il présente sa plus petite dimension transversale (4 km), est occupé par quelques hautes crêtes (Ithamos-Pirgi, Platovouni, Pratina) de direction NNW-SSE, constituées essentiellement par des carbonates bien stratifiés du "substratum" cénomano-turonien. Ces carbonates, inclinés systématiquement vers l'W et l'WSW, sont bien exposés sur les flancs orientaux des crêtes, tandis que les flancs occidentaux montrent de petits affleurements de calcaires, témoins des récifs de la période campano-maastrichtienne. Leur aspect est ordinairement chaotique, soit en raison de leur structure de dépôt (bioconstructions), soit en raison de leur déplacement ultérieur (sous forme de grands blocs ou de brèches).

On décrira des affleurements (A1 et A2) de ces ensembles, plus ou moins en place, d'âge relativement précoce (campanien supérieur - maastrichtien inférieur ?) puis des témoins (A3 à A6) préservés dans des brèches, pénécontemporaines ou plus tardives.

#### **1. Coupe de Platovouni-Nord (A1, fig. 34 et 35)**

Cet affleurement, déjà décrit sommairement (Mavrikas et Fleury, 1988 ; Fleury *et al.*, 1990 : "MV1"), est situé au pied oriental de l'extrémité N de Platovouni. Son intérêt particulier est lié au fait qu'il est longuement recoupé par une piste carrossable joignant Skoulikaria (vers l'W) à Mégalokhari (vers l'E).

Les calcaires à rudistes correspondent à une bande d'affleurement de direction sensiblement N-S, large d'une à plusieurs centaines de m dont les limites présentent des significations différentes :

- Vers l'W, une faille subverticale (75° vers l'E), marquée par un miroir et une zone mylonitique bien développée, fait apparaître des calcaires datés du Cénomanién inférieur (CsB1) ;

- Vers l'E, le contact apparaît sédimentaire. Sur le bord de la piste (fig. 35 : loc. "36A"), on observe (fig. 36A), au sein d'une micrite à Miliolites d'aspect homogène, des Cisalvéolines puis, quelques mètres plus haut, des débris de calcaires à rudistes : rien n'indique l'existence d'une discontinuité de sédimentation. En dehors de la piste (le long d'une petite crête, à proximité de la courbe 1220, fig. 35 et 36E), les calcaires campano-maastrichtien d'aspect "chaotique" reposant sur le dernier banc des carbonates bien stratifiés du "substratum" (décrits coupe F, fig. 11, correspondant aux échantillons 1 à 7 du bord de la piste au N de l'embranchement de Ano Kambos), peuvent être observés en plusieurs points : le contact apparaît tranché et aucune trace d'érosion ou de décollement n'est discernable.

Des petites failles d'orientation NW-SE découpent ce contact ; l'une d'elles, observable au bord de la piste, met en regard les calcaires bréchiques à rudistes et les calcaires à Cisalvéolines du "substratum" (éch. 8, au N de l'embranchement vers Ano Kambos).

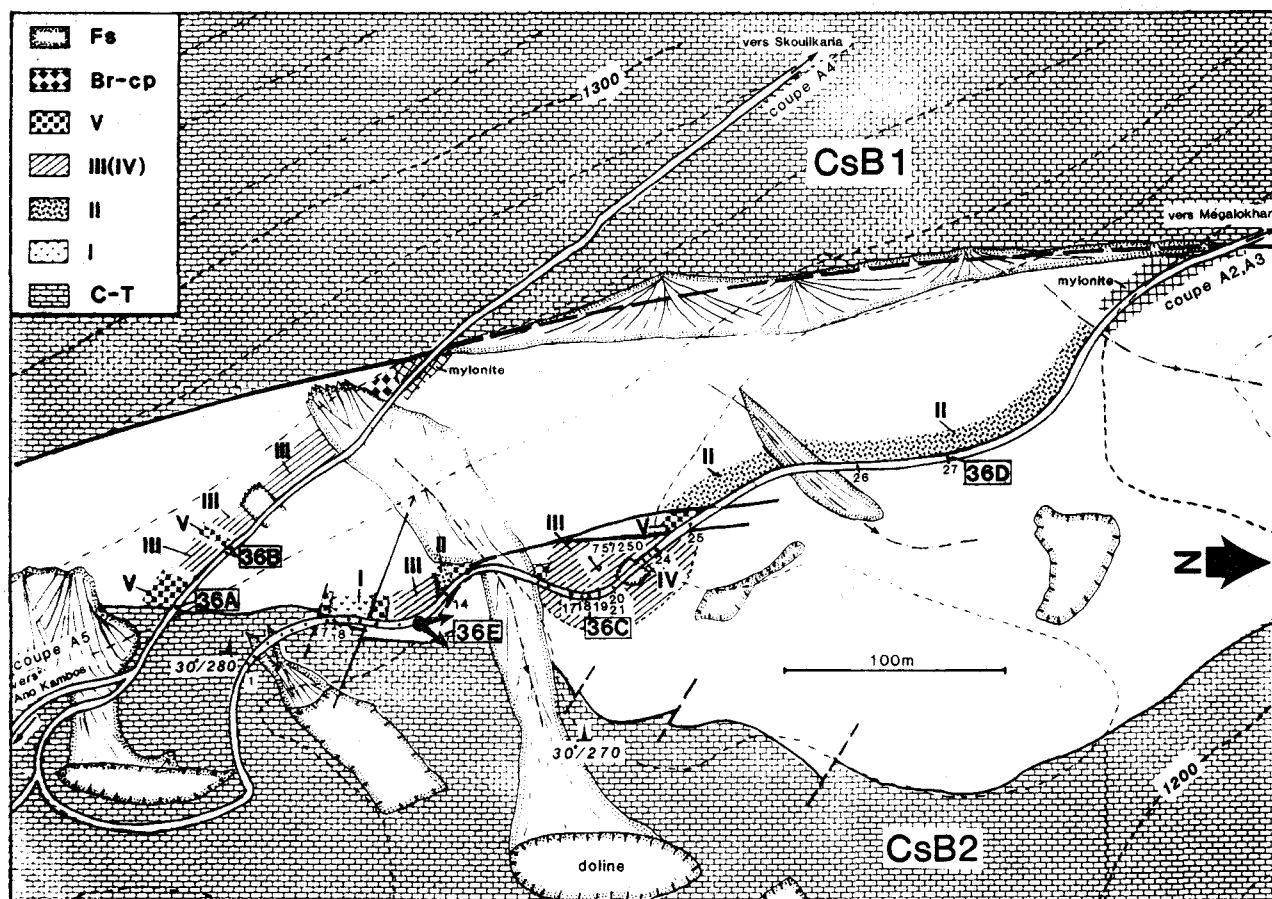


Fig. 35.- L'affleurement des calcaires campano-maastrichtiens de "Platovouni-Nord" (A1)

On trouvera, outre la répartition à l'affleurement des faciès distingués dans le texte (I à V), la situation des lieux représentés sur la fig. 36 (la localité "36E" correspond au point d'où l'observation est effectuée). C-T : carbonates du "substratum" (CsB1 et 2 : Cénomanién) ; I à V : carbonates du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (descriptions dans le texte) ; Br-cp : brèche et calcaires planctoniques cénozoïques ; Fs : formations superficielles (éboulis et terra rossa des dolines).



Les faciès des calcaires campano-maastrichtiens peuvent être rangés en cinq principaux types, dont les relations spatiales sont ordinairement indiscernables en raison de l'absence de stratification et de la présence de nombreuses diaclases rappelant les directions des deux familles de failles (fig. 35).

**Faciès de type I.** Il s'agit d'un calcaire bioclastique gris-clair, constitué essentiellement de tests de rudistes en position de vie et/ou déplacés et des produits de leur destruction qui les entourent (textures de type floatstone-rudstone). Des veines de micrite traversent ces calcaires.

Les microfossiles sont abondants. On a reconnu de nombreux tests de *O. tissoti* et toutes les formes de transition vers *O. media megaliformis*. *S. gr. vidali* est bien représenté par ses formes typiques de grande taille (3 à 4 mm) et d'autres plus petites (0,8 à 2 m). On trouve encore *A. conica*, *Dictyopsella* sp., *Cuneolina* sp., *Valvulineria* sp., *Marssonella* sp., Rotalidés dont *R. skourensis*, *P. cretae* et *P. dordoniensis*, *Globotruncana* sp., bryozoaires, ostracodes, débris d'échinodermes et de madrépores, et algues rouges.

**Faciès de type II.** Les rudistes sont ici également abondants dans certaines passées (fig. 36D) mais leurs débris constituent une plus grande part de la roche et forment des passées sablo-graveleuses (rudstone) ; une matrice boueuse est parfois observable.

Les débris d'origine aragonitique (rudistes à l'exception des Radiolitidés, madrépores, gastéropodes) sont sélectivement remplacés par une calcite en mosaïque et/ou un sédiment silteux ; les espaces intergranulaires présentent plusieurs générations de ciments.

Les débris de rudistes voisinent ceux des madrépores et gastéropodes ; de rares *O. tissoti* et *O. media* ont été observés.

**Faciès de type III.** Ce sont des calcaires gris-beige en bancs épais de 20 à 50 cm, essentiellement distingués des précédents par la présence de nombreux Rhapydionidés (*M. gr. cuvillieri* et *C. salentina*). Il s'agit de calcaires floatstone, packstone-wackestone renfermant des rudistes entiers (et en débris arrondis), et de nombreux Miliolidés, Discorbidés et Rotalidés, ostracodes et gastéropodes. Plus rarement, existent *Dicyclina* sp., *Bigenerina* sp. (voir Drobne et al., 1988, pl. 24, fig. 1), *Peneroplis* (?) sp., *Moncharmontia* sp., *Scandonea* sp., Ophthalmidiidés, *R. saxorum*, *R. trochidiformis*, *R. scarsellai*, *M. apula*, *Stensioina* sp. et quelques tests brisés et émoussés de *O. tissoti* et *S. gr. vidali*.

Ce faciès constitue un ensemble de 10 à 15 m d'épaisseur affleurant en bord de piste (loc "36C", fig. 35) ; les bancs en sont très redressés et affectés d'un renversement, indiqué par les figures géopètes (fig. 36C). Les micrites blanches, d'abord intercalées en minces lits (1 à 20 cm), puis peu à peu dominantes qui constituent les bancs apparemment sous-jacents (faciès de type IV) étaient donc à l'origine superposées au faciès III.

**Faciès de type IV.** Ce sont des calcaires micritiques blancs, mudstone-wackestone, se débitant aisément en minces feuillets, qui n'affleurent qu'en un seul point. Les rudistes et les Rhapydionidés en sont pratiquement absents, alors que sont abondants les Discorbidés, Rotalidés, ostracodes et gastéropodes, associés à quelques Milioles, Ophthalmidiidés, *Bigenerina* sp., *M. apula*. Des algues charophytes de type *Lagynophora* gr. *liburnica* (dét. R. Deloffre) et *T. parvovesiculifera* ainsi que *A. kotori* ont été observées dans les niveaux pauvres en faune.

**Faciès de type V.** C'est un calcaire bréchi que l'on observe en plusieurs localités près du contact avec le "substratum" et à la limite des différents autres types de faciès, à proximité de failles (fig. 35).

La matrice (m, fig. 36B) en est soit une intramicrite à Milioles, benthos hyalin (Discorbidés...) et *Thaumatoporella* sp., soit une micrite microbioclastique à Calciphérulidés, rares *Goupillaudina* sp. et *Globotruncana* sp. et débris de rudistes, d'Orbitoides, de Sidérolites et, exceptionnellement, un test de *Cisalveolina* (provenant du "substratum").

Les éléments sont anguleux à sub-anguleux, de tailles d'ordre centimétrique à métrique ; on y observe :

- en grande majorité, des calcaires bioclastiques à rudistes, *S. gr. vidali* et *Orbitoides* sp. (faciès type I) ;
- des calcaires wackestone à Rhapydionidés (mR)
- des calcaires wackestone-mudstone à Milioles et benthos hyalin (faciès type IV) ;
- des calcaires à Calciphérulidés et ostracodes.

Enfin, un éboulis récolté près de l'endroit où la route de Skoulikaria recoupe la faille bordière occidentale est constitué par un calcaire micritique à *R. liburnica*, *B. cf. arabica* et gastéropodes, faciès typique du Maastrichtien supérieur. Rien ne permet de juger de sa provenance, qui peut être la brèche (faciès type V), un dépôt local tardif, ou encore une brèche cénozoïque affleurant très près de ce lieu (Br-Cp, fig. 35).

L'âge de ces faciès peut être approché par l'examen des divers groupes d'organismes.

- Parmi les rudistes, dont certains jugés indéterminables, *Hippurites heritschi* Kuhn a été reconnu par J. Philip (faciès type III). Cette espèce est connue essentiellement du Maastrichtien depuis l'Italie jusqu'à la Turquie (in Caminiti, 1985, p. 132-133) mais aussi du Campanien de Yougoslavie, associé à *M. lata*, ou *O. tissoti* et *S. gr. vidali* (Gusic et Jelaska, 1990).

- Les grands foraminifères perforés cosmopolites (*Orbitoides* et *Siderolites*) observés dans les faciès de type I sont d'âge campanien sommital - maastrichtien inférieur (Neumann *et al.*, 1984 ; voir fig. 5).
- Les foraminifères porcelanés endémiques (Rhapydioninidés) sont caractéristiques de la biozone CsB6, attribuée à la période Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur.
- Les algues charophytes (*Lagynophora*) sont connues en Yougoslavie septentrionale, dans la formation de Kozina (Bignot, 1972), postérieure aux *Rhapydionina liburnica* de cette région.

Mis à part ces algues, dont la présence est plus probablement significative de l'installation d'un type de milieu que d'une période précise et l'échantillon à *R. liburnica* de provenance suspecte, tout semble montrer que ces faciès se sont déposés au cours de la période Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur. Rien n'indique qu'ils soient précisément tous contemporains, et, au contraire, la présence d'une passée à stratifications subverticales semblent indiquer un remaniement, ou plus vraisemblablement un basculement de bloc au cours de la sédimentation. Il reste que ces faciès sont compatibles entre eux dans un environnement récifal et peuvent faire l'objet d'une tentative de reconstitution, "instantanée" et théorique puisque les relations entre les types de faciès nous restent cachées (fig. 37).

#### **Faciès et signification : un récif et son environnement**

L'absence d'un contact tranché (sinon localement, par des failles verticales récentes) et dépourvu de trace d'érosion entre le "substratum" céno-mano-turonien et les dépôts campano-maastrichtiens constitue une part de l'énigme que nous devons tenter de résoudre. Tout semble cependant indiquer l'existence d'une relation, exempte de toute intervention tectonique postérieure, qui ne peut être que sédimentaire.

Dans ces conditions, on peut proposer un mode d'évolution campano-maastrichtien qui serait le suivant :

- Une première phase correspondrait à l'installation de milieux récifaux voisinant avec des milieux calmes, siège d'une sédimentation micritique banale ; l'existence de Cisalvéolines du "substratum" puis successivement de débris des faciès à rudistes en un même lieu et celle de Cisalvéolines dans une brèche à éléments campano-maastrichtien serait due à un jeu de failles contemporaines (reprises récemment) qui auraient localisé les plus importantes accumulations de brèches actuellement observables.
- Une deuxième phase correspondrait à l'installation du complexe récifal-périrécifal en ambiance plus stable ; on distinguerait :
  - un complexe d'avant-récif (fronto-récifal ?), situé en dessous de la limite d'action des vagues, où des groupements de rudistes (biostromes et bancs) et les produits de leur destruction forment des fonds sableux où abondent les grands foraminifères hyalins et arénacés, accompagnés parfois de plancton (Globotruncanidés) ; ce milieu de type plate-forme externe correspondrait au faciès de type I ;
  - un milieu exposé à l'action des vagues, et modulé par leur action en barres, plages et fonds sableux mouvants, les débris squelettiques (rudistes usés et triés) en constituent le sédiment essentiel, où n'existent que peu d'organismes indigènes ; des circulations d'eaux douces, agressives assureraient la dissolution des débris aragonitiques pendant les périodes d'émersion, liées à la marée ou à des phénomènes plus généraux ; c'est ce dont témoigne le faciès de type II ;

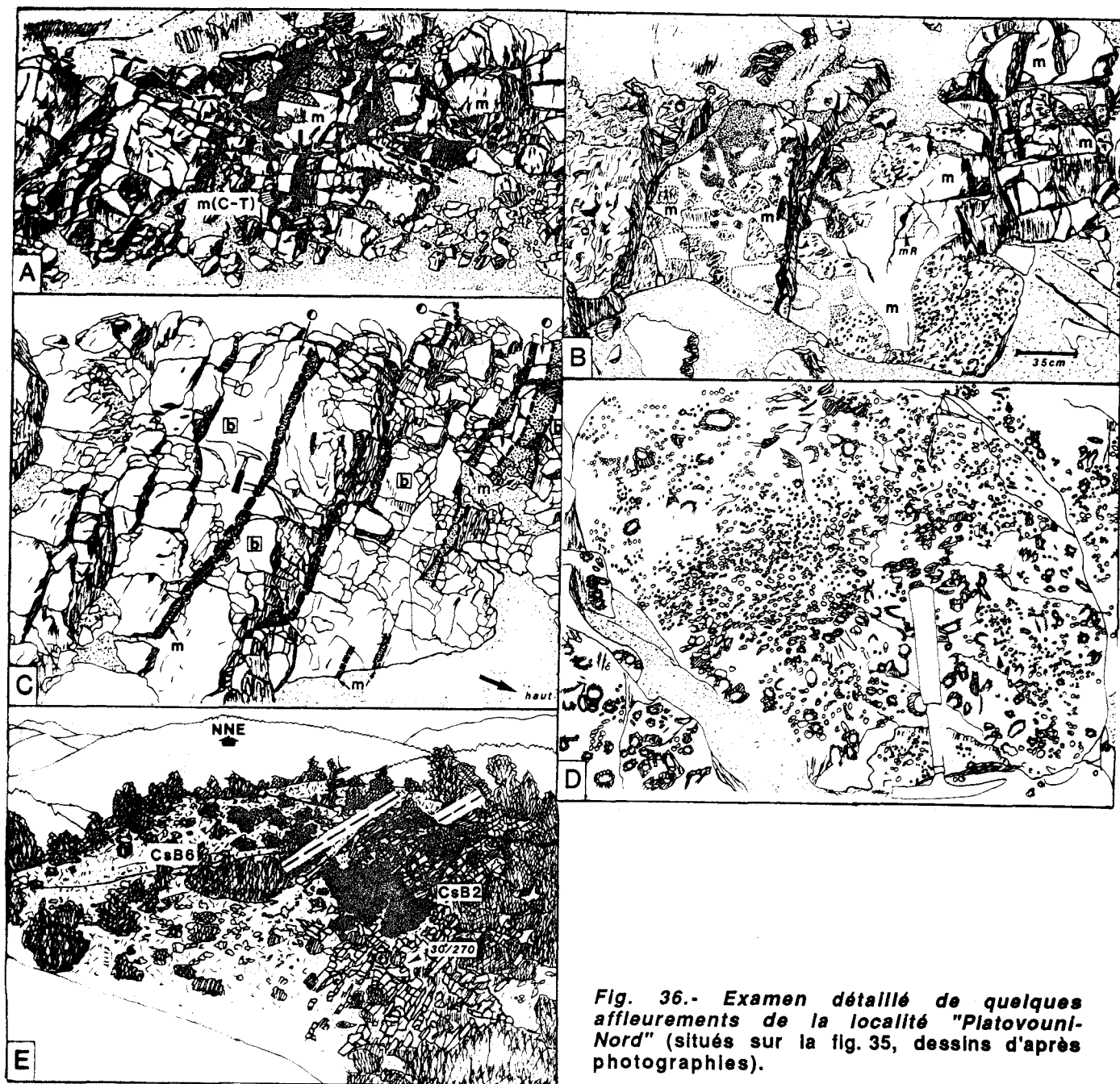


Fig. 36.- Examen détaillé de quelques affleurements de la localité "Platovouni-Nord" (situés sur la fig. 35, dessins d'après photographies).

**36A.-** Contact entre les bancs de micrites du "substratum" - m (C-T) - et les micrites non stratifiés (m) à éléments de calcaires à rudistes et foraminifères campano-maastrichtiens (figuré en croisillons). La limite tracée est arbitraire, sauf vers le milieu de la région figurée (près du marteau), où un stylolite souligne le contact.

**36B.-** Faciès campano-maastrichtien de "type V". Les éléments anguleux divers (calcaires à rudistes -figuré grisé et calcaires à Rhapsidioninidés -mR-) sont noyés dans une matrice micritique -m-. Un test de Cisalvéoline (CsB2) a été observé dans cette localité.

**36C.-** Faciès campano-maastrichtien de "type III" (calcaires bioclastiques -b- montrant des intercalations d'épaisseur croissante des micrites de "type IV" -m-). Les pendages sub-verticaux et la polarité (mise en évidence par les figures géotropes ; les cercles à demi noircis symbolisent les remplissages micritiques des fonds de cavités) indiquent que ces couches appartiennent à un bloc basculé pendant la sédimentation, selon toute probabilité.

**36D.-** Faciès des calcaires à rudistes de "type II" (texture bafflestone).

**36E.-** Contact entre les calcaires bien stratifiés du "substratum" -CsB2- et les calcaires bioclastiques campano-maastrichtiens -CsB6- dépourvus de stratification, sur le flanc E de la crête cotée 1 220 m, depuis le virage en épingle à cheveux de la piste ("36E" sur fig. 35).

- un milieu calme, abrité de la haute mer par le précédent, de type lagon d'arrière récif, dans lequel se développent des organismes endémiques, et où les boues en cours de dépôt reçoivent les débris provenant des milieux plus exposés ; le milieu, typiquement de plate-forme interne est celui qu'indique le faciès de type III ;
- un milieu traduisant un confinement de plus en plus marqué, par la survivance du petit benthos hyalin alors que les Rhapydioninidés disparaissent, puis par le développement des charophytes dans les micrites du faciès de type IV.

L'arrangement spatial possible de ces divers milieux est présenté sur la figure 37. On notera que, à moins que cet épisode de sédimentation n'ait été très court, ce modèle est trop instantané pour pouvoir donner une image précise de la réalité. Nous avons en effet le témoignage d'une tectonique locale active aussi bien pendant la "première phase" que pendant la "deuxième phase", pour autant que les brèches de la base de ces sédiments et que le bloc à stratification subverticale du faciès de type III aient été correctement interprétés ; des modifications ou des migrations du dispositif ont donc dû se produire. Par ailleurs, le développement du faciès de type IV peut fort bien représenter un épisode tardif, qui serait compatible avec l'âge tardif supposé des *Lagynophora* et le mouvement paradoxal d'expansion en surface, alors que s'en exagère le caractère "régressif", des dépôts fini-crétacés (voir "Domaine oriental", p. 72).

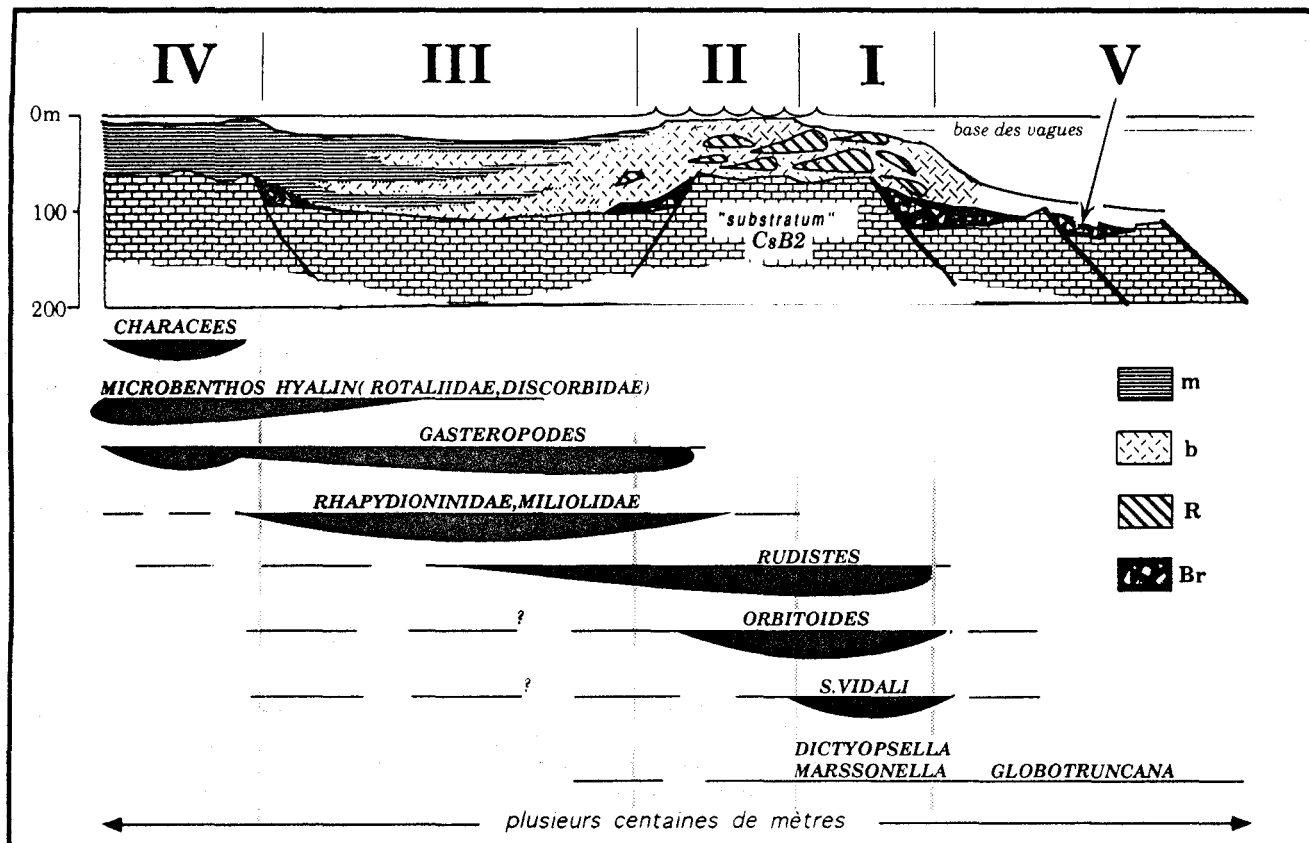


Fig. 37.- Schéma hypothétique de l'organisation spatiale des milieux et des faciès et répartition des peuplements campano-maastrichtiens d'après l'étude des dépôts de l'affleurement "Platovouni-Nord".

Br : brèches (faciès de type V) ; R : corps récifaux à rudistes (faciès de "type I") ; b : calcaire à débris de rudistes (faciès de "type II", essentiellement) ; m : micrites (faciès de "type III et IV").

## 2. Coupe de Pirgi 1 (A2, fig. 34 et 38-39)

Une piste longeant le pied oriental de l'alignement des sommets Pirgi-Ithamos conduit depuis la grande doline "Paliolivadho" vers le N. Avant d'atteindre une nouvelle doline de petite taille (lieu-dit "Sténo"), entre les sommets Pirgi et Karidhi, la piste traverse une petite crête et permet un échantillonnage systématique le long de son talus, complété par des observations sur le flanc de la crête.

Les carbonates cénomaniens constituant le "substratum" local, décrits précédemment (fig. 10, D2), supportent, sans trace d'émergence, d'érosion ou de décollement tectonique :

a. Une formation épaisse de 0 à 3 m, constituée d'éléments de tailles diverses, atteignant parfois 1 m de dimension visible. Leurs faciès en sont variés mais tous présentent des rudistes et leurs débris comme constituants principaux. On y a trouvé en particulier les composants suivants :

- un élément de taille pluri-décimétrique d'un calcaire gris-sombre (intra-biomcrite - sparite) renfermant *M. lata*, *Moncharmontia* sp., *M. apenninica*, *K. tergestina*, *Dicyclina* sp., et d'autres foraminifères et algues habituels du Santonien supérieur (biozone CsB4). C'est le seul élément observé qui ne soit pas contemporain de l'ensemble des autres ;
- plusieurs grands éléments d'un calcaire à rudistes entiers où, dans un hachis de leurs débris se trouvent de nombreux tests de *S. vidali* (1, 2 à 4, 6 mm de diamètre), d'*Orbitoides* sp., *P. dordoniensis*, *Rotalia* sp., *Marssonella* sp. ostracodes, débris de madrépores, débris d'algues Corallinacées et Squamariacées ;
- des éléments de calcaires bioclastiques packstone, grainstone et rudstone à débris de rudistes anguleux à subarrondis, renfermant parfois des foraminifères tels que *O. media*, *P. dordoniensis*, rares Miliolés et débris d'algues rouges ;
- des éléments d'un calcaire bréchifié, biomcrite wackestone (bafflestone) à rares rudistes entiers et nombreux tests de Rhapydioninidés, parmi lesquels *Cyclopseudedomia* sp., *C. klokovaensis*, *Murciella* sp., *M. renzi*, *Rhapydionina* sp. et d'autres foraminifères tels que *Moncharmontia* sp., *Scandonea* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *R. scarsellai* et débris d'*Orbitoides* ou *Lepidorbitoides*, ostracodes, gastéropodes et rares *Terquemella*. Ce même peuplement peut s'observer dans une micrite silteuse à rares débris de rudistes ;
- de nombreux éléments de calcaires micritiques mudstone-wackestone soit azoïques, soit à petits Miliolidés, Ophthalmidiidés, *M. apula*, petit benthos hyalin, ostracodes, débris de rudistes arrondis, *A. katori*, *Thaumatoporella* sp. ;
- des petits éléments microbioclastiques à débris de rudistes, Calcisphéridés et *Minouxia* sp.

Ces derniers éléments ressemblent à la phase de liaison de la formation, qui est une micrite à débris de rudistes de toutes tailles, débris d'*Orbitoides* (*O. tissoti* et *O. media*), *S. vidali*, Rotalidés, *Goupillaudina* sp., *Sirtina* sp., Miliolés, *Cuneolina* sp., *A. conica*, Ophthalmidiidés, Globotruncanidés bicarénés, abondants Calcisphéridés, *Thaumatoporella* et algues rouges.

**Age** : en l'absence de toute forme du Maastrichtien supérieur et mis à part l'élément santonien, l'âge de tous les éléments est compris dans l'intervalle Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur.

b. Des calcaires encore dépourvus de stratification mais où les éléments bréchiques sont exceptionnels ; la présence de Rhapydioninidés fait l'unité de cet ensemble, dans lequel on peut distinguer :

- b1. calcaires crèmes à patine blanche (6,5 m d'épaisseur), renfermant des rudistes épars dans une micrite mudstone-wackestone à figures géopètes. On y observe *M. gr. cuvillieri*, *Cuvillierinella* sp., *C. salentina*, *Cyclopseudedomia* sp. (rare, au sommet), Miliolidés, *S. samnitica*, *Moncharmontia* sp., *Cuneolina-Dicyclina* sp., *Minouxia* sp., *Nezzazatinella* sp., Ophthalmidiidés, *S. surrentina*, Discorbidés, Rotalidés, ostracodes, rares débris d'*Orbitoides*, gastéropodes (souvent dissous et recristallisés), *Thaumatoporella* sp.

La partie inférieure de ces calcaires est traversée par un double système de fentes ou de cavités : les plus anciennes, colmatées par un sédiment bioclastique packstone à débris de rudistes, petits Rotalidés, débris d'*Orbitoides*, ostracodes, rares Miliolés, sont recoupées par un réseau à remplissage microbioclastique ou microsparitique. La partie supérieure des calcaires ne montre que ce dernier réseau.

Vers le milieu de ces calcaires, une passée bréchique épaisse d'un demi-mètre environ, comparable à celle de la division "a", renferme : - des éléments de calcaires bioclastiques à *S. vidali* (3 mm), *O. gr. media* ; - des calcaires packstone-grainstone et rudstone à débris de rudistes, Rotalidés, Miliolidés ; - des calcaires micritiques mudstone à petit benthos hyalin ; - éléments d'un calcaire packstone-grainstone à débris de rudistes, d'échinodermes, de *Siderolites*, *S. orbitoidiformis*, Globotruncanidés, *Goupillaudina* sp., Rotalidés, ostracodes et abondants Calcisphéridés. Ce dernier type d'élément correspond assez bien à la phase de liaison de la brèche, dans laquelle on a pu déterminer un test de *O. media megaliformis*.

**Age** : les Rhapydioninidés caractérisent le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (biozone CsB6). *O. megaliformis*, réputé apparaître au Campanien sommital, indiquerait un niveau relativement récent dans cet intervalle.

- b2. calcaires bioclastiques, calcaires à rudistes (et passées bréchiques vers le sommet), d'une épaisseur totale de 18 m.

Les calcaires bioclastiques (packstone-grainstone) à débris de rudistes (subanguleux, de dimensions inférieures au mm) qui renferment, à la base de la subdivision, *Cyclopseudedomia* sp., *C. klokovaensis*, *Murciella* sp., *M. gr. cuvillieri*, Miliolidés, *Dicyclina* sp., ostracodes, débris d'algues Squamariacées, s'enrichissent considérablement au sommet de tests de *C. klokovaensis* (proloculus : 0,6 mm), *Rhapydionina* sp. (formes "simples"), *S. samnitica*, *Moncharmontia* sp., *Minouxia* sp., Ophthalmidiidés, madrépores isolés, parfois débris de *Orbitoides*.

Les calcaires micritiques à rudistes (bafflestone) qui s'intercalent dans les précédents renferment la même association, appauvrie.

Les passées bréchiques du sommet sont comparables à celles des divisions "a" et "b1" ; la phase de liaison renferme de nombreux débris de rudistes et d'échinodermes, débris d'*O. tissoti*, *O. media*, *S. vidali* (et *S. calcitrapoides* ?) et rares *Sivasella monolateralis*, *Orbitokathina vonderschmidti*(?), Rotaliidés, *Dicyclina* sp. et Calcisphéridés. On y distingue les éléments particuliers suivants : - une biomicrosparite à *M. lata* et association typique de la biozone CsB4 (Santonien supérieur) ; - une biocalcarénite à *S. vidali*, *O. media megaliformis* ; - un calcaire bioclastique à *Cyclopseudedomia* sp. ; - des calcaires micritiques à petit benthos hyalin, Ophthalmidiidés, Miliolés ou à *A. kotori*.

**Age** : les Rhapydioninidés cités caractérisent la biozone CsB6 (Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur). *S. monolateralis* est connue (en association avec *O. tissoti*) dans le même intervalle (sous-zone de Tripolitza : Zambetakis-Lekkas, 1988). *O. media megaliformis* (réputée apparaître au Campanien terminal, selon Neumann 1983) indiquerait un épisode tardif dans cet intervalle.

- c. Des calcaires blanc-crème (12 m) dont la stratification devient peu à peu discernable. On y distingue successivement :

- c1. des calcaires (biomicrites wackestone, floatstone), renfermant quelques rudistes dans une micrite à Discorbidés, Rotaliidés, *S. surrentina* (3,5 m) ;
- c2. des calcaires (micrites mudstone - wackestone) montrant des fenestrae, figures géopètes, biolaminations, phénomènes de dissolution (moules de tests) et une riche association comprenant *C. smouti*, *C. klokovaensis*, *Murciella* sp., *Rhapydionina* sp. (au moins deux types de la forme simple), *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Moncharmontia* sp., *Scandonea* sp., autres Miliolidés et très abondants Ophthalmidiidés, Discorbidés, Rotaliidés, grands gastéropodes et *Terquemella* sp. (3,5 m) ;
- c3. des calcaires, floatstone à la base, rudstone au sommet, où les espaces intergranulaires présentent un colmatage multiphasé (ciment équigranulaire et microstalactitique, caractéristiques des milieux vadoses intertidaux-supratidaux "beach-rock", suivis de ciments fibreux et en mosaïque des milieux phréatiques marins). A côté de nombreux débris arrondis de rudistes, tests usés de Rhapydioninidés, débris d'*Orbitoides* et *Siderolites*, Miliolidés, *Dicyclina* ; on observe des intraclastes micritiques à *Cyclopseudedomia* sp., Miliolidés, petit benthos hyalin, et des intraclastes de calcaires bioclastiques (2 m) ;
- c4. des alternances - de calcaires biomicritiques mudstone (-wackestone) à fenestrae et figures géopètes renfermant de nombreux Discorbidés, Rotaliidés, Ophthalmidiidés, *Dicyclina* sp., *Moncharmontia* sp., quelques *N. picardi*, *Cuvillierinella* sp., *Murciella* sp., *Rhapydionina* sp., *Cyclopseudedomia* sp. (?), grands Miliolidés, gastéropodes, débris d'algues Dasycladales et *Thaumatoporella* ; - de calcaires bioclastiques packstone à débris de rudistes, nombreux tests de grands Miliolidés dont *Scandonea* sp., *Dargenioella* sp., *Nummoloculina* sp. et Rhapydioninidés (*Cuvillierinella* ou *Murciella* sp.), *Cuneolina* sp., débris de *O. tissoti*, de *Siderolites* sp. et *Globotruncana* sp. (?) (3,5 m).

**Age** : campanien supérieur - maastrichtien inférieur.

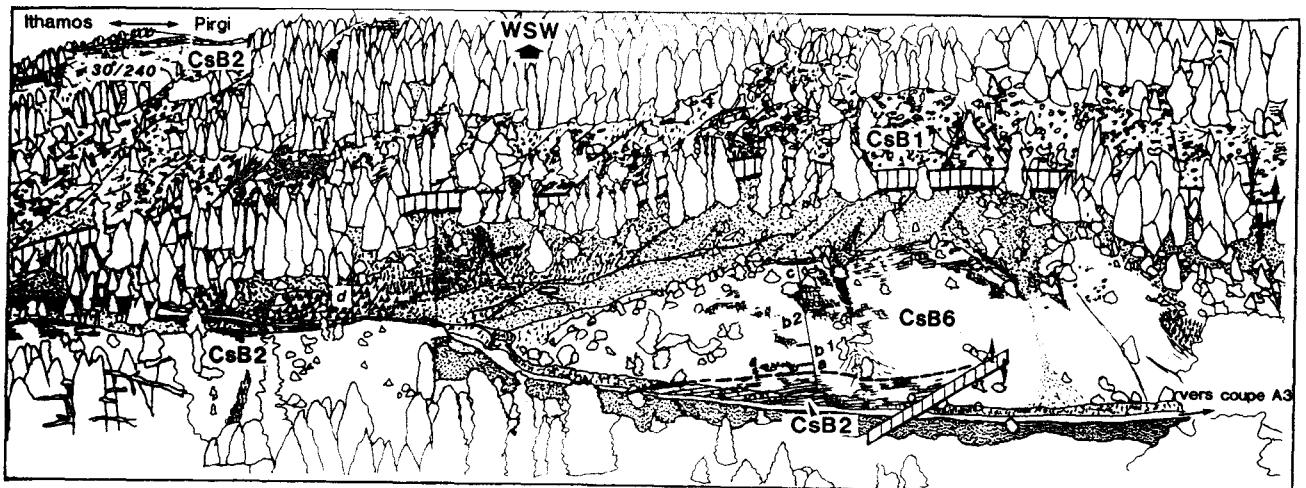


Fig. 38.- Vue d'ensemble sur la coupe "Pirgi 1" (A2) au pied oriental de la crête Ithamos-Pirgi.

L'observation ne peut être poursuivie au sommet de la crête, où des dépôts superficiels cachent les affleurements. On trouve la suite de la série au bord de la piste en se dirigeant vers le S (fig. 38).

d. On observe quelques bancs de dolomies blanches litées puis, après un passage caché par une terre rouge, une masse de brèche (d'épaisseur indéterminable) caractérisée par des blocs anguleux de calcaires et dolomies blancs riches en *R. liburnica*, *Murciella* sp. et gastéropodes.

Age : maastrichtien supérieur (biozone CsB7).

La brèche, encore observable plus au S en bord de route, y renferme en outre des éléments paléocènes.

**Faciès et signification**

Une nouvelle fois, le contact observable dans de bonnes conditions entre le "substratum" cénomaniens et les sédiments campano-maastrichtiens s'avère dépourvu de toute particularité évoquant une émergence, une érosion ou une superposition tectonique.

Les brèches témoignent pourtant de l'action synsédimentaire de l'érosion mécanique. Certains débris (divisions a et b2) montrent que le substratum est l'objet d'un démantèlement ; la plupart des autres d'un âge comparable à celui du sédiment en place montrent qu'instabilité et érosion concomitante ne cessent pas pendant la période considérée. Les fentes remplies de sédiment (division b1) témoignent des mêmes influences tectoniques, qui seraient de nature distensive.

Les sédiments en place, tous attribuables -sauf au sommet de la coupe- à la période Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur témoignent de deux types de milieux :

- d'abord soumis aux influences de la mer ouverte (Globotruncanidés, Calcisphéridés), mais dans un cadre protégé, calme, où les débris d'organismes constructeurs et les sables bioclastiques associés viennent s'ajouter aux débris rocheux dans une boue ;

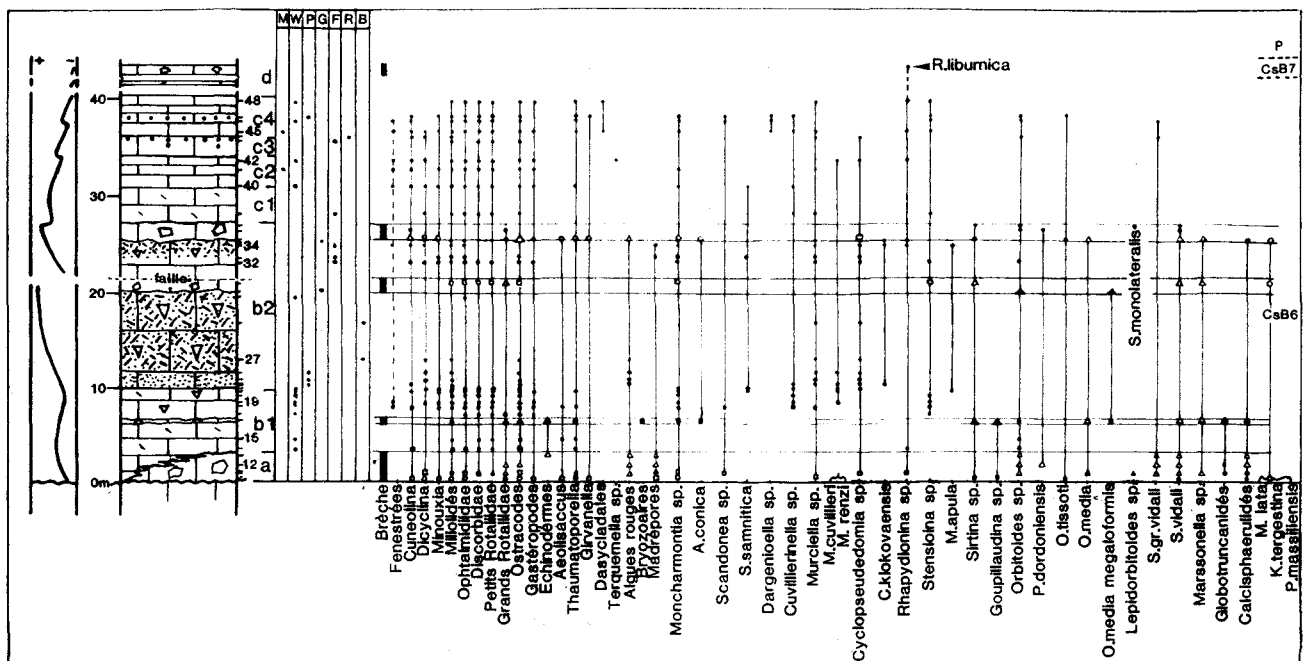


Fig. 39.- Coupe de "Plrgl 1" (A2).

La composition des peuplements est donnée pour les sédiments en place et pour les éléments des brèches : dans les lignes horizontales concernées, un même signe (figure géométrique claire ou sombre) se rapporte à un même élément de la brèche.

- ensuite, plus fermés, comme l'indique le peuplement "endémique" (Rhapydioninidés) et finalement de type lagunaire (petit benthos hyalin, figures sédimentaires et diagénétiques d'émergence) en particulier au Maastrichtien supérieur (dolomies à *R. liburnica*).

La nature variée des éléments bréchiques pénécontemporains montre que si la succession des deux types de milieux correspond à une tendance "régressive" générale déjà observée précédemment, leur coexistence latérale à certains moments doit être admise.

On en déduira qu'au cours de la période considérée, la tectonique synsédimentaire (et antérieure ?) crée et entretient une morphologie complexe, liée à la position relative de différents blocs dont certains doivent constituer des îles et d'autres des bassins plus ou moins abrités, profonds ou isolés.

### 3. L'affleurement de Pirgi 2 (A3, fig. 34 et 40)

La piste recoupant l'affleurement précédent s'arrête 500 m plus au N, au pied d'une petite colline constituée de calcaires bréchiques reposant sur un "substratum" cénomaniens (décrit précédemment : fig. 10, D1).

Le contact entre le "substratum" et les calcaires bréchiques, observé au S de la colline, n'est signalé que par l'âge des dépôts, sans trace de discontinuité, de ravinement ou de décollement.

La série bréchiqne, échantillonnée au N et sur le flanc E de la colline, est épaisse de 40 à 50 m. On y distingue :

a. Sur une trentaine de m, des blocs apparemment dépourvus de racines, de dimensions d'ordre métrique à décamétrique, sans phase de liaison discernable ; on peut y reconnaître :

- des blocs métriques de calcaires bioclastiques floatstone, bafflestone à rudistes entiers et en débris anguleux, accompagnés de quelques *O. tissoti*, *O. media*, *S. calcitrapoides* (un bloc), Globotruncanidés, ostracodes, algues encroûtantes ;
- des blocs centimétriques à métriques de calcaires micritiques mudstone-wackestone, dont certains montrent des fenestres à remplissages géopètes et des fissures colmatées par une micrite claire ; on y observe des Rhapydioninidés (*Rhapydionina* sp., *C. smouti*, *Murciella* sp.), Miliolidés, Ophthalmidiidés, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Moncharmontia* sp., petit benthos hyalin, gastéropodes et débris de rudistes ;
- un très grand bloc (fig.40), caractérisé par une alternance de calcaires clairs bien lités et de dolomies blanches, dont la stratification, bien visible, presque parallèle à la pente topographique, montre un pendage constant de 50-60°/90. Les micrites mudstone-wackestone à intraclastes, traces de bioturbation, figures fenestrées à remplissage géotrope et phénomènes de dissolution précoce des tests aragonitiques, renferment des Rhapydioninidés (*Rhapydionina* sp., *R. liburnica*, *Murciella renzi* ?, nombreux Miliolidés, Ophthalmidiidés, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Minouxia* sp., *Moncharmontia* sp., petit benthos hyalin, ostracodes, gastéropodes et *R. radoiciciae*. Un niveau riche en rudistes renferme de très abondantes *R. liburnica* (formes A et B), "*B. cf. arabica*", une algue Dasycladale, *Cymopolia tibetica* (jamais encore signalée dans des régions plus occidentales que l'Irak) et une algue Gymnocodiacee, *Permocalculus gavrovoensis* (dont le type a été choisi dans cette localité -Deloffre *et al.*, 1991- et qui n'est connu que dans les Monts Valtou, pour l'instant).

Un réseau de fissures à remplissage micritique ou microbioclastique recoupe cet ensemble ; il est particulièrement dense vers le sommet où le remplissage microbioclastique renferme des débris de Globigérinidés probablement cénozoïques.

**Age** : certains blocs renferment des peuplements d'âge campanien supérieur - maastrichtien inférieur, d'autres blocs sont typiquement d'âge maastrichtien supérieur, ce qui permet d'apprécier l'âge de la brèche, en l'absence de tout bloc cénozoïque.

b. Sur une dizaine de m, les mêmes faciès se trouvent dans des blocs de dimensions d'ordre centimétrique, associés à des éléments paléocènes dans une matrice microbioclastique benthoplanctonique datée du Paléocène supérieur.



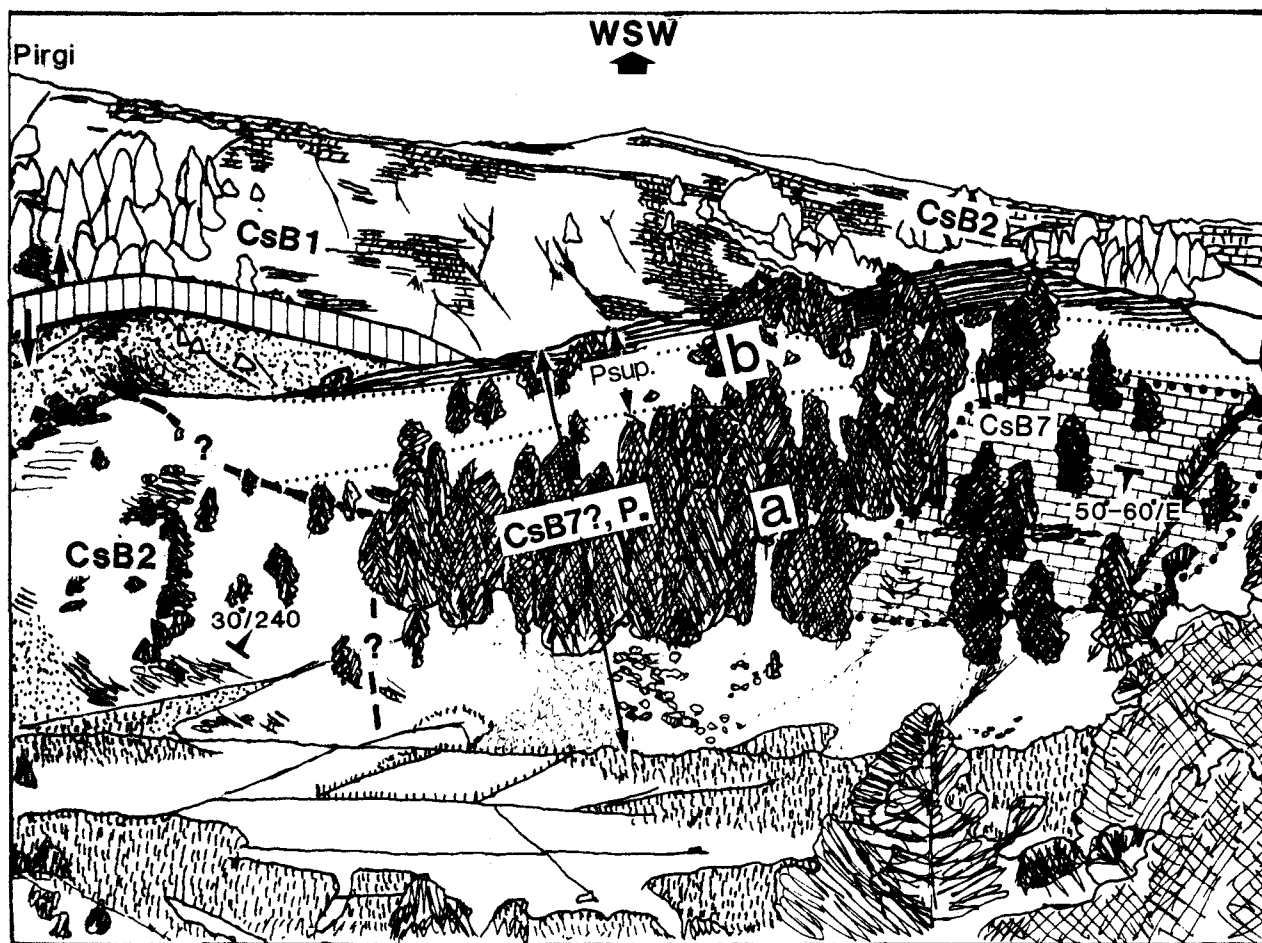
### **Facès et signification**

Une nouvelle fois, le contact observé entre le "substratum" et les sédiments campano-maastrichtiens ne renseigne pas sur les causes de l'absence de sédiments turono-sénoniens.

Pour le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur, nous avons de nouveau le témoignage indirect de la coexistence de milieux récifaux-périrécifaux et des milieux abrités où prolifèrent les Rhapydioninidés.

Pour le Maastrichtien supérieur, le milieu d'arrière-récif apparaît très singulier en raison de la prolifération d'algues jamais observées dans les nombreux gisements de *R. liburnica* connus par ailleurs en Grèce particulièrement, en Turquie, en Yougoslavie et en Italie. Seule l'étroite intrication des divers milieux de vie permise par la tectonique locale peut rendre compte de telles particularités (voir discussion in Deloffre et al., 1991).

Par ailleurs, la brèche elle-même, la relative diversité des faciès qui s'y trouvent rapprochés, et le réseau de fissures qui la recoupe témoignent plus ou moins directement de cette tectonique. Une faible indétermination demeure en effet, dans la mesure où l'on n'a pas pu s'assurer de l'âge du sédiment dans lequel s'est accumulée la brèche, ni de l'âge du réseau de fissures, qui apparaît en tout état de cause postérieur au dépôt de la brèche.



**Fig. 40.- Vue d'ensemble sur l'affleurement "Pirgi 2" (A3), au pied oriental du sommet Pirgi.**

On distingue, vers la droite, un grand bloc dont la région la plus élevée constitue la localité-type de *Permoalculus gavrovoensis* Deloffre, qu'accompagnent de nombreuses *R. liburnica* et *Cymopolia tibetica*.

CsB1-CsB2 : "substratum" cénonomanien ; CsB7 : Maastrichtien supérieur ; P sup. : Paléocène supérieur.

#### 4. Les affleurements d'Ithamos (A4, fig. 34 et 41)

Ces affleurements sont situés au bord d'une doline occupant le pied occidental de la crête joignant les sommets Ithamos et Pirgi.

a. Le plus méridional de ces affleurements fut signalé par IGRS-IFP (1966, p. 61) ; il est actuellement traversé par une piste qui ne montre cependant pas clairement le contact avec le "substratum" (les calcaires de la biozone CsB2) ni même l'organisation interne du sédiment. Il semble s'agir d'une brèche, constituée d'éléments de dimensions atteignant l'ordre du m, joints par une micrite datée du Paléocène supérieur. Outre des éléments paléocènes (décrits plus loin), on peut y distinguer les types de blocs suivants :

- un calcaire intramicritique wackestone-packstone, renfermant *M. lata*, *K. tergestina* et l'association habituelle du Santonien supérieur (biozone CsB4) ;
- un calcaire bioclastique grainstone-rudstone à débris de rudistes anguleux, accompagnés de quelques *M. cuvillieri* et Miliolidés ; il s'agit du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur ;
- plus abondants, des calcaires bioclastiques packstone, floatstone, rudstone, à débris de rudistes anguleux mal triés, souvent recristallisés, renfermant *S. calcitrapoides*, *O. apiculata*, *O. media*, *Lepidorbitoides* sp. (dont *L. socialis*), *H. beotica*, *O. macroporus* (rare), Rotaliidés, *Marssonella* sp., ostracodes, bryozoaires, débris d'échinodermes, de madrépores et algues encroûtantes (*Solenomeris* sp.) ; le Maastrichtien supérieur est bien caractérisé.

b. L'affleurement septentrional (fig. 41) est recoupé par la même piste. Le contact entre le "substratum" cénomaniens et les dépôts suivants (distingués seulement par leur aspect chaotique), observable en dehors de la piste, apparaît dépourvu de toute particularité :

- vers le S, et à la base (?), on observe des blocs de dimensions métriques à plurimétriques de calcaires campano-maastrichtiens associés à des éléments paléocènes (plus petits, centimétriques) ;
- plus au N, les éléments crétacés et paléocènes sont plus petits et sont associés à des calcaires planctoniques à nodules siliceux.

Une partie de l'affleurement, montrée sur la figure 41, renferme d'intéressants faciès finicrétacés.

- b1. Des calcaires (sur 5 à 6 m d'épaisseur) et des dolomies grises micritiques, mudstone, wackestone, montrant localement des passées bioclastiques (packstone, grainstone) à rudistes entiers et en débris.

Les faciès micritiques renferment soit une association à *Cyclopseudedomia* sp., *Rhapydionina* sp., Miliolidés, microbenthos hyalin, gastéropodes et *R. radoiciciae*, soit une association à *Cuvillierinella* sp., *Rhapydionina* sp., Miliolidés, *Moncharmontia* sp., *Dicyclina* sp., *R. scarsellai*, microbenthos hyalin et *Thaumatoporella* sp.

Les faciès bioclastiques renferment soit une association à *Cuvillierinella* sp., Miliolidés, Ophthalmidiidés, *Bigennerina* sp., débris d'*Orbitoides* (dont *O. media* : Li + li ~ 530 µm), microbenthos hyalin et algues Dasycladales (*Cymopolia tibetica* ou cf. *morelletorum*), soit une association à *Cyclopseudedomia* (dont *C. hellenica*), *M. cuvillieri*, Miliolidés, Ophthalmidiidés et *Minouxia* sp.

- b2. Des calcaires et dolomies, blanc-crème, micritiques, mudstone-wackestone à tests de gastéropodes et lamellibranches dissous et remplis de silts ou de sparite. Ils sont très riches en organismes variés ; on y trouve plusieurs types de *Rhapydionina* sp. (dont *R. liburnica*), *Murciella* sp. (localement), Miliolidés, Ophthalmidiidés, "*B. cf. arabica*", *Cuneolina* sp., *Moncharmontia* sp., *Laffiteina mengaudi*, petits benthos hyalin, ostracodes, radioles d'échinodermes et *R. radoiciciae*.

Ces éléments sont environnés de brèches (p) renfermant des éléments, plus petits, paléocènes et crétacés mêlés. Les blocs crétacés atteignent parfois des dimensions d'ordre métrique comme en témoigne la fig. 42.

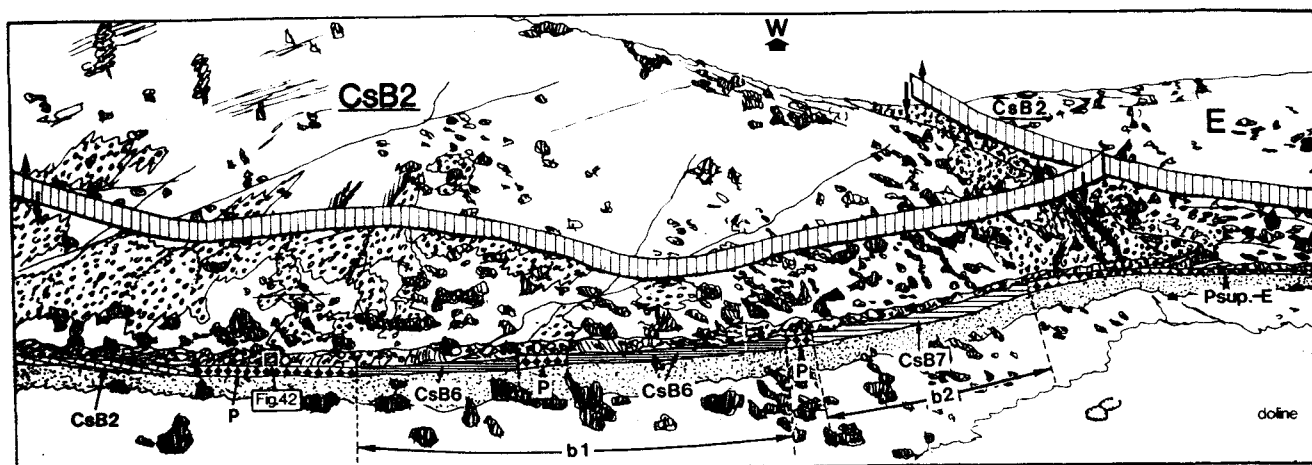


Fig. 41.- Vue d'ensemble sur l'affleurement d'Ithamos (A4) - partie septentrionale.

CsB2 : "substratum" cénomaniens ; CsB6 - CsB7 : carbonates du Campanien-Maastrichtien ; P : brèche à éléments paléocènes ; E : calcaires planctoniques éocènes.

Ces éléments d'âge respectivement campanien supérieur - maastrichtien inférieur et maastrichtien supérieur sont mêlés à des éléments de calcaires paléocènes qui témoignent de la sédimentation de l'ensemble au cours du Paléocène ou plus récemment encore. Ils nous permettent de compléter nos informations sur les types de milieux qui ont pu coexister sur la plate-forme.

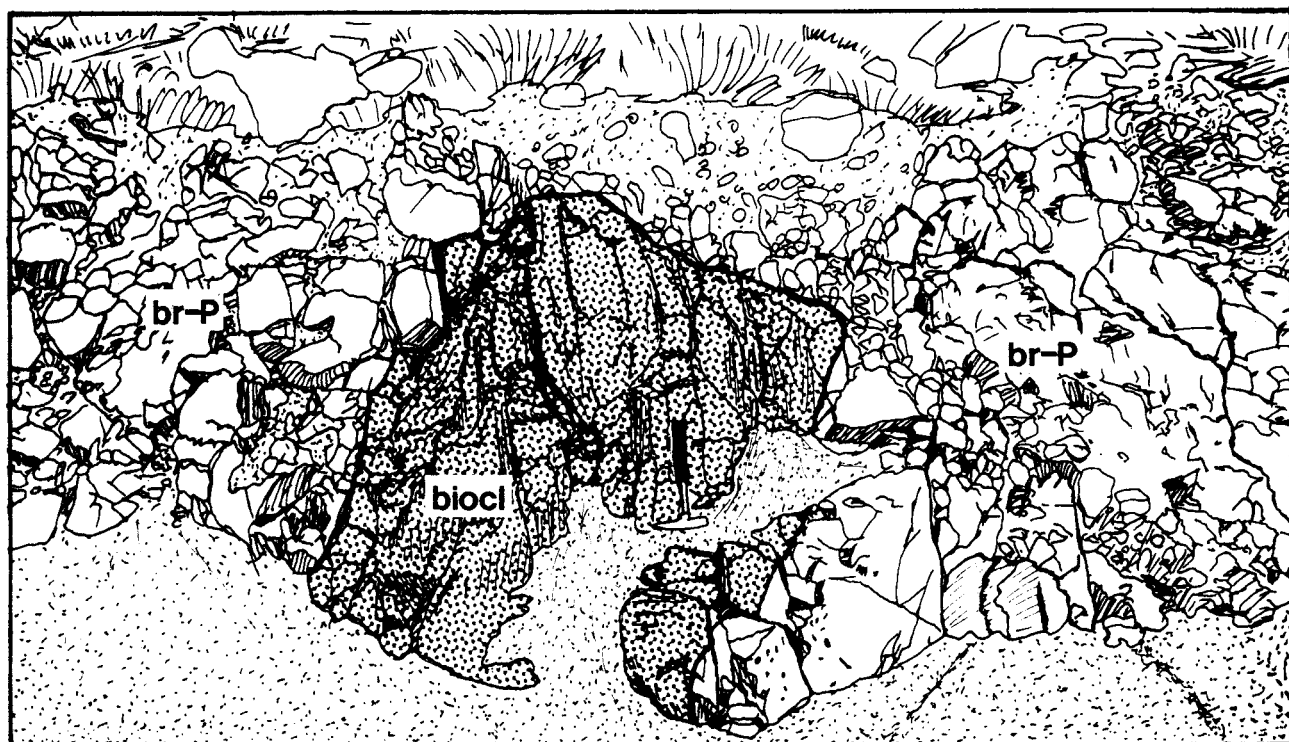
### **Facès et signification**

Quelle que soit l'origine de ces blocs, qui ne saurait être lointaine au vu de leurs tailles, nous trouvons ici quelques confirmations de faits déjà établis et un nouvel élément.

Pour le Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur, l'alternance des micrites et des faciès bioclastiques, le mélange (même s'il résulte d'un déplacement *post-mortem*), des Rhapydioninidés et d'Orbitoides témoignent de l'étroite juxtaposition des types de milieux imposant habituellement la ségrégation de ces types d'organismes.

Pour le Maastrichtien supérieur, nous avons pour la première fois témoignage d'un milieu récifal-périrécifal à forte production bioclastique, à l'abri duquel se développaient les milieux protégés et calmes où proliféraient les *R. liburnica* et qui étaient parfois soumis à l'émersion et à la percolation des eaux météoriques agressives.

Pour les deux périodes, il n'est sans doute pas fortuit que les sédiments à Rhapydioninidés renferment des algues Dasycladales. Comme nous l'avons souligné (Deloffre *et al.*, 1991), c'est la proximité de la barrière récifale -c'est-à-dire les influences de la mer ouverte- qui permet ces floraisons, absolument inconnues dans les affleurements de même âge et de même faciès, nombreux dans les plates-formes adriatico-égéennes et particulièrement en Grèce.



**Fig. 42.- Bloc de calcaire bioclastique packstone à débris de rudistes subarrondis, débris micritiques et rares miliolés (biocl) pris dans la masse de la brèche paléocène (br - P). Localisation sur fig. 41.**

### 5. L'affleurement d'Ano Kambos (Platovouni S) (A5, fig. 34 et 43)

La crête de Platovouni, constituée de carbonatés datés des biozones CsB1 - CsB3 (Cénomanién à Sénonien inférieur), est séparée de la région basse percée de dolines qui s'étend à l'E par une faille de rejet supérieur à 300 m. A l'E de cette faille, une piste recoupe des affleurements d'un ensemble bréchique d'épaisseur impossible à évaluer en raison de l'absence de stratification et des nombreuses failles qui l'affectent.

Le contact de ces brèches sur le "substratum" (CsB3) est observable en un seul point, le long de la piste en un petit col (fig. 43) ; il n'est identifiable que par le faciès et l'âge des deux ensembles rocheux.

Vers le N de l'affleurement, les faciès microbréchiques à mélanges de faunes benthiques et planctoniques sont datés de l'Eocène et seront décrits par la suite (B5, p.158-159).

Vers le S, l'ensemble bréchique est daté du Paléocène supérieur. Les éléments de cette brèche, de tailles d'ordre centimétrique à décimétrique, sont d'âge paléocène et créacé ; seuls ces derniers seront décrits ici. On observe, en suivant la piste du S vers le N, sur une distance d'environ 200 à 250 m :

a. Une unité d'apparence chaotique, dont les éléments sont liés par une micrite ou une microbioclastite renfermant des tests entiers ou des débris de *O. tissoti*, *O. media*, *O. apiculata*, *S. calcitrapoides*, rares *O. macroporus*, *Lepidorbitoides* sp. ; *H. beotica*, Rotaliidés, *Loftusia* sp., Globotruncanidés, rudistes, échinodermes, Calcsphéridés du Maastrichtien et des témoins paléocènes (madrépores, Globigérinidés, algues Dasycladales, *Microcodium* ; voir aussi A6, p.150). On distingue :

- de nombreux éléments centimétriques de calcaires mudstone à wackestone, à Miliolidés, Ophthalmididés, microbenthos hyalin, *A. kotori*, dont l'âge est incertain (turonien-sénonien, en général) ;
- un ensemble, de dimension métrique à plurimétrique, de calcaire beige clair à patine blanche, à petits rudistes isolés, renfermant *M. lata* et l'association habituelle de la biozone CsB4, datant le Santonien supérieur ;

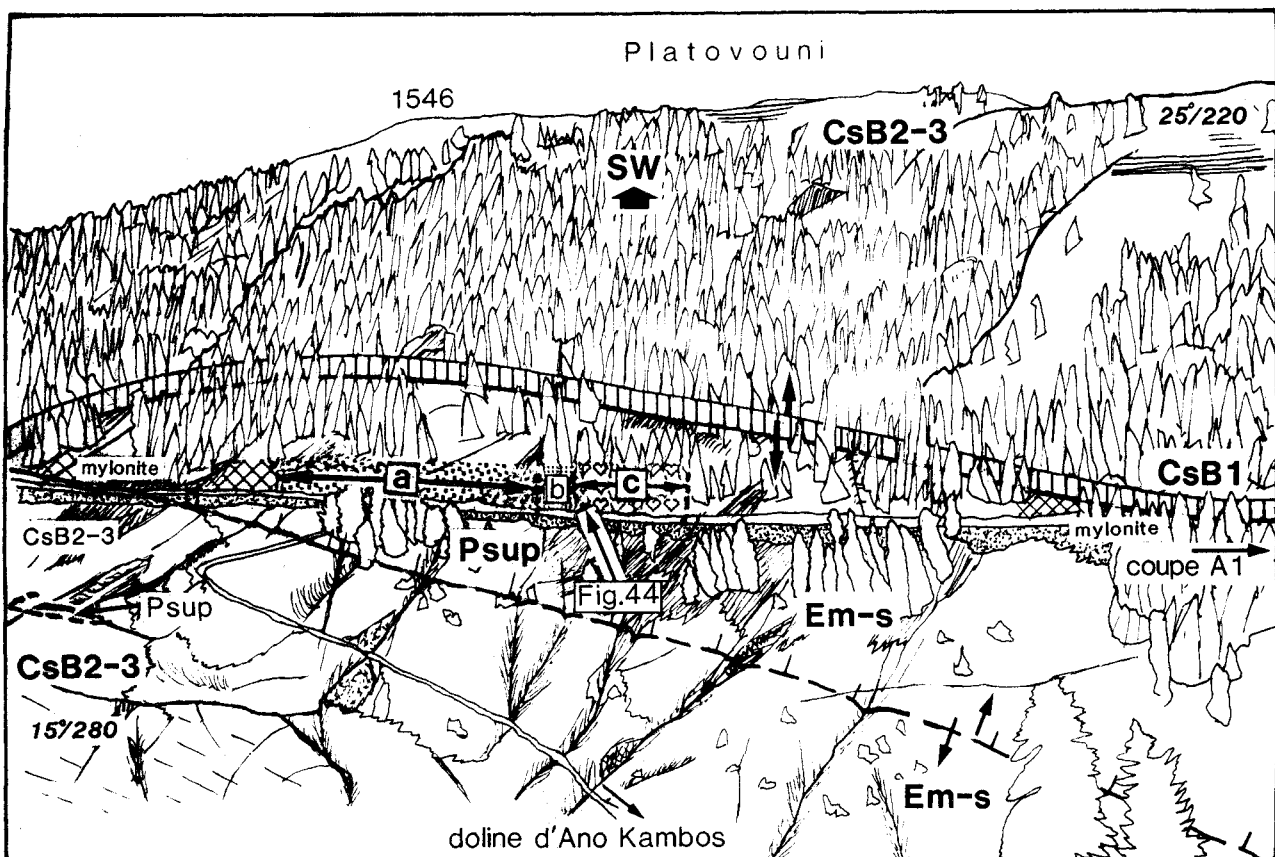


Fig. 43.- Vue d'ensemble sur l'affleurement d'Ano Kambos - Platovouni S (A5).

CsB1 - CsB2-3 : "substratum" cénomano-turonien ; P sup : Paléocène supérieur ; Em-s : Eocène moyen à supérieur.

- de rares éléments de calcaire packstone, floatstone à débris de rudistes subarrondis à Rhapydioninidés (*M. cuvillieri*), Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Moncharmontia* sp., ostracodes, gastéropodes, lamellibranches, du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur ;
- de rares éléments, de tailles décimétriques, de calcaires blancs mudstone-wackestone à débris de rudistes subarrondis, bioérodés en périphérie, associés à *R. liburnica*, Miliolidés, *Dicyclina* sp., microbenthos hyalin, gastéropodes, lamellibranches, débris de madrépores et nombreux débris de *Permocalculus gavrovoensis*, du Maastrichtien supérieur ;
- de nombreux éléments de calcaire bioclastique packstone et grainstone et/ou rudstone à rudistes entiers et en débris centimétriques à millimétriques anguleux, renfermant *O. media*, *O. apiculata*, *S. calcitrapoides*, *S. granulata*, et débris de petits Rhapydioninidés à structure fine (il s'agit très vraisemblablement d'un représentant du genre *Pseudedomia*), ostracodes, bryozoaires, débris d'échinodermes, de madrépores, d'algues Dasycladales (*Cymopolia* sp.) et encroûtantes (*Solenomeris* sp.) et Calcisphérulidés du Maastrichtien supérieur.

b. Une microbrèche, également d'âge paléocène supérieur, résultant de la diminution progressive de la taille des éléments, qui se mélange finalement, de manière irrégulière, avec une micrite grise, sur lesquels repose l'ensemble suivant, par l'intermédiaire d'une surface ondulée (fig. 44).

c. Un grand ensemble, de plusieurs m d'épaisseur au moins, constitué de calcaires à consistance crayeuse comprenant uniquement des bioclastes, parmi lesquels de nombreux rudistes et leurs débris centimétriques à millimétriques, généralement mal triés. On distingue :

- des faciès grainstone-rudstone dans lesquels les débris, conservant une simple enveloppe micritique, sont remplacés soit par une sparite granuleuse, soit par un silt microcristallin ;
- des faciès floatstone-packstone, dans lequel un litage (sub-horizontal) dû à l'orientation des plus grandes particules est observable ; les espaces intra et interparticulaires sont tapissés par une sparite de type "dent de chien" et entièrement colmatés par des silts micritiques. Cette micrite, présentant une patine jaunâtre à blanchâtre, est ordinairement dépourvue de litage ; elle a été observée en superposition d'un silt microcristallin riche en ostracodes d'un fond de cavité.

Les peuplements de ces calcaires sont riches :

- parmi les rudistes récoltés, J. Philip a déterminé *Joufia* sp., *Rajka* sp., *Lapeirousia* sp., *Pironea* sp. et *Hippurites heritschi* ;
- en lame mince, on reconnaît de nombreux *O. apiculata*, de diamètre atteignant 16 mm, *O. tissoti*, *O. media*, *S. calcitrapoides*, *Lepidorbitoides* sp., *H. beotica*, *Sirtina* sp., *Goupillaudina* sp., *Sulcoperculina* sp. (?), Rotallidés, *Loftusia* sp. (figurées in Fleury et al., 1990), des débris de Rhapydioninidés à structure fine, rares Miliolés, *Marssonella* sp., ostracodes, bryozoaires, gastéropodes, débris d'échinodermes et de madrépores, rares algues Dasycladales (*C. tibetica* ?) et encroûtantes (*Solenomeris* sp., *P. album*) et Calcisphérulidés dans les faciès microbioclastiques principalement.

Ces faciès du Maastrichtien supérieur, sont en contact latéral abrupt (par faille ?) avec des faciès à madrépores paléocènes et la brèche éocène (B5, p. 158-159) qui affleure plus au N.

### **Faciès et signification**

Une nouvelle fois, les blocs observés ne semblent pas pouvoir, pour la plupart, provenir d'une patrie éloignée, mais l'aspect du contact de base de la formation ne nous renseigne pas sur la nature des phénomènes responsables de la lacune sénonienne.

La présence d'éléments, ici particulièrement grands, d'âge santorien supérieur, nous indique que cette époque était représentée alentours par les faciès bien connus à l'E du massif.

Le développement, aux alentours, des milieux protégés, habités par les Rhapydioninidés, nous est témoigné pour toute la période Campanien supérieur - Maastrichtien (biozones CsB6 et 7).

Le grand ensemble des calcaires bioclastiques reposant sur des sédiments paléocènes ne peut être que d'origine locale, préservé après glissement (basculement ?) et chute dans une dépression où la sédimentation avait lieu au Paléocène et où elle se maintiendra au cours de l'Eocène.

Pour ce qui concerne le Maastrichtien supérieur, ce bloc témoigne d'un milieu très particulier, signalé par l'aspect "craeux" du sédiment, permettant le dégagement de certains rudistes, par l'abondance des grands foraminifères hyalins et la présence tout à fait exceptionnelle des *Loftusia* sp. La proximité des organismes constructeurs, le type sableux à sablo-graveleux d'une partie des faciès indiquent un milieu de

plate-forme externe, situé au pied d'une construction récifale (milieu fronto-récifal) mais en dehors de la pleine influence de l'action des vagues, si l'on en croit le mauvais tri des débris. Ces dépôts subirent des phases ultérieures de dissolution-remplissage qui peuvent témoigner d'une émergence de la région récifale vers la fin du Crétacé, ou encore d'une histoire contemporaine ou postérieure à la mise en place du bloc dans les sédiments paléocènes.

Quoi qu'il en soit, la présence insolite des *Loftusia* est bien significative d'un milieu particulier. Ce grand foraminifère arénacé, très fréquent dans le Maastrichtien des régions arabo-persiques, est en effet exceptionnel dans les régions méditerranéennes actuelles et semble se trouver partout dans des environnements de bordure de plate-forme qui sont ceux que nous découvrons ici pour la première fois sur la nôtre.

#### 6. L'affleurement situé entre les sommets Gavrovo et Pratina (A6, fig. 34)

Une colline située au sein d'un compartiment abaissé entre ces deux sommets offre des affleurements de calcaires bioclastiques maastrichtiens, précédemment signalés par IGRS-IFP (p. 61 et coupe 6, fig. 55) ; c'est seulement à l'W de la colline qu'en un point, la superposition de ces calcaires à ceux du Santonien (décrits précédemment : I 1, fig. 12) est observable, sans que l'on puisse non plus en tirer d'enseignements.

Le flanc E de la colline montre environ 15 m de calcaires microbréchiques renfermant de nombreux éléments de calcaires bioclastiques packstone-grainstone à débris de rudistes, *O. tissoti*, *O. media*, *O. apiculata*, *O. gensacicus* (gros embryon multiloculaire de 1 750 µm de diamètre), *S. calcitrapoides*, *Lepidorbitoides* (dont *L. socialis*), *O. macroporus*, *H. beotica*, Rotaliidés, *Marssonella* sp., ostracodes, *Solenomeris* sp. et *P. album*. Ces tests sont le plus souvent brisés et l'on observe les mêmes dans le liant micritique de la brèche, en compagnie de débris de madrépores, d'échinodermes, et autres éléments à Calcisphéridés et Globotruncanidés. On note quelques éléments de calcaire micritique wackestone à Miliolidés, *M. apenninica*, *Orbitolinidae* K(?), *R. scarsellai*, ..., dont l'association est typique de la biozone CsB5 (Campanien inférieur).

#### **Faciès et signification**

Il s'agit des faciès habituels des milieux récifaux à sub-récifaux du Maastrichtien supérieur du domaine axial-occidental. Leur mélange à des débris du "substratum" et à des milieux plus franchement ouverts témoignent probablement de l'instabilité finicrétacée (on n'a observé ici aucun élément d'âge plus récent) de la plate-forme.

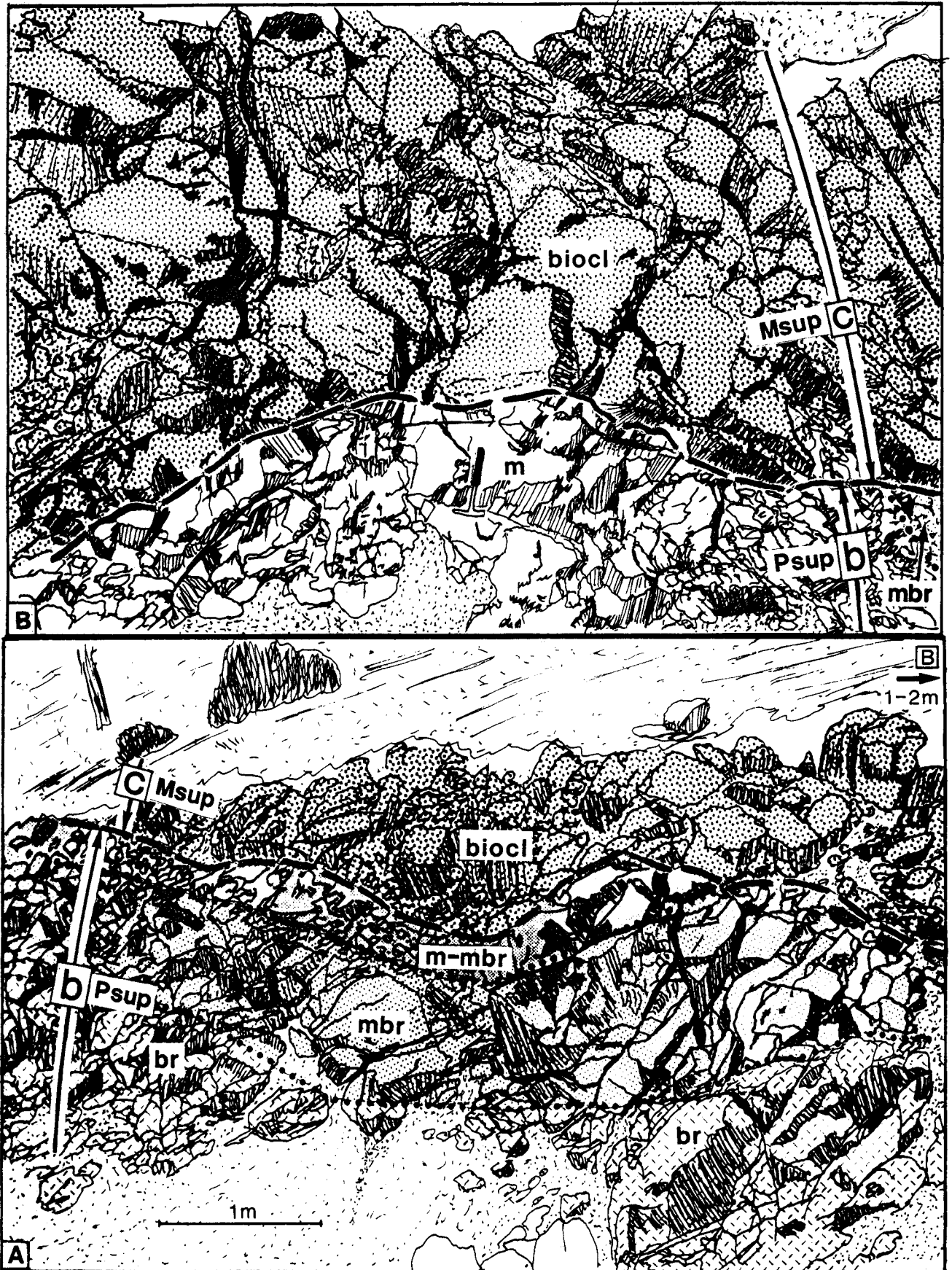


Fig. 44.- Deux aspects de la limite entre les divisions b et c de la coupe d'Ano Kambos (A5). Voir situation de l'affleurement sur fig. 43.

L'ensemble des calcaires bioclastiques à rudistes (biocl) du Maastrichtien supérieur (Msup) de la division c repose par l'intermédiaire d'un contact ondulé sur les divers dépôts bréchiques de la division b, datés du Paléocène supérieur, caractérisés par un granoclassement (br : brèche ; mbr : microbrèche ; m-mbr : micrite et microbrèche ; m : micrite).

## 7. L'affleurement de Milogosti (A7, fig. 34)

Une piste, parcourant le bord S de la grande doline de Milogosti, recoupe une formation bréchique et planctonique du Paléocène-Eocène, butant par failles contre les calcaires du Cénomanién supérieur (biozone CsB2).

On observe des éléments de dimensions d'ordre métrique des divers types suivants :

- calcaires représentatifs des faciès habituels du Santonien supérieur - Campanien inférieur (biozones CsB4-5) ;
- calcaires bioclastiques à rudistes et leurs débris, à *O. apiculata* ( $Li + li = 1\ 750\ \mu m$ ), *O. gensacicus* ( $Li + li = 2\ 370\ \mu m$ , embryon "multiloculaire"), *S. calcitrapoides*, *O. macroporus*, *Sirtina* sp., *Sulcoperculina* sp., Rotallidés, ostracodes, bryozoaires et *Solenomeris* sp., du Maastrichtien supérieur ;
- dolomies blanches (éléments anguleux de dimensions décimétriques) à fantômes de tests de *R. liburnica*, du Maastrichtien supérieur ;
- calcaires à madrépores du Maastrichtien supérieur.

Cet affleurement n'apporte pas d'enseignement nouveau, mais montre, si l'on se fonde sur la vraisemblable origine proche des éléments, que les sédiments du Santonien-Campanien ont également été déposés alentours et que la juxtaposition -ou éventuellement la superposition- des deux faciès du Maastrichtien supérieur a existé ici aussi.

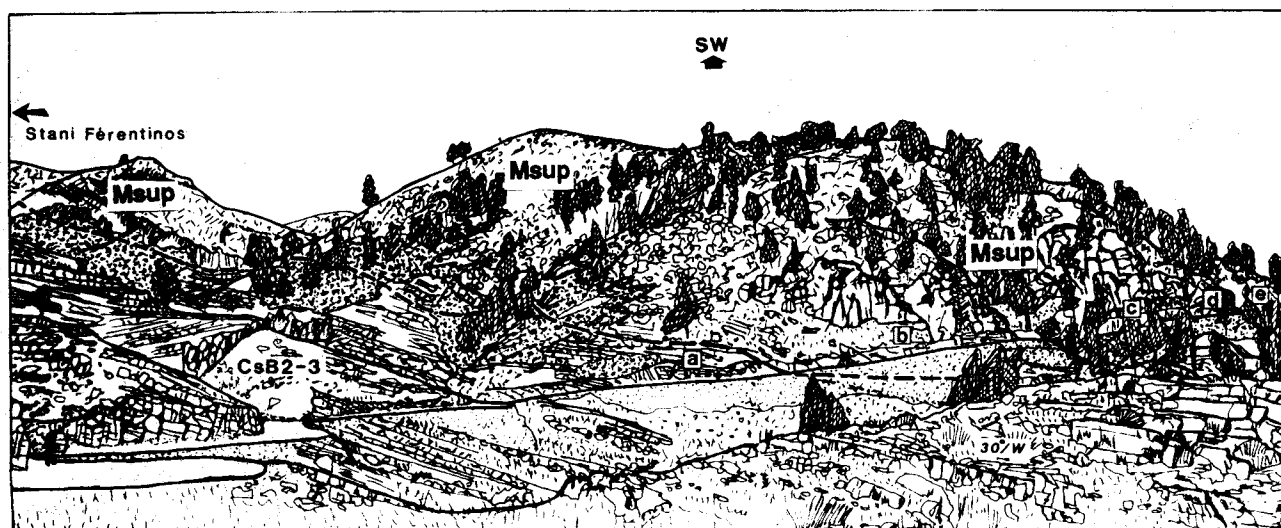


Fig. 45.- La coupe de "Stani Férentinos 1" (B1) vue depuis le NE.

Les carbonates bien stratifiés du "substratum" cénomano-turonien ("CsB2-3") des premiers plans supportent les calcaires récifaux-subrécifaux d'aspect massif et chaotique ("Msup") formant les collines par l'intermédiaire d'un contact tranché marqué par une ligne tiretée. Ce contact, observable sur une distance de plusieurs centaines de m, est partout parallèle aux bancs du "substratum" et semble exempt de toute trace de phénomène d'émersion ou d'érosion. Le point d'observation est situé sur la fig. 46A ("fig 45") ; les lettres correspondent aux divisions du texte et sont reportées sur la fig. 46B.



## B. Ensembles récifaux du Maastrichtien supérieur en place vers le N du massif

On décrira ici trois affleurements donnant la meilleure idée possible de l'arrangement des faciès récifaux et périrécifaux du Maastrichtien supérieur. Ils paraissent globalement en place bien que des passages de brèches et de calcaires à madrépores paléocènes et de calcaires benthoplanctoniques éocènes -résultant d'infiltrations dans des fissures précoces, et/ou de failles tardives- en compliquent beaucoup l'interprétation de détail.

On décrira d'abord 2 coupes (B1-B2, fig. 34) représentatives des affleurements relativement vastes (1,5 à 2 km<sup>2</sup>) observables dans un bloc d'allure triangulaire limité par des failles, comprenant la crête de Stani Férentinos, le sommet des Aéti et se terminant en pointe près d'Astrokhorí.

On décrira finalement un affleurement (B3) de bord de route.

### 1. Coupe de Stani Férentinos 1. (B1, fig. 34 et 45 - 46 A-B)

Levée dans le talus d'une piste récemment taillée, cette coupe montre, dans de bonnes conditions d'observation, divers types de faciès dont cependant les relations mutuelles demeurent cachées. On observe successivement :

- a. des calcaires gris bien stratifiés. Ils sont ici dépourvus de fossiles mais observables plus au N, en superposition directe sur les calcaires à Cisalvéolines de la biozone CsB2 ; il s'agit donc de la base des calcaires d'âge turonien - sénonien inférieur (biozone CsB3).

Le passage de ces calcaires à ceux du Maastrichtien est occupé au bord de la piste par un calcaire paléocène à madrépores mis en place à la faveur de petites failles (probablement récentes) mais le contact apparaît aux alentours, subparallèle à la stratification des calcaires gris, sans trace d'émersion ou de glissement tectonique discernable.

- b. Des calcaires gris à crème, sans stratification, d'une épaisseur de 4 à 5 m. Il s'agit de calcaires bioclastiques packstone à débris de rudistes et/ou d'échinodermes, anguleux à subarrondis, de dimensions inframillimétriques, présentant parfois une matrice micritique. On y observe *P. dordoniensis*, *O. tissoti*, *O. media*, *S. vidali*, *S. calcitrapoides*, *Lepidorbitoides* sp., *S. orbitoidiformis*, *Goupillaudina* sp., rares Globotruncanidés, *Cuneolina* sp., *Marssonella* sp., ostracodes, bryozoaires, gastéropodes, débris de madrépores, algues encroûtantes et Calcisphéridés.

Age : maastrichtien (pas certainement supérieur).

- c. Des calcaires bioclastiques grainstone, rudstone, à débris de rudistes subarrondis, à calibrage fruste. Les débris de tests aragonitiques sont remplacés par une sparite ou un silt cristallin, ne conservant qu'une enveloppe micritique ; on n'y trouve que des tests brisés d'*Orbitoides*.

Une masse de 6 à 8 m de calcaires clairs, comparables à ceux de la division b apparaît ensuite. Ce sont des calcaires microbioclastiques packstone-grainstone à débris de rudistes et d'échinodermes renfermant la même association que précédemment, augmentée de *O. gruenbachensis*, *O. apiculata*, *O. gensacicus*, *S. calcitrapoides*, *Siderolites* sp., *L. socialis*, *Sirtina* sp., *Sulcoperculina* sp., caractérisant le Maastrichtien supérieur.

- d. Un ensemble bréchique, d'aspect chaotique, affleurant sur une dizaine de m en bord de piste, séparé de l'ensemble précédent par une limite verticale bien tranchée. Parmi les éléments, on observe :

- des faciès comparables à ceux des divisions précédentes ;
- des calcaires bioclastiques floatstone, rudstone à débris de rudistes et de madrépores de taille de l'ordre du mm à classement fruste. Les cavités sont tapissées d'une couche de calcite en "dents de chien" et remplies par un silt cristallin et/ou une micrite. Les *Orbitoides* (dont *O. apiculata*) et *Siderolites* (*S. calcitrapoides*), accompagnés du cortège habituel, caractérisent le Maastrichtien supérieur.

La matrice micritique blanche qui englobe et traverse parfois ces blocs renferme des éléments planctoniques paléocènes.

- e. Des calcaires bioclastiques à rudistes et madrépores :

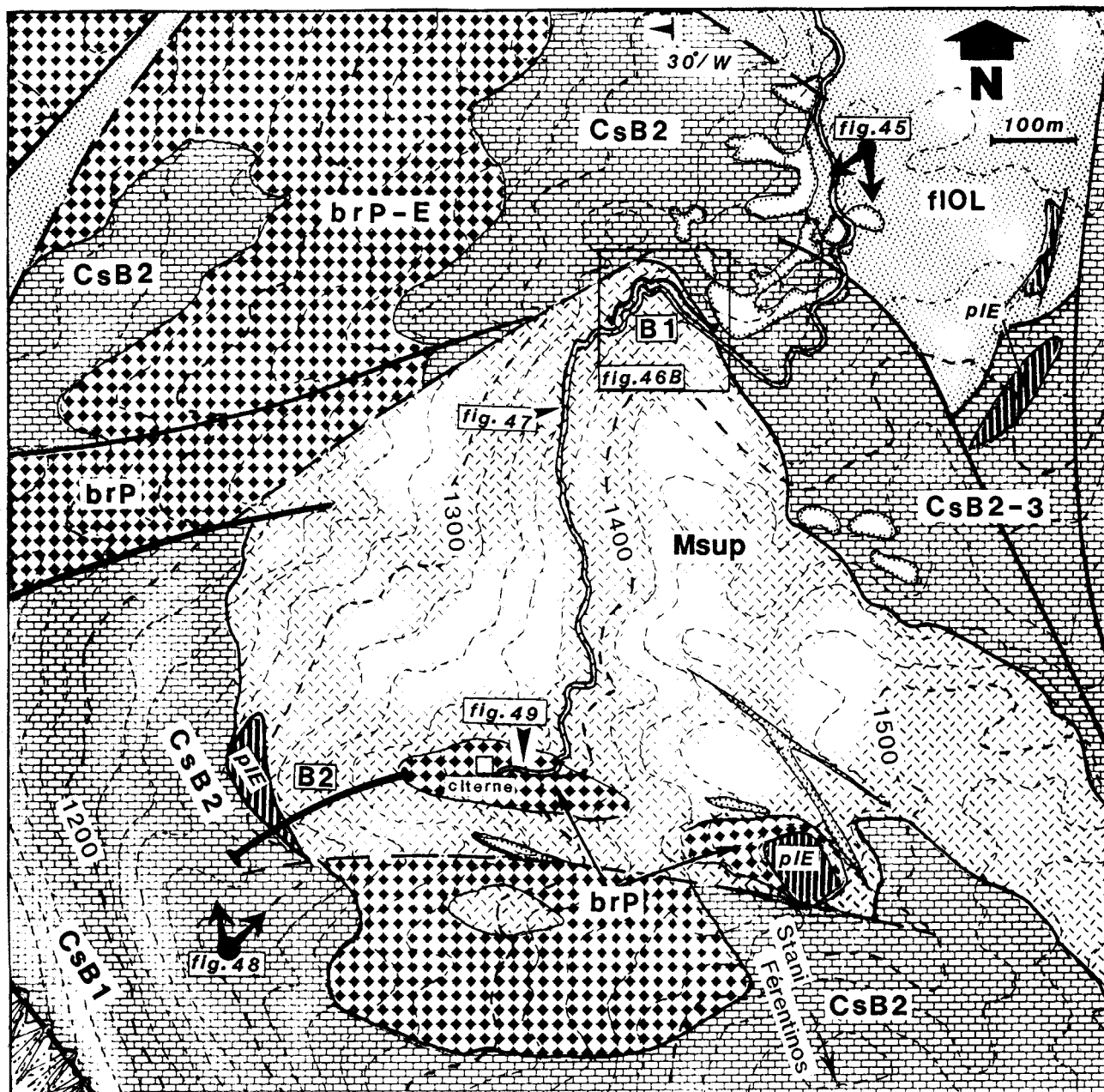
- e1. sur 7 m d'épaisseur environ, il s'agit de calcaires floatstone-rudstone, renfermant divers *Orbitoides* (dont *O. gruenbachensis* et *O. apiculata*), *S. calcitrapoides*, *L. socialis*, *O. macroporus*, des *Sirtina orbitoidiformis*, *Sulcoperculina* sp., *Goupillaudina* sp., Globotruncanidés et, plus originaux, *Clypeorbis mamillata*,

*Nummofallotia cretacea* et un petit Rhydyoninidé à structure fine, par des bryozoaires, ostracodes, gastéropodes, algues mélobésiées et Calcisphéridés, localement abondants. Les cavités interparticulaires ou créées par dissolution sont colmatées par une micrite à microbenthos hyalin ou encore une micrite azoïque. L'ensemble est par endroits traversé par des filons de micrite planctonique paléocène ;

- e2. sur 5 m d'épaisseur environ, il s'agit de calcaire bioclastique à microclastique packstone-grainstone renfermant en particulier des débris d'échinodermes et de lamellibranches, des *Orbitoides* sp. et des Calcisphéridés, ainsi que des clastes micritiques à microbenthos hyalin ou à Calcisphéridés.

**Age** : maastrichtien supérieur.

- f. Un ensemble bréchiq ue affleurant sur 3 m au bord de la piste. Les éléments présentent les faciès des calcaires bioclastiques précédents, des faciès micritiques à *A. kotori* et des calcaires paléocènes à madrépores qui semblent



**Fig. 46A.-** Esquisse cartographique de l'extrémité N de la crête de Stanl Férentinos établissant le contexte des coupes "B1" (fig. 45 et 46B) et "B2" (fig. 48).

Les carbonates du "substratum" céno-mano-turonien ("CsB1" - "CsB2" - "CsB2-3") inclinés vers l'W, supportent divers types de dépôts :

- calcaires récifaux-périrécifaux maastrichtiens ("Msup"), au centre de la région cartographiée ;
- brèches cénozoïques (paléocènes "brP" et éocènes "brP-E") vers le NE et le S et des calcaires planctoniques cénozoïques ("pIE"), en petits affleurements épars, reposant soit directement sur le "substratum", soit sur les calcaires maastrichtiens, soit au sein de ceux-ci, en remplissage de fissures ou dans des grabens (?) ;
- le flysch oligocène (flOL), le plus souvent en contact latéral tectonique avec les autres ensembles, ou localement au sommet des calcaires planctoniques.

constituer des blocs, trop grands pour qu'on en voie plusieurs côtés à la fois. Une micrite planctonique paléocène semble constituer la phase de liaison de l'ensemble.

g. Après une passée de calcaires à madrépores (occupant 4 m le long de la piste), qui peut se rattacher à l'un ou l'autre des ensembles encadrants, affleurent plusieurs m de calcaires à grands rudistes, parmi lesquels J. Philip a reconnu *Pironea* sp., *P. polystyla slavonica* Hiber et *H. heritschi*, accompagnant de grands débris de madrépores. La roche est constituée de débris millimétriques à inframillimétriques de rudistes et d'échinodermes, d'*Orbitoides* (dont *O. apiculata* et *O. gensacicus*), *S. calcitrapoides*, *O. macroporus*, *L. socialis*, *H. beotica*, *Sirtina* sp., *Smoutina cruysi* Drooger, un petit Rhapydioninidé à structure fine et des *Loftusia* sp. ; on observe en outre des bryozoaires, ostracodes, grands gastéropodes, algues Dasycladales *P. album*, *Solenomeris* sp. et Mélobésiées nombreuses. Ces composants sont entourés le plus souvent par de multiples générations de ciment sparitique, parfois par une micrite à Calcisphéridés.

La coupe n'a pas été poursuivie au delà de l'extrémité N de la partie rectiligne de la piste aboutissant à une citerne ; on y observe principalement les calcaires à grands rudistes de la division g, interrompus par des passées de brèches paléocènes et de calcaires du "substratum" apparaissant vraisemblablement à la faveur de failles, trop peu visibles pour être analysées. Les calcaires à *R. liburnica*, qui affleurent à la citerne, seront examinés dans la coupe suivante.

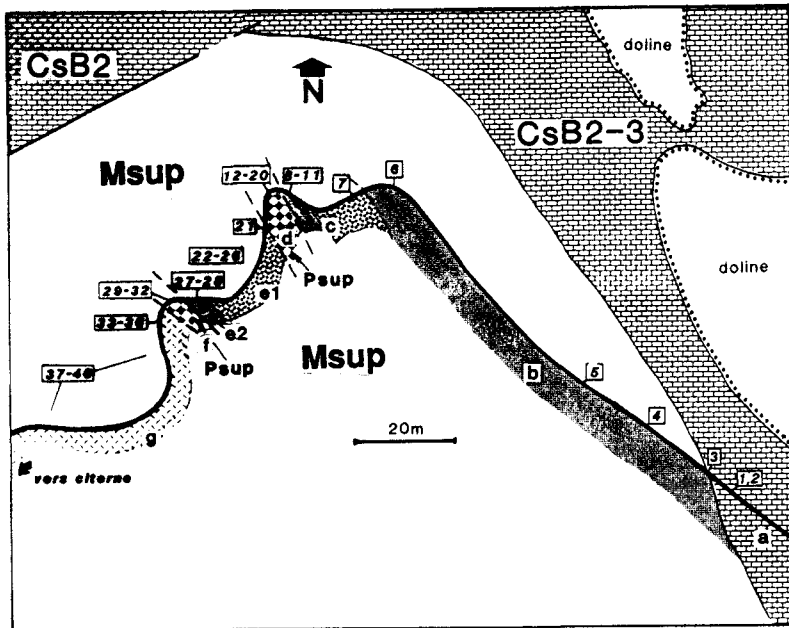


Fig. 46B.- Esquisse du tracé de la piste et situation des affleurements de la coupe "Stanl Férentinos 1" (B1).

Les lettres renvoient aux divisions du texte et à la fig. 45. On donne en outre les numéros d'échantillons (portant l'identification GVT).

Fig. 47.- Vue de détail des calcaires bioclastiques à rudistes de la division g de la coupe "Stanl Férentinos 1".

Les tests de rudistes, atteignant des dimensions de l'ordre du demi-mètre, présentent leurs cavités remplies par une micrite blanche.



### Facès et signification

Les faciès analysés ci-dessus ne sont dans l'ensemble pas nouveaux et indiquent les milieux récifaux à périrécifaux évoqués à propos des affleurements précédents. Bien qu'ils apparaissent en cette localité pour leur plus grande part en place, dans leur situation d'origine, nous n'avons cependant encore recueilli aucune information sur la nature de leur contact avec le "substratum" et avons dû encore constater des "passées" de sédiments (-ordinairement bréchiques-) plus récents interrompant les observations, dont la signification reste du domaine de l'interprétation.

Les peuplements apparaissent dans leur ensemble ici particulièrement riches et variés. Parmi des rudistes et des grands foraminifères hyalins, auxquels les affleurements précédents nous ont habitués, on signalera deux particularités :

- outre les *Loftusia* sp., déjà signalées (coupe A5), nous notons la première citation de *Clypeorbis mamillata* et *Smoutina cruysi*, dont on sait qu'ils partagent dans certaines conditions le milieu de vie des *Orbitoides-Siderolites*, et surtout de *Nummofalkotia cretacea*, connue dans le Sénonien inférieur (Santonien) de régions plus occidentales (Espagne et France méridionale) dont la plus proche serait l'Istrie (Bignot, 1972) ;
- les madrépores, constituant certains grands blocs non datés, pourraient être paléocènes mais pourraient aussi témoigner de récifs finicrétacés particuliers ; les débris plus petits, observés dans les sédiments du Maastrichtien supérieur bien datés, semblent soutenir cette possibilité, qui reste cependant à l'état d'hypothèse.

### 2. Coupe de Stani Férentinos 2 (B2, fig. 34, 46A et 48)

La coupe est située à 1 km au SW de la précédente, à l'extrémité occidentale de l'affleurement des calcaires bioclastiques maastrichtiens. A partir d'une altitude proche de 1 290 m, dans un petit ravin situé au flanc W d'une crête, on observe :

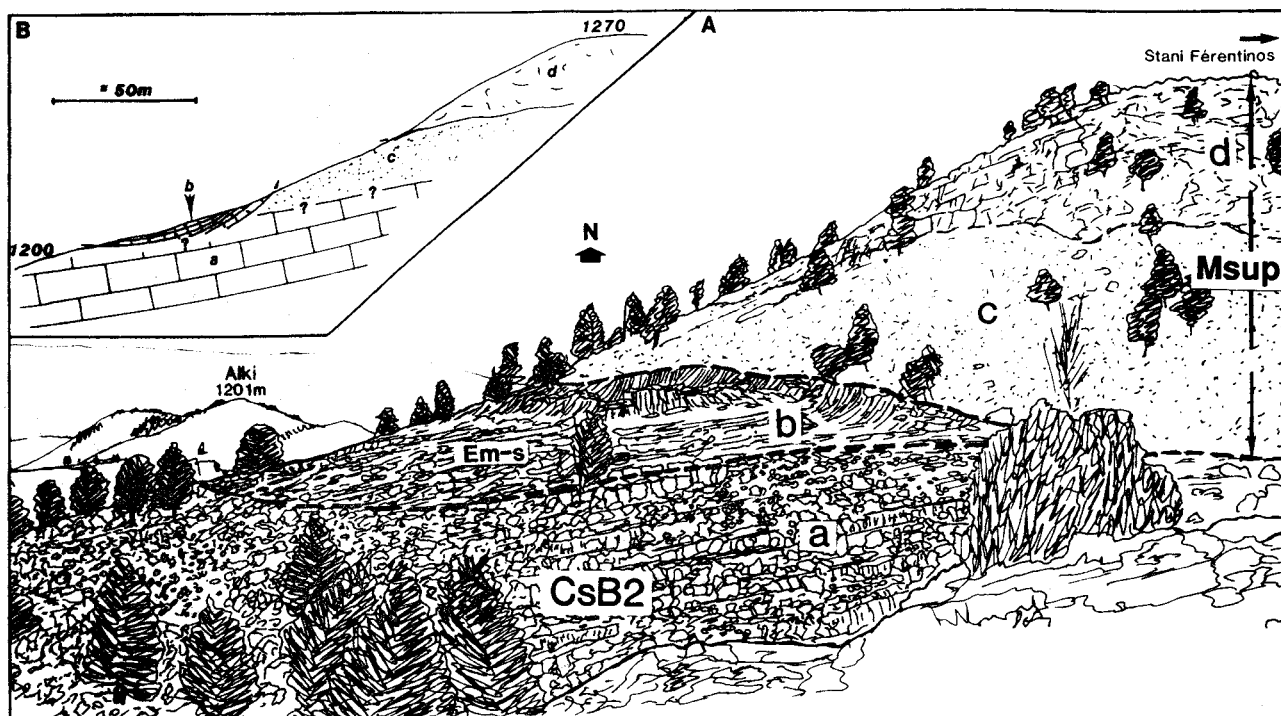


Fig. 48.- Vue sur la coupe "Stani Férentinos 2" (B2) et coupe interprétative.

- a. plus de 10 m de calcaires bien stratifiés renfermant des débris de rudistes, des *Cisalveolina* sp. et des *C. gradata*, représentant le "substratum" ;
- b. plusieurs m de calcaires microbréchiqes, benthoplanctoniques et planctoniques à silex d'âge éocène moyen (?) à supérieur.  
Ces calcaires sont en contact, d'une part avec ceux du substratum par l'intermédiaire d'une surface subparallèle à la stratification de ces derniers, d'autre part avec les calcaires bioclastiques maastrichtiens par l'intermédiaire d'une surface plongeant d'environ 45° vers l'W. Ils semblent en place et constitueraient le remplissage -discordant- d'une dépression de la surface d'érosion post-paléocène.
- c. 15 à 20 m de calcaires bioclastiques packstone, grainstone, rudstone à débris de rudistes et de madrépores anguleux à subarrondis, à classement fruste, ayant fréquemment subi une dissolution et remplis par un silt ou une sparite. On y observe de nombreux *Orbitoides* (dont *O. apiculata*), *Lepidorbitoides* sp., *S. calcitrapoides* (rare), *O. macroporus*, *Loftusia* sp. (atteignant une longueur de 1,6 cm), débris de Rhapydioninidé à structure fine, *Marssonella*, Miliolidés, ostracodes, grands gastéropodes, lamellibranches, algues Dasycladales (dont probablement *C. tibetica*) et encroûtantes (*P. album*, *Solenomeris* sp.), constituant une association d'âge typiquement maastrichtien supérieur.
- d. 30 à 40 m de calcaires d'aspect plus massif, constituant la partie supérieure de la crête. Ce sont des calcaires bioclastiques dans lesquels les rudistes constituent des groupements ; les calcaires du même type que ceux de la division précédente alternent avec des faciès floatstone, dont la matrice micritique renferme toute la gamme des *Orbitoides* (*O. tissoti* à *O. apiculata* et *O. gensacicus*), *O. macroporus*, *S. calcitrapoides*, *L. socialis*, *H. beotica*, l'habituelle faune et flore de ce Maastrichtien supérieur et d'abondants Calcisphéruilidés.

Le sommet de la crête est constitué par des calcaires bréchiqes très probablement paléocènes. On observe en leur sein un bloc de dimensions apparemment plurimétriques de micrites blanches, gastéropodes et *R. liburnica* du Maastrichtien supérieur (fig. 49).

#### Facès et signification

La coupe ne fournit pas d'information nouvelle mais confirme l'extension et la relative uniformité du faciès des calcaires bioclastiques à rudistes et association à *Orbitoides-Loftusia* du Maastrichtien supérieur.

La présence d'un bloc à *R. liburnica* est relativement insolite dans la mesure où aucun affleurement en place de ce faciès n'est connu aux alentours. On signalera à cette occasion un affleurement de calcaire micritique à débris de rudistes et *M. cuvillieri* (biozone CsB6), observé à l'W des sommets des Aéli ; il s'agit probablement aussi d'un bloc pris dans une brèche paléocène.

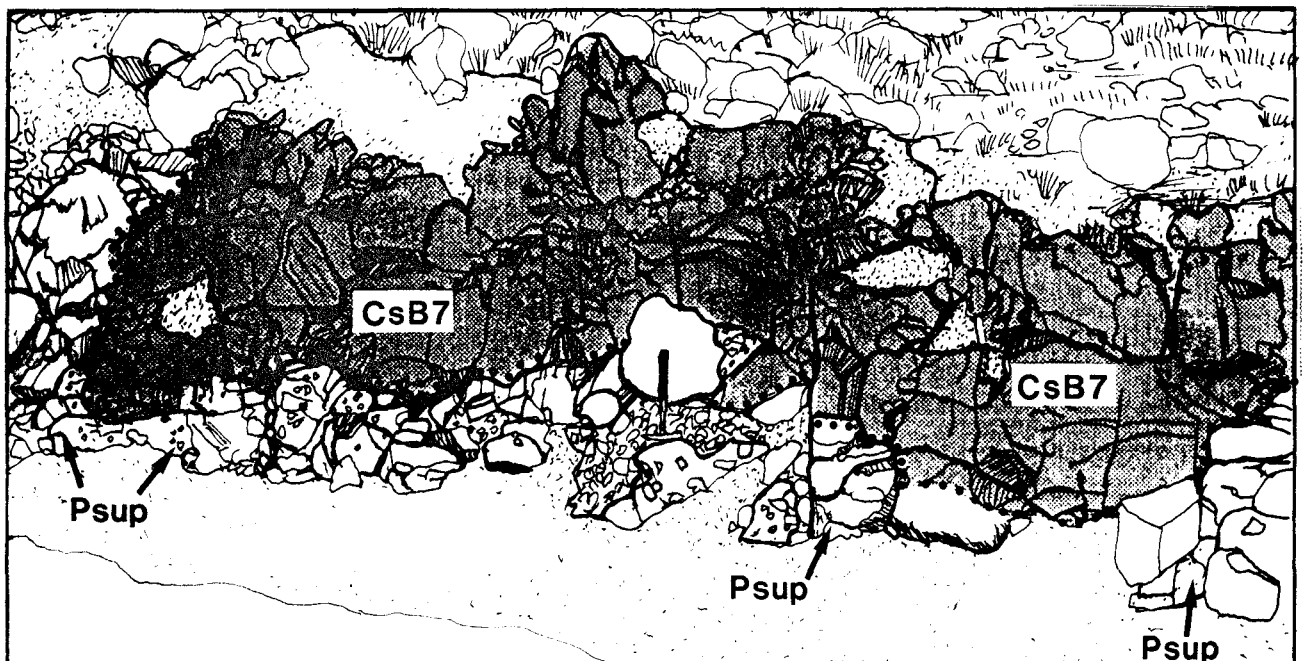


Fig. 49.- Aspect d'un bloc de calcaire micritique maastrichtien à *R. liburnica* ("CsB7"), en figuré sombre, pris dans une brèche constituée de blocs du Paléocène supérieur ("P sup"). Situation sur fig. 46A.

### 3. Affleurements de la route entre Xirokambos et Astrokhorl (B3, fig. 34 et 50)

Les calcaires bioclastiques du Maastrichtien supérieur s'observent dans de très bonnes conditions sur le bord de la route maintenant asphaltée qui traverse le massif près de son extrémité septentrionale. En se déplaçant d'E en W, on observe successivement (fig. 50), après un passage de formations superficielles :

- a. Des calcaires gris micritiques à *A. kotori*, d'âge supposé turonien - sénonien inférieur (biozone CsB3 ?), dont le contact avec les calcaires de la division suivante n'est pas visible.
- b. des calcaires bioclastiques divers, de types packstone-floatstone ordinairement, grainstone-rudstone parfois ; on y observe des débris de rudistes, de madrépores et d'échinodermes abondants, des *Orbitoides* (*O. tissoti* à *O. apiculata*) et leur cortège habituel de grands foraminifères benthiques hyalins : *Siderolites*, *Omphalocyclus macroporus*, ?*Omphalocyclus* sp., *Lepidorbitoides*, *Sirtina orbitoidiformis* augmenté de *Clypeorbis mamillata*, *H. beotica* ainsi que les organismes divers habituels ; quelques Globotruncanidés et Hétérohélécidés ainsi que de nombreux Calcsphéridés marquent une influence pélagique très sensible.

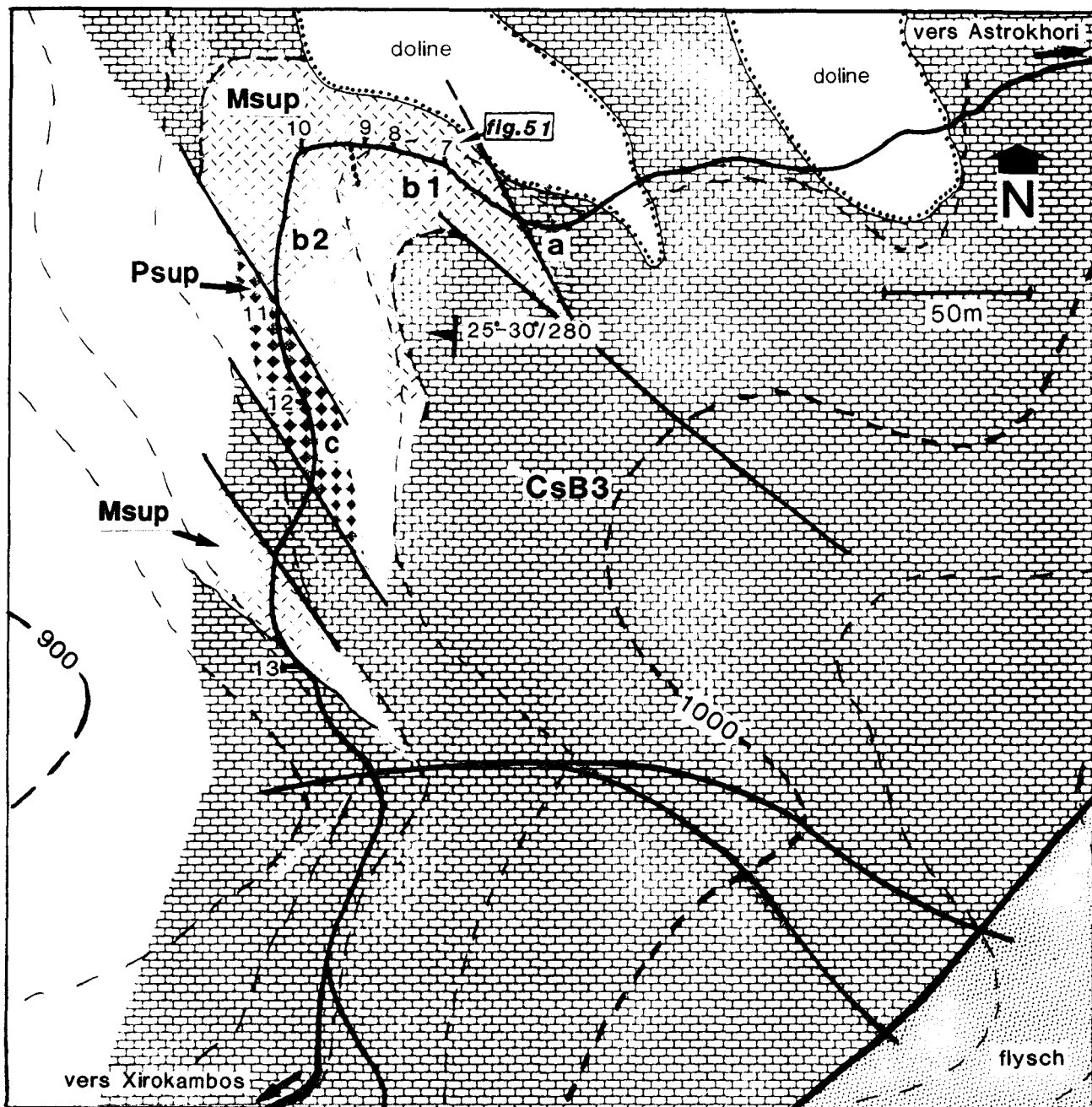


Fig. 50.- Situation des affleurements (B3) aux alentours de la route entre Xirokambos et Astrokhorl.

Les carbonates du "substratum" ("CsB3") sont découpés par des failles de direction NW-SE, isolant de petits affleurements de calcaires récifaux maastrichtiens ("Msup") et de calcaires bréchiques du Paléocène supérieur ("Psup"). Les lettres renvoient aux divisions du texte ; les numéros d'échantillons (portant l'identification GBP) sont signalés, ainsi que la localisation de la fig. 51.

Une autre particularité de ces calcaires est constituée par les faciès différents qui y apparaissent infiltrés. Il s'agit de passées à limites tranchées, souvent verticales à subverticales, de largeur (d'ordre centimétrique et/ou métrique) et de directions inconstantes qui peuvent donc être décrits, de manière générale, comme des "filons". On peut en distinguer plusieurs types en fonction de la nature du sédiment qui constitue le remplissage :

- certains filons comportent uniquement une micrite planctonique riche en Globotruncanidés (*R. contusa* s.s. et *G. stuarti-conica*, très typiques du Maastrichtien supérieur) et Hétérohélicidés (souvent multisériés : *Racemiguembelina* et *Planoglobulina*), renfermant des débris de calcaire bioclastique ; cette micrite jaunâtre qui tranche sur la teinte blanchâtre de la roche peut également remplir certaines cavités interparticulaires ou résulter de dissolutions dans la roche-hôte ;
- certains filons présentent cette même micrite planctonique aux épontes et un corps central constitué par une brèche ou microbrèche à éléments crétacés et paléocènes pris dans une micrite à Globigérinidés (probablement paléocènes) ;
- certains filons, propres à une partie des affleurements (b2, fig. 50) recoupant parfois les précédents, montrent une micrite planctonique d'âge éocène moyen ou supérieur, renfermant parfois des débris de micrite planctonique paléocène, emprisonnant elle-même des débris de faciès planctoniques maastrichtiens.

Ces "filons" semblent donc correspondre à ce qui est nommé parfois "filons sédimentaires" ou "dykes neptuniens", qui seraient ici interprétables comme résultant du remplissage de fissures ouvertes, d'origine tectonique (diaclasses) et/ou karstique (cavités ou rainures irrégulières constituant les lapiaz).

c. Après un passage probablement faillé indiqué par des surfaces encroûtées de calcite, affleure une formation bréchique constituée d'éléments crétacés à paléocènes. Cette formation est traversée par un dense réseau de "filons" verticaux à subhorizontaux, à remplissage de micrite jaunâtre planctonique de l'Eocène moyen ou supérieur.

On observe ensuite des affleurements altérés des calcaires du "substratum" et des calcaires bioclastiques maastrichtiens.

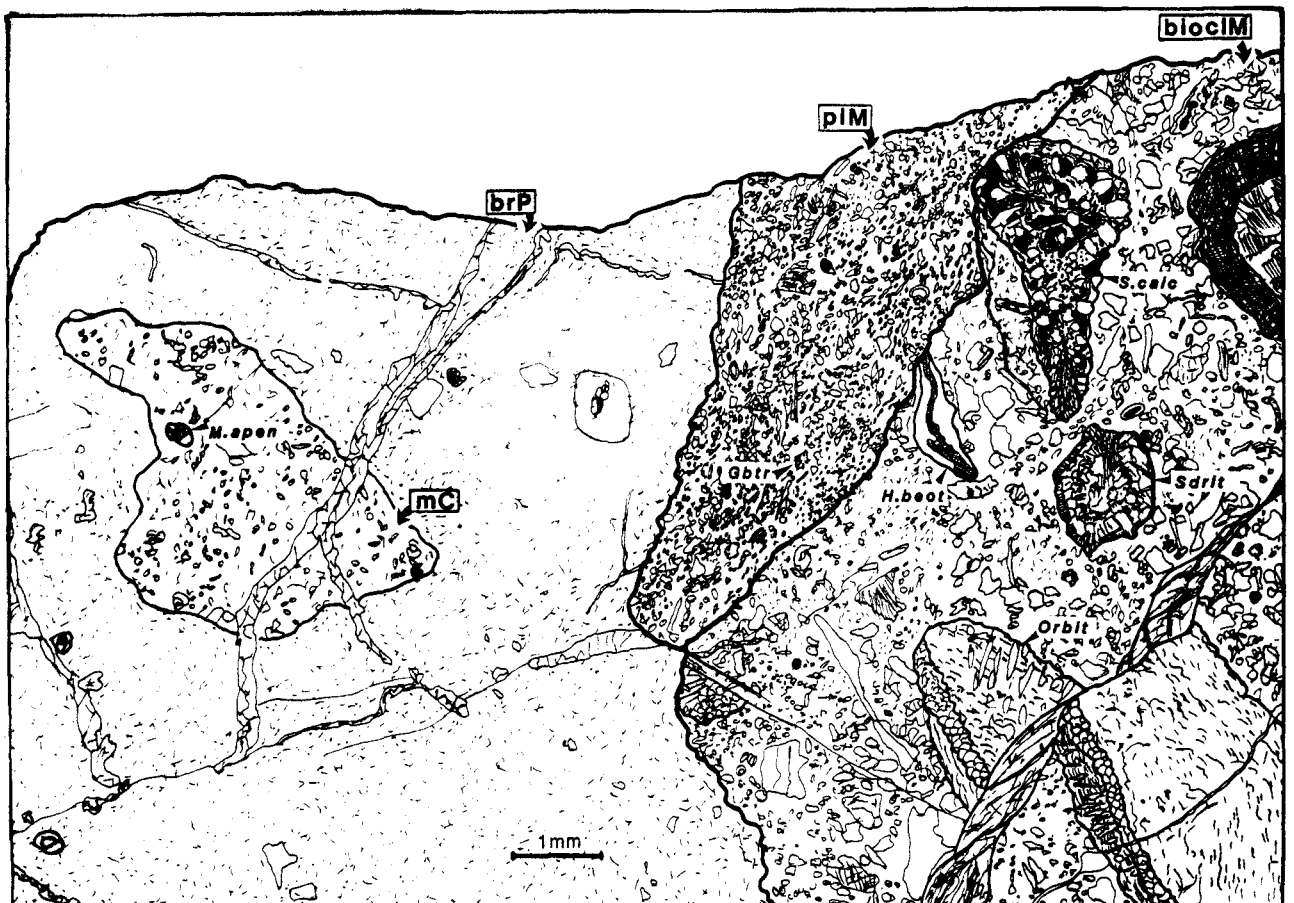


Fig. 51.- Aspect microscopique du double remplissage d'un réseau de fractures subverticales ouvertes dans les calcaires maastrichtiens de la division b1 de l'affleurement B3 (éch. 7 sur fig. 50). Vers la droite, apparaît la roche encaissante constituée par un calcaire bioclastique maastrichtien ("biocIM") à débris de rudistes, *Orbitoides* ("Orbit"), *Siderolites* sp. ("SdrIt"), *S. calcitrapoides* ("S.calc.") et *Hellenocyclina beotica* ("H.beot."). Le reste du champ, vers la gauche, montre les deux générations de remplissage d'une fracture : la plus ancienne est constituée par une micrite planctonique maastrichtienne ("pIM") à Globotruncanidés ("Gbttr"), Hétérohélicidés et Calcisphéridés, quasi contemporaine de la roche encaissante ; la plus récente est une microbrèche ("brP"), datée du Paléocène supérieur, qui renferme, parmi d'autres, des éléments de calcaires micritiques ("mC") à *M. apenninica* du Campanien inférieur (biozone CsB5).

### **Faciès et signification**

Mis à part la grande richesse et la belle conservation des grands foraminifères hyalins, typiques du Maastrichtien supérieur, affleurant ici (et encore visibles sous forme de blocs métriques à la sortie N de Xirokambos, au sommet du Rakhi Akoussi), c'est le réseau des multiples "filons" qui attire l'attention.

Il est possible que les mêmes phénomènes existent ailleurs et en particulier dans certains des lieux précédemment décrits mais ce sont les bonnes conditions d'observation qui donnent tout son intérêt à cette localité. Qu'elles soient d'origine strictement tectoniques ou qu'elles témoignent de l'influence combinée de phénomènes karstiques, ces fissures marquent la succession de trois étapes d'ouverture suivies de remplissages :

- une première étape se serait produite à l'extrême fin du Maastrichtien et le remplissage, très particularisé par la richesse de son plancton, serait l'unique témoin d'une invasion de la région par des influences pélagiques marquées.

Notons que ce témoin, pour être isolé, n'est pas unique et présente une sorte de symétrie dans la partie S du massif. Sur le flanc occidental du Mont Kanala, près de la base des calcaires qui viennent au contact du flysch, vers 640 m d'altitude, on observe une micrite blanche conservée dans une fissure de la masse des calcaires datés du Cénomaniens moyen à supérieur (biozone CsB2). Il s'agit d'une micrite à Globotruncanidés (*G. linneiana*, *G. arca* probablement), nombreux Hétérohélicidés et Calcisphéridés, renfermant des débris anguleux divers, parmi lesquels on note : - des calcaires sénoniens à *A. kotori*, - un élément de calcaire micritique à Calcisphéridés et *S. calcitrapoides* du Maastrichtien, - des débris d'*Orbitoides* sp., un embryon de *O. apiculata* ( $Li + li > 1\ 000\ \mu m$ ), des débris de *Lepidorbitoides*... Cette micrite maastrichtienne témoignerait donc à la fois de l'ouverture maastrichtienne de fissures et du développement de faciès à tendance pélagique à cette même époque dans une région où nul autre témoin d'une histoire post-cénomaniens n'est connue

- une deuxième étape, reprenant, en les écartant, certaines des fissures précédentes, donc témoignant d'une certaine continuité de l'orientation des tensions, se serait produite soit au cours du Paléocène (supérieur probablement), soit plus tardivement, mais avant l'Eocène terminal en tout état de cause et probablement avant l'Eocène moyen ;

- une troisième étape, d'âge éocène moyen à supérieur qui serait indépendante des deux premières par ses directions.

Nous avons donc ici une première indication de la complexité de l'histoire paléocène-éocène qui va suivre et du changement du destin de cette partie du massif où la sédimentation sera désormais sous influence pélagique.

### **C. Une éventuelle série de transition entre les deux domaines**

La coupe de la région de Milléa (C, fig. 34 et 52) montre une série unique en son genre, qui pourrait représenter une transition entre le Domaine oriental et le Domaine axial et occidental.

Les observations ont été effectuées sur la rive droite l'Akheloo, à l'endroit où, à la sortie d'une étroite cluse, la rivière se jette dans le lac de Krémasta. A la rive même, une masse calcaire allongée se trouve isolée entre les eaux du lac et des affleurements de flysch qui s'étendent vers l'W. La partie S de la lame correspond à des calcaires d'âge tertiaire ; la partie N est constituée par les calcaires qui sont décrits ci-dessous. On observe successivement (fig. 52) :



a. A partir de la rive du lac et sur moins de 10 m d'épaisseur, des calcaires bioclastiques à *Orbitoides* et *S. vidali*, identiques à ceux du "membre bioclastique" du Domaine oriental, qui d'ailleurs affleurent sur la rive opposée de la rivière, en face d'un îlot.

Age : campanien (probablement supérieur).

b. Après le passage d'une zone hachée de failles marquées par des miroirs, 8 m de calcaires châtain-sombre à très rares intercalations dolomitiques, dans lesquels on peut distinguer :

- b1. environ 4 m de calcaires micritiques wackestone à rares fenestrae et tests aragonitiques (gastéropodes) dissous ; les microfossiles, très abondants, y sont des Rhapydioninidés (*Cuvillierinella* sp., *Murciella cuvillieri*, *Cyclopseudedomia* sp.), Miliolidés, Ophthalmidiidés, *Bigenerina* sp., *Dicyclina* sp., *Minouxia* sp., *Moncharmontia* sp., *Discorbidae*, *Rotalidae*, *M. apula*, *P. cretae*, ostracodes, grands gastéropodes, algues Dasycladales (*Cymopolia* sp.) et *Terquemella*.

- b2. à l'extrême sommet de la division, on observe de rares embryons de *O. media*, des *Radiolitidae* épars, en position de vie ou couchés dans une matrice micritique qui renferme les mêmes organismes que précédemment (dont d'abondants débris de rudistes, des gastéropodes et des Rhapydioninidés) et des tests brisés d'*Orbitoides* et *Omphalocyclus macroporus*.

Age : campanien supérieur à maastrichtien inférieur.

- c. 6 m de calcaires massifs à nombreux rudistes entourés d'une matrice bioclastique constituée par le produit de leur destruction, à laquelle s'ajoute parfois une micrite à Calcisphéridés. La riche association d'organismes est constituée de nombreux *Orbitoides* (dont *O. apiculata* -Li + li env. 1 100 µm- et *O. gensacicus*), *S. calcitrapoides*, *O. macroporus* et *Lepidorbitoides* sp., dont les tests sont souvent brisés (des *Loftusia* sp. ont été vues sur le terrain mais n'ont pas été retrouvées dans les lames minces). On trouve aussi *P. cretae*, des Rotalidés, *Sulcoperculina* sp. et Globotruncanidés (*G. cf. stuarti* ou *stuarti-conica*), ostracodes, bryozoaires, lamellibranches, débris de madrépores, algues Dasycladales (*C. tibetica* probablement) et encroûtantes (*Solenomeris* sp.).

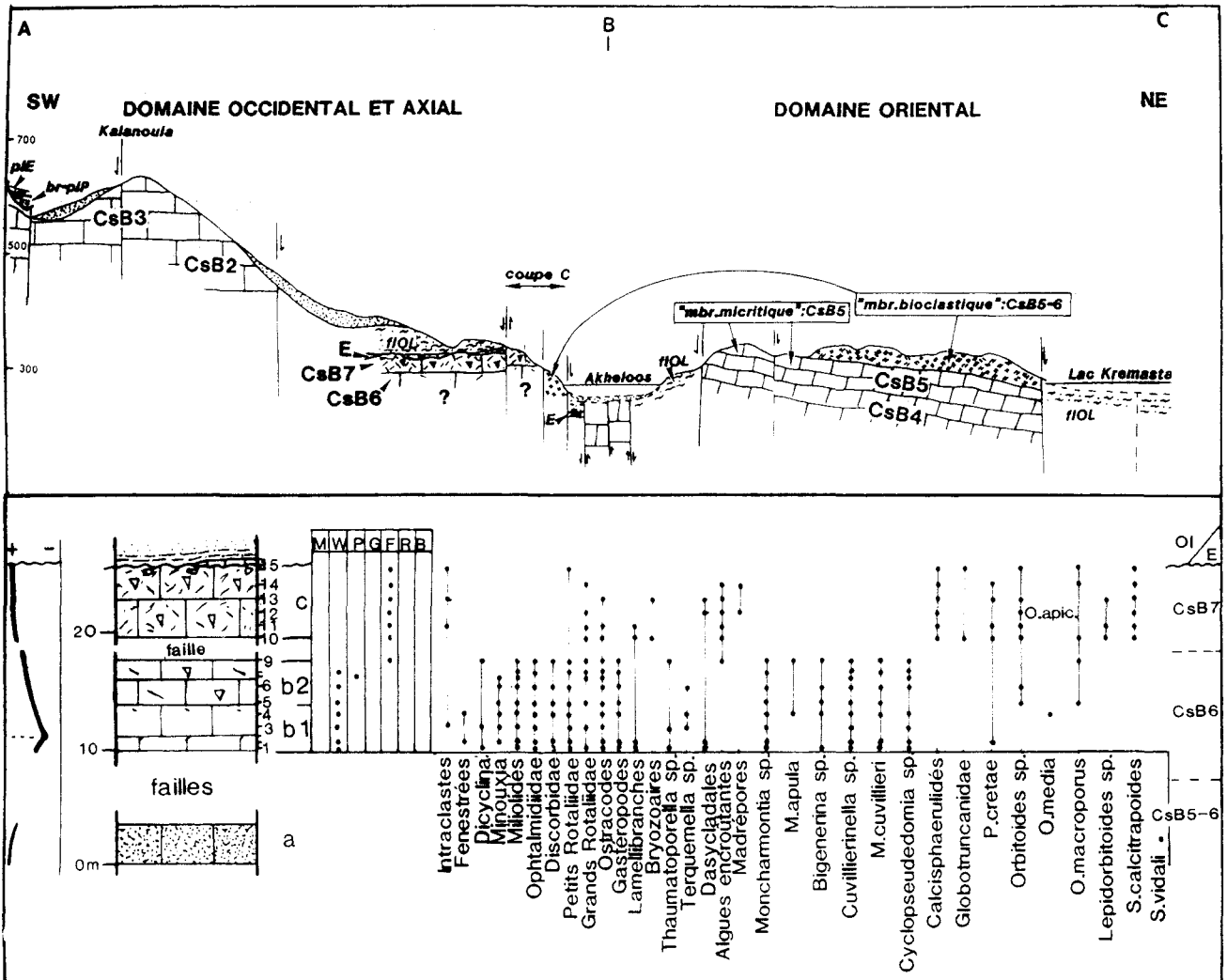


Fig. 52.- Faciès et organismes observés dans la région de Miléa (coupe (C) de la cluse de l'Akheloo) et coupe interprétative W-E. Situation sur fig. 77.

A leur extrême sommet, ces calcaires présentent l'aspect d'une microbrèche à matrice micritique, renfermant des éléments (intraclastes) de faciès bioclastiques divers (floatstone, rudstone) et plus rarement des éléments (extraclastes ?) de faciès micritique (mudstone) à petit Rotalidés.

**Age** : maastrichtien supérieur.

On notera que près de la base de cette division, on a observé le remplissage de la cavité d'un test de rudiste par des Globigérinidés probablement cénozoïques. Par ailleurs dans l'ensemble de cette subdivision, des fentes d'orientation N 140 sont colmatées par un matériel microbréchi que renfermant des éléments micritiques à Rhapydioninidés du Campanien-Maastrichtien et des éléments d'âge paléocène et pour certains d'âge éocène.

Ces calcaires sont surmontés soit par des calcaires planctoniques éocènes, épais de 5 à 10 cm, soit par des pélites bleues des "couches de passage au flysch", par l'intermédiaire d'une surface corrodée.

### ***Faciès et signification***

Les faciès de la division a, identiques à ceux du "membre bioclastique" du Domaine oriental, témoignent des mêmes conditions de sédimentation que dans la dépression identifiée dans la partie externe du Domaine oriental (p. 70 et 72).

Les faciès de la subdivision b1 correspondent à des dépôts boueux, sableux, formés dans un milieu de plate-forme interne, où se complaisent les organismes endémiques, parfois confiné comme en témoignent les passées dolomitiques.

Les faciès de la subdivision b2 indiqueraient une ouverture et un approfondissement du milieu ; les rudistes, les Orbitoïdes et *Omphalocyclus* témoigneraient de la proximité de constructions récifales en ambiance "externe" et les nombreux grands gastéropodes et lamellibranches caractériseraient des régions de type lagon d'arrière-récif (divers auteurs cités par Kouyoumouzakakis, 1989).

Les faciès de la division c indiquent des milieux peu profonds, agités et ouverts. Les peuplements constitués de genres typiques de ces milieux (dont les tests sont souvent brisés) et d'abondants stabilisateurs du fond (*P. cretae*, bryozoaires, algues encroûtantes) en sont le meilleur signe. Les micrites à plancton seraient indicatives d'épisodes d'approfondissement, et passage du milieu en dessous de la limite d'action des vagues. Les faciès microbréchi que indiquent finalement une certaine instabilité des fonds environnants.

Les fissures remplies de sédiments (dykes neptuniens) indiquent des distensions liées à l'une ou plusieurs des phases de l'histoire ultérieure de la plate-forme.

D'un point de vue plus général, ce qui fait l'intérêt de ces affleurements est la juxtaposition immédiate de faciès caractérisant, à des époques différentes, deux Domaines différents.

- Le faciès bioclastique, d'âge campanien (probablement supérieur ?), peut représenter un témoin de la dépression identifiée dans la partie W du Domaine oriental.
- Le faciès de micrites à Rhapydioninidés, du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur, est connu dans les deux Domaines.
- Le faciès récifal du Maastrichtien supérieur, est propre au Domaine axial et occidental.

## **Vue d'ensemble sur l'évolution campano-maastrichtienne du Domaine axial et occidental**

Il est clair que l'évolution de ce Domaine ne peut ressortir d'influences eustatiques prépondérantes. La "transgression" signalée par la reprise de la sédimentation d'abord récifale puis même finalement pélagique (dont témoignent seuls les filons clastiques) sur un "substratum" hétérogène traduit en effet une évolution inverse de celle qu'indiquent les courbes classiques. Il y a donc tout lieu de rechercher une cause tectonique à cette évolution.

La moitié méridionale du massif est caractérisée par l'absence totale de sédiments. Il n'apparaît pas vraisemblable que des dépôts importants aient jamais pu s'y produire, tant la surface en est importante et tant les conditions d'affleurement y sont variées. On admettra donc que cette région ne fut submergée jusqu'à une époque finie maastrichtienne marquée par les filons clastiques à remplissage pélagique de la région d'Embessos.

Pour la moitié septentrionale du massif, où les témoins sont nombreux, tout semble montrer qu'il s'agissait d'une région située en position élevée, émergée et/ou faiblement submergée pendant toute la période. Comme le soulignent les grandes divisions du texte précédent, cette aire n'a pas connu une histoire homogène.

*Dans la partie centrale et centro-septentrionale (A), la sédimentation récifale et périrécifale s'installe sur le "substratum" dès le Campanien supérieur et se maintient jusqu'au cours du Maastrichtien supérieur.*

*Dans la partie septentrionale (B), la sédimentation récifale et périrécifale ne s'installe qu'au cours du Maastrichtien supérieur et témoigne alors d'une subsidence relativement importante par l'épaisseur des sédiments déposés en une période vraisemblablement brève.*

Deux types d'évolution peuvent en principe rendre compte de cette différenciation :

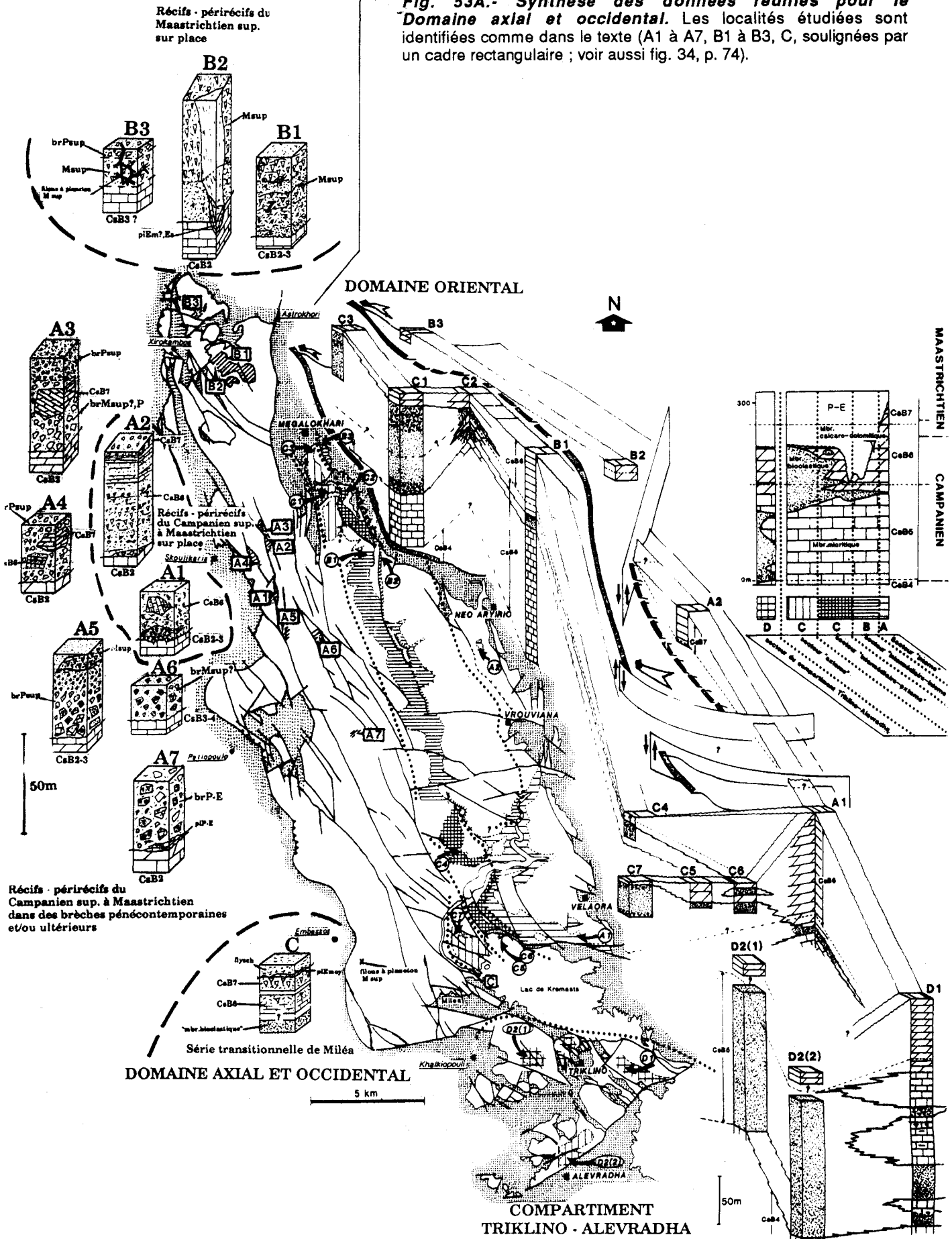
- Constituant une seule masse émergée dont la surface supérieure aurait été inclinée vers le S, le Domaine axial et occidental aurait été gagné progressivement au cours de sa subsidence, d'abord vers le S puis enfin au N, par la sédimentation récifale.

Cette hypothèse ne semble pas pouvoir être généralisée à l'ensemble du Domaine puisque, selon toute vraisemblance, la moitié méridionale de son aire n'a pas été le siège d'une telle sédimentation.

On peut en déduire que cette moitié méridionale était découplée du reste du Domaine, ce qui nous conduit à admettre qu'il en était de même pour les deux parties de la moitié septentrionale, et à préférer considérer un autre type d'évolution.

- Constitué des blocs distincts, le Domaine tout entier émergé et s'affaissant peu à peu aurait vu s'immerger d'abord sa partie centrale, puis sa partie septentrionale, alors que sa partie méridionale restait émergée jusqu'à ce qu'intervienne le soubresaut fini-maastrichtien traduit par une submersion rapide d'ensemble.

### DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL

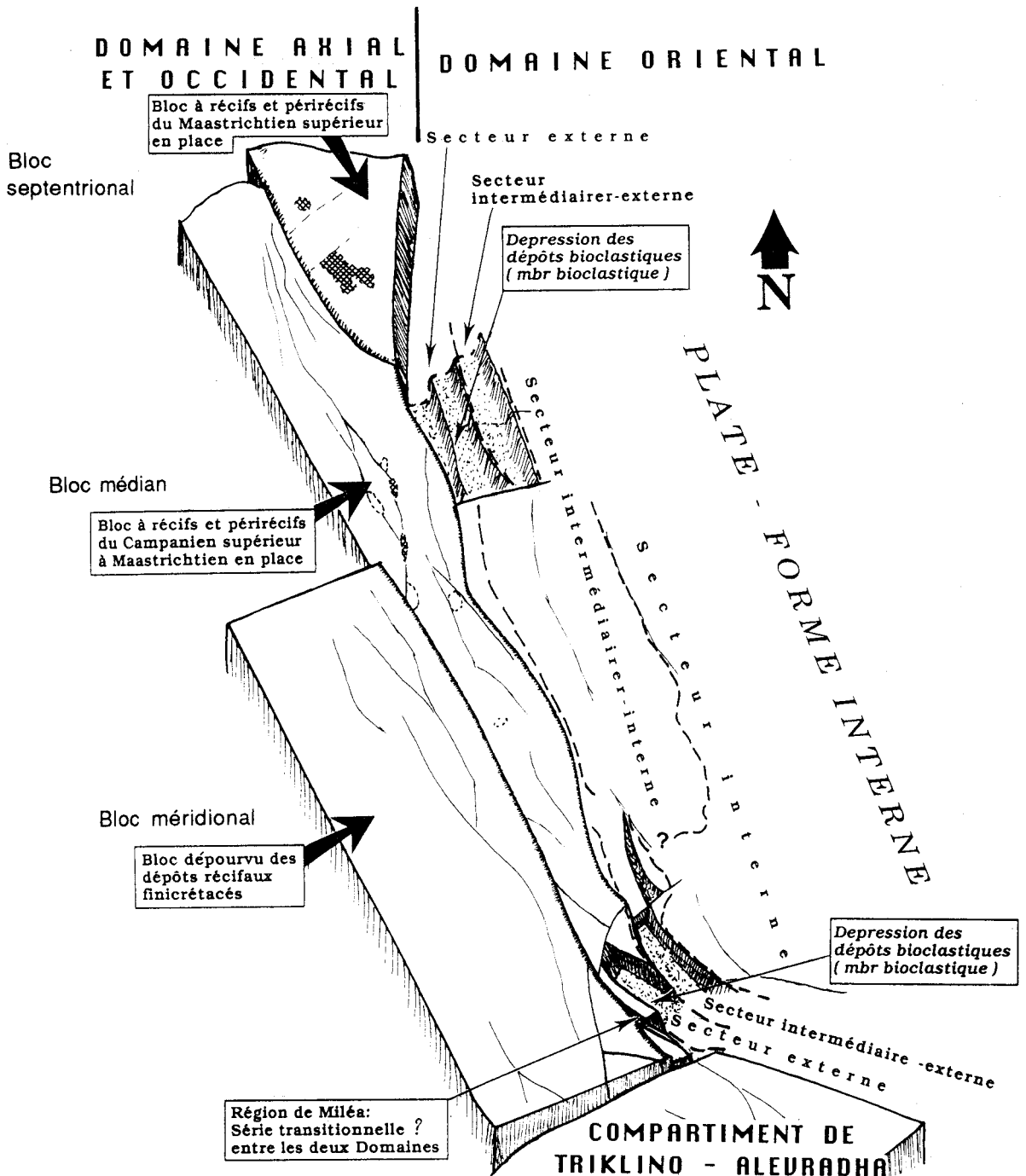


**Fig. 53A.- Synthèse des données réunies pour le Domaine axial et occidental.** Les localités étudiées sont identifiées comme dans le texte (A1 à A7, B1 à B3, C, soulignées par un cadre rectangulaire ; voir aussi fig. 34, p. 74).

On ne saurait cependant pas dire si les blocs ainsi distinguée étaient isolés par des failles antérieures à cette évolution (le massif aurait ainsi évolué en masse, après que les blocs aient acquis leurs positions respectives) ou si le jeu de ces accidents est contemporain de la sédimentation et responsable du jeu indépendant de ces blocs.

Les limites de ces blocs ne peuvent être identifiées précisément par la disposition des témoins sédimentaires, séparés par de trop grandes distances. Il est cependant remarquable que des failles actuelles, d'orientation N 150, propres au Domaine axial et occidental, et obliques sur l'orientation de la limite entre les deux Domaines se présentent dans une position susceptible de servir de limite à ces blocs. En l'absence de toute autre direction présentant ces mêmes caractéristiques, nous admettrons que ces failles reprennent l'orientation de celles qui limitaient les divers blocs au Campanien-Maastrichtien.

*En résumé, le Domaine axial et occidental nous apparaît comme constitué de 3 blocs limités par des failles peu obliques sur la limite du Domaine. Ces blocs, émergés et ayant subi l'ablation d'une partie des sédiments antérieurs, sont tout à tour immergés et sièges d'une sédimentation récifale puis finalement pélagique après qu'une nouvelle phase de tectonique cassante les ait affectés. Ils sont finalement émergés à l'orée des temps cénozoïques.*



**Fig. 53B.-** *Interprétation d'ensemble de la physiographie des Ori Valtou à l'issue du bouleversement survenu au cours du Santonien supérieur - Campanien inférieur.*

Alors que le Domaine axial et occidental a subi l'ablation d'une partie des dépôts antérieurs, le trait essentiel est constitué par la partition longitudinale du massif. Le Domaine axial et occidental est divisé en 3 blocs dont on admet ici qu'ils subissent ensemble une même subsidence, entraînant la reprise de la sédimentation récifale successivement sur le bloc médian puis le bloc septentrional (le bloc méridional restant émergé). Les récifs à rudistes du bloc médian fourniront le matériel constituant les dépôts bioclastiques qui s'accumulent et vont combler les dépressions du "secteur intermédiaire-externe" et "externe" du Domaine oriental.

*On notera que l'absence de tout dépôt bioclastique (absence des secteurs "intermédiaire externe" et "externe" - voir fig. 53A) dans la partie centrale du massif a conduit à représenter deux dépressions se terminant assez brusquement au contact de discontinuités sensiblement perpendiculaires à la limite des deux Domaines. Dans la région septentrionale, les faciès bioclastiques disparaissent abruptement au passage d'un ravin d'orientation E-W, trace éventuelle d'une faille que rien d'autre ne signale. Dans la région méridionale, la disparition du faciès bioclastique vers le N coïncide avec la vallée de l'Akheloo ; l'existence de failles d'orientation sensiblement E-W aux alentours a guidé le choix de la solution proposée.*

### III. EVOLUTION CAMPANO-MAASTRICHIENNE DE L'AIRE DES ORI VALTOU

Cette évolution s'inscrit entre deux importants phénomènes que seule l'analyse détaillée permet de bien distinguer.

Le premier de ces phénomènes n'a laissé que des traces négatives ou indirectes. Il nous est connu par la lacune qui sépare les sédiments campano-maastrichtiens (ou plus récents) du "substratum" et par l'importante différenciation des milieux qui conduit à la distinction des deux Domaines au cours du Campanien-Maastrichtien. Son âge, connu par examen des plus étroites "fourchettes" encadrant les lacunes et par les brèches à matériel néritique qui se déposent dans le bassin Ionien, est santonien supérieur à campanien inférieur. On ne cherchera pas pour l'instant à identifier le ou les processus qui ont pu être les agents de cette ablation mais on soulignera que, pour la période considérée, aucun matériel témoignant d'une érosion mécanique ou aucune trace karstique témoignant d'une altération chimique n'a été identifiée sur l'ensemble de l'aire étudiée.

Le second de ces phénomènes correspond à une discontinuité généralisée de la sédimentation aux alentours de la limite Maastrichtien-Paléocène, qui sera suivie d'un complet bouleversement de la paléogéographie antérieure.

Dans l'intervalle, la partition longitudinale du massif en deux Domaines constitue le trait dominant de la paléogéographie. On cherchera à établir la position de la limite de ces Domaines puis à montrer leurs relations pendant la période considérée.

#### A. Position de la limite des deux Domaines

Si l'existence d'une limite assez étroite et tranchée entre les deux Domaines semble indiquée par l'absence de faciès mixtes, on manque d'arguments pour la cerner.

- Au N du massif, un couloir de flysch les sépare ; la faille normale, de direction presque méridienne, qui sépare ce flysch des carbonates du Domaine axial et occidental, peut être la reprise d'un accident ancien, mais rien ne permet de soutenir cette simple vraisemblance.
- Dans la partie centrale du massif, l'éloignement des affleurements caractéristiques de chacun des deux Domaines ne procure aucune contrainte permettant de situer la limite recherchée au passage de l'une ou l'autre des nombreuses failles qui parcourent longitudinalement la partie médiane du massif.
- Au S du massif, seul l'affleurement de Miléa (fig. 52, p. 101) serait susceptible d'alimenter une discussion puisqu'on y observe côte à côte des faciès caractéristiques mais d'âges différents de chacun des deux Domaines, séparés par un étroit faisceau faillé de direction N 140. On n'a cependant pas pu déterminer s'il s'agit d'un simple accident récent affectant une série hétérogène (les deux faciès juxtaposés ayant été à l'origine superposés) ou de la reprise récente d'un accident ayant anciennement séparé les deux Domaines.

En conclusion, on n'a pas pu individualiser de témoin indubitable de la limite tranchée que l'absence de faciès mixte rend vraisemblable. On soulignera que cette indétermination n'est probablement due qu'à

l'absence d'affleurement dans la "zone sensible" où cette limite devrait se situer. Cependant, un faisceau de failles récentes de direction N-S (comme au N du massif) ou N 140 (comme au S), parcourant la partie médiane du massif, se prête très aisément à l'interprétation et nous servira de "limite probable" par la suite.

## **B. Evolution d'ensemble de l'aire des Ori Valtou**

Nous admettons, pour l'instant, qu'un phénomène de nature inconnue mais très localisé dans le temps (prenant place au cours de la période Santonien supérieur - Campanien inférieur) a provoqué l'ablation d'une partie des carbonates préalablement déposés dans le Domaine axial et occidental et a laissé une importante cicatrice tranchée qui délimite les deux Domaines.

La reprise de la sédimentation dès le Campanien supérieur, avec ses différenciations dans les deux Domaines, indique que les autres traits morphologiques sont acquis en même temps ou peu après la création de cette limite. C'est ce que représente la figure 53B, correspondant à un "instantané" de la situation au cours du Campanien, au moment où la sédimentation va reprendre dans le Domaine axial et occidental et où les premiers sédiments bioclastiques vont commencer à remplir les dépressions du Domaine oriental. La localisation des premiers récifs campaniens dans le bloc médian du Domaine axial et occidental qui jouxte le Domaine oriental apparaît de nature à rendre compte du faciès à débris de rudistes qui constitue l'essentiel du remplissage des dépressions.

Cette situation se modifie peu par la suite, bien que le comblement des dépressions et la submersion du bloc septentrional conduisent, vers le milieu des temps maastrichtiens, à un dispositif plus simple dans lequel le bloc méridional du Domaine axial et occidental, seul émergé, se trouve prolongé vers le N par une barrière récifale protégeant une plate-forme interne à circulation restreinte établie sur tout le reste de l'aire des Ori Valtou.

Cet état n'est cependant pas de longue durée puisqu'au cours du Maastrichtien supérieur, un épisode de fracturation, suivi d'une submersion importante, affecte certains points du Domaine axial et occidental ("filons clastiques" à remplissage pélagique - p. 98-99, 100). L'absence de témoins de ces phénomènes dans le Domaine oriental peut laisser supposer une réactivation de la limite des deux Domaines dont cependant rien d'autre ne témoigne.

Quoi qu'il en soit, la fin des temps crétacés sera le théâtre d'une nouvelle crise, qui provoquera une émergence généralisée et créera une paléogéographie nouvelle, indépendante de celles qui viennent d'être exposées.

Un peu à l'écart de cette évolution, le compartiment de Triklino-Alevradha ne se signale que par la précocité du dépôt des faciès bioclastiques suggérant qu'une certaine hétérochronie du développement des phénomènes en cause soit à considérer.



## CHAPITRE II

### PERIODE PALEOCENE-EOCENE : INSTABILITES ET LACUNES MULTIPLES

L'échelle biostratigraphique utilisée ne présente pas le particularisme de celle de la période précédente, en raison du caractère "cosmopolite" des organismes (Alvéolinidés, Nummulitidés, Orthophragmines, plancton) fréquents dans les dépôts de cette période.

On a adopté ainsi l'échelle présentée par Fleury (1980) où les divers organismes benthiques de la série locale sont mis en parallèle avec les zonations fondées sur les organismes classiques planctoniques et benthoniques (fig. 5, p. 16) :

- Le Paléocène. Si sa zonation, en domaine pélagique, est bien établie grâce aux Globigérinidés et Globorotaliidés qui remplacent les Globotruncanidés du Crétacé, ce n'est pas le cas en domaine benthonique, presque désert à la suite de la "crise finicrétacée". Le peuplement ne redevient diversifié et abondant qu'au cours de la partie supérieure (Thanétien) de la période. On distinguera :

- un Paléocène "inférieur" (P.inf.) caractérisé par la présence de *Valvulinidae* et *Chrysalidinidae* associés vers le sommet à *Miscellanea*, *Ranikothalia* et *Operculina* ;
- un Paléocène "supérieur" (P.sup.) (zone P4 à *P. pseudomenardii*) où les foraminifères précédents coexistent avec des foraminifères arénacés coniques dont *F. alavensis*, *B. arabica*, *H. lukasi*, Glomalvéolines dont *A. (G.) primaeva* et Orthophragmines.

- L'Eocène inférieur. Pour des raisons pratiques, son début est placé à la base de la zone à *M. velascoensis* (P5) là où les genres *Nummulites*, *Assilina*, *Alveolina*, *Orbitolites* et *Opertorbitolites* font leur apparition. Sa limite supérieure est signalée par l'apparition des genres *Hantkenina* et *Globigerinatheka*.

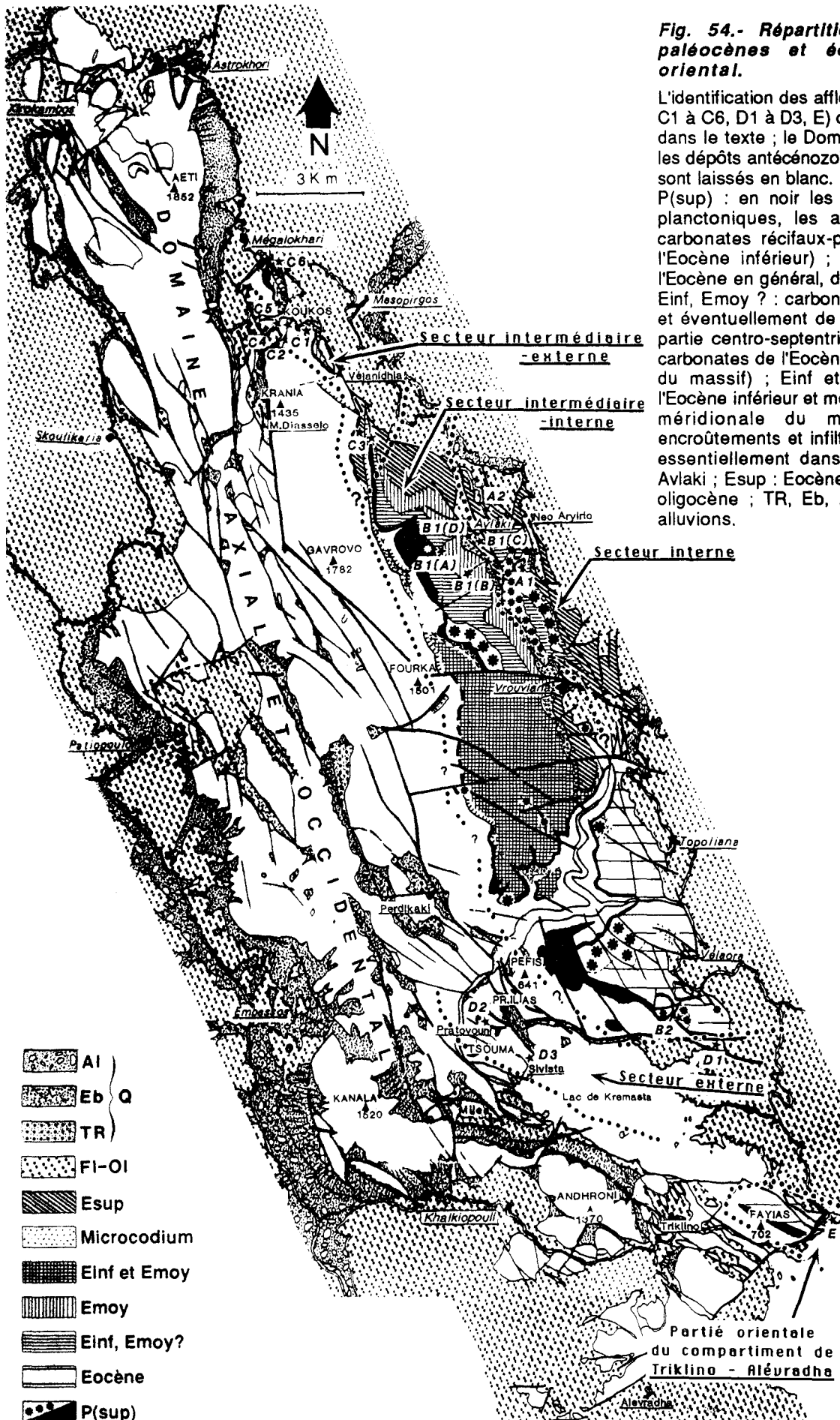
Cette période ainsi comprise regroupe l'Ilerdien et le Cuisien. On observe encore à sa base des *Miscellanea* et *Ranikothalia* et plus haut, *Cuvillierina* et Foraminifères coniques dont *Coskinolina liburnica*.

- L'Eocène moyen voit l'apparition de *Halkyardia minima*, *Gyroidinella magna*, *Fabiania cassis*, *Chapmanina gassinensis*, *Aktinocyclus*, "Hétérostégines involutes" : *Grzybowski* (au sommet). La fin de cette période correspond à la disparition des foraminifères planctoniques "épineux" (*Morozovella*, *Acarinina*, *Truncorotaloides*), de *Planorotalites*, des Nummulites de grande taille, des *Alveolina* et *Orbitolites*.

NB. Selon Barbin (1986), ces deux derniers genres existent dans les sédiments du Priabonien stratotypique (Italie du Nord). Par ailleurs, la disparition de *Orbitolites* est clairement postérieure à celle des *Alveolina* dans nos sédiments.

- L'Eocène supérieur est caractérisé par *Nummulites* gr. *fabianii*, *Grzybowski* et *Spiroclypeus*, *Pellatispira* (dont *P. madaraszii*), de nombreuses Orthophragmines et de très rares représentants des *Alveolinacea* (genres *Praebullalveolina* et *Borelis*). La limite supérieure de cette période correspond à la disparition des *Hantkenina* et *Globigerinatheka*, un peu plus tardive que celle du groupe de *Turborotalia cerroazulensis* (Pomerol et Premoli-Silva, 1986).

Le plan de l'étude sera, pour des raisons d'homogénéité, le même que celui qui a été adopté pour le Crétacé, bien que la complexité de la répartition des faciès ait beaucoup augmenté. Comme aucune autre distinction ne s'impose, on observera comme d'ailleurs les auteurs précédents, deux grandes divisions :



**Fig. 54.- Répartition des affleurements paléocènes et éocènes du Domaine oriental.**

L'identification des affleurements (A1-A2, B1-B2, C1 à C6, D1 à D3, E) correspond au plan adopté dans le texte ; le Domaine axial et occidental et les dépôts antécénozoïques du Domaine oriental sont laissés en blanc. *Pour le Domaine oriental* : P(sup) : en noir les dépôts bréchiques et/ou planctoniques, les astérisques signalent les carbonates récifaux-péirécifaux (en partie de l'Eocène inférieur) ; Eocène : carbonates de l'Eocène en général, dans la partie S du massif ; EINF, Emoy ? : carbonates de l'Eocène inférieur et éventuellement de l'Eocène moyen, dans la partie centro-septentrionale du massif ; Emoy : carbonates de l'Eocène moyen (dans la partie N du massif) ; EINF et Emoy : carbonates de l'Eocène inférieur et moyen dans la partie centro-méridionale du massif. Microcodium : encroûtements et infiltrations de Microcodium, essentiellement dans l'alignement Vrouviana-Avlaki ; Esup : Eocène supérieur ; FI-OI : Flysch oligocène ; TR, Eb, AI : terra rossa, éboulis, alluvions.

Partie orientale  
du compartiment de  
**Trikli - Alévradha**

- le Domaine oriental (= "Zone A", IGRS-IFP, 1966, fig. 36) où l'on observe des séries du Paléocène-Eocène relativement épaisses et complètes constituées par des calcaires récifaux-périrécifaux et/ou planctoniques reposant sur les carbonates du Crétacé terminal ;
- le Domaine axial et occidental (= "Zone B" de IGRS-IFP), où des discordances et des lacunes sont discernables dans des sédiments ordinairement peu épais, le plus souvent planctoniques, benthoplanctoniques, bréchiqes et/ou localement récifaux, reposant sur un substratum d'âge très varié (crétacé inférieur à maastrichtien).

## I. DOMAINE ORIENTAL : SEDIMENTATION RECIFALE-PERIRECIFALE DISCONTINUE

Comme on a vu précédemment, le "Domaine oriental" s'est individualisé au sein de plate-forme des Ori Valtou, pendant la période fini-crétacée (Campanien-Maastrichtien), à la suite d'un épisode tectonique, plus sensible à l'W, dans son "secteur externe" (dépression des faciès bioclastiques à *Orbitoides*) qu'à l'E, dans son "secteur interne" (faciès de type plate-forme interne).

Cette différenciation du domaine, pourtant atténuée par l'émersion généralisée finicrétacée-éotertiaire (comblement de la dépression et généralisation des faciès d'émersion), réapparaît au cours du Paléocène et de l'Eocène, assortie de différenciations nouvelles. Ainsi, dans une partie des "secteurs internes" fini-crétacés, s'installent au Tertiaire des milieux récifaux-périrécifaux à forte bioproduction tandis que le "secteur externe" devient le siège de milieux plus profonds à sédimentation peu épaisse, planctonique et bréchiqes.

On distinguera donc par la suite quatre secteurs qui vont apparaître successivement dans notre plan (fig. 54) :

- le secteur "interne" (A dans ce qui suit) caractérisé par une sédimentation récifale-périrécifale, épaisse, au cours du Thanétien-Ilerdien ?, et par une lacune importante lutétienne ; il occupe la partie moyenne du massif, entre les villages d'Avlaki, au N, et Vrouviana, au S, bien que certaines de ses caractéristiques puissent s'observer au cours de l'Eocène, dans d'autres secteurs plus au S (Topoliana, Vélaora). Il ne coïncide qu'en partie avec le "secteur interne" finicrétacé. Un contact tectonique (faille inverse) superpose le plus souvent les séries de ce secteur aux séries du secteur suivant ;
- le secteur "intermédiaire interne" (B), où l'épisode récifal périrécifal du Thanétien-Ilerdien ?, peut-être bien ou très peu représenté et où la lacune lutétienne, bien que beaucoup moins importante, est signalée par une croûte de type bauxitique (?) ; les séries les plus typiques de ce secteur se trouvent dans une bande longitudinale à l'W de Avlaki et Vrouviana et les moins typiques au S de celle-ci jusqu'à l'W de Vélaora. Il coïncide avec une partie du "secteur interne" et "secteur intermédiaire" finicrétacés ;
- le secteur "intermédiaire externe" (C) caractérisé par des séries souvent peu épaisses à sédimentation bréchiqes au cours du Paléocène supérieur et/ou Eocène moyen, suivie d'un épisode récifal-périrécifal, au cours de l'Eocène supérieur ; ces séries sont observées avec certitude vers le N, entre Avlaki et Mégalkhari, et peut-être plus au S, mais moins typiques. Il coïncide avec une partie du "secteur intermédiaire" et "secteur externe" finicrétacés ;

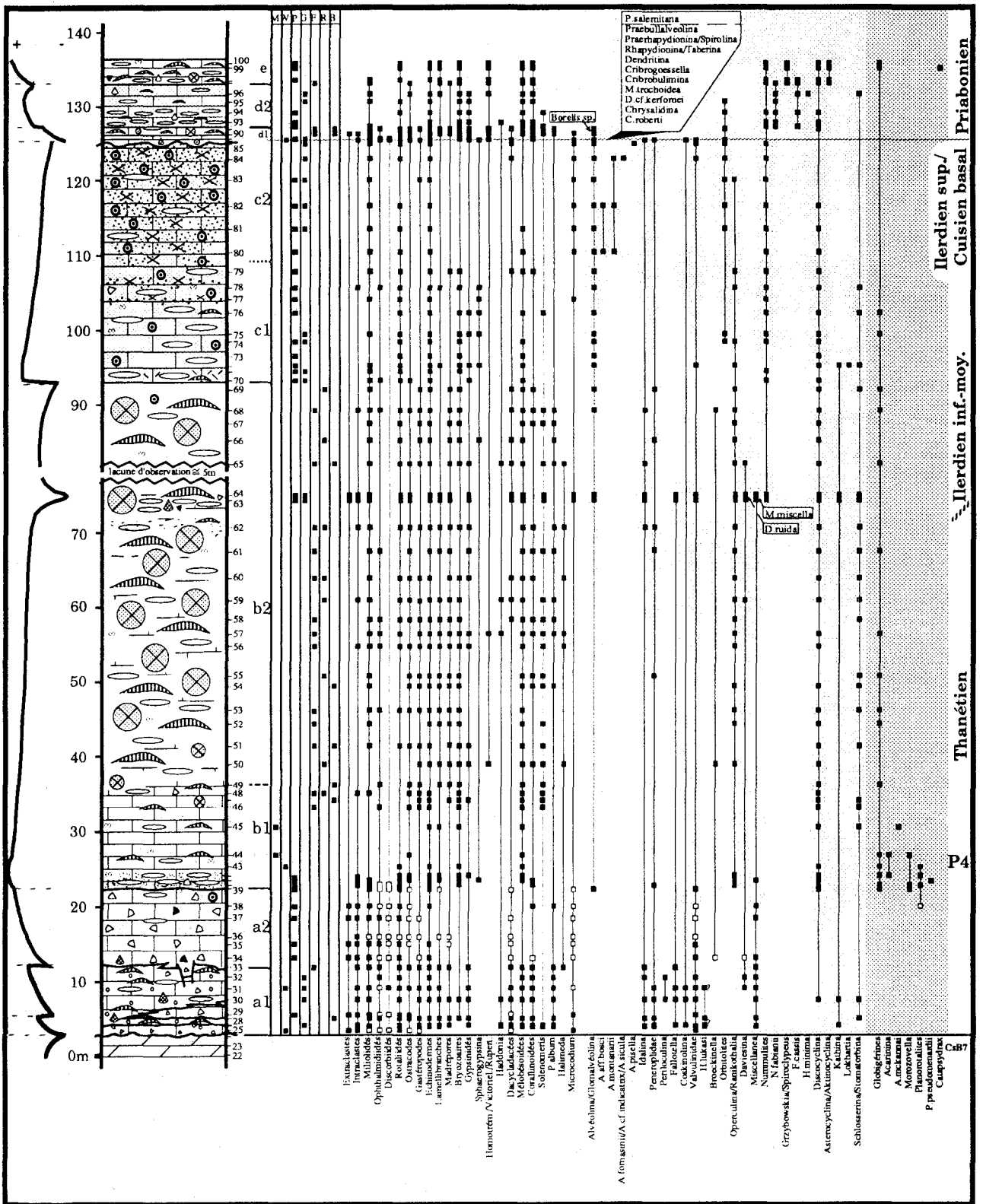


Fig. 55.- Coupes aux environs de Néo Argirio (A1). Les faciès récifaux-périrécifaux thanétiens et la lacune de l'Eocène moyen constituent les caractéristiques du "Secteur interne".

La colonne de gauche représente une interprétation de l'organisation séquentielle des sédiments ; les traits horizontaux marquent les limites de séquences et la courbe signale l'évolution de la sédimentation vers l'approfondissement (+) ou l'émergence (-). M: mudstone - W: wackestone - P: packstone - G: grainstone - F: floatstone - R: rudstone - B: bindstone, bafflestone, framestone.

Vers le sommet de la subdivision, les faciès deviennent de plus en plus dissous et recristallisés, plus riches en Alvéolines et Gypsinidés (dont *Gypsina discus*; dét. D. Décrouez) tandis que le *Microcodium* fait sa première apparition ;

- c2. (15 m environ). Il s'agit de calcaires profondément carriés par *Microcodium* qui souvent en occupent la plus grande partie. Les biofaciès qu'on y rencontre sont les mêmes que précédemment, mais plus riches en Alvéolines dont *A. aff. boscii*, *A. montanarii* et *A. fornasinii*, *A. cf. indicatrix*, *A. sicula*, *A. pisella* (dét. L. Hottinger), ces dernières à l'extrême sommet de la subdivision.

**Age** : illerdien supérieur ou cuisien basal au moins pour la partie supérieure de la subdivision.

d. 8 m de calcaires clairs, gris-clairs, stratifiés, dont la base repose sur une surface irrégulière des calcaires à *Microcodium* de la subdivision précédente.

- d1. (2 m environ). A l'extrême base, 0,5 m d'un calcaire biocritique wackestone-packstone où se développe un réseau de cavités (?) à silt microcristallin. Cette micrite renferme de nombreux Miliolidés, Pénéroplidés, *Spirolina cylindracea*, *Praerhapydionina* sp., "*Rhapydionina*" (cf. *malatyaensis* ou *urensis*), *Dendritina* sp., *Praebullaalveolina* cf. *afyonica*, *Valvulina* sp., *Cribrbulimina* sp., *Cribrgoessella* sp., *Makarskiana* cf. *trchoidea*, *Discorinopsis* cf. *kerfornei*, *Chrysalidina* sp., *Coskinolina roberti*, *Coskinolina* sp., *Orbitolites* sp., petit benthos hyalin abondant, Rotaliidés, Rupertininae, gastéropodes, débris d'échinodermes, *P. salernitana* (abondante), débris d'algues rouges et débris de *Microcodium*.

Ensuite, et sans interruption, viennent 0,8 m de calcaire bioclastique packstone-grainstone à débris d'échinodermes, bryozoaires, ostracodes, Gypsinidés, Rotaliidés et débris de Corallinacées.

Au sommet de la série, 1 m environ de calcaires bioclastiques floatstone où dominent les algues rouges et les débris de madrépores où l'on distingue *Borelis* sp., Miliolidés, *Orbitolites* sp., Rotaliidés, *Asterigerina* sp., débris de *F. cassis*, *Discocyclusina* sp. (rares), *Rupertinininae*, *Planorbulina* sp., Gypsinidés, ostracodes, gastéropodes, lamellibranches, quelques Globigérines et débris de *Microcodium* ;

- d2. (6 m environ). C'est un calcaire bioclastique packstone-grainstone qui succède progressivement vers le haut aux faciès algaires précédents. On y trouve de nombreux tests de *N. fabianii* (beaucoup moins nombreux vers le sommet), Gypsinidés, débris d'échinodermes et bryozoaires associés avec quelques Miliolidés, *Orbitolites* sp., Valvulinidés, *F. cassis*, *Halkyardia minima*, *Discocyclusina marthae*, *Planorbulina* sp., *Rupertinininae*, ostracodes, lamellibranches, algues Corallinacées et "*Solenomeris*" ? sp.

**Age** : éocène moyen (?) et supérieur.

NB. Le "faciès à Imperforés" (division d1) est connu en d'autres régions (Turquie, Lybie, Grèce - Massif du Klokova en particulier). Il n'est jamais daté que par sa position entre un Eocène moyen et un Eocène supérieur ; l'absence d'organismes fondant les zonations classiques, évidemment fonction du caractère isolé du milieu où il s'est déposé, justifie l'incertitude de la datation. En tout état de cause, il semble peu probable qu'il puisse représenter une partie importante de l'Eocène moyen ici. Les *N. fabianii* sont tout à fait caractéristiques de l'Eocène supérieur.

e. 3 m de calcaires blancs, gris-blancs, qui succèdent brusquement par l'intermédiaire d'un contact tranché et parallèle à la stratification, aux calcaires bioclastiques à *N. fabianii*. Il s'agit de faciès floatstone, packstone, microbréchiques (?), riches en algues Corallinacées. On y trouve encore *Nummulites* (gr. *fabianii*), *Spiroclypeus* sp., *Grzybowskiia* sp., *Discocyclusina scalaris*, *Discocyclusina* sp., *Asterocyclusina* sp., *Aktinocyclusina* sp., Rotaliidés, *F. cassis*, *Angotia* ? sp., *Rupertinininae*, *Planorbulina bronnimanni*, plancton (Globigérines, *Catapsydrax* sp.), ostracodes, bryozoaires, lamellibranches, échinodermes et madrépores. Les algues rouges, les bryozoaires et le plancton deviennent de plus en plus dominants vers le sommet de la série où le plancton constitue aussi le remplissage de petites fractures ouvertes au sein des calcaires.

**Age** : priabonien (éocène supérieur).

Par la suite, une faille verticale fait réapparaître les calcaires à Flosculines sphériques et *Microcodium* de l'Eocène inférieur. Plus haut, le reste de la série, jusqu'au passage avec le flysch, n'a pas pu être observé, en raison des mauvaises conditions d'affleurement.

En résumé, le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur (= 120 m d'épaisseur) sont représentés par des faciès bréchiques et récifaux enrichis d'apports planctoniques. Une première émergence de faible conséquence se produit au cours de l'Eocène inférieur ; une seconde est responsable de l'absence de sédiments marins de l'Eocène moyen, période dont seule la partie finale pourrait être comprise dans les "faciès à Imperforés". L'Eocène supérieur correspond à des faciès mieux représentés dans la coupe suivante.

## 2. Coupe à l'E d'Avlaki (A2, fig. 54 et 56)

Le lieu d'observation se situe à 2 km environ au NW du point précédent, à l'E du village d'Avlaki, à l'endroit où la grande piste coupe un petit affleurement allongé de flysch. On y observe (fig. 56) :

a. 10 m environ de calcaires bioclastiques packstone-grainstone à débris d'échinodermes, *N. fabianii* (peu nombreux au sommet), *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., Rotaliidés, *Asterigerina* sp., *F. cassis*, *H. minima*, *Eoannularia* sp., *Borelis* sp. (à la base), Gypsinidés, *Planorbulina* sp., bryozoaires, ostracodes, lamellibranches, "Solenomeris" ? sp. et algues Corallinacées.

Age : priabonien (éocène supérieur).

b. 5 m de calcaires en bancs métriques à inframétriques qui, par l'intermédiaire d'un contact abrupt et parallèle à la stratification, succèdent aux calcaires bioclastiques à *N. fabianii*.

- b1. (4 m environ). Les premiers 3,5 m constituent un seul banc montrant des faciès floatstone, bafflestone, à madrépores, algues Corallinacées et bryozoaires associés avec quelques *Nummulites* sp., *Pellatispira madaraszii*, *Spiroclypeus* sp., *Asterocyclus* sp., *Aktinocyclus* sp., *F. cassis*, *Rupertininae*, *Sphaerogypsina* sp., *Planorbulina* sp., ostracodes, échinodermes, lamellibranches, annélidés et plancton.

Les derniers 0,5 m forment un autre banc caractérisé par des faciès microbréchiques (?), floatstone-rudstone à éléments micritiques, pelmicritiques à rare plancton et des organismes identiques aux précédents avec en plus *Grzybowski* sp., *D. scalaris* ? et *Rupertina* sp.

Le sommet du banc est imprégné d'oxydes de fer et présente une surface "irrégulière" sur laquelle repose une mince couche (5 à 10 cm) calcaropélitique. On y trouve de nombreuses Globigérinidés, *Nummulites* sp., *Grzybowski* sp., *Spiroclypeus* sp., débris de *Pellatispira* sp., *Asterocyclus* sp., *Aktinocyclus* sp., *Asterigerina* sp., Rotaliidés, *Rupertininae* (*Eorupertia* sp.), ostracodes, bryozoaires, algues rouges et divers éléments arrondis de calcaires (micrites, pelmicrites avec des algues rouges, *Spiroclypeus* sp. ou *H. minima*) ;

- b2. (1 m). C'est un banc de calcaire biomicritique et intrabiomicritique floatstone-packstone caractérisé par les mêmes biofaciès que celui des calcaires de la subdivision b1, où *P. madaraszii* n'a pas été identifiée.

Age : priabonien-oligocène.

c. 3,5 m d'un ensemble calcaropélitique et pélite.

- A la base, 1,5 m de pélites dures jaunâtres, composées de bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, qui succèdent d'une manière progressive aux calcaires précédents. Leur biofaciès, à la base identique à celui des calcaires, se trouve plus haut composé en majeure partie de plancton (Globigérinés) et quelques bryozoaires et débris d'algues rouges.

- Ensuite on trouve 1 m de pélites dures grises, à patine jaunâtre, sous forme de bancs de 1 à 4 cm d'épaisseur, suivies d'1 m de pélites semi-dures à fragiles grises, à patine jaunâtre ou encore bleuâtre, toutes les deux riches en plancton, glauconite et minéraux opaques.

Plus haut se développent les pélites à intercalation gréseuses du flysch.

Age : oligocène (absence des formes de *T. gr. cerroazulensis*).

En résumé, l'Eocène supérieur bien daté, mais probablement incomplètement représenté dans ces affleurements, rappelle les faciès carbonatés antérieurs, traduisant des influences planctoniques d'abord mêlées au benthos, puis nettement prépondérantes avec les faciès calcaro-pélitiques annonçant la sédimentation flyschoidé qui va suivre.

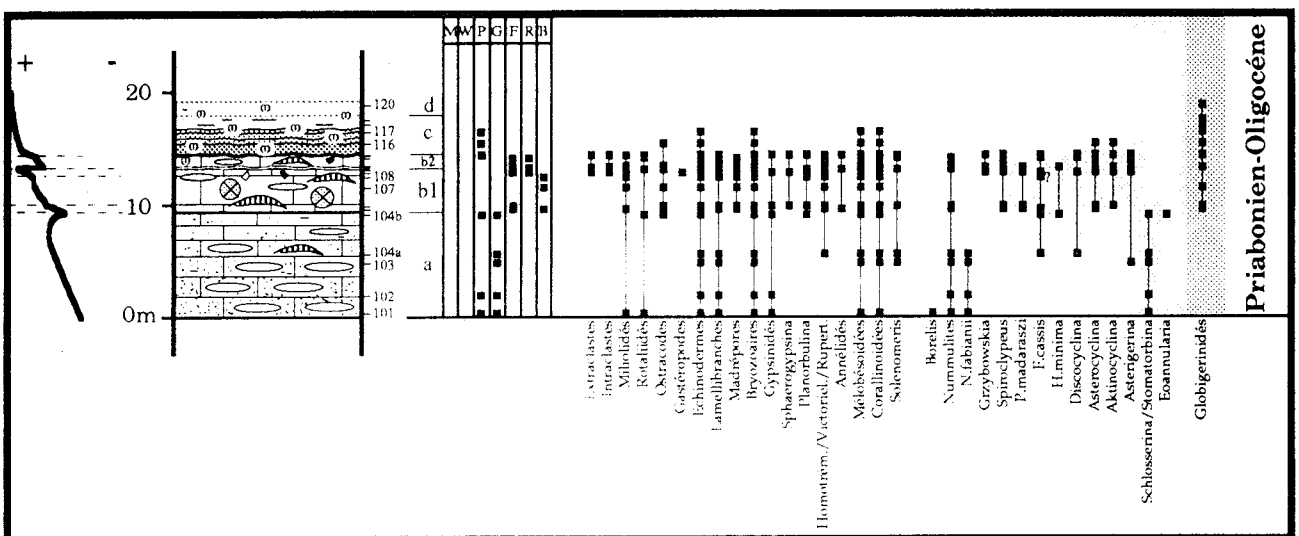


Fig. 56.- Coupe à l'E d'Avlaki (A2) : Eocène supérieur et passage au flysch dans le "Secteur interne" (voir légende fig. 55).

### **Facès et signification des séries du secteur "Interne"**

Les trois types de faciès observés dans la division a (coupe 1) témoignent des modalités de la reprise de la sédimentation au cours du Paléocène supérieur (Thanétien), après l'émersion finicrétacée :

- le faciès bréchiq-ue-microbréchiq-ue comprend des éléments d'âge clairement maastrichtien (*R. liburnica*) et d'autres, plus nombreux, d'âge finicrétacé et/ou éotertiaire, les uns micritiques témoignant de milieux vaseux, lagunaires et les autres indiquant un milieu de plate-forme interne plus ouverts que les précédents. Le "substratum" antérieur à l'émersion est donc encore, alors que la sédimentation a déjà repris localement, soumis à l'érosion aux alentours ;
- le faciès grainstone est surtout remarquable par la grande variété des organismes qui s'y trouvent ; cette même variété étant constante dans les diverses localités où ce faciès est observé, on peut penser qu'elle est caractéristique du milieu de dépôt lui-même, peu profond et agité sans doute mais très favorable au développement de la vie ;
- le faciès boundstone à madrépores associé aux précédents est le premier indice de l'installation du complexe récifal qui va suivre, après qu'un nouvel épisode de démantèlement ait affecté les alentours, ce dont témoigne la brèche polygénique de la division a2.

Le plancton observé dans le ciment au sommet de cette brèche puis, plus massivement dans la division b1, indique un approfondissement qui se trouve bientôt compensé, permettant l'installation progressive d'un édifice récifal à algues rouges et madrépores (division b2). L'épaisseur pluridécamétrique de cet édifice, formé en un laps de temps vraisemblablement court, indique un équilibre maintenu entre subsidence et accumulation sédimentaire qui peut apparaître, paradoxalement en apparence, comme un modèle de stabilité dans le contexte troublé que nous décrivons.

Cet équilibre est rompu aux alentours de la limite Thanétien-Ilerdien et après une première émersion marquée par les *Microcodium* et les traces de diagenèse inter à supratidale au cours de l'Eocène inférieur ; un nouveau cycle est marqué par les calcaires bioclastiques (division c) qui, d'abord riches en Nummulites puis ensuite en Alvéolines, témoignent d'une tendance progressive à l'isolement du milieu ; l'émersion marquée par la profonde infiltration du *Microcodium* peut apparaître comme la conclusion normale de cette évolution.

On notera cependant que la lacune consécutive à cette émersion correspond à une période qui peut durer 10 MA, pendant laquelle plusieurs émerions se produisent dans des secteurs environnants (voir plus loin) ; l'on doit donc envisager que la surface à partir de laquelle se développent les *Microcodium* soit le résultat de l'érosion liée à l'une ou l'autre de ces diverses émerions ou à leur effet cumulé, ce qui rend aléatoire le raisonnement précédent.

La reprise de la sédimentation au cours de l'Eocène supérieur (division d) est tout à fait progressive ; les milieux sont d'abord de type lagunaire et calmes (vases à foraminifères imperforés) puis plus ouverts et agités (sédiments bioclastiques diversifiés à foraminifères perforés, échinodermes, madrépores, algues rouges et plancton, puis récurrence abrupte du faciès récifal - division e) avant que les couches calcaropélitiques et pélitiques à plancton ("couches de passage au flysch"), intercalées dans les calcaires puis les surmontant, ne traduisent les premiers apports détritiques liés à un approfondissement de la plate-forme et à la tectonisation des zones plus internes.





## 1. Coupe aux environs d'Avlaki (B1, fig. 54 et 57-58)

La coupe est réalisée en quatre tronçons qui permettent de profiter successivement des meilleures conditions d'affleurement, aux alentours d'Avlaki. Le tronçon A a été observé à 1 km à l'W du village, le tronçon B à 700 m au S du village et les tronçons C et D juste à son entrée S.

**Tronçon A.** Des dolomies et calcaires blancs renfermant des rudistes sont séparés par un contact tranché, parallèle à la stratification, dépourvu de trace de tectonisation, des carbonates suivants :

a. 7 m environ de calcaires clairs en bancs décimétriques

- 4 m de faciès bioclastiques à Echinides et leurs débris, renfermant un abondant plancton (*P. pseudomenardii*, *M. aequa*...) passant progressivement à :
- des faciès floatstone-bindstone à madrépores et algues rouges, bryozoaires, lamellibranches et foraminifères benthoniques et planctoniques.

**Age :** paléocène supérieur.

b. 3 m de calcaires bréchiques présentant à leur base des traces de décollement tectonique ; les observations alentours permettent de penser qu'il peut s'agir d'un équivalent latéral des calcaires à madrépores précédents, éventuellement déposés directement au dessus des carbonates crétacés. On y distingue les éléments des provenances suivantes :

- du Crétacé terminal (*R. liburnica*, *R. radoiciciae*) ;
- du Crétacé et/ou Paléocène inférieur (micrites à petit benthos hyalin) ;
- du Paléocène supérieur (grainstone à Miliolidés, *H. lukasi*, algues rouges...).

La phase de liaison est une micrite bioclastique renfermant un abondant plancton (dont *P. pseudomenardii*), foraminifères benthiques (*A. (G.) primaeva*), échinodermes, bryozoaires et madrépores.

**Age :** paléocène supérieur.

c. 6,5 m de calcaires massifs formant un piton dans le ravin ; il s'agit de calcaires organogènes floatstone-bafflestone et/ou bindstone à madrépores et algues rouges dominants et foraminifères benthiques (dont *F. alavensis*) et planctoniques.

Ces calcaires reposent, par l'intermédiaire d'un contact tectonique oblique, sur ceux de la division suivante que leur âge semble désigner comme constituant la suite de la série locale. On quitte alors le lit du ravin pour gravir une colline qui s'élève sur sa rive droite, où l'on observe :

d. 8 m de calcaires gris et chatain en bancs décimétriques puis pluridécimétriques à métriques au sommet.

- d1. (4 m) : calcaires micritiques à débris inframillimétriques de micrite et d'échinodermes, et plancton (dont *P. pseudomenardii* et *M. velascoensis*) ; au sommet, calcaires bioclastiques à organismes benthoniques, foraminifères divers, madrépores et algues rouges ;
- d2. (4 m) : calcaires bréchiques puis microbréchiques, polygéniques, à éléments arrondis à subarrondis. On y trouve des débris crétacés (grainstone à rudistes, micrites à *A. kotori*) et paléocènes (calcaires bioclastiques packstone à foraminifères benthoniques dont *A. (G.) primaeva*, rudstone à madrépores et algues rouges, grainstone à Miliolidés, micrites à *Discocyclusina* et plancton).

La phase de liaison renferme des organismes très divers, benthoniques (Nummulitidés dont *Ranikothalia* sp., Glomalvéolines dont *A. (G.) primaeva*, mollusques, échinodermes, algues rouges) et plancton.

**Age :** l'absence de tout organisme éocène conduit à retenir l'âge paléocène supérieur, qui est celui de la plupart des organismes présents dans la phase de liaison.

e. 15 m de calcaires sombres, chatains et noirs, en bancs décimétriques à métriques au sommet.

- e1. (2,5 m). Après une brève transition au faciès précédent, pendant laquelle coexistent benthos et plancton (sections de type *M. gr. velascoensis* et *M. formosa gracilis*), le plancton devient dominant, avec les mêmes sections et d'autres évoquant *M. aequa*, *M. marginodentata*..., les intraclastes bioclastiques diversifiés réapparaissent, dans lesquels on distingue des *Alveolina* (*A. ellipsoidalis* ou *aragonensis*).

**Age :** éocène inférieur (ilerdien, biozones P5 à 7).

- e2. (6,5 m). Ce sont des micrites planctoniques qui s'enrichissent vers le haut en débris benthoniques divers. On distingue des sections évoquant *M. aragonensis*, *A. gr. bullbrookii-spinuloinflata* associés à des foraminifères benthoniques divers (Alvéolines flosculinisées au sommet, bryozoaires et débris d'échinodermes).

**Age :** éocène inférieur (ilerdien ? - cuisien, biozones P7 à P9).

- e3. (6,5 m). Il s'agit de calcaires bioclastiques packstone-grainstone riches en Alvéolines, parmi lesquelles des flosculines allongées (dont *A. sicula* ?, *A. aff. boscii*), formes fuselées (dont *A. distefanoi* ?, *A. gr. levantina* et *A. cremae*). On y trouve aussi des *Lacazina* sp., *Fabularia* sp., *Orbitolites* sp., Nummulitidés, Rotalidés, échinodermes, madrépores, algues vertes et rouges. Localement, ces faciès présentent des traces de dissolution-recristallisation.

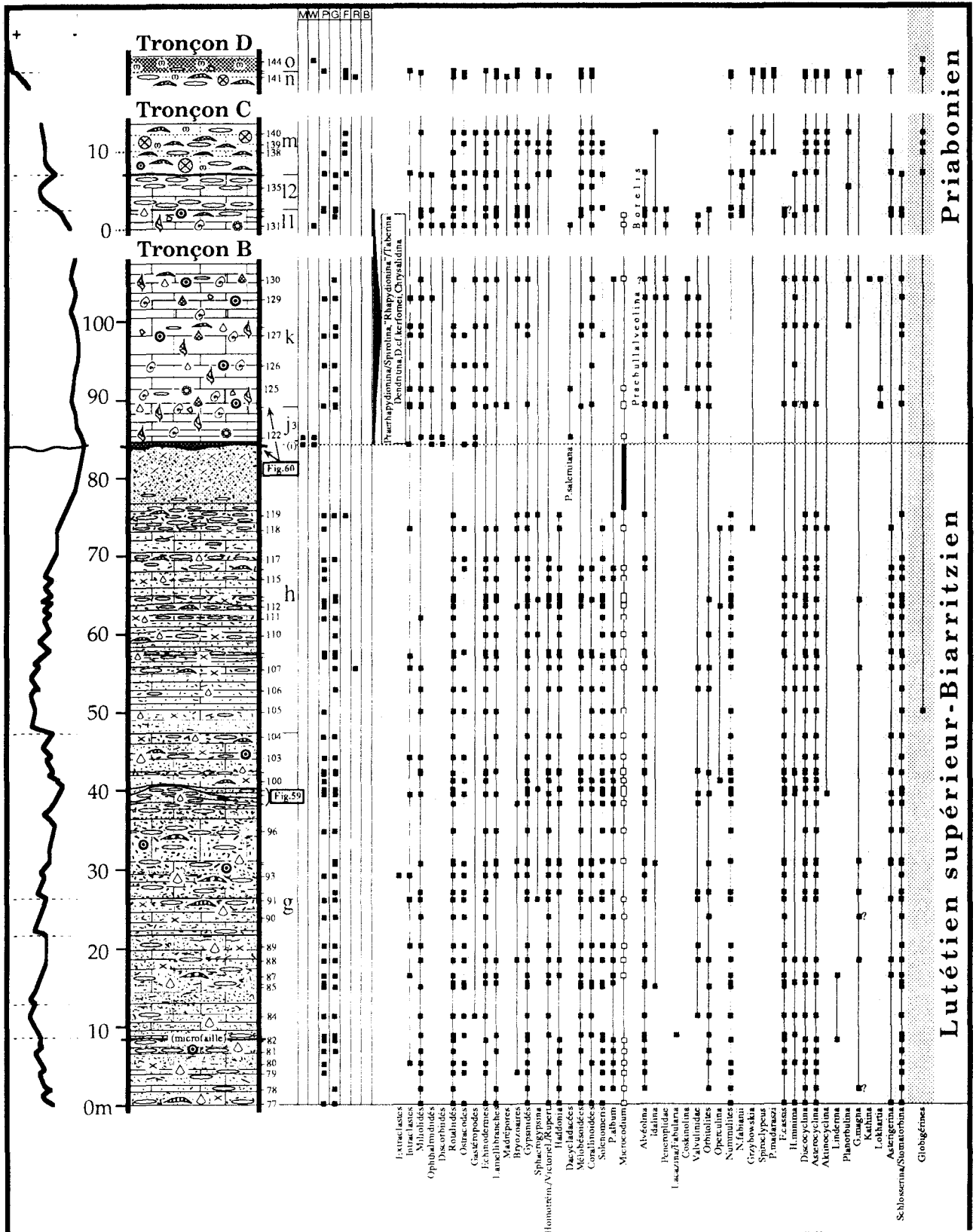


Fig. 58.- Coupes aux environs d'Avlaki (B1), partie supérieure ("tronçons B-C-D").

Dans la moitié supérieure de l'ensemble, un autre faciès pénètre ou emballe (?) le faciès à Alvéolines qui apparaît ainsi débité en blocs irréguliers. Il s'agit d'une biomicrite, renfermant localement des éléments micritiques mudstone-wackestone à organismes benthiques (grands Nummulitidés, Alvéolines, algues rouges) et planctoniques.

**Age** : Les faciès à Alvéolines sont datés de l'Eocène inférieur (Cuisien), tandis que l'âge de la biomicrite infiltrée (?) reste incertain, éventuellement éocène moyen.

f. 37 m de calcaires très sombres, noirs et châtain, en bancs centimétriques à décimétriques.

- f1. (20 m). Un premier banc métrique renferme de nombreuses grandes *Nummulites* sp. (un test de diamètre supérieur à 6 cm), parallèles à la stratification et divers autres organismes benthoniques (*Orthophragmines*, *F. cassis*, *H. minima*, Miliolidés, échinodermes, algues rouges) . sa base renferme des éléments de calcaire bioclastique à *Orbitolites* et *Alveolina*.

Au-dessus, apparaissent des calcaires noirs bitumineux, finement bioclastiques, à rares Miliolidés, *Alveolina*, *Orbitolites*, divers foraminifères hyalins, bryozoaires, débris d'échinodermes, algues rouges et plancton.

- f2. (17 m). La moitié inférieure de la division montre une alternance de faciès bioclastiques et de faciès à Nummulites, qui deviennent peu à peu prépondérants dans la deuxième moitié, bien que les faciès bioclastiques réapparaissent au sommet.

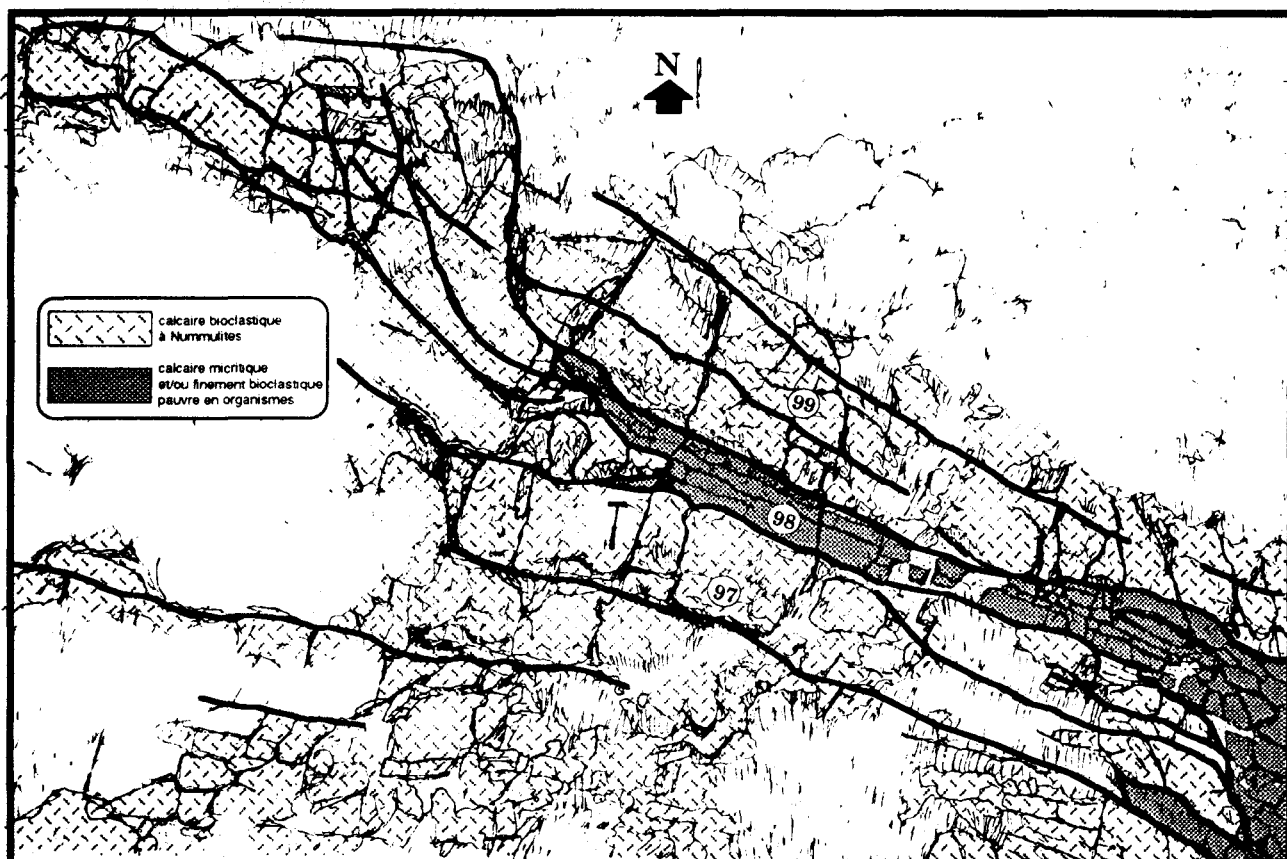
On trouve le même peuplement qu'en (f1), les *Nummulites* appartenant ici aux espèces *N. gr laevigatus-brongniarti*, *N. millecaput*?, *N. anomalus*, *N. aturicus-perforatus*.

**Age** éocène moyen (lutétien supérieur - biarritzien ?).

La suite de la coupe correspond aux tronçons B-C-D (fig. 58)

**Tronçon B.** Un autre ravin de direction E-W situé à 1 km au SE du précédent, permet de continuer la coupe qui, au dessus de calcaires noirs identiques à ceux de la division précédente, présente

g. 50 m de calcaires sombres, noirs et châtain, en bancs décimétriques à métriques, riches en grandes *Nummulites*, formant au sommet de la division des accumulations de quelques mètres d'épaisseur qui passent latéralement aux calcaires finement stratifiés (fig. 59)



**Fig. 59.- Aspect de la relation stratigraphique entre calcaires bioclastiques à Nummulites et calcaires micritiques et/ou finement bioclastiques au sommet du "tronçon B" de la coupe des environs d'Avlaki (voir fig. 58).**

Les lignes sombres soulignant la stratification montrent le passage latéral des deux types de faciès qui se terminent mutuellement au sein l'un de l'autre. Le marteau situé à gauche de l'échantillon 97 donne l'échelle.

Il s'agit, dans l'ensemble, de faciès bioclastiques packstone-grainstone, composés de débris inframillimétriques à millimétriques à Alvéolines (*A. aff. boscii*, *A. palermitana*), débris d'*Orbitolites*, *Nummulites* (*N. millecaput*, *N. gr. perforatus*, *N. striatus*, *N. orbigny*, *N. gr. anomalus*, Orthophragmines, *G. magna*, *F. cassis*, *H. minima*, ..., bryozoaires, échinodermes, algues rouges et *Microcodium* en débris et/ou dans les extraclastes.

**Age** : éocène moyen (lutétien supérieur - biarritzien).

h. 37 m de calcaires riches en *Nummulites*, sombres à leur base et clairs au sommet, que couronne une épaisse croûte à *Microcodium*. Les faciès bioclastiques clairs packstone-grainstone, riches en *Nummulites*, forment souvent des terminaisons en biseaux dans les faciès sombres.

On y trouve les mêmes organismes que dans la division précédente. La moitié supérieure, très blanche, débitée en minces plaquettes, présente cependant une grande abondance de débris d'échinodermes et de lamellibranches (*Ostrea* visible en surface) et les premières *Grzybowskia* sp.

Au point où le ravin est recoupé par la piste Vrouviana-Avlaki, apparaissent les premières infiltrations de *Microcodium* : ces cristallisations constituent une couche massive de plus de 7 m d'épaisseur, bien visible le long de la piste.

**Age** : éocène moyen élevé (biarritzien)

La coupe est reprise en un lieu situé à environ 200 m plus au N, près de l'entrée du village d'Avlaki, où se situe une citerne recueillant les eaux pluviales et une baraque peinte en vert. On observe en suivant la piste

i. La surface supérieure de la masse à *Microcodium* est recouverte par une couche dont l'épaisseur varie de 0 à 60 cm (sur une distance d'environ 2 km où elle a été observée), très effritée, de teinte rouge foncé - bordeaux (fig. 60). Il s'agit d'un calcaire micritique mudstone-wackestone imprégné d'oxydes de fer, renfermant de nombreuses coquilles de gastéropodes.

On observe ensuite, successivement

j. des calcaires sombres

- j1. (10 cm) calcaire massif gris-noir à patine jaunâtre, dismicrite wackestone, à *fenestrae* irréguliers, stylolites ou pseudostylolites soulignés par des oxydes de fer, nombreux gastéropodes, petit benthos hyalin, ostracodes et charophytes.
- j2. (50 cm) calcaire noir puis plus clair à rares Miliolles, gastéropodes et débris de *Microcodium*.

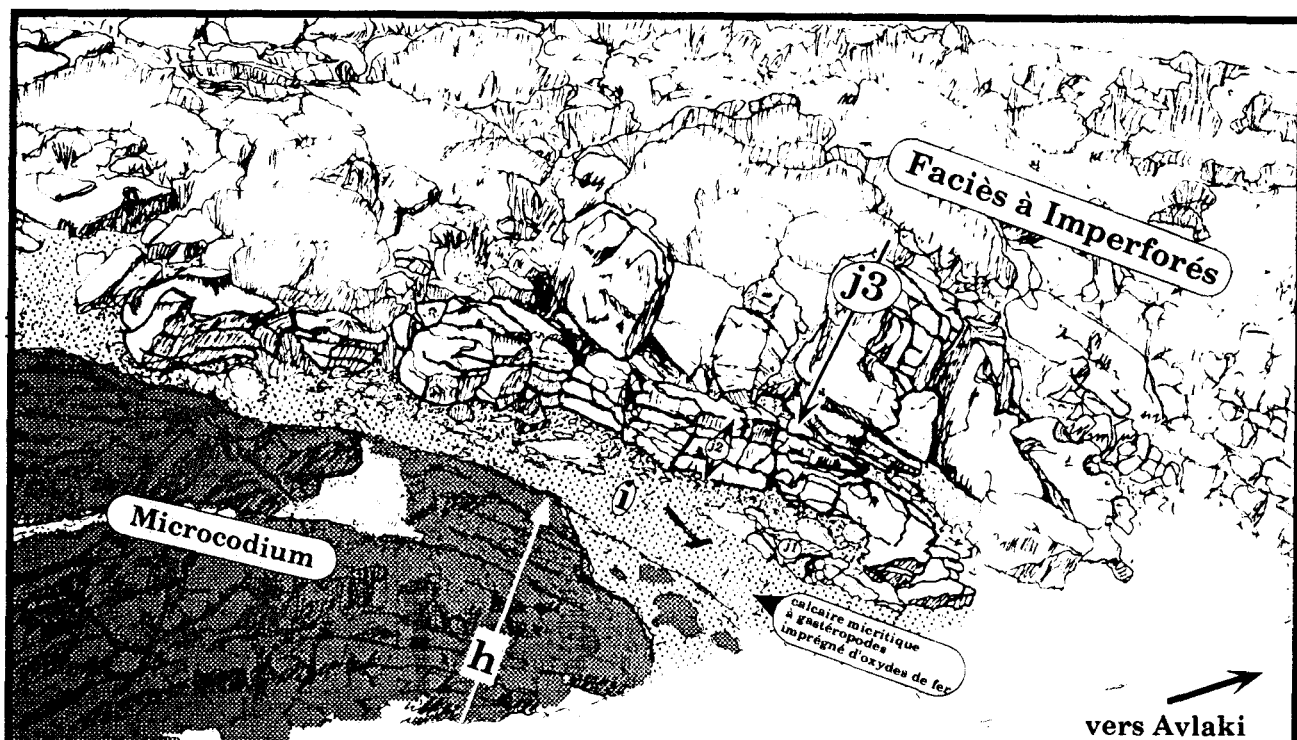


Fig. 60.- Les traces de l'émersion de l'Eocène moyen - Eocène supérieur dans la coupe des environs d'Avlaki ("tronçon B", voir fig. 58).

La masse sombre et irrégulière des faciès à *Microcodium* (division h) est surmontée par des faciès lagunaires de moins en moins restreints : calcaires imprégnés d'oxydes de fer et riches en gastéropodes (division i) puis calcaires à foraminifères imperforés (division j). Le marteau donne l'échelle.

- j3. (5 m) : calcaires noirs à châtons en bancs décimétriques à métriques, en grande partie constitués de micrites mudstone-wackestone à grands gastéropodes et petits foraminifères benthiques. A leur sommet, ce sont des grainstone-rudstone montrant des phénomènes de micritisation et de dissolution-recristallisation, des intraclastes micritiques et le peuplement suivant : Miliolidés, *Praebullalveolina* sp., *Spirolina* sp., "*Rhapydionina*" sp., *Orbitolites* sp., ..., *F. cassis*, Orthophragmines, échinodermes, lamellibranches, algues Dasycladales, Charophytes et Corallinacées.

Age : éocène moyen et/ou supérieur (le problème de l'âge du "faciès à Imperforés" est évoqué précédemment, coupe A1, division d).

- k. 18 m de calcaires noirs à châton en bancs décimétriques à métriques. Ce sont des biosparites et intrasparites grainstone-rudstone alternant avec des bomicroites wackestone-packstone, présentant des micritisations et des phénomènes de dissolution-recristallisation. Le peuplement est comparable à celui de la division précédente.

Age : éocène moyen et/ou supérieur.

**Tronçon C.** L'intense fracturation des calcaires le long de la piste oblige à reprendre les observations dans le lit d'un ravin situé à environ une centaine de mètres, en contrebas de la piste.

- l 7 m de calcaires sombres, noirs en bancs décimétriques à la base, gris-clair massifs en bancs métriques ensuite :

- l1. (2,5 m). Faciès micritiques wackestone-packstone renfermant encore des foraminifères imperforés (dont *Borelis* sp. ? et *Pseudolituonella* sp. ?), alternant avec des faciès bioclastiques packstone-grainstone de même peuplement, auquel s'ajoute *N. fabianii*, *N. incrassatus* ?, Orthophragmines... ;
- l2. (4,5 m) présentant le faciès bioclastique précédent, à débris d'échinodermes et algues rouges, riche en *N. fabianii*.

- m. 6,5 m de calcaires clairs succédant sans transition aux précédents ; on y distingue successivement :

- un banc épais de 2,5 m de faciès bioclastique packstone-floatstone à madrépores et algues rouges, renfermant encore *N. fabianii* et *Borelis* sp., avec *Heterostegina*, Orthophragmines, échinodermes, lamellibranches et plancton ;
- 0,5 m de bancs centimétriques riches en algues rouges, dans lesquels on distingue *Grzybowskia* ? sp. et *P. madaraszi* ;
- 3,5 m de bancs décimétriques riches en madrépores et algues rouges.

Age : éocène supérieur (priabonien).

**Tronçon D.** Le passage de ces calcaires au flysch est observable à proximité des premières maisons d'Avlaki.

On distingue :

- n. 2 m de calcaires bioclastiques comparables à ceux de la division m, avec *P. madaraszi*, *Spiroclypeus* sp., *Grzybowskia* sp.
- o. 2 m de pélites compactes jaunâtres, puis friables et bleuâtres (renfermant un mince horizon de grès). Elles renferment à leur base des lithoclastes des calcaires précédents et de nombreux foraminifères hyalins de ces mêmes calcaires et dans toute leur épaisseur de nombreux Globigérinidés (*Globigerina* sp., *Globigerinatheka* sp.) et *Turborotalia* (*T. increbescens* ?, en l'absence de toute forme du groupe de *T. cerroazulensis*).

La suite de la série est interrompue par une grande masse de mylonites qui constitue un relief de falaise au SW d'Avlaki.

*En résumé, les faciès du Paléocène supérieur - Eocène inférieur apparaissent comparables à ceux du Secteur interne, montrant faciès bréchiqes et récifaux et influences planctoniques. Après une première émerision (division e3) coïncidant avec les derniers sédiments de l'Eocène inférieur, l'Eocène moyen est représenté par plus de 100 m de calcaires à Nummulites (dépourvus de plancton). Après une nouvelle émerision, le "faciès à Imperforés" se retrouve ici dans le même situation que précédemment, surmonté par les calcaires bioclastiques bien datés de l'Eocène supérieur, s'enrichissant en plancton avant de laisser la place aux pélites des "couches de passage au flysch".*

## 2. Coupe de Vélaora (Okhtla) (B2, fig. 54 et 61)

La coupe débute au pied méridional d'une colline située au S du village, qu'identifie une citerne d'eau potable. Au-dessus des bancs de dolomies blanches maastrichtiennes (biozone CsB6), on observe :

a. 5 m de calcaires blancs en bancs décimétriques comprenant par moitié :

- a1. calcaires bréchiques à éléments anguleux divers (dolomies blanches, micrites à petit benthos hyalin) liés par une micrite à débris de madrépores et algues rouges, peuplement mixte constitué en particulier de *A. (G.) primaeva*, *Ranikothalia* sp. et plancton (*P. pseudomenardii*) ;
- a2. calcaires floatstone-rudstone à abondants madrépores et algues rouges, présentant des phénomènes de dissolution-recristallisation vers le sommet, où aux organismes précédents s'ajoutent *A. (G.) dachelensis*, *A. (G.) cf. telemetensis* (dét. L. Hottinger) et *H. lukasi*.

Age : paléocène supérieur (thanétien).

b. 23 m de calcaires blancs dépourvus de stratification, riches en madrépores et algues rouges, datés par les mêmes organismes que précédemment. Une micrite planctonique colmate des fissures ouvertes dans l'extrême sommet de ces calcaires.

Age : paléocène supérieur.

c. 2,5 m de calcaires gris-châtain renfermant des éléments anguleux de calcaires blancs parmi lesquels on a reconnu l'Ilerdien supérieur ou Cuisien inférieur (packstone-grainstone à *A. aff. montanarii*, *A. aff. pisella*, *A. aff. boscii* : dét. L. Hottinger). La matrice sombre renferme également des organismes benthoniques associés à du plancton qui livre des sections évoquant *A. bullbrookii*, *A. gr. bullbrookii-spinuloinflata*, *T. boweri* ou *frontosa* ?, ...

Age : cuisien supérieur à éocène moyen.

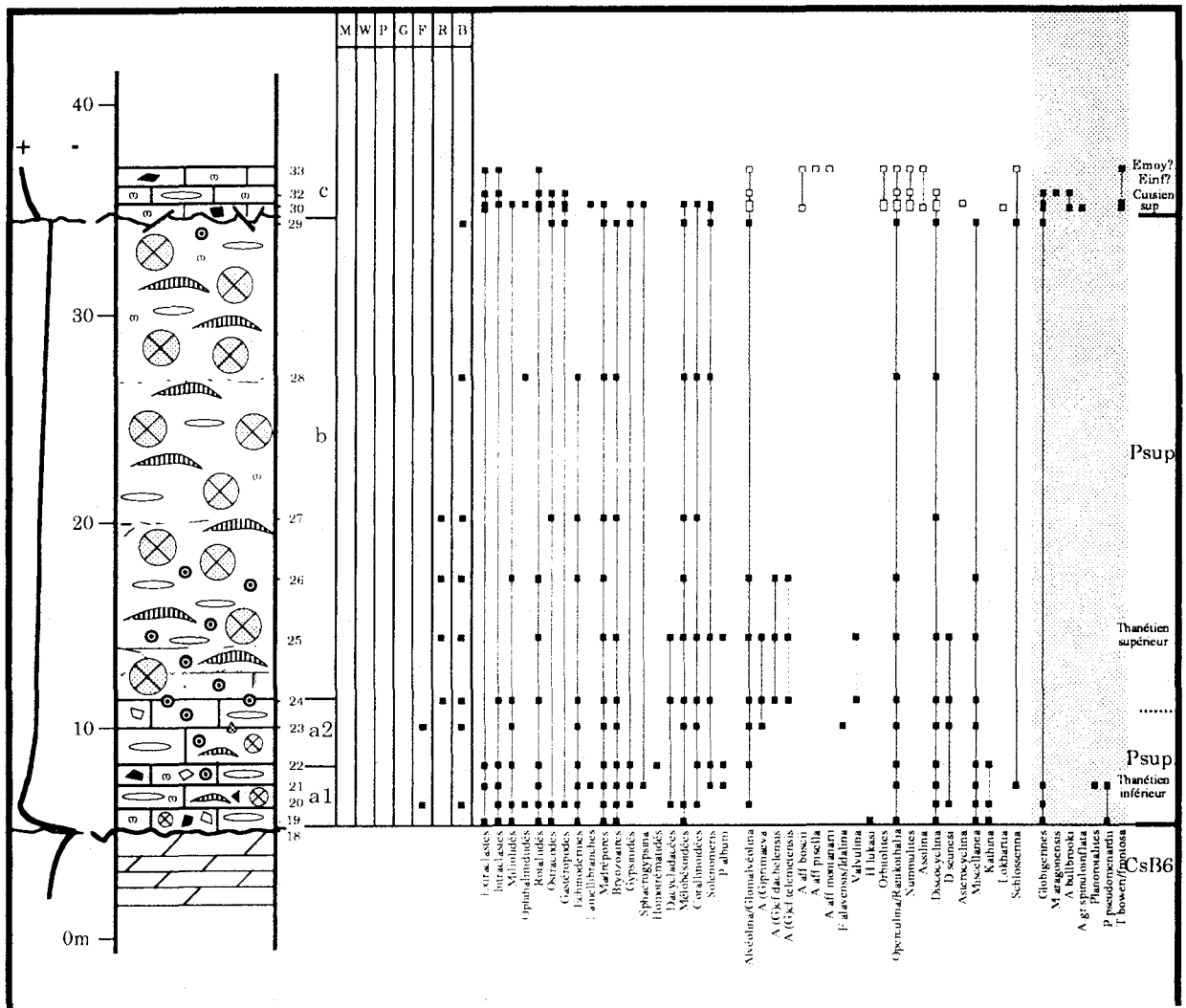


Fig. 61.- Coupe de Vélaora (B2).

La série épaisse, présentant deux émergences distinctes séparées par les sédiments de l'Eocène moyen, caractérise le secteur "intermédiaire-interne". La particularité de la coupe est de présenter des dépôts paléocènes récifaux épais et des dépôts éocènes bento-planctoniques peu épais (voir légende fig. 55).

La suite de la série n'est pas observable en ce lieu en raison des mauvaises conditions d'observation dues à la fracturation des roches. Autour, sur tout le flanc E de Gavrovo situé au S de Vrouviana, de larges affleurements de l'Eocène moyen et supérieur sont observables mais semblent correspondre à des épaisseurs plus faibles que dans la coupe précédemment décrite (B1).

### **Facès et signification des séries du secteur "Intermédiaire-Interne"**

*Au cours du Paléocène supérieur*, le dépôt successif de trois faciès marque la reprise de la sédimentation après l'émersion généralisée finicrétacée-éotertiaire :

- les vases planctoniques basales traduisent probablement une "mise en eau" rapide permettant aux influences du large de se répandre immédiatement ;
- les bioconstructions à madrépores qui s'installent ensuite marquent probablement une diminution de la bathymétrie, leur accumulation parfois puissante de plusieurs dizaines de m semble indiquer une stabilisation des conditions d'équilibre entre la subsidence et la sédimentation ;
- les brèches polygéniques qui interrompent la sédimentation récifale témoignent d'une nouvelle instabilité ; celles qui reposent directement sur le "substratum" crétacé, dont le ciment est dolomitique, pourraient être issues directement des processus d'érosion ayant affecté le substratum pendant l'émersion finicrétacée-éotertiaire et accumulées dans les dépressions que la sédimentation planctonique envahit.

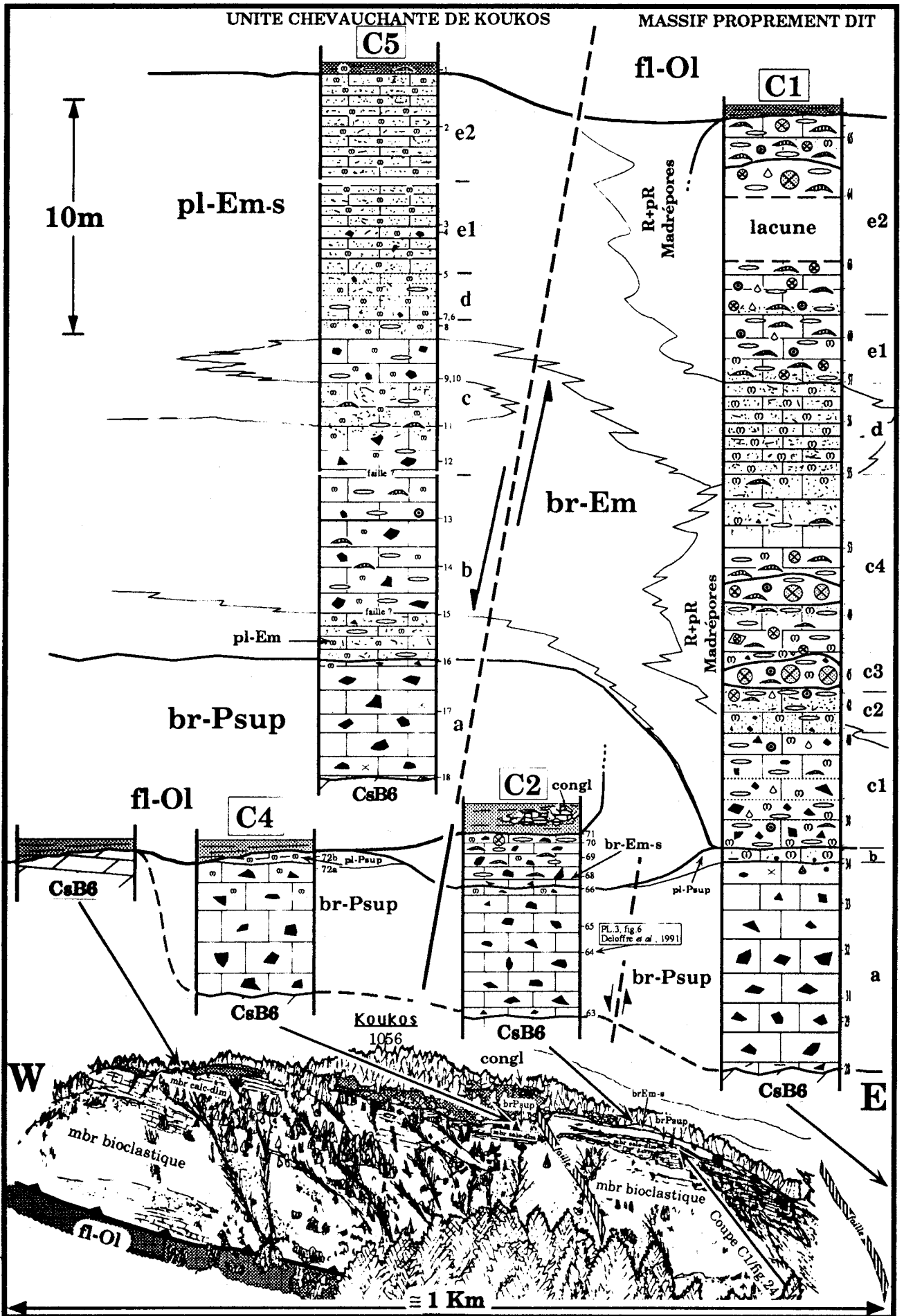
*Au cours de l'Eocène inférieur*, qui montre d'abord une reprise de la sédimentation planctonique, le développement progressif des faciès à foraminifères imperforés affectés par des phénomènes de dissolution-recristallisation indique des tendances régressives (coupe B1, e3).

*Au cours de l'Eocène moyen et supérieur*, après une reprise de la sédimentation bioclastique banale, correspondant à une puissante accumulation d'organismes d'origines diverses (coupe B1, fig. 57-58 : plus de 100 m), une émersion bien caractérisée est marquée par la "masse à *Microcodium*" et le liseré calcaire imprégné d'oxydes de fer (I). Le régime sédimentaire traduit ensuite une lente évolution d'un milieu isolé ("faciès à Imperforés") vers une ouverture aux influences du large qui prennent toute leur importance avec le début de la sédimentation détritico-arénacée ("couches de passage au flysch").

### **C. Secteur "Intermédiaire externe" (Faciès bréchiolite et planctonique peu épais, absence de l'Eocène inférieur, épisode récifal à l'Eocène moyen à supérieur)**

Ce secteur comprend la partie nord-orientale du massif carbonaté lui-même et sa prolongation septentrionale constituée par une unité calcaire chevauchant vers l'W sur le flysch.

Nous examinerons dans un premier temps, la série calcaire du massif proprement dit en donnant une première coupe bien représentative de l'ensemble de la série (Koukos 2 = C1), complétée par des coupes partielles (Koukos 1 et Méga Dhiassello 1-2 = C2, 3, 4). La série de l'unité septentrionale chevauchante sera examinée en trois coupes (Koukos 1bis, 3, Mégalochari 1) montrant qu'il y a tout lieu d'attribuer cette série au même domaine paléogéographique que la partie du massif qu'elle jouxte.





## LA SERIE DU MASSIF PROPREMENT DIT

### 1. Coupe de Koukos 2 (C1, fig. 54 et 62)

La localisation et l'étude des sédiments crétacés se trouvent page 53. On observe, au contact immédiat d'un banc de dolomie blanche attribuée au Crétacé .

a. 9 m environ d'un calcaire bréchiq ue massif, dont les éléments anguleux centimétriques à décimétriques sont constitués des faciès suivants : - dolomicrites blanches, - micrites à petit benthos hyalin, parfois à algues Dasycladales (*Cymopolia* sp., *C. ellioti*), - intrasparites à *G. sphaeroidea*, - biomicrites à Miliolidés, *Miscellanea* ? sp... carriées par *Microcodium*. La phase de liaison est une micrite qui peut renfermer les mêmes oroganismes, et en outre au sommet, *Coskinolina* sp., *Fallotella* sp. et algues *Corallinoides*.

**Age** : paléocène supérieur, au moins pour la partie sommitale.

b. 60 cm de calcaires stratifiés microbréchiq ues, passant à une micrite à plancton dans lequel on remarque des sections évoquant *P. pseudomenardii*, *M. aequa*, *M. velascoensis*...

**Age** : paléocène supérieur (biozone P4).

c. 30 m d'un ensemble de calcaires blancs mal stratifiés dans lequel on distingue :

- c1. une brèche polygénique (5 m) renfermant les types d'éléments suivants : - micrite à "Orbitolinidé K" (Campanien), - dolomies blanches, - diverses biomicrites à organismes benthoniques, - micrite à plancton (*P. pseudomenardii*), - calcaires bioclastiques à *Alveolina* sp., *Nummulites* et *F. cassis* de l'Eocène moyen. La phase de liaison est une micrite renfermant de nombreuses grandes Nummulites, Orthophragmines, *F. cassis*..., bryozoaires, échinodermes et algues rouges (débris de *Microcodium* à la base de la brèche).

**Age** : éocène moyen élevé ou éocène supérieur.

- c2. un calcaire bioclastique (1,5 m) renfermant encore à sa base des éléments anguleux à grandes Alvéolines fuselées et allongées ; la micrite renferme en outre de nombreuses Orthophragmines et Nummulitidés (*Grzybowska* sp.), *F. cassis*, *Dictyokathina* sp. rares grandes Alvéolines allongées ou de petite taille (*Borelis* sp. ?) et débris de madrépores ; on passe progressivement à :
- c3. des calcaires massifs (1,5 m), biomicrites bindstone-bafflestone et/ou floatstone à madrépores et même peuplement que précédemment ;
- c4. des calcaires bréchiq ues et bioclastiques, calcaires massifs à madrépores.

Les éléments de la brèche de base sont constitués essentiellement par des calcaires biomicritiques à madrépores et des calcaires bioclastiques à débris d'échinodermes et plancton, liés par une micrite à peuplements mêlés benthonique et planctonique (*T. gr. cerroazulensis* et *Globigerinatheka* sp.).

Les calcaires bioclastiques, qui constituent la partie supérieure de la division, renferment les mêmes types de peuplements dans lesquels se distinguent de nombreuses grandes Nummulites (dont *N. millecaput*).

Les calcaires à madrépores constituent des éléments de dimensions d'ordre décimétrique dans la brèche de base, des masses de dimensions d'ordre métrique disséminées dans l'ensemble, dont on n'a pas pu déterminer la signification (construction sur place ou remaniement ?) et un horizon médian d'environ 2 m d'épaisseur.

Ces divers faciès renferment sensiblement le même peuplement benthique (Orthophragmines, Nummulites, *Grzybowska* sp., échinodermes et algues rouges) associé à des proportions variées de plancton.

**Age** : éocène moyen élevé à éocène supérieur.

d. 4 m de calcaires gris-sombre et gris-clair, finement bioclastiques à débris d'organismes benthoniques et plancton abondant où *T. cerroazulensis* a été reconnu.

**Age** : éocène moyen élevé à éocène supérieur basal (biozones P 13 à 16).

e. 10 m de calcaires blancs formant des masses éparses affleurant en un replat occupé par une iconostase. On peut distinguer :

- e1. un faciès floatstone-grainstone-rudstone, bioclastique (3 m) riche en débris de madrépores et algues rouges ; on y reconnaît *Borelis* sp., Orthophragmines, *Grzybowska* sp., *F. cassis*... Ces faciès sont localement intercalés dans (ou infiltrés par ?) une micrite planctonique à *Turborotalia* sp. et *Globigerinatheka* sp. ;
- e2. un faciès floatstone-rudstone-bafflestone à madrépores (6 m) présentant des traces de dissolution et de cimentation précoces au sommet. On y observe sensiblement les mêmes peuplements que précédemment.

**Fig. 62.- Panorama sur le Mont Koukos depuis le S, montrant vers la droite "Le massif proprement dit" (coupes C1 et C2) et vers la gauche "L'unité chevauchante de Koukos" (coupes C4 et C5) abaissée par une faille d'orientation N-S.**

Chacun des deux ensembles montre la juxtaposition d'une série relativement épaisse et complète (C1 et C5) où seul l'Eocène inférieur manque et de séries très incomplètes (C2 et C4) où le flysch oligocène repose directement sur le Paléocène ou le Crétacé. Il y a donc vraisemblance pour que, malgré des différences de détail (faciès à tendances récifales en C1, plutôt planctoniques et bréchiq ues en C5), les deux ensembles témoignent d'une même évolution et que le chevauchement de l'Unité de Koukos soit de faible ampleur. Description des coupes dans le texte.

On observe plus haut, après une lacune d'observation, des calcaires bioclastiques floatstone renfermant encore les peuplements benthoniques précédents et *P. madaraszi* abondantes. Puis jusqu'au contact avec le flysch, les calcaires bioclastiques sont riches en Gypsinidés, débris d'Orthophragmines et renferment encore *Borelis* sp., des madrépores et des algues rouges.

Les dalles de grès du flysch reposent directement sur ces calcaires ; les conditions d'affleurement ne permettent pas l'observation du contact entre les deux ensembles.

*En résumé, c'est ici l'Eocène inférieur qui n'est pas représenté. Les faciès du Paléocène supérieur comme de l'Eocène moyen et supérieur, peu épais (environ 50 m au total), sont constitués par des brèches et des calcaires bioclastiques à peuplements benthoniques variés, intercalés de passées planctoniques ; les madrépores, isolés ou en masses bioconstruites, sont abondants dans l'Eocène moyen et supérieur.*

La série décrite ici est la plus complète qui ait été observée. Celle dont la description suit présente une ablation de sa partie supérieure, liée à la discordance du flysch, de plus en plus importante vers l'W.

## 2. Coupe Koukos 1 (C2, fig. 54 et 62)

Cette coupe est située à 500 m à l'W de la précédente. Elle est située figure 24 et sa partie crétacée étudiée p. 51 à 53. On y observe, au-dessus de calcaires à rudistes :

*Le Paléocène supérieur (5,5 m) représenté par :*

- une brèche renfermant des débris de dolomies blanches et d'un faciès grainstone thanétien (à *H. lukasi* et *F. alavensis*) ;
- des micrites à *G. sphaeroidea* et Dasycladales (*C. cf. ellioti*, *C. elongata* et possible *Morelletpora nammalensis* - pl. 3, fig. 6 in Deloffre et al., 1991 ; gisement "P5").

*L'Eocène moyen et supérieur, représenté par un calcaire bréchiq ue à grands foraminifères benthoniques (dont *N. millecaput*, dét. D. Décrouez) renfermant des éléments d'âge éocène inférieur (à Alvéolines : - *A. cf. distephanoi* et *A. cf. parva*, - *A. cremae*, *A. cf. levantina*, *A. (G) minutula*, dét. L. Hottinger) et par des calcaires bioclastiques à madrépores et *Grzybowski* sp. et enfin à grandes Orthophragmines, *Nummulites* (*N. millecaput*, dét. D. Décrouez), *Pellatispira* sp., *Grzybowski* sp. et algues rouges.*

Ces calcaires sont directement surmontés par des grès rouges renfermant des passées conglomératiques granoclassées ("congl", fig. 62) dont les galets sont de provenance locale (calcaires à oolites ou à plancton cénozoïque) et étrangère (jaspes, calcaires à Globotruncanidés, probablement pindiques).

## 3. Les coupes de Méga Dhiasselo (C3, fig. 54)

La coupe Méga Dhiasselo (1) montre, directement au contact des carbonates finicrétacés décrits p. 45 à 48:

*Le Paléocène supérieur bréchiq ue (6 m) ;*

*L'Eocène moyen à supérieur bréchiq ue (environ 20 m) puis bioclastique, riche en algues rouges et madrépores et caractérisé par l'association habituelle de grands foraminifères benthoniques hyalins de cet âge (Orthophragmines, Nummulitidés, *Grzybowski*, *Pellatispira*, *Spiroclypeus*...).*

Une faille inverse fait apparaître les calcaires crétacés de la coupe suivante.

La coupe Méga Dhiasselo (2) montre également, au-dessus des carbonates crétacés décrits p. 49:

*Le Paléocène supérieur bréchiq ue (environ 15 m), renfermant des éléments crétacés (*R. liburnica*) et paléocènes, puis calcaire où se mêlent madrépores, Glomalvéolines, *H. lukasi*, Orthophragmines et algues rouges ;*

*L'Eocène supérieur, représenté par des calcaires microbréchiq ues (éléments crétacés, paléocènes et éocènes), riches en algues rouges, madrépores et grands foraminifères hyalins de cet âge. Le sommet de ces calcaires passe progressivement au flysch par l'intermédiaire de couches calcaro-pélimitiques et pélimitiques jaunâtres et bleuâtres à Globigérinidés (en l'absence de *T. cerroazulensis*).*

## LA SERIE DE L'UNITE CHEVAUCHANTE

### 4. Coupe de Koukos 1bis (C4, fig. 54 et 62)

Un peu à l'W des coupes Koukos 2-1, après le passage d'une zone faillée de direction sensiblement N-S, les calcaires de l'unité chevauchante sur le flysch montrent le Paléocène supérieur.

Il s'agit d'une formation bréchique de quelques mètres d'épaisseur à éléments variés : - micrites à fenestrae et *Microcodium*, - micrites à Dasycladales (*C. elongata*, *C. ellioti*), dont la phase de liaison renferme un abondant plancton (comprenant *P. pseudomenardii*, *M. velascoensis*...). Ce même plancton est seul représenté dans les derniers 50 cm des carbonates, qui sont directement surmontés par le flysch gréso-pélimitique, sans discordance angulaire visible.

### 5. Coupe de Koukos 3 (C5, fig. 54 et 62)

A 750 m environ au N de l'affleurement précédent, sur le flanc septentrional du Koukos, une piste forestière montre des calcaires bioclastiques à *S. vidali* et *Orbitoides* passant progressivement à des dolomies blanches, qu'un contact irrégulier sépare des sédiments suivants.

*Le Paléocène supérieur (division a, fig. 62) est vraisemblablement représenté par 5 m de calcaires bréchiques à éléments remaniés du Crétacé et du Paléocène inférieur probable (Microcodium et madrépores).*

*L'Eocène moyen p.p. (divisions b, c, d, fig. 62) correspond à une vingtaine de m de calcaires benthoplanctoniques, parfois bréchiques, qui renferment des débris d'âges divers, dans lesquels on remarque des éléments : - du Crétacé terminal probable (dolomicrites à structure laminée) ; - du Paléocène supérieur (daté par *G. sphaeroidea*) et de l'Eocène inférieur (daté par les *Alveolina*).*

*L'Eocène moyen sommital (division e1) représenté par 4 m de micrites pélagiques (*T. topilensis* et autres), renfermant des intraclastes.*

*L'Eocène supérieur (division e2) montrant des calcaires bioclastiques à débris d'échinodermes, bryozoaires et plancton.*

Les couches calcaro-pélimitiques, qui constituent la transition au flysch, renferment des Nummulitidés, Orthophragmines, *Silvestriella tetraedra*, *F. cassis*, *C. gassinensis*, bryozoaires, algues rouges et de nombreux Globigérinidés (dont *Globigerinatheka* sp.) d'âge éocène supérieur.

### 6. Coupe de Mégalkhari 1 (C6, fig. 54)

Au contact des carbonates crétacés décrits p. 50, on observe :

*Le Paléocène supérieur bréchique (4 à 5 m) ;*

*L'Eocène moyen à supérieur représenté par plusieurs m de calcaires à grands foraminifères benthiques hyalins (Orthophragmines, *Grzybowski*, *Pellatispira*...), madrépores, bryozoaires, algues rouges...*

Le contact avec le flysch surincombant n'est pas observable.

### ***Facès et signification des séries du secteur "Intermédiaire externe"***

Les premiers sédiments datés reposant sur le Crétacé sont partout d'âge paléocène supérieur. Leur faciès bréchique montre qu'ils succèdent et/ou sont contemporains d'une phase de remaniement de dépôts du Crétacé supérieur et vraisemblablement du Paléocène "inférieur", bien que ce dernier ne puisse être identifié que de manière incertaine, sur des arguments négatifs. Si l'on accepte la vraisemblance des datations de ce Paléocène inférieur, on doit admettre que le type de sédimentation qui a régné pendant

cette période est comparable à celui du Crétacé terminal (milieux confinés, de type lagunaire) et qu'aucune instabilité importante n'a marqué la limite Crétacé-Paléocène. L'épisode de remaniement, responsable du dépôt de ces brèches, se serait donc produit soit au cours du Paléocène inférieur, soit plutôt vers le début du Paléocène supérieur, puisque des éléments de cet âge peuvent se trouver remaniés.

La coïncidence du dépôt de ces brèches et de l'apparition du plancton dans les sédiments laisse supposer qu'il s'agit des deux effets d'une même cause. Une instabilité tectonique, bien marquée et probablement entretenue, aurait provoqué des mouvements de blocs entraînant l'érosion de certains d'entre eux et le développement des influences du large.

L'absence des dépôts en place de l'Eocène inférieur dans l'ensemble du secteur laisse supposer une tendance à l'accentuation des instabilités précédentes entraînant soit une absence de sédimentation, soit une érosion postérieure. Ce dernier processus est prouvé à l'échelle régionale par l'existence d'éléments de cet âge dans les sédiments plus récents mais rien ne permet d'écarter localement le premier terme de l'alternative.

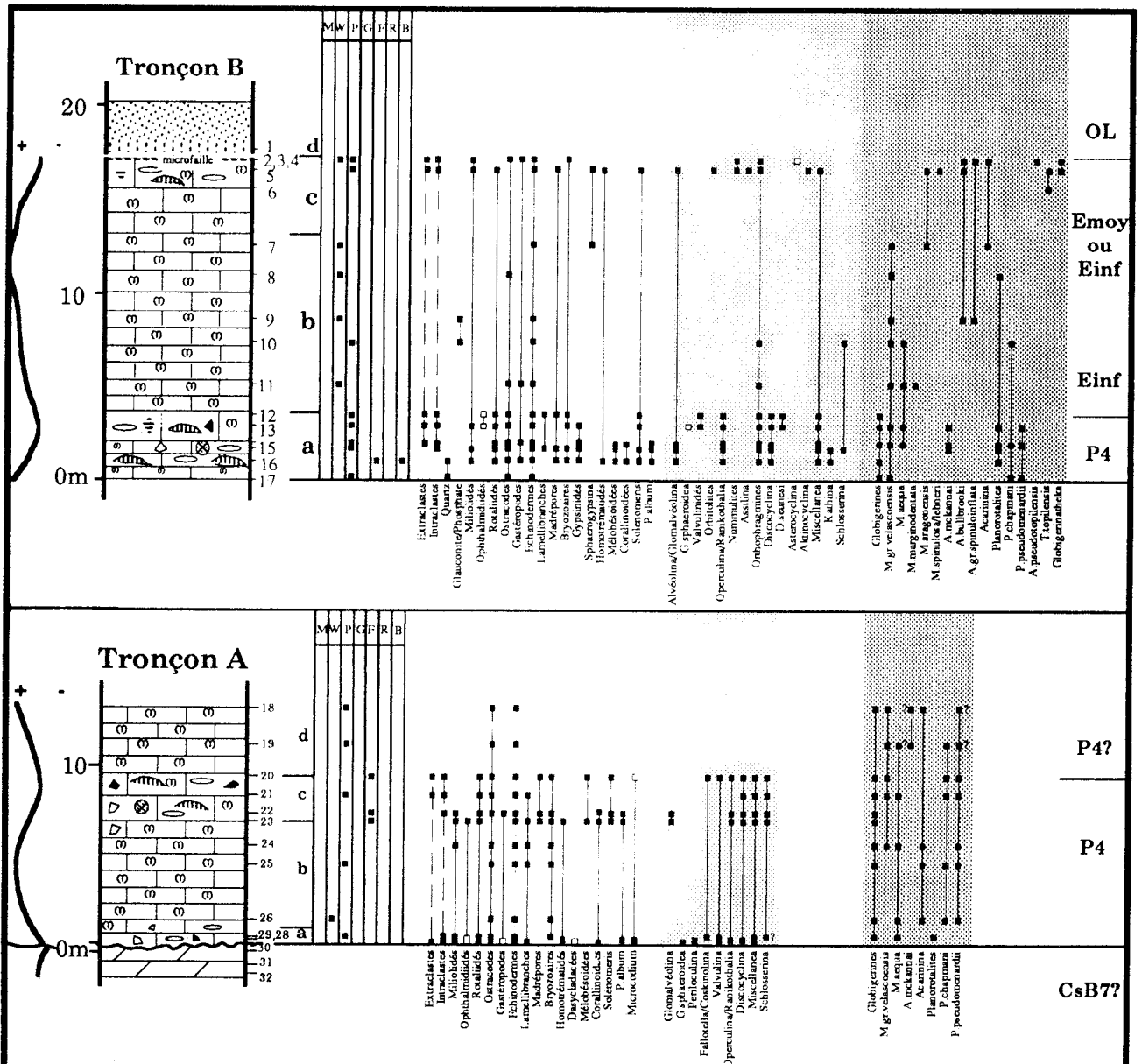


Fig. 63.- Coupe de Pigaditis (D1). La série présentant des faciès planctoniques ou bento-planctoniques et bréchiques peu puissants est typique du secteur "externe" (voir légende fig. 55).

Les dépôts de l'Eocène moyen et supérieur témoignent des mêmes instabilités entretenues soit aux alentours, soit dans le secteur même ; les éléments remaniés d'âge antérieur marquant l'érosion de régions probablement émergées, les éléments contemporains et de même faciès témoignant plus vraisemblablement de changement de régime des courants et de l'agitation du milieu. Le plancton s'ajoutant épisodiquement au benthos témoigne de ces mêmes instabilités affectant un dispositif paléogéographique complexe dans le détail ; les madrépores soulignent que le secteur évolue à l'Eocène supérieur dans le domaine subtidal peu profond.

Plusieurs localités montrent le passage progressif des dépôts calcaires à ceux de la base du flysch, que soulignent la disparition du benthos au profit du plancton. Il apparaît aussi que, au sein de ce secteur, dans sa partie occidentale en particulier (Koukos 1 et 1 bis), le contact abrupt du flysch sur des carbonates antérieurs à l'Eocène supérieur soit de règle. Les conglomérats à matériel mixte du flysch traduisent l'érosion d'un allochtone déjà complexe cheminant vers le massif.

#### **D. Secteur "externe" (Faciès planctoniques ou benthoplanctoniques et bréchiques, peu puissants)**

##### **1. Coupe de PIGADITIS (D1, fig. 54 et 63)**

La coupe est située à 1,5 km environ au SE du village de Vélaora ; elle est observable en deux tronçons :

**Tronçon A.** Des calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies blanches du Crétacé terminal (*R. liburnica*) sont abruptement recouverts par les dépôts suivants :

- a. 0,50 m d'une brèche polygénique granoclassée renfermant des éléments indatés de dolomies et de calcaires micritiques à petit benthos hyalin, algues Dasycladales et *Microcodium* ; des Miliolidés et *G. sphaeroidea* s'observent dans la phase de liaison. Au sommet, le faciès bioclastique packstone renferme un abondant benthos et du plancton (*Globigérines*, *M. aequa*...)
- b. 6,5 m d'un calcaire planctonique (*P. pseudomenardii*, *M. velascoensis*...) à débris d'Orthophragmines et échinodermes).
- c. 2,5 m constitués successivement :
  - de biomicrites floatstone à madrépores renfermant des organismes benthiques : Glomalvéolines (*A. (G.) primaeva* ?), *Ranikothalia* sp. ... algues rouges et rare plancton (*Globigérines*) ;
  - de calcaire microcréchiq à élément divers (micrites à *A. kotori*, à *Laffitteina* sp., à madrépores, à fragments de *Microcodium*), dont la phase de liaison comprend des éléments benthiques (*Fallotella* sp., *Ranikothalia* sp., *Miscellanea* sp. ...) et planctoniques (*P. pseudomenardii*, *M. aequa*...).

**Age** : paléocène supérieur ou éocène inférieur (biozone P4 ou P5).

**Tronçon B.** La coupe précédente, interrompue par le passage d'une zone faillée, peut être reprise à environ 200 m vers l'W. On observe, au pied d'un affleurement constituant un mur vertical :

- a. 3,5 m d'un ensemble ressemblant à la division c précédente. Il s'agit successivement de : - calcaires finement bioclastiques à plancton (*P. pseudomenardii*) ; calcaires packstone intraclastiques (?) à madrépores, Glomalvéolines, *Ranikothalia* sp., échinodermes, algues rouges... ; - calcaires micritiques identiques aux précédents mais enrichis en plancton (*P. pseudomenardii* -à la base-, *M. aequa*, *M. acuta*...) et renfermant des éléments remaniés divers (micrites à *G. sphaeroidea*, calcaires bioclastiques à débris d'échinodermes ou à algues rouges...).

**Age** : paléocène supérieur (ou plus récent au sommet).

- b. 9 m de calcaire finement bioclastique à plancton, renfermant *M. aequa*, *M. marginodentata*... à la base et *M. aragonensis*, *A. bullbrookii*... au sommet.

**Age** : éocène inférieur à la base et/ou éocène moyen au sommet.

c. 4,5 m d'un calcaire à éléments de calcaires bioclastiques à foraminifères benthiques de l'Eocène inférieur et moyen. La phase de liaison renferme également ces foraminifères benthiques dont de grandes Nummulites et des débris de madrépores. Le plancton dominant montre des sections attribuables à *M. aragonensis*, *A. bullbrookii*, au sommet du terme.

Age : éocène moyen.

d. 0,3 m de pélites jaunâtres dont le contact avec les calcaires précédents n'est pas clairement observable.

## 2. Coupe de Tsouma (D2, fig. 54 et 64)

Cette coupe se trouve à 6,5 km à l'W de la précédente (voir sa localisation fig. 29, p. 58-59). Trois petites coupes ont été levées dans des carbonates d'une dizaine de m d'épaisseur compris entre les dolomies finicrétacées et le flysch. Les dolomies sont recouvertes par l'intermédiaire d'un contact bien tranché et parallèle à la stratification par :

### Tronçon A

a. 1,5 m d'une brèche polygénique à granoclassement normal renfermant des éléments crétacés (-micrites à *A. kotori*, - wackestones à *R. liburnica*, "*B. cf. arabica*", - calcaires bioclastiques à *S. calcitrapoides*, *Orbitoides* sp. ...), du Paléocène "inférieur" probable (- biomicrites à Dasycladales : *Z. montanaruae*, *R. radoiciciae* - voir pl. 3, fig. 11 in Deloffre *et al.*, 1991-, *C. cf. mayaense*, *C. ellioti*, - intramicrosparites à *I. sinjarica*...) du Paléocène supérieur - calcaires à madrépores, *H. lukasi*, *Miscellanea* sp., *Daviesina* sp., algues : *Oroseina solaris* - voir pl. 3, fig. 16 in Deloffre *et al.*, 1991).

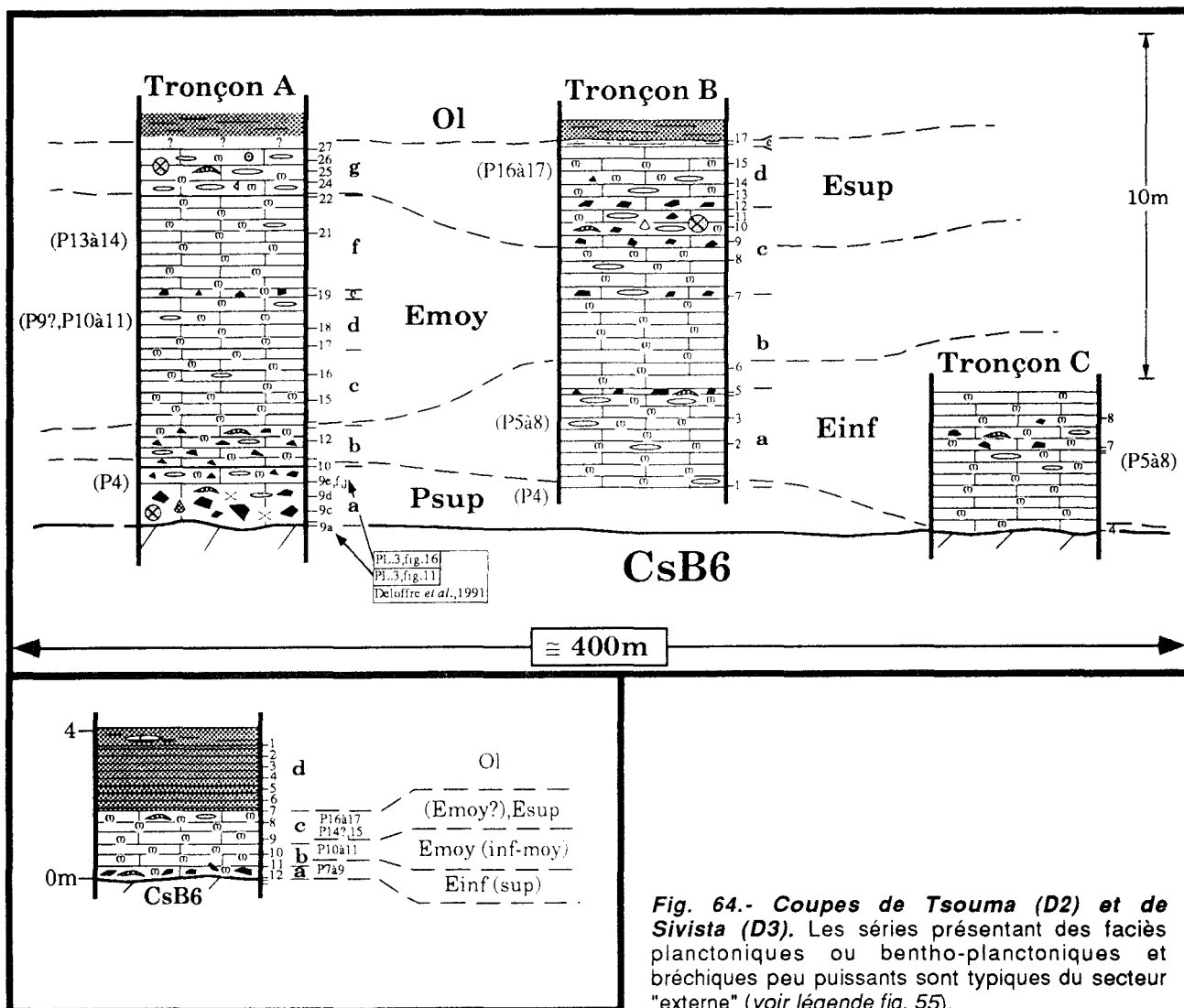


Fig. 64.- Coupes de Tsouma (D2) et de Sivista (D3). Les séries présentant des faciès planctoniques ou benthoplanctoniques et bréchiques peu puissants sont typiques du secteur "externe" (voir légende fig. 55).

La phase de liaison est, pour la plus grande partie de la brèche, une micrite finement bioclastique, traversée par un autre silt renfermant *G. sphaeroidea*, *F. alavensis*, *Miscellanea* sp. ..., échinodermes, madrépores, algues rouges et débris de *Microcodium*. A l'extrême sommet, les *Miscellanea* sp. abondantes sont associées à des foraminifères planctoniques dont des sections sont attribuables à *P. pseudomenardii*, *M. velascoensis*, *M. aequa*, *M. acuta*...

**Age** : paléocène supérieur.

b. 1 m de calcaire microbréchiq ue à éléments peu variés (calcaire à *A. (G.) primaeva*, madrépores, algues rouges du Thanétien, calcaires planctoniques à *M. aequa*, *M. gr. velascoensis*, *A. mckannai* ?... de l'Eocène inférieur).

La phase de liaison est une micrite à foraminifères benthiques (*Miscellanea* sp., *Ranikothalia* sp.), algues rouges et plancton, dont *M. aequa*, puis au sommet *M. wilcoxensis*, *M. gr. velascoensis*...

**Age** : la base est probablement attribuable au Paléocène supérieur et le sommet plutôt à l'Eocène inférieur bien que l'absence de Nummulites soit insolite.

c. 2 m de calcaires châtain, renfermant quelques foraminifères benthiques (*Nummulites* sp. ...) et un abondant plancton, parmi lequel on peut reconnaître des sections attribuables à *M. aragonensis*, *M. spinulosa*, *A. broedermanni*, *A. bullbrookii*, "*Globigerinatheka*" *senni*, *Globigerinatheka* sp. et *Hantkenina* sp. ? ...

**Age** : éocène inférieur ? ou moyen.

d. 2,2 m de calcaires clairs à abondant plancton, comparable à celui de la division précédente, où *M. caucasica* (?) est identifiable.

**Age** : éocène moyen (biozones P9 ?, P10-11).

e. 0,2 m d'une brèche à éléments constitués du faciès précédent, où semble se produire l'apparition de *M. lehneri*.

**Age** : éocène moyen.

f. 2,5 m de calcaires riches en plancton, où les *Morozovella* fortement carénées ont disparu, alors que persistent *M. spinulosa* et *M. lehneri*, *A. bullbrookii-spinuloinflata*, *T. rohri* à *topilensis* et *T. gr. cerroazulensis* apparaissent, associées à *Globigerinatheka* sp., *Hantkenina* sp. et *Clavigerinella* sp. et *Pseudohastigerina micra*.

**Age** : éocène moyen élevé (biozones P13-14).

g. 1,3 m d'un calcaire intraclastique packstone à Nummulitidés (*N. cf. millicaput*, *N. variolarius* ou *d'orbigny*, *Gzybowskia* sp.), Orthophragmines, *F. cassis*, *C. gassinensis*..., madrépores, algues rouges et abondant plancton : *Globigerinatheka* sp., *T. increbescens*, *Hantkenina* sp. et *P. micra*... A l'extrême sommet, s'observent *Borelis* sp., *Pellatispira* sp. et *T. cerroazulensis*.

**Age** : éocène moyen et supérieur.

Le contact avec le flysch n'est pas observable ici.

### Tronçon B

a. 2,7 m de calcaires gris-jaunâtre à plancton (dont *P. pseudomenardii*), passant vers le haut à une brèche qui, dans une micrite benthoplanctonique (*M. gr. velascoensis*, *M. acuta*, *M. aequa*...), montre des éléments du Paléocène supérieur (- calcaires bioclastiques à *H. lukasi*, *Miscellanea* sp., nombreux madrépores et algues, - calcaires bioclastiques à *A. (G.) primaeva* et *dachelensis* -dét. L. Hottinger-).

**Age** : paléocène supérieur à la base, éocène inférieur au sommet.

b. 2,6 m de calcaires à plancton dont *M. aequa*, *M. gr. velascoensis*... et rares débris d'organismes benthiques. L'extrême sommet présente des éléments remaniés à organismes benthiques et planctoniques mêlés, dans une micrite à grands foraminifères benthiques hyalins et plancton (*M. aragonensis*, *A. bullbrookii*, *T. rohri* et *Globigerinatheka* sp.).

**Age** : éocène inférieur et moyen.

c. 2,4 m de calcaires planctoniques :

- la partie inférieure est un calcaire packstone à glauconite, à peuplement essentiellement planctonique (*M. lehneri* et *spinulosa*, *T. cerroazulensis* *cerroazulensis*, *Globigerinatheka* sp., *Hantkenina* sp....) ;
- la partie supérieure est un calcaire bréchiq ue benthoplanctonique à Nummulitidés (*Nummulites* sp., *Grzybowskia* sp.), Orthophragmines, *F. cassis*, *C. gassinensis*, *S. tetraëdra* (-abondante au sommet-), *Gypsina mastelensis* (-dét. D. Décrouez-), bryozoaires, madrépores, algues rouges et plancton où l'on reconnaît *T. boweri-frontosa*, *T. cerroazulensis*, *Globigerinatheka* sp. ... Les éléments sont constitués soit de calcaires planctoniques de l'Eocène moyen, ou benthoplanctoniques de l'Eocène moyen ou supérieur.

**Age** : éocène moyen ? et/ou supérieur.

d. 1,7 m de calcaires à plancton (*T. cerroazulensis cocoaensis*, *T. cunialensis*, *Globigerinatheka* sp., *Hantkenina* sp., *Pseudohastigerina* sp. diverses et abondantes au sommet). Des débris de *Nummulites* sp., *Grzybowski* sp., *Spiroclypeus* sp. et *Pellatispira* sp. s'observent à la base de la division.

**Age** : éocène supérieur.

e. 0,2 m de pélites calcareuses à minéraux opaques (oxydes de fer), phosphates, glauconite et nombreux Globigerinidés (absence des *Turborotalia*, *Globigerinatheka* et *Hantkenina*), passant à une formation pélitique à rares intercalations de grès.

**Age** : oligocène basal.

### Tronçon C

La coupe montre, reposant directement sur les dolomies blanches finicrétacées, près de 3 m de calcaires planctoniques d'âge paléocène supérieur ? à éocène inférieur, présentant une intercalation bréchique (éléments de calcaire floatstone à madrépores, bryozoaires et algues rouges, *Alveolina* sp., *Glomalveolina* gr. *lepidula*, *Miscellanea* sp.)

### 3. Coupe de Sivista (D3, fig. 54 et 64)

La coupe, située à environ 2 km au SE de la précédente, est observable au débouché d'un profond ravin dans le Lac de Krémasta, à l'emplacement du village de Sivista maintenant submergé. L'affleurement est délimité par des failles de direction NW-SE.

Reposant au-dessus des dolomies laminées du Campanien-Maastrichtien, par l'intermédiaire d'un contact sensiblement parallèle à la stratification, s'observent :

a. Une mince couche (5 à 10 cm) de calcaire planctonique à éléments remaniés (débris de madrépores, de bryozoaires, d'algues rouges, de Nummulites, micrites à foraminifères benthiques et planctoniques) que la présence de *M. aequa*, *M. wilcoxensis*, *M. aragonensis* et *Planorotalites* sp. (en l'absence de *Globigerinatheka* et *A. bullbrookii*) conduit à attribuer à l'Eocène inférieur.

b. 0,6 m de calcaire planctonique (dont *M. aragonensis*, *M. spinulosa*, *A. bullbrookii*, *A. broedermani*, *Globigerinatheka* sp., *Hantkenina* et *P. micra*) et rares testés de foraminifères benthiques dont *Discocyclina douvillei*.

**Age** : éocène moyen (P10 et 11).

c. 0,8 m de calcaire planctonique, dans lequel on distingue :

- à la base : *T. cerroazulensis cocoaensis*, *A. bullbrookii-spinuloinflata*, *Globigerinatheka* sp., grosses Globigérines, *Hantkenina* sp. et *Pseudohastigerina* sp. ;

- au sommet : des débris d'organismes benthiques divers (dont des *Microcodium*) et *T. cerroazulensis*, *T. cerroazulensis cocoaensis*, *T. cunialensis* et *T. increbescens*.

**Age** : éocène moyen et/ou supérieur.

d. Flysch pélitique à lentilles conglomératiques constituées de galets de provenance "locale" et étrangère (Pinde-Olonos), d'âge oligocène.

NB. Si le flysch présente ici sa base pélitique normale, il n'en est pas de même partout alentours. On peut en effet l'observer dans les environs en contact direct sur les carbonates finicrétacés ou tertiaires, par l'intermédiaire de surfaces irrégulières à encroûtement ferrugineux.

### Facès et signification des séries du secteur "externe"

Les dépôts sont ici bien caractérisés par leur faible puissance ainsi que par la nette et presque constante domination des peuplements planctoniques.

- Le Paléocène supérieur voit, comme dans les autres secteurs, la reprise de la sédimentation marine après l'émersion finicrétacée-éotertiaire. Si la dominance du plancton implique probablement une profondeur notable, supérieure à celle des autres secteurs, les organismes benthiques qui s'y mêlent ainsi



que les remaniements des dépôts quasi-contemporains à peuplements benthiques montrent bien que le milieu reste environné de régions de profondeur plus modérée. Les remaniements de dépôts antérieurs (crétacés en particulier) soulignent une instabilité entretenue, même après que la "mise en eau" du massif se soit effectuée ; la présence de débris de faciès maastrichtien à *S. calcitrapoides* souligne que les régions plus occidentales ("Domaine axial et occidental" du Crétacé) ont probablement participé à l'alimentation de ces brèches.

- *L'Eocène inférieur et moyen* traduisent une ambiance comparable, tant pour le milieu lui-même que pour ses abords, qui continuent à alimenter les sédiments en organismes déplacés et en éléments remaniés.

NB. Dans ce contexte, il peut paraître étonnant d'observer ici la localité où, de toutes celles qui ont été décrites, les premiers sédiments reposant sur le Crétacé soient les plus tardifs. Qu'il s'agisse du témoin d'un bloc resté émergé depuis le Crétacé puis tardivement enfoncé ou éventuellement soulevé, en partie érodé puis de nouveau effondré au cours du Paléocène supérieur - Eocène inférieur, nous avons ici la trace d'une mobilité qui peut être liée à la particularité de position de ce secteur. Nous en traiterons plus loin.

- *L'Eocène supérieur* ne marque pas de changement notable de la situation antérieure. Il apparaît cependant que l'absence de transition entre certains des termes observés puisse signaler des épisodes de non-dépôt vers le début de cette période et que la raréfaction du plancton vers sa fin indique une diminution de la profondeur peu avant l'invasion du flysch.

Les pélites à plancton, qui préludent à cette invasion dans plusieurs localités, ne sont pas partout présentes, ce qui souligne que cette partie finale de l'histoire du massif n'a pas le caractère homogène qu'on pourrait attendre de la phase de subsidence accélérée qui va se produire.

## **E. Partie orientale du Compartiment de Triklino-Alévrada**

L'évolution crétacée de ce compartiment tout entier a pu être rattachée, malgré le caractère précoce des premières manifestations diastrophiques (voir p. 62), à celle du Domaine oriental. Il n'en est plus de même après l'émersion finicrétacée-éotertiaire et seuls les affleurements de l'E du compartiment peuvent être rapportés au Domaine oriental de la période éotertiaire.

Cette partie du massif n'a pas été étudiée en détail, c'est pourquoi on ne dispose que d'informations incomplètes :

- le Paléocène (supérieur ?) et l'Eocène inférieur pourraient être représentés par des calcaires bioclastiques et bréchiques à madrépores constituant des pointements épars sur le flanc N du Mont Fayias ;
- l'Eocène moyen et supérieur affleure à l'angle NE du compartiment, à l'extrémité orientale du grand pont (Yefira Tartarna) qui permet le franchissement du lac. La coupe est commencée au niveau des eaux du lac, au pied N de l'épaulement rocheux sur lequel s'appuie le pont. Les carbonates, intensément découpés par des failles verticales, permettent la reconstitution de la série suivante (E, fig. 65) :

- a. Calcaires bioclastiques (5 m), sombres puis plus clairs, renfermant des Orthophragmines, Nummulites, (*N. millecaput* au sommet), *F. cassis*, Gypsinidés, algues rouges et plancton...
- b. Calcaires bioclastiques (4 m) souvent intraclastiques, présentant des phénomènes de micritisation et de dissolution-récristallisation et la présence de *Microcodium*. Parmi le peuplement benthique abondant, on distingue des foraminifères imperforés (Miliolidés, *Peneroplis* sp. ...), des Orthophragmines, *S. tetraedra*, *F. cassis*, *C. gassinensis*, *H. minima*, *Schlosserina* sp., bryozoaires, échinodermes et algues rouges.

c. Calcaires bioclastiques (9 m) présentant des alternances de types packstone-grainstone et, plus grossiers, floatstone-rudstone. Les foraminifères encroûtants, dont *Eorupertia* sp., sont assez abondants ; des débris de *Microcodium* s'observent vers la base et les premiers *Borelis* sp. (et *N. fabianii* ?) apparaissent au sommet.

Age : éocène moyen pour les trois divisions précédentes, sauf pour le sommet de c, éventuellement éocène supérieur.

d. Calcaires bioclastiques (12 m) présentant des faciès grainstone et rudstone dissous et recristallisés à foraminifères imperforés (Miliolidés, *Borelis* sp.) dans le premier tiers et des faciès intraclastiques packstone, floatstone-grainstone ensuite. L'association d'organismes des divisions précédentes est encore présente et enrichie en *Eofabiania* sp., *Linderina* sp., *Gypsina discus* et *P. bronnimanni* (-dét. D. Décrouez-).

Age : éocène moyen ou supérieur.

e. Calcaires bioclastiques (8 m) floatstone, essentiellement constitués de débris d'algues rouges et de grands foraminifères hyalins, dont des Orthophragmines, Nummulitidés (*Nummulites* sp.), *Grzybowskiia* sp., bryozoaires, échinodermes, algues rouges et des éléments planctoniques à l'extrême sommet.

Age : éocène supérieur.

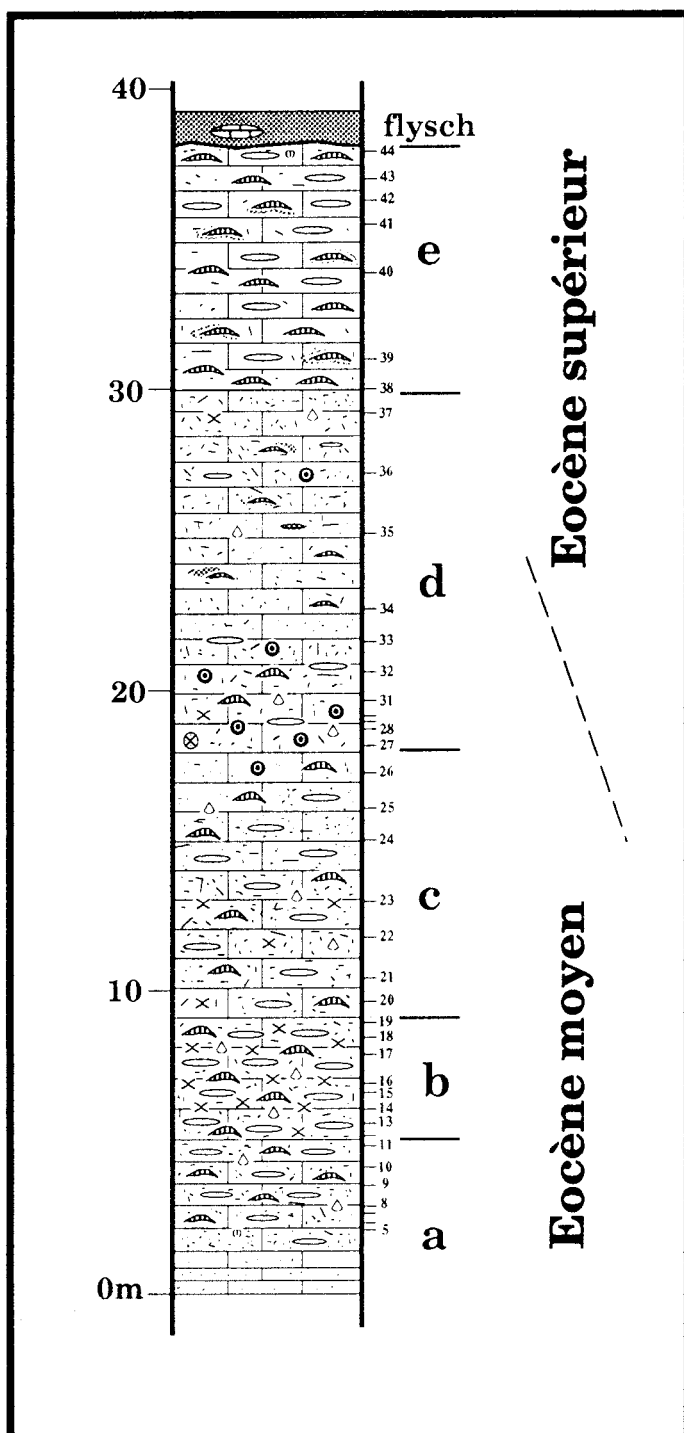


Fig. 65.- Coupe du Yéfira Tartana (E), située à l'E du Compartiment de Triklino-Alévradha. (Voir légende fig. 55).

Le contact des calcaires avec la base du flysch apparaît en divers affleurements sur les talus de la route proche du port ; des incrustations ferrugineuses au sommet des calcaires et le faciès micacé des grès comportant à leur base un mince niveau conglomératique à éléments du substratum, soulignent une discontinuité de sédimentation à la limite des deux ensembles. Il existe cependant aussi, en quelques lieux, un mélange des calcaires et de pélites calcareuses qui semble indiquer que cette discontinuité n'a pas de caractère général.

### ***Faciès et signification de la série orientale du Compartiment Triklino-Alévratha***

Les calcaires bioclastiques, qui nous sont connus, semblent indiquer des affinités avec les deux secteurs "intermédiaires" plus septentrionaux, bien que ni les influences planctoniques ni les brèches qui permettent de les distinguer ne soient ici très significativement représentées.

Le Paléocène (supérieur ?) - Eocène inférieur est trop mal connu pour étayer une recherche d'homologie.

L'Eocène moyen correspond dans l'ensemble à des milieux ouverts et de profondeur modérée subissant des oscillations de détail dont témoignent les faibles variations du faciès. Une évolution de caractère plus général semble être marquée par les tendances à l'émersion de la division b (dissolution-recristallisations et *Microcodium*), déjà décelées, en particulier dans le secteur intermédiaire interne, qui apparaît ainsi comme le plus vraisemblablement comparable à celui-ci.

## **Vue d'ensemble sur l'évolution paléocène-éocène du Domaine oriental**

La période paléocène-éocène correspond à un épisode très troublé compris entre l'émersion généralisée finicrétacée-éopalaéocène et l'invasion du flysch à l'orée des temps oligocènes.

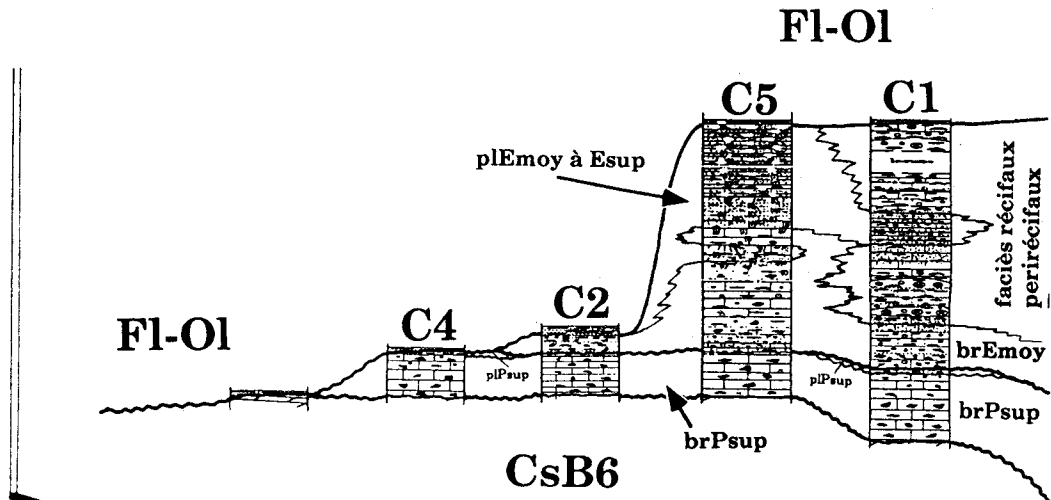
Par rapport au Crétacé terminal, l'ambiance sédimentaire est complètement modifiée puisque l'on trouve des faciès pélagiques et récifaux là où des sédiments de plate-forme interne s'étaient déposés soit constamment, soit au moins à la fin du Crétacé. Surtout, des discontinuités transversales nouvelles compliquent les schémas et de multiples lacunes de sédiments rendent très complexes les vues d'ensemble. Pourtant, on trouvera encore une empreinte de l'histoire crétacée dans la répartition d'ensemble des faciès (voir fig. 53B, p. 106).

- Vers l'E, là où les faciès crétacés "restreints" sont connus, la sédimentation récifale domine, relativement puissante mais coupée de lacunes.

- Vers l'W, près des deux extrémités du massif, les dépressions des faciès bioclastiques antérieurs sont le siège d'une sédimentation bréchique et/ou planctonique peu puissante.

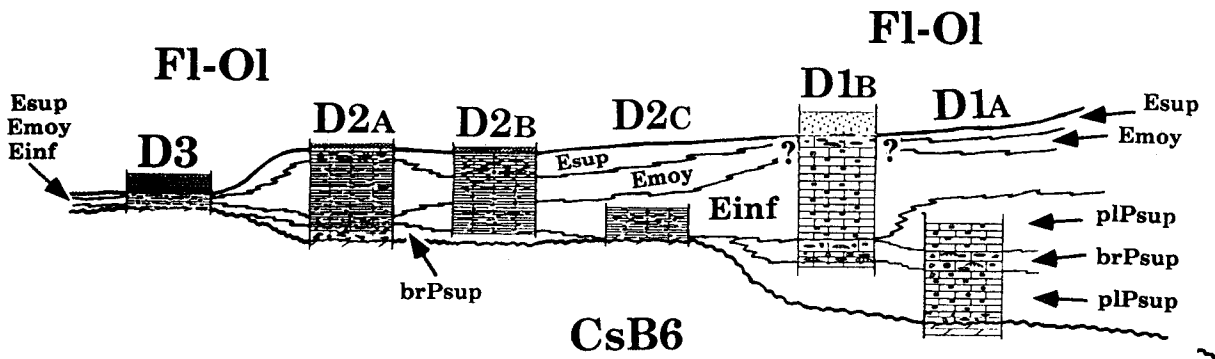
### SECTEUR INTERMEDIAIRE EXTERNE

W



20m

### SECTEUR EXTERNE



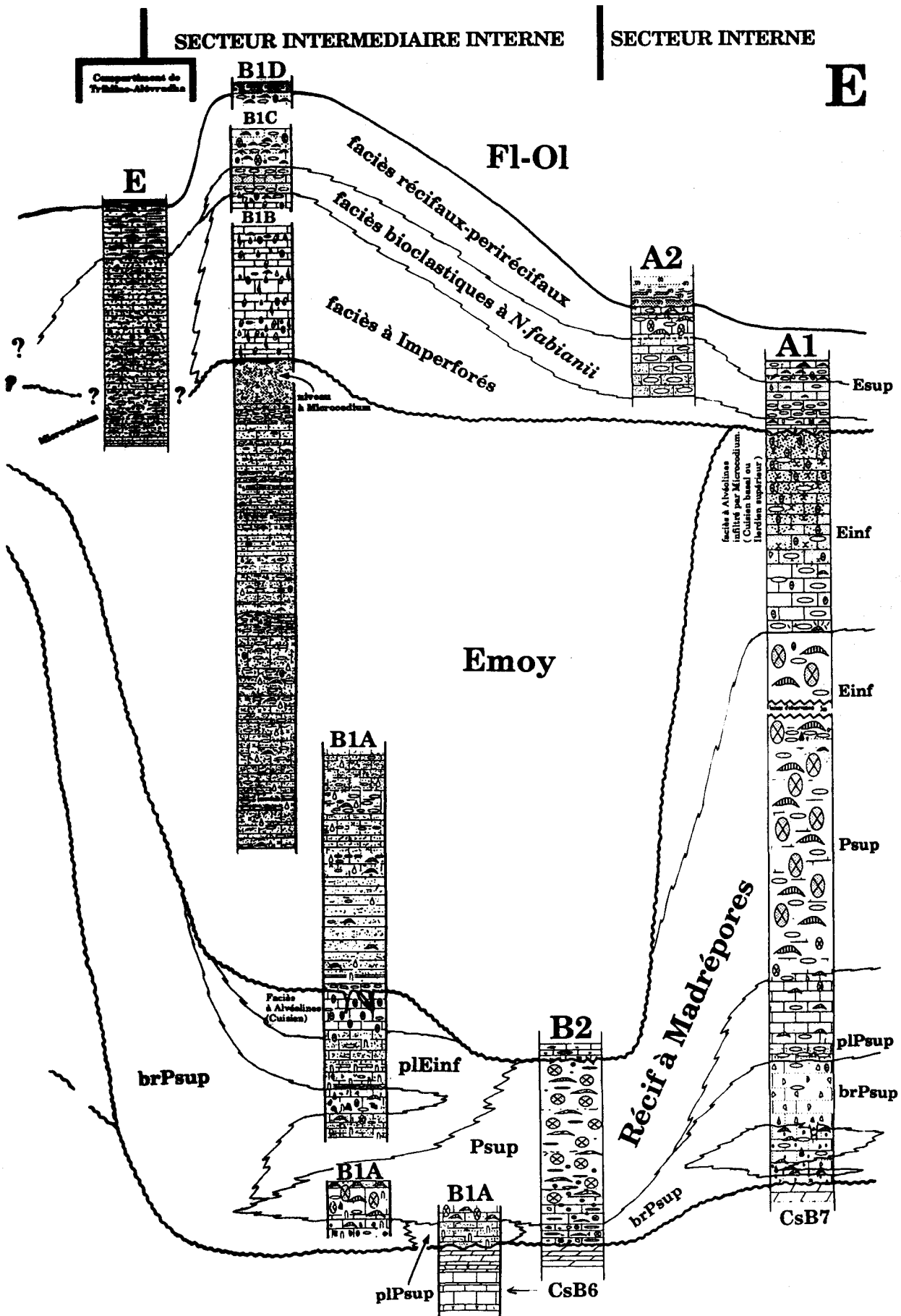


Fig. 66.- Schéma de corrélations lithologiques et chronologiques des coupes représentatives du Domaine oriental des Orl Valtou. L'identification des coupes (lettres majuscules et chiffres) est celle du texte précédent et des fig. 54 -p. 110- et 67. La disposition adoptée, nécessitée par des contraintes de présentation, ne rend pas directement compte de la situation respective des coupes, qui doit être consultée sur la fig. 67 ou sur l'extrait réduit donné ici en cartouche. Les abréviations chronologiques utilisées, identiques à celles de la fig. 54, sont parfois précédées d'indications faciesologiques (br : brèche ; pl : plancton).

### 1. L'épisode paléocène : remise en eau de la plate-forme après l'émersion fincrétacée-éopaléocène

La lacune témoignant de cette émersion est généralement comprise entre les dolomies d'âge campanien à maastrichtien (CsB5 ou 6) et les brèches du Paléocène supérieur (P4) ; c'est dans le secteur interne qu'elle apparaît la plus brève (entre CsB7 et P4). Les brèches du Paléocène supérieur sont en grande partie constituées d'éléments de type lagunaire à petit benthos hyalin, *Microcodium* et algues Dasycladales, qu'on attribue au Paléocène inférieur.

L'émersion est donc générale mais il est probable que dans certaines parties au moins du massif, des lagunes ont vu se déposer des sédiments boueux peu différents de (en en continuité avec) ceux du Crétacé terminal -"membre calcaro-dolomitique" de la fig. 33, p. 68, par exemple-, comme il est observé en d'autres régions de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (par exemple dans le massif du Klokova, Fleury, 1980). L'existence de brèches intraclastiques serait le témoignage d'une instabilité tectonique entretenue et assez considérable pour que ces dépôts soient tous repris lors de la grande transgression du Paléocène supérieur, bien connue et soulignée par les courbes eustatiques de Haq *et al.*, 1988.

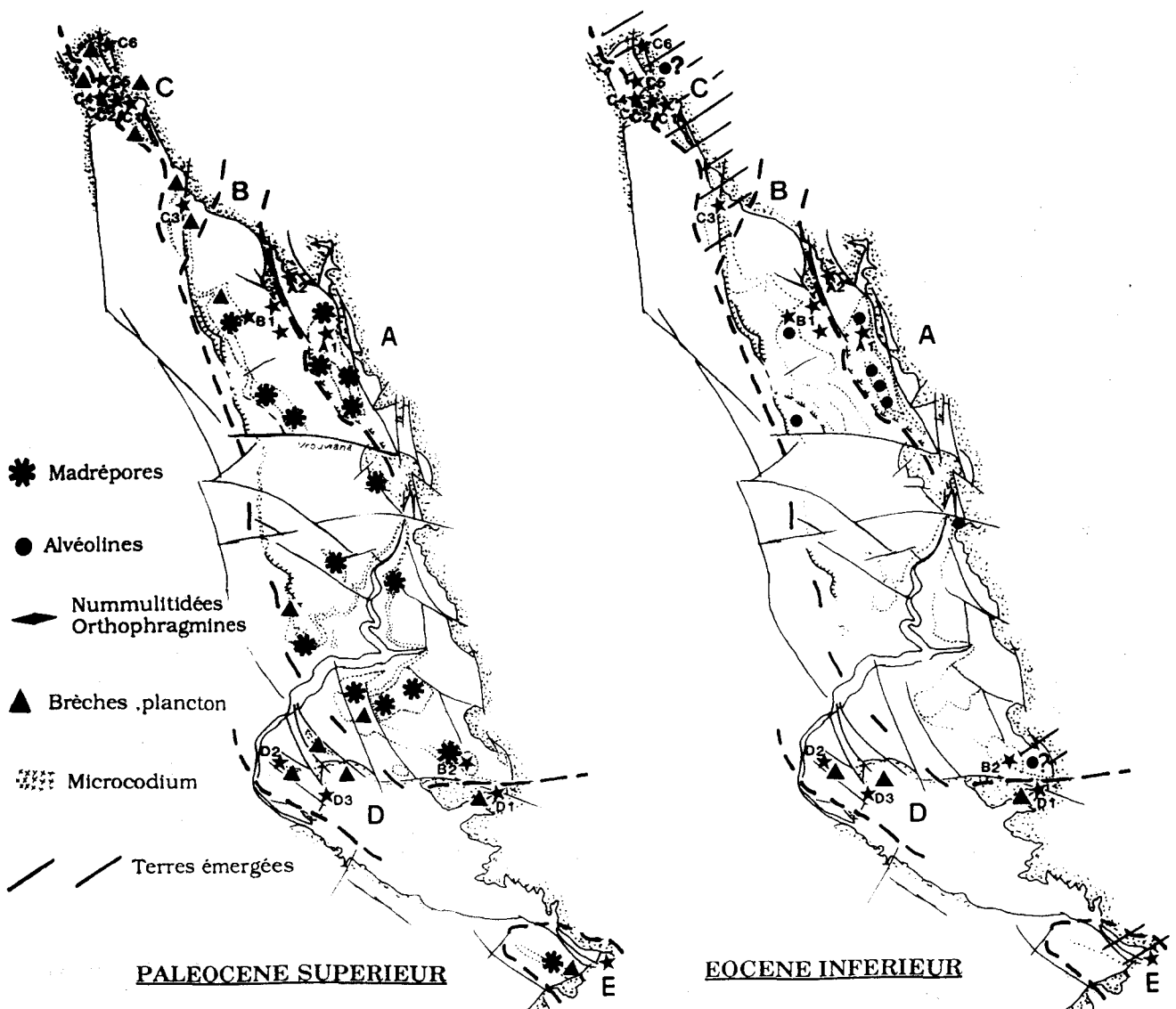


Fig. 67A.- Situation des coupes présentées sur la fig. 66 et répartition spatiale des faciès observés pour le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur. Les affleurements des carbonates paléocènes-éocènes sont limités par une ligne de ponctuations ; les lettres et indices font référence au texte et à fig.66.

L'importance particulière de la lacune dans le "secteur intermédiaire" serait le premier signe d'une réactivation des accidents limitant l'ancienne dépression des faciès bioclastiques qui, bien que colmatée vers le fin du Maastrichtien, demeurerait une région sensible.

La reprise de la sédimentation marine au Paléocène supérieur semble relativement synchrone - biozone P4, à *P. pseudomenardii*- à l'exception d'un lieu (D3, fig. 66 et 67 : Eocène inférieur sur CsB6). Elle est assez marquée et brutale pour qu'un faciès bréchiq ue à faune planctonique soit partout représenté à la base des dépôts, bien qu'une différenciation importante se manifeste très vite :

- les secteurs "interne" (A) et "intermédiaire-interne" (B) sont le siège d'une sédimentation de type récifal à périrécifal ;
- les secteurs "externe" (D) et "intermédiaire-externe" (C) sont gagnés par des sédiments planctoniques.

Dans le détail, des passages latéraux de faciès entre les deux types de sédiments (comparer A1 et B1, par exemple) semblent indiquer que les limites longitudinales entre les domaines sont peu accentuées mais dans le même temps, de brutales variations dans le sens longitudinal semblent indiquer la création de discontinuités transversales. Ainsi, au S du massif, la radicale opposition entre les faciès des coupes B2 et D1 suggère l'existence d'une limite tectonique orientée sensiblement E-W dont la faille limitant actuellement le massif vers le S constituerait la reprise (faille de Sivista) ; de la même manière, plus au N, le compartiment abaissé de Vrouviana serait la manifestation récente d'une discontinuité ayant séparé les faciès à madrépores épais (coupe A1) des mêmes faciès, beaucoup moins puissamment développés que l'on observe, épars, plus au S (type de ceux de la coupe B2).

Le compartiment de Triklino-Alévratha (D) connaît probablement une histoire comparable à celle du reste du massif mais qui demeure inconnue dans le détail, faute d'informations précises.

## **2. L'épisode éocène inférieur : fin de la sédimentation récifale, émer sions répétées et tendances provisoires à l'homogénéisation des milieux**

Les différenciations précédentes semblent en partie conservées en début de période mais présentent une tendance à disparaître lorsque se développe largement le faciès alvéolinifère.

- Dans le secteur "interne" (A), le faciès récifal disparaît à la suite d'une première émer sion ; les faciès à Alvéolines qui prennent la suite sont à leur tour tronqués par une surface traduisant éventuellement le cumul de plusieurs émer sions antérieures à l'Eocène supérieur, mais dont la plus ancienne serait d'âge éocène inférieur si l'on en juge par les tendances émer sives croissantes conservées dans les sédiments en place eux-mêmes ;

- Dans le secteur "intermédiaire-interne" (B), le faciès planctonique, qui trahit d'abord un certain approfondissement par rapport à la période précédente, est remplacé par le faciès à Alvéolines qui semble partout développé. On notera cependant qu'au S de Vrouviana, les seuls éventuels témoins sont connus à l'état remanié dans les sédiments de l'Eocène moyen et sont donc susceptibles de présenter une origine étrangère au secteur.

- Dans le secteur "intermédiaire-externe" (C), les seuls témoins éventuels de cette période ne sont également connus qu'à l'état remanié dans l'Eocène moyen.

- Dans le secteur "externe" (D), les sédiments planctoniques indiquent que la tendance à l'homogénéisation des milieux n'est pas généralisée et que si l'on considère les secteurs extrêmes, les différenciations paléocènes sont bien conservées.

Le compartiment de Triklino-Alévradha ne comporte pas de sédiments connus de cet âge.

### 3. L'épisode éocène moyen : sédimentation différenciée entre deux émerSIONS

Cet épisode se développe entre deux émerSIONS bien caractérisées dans les secteurs les plus internes où la sédimentation reste à dominante benthique mais incertaines dans les secteurs les plus externes où les sédiments sont planctoniques.

- Le secteur "interne" (A) ne présente aucun sédiments de cet âge, soit en raison d'une érosion antérieure à l'Eocène supérieur, soit en raison d'une absence de dépôt, ce qui, à une certaine imprécision chronologique près, nous indique une même situation élevée.

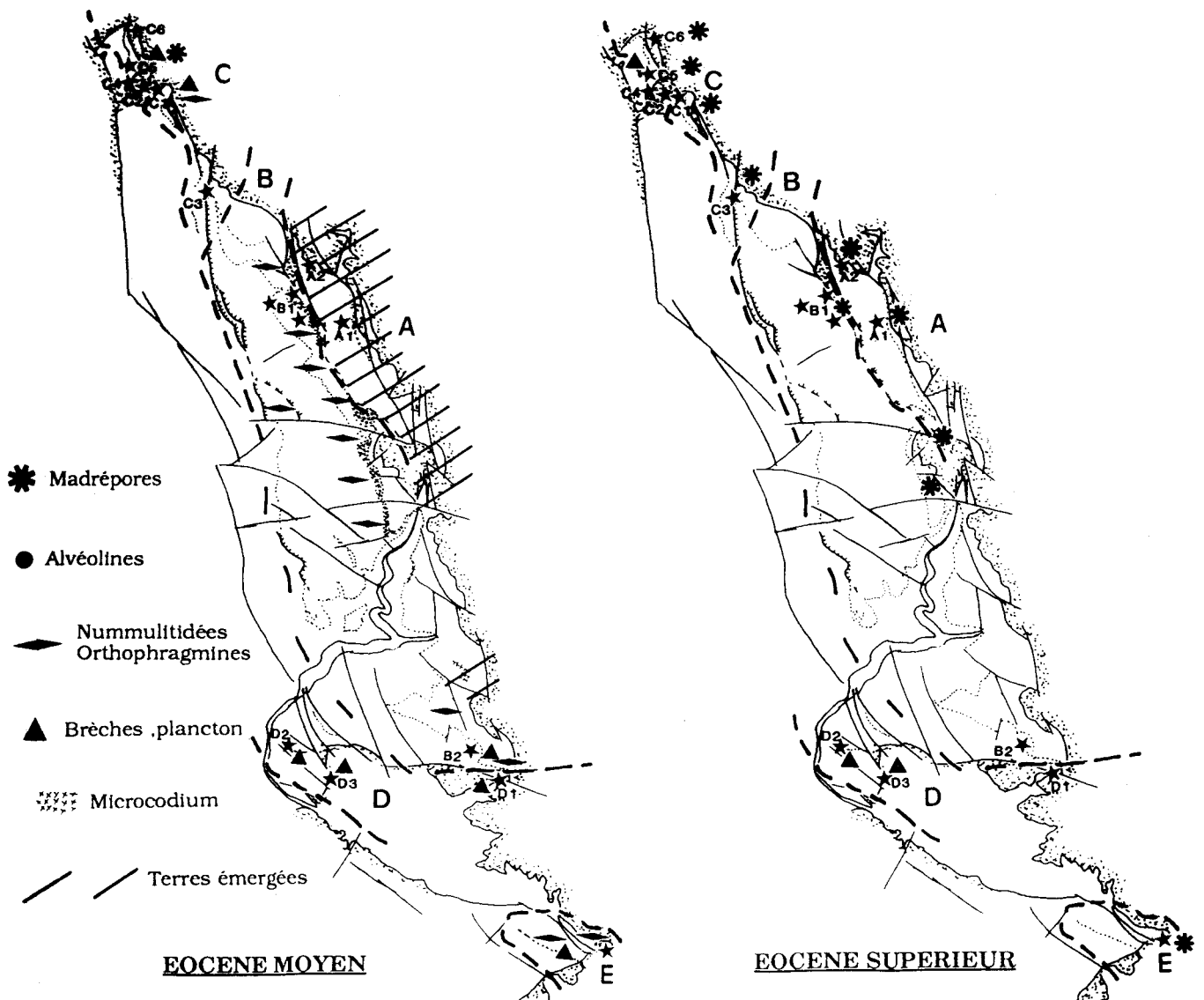


Fig. 67B.- Situation des coupes présentées sur la fig. 66 et répartition spatiale des faciès observés pour l'Eocène moyen et supérieur. Les affleurements des carbonates paléocènes-éocènes sont limités par une ligne de ponctuations ; les lettres et indices font référence au texte et à la fig. 66.



- Le secteur "intermédiaire-interne" (B) est au contraire le siège d'une sédimentation bioclastique dans une ambiance ouverte traduite par l'abondance des foraminifères à test hyalin et les influences planctoniques avérées vers le S (coupe B2).

- Le secteur "intermédiaire-externe" (C) traduit, par ses faciès récifaux-périrécifaux (C1), l'existence d'un système de type barrière à l'W duquel les faciès planctoniques se développent (C5).

- Le secteur "externe" (D) conserve ses faciès planctoniques.

Le compartiment de Triklino-Alévrada (E) présente, dans sa partie orientale, des faciès bioclastiques localement riches en *Microcodium* qui peuvent s'apparenter à ceux du secteur "intermédiaire-interne".

#### **4. L'épisode éocène supérieur : lente remise en eau et installations récifales dans les secteurs internes ; poursuite de la sédimentation planctonique dans les secteurs externes, avant l'arrivée du flysch**

Les deux ensembles de secteurs sont maintenant bien homogènes et bien différenciés l'un de l'autre.

Les secteurs "interne" et "intermédiaire-interne" présentent une reprise progressive de la sédimentation après l'émersion précédente. Après le dépôt de vases lagunaires puis intertidales-subtidales, les sables bioclastiques de milieux marins ouverts précèdent une nouvelle installation récifale.

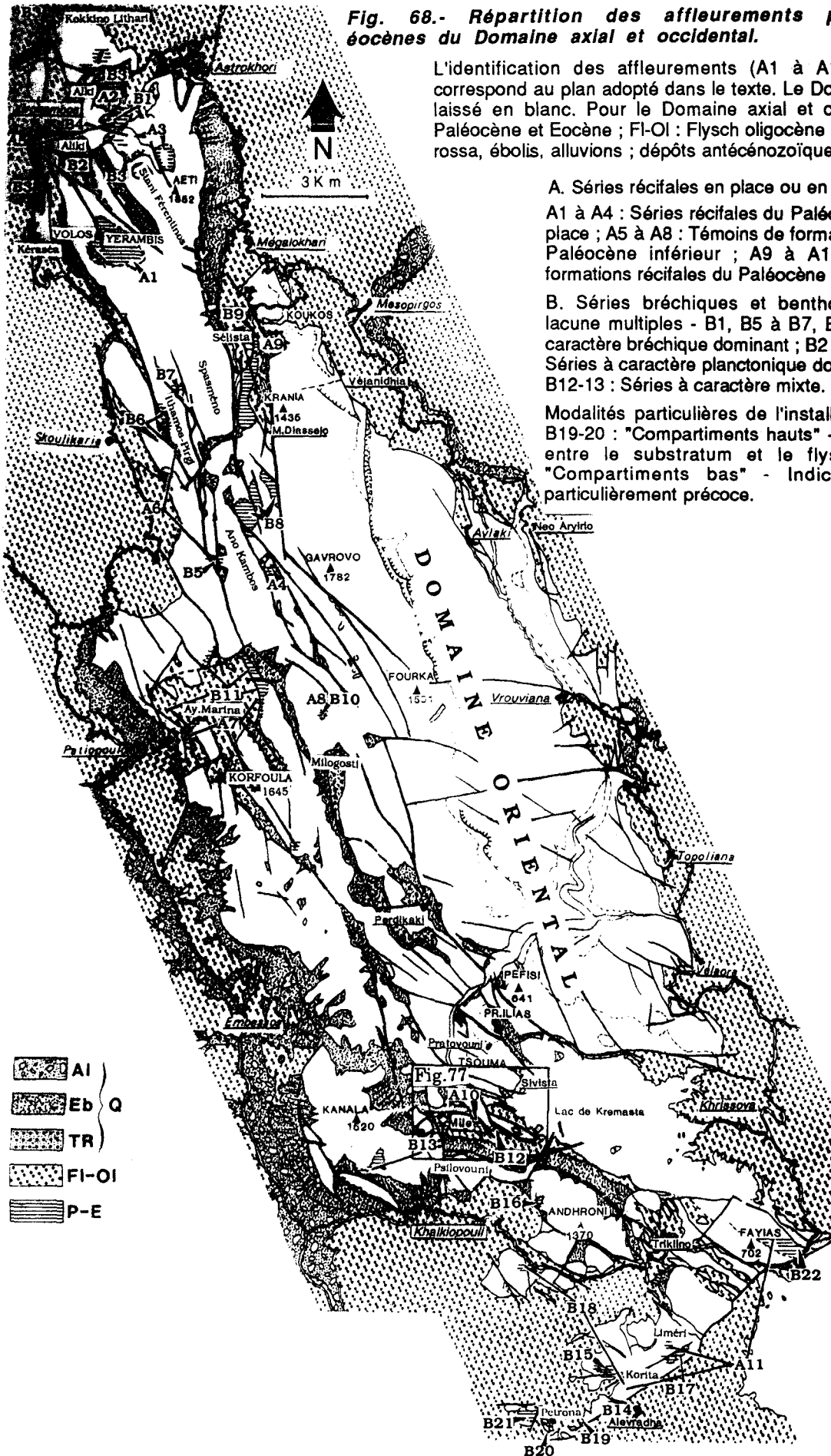
Les secteurs "intermédiaire-externe" et "externe" sont comme précédemment le siège d'une sédimentation planctonique qui n'est cependant pas indépendante de celle des autres secteurs puisque l'on voit se manifester (C1) des intercalations du faciès récifal.

Le compartiment de Triklino-Alévrada présente, pour sa partie orientale au moins, des faciès mixtes qui évoquent les deux secteurs intermédiaires précédents.

L'arrivée du flysch est anticipée dans la plupart des secteurs par l'apparition massive du plancton ou même par des intercalations péliques au sommet de la série calcaire (A2). Pourtant, le secteur "intermédiaire-externe" montre un épisode d'émersion et d'érosion qui souligne une nouvelle péripétie tectonique.

*En résumé, après l'émersion finicrétacée-éopaléocène, des milieux de type "plate-forme externe" s'installent au Paléocène supérieur et se maintiennent jusqu'à la fin de l'Eocène malgré de nombreuses instabilités indiquées par des lacunes de sédiments et des épisodes de remaniements. Des faciès franchement néritiques, voire récifaux, coupés de lacunes bien marquées, en témoignent dans les régions les plus "internes" alors que des faciès parfois bréchiques à peuplements planctoniques dominants traduisent l'existence d'une dépression ouverte sur le large dans les régions les plus "externes".*

**Fig. 68.- Répartition des affleurements paléocènes et éocènes du Domaine axial et occidental.**



L'identification des affleurements (A1 à A11 - B1 à B22) correspond au plan adopté dans le texte. Le Domaine oriental est laissé en blanc. Pour le Domaine axial et occidental : P-E : Paléocène et Eocène ; FI-OI : Flysch oligocène ; TR, Eb, Al : terra rossa, ébolis, alluvions ; dépôts antécénozoïques laissé en blanc.

**A. Séries récifales en place ou en témoins remaniés**

A1 à A4 : Séries récifales du Paléocène inférieur en place ; A5 à A8 : Témoins de formations récifales du Paléocène inférieur ; A9 à A11 : Témoins de formations récifales du Paléocène supérieur.

**B. Séries bréchiques et benthoplanctoniques - lacune multiples -**  
 B1, B5 à B7, B10-11 : Séries à caractère bréchique dominant ; B2 à B4, B14 à B18 : Séries à caractère planctonique dominant ; B8 à B9, B12-13 : Séries à caractère mixte.

Modalités particulières de l'installation du flysch -  
 B19-20 : "Compartiments hauts" - Lacune extrême entre le substratum et le flysch ; B21-22 : "Compartiments bas" - Indices d'un flysch particulièrement précoce.

## II. DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL

Les affleurements témoignant de la période paléocène-éocène sont de faible étendue et très dispersés (fig. 68). Leur constitution ne justifie pas une description fondée sur leur répartition géographique mais plutôt sur la distribution des faciès de la période paléocène, au cours de laquelle la paléogéographie du massif apparaît la plus aisément compréhensible.

On montrera qu'au Paléocène, quelques "zones hautes" devaient localiser des récifs à madrépores autour desquels se déposaient des sédiments benthoplanctoniques variés ; les faits, moins complets, permettent de penser que la situation ne changea pas de manière importante au cours de l'Eocène inférieur et moyen. L'Eocène supérieur correspond à une uniformisation des conditions de sédimentation mais sera inclus dans ces descriptions en raison du faible volume des sédiments qui le représentent.

On trouvera donc successivement la description des "zones hautes" (au cours du Paléocène à Eocène moyen) et des "régions périrécifales" (caractérisées par les sédiments benthoplanctoniques nourris en brèches par les "zones hautes").

### A. Les "zones hautes" (récifs à madrépores au Paléocène, dont la destruction nourrit probablement la sédimentation au cours de l'Eocène inférieur et moyen).

Il s'agit ici simplement des affleurements constitués de faciès récifaux paléocènes, soit en place (A1 à A4), soit en grands éléments dans les sédiments benthoplanctoniques d'âges divers (A5 à A11).

#### A1 à A4: PALEOCENE INFÉRIEUR : SERIES RECIFALES EN PLACE

##### 1. Coupe de Yérambis (A1, fig. 68 et 69)

Les calcaires récifaux paléocènes, d'aspect chaotique, reposent ici sur les carbonates bien stratifiés d'âge localement céno-manien (daté par *Cisalveolina*) bien qu'alentours les faciès du Turonien-Sénonien

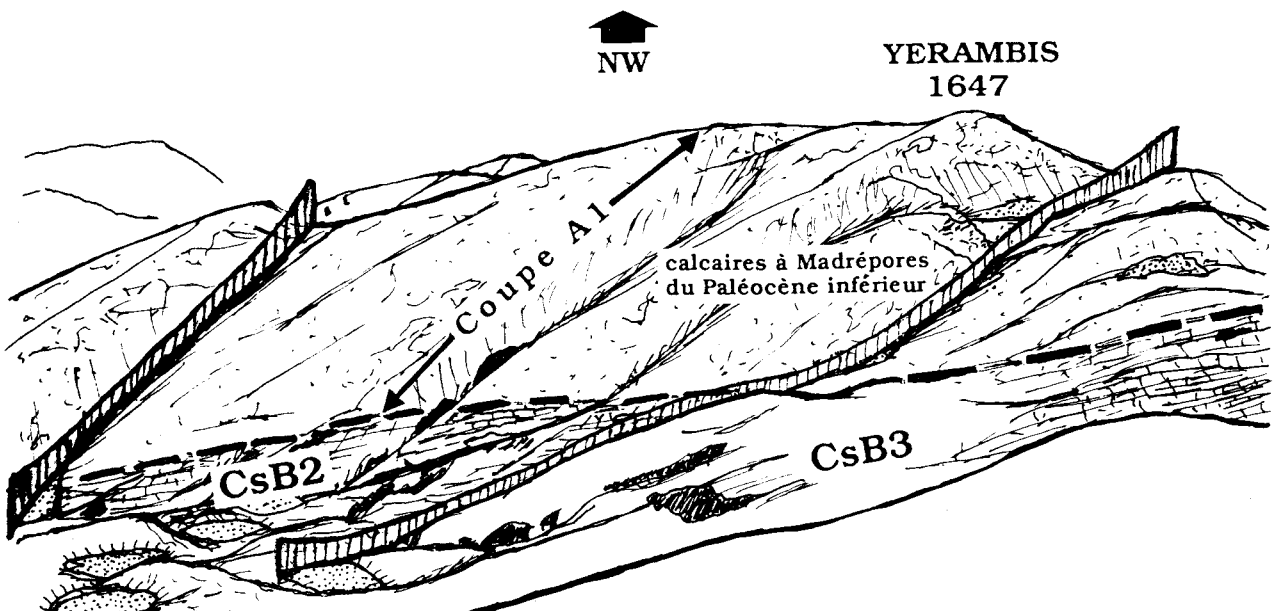


Fig. 69.- L'affleurement des calcaires récifaux du Paléocène inférieur à Yérambis (A1).

Les carbonates bien stratifiés du Céno-manien supérieur (CsB2) constituent le substratum des calcaires récifaux, bien qu'alentours dominent les carbonates du Turonien-Sénonien (CsB3) ; les failles orientées NW-SE et N-S, qui découpent le substratum, pourraient constituer la reprise d'accidents ayant limité un horst occupé par le récif.

inférieur constituent une grande partie des affleurements. Le contact est aisément repérable, parallèle à la stratification du substratum et sans trace de karstification. Les calcaires superposés à ce contact sont constitués comme suit :

- a. 2 m environ de calcaires bréchiques, comprenant des éléments d'âge cénomaniens, maastrichtien (calcaires bioclastiques à *S. calcitrapoides*, micrites à *R. liburnica*) et finicrétacé à éopalaéocène (micrites à petit benthos hyalin). des *Miscellanea* sp. indiquent un âge paléocène, probablement pas supérieur.
- b. 70 m environ de calcaires à madrépores, dans lesquels on distingue, de bas en haut :
- 15 m de calcaires floatstone (bafflestone) puis rudstone et framestone. On y trouve des foraminifères benthiques (Miliolidés...), ostracodes, gastéropodes abondants et algues rouges. Un faciès bréchique, tout à fait comparable à la division (a) précédente s'intercale, ou plus vraisemblablement s'infiltre, dans ces calcaires ; on y trouve des éléments crétacés et paléocènes (à madrépores, *Miscellanea* sp. et *G. sphaeroidea*) ;
  - 35 m de calcaires cristallins massifs, rudstone-framestone, à rares éléments bréchiques et abondants madrépores ; le sommet est plus micritique ;
  - 20 m de calcaires aisément débitables constituant le sommet du Mont. Ce sont des faciès packstone-grainstone, localement floatstone-bafflestone, plus micritiques que les précédents et présentant les mêmes peuplements. Des fissures sont remplies par une microsparite à rares tests de foraminifères planctoniques.

Age : paléocène, probablement pas supérieur, en raison de l'absence des organismes marqueur de cette période.

Aucun autre sédiment cénozoïque n'est observable alentours. Une lentille gréseuse comprise entre deux failles de direction NW-SE à l'extrémité occidentale de l'affleurement (juste au S du sommet Volos), pourrait cependant constituer un témoin du flysch oligocène.

## 2. Coupe de Alki (A2, fig. 68 et 70)

Le sommet de ce nom se situe à 4,5 km au N de l'affleurement précédent, dans un couloir de faille orienté NE/SW. Il est essentiellement constitué de calcaires à madrépores, recouverts localement, soit par des calcaires planctoniques et/ou bréchiques qui présentent la transition au flysch, soit le flysch lui-même.

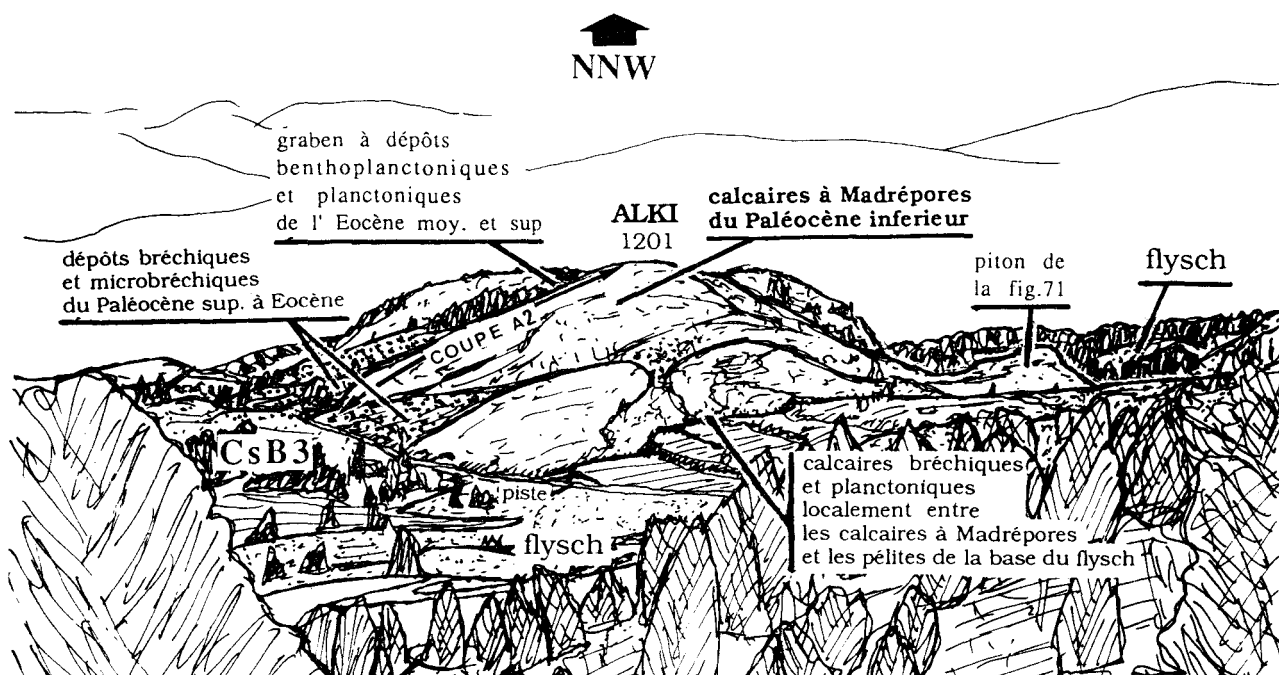
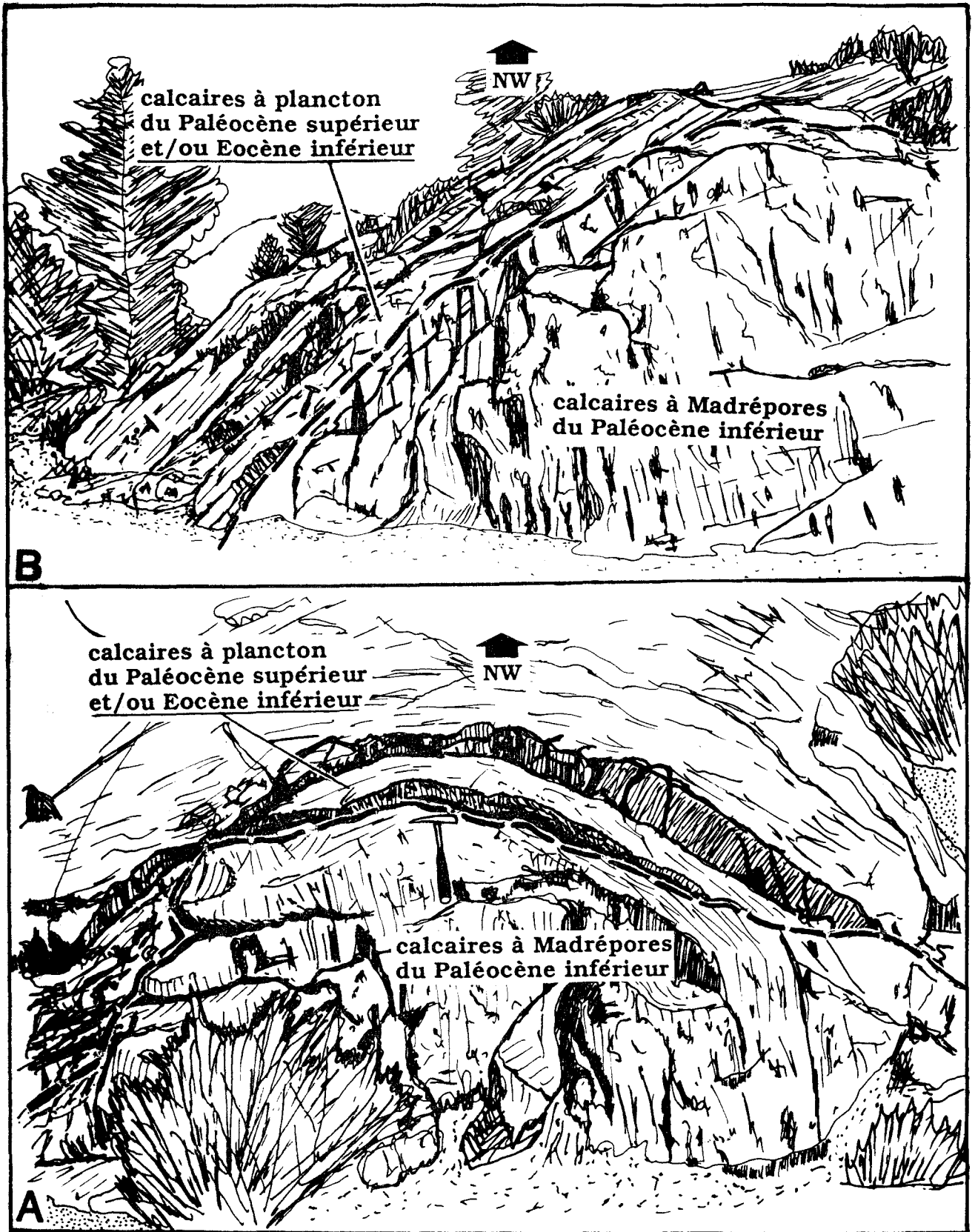


Fig. 70.- L'affleurement des calcaires récifaux du Paléocène inférieur d'Alki (A2).

De nombreuses failles, de direction NE-SW, sont soulignées par les ravins qui dissèquent les flancs de la montagne. Ils permettent l'observation des dépôts benthoplanctoniques, planctoniques et bréchiques d'âge paléocène supérieur à éocène supérieur qui sont conservés alentours. Le flysch oligocène entoure de tous côtés ces affleurements, sauf vers l'W où l'on distingue les calcaires du Turonien-Sénonien (CsB3) qui constituent le substratum du récif.



**Fig. 71.- Deux aspects des relations entre les calcaires à madrépores du Paléocène inférieur et les calcaires planctoniques du Paléocène supérieur et/ou Eocène inférieur à l'E de l'Aiki.**

Les calcaires planctoniques, distingués par leur litage, reposent sur les calcaires à madrépores d'aspect massif en suivant les détails de la morphologie de la surface supérieure de ces derniers, couverte d'une croûte ferrugineuse. On distingue en (A) des bancs de calcaires planctoniques moulés sur un relief formé par les calcaires récifaux et se terminer en biseau sur des irrégularités. Les calcaires planctoniques peuvent atteindre un pendage atteignant 45° (B).

La coupe débute en contrebas d'une piste, juste au S du sommet. On observe, au-dessus de quelques m de calcaires sénoniens à *A. kotori*, la succession suivante :

- a. 1 m d'un calcaire bréchiq, dont la base n'est pas observable. Au bord de la piste, un affleurement de dimension métrique d'un calcaire comparable à celui du "substratum" local est entouré et infiltré par le matériel bréchiq ; il peut s'agir soit d'un paléorelief du substrat, soit d'un élément de grande taille emballé dans la formation bréchiq. Celle-ci, polygénique et granoclassée, renferme des éléments anguleux de tailles centimétriques parmi lesquels on note :
- des éléments crétacés (micrites à *Dicyclina* et *Moncharmontia*, calcaires bioclastiques à *Orbitoides* et *Lepidorbitoides* ;
  - des éléments paléocènes (calcaires à madrépores, algues rouges et vertes et/ou foraminifères planctoniques non carénés) ;
  - des éléments non datés (dolomicrites et dolosparites, calcaires à débris de *Microcodium*.

**Age** : paléocène, probablement inférieur (en raison de l'absence des marqueurs du Paléocène supérieur).

- b. 17 m de calcaires à madrépores constituant le sommet du Mont. Les divers faciès (floatstone-rudstone, bafflestone et framestone) renferment les mêmes organismes que les éléments à madrépores de la division (a). Des grandes cavités et un réseau de fractures -parfois tapissées par une couche sparitique- sont colmatées soit par une micrite jaune à foraminifères planctoniques carénés (*M. gr. velascoensis*, *P. pseudomenardii*...) et Globigérines, soit par une autre micrite jaune à gastéropodes, ostracodes et algues Dasycladales.

**Age** : probablement paléocène inférieur (comme division a) pour le faciès bréchiq, et sûrement paléocène supérieur pour la micrite planctonique qui représente le remplissage de fissures dues probablement à une distension.

Des dépôts plus récents apparaissent ici et là sur les flancs du mont :

- au NW du sommet, des calcaires benthoplanctoniques puis planctoniques, sont conservés dans un petit graben d'orientation NE/SW ;
- au pied méridional du mont, la piste traverse des faciès bréchiq et microbréchiq entourant des affleurements de faciès à madrépores paléocènes ;
- un piton, situé à 200 m à l'W du sommet, est constitué de calcaires à madrépores paléocènes coiffés par de minces couches de calcaires planctoniques du Paléocène et/ou Eocène inférieur ; la limite est constituée par une surface irrégulière et localement ferrugineuse qui est généralement bien moulée par le calcaire planctonique ; celui-ci peut cependant se terminer abruptement contre certaines irrégularités de la surface et présenter des pendages atteignant 45° (fig. 71) ;
- sur les flancs NW et SE du mont, des calcaires planctoniques et bréchiq s'intercalent entre les calcaires à madrépores et les pélites bleuâtres de la base du flysch, elles mêmes parfois reposant sur une surface incrustée de produits ferrugineux ;
- à l'extrémité septentrionale de l'affleurement des calcaires à madrépores, dans un profond ravin aboutissant à la source Kanalia, la surface ferrugineuse apparaît criblée de nombreuses cupules, sur lesquelles reposent soit directement les pélites du flysch, soit des calcaires bréchiq et planctoniques du Paléocène-Eocène ? (coupe de la source "Kanalia bis", in Konczak, 1989).

### 3. Les affleurements du Triangle de Stani Férentinos - Aéli (A3, fig. 68)

Des calcaires à madrépores, tout à fait comparables aux précédents, situés à proximité de calcaires récifaux à rudistes maastrichtiens, s'observent en abondance sur le flanc occidental des Aéli et plus discrètement sur l'extrémité septentrionale du Stani Férentinos.

On a cité à l'occasion de la coupe "Stani Férentinos 1" (fig. 46, p. 94) les calcaires à madrépores de cette région, qui ne renferment aucun indice d'âge crétacé terminal ou paléocène supérieur. Leurs relations précises avec les formations maastrichtiennes ne sont jamais évidentes et peuvent, selon les cas, être interprétées soit comme des contacts par failles, soit comme des remplissages de cavités ("filons") par des brèches renfermant des grands blocs de faciès à madrépores.

#### 4. L'affleurement situé entre les sommets Gavrovo et Pratina (A4, fig. 68)

La série crétacée de ce lieu fut examinée précédemment (p. 90). Au sommet d'une petite colline constituée d'une vingtaine de m de calcaires maastrichtiens, apparaissent brusquement, sans qu'on puisse observer le contact, une masse faillée de calcaires à madrépores. Il s'agit de 3 à 5 m de calcaires floatstone-bafflestone à Miliolidés, *Chrysalidina* sp., Rotalidés, *P. cretae*, bryozoaires, mollusques, algues vertes et rouges. L'âge en est vraisemblablement paléocène inférieur.

#### **Faciès et signification des récifs en place**

La particularité principale de ces formations récifales est leur âge, puisque tout semble indiquer leur existence au Paléocène inférieur.

L'âge du substrat est très variable puisque, selon les lieux, il est cénonanien - sénonien inférieur ou maastrichtien.

- Les lieux où le substrat est constitué par les récifs maastrichtiens (coupes A3 et 4) sont les seuls de tout le massif où -à l'imprécision des datations près- la sédimentation puisse être considérée comme continue au passage Crétacé-Paléocène.
- Les lieux où le substrat est plus ancien (coupes A1 et 2) ont probablement, au Paléocène inférieur, la valeur de régions élevées, c'est-à-dire de horsts : la coupe A1 montre que le récif repose sur le Cénonanien bien qu'alentours le Sénonien inférieur soit conservé. Les brèches de base montrent cependant que ces horsts, dont certaines parties seraient soumises à la destruction au moment de l'installation des récifs, ont eu une histoire tout à fait comparable aux régions environnantes : on y trouve à la fois des débris du substratum (cénonanien) et de sédiments finicrétacés, déjà décrits en place dans ces régions (p. 93 à 100). Ce sont donc des horsts résultant d'une tectonique finicrétacée-éotertiaire.

La sédimentation récifale du Paléocène inférieur s'est donc installée sur des éminences dont certaines sont des reliques de la période finicrétacée et d'autres des horsts nouvellement créés.

Les ensembles récifaux eux-mêmes, qui peuvent atteindre une épaisseur considérable (70 m sur la coupe A1), indiquent une subsidence régulière, équilibrée par la sédimentation, donc une période de stabilité ; dans cet exemple, les variations des proportions entre la micrite (abondante au sommet et à la base) et les madrépores (dominants vers le milieu), semblent témoigner d'un cycle de croissance où se distingueraient les phases de - stabilisation-colonisation, - diversification, - domination (James, 1983).

Les divers "filons" (fissures) colmatés par des micrites planctoniques indiquent une activité tectonique quasi contemporaine ou de peu postérieure à la construction récifale, probable cause de sa disparition par ennoiement, faisant place à une sédimentation planctonique au cours du Paléocène supérieur.

Les rares témoins de l'histoire éocène montrent que le faciès récifal ne s'est pas maintenu localement. On sait que la sédimentation, quand elle a pu reprendre, n'est constituée que par de maigres dépôts benthoplanctoniques, parfois coupés de surfaces témoignant d'arrêts de la sédimentation ; en d'autres lieux, rien ne semble s'être déposé entre les récifs du Paléocène inférieur et le flysch oligocène.

On trouve, en outre, dans les divers témoins épars de la sédimentation post-paléocène (y compris la base du flysch), des débris de formations récifales soit directement comparables à celles qui viennent d'être décrites, soit bien datées par des foraminifères du Paléocène.

A5 à A8: PALEOCENE INFERIEUR : TEMOINS DE FORMATIONS RECIFALES REMANIEES

**5. Région de Yérambis - Volos et Aiki (A5, fig. 68)**

Il s'agit de blocs de tailles centimétriques à métriques compris dans les brèches du Paléocène supérieur et/ou Eocène intercalées entre le "substratum" cénomano-turonien et des calcaires planctoniques du Paléocène supérieur et/ou de l'Eocène (par exemple, coupe "B3", fig. 50, p. 98-99, division c).

A 2 km environ au NW de Volos, à la terminaison septentrionale de l'affleurement de Kéraséa, on observe un bloc métrique isolé dans les pélites de la base du flysch, à environ 4 m de leur contact sur les calcaires.

**6. Aux environs de l'alignement des crêtes Platovouni - Ithamos - Pirgi (A6, fig. 68)**

Sur le flanc occidental de la crête Ithamos-Pirgi, existent deux affleurements (A4, fig. 34 et 41, p. 74 et 86) dont le plus méridional est constitué de plusieurs m<sup>2</sup> de calcaires à madrépores dominant une formation bréchique du Paléocène supérieur renfermant des éléments du Santonien et du Campanien-Maastrichtien. Le calcaire à madrépores renferme des Miliolidés, *Miscellanea* sp., mollusques, bryozoaires et algues rouges.

L'affleurement d'Ano Kambos (A5, fig. 43) présente une brèche datée du Paléocène supérieur renfermant de petits éléments et de grands blocs (de signification et de situation douteuses) de calcaires à madrépores. On y observe des Miliolidés, *Peneroplis* sp., *Chrysalidina* sp., Valvulinidés, *Schlosserina* ou *Sistanites* sp., et une riche population d'Algues Dasycladales (gisement P1 in Deloffre *et al.*, 1991). En l'absence de toute forme du Paléocène supérieur, cet abondant peuplement indique très probablement le Paléocène inférieur.

**7. Dans le graben de flysch de Ay. Marina (A7, fig. 68)**

Dans la partie orientale du graben, un bloc métrique se trouve emballé dans les pélites de base du flysch. Le faciès et le peuplement sont comparables à ceux de l'affleurement précédent, avec l'adjonction de *G. sphaeroidea*, *Rotalia* sp. et *Kathina* sp. ; les algues ont été signalées par Deloffre *et al.*, 1991, ("gisement P2").

Au S et à l'W du graben, sur les flancs W et S de Korfoula (1 645 m) et au S des gorges de Patiopoulo, des brèches renferment de grands éléments de faciès à madrépores, toujours dépourvus d'organismes du Paléocène supérieur.



### 8. Au bord de la doline Milogosti (A8, fig. 68)

Au N de cette doline (A7, fig. 34 et p. 92), des grands blocs, constitués pour partie de calcaires à rudistes du Maastrichtien supérieur et pour partie de calcaires à madrépores, semblent former les éléments d'une brèche ; parmi ces derniers,

- certains, renfermant *Planorbulina* sp., bryozoaires et algues rouges, sont attribués au Paléocène inférieur;
- un autre, de dimensions métriques (4 x 3 x 1 m visibles) présente les organismes habituels du Paléocène supérieur (*Glomalvéolines*, *H. lukasi*...).

#### A9 à 11: PALEOCENE SUPERIEUR : DIVERS TEMOINS DE FORMATIONS RECIFALES

A l'exception, de quelques éléments de dimensions d'ordre centimétrique (à madrépores, *Glomalvéolines* et *F. alavensis*) observés dans une brèche de la région d'Ithamos (voir B6, p. 160-161; partie occidentale du massif) et des éléments du même type renfermés dans des brèches du Compartiment de Triklino-Alévrada (voir A11 ci-dessous), les autres témoins -y compris celui qui vient d'être cité à Milogosti- se situent dans ce qui fut distingué comme "Domaine axial" au sens strict (voir fig. 8, p. 20). On peut citer deux exemples (A9 et 10).

9. Dans les gorges de Sélista (A9, fig. 68), entre la klippe de Koukos à l'E et les crêtes de Spasmeno à l'W, existe un grand affleurement de calcaires à madrépores dont les relations avec les calcaires du Sénonien inférieur et les calcaires benthoplanctoniques tertiaires environnants ne sont pas discernables. Ces calcaires sont datés du Paléocène supérieur par *A. (G.) primaeva*, *H. lukasi*, *C. rajkae*, *Miscellanea* sp. (dét. L. Hottinger) et algues rouges.

10. Près de Miléa (A10, fig. 68), une brèche à plancton du Paléocène supérieur reposant sur des calcaires du Turonien - Sénonien inférieur renferme un bloc de calcaire à madrépores. C'est un calcaire floatstone à *Glomalvéolines*, *Discocyclus* sp., *Operculina* ou *Ranikothalia* sp., *Schlosserina* sp., plancton et algues rouges.

### 11. Dans le Compartiment de Triklino - Alévrada (A11, fig. 68)

Les faciès à madrépores, datés du Paléocène supérieur, se trouvent sur le flanc oriental du Fayias, dans des brèches cénozoïques (D1, fig. 30), sur le sommet de Limeri et encore à Korita (D2 (2), fig. 31).

Dans cette dernière localité, les calcaires du Campanien sont découpés par un réseau de fractures orientées sensiblement N-S, colmatées par une micrite planctonique jaune de l'Eocène moyen, renfermant des éléments crétacés et cénozoïques. Parmi ceux-ci, on remarque un élément de calcaire bioclastique à nombreuses alvéolines *A. (G.) cf. dachelensis*, *A. (G.) aff. lepidula*... (dét. L. Hottinger), *Orbitolites* sp. et algues Dasycladales, d'âge thanétien sommital.

#### **Faciès et signification des calcaires récifaux paléocènes remaniés**

Si nous ne possédons pas d'argument positif de datation du Paléocène inférieur, il apparaît que les foraminifères du Paléocène supérieur sont si abondants et caractéristiques que, à faciès égal, leur absence peut être tenue pour vraisemblablement significative du Paléocène inférieur.

La distribution même des calcaires attribués à chacune de ces deux périodes apparaît comme une confirmation de ces attributions.

Les témoins des calcaires à madrépores attribués au Paléocène inférieur se trouvent essentiellement dans le "Domaine occidental s.s." où déjà nous avons vu que se localisent les récifs en place. On ne peut citer qu'un unique exemple de témoin de cet âge, associé à ceux du Paléocène supérieure, dans une localité du "Domaine axial s.s." (Milogosti, A8).

La partie N du massif, où les éléments récifaux se trouvent remaniés dans les sédiments d'âges variés environnants, nous montre que si la sédimentation récifale ne s'est pas poursuivie, certaines au moins des parties construites ont longtemps subsisté dans une position relativement élevée, parfois jusqu'à l'Oligocène, au moment de l'invasion du flysch. Ce type de schéma doit pouvoir s'appliquer aux régions plus méridionales où, si les récifs en place manquent, la taille des blocs observés impose leur origine locale ; dans ces conditions, et à partir encore de l'exemple de deux des affleurements septentrionaux, on peut avancer l'hypothèse que les récifs locaux pouvaient se situer là où sont localisés les récifs finicrétacés.

Les témoins des calcaires à madrépores datés du Paléocène supérieur se trouvent dans le "Domaine axial s.s." et très rarement (et/ou, en tout état de cause, à l'état de débris de petites tailles, non identifiables) dans le "Domaine occidental s.s.". Aucun récif en place de cet âge n'est identifié dans l'ensemble du Domaine axial et occidental.

La grande taille de certains éléments semble impliquer des déplacements de faible ampleur, qui laisseraient supposer une origine très locale... mais purement hypothétique en l'absence de témoins récifaux en place. On ne recherchera pas vers l'W l'origine de ces blocs puisque la disparition des récifs s'y trouve marquée par les sédiments planctoniques du Paléocène supérieur qui les recouvre ; en revanche, une provenance orientale est possible puisque nous connaissons l'existence des bioconstructions au Paléocène supérieur dans le "Domaine oriental". Cette éventualité sera testée par la suite ; la réponse qui sera apportée permettra de juger de la signification des témoins observés dans le Compartiment de Triklino-Alévratha.

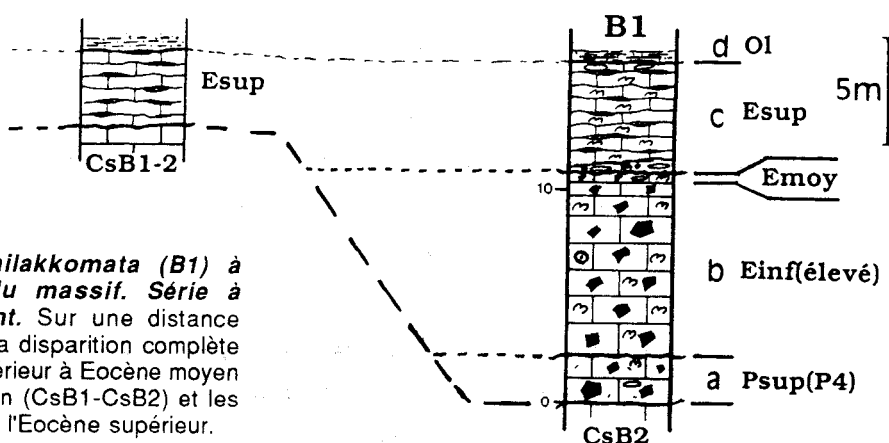


Fig. 72.- La série de Vathilakkomata (B1) à l'extrémité septentrionale du massif. Série à caractère bréchiq dominant. Sur une distance inférieure à 100 m, on observe la disparition complète des sédiments du Paléocène supérieur à Eocène moyen entre le "substratum" cénomaniens (CsB1-CsB2) et les calcaires planctoniques à silex de l'Eocène supérieur.

## B. Les "régions périrécifales" (sédiments paléocènes et éocènes bréchiques et/ou benthoplanctoniques, lacunes multiples)

Il s'agit de sédiments de faible à très faible épaisseur, composés en proportions variées d'éléments remaniés et de calcaires à peuplements benthiques ou planctoniques. On a décrit précédemment ceux qui reposent sur (ou en remplissage de filons dans) les faciès récifaux finicrétacés et paléocènes ; on décrira ici ceux qui reposent directement -en discordance angulaire visible en certains cas- sur un substratum plus ancien, cénomanien à sénonien inférieur.

On peut distinguer, parmi ces sédiments, ceux qui présentent un caractère plutôt bréchiq ue et benthoplanctonique, relativement épais et complet et ceux qui sont plutôt planctoniques ; cette distinction servira de fil directeur à l'analyse qui suit.

On commencera par l'examen de l'extrémité septentrionale du massif où l'éventail des faciès assez large permettra d'établir un modèle de dispositif susceptible d'éclairer celui des parties plus méridionales.

### B1 à B4: LES SERIES DE L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU MASSIF

#### B1: SERIES A CARACTERE BRECHIQUE DOMINANT.

Elles sont toutes situées à proximité des affleurements des faciès récifaux maastrichtiens et paléocènes décrits précédemment. La coupe suivante constitue un exemple caractéristique, assez comparable à celui qui a été donné par IGRS-IFP (1966, fig. 35) dans le même secteur.

#### 1. La série de Vathlakkomata (B1, fig. 68 et 72)

Cette série ("br P-E" sur fig. 46A) est observable dans le "couloir d'Alki" entre les calcaires récifaux maastrichtiens de Stani Férentinos ("Msup" sur fig. 46A) au SE et les calcaires récifaux paléocènes d'Alki au NW. Elle affleure le long d'une piste en lacets qui monte vers le plateau de Vathylakkomata ; on observe, directement au contact du substratum cénomanien (CsB2), les ensembles suivants.

a. Plus de 2 m d'une formation bréchiq ue dont les éléments peuvent atteindre une dimension de l'ordre du m ; on y observe :

- micrites à *A. kotori* et *Moncharmontia* sp. (Sénonien), ou à Rhapydioninidés (CsB6) ;
- calcaires bioclastiques à *S. calcitrapoides* et débris de rudistes (Maastrichtien) ;
- micrites à petit benthos hyalin et/ou *Chrysalidina* sp., ou algues Dasycladales et *Microcodium* (Finicrétacé-Eotertiaire) ;
- abondants et grands blocs de calcaires bioclastiques à madrépores et algues rouges (Paléocène inférieur) ;
- micrites à plancton, dont *P. pseudomenardii* (Paléocène supérieur).

La phase de liaison est soit un faciès bioclastique à Nummulitidés (*Operculina* ou *Ranikothalia*) et Orthophragmines, soit une micrite planctonique à *P. pseudomenardii*.

**Age** : paléocène supérieur.

b. environ 8 m d'un calcaire bréchiq ue reposant sur une surface corrodée et ferrugineuse. Les éléments qu'on y trouve sont sensiblement les mêmes que précédemment, auxquels s'ajoutent :

- calcaires bioclastiques à Alvéolines, *Orbitolites* et plancton (Eocène inférieur ?) ;
- micrites à plancton à nombreuses formes carénées, dont *Morozovella* sp., ce qui, en l'absence probable de *M. aragonensis*, indiquerait l'Eocène inférieur basal.

La phase de liaison est une micrite à plancton à laquelle s'ajoutent localement des Alvéolines flosculinisées, *Orbitolites* sp., Orthophragmines... En l'absence des *Globigerinatheka*, les formes fortement carénées du plancton (*M. aragonensis*) indiqueraient l'Eocène inférieur élevé.

c. Environ 5,5 m de calcaires planctoniques en petits blancs à lentilles et bancs de silex noir.

A l'extrême base, un banc renferme encore des éléments comparables à ceux de la brèche précédente ; de grandes Nummulites et de probables *Globigerinatheka* indiqueraient l'Eocène moyen.

Un banc (30 à 60 cm), riche en benthos et à passées microbréchiques, repose sur le précédent par l'intermédiaire d'une surface ondulée. Parmi les nombreux foraminifères benthiques, associés à des algues rouges, *Grzybowskiia* sp. et *P. madarasi*, caractérisent l'Eocène supérieur, ce que confirme la présence de *T. gr. cerroazulensis* à la fois dans la phase de liaison et dans des éléments remaniés.

Les calcaires planctoniques qui suivent renferment de grandes Globigérines, *Globigerinatheka* sp., *T. gr. cerroazulensis* (*T. cerroazulensis* à *T. cunialensis*), Hantkénines, *Pseudohastigerina* sp. (parfois abondants) et probables radiolaires. Au sommet, les algues et les grands foraminifères hyalins redeviennent abondants.

**Age** : éocène supérieur (sommatal).

d. 0,5 m de pélites jaunâtres, puis 5 m de pélites bleutées, reposent sur les calcaires précédents par l'intermédiaire d'une surface ondulée, parfois incrustée de produits ferrugineux.

Ce type de série est observable en plusieurs affleurements, à proximité des récifs finicrétacés et paléocènes ; par exemple :

- 200 m à l'W d'Alki (région de Molokha), près de la piste Xirokambos-Astrokhori ;
- 1 500 m au N de Yérambis, sur la crête allongée de Nikolou ;
- au sein du triangle Aéli-Stani Férentinos, autour et au-dessus des calcaires récifaux maastrichtiens ("br P-E" et "PI E" sur fig. 46A).

On notera de très rapides variations de la composition de ces séries. Par exemple, à moins de 100 m à l'E de la coupe B1, les calcaires planctoniques de l'Eocène supérieur reposent directement sur le "substratum" cénonanien. La disparition latérale très rapide de l'ensemble des brèches du Paléocène à l'Eocène moyen met ainsi en évidence le caractère très accidenté de la morphologie locale.

### **Facès et signification des séries à caractère bréchique dominant**

Ces séries témoignent d'un milieu soumis aux influences planctoniques mais directement alimenté par les produits de destruction des régions environnantes pendant la période du Paléocène supérieur à l'Eocène moyen, avant que la sédimentation "fondamentale" ne devienne dominante à l'Eocène supérieur.

Pour la première période, les éléments des brèches nous renseignent sur la constitution des régions environnantes, qui est bien en partie celle des affleurements actuels proches : "substratum" cénonanien à sénonien inférieur, récifs maastrichtiens et paléocènes inférieurs ; on trouve encore des éléments de faciès non observés alentours (micrites laguno-lacustres à benthos hyalin et/ou *Microcodium*, faciès à Rhapydioninidés...) qui indiquent probablement des possibilités de cheminements complexes pour ces débris et des remaniements de dépôt quasi contemporains, témoignant d'instabilités relativement mineures.

Une instabilité probablement plus importante semble indiquée par la surface corrodée et ferrugineuse qui sépare les divisions a et b (coupe B1) d'âge intra éocène inférieur.

Une autre instabilité est probablement responsable d'une possible lacune d'âge éocène moyen terminal à éocène supérieur basal (près de la base de la division c, coupe B1). La disparition des apports bréchiques et la prépondérance des peuplements planctoniques à l'Eocène supérieur, comme le dépôt direct de ces couches sur le "substratum", indique un approfondissement généralisé, annonciateur de celui qui permettra l'installation de la sédimentation flyschöide.

**B2 à B4: SERIES A DOMINANTE PLANCTONIQUE**

Ces séries constituent des affleurements qui semblent envelopper les précédents. La coupe suivante (B2) représente un bon exemple de ce type, où la série apparaît relativement complète, comparable à celui de la coupe décrite par Fleury (1980, "GEC", fig. 23 et 75), environ 500 m plus au N. On le complètera par des exemples montrant le repos de ces couches en discordance angulaire sur le Crétacé (B3) et leur infiltration dans un réseau de fractures développées dans le Crétacé et le Paléocène (B4).

**2. Un exemple de série "complète" (Paléocène à Eocène supérieur) : la coupe d'Aliki (B2, fig. 68 et 73)**

La coupe est située dans un compartiment séparé par une faille N-S de la crête d'Aliki qui le domine à l'E. Le "substratum" est constitué par des calcaires cénomaniens, localement bien stratifiés, par endroits infiltrés par les calcaires cénozoïques, ou coupés à leur sommet par une surface irrégulière parfois encroûtée de produits ferrugineux.

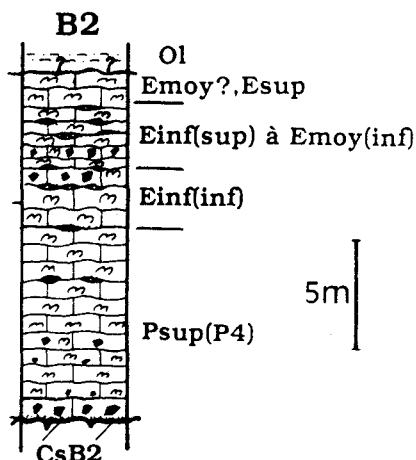
Les dépôts cénozoïques correspondent à environ 16 m de calcaires bien stratifiés en bancs minces ou plaquettes, intercalés à la base et au sommet de bancs plus épais, de faciès bréchiq.ue.

Ces derniers montrent des éléments constitués par des micrites du "substratum" cénomanien et des micrites sénoniennes (*A. kotori*, *Moncharmontia* sp.).

Les calcaires en bancs minces sont associés à des corps siliceux noirs, de forme irrégulière à lenticulaire. On peut distinguer, à l'aide du peuplement planctonique :

- 9 m environ attribuables au Paléocène supérieur (*P. pseudomenardii*, *M. velascoensis*) ;
- 2,5 m environ d'âge probable éocène inférieur (nombreuses formes carénées, en l'absence de *M. aragonensis*) ;
- 3,5 m environ d'âge éocène inférieur élevé à éocène moyen basal à *M. aragonensis*, *A. bullbrookii* et *Globigerinatheka* ? ;
- 1 m environ d'âge éocène moyen ? ou supérieur, à grandes Globigérines et *T. gr. cerroazulensis*.

Une surface corrodée et ferrugineuse couronne ces calcaires ; la base des pélites bleues du flysch n'est pas observable.



**Fig. 73.- La série d'Aliki (B2) à l'extrémité septentrionale du massif. Série à dominante planctonique.**

### 3. Des exemples de séries incomplètes (Eocène moyen à supérieur) reposant en discordance sur le "substratum" crétacé (B3, fig. 68)

Comme les précédents, les calcaires de ce type se localisent principalement à la périphérie des récifs. Les divers exemples suivants montrent des calcaires peu épais, datés de l'Eocène moyen à supérieur, reposant en discordance angulaire sur le "substratum" crétacé.

- A Kéraséa, petit pointement calcaire isolé à l'W du massif, les calcaires planctoniques de l'Eocène moyen-supérieur reposent en faible discordance sur les carbonates du Cénomaniens supérieur qui se trouvent en débris à la base des calcaires planctoniques. Des pélites bleues marquent le passage des calcaires au flysch.
- A Kokkino Lithari, extrémité septentrionale du massif, les calcaires planctoniques de l'Eocène moyen et/ou supérieur reposent directement sur des calcaires céno-mano-turonien (CsB2 et 3) qu'ils remanient à leur base. Les affleurements de bord de piste montrent une discordance angulaire d'au moins 30°.
- A Alki (fig. 71) les calcaires planctoniques, affectés parfois par de forts pendages (jusqu'à 45°), reposent sur les calcaires récifaux du Paléocène inférieur dépourvus de stratifications. La base des calcaires planctoniques, datés de l'Eocène moyen et supérieur, pourrait être d'âge paléocène inférieur ou éocène moyen ; ces calcaires occupent parfois des petits grabens de direction NE-SW.
- A l'extrémité N de la crête de Stani Férentinos, on observe divers petits affleurements de calcaires planctoniques reposant sur un "substratum" très varié (fig. 46A) : calcaires céno-maniens, calcaires récifaux maastrichtiens et brèches paléocènes.

L'un de ces affleurements (fig. 48) montre les calcaires planctoniques cachetant le contact céno-maniens-maastrichtien, apparemment au remplissage d'une dépression préexistante. Il s'agit de 3,5 à 4 m de calcaires, où les niveaux planctoniques à silex noirs alternent avec des niveaux benthoplanctoniques et microbréchiques. On observe en particulier :

- à la base, une association constituée de *Morozovella* sp., *A. gr. bullbrooki-spinuloinflata*, *Globigerinatheka* sp. et *Hantkenina* sp., d'âge éocène moyen (pas terminal) ;
- plus haut, *T. gr. cerroazulensis*, *Globigerinatheka* sp. et grosses Globigérines de l'Eocène moyen terminal ou de l'Eocène supérieur.

Le faciès benthoplanctonique est caractérisé par l'association de nombreuses grandes Nummulites, *Grzybowski* sp., Orthophragmines, *F. cassis*... (très rares *Alveolina* sp.) et algues rouges.

Certains éléments des microbrèches renferment ces mêmes organismes, voisinant avec des débris micritiques crétacés et planctoniques éocènes.

### 4. Des exemples de remplissages filoniens d'âge éocène moyen et supérieur (B4, fig. 68)

Ces filons s'observent dans l'ensemble des calcaires récifaux du Maastrichtien et du Paléocène inférieur et dans les calcaires bréchiques du Paléocène supérieur.

- A Stani Férentinos, le récif maastrichtien (fig. 45 et 46) en plus de filons d'âge Paléocène supérieur (P4) à remplissage micritique renfermant des Planorotalites et Morozovelles (dont *P. chapmani*, *P. pseudomenardii* et *M. gr. velascoensis*) (fig. 46B, subd. e1), est parcouru de filons remplis d'une micrite

jaune dans laquelle on observe *Morozovella* sp. (*M. spinulosa*), *T. topilensis*, *A. gr. bullbrookii-spinuloinflata*, *Globigerinatheka* sp. et *Hantkenina* sp., d'âge éocène moyen (fig. 46B, subd. g)

- Au bord de la route, entre Xirokambos et Astrokhoris (fig. 50), des filons d'âges divers traversent les calcaires récifaux maastrichtiens et les calcaires bréchiques paléocènes. Les plus anciens remplissages, maastrichtiens (plancton), paléocènes (plancton et microbrèche) sont recoupés par un système filonien dont le remplissage micritique renferme *T. gr. cerroazulensis*.

### **Facies et signification des séries à dominante planctonique**

Les faciès à plancton dominant et silice témoignent partout ici et à tout moment de milieux relativement profonds qui, à la limite -et par rapport à tous ceux qui ont été évoqués jusqu'ici-, peuvent être qualifiés de pélagiques, et déjà relativement distaux par rapport aux lieux soumis à l'érosion.

Les régions gagnées à cette sédimentation dès le Paléocène supérieur resteront immergées, dans des conditions apparemment peu changeantes, jusqu'à la fin de l'Eocène.

Les régions gagnées à cette sédimentation au cours de l'Eocène moyen ont clairement été précédemment émergées et/ou assez proches de l'émersion pour que des courants empêchent les dépôts de s'effectuer ou encore pour qu'ils soient le siège d'une sédimentation récifale. Dans cette même catégorie, se rangent les régions montrant les "filons" (dykes neptuniens - filons sédimentaires) qui pallient l'absence des sédiments en place ; cette absence serait due soit à des balayages par courants à cette époque, soit à des érosions postérieures.

Ainsi, il apparaît qu'un dispositif associant au cours du Paléocène - Eocène inférieur - Eocène moyen *p.p.* (?), des régions relativement profondes et des régions plus ou moins proches de la surface des eaux, a subi au cours ou à la fin de l'Eocène moyen un approfondissement d'ensemble ; l'origine en est tectonique, comme en témoignent les fractures ouvertes donnant naissance aux filons. A l'issue de cette modification, tout l'ensemble est porté à des profondeurs suffisantes et à un éloignement suffisant des régions émergées pour être acquis au domaine pélagique.

C'est ce schéma d'ensemble que nous allons tenter par la suite d'adapter aux conditions locales de détail imposées par la cartographie. Nous chercherons à préciser les relations spatiales de ces divers types de régions et d'identifier les discontinuités qui ont pu permettre la création et l'évolution du dispositif.

On notera enfin deux points qui devront encore faire l'objet de réflexion.

- Il est remarquable que ce soit la première fois que nous ayons pu mettre en évidence une véritable discordance angulaire, cachetée par les sédiments de l'Eocène moyen à supérieur.
- Il est par ailleurs probable que des épisodes d'érosion (?) et/ou de non-dépôt, plus ou moins subodorés ici ou là, interrompent la continuité des séries ; celui qui sépare ordinairement les calcaires des pélites de la base du flysch est certainement le plus évident et le plus général d'entre eux mais le changement relativement progressif de la composition des peuplements semble plutôt indiquer l'établissement de courants accompagnant un approfondissement qu' à une émersion liée à des phénomènes tectoniques.

## B5 à B9: LES SERIES DE LA PARTIE CENTRO-SEPTENTRIONALE DU MASSIF

Cette partie du massif correspond aux grandes crêtes Platovouni-Ithamos-Pirgi vers l'W et à une région basse creusée de dolines (Ano Kambos, Grammeni) vers l'E.

C'est au pied de ces crêtes que l'on a précédemment décrit des affleurements de faciès récifaux finicrétacés et paléocènes inférieurs, en place ou en grands blocs peu déplacés, souvent associés à des calcaires bréchiques, planctoniques et/ou benthoplanctoniques du Paléocène-Eocène.

Nous adopterons les mêmes distinctions que précédemment, séparant l'examen des séries à caractère bréchique des séries dans lesquelles le plancton, pour n'être pas dominant, se présente en plus fortes proportions.

### B5 à B7: SERIES A DOMINANTE BRECHIQUE

#### 5. La série d'Ano Kambos (B5, fig. 68 et 74)

Cette série, la plus complète qui soit observable, a été présentée (p. 88 à 90) pour les faciès du Crétacé et du Paléocène inférieur. Au N de ceux-ci (à droite sur la fig. 43), après le passage d'un contact tectonique, on observe successivement (fig. 74) :

d. 8 à 9 m d'une formation bréchique sans stratification, renfermant des éléments centimétriques à métriques, dans lesquels on observe des calcaires sénoniens (CsB4-5) et des calcaires d'âge cuisien à lutétien basal (Alvéolines, ovoïdes, fuselées, allongées..., Orbitolites, Nummulites, Orthophragmines et algues rouges) dans une micrite finement bioclastique à plancton indéterminable, vraisemblablement d'âge éocène inférieur ou moyen.

Au sommet, la taille des éléments diminue, la stratification devient apparente et la phase de liaison abondante renferme tantôt du plancton, tantôt des organismes benthiques. Outre les éléments précédents, on observe des débris constitués de sédiments fenestrés du Crétacé et de calcaires bioclastiques de l'Eocène moyen à supérieur (*F. cassis*), dans une micrite à plancton (*A. gr. bullbrooki-spinuloinflata*, *Truncorotaloides* sp.), débris d'Alvéolines et d'*Orbitolites*, grosses Nummulites (*N. gr. perforatus* ?, *N. millecaput* ?), *F. cassis*... et algues rouges.

Age : éocène inférieur ?, éocène moyen (probablement élevé au sommet).

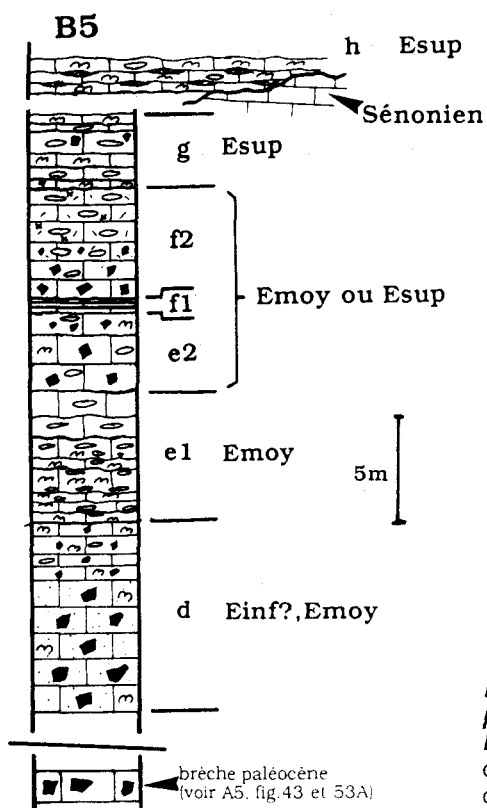


Fig. 74.- La série d'Ano Kambos (Platovouni S, B5) de la partie centro-septentrionale du massif. Série à caractère bréchique dominant. Les calcaires planctoniques à silex de la dernière subdivision s'observent localement directement au contact des calcaires sénoniens.



e. Environ 10 m de calcaires benthoplanctoniques puis bréchiqes.

- e1. environ 6 m de calcaires constitués de niveaux décimétriques à métriques présentant le passage de bas en haut d'un faciès gris-sombre à grand benthos, plancton et lithoclastes à un faciès blanc ou jaunâtre à plancton ; le contact de ces 2 faciès peut se présenter très progressif ou brusque, dessinant parfois des biseautages.

Les calcaires gris renferment des éléments millimétriques à centimétriques crétacés (*A. kotori*) ou éocènes (calcaires planctoniques et calcaires bioclastiques). Le peuplement est riche en grands foraminifères hyalins (*N. millecaput*, *Grzybowska* sp., Orthophragmines, *F. cassis*...) et algues rouges, souvent brisés ou déformés par la compaction dans la matrice micritique. Les calcaires clairs présentent la même micrite dans laquelle on peut reconnaître *M. spinulosa* et/ou *M. lehneri*, *T. topilensis*, *T. boweri-frontosa*, *T. gr. cerroazulensis*, *Globigerinatheka* sp. et *Hantkenina* sp.

**Age** : éocène moyen sommital.

- e2. Environ 4 m d'un calcaire bréchiqie dont les éléments (Sénonien à *A. kotori* et *K. tergestina*, calcaires bioclastiques et planctoniques de l'Eocène inférieur et moyen) sont compris dans une matrice micritique à benthos identique à celui de la subdivision précédente et plancton dépourvu de formes carénées.

**Age** : éocène moyen terminal ou éocène supérieur basal.

f. 5,7 m de calcaires benthoplanctoniques bréchiqes puis benthiques.

- f1. 0,7 m d'alternances centimétriques de niveaux gris-sombre et clairs formant 6 unités limitées par des contacts abrupts.

La base de chaque unité, parfois érosive, est constituée par le faciès sombre, calcaire bioclastique à petit benthos souvent brisé, plancton et *Microcodium*, à granoclassement inverse, passant progressivement aux micrites à plancton claires (sans formes carénées). Des fissures ouvertes et remplies du sédiment sombre coupent verticalement, obliquement et horizontalement les unités.

- f2. Il s'agit d'un calcaire bréchiqie riche en benthos dont le caractère bréchiqie s'atténue peu à peu de bas en haut. Sa base s'infiltré dans les alternances précédentes.

Les éléments sont constitués par des calcaires sénoniens et éocènes ; le peuplement est riche en Gypsinidés, accompagnés de grosses Nummulites, *Grzybowska* sp., *F. cassis*, *C. gassinensis*, rare plancton, débris d'échinodermes, lamellibranches, algues rouges et débris de *Microcodium*.

**Age** : éocène moyen terminal ou éocène supérieur basal.

g. 3 m d'alternances décimétriques de calcaires planctoniques, benthiques et bréchiqes.

Ces calcaires planctoniques forment trois niveaux, à la base, au milieu et au sommet de la division. Ils renferment *T. gr. cerroazulensis*, *Globigerinatheka* sp., *Hantkenina* sp., *Pseudohastigerina* sp., de grosses Globigérines et des débris de *Microcodium*.

Les calcaires benthiques renferment les mêmes organismes que ceux de la division précédente, auxquels s'ajoutent, dans la moitié supérieure de la division, des éléments sénoniens et éocènes.

**Age** : éocène supérieur.

h. Des calcaires planctoniques et benthoplanctoniques, caractérisés par la présence de lentilles siliceuses blanches de 2 à 10 cm d'épaisseur, forment une masse faillée et en partie recouverte d'éboulis. On observe sur quelques m les calcaires planctoniques reposant sur un calcaire sénonien par l'intermédiaire d'une surface irrégulière. Ils renferment *T. cocoaensis*, *T. cunialensis* et les formes intermédiaires, *Globigerinatheka* sp., *Pseudohastigerina* sp. et Globigérines.

Les calcaires benthoplanctoniques renferment de nombreuses Orthophragmines et *Grzybowska* sp., *Spiroclypeus* sp. ... plancton et algues rouges ; quelques éléments sénoniens s'y trouvent.

**Age** : éocène supérieur.

Une grande faille, marquée par une mylonite en bord de route (fig. 43), fait apparaître les carbonates du Cénomanién.

### **Faciès et signification**

Cette coupe, exceptionnelle par l'épaisseur des sédiments observables, attire l'attention sur plusieurs points.

- La sédimentation "fondamentale" apparaît d'un type mixte qui indique à la fois, pour toutes périodes, une dépression relative ouverte aux influences du large et située à une profondeur en principe modérée bien que les peuplements benthiques puissent être "déplacés", c'est-à-dire originaires de régions hautes avoisinantes balayées par des courants.

- La sédimentation "additionnée" est caractéristique d'un environnement complexe soumis à des instabilités dont quelques particularités peuvent être déduites.

*Au cours du Paléocène supérieur*, la grande taille de certains blocs et leur nature (faciès récifaux du Crétacé et du Paléocène inférieur) assurent une alimentation en grande partie locale, liée à des écroulements sans déplacement autre que gravitaire, éventuellement assortie de venues d'origine un peu plus lointaine (blocs sénoniens).

*L'Eocène inférieur* n'est pas représenté en place, soit qu'il ne se soit pas déposé, soit qu'il ait été érodé avant l'Eocène moyen.

*L'Eocène moyen*, toujours riche en débris additionnés, témoigne d'un environnement paléogéographique différent, bien que le mélange des influences benthiques et pélagiques reste indicatif d'une dépression vraisemblablement peu différente de celle du Paléocène. La nature des débris indique en effet que ce ne sont pas les carbonates environnant immédiatement à l'heure actuelle la dépression qui l'alimentent mais plutôt des régions orientales où le Sénonien était encore présent après l'épisode d'ablation anté-maastrichtien, et où l'on connaît en outre l'existence de dépôts de l'Eocène inférieur.

La sédimentation cyclique décrite dans les divisions d et f, tout à fait inhabituelle dans le massif (à toutes époques), correspond à un phénomène répétitif qui peut être la traduction du jeu subsident du massif, entraînant l'alternance d'épisodes de balayage des fonds locaux eux-mêmes (base de séquences érosives) et environnants, suivies d'acalmies ; il apparaît cependant qu'une composante distensive accompagne ce mouvement puisque des fentes ouvertes sont colmatées par les sédiments des bases de séquences surincombante. La brèche (f2), qui interrompt cette sédimentation rythmique, est la trace d'un profond dérèglement de ce régime sous l'effet d'une déstabilisation qui, encore une fois, semble affecter des régions plus orientales (matériel sénonien et non local).

On notera encore que la division f semble indiquer une transgression de l'Eocène supérieur, à moins que le Sénonien sur lequel il repose ne constitue un grand bloc écroulé au cours de la déstabilisation précédente.

## **6. Les affleurements d'Ithamos (B6, fig. 68)**

On distinguera ici ceux qui renseignent d'une part sur la période du Paléocène et Eocène inférieur, d'autre part sur celle de l'Eocène moyen, dont les sédiments constituent deux ensembles qui reposent l'un et l'autre directement sur le substratum cénomaniens.

- *Le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur* sont représentés par des brèches affleurant en deux points au bord d'une piste.

- L'affleurement le plus méridional (division a, p. 86) a été examiné pour les faciès récifaux finicrétacés et paléocènes de ses éléments de dimensions d'ordre centimétrique à métrique, pris dans une micrite datée du Paléocène supérieur.

- L'affleurement le plus septentrional a été précédemment décrit pour les faciès finicrétacés représentés dans les grands blocs (division b, p. 86).

Les brèches qui enveloppent ces grands blocs ("P", fig. 41) renferment des éléments d'âge paléocène inférieur probable (rudstones à madrépores, *Miscellanea* sp. ..., algues Dasycladales et algues rouges) pris dans une matrice à lithoclastes et bioclastes benthiques du Paléocène supérieur (*F. alavensis*).

Plus au N (bord de piste, à droite de la fig. 41, "P. sup. - E."), les éléments plus petits (dimensions d'ordre centimétrique) sont très variés, comprenant des débris du Crétacé (faciès bioclastiques à *Orbitoides*, micrites fenestrées à petit benthos hyalin) et du Paléocène supérieur (faciès bioclastiques à nombreux foraminifères benthiques : *B. arabica*, Glomalvéolines, *H. lukasi*..., micrite à plancton). Localement, une micrite planctonique infiltrée d'âge paléocène supérieur (*Planorotalites* sp., *P. pseudomenardii*, *M. velascoensis*, *M. gr. velascoensis*, *M. aequa*, *A. mckanna*) recoupe la matrice comparable à la précédente (Glomalvéolines...).

Plus au N encore (hors de la fig. 41), une brèche comparable à la précédente (renfermant en particulier des débris de micrite à *P. pseudomenardii*) est datée de l'Eocène inférieur par la présence de *Nummulites* sp. et Orthophragmines dans une micrite à abondant plancton (*M. formosa gracilis*, *A. soldadoensis* et en l'absence de *M. aragonensis*).

- L'Eocène moyen à supérieur affleure plus loin encore vers le N, au bord de la piste, ainsi qu'à l'W (crête à droite de la fig. 41, "E") et à l'E de celle-ci. On observe, reposant directement sur le "substratum" cénomanien, des calcaires essentiellement planctoniques à silex roses et noirs.

A la base (0,5 m), les calcaires renferment des éléments divers : - calcaires sénoniens, - micrites finicrétacées, - faciès bioclastiques et planctoniques du Paléocène-Eocène, dans lequel le Cuisien est représenté (*A. cremae*, *A. distephanoi*... *Orbitolites* sp., *C. eocenica*..., dét. L. Hottinger) ; des grands foraminifères benthiques hyalins, de grosses formes planctoniques et des algues rouges s'observent dans la matrice.

Plus haut (0,7 m), les éléments remaniés disparaissant, le peuplement est constitué d'éléments benthiques (grosses *Nummulites*, *Assilina* sp., *F. cassis*... débris d'Alvéolines) et planctoniques (*Morozovella* sp., *A. gr. bullbrookii-spinuloinflata*, *T. topilensis*, *Globigerinatheka* sp. ...) mêlés.

Enfin la masse des calcaires ne renferme plus que des organismes planctoniques où l'on a pu distinguer *M. lehneri*, *M. spinulosa* ?, *T. topilensis*, *T. gr. rorhi-topilensis*, rares *T. gr. cerroazulensis*, *Hantkenina* sp. et grosses Globigérines.

Age : éocène moyen élevé.

Une grande faille, marquée par une zone mylonitique, empêche l'observation du sommet de la série.

### **Facès et signification**

L'intérêt principal de ces affleurements est de confirmer l'existence de séries juxtaposées très différentes. Sur un même substratum cénomanien reposent ici des sédiments du Paléocène supérieur, là directement des sédiments d'âge éocène moyen. Il est clair que même à défaut d'observations directes (et peut-être parce qu'elle n'a pas joué), une faille d'âge anté-paléocène supérieur sépare deux compartiments voisins dont la situation était bien différente :

- le compartiment méridional a enregistré, en raison de sa position basse au cours du Paléocène supérieur - Eocène inférieur, le démantèlement de reliefs locaux et reçu probablement aussi des apports d'origine plus lointaine (éléments du Sénonien) ; il porte en outre la marque d'une activité synsédimentaire par les micrites infiltrées (distension intra-paléocène supérieur) et par les remaniements pénécotemporains (Paléocène supérieur repris à divers niveaux) ;
- le compartiment septentrional ne porte aucune trace de l'histoire antérieure aux sédiments de l'Eocène moyen, en raison d'une position élevée (faiblement immergée plutôt qu'émergée en raison de l'absence de débris du Céno-manien dans le compartiment proche), qui n'a été perdue qu'au cours de l'Eocène moyen élevé ; la question reste posée de la cause de cette immersion : eustatique ou tectonique ?

**7. L'affleurement de Pirgi (B7, fig. 68 et 75)**

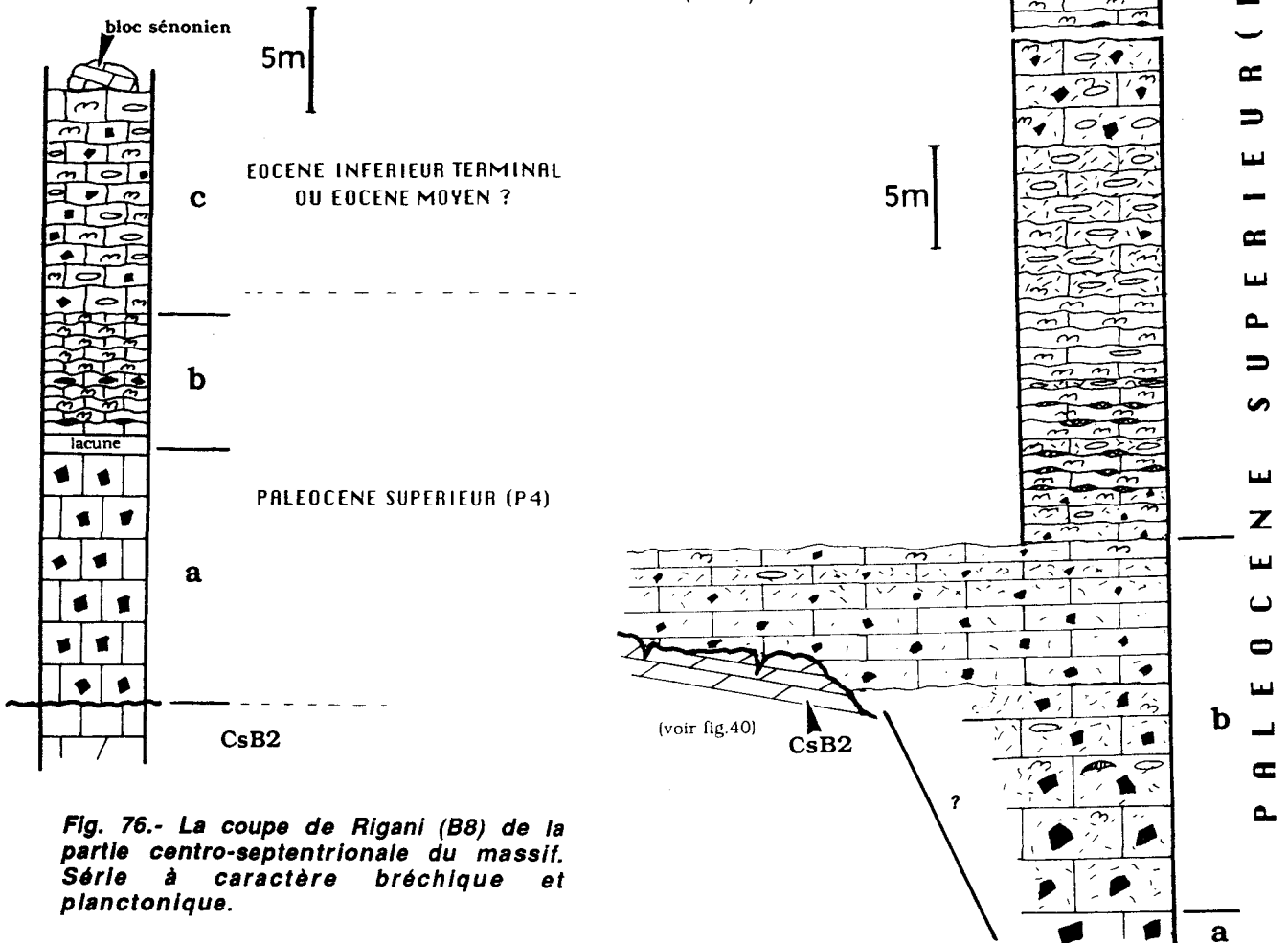
On a décrit précédemment (p. 84, "division a") un amoncellement de blocs constitués de faciès crétacés, traversés par un réseau de fissures colmatées par un faciès finement bioclastique à Globigérinidés probablement cénozoïques.

Au-dessus de ces blocs (fig. 40, "division b", p. 85) mais aussi, plus au S, directement au contact du "substratum" cénomaniens, se développe une formation bréchique et microbréchique, localement benthoplanctonique dans laquelle on distingue :

- 10 à 12 m d'une brèche à éléments centimétriques à décimétriques de Sénonien (CsB3), de Crétacé terminal, de Paléocène probablement inférieur (micrites à *G. sphaeroidea*, algues Dasycladales et *Microcodium*), pris dans des faciès bioclastiques à nombreux débris d'échinodermes et de rudistes, débris de madrépores et *Ranikothalia* sp., *G. sphaeroidea*..., plancton, algues rouges et *Microcodium* du Paléocène supérieur ;
- environ 7 m de calcaire à éléments remaniés millimétriques, dont la taille diminue vers le haut, laissant la place à un calcaire bioclastique, puis planctonique à *P. pseudomenardii* et *M. gr. velascoensis* du Paléocène supérieur.

NB. L'extrême sommet de ces faciès renferme des éléments remaniés dont un a livré l'un des paratypes de *P. gavrovensis* (Deloffre et al., 1991, pl. 1, fig. 7).

**Fig. 75.- La coupe de Pirgi (B7) de la partie centro-septentrionale du massif. Série à caractère bréchique dominant.** La partie supérieure des brèches du Paléocène supérieur est observée latéralement au contact direct du "substratum" cénomaniens (CsB2).



**Fig. 76.- La coupe de Rigani (B8) de la partie centro-septentrionale du massif. Série à caractère bréchique et planctonique.**

Le sommet de la crête (fig. 40, au-dessus de la "division b") et son flanc W, sont occupés par des calcaires planctoniques à nodules de silice blancs. On y observe *P. pseudomenardii*, *M. gr. velascoensis*, *Acarinina* sp., des Globigérines.

Des calcaires bioclastiques benthoplanctoniques à débris d'échinodermes forment deux intercalations proches de la base et du sommet de l'ensemble.

Des calcaires bréchiques forment une intercalation d'environ 5 m d'épaisseur, renfermant des éléments très divers : - micrites et calcaires bioclastiques finicrétacés, - micrites finicrétacées-éopaléocènes, - micrites à petit benthos hyalin, algues Dasycladales et *Microcodium*, - calcaires floatstone-rudstone à madrépores, *G. sphaeroidea*..., algues rouges et *Microcodium*, du Paléocène inférieur, - micrites à *P. pseudomenardii* du Paléocène supérieur. La phase de liaison renferme un abondant benthos (*Ranikothalia*, Glomalvéolines, *Fallotella*, *Coskinolina*...) et un abondant plancton identique à celui des autres faciès du terme.

### **Faciès et signification**

Nous avons ici une nouvelle confirmation de l'aspect tranché de la limite entre compartiments juxtaposés au Paléocène supérieur. Le compartiment bas, septentrional ici, enregistre seul le démantèlement des reliefs environnants (et une phase de distension successive), alors que l'ensemble de la région comporte par la suite la même sédimentation bréchique. Celle-ci est caractérisée par des éléments d'origines plus variées, éventuellement formés de sédiments déposés depuis peu, ce qui souligne une instabilité persistante. Le type de sédiment propre au milieu de dépôt, où les influences benthiques sont largement dominées par les influences planctoniques, apparaît tout à fait remarquable dans cette région du massif.

### **B8-B9: SERIES A CARACTERE BRECHIQUE ET PLANCTONIQUE**

#### **8. Les séries de Riganí (B8, fig. 68 et 76)**

Une coupe effectuée sur une petite crête montre, reposant sur le "substratum" cénomanien :

- a. 12 m d'une formation bréchique d'aspect chaotique dont les éléments passent progressivement de bas en haut, de dimensions d'ordre décimétrique à millimétrique. Pour l'essentiel, on y trouve des micrites fenestrées à petit benthos hyalin d'âge finicrétacé-éotertiaire, ou encore du Paléocène inférieur (Valvulinidés, algues Dasycladales) et moins abondants, des dolomicrites et dolosparites, micrites cénomaniennes et/ou sénoniennes, ou maastrichtiennes, faciès bioclastiques à madrépores et/ou algues rouges du Paléocène. La matrice micritique renferme *Miscellanea* sp., arénacés coniques (*C. rajkae* ?, *Dictyoconnus* sp.), *H. lukasi*, échinodermes et algues rouges du Paléocène supérieur.
- b. 7 m de calcaires en plaques à nodules de silice rose. Après une base de faciès bioclastique, le faciès micritique renferme un abondant plancton dans lequel on distingue, *A. mckannai*, *M. gr. velascoensis*, Morozovelles diverses, *P. chapmani*, *P. chapmani ehrenbergi*, *P. pseudomenardii* du Paléocène supérieur.
- c. 11 m de calcaire benthoplanctonique renfermant des éléments remaniés divers ; en plus des éléments de la division "a", on observe : - calcaires grainstone à Madrépores, algues Dasycladales et rouges, *H. lukasi* (1 bloc décimétrique observé au sommet) ou à Glomalvéolines, - micrites à *P. pseudomenardii* (Paléocène supérieur), - calcaires bioclastiques divers à Nummulites et Alvéolines dans lesquels L. Hottinger a déterminé deux associations d'âge vraisemblablement cuisien.

La phase de liaison est un calcaire bioclastique où se mêlent des peuplements benthiques (foraminifères et algues rouges) et planctoniques (Morozovelles diverses dont *M. acuta*). A l'extrême base, on remarque *Ranikothalia* sp. et *Glomalvéolina* sp., puis plus haut des *Nummulites* sp.

**Age** : probablement paléocène supérieur à la base, puis éocène inférieur terminal ou éocène moyen ?

Plus haut, une masse intensément fracturée de calcaires sénoniens à *A. kotori* est apparemment superposée à ces faciès. Son pendage orienté au SW, étant très différent du pendage général NW dans la région, laisse supposer qu'il s'agit d'un bloc resédimenté dans ces faciès.

D'autres séries de même type, montrant la même succession mais de moindre épaisseur, affleurent sur de petites crêtes comprises entre Rigani et Vlakhioti, jusque 1,5 km vers le N.

### **Facès et signification**

Le milieu semble constamment soumis aux influences planctoniques qui soulignent encore une large ouverture aux eaux du large, malgré l'environnement immédiat dont témoignent les organismes benthiques et les apports bréchiques.

Les deux épisodes de sédimentation bréchique (Paléocène supérieur puis Eocène inférieur) ne diffèrent que par les sédiments d'âge éocène inférieur remaniés dans le second. Leur trait commun réside dans la taille modeste des débris qu'ils renferment et dans leur origine apparemment orientale :

- les micrites finicrétacées-éopalaéocènes, assez communes dans ces deux brèches, existent dans le Domaine axial et occidental mais affleurent peu alentours à l'heure actuelle, ce qui conduit à envisager qu'elles proviennent du Domaine oriental, où elles sont bien représentées ;
- les faciès récifaux du Paléocène supérieur, dont on ne connaît aucun affleurement actuel hors du Domaine oriental.

Ces faits n'impliquent sans doute aucune conclusion absolue mais devront être confrontés aux relations qui sont susceptibles d'exister entre les deux grands Domaines.

### **9. Les affleurements de Sélista (B9, fig. 68)**

Il s'agit de petits affleurements situés dans le graben de flysch de Kanalia-Sélista, compris entre Krania à l'E (Domaine oriental) et Spasmeno à l'W (Domaine occidental).

L'un d'eux, le plus septentrional, situé juste au SW du chevauchement du Koukos, est bien représentatif. Il montre le "substratum" sénonien (CsB3 et CsB4) sur lequel reposent environ 0,5 m de calcaires bréchiques renfermant de nombreux éléments à Madrépores et algues rouges et une association à *Spiroclypeus* sp., *P. madarazi*, *F. cassis*, grandes formes planctoniques et rares *Microcodium* de l'Eocène supérieur. Des pélites jaunâtres (2 m environ) les surmontent, par l'intermédiaire d'une surface localement incrustée de produits ferrugineux ; elles semblent reposer en contact sédimentaire contre des miroirs de failles de direction NNW-SSE affectant les calcaires.

C'est dans cette région qu'un grand affleurement plurimétrique de calcaire thanétien récifal a été observé (voir A9, p. 151) ; il pourrait s'agir d'un grand bloc déplacé, dont on ne connaît cependant pas les relations avec les affleurements environnants.

### **Facès et signification**

La conjonction d'un "substratum" relativement peu décapé et d'un vraisemblable grand bloc d'un faciès connu dans le Domaine oriental tout proche caractérise bien la lisière orientale du Domaine axial. L'absence de sédiments cénozoïques antérieurs à l'Eocène supérieur indique une instabilité et/ou une position haute de ce secteur, qui a pu être une des sources de la sédimentation bréchique d'alentours.

L'Eocène supérieur est, comme en beaucoup d'endroits, le moment de la reprise de sédimentation, juste avant l'invasion de la plate-forme par les formations flyschoides, alors que d'autres lieux sont encore le siège d'une forte érosion.

#### B10-B11: LES SERIES DE LA PARTIE CENTRALE DU MASSIF

Comme dans la région précédente, les séries présentent ici un caractère bréchiq dominant.

#### 10. La série de Millogosti (B10, fig. 68)

Il s'agit d'une formation bréchiq observable sur une distance d'environ 200 m, le long d'une piste longeant le bord N de la grande doline Millogosti (voir A7, p.92). Les carbonates cénomaniens qui encadrent cet affleurement sont limités par des failles à proximité desquelles des fissures pénétrant ces carbonates sont infiltrées par la brèche.

La formation bréchiq, épaisse de 2 à 3 dizaines de m repose localement sur 2 à 3 m de calcaires planctoniques renfermant des *Morozovella* sp., d'âge paléocène supérieur ou éocène inférieur. Les divers types d'éléments, atteignant parfois une dimension d'ordre métrique, qu'on y observe (- "substratum" sénonien, - faciès récifaux du Maastrichtien, du Paléocène inférieur et du Paléocène supérieur) ont été décrits précédemment (A8, p. 151). La phase de liaison, microbréchiq ou bioclastique, renferme de nombreux tests de *Discocyclus* sp., *Miscellanea* sp., *Ranikothalia* sp.

L'âge de cet ensemble reste incertain dans la mesure où l'on n'y a observé ni les *P. pseudomenardii* du Paléocène supérieur, ni les Nummulites qui caractériseraient l'Eocène inférieur.

#### **Facès et signification**

On a déjà signalé (p. 152) l'intérêt de cet affleurement où coexistent des éléments dont les origines sont apparemment diverses ; les unes occidentales (calcaires récifaux du Maastrichtien et du Paléocène inférieur), les autres orientales (calcaires récifaux du Paléocène supérieur). La diversité des évolutions affectant le Domaine axial où il est situé est également mise en évidence par confrontation avec les affleurements précédemment (et successivement) décrits.

#### 11. Les séries de la dépression d'Ay. Marina (B11, fig. 68)

La dépression d'Ay. Marina correspond à un graben de flysch limité par des failles parallèles à la direction générale du massif (NW-SE à NNW-SSE) conjuguée à une direction sensiblement perpendiculaire. Les calcaires encadrant la dépression sont en grande partie d'âge (Affl. A1 et A2, fig. 8 et p. 21) albien à cénomanien. On les observe parfois recouverts directement par le flysch par l'intermédiaire d'une surface irrégulière.

Une formation bréchiq peut être observée en deux positions.

- Intercalée entre les carbonates crétacés et le flysch.

Il s'agit de quelques cm à quelques m d'une brèche dont les éléments anguleux, décimétriques à métriques, sont en grande partie constitués de calcaires du "substratum" local, auxquels s'ajoutent, plus

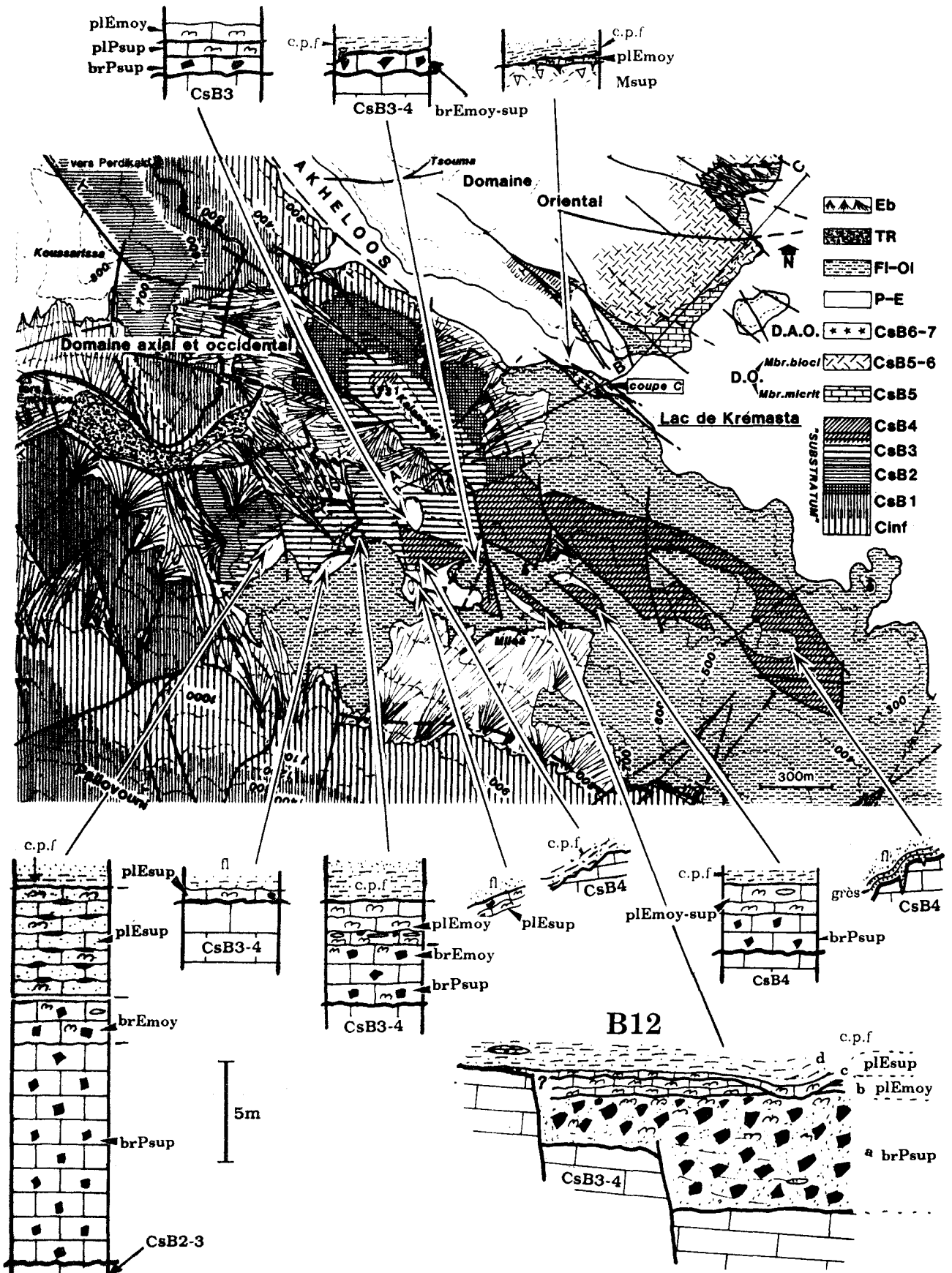


Fig. 77.- Les séries du compartiment de Miléa (B12-B13). L'hétérogénéité du "substratum", la variabilité des faciès et les âges des sédiments paléocènes et éocènes témoignent de la complexité de la paléogéographie et de l'instabilité de cette région. La coupe ABC est donnée fig. 52, p. 101.

"Substratum". Cinf : Crétacé inférieur ; CsB1-CsB2 : Cénomaniens ; CsB3 : Turonien à Sénonien inférieur ; CsB4 : Santonien supérieur - *Domaine oriental* (D.O.). Membre bioclastique CsB5-6 : Campanien inférieur à Maastrichtien inférieur - *Domaine axial et occidental* (D.A.O.). CsB7 : Campanien supérieur - Maastrichtien ; Msup : Maastrichtien supérieur - *Dépôts cénozoïques*. PE (Paléocène-Eocène) ; Psup : Paléocène supérieur ; Emoy : Eocène moyen ; Esup : Eocène supérieur ; précédés d'une caractérisation du faciès (br : brèche ; pl : plancton). FI-Ol : Flysch oligocène (c.p.f. : couches de passage au flysch).



rares : - éléments sénoniens (CsB4), - éléments à madrépores du Paléocène inférieur, - éléments d'une brèche du Paléocène supérieur à *Miscellanea* sp., *Coskinolina* sp. et *Fallotella* sp. ou *Dictyoconnus* sp., - éléments de l'Eocène inférieur à Alvéolines flosculinisées, - éléments de l'Eocène moyen à grosses Nummulites et Alvéolines, - éléments de silice. La phase de liaison faiblement développée renferme Nummulites, Orthophragmines et plancton de l'Eocène supérieur probablement.

- En lentilles au sein du flysch grésopélique.

Près de la base du flysch, à l'E d'Ay. Marina, en bord de piste, s'observent plusieurs éléments constitués par ce faciès. Un élément de taille métrique est constitué d'un calcaire à madrépores du Paléocène inférieur, décrit précédemment (A7, p. 150).

Près de la base du flysch encore, au N d'Ay. Marina, en bord de piste, le "substratum", recouvert par une surface corrodée et ferrugineuse, supporte deux passées de faciès bréchiqque et conglomératique (0,2 et 3 m d'épaisseur) dans des pélites. Celles-ci constituent la phase de liaison d'éléments centimétriques à décimétriques formés de calcaires albiens et cénomaniens.

Dans la masse du flysch, à 1 km au SW de l'affleurement précédent, les deux branches de la même piste recoupent des lentilles de calcaires à éléments de taille centimétrique à millimétrique à granoclassement normal.

### ***Faciès et signification***

Selon toute vraisemblance, nous observons ici un large témoin d'une région restée émergée depuis l'ablation campanienne, où les récifs (finicrétacés ?) éopaléocènes ont peut-être cependant pu s'installer localement. Les variations d'épaisseur et de composition de l'Eocène supérieur montre que la surface irrégulière en fut balayée lors de la submersion du massif et que des dépressions éparses furent alors remblayées. Des reliefs (comportant les témoins éopaléocènes ?) devaient encore subsister alors que le flysch avait commencé à se déposer.

### **B12-B13: LES SERIES DU COMPARTIMENT DE MILEA**

La région est comprise entre les hautes crêtes du Psilovouni et du Kanala au SW et le cours de l'Akhebos près du lieu où il se jette dans le lac de Krémasta. Il s'agit d'un ensemble d'affleurements compris entre le flysch et le "substratum" crétacé (sénonien inférieur en général), affectés d'un pendage d'ensemble vers le SE et coupés par de nombreuses failles NW-SE à NNW-SSE (fig. 77).

On observe ici de très rapides variations latérales entre des lieux où une formation bréchiqque et planctonique, relativement épaisse, s'intercale entre "substratum" sénonien et flysch et des lieux où ces deux ensembles sont directement superposés.

### **12. La série de la lame de Miléa (B12, fig. 68 et 77)**

Cette petite lame de direction NW-SE affleure sur environ 300 m de longueur, au milieu du flysch entre Miléa et une chapelle. Elle est limitée au NE et recoupée dans sa masse par des failles subverticales orientées NW-SE (N 140 à 160) ; elle plonge sous le flysch vers le SW (fig. 77). Au-dessus des calcaires du "substratum" (turonien à sénonien inférieur : CsB3-4) se présentent, dans l'ordre :

- a. 6 m d'une formation bréchique à éléments de tailles centimétrique à métrique, parmi lesquels on reconnaît : des micrites à *K. tergestina* (CsB4), - des calcaires bioclastiques à madrépores, *S. calcitrapoides*, *Orbitoides* sp.... maastrichtiens (taille métrique parfois), - dolosparites, dolomicrites, micrites à petit benthos, algues Dasycladales... *Microcodium*, parfois *G. sphaeroidea* du Paléocène inférieur (majorité des éléments). La phase de liaison montre, en particulier au sommet, des *Miscellanea* sp., *Discocyclus* sp. ... débris de madrépores, algues rouges et plancton (*P. pseudomenardii*) du Paléocène supérieur.
- b. 1 m de calcaire à plancton où l'on distingue *M. lehneri*, *M. spinulosa*, *A. gr. bullbrooki-spinuloinflata*, *T. topilensis*, *Globigerinatheka* sp. et *Hantkenina* sp. de l'Eocène moyen.
- c. Quelques cm d'un calcaire à plancton reposant sur le précédent par l'intermédiaire d'une surface irrégulière et localement ferrugineuse. En l'absence des formes carénées précédentes, la présence de *T. gr. cerroazulensis* caractérise l'Eocène supérieur.
- d. 2,5 à 3 m de pélites de la base du flysch renfermant localement une mince intercalation de calcaire bréchique où des éléments sénoniens paléocènes-éocènes (calcaires bioclastiques, micrites planctoniques de l'Eocène moyen) sont associés à un abondant benthos (*Grzybowski* sp., *Spiroclipeus* sp., *P. madarasi*, *F. cassis*) et plancton de l'Eocène supérieur.

Cette coupe est levée en progressant d'une dizaine de m perpendiculairement à la direction de la lame. Les affleurements sont assez bons pour permettre de juger qu'elle rend compte d'une superposition normale. Lorsque l'on effectue les observations le long de l'arête de la lame, vers le N, on constate que la partie inférieure des brèches paléocènes bute latéralement contre le "substratum" qui est encore recouvert par des brèches dont l'épaisseur est cependant réduite à 3 m. Quelques m plus loin encore, ces brèches butent latéralement contre le "substratum", qui est alors recouvert directement par une microbrèche benthoplanctonique de l'Eocène supérieur.

Ainsi, il apparaît que sous les sédiments de l'Eocène supérieur formant une couche continue (bien que de faciès un peu variable) et non découpée par faille, le "substratum" sénonien présente une morphologie en "marches d'escalier" qui a été ennoyée et fossilisée par un remplissage bréchique paléocène. Les reliefs subverticaux abrupts, contre lesquels butent les brèches, ne peuvent être attribués qu'à des miroirs de failles ayant joué antérieurement au dépôt de ces brèches et n'ayant pas été réactivées depuis. C'est le seul exemple de paléofailles évidentes que nous ait livré le massif ; la direction qui leur est attribuable est N 60.

### **Faciès et signification**

Les variations de la sédimentation paléocène-éocène évoquent ici très clairement et sur de très petites distances, la complexité de la morphologie du "substratum" acquise pendant cette période (antérieurement au Paléocène supérieur), où devaient être abruptement juxtaposées des dépressions et des régions élevées dont l'érosion alimentait les dépressions. C'est-à-dire qu'il paraît justifié d'évoquer un "damier" constitué par des horsts et des grabens ; en l'absence d'autres indications, il apparaît possible que les deux directions de failles relevées (dont l'une au moins n'a pas joué tardivement) dans l'exemple précédent aient pu participer à ce dispositif.

La sédimentation "fondamentale" apparaît à toute époque de type planctonique ; trois épisodes lacunaires (à l'Eocène inférieur, entre l'Eocène moyen et supérieur, entre l'Eocène supérieur et le flysch) indiquent des périodes de changements de régime, c'est-à-dire vraisemblablement d'instabilité de la plateforme.

### 13. Autres affleurements de la région de Miléa (B13, fig. 68 et 77)

La région présente d'autres affleurements qui se rapportent à l'un ou l'autre des types précédents ; on citera quelques exemples (fig. 77).

*Des séries relativement complètes s'observent :*

- dans l'affleurement le plus occidental de la région où l'on note un "substratum" cénomanien à turonien (CsB2 à 3) recouvert par 15 m de brèches du Paléocène supérieur (renfermant un bloc métrique de calcaires et dolomie à *R. liburnica*), 7 m de calcaires riches en plancton de l'Eocène moyen (*M. aragonensis*, *M. lehneri*, *A. gr. bullbrooki-spinuloinflata*, *T. topilensis*) et de l'Eocène supérieur et 0,5 m de pélites jaunâtres reposant sur une surface irrégulière et ferrugineuse ;
- au S de Kalanoula où le "substratum" turonien-sénonien inférieur (CsB3) est recouvert par une brèche du Paléocène supérieur (éléments de calcaires benthoplanctoniques, ou à madrépores et Glomalvéolines du Paléocène supérieur) puis par des calcaires planctoniques de même âge ;
- sur le flanc occidental du Mont Kanala et les lames frontales situées au SW.

*Des séries très incomplètes s'observent :*

- immédiatement au N et au NW de la lame de Miléa, où un calcaire bréchiq ue benthoplanctonique représente l'Eocène supérieur. Son épaisseur varie de quelques cm à 1 m ; on y observe en particulier un bloc métrique des faciès récifaux à *S. calcitrapoides* du Maastrichtien. Le passage à la base du flysch semble se faire le plus souvent par l'intermédiaire d'une surface corrodée et ferrugineuse ;
- près de la cluse de l'Akheloos ("Série transitionnelle de Miléa", C, fig. 52), où un calcaire planctonique de l'Eocène moyen repose directement sur (et s'infiltr e parfois dans) les calcaires récifaux maastrichtiens. Ces calcaires sont également infiltrés par des faciès microbréchiq ues d'âge éocène (voir p. 101) remplissant des fractures d'orientation N 140. Des pélites bleutées de la base du flysch recouvrent directement, soit le "substratum", soit les calcaires éocènes, par l'intermédiaire d'une surface irrégulière.

*Des absences totales de sédiments paléocènes-éocènes s'observent :*

- le long des crêtes de Kalanoula et surtout sur sa prolongation vers le SE, où le "substratum" sénonien (CsB3 et 4) présente une surface supérieur irrégulière encroûtée par des dépôts ferrugineux et couverte par un matériel gréseux rougeâtre qui colmate localement des fractures ouvertes orientées N 120 ;
- au SW de l'alignement de ces crêtes, précisément au S de Kalanoula, où les calcaires du Turonien - Sénonien inférieur (CsB3-4) sont directement recouverts par le flysch reposant sur une surface corrodée à encroûtements ferrugineux.

Ces nouvelles données confirment, à une autre échelle, ce qui avait été précédemment observé et les conséquences qui en étaient déductibles. Comme précédemment, la plupart des éléments observés dans les brèches paléocènes apparaissent comme d'origine locale ou proche ; le seul élément éventuellement "exotique" observé serait constitué par le calcaire récifal à madrépores du Paléocène supérieur, qui reste très rare à l'W du "Domaine oriental".

On tentera plus loin d'établir la répartition spatiale de ces divers types de séries et de reconstituer l'allure de la morphologie régionale.

## B14 à B18: LES SERIES DU COMPARTIMENT DE TRIKLINO-ALEVRADHA

Le "substratum", d'âge d'autant plus ancien qu'on l'observe plus à l'W (fig. 8), est ici recouvert soit par de maigres sédiments d'âge éocène moyen et/ou supérieur, soit directement par le flysch. On présentera les dépôts carbonatés compris entre le "substratum" et le flysch en fonction de leur faciès dominant (bréchique ou planctonique) puis des observations sur les relations entre le substratum et le flysch.

### SERIES A CARACTERE BRECHIQUE

Ces dépôts sont observés, d'W en E, à Pinakoulia (C, fig. 9 et p. 23), Pétrona, Liméri et au S de Triklino.

On y observe essentiellement des éléments (anguleux ou arrondis) de tailles du cm au dm, représentatifs du substratum local (crétacé inférieur à cénonanien vers l'W, sénonien vers l'E), auxquels s'ajoutent des débris paléocènes à *Miscellanea* sp., des débris à madrépores non datés (Pétrona, Liméri) ou des débris de l'Eocène inférieur à moyen (Alvéolines et *Orbitolites* : Triklino). Ces éléments sont liés parfois par un calcaire micritique à plancton d'âge éocène supérieur, mais le plus souvent par les pélites de la base du flysch.

Les constituants sont donc d'origine locale et, probablement, parfois importés de régions plus orientales où l'on connaît des affleurements du Paléocène-Eocène ; on ne peut cependant pas nier que des dépôts locaux de cette période aient pu se produire.

### B14 à B18: SERIES A CARACTERE PLANCTONIQUE

#### 14. Coupe d'Alévradha (B14, fig. 68 et 78)

A 1 km à l'W d'Alévradha, sur la crête constitué de calcaires du Turonien - Sénonien inférieur (CsB3) reposent :

- 5 m de calcaires à plancton, dont l'extrême base renferme *M. spinulosa*, *M. lehneri*, *A. gr. bullbrookii-spinuloinflata*, *T. topilensis*, *T. gr. cerroazulensis*, *Globigerinatheka* sp et Hantkénines de l'Eocène moyen à supérieur.
- 0,5 m d'une passée microbréchique à éléments crétacés (faciès micritiques et bioclastiques à rudistes) et paléocènes-éocènes (micrites à plancton) divers, liés par une micrite à grandes Nummulites, Orthophragmines et plancton (dont *T. gr. rohri-topilensis*) d'âge d'âge éocène moyen à supérieur.
- Des calcaires planctoniques, localement à rognons de silice, à nombreuses *T. gr. cerroazulensis* (dont *Turborotalia pomeroli*, cf. *T. cocoaensis*), *Globigerinatheka* sp., *Glavigerinella* sp., Hantkénines qui, en l'absence de formes carénées, caractérisent l'Eocène supérieur.

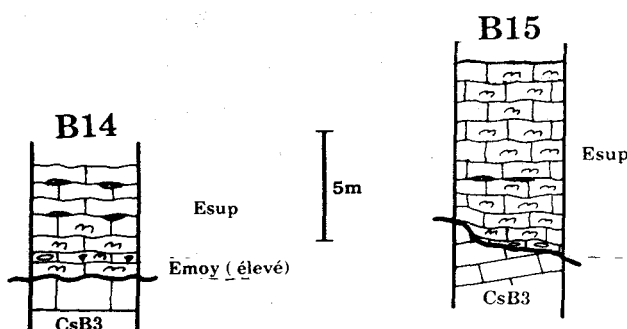


Fig. 78.- Les coupes d'Alévradha (B14) et de Pr. Ilias (B15) dans le compartiment de Triklino-Alévradha. Séries à caractère planctonique.

#### 15. Coupe de Pr. Illas (fig. 68 et 78)

Près du sommet coté 836 m portant ce nom, on observe deux affleurements de calcaires planctoniques reposant sur les calcaires crétacés du Turonien - Sénonien inférieur (CsB3). Les pendages apparents des calcaires étant dirigés vers le centre des affleurements indiquent qu'il s'agit de remplissages de cuvettes.

L'affleurement le plus oriental montre, au-dessus d'un même horizon à Nummulites, Orthophragmines et débris de *Microcodium*, une dizaine de m de calcaires planctoniques à rognons siliceux noirs renfermant *T. pomeroli* à *T. cocoaensis*, *Globigerinatheka* sp., Hantkenines, *Pseudohastigerina* (*micra* et *danviliensis*), *Catapsydrax* sp. de l'Eocène moyen ou supérieur.

#### 16. Série d'Andhroni (B16, fig. 68)

On trouve, au pied SE de ce sommet, tout comme précédemment, des calcaires planctoniques de l'Eocène moyen à supérieur, en remplissage d'une cuvette.

Localement, alentours (au N et au NW), une formation bréchique et conglomératique s'intercale entre le "substratum" et le calcaire planctonique.

#### 17. Série de Korita (B17, fig. 68)

Les calcaires campaniens (CsB6 ; voir fig. 31) constituant ce sommet sont recouverts localement par des calcaires noirs à plancton de l'Eocène moyen à supérieur que surmontent parfois les pélites de la base du flysch, par l'intermédiaire d'une surface corrodée.

La base de ces calcaires est localement constituée d'un faciès benthoplanctonique à madrépores, Nummulites, Orthophragmines et algues rouges de l'Eocène supérieur. Les mêmes composants participent parfois à des brèches (sommet de Liméri, 1 095 m).

#### 18. "Filons clastiques" de Korita et Pinakoulla (B18, fig. 68)

On connaît deux exemples de fissures remplies par une micrite planctonique datée de l'Eocène moyen, renfermant des éléments du "substratum" et de sédiments du Paléocène-Eocène. En particulier, on note à Korita (D2(1-2), fig. 31), au N d'Alévratha (fissures NS), la présence d'un calcaire bioclastique à Glomalvéolines et Alvéolines du Paléocène supérieur (voir A11, p. 151) et à Pinakoulla (au S de Khalkiopouli) la présence d'un calcaire à plancton, Nummulites et Alvéolines daté du Cuisien moyen-supérieur (dét. L. Hottinger).

#### **Facès et signification des séries sédimentaires éocènes du compartiment de Triklino-Alévratha**

L'absence de tout sédiment du Paléocène - Eocène inférieur à moyen en place, comme la faiblesse de la représentation de cette période à l'état remanié, semblent indiquer une longue et totale émergence de la région avant la reprise de la sédimentation, au cours de l'Eocène moyen à supérieur ; en outre, la faible importance des brèches qui constituent parfois ces premiers sédiments ne laisse pas supposer qu'un important épisode d'instabilité l'ait immédiatement précédée.

Les observations de détail ("cuvettes"), comme la répartition apparemment aléatoire des deux types de faciès, semblent indiquer que la transgression s'effectue sur un substratum de morphologie complexe ; les parties sont soit le siège d'une sédimentation récifale, soit la proie de l'érosion, fournissant les matériaux des brèches accumulées dans des régions plus basses, où la sédimentation fondamentale semble partout planctonique. On décrira ci-dessous des affleurements qui constituent des exemples extrêmes de ces deux types de situation.

#### B19 à B22: LES MODALITES PARTICULIERES DE L'INSTALLATION DE LA SEDIMENTATION FLYSCHOÏDE

On décrira ici quelques localités qui témoignent de situations très exceptionnelles pour l'ensemble du massif, soit que la lacune scellée par les premiers sédiments détritiques dépasse la durée cumulée du Crétacé supérieur et du Paléocène-Eocène, soit que le flysch y apparaissent installé très précocement.

##### *B19-B20: COMPARTIMENTS HAUTS : LACUNE EXTREME ENTRE LE SUBSTRATUM ET LE FLYSCH*

**19. Le premier affleurement "Pétrona 1" (B19, fig. 68)** est visible en bord de route, à mi-chemin entre Pétrona et Alévrada ; il a été illustré par une photographie donnée par Richter et Mariolacos (1973, fig. 11). Il s'agit d'une petite falaise constituée par des carbonates datés du Cénomaniens, présentant un pendage de 20 à 25°/N 90 à 110, conforme au pendage général des carbonates au S du compartiment ; des diaclases ou microfailles subverticales, d'orientation NW-SE - ESE-WNW et NS, les recoupent et d'autres subparallèles à la stratification, sont soulignées par des filons de calcite. La surface supérieure des carbonates, irrégulière et incrustée de produits ferrugineux, est tapissée par une mince couche pélitique ocreuse, et localement coupée par les microfailles. Les stratifications du flysch moûlent généralement les irrégularités de la surface mais se terminent parfois en biseau contre les bords des cavités, de dimensions décimétrique à métrique. Le flysch affleurant latéralement renferme une lentille constituée par plusieurs blocs du calcaire local, subanguleux, liés par un matériel pélitique ; la surface supérieure de la lentille, irrégulière mais non ferrugineuse est, comme la masse calcaire, recouverte d'une couche pélitique ocreuse passant aux alternances péli-to-gréseuses du flysch.

**20. Le second affleurement "Pétrona 2" (B20, fig. 68)** est situé à 1,5 km à l'W du précédent ; il s'agit de la première apparition des calcaires en bord de route quand venant de l'W on se dirige vers Pétrona. Ces calcaires, d'âge aptien, sont limités par une surface discordante, intensément corrodée et ferrugineuse, couverte par des pélites jaunâtres micacées ; leur apparence est celle des pélites de la base du flysch, mais l'absence des Globigérinidés habituels ne permet pas de postuler leur synchronisme avec les "couches de passage au flysch" observable ailleurs.

*Le "substratum" est donc, dans ces deux localités, profondément érodé et recouvert par des dépôts flyschoides qui ne semblent pas correspondre à la base habituelle du flysch régional. On est donc fondé à imaginer vers la fin de la période éocène, une morphologie très contrastée dont deux éminences seraient représentées par les affleurements précédents. Leur ennoyage par les sédiments de flysch serait tardif et des instabilités seraient responsables de chutes de blocs alors que le processus était engagé.*

On trouvera une confirmation du caractère très contrasté de la morphologie régionale dans l'examen d'affleurements où, au contraire, les premiers sédiments du flysch semblent très précoces.

*B21-B22: COMPARTIMENTS BAS : INDICES D'UN FLYSCH PARTICULIEREMENT PRECOCE*

**21. Affleurement "Pétrona 3" (B21, fig. 68)**

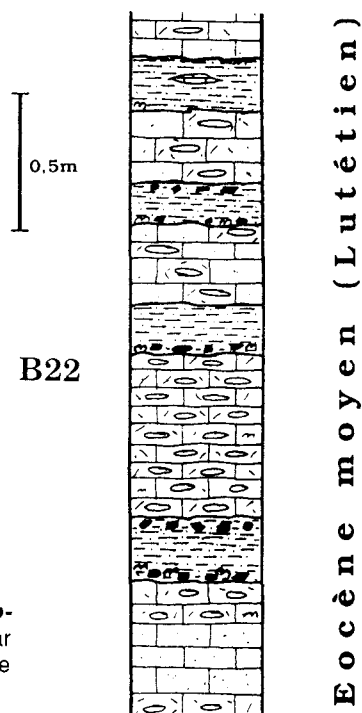
Des calcaires du Crétacé inférieur, affleurant immédiatement à l'W de Pétrona, sont recouverts sur le flanc S du relief qu'ils créent par des brèches et conglomérats constitués de blocs centimétriques à décimétriques de calcaires du Crétacé inférieur, du Cénomaniens et parfois du Paléocène-Eocène (calcaires à plancton et Nummulites) intercalés de minces couches pélitiques. La phase de liaison est une micrite planctonique où *T. cocoaensis*, *T. cunialensis*, *Globigerinatheka*, *Hantkenina* et Globigérines sont déterminées ; une intercalation pélitique a permis de dégager la même association.

Quelle que soit la signification que pourrait prendre un tel affleurement au niveau de l'entière plateforme de Gavrovo-Tripolitza (l'âge éocène supérieur de la base du flysch n'est connu que dans la sous-zone de Tripolitza), il est clair que nous sommes ici dans un compartiment dont la position basse appelle à la fois les produits de destructions des reliefs environnants et des produits d'origine bien plus lointaine "débordant" du domaine pindique oriental.

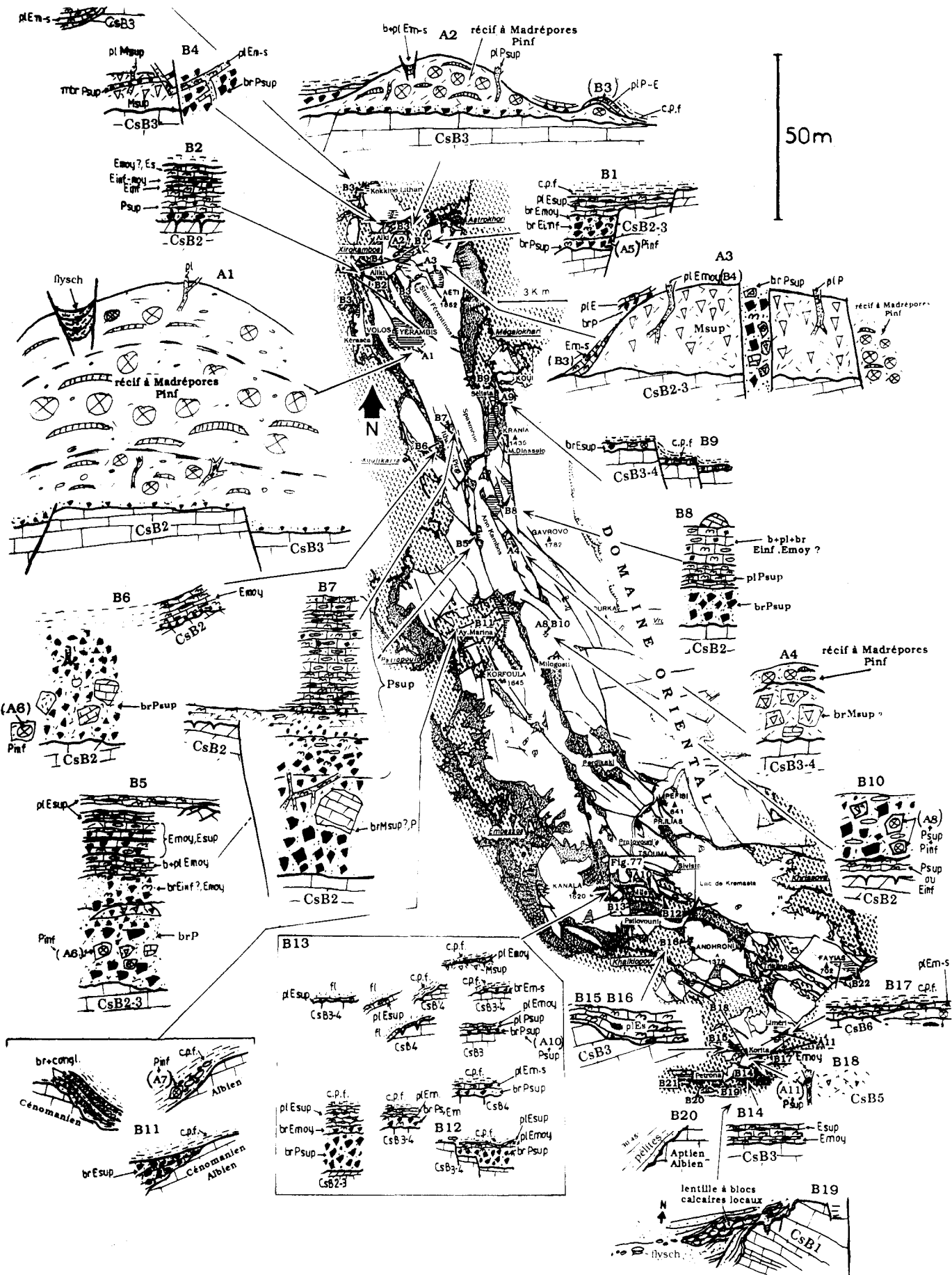
Cet exemple est le seul qui soit connu à l'W du compartiment. On lui adjointra l'examen d'un affleurement situé à l'extrême E, qui présente donc une signification différente dans le contexte du massif mais qui donne une meilleure crédibilité à ce qui précède.

**22. Série du Faylas (B22, fig. 68 et 79)**

Sur le flanc oriental de ce Mont, au-dessus de la série crétacée étudiée précédemment (D1, fig. 30) apparaissent des calcaires bréchiques et des calcaires à madrépores et Glomalvéolines du Paléocène supérieur et/ou Eocène inférieur, surmontés par environ 3 m de calcaires benthoplanctoniques intercalés de 4 niveaux pélitiques de 15 à 25 cm d'épaisseur, dont le développement latéral ne dépasse pas une centaine de m.



**Fig. 79.- La série du Faylas (B22) dans le compartiment de Triklino-Alévrada.** Série témoignant d'un flysch particulièrement précoce, matérialisé par quatre intercalations pélitiques au sein des calcaires benthoniques de l'Eocène moyen.



50m

DOMAINE ORIENTAL

Fig. 77

br-congl. Pinf c.p.f. Ablien  
Cénomanién B11 c.p.f. Cénomanién Ablien  
brEsup

B13 c.p.f. pl Emoy  
Csb3-4 fl. fl. c.p.f. brEm-s  
pl Esup Csb2 Csb3-4 pl Emoy  
fl. Csb4 Csb3 brPsup  
c.p.f. plEm-s  
pl Esup brPsup Csb4  
brPsup Csb4 plEsup  
brPsup Csb3-4 B12 c.p.f. pl Emoy  
Csb3-4 Csb3-4 brPsup

B15 B16 Csb3  
B17 c.p.f. Csb6  
B18 Csb5  
B19 lentille à blocs calcaires locaux  
Csb1  
B20 B14 Esup Emoy  
Csb3  
B21 B20 B19 A11 Psup  
B22 B20 B19 A11 Psup



Il s'agit de calcaires sombres, finement bioclastiques, pauvres en organismes sauf dans leur partie médiane constituée d'un faciès bioclastique grossier (parfois microbréchiq) comportant un abondant benthos parmi lequel D. Décrouez a déterminé : *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Operculina* et/ou *Heterostegina* (*Grzybowska* sp.), *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *F. cassis*... rares Alvéolines allongées, rare plancton, bryozoaires, abondants débris d'échinodermes, mollusques et algues rouges, et parfois éléments micritiques à plancton (*Hantkenina* sp.).

La limite entre les calcaires et les pélites, bien observable, est constituée par une brèche à éléments divers (calcaire bioclastique décrit ci-dessus, calcaires finement bioclastiques à rare plancton renfermant *Acarinina* gr. *bullbrooki-spinuloinflata*, *M. lehneri* ? de l'Eocène inférieur ou moyen). La phase de liaison pélitique, peu développée, renferme de nombreux grands foraminifères hyalins, débris d'échinodermes et d'algues rouges et plancton, dont *M. aragonensis*, *M. lehneri* ?, *A. gr. bullbrooki-spinuloinflata* et *T. topilensis* ? qui sont attribuables à l'Eocène moyen.

Si la morphologie est en principe ici moins contrastée que plus à l'W, il apparaît que l'on peut envisager l'existence d'ensellements ou de dépressions constituant des chenaux que les premières arrivées détritiques déjà répandues vers l'E empruntèrent, pour éventuellement pénétrer plus avant.

## **Vue d'ensemble sur l'évolution paléocène-éocène du Domaine axial et occidental**

Le caractère de région élevée, émergée ou faiblement submergée, siège d'une sédimentation récifale, acquis dès le Crétacé supérieur par le Domaine axial et occidental, demeure jusqu'à l'instabilité du Paléocène supérieur. A partir de ce moment, une submersion progressive se produit, dont l'aboutissement et l'exagération correspond à l'arrivée du flysch, particulièrement précoce parfois.

Quatre périodes peuvent être distinguées dans les ensembles déposés, relativement complexes, dont un résumé est donné fig. 80.

### **1. Le Paléocène Inférieur : nouvel épisode récifal (fig. 81A)**

Malgré les difficultés de la datation, inhérentes à l'absence d'arguments positifs, tout incite à penser que c'est avant le Paléocène supérieur que certains récifs à madrépores viennent se superposer à des constructions maastrichtiennes à rudistes (A3 et A4), tandis que d'autre plus spectaculaires s'installent directement sur le "substratum" cénomano-turonien (A1 et A2). Des brèches représentant les produits de leur destruction, de peu postérieure (ou contemporaine ?) à la sédimentation, entourent ces constructions (B5 et B7).

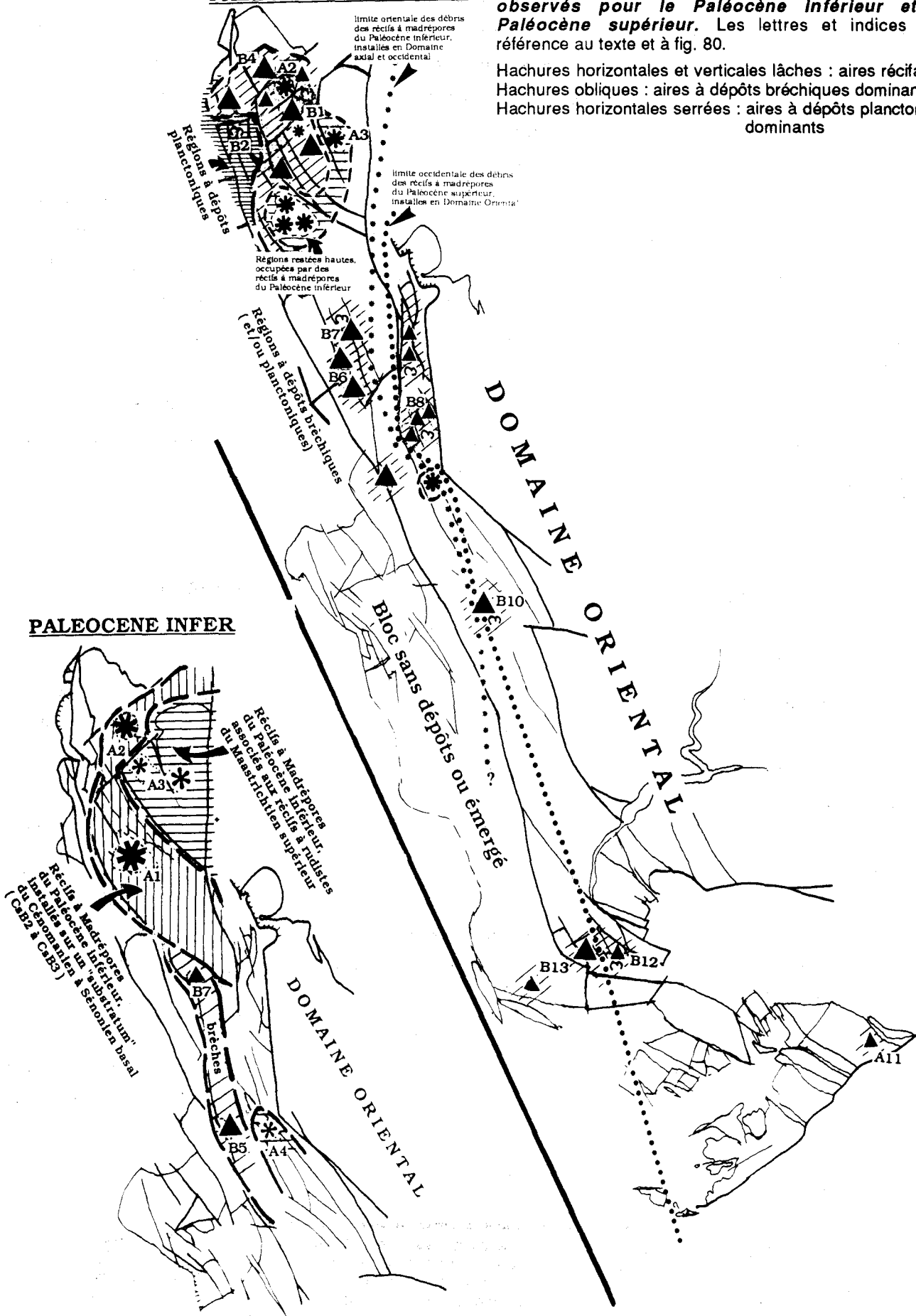
---

**Fig. 80.- Récapitulation des données réunies sur le Paléocène-Eocène du Domaine axial et occidental.** Les localités étudiées sont identifiées comme dans le texte (A1 à A11 : p. 145 à 152 ; B1 à B22 : p. 153 à 174) ; voir aussi fig. 68, p. 144. Les abréviations chronologiques utilisées, identiques à celles de la fig. 54, p. 110 sont précédées d'indications faciologiques (b : benthos ; br : brèche ; mbr : microbrèche ; pl : plancton ; cpf : couches de passage au flysch.

**PALEOCENE SUPERIEUR**

**Fig. 81A.- Répartition spatiale des faciès observés pour le Paléocène inférieur et le Paléocène supérieur.** Les lettres et indices font référence au texte et à fig. 80.

Hachures horizontales et verticales lâches : aires récifales  
Hachures obliques : aires à dépôts bréchiqques dominants  
Hachures horizontales serrées : aires à dépôts planctoniques dominants



Le fait que les plus puissantes de ces bioconstructions soient localisées aux alentours des constructions maastrichtiennes peut correspondre soit à un nouveau jeu différentiel des blocs constituant la partie N du massif, soit à une progradation latérale des milieux récifaux sous l'influence d'une baisse du niveau marin. Les affleurements sont trop épars et les datations trop imprécises pour choisir entre ces causes, qui ont pu cumuler leurs effets : les brèches qui environnent les récifs témoignent plutôt en faveur d'une instabilité entretenue mais on sait qu'une baisse générale des niveaux marins précède la transgression thanétienne.

## **2. Le Paléocène supérieur : Instabilité, fin de la sédimentation récifale, coexistence de régions hautes et de dépressions (fig. 81A)**

Dans plusieurs localités, cette période correspond à la reprise de la sédimentation dans des régions qui en étaient dépourvues depuis la limite Santonien-Campanien. Deux grands blocs, hérités de l'évolution finicrétacée, sont distingués.

Le bloc occidental, correspondant sensiblement au "bloc méridional" crétacé (fig. 53B, p. 106) et au Compartiment de Triklino-Alévrada, ne comporte des dépôts que sur ses marges effondrées (A11, B12 et 13) ; il s'agit de sédiments planctoniques et principalement bréchiques, comportant des éléments d'origine locale et plus orientale (p. 169). Ces parties effondrées seraient limitées par des accidents d'orientation N 60 (voir p. 168) et N 140 (voir p. 169).

Le bloc plus oriental correspond aux blocs médian et septentrional du Crétacé terminal. Sa partie septentrionale voit la fin de la sédimentation récifale. On ne doute pas qu'il puisse s'agir du résultat d'une nouvelle instabilité mais on peut s'interroger sur la manière dont elle s'est exprimée. Le fait que les sédiments du Paléocène supérieur -ou plus récents- que l'on retrouve sur ces formations récifales soient planctoniques suggère un effondrement, mais la présence de blocs récifaux dans les brèches paléocènes-éocènes d'alentours incite plutôt à évoquer un démantèlement de ces récifs. Il est d'ailleurs possible qu'un jeu différentiel entre divers compartiments soit à envisager mais, globalement, la solution la plus vraisemblable est celle d'un enfoncement relatif, connaissant l'importance du mouvement eustatique positif bien connu du Thanétien. En outre, l'existence de nombreux filons et fractures à colmatage microbréchi que ou planctonique de cette période (A1 à A4, B4) semble plutôt favoriser l'hypothèse d'un mouvement distensif.

Sa partie centro-septentrionale et centrale est le siège d'une sédimentation bréchi que qui s'exprime de moins en moins au cours du temps, au profit de la sédimentation planctonique (B6 à B8, B10). On constate, comme au N, la coexistence de secteurs situés en position élevée (émergés et/ou en cours d'érosion) et des sections en dépression où se produit la sédimentation. La diminution de l'épaisseur des dépôts et de la taille des éléments d'W (B5 à B7) en E (B9) indique une alimentation d'origine occidentale pour partie ; l'existence de débris des récifs du Paléocène supérieur vers l'E indique par ailleurs la proximité du Domaine oriental. La région correspond donc à une dépression recueillant les produits de destruction de deux régions hautes avoisinantes au sein de sédiments fondamentalement planctoniques.

**EOCENE INFÉRIEUR**  
**- MOYEN**

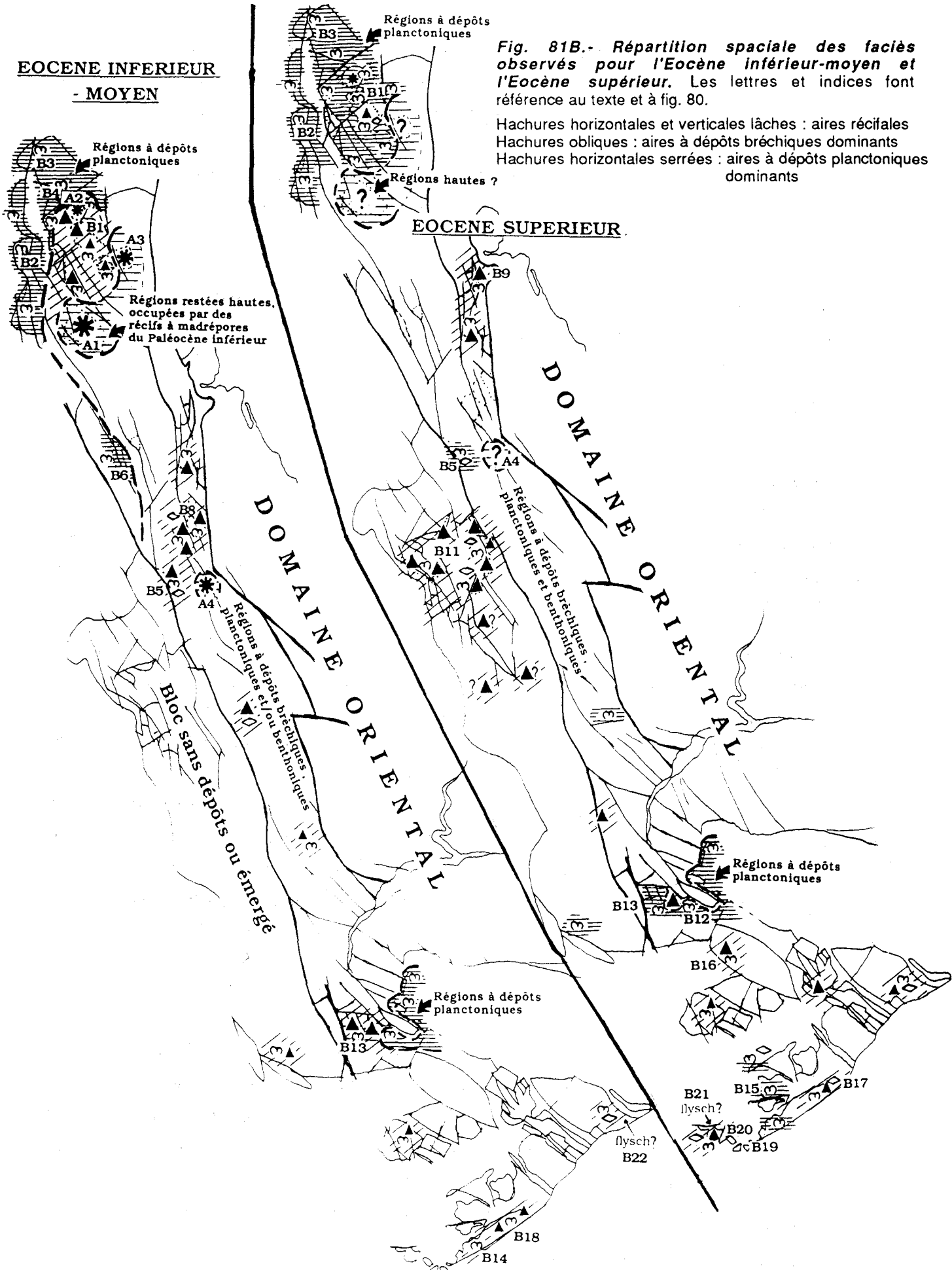


Fig. 81B.- Répartition spatiale des faciès observés pour l'Eocène inférieur-moyen et l'Eocène supérieur. Les lettres et indices font référence au texte et à fig. 80.

Hachures horizontales et verticales lâches : aires récifales  
Hachures obliques : aires à dépôts bréchiques dominants  
Hachures horizontales serrées : aires à dépôts planctoniques dominants

### **3. L'Eocène inférieur à moyen : progression de la sédimentation planctonique et nouvelle instabilité à l'Eocène moyen (fig. 81B)**

L'organisation acquise au Paléocène supérieur est peu modifiée. La sédimentation planctonique est plus largement exprimée soit en relayant la sédimentation bréchique précédente, soit en gagnant de nouvelles régions restées émergées jusqu'alors.

Le bloc occidental reste dépourvu de dépôts dans son ensemble. Ses bordures effondrées sont cependant le siège d'une sédimentation planctonique dominante additionnée d'apports bréchiques (B12-B13). En l'absence fréquente de dépôts de l'Eocène inférieur, les sédiments de l'Eocène moyen reposent directement sur les brèches du Paléocène supérieur ou s'infiltrent dans des fractures ouvertes. Le Compartiment de Triklino-Alévrada présente les mêmes phénomènes, bien que les fissures y soient d'orientation N-S.

Le bloc plus oriental montre la généralisation de la sédimentation planctonique.

- Sa partie septentrionale montre la poursuite (B2) ou l'installation nouvelle (B3) de la sédimentation planctonique, et la diminution de l'importance des apports bréchiques ; les régions alimentatrices (lieux des accumulations récifales maastrichtiennes et éopaléocènes) tendent donc à perdre leur relief, ce que soulignent les placages planctoniques qui les recouvrent parfois (A2, A3).

- Sa partie centro-septentrionale et centrale reste essentiellement le siège d'une sédimentation benthoplanctonique, enrichie d'apports bréchiques (B5, B6) parfois d'origine orientale (B8).

L'Eocène moyen semble donc être partout le théâtre d'un épisode distensif dont l'expansion des sédiments planctoniques serait une conséquence. Des témoins sont par ailleurs fréquents dans toutes les régions, sous la forme de fractures ouvertes remplies par les sédiments de cet âge que nous avons signalées : - dans le bloc occidental (fractures d'orientation N 140 - B13), - dans le compartiment de Triklino-Alévrada (fractures N-S - B18), - dans le bloc plus oriental, au N (A3, B4) comme dans la partie centrale (B5).

Signalons encore que des pélites annonciatrices du flysch, très précoces (B22), peuvent représenter un témoin de ce même phénomène.

### **4. L'Eocène supérieur : domination de la sédimentation planctonique (fig. 81B)**

Le dernier épisode de sédimentation carbonatée marque l'envahissement presque complet du massif par le plancton.

Le bloc occidental est d'abord gagné à ses bordures (B12, B13) par une sédimentation planctonique qui recouvre un substratum accidenté et hétérogène (B12, p. 166-168), dont une partie restera émergée jusqu'au dépôt du flysch (B13). Dans le corps principal du bloc, la reprise de la sédimentation, juste antérieure à l'arrivée du flysch, correspond à l'accumulation dans des dépressions des produits du balayage des régions environnantes (B11).

Le Compartiment de Triklino-Alévrada présente une morphologie chaotique. Plusieurs lieux sont submergés pour la première fois depuis le Crétacé et gagnés à la sédimentation planctonique soit carbonatée (B15 à B17), soit pélitique (B21), alors que d'autres, émergés jusqu'à l'Oligocène, ne seront recouverts que par le flysch.

Le bloc plus oriental voit également la poursuite de la sédimentation planctonique, parfois mêlée à des influences benthoniques et bréchiques, qui gagne de nouvelles régions (B1, B5, B9). Les surfaces ferrugineuses, qui s'observent généralement au sein des derniers bancs calcaires ou à leur sommet, témoigneraient de l'arrêt de sédimentation consécutif à l'approfondissement soudain qui permettra l'accumulation du flysch.

*Ainsi, l'histoire paléocène-éocène de ce Domaine axial et occidental, marquée par un épisode récifal à ses débuts, puis par des influences planctoniques croissantes ensuite, semble se résumer à un approfondissement progressif d'ensemble. Cette simplicité est d'autant plus remarquable que des instabilités se sont produites au cours de cette période, sans pour autant désorganiser le Domaine. On en tire l'impression qu'un changement de puissance, et peut-être de nature, a affecté les processus responsables de ces instabilités.*

### III. EVOLUTION PALEOCENE-EOCENE DE L'AIRE DES ORI VALTOU

Cette évolution est comprise entre deux périodes de relative homogénéisation qui correspondent à l'émersion finicrétacée généralisée et l'enfouissement de l'ensemble sous les complexes détritiques du flysch.

Vers l'E, le Domaine oriental a constitué, au cours du Campanien-Maastrichtien, un vaste plateau relativement homogène, sauf aux deux extrémités de sa marge occidentale où des dépressions ont été créées par le bouleversement intrasénonien. Au cours du Paléocène-Eocène, la fracturation longitudinale de sa marge occidentale a progressé et des discontinuités sensiblement transversales sont nées. Il en résulte une ouverture du Domaine aux influences du large mais aussi une évolution différenciée des blocs ainsi rendus relativement indépendants.

Vers l'W, le Domaine axial et occidental a vu, au cours du bouleversement intrasénonien, sa fragmentation en trois grands blocs allongés, peu obliques sur la limite des deux Domaines. Le plus méridional est resté émergé alors que les deux autres s'immergent successivement. Une submersion d'ensemble, accompagnée d'une phase distensive, a précédé de peu l'émersion finicrétacée-éopaleocène. La nouvelle submersion se produira sur un ensemble d'abord peu changé, qui permettra à de nouveaux récifs de s'installer au-dessus des anciens ; au cours du Paléocène inférieur, la submersion ira croissante si ce n'est dans quelques régions qui ne seront enfouies que sous le flysch.

Le Compartiment de Triklino-Alévrada, bien qu'il n'apparaisse pas partagé abruptement comme le reste du massif, semble évoluer comme le Domaine oriental dans sa partie E et comme le Domaine axial et occidental dans sa partie W.

Les figures 82A, 82B et 82C présentent l'esquisse de l'aspect morphostructural de l'aire des Ori Valtou au cours de l'évolution paléocène-éocène. On peut distinguer 3 périodes.

#### 1. Paléocène supérieur : épisode distensif et submersion quasi-générale (fig. 82A)

L'épisode de distension, dont résulte concurremment avec la transgression généralisée de cette époque- la submersion, a laissé des traces dans les deux Domaines.

En Domaine oriental, des accidents longitudinaux sont réactivés et des discontinuités transversales apparaissent :

- le jeu des accidents longitudinaux est indiqué par la différence d'évolution entre secteurs intermédiaires (érosion des dépôts finicrétacés) et secteur externe (sédimentation planctonique) ;
- les discontinuités transversales de Vrouviana et de Sivista isolent des compartiments à évolutions diversifiées (récifs plus développés au N qu'au S).

En Domaine axial et occidental, outre une réactivation des limites de blocs, deux types de témoins sont observés :

DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL

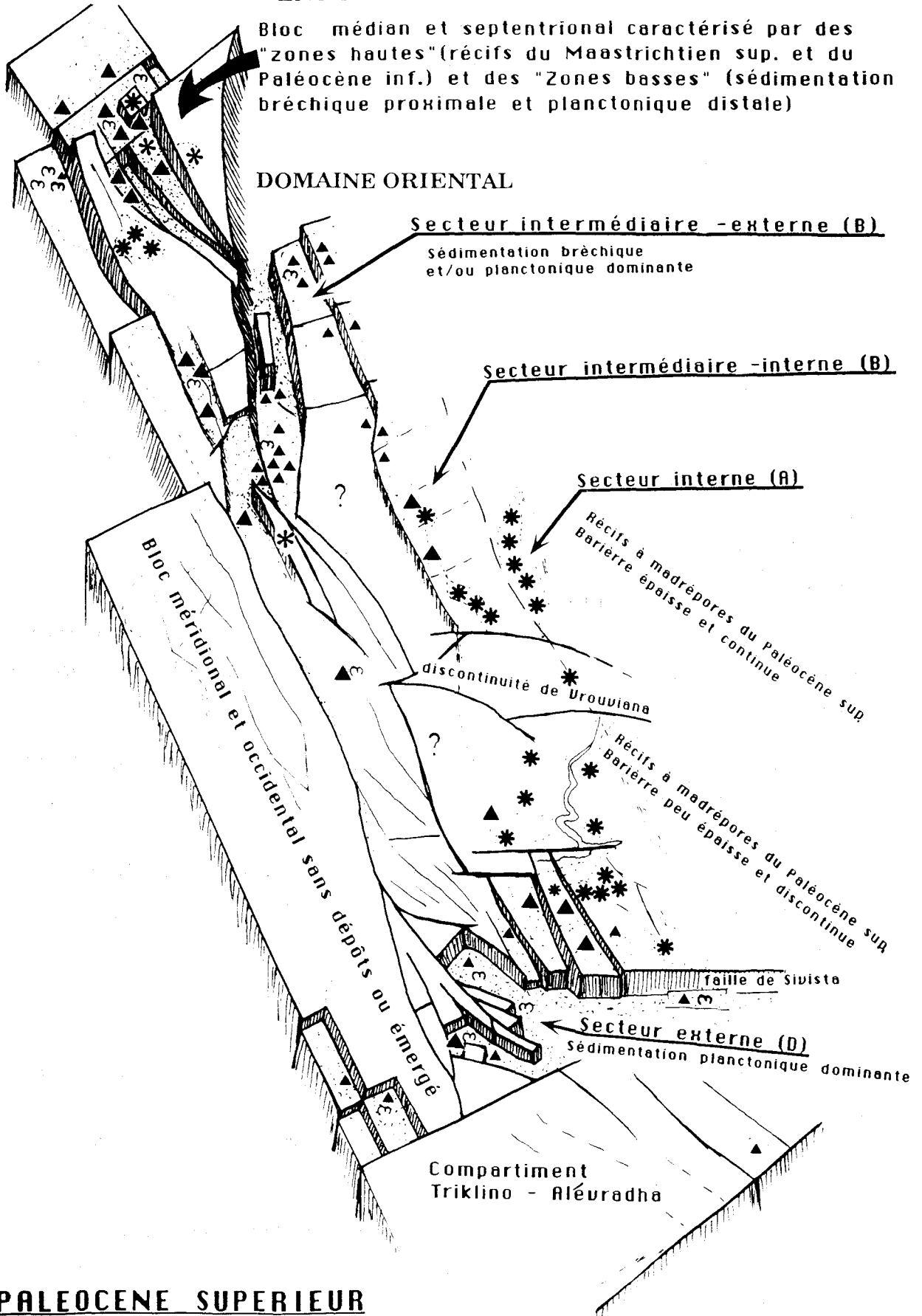


Fig. 82A.- Esquisse morphostructurale de l'aire des Ori Valtou au cours du Paléocène supérieur. Comparer avec fig. 53B, p. 106.



- des filons à colmatage planctonique et/ou bréchiq ue recouperit les formations récifales précédemment en place ;
- des couloirs de type graben sont gagnés par la sédimentation bréchiq ue et planctonique ; leurs directions sont NW-SE (N 140) et NE-SW (N 60).

Il ressort de ces données que, outre la réactivation des discontinuités finicrétacées, de nouvelles lignes tectoniques apparaissent, dont certaines sont communes aux deux Domaines (NW-SE et NNW-SSE) et dont certaines sont propres à chacun d'eux (E-W en Domaine oriental, N 60 en Domaine axial et occidental).

A l'issue de cette fracturation, l'ensemble du massif est submergé, à l'exception de la plus grande partie du bloc méridional du Domaine axial et occidental et du Compartiment de Triklino-Alévr adha. Dans la limite des 3 à 4 MA que dure la biozone P4, cette submersion apparaît synchrone, et probablement en relation avec le mouvement eustatique positif du Thanétien.

Par la suite, la partition longitudinale du massif paraît s'estomper et c'est sur des bases nouvelles que l'on peut tenter de distinguer deux régions :

- la partie interne (secteurs interne et intermédiaire-interne) du Domaine oriental se distingue par sa position à fleur d'eau qui permet le développement de formations récifales, selon des modalités cependant un peu différentes de part et d'autre de la discontinuité de Vrouviana ;
- le reste du massif se trouve à des profondeurs supérieures et gagné à la sédimentation planctonique, additionnée de brèches à proximité des régions encore émergées (anciennes régions récifales vers le N et bloc méridional).

Le cycle du Paléocène supérieur se termine par une tendance émer sive bien marquée dans le Domaine oriental où les constructions récifales disparaîtront.

## **2. Eocène Inférieur et moyen : émer sion et/ou lacunes puis nouvelle fracturation et submersion (fig. 82B)**

La pauvreté des témoins sédimentaires de l'Eocène inférieur n'empêche pas de constater l'effet de deux émer sions ; la première, produite vers la limite Paléocène-Eocène, est relativement discrète ; la seconde, produite vers la limite de l'Eocène inférieur et moyen, est probablement responsable de l'ablation d'une grande partie des sédiments de l'Eocène inférieur. Elle correspond au grand épisode régressif de l'extrême sommet de l'Eocène inférieur, d'après Haq *et al.* (1988).

Là où ils sont conservés, c'est-à-dire essentiellement dans le Domaine oriental *p.p.*, les sédiments de l'Eocène inférieur élevé (Cuisien) témoignent d'une certaine restriction des conditions de circulation, marquée par le grand développement des faciès alvéolinifères.

L'Eocène moyen correspond à un nouveau cycle, compris entre une nouvelle distension et une nouvelle émer sion.

DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL

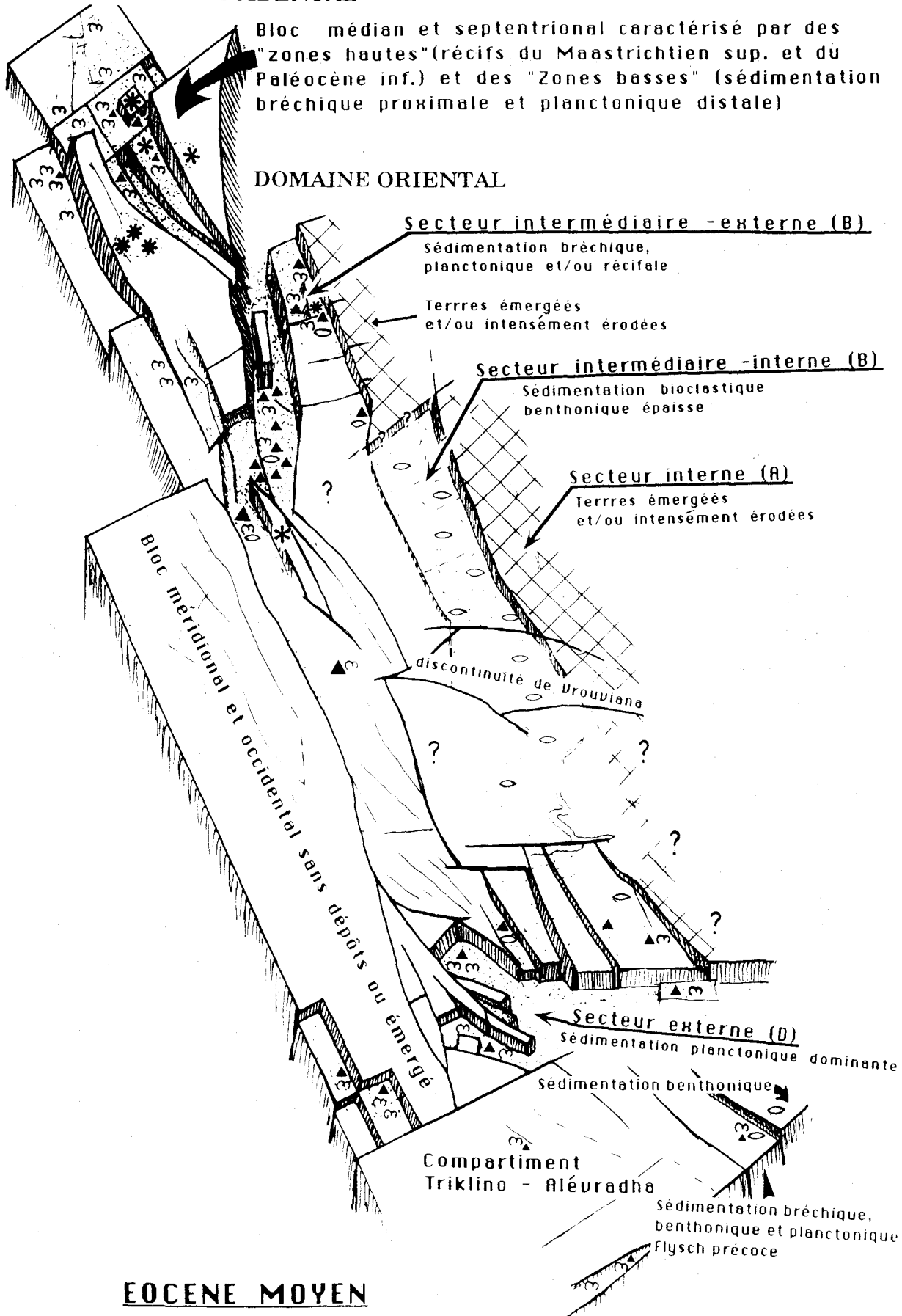


Fig. 82B.- Esquisse morphostructurale de l'aire des Ori Valtou vers la fin de l'Eocène moyen

Les témoins de l'épisode distensif provoquant la remise en eau de la plate-forme sont épars sur le massif.

- En Domaine oriental, on observe :

- des remaniements de l'Eocène inférieur (C2 et C5) ;
- des infiltrations de sédiments de l'Eocène moyen dans leur substratum (B1 et B2) ;
- une disjonction de l'évolution des secteurs interne et intermédiaire-interne, jusqu'alors solidaires ; la discontinuité nouvellement créée serait de direction NNW-SSE.

- En Domaine axial et occidental, de nombreux filons à colmatage planctonique et/ou benthoplanctonique traversent la masse des récifs antérieurs (A2, A3, B4, B13) ; ils sont localement de direction N 140.

- Le Compartiment de Triklino-Alévratha présente les mêmes phénomènes (B14 à B18) ; les filons y sont parfois de direction N-S.

La figure 82B illustre l'organisation de la plate-forme à l'issue de cette distension, c'est-à-dire assez tardivement au cours de la période considérée, au Lutétien supérieur probablement ; c'est en effet l'âge le plus vraisemblable qui puisse être assigné aux sédiments d'origine benthiques des régions les moins profondes.

Le Domaine oriental est plus fractionné qu'il ne l'a jamais été.

- Le secteur interne se trouve émergé et probablement en partie en proie à l'érosion si l'on en juge par les débris de *Microcodium* trouvés dans le secteur adjacent.

- Le secteur intermédiaire-interne est au contraire le siège d'une sédimentation bioclastique benthonique puissante.

- Le secteur intermédiaire-externe présente une sédimentation très hétérogène, portant la marque de remaniements de régions proches.

- Le secteur externe, peu perturbé, reste ouvert aux influences planctoniques.

- Le compartiment isolé au S de la discontinuité de Vrouviana présente la juxtaposition de régions émergées et de régions ouvertes aux influences planctoniques, vers le S.

Le Domaine axial et occidental continue son approfondissement d'ensemble mais des régions restent émergées (bloc méridional et quelques pointements au N du massif).

Le Compartiment de Triklino-Alévratha, siège d'une sédimentation benthonique dans son ensemble, présente pour la première fois des sédiments planctoniques et les premiers indices d'une sédimentation flyschoides.

La fin du cycle de l'Eocène moyen est marqué par une émergence importante -ou mieux préservée que les précédentes ?- dont la trace est bien marquée en Domaine oriental. Dans les séries les plus propices à son étude (B1, fig. 58, p. 120 et moins clairement E, fig. 65, p. 136 et A1, fig. 55, p. 112), elle se place

### DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL

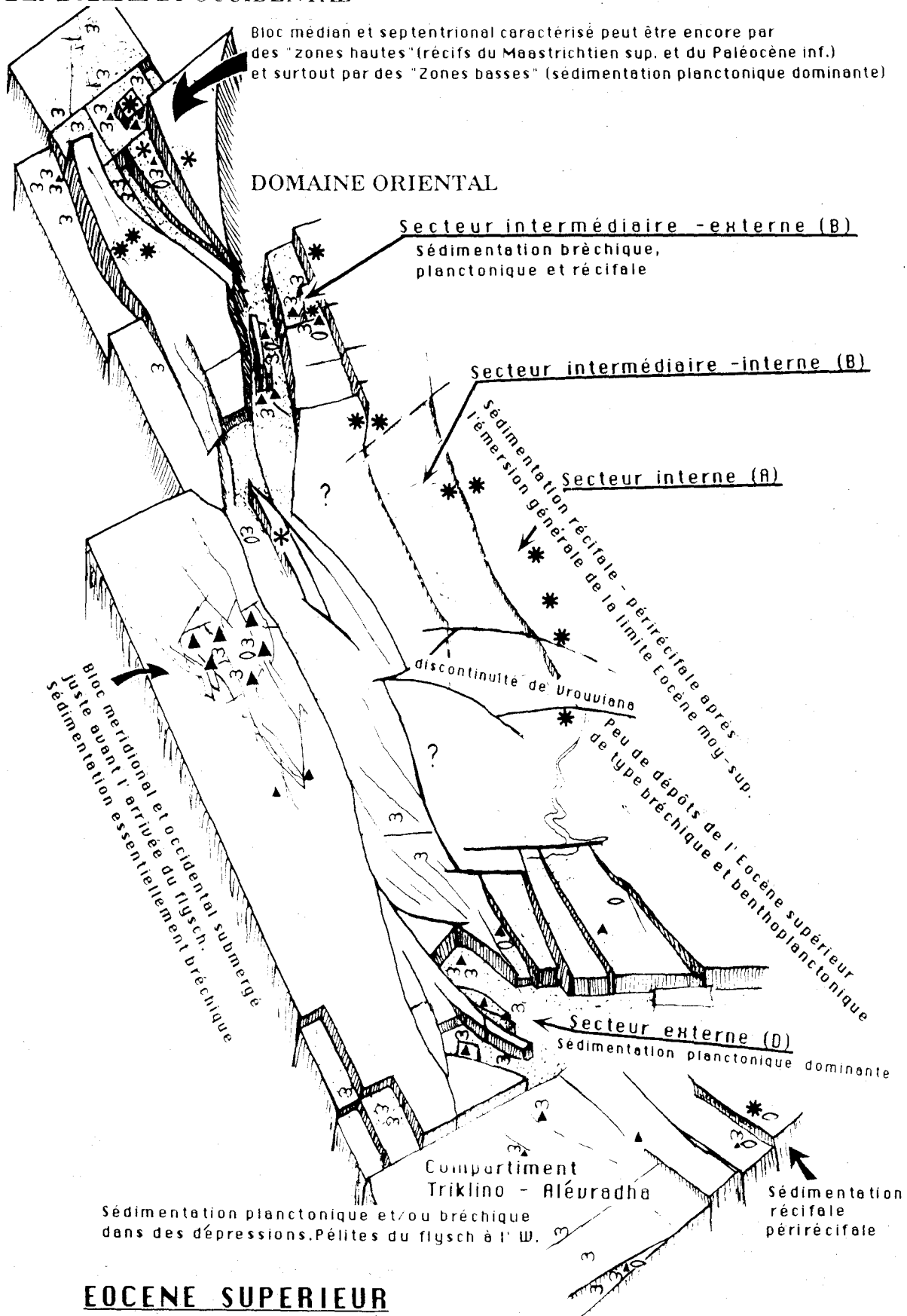


Fig. 82C.- Esquisse morphostructurale de l'aire des Ori Valtou au cours de l'Eocène supérieur

après la première apparition des Hétérostégines involutes (*Grzybowskia* sp.) et avant l'apparition des Néovalvéolines (*Borelis* sp.) et *N. fabianii*, ce qui indique un âge éocène moyen sommital. Elle coïncide avec la régression importante de la courbe de Haq *et al.* (1988) de cet âge. Outre les secteurs interne et intermédiaire-interne du Domaine oriental où elle est bien marquée, cette émergence est très faiblement marquée dans le Domaine axial et occidental par des débris de *Microcodium* épars (E, fig. 65, p. 136; B5, fig. 74, p. 158) et par une surface ferrugineuse (B1, fig. 72, p. 152 et B12, fig. 77, p. 166).

### **3. Eocène supérieur : submersion quasi-générale juste avant l'invasion du flysch (fig. 82C)**

L'Eocène supérieur ne constitue que l'épisode initial de remise en eau de la plate-forme avant l'effondrement qui permettra son invasion par le flysch, produit de destruction d'un allochtone qui s'approche.

Le Domaine oriental montre, dans ses secteurs les plus internes, une mise en eau progressive qui indique une stabilité retrouvée ; la même quiétude est témoignée par les deux autres secteurs plus externes où les conditions ne changent pas.

Le Domaine axial et occidental est presque entièrement regagné aux influences marines, bien que certaines régions encore émergées fournissent les matériaux des brèches qui s'ajoutent localement aux sédiments pélagiques.

Le Compartiment de Triklino-Alévrada présente également la juxtaposition de régions submergées et de reliefs qui resteront vifs jusqu'au cours du dépôt du flysch ; pourtant déjà certains lieux portent la trace d'une première incursion des sédiments arénacés qui ne seront généralisés qu'au cours de l'Oligocène.

*En résumé*, l'histoire paléocène-éocène des Ori Valtou est profondément marquée par l'héritage crétacé : ses lignes principales sont déjà tracées. Pourtant, des rejeux interviennent, de nouvelles lignes apparaissent, créant un dispositif de plus en plus complexe.

C'est cependant pendant cette période que l'on discerne l'influence des phénomènes généraux (super-cycles de deuxième ordre du Paléocène-Eocène, selon Haq *et al.*, 1988), témoignages d'un tectonisme et d'un eustatisme global. Finalement pourtant, c'est un phénomène purement tectonique, "local", qui est celui de l'avancée des nappes allochtones d'origine plus orientale, qui sera la cause de la disparition définitive de la plate-forme.



## **SYNTHESE ET CONCLUSION**

### **La plate-forme des Ori Valtou dans le contexte de l'évolution des plates-formes adriatico-égéennes**

L'histoire locale qui vient de se dérouler devant nous ne saurait être interprétée en dehors de celle des plates-formes qui constituent l'ossature principale du "Promontoire adriatique" (Channel et Horvarth, 1976) ou "Microcontinent d'Apulie" (Dercourt *et al.*, 1985). Ces "plates-formes adriatico-égéennes" (Fleury, 1980 ; Fleury *et al.*, 1985), caractérisées par des peuplements homogènes, s'observent dans l'Apennin méridional, les Dinarides *s.l.* et le Taurus. Nous y chercherons, dans un premier chapitre, ce qui évoque précisément l'histoire des Ori Valtou, avant de tenter de rendre compte, dans un deuxième chapitre, des phénomènes qui sont la cause de cette évolution.

## **CHAPITRE I**

### **COMPARAISON DE L'EVOLUTION LOCALE A CELLE DE QUELQUES PLATES-FORMES ADRIATICO-EGEENNES**

L'évolution finicrétacée-éocène des Ori Valtou peut se résumer à un partage longitudinal qui oppose une partie orientale où la sédimentation reste fondamentalement continue et néritique à une partie occidentale où une importante lacune souligne un complet changement de milieu entre la période anté-santonienne et la période postérieure. C'est ce type de partage dont nous chercherons la trace d'abord en Grèce et en Albanie (Hellénides) puis dans les Dinarides de Yougoslavie, enfin dans l'Apennin méridional.

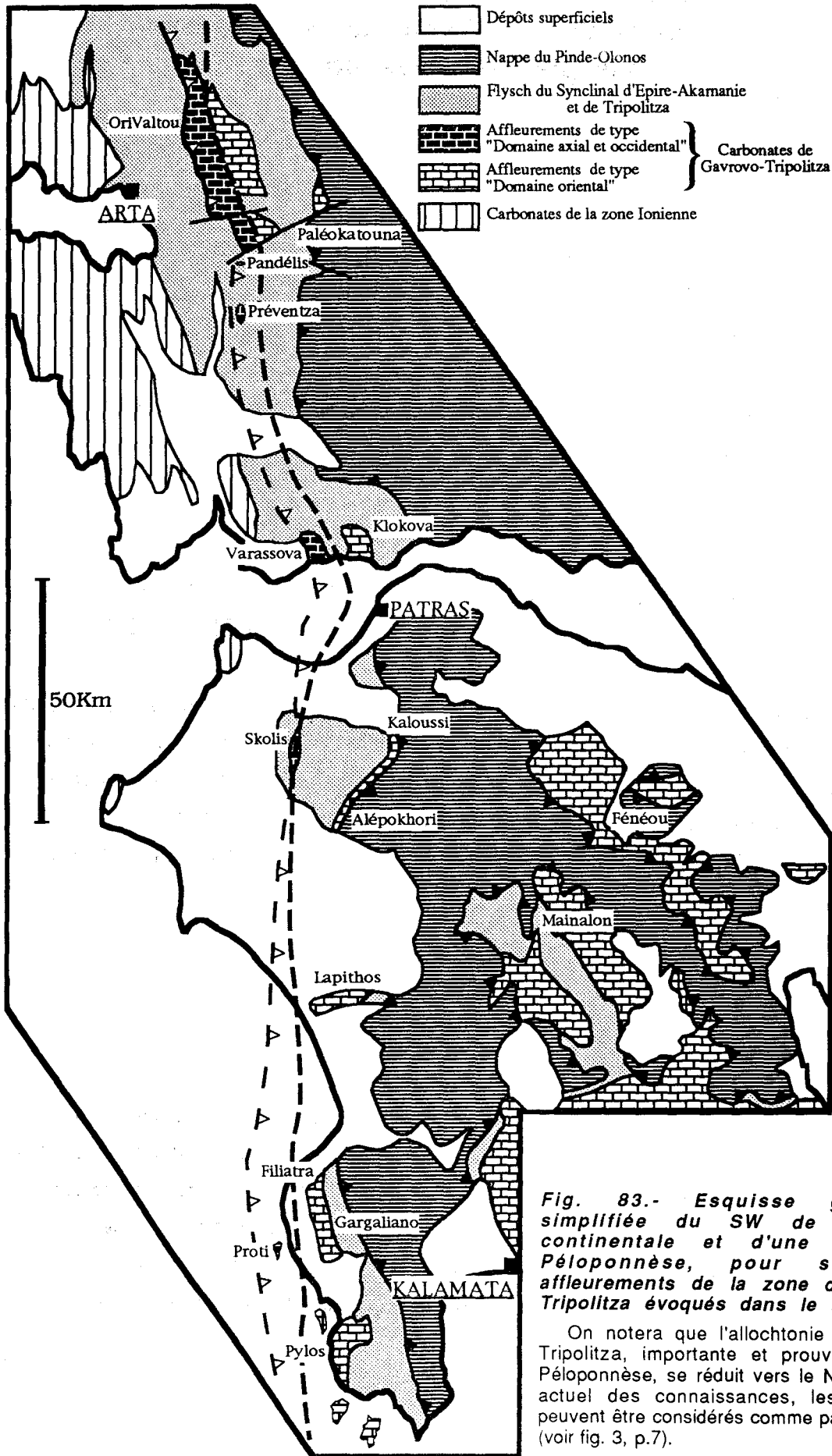
## **GRECE**

### **I. ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA**

#### **A. Sous-zone de Gavrovo**

Cette sous-zone est représentée par un ensemble de massifs calcaires situés à l'W du front de charriage de la nappe Pindique (fig. 2 et 83). Les sédiments et les organismes qu'on y observe témoignent bien d'une évolution commune mais il est remarquable que l'un comme l'autre des types de série des Ori Valtou s'y retrouvent dans des situations respectives comparables à ce que nous avons observé.

On examinera successivement les lieux où affleurent des séries incomplètes, de type "axial et occidental", puis des séries complètes de type "oriental", enfin des lieux où les deux types de séries se trouvent juxtaposés.





## 1. Affleurements de séries de type "Domaine axial et occidental"

Deux affleurements de ce type sont connus à proximité du massif du Gavrovo.

- *Un petit pointement calcaire* au milieu du flysch (dit Pandélis ou Limeri Balafa), d'une longueur d'environ 1 km pour 300 m de large, est signalé à environ 4 km au SW de l'extrémité méridionale des Ori Valtou par la carte de B.P. (1971). On y observe essentiellement des carbonates cénomaniens (CsB2). Le flysch repose directement sur ces carbonates en certains lieux et parfois (vers l'W et le S) par l'intermédiaire de calcaires planctoniques éocènes. On reconnaît ici une série comparable à celles des régions les plus occidentales des Ori Valtou.

- *Un affleurement (dit Préventza, ou Vélaora, ou Xirotopos)* un peu plus grand a été visité par Fleury (1980, p. 77). On y observe un "substratum" sénonien (CsB4 ou CsB5) surmonté par des calcaires planctoniques du Paléocène-Eocène. La faible lacune sénonienne semble ici caractériser une région relativement interne du Domaine axial et occidental.

## 2. Affleurements de séries de type "Domaine oriental"

Ces affleurements sont au nombre de trois, qu'on examinera du N au S.

- *L'affleurement de Paléokatouna* correspond à une lame calcaire complexe, observée près du front de la nappe pindique. Il est situé à environ 20 km à l'E de l'extrémité S des Ori Valtou. J'y ai effectué quelques observations de reconnaissance.

Les carbonates qui constituent la lame présentent des pendages vers l'E et semblent composés de plusieurs écailles qui correspondraient à plusieurs séries relativement diversifiées, toutes cependant de caractère néritique. On observe ainsi des dolomies finicrétacées et/ou paléocènes, des calcaires éocènes coupés de lacunes dont une au moins est marquée par une bauxite et des *Microcodium*, des calcaires de l'Eocène moyen à supérieur ("faciès à Imperforés") à lits charbonneux... Ces divers faciès, dont l'agencement est complexe, sont ceux que l'on s'attend à trouver dans des régions dont l'évolution serait apparentée celle du "Domaine oriental" des Ori Valtou.

- *Les affleurements de Kaloussi-Alépokhori* correspondent à des lames carbonatées, situées également sous le front de la nappe pindique au N du Péloponnèse (Fleury, 1980, p. 118 à 124). On y observe également des carbonates paléocènes et éocènes de type néritique, coupés également par la lacune bauxitogène de l'Eocène moyen.

- *Les massifs du Lapithos, de Pylos*, au SW du Péloponnèse, et les îles plus méridionales (Fleury, 1980, p. 107-117) présentent des séries vraisemblablement continues (bien que hachées de failles) de caractère entièrement néritique, tout à fait comparables à celle du Domaine oriental des Ori Valtou.

### 3. Affleurements montrant la juxtaposition des deux types de séries

Nous examinerons trois ensembles d'affleurements, du N au S.

#### *Les massifs du Klokova et du Varassova*

Au bord N du golfe de Patras, à près de 60 km au S des Ori Valtou, ces deux massifs calcaires examinés par Fleury (1980), s'élevant chacun à près de 1 000 m au-dessus de la mer, sont séparés par un synclinal de flysch qui n'excède pas 4 km de large.

Le massif de Varassova, le plus occidental, montre une série crétacée continue du Cénomaniens (CsB1) au Campanien inférieur (CsB5) sur laquelle reposent quelques m de calcaires bréchiques, benthoplanctoniques ou franchement planctoniques du Paléocène-Eocène, recouverts par un flysch.

Le massif du Klokova présente une série puissante et relativement complète depuis le Turonien ? - Sénonien inférieur jusqu'à la base du flysch. Les faciès de plate-forme interne sont bien caractérisés au cours du Sénonien jusqu'aux "faciès d'émersion" (dolomies et calcaires de milieux confinés) du Maastrichtien - Paléocène inférieur. Par la suite, les carbonates épais de plus de 300 m, témoignent de la transgression thanétienne et de l'émersion bauxitogène de l'Eocène moyen ; les faunes variées, riches en Alvéolines, renferment des apports planctoniques extrêmement réduits.

On observe donc ici, dans la même situation relative que dans les Ori Valtou, une même partition entre un Domaine occidental, où la série post-santonienne est très incomplète, et un Domaine oriental où la série, très continue, témoigne d'une région très subsidente, protégée des influences de la haute mer.

#### *Le massif du Skolis*

Situé au NW du Péloponnèse, à près de 100 km au S des Ori Valtou, ce massif correspond à une lame étroite constituée d'un empilement d'écaillés. Il a été étudié par Fleury (1980).

Les séries constituant ces diverses écaillés sont relativement différentes les unes des autres. Les unités les plus occidentales montrent soit l'Eocène supérieur (épais de moins d'un m), soit le flysch reposant directement sur un "substratum" d'âge campanien. Vers l'E, l'unité sommitale comprend une série plus continue, jusqu'au Paléocène supérieur recouvert directement par un Eocène supérieur peu épais ; les particularités de cette série sont constituées par une brève incursion des faciès à Orbitoïdes au cours du Maastrichtien et par un Paléocène planctonique.

On n'observe donc pas ici de série de type "Domaine oriental" net mais le gradient d'évolution est bien dans le même sens que celui des Ori Valtou.

#### *L'île de Proti et le massif de Filiatra-Gargaliano*

Ces affleurements sont situés à environ 80 km au S du Skolis, soit à 170 km au S des Ori Valtou. Fleury (1980) en a résumé les principales caractéristiques.

L'île de Proti, toute proche de la côte péloponnésienne, n'est constituée que de carbonates néritiques d'âge essentiellement cénomaniens, dépourvus de tout recouvrement plus récent.

Six km à l'E, le massif de Filiatra-Gargaliano montre des carbonates du Crétacé terminal - Paléocène inférieur à "faciès d'émersion" puis des carbonates néritiques à Nummulites et Alvéolines de l'Eocène passant normalement à un flysch.

Ces exemples montrent que l'on peut envisager que cette juxtaposition des deux séries ne soit rien d'autre que l'expression de la partition dont les Ori Valtou nous ont fourni l'exemple.

Bien que l'allochtonie importante (Thiébault, 1977 ; Fleury, 1980) de ces séries laisse supposer des accidents tangentiels perturbateurs, on notera deux types de faits plutôt favorables à cette hypothèse :

- la mise à l'affleurement des carbonates cénomaniens de Proti n'est probablement pas le résultat d'une érosion récente importante puisque, comme nous l'avons vu dans les Ori Valtou, il manque toujours très peu de carbonates, là où la couverture de flysch est absente : ces carbonates massifs résistent très bien aux attaques des agents atmosphériques ;
- l'existence de calcaires à Orbitoïdes et Sidérolites dans un ensemble néritique constituant les couches les plus superficielles traversées par le sondage de Filiatra -implanté précisément entre les deux affleurements- tel que le décrit Thiébault (1980), pourrait être le témoignage d'un équivalent du "Domaine axial et occidental".

*En résumé, la partition longitudinale des Ori Valtou en deux Domaines dont l'histoire se distingue à partir du Santonien terminal - Campanien inférieur semble se retrouver tout au long de la bande d'affleurements constituant la sous-zone de Gavrovo.*

Certes, les faits sont de moins en moins aisés à interpréter au fur et à mesure que l'on s'éloigne des Ori Valtou vers le S mais au moins avons-nous pu acquérir la certitude que si l'on compare de manière "cylindrique" les diverses séries connues, par rapport à un axe joignant directement les extrémités des affleurements de la sous-zone, celles qui sont les plus occidentales présentent toujours une lacune "sénonienne" plus importante et des faciès planctoniques mieux développés que celles qui sont plus orientales. En d'autres termes, le gradient de variation de la composition des séries est partout le même que celui que montre les Ori Valtou. C'est à dire finalement que le côté occidental de la plate-forme a été partout plus perturbé que le côté oriental.

Il nous faudra donc envisager un phénomène qui aura pu se propager longitudinalement par rapport aux directions paléogéographiques et "instantanément", aux alentours de la limite Santonien-Campanien. Et nous serons conduits à imaginer un coulissage, un décrochement que tout nous invite à faire coïncider, dans son expression principale, avec la limite ("zone de faiblesse potentielle") entre la plate-forme et le bassin adjacent, c'est-à-dire le bassin Ionien.

Mais avant de conclure, nous tenterons d'identifier ses répercussions dans d'autres domaines de plate-forme.

## B. Sous-zone de Tripolitza

Cette partie de la plate-forme affleure largement en Péloponnèse, dans des fenêtres de la nappe pindique. Les faciès y sont généralement comparables à ceux de la sous-zone de Gavrovo, mais sous des épaisseurs généralement plus faibles. On dispose ici des informations procurées par Fleury (1980), Thiébault (1982), Bassias (1984) et Zambetakis-Lekkas (1988).

Les séries de type "Domaine axial et occidental" sont ici inconnues. Les séries de type "Domaine oriental" sont bien caractérisées par les faciès d'émersion finicrétacés-éopaléocènes, et les faciès à grands foraminifères benthiques paléocènes-éocènes, témoignant de diverses émergences rappelant celles qui ont été identifiées dans les Ori Valtou. Pourtant, on peut mettre en évidence des différences d'ampleur et de synchronisme de ces diverses phases.

L'invasion post-santonienne des faciès "externe" est produite dans les Ori Valtou, rappelons-le (p. 65-73), en deux temps : la première intrusion de ces faciès, d'âge santonien supérieur - campanien basal est identifiée dans le Compartiment de Triklino-Alévratha ; la seconde se développe dans le Domaine oriental au cours du Campanien, avant l'apparition de *S. calcitrapoides* et *O. macroporus*.

Dans la sous-zone de Tripolitza, deux temps peuvent également être identifiés :

- dans les régions les plus occidentales, dans les massifs du Mainalon et aux alentours de la plaine de Fénéou, Fleury (1980, fig. 45 et 49), Zambetakis-Lekkas (1988, fig. 3), signalent des niveaux bioclastiques à *Orbitoides cf. tissoti*, *S. monolateris* et premiers Rhapydioninidés qui succèdent directement à des dépôts du Campanien inférieur (CsB5) ;
- dans de nombreux gisements du Péloponnèse oriental (mais aussi au Mainalon et à Fénéou), sont signalés des faciès à *Orbitoides media*, *O. macroporus* et *Lepidorbitoides* sp. qui datent donc le Maastrichtien. Ces localités apparaissent relativement éparées au sein de régions qui restent sièges d'une sédimentation de plate-forme interne.

Ainsi, la première invasion apparaît-elle synchrone bien que les localités où on la constate soient peu nombreuses et dispersées. Au contraire, la seconde, assez bien représentée en de nombreuses localités, est clairement plus précoce dans le Domaine oriental des Ori Valtou que dans les régions orientales de la plate-forme de Tripolitza.

C'est-à-dire que même si ces phénomènes ne sont pas connus (et ne se produisent pas ?) sur une même transversale, une sorte de polarité latérale semble se dégager : des dépressions, relativement isolées au sein de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, seraient successivement créées au cours de la période campano-maastrichtienne, d'abord à l'W, puis dans des régions de plus en plus orientales. C'est-à-dire que si l'hypothèse de coulissages que nous avons précédemment posée est recevable, il semble possible d'envisager qu'ils affectent des régions de plus en plus éloignées de la limite entre plate-forme de Gavrovo-Tripolitza et bassin Ionien.

Par ailleurs, les phénomènes postérieurs au Crétacé sont représentés de manière peu significative, ou avec un décalage dans le temps par rapport à ceux des Ori Valtou :

- l'interruption de la sédimentation et l'érosion de la période finicrétacé-éopalaéocène sont mal représentées au sein de "faciès d'émersion" (dolomies de milieux confinés) évoquant ceux des régions les plus orientales de la sous-zone de Gavrovo (Domaine oriental des Ori Valtou, Klokova, Lapithos, Filiatra-Gargaliano, Pylos). La transgression thanétienne n'est pas sensible autrement que par des faciès moins confinés que les précédents ;
- l'émersion de la fin de l'Eocène moyen n'est en général marquée que par les faciès à Imperforés, mais aurait cependant laissé quelques restes de bauxite en Péloponnèse orientale (Tataris, 1964 ; Bassias, 1984) ;
- le flysch ,d'âge éocène moyen à éocène supérieur à sa base, est généralement plus précoce que dans la sous-zone de Gavrovo où son arrivée est postérieure à l'Eocène supérieur (Fleury, 1980 ; Konczak, 1989) ; mais nous avons vu (p. 173) que des pélites l'annonçaient dès l'Eocène moyen dans le Compartiment de Triklino-Alévrada.

En résumé, l'évolution est bien fondamentalement la même dans les deux sous-zones, bien que celle de Tripolitza semble présenter des échos amortis des phénomènes mieux marqués dans celle de Gavrovo. Mais ce sont les perturbations hétérochrones qui paraissent les plus intéressants :

- la migration apparente d'W en E des mouvements finicrétacés marquerait des phénomènes dont l'initiation serait produite à la marge occidentale ;
- la migration d'ensemble d'E en W de l'invasion des faciès flyschoïdes serait au contraire la marque de phénomènes d'origine orientale.

## II. PLATE-FORME PARNASSIENNE

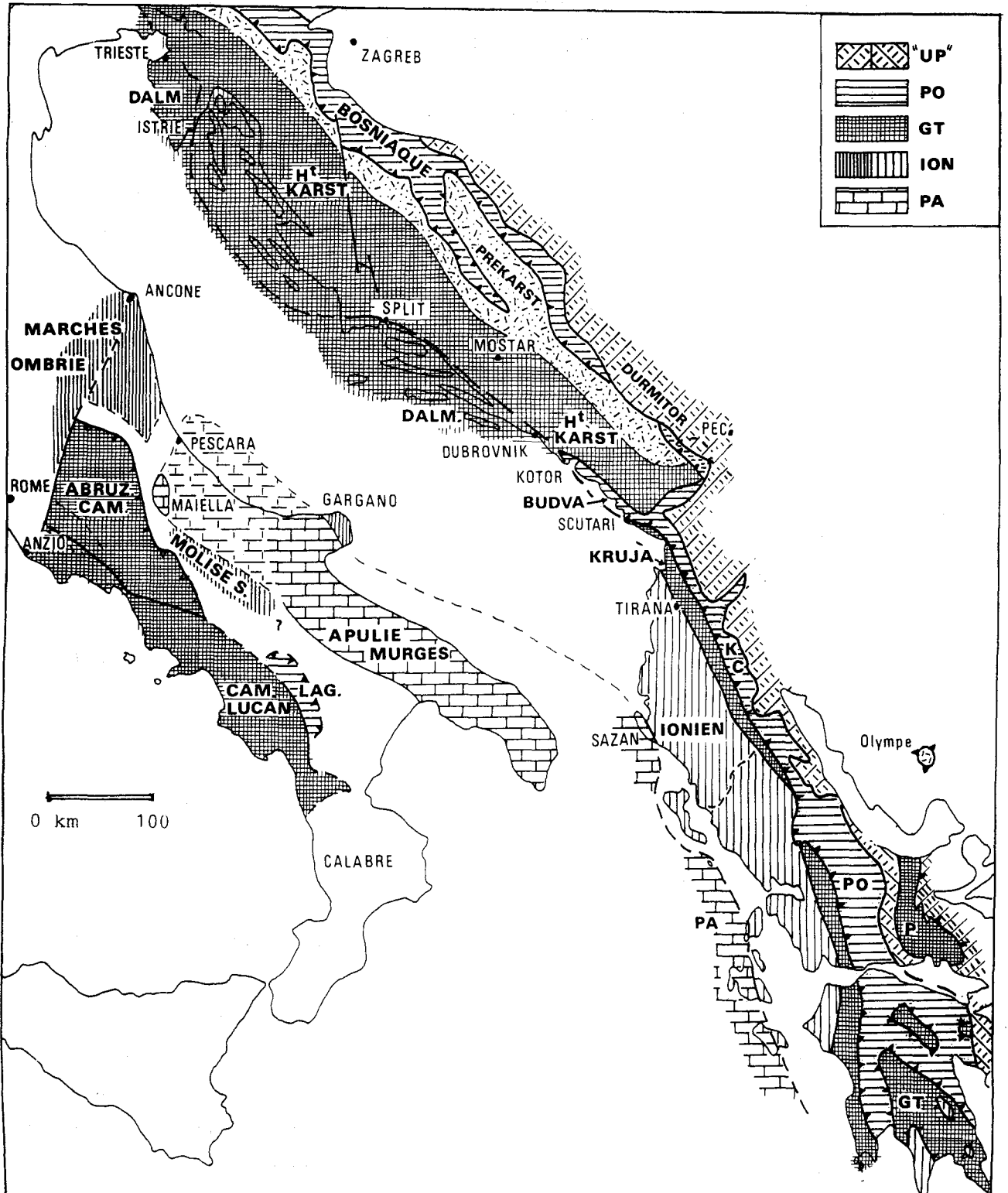
Il s'agit d'une plate-forme de petites dimensions, actuellement située au bord N du golfe de Corinthe, à l'E des affleurements de la nappe du Pinde-Olonos (fig. 2, p. 6). Les auteurs y décèlent une instabilité tectonique finicrétacée-éopalaéocène.

*Sur la plate-forme elle-même*, Caminiti (1985) distingue deux phases tectoniques, toutes deux caractérisées par des fissures, des niveaux bréchiques et des changements de faciès.

Une première phase, caractérisée par des fissures et diaclases de direction NS et N 25, provoque la création de points hauts limités par failles où s'installent des récifs à rudistes et madrépores, environnés de brèches de talus et de faciès pélagiques de type scaglia ; son âge serait campanien inférieur à moyen.

Une seconde phase, caractérisée par des directions NS, N 40, N 60 et N 130, intervient au cours de l'envasement des récifs précédents et provoque le passage de la plate-forme en profondeur, où des stromatolites ferrophosphatés se développent avec l'arrivée des sédiments terrigènes.

*Sur les bordures de la plate-forme*, ces déstabilisations sont marquées par des blocs d'origine néritique qui viennent interrompre, au Santonien-Campanien puis au Maastrichtien, une sédimentation pélagique calcaro-siliceuse (Ardaens, 1978).



**Fig. 84.-** Esquisse de la répartition des affleurements des zones externes des Hellénides, Dinarides et Apennin méridional aux alentours de la Mer Adriatique et situation des principales localités signalées dans le texte (d'après Fleury, 1980).

- PA : Plate-forme Apulienne (Italie) et Préapulienne (Iles grecques et Sazan en Albanie).
- ION : Bassin Ionien et autres bassins de signification comparable en Italie (Marches-Ombrie et Molise-Sannitico).
- GT : Plate-forme de Gavrovo-Tripolitza en Grèce et autres plates-formes de type bahamien en Grèce (P : Parnasse), en Albanie (Kruja), en Yougoslavie (Dalmate et Haut Karst) et en Italie (Campano-Abbruzienne et Campano-Lucanienne).
- PO : Bassin du Pinde-Olonos en Grèce, son prolongement en Albanie (KC : Krasta-Cukali), en Yougoslavie (Budva) et autres bassins différenciés dès le Trias, en Yougoslavie septentrionale (Bosniaque) et en Italie (Lag : Lagonegro).
- "UP" : Zones "ultra-pindiques" au sens large.

Ces phénomènes évoquent les principales phases de l'histoire finicrétacée des Ori Valtou :

- la phase intracampanienne aboutit dans les deux cas à l'installation de récifs sur des horst, qu'environnent des sédiments planctoniques auxquels s'ajoutent les produits de destruction des régions hautes. Les cassures coïncident dans les deux cas avec une même direction NS, mais divergent en ce qui concerne une autre direction (N 140 pour les Ori Valtou, N 25 pour le Parnasse) ;
- la phase finicrétacée du Parnasse, dont résulte l'effondrement de cette unité peut être le correspondant de celle qui est indiquée dans les Ori Valtou par les filons clastiques à remplissage planctonique (p. 98-100).

Les brèches environnant la plate-forme apparaissent en outre tout à fait homologues de celles qui témoignent des instabilités de la sous-zone de Gavrovo dans le bassin Ionien.

## ALBANIE

On retrouve, au delà de la frontière albanaise, c'est-à-dire à près de 100 km au N des Ori Valtou, des affleurements carbonatés de même signification, connus sous le nom de zone de Kruja. On doit à Cibaj (1987) un exposé des faits relatifs à ces affleurements, directement traduit des auteurs albanais qui les ont étudiés.

Au S de l'Albanie, deux massifs jalonnent la bordure occidentale de l'alignement des affleurements ; ils sont considérés comme marquant le passage transitionnel de la zone de Kruja à la zone Ionienne.

- Le massif de Kulmaka-Qeshibesh montre, selon les lieux, des calcaires pélagiques éocènes ou le flysch reposant directement en discordance sur les calcaires néritiques crétacés.
- Le massif de Tomori, situé plus à l'W encore, montre des faciès sénoniens à rudistes surmontés par des calcaires à Globotruncanidés vraisemblablement campaniens puis des faciès bioclastiques à *O. macroporus* et *S. calcitrapoides* ; l'Eocène, probablement incomplet, riche en Nummulites et Alvéolines, est recouvert en discordance par le flysch.

Au centre et au N de l'Albanie, plusieurs massifs montrent des séries comparables à celles du Domaine oriental des Ori Valtou. Plus précisément :

- Les massifs de Dajt-Kruje et de Tervolli présentent des faciès d'émersion finicrétacés épais et d'importantes lacunes au cours de l'Eocène ;
- Le massif de Makareshi, un peu plus occidental, présente des faciès à Orbitoides au cours du Campano-Maastrichtien et des faciès planctoniques au cours de l'Eocène.

En conclusion, même si des petites "anomalies" de détail sont sensibles (vers le S, le massif le plus occidental présente une série plus complète que celle du massif plus oriental), c'est bien un dispositif d'ensemble comparable à celui de la Grèce qui nous est encore montré.

## YOUGOSLAVIE

Deux plates-formes (Dalmate vers l'W, Haut-Karst vers l'E) sont distinguées au N de la ligne Scutari-Pec, prenant "en sandwich" la série de Budva (Krasta-Cukali en Albanie) -équivalent de celle du Pinde-Olonos par l'âge précoce de sa différenciation et ses faciès pélagiques- qui les sépare à l'affleurement sur une centaine de km. Au delà des Bouches de Kotor cependant, la "tranche de jambon" ayant disparu (fig. 84), plus rien ne distingue fondamentalement l'une de l'autre les séries de plate-forme (voir analyse *in* Fleury, 1980, p. 599-604).

Quoi qu'il en soit des solutions qui peuvent être apportées à ce problème, ce sont les évolutions "anormales" affectant ce ou ces plate(s)-forme(s) que nous examinerons.

- Dans la région de Split, Chorowicz (1977) distingue sous le nom de "sous-zone de Split" des faciès bréchiqes et planctoniques à silex du Crétacé supérieur à Eocène témoignant d'une différenciation au sein de la plate-forme. Pour Gusic et Jelaska (1990), l'île de Brac montre, au sein des séries néritiques, des passées pélagiques qui témoignent d'ouvertures, au Cénomanién puis, plus importante, au Campanien. Cette dernière trouve son écho dans des faciès récifaux et périrécifaux à Orbitoididés et Sidérolitidés développés localement dans les îles de Vis et Hvar (Blanchet, 1973) et à Peljesac (Radoicic, *in* Charvet, 1978).

- En Istrie, les bauxites étudiées par Bignot (1972) reposent sur un substrat ancien (jusqu'au Cénomanién-Turonien), témoignant ainsi d'une ou plusieurs érosions cumulées avant l'Eocène moyen.

- Dans des régions plus orientales, au sein du Haut-Karst, d'autres dépressions sont ouvertes au Crétacé supérieur, telles que celle de l'"Unité Cabulja - Raska Gora - Podvelez" au niveau de Mostar (Charvet, 1978), "Zeta - Krstac furrow" entre Titograd et Mostar (Radoicic, 1981) et "Trieste - Komen plateau" (Ogorelec *et al.*, 1987).

- Les bordures orientales du Haut-Karst comportent encore les traces de profondes érosions et de bauxitisations ("bourrelet karstique", Cadet, 1976) et des décharges de matériel bréchiqes sur le talus prékarstique (Cadet, 1976 ; Charvet, 1978 ; Cousin, 1981).

Ces domaines de plate-forme qui restent fondamentalement dans l'ambiance néritique jusqu'au cours de l'Eocène moyen ou supérieur montrent donc, au Crétacé supérieur, la différenciation de dépressions, toutes longitudinales, qui évoquent bien les phénomènes connus en Grèce, avec cette nuance que la perturbation cénomaniénne paraît ici plus importante que ce qu'elle est en Grèce où seule une bauxite dans le massif parnassien (Celet, 1962) et une recrudescence des faciès d'émersion est enregistrée dans la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (Fleury, 1980 ; Zambetakis-Lekkas *et al.*, 1988).

Si aucune homologie de détail ne semble devoir être recherchée en raison de la disparité dans les dimensions des affleurements, on notera cependant les analogies d'ensemble suivantes.





- La dépression connue à la côte Dalmate ("sous-zone de Split") peut évoquer celle des Ori Valtou ("Domaine oriental"), bien que cette dernière soit plus tardivement créée et que celle de Dalmatie soit environnée de séries témoignant d'une sédimentation néritique continue.

- Les dépressions situées dans le Haut-Karst peuvent aussi bien être considérées comme comparables aux régions effondrées du Parnasse qu'à d'éventuelles dépressions intra-tripolitiennes dont pourraient témoigner les séries de type "Mangassa" identifiées en Péloponnèse (Lekkas et Zambétakis-Lekkas, 1980 ; Bassias, 1984).

Quoi qu'il en soit, nous avons bien identifié dans les Dinarides externes des phénomènes qui, pour être plus précoces (ou plutôt mieux marqués dans leur phase précoce ?), évoquent précisément les perturbations du Crétacé supérieur des Ori Valtou. Plus encore que l'âge de ces perturbations, c'est l'orientation toujours sensiblement longitudinale des différenciations créées qui paraissent significative d'une communauté d'origine, et donc la traduction d'un même mouvement d'ensemble.

## ITALIE

Une organisation de type bahamien serait susceptible d'illustrer la complexité des plates-formes de l'Apennin méridional qui, d'après les reconstitutions de Clermonté (1982) et Pieri et Mattavelli (1986), seraient pénétrées de profonds sillons. Depuis la plate-forme gargano-apulienne, en bordure du bassin ionien jusqu'à la plate-forme campano-lucanienne, en passant par la plate-forme campano-abruzzienne (fig. 84), toutes témoignent d'une notable instabilité au cours du Crétacé supérieur ; cette instabilité est exprimée par une fracturation des marges, provoquant une invasion des faciès "externes", récifaux à périrécifaux et de fortes décharges bréchiques et bioclastiques vers les bassins environnants (Crescenti *et al.*, 1969 ; Colacicchi *et al.*, 1978 ; Praturlon et Sirna, 1976 ; Renaud, 1983 ; Accarie, 1987).

La bordure adriatique (ou plutôt ionienne, si l'on considère la paléogéographie de la plate-forme gargano-apulienne), a été récemment étudiée par Borgomano (1987). Cet auteur reconnaît une succession d'épisodes d'instabilité selon la séquence suivante :

- des épisodes de l'Aptien au Cénomanién inférieur puis au Turonien inférieur ou moyen provoquent le recul d'une marge selon une direction dominante N 120 à N 140 ;
- un épisode intracampanien conduit à la fragmentation de la plate-forme en une mosaïque de zones hautes occupées par des récifs à rudistes et de zones basses où des calcaires bioclastiques s'accumulent jusqu'au cours du Maastrichtien ; cette mosaïque est délimitée par un réseau d'accidents de directions N 90 à N 140 ;
- un épisode d'âge maastrichtien supérieur - paléocène est responsable du décapage d'une partie des dépôts antérieurs et de la discordance angulaire des dépôts éocènes ("formation de Peschicci").

Dans le massif de la Maiella, situé à la possible bordure septentrionale de la même plate-forme, Accarie (1987) reconnaît une paléopente probablement ancienne, transformée au cours de la période



Albien-Cénomarien en un talus aux pentes accentuées, sous l'influence de failles d'orientation E - W. Combinées avec des accidents d'orientation N 160 - N 170, ces failles entretiennent une instabilité du talus pendant tout le Crétacé supérieur, qui culmine au Paléocène ; l'influence des failles N 160 - N 170 est alors prépondérante. L'Eocène moyen marque une tendance nettement transgressive.

La plate-forme campano-lucanienne montre également des phénomènes de même type. Selon Carbone et Sima (1981), une bordure récifale de direction NNW-SSE, installée au Cénomarien, migre de plus de 100 km vers l'intérieur de la plate-forme, au cours du Turonien-Sénonien ; sa disparition se produit au cours du Maastrichtien-Paléocène.

Ainsi, ces plates-formes connaissent une histoire crétacée et tertiaire apparentée à celles de Grèce. Comme dans les Dinarides, la déstabilisation "médiocrétacée" apparaît mieux marquée que dans les Hellénides. Pour les phases plus récentes, les directions N 120-140 à N 160-170, c'est-à-dire grossièrement parallèles aux directions actuelles et à celle que l'on attribue au bassin Ionien (Dercourt *et al.*, 1985) paraissent communes à ces régions. Une orientation transverse, parfois dominante et relativement ancienne en Italie (Maiella), trouve un équivalent possible dans divers accidents repérés dans les Ori Valtou, à des périodes variées : celui d'Alévratha, supposé avoir permis l'individualisation du compartiment de Triklino-Alévratha serait le plus important et le plus ancien de cette famille mais on ne peut rien savoir de son histoire antérieure à son premier jeu, vraisemblablement finisantonien.

*En conclusion, une instabilité au cours du Crétacé supérieur - Paléocène est commune aux trois régions périadriatiques qui viennent d'être sommairement examinées. Plus encore qu'une certaine coïncidence des dates des phases d'instabilité, qui pourrait être beaucoup nuancée, c'est l'orientation commune d'une partie des accidents, parmi les plus importants, produits au cours de cette période, qui attire l'attention. Elle semble impliquer une certaine homogénéité de la déformation sur l'ensemble des plates-formes périadriatiques. Nous devons rechercher un contexte géodynamique permettant de rendre compte de cette homogénéité, en même temps que des particularités de l'histoire des Ori Valtou.*

## CHAPITRE II

### L'EVOLUTION DE LA PLATE-FORME DES ORI VALTOU, CONSEQUENCE DE LA CONVERGENCE AFRIQUE-EURASIE

#### I. SUR LA SIGNIFICATION DE LA LACUNE CARACTERISANT LA PARTIE OCCIDENTALE ("DOMAINE AXIAL ET OCCIDENTAL") DES ORI VALTOU

Parmi les problèmes soulevés par cette étude, le plus difficile à résoudre nous est apparu d'emblée et a déterminé notre plan. Il s'agit de celui que pose la lacune située entre un "substratum" antécampaen et les sédiments finicrétacés à oligocènes de la partie occidentale du massif. Les données brutes ont été présentées dès la fig. 8, p. 20, et chemin faisant, diverses précisions de détail ont été récoltées. Nous établirons ici les données et les contraintes auxquelles doit satisfaire toute tentative d'explication.

**L'importance de la lacune** est clairement décroissante d'W en E, c'est-à-dire que la période comprise entre les deux branches de la "fourchette" est toujours d'importance décroissante dans ce sens (fig. 8, p. 20).

On notera que les deux variables ne participent pas de même manière à cette évolution : c'est l'âge des couches supérieures du "substratum" qui donne sa logique à l'ensemble, alors que l'âge des dépôts superposés est essentiellement variable. L'âge des dépôts superposés varie donc en fonction d'éléments perturbateurs qui n'affectent pas la genèse de la surface supérieure du "substratum". Comme ces éléments perturbateurs sont évidemment constitués par les diverses générations de failles isolant des blocs successivement transgressés, c'est que la surface supérieure du "substratum" était constituée avant le jeu de ces failles.

**L'existence de la lacune** pourrait être liée à une absence de sédimentation :

On sait que les variations eustatiques globales évoluent plutôt dans un sens contraire à celui de nos observations : le Crétacé dans son ensemble correspond à une élévation du niveau marin, puis à un abaissement final. Localement, c'est précisément au cours du Maastrichtien que la sédimentation reprend sur une partie du massif.

Une élévation tectonique progressive, plus forte et plus précoce à l'W qu'à l'E de la partie occidentale du massif pendant une période d'environ 40 MA apparaît tout aussi peu probable étant donné la largeur très faible (5 km au maximum) de la bande où s'observe la lacune.

Enfin, les couches observables ne témoignent d'aucune variation latérale du faciès ou des peuplements susceptible d'indiquer des lignes de rivages ou des faciès de bordure de plate-forme sur l'aire du massif. En outre, ces faciès locaux sont les mêmes et témoignent des mêmes tendances d'ensemble que partout, à âges égaux, sur la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (voir p. 33).

Il n'existe donc aucune raison de penser que l'origine de la lacune soit sédimentaire.

**Une ablation de sédiments** antérieurement déposés semble impliquée par la réponse négative qui vient d'être donnée à l'éventualité précédente. En outre, la présence de brèches constituées de matériel néritique -tout à fait de type "Gavrovo"- dans les sédiments du bassin Ionien et du bassin du Pindel-Onos nous invitent à rechercher, dans la plate-forme intercalée, les phénomènes ayant engendré la mobilisation de ce matériel.

**L'âge du début de cette ablation** peut donc, en principe, nous être donné à la fois par la plus étroite "fourchette" qui soit observable sur l'aire des Ori Valtou et par l'âge des premières brèches observées en zone lonienne. Pour l'instant, l'incertitude est encore importante dans les deux cas.

Sur le Domaine axial et occidental des Ori Valtou, la plus étroite fourchette peut-être appréciée par la confrontation d'affleurements où l'on observe d'une part (coupe I1, fig. 8, p. 20 et p. 26) le Turonien à Santonien inférieur ("CsB3-4") directement surmonté par le Maastrichtien supérieur ("CsB7") et d'autre part (coup F, fig. 8, p. 20 et p. 25) où le Cénomano-turonien ("CsB3" ?) est directement surmonté par le Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur ("CsB6"). La période serait donc comprise entre un Turonien - Sénonien inférieur et un Maastrichtien inférieur.

En zone lonienne, IGRS-IFP (1966) évoque un "Sénonien inférieur" dans les calcaires de Vigla et le "Sénonien supérieur" (Campanien-Maastrichtien) dans les calcaires microbréchiques superposés. Pitsikas *et al.* (1988) datent le Santonien avant l'apparition des brèches. Accarie et Fleury (communication personnelle) ont observé le caractère très soudain de l'arrivée des premières brèches mais ne datent que le Coniacien à Santonien sous les brèches et le Campanien-Maastrichtien en leur sein.

L'imprécision de ces données peut être palliée par l'évolution d'une autre partie du massif. Si l'on admet que le changement vertical de faciès entre le "membre micritique" et le "membre bioclastique" (fig. 33, p. 68-69) peut être un écho du phénomène ayant provoqué l'ablation, celui-ci peut être d'âge soit santonien supérieur à campanien basal si l'on se fonde sur l'évolution du Compartiment de Triklino-Alévrada, soit correspondre au Campanien inférieur si l'on accorde la priorité aux données provenant de la région la plus proche ("Séries externes" du "Domaine oriental").

**Le processus d'ablation** constitue le cœur de l'énigme.

La présence des brèches de la zone lonienne, constituées d'un matériel de provenance clairement "gavroviennne" (IGRS-IFP, 1966, p. 89 ; Fleury, 1980, p. 38) témoigne que l'ablation résulte, au moins en partie, d'une érosion mécanique entretenue depuis le Santonien supérieur - Campanien inférieur jusqu'à la fin de la sédimentation carbonatée en zone lonienne, c'est-à-dire à l'Eocène terminal.

Pourtant, les observations effectuées sur l'aire des Ori Valtou ne corroborent pas cet indubitable phénomène d'ensemble.

- La morphologie de la surface supérieure du "substratum", telle qu'on l'observe là où elle est fossilisée par les dépôts ultérieurs, ne porte la trace ni d'érosion mécanique, ni d'altération chimique. Ainsi, on a noté sur diverses coupes ("A2, p. 81-84 ; "A4", p. 86-87 ; "A5", p. 88-90 ; "B1", p. 93-96 ; "A1", p. 145-146), à chaque fois qu'on a pu observer cette surface dans de bonnes conditions, son aspect tranché, dépourvu de toute irrégularité ; à la limite même, seuls les fossiles nous ont permis de mettre en évidence la lacune ("A1", p. 75-80).

- L'âge le plus ancien vers l'W des couches constituant le "substratum" serait la marque d'une érosion plus profonde à l'W qu'à l'E, c'est-à-dire que la bordure occidentale du massif aurait été plus élevée que les régions plus orientales. Dans ces conditions, une partie au moins du matériel arraché aux plus forts reliefs aurait dû s'épandre et s'ajouter aux sédiments déposés dans les régions plus orientales, ce qui ne s'observe pas. Certes, un dispositif faillé en "marches d'escalier" pourrait avoir retenu ces éléments dans des paliers intermédiaires mais la progressivité de l'âge des couches supérieures du "substratum" ne semble pas compatible avec ces failles supposées.

En résumé, la question posée au début de ce travail peut se résumer à ce qui suit.

- On connaît, à l'extérieur du massif, des débris qui proviennent très vraisemblablement du massif lui-même ou de régions proches dans la même plate-forme ;

- On ne trouve, sur le massif lui-même, aucune trace tangible des processus d'érosion qui devraient avoir marqué l'étape intermédiaire entre les roches en place et les roches remaniées dans les bassins.

Il nous faudra donc tenter de rendre compte de ce dilemme en cherchant ce qui pourrait avoir provoqué une ablation sans érosion. C'est du côté de la tectonique que nous nous tournerons, en admettant que suite à quelque fort basculement, des glissements ont pu affecter la tranche superficielle bien stratifiée de l'ensemble carbonaté.

## II. LA STRUCTURE DU MASSIF : UNE ACQUISITION PROGRESSIVE AU COURS DE L'EVOLUTION POST-SANTONNIENNE

Un schéma structural de l'ensemble du massif (fig. 85) montre une nette prédominance d'accidents longitudinaux (N 140 à N 160) combinés à des directions sensiblement transverses, comprises entre N 50 et N 100.

Les failles, subverticales dans leur grande majorité, traduisent un jeu normal dans l'état actuel. Les miroirs, souvent visibles, ne comportent ordinairement pas de stries, à deux exceptions près :

- la faille d'Alévratha qui limite le massif à son extrémité S comporte des stries plongeant de 45° vers le SW, traduisant un jeu dextre ;
- la faille qui limite au N le graben de flysch de Ay. Marina comporte des stries traduisant un jeu horizontal dextre.

Des accidents inverses s'observent à la bordure occidentale du massif et dans le "Domaine oriental".

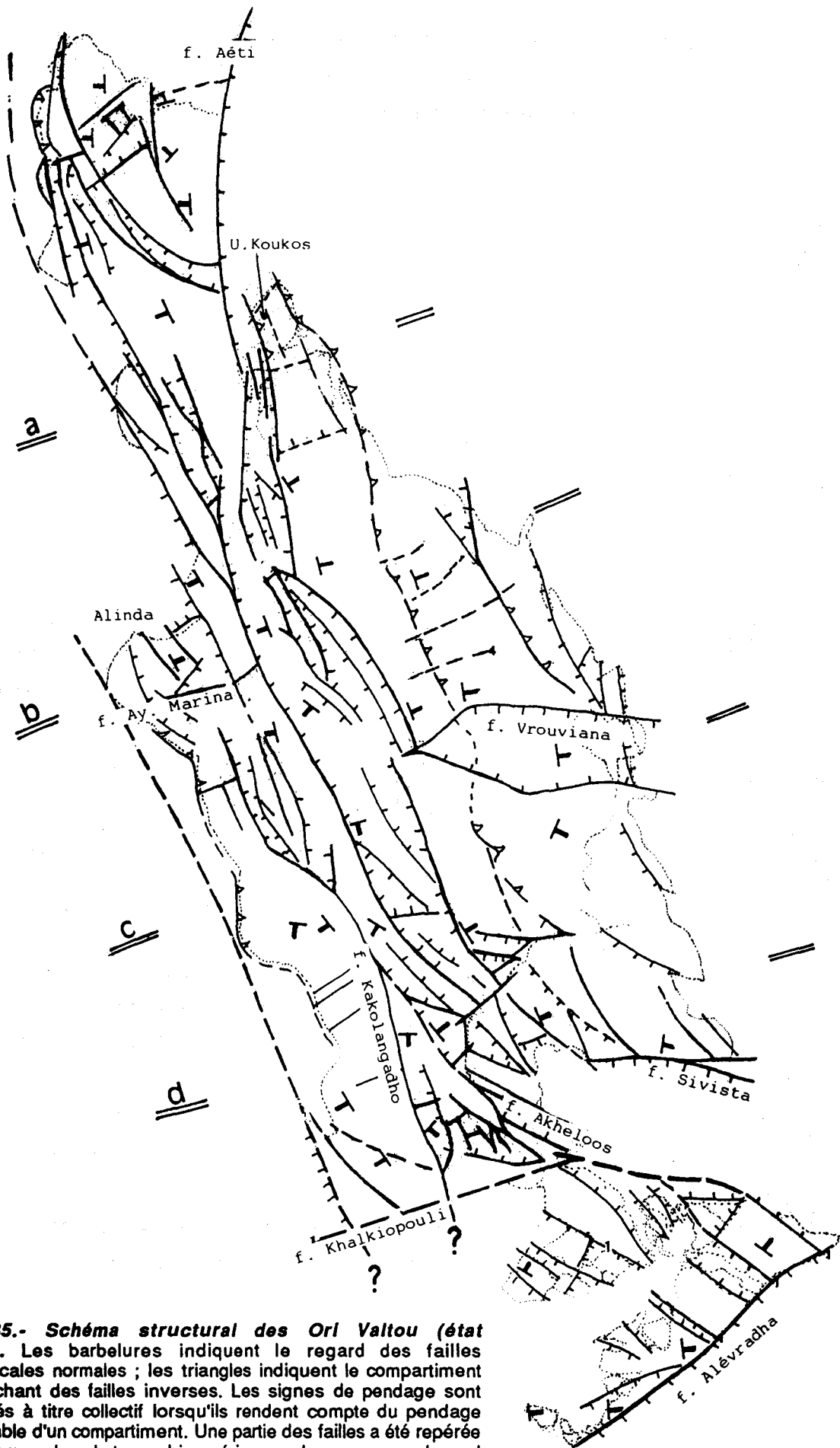
Vers l'W, le pied des falaises qui constituent le flanc occidental du massif montre, en plusieurs localités, les masses carbonatées recouvrant le flysch par l'intermédiaire d'un contact subhorizontal.

Dans le Domaine oriental, on peut identifier trois accidents :

- l'un est marqué au S de Mégalokhari par le recouvrement du flysch par la masse carbonatée de l'Unité de Koukos (p. 126-127) ;
- un autre, affectant la masse calcaire elle-même est disposé en relais du précédent et semble se développer -malgré une interruption apparente au niveau de Vrouviana- jusqu'à la cluse de l'Akheloos, au niveau de Perdikaki, c'est-à-dire sur une dizaine de km ;
- un autre encore, plus oriental, provoque le redoublement de la série paléocène-éocène entre Avlaki et Vrouviana.

A la suite d'examen précis menés dans le but de rechercher les causes de la juxtaposition des deux moitiés du massif, il paraît extrêmement peu probable que d'autres accidents inverses importants puissent exister. La seule possibilité consisterait en un complet escamotage d'un tel accident par les grandes failles normales longitudinales, mais aucun indice n'en a été décelé.

La structure actuelle peut donc paraître au premier abord le simple résultat d'une phase de structuration tangentielle, probablement contemporaine de la mise en place du massif, au cours de l'"Oligocène 3 - Miocène inférieur 1" (Fleury, 1980, p. 457) et d'une phase distensive plus récente. Mais nous avons précédemment montré que beaucoup de ces failles ont eu des jeux bien antérieurs et c'est ce que nous analyserons plus loin. Nous nous consacrerons pour l'instant à examiner la distribution des pendages sur l'aire du massif.



**Fig. 85.- Schéma structural des Ori Valtou (état actuel).** Les barbelures indiquent le regard des failles subverticales normales ; les triangles indiquent le compartiment chevauchant des failles inverses. Les signes de pendage sont employés à titre collectif lorsqu'ils rendent compte du pendage d'ensemble d'un compartiment. Une partie des failles a été repérée par l'examen des photographies aériennes. Les coupes a, b, c, d de la fig. 86 sont situées.

### 1. La distribution des pendages des carbonates : un anticlinal "récent" ou une acquisition très ancienne ?

L'examen des fig. 85 et 86 montre que -en faisant abstraction du Compartiment de Triklino-Alévrada qui participe probablement à un autre ensemble- l'apparence est celle d'un lourd anticlinal dont des failles longitudinales provoquent l'effondrement de la voûte.

Une telle structure peut être contemporaine de la mise en place du massif ou éventuellement encore résulter, plus récemment, d'un basculement des masses bordières occidentales reposant sur le flysch ; un basculement d'ensemble vers l'W aurait pu dégager un espace permettant la création de la dépression topographique axiale (voir fig. 4, p. 14 et fig. 86).

Pourtant, il est remarquable que les deux flancs de cet anticlinal correspondent grosso-modo aux deux grands Domaines que la paléogéographie nous a conduit à distinguer ; c'est ce que montre la fig. 87 où, pour la simple commodité de l'exposé, on a confronté les failles supposées de la période Santonien supérieur - Campanien inférieur et les pendages actuels. Si l'on excepte les dépressions à faciès bioclastiques, on peut résumer la situation dans les termes suivants :

- La région située à l'E de l'alignement des accidents longitudinaux correspond toute entière au Domaine oriental dépourvu de perturbations au cours du Crétacé. Elle est actuellement toute entière affectée par des pendages orientés à l'E, de valeurs sensiblement homogènes, comprises entre 20 et 30°.

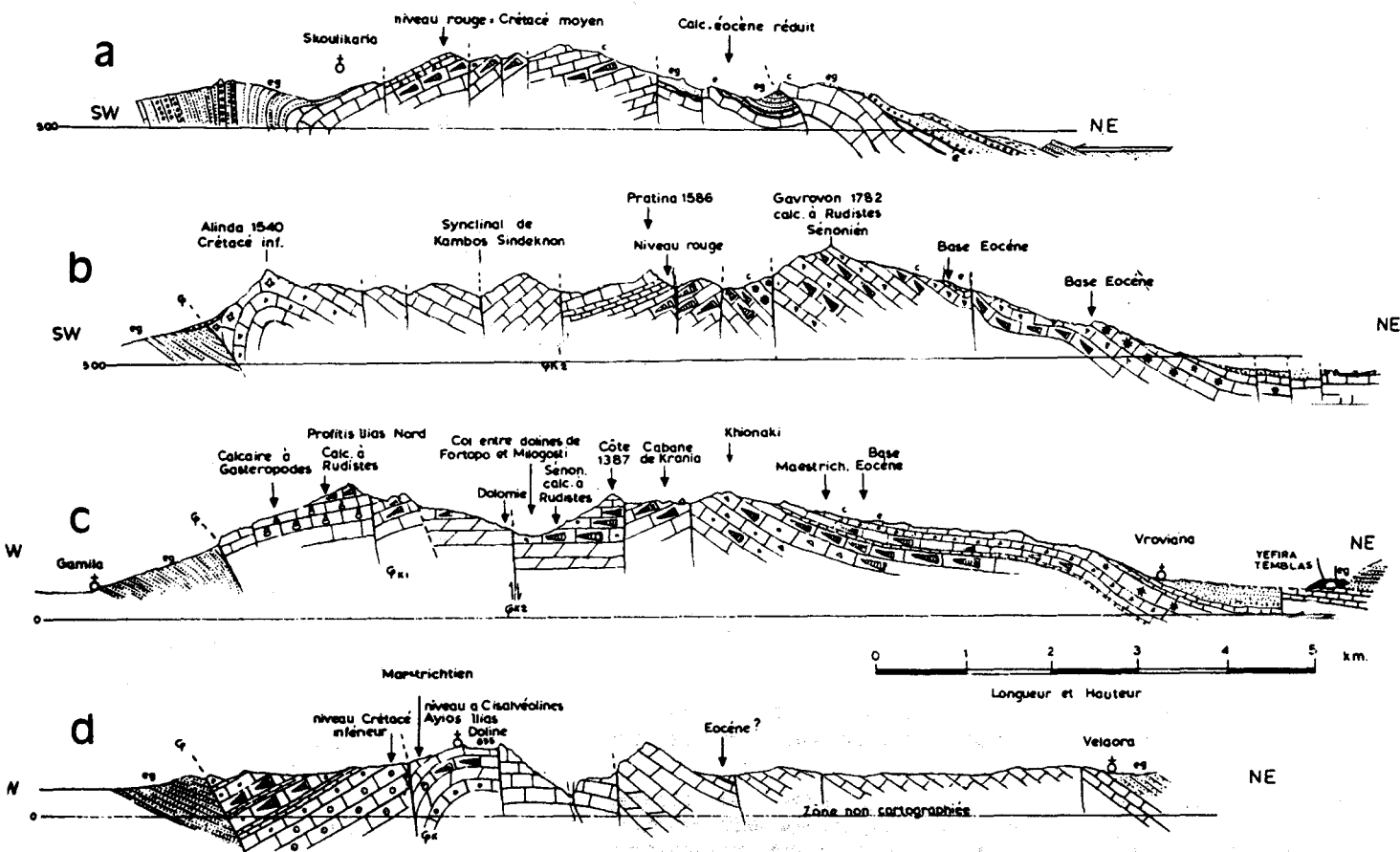
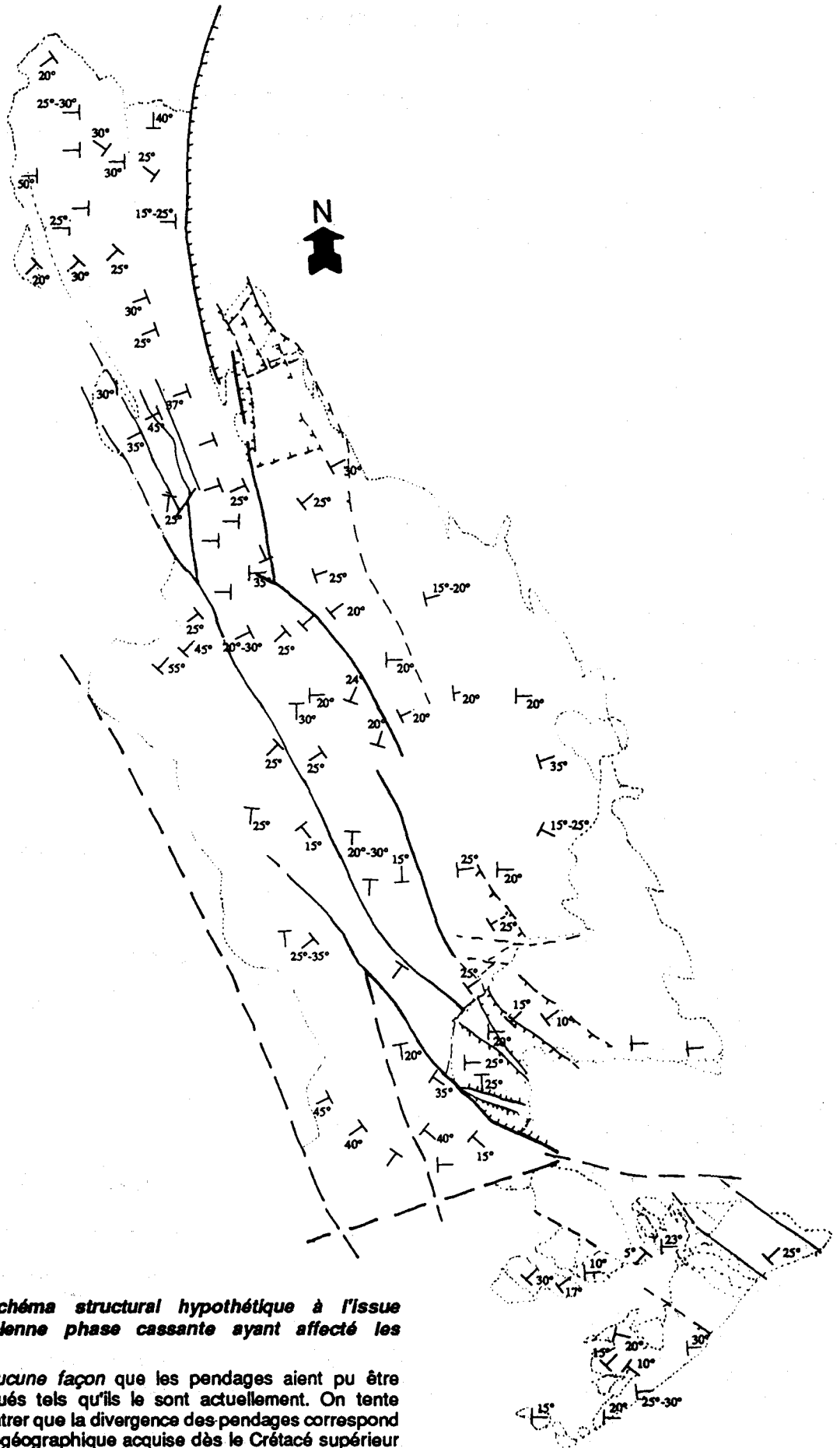


Fig. 86.- Coupes en série des Ori Valtou (d'après IGRS-IFP, 1966, fig. 55). La structure anticlinale et la dépression topographique axiale sont mises en évidence (coupes situées sur fig. 85).



**Fig. 87.- Un schéma structural hypothétique à l'issue de la plus ancienne phase cassante ayant affecté les Orli Valtou.**

On n'admet en aucune façon que les pendages aient pu être exactement distribués tels qu'ils le sont actuellement. On tente simplement de montrer que la divergence des pendages correspond à l'opposition paléogéographique acquise dès le Crétacé supérieur entre les deux moitiés du massif, de part et d'autre des plus anciennes failles.



- La région située à l'W de l'alignement des accidents correspond toute entière au Domaine axial et occidental privé d'une partie plus ou moins importante de ses dépôts anté-campaniens. Les pendages, toujours supérieurs à 20°, y sont orientés vers l'W ou le SW. Certaines exceptions sont cependant notables :

- aux deux extrémités du massif, les pendages semblent plutôt orientés comme sur des terminaisons périclinales, ce qui est vraisemblablement fallacieux puisque le massif se poursuit au delà de la faille de Khalkiopoulos au S et se trouve probablement superposé au flysch au N ;
- dans le massif de l'Alindha (coupe b, fig. 86), les pendages très forts (~ 50°), sont orientés vers l'E et s'opposent brutalement au monoclinal plus oriental.

Ces particularités constituent des difficultés opposables également à toutes les conceptions structurales de l'ensemble du massif, qu'on ne saurait résoudre sans une étude particulière ; mais on notera que ces trois régions bordières peuvent avoir été désolidarisées par un glissement plus ou moins important sur le flysch chevauché.

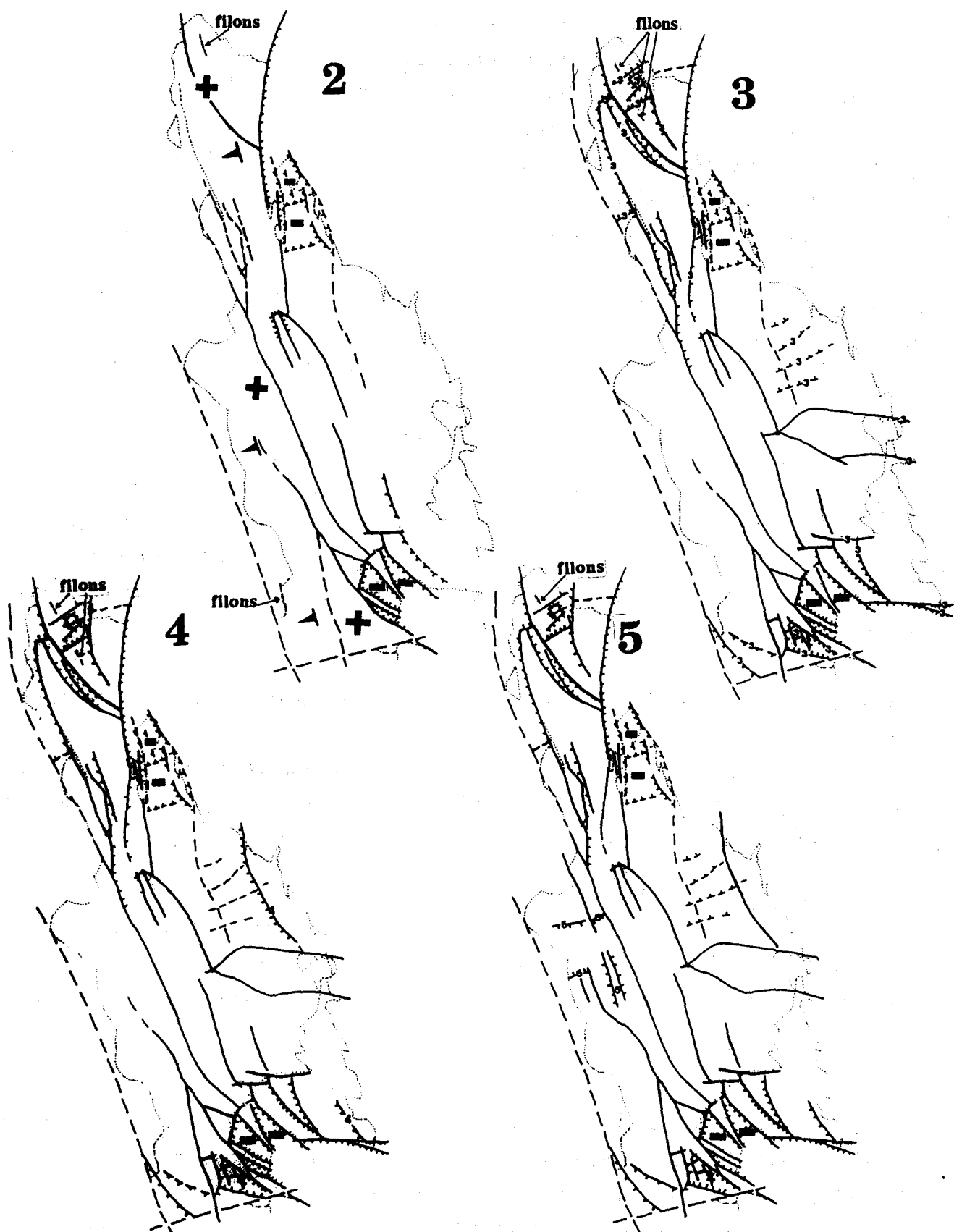
A ces réserves près, il reste qu'une possibilité existe pour que la divergence des pendages des compartiments séparés par les accidents crétacés ait été acquise dès cette époque. Mais cela n'enlève pas sa vraisemblance à la conception "classique" d'un anticlinal à voûte effondrée, puisque dans les deux types de solution, la dépression susceptible d'avoir accommodé un basculement vers l'W est identifiée. Cet argument inclinerait même à penser que les deux phénomènes auraient pu cumuler leurs effets pour permettre un basculement relatif atteignant entre 40 et 60°.

## **2. L'acquisition de la structure faillée : des jeux et des rejeux au cours de plusieurs phases**

Comme il a été dit et illustré au cours de la Deuxième partie de ce travail, le jeu ancien de nombreuses failles actuelles est mis en évidence par la constitution des diverses générations de dépôts qu'elles séparent. Nous sommes en mesure de distinguer plusieurs phases (fig. 88).

*La phase 1*, d'âge santonien supérieur à campanien basal, ne nous est connue que par l'âge précoce du "membre bioclastique" dans le Compartiment de Triklino-Alévrada (fig. 33, p. 68). On ne sait rien de ce dont cette variation de faciès est l'écho mais l'on peut admettre que la faille de Khalkiopoulos limitant ce compartiment au N et des failles transverses assumant l'approfondissement vers l'W aient alors effectué leur premier jeu.

*La phase 2* (fig. 88a) est comprise dans l'intervalle Campanien inférieur sommital - Campanien supérieur. Sa plus claire manifestation est constituée par le début du dépôt du "membre bioclastique" dans le Domaine oriental qui semble se produire au cours du Campanien inférieur sommital. Bien que les arguments précis nous manquent, tout nous porte à admettre que c'est à la même époque que se constitue le grand alignement de failles longitudinales permettant le découplage des deux moitiés du massif et en particulier l'ablation de sa partie occidentale. C'est encore probablement à la même époque que les trois blocs découpés dans le Domaine axial et occidental s'individualisent. La fig. 53B, p. 106, donne une illustration de l'état du massif à l'issue de cette phase. Il est probable que les diverses manifestations n'en sont pas exactement contemporaines mais les arguments précis nous manquent pour en discuter.



**Fig. 88.- Phases de création des différentes lignes de fractures affectant les Ori Valtou au cours des périodes Campanien inférieur sommital - Campanien supérieur (2), Paléocène supérieur (3), Eocène moyen (4) et Eocène supérieur (5).**

Le regard des failles est indiqué par des barbelures. Les fractures nouvellement créées comportent le numéro de la phase correspondante ; celles qui jouent sont simplement indiquées par la reproduction du dessin de la phase précédente. Les incertitudes sont marquées par des lignes interrompues. Les filons clastiques sont signalés par l'expression "filons" ; ceux de la phase "2" sont d'âge maastrichtien supérieur ("2bis"). Pour la phase "2", les signes + et - indiquent les compartiments respectivement élevés et abaissés et les flèches le sens du basculement supposé.

Une "phase 2bis" doit être signalée, bien qu'elle ne soit connue que par des manifestations discrètes, telles que des filons sédimentaire à remplissage planctonique finicrétacé en de rares localités (p. 98-100).

L'émersion généralisée de la période finicrétacée-éopaléocène ne semble être que la conséquence de phénomènes d'ordre eustatique puisque des récifs du Paléocène "inférieur" viendront s'installer là où des récifs maastrichtiens étaient situés.

*Une phase 3 précède et/ou accompagne la transgression thanétienne d'origine eustatique. Elle consiste principalement (fig. 82A, p. 182) en une réactivation des accidents longitudinaux et connexes, tels que ceux qui isolent le bloc septentrional du bloc médian au N du Domaine axial et occidental et ceux du secteur externe du Domaine oriental ; une complexité de détail plus grande résulte de la fragmentation des compartiments adjacents. Plus originaux sont des accidents transverses de direction sensiblement E-W affectant le Domaine oriental (discontinuités de Vrouviana et Sivista) et des failles N 60 qui paraissent propres au Domaine axial et occidental, mais ne sont pas sans rappeler celles qui, depuis longtemps, isolent le compartiment de Triklino-Alévratha.*

*Une phase 4, produite au cours de l'Eocène moyen (fig. 82B, p. 184), n'est représentée de manière évidente que par le jeu de failles parallèles aux "accidents longitudinaux" des phases précédentes, développées dans les régions les plus orientales (limite des secteurs "interne" et "intermédiaire-interne" du Domaine oriental). A l'extrême N du massif, l'existence de filons clastiques à remplissage planctonique montre que des cassures s'y sont également produites ; on n'a pas de raison de penser que leurs directions aient été différentes de celles des générations précédentes. La submersion de blocs jusque là émergés peut aussi bien être liée à de nouveaux jeux de cassures qu'aux effets d'une transgression (eustatique ou liée à la subsidence).*

*Une phase 5 est tout à fait ténue, seulement marquée par des failles affectant le bloc méridional du Domaine axial et occidental (fig. 82C, p. 186). L'absence de dépôts antérieurs dans cette région empêche d'assurer que ces failles n'aient pas eu de rejets plus anciens ; elles affectent d'ailleurs des directions dépourvues d'originalité. La submersion de la presque totalité du massif peut laisser supposer aussi bien une transgression eustatique que de nouveaux rejets du réseau antérieurement constitué.*

*En conclusion, il est clair que c'est bien au cours du Crétacé supérieur que l'essentiel du bouleversement a eu lieu ; les phases suivantes apparaissent comme des "répliques", non sans importance -en combinaison avec les variations eustatiques- par les modifications de la paléogéographie qui les accompagnent, mais héritières en grande partie des directions précédemment acquises. C'est donc sur le phénomène crétaqué que portera la tentative d'établissement du modèle géodynamique qui suit.*

### III. UNE HYPOTHESE SUR LES CAUSES DE L'EVOLUTION FINICRETACEE DE L'AIRE DES ORI VALTOU

A l'issue de l'analyse précédente, il nous incombe de rechercher les causes géodynamiques du bouleversement finicrétacé qui a marqué si profondément l'histoire de la plate-forme.

#### 1. Le contexte géodynamique téthysien

Sans chercher à rendre ainsi compte de l'histoire de toutes les plates-formes adriatico-égéennes, nous rappellerons que bien des traits communs de leur évolution incitent à rechercher, dans l'évolution générale du domaine téthysien, le moteur de l'évolution locale.

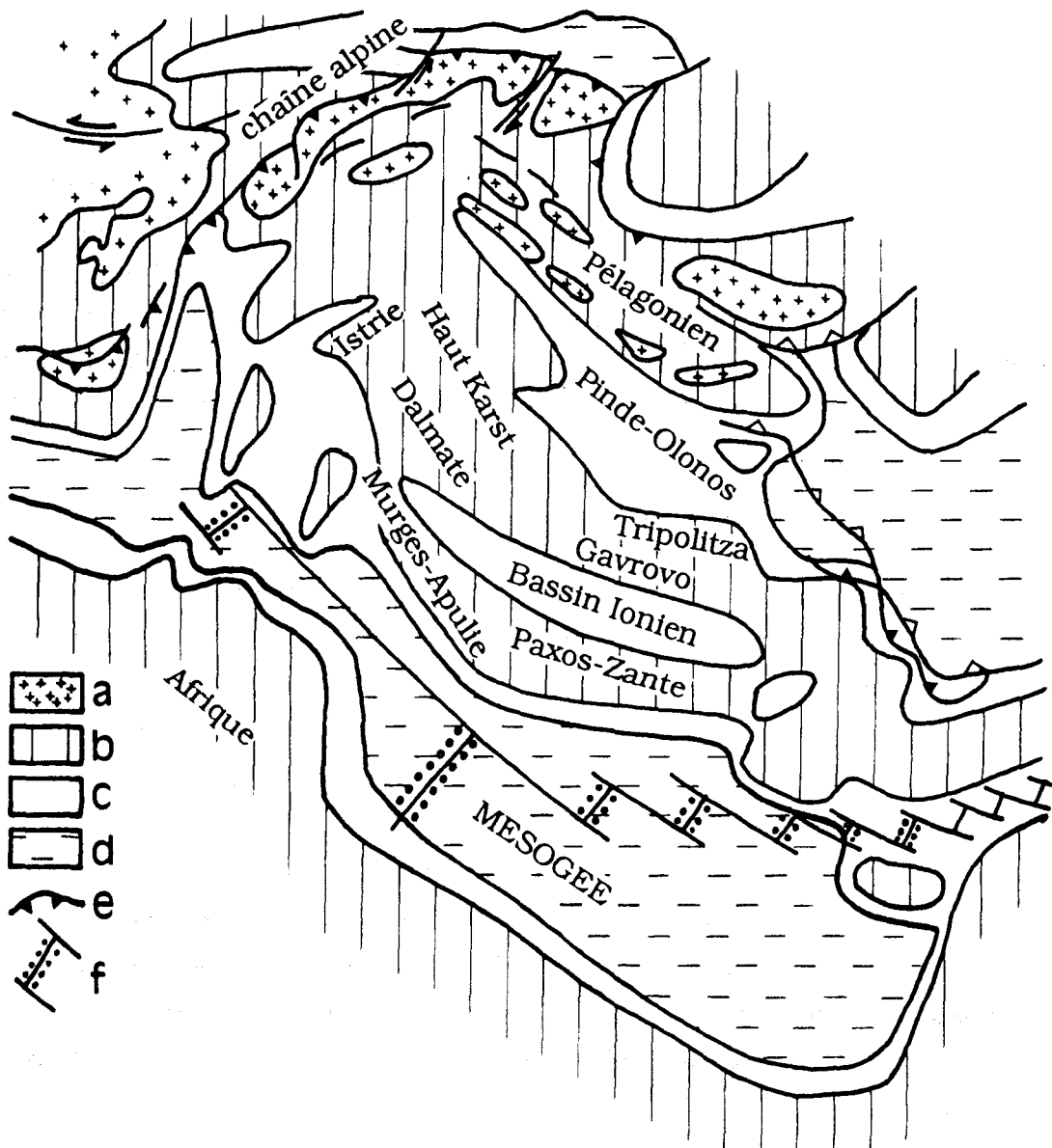


Fig. 89.- Organisation paléogéographique et structurale des alentours de la plaque apulienne au cours de la période Santonien-Campanien (80 MA), d'après Dercourt et al. (1985).

a : terres émergées ; b : croûte continentale épaisse ; c : croûte continentale amincie ; d : croûte océanique ; e : charriage ; f. dorsale active et faille transformante

Ce cadre peut être recherché dans des documents synthétiques tels que nous proposons Dercourt *et al.* (1985). La carte de l'époque "Santonien-Campanien (80 Ma)" nous montre, aux alentours de notre plate-forme (fig. 89), un ensemble de domaines orientés parallèlement entre eux qui sont le domaine océanique baptisé "Mésogée", isolant l'Afrique de la plaque Apulie, une plate-forme Murges-Apulie-Paxos-Zanthe, le bassin Ionien, la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, le bassin du Pinde-Olonos et le domaine Pélagonien structuré. Cet ensemble est entré en collision avec l'Europe ce qui provoque des charriages vers le N, déjà commencés vers le milieu du Crétacé et qui se poursuivront encore longtemps. Il est clair que c'est dans cette collision que nous devons rechercher la source d'énergie susceptible d'avoir pu propager des mouvements jusque dans des régions situées à plus d'un millier de km de l'affrontement majeur.

On remarquera que les domaines paléogéographiques, aussi bien néoformés (tels que la Mésogée) que plus anciens, sont orientés orthogonalement à la principale zone de chevauchement et que les accidents qui les ont limités à l'origine et qui ont par la suite accommodés les différences de subsidence (les "limites potentielles de ruptures") sont disposés de la manière la plus favorable qui soit pour fonctionner en décrochements. En outre, on constate que les failles transformantes supposées par Dercourt *et al.* en Mésogée sont à ce moment de même orientation que les domaines paléogéographiques et assurent un jeu dextre à l'ensemble.

## **2. Les conditions locales : un bref rappel**

Nous avons pu réunir un certain nombre d'éléments parmi lesquels se trouvent mêlés des faits établis, des éventualités non invraisemblables et des hypothèses. Avant de chercher à les intégrer dans une théorie compatible avec le contexte géodynamique, nous les rappellerons une dernière fois.

- Les bassins Ionien et du Pinde-Olonos, adjacents à la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, reçoivent au cours du Sénonien les premiers débris provenant clairement de cette plate-forme.

- Un faisceau faillé divisant longitudinalement le massif a pris naissance au cours d'une période Santonien supérieur à Campanien inférieur.

- La région occidentale du massif a subi l'ablation d'une partie des sédiments anté-campaniens selon un volume prismatique de section triangulaire se terminant en pointe vers l'E, à proximité du faisceau faillé ; la partie restée en place de ces sédiments est tronquée par une surface plane, ne comportant aucune trace d'érosion.

- La région environnant immédiatement le faisceau faillé voit l'individualisation campanienne de deux dépressions que comblent des calcaires bioclastiques provenant probablement de la région occidentale.

- La région plus orientale voit, comme tout l'ensemble de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, se développer au cours du Campanien supérieur - Maastrichtien des faciès d'émersion soulignant des tendances relativement originales par rapport à celles que nous indiquent les données globales avant la régression généralisée finicrétacée.

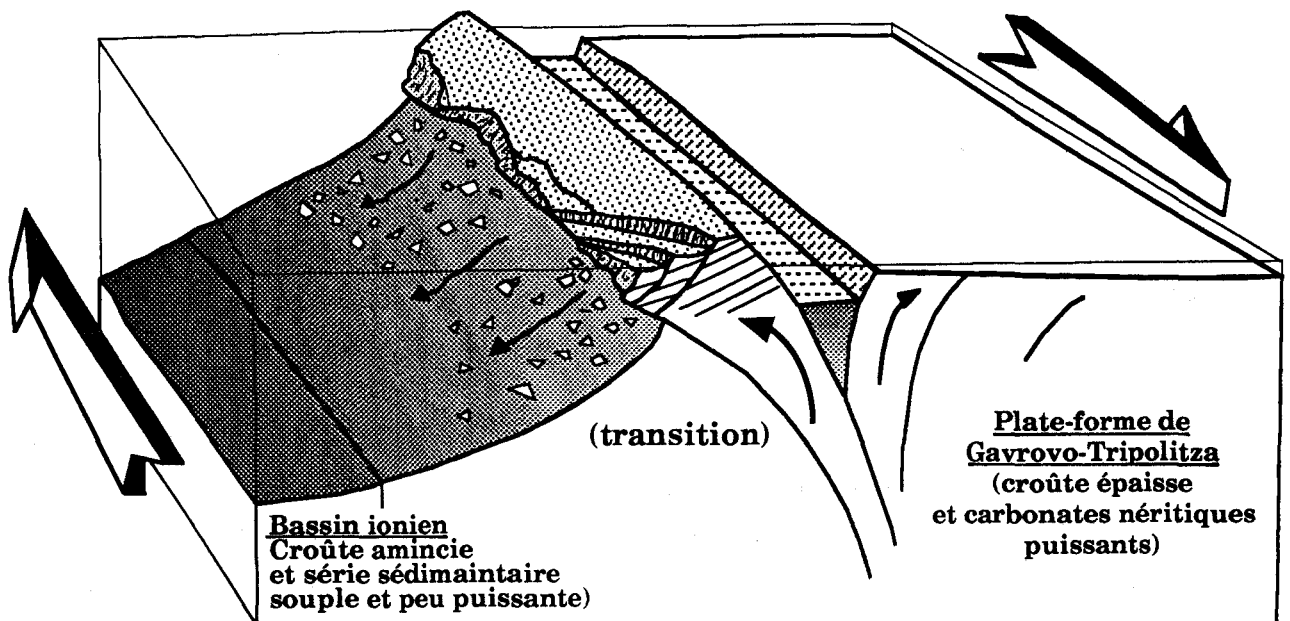
- La structure actuelle du massif n'est pas incompatible avec l'acquisition ancienne de pendages divergents dans les compartiments séparés par le faisceau faillé longitudinal.

### 3. Vers une tentative d'explication de l'histoire des Ori Valtou : les conséquences d'un coulissage à la limite de blocs crustaux soumis à des contraintes longitudinales ou peu obliques

L'évolution de la portion de plate-forme correspondant à l'aire des Ori Valtou trouve, nous l'avons vu, des équivalents dans la sous-zone de Gavrovo en Grèce et apparemment en d'autres lieux des plates-formes adriatico-égéennes. En Grèce, une telle communauté d'évolution le long d'une bande, selon toute apparence orientée parallèlement aux grandes directions paléogéographiques, suggère une transmission longitudinale des contraintes le long de décrochements. Le contexte géodynamique nous pousse à la même conclusion.

Dans ces conditions, deux types d'évolution peuvent être envisagés.

Les phénomènes de transpression nous offrent la possibilité de rendre compte de l'ablation de la partie occidentale du massif. Si les Ori Valtou correspondent, comme il paraît possible, à un rebord de la plate-forme de Gavrovo, c'est-à-dire à la proximité de la "limite potentielle de rupture" avec la zone Ionienne, on peut admettre que c'est bien dans ce type de situation que se produiront les premières manifestations de ces phénomènes. Les "dispositifs en fleur", qui en sont les plus spectaculaires expressions, ne sont probablement pas la règle et on peut, comme dans certains scénarios parfois proposés (Steel *et al.*, 1985) envisager que l'extrusion de quelques lames bordières en soient la seule conséquence ; la dissymétrie s'expliquerait alors par la différence de compétence des matériaux juxtaposés et par la dénivellation même qui se situe à la transition de la plate-forme au bassin (fig. 90).



**Fig. 90.- Schéma d'un dispositif "en fleur" dissymétrique produit par transpression à la "limite potentielle de rupture" entre bassin ionien et plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.** La limite des deux entités est marquée, dans un contexte en transpression supposé dextre, par l'extrusion progressive d'une lame dont le démantèlement progressif, favorisé par le basculement de la stratification, nourrit les brèches du bassin. On suppose que ce type d'évolution s'applique à l'aire des Ori Valtou bien que, dans l'état actuel, la dépression jouxtant la lame extrudée soit discontinue.

Dans un tel dispositif, qui assure le basculement des pendages de la lame extrudée, on peut concevoir que la partie supérieure de la lame se trouve en quelque sorte scalpée de ses couches supérieures par le simple effet de la pesanteur et d'autant plus aisément que les pendages acquis sont inclinés vers l'aval. Les faits connus ne sauraient nous renseigner sur l'importance des pans de falaises qui glisseront ainsi vers le bassin adjacent, mais, admettant que le phénomène tectonique soit progressif, on peut envisager que l'effondrement suive le même rythme et que ce soient donc des masses relativement réduites qui, plus ou moins dilascérées au cours de leur chute, donneront naissance aux brèches de la zone Ionienne. Une telle progressivité de l'effondrement rendrait encore compte de l'absence de toute trace d'érosion chimique sur la surface supérieure du substratum tel que nous l'observons actuellement ; celle-ci serait effacée au fur et à mesure de son développement par l'éroulement successif des blocs superficiels.

Mais, sauf complication de détail qu'on ne saurait imaginer, un tel scénario ne semble pas pouvoir rendre compte de la discontinuité des dépressions de la partie orientale du massif.

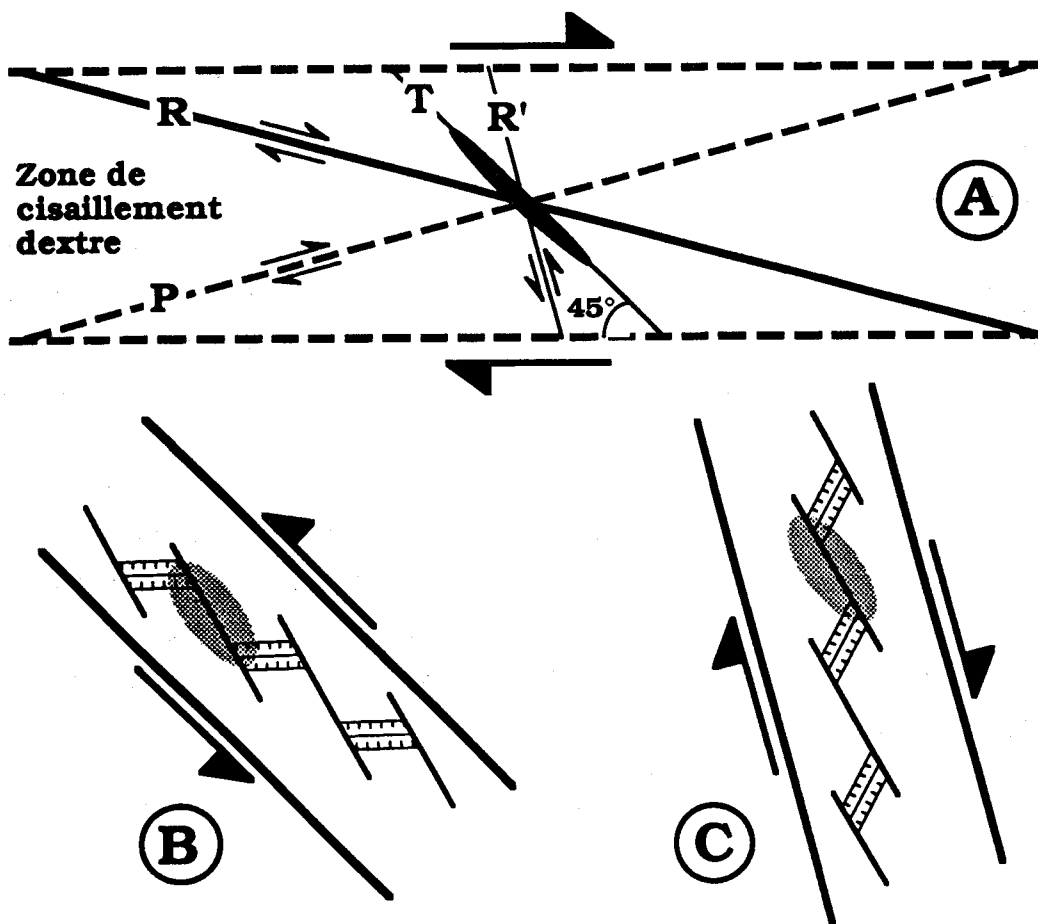
**Les phénomènes de transtension** sont en principe aptes à rendre compte de dépressions discontinues reliées par des accidents obliques.

- On pourrait admettre que la composante d'extension transversale du faisceau faillé soit prépondérante sur la composante de coulissement longitudinal. Il en résulterait un dispositif "classique" en blocs basculés, qui ne semble pas compatible -comme précédemment- avec la forme et la discontinuité des dépressions et qui ne rend pas compte de l'émersion du Domaine axial et occidental comme de la tendance à l'émersion du Domaine oriental.

- On peut admettre que la composante d'extension transversale soit mineure, comparée à la composante de coulissement longitudinale. Dans ce cas, il n'y a probablement pas lieu de croire que les directions d'accidents observés correspondent au coulissement principal, lequel doit plutôt se produire à la limite des blocs crustaux correspondant aux diverses entités paléogéographiques. Les failles observées seraient donc des fractures associées à une zone de cisaillement correspondant grosso-modo à la plateforme de Gavrovo-Tripolitza toute entière.

Dans le modèle classique de développement des fractures d'extension en échelon, tel que l'expose Gamond (1985), les fractures de traction ("T") permettant l'ouverture de bassins sont approximativement orientées à 45° des limites de la zone de cisaillement (fig. 91A) et associées à des fractures de type "P" ; c'est l'origine des bassins pull-apart.

Dans notre cas, il semblerait qu'un tel dispositif puisse rendre compte de la création de deux dépressions liées à des fentes de tension et reliées par le faisceau faillé longitudinal. Gardant à ce faisceau son orientation, relativement bien définie à l'heure actuelle, deux types de schémas se présentent, selon le sens du mouvement. On voit (fig. 91 B-C) que, malgré quelques imperfections, c'est le mouvement dextre (C) qui semble correspondre au mieux à la structure observée. On a noté précédemment que c'est le même sens qui a été adopté par Dercourt *et al.* pour les failles transformantes de la Mésogée.



**Fig. 91.- Schémas de développement des fractures dans un couloir de cisaillement en contexte de transtension.** A : schéma théorique (d'après Gamond, 1985). B-C : application aux affleurements des Ori Valtou, le faisceau faillé longitudinal du massif (orienté approximativement N 160°) étant considéré comme une fracture de type "P". B : cas d'un décrochement senestre ; C : cas d'un décrochement dextre.

Le couloir affecté correspondrait à la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza toute entière ou éventuellement à la seule sous-zone de Gavrovo dont on sait qu'elle fut plus fortement subsidente que celle de Tripolitza et dont elle était donc séparée par une "limite potentielle de rupture". L'aire grisée correspond à la situation qui serait assignée aux affleurements des Ori Valtou dans ces contextes.



Il apparaît donc qu'un système décrochant dextre est susceptible de rendre compte de la disposition relative d'une partie des éléments structuraux crétacés (failles longitudinales et dépressions en relais) dans un contexte en transtension.

L'orientation pratiquement méridienne de la plate-forme dans le schéma retenu n'est probablement pas défavorable à l'adoption de ce schéma : les déplacements relatifs de l'Afrique vers le NE à partir du Crétacé sont certainement de nature à avoir infléchi cette orientation pour la rendre plus conforme à celle que nous connaissons actuellement.

Pourtant, l'ablation -et en tout état de cause l'émersion- de la partie occidentale du massif ne semble pas pouvoir être comprise dans une telle évolution.

*En conclusion, deux processus liés à des coulissages apparaissent susceptibles de rendre compte, chacun pour sa part, d'une partie des faits sédimentaires mis en évidence. Si le second rend mieux compte de certaines particularités morphologiques des structures, le premier apparaît un peu plus probable dans la mesure où la plate-forme dans son ensemble, enregistre bien, pendant le Campanien-Maastrichtien, des tendances émerives qui lui sont plutôt favorables. Mais il n'est pas impossible que des alternances des deux types de processus aient pu se produire, au début comme au cours de l'évolution Crétacée-Eocène, au rythme des changements de directions et des collisions fréquents dans ce carrefour particulièrement encombré.*



**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**



- ACCARIE H. (1987).- Dynamique sédimentaire et structurale au passage plate-forme/bassin. Les faciès crétacés-tertiaires du Massif de la Maiella (Abruzzes, Italie). Thèse Doctorat, E.N.S. Mines de Paris.
- AITKEN J.D. (1967).- Classification and environmental significance of cryptalgal limestone and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician. *Journ. of Sedim. Petrol.*, 37, p. 1163-1178.
- ANDREIEFF P. et NEUMANN M. (1983).- *Siderolites praevidali*, nouvelle espèce de Foraminifère du Campanien stratotypique. Description et intérêt biostratigraphique. *Rev. Micropaléont.*, vol. 26, n° 1, p. 3-14.
- ARDAENS R. (1978).- Géologie de la chaîne du Vardoussia, comparaison avec le Massif du Koziakas (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- AUBOUIN J. (1957).- Sur la géologie de l'Épire. Remarque sur le massif du Gavrovo (Makrinoros), (Nome d'Arta). *Prakt. Acad. Athènes*, t. 32, p. 52-56.
- AUBOUIN J. (1958).- Sur la signification paléogéographique du massif du Gavrovo (Makrinoros), (Nome d'Arta, Épire). *Ann. géol. Pays hellén.*, t. 9, p. 165-170.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. 10.
- AUBOUIN J. (1974).- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides ; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, (1973), p. 426-460.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H. et CELET P. (1958).- Les massifs du Klokova et du Varassova (Akarnanie). *Ann. géol. Pays hellén.*, t. 9, p. 256-259.
- AUBOUIN J., et DERCOURT J. (1963).- Zone préapulienne, zone ionienne et zone du Gavrovo en Péloponnèse occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IV, (1962), p. 785-794.
- AUBOUIN J., et NEUMANN M. (1959).- Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Eocène en Grèce. *Rev. Micropaléont.*, t. 2/1, p. 31-49.
- AZEMA J., FOUCAULT A., FOURCADE E., GARCIA-HERNANDEZ M., GONZALES-DONOSO J.M., LINARES A., LINARES D., LOPEZ-GARRIDO A.C., RIVAS P. et VERA J.A. (1979).- Las microfacies del Jurassico y Cretaceo de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Univ. Granada.
- BARBIN V. (1986).- Le Priabonien dans sa région-type (Italie du Nord) stratigraphie, micropaléontologie, essai d'intégration dans l'échelle chrono-stratigraphique. Thèse Sci., Univ. P. et M. Curie, Paris.
- BARBIN V. et DECROUEZ D. (1987).- Le genre *Chapmanina* : état des connaissances et répartition mondiale. *Arch. Sci. Genève*, Genève, vol. 40, n° 2, p. 207-224.
- BARRIER J. et NEUMANN M. (1959).- Contribution à l'étude de *Nonionina cretacea* Schlumberger. *Rev. Micropaléont.*, Paris, t. 1/4, p. 223-229.
- BASSIAS I. (1984).- Etude géologique du domaine Paronien (feuille d' Astros au 1:50000, Péloponnèse oriental, Grèce). Thèse 3e cycle Univ. P. et M. Curie, Paris.
- BATHURST R.G.C. (1971).- Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier Publ. Co.: Amsterdam, 620 p.
- BERNIER P. et FLEURY J.J. (1980).- La plate-forme carbonatée de Gavrovo-Tripolitza (Grèce) : évolution des conditions de sédimentation au cours du Mésozoïque. *Géol. Méditerranéenne*, t. VII, n° 3, p. 247-259.
- BERNIER P., FLEURY J.J. et RAMALHO M. (1979).- Description d'une nouvelle espèce de Foraminifère : *Anchispirocyclina neumannae* n. sp. du Jurassique supérieur du Portugal et de la Grèce. *Rev. Micropaléont.*, t. 21/4, p. 175-180.
- BERNOULLI D. et RENZ O. (1970).- Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from western Greece. *Eclogae geol. Helv.*, t. 65, p. 107-118.
- BIGNOT G. (1971).- Contribution à l'étude des espèces liburniennes des genres *Rhapydionina* STACHE 1913 et *Rhipidionina* STACHE 1913. *Rev. Micropaléont.*, t. 13/4, p. 222-236.
- BIGNOT G. (1972).- Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. *Trav. Lab. Micropaléont. Paris*, n° 2 (Thèse Sci., Paris).
- BIGNOT G. (1973).- Précisions sur *Coskinolina liburnica* STACHE. *Rev. Micropaléont.*, t. 15/4, p. 195-206.
- BIGNOT G. et DECROUEZ D. (1982).- Un Planorbulinidae (Foraminifera) nouveau du Priabonien et de l'Oligocène de l'Europe méridionale et occidentale. *Rev. Paléobiol.*, t. 1/2, p. 141-163.
- BIGNOT G., HAAS J. et POIGNANT A.F. (1984).- The limestone with *Corallinaceae* of the upper Cretaceous of Sümeg (Transdanubia, Hungary) : Palaeogeographic implications. *Acta Geol. Hungarica* 27 (3-4), p. 429-440.
- BILOTTE M. (1984).- Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Atlas Strata*, sér. 2, vol. 1, 45 pl.
- BILOTTE M. et DECROUEZ D. (1979).- Réflexions sur les espèces du genre *Nummofallotia* BARRIER et NEUMANN, 1959 (Foraminifère). *Notes Lab. Paléont. Univ.*, Genève, t. 5/4, p. 37-40.
- BIZON G. (1967).- Contribution à la connaissance des Foraminifères planctoniques d'Épire et des Iles ioniennes (Grèce occidentale) depuis le Paléogène supérieur jusqu'au Pliocène. *Publ. Inst. Français du Pétrole*. Technip. Paris.
- BLANC P.L. et NEUMANN M. (1975).- Précisions sur le genre *Abrardia* Neumann et Damotte. *Rev. Micropaléont.*, t. 17/4, p. 159-163.
- BLANCHET R. (1973).- Contribution à l'étude des Dinarides. Un profil en Yougoslavie : de la Dalmatie moyenne au Bassin Pannonique. Thèse Sci., Paris.
- BLONDEAU A. (1972).- Les Nummulites. Vuibert: Paris, 254 p.
- BLUMENTHAL M. (1933).- Zur Kenntnis der Querprofile des zentralen und nördlichen Peloponnes. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, t. 70, p. 449-514. (Traduc. BRGM, n° 2127).
- BONNEAU M. (1982).- Evolution géodynamique de l'arc Egéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXVI, n° 2, p. 229-242.
- BONNEFOUS J. et BISMUTH H. (1982).- Les faciès carbonatés de plate-forme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'affshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne : implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 6, 2, p. 337-403.
- BORGOMANO J.R.F. (1987).- La plate-forme et le talus carbonatés du Crétacé supérieur du Gargano et des Murges (Italie méridionale). Stratigraphie - Sédimentologie - Diagenèse - Fonctionnement tectono-sédimentaire. Thèse Univ. Provence.

- BOUSQUET B. et CHARRE J.P. (1969-1970).- Les Monts Valtou (Grèce nord-occidentale). Etude morphologique. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 57/4, p. 759-781 ; t. 58/4, p. 649-669.
- BP - British Petroleum Company Limited (1971).- The geological results of petroleum exploration in western Greece. *Inst. geol. subs. Res.*, Athènes.
- BRUNN J.H. (1956).- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. VII.
- CADET J.P. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : les confins de la Bosnie-Herzégovine et du Monténégro. Essai sur l'évolution alpine d'une paléomarge continentale. Thèse Sci., Orléans.
- CAMINITI A.M. (1985).- Le Crétacé supérieur de la plate-forme carbonatée du Parnasse-Ghiona, et de la formation carbonatée détritico de Koulovate (Zone béotienne), Grèce continentale. Thèse Univ. Provence, Aix-Marseille I.
- CAMOIN G. (1983).- Plates-formes carbonatées à récifs à Rudistes du Crétacé de Sicile. *Trav. Lab. Géol. Hist. Paléont.*, Univ. Provence, Marseille, n° 13.
- CARBONE F. et SIRNA G. (1981).- Upper Cretaceous Reef Models from Rocca di Cave and Adjacent Areas in Latium, Central Italy. In : *European Fossil Reef Models*, Toomey D.F. (ed). S.E.P.M., Spec. Publ. n° 30, p. 427-445.
- CAROZZI A.V. (1957).- Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolithes - L'exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Inst. National Genève Bull.*, Geneva, 58, p. 1-52.
- CAROZZI A.V. (1960).- *Microscopic sedimentary petrography*. Wiley: New York, London, 485 p.
- CAUS E., HOTTINGER L. et TAMBAREAU Y. (1980).- Plissements du "septal flap" et système de canaux chez *Daviesina*, foraminifères paléocènes. *Eclogae geol. Helv.*, t. 73/3, p. 1045-1069.
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. XIII.
- CELET P., CLEMENT B. et FERRIERE J. (1976).- La zone béotienne en Grèce : implications paléo-géographiques et structurales. *Eclogae geol. Helv.*, t. 69/3, p. 577-599.
- CHANNELL J.E.T. et HORVATH F. (1976).- The African-Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35, p.71-110.
- CHARVET J. (1978).- Essai sur un orogène alpin. Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*, Publication n° 2.
- CHERCHI A. et SCHROEDER R. (1990).- Révision de *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, grand foraminifère du Crétacé mésogéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, II, p. 329-334.
- CHIOCCHINI M. et MANCINELLI A. (1977).- Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piatta forma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale). *Studi geol. Camerti*, t. III, (1977), p. 109-152.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. et ROMANO A. (1989).- The gaps in the Middle-upper Cretaceous Carbonate series of the Southern Apennines (Abruzzi and Campania Region). In : Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien). *Geobios*, mém. spec. n° 11, p. 133-149.
- CHOROWICZ J. (1977).- Etude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*, Publication n°1.
- CHRISTODOULOU G. (1972).- Observations on the geological structure of Kastelorizo Island (Dodecanesus) and the age of its limestones. *Bull. geol. Soc. Greece*, t. IX, p. 387-412.
- CHRISTODOULOU G. et TSAILA-MONOPOLIS S. (1975).- Microfaciès de la zone Est-Hellénique. *Natl. Inst. Geol. Min. Res.*, Athènes, t. XVII/1.
- CIBAJ I. (1987).- Les plate-formes carbonatées des Albanides externes : introduction bibliographique, suivi d'une analyse préliminaire des processus sédimentaires actuels et récents sur le littoral adriatique de l'Albanie. D. E. A., U.S.T. Lille.
- CITA M.B. et BOLLI H.M. (1961).- Nuovi dati sull'età paleocenica dello Spilecciano di Spilecco. *Riv. Ital. Paleont.*, vol. LXVII, n° 4, p. 369-392.
- CLERMONT J. (1982).- Evolution paléogéographique et structurale de l'Italie centro-méridionale durant l'Alpin. Notion de promontoire apulien. *Sciences de la Terre*, Nancy, 25, 1, p. 39-64.
- COLACICCHI R., PIALLI G. et PRATURLON A. (1978).- Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di breccie e megabreccie : l'esempio della Marsica (Appennino Centrale). *Quardeni della Facoltà*, Ed. Nuove Ricerche, Ancona, p. 295-328.
- COMBES P.J., FOURCADE E., MASSE J.P. et PHILIP J. (1981).- Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé de la zone du Parnasse (Grèce). In : *Trav. de l'ICSOBA. Aim congrérence Cagliari, 1979*. Ed. Acad. Youg. Sc. et des arts, Zagreb.
- CONRAD M.A., PAVLOPOULOS A., PEYBERNES B. et RADOICIC R. (1980).- *Heteroporella grecae* n. sp., Dasycladale nouvelle du Barrémo-Bédoulien de la zone du Gavrovo (Grèce). *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* (Genève), vol. 15, n.5., t. 2-3, p. 199-211.
- COUSIN M. (1981).- Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. géol. Nord*, Publication n° 5.
- CRAMEZ C. (1990).- Glossaire de Stratigraphie Séquentielle Anglais-Français. *Rév. Inst. Français. Pétr.*, vol.45, n° 3, p. 435-453
- CRESCENTI U., CROSTELLA A, DONZELLI G. et RAFFI G. (1969).- Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchianno-abruzzese (Parte II - Litostratigrafia, paleogeografia). *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma, 8, p. 343-420.
- CUVILLIER J. (1961).- Stratigraphic Correlations by microfacies in western Aquitaine. Brill E.J.: Leiden, 3rd édition, p. 34, 100 pl.
- DANELIAN T. (1989).- Radiolaires jurassiques de la zone ionienne (Epire, Grèce). Paléontologie, stratigraphie, implications paléogéographiques. Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris.
- DE CASTRO P. (1966).- Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, t. 74, (1965), p. 317-373.
- DE CASTRO P. (1967).- Sulla presenza di un nuovo genere di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, t. 75, (1966), p. 317-347.

- DE CASTRO P. (1969).- Su alcune tallafite del Mesozoico in Campania stratigrafia e paleontologia. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, t. 78, p. 87-167.
- DE CASTRO P. (1971 a).- Osservazioni su Raadshoovenia VAN DEN BOLD e i suoi rapporti col nuovo genere Scandonea (Foraminiferida, Miliolacea). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, t. 80, p. 3-78.
- DE CASTRO P. (1971 b).- Osservazioni su Archaias lata (Luperto Sinni). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, t. 80, p. 329-364.
- DE CASTRO P. (1972).- Osservazioni sui generi Rhapydionina STACHE e Rhipidionina STACHE (Foraminiferida). *Atti. Accad. Pont.*, n.s., t. 21, (1971-1972), p. 1-4.
- DE CASTRO P. (1974).- Su alcune nuove miliolide del Senoniano del Mediterraneo. VI Coll. Africain de Micropaleont., Tunis, 1974 - "Preprint".
- DE CASTRO P. (1981).- Osservazioni su *Chrysalidina gradata* d'Orbigny 1839 (foraminiferida) dell'Île Madame (Francia). *Atti Accad. Pontaniana*, Nuova Ser., vol. XXX, p. 1-25.
- DE CASTRO P. (1982).- *Cisalveolina fraasi* (Reichel), Foraminiferida : diffusione geografica e problemi stratigrafici. *Bol. Soc. Natur. Napoli*, t. 90, (1981), p. 1-32.
- DE CASTRO P. (1987).- On some foraminifera and algae in Apennine upper Cretaceous and Paleocene. *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, p. 109-124.
- DE CASTRO P. (1988).- Les alvéolinides du Crétacé d'Italie. *Rev. Paléobiol.*, vol. spéc. n° 2 (Benthos'86), p. 401-416.
- DE CASTRO P. (1990).- Osservazioni paleontologiche sul cretaceo della localita-tipo di Raadshoovenia salentina e su *Pseudochubbina* n. gen. *Quaderni accad. pontaniana*, 10, p. 1-116.
- DECROUEZ D. (1976).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Péloponnèse septentrional, Grèce). Thèse Sci., Genève, n° 1708.
- DECROUEZ D. (1978).- Le Cénomanien du domaine ophiolitique externe en Argolide (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Géol. Méditerranéenne*, t. V/1, p. 69 à 78.
- DECROUEZ D. (1978).- Présence de *Silvestriella tetraëdra* (Foraminifère) dans l'Eocène supérieur du Monte Balbo (Italie septentrionale). *Notes Lab. Paléont. Univ. Genève*, t. 2/11, p. 101-105.
- DECROUEZ D. et MOULLADE M. (1974).- Orbitolinidés nouveaux de l'Albo-Cénomanien de Grèce. *Arch. Sci.*, (Genève), t. 27/1, p. 75-92.
- DELOFFRE R. et HAMAOU M. (1973).- Révision des Chapmaninidae et Cymbaloporidae, Angotia et Fabiania (Foraminifères). *Bull. Centre Rech. Pau*, t. 7/2, p. 291-335.
- DELOFFRE R., FLEURY J.J. et MAVRIKAS G. (1991).- Les algues calcaires du Maastrichtien-Paléocène de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (Grèce) : une floraison liée à un diastrophisme. *Geobios*, n° 24, 5, p. 515-536.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. XV.
- DERCOURT J. et FLEURY J.J. (1977).- La nature des contacts calcaire-flysch de la série de Gavrovo-Tripolitza en Grèce continentale et Péloponnèse. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. 28, p. 28-53.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A., GRANDJACQUET C., SOROCKTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., SBORSHCHIKOV I.V., BOULIN J., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN V., WESTPHAL M. et LAUER J.P. (1985).- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n° 5, p. 637-652.
- DROBNE K. (1974).- Les grandes Miliolides des couches paléocènes de la Yougoslavie du Nord-Ouest (Idalina, Fabularia, Lacazina, Periloculina). *Razprave IV. razr. SAZU*, XVII/3, p. 125-184.
- DROBNE K. (1975).- *Hottingerina lukasi* n. gen., n. sp. (Foraminiferida) du Paléocène moyen provenant du Nord-Ouest de la Yougoslavie. *Razprave IV. razr. SAZU*, XVIII/8, p. 242-252.
- DROBNE K. (1981).- Characteristical foraminifers and their associations in the base of Danian beds. "Symposium on problems of Danian in Yugoslavia", Proceedings, Ljubljana, p. 85-103.
- DROBNE K. et HOTTINGER L. (1971).- Broeckinella und Saudia (Foraminiferida) aus dem nordwestlichen teil Jugoslawiens, ihre morphologie und ihre stratigraphische verbreitung. *Razprave IV. razr. SAZU*, XIV/7, p. 215-238.
- DROBNE K., ORGORELEC B., PLENICAR M., ZUCCHI-STALFA M.L. et TURNSEK D. (1988).- Maastrichtian, Danian and Thanetian beds in Dolenja Vas (NW Dinarides, Yugoslavia). Microfacies, foraminifers, rudists and corals. *Razprave IV. razr. SAZU*, XXIX/6, p. 147-224.
- DUNHAM R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, t. 1, p. 108-121.
- DUPEUBLE P. A. NEUMANN M. et VILLAIN J.M. (1972).- A propos du genre *Hellenocyclus* Reichel. *Rev. Micropaléont.*, t. 15/1, p. 3-11.
- EAMES F.E., BANNER F.T., BLOW W.H., CLARKE W.J. et COX L.R. (1962).- Fundamentals of mid-tertiary stratigraphical correlation. Cambridge Presse, 163 p.
- ELF-AQUITAINE (1975 et 1977).- Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : éléments d'analyse ; 2 : éléments d'interprétation. Bousens et Pau.
- EMBRY A.F. et KLOVAN J.E. (1971).- A late devonian reef tract on northeastern banks Island. *N.W.T. Bull. of Canad. Geol.*, 19, n° 4, p. 730-781.
- ESTEBAN M., KLAPPA C.F. (1983).- Subaerial Exposure Environment. In : Carbonate Depositional Environments, Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H. (eds). AAPG Memoir 33, p. 1-95.
- FANTINET D. (1977).- Séance extraordinaire de la Société géologique de France, tenue à Athènes (20 septembre 1976). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, p. 71-86.
- FLEURY J.J. (1970).- Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthoniques du Klokova (zone du Gavrovo, Akamanie, Grèce continentale). *Rev. Micropaléont.*, t. 13/1, p. 30-44.
- FLEURY J.J. (1971).- Le Cénomanien à Foraminifères benthoniques du Massif du Varassova (zone du Gavrovo, Akamanie, Grèce continentale). *Rev. Micropaléont.*, t. 14/3, p. 181-194.
- FLEURY J.J. (1974).- Contribution à la connaissance des Rhapydionininae (Foraminifères, Alveolinidae) crétacés. *Geobios*, Lyon, t. 7/4, p. 307-322.
- FLEURY J.J. (1977).- Deux Rhapydionininae (Foraminifères, Alveolinidae) d'affinités américaines dans le Crétacé supérieur de Grèce (zone de Gavrovo-Tripolitza). *Rev. Micropaléont.*, t. 20/2, p. 77-90.

- FLEURY J.J. (1979 a).- Le genre Murciella (Foraminifère, Rhapydionininae), dans le Crétacé supérieur de Grèce (zone de Gavrovo-Tripolitza). *Géobios*, t. 12/2, p. 149-185.
- FLEURY J.J. (1979 b).- A propos d'une nouvelle espèce du Crétacé terminal de Grèce. Place du genre *Cyclopaedodomia* parmi les Rhapydionininae (Foraminifères, Alveolinidae). *Rev. Micropaléont.*, t. 22/1, p. 19-28.
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*, Publication n° 4.
- FLEURY J.J. (1982).- *Cyclorbiculina ? sphaeroidea* n. sp., Nouveau Soritidae alvéliniforme du Paléocène de Grèce. *Rev. Micropaléont.*, t. 25/3, p. 163-180.
- FLEURY J.J. et FOURCADE E. (1990).- La super-famille *Alveolinacea* (foraminifères) : Systématique et essai d'interprétation phylogénétique. *Rev. Micropaléont.*, t. 33/3-4, p. 241-268.
- FLEURY J.J., BIGNOT G., BLONDEAU A. et POIGNANT A. (1985).- Biogéographie de foraminifères benthiques téthysiens du Sénonien à l'Eocène supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n° 5, p. 757-770.
- FLEURY J.J., MAVRIKAS G. et BAUDIN F. (1990).- Paléobiogéographie du genre *Loftusia*, foraminifère du Crétacé terminal de la Téthys. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, n° 3, p. 487-495.
- FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1972).- Sur l'âge de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. *Bull. geol. Soc. Greece*, t. IX, p. 111-121.
- FLOQUET N. et MONTY C. (1980).- Stromatolites et laminations cyanobactériennes dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meséta Ibérique. Abstract. *8e R. A. S. T.*, Marseille, p. 151.
- FOLK R.L. (1959).- Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, t. 43/1, p. 1-38.
- FOLK R.L. (1962).- Spectral subdivision of limestone types. *Amer. Assoc. Petrol.*, Geol. Mem. 1, p. 62-84.
- FOURCADE E. (1966).- *Murciella cuvillieri* n. gen., n. sp. Nouveau Foraminifère du Sénonien supérieur du Sud-Est de l'Espagne. *Rev. Micropaléont.*, t. 9/3, p. 147-155.
- GAMOND J.F. (1985).- Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse Sci., Grenoble.
- GENDROT C. (1968) - Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la région des Martigues près de Marseille (Bouches-du-Rhône). *Eclogae geol. Helv.*, t. 61/2, p. 657-694.
- GORSEL J.T. van (1975).- Evolutionary trends and stratigraphic significance of the late Cretaceous Helicorboides-Lepidorboides lineage. Utrecht. *Micropal. Bull.*, 12, p. 1-99.
- GORSEL J.T. van (1978).- Late Cretaceous orbital foraminifera. In : Foraminifera. Hedley R.C. et Adams, C.G. (eds), Academic Press, London, vol. 3, p.1-120.
- GUERNET C. (1971) - Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce) . Univ. Paris VI (Mémoire polycopié).
- GUSIC I. et JELASKA V. (1990).- Stratigrafija Gornjokozednih Naslago Otoka Braca, u Okviry geodinamske evolucije Jadranske Karbonatne platforme (Upper Cretaceous Stratigraphy of the Island of Brac, within the geodynamic evolution of the Adriatic carbonate platform). *Opera Academiae Scientiarum et Artium Slavorum Meridionalium*, (Opus) 69, Zagreb. 160 p
- HALLOCK P. (1987).- Fluctuations in the Trophic Ressource Continuum : a factor in Global Diversity Cycles ? *Paleoceanography*, vol. 2, n° 5, p. 457-471.
- HALLOCK P. et SCHLAGER W. (1986).- Nutrient Excess and the Demise of Coral Reefs and Carbonate Platforms. *Palaios*, vol. 1, p. 389-398.
- HAMAOU M. et FOURCADE E. (1973).- Révision des Rhapydionininae (Alveolinidae, Foraminifères). *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, t. 7/2, p. 361-435.
- HAMAOU M. et SAINT-MARC P. (1970).- Microfaunes et microfaciès du Cénomani du Proche-Orient. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, t. 4/2, p. 257-352.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v.235, p. 1156-1167.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (STOVER L.A., COLIN J.P., IOANNIDES N.S., WRIGHT R.C., BAUM G.R., GOMBOS A.M., JR., PFLUM C.E., LOUTIT T.S., JAN DU CHENE R., ROMINE K.K., SARG J.F., POSAMENTIER H.W., et MORGAN B.E.) (1988).- Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. In : Sea-Level Changes : An Integrated Approach. Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., and Wagoner van J.C.(eds), SEPM Special Publication No 42., p. 71-108.
- HEUZEY L. (1860).- Le Mont Olympe et l'Arcadie.
- HENSON F.R.S. (1950).- Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (Foraminifera), with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family. Thèse, Leiden, West Yorkshire Pr. Co., Wakefield, England.
- HOFKER J. Sr (1975).- On *Silverstriella tetraedra* (Gümbel, 1868). *Rev. Micropaléont.*, t. VII/2, p. 317-323.
- HORSTMANN G. (1967).- Géologie de la partie méridionale de l'île de Zante (Grèce). Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris. Inédit (Lab. Micropaléontologie).
- HOTTINGER L. (1960).- Recherches sur les Alvéolines de l'Eocène et du Paléocène. *Mém. Suisses Paléont.*, t. 75- 76.
- HOTTINGER L. (1966).- Foraminifères rotaliformes et Orbitoïdes du Sénonien inférieur pyrénéen. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 59, n° 1, p. 277-301.
- HOTTINGER L. (1982).- Larger Foraminifera, giant cells with a historical background. *Naturwissenschaften*, 69, p. 361-371.
- HOTTINGER L. (1983).- Processes Determining the Distribution of Larger Foraminifera in Space and Time. Reconstruction of Marine Paleoenvironments, Meulenkamp J.E.(ed.), *Utrecht Micropal. Bull.*, 30, p. 239-253.
- HOTTINGER L. (1984).- Foraminifères de grande taille : Signification des structures complexes de la coquille. Benthos'83. 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), p. 309-315.
- HOTTINGER L. (1987).- Conditions for Generating Carbonate Platforms. *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, p. 265-271.
- HOTTINGER L. et DROBNE K. (1980).- Early Tertiary conical imperforate foraminifera. *Razprave IV. razr. SAZU*, XXII/3, p. 189-276.
- IGRS-IFP : Institut de géologie et recherches du sous-sol et Institut français du Pétrole - Mission Grèce (1966).- Etude géologique de l'Épire. Technip, Paris.



- INAN N. (1988).- Sur la présence de *Smoutina cruysi* Drooger dans le Maastrichtien supérieur de Sivas (Est de la Turquie). *Rev. Paléobiol.*, vol. 7, n° 2, p. 467-475.
- JACOBSHAGEN V. (1986).- Geologie von Griechenland. Gebrüder Borntraeger: Berlin-Stuttgart, 363 p.
- JAMES N.P. (1977).- Facies Models, 8. Shallowing upward sequences in Carbonates. *Geoscience Canada*, 4, p. 126-137.
- JAMES N.P. (1983).- Depositional models for carbonate rocks. In : Sediment Diagenesis, Parker A. and Sellwood B.W. (eds). Reidel Publ. Comp., p. 289-348.
- JAMES N.P. (1984).- Shallowing-Upward Sequences in Carbonates. In : Facies Models, Walker R.G.(ed). Geoscience Canada, p. 213-229.
- KARAKITSIOS V. (1990).- Chronologie et géométrie de l'ouverture d'un bassin et de son inversion tectonique : le bassin ionien (Epire, Grèce). Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris.
- KEUPP H. (1979).- Lower Cretaceous, *Calcisphaerulidae* and their relationship to calcareous dinoflagellate cysts. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 3, 2, p. 651-663.
- KLAPPA C.F. (1980).- Rhizoliths interstitial carbonates ; classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, vol. 27, p. 613-629.
- KOBER L. (1929).- Die Grossgliederung der Dinariden. *Zentralbl. Mineral.*, B, p. 425-437.
- KONCZAK L. (1989).- Etude micropaléontologique des couches de passage calcaire-flysch dans les Hellénides externes. D.E.A. Univ. P. et M. Curie.
- KOUYOUMONTZAKIS G. (1989).- Les *Nerineidae* Zittel 1873 (*Gasteropoda*, *Ctenobranchiata*) du Crétacé supérieur sur le pourtour méditerranéen ; révision systématique et paléobiogéographie. *Géol. Méditerranéenne*, XVI, n° 1, p. 17-45.
- LEKKAS S. et ZAMBETAKIS-LEKKAS A. (1980).- Sur l'existence de la série de Mangassa en Péloponnèse central (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, vol. XXX, p. 333-341.
- LEPPIG U. (1988).- *Miscellanea*, structure and stratigraphic distribution. *Rev. Paléobiol.*, vol. spéc. n° 2, (Benthos'86), p. 691-694.
- LUPERTO-SINNI E. (1976).- Microfossili senoniani delle Murge. *Riv. ital. Paleont. (Stratigr.)*, t. 82/2, p. 293-416.
- LUPERTO-SINNI E. et MASSE J.R. (1982).- Contributo della paleoecologia alla paleogeografia della parte meridionale della piattaforma Apula nel Cretaceo inferiore. *Geol. Romana*, 21, p. 859-877.
- LUPERTO-SINNI E. et RICCHETTI G. (1978).- Studio micropaleontologico-stratigrafico di una successione carbonatica del Cretacea superiore rilevata nel sottosuolo delle Murge sud-orientali. *Riv. Ital. Paleont.*, v. 84, n° 3, p. 561-666.
- LUTERBACHER H. (1964).- Studies in some *Globorotalia* from the Paleogene and Lower Eocene of the Central Apennines. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 57, n° 2, p. 631-730.
- MAURIN A.F. (1975).- Le récif cénonien d'Isis ; reconstruction des cycles récifaux. *Rapp. int. C.F.P.*, 29 p.
- MAVRİKAS G. et FLEURY J.J. (1988).- Les récifs du massif du Gavrovo (Grèce), témoins des bouleversements géodynamiques finicrétacés-éotertiaires. *12e Réunion ann. Sci. Terre*, Lille, 1988. Soc. Géol. Fr. (éd.), Paris, p. 95.
- MC GOWRAN B. (1968).- Reclassification of Early Tertiary *Globorotalia*. *Micropaleontology*, vol. 14, p. 179-198.
- MERIC E. (1967).- An aspect of *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck). *Micropaleontology*, vol. 13, n° 3, p. 369-380.
- MORAND F. (1984).- Diagenèse précoce et minéralogie originelle des sédiments d'une plate-forme carbonatée au Jurassique terminal - Crétacé inférieur, massif du Gavrovo (Grèce). *5th Congr. Europ. Sedim.*, Marseille. Abstract, p. 288-299.
- MORAND F. (1986).- Diagenèse des carbonates du Crétacé inférieur de la plate-forme du Gavrovo (Grèce) : application des mesures d'isotopes stables sur phases séparées par microprélèvement. *11e Réunion ann. Sciences de la Terre*, Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Géol. Fr. (éd.), Paris, p. 131.
- NEUMANN M. (1958).- Révision des Orbitoidés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale. *Soc. Géol. Fr. Mém.* n° 83, t. XXXVII, 2-3, 4 à 14, p. 1-174.
- NEUMANN M. (1968).- A propos de *Gyroidinella magna* LE CALVEZ en Aquitaine et en Mésogée. Colloque sur l'Eocène, Paris, 1968. *Mém. BRGM*, t. 58, p. 85-90.
- NEUMANN M. (1972).- A propos des Orbitoidés du Crétacé supérieur et leur signification stratigraphique. 1 : genre *Orbitoides* D'ORBIGNY (1847). *Rev. Micropaléont.*, t. 14/4, p. 197-226.
- NEUMANN M. (1983).- Foraminifères benthiques. In : Conclusions au Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien : Echelles biostratigraphiques. *Géol. Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 420-423.
- NEUMANN M. (1985).- Les processus de spécialisation chez le genre *Siderolites* (Foraminifère) au cours du Campanien et du Maastrichtien basal en Aquitaine septentrionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, II, n° 14, p. 703-708.
- NEUMANN M. (1987).- Le genre *Orbitoides*. I. Réflexions sur les espèces primitives attribuées à ce genre. *Rev. Micropaléont.*, vol. 29, n° 4, p. 220-261.
- NEUMAYR M. (1880).- Der geologische Bau des westlichen Mittel Griechenland. *Denk. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl.*, t. 40, p. 91-128.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S. et MADILE M., (1988).- Eocene and early Oligocene micropaleontology and paleoenvironments in Umbria, Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, t.67, p. 181-244.
- OGORELEC B., OREHEK S., BUSER S. et PLENICAR M. (1987).- Komen beds -Skopo at Dutovlje ( Upper Cretaceous ) International Symposium on the "Evolution of the Karstic Carbonate Platform : Relations with other Periadriatic Carbonate Platforms", (Trieste, 1987), Excursions Guidebook, p. 61-66.
- PFENDER J. (1934).- A propos de *Siderolites vidali* DOUVILLE et de quelques autres. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. 4, p. 225-236.
- PHILIPPSON A. (1890 ).- Über die Altersfolge der Sedimentformationen in Griechenland. *Z. dtsh. geol. Ges.*, t. 42, p. 150-159.
- PHILIPPSON A. (1896).- Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. *Zeit. Ges. Erdk.*, 31, p. 193-294 (tabl. 9 et 10) et p. 385-450 (tabl. 13).
- PIERI M. et MATTAVELLI L. (1986).- Geological Framework of Italian Petroleum resources. AAPG , *Bull.*, 70, 2, p. 103-130.
- PITSİKAS L., POMONI-PAPAIOANNOU F. et SKOURTSI-KORONEOU V. (1988).- Etude des conditions de gènes des formations phosphoritiques de la zone ionienne. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XX/2, p.343-361.

- POSTUMA J.A. (1971).- Manual of planktonic Foraminifera. Elsevier, Amsterdam, 420 p.
- PRATURLON A. et SIRNA G. (1976).- Ulteriori dati sul margine cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese : *Geologica Romana*, v. 15 , p. 83-111.
- PURSER B.H. (1975).- Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Univ. Paris XI, Orsay.
- RADOICIC R. (1960).- Microfacies du Crétacé et du Paléogène des Dinarides externes yougoslaves. *Inst. Rech. géol. R. P. Crna Gora*, A: Micropaleont., t. IV / 1 .
- RADOICIC R. (1972).- Contributions to the stratigraphy of the Upper Cretaceous in Western Serbia. I: Micropaleontological Aspects of the upper Cretaceous Sedimentary Series of Skrapez. *Ann. géol. Péninsule Balkan.*, t. XXXVII/2, p. 89-99.
- RADOICIC R. (1974).- Contributions to the study of stratigraphy of the Upper Cretaceous of West Serbia. 3 : Micropaleontological aspect of Upper Cretaceous sediments of Gredina. *Vesn. Zadova geol. Istraz.*, A, t. XXXI/XXXII, (1973-1974), p. 101-109.
- RADOICIC R. (1979).- Salpingoporella ubaiydhii, a new senonian Dasyclad and some data about subsurface biostratigraphy of Western Iraqi Desert. *Bull. Acad. Serbe Sc. et Arts, Classe Sc. Nat. et Math.*, t. LXVIII, Sc. Nat., 19, p. 97-105.
- RADOICIC R. (1981).- The Cretaceous/Tertiary boundary and the Danien stage in the outer Dinarides of Montenegro. Symposium on problems of Danian in Yugoslavia ( Ljubljana ) Proceedings, p. 61-72.
- RADOICIC R. (1986).- Further records on subsurface biostratigraphy of western Iraqi desert (Block 7). Proceedings of Geoinstitute, Belgrad, vol. 19, p. 123-132.
- RADOICIC R. (1988).- *Laffiteina mengaudi* (Astre) in Yugoslavian Dinarides (Distribution, Stratigraphy, Depositional Environment). *Bull. CCCLIII, Acad. Serbe Sc. Arts, Cl. Sc. Nat. Math.*, n°52, p. 13-24.
- RAHAGHI A. (1976).- Contribution à l'étude de quelques grands Foraminifères de l'Iran. *Soc. Nat. Iran Petr.*, Lab. Micropal., pub. 6/1, 23 p.
- RAHAGHI A. (1978).- Paleogene biostratigraphy of some parts of Iran. *National Iranian Oil Company*, Publ. n° 7, 165 p.
- RAHAGHI A. (1983).- Stratigraphy and faunal assemblage of Paleocene - Lower Eocene in Iran. *National Iranian Oil Company*, Publ. n° 10, 174 p.
- RENAUD P. (1983).- Relations paléogéographiques entre différentes unités lazio-abruzzaises et nord campaniennes du Crétacé moyen au Néogène supérieur. Implications structurales ( Italie centro-méridionale). Thèse 3e cycle, Univ. Nancy I.
- RENZ C. (1940).- Die Tektonik der Griechischen Gebirge. *Prakt. Acad. Athènes*, t. 8, p. 1-171.
- RENZ C. (1955).- Die vorneogene Stratigraphie der normalsédimentären Formationen Griechenlands. *Inst. geol. subs. Res.*, Athènes.
- RICHTER D. et MARIOLAKOS I. (1973 ).- Olisthothrymma, ein bisher nicht bekanntes tekto-sédimentologisches Phänomen in Flysch-Ablagerungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, t. 142/2, p. 165-190.
- ROBERTSON A.H.F. et DIXON J.E. (1984).- Introduction : aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In : The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon J.E. and Robertson A.H.F.(eds). *Geol. Soc. London*, Sp. Publ. n° 17, 824 p.
- SARTONI S. et CRESCENTI U. (1962).- Ricerche biostratigrafiche nel mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giorn. Geol.*, (2), t. 19, (1960-1961), p. 161-388.
- SAVOYAT E. (1970).- Geological map of Greece (1: 50 000), Raptopoulon sheet.
- SCHROEDER R. et NEUMANN M. (1985).- Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Geobios*, Lyon, Mém. spec. 7, 160 p.
- SIREL E. (1976).- Description of the species of Rhapydionina liburnica STACHE, Rhapydionina malatyaensis n. sp. and new observations on the genus of Rhapydionina STACHE. *Bull. miner. Res. Explor. Inst. Turkey*, Ankara, t. 86, p. 101-106.
- SIREL E. et ACAR S. (1982).- *Praebullalveolina*, a new foraminiferal genus from the Upper Eocene of the Afyon and Canakkale region (west of Turkey). *Eclogae geol. Helv.*, t. 75/3, p. 821-839.
- SIREL E. et GUNDUZ H. (1978).- Description of *Sivasella* n.gen. (Foraminifera) from the Maestrichtian of Sivas (Central Turkey). *Türk. Jeol. Kur. Bül.*, 21, p. 67-75.
- SIREL E., GUNDUZ H. et ACAR S. (1983).- Sur la présence d'une nouvelle espèce d'*Orbitokathina* Hottinger dans le Thanétien de Van (Est de la Turquie). *Rev. Paléob.*, vol. 2, n° 2, p. 149-159.
- STEEL R., GJELBERG J., HELLAND-HANSEN W., KLEINSPEHN K., NOTTVEDT A. et RYE-LARSEN M. (1985).- The Tertiary Strike-Slip Basins and Orogenic Belt of Spitsbergen. In : Deformation, Basin Formation and Sedimentation, Biddle K.T. and Christie-Blick N.(eds). *SEPM spec. Publ.* n° 37, p. 339-359.
- TATARIS A. (1964).- The middle eocene bauxite of the Tripolitza zone and tectonic events within the eocene. *Bull. geol. Soc. Greece*, 1.5, p.36-56.
- TATARIS A. et MARANGOUDAKIS N. (1966).- The stratigraphy of the Upper horizons of Tripolitza zone. Tectonic and other observations in Kynouria-Lakonia area (Peloponnesus). *Bull. geol. Soc. Greece*, t. 6, p. 365-384.
- THIEBAULT F. (1977).- Etablissement du caractère ionien de la série des calcshistes et marbres ("plattenkalk") en fenêtre dans le Massif du Taygète ( Péloponnèse - Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc.3, p. 159-161.
- THIEBAULT F. (1979).- Stratigraphie de la série des calcshistes et marbres ("Plattenkalk") en fenêtre dans les massifs du Taygète et du Parnon (Péloponnèse, Grèce). *VI Coll. geol. AegeanRegion, Athènes*, (1977), t.II, p. 691-701.
- THIEBAULT F. (1982).- Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. géol. Nord*, Publication n° 6.
- TSAILA-MONOPOLIS S. (1977).- Micropaleontological and stratigraphical study of the Tripolitza (Gavrovo) zone in the Peloponnesus. *Inst. geol. subs. Res.*, Athènes, t. XX/1.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN du CHENE R., KUCHLY J., MEDIA-VILLA F. et TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 7, p. 1301-1321.
- VELIC I. (1989).- Lower Cretaceous Benthic foraminiferal biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. *Rev. Paléobiol.*, vol. spéc. n° 2 (Benthos'86), p. 467-475.

- WANNIER M. (1983).- Evolution, biostratigraphie et systématique des *Siderolitinae* (foraminifères). *Rev. Esp. Micropal.*, vol. XV, n° 1, p. 5-37.
- ZAMBETAKIS-LEKKAS A. (1988).- Biostratigraphie de la série crétacée de la Zone de Tripolitza dans le Massif de Mainalon (Péloponnèse central - Grèce). *Rev. Paleobiol.*, vol. spéc. n° 2 (Benthos'86), p. 477-482.
- ZAMBETAKIS-LEKKAS A., POMONI-PAPAIOANNOU F et CAROTSIERIS Z. (1988).- A middle Cenomanian-Lower Turonian (?) Emergence Episode in the Tripolitza Subzone (Central Peloponnesus, Greece). *Rev. Paleobiol.*, vol. 7, n° 1, p.129-136.



# INDEX



**INDEX DES ESPECES CITES DANS LE TEXTE  
POUR L'IDENTIFICATION DE LEUR AUTEUR**

(Les informations données en caractère droit et maigre, correspondent aux figurations rétenues pour la détermination; un astérisque (\*) suivant le nom de l'auteur du taxon indique que la figuration originale est prise en compte)

- Abrardia sp. (A. mosae) (HOFKER), 1955**  
Blanc et Neumann, 1975 : pl. 1  
Luperto-Sinni, 1976 : pl. 41  
Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 44, fig. 10 à 15  
Bilotte, 1984 : pl. 22, fig. 1-2
- Acarinina broedermanni (CUSHMAN & BERMUDEZ), 1949**  
Luterbacher, 1964 : fig. 128 (G-31, d, g, j, k)  
Postuma, 1971 : p. 179
- Acarinina bullbrookii (BOLLI), 1957**  
Luterbacher, 1964 : fig. 128 (G-31, c, f, h)  
Postuma, 1971 : p. 181  
Nocchi *et al.*, 1988 : pl. IV, fig. 3-4
- Acarinina mckannai (WHITE), 1928**  
Mc Gowran, 1968 : pl. 3, fig. 7 à 10  
Postuma, 1971 : p. 201
- Acarinina soldadoensis (BRONNIMANN), 1952**  
Postuma, 1971 : p. 159
- Accordiella conica FARINACII, 1962**  
Bilotte, 1984 : pl. 14, fig. 13-14  
Dercourt, 1964 : pl. LIX  
Luperto-Sinni, 1976 : pl. 48, fig. 3  
Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. LIII, fig. 1  
Drobne, 1981 : pl. 1, fig. 4-5
- Aeollasaccus kotori RADOICIC, 1959**  
Radoicic, 1972 : pl. 12, fig. 1 à 3  
De Castro, 1974 : pl. I à IX  
Bignot, 1972 : pl. VIII, fig. 6-7
- Alveolina aragonensis HOTTINGER, 1960**
- Alveolina aramesa HOTTINGER, 1960**
- Alveolina aff. boschii (DEFRANCE), 1825**
- Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI, 1905**
- Alveolina cf. distefanoi CHECCHIA-RISPOLI, 1905**
- Alveolina ellipsoidealis SCHWAGER, 1883**
- Alveolina fornasinii CHECCHIA-RISPOLI, 1909**
- Alveolina cf. indicatrix HOTTINGER, 1960**
- Alveolina cf. levantina HOTTINGER, 1960**
- Alveolina aff. montanarii DROBNE, 1977**
- Alveolina palermitana HOTTINGER, 1960**
- Alveolina cf. parva HOTTINGER, 1960**
- Alveolina pustulata SCHWAGER, 1883**
- Alveolina aff. pisella DROBNE, 1977**
- Alveolina sicula DE STEFANI, 1951**
- Brockina (Pestriella) balcanica CHERCHI, RADOICIC & SCHROEDER, 1976**  
Fleury, 1971 : pl. 1, fig. 10 à 14  
Christodoulou et Tsaila-Monopolis, 1975 : pl. LIX et LXXI  
Décrouez, 1976 : pl. 21, fig. 9-10  
Chiocchini, Mancinelli & Romano, 1989 : pl. 5, fig. 10  
Schroeder et Neumann, 1985 : pl. 47, fig. 1 à 8
- Broeckinella arabica HENSON, 1948**  
Drobne & Hottinger, 1971 : fig. 2 a-c, pl. 1, fig. 1 à 4 ; pl. 2, fig. 1-2  
Bignot, 1972 : pl. XXIV, fig. 2 ; pl. XXV, fig. 3 à 7  
Fleury, 1980 : pl. IV, fig. 19 à 21  
Sirel *et al.*, 1983 : pl. III, fig. 1, 2, 4
- "Broeckinella cf. arabica"**  
Christodoulou, 1972 : pl. XV à XVII  
Bernier et Fleury, 1980 : pl. I, fig. 12  
Fleury, 1980 : pl. IV, fig. 14 à 18  
Gusic & Jelaska, 1990 : pl. XIX, fig. 6 ; pl. XX, fig. 3
- Chapmanina gassinensis (SILVESTRI), 1905**  
Aubouin & Neumann, 1959 : pl. 2, fig. 1  
Dercourt, 1964 : pl. LXVII, haut  
Horstmann, 1967 : pl. XXII, fig. 1, 2, 5  
Deloffre & Hamaoui, 1973 : pl. 11, fig. 8  
Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. LXI, fig. 1-2  
Sirel & Acar, 1982 : pl. 4, fig. 8 à 10, 12 à 15  
Barbin & Décrouez, 1987 : pl. 1, fig. 1, 3, 4 et 8
- Chrysalidina gradata D'ORBIGNY, 1839**  
Fleury, 1971 : pl. 2, fig. 12-13  
Décrouez, 1976 : pl. 3, fig. 2  
De Castro, 1981 : pl. I à VIII  
Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 7, fig. 1 à 8
- Cisalveolina fallax REICHEL, 1941**  
Chiocchini & Mancinelli, 1977 : pl. XXXVIII, fig. 1  
Fleury 1980 : pl. II, fig. 1 à 5  
Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 64, fig. 1-4 ; pl. 65, fig. 1-4  
De Castro, 1988 : pl. V, fig. 1 à 7
- Clypeina ellioti BECKMANN, 1966**
- Clypeorbis mamillata (SCHLUMBERGER), 1902**  
Neumann, 1958 : pl. VII, fig. 1 à 7  
Cuvillier, 1961 : pl. LVI, fig. 2 ; pl. LVII, fig. 1  
Van Gorsell, 1978 : fig. 20  
Bilotte, 1984 : pl. 27, fig. 6  
Radoicic, 1986 : pl. 4, fig. 1-2
- Coskinnolina (Coskinnon) rajkæ HOTTINGER & DROBNE, 1980\***  
Bignot, 1973 : pl. 2, fig. 8, 9  
Drobne *et al.*, 1988 : pl. 23, fig. 1 ; pl. 26, fig. 7-8
- Coskinnolina roberti (SCHLUMBERGER), 1905**  
Hottinger & Drobne, 1980 : pl. 9, fig. 1 à 16  
Bonnetous & Bismuth, 1982 : pl. 6, fig. 8
- Cuvillierina eocaenica DEBOURLE 1955**  
Aubouin & Neumann, 1959 : pl. 4, fig. 3 à 5
- Cuvillierinella salentina PAPETTI & TEDESCHI, 1965\***  
De Castro, 1971 a : fig. 19 ; pl. XIX, fig. 8  
Chiocchini & Mancinelli, 1977 : pl. XLIII, fig. 2  
De Castro, 1988 : pl. VI, fig. 1 à 9 ; pl. VII, fig. 1
- Cyclopeuedomia hellenica FLEURY, 1979b\***
- Cyclopeuedomia klokovaensis (FLEURY & FOURCADE, 1990)\***  
Fleury, 1979 b : pl. 4, fig. 1 à 18
- Cyclopeuedomia smouti FLEURY, 1974\***  
Fleury, 1970 : pl. 2, fig. 12 à 15
- Cymopolia elongata (DEFRANCE), 1825**
- Cymopolia cf. mayaense JOHNSON & KASKA, 1965**
- Cymopolia cf. morelletorum BECKMANN, 1966**
- Cymopolia tibetica MORELLET, 1916**
- Dargenioella sp. (D. vesolei) DE CASTRO, 1987\***  
Drobne *et al.*, 1988 : pl. 24, fig. 2 à 4  
Gusic & Jelaska, 1990 : pl. XIX, fig. 4
- Daviesina ruida (SCHWAGER), 1863**  
Caus, Hottinger & Tambareau, 1980 : fig. 5, 7 (I-M) ; pl. 4, fig. 1, 2
- Daviesina tenuis (TAMBAREAU), 1967**  
Caus, Hottinger & Tambareau, 1980 : fig. 7 (E-H) ; pl. 3, fig. 1 à 3 ; pl. 4, fig. 3 à 7
- Discocyclina douvillei (SCHLUMBERGER), 1903**  
Neumann, 1958 : pl. XI, fig. 4 à 9
- Discocyclina marthae (SCHLUMBERGER), 1903**  
Neumann, 1958 : pl. XVII, fig. 1 à 5
- Discocyclina scalaris (SCHLUMBERGER), 1903**  
Neumann, 1958 : pl. XXI, fig. 1 à 6 ; pl. XXV, fig. 3-4  
Aubouin & Neumann, 1959 : pl. 3, fig. 1 et 4
- Discocyclina seunesi DOUVILLE, 1922**  
Neumann, 1958 : pl. XXIII, fig. 1 à 7 ; pl. XXV, fig. 1-2  
Cuvillier, 1961 : pl. LXIX, fig. 1  
Bignot, 1972 : pl. XXI, fig. 3
- Discorbis sp. (petit benthos hyalin, Discorbidés et Rotallidés)**  
Fleury, 1970 : pl. 3, fig. 7 à 10  
Bignot, 1972 : pl. XVI, fig. 12 à 18 ; pl. XXII, fig. 1 à 8 ; pl. XXXVIII, fig. 1 et 8 à 10  
Chiocchini & Mancinelli, 1977 : pl. XLIV, fig. 2 ; pl. XLV, fig. 2  
Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 62, fig. 8-9 et 12 à 14  
Luperto-Sinni, 1976 : pl. 53, fig. 8 à 10 ; pl. 54, fig. 1 à 12  
Drobne *et al.*, 1988 : pl. 25, fig. 8 à 12
- Discorbinopsis cf. kerfornei (ALLIX), 1921**  
Bignot, 1972 : pl. 44, fig. 4-5  
Bonnetous & Bismuth, 1982 : pl. 4, fig. 3 à 6 ; pl. 5, fig. 1-2 ; pl. 12, fig. 2
- Distichoplax biserialis (DIETRICH), 1927**
- Fabriania cassia (OPPENHEIM), 1896**  
Aubouin & Neumann, 1959 : pl. 2, fig. 2-3 ; pl. 3, fig. 3  
Deloffre & Hamaoui, 1973 : pl. 6, fig. 2 ; pl. 9, fig. 2, 5 ; pl. 10, fig. 4-5, 9
- Fallotella alvensis MANGIN, 1954**  
Bignot, 1973 : pl. 2, fig. 1 à 7, 10, 11 ; pl. 3, fig. 1 à 12  
Fleury, 1980 : pl. IV, fig. 13
- Fallotella kochanskae HOTTINGER & DROBNE, 1980\***  
Rahaghi, 1983 : pl. 2, fig. 1 à 5
- "Globigerinatheka" senni (BECKMANN), 1953**  
Postuma, 1971 : p. 157  
Nocchi *et al.*, 1988 : pl. V, fig. 1
- Globoflarina sphaeroides (FLEURY), 1982\***  
Rahaghi, 1983 : pl. 15, fig. 1 à 8 ; pl. 16, fig. 1 à 12 ; pl. 17, fig. 1 à 12
- Globotruncana arca (CUSHMAN), 1926**
- Globotruncana linneianna D'ORBIGNY**
- Globotruncanites stuarti-conica**
- Globotruncanites cf. stuarti (DE LAPPARENT), 1918**
- Glomalveolina dachelensis SCHWAGER, 1883**
- Glomalveolina minutula REICHEL, 1936**
- Glomalveolina primaeva REICHEL, 1937**
- Glomalveolina cf. telemetensis HOTTINGER, 1960**
- Gypsina discus BURSCH, 1947**
- Gypsina mastelensis BURSCH, 1947**
- Gyroidinella magna LE CALVEZ, 1959**  
Neumann, 1968 : pl. 1, fig. 1 à 9  
Bignot, 1972 : pl. XLIV, fig. 9  
Sirel & Acar, 1982 : pl. 5, fig. 12-13

- Haikyardia minima* (LJEBUS), 1911**  
 Deloñe & Hamaoui, 1973 : pl. 11, fig. 1 à 7  
 Sirel & Acar, 1982 : pl. 4, fig. 17 à 20
- Hellenocyclina beotica* REICHEL, 1949**  
 Neumann, 1958 : pl. IV, fig. 7-8  
 Depeuble, Neumann & Villain, 1972 : pl. 1, fig. 1 à 10 ; pl. 2, fig. 1 à 12  
 Inan, 1988 : pl. III, fig. 1 à 4
- Hippurites heritachi* KUHN, 1947**
- Hottingerina lukasi* DROBNE, 1975\***
- Idalina sinjarica* GRIMSDALE, 1952**  
 Bignot, 1972 : pl. XXIV, fig. 1 ; pl. XXVIII, fig. 1-2  
 Drobne, 1974 : pl. 1, fig. 1-2 et 4 à 13 ; pl. 12, fig. 1-2 ; pl. 13, fig. 2 ; pl. 14, fig. 1
- Keramosphærina tergestina* (STACHE), 1889**  
 Radoicic, 1960 : pl. LII, fig. 1-2  
 Luperto-Sinni, 1966 : pl. XIII, fig. 4  
 Fleury, 1970 : pl. 2, fig. 1  
 Bignot, 1972 : pl. VII, fig. 1 à 4  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 48, fig. 1  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 50, fig. 7  
 Drobne, 1981 : pl. 2, fig. 1-2
- Laffittina mengaudi* (ASTRE), 1923**  
 Tataris & Marangoudakis, 1966 : pl. XXII  
 Fleury, 1970 : pl. 3, fig. 5-6  
 Christodoulou & Tsaila-Monopolis, 1975 : pl. LXX, fig. 2  
 Radoicic, 1986 : pl. 1, fig. 1-2 ; pl. 2, fig. 1 à 3 ; pl. 3, fig. 1
- Lagynophora gr. liburnica* STACHE, 1889**
- Lapidorbitoides socialis* (LEYMERIE), 1851**  
 Neumann, 1958 : pl. VII, fig. 7 ; pl. VIII, fig. 8 ; pl. IX, fig. 1 à 8  
 Neumann, 1972 : pl. 2, fig. 12 à 15 ; pl. 3, fig. 1-2, 5-6  
 Van Gorsel, 1975 : fig. 2 m-o, pl. XII à XV
- Makarskiana trochoides* VAN SOEST, 1942**  
 Bignot, 1972 : pl. 44, fig. 2-3  
 Bonnetous & Bismuth, 1982 : pl. 2, fig. 2 ; pl. 4, fig. 8 ; pl. 6, fig. 2
- Microcodium elegans* GLUCK, 1912**
- Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME), 1854**  
 Pfender, 1934 : fig. 1 à 4 - pl. XI, fig. 6-7 ; pl. XIII, fig. 2 à 4  
 Sirel et al., 1983 : pl. III, fig. 18 à 22  
 Rahaghi, 1983 : pl. 43, fig. 14 à 18  
 Leppig, 1988 : fig. 1(1)
- Moncharmontia sponnicka* (DE CASTRO) 1967\***  
 Fleury, 1970 : pl. 2, fig. 4  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 48, fig. 7  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 45, fig. 6-7  
 Gusic & Jelaska, 1990 : pl. XIV, fig. 8 et 10-11
- Moreletpora nammatensis* VARMA, 1950**
- Morozovella acuta* (TOULMIN), 1941**
- Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ), 1942**  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 1, fig. 3 à 7 - pl. 2, fig. 15  
 Postuma, 1971 : p. 168-169  
 Cita & Bolli, 1961 : pl. XXX, fig. 14-15, 18-19, 21-22
- Morozovella aragonensis* (NUTTALL), 1930**  
 Luterbacher, 1964 : fig. 10, fig. 128 (G-31, a, l, m, n)  
 Postuma, 1971 : p. 172-173
- Morozovella caucasica* GLAESSNER, 1937**
- Morozovella formosa gracilis* (BOLLI), 1957**  
 Postuma, 1971 : p. 192-193
- Morozovella lehneri* (CUSHMAN & JARVIS), 1929**  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 2, fig. 5  
 Postuma, 1971 : p. 120
- Morozovella marginodentata* (SUBBOTINA), 1953**  
 Luterbacher, 1964 : fig. 128 (G-58, a et d)
- Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), 1927**  
 Postuma, 1971 : p. 213  
 Nocchi et al., 1988 : pl. IV, fig. 1-2
- Morozovella velascoensis* (CUSHMAN), 1925**  
 Luterbacher, 1964 : fig. 8  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 2, fig. 1  
 Cita & Bolli, 1961 : pl. XXX, fig. 20, 23-24  
 Postuma, 1971 : p. 218-219
- Morozovella wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON), 1932**  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 3, fig. 1  
 Cita & Bolli, 1961 : pl. XXX, fig. 9 à 13  
 Postuma, 1971 : p. 221
- Murciella cuvillieri* FOURCADE, 1966\***
- Murciella gr. cuvillieri* (in FLEURY & FOURCADE, 1990)**  
 Fleury, 1979 a : pl. 2, fig. 16 à 24 ; pl. 5, fig. 16 à 26  
 De Castro, 1988 : pl. VII, fig. 2 à 9
- Murciella renzi* FLEURY, 1979a\***
- Murgella apuis* (LUPERTO-SINNI), 1968**  
 Hamaoui & Saint-Marc, 1970 : pl. 40, fig. 4 à 7  
 Radoicic, 1974 : pl. VII, fig. 1 à 4  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 48, fig. 4-5  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 45, fig. 11 à 13  
 Décrouez, 1976 : pl. 16, fig. 6 à 10
- Murgella lata* (LUPERTO-SINNI), 1966**  
 De Castro, 1971 b : pl. I à XIII  
 Bignot, 1972 : pl. VII, fig. 7-8
- Fleury, 1980 : pl. III, fig. 24 à 26  
 Drobne, 1981 : pl. I, fig. 9 à 12
- Nezzatinella picardi* (HENSON), 1947**
- Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), 1899**  
 Barrier & Neumann, 1959 : pl. 1, fig. 6 ; pl. 2, fig. 12 à 16  
 Bilotte & Décrouez, 1979 : pl. 1, fig. 1-2 ; pl. 2, fig. 1 à 7
- Nummoloculina helmi* BONET, 1956**  
 Décrouez, 1976 : pl. 22, fig. 1 à 6 et 11  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. IX, fig. 1 ; pl. XL, fig. 1 ; pl. XLIX, fig. 4 ; pl. L, fig. 2
- Nummoloculina regularis* PHILIPPSON, 1887**  
 Fleury, 1971 : pl. 2, fig. 11  
 Décrouez, 1976 : pl. 22, fig. 7, 9, 12 et 14  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. XL, fig. 3  
 Bilotte, 1984 : pl. 5, fig. 15 à 17
- Nummulites anomalus* DE LA HARPE, 1879**  
 Cuvillier, 1961 : pl. LXXXVII, fig. 2  
 Blondeau, 1972 : pl. XV, fig. 1 à 9
- Nummulites d'orbigny* (GALEOTTI), 1837**  
 Blondeau, 1972 : pl. XX, fig. 13-14 ; pl. XXI, fig. 1 à 11
- Nummulites fabianii* (PREVER), 1905**
- Nummulites incrassatus* DE LA HARPE, 1883**  
 Cuvillier, 1961 : pl. XCIV, fig. 2  
 Blondeau, 1972 : pl. XXII, fig. 6 à 13
- Nummulites gr. perforatus* (MONFORT), 1808**
- Nummulites millecaput* BOUBEE, 1832**  
 Blondeau, 1972 : pl. XIII, fig. 1 à 9
- Nummulites striatus* (BRUGUIERE), 1792**  
 Cuvillier, 1961 : pl. XC, fig. 2 ; pl. XCI, fig. 1  
 Blondeau, 1972 : pl. XXIV, fig. 1 à 10
- Nummulites variolarius* (LAMARCK), 1804**  
 Blondeau, 1972 : pl. XIX, fig. 1 à 14
- Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), 1816**  
 Neumann, 1958 : pl. VI, fig. 1 à 8 ; pl. XXXV, fig. 2  
 Méric, 1967 : pl. 1 à 4  
 Van Gorsel, 1978 : fig. 13 ; pl. LXXI, fig. 2  
 Inan, 1988 : pl. II, fig. 5 à 7
- Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, 1901**  
 Neumann, 1958 : pl. IV, fig. 1 à 3, 5-6 ; pl. V, fig. 5-6  
 Neumann, 1972 : pl. 4, fig. 13 à 19  
 Bilotte, 1984 : pl. 27, fig. 1-2
- Orbitoides apiculata gruenbachensis* PAPP, 1955**
- Orbitoides gensacicus* (LEYMERIE), 1851**  
 Neumann, 1958 : pl. II, fig. 5 à 8  
 Radoicic, 1979 : pl. IV, fig. 1
- Orbitoides media* (D'ARCHIAC), 1837**  
 Neumann, 1958 : pl. III, fig. 1 à 6 ; pl. V, fig. 3-4 ; pl. XXXV, fig. 2  
 Neumann, 1972 : pl. 3, fig. 11 à 20 ; pl. 4, fig. 1 à 14
- Orbitoides media megaliformis* PAPP & KUPPER, 1953**
- Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, 1902**  
 Neumann, 1958 : pl. I, fig. 1 à 3, 6 à 9 ; pl. II, fig. 1 à 4 ; pl. XXXV, fig. 1  
 Neumann, 1972 : pl. 1, fig. 12 à 16 ; pl. 2, fig. 1 à 17 ; pl. 3, fig. 1 à 6, 8, 10  
 Neumann, 1987 : pl. 4, fig. 9 à 14 ; pl. 5, fig. 1 à 14 ; pl. 6, fig. 1 à 23
- ? *Orbitokathina vonderschmidt* HOTTINGER, 1966\***  
 Bilotte, 1984 : pl. 15, fig. 1
- "Orbitolinidé K"  
 Fleury, 1970 : pl. 1, fig. 1 à 11  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 37 à 42  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. LII, fig. 4-5  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 42 à 44
- Oroselina solaris* DIENI, MASSARI & RADOICIC, 1985**
- Pellatispra maderaszi* (HANTKEN), 1875**  
 Aubouin & Neumann, 1959 : pl. 1, fig. 1-2  
 Dercourt, 1964 : pl. LXVIII, bas  
 Fleury & Tsoufias, 1973 : pl. II, fig. 4
- Permocalculus gavroensis* DELOFFRE, 1991**
- Pieninia oblonga* BORZA & MISIK, 1976**  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 58, fig. 4-5  
 Bignot et al., 1984 : pl. I, fig. 2 à 4
- Pironea polystyla slavonica* HIBER**
- Planorbulina bronnimanni* BIGNOT & DECROUEZ, 1982\***
- Planorbulina cretæ* (MARSON), 1878**  
 Hottinger, 1966 : pl. VI, fig. 1 à 3  
 Neumann, 1972 : pl. 1, fig. 5, 9 à 11 ; fig. 23  
 Neumann, 1987 : pl. 1, fig. 2 à 5 ; pl. 2, fig. 1 à 18 ; pl. 3, fig. 1 à 4
- Planorbullinella dordoniensis* HOFKER Sr., 1959**  
 Hottinger, 1966 : pl. VI, fig. 4 à 6  
 Neumann, 1972 : pl. 1, fig. 1 à 4, 6-7 ; pl. 3, fig. 7, 9  
 Neumann, 1987 : pl. 1, fig. 6 à 15 ; pl. 3, fig. 5 à 19 ; pl. 4, fig. 1 à 8
- Planorotalites chapmani* (PARR), 1938**  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 4, fig. 13 à 21
- Planorotalites chapmani ehrenbergi* (BOLLI), 1957**  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 4, fig. 12  
 Postuma, 1971 : p. 189
- Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI), 1957**  
 Mc Gowran, 1968 : pl. 4, fig. 5 à 9



- Postuma, 1971 : p. 204-205  
 Fleury, 1980 : pl. IV, fig. 1 à 4  
***Præbullævolina slyonica* SIREL & ACAR, 1982\***  
***Praturionella salernitana* BARATTOLO, 1978**  
***Pseudocyclammina massiliensis* MAYNC, 1959**  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 27, fig. 5 à 8 ; pl. 29  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 40, fig. 1  
 Fleury, 1980 : pl. III, fig. 18  
***Pseudocyclammina sphaeroides* GENDROT, 1968\***  
 Christodoulou et Tsaila-Monopolis, 1975 : pl. LXIV-LXV  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 28, fig. 2 à 6  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. XLI, fig. 1 et 4  
 Fleury, 1980 : pl. III, fig. 19 à 22  
***Pseudohastigerina danvillensis* (HOWE & WALLACE),**  
 Nocchi et al. 1988 : pl. IV, fig. 8  
***Pseudohastigerina micra* (COLE), 1927**  
 Postuma, 1971 : p. 229  
 Nocchi et al. 1988 : pl. IV, fig. 7  
***Pseudolithothamnium album* PFENDER, 1936**  
***Pseudolithuonella reichelii* MARIE, 1954**  
 Gendrot, 1968 : pl. VI, fig. 1 à 3  
 Hamaoui & Saint-Marc, 1970 : pl. 31 ; pl. 39, fig. 1  
 Décrouez, 1976 : pl. 17, fig. 2-3  
 Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 9, fig. 1 à 10  
***Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), 1965\***  
 Radoicic, 1972 : pl. IV, fig. 1 à 4  
 Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 40, fig. 1 à 13 ; pl. 41, fig. 1 à 20 ; pl. 42, fig. 1 à 15  
***Pseudorhapydionina lauriniensis* (DE CASTRO), 1965\***  
 Radoicic, 1972 : pl. III, fig. 1, 4 et 6  
 Décrouez, 1976 : pl. 21, fig. 4, 6, 7 et 11  
 Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 43, fig. 1 à 18  
***Pseudorhapydionina casertana* (DE CASTRO), 1965\***  
 Radoicic, 1972 : pl. III, fig. 2, 5 et 7  
 Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 44, fig. 1-13 ; pl. 45, fig. 1-11  
***Pycroporidium levantinum* JOHNSON, 1964**  
***Reticulinella* sp.**  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 45, fig. 7 à 16  
 Fleury, 1980 : pl. III, fig. 10 à 14  
 Gusic & Jelaska, 1990 : pl. XIV, fig. 4-5  
**"*Rhapydionina*" (cf. *malatyaensis*) SIREL, 1975\* (ou "*R.*" *urensis*)**  
**HENSON, 1950\***  
***Rhapydionina liburnica* (STACHE), 1893**  
 Fleury, 1970 : pl. 2, fig. 9 à 11  
 Bignot, 1971 : pl. 1, fig. 1-2 ; pl. 2, fig. 1 à 16 ; pl. 3, fig. 1 à 13 ; pl. 4, fig. 1 à 7  
 De Castro, 1972 : pl. III  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. XIII, fig. 2 ; pl. XIV, fig. 1 ; pl. XVII, fig. 2 ; pl. XIX, fig. 2  
 Fleury, 1980 : pl. III, fig. 1 à 4  
 Drobne, 1981 : pl. III, fig. 1 à 15  
 Drobne et al., 1988 : pl. 24, fig. 8 à 11  
***Rosita contusa* (CUSHMAN), 1926**  
***Rotalia saxorum* D'ORBIGNY, 1826**  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 49, fig. 6 à 10  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 61, fig. 1-2  
***Rotalia skourensis* PFENDER, 1938**  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 49, fig. 4-5  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 61, fig. 6 à 8  
***Rotalia trochiliformis* (LAMARCK, 1804)**  
 Luperto-Sinni : pl. 49, fig. 1 à 3  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 61, fig. 4-5  
***Rotorbinella scarsellai* TORRE, 1966**  
 Fleury, 1970 : pl. 3, fig. 1-2  
 Bignot, 1972 : pl. VII, fig. 6  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 52, fig. 1 à 7  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. LII, fig. 2  
***Russoella radoicicae* BARATTOLO, 1984**  
***Salpingoporella mlivanovici* RADOICIC, 1978**  
***Scandonea mediterranea* DE CASTRO, 1974\***  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 47, fig. 1 à 4  
 Fleury, 1980 : pl. III, fig. 9  
***Scandonea samnitica* DE CASTRO, 1971\***  
 Fleury, 1980 : pl. III, fig. 8  
 Drobne, 1981 : pl. I, fig. 7  
***Selliaevolina viatii* COLALONGO, 1963**  
 Fleury, 1980 : pl. II, 10 à 19 ; 10 à 19 ; fig. A3, 1 à 16  
 Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 66, fig. 1 à 10  
 De Castro, 1988 : pl. I, fig. 5 à 8  
 Flery & Fourcade, 1980 : fig. 5  
***Sgrosoella pathenopela* DE CASTRO, 1969\***  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 55, fig. 2, 6-7 et 10  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 67, fig. 6 à 8  
***Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, 1801**  
 Radoicic, 1960 : pl. LV, fig. 1-2  
 Cuvillier, 1961 : pl. LVIII, fig. 1  
 Christodoulou & Tsaila-Monopolis, 1975 : pl. LXVII, fig. 1 ; pl. LXIX  
 Azema et al., 1979 : pl. XXXIX ; pl. XL, fig. 1  
 Wannier, 1983 : pl. 7, fig. 1 à 6 et 9  
 Bilotte, 1984 : pl. 19, fig. 12 ; pl. 21, fig. 10 et 12 ; pl. 27, fig. 9  
***Siderolites praevidali* (Praesiderolites) ANDREIEFF & NEUMANN, 1983\***  
***Siderolites vidali* DOUVILLE, 1906**  
 Wannier, 1983 : fig. 7 (13), fig. 8 (1 à 3) ; pl. 4, fig. 1 à 8 ; pl. 6, fig. 6 à 8  
 Andreief & Neumann, 1983 : pl. 3, fig. 5 à 9  
 Bilotte, 1984 : pl. 18, fig. 3 à 7 et 12 ; pl. 20, fig. 1 à 3, 8, 11-12 ; pl. 21, fig. 3-4, 6-7  
 Gusic & Jelaska, 1990 : pl. XII, fig. 3-4, 7  
 De Castro, 1990 : pl. XXVI, fig. 1 à 10 ; pl. XXVII, fig. 1 à 9 ; pl. XXVIII, fig. 1 à 3 ; pl. XXIX, fig. 1 à 4 ; pl. XXXIII ; pl. XXXIV, fig. 1  
***Silvestriella tetraedra* (GUMBEL), 1868**  
 Hofker, 1975 : fig. 1 à 5  
 Décrouez, 1978  
***Sirtina granulata* (RAHAGHI), 1976\***  
 Van Gorsel, 1978 : fig. 27  
***Sirtina orbitoldiformis* BRONNIMANN & WIRTZ, 1962**  
 Rahaghi, 1976  
 Inan, 1988 : pl. II, fig. 9 à 12  
***Sistanites* sp. (*S. iranica*) RAHAGHI, 1983\***  
***Sivasella monolateralis* SIREL & GUNDUZ, 1978\***  
***Smoutina cruysii* DROOGER, 1960**  
 Inan, 1988 : pl. I, fig. 1 à 9  
***Spirolina cylindracea* LAMARCK, 1804**  
 Bonnefous & Bismuth, 1982 : pl. 9, fig. 9 ; pl. 10, fig. 1-2, 4, 7  
***Stensioina surrentina* TORRE, 1966**  
 Bignot, 1972 : pl. XVI, fig. 19  
 Luperto-Sinni, 1976 : pl. 53, fig. 1 à 7  
 Luperto-Sinni & Ricchetti, 1978 : pl. 62, fig. 1 à 3 et 11  
***Thaumaporella (Gyroporella) parvovesiculifera* RAINERI, 1922**  
 Radoicic, 1960 : pl. XLII, fig. 2 ; pl. LI ; pl. LIII, fig. 1-2  
 Bignot, 1972 : pl. VIII, fig. 1  
 Tsaila-Monopolis, 1977 : pl. XII, fig. 2  
***Trochospira avnimelechi* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, 1970\***  
 Chiocchini, Mancinelli & Romano, 1989 : pl. 4, fig. 10 et 13 à 15  
 Schroeder & Neumann, 1985 : pl. 16, fig. 6-7  
***Truncorotaloides rohri* BRONNIMANN & BERMUDEZ, 1953**  
 Postuma, 1971 : p. 233  
***Truncorotaloides toplensis* (CUSHMAN), 1925**  
 Postuma, 1971 : p. 235  
 Nocchi et al., 1988 : pl. IV, fig. 5-6  
***Turborotalia boweri* ou *frontosa* (SUBBOTINA), 1953**  
 Postuma, 1971 : p. 145  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 1-2  
***Turborotalia cerroazulensis* (COLE), 1928**  
 Postuma, 1971 : p. 183  
 Fleury, 1980 : pl. IV, fig. 5 à 8  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 6-7  
***Turborotalia cerroazulensis-coccolensis***  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 8-9  
***Turborotalia coccolensis* (CUSHMAN), 1928**  
 Mc Gowran, 1964 : pl. 3, fig. 2  
 Postuma, 1971 : p. 185  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 10  
***Turborotalia coccolensis-cunialensis***  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 11  
***Turborotalia cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI), 1970**  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 12-13  
***Turborotalia increbescens* (BANDY), 1949**  
 Postuma, 1971 : p. 195  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 14  
***Turborotalia pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), 1970**  
 Nocchi et al., 1988 : pl. III, fig. 4-5  
***Zittellina montanaruae* BARATTOLO, 1985**



## INDEX DES PAGES OU SONT CITES LES TAXONS SIGNIFICATIFS

(On trouvera les noms d'auteurs de ces taxons dans l'index pour la détermination. On donne finalement entre crochets [ ] la référence aux éventuelles figurations contenues dans cet ouvrage)

<i>Abrardia</i> .....	47
<i>Acarinina gr. bullbrookii-spinuloinflata</i> .....	119, 124, 133, 134, 156, 157, 158, 161, 168, 169, 170, 175, [IX, 13à19]
<i>Acarinina broedermanni</i> .....	133, 134
<i>Acarinina bullbrookii</i> .....	124, 131, 132, 133, 134, 155
<i>Acarinina mcinnai</i> .....	114, 133, 161, 163, [IX, 41-42]
<i>Acarinina soldadoensis</i> .....	161, [IX, 39]
<i>Accordiella conica</i> .....	29, 41, 47, 49, 51, 53, 57, 58, 62, 77, 81, [I, 25à27]
<i>Aktinocyclus</i> sp.....	115, 116
<i>Alveolina aragonensis</i> .....	119
<i>Alveolina aramasa</i> .....	120, 128, 161
<i>Alveolina aff. bosci</i> .....	115, 120, 122, 124, [V, 12]
<i>Alveolina cremae</i> .....	120, 128, 161, [V, 11]
<i>Alveolina distefani</i> .....	120, 128, 161
<i>Alveolina ellipsoidalis</i> .....	119
<i>Alveolina forasini</i> .....	115
<i>Alveolina gr. levantina</i> .....	120, 128
<i>Alveolina cf. indicatrix</i> .....	115
<i>Alveolina montanari</i> .....	114, 115, 124, [V, 15-16]
<i>Alveolina palermitana</i> .....	122
<i>Alveolina parva</i> .....	128
<i>Alveolina pascillata</i> .....	114
<i>Alveolina pisella</i> .....	115, 124
<i>Alveolina sicula</i> .....	115, 120
<i>Angolia ? sp.</i> .....	115, [VI, 19]
<i>Assilina</i> sp.....	161, 175, [VI, 27]
<i>Asterigerina</i> sp.....	115, 116
<i>Asterocyclus</i> sp.....	115, 116, 175
<i>Bacinnella</i> sp.....	29, 47, 51
<i>Bigennerina</i> sp.....	77, 86, 101
<i>Borelis</i> sp.....	115, 116, 123, 127, 128, 133, 136, [V, 1-2]
<i>Broccina (Pastrikella) balcanica</i> .....	23, [I, 35-36]
<i>Broccinella araba</i> .....	114, 161, [IV, 13]
" <i>Broccinella cf. araba</i> ".....	42, 77, 83, 84, 86, 89, 92, 97, [II, 1]
<i>Broccinella</i> sp.....	114
Calciophaerulidés.....	47, 53, 54, 58, 59, 62, 77, 81, 82, 88, 89, 90, 93, 94, 97, 98, 100, 101
<i>Catapsydrax</i> sp.....	115, 171, [X, 8]
<i>Chapmanina gassinensis</i> .....	29, 133, 135, 159, [VI, 14à17]
Charophytes.....	122, 123
<i>Chrysalidina gradata</i> .....	23, 97, [I, 33-34]
<i>Chrysalidina</i> sp.....	114, 115, 149, 150, 153
<i>Cisalveolina fallax</i> .....	23
<i>Cleodocopsis</i> .....	29, 45
<i>Clavigerinella</i> sp.....	133, 170, [X, 2]
<i>Clypeina eliotti</i> .....	113, 127, 128, 129, 132, 150
<i>Clypeina</i> sp.....	114
<i>Clypeorbis mamillata</i> .....	93, 94, 98, [III, 20-21]
Coralinoidés.....	114, 127
Coralinacées.....	81, 114, 115, 116, 123
<i>Costanolina roberti</i> .....	115, [V, 4-5]
<i>Costanolina</i> sp.....	113, 115, 127, 163, 167, [IV, 2à16]
<i>Costanona rajkai</i> .....	113, 119, 128, 133, 161, [IV, 17]
<i>Citrobullimina</i> sp.....	115
<i>Citrogosella</i> sp.....	115
<i>Cuneolina</i> sp.....	23, 27, 41, 43, 45, 47, 49, 50, 53, 57, 77, 81, 84, 86, 93
<i>Cuvillierina eccanica</i> .....	161, [VI, 24]
<i>Cuvillierinella salentina</i> .....	77, 81
<i>Cuvillierinella</i> sp.....	42, 43, 49, 50, 81, 82, 93, 101, [II, 7à9]
<i>Cyclopaseudomia hellenica</i> .....	86
<i>Cyclopaseudomia klokovaensis</i> .....	81, 82
<i>Cyclopaseudomia smouli</i> .....	43, 82, 84
<i>Cyclopaseudomia</i> sp.....	41, 81, 82, 86, 101
<i>Cymopolia elongata</i> .....	128, 129
<i>Cymopolia cf. mayaensis</i> .....	132
<i>Cymopolia cf. moreletorum</i> .....	86
<i>Cymopolia</i> sp.....	113, 114, 127
<i>Cymopolia tibetica</i> .....	84, 86, 89, 97, 101
<i>Darganicella</i> sp.....	50, 53, 82
Dasycladales.....	123, 151, 153, 161, 162, 163, 168
<i>Daviesina ruida</i> .....	114
<i>Daviesina</i> sp.....	114, 132, [IV, 10-11]
<i>Daviesina tenuis</i> .....	114
<i>Dendriina</i> sp.....	115, [IV, 8]
<i>Dicyocornus</i> sp.....	163, 167, [IV, 1]
<i>Dicyokathina</i> sp.....	127, [IV, 13]
<i>Dicyopsella</i> sp.....	27, 47, 53, 57, 58, 62, 77
<i>Dicyolina</i> sp.....	23, 29, 41, 43, 45, 47, 49, 50, 51, 53, 54, 55, 57, 58, 59, 62, 77, 81, 82, 84, 86, 89, 101, 148, [I, 11]
<i>Discocyclus douvillei</i> .....	134, [VII, 13]
<i>Discocyclus marthae</i> .....	115, [VII, 14]
<i>Discocyclus scalans</i> .....	115, [VII, 12]
<i>Discocyclus saunisi</i> .....	114, [IV, 12]
<i>Discocyclus</i> sp.....	114, 115, 116, 119, 151, 165, 168, 175
Discorbidés.....	41, 42, 43, 47, 77, 81, 82, 101
<i>Discorinopsis cf. kerfomei</i> .....	115, [V, 9]
<i>Distichoplax biserialis</i> .....	113
<i>Ecannularia</i> sp.....	116
<i>Eolabiana</i> sp.....	136, [VI, 18]
<i>Eoruperia</i> sp.....	116, 136, [VI, 12-13]
<i>Fabiana cassisi</i> .....	115, 116, 121, 122, 123, 127, 129, 133, 135, 156, 158, 159, 161, 164, 168, 175, [VI, 20-21]
<i>Fabularia</i> sp.....	120
<i>Fallotella alavensis</i> .....	113, 119, 128, 133, 151, 161, [IV, 18à21]
<i>Fallotella kochanskiae ?</i> .....	113, [IV, 18]
<i>Fallotella</i> sp.....	114, 127, 131, 163, 167, [IV, 1]
<i>Girvanella</i> sp.....	29
" <i>Globigerinatheka</i> " <i>senni</i> .....	133, [IX, 12]
<i>Globigerinatheka</i> sp.....	123, 127, 129, 133, 134, 154, 155, 156, 157, 159, 161, 164, 168, 170, 171, 173
<i>Globofarina</i> sp.....	114
<i>Globofarina sphaeroides</i> .....	27, 128, 129, 131, 133, 146, 150, 162, 163, 168, [IV, 24-25]
<i>Globotruncana arca</i> .....	100
<i>Globotruncana linneiana</i> .....	100
<i>Globotruncana</i> sp.....	77, 81, 82, 84, 88, 90, 93, 98
<i>Globotruncanella cf. stuarti-conica</i> .....	99, 101, [III, 6-7]
<i>Giomalveolina</i> .....	14, 131, 151, 161, 163, 169, 171, 173
<i>Giomalveolina dachelensis</i> .....	124, 133, 151, [V, 17-18]
<i>Giomalveolina gr. lepidula</i> .....	134, 151
<i>Giomalveolina minutula</i> .....	128
<i>Giomalveolina primaeva</i> .....	119, 124, 131, 133, 151, [V, 19]
<i>Giomalveolina cf. telemetensis</i> .....	124
<i>Gouppilaudina</i> sp.....	53, 54, 62, 77, 81, 89, 93, 94, 98, [III, 12à14]
<i>Grybowския</i> sp.....	115, 116, 122, 123, 127, 128, 129, 133, 134, 136, 154, 156, 159, 168, 175, [VII, 8à10]
<i>Gypsina mastelensis</i> .....	133, [VI, 22-23]
<i>Gypsina discus</i> .....	115, 136, [VII, 16-17]
Gypsinidés.....	113, 114, 115, 116, 128, 135, 159
<i>Gyrodonella magna</i> .....	122
<i>Haddonella</i> sp. ou <i>Placopsilina</i> sp.....	114, [VII, 15]
<i>Halimeda</i> sp.....	114
<i>Halkyardia minima</i> .....	115, 116, 121, 122, 135, [VI, 10]
<i>Hantkenina</i> sp.....	133, 134, 154, 156, 157, 159, 161, 168, 170, 171, 173, 175, [X, 3à5]
<i>Hellenocyclus beotica</i> .....	86, 88, 89, 90, 95, 97, 98, [II, 14-15]
Hétérohélidés.....	98, 99, 100
<i>Heterostegina</i> sp.....	123, [VII, 8à10]
<i>Hippurites heritschi</i> .....	77, 89, 95
<i>Hottingerina lukasi</i> .....	113, 119, 124, 128, 132, 133, 151, 161, 163, [IV, 22-23]
<i>Ialina sinjarica</i> .....	113, 132
<i>Kathina</i> sp.....	114, 150
<i>Keramosphaerina tergestina</i> .....	29, 62, 81, 86, 159, 168, [I, 24]
<i>Lacazina</i> sp.....	120
<i>Laffiteina mengaudi</i> .....	86
<i>Laffiteina</i> sp.....	131
<i>Lagynophora gr. liburnica</i> .....	77
<i>Lepidorbitoides socialis</i> .....	86, 90, 93, 95, [III, 17-18]
<i>Lepidorbitoides</i> sp.....	81, 86, 88, 89, 90, 93, 97, 98, 100, 101, 148
<i>Linderina</i> sp.....	136, [VI, 24]
<i>Lofusia</i> sp.....	88, 89, 95, 97, 101, [III, 19]
<i>Makariskiana cf. trochoidea</i> .....	115
<i>Marssonella</i> sp.....	62, 77, 81, 86, 89, 90, 93, 97
Mélobésiés.....	94, 95
<i>Minouxia</i> sp.....	41, 49, 81, 82, 84, 86, 101
<i>Miscellanea miscella</i> .....	114, [IV, 3-4]
<i>Miscellanea</i> sp.....	114, 127, 131, 132, 133, 134, 146, 150, 151, 161, 163, 165, 167, 168, 170, [IV, 5à9]
<i>Moncharmontia apenninica</i> .....	29, 41, 45, 47, 51, 53, 57, 59, 62, 81, 90, 99, [I, 1à7]
<i>Moncharmontia</i> sp.....	27, 29, 41, 49, 50, 53, 57, 77, 81, 82, 84, 86, 89, 101, 148, 153, 155
<i>Moreletpora nammalensis</i> .....	128

<i>Morozovella acuta</i> .....	131, 133, 163, [VIII, 12-13]
<i>Morozovella aequa</i> .....	119, 131, 133, 134, 161, [VIII, 11; IX, 37-38]
<i>Morozovella aragonensis</i> .....	119, 131, 192, 133, 134, 153, 155, 169, 175, [IX, 26&34]
<i>Morozovella caucasica</i> (?).....	133
<i>Morozovella formosa gracilis</i> .....	119, 161, [IX, 40]
<i>Morozovella lehneri</i> .....	133, 159, 161, 168, 169, 170, 175, [IX, 20&22]
<i>Morozovella marginodentata</i> .....	119, 131
<i>Morozovella</i> sp.....	114, 163, [VIII, 14&25]
<i>Morozovella spinulosa</i> .....	133, 134, 157, 159, 161, 168, 170, [IX, 23&25]
<i>Morozovella velascoensis</i> .....	119, 127, 129, 131, 133, 155, 161, [VIII, 1&6]
<i>Morozovella</i> gr. <i>velascoensis</i> .....	119, 133, 148, 156, 161, 162, 163, [VIII, 7&10]
<i>Morozovella wilcoxensis</i> .....	133, 134, [IX, 35-36]
<i>Murciella</i> (gr.) <i>cuvillieri</i> .....	41, 42, 77, 81, 82, 86, 89, 97, 101, [II, 6]
<i>Murciella renzi</i> .....	41, 43, 81, 84, [II, 10]
<i>Murciella</i> sp.....	49, 81, 82, 83, 84, 86
<i>Murgina apula</i> .....	29, 41, 47, 57, 62, 77, 81, 101, [I, 28]
<i>Murgella lata</i> .....	29, 59, 62, 81, 82, 86, 88, [I, 19&23]
<i>Nazzazata</i> sp.....	23
<i>Nazzazatinella picardi</i> .....	23, 27, 29, 45, 82
<i>Nazzazatinella</i> sp.....	81
<i>Nummolalotia cretacea</i> .....	94, [III, 22]
<i>Nummoloculina heimi</i> .....	23
<i>Nummoloculina regularis</i> .....	23
<i>Nummoloculina</i> sp.....	23, 27, 29
<i>Nummulites anomalus</i> .....	121
<i>Nummulites</i> gr. <i>anomalus</i> .....	122
<i>Nummulites aluncus-perforatus</i> .....	121
<i>Nummulites d'orbigny</i> .....	122, 133
<i>Nummulites fabiani</i> .....	115, 116, 123, 136, [VI, 1&6]
<i>Nummulites incrassatus</i> .....	123
<i>Nummulites</i> gr. <i>laevigatus-brongniartii</i> .....	121
<i>Nummulites millecaput</i> .....	121, 122, 127, 128, 133, 135, 158, 159
<i>Nummulites</i> gr. <i>perforatus</i> .....	122, 158
<i>Nummulites striatus</i> .....	122
<i>Nummulites variolatus</i> .....	133
? <i>Omphalocyclus</i> sp.....	96, [II, 17]
<i>Omphalocyclus macroporus</i> .....	86, 88, 90, 92, 93, 95, 97, 98, 101, [II, 15-16]
<i>Operculina</i> sp.....	114, 151, 153, 175, [VI, 29&32]
<i>Orbitoides apiculata</i> .....	86, 88, 89, 90, 92, 93, 95, 97, 98, 100, 101, [III, 23&25]
<i>Orbitoides gensacicus</i> .....	90, 92, 93, 95, 97, 101, [III, 26]
<i>Orbitoides gruenbachensis</i> .....	93
<i>Orbitoides media</i> .....	53, 54, 55, 58, 59, 77, 81, 82, 84, 96, 88, 89, 90, 93, 101, [III, 27]
<i>Orbitoides media megalolarmis</i> .....	77, 81, 82
<i>Orbitoides tissoti</i> .....	41, 47, 53, 54, 55, 58, 59, 77, 81, 82, 84, 88, 89, 90, 93, 97, 98, [III, 28, 29?]
<i>Orbitokathina</i> sp.....	114
? <i>Orbitokathina vonderschmidti</i> .....	82
<i>Orbitolinidés</i> K.....	29, 41, 45, 47, 49, 51, 53, 57, 59, 62, 90, 127, [I, 10]
<i>Orbitolites</i> sp.....	114, 115, 120, 121, 123, 151, 153, 158, 161, 170, [V, 14]
<i>Oreosina solaris</i> .....	132
<i>Pellatispira madaszsi</i> .....	116, 123, 128, 154, 164, 168, [VII, 1&5]
<i>Pellatispira</i> sp.....	116, 128, 129, 133, 134
<i>Pénéropidés</i> .....	114, 115, 135, 150, [II, 2]
<i>Perroncalculus gavrovensis</i> .....	84, 89, 162
<i>Pierinia oblonga</i> .....	53, 57, 58
<i>Pironea polystyla slavonica</i> .....	95
<i>Planoglobulina</i> .....	99
<i>Planorbulina bronnimanni</i> .....	115, 136, [VI, 26]
<i>Planorbulina cretae</i> .....	62, 77, 101, 149, [VII, 18]
<i>Planorbulina</i> sp.....	115, 116, 151
<i>Planorbulinella dordoniensis</i> .....	41, 47, 54, 59, 62, 77, 81, 93, [III, 29]
<i>Planorotalites chapmani</i> .....	114, 156, 163, [VIII, 29&36]
<i>Planorotalites chapmani ehrenbergi</i> .....	114, 163, [VIII, 37]
<i>Planorotalites pseudomenardi</i> .....	114, 119, 124, 127, 129, 131, 133, 148, 153, 155, 156, 161, 162, 163, 168, [VIII, 38&50]
<i>Praebulavolina</i> cf. <i>alyonica</i> .....	115
<i>Praebulavolina</i> sp.....	123
<i>Praerhapydionina</i> sp.....	115
<i>Praerhapydionina</i> sp.....	114, 115, [V, 3]
<i>Pseudocyclammina massiliensis</i> .....	47, 51, 53, 58, [I, 9]
<i>Pseudocyclammina sphaeroidea</i> .....	27, 29
<i>Pseudohastigerina danvillensis</i> .....	171, [X, 7]
<i>Pseudohastigerina micra</i> .....	133, 134, 171, [X, 6]
<i>Pseudohastigerina</i> sp.....	134, 154, 159, 171
<i>Pseudolithothamnium album</i> .....	57, 58, 89, 90, 95, 97, [VII, 19-20]
<i>Pseudolithonella reichel</i> .....	23
<i>Pseudolithonella</i> sp.....	123
<i>Pseudorhapydionina dubia</i> .....	23, [I, 29&32]
<i>Pseudorhapydionina lauriniensis</i> .....	23
<i>Pseudorhapydionina casertana</i> .....	23
<i>Pycroporidium levantinum</i> .....	114
<i>Racemigumbelina</i> .....	99
<i>Radiolitiidae</i> .....	101
<i>Ranikothalia</i> sp.....	114, 119, 124, 131, 133, 151, 153, 163, 165, [VI, 28]
<i>Reticulinella</i> sp.....	29, 41, [I, 12-13]
* <i>Rhapydionina</i> (cf. <i>malayaensis</i> ou <i>urensis</i> ).....	115, [V, 7]
<i>Rhapydionina liburnica</i> .....	42, 43, 77, 83, 84, 86, 89, 92, 97, 114, 119, 128, 132, 146, 169, [II, 3-4]
<i>Rhapydionina</i> sp.....	43, 63, 81, 82, 84, 86, [II, 5]
* <i>Rhapydionina</i> sp.....	123
<i>Rhapydioninidae</i> .....	47, 57, 77, 82, 101, 102, 153
<i>Rhapydioninidés</i> à structure fine ( <i>Pseudedomia</i> sp.).....	89, 93, 94, 95, 97, [III, 16]
<i>Rosita contusa</i> s.s.....	99, [III, 8]
<i>Rotalia saxorum</i> .....	77
<i>Rotalia skourensii</i> .....	77
<i>Rotalia trochidiformis</i> .....	77
<i>Rotorbinella scarsellai</i> .....	29, 41, 45, 47, 50, 53, 57, 77, 81, 86, 90, [I, 8]
<i>Rupertinae</i> .....	115, 116
<i>Russoella radoicicae</i> .....	43, 84, 86, 113, 114, 119, 132
<i>Saipingoporella mihanovici</i> .....	23
<i>Scandonea mediterranea</i> .....	29, 43, 45, 47, 51, [I, 14&18]
<i>Scandonea samnitica</i> .....	29, 81, 82
<i>Scandonea</i> sp.....	41, 45, 47, 49, 50, 51, 53, 57, 77, 81, 82
<i>Schlosseria</i> sp.....	114, 136, 150, 151, [VI, 11]
<i>Sellaalveolina vialli</i> .....	23
<i>Sgrosoella parthenopea</i> .....	45
<i>Siderolites calcitrapoides</i> .....	82, 84, 86, 88, 89, 90, 92, 93, 95, 97, 98, 100, 101, 132, 146, 153, 168, 169, [II, 11&14]
<i>Siderolites</i> gr. <i>vidali</i> .....	47, 53, 54, 58, 77
<i>Siderolites</i> sp.....	93, [II, 19-20]
<i>Siderolites praevitali</i> ( <i>Praesiderolites</i> ).....	47, 62
<i>Siderolites vidali</i> .....	41, 47, 53, 54, 57, 58, 59, 81, 82, 93, 101, [II, 21&25]
<i>Silvestriella tetraedra</i> .....	129, 133, 135, [VII, 6-7]
<i>Sirtina granulata</i> .....	89
<i>Sirtina orbitoidiformis</i> .....	81, 93, 98, [III, 9&11]
<i>Sirtina</i> sp.....	62, 81, 89, 92, 93, 95, 98
<i>Sistertites</i> sp.....	150, [IV, 14-15]
<i>Sivasella monolateralis</i> .....	82, [II, 18]
<i>Smouline cruxi</i> .....	95, [III, 1-2]
<i>Solenomeris</i> sp.....	86, 89, 90, 92, 95, 97, 101, 115
* <i>Solenomeris</i> ? sp.....	116, [VII, 21]
<i>Solenoporacées</i> .....	23
<i>Sphaerogypsina</i> sp.....	116, [VII, 16-17]
<i>Spiroclypeus</i> sp.....	115, 116, 123, 128, 134, 159, 164, 168, [VII, 11]
<i>Spirolina cylindracea</i> .....	115, [V, 8]
<i>Squamariacées</i> .....	81, 82, [VII, 19-20]
<i>Stensioina</i> sp.....	77
<i>Stensioina surrentina</i> .....	81, 82
<i>Sulcoperculina</i> sp.....	89, 92, 93, 101, [III, 3-5]
<i>Terquemella</i> sp.....	81, 82, 101
<i>Trochospira avimelechi</i> .....	23
<i>Truncorotaloides rohr</i> .....	133
<i>Truncorotaloides</i> gr. <i>rohr</i> - <i>topilensis</i> .....	161, 170, [IX, 6&11]
<i>Truncorotaloides</i> sp.....	158
<i>Truncorotaloides topilensis</i> .....	129, 133, 157, 159, 161, 168, 169, 170, 175, [IX, 1&5]
<i>Turborotalia</i> gr. <i>cerroazulensis</i> .....	127, 133, 154, 155, 156, 157, 159, 161, 168, 170
<i>Turborotalia boweri</i> ou <i>frontosa</i> .....	124, 133, 159, [X, 25&27]
<i>Turborotalia cerroazulensis</i> .....	127, 133, 134, 154, 171, [X, 14&17]
<i>Turborotalia cerroazulensis-coccaensis</i> .....	134, 159, 170, 171, [X, 12-13]
<i>Turborotalia coccaensis</i> .....	154, 159, 170, 171, [X, 11]
<i>Turborotalia coccaensis-cunialensis</i> .....	159, 173, [X, 10]
<i>Turborotalia cunialensis</i> .....	134, 154, 159, [X, 9]
<i>Turborotalia increbescens</i> .....	123, 133, 134, [X, 1]
<i>Turborotalia pomeroli</i> .....	170, 171, [X, 18&24]
<i>Valulina</i> sp.....	115
<i>Valulina</i> sp.....	77
<i>Valvulinidés</i> .....	113, 114, 115, 163, [V, 10]
<i>Zittellina montanarocae</i> .....	132

## **TABLE DES MATIERES**



<b>AVANT-PROPOS</b> .....	I
<b>AVERTISSEMENT-RESUME</b> .....	III
<b>FOREWORD-SUMMARY</b> .....	V
<b>ΣΗΜΕΙΩΣΗ-ΠΕΡΙΛΗΨΗ</b> .....	VII
<b>PLAN</b> .....	1
<b>INTRODUCTION - Les Hellénides, les Ori Valtou</b> .....	3
<b>CHAPITRE I - Généralités, Présentation des Hellénides externes</b> .....	3
I. Histoire sédimentaire .....	3
1. La zone de Paxos-Zanthe .....	3
2. La zone Ionienne .....	3
3. La zone de Gavrovo-Tripolitza .....	4
4. La zone du Pinde-Olonos .....	4
5. La zone du Parnasse .....	5
6. La "zone" béotienne .....	5
II. Histoire tectonique .....	5
<b>CHAPITRE II - Présentation des Ori Valtou ("Massif du Gavrovo")</b> .....	9
I. Notes touristiques .....	9
II. Historique des connaissances géologiques .....	11
III. But, méthodes et matériel de travail .....	14
<b>PREMIERE PARTIE - Stabilité anté-campanienne</b> .....	19
<b>CHAPITRE I - Les faits : de la grande lacune turono-sénonienne à l'W à la série continue à l'E</b> .....	19
I. Domaine occidental : carbonates du Crétacé inférieur à Turonien directement recouverts par les sédiments post-campaniens .....	19
A. Le Crétacé inférieur .....	19
B. Le Cénomaniens - "CsB1-2" .....	21
1. Le Cénomaniens inférieur-moyen ("CsB1") .....	23
2. Le Cénomaniens moyen-supérieur ("CsB2") .....	23
C. Le Turonien - Sénonien p.p. "CsB3" .....	26
II. Domaine axial : carbonates du Turonien à Santonien recouverts directement par les sédiments post-campaniens .....	27
III. Domaine oriental : carbonates du Santonien supérieur passant sans discontinuité majeure à ceux du Crétacé terminal .....	29
<b>CHAPITRE II - Interprétation d'ensemble de l'évolution antécampagnienne de la plate-forme des Ori Valtou</b> .....	31
<b>CHAPITRE III - Comparaison de l'évolution locale à celle de quelques plates-formes de la région méditerranéenne</b> .....	33
I. Faits indiquant une commune évolution d'ensemble .....	33
II. Faits témoignant d'évolutions locales particulières .....	34
III. Evolutions locales (tectoniques) et évolution d'ensemble (subsidence et eustatisme) : un bilan .....	34
<b>DEUXIEME PARTIE - Instabilité fincrétacée-éotertiaire</b> .....	37
<b>CHAPITRE I - Période campano-maastrichtienne : les conséquences d'une première instabilité</b> .....	37
I. Domaine oriental : sédimentation crétacée continue et différenciée .....	39
A. Secteur "interne" (faciès d'émergence dominants) .....	41
1. Coupe au SE de Vélaora (= Okhtia) (A1, fig. 17 et 18) .....	41
2. Coupe aux environs de Néο Argirio (A2, fig. 17 et 19) .....	42
<i>Faciès et signification des séries à caractère interne</i> .....	43
B. Secteur "intermédiaire-interne" (membre bioclastique peu important) .....	45
1. Coupe de Méga Dhiasselo 1 (B1, fig. 17 et 21-22) .....	45
2. Coupe Méga Dhiasselo 2 (B2, fig. 17 et 23) .....	49
3. Coupe de Mégalokhari 1 (B3, fig. 17 et 23) .....	50
<i>Faciès et signification des séries à caractère "intermédiaire-interne"</i> .....	50
C. Secteur "intermédiaire-externe" et "externe" (calcaires bioclastiques abondants) .....	51
1. Coupe de Koukos 1 (C1, fig. 17 et 24) .....	51
2. Coupe de Koukos 2 (C2, fig. 17 et 25) .....	53
3. Coupe de Mégalokhari 2 (C3, fig. 17 et 26) .....	54
4. Coupe de Perdikaki (C4, fig. 17 et 27) .....	56
5. Coupe de Sivista 1 (C5, fig. 17 et 28a) .....	57
6. Coupe de Sivista 2 (C6, fig. 17 et 28b) .....	58
7. Coupe de Tsouma (C7, fig. 17 et 29) .....	58
<i>Faciès et signification des séries "intermédiaire-externe" et "externe"</i> .....	59

D. La série du compartiment de Triklino-Alévratha (extrême S du massif) .....	62
1. Coupe de Fayias (D1, fig. 17 et 30) .....	62
2. Autres informations (D2(1 et 2), fig. 17 et 31) .....	63
Vue d'ensemble sur l'évolution campano-maastrichtienne du Domaine oriental .....	65
1. Le Campanien inférieur (biozone "CsB5") : différenciation du secteur Triklino-Alévratha .....	67
2. Le Campanien inférieur terminal ("CsB5" final) : différenciation du secteur "externe" du Domaine oriental .....	70
3. Le Campanien supérieur - Maastrichtien (biozones "CsB6" - "CsB7") : l'ensemble du Domaine oriental est de nouveau peu à peu soumis au régime de plate-forme interne .....	71
II. Domaine axial et occidental : lacune sénonienne et sédimentation récifale finicrétacée .....	75
A. Témoins de récifs et de lagons d'arrière-récif du Campanien supérieur - Maastrichtien dans la partie centrale et centro-septentrionale du massif .....	75
1. Coupe de Platovouni-Nord (A1, fig. 34 et 35) .....	75
2. Coupe de Pirgi 1 (A2, fig. 34 et 38-39) .....	81
3. L'affleurement de Pirgi 2 (A3, fig. 34 et 40) .....	84
4. Les affleurements d'Ithamos (A4, fig. 34 et 41) .....	86
5. L'affleurement d'Ano Kambos (Platovouni S) (A4, fig. 34 et 43) .....	88
6. L'affleurement situé entre les sommets Gavrovo et Pratina (A6, fig. 34) .....	90
7. L'affleurement de Milogosti (A7, fig. 34) .....	92
B. Ensembles récifaux du Maastrichtien supérieur en place vers le N du massif .....	93
1. Coupe de Stani Férentinos 1 (B1, fig. 34 et 45-46 A-B) .....	93
2. Coupe de Stani Férentinos 2 (B2, fig. 34, 46A et 48) .....	96
3. Affleurements de la route entre Xirokambos et Astrokhorí (B3, fig. 34 et 50) .....	98
C. Une éventuelle série de transition entre les deux domaines .....	100
Vue d'ensemble sur l'évolution campano-maastrichtienne du Domaine axial et occidental .....	103
III. Evolution campano-maastrichtienne de l'aire des Ori Valtou .....	107
A. Position de la limite des deux Domaines .....	107
B. Evolution d'ensemble de l'aire des Ori Valtou .....	108
CHAPITRE II - Période Paléocène-Eocène : instabilités et lacunes multiples .....	109
I. Domaine oriental : sédimentation récifale-périrécifale discontinue .....	111
A. Secteur "interne" (Faciès récifaux-périrécifaux thanétiens et lacune de l'Eocène moyen) .....	113
1. Coupe aux environs de Néο Argirio (A1, fig. 54 et 55) .....	113
2. Coupe à l'E d'Avlaki (A2, fig. 54 et 56) .....	116
<i>Faciès et signification des séries du secteur "interne"</i> .....	117
B. Secteur "intermédiaire-interne" (Série épaisse présentant deux émerSIONS distinctes séparées par les sédiments de l'Eocène moyen) .....	118
1. Coupe aux environs d'Avlaki (B1, fig. 54 et 57-58) .....	119
2. Coupe de Vélaora (Okhtia) (B2, fig. 54 et 61) .....	124
<i>Faciès et signification des séries du secteur "intermédiaire-interne"</i> .....	125
C. "Secteur intermédiaire externe". (Faciès bréchique et planctonique peu épais, absence de l'Eocène inférieur, épisode récifal à l'Eocène moyen à supérieur) .....	125
La série du massif proprement dit .....	127
1. Coupe de Koukos 2 (C1, fig. 54 et 62) .....	127
2. Coupe Koukos 1 (C2, fig. 54 et 62) .....	128
3. Les coupes de Méga Dhiasselo (C3, fig. 54) .....	128
La série de l'unité chevauchante .....	129
4. Coupe de Koukos 1bis (C4, fig. 54 et 62) .....	129
5. Coupe de Koukos 3 (C5, fig. 54 et 62) .....	129
6. Coupe de Mégalokhari 1 (C6, fig. 54) .....	129
<i>Faciès et signification des séries du secteur "intermédiaire externe"</i> .....	129
D. Secteur "externe" (Faciès planctoniques ou benthoplanctoniques et bréchiques, peu puissants) ....	131
1. Coupe de Pigaditis (D1, fig. 54 et 63) .....	131
2. Coupe de Tsouma (D2, fig. 54 et 64) .....	132
3. Coupe de Sivista (D3, fig. 54 et 64) .....	134
<i>Faciès et signification des séries du secteur "externe"</i> .....	134
E. Partie orientale du Compartiment de Triklino-Alévratha .....	135
<i>Faciès et signification de la série orientale du Compartiment Triklino-Alevradha</i> .....	137
Vue d'ensemble sur l'évolution paléocène-éocène du Domaine oriental .....	137
1. L'épisode paléocène : remise en eau de la plate-forme après l'émerSION finicrétacée-éopaléocène .....	140
2. L'épisode éocène inférieur : fin de la sédimentation récifale, émerSIONS répétées et tendances provisoires à l'homogénéisation des milieux .....	141
3. L'épisode éocène moyen : sédimentation différenciée entre deux émerSIONS .....	142
4. L'épisode éocène supérieur : lente remise en eau et installations récifales dans les secteurs internes ; poursuite de la sédimentation planctonique dans les secteurs externes, avant l'arrivée du flysch .....	143

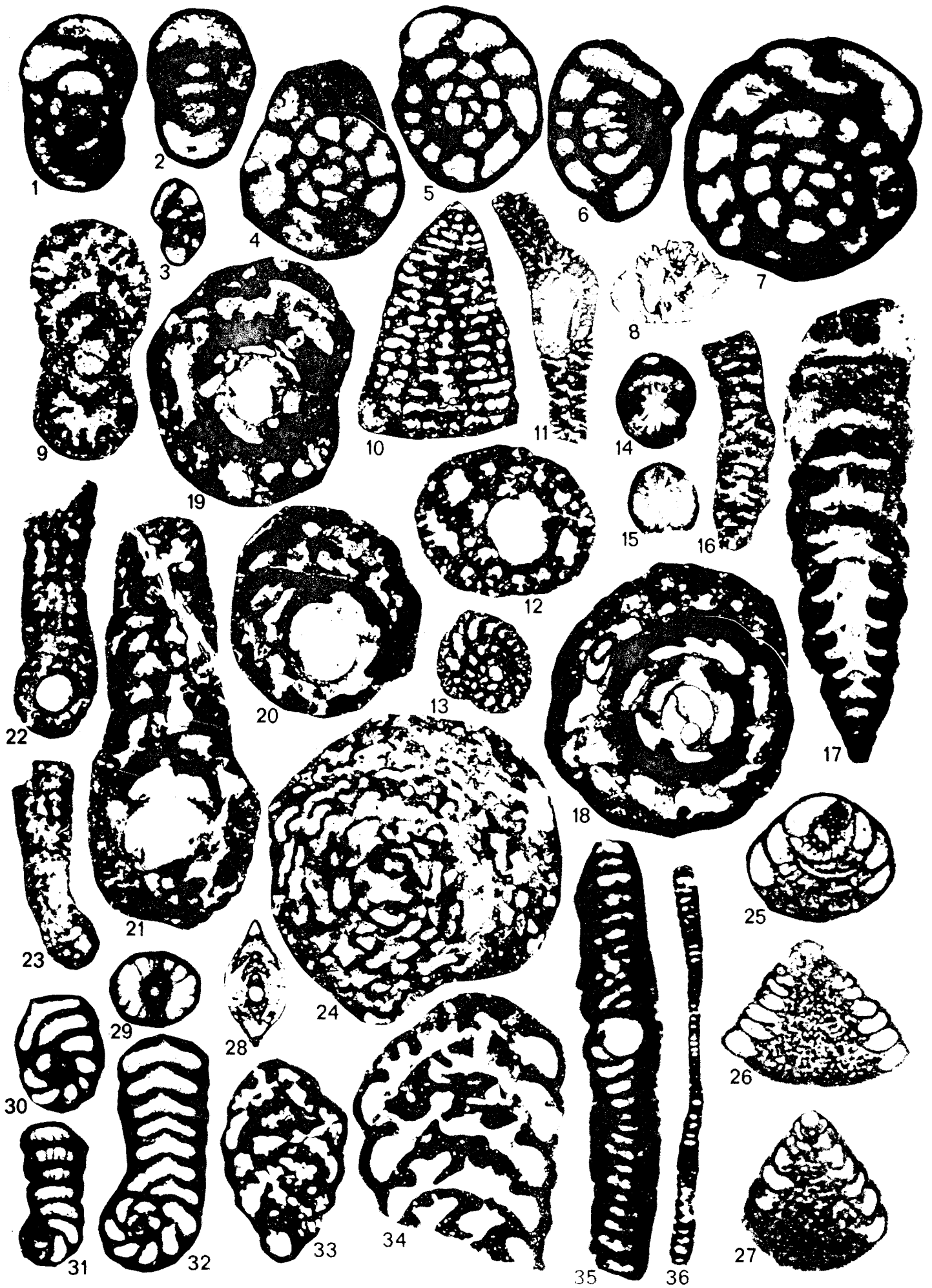


II. Domaine axial et occidental .....	145
A. Les "zones hautes" (récifs à madrépores au Paléocène, dont la destruction nourrit probablement la sédimentation au cours de l'Éocène inférieur et moyen) .....	145
A1 à A4: Paléocène inférieur : Séries récifales en place .....	145
1. Coupe de Yérambis (fig. 68 et 69) .....	145
2. Coupe de Alki (fig. 68 et 70) .....	146
3. Les affleurements du Triangle de Stani Férentinos - Aéli (A3, fig. 68) .....	148
4. L'affleurement situé entre les sommets Gavrovo et Pratina (A4, fig. 68) .....	149
<i>Faciès et signification des récifs en place</i> .....	149
A5 à A8: Paléocène inférieur : Témoins de formations récifales remaniées .....	150
5. Région de Yérambis-Volos et Alki (A5, fig. 68) .....	150
6. Aux environs de l'alignement des crêtes Platovouni-Ithamos-Pirgi (A6, fig. 68) .....	150
7. Dans le graben de flysch de Ay. Marina (A7, fig. 68) .....	150
8. Au bord de la doline Milogosti (A8, fig. 68) .....	151
A9 à A11: Paléocène supérieur : Divers témoins de formations récifales .....	151
9. Dans les gorges de Sélista (A9, fig. 68) .....	151
10. Près de Miléa (A10, fig. 68) .....	151
11. Dans le Compartiment de Triklino-Alevradha (A11, fig. 68) .....	151
<i>Faciès et signification des calcaires récifaux paléocènes remaniés</i> .....	151
B. Les "régions périrécifales" (sédiments paléocènes et éocènes bréchiques et/ou benthoplanctoniques, lacunes multiples) .....	153
B1 à B4: Les séries de l'extrémité septentrionale du massif .....	153
B1: Séries à caractère bréchiq ue dominant .....	153
1. La série de Vathilakkomata (B1, fig. 68 et 72) .....	153
<i>Faciès et signification des séries à caractère bréchiq ue dominant</i> .....	154
B2 à B4: Séries à dominante planctonique .....	155
2. Un exemple de série "complète" (Paléocène à Eocène supérieur) : la coupe d'Aliki (B2, fig. 68 et 73) .....	155
3. Des exemples de séries incomplètes (Eocène moyen à supérieur) reposant en discordance sur le "substratum" crétacé (B3, fig. 68) .....	156
4. Des exemples de remplissages filoniens d'âge éocène moyen et supérieur (B4, fig. 68) .....	156
<i>Faciès et signification des séries à dominante planctonique</i> .....	157
B5 à B9: Les séries de la partie centro-septentrionale du massif .....	158
B5 à B7: Séries à dominante bréchiq ue .....	158
5. La série d'Ano Kambos (B5, fig. 68 et 74) .....	158
6. Les affleurements d'Ithamos (B6, fig. 68) .....	160
7. L'affleurement de Pirgi (B7, fig. 68 et 75) .....	162
B8-B9: Séries à caractère bréchiq ue et planctonique .....	163
8. Les séries de Rigani (B8, fig. 68 et 76) .....	163
9. Les affleurements de Sélista (B9, fig. 68)) .....	164
B10-B11: Les séries de la partie centrale du massif .....	165
10. La série de Milogosti (B10, fig. 68) .....	165
11. Les séries de la dépression d'Ay. Marina (B11, fig. 68) .....	165
B12-B13: Les séries du compartiment de Miléa .....	167
12. La série de la lame de Miléa (B12, fig. 68 et 77) .....	167
13. Autres affleurements de la région de Miléa (B13, fig. 68 et 77) .....	169
B14 à B18: Les séries du compartiment de Triklino-Alevradha .....	170
Séries à caractère bréchiq ue .....	170
B14 à B18: Séries à caractère planctonique .....	170
14. Coupe d'Alévradha (B14, fig. 68 et 78) .....	170
15. Coupe de Pr. Ilias (B15, fig. 68 et 78) .....	171
16. Série d'Andhroni (B16, fig. 68) .....	171
17. Série de Korita (B17, fig. 68) .....	171
18. "Filons clastiques" de Korita et Pinakoulia (B18, fig. 68) .....	171
<i>Faciès et signification des séries sédimentaires éocènes du compartiment de Triklino-Alévradha</i> .....	171
B19 à B22: Les modalités particulières de l'installation de la sédimentation flyschoid e .....	172
B19-B20: Compartiments hauts : lacune extrême entre le substratum et le flysch .....	172
19. Le premier affleurement "Pétrona 1" (B19, fig. 68) .....	172
20. Le second affleurement "Pétrona 2" (B20, fig. 68) .....	172
B21-B22: Compartiments bas : indices d'un flysch particulièrement précoce .....	173
21. Affleurement "Pétrona 3" (B21, fig. 68) .....	173
22. Série du Fayias (B22, fig. 68 et 79) .....	173
Vue d'ensemble sur l'évolution paléocène-éocène du Domaine axial et occidental .....	175
1. Le Paléocène inférieur : nouvel épisode récifal (fig. 81A) .....	175
2. Le Paléocène supérieur : Instabilité, fin de la sédimentation récifale, coexistence de régions hautes et de dépressions (fig. 81A) .....	177
3. L'Eocène inférieur à moyen : progression de la sédimentation planctonique et nouvelle instabilité à l'Eocène moyen (fig. 81B) .....	179
4. L'Eocène supérieur : culmination de la sédimentation planctonique (fig. 81B) .....	179

III. Evolution Paléocène-Eocène de l'aire des Ori Valtou .....	181
1. Paléocène supérieur : épisode distensif et submersion quasi-générale (fig. 82A) .....	181
2. Eocène inférieur et moyen : émergence et/ou lacunes puis nouvelle fracturation et submersion (fig. 82B) .....	183
3. Eocène supérieur : submersion quasi-générale juste avant l'invasion du flysch (fig. 82C) .....	187
<b>SYNTHESE ET CONCLUSION - La plate-forme des Ori Valtou dans le contexte de l'évolution des plates-formes adriatico-égéennes .....</b>	<b>189</b>
CHAPITRE I - Comparaison de l'évolution locale à celle de quelques plates-formes adriatico-égéennes .....	189
GRECE .....	189
I. Zone de Gavrovo-Tripolitza .....	189
A. Sous-zone de Gavrovo .....	189
1. Affleurements de séries de type "Domaine axial et occidental" .....	191
2. Affleurements de séries de type "Domaine oriental" .....	191
3. Affleurements montrant la juxtaposition des deux types de séries .....	192
B. Sous-zone de Tripolitza .....	194
II. Plate-forme parnassienne .....	195
ALBANIE .....	197
YOUGOSLAVIE .....	198
ITALIE .....	199
CHAPITRE II - L'évolution de la plate-forme des Ori Valtou, conséquence de la convergence Afrique-Eurasie ...	201
I. Sur signification de la lacune caractérisant la partie occidentale ("Domaine axial et occidental") des Ori Valtou .....	201
II. La structure du massif: une acquisition progressive au cours de l'évolution post-campanienne .....	203
1. La distribution des pendages des carbonates : un anticlinal "récent" ou une acquisition très ancienne ? .....	205
2. L'acquisition de la structure faillée : des jeux et des rejeux au cours de plusieurs phases .....	207
III. Une hypothèse sur les causes de l'évolution finicrétacée de l'aire des Ori Valtou .....	210
1. Le contexte géodynamique téthysien .....	210
2. Les conditions locales : un bref rappel .....	211
3. Vers une tentative d'explication de l'histoire des Ori Valtou : les conséquences d'un coulissage à la limite de blocs crustaux soumis à des contraintes longitudinales ou peu obliques .....	212
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>219</b>
<b>INDEX DES ESPECES CITES DANS LE TEXTE POUR L'IDENTIFICATION DE LEUR AUTEUR.....</b>	<b>229</b>
<b>INDEX DES PAGES OU SONT CITES LES TAXONS SIGNIFICATIFS.....</b>	<b>233</b>
<b>TABLE DES MATIERES.....</b>	<b>237</b>
<b>PLANCHES</b>	

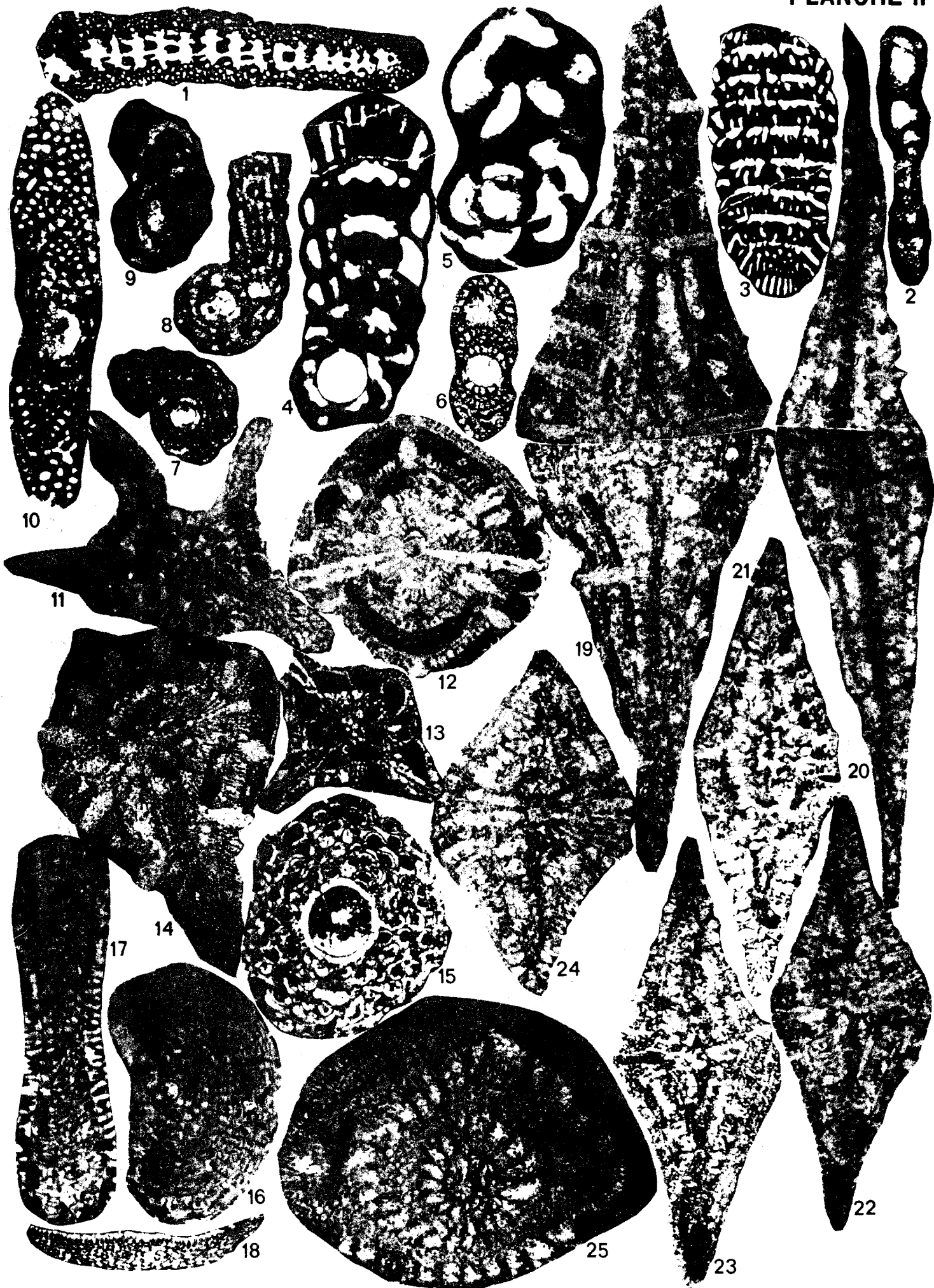
# PLANCHES





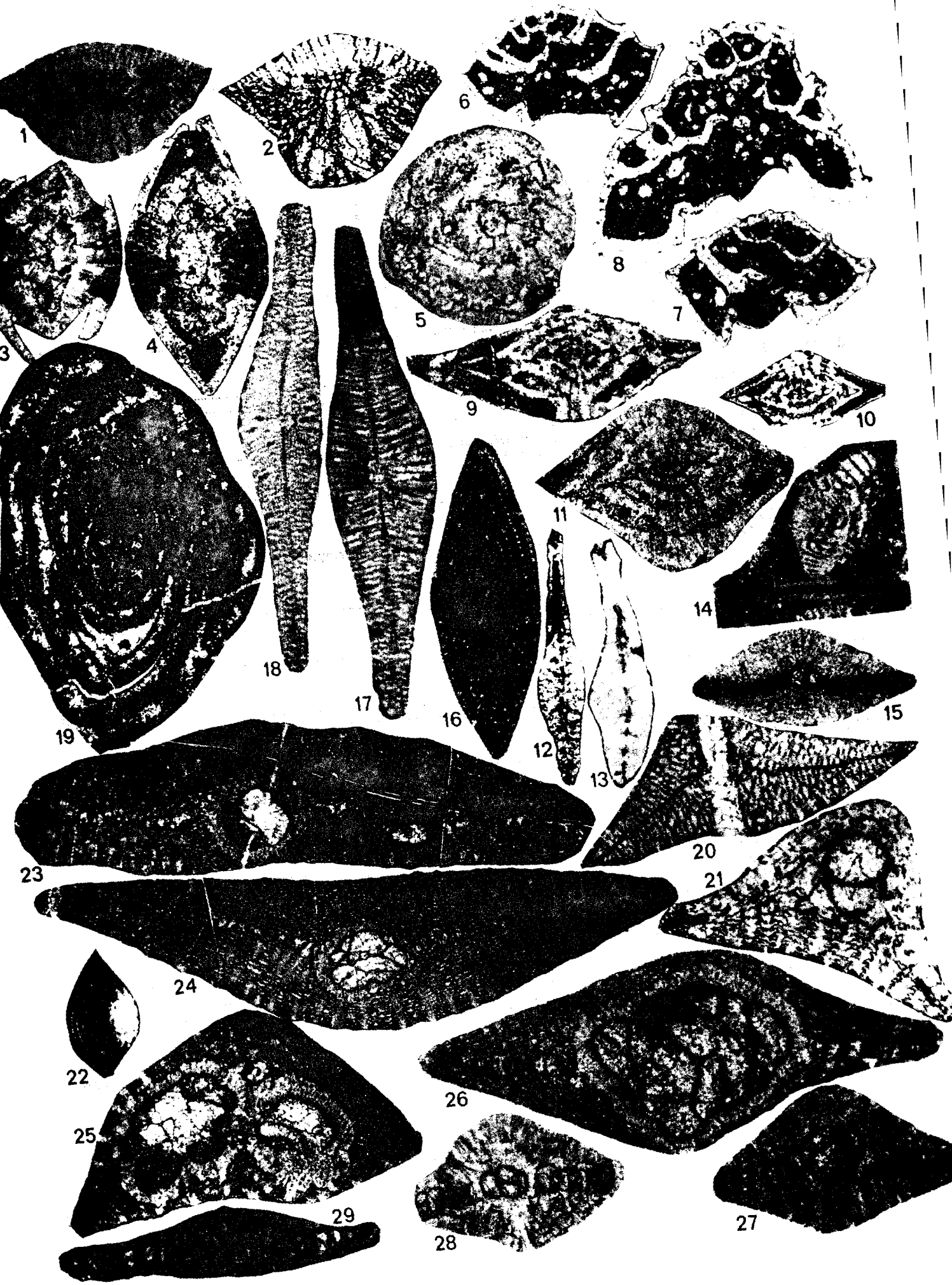
## PLANCHE II

1:	<b>"Broeckinella cf. arabica"</b> 1: GT119 (9171), A4, fig.41, subd.b2, Maastrichtien supérieur(CsB7).....	X15
2:	<b>Pénéroplidé</b> GBPI21 (4607), A1, fig.35, faciès type III, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur(CsB6).....	X30
3 - 4:	<b>Rhapydionina liburnica</b> 3: GT116 (9168), A4, fig.41, subd.b2, Maastrichtien supérieur(CsB7)..... 4: XGP232 (8663), A3, fig.40, subd.a, Maastrichtien supérieur(CsB7).....	X15 X35
5:	<b>Rhapydionina sp.</b> GNA1 (9591), A2, fig.19, subd.a, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur(CsB6).....	X75
6:	<b>Murciella gr. cuvillieri</b> GVO50, A1, fig.18, subd.c, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur(CsB6).....	X15
7 à 9:	<b>Cuvillierinella sp.</b> 7: GBPI21 (4607), A1, fig.35, faciès type III, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur(CsB6)..... 8: GVO50, A1, fig.18, subd.c, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur(CsB6)..... 9: GBPI21 (3687), A1, fig.35, faciès type III, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur(CsB6).....	X30 X30 X30
10:	<b>Murciella renzi</b> GNA2 (9592), A2, fig.19, subd.a, Maastrichtien supérieur(CsB7).....	X70
11 à 14:	<b>Siderollites calcitrapoides</b> 11: GVT10 (9799), B1, fig.46B, subd.c, Maastrichtien supérieur..... 12: GVT22 (9811), B1, fig.46B, subd.e1, Maastrichtien supérieur..... 13: GVT40 (9828), B1, fig.46B, subd.g, Maastrichtien supérieur..... 14: GBP5a (4404), B3, fig.50, subd.b1, Maastrichtien supérieur.....	X30 X30 X30 X30
15 - 16:	<b>Omphalocyclus macroporus</b> 15: GBP7a (4039), B3, fig.50, subd.b1, Maastrichtien supérieur..... 16: GBP8b2 (4383), B3, fig.50, subd.b1, Maastrichtien supérieur.....	X30 X15
17:	<b>? Omphalocyclus sp.</b> GBP8b2 (4045), B3, fig.50, subd.b1, Maastrichtien supérieur.....	X15
18:	<b>Sivasella monolateralis</b> GBPI38 (3530), A2, fig.39, subd.b2, Campanien supérieur à Maastrichtien.....	X30
19 - 20:	<b>Siderollites sp.</b> 19: GVT11 (9800), B1, fig.46B, subd.c, Maastrichtien supérieur..... 20: GVT8 (9797), B1, fig.46B, subd.c, Maastrichtien supérieur.....	X30 X30
21 à 25:	<b>Siderollites vidali (Pseudosiderollites)</b> 21: GBPI12 (3656), A2, fig.39, subd.a, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur..... 22: GBPI8 (4538), A1, fig.35, faciès type I, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur..... 23: GBPI9 (3675), A1, fig.35, faciès type I, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur..... 24: GBPI8 (4594), A1, fig.35, faciès type I, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur..... 25: GBPI8 (4538), A1, fig.35, faciès type I, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur.....	X20 X30 X30 X30 X20



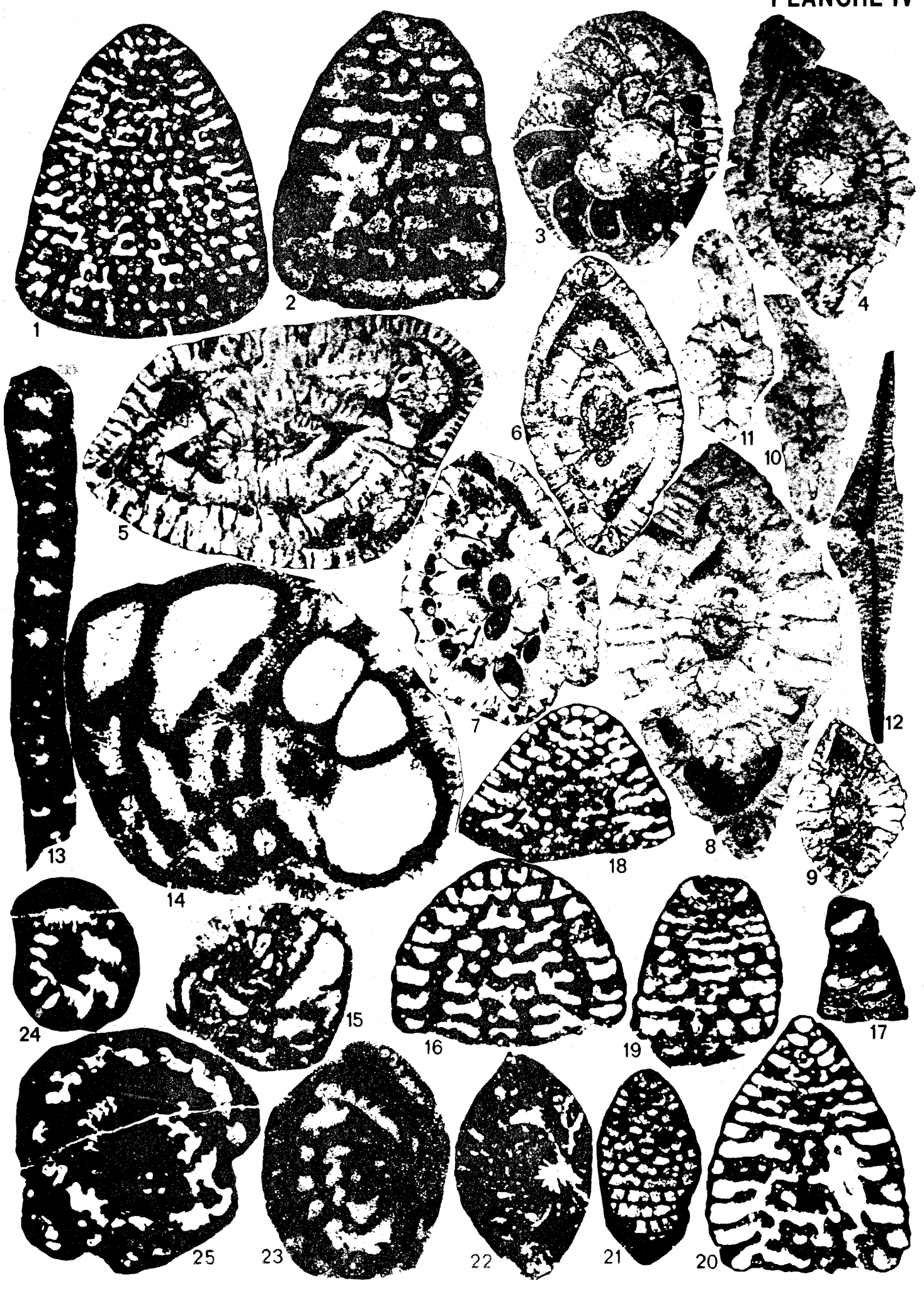






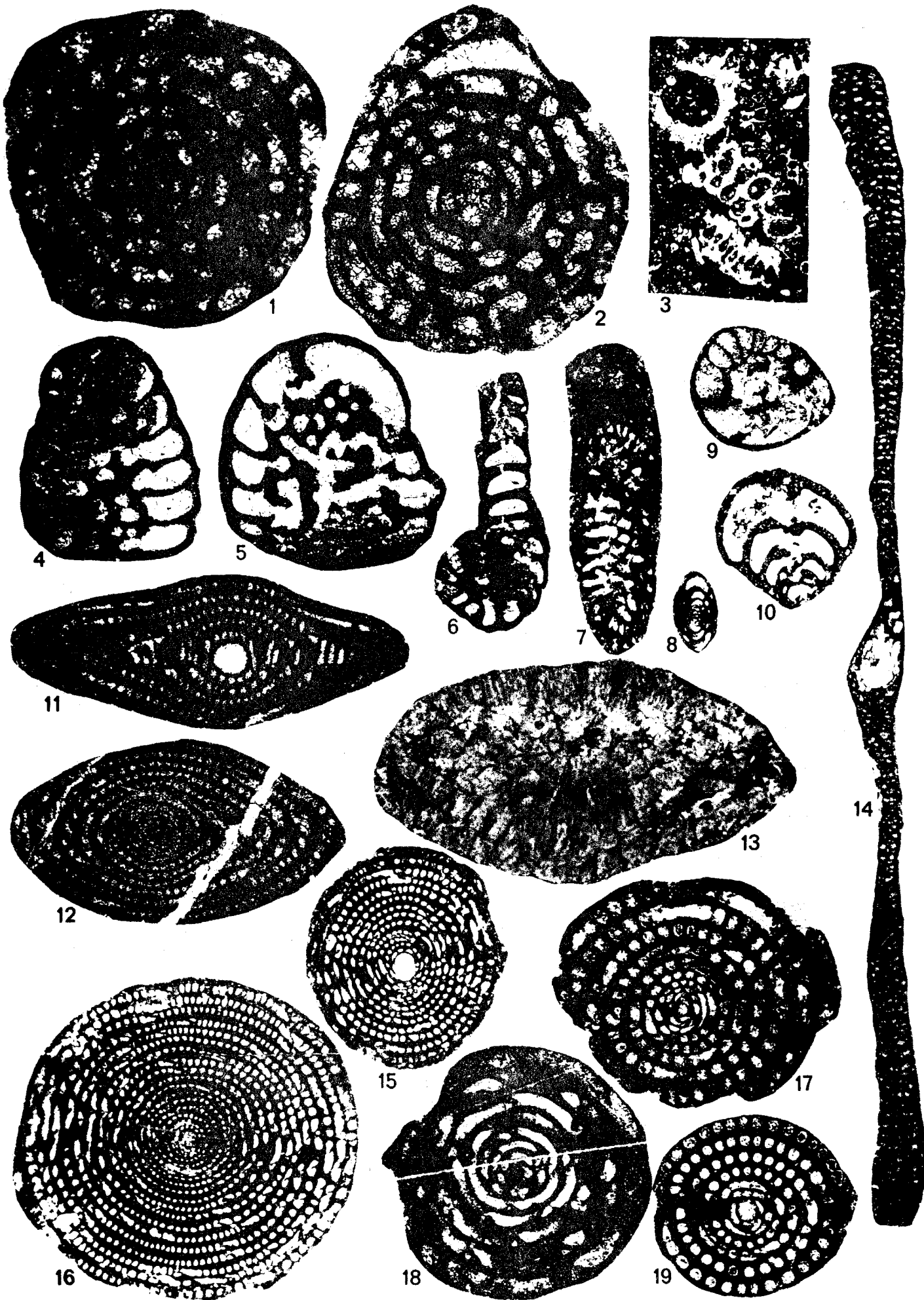
## PLANCHE IV

1:	<b>Fallotella sp. ou Dictyoconnus sp.</b> GVLI1 (7255), B11(p.165 à 167), Paléocène supérieur.....	X35
2:	<b>Coskinolna sp.</b> GVLI1 (7255), B11(p.165 à 167), Paléocène supérieur.....	X35
3 - 4:	<b>Miscellanea miscella</b> 3 : GNA63 (9880), A1, fig.55, subd.b2, Eocène inférieur(Ilerdien inférieur à moyen)..... 4 : GNA63 (9880), A1, fig.55, subd.b2, Eocène inférieur(Ilerdien inférieur à moyen).....	X25 X30
5 à 9:	<b>Miscellanea spp.</b> 5 : GVVa1 (7252), B2, fig.61, subd.a1, Paléocène supérieur..... 6 : GVRi7 (7295), B8(p.164), Paléocène supérieur..... 7 : GVRi6 (7294), B8(p.164), Paléocène supérieur..... 8 : GVLI1, B11(p.165 à 167), Paléocène(Inferieur ?)..... 9 : GBTs9d (3731), D2(A), fig.64, subd.a, Paléocène(supérieur ?).....	X30 X35 X35 X35 X30
10 - 11:	<b>Daviesina sp.</b> GNA63 (9880), A1, fig.55, subd.b2, Eocène inférieur(Ilerdien inférieur à moyen).....	X75
12:	<b>Discocyclina seunesi</b> GNA50 (9642), A1, fig.55, subd.b2, Paléocène supérieur(Thanétien).....	X25
13:	<b>Broeckinella arabica</b> GTI24 (9176), B6(p.160-161) et fig.41, Paléocène supérieur.....	X75
14 - 15:	<b>Sistanites sp. (iranica)</b> 14 : XGP136 (8641), A7(p.150), Paléocène(Inferieur ?)..... 15 : GPI29 (9415), A6(p.150) et fig.41, Paléocène supérieur.....	X85 X30
16:	<b>Coskinolna sp.</b> GNA27 (9619), A1, fig.55, subd. a1, Paléocène supérieur(Thanétien).....	X30
17:	<b>Coskinolna (Coskinon) rajkae</b> GNA31 (9623), A1, fig.55, subd.a1, Paléocène supérieur(Thanétien).....	X25
18:	<b>Fallotella sp. (kochanskae ?)</b> 18 : GNA31 (9623), A1, fig.55, subd.a1, Paléocène supérieur(Thanétien).....	X30
19 à 21:	<b>Fallotella alavensis</b> 19 : GNA27 (9619), A1, fig.55, subd.a1, Paléocène supérieur(Thanétien)..... 20 : GNA33 (9625), A1, fig.55, subd.a1, Paléocène supérieur(Thanétien)..... 21 : .....	X30 X30 X25
22 - 23:	<b>Hottingerina lukasi</b> 22 : GFO19 (177), A8(p.151) et B10(p.160-161), Paléocène supérieur..... 23 : GTI25 (9177), B6(p.160-161) et fig.41, Paléocène supérieur.....	X30 X75
24 - 25:	<b>Globoflarina sphaeroidea</b> 24 : GKU30 (4676), C1, fig.62, subd.a, Paléocène..... 25 : GVM8 (5124), C5, fig.62, subd.c, Paléocène.....	X40 X30



## PLANCHE V

1 - 2:	<b><i>Borellis</i> sp.</b> GBP130 (4267), E, fig.65, subd.d, Eocène moyen ou supérieur.....	X75
3:	<b><i>Praturlionella salernitana</i></b> GNA88 (9903), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X25
4 - 5:	<b><i>Coskinollna roberti</i></b> GNA88 (9903), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X35
6:	<b><i>Spirollna cylindracea</i></b> GNA87 (9902), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X30
7:	<b>"<i>Rhapydionina</i>" sp. (cf. <i>malatyaensis</i> ou <i>urensis</i>)</b> GNA87 (9902), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X25
8:	<b><i>Dendritina</i> sp.</b> GNA87 (9902), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X30
9:	<b><i>Discorinopsis</i> cf. <i>kerfornei</i></b> GNA87 (9902), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X75
10:	<b>Valvullinidé</b> GNA87 (9902), A1, fig.55, subd.d1, Eocène moyen? ou supérieur.....	X85
11:	<b><i>Alveollna cremae</i></b> GT130 (9186), B6(p.160-161), Eocène inférieur(Cuisien).....	X30
12:	<b><i>Alveollna</i> aff. <i>boscii</i></b> GVO'30 (7200), B2, fig.61, subd.c, Eocène inférieur(Ilerdien supérieur ou Cuisien inférieur).....	X25
13:	<b><i>Dictyokathina</i> sp.</b> GKU41 (4895), C1, fig.62, subd.c2, Eocène moyen élevé à Eocène supérieur.....	X30
14:	<b><i>Orbitolites</i> sp.</b> GVO'33 (7449), B2, fig.61, subd.c, Eocène inférieur(Ilerdien supérieur ou Cuisien inférieur).....	X30
15 - 16:	<b><i>Alveollna</i> aff. <i>montanari</i></b> GVO'33 (7449), B2, fig.61, subd.c, Eocène inférieur(Ilerdien supérieur ou Cuisien inférieur).....	X30
17:	<b><i>Alveollna (Glomalveollna) dachelensis</i></b> GVO'26 (7442), B2, fig.61, subd.b, Paléocène supérieur(Thanétien supérieur).....	X35
18:	<b><i>Alveollna (Glomalveollna) cf. dachelensis</i></b> GVO'25, B2, fig.61, subd.b, Paléocène supérieur(Thanétien supérieur).....	X35
19:	<b><i>Alveollna (Glomalveollna) primaeva</i></b> GVO'25, B2, fig.61, subd.b, Paléocène supérieur(Thanétien supérieur).....	X35



## PLANCHE VI

<b>1 à 9:</b>	<b><i>Nummulites gr. fabianii</i></b>		
	1 et 6 : GNA103 (9917), A2, fig.56, subd.a, Eocène supérieur(Priabonien).....		X25
	2 : GNA102 (9916), A2, fig.56, subd.a, Eocène supérieur(Priabonien).....		X15
	3-4 et 9 :		X25
	5 et 8 : GNA94 (9909), A1, fig.55, subd.d2, Eocène supérieur(Priabonien).....		X25
	7 : GAY135 (2704), B1, fig.58, subd.l2, Eocène supérieur(Priabonien).....		X15
<b>10:</b>	<b><i>Halkyardia minima</i></b>		
	GM5 (983), C6(p.129), Eocène supérieur(Priabonien).....		X65
<b>11:</b>	<b><i>Schlosserina sp.</i></b>		
	GBP124 (4268), E, fig.65, subd.c, Eocène moyen et/ou supérieur.....		X30
<b>12 - 13:</b>	<b><i>Eorupertia sp.</i></b>		
	12 : GNA113 (154), A2, fig.56, subd.b2, Eocène supérieur(Priabonien).....		X25
	13 : GBP123 (4267), E, fig.65, subd.c, Eocène moyen.....		X30
<b>14 à 17:</b>	<b><i>Chapmanina gassinensis</i></b>		
	14 : GBTs9 (3762), D2(B), fig.64, subd.c, Eocène supérieur.....		X40
	15 : GUB18 (4637), B1, fig.72, subd.c, Eocène supérieur.....		X30
	16-17 : GBP125 (4268), E, fig.65, subd.c, Eocène moyen et/ou supérieur.....		X35
<b>18:</b>	<b><i>Eofabiania sp.</i></b>		
	GBP11 (4245), E, fig.65, subd. d, Eocène moyen supérieur.....		X40
<b>19:</b>	<b><i>Angotia? sp.</i></b>		
	GNA97 (9912), A1, fig.55, subd.e, Eocène supérieur.....		X25
<b>20 - 21:</b>	<b><i>Fabiania cassis</i></b>		
	20 : GBFa2 (4367), B22, fig.79, Eocène moyen.....		X25
	21 : GBP14 (4248), E, fig.65, subd. d, Eocène moyen supérieur.....		X30
<b>22 - 23:</b>	<b><i>Gypsina mastelensis</i></b>		
	22 : GBP14 (4248), E, fig.65, subd. d, Eocène moyen supérieur.....		X30
	23 : GBTs9 (3762), D2(B), fig.64, subd.c, Eocène supérieur.....		X40
<b>24:</b>	<b><i>Linderina sp.</i></b>		
	GBP14 (4248), E, fig.65, subd. d, Eocène moyen supérieur.....		X30
<b>25:</b>	<b><i>Cuvillierina eocenica</i></b>		
	GT133 (9189), B6(p.160-161), Eocène inférieur(Cuisien).....		X30
<b>26:</b>	<b><i>Planorbulina bronnimanni</i></b>		
	26 : GBP11 (4245), E, fig.65, subd. d, Eocène moyen supérieur.....		X65
<b>27:</b>	<b><i>Assillina sp.</i></b>		
	GBFa2 (4367), B22, fig.79, Eocène moyen.....		X15
<b>28:</b>	<b><i>Ranikothalia sp.</i></b>		
	GNA54 (9835), A1, fig.55, subd.b2, Paléocène supérieur(Thanétien).....		X15
<b>29 à 32:</b>	<b><i>Operculina sp.</i></b>		
	29 : GNA63 (9880), A1, fig.55, subd.b2, Eocène inférieur(Ilerdien inférieur moyen).....		X25
	30 : GNA55 (9836), A1, fig.55, subd.b2, Paléocène supérieur.....		X25
	31 : GNA50 (9642), A1, fig.55, subd.b2, Paléocène supérieur.....		X25
	32 : GNA57 (9838), A1, fig.55, subd.b2, Paléocène supérieur.....		X25

(les photos 10, 14, 18, 20, 23 et 26 ont été réalisées par D.Décrouez que je remercie)

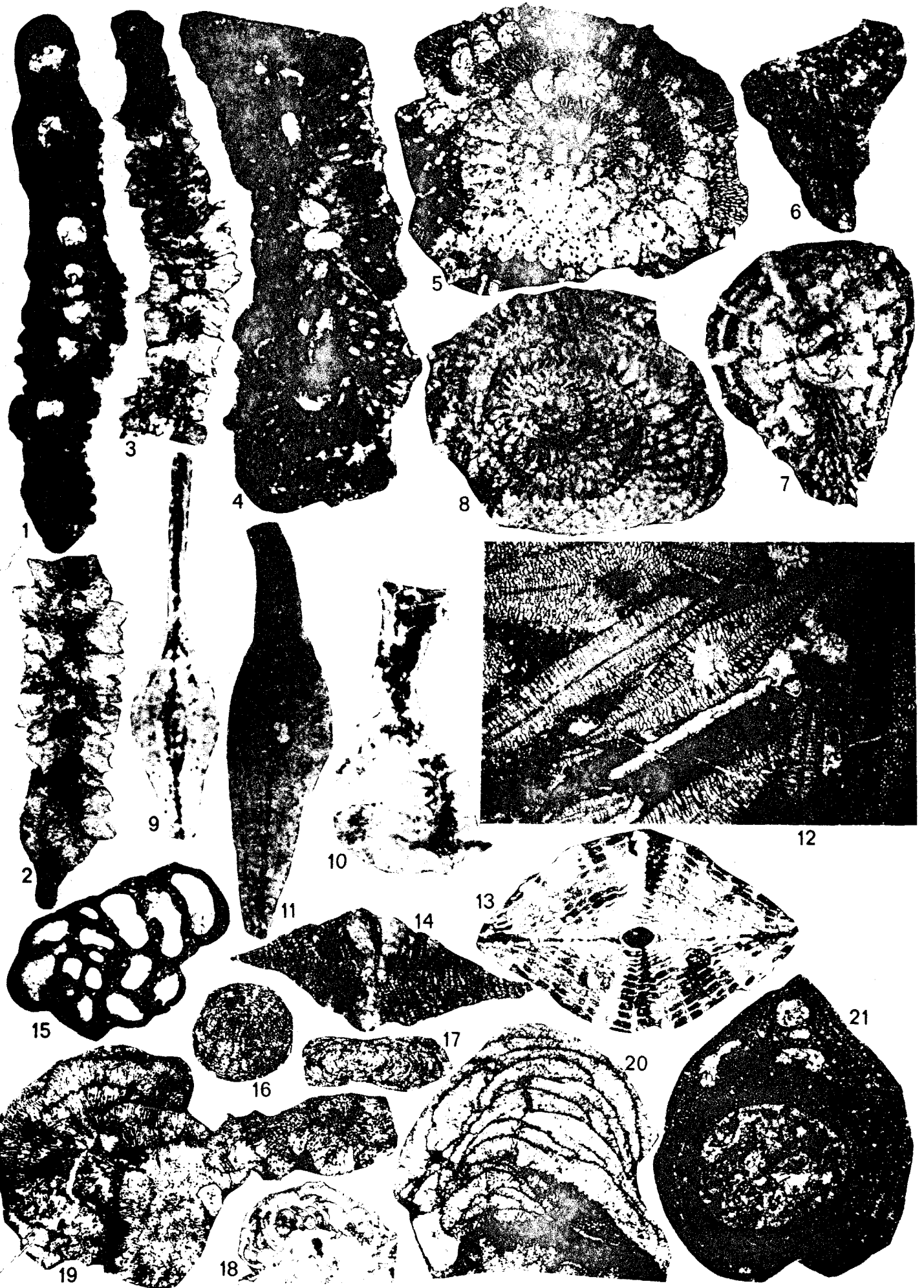


## PLANCHE VII

<b>1 à 5:</b>	<b><i>Pellatispira madaraszii</i></b>	X20
	1 : GKU64 (4918), C1, fig.62, subd.e2, Eocène supérieur(Priabonien).....	X25
	2 : GNA105 (9919), A2, fig.56, subd.b1, Eocène supérieur(Priabonien).....	X20
	3 : GAY142 (2711), B1(D), fig.58, subd.n, Eocène supérieur(Priabonien).....	X25
	4 : GM6 (984), C6(p.129), Eocène supérieur(Priabonien).....	X15
	5 : GMD254 (1227), C3(p.128), Eocène supérieur(Priabonien).....	
<b>6 - 7:</b>	<b><i>Silvestriella tetraedra</i></b>	X40
	6 : GBPT18 (4262), E, fig.65, subd.b, Eocène moyen.....	X30
	7 : GVM1 (5117), C5, fig.62, subd.e2, Eocène supérieur.....	
<b>8 à 10:</b>	<b><i>Heterostegina sp. (Grzybowska)</i></b>	X25
	8 : GM3 (981), C6(p.129), Eocène supérieur(Priabonien).....	X20
	9 : GKU64 (4918), C1, fig.62, subd.e2, Eocène supérieur(Priabonien).....	X30
	10 : GBPT41 (4345), E, fig.65, subd.e, Eocène supérieur(Priabonien).....	
<b>11:</b>	<b><i>Spiroclypeus sp.</i></b>	X20
	GNA113 (154), A2, fig.56, subd.b2, Eocène supérieur(Priabonien).....	
<b>12:</b>	<b><i>Discocyclus scalaris</i></b>	X15
	GNA98 (9913), A1, fig.55, subd.e, Eocène supérieur(Priabonien).....	
<b>13:</b>	<b><i>Discocyclus douvillei</i></b>	X30
	GVS10 (7231), D3, fig.64, subd.b, Eocène moyen.....	
<b>14:</b>	<b><i>Discocyclus marthae</i></b>	X25
	GNA94 (9909), A1, fig.55, subd.d2, Eocène supérieur(Priabonien).....	
<b>15:</b>	<b>Foraminifère encroûtant</b>	X15
	GNA57 (9838), A1, fig.55, subd.b2, Paléocène supérieur(Thanétien).....	
<b>16 - 17:</b>	<b><i>Gypsina discus</i></b>	X25
	GNA78 (9893), A1, fig.55, subd.c1, Eocène inférieur(Iterdien inférieur moyen).....	
<b>18:</b>	<b><i>Planorbulina cretae</i></b>	X30
	GVG18 (9269), A4(p.149), Paléocène (inférieur ?).....	
<b>19 - 20:</b>	<b>Algues Squamariacées (<i>Pseudolithothamnium album</i>)</b>	X35
	19 : GVR16 (7294), B8, fig.76, subd.c, Eocène inférieur moyen.....	X35
	20 : GVO25 (8028), B2, fig.61, subd.b, Paléocène supérieur(Thanétien supérieur).....	
<b>21:</b>	<b>"<i>Solenomeris</i>" ? sp.</b>	X15
	GNA103 (9917), A2, fig.56, subd.a, Eocène supérieur(Priabonien).....	

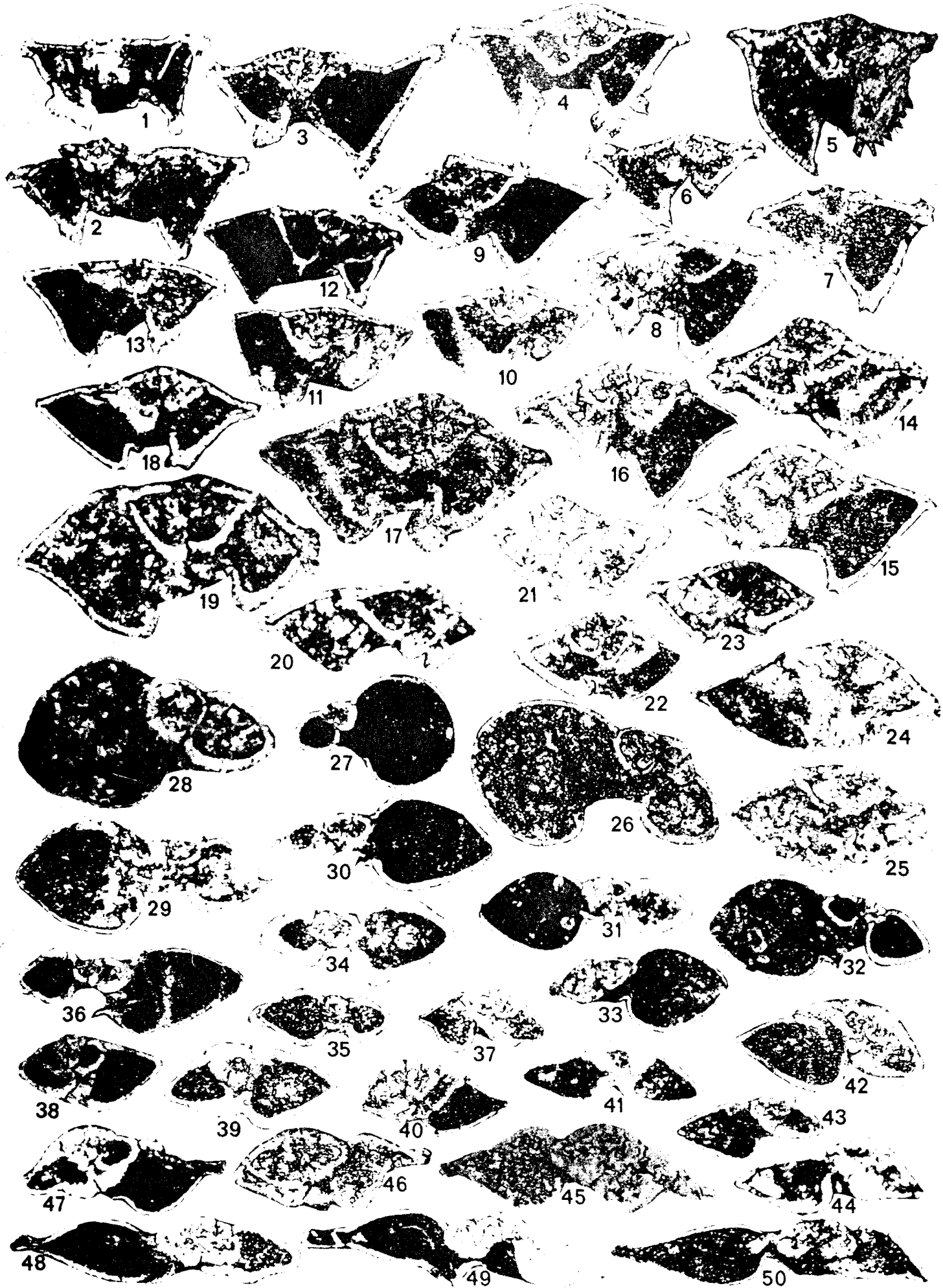
(les photos 6 et 8 ont été réalisées par D.Décrouez que je remercie)





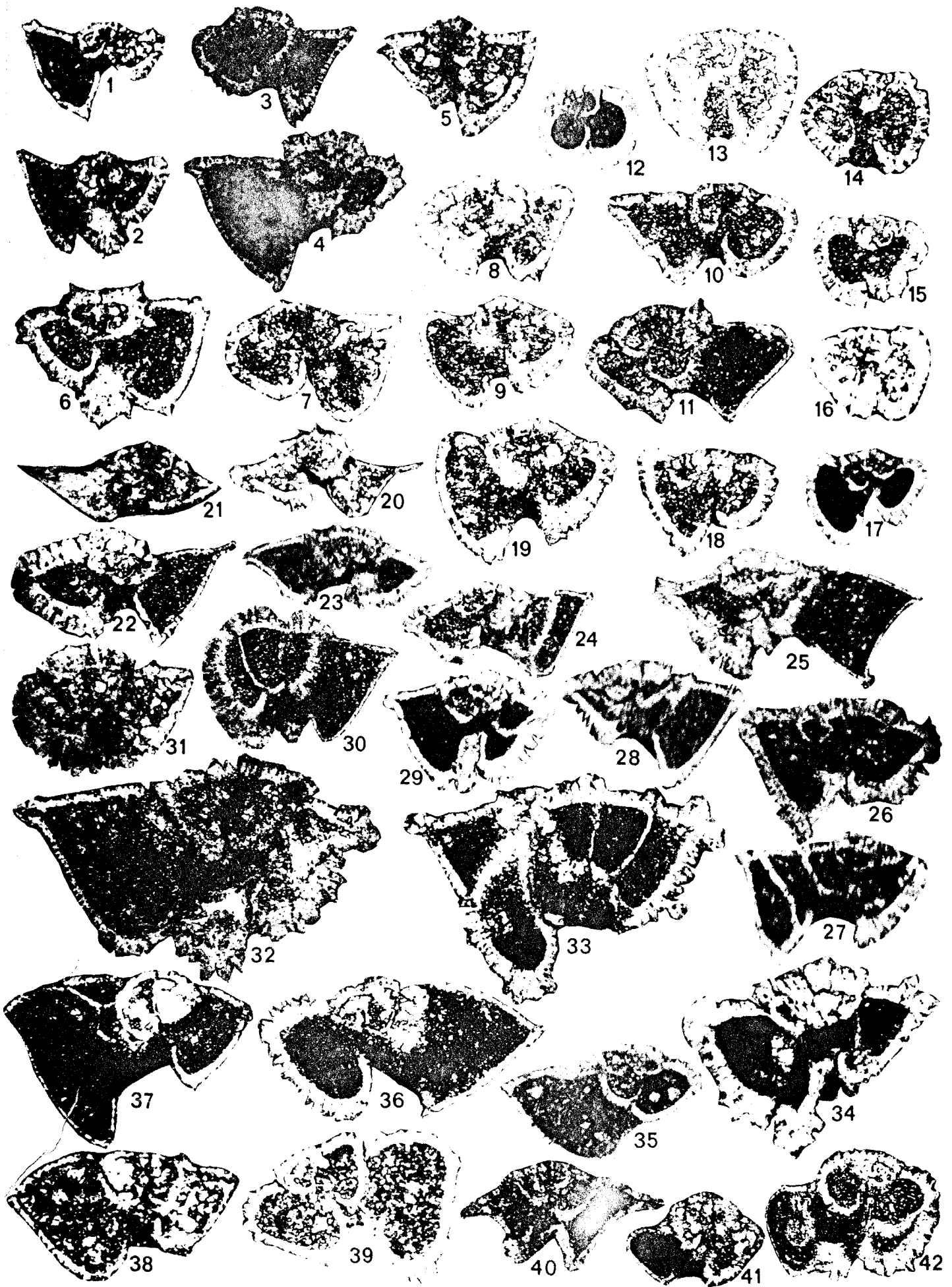
# PLANCHE VIII

<b>1 à 6:</b>	<b><i>Morozovella velascoensis</i></b>	
	1 : GKU36 (4690), C1, fig.62, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X75
	2 : GPI24 (5139), D1(A), fig.63, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X75
	3 : GVR12 (7290), séries type Rigani, B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	4-5 : GTI25 (9177), B6(p.160-161), et fig.41, Paléocène supérieur.....	X105
	6 : GVR19 (7222), B8, fig.76, subd.c, Paléocène supérieur Eocène inférieur.....	X135
<b>7 à 10:</b>	<b><i>Morozovella gr. velascoensis</i></b>	
	7 : GVR15 (7218), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	8-9 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
	10 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
<b>11:</b>	<b><i>Morozovella aequa</i></b>	
	GTI23 (9175), B6(p.160-161), et fig.41, Paléocène supérieur.....	X105
<b>12 - 13:</b>	<b><i>Morozovella acuta</i></b>	
	12 : GBTs9j (8009), D2(A), fig.64, subd.a, Paléocène supérieur(P4).....	X75
	13 : GVR19 (7222), B8, fig.76, subd.c, Paléocène supérieur Eocène inférieur.....	X135
<b>14 à 25:</b>	<b>Morozovelles diverses non déterminées spécifiquement</b>	
	14 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
	15 : GVR16 (7219), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	16 : GVR15 (7218), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	17 : GVR16 (7294), séries type Rigani, B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	18 : GVR20 (7223), B8, fig.76, subd.c, Paléocène supérieur Eocène inférieur.....	X135
	19 à 25 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
<b>26 à 28:</b>	<b><i>Planorotalites sp.</i></b>	
	26 : GVS112 (8020), D3, fig.64, subd.a, Eocène inférieur sommital.....	X135
	27 : GTI23 (9175), B6(p.160-161), et fig.41, Paléocène supérieur.....	X105
	28 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
<b>29 à 36:</b>	<b><i>Planorotalites chapmani</i></b>	
	29 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
	30 : GBKu74b (3842), C4, fig.62, Paléocène supérieur(P4).....	X75
	31 : GBKu72b (4620), C4, fig.62, Paléocène supérieur(P4).....	X75
	32-33 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
	34-35 : GVR15 (7218), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	36 : GVR16 (7219), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
<b>37:</b>	<b><i>Planorotalites chapmani ehrenbergi</i></b>	
	37 : GVR15 (7218), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
<b>38 à 50:</b>	<b><i>Planorotalites pseudomenardii</i></b>	
	38 : GVR15 (7218), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	39-40 : GVR13 (7216), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	41 : GVR20 (7223), B8, fig.76, subd.c, Paléocène supérieur Eocène inférieur.....	X135
	42 : GVR16 (7219), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	43 : GVT23 (9812), B1, fig.46B, subd.e1 et B4(p.156-157), Paléocène supérieur(P4).....	X105
	44 : GKU35 (4681), C1, fig.62, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X105
	45 : GVR14 (7217), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X105
	46 : GVR13 (7216), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	47 : GVR20 (7223), B8, fig.76, subd.c, Paléocène supérieur Eocène inférieur.....	X135
	48-49 : GVR12 (7290), séries type Rigani, B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135
	50 : GVR13 (7216), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135



# PLANCHE IX

<b>1 à 5:</b>	<b><i>Truncorotaloides topilensis</i></b>	
	1-2 : GBTs21 (3747), D2(A), fig.64, subd.f, Eocène moyen(P13-14).....	X75
	3 : GTI33 (9189), B6(p.160-161), Eocène moyen.....	X105
	4 : GVM6 (289), B13, fig.77, (séries complètes), Eocène moyen.....	X105
	5 : GTI34 (9190), B6(p.160-161), Eocène moyen.....	X105
<b>6 à 11:</b>	<b><i>Truncorotaloides gr.rohri - topilensis</i></b>	
	6 : GTI34 (9190), B6(p.160-161), Eocène moyen.....	X105
	7-8 : GVA3 (7271), B14, fig.78, Eocène moyen élevé.....	X105
	9 à 11 : GTI34 (9190), B6(p.160-161), Eocène moyen.....	X105
<b>12:</b>	<b>"Globigerinatheka" senni</b>	
	GBTs16 (3740), D2(A), fig.64, subd.c, Eocène inférieur? moyen(P9?, P10-11).....	X75
<b>13 à 19:</b>	<b><i>Acarinina gr. bullbrooki - spinuloinflata</i></b>	
	13 : GVM3 (286), B13, fig.77, (séries complètes), Eocène moyen.....	X105
	14-15 : GVM5 (288), B13, fig.77, (séries complètes), Eocène moyen.....	X105
	16 : GVM2 (285), B13, fig.77, (séries complètes), Eocène moyen.....	X105
	17 : GBTs20 (3746), D2(A), fig.64, subd.f, Eocène moyen(P13-14).....	X75
	18 : GTI33 (9189), B6(p.160-161), Eocène moyen.....	X105
	19 : GVS19 (7230), D3, fig.64, subd.c, Eocène moyen ou supérieur.....	X135
<b>20 à 22:</b>	<b><i>Morozovella lehneri</i></b>	
	20 : GBTs21 (3747), D2(A), fig.64, subd.f, Eocène moyen(P13-14).....	X75
	21 : GTI35 (9191), B6(p.160-161), Eocène moyen.....	X105
	22 : GVM5 (288), B13, fig.77, (séries complètes), Eocène moyen.....	X105
<b>23 à 25:</b>	<b><i>Morozovella spinulosa</i></b>	
	23-24 : GBTs20 (3746), D2(A), fig.64, subd.f, Eocène moyen(P13-14).....	X75
	25 : GBTs19 (3744), D2(A), fig.64, subd.e, Eocène moyen(P12?).....	X75
<b>26 à 34:</b>	<b><i>Morozovella aragonensis</i></b>	
	26 et 30 : GBTs16 (3740), D2(A), fig.64, subd.c, Eocène inférieur? moyen(P9?, P10-11).....	X75
	27 : GBTs15 (3739), D2(A), fig.64, subd.c, Eocène inférieur? moyen(P9?, P10-11).....	X75
	28 : GBTs17 (3741), D2(A), fig.64, subd.d, Eocène inférieur? moyen(P9?, P10-11).....	X75
	29 : GBTs19 (3744), D2(A), fig.64, subd.e, Eocène moyen(P12?).....	X75
	31 : GVM5 (288), B13, fig.77, (séries complètes), Eocène moyen.....	X105
	32 : GVS12 (8020), D3, fig.64, subd.a, Eocène inférieur(P7 à 9).....	X135
	33 : GVS10 (8018), D3, fig.64, subd.b, Eocène moyen(P10-11).....	X135
	34 : GVV01a (7298), D3, fig.64, subd.b, Eocène moyen(P10-11).....	X135
<b>35 - 36:</b>	<b><i>Morozovella wilcoxensis</i></b>	
	35 : GBTs13 (3737), D2(A), fig.64, subd.b, Eocène inférieur(P5à8).....	X75
	36 : GVS11 (8019), D3, fig.64, subd.a, Eocène inférieur(P7à9).....	X135
<b>37 - 38:</b>	<b><i>Morozovella aequa</i></b>	
	GVS11 (8019), D3, fig.64, subd.a, Eocène inférieur(P7à9).....	X135
<b>39:</b>	<b><i>Acarinina soldadoensis</i></b>	
	GTI27 (9381), B6(p.160-161) et fig.41, Eocène inférieur.....	X105
<b>40:</b>	<b><i>Morozovella formosa gracilis</i></b>	
	GTI27 (9381), B6(p.160-161) et fig.41, Eocène inférieur.....	X105
<b>41 - 42:</b>	<b><i>Acarinina mckannai</i></b>	
	41 : GTI23 (9175), B6(p.160-161) et fig.41, Paléocène supérieur(P4).....	X105
	42 : GVR16 (7219), B8, fig.76, subd.b, Paléocène supérieur(P4).....	X135



## PLANCHE X

1:	<b><i>Turborotalia increbescens</i></b> GVSi8 (7229), D3, fig.64, subd.c, Eocène moyen?, Eocène supérieur(P14?, P15à17).....	X135
2:	<b><i>Clavigerinella sp.</i></b> GVA5 (7273), B14, fig.78, Eocène supérieur.....	X75
3 à 5:	<b><i>Hantkenina sp.</i></b> 3 : GVMi12 (7958), B13, fig.77, (séries très incomplètes), Eocène supérieur..... 4 : GBTs9 (3762), D2(B), fig.64, subd.c, Eocène supérieur..... 5 : GBTs22 (3748), D2(A), fig.64, subd.f, Eocène moyen(P13-14).....	X75 X75 X75
6:	<b><i>Pseudohastigerina micra</i></b> GBPn7 (7282), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X75
7:	<b><i>Pseudohastigerina danvillensis</i></b> GBPn9 (7284), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X75
8:	<b><i>Catapsydrax sp.</i></b> GBPn4 (7279), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X75
9:	<b><i>Turborotalia cunialensis</i></b> GVPe2 (7427), B21, fig.80, Eocène supérieur.....	X75
10:	<b><i>Turborotalia cocoaensis-cunialensis</i></b> GAK48 (2958), B5, fig.74, subd.h, Eocène supérieur.....	X75
11:	<b><i>Turborotalia cocoaensis</i></b> GBPn11 (7286), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X135
12 - 13:	<b><i>Turborotalia cerroazulensis-cocoaensis</i></b> 12 : GBTs14 (3767), D2(B), fig.64, subd.d, Eocène supérieur(P16-17)..... 13 : GBPn12 (7287), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X75 X135
14 à 17:	<b><i>Turborotalia cerroazulensis</i></b> 14 : GBPn13 (7288), B15, fig.78, Eocène supérieur..... 15 : GVR1 (7257), B15, fig.78, Eocène supérieur..... 16 : GVR4 (7260), B15, fig.78, Eocène supérieur..... 17 : GVSi8 (7229), D3, fig.64, subd.c, Eocène moyen?, Eocène supérieur(P14?, P15à17).....	X135 X135 X135 X135
18 à 24:	<b><i>Turborotalia pomeroli</i></b> 18 et 22 : GVA5 (7273), B14, fig.78, Eocène supérieur..... 19 : GVR1 (7257), B15, fig.78, Eocène supérieur..... 20-21 : GVA7 (7275), B14, fig.78, Eocène supérieur..... 23 : GBPn6 (7281), B15, fig.78, Eocène supérieur..... 24 : GBPn7 (7282), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X135 X135 X135 X135 X135
25 à 27:	<b><i>Turborotalia boweri - frontosa</i></b> 25 : GBTs12 (3765), D2(B), fig.64, subd.c, Eocène moyen..... 26 : GAK22 (2972), B5, fig.74, subd.e1, Eocène moyen élevé..... 27 : GVR2 (7258), B15, fig.78, Eocène supérieur.....	X75 X75 X135



