

50376
1980
214-1

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

50376
1980
214-1

Publication n° 4

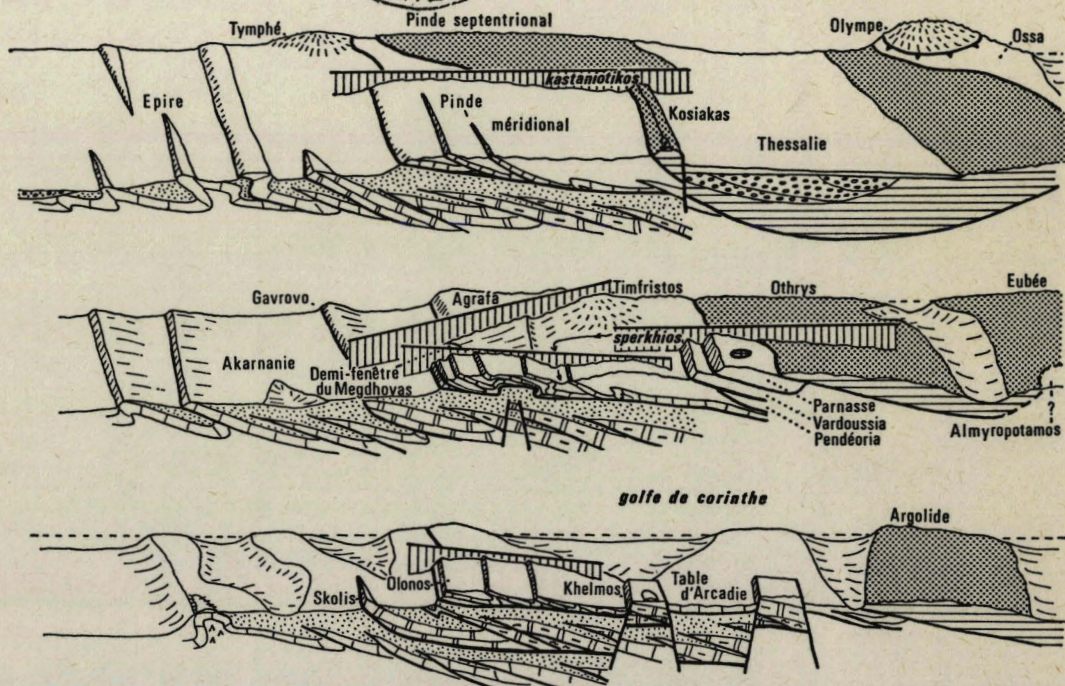
Jean-Jacques FLEURY

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



Volume I



S. G. N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

- 1980 -

AVANT-PROPOS

Ce travail s'inscrit dans une tradition, qui fut illustrée par cinq des membres de la Commission jugeant le mémoire ; on trouvera ces noms diversement associés dans maintes publications citées dans ce texte. Si chacune de ces personnalités a développé par ailleurs des recherches sur des voies divergentes, dans la spécialité qui lui est propre, les travaux communs témoignent d'un souci de synthèse appuyé sur des fondements stratigraphiques aussi précis que possible. Travaillant sur les mêmes objets, j'aurai tenté de rester fidèle à cet état d'esprit. Ce travail constitue donc une "thèse d'Ecole" en ce qu'il s'essaye à respecter les mêmes principes et qu'il aborde des thèmes bien connus des personnalités qui lui fournirent l'outil stratigraphique et de celles qui la dirigent ; cette Ecole est cependant bien particulière, dans laquelle il n'est nul besoin de revendiquer liberté d'action et de pensée et où, au contraire, tout fait nouveau, pourvu qu'il soit étayé, toute idée neuve, pourvu qu'elle soit fondée sur des faits, sont accueillis comme des libérations.

On a reconnu les noms de M. J. Aubouin, M. P. Celet, M. J. Dercourt parmi ceux qui parcoururent le terrain, les noms de Mme M. Neumann, M. J. Sigal parmi ceux qui dispensèrent les dates ; on ne s'étonnera pas de les trouver réunis. M. J. Paquet est en apparence étranger à ce groupe, pour n'avoir jamais foulé que des terres plus occidentales, dans un esprit cependant tout comparable, et pour s'être un peu éloigné des thèmes méditerranéens ; je sais que ces thèmes lui sont restés chers puisqu'au cours de plus de dix années, les occasions ont été nombreuses de traiter en des conversations passionnantes de la plupart des questions d'ordre général qui sont ici abordées.

J'adresse le témoignage de ma vive gratitude aux personnalités qui ont bien voulu siéger dans cette Commission, conforme à tous mes vœux. Je suis conscient que l'honneur qui m'est ainsi consenti est grand, comme est grand le risque que ne passe inaperçue aucune de mes erreurs ; seule la bienveillance de ces Maîtres sera en cause s'ils ne les relèvent qu'en petit nombre.

Issu de l'Université de Poitiers, où le goût de la géologie me fut donné par deux premiers Mentors, M. A. Brillanceau et M. J. Gabilly, j'ai fréquenté le laboratoire de M. J. Cuvillier où me fut dispensé, sous la férule aimable de Mme M. Neumann, un large viatique qui se révéla exactement adapté à mes besoins futurs. Après une thèse de troisième cycle effectuée dans les Causses au sein de l'équipe dirigée par M. R. Dars et avec l'aide de Mme A. Lefavrais-Raymond, puis un séjour au Service géologique de l'Algérie où, grâce au soutien de M. A. Popov je fus en mesure de poursuivre des travaux, c'est sur la recommandation de Mme M. Neumann que M. G. Waterlot m'accueillit à Lille, alors que M. J. Dercourt me proposait le sujet qui est ici traité. Je fus chaleureusement admis par M. J. Aubouin et M. P. Celet au sein de leurs équipes ; ils me firent à l'occasion visiter leurs terrains de thèses. Enfin, M. J. Sigal me prodiga de précieux encouragements, avant d'accepter, sur la seule connaissance de quelques publications, de siéger dans cette Commission.

C'est donc un grand capital de confiance qui me fut dispensé. Mais sans doute aurait-il été accordé en vain si ne s'était pas constamment manifestée l'inépuisable patience de M. J. Dercourt, dont pourtant chacun connaît la soif de faits et d'idées nouvelles, admettant cependant que dans un domaine déjà bien connu, l'avancement doit être prudent ; je lui dois encore d'avoir été, au milieu de ses multiples activités, une source toujours disponible et renouvelée de connaissances et de pistes à explorer.

Les impulsions et les encouragements ne me manquèrent donc pas, mais il n'est pas jusqu'à l'amitié agissante témoignée à Lyon par P. Bernier, à Paris par M. Bonneau et C. Guernet, à Grenoble par J.P. Charre, à Lille puis à Genève par D. Décrouez, à Lille par P. De Wever et J. Ferrière, comme l'ambiance liée à l'existence d'une équipe dinarienne lilloise constituée de J. Charvet, B. Clément, F. Thiébault, J. Terry et J.J. Verriez qui n'aient participé, sans doute d'une manière plus déterminante qu'elle n'est enregistrée, à l'existence de cet ouvrage. Trop tardivement pour qu'elles aient leur plein effet, les remarques acérées et constructives de M. J.F. Raoult m'ont été prodiguées.

Plus clairement exprimée dans les pages qui suivent est la participation de spécialistes qui ont bien voulu, de manière bénévole, passer leur temps et user de leur compétence à examiner mon matériel ; ce sont MM. J. Azéna, M. Durand-Delga, C. Le Hégarat pour les Calpionelles, M. P. Bernier pour les Algues et les microstructures sédimentaires, Mme G. Bizon pour le plancton oligocène, Mme P. Bonardi de Capoa pour les Halobies, M. H. Chamley pour les argiles, Mlle D. Décrouez pour les Orbitolinidés, Mme K. Drobne pour les Alvéolines, MM. J.M. Flament, G. Kauffmann, B. Vrielynak pour les Conodontes, Mme M. Neumann pour les Orbitoïdes, M. J. Terry pour les roches éruptives. Un peu particulière est la participation de J.P. Charre qui fut le

fidèle compagnon de bien des explorations pindiques, lesquelles resteront parmi mes meilleurs souvenirs de terrain ; je ne saurais faire la part des prises de conscience nées de la confrontation du point de vue du géomorphologue au mien, mais je suis certain de m'être considérablement enrichi au cours de ces conversations au bivouac.

Encore faut-il citer les chercheurs qui, en effectuant leurs diplômes d'études approfondies ou leurs thèses de troisième cycle dans l'équipe de M. J. Dercourt, participèrent à l'accroissement des connaissances ; ce furent, dans l'ordre chronologique, J.L. Mansy et J. Terry, H. Maillot et J. Mania, F. Meilliez, J.M. Flament, P. De Wever, A. Izart, B. Vrielynck. Je ne les citerai qu'à propos des problèmes qui sont restés d'actualité, mais sans doute est-ce injustement puisque, sur le moment, ils donnèrent des réponses à des questions qui se posaient. Les randonnées autour du Khelmos scellèrent plusieurs amitiés.

En Grèce, j'ai toujours reçu l'aide dont j'avais besoin, dès le début grâce à l'amitié de P. Tsoflias et de sa famille, puis de G. Katsikatsos ; enfin l'appui de M. G. Machairas, de M. J. Bornovas, de M. A. Galeos et de son équipe technique ne me firent pas défaut lors de l'impression de la feuille Frangista. Paradoxalement, c'est en France que j'ai le plus cotoyé S. Lekkas et A. Lekkas ; nul doute que l'avenir ne nous voie gravir les mêmes pentes.

A Lille même, j'ai bénéficié de l'aide de M. L. Andries et P. P. Dorn qui, en plus des lames minces "normales", ont souvent réalisé bénévolement les travaux de sciage et de collage nécessités par les préparations particulières aux Rhapydioninés. J'ai encore apprécié l'efficacité souriante de l'équipe constituée par Mme A. Brebion et M. P. Delvinquier, bien connue de tous ici, mais particulièrement précieuse dans les conditions où elle s'est manifestée ; M. S. Collesson a été leur complément indispensable et toujours prêt. Mlle C. Mulier a de son côté réussi à traduire, avec bonne humeur, en une seule frappe, sous forme du texte présenté, un manuscrit bien imparfait. M. G. Ponchel a réalisé avec compétence et célérité les photographies MEB des planches V à X. Enfin, M. J. Carpentier est responsable par son talent et son efficacité de la reproduction des figures aux traits, comme des clichés publiés ici ou antérieurement ; encore ne s'agit-il que de la partie émergée de l'iceberg, qui ne fait pas état des essais multiples et des clichés d'archives, sans lesquels on ne peut songer à entreprendre une étude suivie.

Le Conseil de la Société géologique du Nord a accepté cet ouvrage dans sa série "Publication", dont Mme P. Corsin assure la continuité avec toute l'autorité aimable, la connaissance des choses, qui en font un guide sûr et apprécié, toujours disponible.

Le Centre National de la Recherche Scientifique a assuré par le truchement successif des Laboratoires Associés 215 et 145, puis celui de l'Equipe de Recherche Associée 764, le financement des missions de terrain et a également subventionné la réalisation des planches de ce mémoire.

Enfin, bien sûr, ma famille n'est pas sans avoir participé à des tâches diverses et n'est pas sans avoir subi les contrecoups des difficultés que j'ai tenté de surmonter. A mes parents, qui m'ont appris la ténacité et le goût du travail, à ma femme pour son inaltérable bonne humeur et son soutien constant, à Célia et Gatien, pour le temps que je ne leur ai pas consacré, je dédie ce "gros livre".

Ce travail est donc le fruit d'une longue chaîne d'impulsions, d'encouragements et d'aides de tous ordres. La meilleure manière de remercier ceux qui y participèrent, afin qu'ils ressentent l'utilité de leur action, serait d'apporter un ouvrage bien fait ; mais déjà des faiblesses du fond, des négligences de la forme m'apparaissent et je ne puis donc que faire usage des mots pour exprimer à chacun un simple et sincère remerciement.

AVERTISSEMENT

Le volume I de ce mémoire traite en six parties distinctes de questions peu ou pas dépendantes les unes des autres, dont une vue d'ensemble est donnée dans la septième partie (p. 441).

- Une Introduction (p. 9 à 29) situe l'étude dans son cadre (voir un schéma structural d'ensemble p. 14).
- Une Deuxième Partie (p. 31 à 38) traite succinctement de la zone Ionienne, au travers de données bibliographiques.
- Une Troisième Partie (p. 41 à 204) consiste en l'étude de la zone de Gavrovo-Tripolitza, domaine carbonaté constamment néritique du Trias à la fin de l'Eocène. On trouvera :
 - la zonation biostratigraphique établie pour le Crétacé supérieur (p. 44) et la zonation adoptée pour le Paléocène-Eocène (p. 48) et les données sédimentologiques utilisées (p. 50) ;
 - une étude des affleurements selon un plan systématique (p. 56) ; chaque localité est illustrée par des tableaux analytiques permettant de reconstituer le détail des associations observées dans leur contexte sédimentaire, le texte se tenant aux éléments essentiels ;
 - une vue d'ensemble par périodes (p. 159-176) ;
 - un essai synthétique sur les grands traits de l'évolution de la plate-forme carbonatée (p. 176-181) ;
 - une tentative de comparaison de cette plate-forme à celle des Bahamas (p. 183-191) ;
 - un bilan tectonique replaçant la zone dans son cadre (p. 193-199), puis une interprétation des structures observées (p. 203).
- Une Quatrième Partie traite du domaine du Megdhovas, intermédiaire entre Gavrovo-Tripolitza et Pinde-Olonos (p. 207-227). On trouvera :
 - une description des affleurements significatifs, montrant la superposition suivante : roches effusives, Ammonitico-rosso (Anisien à Norien), calcaires néritiques (Lias), flysch et wildflysch d'âge éocène inférieur à éocène supérieur ;
 - une comparaison avec les wildflyschs connus dans la même position en Péloponnèse (p. 220) ;
 - une interprétation de ce domaine témoignant de l'individualisation précoce du bassin du Pinde-Olonos, de l'expansion liasique du domaine néritique adjacent, d'érosions paléocènes et d'une structuration précoce du Pinde-Olonos externe (p. 226-227).
- Une Cinquième Partie évoque, d'après la bibliographie, les flyschs déposés au cours de l'Oligocène et du Néogène dans les zones externes (p. 231-243). Les couches de passage au Flysch, plus précoces à l'E qu'à l'W du Gavrovo-Tripolitza (p. 234) soulignent la progression d'ensemble des domaines de subsidence selon le même gradient (p. 243).
- Une Sixième Partie consiste en l'étude de la zone du Pinde-Olonos (p. 247-437), siège d'une sédimentation constamment pélagique du Trias au Crétacé terminal, puis envahie par un flysch paléocène-éocène. On trouvera :
 - la description de 5 coupes continues justifiant le découpage de la série en 6 termes de valeur générale (p. 259-280) ;
 - l'analyse des 6 termes et un essai sur leur signification : Détritique triasique (p. 287), Calcaires de Drimos (Trias supérieur-Lias, p. 301), Radiolarites (Dogger-base du Crétacé supérieur, p. 327), Calcaires en plaquettes (Crétacé supérieur, p. 345), Couches de passage au Flysch (Maastrichtien-Paléocène p.p., p. 358), Flysch (p. 361) ;

- un essai sur l'évolution paléogéographique du domaine à la lumière de données bibliographiques récemment acquises sur la constitution de sa marge orientale (p. 387) ;
 - une description des structures, proposée au long d'un parcours continu, puis un bilan des observations (p. 421) et un essai sur la genèse des structures pindiques (p. 434).
- Une Septième Partie (p. 441) récapitule la succession des phénomènes tectono-sédimentaires précédemment analysés, dans le contexte général.

On trouvera encore une liste des figures (p. 461) et une table des matières du volume I (p. 467).

Le volume II présente trois Annexes, la Bibliographie, des Index et des planches.

- L'Annexe A réunit les données micropaléontologiques utilisées pour l'analyse du domaine de Gavrovo-Tripolitza ; on tente d'approcher la signification paléoécologique et la fiabilité stratigraphique des organismes au travers de leurs relations avec les sédiments.
- L'Annexe B (p. 537) consiste en une tentative de caractérisation des sections de *Globotruncana*, utilisées pour la datation des sédiments du Crétacé supérieur du Pinde-Olonos.
- L'Annexe C (p. 585) présente une tentative d'identification des dispositifs triasico-jurassiques de l'Egée, des Taurides, des Dinarides et de l'Apennin à celui des Hellénides.

Une Bibliographie sera trouvée p. 619, suivie d'une liste des figures (p. 641), d'Index des organismes benthoniques (p. 643) et planctoniques (p. 647), d'une Table des matières (p. 649) et d'un jeu de 10 planches photographiques.

PREMIERE PARTIE
INTRODUCTION

CHAPITRE I : LA CHAINE HELLENIQUE.....	p. 9
I. - LES DIVISIONS PALEOGEOGRAPHIQUES : LES ZONES ISOPIQUES.....	p. 9
II. - LES DIVISIONS TECTONIQUES.....	p. 16
III. - LES DIVISIONS ADOPTEES ICI.....	p. 17
IV. - CONCLUSION.....	p. 18
 CHAPITRE II : PREMIERE APPROCHE DU SECTEUR ETUDIE.....	 p. 19
I. - APERCU HISTORIQUE.....	p. 19
II. - LE CADRE.....	p. 21
III. - PRESENTATION GEOLOGIQUE.....	p. 22

INTRODUCTION

CHAPITRE I : LA CHAÎNE HELLENIQUE

Il est classique, depuis Kober (1929), de distinguer les Hellénides correspondant aux chaînes du territoire Grec et d'une grande partie du territoire Albanais, des Dinarides comprenant les chaînes de Yougoslavie et de l'extrême N de l'Albanie, de part et d'autre de la célèbre ligne de Scutari-Pec, accident superposé à un trait paléogéographique ancien. Il paraît cependant, à la lumière d'études récentes que le plan d'organisation du dispositif ne se trouve pas fondamentalement modifié au passage de cette ligne, si bien qu'il est possible d'admettre avec Aubouin (*in* Dercourt et coll., 1977), qu'une même entité (les Dinarides s.l.) se poursuit depuis le N de la Yougoslavie jusqu'à la transversale d'Isparta en Asie Mineure, comprenant les Dinarides s.s., les Hellénides, l'Arc Egéen et le Taurus Lycien (fig. 1).

Notre étude porte sur une partie externe de la division Hellénique de ce vaste ensemble. On ne manquera pas de rechercher au loin, le moment venu, le devenir des ensembles sédimentaires qui seront examinés en détail ici, mais il convient pour l'instant de présenter le "plan d'organisation" discernable en Grèce continentale et Péloponnèse ; nous y ferons par la suite référence.

I. - LES DIVISIONS PALEOGEOGRAPHIQUES : LES ZONES ISOPIQUES

Le terme de zone isopique recouvre la notion, en principe toute théorique, de domaine sédimentaire présentant dans l'espace, au cours d'une période donnée, les mêmes conditions de dépôt, et dans le temps, pour une durée considérable une même succession de ces conditions. En d'autres termes, deux séries sédimentaires appartenant à une même zone isopique devront présenter une même succession de faciès. Il est bien certain qu'une telle définition n'est pas applicable en toute rigueur ; un grand domaine ne peut pas présenter en tous ses points la même conformation à un moment donné et l'environnement même de divers secteurs identiques -ou presque- peut provoquer des différences dans la nature des sédiments qui s'y déposent ; par ailleurs, certains dépôts, hétérochrones par nature, sont susceptibles de masquer de réelles homologues. Il s'agit donc d'une notion synthétique, indispensable à la communication ; le fait que son utilisation nécessite parfois d'être nuancée n'enlève rien à son caractère fondamental.

On distingue classiquement depuis Brunn (1956), zones (isopiques) internes, affectées par une (des) tectogenèse(s) précoce(s), c'est-à-dire anté-cénozoïques, et zones (isopiques) externes, affectées seulement à partir de l'Eocène. Il s'agit donc d'une définition relative à (aux) "paléotectonique(s)" (Aubouin, 1974), tout à fait acceptable du point de vue paléogéographique puisque l'une est tributaire de l'autre, et qui conduit à distinguer les zones montrant une évolution continue du Trias à l'Eocène (zones externes s.l.) des zones montrant une (des) discontinuité(s) associée(s) parfois à un radical changement de leur signification (zones internes).

On comprend que si -à des questions de détail près- la définition et la nomenclature des zones externes sont aisées et peuvent faire l'objet d'un large consensus, la découverte progressive des complexités de l'histoire des zones interne conduit à des divergences d'interprétation et à une instabilité de la nomenclature. Les habitudes de langage en souffrent, mais on conviendra qu'un nom doit correspondre à une réalité, au moins celle des connaissances acquises. Nous n'aurons pas à nous préoccuper de ces questions par la suite, qui seront cependant exposées ici aussi brièvement que possible.

L'examen des caractéristiques des diverses zones sera bref ; on signalera chemin faisant les publications susceptibles de fournir documentation ou pistes bibliographiques. On précisera, le moment venu, les données nécessaires aux développements ultérieurs.

A) LES ZONES EXTERNES AU SENS LARGE

On consultera la figure 2 pour connaître la constitution des séries et la figure 3 pour l'organisation du dispositif tectonique. On n'évoquera pas pour l'instant des séries de type "transitionnel", importantes par leur signification mais peu développées en volume, qui seront examinées le moment venu.

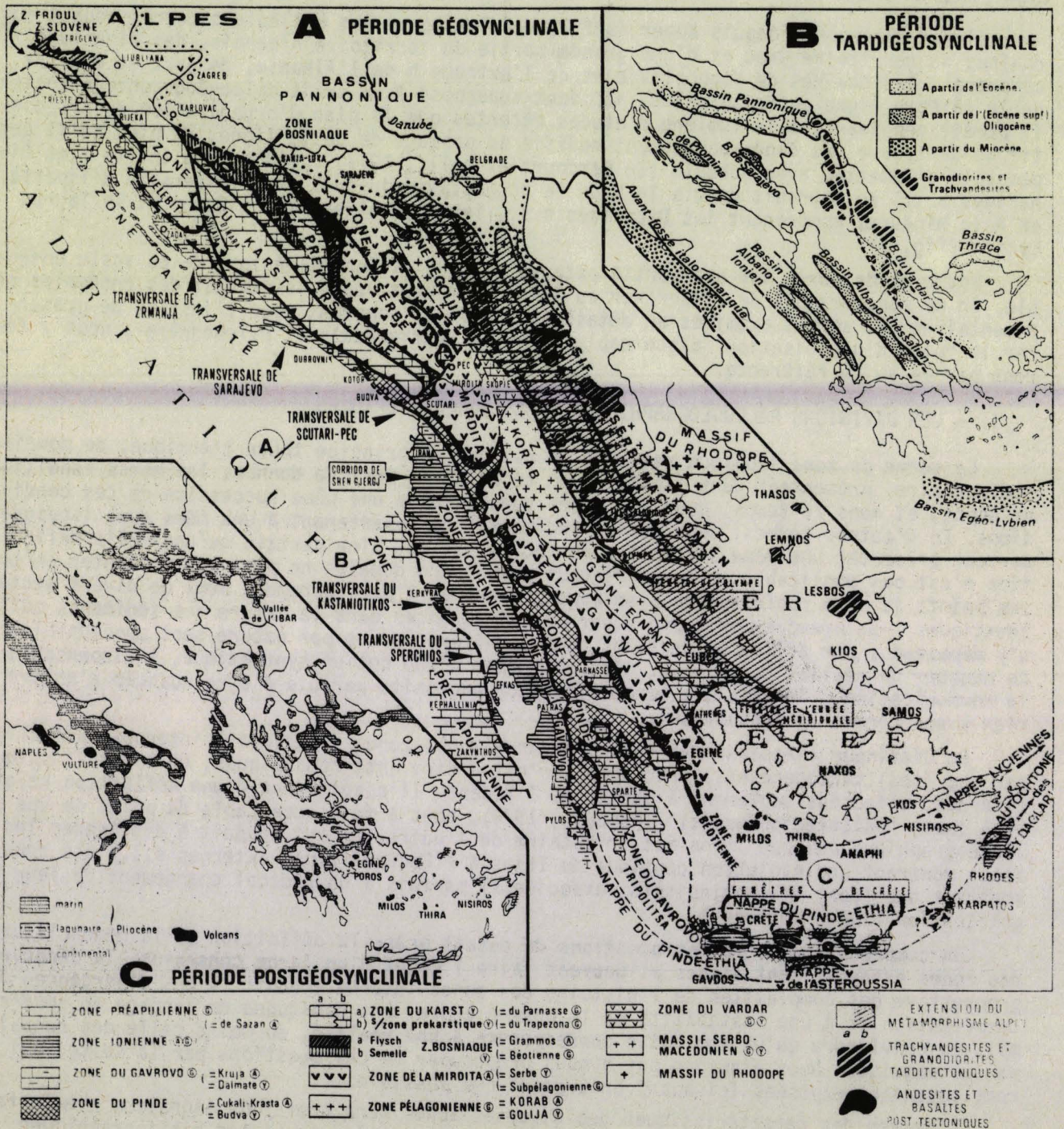


Fig. 1. - Esquisse paléogéographique des Dinarides s.l. (extrait de Aubouin, 1974).

1) ZONE PRÉAPULIENNE

On désigne sous ce nom, depuis Aubouin (1959), le domaine d'affleurement le plus occidental du dispositif, affleurant dans les îles Ioniennes : Paxos, Lefkas, Céphalonie et Zante. Cette terminologie est probablement susceptible de remaniements puisque, sur la base d'une comparaison des faciès de l'Eocène, les géologues de IGRS-IFP (1966) admettent la présence de la zone Apulienne à Zante.

La zone Préapulienne présenterait (d'après des données de sondage) au-dessus "d'une série liasique formée d'alternance de calcaires, de dolomies et évaporites" des formations comparables à celles de la zone Ionienne puisque c'est la même terminologie lithostratigraphique qu'utilisent dans les deux zones les géologues de IGRS-IFP (1966, p. 23, fig. 4). On n'a cependant pas été en mesure de construire une colonne représentative sur la figure 2 en raison de l'absence de données relatives aux puissances des sédiments (consulter B. P., 1971).

On retiendra que la sédimentation carbonatée se poursuit au cours de l'Oligocène ("calcaires microbréchiques organogènes) et que des marnes et grès organogènes" caractérisent le Miocène.

Ces séries sont chevauchées par celles de la zone Ionienne, plus orientale.

2) ZONE IONIENNE

Une courte partie (deuxième partie) de l'étude qui suit sera consacrée à cette zone, adjacente à notre principal domaine d'intérêt. D'abord (au Trias), siège d'une sédimentation évaporitique, puis du développement de faciès carbonatés néritiques (Lias), ce domaine connaît une sédimentation pélagique, essentiellement carbonatée (accessoirement siliceuse) du Jurassique moyen à la fin de l'Eocène ; des matériaux carbonatés provenant des domaines néritiques adjacents s'y trouvent entraînés à partir du "Sénonien supérieur" jusqu'à l'envahissement par le flysch, vers la base de l'Oligocène (voir Aubouin, 1959 ; IGRS-IFP, 1966 ; B. P., 1971).

On contribuera à montrer que cette zone peut être largement chevauchée par la suivante.

3) ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

Nous consacrerons de longs chapitres (troisième partie) à l'examen de cette zone en Grèce continentale et au N du Péloponnèse, puis tenterons d'examiner son devenir dans l'ensemble du bord N de la Méditerranée.

Il s'agit de puissantes formations carbonatées néritiques connues du Jurassique supérieur à l'Eocène terminal dans le domaine le plus occidental ("Domaine de Gavrovo") et du Trias à l'Eocène moyen à supérieur dans le domaine oriental ("Domaine de Tripolitza"). Un considérable bouleversement produit au cours du Paléocène, se trouve lié à une interruption de l'importante subsidence ayant prévalu au cours du Mésozoïque, qui ne reprendra qu'au moment du dépôt des flyschs, plus précoces - mais moins puissants - dans le domaine oriental (Tripolitza) que dans le domaine occidental (Gavrovo).

La zone suivante -et les séries tectoniquement superposées- est largement charriée sur celle-ci.

4) ZONE DU PINDE-OLONOS

Cette zone sera également étudiée en détail par la suite (sixième partie). C'est le domaine où la sédimentation est la plus fluctuante au cours des temps : des calcaires siliceux s'y déposent au Trias supérieur-Lias et au Crétacé supérieur ; des Radiolarites le caractérisent au Jurassique (moyen) supérieur ; des dépôts arénacés l'envahissent au Trias (moyen ? - supérieur p.p.), au Jurassique terminal-Crétacé inférieur, au cours du Maastricht-

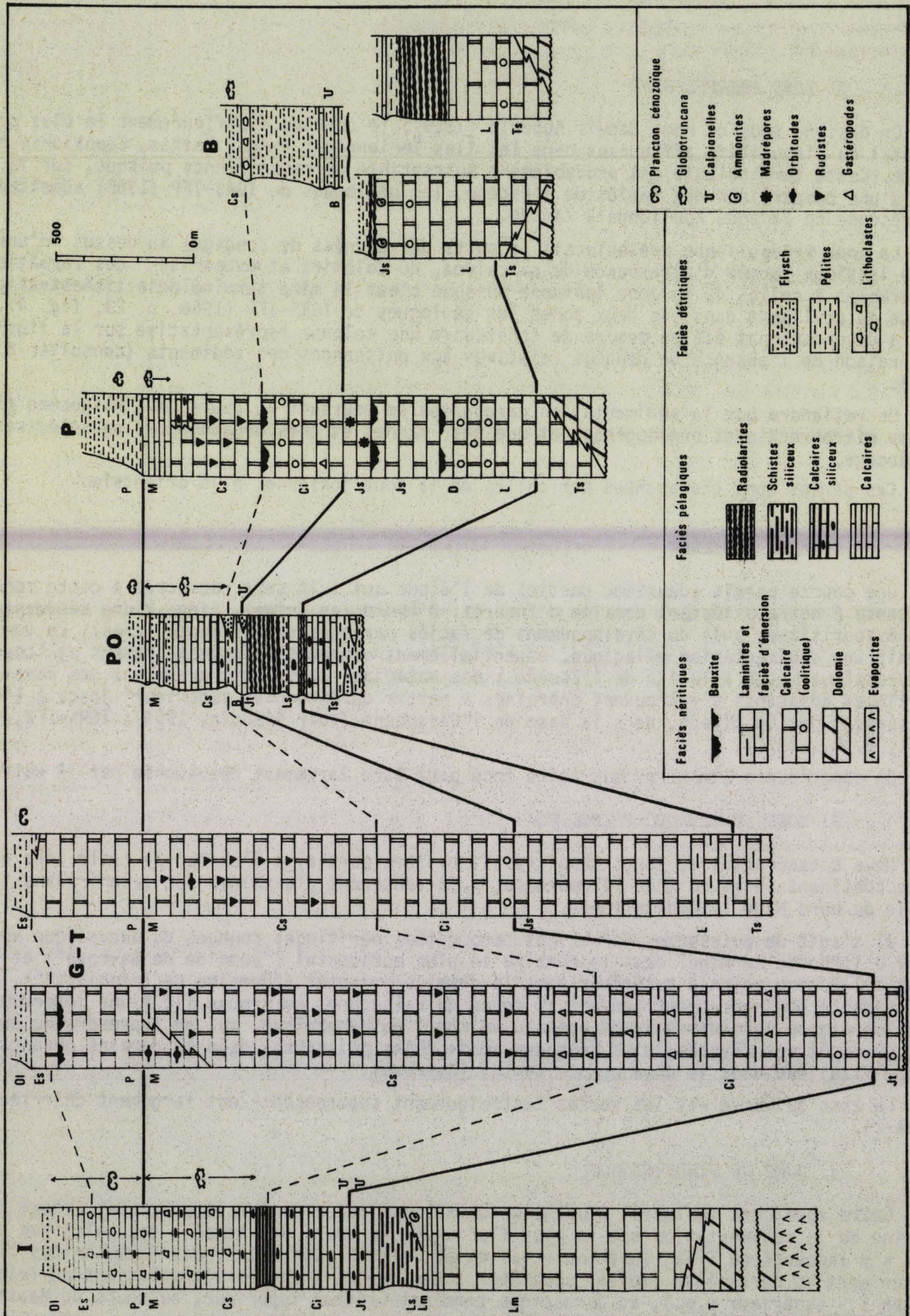


Fig. 2. -

BWS
LILLE

tien-Paléocène, jusque vers la fin de l'Eocène. C'est également le domaine dont la signification est la plus douteuse : comme s'interrogeait J. Aubouin (Livret-guide de la "Réunion extraordinaire des Sociétés géologiques de France et de Grèce", 1976), "le Pinde est-il une différenciation du précontinent apulien, ou est-il déjà l'océan fondamental, ou enfin une mer marginale ?".

Les zones suivantes lui sont tectoniquement superposées.

5) ZONE DU PARNASSE

L'essentiel de nos connaissances est dû à Celet, 1962 (voir encore, Celet, 1979 ; Clément, 1979 ; Schwan, 1978). Il s'agit d'une série de carbonates néritiques déposés du Trias au Crétacé supérieur, puis de calcaires pélagiques du Campanien-Maastrichtien, couronnés de pélites rouges à faune paléocène que surmonte un Flysch éocène. Quatre épisodes d'émersion sont discernables ; les trois premiers, bauxitogènes, se placent entre le Dogger et le Crétacé supérieur ; le dernier, plus discret et plus localisé se situe à la limite des calcaires crétacés et des pélites paléocènes.

Ce domaine n'est pas sans poser un redoutable problème paléogéographique. On ne lui connaît en effet pas d'équivalent en Péloponnèse et dans l'Arc Egéen, ni au N de la Grèce, à partir du Sperkhios : tout récemment encore, ni J. Ferrière en Othrys, ni Jaeger (1979), ni Courtin (1979) n'ont retrouvé sa trace à l'W de la Thessalie. On évoquera plus longuement cette question dans la Sixième Partie.

6) ZONE BÉOTIENNE

L'existence d'un important domaine de Flysch (tithonique) éocrétacé, le Flysch Béotien (Celet et Clément, 1971) tant à l'E du Massif parnassien qu'au N du Sperkhios (chevauchant directement les sédiments pindiques) a conduit Celet et coll. (1976) à définir une zone Béotienne "à la jonction entre les zones internes tectonisées avant le Crétacé supérieur et les zones externes". Dans la mesure où ce Flysch n'est pas reconnu discordant, il signale certainement pour nous une zone externe ; pourtant la nature variable de son substratum semble porter témoignage d'une préparation tectonique à la réception des sédiments détritiques. On signalera par ailleurs l'existence de formations arénacées (trop peu développées pour mériter le nom de Flysch) dès le Berriasien dans le domaine pindique (région de Karpénission) et la récente découverte (Jaeger, 1979) d'un passage normal du Flysch Béotien aux calcaires d'âge crétacé supérieur du Thimiamia (d'affinités pindiques) à l'W de la Thessalie. Il y a donc sans doute un problème de limite : à partir de quel moment le Flysch Béotien est-il assez important pour donner son nom à son substratum - et aux formations surincombantes ? On devra aborder ces questions dans la Sixième Partie ; soulignons que le fait de se trouver confronté à des questions de nomenclature signale l'approche des zones internes.

Fig. 2. - Colonnes lithologiques représentatives des séries carbonatées (et base des séries détritiques terminales) des principales zones isopiques externes et intermédiaires au niveau de la Grèce continentale.

I : Zone Ionienne ; G-T : Zone de Gavrovo-Tripolitza ; PO : Zone du Pinde-Olonos ; P : Zone du Parnasse ; B : Zone Béotienne. A gauche des colonnes indications chronologiques - T, Ts : Trias (supérieur) ; L, Lm, Ls : Lias (moyen, supérieur) ; D : Dogger ; Js, Jt : Jurassique supérieur (terminal) ; Ci : Crétacé inférieur (B : Berriasien ; Alb : Albien) ; Cs : Crétacé supérieur (Tur : Turonien ; M : Maastrichtien) ; P : Paléocène ; Es : Eocène supérieur ; Ol : Oligocène (basal). Sources - I : IGRS-IFP (1966, fig. 18, p. 93, p. 107 : Kourenton) - G-T : ce travail - PO : Fleury (in Dercourt et coll., 1977) - P et B : Clément (1979, fig. 2 ; épaisseurs d'après des indications orales de B. Clément). La série Préapulienne n'est pas représentée faute de données précises.

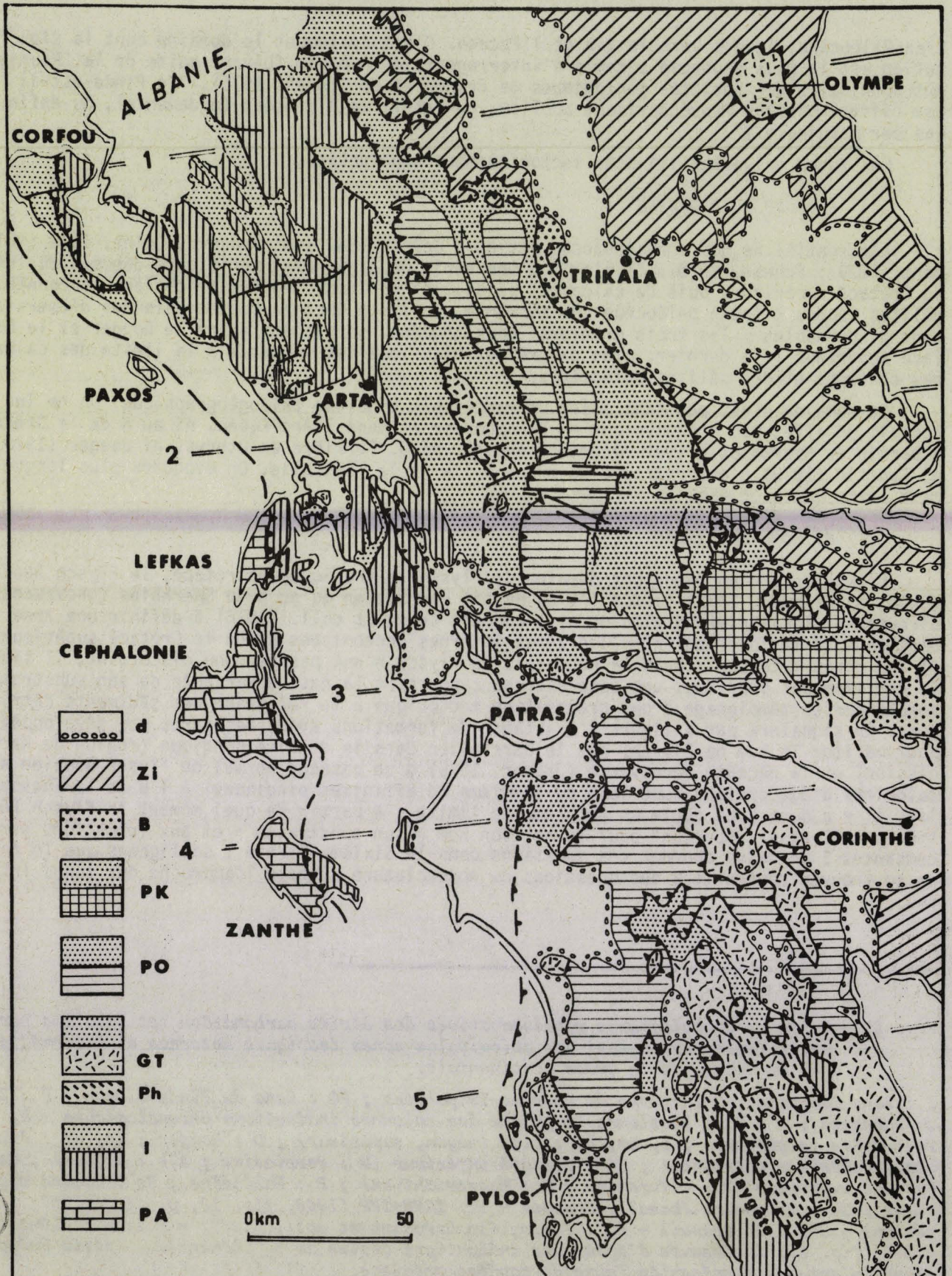


Fig. 3. -

BUS
LILLE

B) LES ZONES INTERNES

Ces zones, dont une esquisse des affleurements actuels est donnée *in* Dercourt et coll., 1977 (fig. 1, p. 72), n'ont plus rien en commun avec celles qui nous occupent ; leur histoire est discontinue, jalonnée de bouleversements encore parfois mal connus, induisant des paléogéographies superposées indépendantes les unes des autres. Le problème fondamental est probablement celui des "Ophiolites" c'est-à-dire de l'(ou des) océan(s) perdu(s). Il apparaît de plus en plus clairement que ces Ophiolites furent mises en place tectoniquement -en plusieurs étapes, peut-être (Vergely, 1976)- entre le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur. Il s'ensuit que la terminologie -qui doit tenir compte des tectoniques superposées (indépendantes des dispositifs paléogéographiques) donc des paléogéographies superposées- est nécessairement mouvante, au gré de l'avancement des connaissances. Ainsi, la "zone subpélagonienne", pourtant classique, liée à la notion d'épanchement ophiolitique sous-marin à la limite des zones internes et externes est-elle souvent remise en cause. Il convient de distinguer au moins deux paléogéographies.

1) PREMIERE PALEO GEOGRAPHIE : TRIAS-JURASSIQUE

Pour nous en tenir à un schéma simple et valable sans doute au S de la Grèce continentale, nous distinguerons, suivant Celet et Ferrière (1978), les zones suivantes :

a) Zone Maliaque

"Caractérisée par sa sédimentation calcaro-siliceuse et volcanogène au cours de la période allant du Ladinien au Malm p.p., qui indique un bassin profond, dont une partie au moins posséderait une croûte océanique" (Ferrière, 1976), cette zone présente des affleurements assez larges en Othrys mais peu développés axialement. Il s'agirait d'un domaine profond situé à l'W de la zone pélagonienne.

b) Zone Pélagonienne

Il s'agit d'un domaine métamorphique ou non, de plate-forme carbonatée, "limité à l'W, par les bassins maliaque ou pindique (ou encore béotien ?) et à l'E, par un sillon vardarien triasico-jurassique (Almopias ?)" (Celet et Ferrière, 1978), qui représenterait l'"épine dorsale" des zones internes.

c) Zone du Vardar (Axios en Grèce)

Trois divisions y sont reconnues par Mercier (1968), correspondant à deux sillons (Almopias, Péonias) séparés par une ride (Païkon). On trouvera un état des connaissances -et des hypothèses relatives à leur signification- *in* Dercourt et coll., 1977 (J. Mercier, P. Vergely, J. Bébien, "quatrième et cinquième journées").

d) Massif Serbo-macédonien

"Arrière pays intermédiaire entre Dinarides et Balkan", ce vieux socle -maintes fois repris au cours de l'histoire alpine- est la source possible d'une grande partie des matériaux détritiques constituant les diverses séries de Flyschs.

Fig. 3. - Esquisse structurale de la partie occidentale de la Grèce continentale (d'après Dercourt et coll., 1977, fig. 1) et du Péloponnèse (d'après maints documents) ; les flyschs ne sont pas différenciés.

PA : Zone Préapulienne (et Apulienne : Zante ?) ; I : Zone Ionienne (dite "série des Plattenkalke" dans les fenêtres du Péloponnèse sud-oriental - la série Préapulienne pourrait s'y trouver incluse, d'après Thiébaud - renseignement oral) ; GT : Zone de Gavrovo-Tripolitza (Ph : "Phyllades" constituant l'éventuel soubassement des carbonates de Tripolitza) ; PO : Zone du Pinde-Olonos ; P : Zone du Parnasse ; B : Zone Béotienne ; Zi : Zones internes indifférenciées ; d : formations discordantes post-tectoniques. On a situé la trace des coupes d'ensemble (1 à 5) de la figure 64.

2) PALEOGEOGRAPHIES ULTERIEURES : CRETACE-EOCENE

Le Crétacé est ordinairement discordant sur les diverses zones isopiques de "première paléogéographie". La transgression est parfois d'âge crétacé inférieur (à partir de l'Ap-tien) ; le Crétacé supérieur est le plus souvent représenté par des carbonates, néritiques (Rudistes) ou pélagiques, suivis d'un Flysch apparaissant au cours du Crétacé terminal-Paléocène. Conséquence de bouleversements indépendants du dispositif antérieur, la nouvelle paléogéographie est indépendante de la précédente.

Cette paléogéographie n'est peut-être pas -en toute rigueur- la deuxième. On connaît en effet les traces d'une paléogéographie intermédiaire, caractérisée par des formations du Jurassique terminal discordantes sur un ensemble métamorphique. Elle est trop discrète pour qu'on s'en préoccupe longuement ici.

II. - LES DIVISIONS TECTONIQUES

On doit à Aubouin (1974) une nomenclature fort claire des étapes d'édification des Dinarides. S'agissant de la chaîne dans son ensemble, cet auteur distingue la (les) Paléotectonique(s) -limitée selon notre définition aux zones internes-, la Tectonique -responsable de l'allochtonie fondamentale de l'"ensemble interne" (à partir du front pindique)-, la Tarditectonique -à laquelle serait dû l'achèvement des chevauchements vers l'extérieur et des plis à grand rayon de courbure (favorisant le développement des fosses molassiques) à l'aplomb des structures précédemment acquises par les zones internes- enfin la Néotectonique, indépendante des précédentes phases par son style et ses directions et encore active aujourd'hui.

Cette nomenclature privilégie manifestement les zones internes. Pour un observateur situé dans les zones externes, l'étape (les étapes) tectonique(s) est (sont) contemporaine(s) de la Tarditectonique des zones internes. La Tarditectonique, homoaxiale par rapport à la Tectonique, comme le souligne Aubouin, en est donc le développement apparemment continu vers l'extérieur. Il n'y a donc pas lieu de distinguer aussi fondamentalement Tectonique-Tarditectonique que l'on distingue de cet ensemble Paléotectonique et Néotectonique ; on tentera de contribuer à le montrer.

A) PALEOTECTONIQUE

En sont affectées les zones où l'on distingue une -ou deux- paléogéographie(s) distincte(s) de celle du Crétacé supérieur, c'est-à-dire les zones Maliaque, Pélagonienne, Vardarienne et Serbo-Macédonienne. Les deux phases de déformations responsables de ces différenciations seraient d'âge "anté-tithonique" et "éocrétacé terminal (anté-albo-aptien)" selon J. Mercier et ses collaborateurs (Vergely, *in* Dercourt et coll., 1977, p. 31).

Les bauxites parnassiennes (B 2-B 3) et les Flyschs externes précoces (Flysch Béotien et "Premier Flysch" du Pinde-Olonos) représentent de vraisemblables échos de ces deux phases.

B) TECTONIQUE

Aubouin (1974) distingue de ce point de vue :

- un ensemble externe, en situation d'autochtone relatif, comportant : la zone d'Apulie, la zone Ionienne, la zone du Gavrovo ;
- un ensemble interne, en situation d'allochtone absolu dont le front correspondrait à celui de la nappe pindique.

Il s'agirait des effets de la "phase tectonique" des Dinarides, datant de la fin de l'Eocène. Cette phase serait précédée, selon J. Mercier et ses collaborateurs, de mouvements d'âge "probable paléocène (anté-auversien)" et d'âge "probable intra-lutétien (anté-lutétien supérieur)".

Ces phases antérieures à la phase tectonique proprement dite pourraient trouver leur traduction dans les Flyschs qui, aux alentours de la limite crétacée-paléocène envahissent l'ensemble des domaines plus internes que la zone de Gavrovo-Tripolitza, selon des modalités que l'on tentera d'approcher par la suite. La zone de Gavrovo-Tripolitza même semble en porter la trace puisque l'on discernera une notable modification de son comportement au cours du Paléocène et un épisode bauxitogène intra-éocène moyen.

C) TARDITECTONIQUE

Il s'agit du développement post-éocène, dans les zones plus externes que le Pinde-Olonos, de la phase tectonique proprement dite, comme en témoigne la coïncidence des directions des structures terminales dans les zones internes et des structures récentes dans les zones externes.

Les recouvrements au sein de l'"ensemble externe" en résulteront (nous en traiterons par la suite), ainsi qu'une série de bassins molassiques -de valeur synclinale- superposés aux domaines internes structurés.

Dans ce cadre nous importe particulièrement le "Bassin Albano-Thessalien" (Bourcart, 1922) ou "Sillon méso-hellénique" (Brunn, 1956), développé depuis l'Albanie jusqu'à proximité du massif parnassien. Sur un substratum hétérogène (Nappe des Ophiolites et sa couverture crétacée, Flysch pindique plissé vers l'W ; Ophiolites et leur couverture, marbres pélagoniens à l'E), s'est déposée une série détritique puissante de plusieurs (environ 10) milliers de m, de l'Eocène supérieur à l'Helvétien. On trouvera le détail de l'analyse des diverses formations qui la constituent *in* Desprairies (1977), précisant les travaux de Brunn (1956). Il importe ici de tenir compte des informations relatives à la tectogenèse des formations environnantes.

- La formation de Krania témoigne d'une transgression précoce et limitée, au cours de l'Eocène supérieur (Bizon et coll., 1968). Elle serait "antérieure à la mise en place finale des structures tangentielles (chevauchement du Flysch du Pinde par la nappe des roches vertes subpélagoniennes)" ; "dans sa majeure partie synchrone et syntectonique des séries du Pinde" (Desprairies, 1977, p. 136, p. 154).

- La formation d'Heptakhorion, d'âge oligocène, "recouvre en discordance la formation de Krania et transgresse sur les roches vertes ou le Flysch du Pinde sous-jacent" (Desprairies, 1977, p. 137).

Une très étroite "fourchette" se trouve ainsi délimitée pour l'âge de la première tectonisation des séries du Pinde-Olonos, dont on sait que le Flysch renferme des faunes de l'Eocène supérieur (Blondeau, *in* Desprairies, 1977, p. 116). Il s'agit au moins d'une information valable pour les parties internes de cette zone, scellées dorénavant vers l'arrière.

III. - LES DIVISIONS ADOPTÉES

Les deux systèmes de division précédemment exposés ne coïncident pas. Une partie seulement des zones isopiques externes correspond à l'ensemble tectonique externe, l'autre partie appartient à l'ensemble tectonique interne. La division tectonique est sans doute la plus artificielle et la large allochtonie de la zone de Gavrovo-Tripolitza sur la zone Ionienne, dont on traitera plus loin, contribue à le souligner.

Par ailleurs, l'apparente multiplicité des phases paléotectoniques comme, sans doute, la non-coïncidence des fronts de déformations avec les limites paléogéographiques rendent très difficile, dans la pratique, la distinction classique entre zones internes et zones externes. Il serait sans doute plus commode de faire référence exclusive au dispositif paléogéographique précédant les déformations paléotectoniques, c'est-à-dire à celui du Trias-Jurassique. Dans cette optique, on distinguerait :

A) ZONES EXTERNES (au sens strict)

Ce seraient les zones qui participèrent à une vaste plate-forme carbonatée triasico-liasique, situées à l'W du bassin du Pinde-Olonos. La différenciation finiliasique du bassin Ionien permettra d'y distinguer, vers l'W le domaine Préapulien et vers l'E la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza. On traitera ici essentiellement de cette dernière zone, non sans chercher ses relations avec la zone Ionienne ; on montrera (Quatrième Partie) que l'Unité du Megdhovas témoigne d'une marge orientale de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.

B) ZONES INTERMÉDIAIRES

Il s'agirait des zones comprises entre la plate-forme occidentale (externe) et la plate-forme Pélagonienne (interne), au Trias-Jurassique. Leur significations au Trias-Lias peut être variée (on y trouve des hauts-fonds et des bassins), mais elles prendront leur unité au cours du Jurassique moyen et supérieur lorsqu'elles seront des parties d'un vaste bassin radiolaritique ; elles pourront être affectées en totalité ou en partie par une ou plusieurs phases paléotectoniques et même les régions indemnes de déformation porteront le témoignage indirect de ces mouvements : venues arénacées dans les bassins, émergences bauxitogènes sur les hauts-fonds. On y distingue la zone du Pinde-Olonos, la zone du Parnasse, la zone Béotienne et la zone Maliaque (cette dernière demeurant la plus douteuse dans la mesure où l'on ne peut exclure qu'elle ne soit d'origine ultra-pélagonienne). La zone du Pinde-Olonos fera seule l'objet d'un développement (Sixième Partie).

Cette notion recouvrirait, en les élargissant, celle de "domaine médian" réservée par Blanchet (1973) à la zone Bosniaque des Dinarides s.s. et celle de "zone hellénique axiale" appliquée par Desprairies (1977), à l'ensemble de la zone du Pinde-Olonos et à la zone Béotienne.

C) ZONES INTERNES (au sens strict)

Il s'agirait du domaine de la plate-forme Pélagonienne, directement affectée par une ou plusieurs des phases paléotectoniques, et des régions plus orientales, dénommées globalement "Zone du Vardar" (et Massif Serbo-Macédonien ?).

IV. - CONCLUSION

L'essentiel de notre propos restera en marge des problèmes les plus débattus à l'heure actuelle, qui sont situés dans les "zones internes" ; il n'est qu'à consulter la relation de la "Réunion extraordinaire en Grèce" des Sociétés géologiques de France et de Grèce (*in* Dercourt et coll., 1977 ; *in* Fantinet, 1977), pour apprécier l'actuel mouvement d'idées qui s'y développe. On trouvera en particulier divers schémas dont la confrontation souligne à quel point des interprétations divergentes sont actuellement possibles, tant sur la situation de (ou des) l'océan(s) fondamental, que sur la position relative originelle des divers ensembles.

Curieusement pourtant, l'approche globale des questions relatives aux chaînes méditerranéennes (Biju-Duval et coll., 1977) montre que par leur relative simplicité, les zones intermédiaires et externes peuvent fournir des fils conducteurs susceptibles d'aider au déroulement du complexe écheveau méditerranéen. Après examen de deux d'entre elles, nous les replacerons dans leur cadre d'ensemble et chercherons à suivre le dispositif identifié, aussi loin que possible.

CHAPITRE II : PREMIERE APPROCHE DU SECTEUR ETUDIE

I. - APERCU HISTORIQUE DE LA CONNAISSANCE DES ZONES EXTERNES s.l. DES HELLENIDES

Il n'est pas utile de présenter ici le détail des tâtonnements successifs jalonnant l'histoire de la découverte des zones externes, dont on effectuera une approche plus précise à propos des zones étudiées. On peut cependant en esquisser les grands traits.

Sans doute faut-il faire remonter à 1833 "l'an 1" des découvertes, marqué par la publication des résultats de l'Expédition Scientifique de Morée, dont les géologues Boblaye et Virlet distinguèrent des séries que, rétrospectivement, l'on peut attribuer au Tripolitza et au Pinde-Olonos (voir analyse *in* Dercourt, 1964, p. 10-13).

Le développement des recherches devait ensuite tarder ; à l'exception des observations publiées en 1880 par Neumayr et une expédition autrichienne, il faut attendre la fin du siècle et Alfred Philippson pour qu'apparaisse un schéma cohérent, fondé principalement sur des observations structurales, peu à peu affiné entre 1890 et 1898. On y retrouve une "zone Ionienne" (Préapulien et Gavrovo y sont inclus), une "zone du Pinde" (où le Pinde calcaire est distingué des affleurements du Flysch oriental, mais dont le Flysch "occidental" correspond au Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie, c'est-à-dire au Flysch du Gavrovo et de zone Ionienne interne), une "zone de Grèce orientale moyenne" où sont distinguées les sous-zones du Parnasse, de l'Othrys, de l'Oeta.

La première moitié du vingtième siècle est dominée par la stature de Carl Renz, infatigable explorateur de la Grèce continentale et pour une moindre part du Péloponnèse. Son ouvrage posthume de 1955, et une carte au 1/500 000 (publiée la même année, en collaboration avec I. Paraskevaidis et N. Liatsikas) reprennent l'essentiel des résultats précédemment exposés en plus de 150 communications. Au delà des innombrables données d'ordre stratigraphique, on se plaît à reconnaître dans son oeuvre un schéma d'organisation assez proche de celui qui est admis aujourd'hui : Paxoszone (devenue Préapulienne), Adriatisch-ionische zone (devenue Ionienne), Tripolitzazone et "Gabrovokalk" (devenue Gavrovo-Tripolitza), Olonos-Pindoszone (devenue Pinde-Olonos), Parnass-kiona zone (devenue Parnasse), Osthellenische zone (sub-pélagonienne ?)... en sont les divisions occidentales (voir reproduction d'un schéma de 1940 *in* Brunn et coll., 1979, fig. III).

Renz ne fut cependant pas seul à contribuer au développement des connaissances au cours de ce demi-siècle. On ne saurait oublier L. Cayeux (1903) établissant en Crète le charriage du Pinde sur le Tripolitza, P. Négris (deux premières décennies du siècle), C. Kténas (trois premières décennies du siècle) attachés à la découverte des niveaux les plus anciens à l'affleurement (Paléozoïque, Trias), M. Blumenthal (1933) auteur d'une première analyse des affleurements du Péloponnèse septentrional, J. de Lapparent (1934) découvrant la bauxite du Klokova, D. Kiskyras (1938) étudiant les fossiles du Pinde-Olonos.

Les deux premières décennies de la seconde moitié du siècle sont dominées par la "première génération" moderne de géologues français dont les thèses couvrent une grande partie du territoire hellénique. Il n'est que de citer les noms pour percevoir l'acquis fondamental de cette période. J.H. Brunn (1956), puis J. Aubouin (1958) au N, P. Celet (1962) au S de la Grèce continentale, J. Dercourt (1964) au N du Péloponnèse -et bien qu'ils se soient préoccupés des zones internes, I. Godfriaux (1965), J. Mercier (1966) au NE de la Grèce continentale- sont les maîtres d'oeuvre d'un schéma d'ensemble qui forme une trame dont toutes les nouvelles recherches sont tributaires. On n'oubliera pas, bien qu'elle soit en principe restée anonyme, l'équipe des géologues de l'IGRS-IFP (1966). Il serait sans doute également injuste de ne pas associer à ces succès les noms de M. Reichel (déjà compagnon de Renz et Blumenthal), L. Hottinger, M. Neumann, J. Sigal qui furent les artisans principaux d'un progrès stratigraphique indispensable à celui des synthèses.

Ces travaux synthétiques ne sont cependant pas seuls alors à contribuer à l'accroissement des connaissances, et l'on assiste à une floraison de publications de géologues grecs, bien que ceux-ci déploient l'essentiel de leur activité dans les domaines internes ou à l'étude des formations récentes ; on citera, parmi beaucoup d'autres, les contributions de Bornovas (1961), pour les zones Préapulienne et Ionienne, Kiskyras (1963), Christodoulou et Marangoudakis (1966) pour la zone du Pinde-Olonos, Tataris et Marangoudakis (1966) pour la zone de Gavrovo-Tripolitza.

C'est un peu artificiellement sans doute que l'on peut distinguer une "deuxième génération" de géologues français qui depuis une quinzaine d'années se retrouvent côte à côte avec leurs prédécesseurs, dans une ambiance internationale élargie. Leurs études n'appartiennent pas à l'histoire, on les citera à l'occasion dans la suite de ce mémoire.

II. - LE CADRE

On ne présentera ici qu'une esquisse, en forme d'évocation subjective, de régions que décrivent les ouvrages spécialisés, les guides touristiques, ou les géologues les ayant déjà parcourues ; la figure 4 fournit le découpage par Provinces (Nomes) nécessaire aux repérages d'ensemble. On précisera le moment venu les conditions particulières aux régions examinées en détail.

Le centre des régions parcourues doit se situer quelque part en mer dans le golfe de Patras, ou le golfe de Corinthe, à la limite desquels s'affaire la noria des bacs de Rion à Antirion, passage obligé du voyageur résolu à ne pas voir en Grèce que les restes du passé classique, quasi-absents de ces régions.

Le développement du domaine parcouru dit assez que depuis l'Épire orientale jusqu'à l'W de l'Argolide, en passant par l'Évritanie, l'Étolie-Akarnanie, l'Akhaïe, l'Élide et l'Arkadie, la Messénie occidentale à l'occasion, variés sont les paysages, les conditions de vie et de travail, les climats. Il faut sans doute avoir connu les "étés pourris" dans les forêts du Pinde d'Évritanie, ou avoir guetté les journées sans orage sur l'Olonos, avoir "cuit" dans les plaines rases d'Akhaïe ou sur le bord de la route du Klokova pour apprécier pleinement le charme de ce qui fait l'image d'Épinal de la Grèce des bords de mer, toujours proche et discernable depuis les sommets, que pourtant il faut éviter si l'on veut garder ses jambes.

De l'Épire, on gardera l'image lointaine des chaînons calcaires ioniens enrobés de Flysch, découverte depuis le massif du Gavrovo (Monts Valtou), vaste promontoire calcaire forestier, dont la paix n'est troublée que par les troupeaux qui, venant du Marais Ambracique, l'envahissent à la belle saison.

De l'Évritanie, pauvre en hommes, rien n'existe sinon cette "mer de montagnes" apparemment infinie, déferlant vers l'W. C'est le royaume de l'eau et de la forêt, ainsi que des partisans ou des réfractaires à toute époque de crise dans l'histoire de la Grèce. Kar-pénission reste un bourg montagnard environné de neige l'hiver, qu'affectionnent les familles de Lamia et d'Athènes à la recherche de fraîcheur au cœur de l'été.

De l'Étolie-Akarnanie, péninsule des lacs, l'Akheloos, assagi par Hercule, puis par les barrages de Krémasta et de Kastraki forme l'axe. La riche plaine d'Agrinion, vouée à l'agriculture, n'arrête pas le touriste ; à l'W les derniers chaînons ioniens couverts d'une sombre végétation et une côte inhospitalière n'invitent pas à la flânerie ; à l'E, les vallonnements du flysch ne sont que crêtes dénudées et vallées surchauffées. Les restes historiques (Stratos, Aeniada, Pleuron, Kalydon) ne témoignent que d'un art militaire ; à peine si Thermôn garde la trace du "riche sanctuaire de la ligne Étolienne". Messolonghi même, témoin d'un glorieux épisode de la guerre d'indépendance grecque, n'attire que quelques rêveurs. Les rives du golfe de Patras sont plus prisées ; des plages s'y développent au pied des massifs du Klokova et du Varassova, si extraordinaires dans le paysage que les populations avoisinantes admettent volontiers qu'ils soient tombés du ciel. De leurs crêtes, quelques bergers virent sans doute, un matin d'octobre 1571, la flotte Ottomane appareiller de Nafaktos (Lépante) puis se faire détruire par l'armada de la Sainte Ligue.

Des plaines d'Akhaïe occidentale et d'Élide l'exploitation agricole est reine, pour autant que des dépôts superficiels couvrent le Flysch, dont les vaguelettes vont à l'E mourir sous l'Olonos. Le chaînon du Skolis, visible de partout, est moins visité que la méridionale glorieuse Olympie des rives de l'Alphée (Alphios).

De l'Akhaïe orientale et d'Arkadie, ne restent que des montagnes. L'infranchissable Olonos, dont les neiges virent périr le sanglier de l'Erymanthe, endigue les vagues pindiques que limitent à l'E le Khelmos, massif et secret sous son couvert forestier, cœur d'une contrée longtemps sauvage où pullulaient les fauves ; les habitants "mangeurs de glands" selon la Pythie delphique en ont gardé une large réputation de rusticité. Le Styx, venant

des enfers, s'en écoule, dont les eaux ont perdu leur pouvoir de "corrompre toutes les matières, à l'exception du sabot de cheval" (Pausanias, traduit par Jacques Lacarrière).

De Corinthe méridionale et d'Argolide occidentale, s'imposent les grands poljés environnés de montagnes où dort la Grèce des Mythes. Mais les oiseaux du lac Stymphale (une mare maintenant), le lion de Némée (Néméa) les ont désertés ; même les merles blancs du Ziria (Kilini, Cylène) n'existent plus. A peine si des traces demeurent du caprice des Kavatohres, inondant ou rendant aux hommes la plaine de Phénée (Fénéou).

Des plages de Messénie occidentale se dégage sa péninsule méridionale, dont le cadre grandiose, déserté par les arbres, évoque des drames de l'histoire. Rien ne témoigne de l'agonie des Lacédémoniens assiégés dans l'île de Sphaktiria en l'été 425 Av. J. C., sinon les trous d'eau saumâtre de la côte occidentale, décrits par Thucydide. Des tombes seules rappellent la bataille navale qui opposa, dans la rade de Pylos -aujourd'hui bien déserte- une escadre européenne à une flotte turque, le 20 octobre 1827, et qui devait ouvrir la voie à l'indépendance de la Grèce ; 540 Français y périrent. Les forteresses de Navarin, Pylos et Méthoni évoquent l'importance stratégique de ces lieux, tour à tour propriété de Byzance, des Français, de Venise et de l'empire Ottoman. Seuls les livres rappellent la bataille de la Sapientza, proche de Méthoni, qui vit en 1354, la flotte Gênoise détruire celle de Venise.

Nulle unité donc dans ces régions, où la plaine voisine toujours la montagne, où le fleuve remonte vite au torrent, où la culture fait vite place au maquis. Aux riches plaines basses aussi peu démunies d'eau que de soleil, qui font la fortune d'Agrinion, Patras et Pyrgos, succèdent les vallonnements arides du Flysch et les chaînons montagneux que seuls parcourent les troupeaux. Un point commun pourtant, les hommes ; partout présents, partout fiers de leur pays, partout accueillants. Tous les voyageurs s'en sont fait témoins, l'hospitalité, la cordialité agissante participent d'une tradition millénaire que n'a pas entamée l'afflux des visiteurs. Il y a, partout et toujours, quelqu'un pour vous aider, vous guider, vous accompagner, vous faire partager son repas ou sa maison.

III. - PRESENTATION GEOLOGIQUE

A) LA REGION ETUDIEE

Ce travail appartient à la "deuxième génération" des recherches effectuées en Grèce par l'"école française" depuis la fin de la seconde guerre mondiale. Par sa date, sans doute ; par son thème probablement, qui souligne que les grands traits étant connus, maints repères étant discernés, il devient possible de fouiller, de comparer, de suivre longitudinalement des ensembles qu'il avait fallu antérieurement se résoudre à traverser ; par le radical changement des conditions de travail dont il témoigne : les routes vont maintenant partout en Grèce, offrant outre des possibilités de pénétration aisée, des affleurements que ne peut donner la nature.

Comme quelques autres de la même "génération", il porte sur des zones "externes", c'est-à-dire sur des ensembles sédimentaires d'histoire relativement simple, où il faut faire fructifier l'"héritage", sans qu'il soit nécessaire de le modifier profondément. Sa seule originalité aura été de lier étroitement les études de terrain et de laboratoire.

Notre étude comprend principalement l'examen de deux zones adjacentes (zone de Gavrovo-Tripolitza et zone du Pinde-Olonos), à la limite desquelles on a cru pouvoir discerner un domaine intermédiaire, représenté par "l'Unité du Megdhovas". Il s'agissait donc de parcourir une région assez vaste pour englober la largeur d'affleurement de ces deux grandes zones et pour permettre de saisir d'éventuelles variations axiales au sein de ces ensembles. La longueur de la bande comprenant les massifs appartenant à la "zone du Gavrovo" imposait une dimension méridienne proche de 300 km, la largeur de ces deux zones en Péloponnèse septentrional déterminait une dimension orthogonale de près d'une centaine de km (fig. 4).

Ce périmètre n'était nullement une "terra incognita". Renz, Philippon et Blumenthal en avaient parcouru certaines parties ; il joignait par le massif du Gavrovo les secteurs étudiés par Aubouin (1959) et par les géologues de IGRS-IFP (1966) ; il suivait la frange orientale des régions examinées par les géologues de BP (1971) en Akarnanie, recoupait

l'extrémité occidentale du secteur de Grèce continentale du S étudié par Celet (1962), recouvrait la partie occidentale du secteur étudié par Dercourt (1964) au N du Péloponnèse, pour ne citer que les grandes monographies. On verra par la suite que maintes études plus ponctuelles sont à citer.

Les deux zones étudiées donnaient matière à deux monographies thématiques en principe peu ou pas dépendantes l'une de l'autre, dont les objets, supposés juxtaposés à l'origine, se trouvent superposés par des effets tectoniques qu'on peut schématiquement rapporter à un charriage d'une série sur l'autre.

- La zone de Gavrovo-Tripolitza, autochtone relatif, a été étudiée selon deux bandes orthogonales ; l'une méridienne correspond à l'ensemble des affleurements rapportés à la "zone du Gavrovo" depuis la Grèce continentale moyenne jusqu'à l'extrémité méridionale du Péloponnèse, à l'W du front de la nappe pindique ; l'autre correspond à la largeur du "Tripolitza" affleurant en fenêtre sous la nappe pindique au N du Péloponnèse.

- La zone du Pinde-Olonos, allochtone, a fait l'objet d'un examen au long de deux bandes de direction E-W. L'une en Grèce continentale, aux alentours du "Couloir de Karpenission" fut l'objet d'une cartographie au 1/50 000 ; l'autre, superposée à celle qui montre le "Tripolitza" au Péloponnèse septentrional fut plus succinctement examinée puisque déjà connue par le travail de Dercourt, elle fut l'objet de plusieurs monographies (Diplôme d'Etudes Approfondies, Thèses de Troisième Cycle) au cours du développement de cette étude.

A l'origine centrée sur l'examen des formations du Crétacé-Eocène, l'étude ne put y rester cantonnée. S'agissant de la zone de Gavrovo-Tripolitza, la plus large compréhension possible de son évolution au cours des temps était nécessaire pour apprécier la signification de tout épisode particulier. S'agissant de l'Unité du Megdhovas, il fallait bien examiner son Trias et son Lias, seuls témoins de son histoire mésozoïque. S'agissant de la zone du Pinde-Olonos, il n'était pas possible de réaliser une carte sans se préoccuper de l'ensemble des formations la représentant. Les Flyschs enfin ne peuvent être exclus d'un essai synthétique ; on fera l'état de leur connaissance, au travers de la bibliographie essentiellement.

B) LES CONDITIONS MATERIELLES DU TRAVAIL

Les levés de terrain et les études de laboratoire se partagent également dans ce travail.

Si le récent développement du réseau routier rendait aisé l'accès de la plupart des régions examinées, l'absence de fonds topographiques précis représentait une difficulté considérable à l'origine. N'étaient encore disponibles que des cartes à l'échelle de 1/100 000, en courbes de niveau un peu "idéalisées", antérieures à la seconde guerre mondiale, reprises pour les besoins du conflit par l'envahisseur, et reproduites en noir et blanc par l'Institut Géographique National. Les cartes 1/50 000, en principes couvertes par le secret militaire devaient cependant peu à peu apparaître ; d'abord sous forme de fonds simplifiés -courbes à l'équidistance de 40 m, mais voies de communications et toponymie à jour- puis dans leur intégralité par des canaux "officiels" et parfois fort détournés ; enfin officiellement pour certaines d'entre elles lorsque furent confiées à J. Dercourt 4 feuilles du Nord du Péloponnèse (Goumeron, Kertezi, Dhafni, Kandhila, n° 254 à 257, voir fig. 5) et que me fut remise la feuille Frangista (n° 188, voir fig. 5) de Grèce continentale.

Les affleurements de la zone de Gavrovo-Tripolitza étaient dans leur grande majorité reconnus à l'origine. On connaissait leur disposition discontinue, soit en massifs bien circonscrits au sein du Flysch environnant le long de la bande occidentale, soit dans les fenêtres creusées dans la nappe pindique pour ceux de Tripolitza. Il était souhaitable de reconnaître en chacun d'eux une -ou plusieurs- coupe, aussi représentative que possible de la série locale, puis de mener la cartographie des surfaces relativement réduites qu'ils occupent. Seule la première partie de ce programme fut réalisée, la seconde, tributaire de la disponibilité des fonds topographiques, ne le fut que partiellement.

Les affleurements de la zone du Pinde-Olonos étaient bien reconnus en Péloponnèse septentrional ; ils furent précisés au cours du développement de ce travail en une série d'études (Diplômes d'Etudes Approfondies, Thèses de Troisième Cycle) concrétisées par la publication de 4 coupures à 1/50 000 (n° 254 à 257, voir fig. 5). Un constant aller-retour depuis ces régions vers celle de Grèce continentale allait me permettre de participer à leur réalisation et au lent décryptage des formations pindiques, plus complexes que ne le laissent prévoir les descriptions.

Au laboratoire il s'agissait d'asseoir sur des bases aussi solides que possible la stratigraphie des diverses formations rencontrées. Le Cénozoïque de la zone de Gavrovo-Tripolitza était relativement bien connu ; je n'ai pas cru devoir approfondir ma connaissance de certains groupes importants à cette époque, tels que les Alvéolines ou les Orthophragmines, ou les Foraminifères planctoniques, non sans me constituer une documentation de base utile à la solution de problèmes simples. Je n'ai pas non plus approfondi les questions relatives au Jurassique et au Crétacé inférieur de faciès néritique, peu importants dans les affleurements étudiés. Divers spécialistes ont bien voulu examiner les organismes du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur de faciès pélagique.

Je me suis en revanche penché avec attention sur les organismes -Foraminifères principalement- du Crétacé supérieur, tant benthoniques que planctoniques qui abondent dans les régions étudiées et qui présentent l'intéressante particularité d'être déterminables sur le terrain, à condition d'être bien connus microscopiquement, donc de représenter le véritable lien entre le terrain et le laboratoire.

Fig. 5. - Tableau d'assemblage des coupures de la carte à 1/50 000 des régions examinées dans ce travail. La numérotation adoptée n'apparaît pas sur les documents officiels récents mais est reprise d'un document plus ancien, d'origine également officielle. Certaines feuilles sont connues sous deux noms différents : le premier cité est le nom officiel récent, le second (entre parenthèses) est plus ancien ; la feuille a pu être éditée sous ce dernier nom, qui est alors souligné. Le numéro de la feuille est souligné lorsque celle-ci est éditée ou lorsque sa minute est connue de l'auteur.

<u>115.</u> Tsépélovon	<u>188.</u> Frangista	<u>256.</u> Dhafni (Kato Klitoria)
<u>116.</u> Metsovon	<u>189.</u> Karpenission	<u>257.</u> Kandhila
<u>117.</u> Panayia (Krania)	<u>190.</u> Sperkhias (Ypathi)	<u>258.</u> Néméa
<u>118.</u> Ayiophyllon	<u>200.</u> Astakos	<u>259.</u> Korinthos
<u>134.</u> Ioannina	<u>201.</u> Agrinion	<u>268.</u> Pyrgos
<u>135.</u> Pramanta	<u>202.</u> Thermon	<u>269.</u> Olympia (Platanos)
<u>136.</u> Kastanea	<u>203.</u> Klépa	<u>270.</u> Tropaïa
<u>137.</u> Kalambaka	<u>204.</u> Lithorikion	<u>271.</u> Dimitsana (<u>Vitina</u>)
<u>138.</u> Trikala	<u>217.</u> Exinades	<u>272.</u> Tripolis
<u>149.</u> Pappadatai (Thesprotikon)	<u>218.</u> Messolonghion	<u>273.</u> Argos
<u>150.</u> Agnanta (Théodoriana)	<u>219.</u> Evinochorion	<u>274.</u> Nafplion
<u>151.</u> Myrophyllon (Anthiron)	<u>220.</u> Nafpaktos	<u>288.</u> Kyparissia
<u>152.</u> Mousakion	<u>221.</u> Amygdalia (Tolophon)	<u>289.</u> Kato Figalia (Diavolitson)
<u>153.</u> Karditsa	<u>234.</u> Nea Manolas	<u>290.</u> Megalopolis
<u>166.</u> Arta	<u>235.</u> Patras (Kato Akhaïa)	<u>291.</u> Kollinai
<u>167.</u> Pétas	<u>236.</u> Khalandritsa	<u>292.</u> Astros
<u>168.</u> Raptopoulon	<u>237.</u> Aigion (Kalavryta)	<u>293.</u> Paralion Astros
<u>169.</u> Agrafa	<u>238.</u> Dhervenon (Aktion)	<u>301.</u> Filiatra
<u>170.</u> Fournas (Rendina)	<u>239.</u> Xylokastron	<u>302.</u> Méligala
<u>171.</u> Léontarion	<u>252.</u> Vartolomion	<u>303.</u> Kalamata
<u>185.</u> Vonitsa	<u>253.</u> Amalias	<u>312.</u> Pylos
<u>186.</u> Amfilokia	<u>254.</u> Goumeron	<u>313.</u> Koroni
<u>187.</u> Alevradha	<u>255.</u> Kertezi (Lambia)	<u>326.</u> Skhiza

C) MODALITES D'EXPOSITION

1) LE PLAN D'ENSEMBLE

A la suite de cette Introduction qui constitue la Première Partie du mémoire, on présentera les séries examinées en cinq parties (Deuxième à Sixième Partie) de volume très inégal en fonction du développement des zones considérées ou de l'intérêt qu'on a cru devoir leur porter, et de natures très diverses, chacune traitant d'un ensemble de questions étroitement liées entre elles mais relativement indépendantes des autres ; les relations d'ensemble apparaîtront dans une dernière partie (Septième Partie).

La série carbonatée ionienne (Deuxième Partie) fera l'objet d'un simple rappel, utile en ce qu'on y trouvera des éléments de compréhension de la zone adjacente, et de l'ensemble du dispositif.

L'examen de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza (Troisième Partie) sera largement développé. Les fondements historiques et techniques seront d'abord analysés, dont on a cependant dû extraire la trop volumineuse analyse paléontologique, rejetée en Annexe (A). L'analyse systématique des affleurements de Grèce aurait pour suite logique une comparaison de l'évolution décelée ici à celle des "plate-formes adriatico-égéennes", dont on a cependant déplacé le développement en Annexe C puisqu'il s'agit d'une étude bibliographique sur laquelle nous projeterons un regard non dénué de partialité pour proposer une hypothèse simplificatrice.

L'Unité du Megdhovas (Quatrième Partie), témoignant vraisemblablement d'un domaine situé à la jonction des zones externes s.s. et des "zones intermédiaires", fera l'objet d'un court développement introduisant à la partie suivante.

Les séries détritiques externes, couverture commune des ensembles carbonatés précédents, seront examinées principalement au travers de la bibliographie (Cinquième Partie). La compréhension de leur histoire est en effet indissociable de celle des zones externes et de l'histoire finale de l'ensemble de la chaîne.

La série du Pinde-Olonos, seule représentant des zones intermédiaires, sera traitée longuement (Sixième Partie) ; on tentera de discerner les caractères de son évolution d'ensemble sur la base des données recueillies en Grèce continentale du S et au N du Péloponnèse. Le fondement paléontologique de la stratigraphie du Crétacé supérieur est rejeté en Annexe B.

Une dernière partie (Septième Partie) traitera de l'ensemble des questions examinées précédemment, en un essai de reconstitution synthétique de l'évolution paléogéographique et structurale de ces zones.

Des Annexes se trouveront en fin de volume :

- les Annexes A et B traiteront des données paléontologiques utilisées dans le domaine néritique (A) et dans le domaine pélagique (B) ; on les a déplacées en raison de leur trop important volume relatif ;

- l'Annexe C traitera, au travers de la bibliographie, du devenir des zones étudiées au long des Dinarides s.l. ;

La Bibliographie, déjà abondante pourtant en raison de la relative diversité des sujets traités, sera réduite au minimum. Ainsi, on ne citera qu'exceptionnellement -et pour des raisons très particulières- les publications d'un auteur reprises dans un mémoire synthétique ultérieur du même auteur. Ainsi, pour des régions éloignées de celles qui sont étudiées ici, nombre de publications porteuses d'informations importantes, reprises par ailleurs dans des documents ultérieurs, ne seront pas référencées ; on citera simplement le nom du premier auteur dans le cours du texte, sans référence millésimée, de manière pourtant à ce qu'il n'y ait pas de difficulté à retrouver l'origine de la référence.

2) LES DOCUMENTS

Le texte proprement dit (Première à Septième Parties) sera illustré d'un jeu de figures numérotées en une suite continue ; chaque Annexe comportera son propre jeu de figures, dont la numérotation sera précédée de la lettre majuscule identifiant l'Annexe (A, B, C).

On proposera des panoramas interprétatifs (adaptés de photographies), des cartes (nécessairement simplifiées), des schémas de corrélations et des coupes analytiques dont la présentation sera explicitée au début de chaque partie et demeurera homogène au cours du développement de celle-ci. La justification de la diversité des modes de présentation se trouve dans la nature variée des sédiments donc des peuplements et des types d'informations susceptibles d'en découler.

Le texte, comme les figures, comportent des abréviations. Ordinairement, les espèces citées ne sont précédées -sauf en cas de confusion irréductible- que de la seule initiale du genre auquel elles sont attribuées, lequel n'est transcrit qu'une fois par région examinée ; les genres de Foraminifères planctoniques les plus fréquents font l'objet d'une symbolique propre : *Gt.* pour *Globotruncana*, *Gr.* pour *Globorotalia*, *Gg.* pour *Globigerina*, *Gk.* pour *Globigerinatheka*, les autres étant indiqués en clair puis sous leur seule initiale à partir de la deuxième citation dans un même chapitre. Sauf dans le cas de citation unique (généralement d'après la bibliographie) ou lorsqu'une confusion est possible, on ne mentionnera jamais le nom des auteurs d'espèces, qu'on trouvera dans les Annexes A et B.

On trouvera enfin un jeu de 10 planches photographiques (numérotées en chiffres romains) illustrant en particulier les Annexes A et B. Le texte proprement dit y fera cependant référence, dans la rubrique "Figurations se rapportant au Massif" concluant chaque étude locale comme, plus précisément, chaque figure analytique où l'échantillon photographié se trouve situé (référence en chiffre romain suivi d'un nombre en chiffre arabe à proximité du point représentatif de l'organisme).

La fonction de ces figures est de comporter l'essentiel des observations effectuées à diverses échelles et les interprétations résultantes : on pourra y retrouver le détail de chaque association en relation avec le sédiment. Les diverses échelles adoptées sont évidemment fonction de la nécessité de rapporter une masse d'informations variable à une surface donnée : on pourra donc trouver, selon la densité des observations, une même coupe décrite en plusieurs parties d'échelles différentes, dont une vue d'ensemble sera cependant toujours proposée par la suite.

Le texte sera en conséquence plus condensé, le commentaire pouvant être réduit aux éléments jugés significatifs. Après une indication d'épaisseur approchée, entre parenthèses seulement lorsqu'elle est douteuse, on caractérisera rapidement la lithologie (qui ne peut pas toujours être traduite graphiquement), puis l'aspect micrographique en utilisant au besoin conjointement les terminologies de Folk (1959) et de Dunham (1962). On distinguera 2 catégories de lithoclastes ; on appellera *intraclaste* tout élément au moins déplacé peu différent du sédiment lui-même ou des sédiments alentours, et dont l'âge ne peut être distingué de celui du liant ; on appellera *extraclaste* tout élément présentant un faciès peu compatible avec celui du sédiment lui-même ou des sédiments connus dans l'environnement proche ; on discutera en cas de doute la légitimité de l'appellation. Les organismes jugés importants soit en raison de leur signification écologique, soit en raison de leur intérêt stratigraphique seront seuls cités dans le texte ; ceux dont l'importance est jugée primordiale seront soulignés. La partie analytique du texte fait donc place aux seuls éléments utilisés pour les conclusions, immédiates ou plus lointaines, et peut donc être lue sans l'appoint des figures.

DEUXIEME PARTIE
LA SERIE CARBONATEE DE LA ZONE IONIENNE

CHAPITRE I : DONNEES D'ENSEMBLE	p. 31
I. - STRATIGRAPHIE.....	p. 31
II. - DIVISIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.....	p. 31
CHAPITRE II : LA ZONE IONIENNE INTERNE.....	p. 33
I. - ZONE IONIENNE INTERNE EN EPIRE.....	p. 33
II. - SUR QUELQUES AFFLEUREMENTS D'AKARNANIE.....	p. 33
III. - CONCLUSIONS.....	p. 37

DEUXIEME PARTIE
LA SERIE CARBONATEE DE LA ZONE IONIENNE

CHAPITRE I : DONNEES D'ENSEMBLE..... p. 31

I. - STRATIGRAPHIE..... p. 31

II. - DIVISIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES..... p. 31

CHAPITRE II : LA ZONE IONIENNE INTERNE..... p. 33

I. - ZONE IONIENNE INTERNE EN ÉPIRE..... p. 33

II. - SUR QUELQUES AFFLEUREMENTS D'AKARNANIE..... p. 33

III. - CONCLUSIONS..... p. 37

LA SERIE CARBONATEE DE LA ZONE IONIENNE

On ne s'attardera pas à l'étude de cette série, développée du Trias à l'Eocène supérieur, dont la connaissance est essentiellement due aux travaux de Renz (1955), Aubouin (1959), IGRS-IFP (1966) et BP (1971). Il convient cependant d'en rapporter les caractères principaux puisqu'on y fera maintes allusions à propos de la zone adjacente (Gavrovo-Tripolitza). On traitera dans la Cinquième Partie des formations détritiques qui la surmontent.

Largement développée à l'W de la Grèce continentale, la zone apparaît encore à l'angle NW du Péloponnèse (fig. 3). On sait depuis quelques années que la série des "Plattenkalke" affleurant en fenêtres sous le Tripolitza du Péloponnèse méridional (fig. 3) et peut-être de Crète doit lui être rapportée (voir Bizon et coll., 1976).

CHAPITRE I : DONNEES D'ENSEMBLE

I. - STRATIGRAPHIE

La figure 2 (colonne I) fournit une vue d'ensemble de la succession lithologique :

- des formations évaporitiques (anhydrite, sel gemme) et des dolomies, connues à l'affleurement (diapirs) comme en de nombreux sondages, sont rapportées au Trias ;
- les "Calcaires de Pantokrator" correspondent à un puissant ensemble de carbonates néritiques, du Trias supérieur (?) - Lias p.p. ;
- les "Calcaires de Siniais", riches en Radiolaires, représenteraient le Lias moyen (Pliensbachien-Domérien) ;
- les "Schistes à Posidonies", ou localement un Ammonitico-Rosso correspondent au Lias supérieur-Dogger (Malm p.p.) ;
- les "Calcaires de Vigla" représentent l'intervalle Tithonique-Sénonien inférieur ; ils sont parfois discordants sur les formations antérieures. Il s'agit de calcaires clairs en minces bancs, riches en faunes planctoniques (Calpionelles, Radiolaires, Globotruncanidés) ; des silex en lits ou en rognons leur sont associés. On distingue localement une "zone siliceuse supérieure" marquée par des passées argileuses vertes ou rouges, d'âge albien-cénomaniens ;
- le "Sénonien supérieur" (Maastrichtien compris) voit s'ajouter au même faciès des apports bréchiqes carbonatés ;
- le Paléocène et l'Eocène font suite au Crétacé sans notable changement de faciès, bien que les apports bréchiqes puissent paraître diminuer peu à peu d'importance après le Paléocène ;
- le Flysch, d'âge oligocène à sa base, fait suite aux calcaires de l'Eocène supérieur par l'intermédiaire d'une "zone de transition" constituée de calcaires marneux et de marnes.

En résumé, une plate-forme carbonatée établie au cours du Trias ? Lias p.p. fait place jusqu'à la fin de l'Eocène à un domaine où se maintient constamment une sédimentation pélagique essentiellement calcaire, accessoirement siliceuse. Le "Sénonien supérieur" et le Paléocène-Eocène sont additionnés des produits de destruction de domaines néritiques adjacents.

II. - DIVISIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

La division longitudinale de la zone en domaines interne, moyen et externe (fig. 11), établie par Aubouin, a été reprise et précisée par IGRS-IFP (1966). Essentiellement fondée sur l'importance des dolomitisations, des apports bréchiqes additionnés et la répartition des séries détritiques post-éocènes, cette division conduit à individualiser à l'E des affleurements actuels une "Zone Ionienne interne" dont, par delà une "zone Ionienne moyenne"

La "Zone Ionienne externe" est relativement symétrique (avant l'Oligocène).

La "Zone Ionienne interne" nous importe particulièrement puisqu'on a toutes raisons de la supposer avoir jouxté la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza au cours de la première phase (Trias à Eocène) de son évolution sédimentaire, puis de la seconde lors du dépôt, du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie (Oligocène).

CHAPITRE II : LA ZONE IONIENNE INTERNE

I. - ZONE IONIENNE INTERNE EN EPIRE (NW de la Grèce continentale)

Les géologues de l'IGRS-IFP ont montré qu'il y avait lieu d'attribuer à cette division les séries constituant l'alignement des massifs du Xérovouni-Mitsikeli-Nemerska ainsi que l'ensemble de la masse de l'oriental Tymphé (fig. 11) ; ce dernier n'étant pas attribuable à la "zone du Gavrovo", en raison de "l'absence d'érosions, de discordances et de faciès réellement récifaux".

Pour nous en tenir à la période Jurassique supérieur-Eocène terminal, on rappellera les conclusions de IGRS-IFP (1966) :

- la formation des Calcaires de Vigla est additionnée de microbrèches carbonatées (Mitsikéli), prenant un particulier développement dans le Tymphé où -corrélativement- le Sénonien inférieur est très puissant, riche en débris de Rudistes, parfois dolomitisé. Des témoins du peuplement autochtone (*Globotruncana*) et du faciès original (silex) soulignent les affinités franchement ioniennes de cette série ;

- le "Sénonien supérieur" peut être puissant (250 m au Xérovouni) mais se trouve relativement réduit vers l'E (100 m au Tymphé) où les brèches carbonatées sont pourtant plus importantes ;

- le Paléocène-Eocène (Paléocène, Eocène inférieur et moyen, Eocène supérieur sont datés) est de puissance maximale (300 à 440 m) dans l'axe Xérovouni-Mitsikéli, de part et d'autre duquel on note de nets amincissements, en particulier dans le Tymphé où pourtant les faciès bréchiques prédominent largement. Une discordance angulaire du Paléocène sur le Sénonien supérieur a été notée dans le Tymphé (IGRS-IFP, p. 92) ;

- le Flysch s'installe par l'intermédiaire d'une série de marnes et calcaires argileux, parfois intercalés de gros bancs de brèches calcaires.

En résumé, on adoptera les conclusions des géologues de l'IGRS-IFP qui placent le Tymphé au passage de la zone Ionienne à celle du Gavrovo, en raison de l'abondance des niveaux siliceux, du caractère pélagique des faunes habituelles, de l'abondance et la grande taille des éléments remaniés, des dolomitisations et des "slumping" observés dans l'Eocène.

II. - SUR QUELQUES AFFLEUREMENTS D'AKARNANIE (SW de la Grèce continentale)

On ne possède que peu de renseignements sur les séries affleurant en Akarnanie, où l'on est pourtant fondé à supposer l'existence de divisions de nature comparable à celles d'Epire. Pour tenter de pallier cette lacune, j'ai étudié deux coupes dans les affleurements ioniens les plus orientaux d'Akarnanie.

A) LA COUPE DE LEPENOU (ILE) (fig. 6)

Observée dans un ravin de direction NW-SE situé à proximité du village de Lépénou (au NW d'Agrinion, fig. 11, marquée ILE), la coupe montre l'ensemble des couches du Crétacé terminal à l'Eocène supérieur, à l'exception de l'extrême sommet de la série calcaire :

- a : 20 m. Calcaires clairs en petits bancs : biomicrites à organismes benthoniques - *Orbitoides* sp., *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides* - et planctoniques - *Globotruncana* (*Gt. gr. stuarti*, *Gt. contusa*), Pithonelles - mêlés. Les organismes benthoniques, dépourvus de gangue mais souvent brisés peuvent être considérés comme des intraclastes. Les extraclastes (micrites à Miliolidés) sont rares et de petite taille (dimensions millimétriques). Age : maastrichtien ;

- b : 50 m. Calcaires clairs en petits bancs et calcaires bréchiques en bancs plus épais (éléments de dimensions centimétriques, ou parfois décimétriques, anguleux), rares niveaux à silex clairs.

Alternance de biomicrites packstone à lithoclastes très variés (extraclastes constitués de micrites fenestrées à "*Discorbis*" et Ostracodes, ou à oolites, micrites à *Aeolisaccus*, à *Cuneolina*, à Rudistes et *Orbitoides* ; intraclastes constitués de micrites à plancton paléocène) et biomicrites wackestone à organismes planctoniques

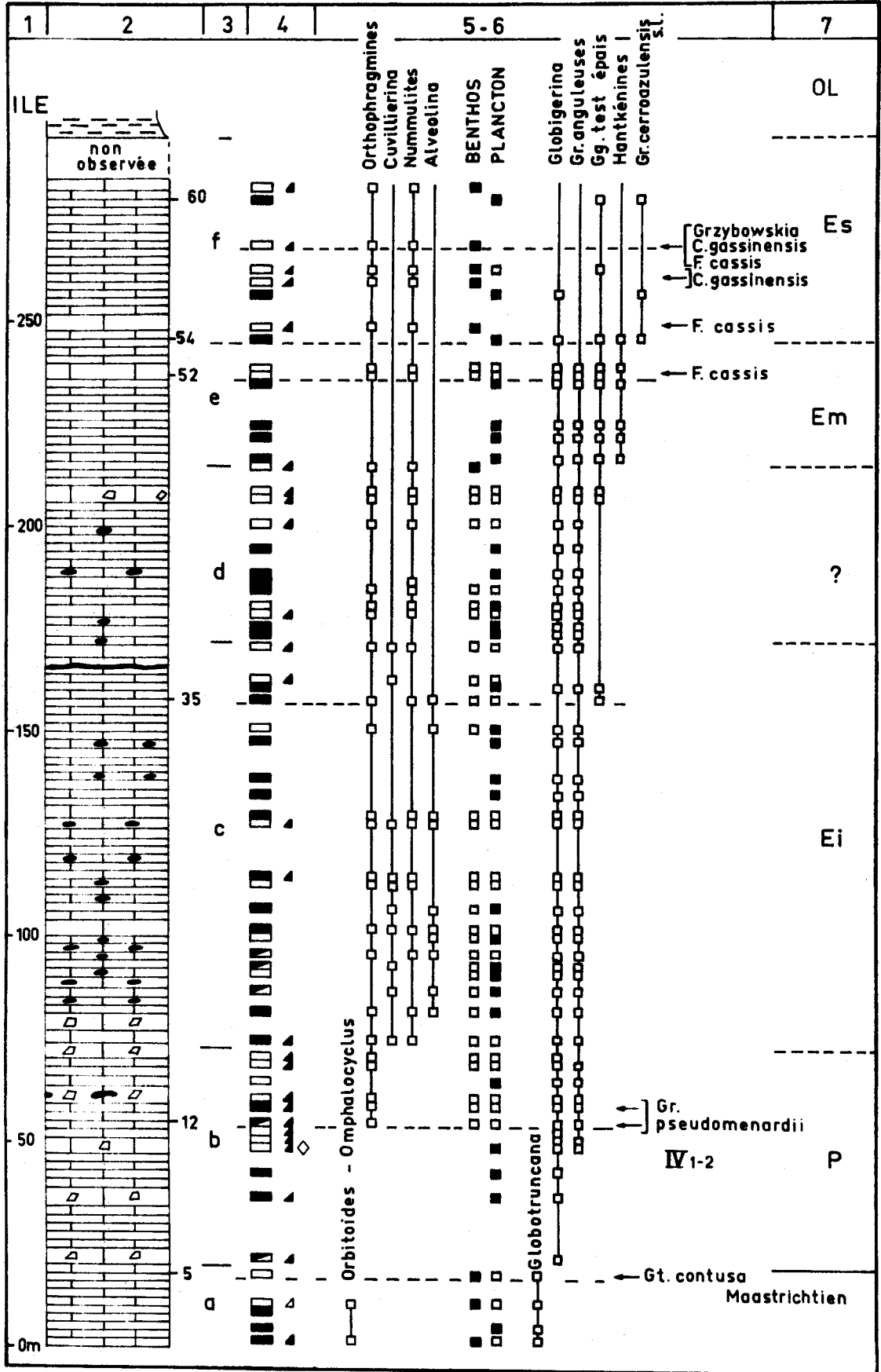


Fig. 6. -



(à la base, petites Globigérines à cachet paléocène inférieur indubitable, puis dans la deuxième moitié, *Globorotalia* anguleuses, dont *Gr. pseudomenardii*) et benthoniques (Orthophragmines). Age : paléocène ;

- c : 100 m. Calcaires clairs en petits bancs à fréquents silex en rognons et rares niveaux microbréchiques. Biomicrites wackestone à plancton seul (*Gg.*, *Gr.* anguleuses), ou wackestone-packstone à plancton et benthos (Orthophragmines, Nummulites, *Alveolina*, *Cuvillierina*). Les lithoclastes, rares et de petites tailles, peuvent être constitués de roches mésozoïques (micrites fenestrées à Udotéacées, micrite à *Clypeina*) ou tertiaires (micrites à plancton). Age : éocène inférieur ;
- d : 40 m. Identique à la division c, mais de datation incertaine : les *Cuvillierina* ont disparu alors que des Globigérinidés à test épais et grossièrement perforé (précédemment apparus) peuvent correspondre à des *Globigerinatheka* (Eocène moyen) ou éventuellement à des Globigérines du type de *Gg. senni*. Age : éocène inférieur et/ou moyen ;
- e : 30 m. Calcaires clairs, dépourvus de silex et de lithoclastes. Biomicrites wackestone à plancton (*Gg.*, *Gr.* anguleuses, *Hantkénines*) ou biomicrites packstone à plancton et benthos mêlés (Orthophragmines, *Nummulites*, *Fabiania cassis*). Age : éocène moyen ;
- f : 40 m (plus une dizaine de m non observés). Calcaires clairs comparables aux précédents ; des petits lithoclastes réapparaissent (micrites fenestrées, micrites à plancton cénozoïque). *Gr. cerroazulensis* s.l. apparaît dans les micrites wackestone, alors que les *Gr.* anguleuses ont disparu. *Chapmanina gassinensis*, puis *Grzybowskia* sp. apparaissent, alors qu'à l'extrême sommet, des Gypsinidés, des Bryozoaires et des Mélobésiées deviennent abondants. Age : éocène supérieur.

Conclusions

- Le Paléocène est ici indubitable.

- L'Eocène inférieur semble pouvoir être caractérisé par la présence de *Cuvillierina* qui, au contraire des Alvéolines (toujours rares) et des Nummulites, ou a fortiori des faunes mésozoïques toujours prises dans une gangue, ne sont pas brisées et peuvent paraître autochtones ou peu déplacées.

- L'Eocène moyen n'est pas franchement caractérisé. La prise en considération de l'apparition des *Hantkénines* (connues à l'Eocène moyen et supérieur) n'est admissible que dans la mesure où l'on admet ici une sédimentation continue, ce qui n'est démenti par aucun fait d'observation.

- L'Eocène supérieur est caractérisé par *Gr. cerroazulensis* s.l. puis par *Grzybowskia*. Il paraît fort peu épais, ce qui pourrait s'expliquer par l'existence éventuelle d'une troncature du sommet de la série calcaire, non observable.

On remarquera, pour l'ensemble, que les silex semblent limités à l'Eocène inférieur (et moyen ? p.p.). Les brèches calcaires ne sont d'importance notable qu'au cours du Paléocène et la base de l'Eocène inférieur ; les bancs bréchiques ravinent ordinairement les niveaux pélagiques et présentent des granoclasses verticaux. On aura noté la variété des faciès remaniés (jurassiques, crétacés) attribuables à une plate-forme néritique (dont nous établirons qu'il s'agit de celle de Gavrovo-Tripolitza), mêlés à des éléments de faciès pélagique, pénécontemporains des sédiments-hôtes.

Fig. 6. - Analyse d'une série paléocène et éocène de la zone Ionienne (chaînon le plus oriental d'Akarnanie ; situation fig. 11, au NW d'Agrinion -ILE-). Voir légende fig. 7. Deux sections de *Gr. pseudomenardii* du niveau 12 sont figurées pl. IV 1-2, comme indiqué sur la figure.

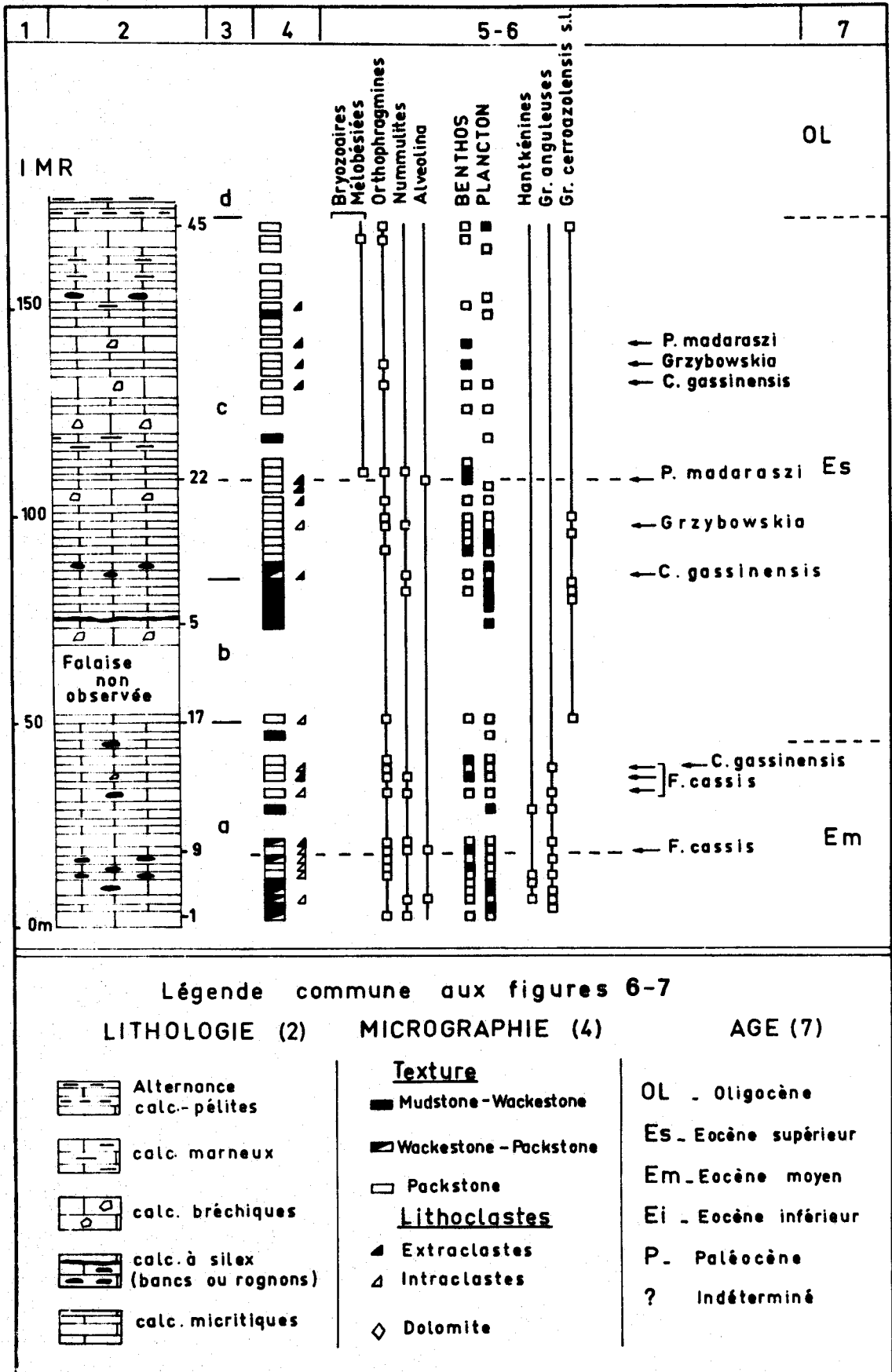


Fig. 7. -



B) LA COUPE D'AETOLIKON (IMR) (fig. 7)

Effectuée sur le flanc oriental de l'unité affleurant au N de Messolonghi, à l'E d'Aetolikon (environs de Kato Retsina), cette coupe (située fig. 11 - IMR) renseigne sur l'Eocène moyen et supérieur.

- a : 50 m. Calcaires clairs à rognons siliceux, rarement bréchiques. Biomicrites packstone à fréquents mais petits lithoclastes (micrites à benthos ou plancton tertiaires, rares éléments crétacés) à plancton (*Gr. anguleuses*, Hantkénines) et benthos (*Nummulites*, *Orthophragmines*, *Alveolina*, *Fabiania*) mêlés. Rares niveaux de biomicrites wackestone. Age : éocène moyen ;
- b : 35 m (dont 20 m non observés). Biomicrites wackestone à plancton dominant (*Gr. cerroazulensis* s.l.). Age : éocène supérieur ;
- c : 85 m. Calcaires clairs en petits bancs et bancs bréchiques épais. Biomicrites packstone à plancton (Globigérinidés à test épais, grossièrement perforé, *Gr. cerroazulensis* s.l.) et benthos (*Orthophragmines*, *Nummulites*, *Chapmanina*, *Grzybowska* sp., *Pellatispira madaraszii* ; Algues Mélobésiées et Bryozoaires en deux niveaux, dont l'un sommital) mêlés ; lithoclastes de tailles et de natures variées (micrites fenestrées à *Aeolisaccus*, ou à Ostracodes, ou à *Cuneolina* ; micrites à plancton tertiaire). Des passées de calcaires argileux deviennent peu à peu importantes vers le sommet ;
- d : plusieurs dizaines de m. Alternance de marno-calcaires et de petits bancs calcaires (micrites mudstone) très pauvres en plancton (Globigerinidés) assurant le passage au Flysch.

Conclusions

L'Eocène moyen et supérieur, bien datés, constituent un ensemble assez différent de celui qui a été observé précédemment :

- l'Eocène moyen (vraisemblablement incomplet à sa base) est riche en intraclastes (débris pénécontemporains à plancton) ;

- l'Eocène supérieur est riche en extraclastes, parfois de grande taille. C'est probablement à ce seul phénomène -et à sa cause première, c'est-à-dire la position de la série dans le bassin- que semble devoir être attribuée son épaisseur considérable (120 m), que la qualité des affleurements considérés ne semble pas permettre de mettre au compte de complications tectoniques.

III. - CONCLUSIONS

On ne saurait tirer de trop précises conclusions des données hétérogènes, fragmentaires et en partie contradictoires, à notre disposition.

Il semble en particulier difficile d'attribuer précisément les séries d'Akarnanie à la zone Ionienne moyenne ou interne, tant du point de vue de la puissance des sédiments

Fig. 7. - Analyse d'une série d'âge éocène moyen et supérieur de la zone Ionienne (chaînon le plus oriental d'Akarnanie ; situation fig. 11, au N de Messolonghi -IMR-). La présentation est adaptée de celle des figures de la Troisième Partie, mais simplifiée : les sédiments sont tous de teinte claire, subtidaux et présentent un liant micritique. La colonne 3 reporte aux divisions du texte ; la colonne 4 comporte l'indication de la "texture" des sédiments selon la terminologie de Dunham (1962) ; la colonne 5-6 présente en son milieu une estimation de l'abondance relative des fossiles benthoniques et planctoniques (carrés blancs : éléments peu abondants ; carrés noirs : éléments dominants) et la répartition détaillée des organismes jugés significatifs.

d'âge paléocène-éocène (200 à 300 m en zone Ionienne moyenne, contre 300 à 440 m en zone Ionienne interne) que du point de vue de l'importance des apports bréchiqes. Encore que ceux-ci paraissent relativement réduits en Akarnanie par rapport à ce qui est décrit dans la coupe de l'Arakthos, par exemple (Unité du Xérovouni). Cependant, il paraît difficile d'admettre qu'existe en Akarnanie l'équivalent de la série du Tymphé, où sont décrites d'importantes brèches, très grossières, parfois sous forme de "grosses barres à éléments crétaqués remaniés" (IGRS-IFP, 1966, p. 105).

Par ailleurs, quelques enseignements d'ordre général peuvent être tirés de l'ensemble des observations :

- Le Paléocène se révèle le plus riche en faciès bréchiqes provenant de la plate-forme adjacente ; on y trouvera la confirmation de mouvements dont l'existence sera établie sur la plate-forme même à ce moment.

- Les roches remaniées proviennent d'une plate-forme carbonatée typique, riche en faciès d'émersion, dont nous montrerons l'existence dans le Massif du Gavrovo. On reconnaît en particulier dès le Paléocène, des débris de faciès à Udotéacées, à oolites ou à Orbitolinidés antérieurs au Cénomanién et à l'Eocène inférieur des débris à *Clypeina jurassica* ; c'est donc qu'en certains points, au Paléocène-Eocène inférieur, une partie (bordière ?) de la plate-forme était assez puissamment démantelée pour que le Crétacé -pourtant puissant- ait été complètement érodé par place. Les récurrences ultérieures des extraclastes signalent que des affleurements alors créés restent vifs au moins jusqu'à la fin de l'Eocène.

- L'existence d'intraclastes, certes lithifiés, mais d'âge et de faciès comparable au sédiment en cours de dépôt, indique une constante mobilité des fonds du bassin ou de sa marge. Ce trait est souligné par la répartition de certains organismes benthoniques : ainsi les *Cuvillierina*, abondantes, ne se trouvent que dans les sédiments compris entre le Paléocène et l'Eocène moyen datés ; ainsi les *Alvéolina* sont-elles extrêmement rares (une seule observation) dans les sédiments datés de l'Eocène supérieur.

- Enfin, on aura noté au cours de l'Eocène supérieur, le développement de faciès riches en Algues Mélobésiées, Gypsinidés, Bryozoaires (apparemment peu ou pas déplacés), qui marquent une claire homogénéisation des conditions de sédimentation dans l'ensemble Ionien-Gavrovo-Tripolitza.

En conclusion, si ce bref examen permet de connaître les conséquences "extérieures" des phénomènes qui seront examinés dans la zone de Gavrovo-Tripolitza, il n'apporte pas d'argument permettant de discuter précisément des relations structurales des deux zones en Akarnanie. L'absence d'équivalent de la série du Tymphé n'est pas plus étonnante en Akarnanie qu'à la latitude du Massif du Gavrovo (des faciès ioniens sont cités dans les sondages AY 1-2, situés fig. 11). Cette absence peut trouver son explication soit dans l'hypothèse d'une allochtonie de la zone de Gavrovo-Tripolitza, soit dans l'hypothèse d'une terminaison paléogéographique (ou plutôt d'un ensellement) de la zone de Gavrovo-Tripolitza au niveau du Tymphé. L'analyse des faciès éocènes du Massif du Gavrovo nous permettra d'envisager ces deux possibilités, qui ne sont d'ailleurs nullement exclusives l'une de l'autre.

TROISIEME PARTIE
LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

CHAPITRE I : LES FONDEMENTS ET LES OUTILS DE L'ANALYSE	p. 41
I. - BILAN HISTORIQUE.....	p. 41
II. - SUR LES ZONATIONS ADOPTEES.....	p. 42
III. - SUR L'APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE.....	p. 49
CHAPITRE II : DESCRIPTIONS REGIONALES.....	p. 57
LES MASSIFS OCCIDENTAUX.....	p. 59
I. - LE MASSIF DU GAVROVO.....	p. 59
II. - LES MASSIFS DU VARASSOVA ET DU KLOKOVA.....	p. 87
III. - LE MASSIF DU SKOLIS.....	p. 102
IV. - LE MONT LAPITHOS.....	p. 107
V. - LE MASSIF DE FILIATRA-GARGALIANO ET L'ILE DE PROTI.....	p. 109
VI. - LE MASSIF DE PYLOS ET LES ILES ENVIRONNANTES.....	p. 113
LES MASSES CARBONATEES LIEES AU FRONT DE LA NAPPE PINDIQUE	p. 118
VII. - LES CALCAIRES DE PERISTERI.....	p. 118
VIII. - LA KLIPPE DE KOTRONI.....	p. 118
IX. - LA LAME CALCAIRE DE PALEOKATOUNA.....	p. 118
X. - LES LAMES CALCAIRES DE LA DEMI-FENETRE DU MEGDHOVAS ET D'AYIOS VLASSIOS.....	p. 119
XI. - L'UNITE DE KALOSSI-ALEPOKHORI.....	p. 119
XII. - L'ANTICLINAL DE KALEZI-BROSTOVITSA.....	p. 123
XIII. - LA LAME DE SKIADHA.....	p. 123
LES FENETRES DE GRECE CONTINENTALE.....	p. 124
XIV. - LA SERIE DE L'OLYMPE.....	p. 124
XV. - LA SERIE D'ALMYROPOTAMOS.....	p. 125
LES FENETRES DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL	p. 125
XVI. - LA FENETRE DE DIMITSANA.....	p. 126
XVII. - LA FENETRE DE LANGADHIA.....	p. 127
XVIII. - LE MASSIF DU DRAKOVOUNI.....	p. 127
XIX. - LA REGION DE VITINA.....	p. 129
XX. - LE MASSIF DU KHELMOS.....	p. 137

XXI. - LES MONTS CEINTURANT LES PLAINES DE FENEOU, DU LAC STYMPHALE ET LE VAL DE SKOTINI.....	p. 141
XXII. - LE MASSIF DU KILINI (= ZIRIA).....	p. 145
XXIII. - LE MASSIF DU MAVROVOUNI D'ARGOS.....	p. 145
XXIV. - LE MASSIF DE DERVENACHIA.....	p. 155
CHAPITRE III : VUES D'ENSEMBLE SUR L'EVOLUTION MESOZOÏQUE ET PALEOGENE DE LA ZONE	p. 159
I. - CARACTERES DE LA SEDIMENTATION : RECAPITULATION DES DONNEES PRECEDENTES.....	p. 159
II. - LES ETAPES DE L'EVOLUTION DE LA ZONE.....	p. 176
III. - CONCLUSIONS.....	p. 179
CHAPITRE IV : SUR LA SIGNIFICATION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DE GAVROVO-TRIPOLITZA : ANALOGIES AVEC LE MODELE BAHAMIEN.....	p. 183
I. - LE PRESENT DES BAHAMAS ET LES PASSES DE LA PLATE-FORME DE GAVROVO-TRIPOLITZA.....	p. 183
II. - LA DIMENSION TEMPORELLE DE LA COMPARAISON.....	p. 187
CHAPITRE V : TECTONIQUE DE LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA.....	p. 193
I. - SITUATION DE LA ZONE DANS L'ENSEMBLE STRUCTURAL.....	p. 193
II. - LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA EST-ELLE UNIQUE OU CONSTITUEE DE DEUX ENSEMBLES.....	p. 198
III. - LA STRUCTURE DE DETAIL ET SON INTERPRETATION.....	p. 199
IV. - LA LAME CALCAIRE DE PALAOKATOUNA.....	p. 203
V. - LES LAMES CALCAIRES DE LA OSMI-PENETRE DU MEGDHOVAS ET D'AYIOS VLASSIOS.....	p. 203
VI. - LE MASSIF DE KYLOS ET LES TILES ENVIRONNANTES.....	p. 213
VII. - LA DIMENSION TEMPORELLE DE LA COMPARAISON.....	p. 217
VIII. - LA STRUCTURE DE DETAIL ET SON INTERPRETATION.....	p. 219
IX. - LA LAME CALCAIRE DE PALAOKATOUNA.....	p. 218
X. - LES LAMES CALCAIRES DE LA OSMI-PENETRE DU MEGDHOVAS ET D'AYIOS VLASSIOS.....	p. 219
XI. - L'UNITE DE KALOUSI-ALPOKIORI.....	p. 219
XII. - L'ANTICLINAL DE KALEDI-BROSTOVITSA.....	p. 223
XIII. - LA LAME DE SKIADHA.....	p. 223
XIV. - LA SERIE DE L'OLYMPE.....	p. 224
XV. - LA SERIE D'ALMYROPOTAMOS.....	p. 225
XVI. - LA FENETRE DE DIMITSIKA.....	p. 225
XVII. - LA FENETRE DE LANGADIA.....	p. 227
XVIII. - LE MASSIF DU DRAKOVOUNI.....	p. 227
XIX. - LA REGION DE VITINA.....	p. 229
XX. - LE MASSIF DU KHELMOS.....	p. 231

LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

CHAPITRE I : LES FONDEMENTS ET LES OUTILS DE L'ANALYSE

I. - BILAN HISTORIQUE

Notre projet est de préciser la signification de la zone de Gavrovo-Tripolitza. Si le terme qui la désigne est de création récente, la reconnaissance des objets auxquels il se rapporte remonte aux premières explorations géologiques effectuées dès l'indépendance de la Grèce.

Une image réaliste de l'état des connaissances à l'orée des recherches menées depuis la seconde guerre mondiale est fournie par l'ouvrage posthume de Renz (1955). On reconnaît alors une zone de Tripolitza, désignant la plupart des affleurements de carbonates néritiques du Péloponnèse, Cythère, Crète et Rhodes, où l'on soupçonne le Trias ("calcaires à Gyroporelles") et où l'on connaît le Jurassique supérieur (*Cladocoropsis*), le Crétacé (Rudistes) et l'Eocène (Nummulites, Alvéolines), recouvert par le flysch ; le "Gabrovokalk" est traité dans cette zone. De fait, ayant peu étudié lui-même cette zone, Renz fonde principalement son exposé sur les travaux de Philippson (1890) qui demeure alors le meilleur connaisseur de ces affleurements. On doit à cet auteur la première tentative d'assimilation des affleurements de Grèce continentale (Gavrovo, Klokova, Varassova) à ceux du Péloponnèse, bien que, curieusement, les affleurements de la région de Pylos ("Pyloskalk") aient été attribués à la zone "adriatico-ionienne" (Ionienne). On ne saurait manquer de citer en outre Boblaye et Virlet (1833), Neumayr (1880), Nêgris (1908), qui furent les premiers à visiter ces séries, Blumenthal (1933) qui devait les revoir au N du Péloponnèse et J. de Lapparent (1934) qui devait découvrir les bauxites du Klokova.

Armé des techniques micropaléontologiques mises en oeuvre par L. Hottinger et M. Neumann, J. Aubouin devait être, d'abord seul, puis en compagnie de chercheurs français également préoccupés de comprendre l'organisation des Hellénides, le promoteur des découvertes constituant le fondement des recherches actuelles. Analysant la série du Massif du Gavrovo, continuellement néritique du Jurassique supérieur à l'Eocène supérieur (Aubouin, 1959 ; Aubouin et Neumann, 1959), dont il connaît la continuation dans les Massifs du Klokova et du Varassova (Aubouin, Brunn et Celet, 1958), cet auteur est d'abord légitimement réservé sur la question de l'assimilation de ces séries à celles de Tripolitza. Il montre ensuite (Aubouin et Dercourt, 1963), qu'il y a toutes raisons de distinguer dans l'alignement méridien des massifs calcaires du Péloponnèse occidental (Pylos, Lapithos, Skolis) une prolongation de celui de Grèce continentale (Klokova-Varassova et Gavrovo), constituant une "zone de Gavrovo" dont la série est considérée comme identique à celle de Tripolitza.

Dans cette optique, Dercourt (1964) crée le terme de "Gavrovo-Tripolitza", reconnaissant ainsi l'unicité de la zone à signification de haut-fond séparant le bassin Ionien à l'W du bassin Pindique à l'E. Faisant la part des données historiques, des faits acquis, susceptible d'utilisation nuancée, le terme n'a pas connu le succès mérité ; probablement parce que chacun des constituants est lié à une localisation géographique particulière et que rares sont les auteurs dont l'activité (donc le langage) s'étend sur l'ensemble des deux domaines. Je le considère pour ma part comme parfaitement adapté à la réalité et tenterai de lui donner un nouvel élan.

Le bref exposé précédant ne tient compte que des données relatives à la signification d'ensemble de la série de Gavrovo-Tripolitza. Depuis une quinzaine d'années, les données de détail se multiplient, au fur et à mesure que se développent les recherches et que s'affinent les méthodes d'étude. La micropaléontologie constitue actuellement l'unique outil stratigraphique disponible ; faire l'historique récent de la connaissance de la zone reviendrait donc à faire l'histoire du développement des recherches micropaléontologiques, nécessairement ponctuelles et disparates. Les occasions ne manqueront pas d'y parvenir, soit au cours des descriptions régionales, soit à l'examen de tel ou tel organisme.

II. - SUR LES ZONATIONS ADOPTEES

Toute (bio)zonation est évidemment tributaire du type d'organismes sur lesquels elle se trouve fondée, sur le degré de connaissance qu'on en possède et sur la conception qu'on se fait de chacun d'eux. Un bilan de ces éléments est donc indispensable, dont la place naturelle se trouve en ces lignes ; sa longueur constituerait pourtant une parenthèse trop importante dans le cours du développement de l'objet principal de ce travail. On a rejeté en annexe A cette présentation, pourtant jugée fondamentale ; on y trouvera les bases paléontologiques de ce travail, assorties de commentaires sur la "fiabilité" stratigraphique des organismes utilisés, considérée au travers de leurs relations avec les milieux, déductibles du faciès.

Etant donc admis que le fondement paléontologique soit posé, demeure le problème de la référence au temps, ou si l'on veut du langage stratigraphique utilisé.

On admettra ici que, le seul instrument permettant d'approcher le déroulement continu du temps étant fourni par l'évolution biologique, la notion de "zone" (ou biozone, ou range-zone, ou encore acrozone, si l'on veut - voir Hupé, 1960) doit être considérée comme fondamentale ; ce qui n'implique nullement qu'on déprécie la notion d'"étage" qui au moins dans la pratique courante garde tout son intérêt nomenclatural. On opposera simplement le caractère analytique de la zone à la fonction synthétique de l'étage.

La zone, fondée sur l'analyse des successions d'organismes permettant de distinguer des coupures temporelles (biochrone) n'est en effet utilisable - toutes précautions étant prises - que dans des séries comportant les mêmes organismes, c'est-à-dire déposées dans des milieux analogues. L'utilisation stratigraphique d'une zone sera donc limitée à un certain type de biotope et la qualité des corrélations résultantes sera évidemment fonction de la fixité de ce biotope dans le temps, toujours difficile à contrôler dans le détail. Cette évidente difficulté n'a pas manqué d'être soulignée et ce sont probablement, dans bien des cas des teillzones (ou topozones) qui sont reconnues ; il faut donc en discuter à chaque occasion et renoncer, sauf cas particulier, à utiliser la notion d'épibole (développement maximum d'un organisme), traduction éventuelle de conditions favorisant localement l'organisme considéré. Soumise à de nombreux aléas matériels, résultant "d'abstractions et de généralisations" (Arkell), très imparfaite donc, la zone demeure le meilleur instrument de la stratigraphie, donc des corrélations au sein des séries sédimentaires ; à l'utilisateur de réfléchir à la relativité de sa signification et de tenter de l'améliorer, comme l'ont fait par exemple Magniez-Janin et Rat (1977), encore que les conditions décrites par ces auteurs soient tout à fait exceptionnelles.

L'étage, pièce maîtresse de l'échelle chronostratigraphique correspond à l'ambition - le besoin - de découper "la durée du temps géologique en une série d'unités se succédant sans lacunes ni chevauchement" (Comité Français de Stratigraphie, 1962). On sait les difficultés résultant "des bases essentiellement historiques et consacrées par l'usage" sur lesquelles repose cette notion, qui demeure pourtant essentielle et seule susceptible de permettre la communication. Sa faiblesse trouve probablement sa source dans ce qui lui donne sa force, c'est-à-dire dans l'existence de "types" (stratotypes) matériels, en principe bien localisés et bien définis, susceptibles de permettre une amélioration progressive de leur connaissance, pour autant que les choix initiaux n'aient pas été trop malheureux. "Absolue" dans son principe, la notion d'étage est pourtant tributaire, dans son développement, du progrès des zonations : une échelle universelle n'est concevable que si l'on peut, de proche en proche, établir une série de corrélations par zones qui s'interchevauchent.

Le langage utilisé par la suite tiendra compte de ces difficultés. Il faudra bien, pour permettre la lecture, exprimer les âges dans les termes de l'"échelle universelle" mais par l'intermédiaire d'une nomenclature particulière qui soulignera constamment le caractère imprécis ou provisoire de l'attribution chronologique. Pour le Crétacé supérieur, on rappellera toujours la nomenclature zonale établie ci-dessous, qui évoquera la fragilité des attributions proposées ; pour le Paléocène et l'Eocène, on utilisera une nomenclature plus classique, fondée sur des coupures correspondant à des faits d'ordre biologique bien connus, mais peu orthodoxe dans la mesure où elle n'est appuyée sur aucun type matériel.

A) ZONATION DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

La zonation du Crétacé supérieur néritique se heurte à de nombreuses difficultés qui prennent leur source dans le caractère "fermé", isolé, du milieu de type "plate-forme interne" ; en découlent :

- une grande sensibilité des organismes aux fluctuations du milieu, très importantes dans le détail ;
- un certain endémisme géographique, dont on tentera d'établir plus loin le bilan (conclusion de l'Annexe A) ;
- l'absence totale de pénétration d'organismes planctoniques sur lesquels sont légitimement fondées les zonations "classiques" les plus sûres.

En outre, il n'existe pas, sauf au Crétacé terminal, de groupe homogène dont l'évolution continue serait susceptible de permettre l'observation des modifications graduelles de caractères morphologiques bien choisis.

La zonation établie est donc fort hétérogène et purement pragmatique. Elle constitue un bilan d'observations multiples, tenant compte des associations possibles ou au contraire des associations apparemment "impossibles" (jamais observées) ; elle est donc toujours susceptible d'être remise en cause, encore qu'elle soit fondée sur la plupart des bons affleurements d'un domaine relativement vaste.

Le caractère provisoire de cette zonation ne peut donc être nié. En outre, ses relations avec l'échelle universelle sont peu assurées. Quelques organismes un peu plus largement répandus que les autres permettent cependant de présenter des hypothèses de corrélations qui seront discutées dans chaque cas. La figure 8 constitue un essai dont la valeur est directement fonction des remarques qui suivent.

- Zone Cs B 1 : "Zone à *Sellialveolina* gr. *viallii*"

On dénomera ainsi l'intervalle compris entre l'apparition de *S. gr. viallii* (ou de *Ovalveolina maccagnoi*, formes proches du type), et celle de *Broeckina balcanica* ; il s'agit donc d'une "zone d'extension partielle" puisque *S. gr. viallii* et *B. balcanica* coexistent parfois.

La large répartition géographique du fossile et l'absence de toute autre possibilité justifient seules le choix du fossile-index, dont les étroites exigences écologiques sont de nature à limiter l'intérêt (on ne l'observera pas en Tripolitza). En son absence, la disparition de "*Coskinolina*" *bronnimanni*, en principe limitée à l'Albien, sera utilisée comme substitut à la limite inférieure de la zone.

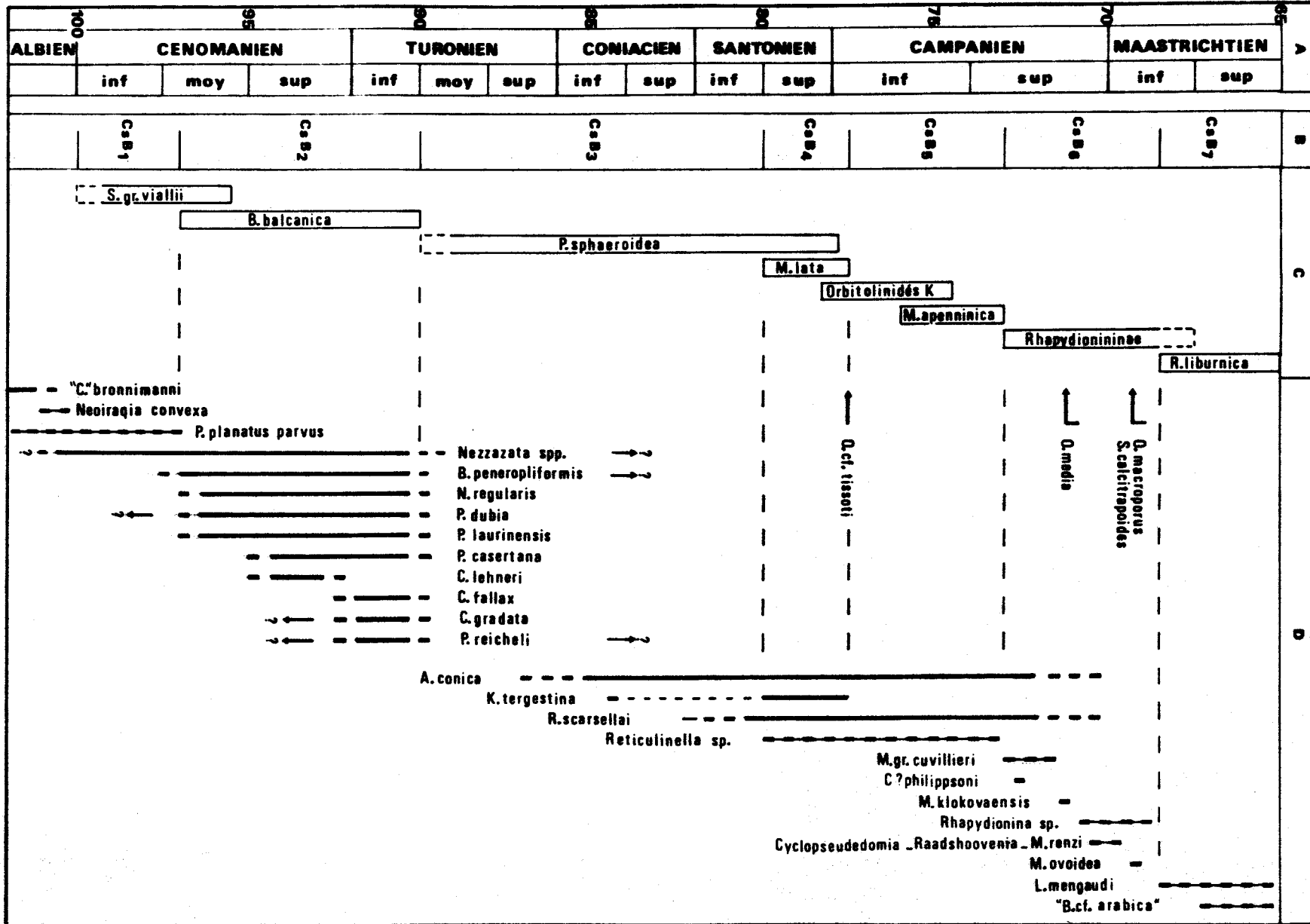
L'âge cénomaniens inférieur et moyen attribué à la zone résulte des travaux de Saint Marc (1974) qui a observé le fossile en relation avec des niveaux à plancton et Ammonites.

- Zone Cs B 2 : "Zone à *Broeckina balcanica*"

Il s'agit d'une "zone d'extension maximale" du fossile-index qui paraît être le plus ubiquiste de ceux qui existent au cours de cette période. De nombreux organismes caractérisent le même intervalle, qui pourraient en théorie permettre des subdivisions ; leur rareté et leur assujettissement à des milieux particuliers rendent cependant peu fiable leur utilisation. On admettra cependant qu'en l'absence du fossile-index, *Cisalveolina fallax* puisse caractériser le sommet de la zone.

L'association de l'espèce-index à des formes planctoniques (voir description de *B. balcanica*, Annexe A) indique qu'elle existe dès le Cénomaniens moyen, ce que confirme sa présence en compagnie de *S. gr. viallii* à l'orée de son développement (Varassova). La présence de *Cisalveolina fallax* dans la partie supérieure de la zone permet, selon Saint Marc (1974), d'attribuer cette partie au Cénomaniens supérieur et Turonien inférieur ; la possibilité d'une extension de l'espèce-index au Turonien serait confirmée par son association à des Rudistes (Charvet et coll., 1976).

Fig. 8.



- Zone Cs B 3 : "Zone à *Pseudocyclamina sphaeroidea*"

Il s'agit encore d'une "zone d'extension partielle" ; si l'apparition du fossile-index succède de peu à la partie terminale de la zone précédente, sa disparition se produit au cours de la zone suivante. Le fossile-index est apparemment peu sensible aux variations du milieu, ce qui le rend d'autant plus estimable qu'il est seul à se trouver dans la totalité de l'intervalle considéré. *Accordiella conica* et *Keramosphaera tergestina* apparaissent au cours de cette période ; *Rotorbinella scarsellai* semble n'apparaître qu'au cours de sa partie terminale. L'absence du fossile-index ne semble pouvoir être palliée que par la reconnaissance des zones adjacentes.

L'attribution de cette zone au Turonien-Sénonien inférieur p.p. résulte de l'hypothèse admettant une sédimentation continue au cours de ce laps de temps, que rien ne semble infirmer ; elle dépend par ailleurs des âges attribués aux zones adjacentes. J'écrirai par la suite "Turonien-Sénonien p.p.".

- Zone Cs B 4 : "Zone à *Murgella lata*"

Il s'agit d'une "zone d'extension maximale" de l'espèce-index. En son absence, on peut tenter de saisir sa limite inférieure par l'apparition de *Reticulinella* sp. et de placer sa limite supérieure à la disparition de *P. sphaeroidea* et de *Keramosphaera tergestina*, de peu postérieure à l'apparition des "Orbitolinidés K".

L'existence, en deux localités, de *Orbitoides* cf. *tissoti* peu au-dessus de la partie terminale de la zone permet - à titre d'hypothèse - de la placer à proximité de la limite Santonien-Campanien, ce qui confirmerait l'opinion de Bignot (1975) qui place la même association au sommet du Santonien "*auctorum*". J'écrirai par la suite, pour les raisons de commodité, "Santonien supérieur".

- Zone Cs B 5 : "Zone à "Orbitolinidés K" et *Moncharmontia apenninica* s.s."

Il s'agit d'une zone hétérogène, comprise entre la disparition de *M. lata* (ou *P. sphaeroidea* en son absence) et la disparition de *M. apenninica* (à peu près contemporaine de l'apparition des premiers *Rhapydionininae*). Il ne paraît pas sage de partager cette zone (ce qui pourrait paraître théoriquement possible), la limite séparant les deux divisions éventuelles se situant trop imprécisément par rapport à la durée même de la zone.

Ici encore, *O.* cf. *tissoti* permet de placer cette zone à proximité de la limite Santonien-Campanien. On a admis qu'il pouvait s'agir d'un intervalle d'âge campanien inférieur, par commodité et toujours dans l'hypothèse d'une sédimentation continue dans ses grands traits. On observera simplement que *Orbitoides media* n'a jamais été observé dans cette zone. J'écrirai par la suite, pour des raisons de commodité, "Campanien inférieur".

Fig. 8. - Essai de zonation du Crétacé supérieur de Gavrovo-Tripolitza par les Foraminifères benthoniques. Le cadre chronologique (colonne A) est extrait de Sigal (1977). La colonne B comporte la succession des zones telle qu'elle est définie ici (on a tenté, en séparant clairement les colonnes A et B, de souligner que les zones, par définition contiguës et jointives, présentent des limites très imparfaitement situées par rapport à l'échelle chronologique). La colonne C porte la répartition des organismes marqueurs par rapport à la zonation. La colonne D porte la répartition d'organismes dont l'intérêt est jugé secondaire (éventuels "marqueurs de substitution") ; on n'a reporté que les extensions déductibles des associations observés dans les sédiments de Gavrovo-Tripolitza mais on a signalé par une flèche et un point d'interrogation des extensions suggérées par d'autres auteurs en d'autres liens (voir Annexe A). On a en outre signalé la position d'échantillons ayant livré *Orbitoides* cf. *tissoti* et l'apparition dans nos sédiments de *O. media* et de *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*.

- Zone Cs B 6 : "Zone à *Rhapydionininae*"

Il s'agit d'une zone également hétérogène comprise entre l'apparition des premiers *Rhapydionininae* et l'apparition de *Rhapydionina liburnica*. La difficulté de son utilisation est due aux étroites exigences écologiques des espèces qui peuvent la caractériser. Dans le détail on peut distinguer (fig. 59) :

- une division inférieure, où coexistent les espèces de *Murciella* gr. *cuvillieri* et *Chubbina* ? *philipponi* ;

- une division supérieure, où se développent les espèces de *Murciella* gr. *renzi*, *Cyclopededomia*, *Raadshoovenia* et *Rhapydionina* sp.

La limite inférieure de la zone ne peut pas être (sauf exception : Dervenachia, fig. 56 et 59) fixée avec précision dans la mesure où l'on observe rarement la simultanéité de la disparition de *M. apenninica* et l'apparition des premiers *Rhapydionininae*. Sa limite supérieure est plus franche, l'intervalle séparant les *Rhapydionininae* de la partie supérieure de la zone de l'apparition de *R. liburnica* étant peu important.

Certaines espèces de la division supérieure ont pu être observées en des niveaux superposés à une faune sûrement maastrichtienne (*Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus* ; voir Van Gorsel, 1974). Il n'en est pas de même des espèces de la division inférieure, qui peuvent être attribuées à la partie supérieure du Campanien, toujours dans l'hypothèse d'une sédimentation continue ; on n'a cependant pas pu fixer leur position par rapport à *Orbitoides media*. J'écrirai par la suite "Campanien ? - Maastrichtien p.p."

- Zone Cs B 7 : "Zone à *Rhapydionina liburnica*"

Il s'agit d'une zone d'extension maximale de l'espèce-index, qu'accompagnent fréquemment "*Broeckinella* cf. *arabica*", *Laffiteina mengaudi* et des *Cuneolina* sp.

L'abondance, en maints niveaux, du fossile-index justifie qu'on puisse considérer son apparition locale - toujours à condition que le faciès d'ensemble reste strictement néritique, donc que l'environnement lui soit favorable - comme repère d'une des rares "lignes-temps" qui puisse être tracée dans les sédiments de la plate-forme.

La superposition de la zone à des niveaux maastrichtiens (*O. macroporus*), plusieurs fois observée et son extinction contemporaine de l'ensemble des faunes crétacées (*Rudistes*, *Cuneolina*), antérieure à l'apparition d'organismes limités au Tertiaire permettent de la considérer comme d'âge strictement maastrichtien, probablement supérieur. J'écrirai par la suite "Maastrichtien supérieur".

Conclusion

Comme il a été souligné précédemment, la zonation proposée fait l'état du possible dans des séries démunies de repères classiques ou d'utilisation plus aisée. Elle permet au moins la description homogène des affleurements qui seront envisagés par la suite, dont elle représente une vue synthétique.

On a placé (fig. 8) cette zonation au regard d'une échelle (Sigal, 1977) fondée sur des données dont la précision excède de beaucoup celle de notre essai. On n'y verra donc qu'une tentative destinée à matérialiser un ensemble de probabilités, assez bonnes aux extrémités, plus faibles vers le milieu du tableau. On utilisera par la suite sans commentaire les attributions chronostratigraphiques qui en résultent, étant entendu que référence constante doit être faite aux incertitudes précédemment exprimées et à la conception des organismes utilisés (Annexe A).

B) NOMENCLATURE DU PALEOCENE ET DE L'EOCENE

Les terrains d'âge paléocène et éocène, peuplés d'organismes plus largement répandus présentent des problèmes de datation tout différents des précédents ; on n'aura pas à créer une zonation mais à utiliser celles qui existent, en les adaptant aux possibilités de nos séries.

La nomenclature stratigraphique "classique", fondée sur les étages d'Europe occidentale, a toujours été difficile à utiliser dans les domaines méridionaux. La confrontation des faunes caractérisant ces étages avec les échelles établies dans des domaines de sédimentation continue montre que ces étages se recouvrent parfois ou, ce qui est plus grave, ne rendent pas compte de certaines périodes de temps dans des proportions qui varient évidemment selon les interprétations (on rend compte de l'une d'elles, fig. 9, colonne E). Des solutions diverses ont été envisagées ; il est possible de donner aux étages des significations chronologiques différentes des périodes de temps dont témoignent les stratotypes, ou encore de créer de nouveaux étages recouvrant l'ensemble des temps considérés. De telles propositions ont été présentées, qui pourraient conduire à une profonde modification de la nomenclature classique mais qui demandent, pour prendre effet, de faire l'objet d'un large consensus.

Il reste que, pour l'instant, on doit tenter de se référer aux zonations par les Foraminifères planctoniques, offrant la meilleure échelle, à laquelle des zonations par organismes benthoniques sont parfois parallélisées. Il s'ensuit une nomenclature chronostratigraphique simplifiée, dépourvue de fondement matériel, théorique en quelque sorte, dans laquelle chaque système est découpé en unités arbitraires par des limites correspondant à des faits d'ordre biologique. Cette nomenclature est acceptable, provisoirement, dans la mesure où chaque terme est clairement défini, c'est-à-dire susceptible d'être rapporté à une future échelle reposant sur des fondements plus concrets.

J'adopterai ainsi, avec une modification d'ordre pratique, la nomenclature exposée par Stainforth et coll. (1975). Elle convient raisonnablement à l'exposé qui suivra puisque, pour n'être pas toujours très fossilifères, les sédiments paléocènes et éocènes de la zone de Gavrovo-Tripolitza renferment ordinairement les Foraminifères soit benthoniques soit planctoniques auxquels cette nomenclature est appliquée. J'admettrai en particulier la correspondance des différentes échelles proposée par ces auteurs (bien qu'elle puisse ne pas être définitivement acquise ; voir en particulier l'alternative discutée par Bignot et Moorkens, 1975 pour le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur et les nuances présentées par Hillebrandt, 1975 pour l'Ilerdien) dont j'ai tenté de rapprocher, à la suite d'une analyse bibliographique, une échelle composite fondée sur les organismes fréquents dans la série étudiée (fig. 9).

- Paléocène

La limite inférieure du Paléocène correspond idéalement, en terme de microfaune planctonique, à la disparition de *Globotruncana* et l'apparition de *Globigerina* (en principe *Gg. eugubina*) ou des *Globorotalia*. Cette limite est donc aisée à saisir dans les sédiments pélagiques et l'intervalle d'incertitude généralement peu important. Dans les sédiments néritiques, la disparition de genres tels que *Cuneolina*, *Orbitoides*, *Omphalocyclus*, *Rhapydionina*, ou des Rudistes peut marquer la fin du Crétacé. On manque alors cependant souvent de critères positifs pour identifier le Paléocène. Je tenterai d'utiliser l'apparition de "*Pseudochrysalidina*" ; l'intervalle d'incertitude demeure cependant souvent important dans ces conditions.

La limite supérieure du Paléocène fait encore l'objet de discussions très serrées (voir Bignot, 1975). Sans nier l'importance des objections de fond qui peuvent être apportées à ce choix, je me désolidariserai de l'échelle de Stainforth et coll. (1975) et j'adopterai la proposition publiée à l'issue de la "Séance spécialisée de la Société géologique de France" : (Bull. Soc. géol. Fr., (7), XVII, 1975, p. 223) admettant la coïncidence du sommet du Paléocène et de la base de l'Ilerdien.

Il s'ensuit que le Paléocène ainsi défini se termine avec la zone à *Globorotalia pseudomenardii* et avec la zone à *Glomalveolina primaeva* (ou *G. levis*, quand elle existe). On n'y rencontrera donc ni vraie *Nummulites* (ni *Assilina*), ni vraie *Alveolina* ; un seul représentant du genre *Orbitolites* se trouverait à son sommet (Tambareau et Toumarkine, 1975). On distinguerait, dans les cas favorables, trois divisions :

		A	B	C	D	E	F	G	
		OLIGOCENE							OLIG.
EOCENE	sup.	Gr. cerroazulensis sl	P 17	N. retiatus	A. elongata	LUTETIEN BIARRITZIEN PRIABONIEN	Orthophragmines Orbitolites Cuvillierina	H. minima F. cassis G. magna C. gassinensis Grzybowska Spiroclypeus P. madaszki	
			P 16	N. fabianii					
		Gk. semiinvoluta	P 15	N. praefabianii					
	moy.	Tr. rohri	P 14	N. perforatus					
		O. beckmanni	P 13	N. aturicus					
		Gr. lehneri	P 12	N. crassus					A. prorecta
		Gk. subcoglobata	P 11	N. praeaturicus N. uranensis					A. munieri
	Ht. aragonensis	P 10	N. gallensis	A. stipes					
	inf.	Gr. pentacamerata	P 9	N. campesinus N. praelaevigatus					A. violae A. dainellii
		Gr. aragonensis	P 8	N. planatus					A. oblonga
Gr. form. formosa		P 7	N. involutus N. exilis	A. trempina A. corbarica					
Gr. subbotinae		P 6b	N. praecursor	A. moussoulensis					
				A. ellipsoidalis					
PALEOCENE	sup.	Gr. velascoensis	P 6a	N. fraasi	A. cucumiformis				
		Gr. pseudomenardii	P 4		G. levis G. primaeva				
	moy.	Gr. pus. pusilla	P 3						
		Gr. angulata	P 2						
		Gr. uncinata							
inf.	Gr. trinidadensis	P 1c							
	Gr. pseudobulloides	P 1b							
		P 1a							
Gg. eugubina									
		PALEOCENE "inférieur"							
		EOCENE moyen							
		EOCENE inférieur							
		sup.							

Fig. 9. -



- P1 a : caractérisée par "*Pseudochrysalidina*" seule ;
- P1 b : caractérisée par le même fossile, accompagné de *Ranikothalia* (apparue au sein de la zone à *Gr. angulata*);
- P2 : caractérisée par les fossiles précédents, accompagnés de *Fallotella alavensis*, *Glomalveolina* gr. *primaeva* et les premières Orthophragmines.

En l'absence de critères positifs et d'examen très détaillé, il nous faudra ordinairement nous restreindre à distinguer le Paléocène "inférieur" (P1) du Paléocène supérieur (P2).

- Eocène inférieur (Ei)

La limite inférieure de cette division est celle de l'Ilerdien. La zone à *Gr. velascoensis* marque son début en faciès pélagique ; apparaissent à ce moment les genres *Nummulites*, *Assilina*, *Alveolina*, *Orbitolites* et *Opertorbitolites*.

Sa limite supérieure est marquée par l'apparition des genres *Hantkenina* et *Globigerinatheka*.

Le genre *Cuvillierina*, connu dès l'Ilerdien moyen (Tambareau et Toumarkine, 1975), se poursuivrait jusque vers le sommet de l'Eocène inférieur (Neumann, 1977) ; les Alvéolines ("flosculines sphériques") sont localement abondantes dans les sédiments de Gavrovo-Tripolitza à cette époque.

- Eocène moyen (Em)

Sa limite supérieure correspond à la disparition des Foraminifères planctoniques "épineux" et sensiblement à celle des genres *Alveolina* et *Orbitolites*.

Halkyardia minima, *Gyroidinella magna*, *Chapmanina gassinensis* peuvent aider à caractériser cette période, pour autant que ces espèces soient associées à *Alveolina* et *Orbitolites*. *Grzybowskiia* pourrait apparaître dès le sommet de l'Eocène moyen (Neumann, 1977).

- Eocène supérieur (Es)

Cet intervalle est caractérisé par la présence de *Globorotalia* lisses, en particulier de *Gr. cerroazulensis* s.l. dont la disparition caractérise la limite Eocène-Oligocène. En l'absence de *Alveolina* et *Orbitolites* cette période peut être caractérisée par *Grzybowskiia*, l'apparition de *Spiroclypeus* et certainement par *Pellatispira madaraszii*.

On discutera des questions relatives à la limite Eocène-Oligocène dans la Cinquième Partie de ce travail (p. 234-235).

III. - SUR L'APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE

L'étude sédimentologique précise des carbonates de la zone de Gavrovo-Tripolitza reste à faire. En présence de ce vaste ensemble, apparemment dépourvu de repères d'ordre lithologique, il fallait d'abord tenter de jeter les bases d'une échelle biostratigraphique, ce qui fut l'objet de l'essentiel de mes efforts.

Fig. 9. - Echelles biostratigraphiques du Paléocène-Eocène.

Colonne A : chronologie "absolue", nomenclature et coupures fondées sur les Foraminifères planctoniques d'après Stainforth et coll. (1975). Colonne B : zonation par plancton d'après Blow et Berggren. Colonnes C et D : zonations par *Nummulites* et Alvéolines d'après Hottinger et Schaub (NB : les corrélations établies entre ces diverses zonations résultent des travaux de Luterbacher, in Stainforth et coll., 1975, fig. 14). Colonne E : extension approximative des stratotypes de quelques étages classiques, d'après Cita (1969, tabl. I). Colonne F : répartition de quelques Foraminifères ordinairement présents dans les sédiments de Gavrovo-Tripolitza (les données utilisées sont rapportées dans l'Annexe A, chapitre IV). Colonne G : nomenclature adoptée ici.

Peu à peu cependant, alors que parvenaient les échos du développement de l'analyse sédimentologique des carbonates, il devint évident que l'éclairage offert par cette science ne pouvait être négligé pour la compréhension de la zone. Je trouvais en P. Bernier un guide qui voulut bien examiner un grand nombre de mes échantillons et m'initier aux subtilités de leur analyse. Il était cependant trop tard pour mener à bien l'examen détaillé de terrain, seul susceptible de conduire à des reconstitutions détaillées. Quelques affleurements d'accès aisé ont cependant été revus et ont permis de confirmer que les informations d'ordre statistique accessibles par l'examen des nombreux échantillons préalablement récoltés rendaient bien compte des phénomènes d'ensemble.

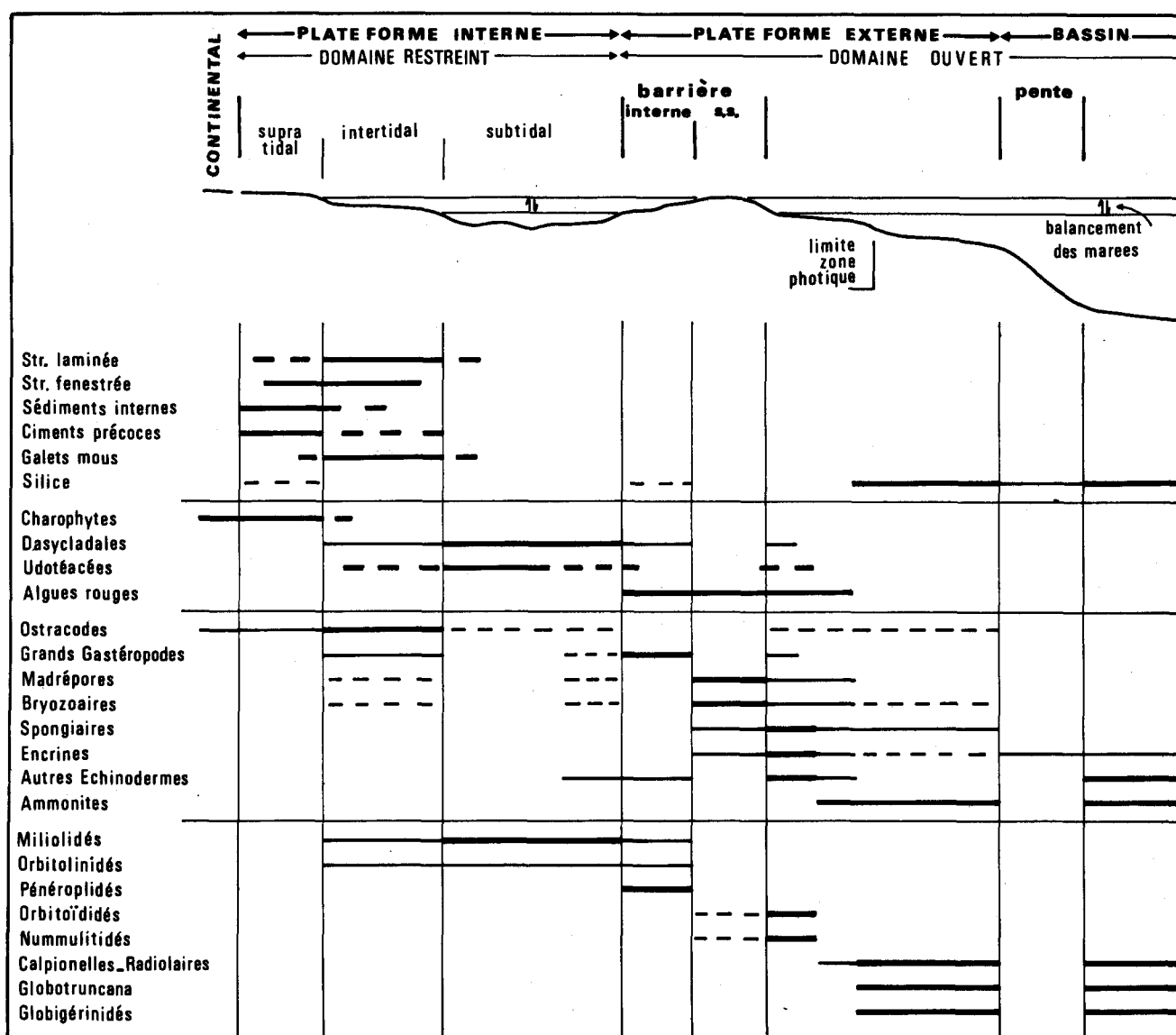


Fig. 10. - Nomenclature générale appliquée aux domaines de plate-forme, morphologie, types de milieux et critères de caractérisation, adaptés de Elf-Aquitaine (1975-1977, vol. 2, tabl. I à IV). On a retenu les critères applicables à la plate-forme étudiée et parmi les diverses possibilités offertes pour certains critères, celles qui semblaient le mieux répondre aux observations effectuées ici.

Dans ces conditions pourtant, et pour des raisons d'homogénéité, il fallait se borner à distinguer les faciès correspondant aux milieux de dépôts situés sous le niveau inférieur des marées basses -milieux subtidaux- des faciès correspondant aux milieux soumis plus ou moins temporairement à l'émersion tidale -milieux inter et supratidaux-. On évoquera les modèles auxquels se rapportent ces milieux, et on procédera à un bref examen des critères permettant de les distinguer, avant de dégager les grands traits de l'évolution qui sera précisée par la suite.

A) LA TERMINOLOGIE APPLIQUEE AUX ENSEMBLES DE TYPE "PLATE-FORME CARBONATEE"

Il apparaîtra que, malgré le caractère discontinu des observations possibles et l'absence d'éléments de reconstitution à certaines époques, l'évolution de la zone de Gavrovo-Tripolitza peut être comparée à celle des plates-formes carbonatées actuelles et fossiles. On tentera par la suite une comparaison précise de celle qui nous occupe à celle des Bahamas. Pour l'instant on utilisera une terminologie générale qui prend sa source dans la publication Elf-Aquitaine (1975-1977). On distinguera, dans le domaine de plate-forme (fig. 10) :

La plate-forme externe, limitée vers le large par la pente (ou talus), adossée à la "barrière". Les profondeurs y sont en principe comprises entre 0 et 200 m. Les organismes benthoniques s'y trouvent généralement associés au plancton ; c'est le lieu de la plate-forme où peut se déposer la silice.

La partie soumise à l'action des vagues, proche de la barrière, reçoit les débris de celle-ci et se trouve le siège de la plus grande abondance du benthos : Echinodermes, Spongiaires, Foraminifères perforés...

La barrière, plus ou moins discontinue, peut être constituée par des organismes constructeurs tels que les Madrépores et leurs habituels associés (Algues, Bryozoaires). Elle absorbe en principe la plus grande partie de l'énergie des eaux du large, peut localiser la présence d'îles et permet le développement de milieux protégés, mais soumis à son influence ("barrière interne").

La plate-forme interne correspond à un milieu marin "restreint", adossé ou non à un continent. Les profondeurs y sont généralement modérées. Les organismes benthoniques y sont très diversifiés, en fonction des éventuelles fluctuations du niveau marin et de rapides variations latérales du chimisme et du dynamisme des eaux ; les organismes planctoniques n'y apparaissent ordinairement pas.

On y distingue :

- les milieux supratidaux, situés au-dessus du niveau maximal normal des hautes eaux, mais soumis exceptionnellement à leur invasion (tempêtes, grandes marées) ;
- les milieux intertidaux, situés dans la zone de battement des marées normales ;
- les milieux subtidaux, situés sous le niveau inférieur des marées basses.

B) CRITERES DE DISTINCTION DES GRANDS TYPES DE MILIEUX

1) CRITERES SEDIMENTAIRES ET DIAGENETIQUES

a) Milieux subtidaux

Il s'agit de milieux correspondant à un domaine en principe très vaste, dont les critères de reconnaissance sont plutôt négatifs : on a supposé d'origine subtidale tout sédiment dépourvu des "figures" ou "structures" indicatrices d'émersions.

Ces milieux n'étaient probablement jamais très profonds sur la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza : l'ordinaire présence d'Algues ou de Rudistes permet de supposer que la profondeur n'excédait pas celle de la zone euphotique, c'est-à-dire de l'ordre de la centaine de mètres. Il s'agit ordinairement de micrites banales (mudstone, wackestone ou

packstone) à fossiles ou débris de fossiles, et/ou pelliculoïdes, plus rarement de sparites (grainstone) à cimentation tardive.

b) Milieux inter et supratidaux

On n'a ordinairement pas distingué dans les descriptions qui suivent les faciès correspondant à ces divers milieux, qui sont globalement qualifiés de "faciès d'émersion". Encore ne s'agit-il pas toujours de dépôts constitués dans ces milieux puisque souvent les critères utilisés sont d'ordre diagénétique, c'est-à-dire témoignant d'une période immédiatement postérieure au dépôt proprement dit. A défaut de reconstituer précisément les enchaînements de ces faciès, il importait principalement en effet de discerner simplement les "tendances émerives" ; dans cette perspective, un dépôt effectué en zone intertidale ou supratidale et un dépôt ayant seulement subi une diagenèse précoce dans ces mêmes environnements sont de signification équivalente. On observe d'ailleurs souvent l'association étroite dans le temps de ces divers types de sédiments ; on verra leur fréquence particulière et leur association au cours du Cénomaniens (Domaine de Gavrovo) et du Maastrichtien-Paléocène (ensemble de la zone).

On peut distinguer deux types de structures caractérisant ces "faciès d'émersion" :

1°) *Structures sédimentaires ou organo-sédimentaires*

- Structures fenestrées

Ce sont les fenestrae (Tebutt et coll., 1965), les birdeye vugs (Shinn, 1968) ou structures ocellées (Purser et Lobreau, 1972). Elles sont caractérisées par l'existence de petites lentilles de calcite spathique, de dispositions variables, mais ordinairement allongées dans des plans parallèles à la stratification. On y voit la trace de vacuoles sédimentaires (bulles gazeuses ?) ultérieurement remplies par la cristallisation calcitique. Divers types sont distingués (Purser et Lobreau, 1972), qui existent dans nos sédiments.

On les reconnaît ordinairement comme caractéristiques des sédiments intertidaux, mais on les connaît dans le domaine supratidal (Shinn et coll., 1969).

- Structures laminées

Il s'agit de sédiments ("laminites") caractérisés par une fine alternance de feuillets millimétriques (rarement centimétriques) plans ou parfois irrégulièrement ondulés, distincts par leur teinte (claire ou sombre) et parfois par leur grain, bien qu'ils soient ordinairement micritiques ; des niveaux fenestrés leur sont associés.

On attribue généralement ce type de sédiments à l'activité d'Algues bleues (dont les structures propres ne seraient pas conservées) dans des milieux intertidaux protégés, encore qu'on puisse les trouver dans des milieux supratidaux ou un peu inférieurs aux basses eaux (voir revues de ces questions, *in* Bathurst, 1967 ; *in* Lucas et coll., 1976). Je n'ai jamais observé de structures propres ou de "colonnes" susceptibles d'évoquer précisément les stromatolites ; il pourrait s'agir de sédiments "algo-laminaires" (Monty, 1973).

- Brèches sédimentaires monogéniques

Ce sont des brèches constituées d'éléments anguleux, souvent peu ou pas différents du liant. Les éléments présentent souvent une structure laminée, ce qui confirme l'interprétation de ces brèches comme des "brèches de tempête", résultant du remaniement presque en place de laminites préalablement fragmentées par dessiccation.

On a parfois distingué des horizons à "galets mous" (éléments micritiques arrondis de taille centimétrique) qui présentent vraisemblablement la même signification (voir Bernier et Fleury, 1980, pl. 1, fig. 10).

2°) Structures diagenétiques précoces

- Cimentation précoce en milieu vadose

Ces phénomènes sont liés à "la présence de l'air dans ce milieu vadose et, par conséquent, à la répartition irrégulière de l'eau à partir de laquelle précipite le ciment" (Purser, 1973) ; il en résulte une répartition irrégulière du ciment à l'échelle du pore. On peut distinguer :

- les ciments en ménisque, localisés aux points de contact des grains, où l'eau était retenue par capillarité ;
- les ciments asymétriques (ou microstalactitiques), constitués de calcite fibreuse, plus épaisse à la face inférieure des grains, due à l'accumulation des gouttes d'eau à cet endroit, dans les sédiments grossiers, où la capillarité joue peu ;
- les pisolites vadoses, constitués de fines pellicules concentriques présentant un développement maximum vers le bas ; ce critère paraît seul permettre de les distinguer des biopisolites d'origine algaire (oncolites, stromatolites) ;
- les silts vadoses ou sédiments internes, constitués de fines particules venant parfois s'accumuler au fond des pores, donnant des figures géotropes (ou géopètes). On pense que ces particules sont transportées par les eaux vadoses (Dunham, 1969). Il ne s'agit donc pas à proprement parler d'un ciment, mais plutôt d'un remplissage.

- Dissolution précoce

L'aragonite est très instable en présence d'eaux météoriques sous-saturées. Il s'ensuit que les tests des Gastéropodes sont précocément dissous dans les conditions vadoses et donnent naissance à des vides qui peuvent être occupés par les différents types de ciments. Curieusement, le même phénomène peut affecter le test des Miliolidés et des *Rhapydionininae*. (voir pl. III 4).

2) CRITERES BIOLOGIQUES

a) Organismes des milieux subtidaux

On doit ici distinguer deux types, dont la ségrégation est plus probablement due à l'agitation des eaux qu'à leur profondeur :

- Organismes liés aux micrites

Les Rudistes, la plupart des Foraminifères à test imperforé (porcelané) ou agglutinant et dans une mesure moindre les Algues Dasycladacées représentent l'habituel peuplement des micrites observées dans nos sédiments. Ils ne sont ordinairement associés ni aux faciès ni aux organismes témoignant d'émersions et jamais à des organismes planctoniques. On a tout lieu de les considérer comme caractéristiques de milieux peu profonds, à l'abri de l'émersion tidale cependant, situés dans la zone euphotique, protégés des influences du large.

- Organismes liés au faciès de type "barrière"

C'est seulement à partir du Crétacé terminal qu'apparaissent dans nos sédiments des organismes et des faciès qui peuvent signaler des milieux peu profonds soumis aux influences du large. Les Madrépores, les Echinodermes, les Orbitoididés, parfois abondants, associés à de rares organismes planctoniques en constituent les indices les plus nets.

b) Organismes présentant des affinités pour les milieux proches de l'émersion

Il s'agit d'organismes en principe marins, dont cependant la présence ou l'abondance est manifestement liée, dans nos sédiments, à un contexte d'émersion.

- Algues Caulerpales

Les Udotéacées (*Cayeuxia* et genres proches) sont particulièrement fréquentes dans les faciès d'émersion du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Massif du Gavrovo, mais n'apparaissent plus par la suite. On a supposé (Bernier et Fleury, 1980) que ces organismes pouvaient supporter l'émersion et pouvaient se trouver transportés, soit par les vents soit par les marées jusqu'en des niveaux élevés de l'estran.

- Gastéropodes

La fréquence des grands Gastéropodes (Nérinées, Actéonelles) paraît directement fonction de la tendance émergitive des séquences de Gavrovo-Tripolitza. Ils sont quasiment exclusifs des Rudistes.

- Rhapydioninés

Ces Foraminifères sont également caractéristiques des faciès d'émersion, ou au moins d'environnements proches de l'émersion. Les séquences dans lesquelles on les trouve en témoignent et maints échantillons étudiés portent la trace d'une diagenèse vadose.

c) Organismes significatifs des milieux émergés

Les organismes strictement confinés aux milieux non marins peuvent souvent être suspectés de ne pas se trouver exactement "en place". Pourvu cependant qu'ils ne soient pas franchement remaniés on peut toujours tirer de leur présence des enseignements relatifs à l'existence proche du lieu d'observation -ou en tout état de cause dans le même domaine sédimentaire- de milieux, différenciés du milieu marin franc, permettant leur développement.

- Microcodium

Ces cristallisations sont attribuées à une activité organique liée aux paléosols (Bodergat, 1974), susceptible de s'infiltrer profondément dans le substratum. Il convient donc toujours de distinguer la partie supérieure de la tranche de terrains affectée par ce phénomène pour localiser le moment de l'émersion dont il témoigne. La présence d'un enduit très riche en cristallisations (éventuellement d'une bauxite) ou d'une coupure sédimentaire nette permettent généralement de bien situer l'épisode régressif ainsi caractérisé.

- Charophytes

Ces Algues se développent dans des eaux douces et saumâtres, voire même très salées, courantes et stagnantes (Lucas et coll., 1976). On peut trouver les oogones dans des sédiments marins, en raison sans doute de leur déplacement aisé. Leur interprétation ne semble pas poser de problème dans nos sédiments ; elles se trouvent toujours dans un contexte témoignant d'émersions. Leur présence pourra signaler l'existence prolongée de milieux isolés de la mer franche, vers la limite Crétacé-Paléocène et au cours du Paléocène-Eocène.

- "Discorbidés"

Ces petits Foraminifères à test hyalin ne sont pas classiquement considérés comme indicateurs d'émersion. Pourtant je ne les ai observés en abondance -associés souvent à de nombreux Ostracodes lisses et parfois à des Ophthalmidiidés- que dans des sédiments dépourvus de toute faune marine et dans un contexte d'émersion prononcé (faciès fenestrés). C'est d'ailleurs dans les mêmes conditions -et parfois en association avec des Charophytes en place- que Bignot (1966, 1972) les a observés en Istrie.

C) LA DIMENSION SPATIO-TEMPORELLE DE L'ANALYSE

L'analyse des faciès d'un ensemble fossile n'a évidemment de signification que dans la mesure où on le rapporte à une chronologie, sinon absolue, du moins applicable aux affleurements de l'ensemble du domaine considéré.

On tentera de montrer que cette analyse permet de distinguer sur des bases concrètes, à l'intérieur de la zone de Gavrovo-Tripolitza, un "Domaine de Gavrovo" d'un "Domaine de Tripolitza" dont les évolutions au cours du temps sont sensiblement différentes. Les grands traits peuvent être dégagés comme suit :

- Au cours du Jurassique terminal-Crétacé inférieur, les sédiments traduisent dans le Domaine de Gavrovo l'alternance de milieux subtidaux et de milieux soumis à l'émersion, correspondant à la subsidence d'une plate-forme marine abritée de la haute mer (une seule coupe, portant sur une série de 1 200 m de puissance, au Mont Kanala, Massif du Gavrovo). Les sédiments sont apparemment dépourvus de traces d'émersions et moins puissants en Tripolitza.
- Au Cénomanién-Turonien inférieur (Cs B 1-2), on doit distinguer le Domaine de Gavrovo où se développent les faciès d'émersion (et peuplements associés) du Domaine de Tripolitza où dominent les faciès subtidaux.
- Au Turonien-Sénonien p.p. (Cs B 3-4-5), la sédimentation subtidale est largement répandue sur l'ensemble de la zone, traduisant un épisode transgressif généralisé.
- Au Campanien supérieur-Maastrichtien-Paléocène inférieur (Cs B 6-7 - P 1), les sédiments traduisent une tendance régressive généralisée à l'ensemble de la zone, alors qu'apparaissent à la bordure occidentale des affleurements observables les indices d'une barrière, jusque là indiscernable. Un bouleversement intra-paléocène marquera la fin de cet épisode.
- Au Paléocène supérieur-Eocène, suite au bouleversement précédent, les conditions de sédimentation deviendront très variables selon les lieux et les époques ; la subsidence, considérable jusque là, connaîtra un net ralentissement.
- A l'Eocène supérieur, en Tripolitza, puis à l'Oligocène en Gavrovo (et zone Ionienne) le phénomène flysch traduira un environnement géotectonique profondément modifié.

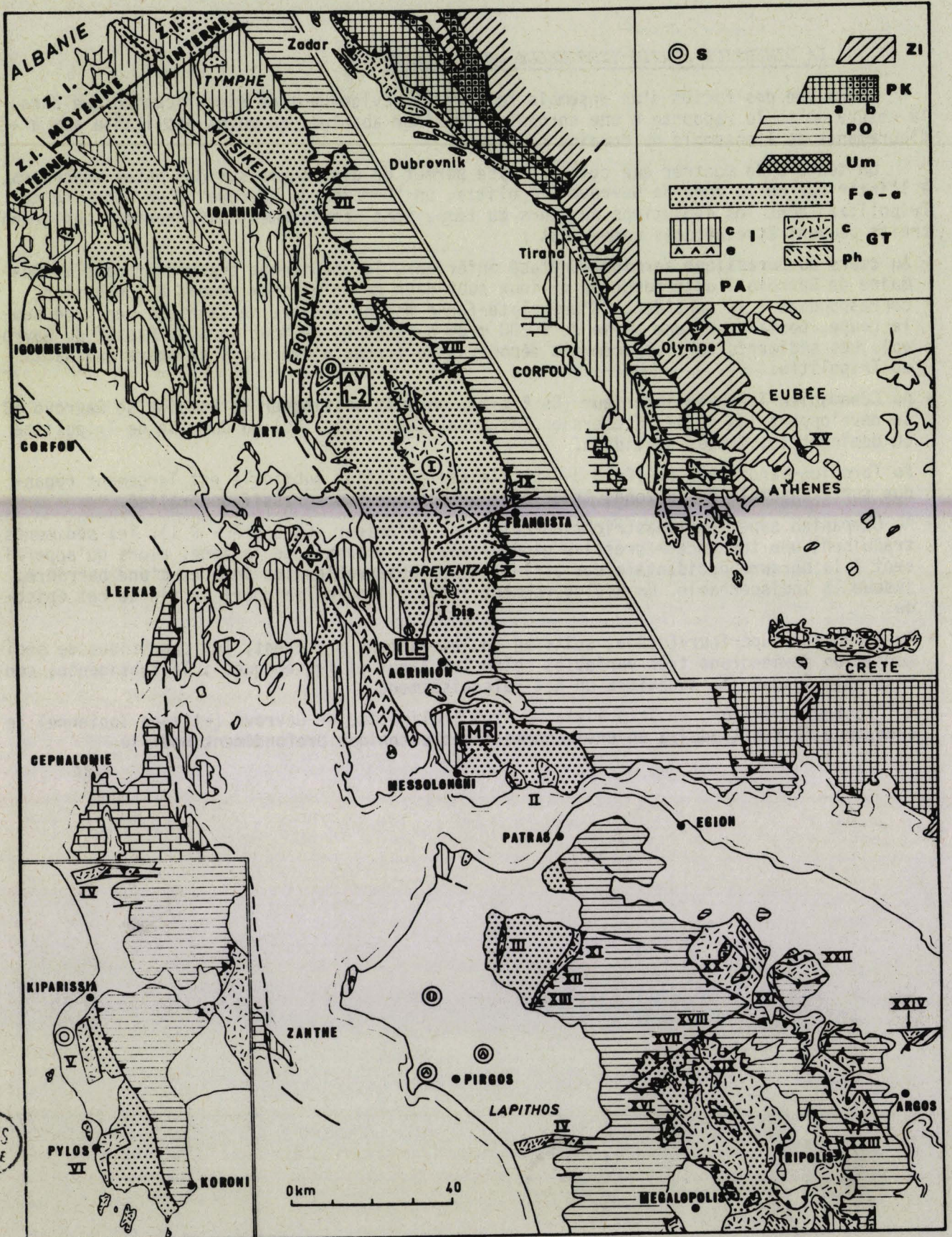


Fig. 11. -

CHAPITRE II : DESCRIPTIONS REGIONALES

On examinera les affleurements représentatifs de la zone de Gavrovo-Tripolitza de Grèce continentale et du Péloponnèse septentrional selon une logique géographique qui se révélera significative du point de vue géologique ; on distinguera quatre ensembles dont chacun sera examiné du N au S (fig. 11) :

- les massifs occidentaux formant une traînée sensiblement N-S depuis le Massif du Gavrovo jusqu'à Pylos (divisions I à VI de ce chapitre) ;
- les masses carbonatées liées au front de la nappe pindique, dont on discutera l'attribution (divisions VII à XIII de ce chapitre) ;
- les séries affleurant en fenêtres sous les zones internes en Grèce continentale (divisions XIV-XV de ce chapitre) ;
- les séries affleurant en fenêtres sous la nappe pindique en Péloponnèse du N (divisions XVI à XXIV de ce chapitre).

On verra que le premier de ces ensembles correspond au "Domaine de Gavrovo", alors que les trois suivants correspondent -aux réserves près nécessitées par quelques affleurements douteux- au "Domaine de Tripolitza".

Avertissement : les coupes analytiques, présentées de manière homogène au cours de cette partie, comportent 7 colonnes verticales numérotées en haut de chaque figure.

Colonne 1

Une échelle permettant de lire la puissance des sédiments se trouve à son bord gauche.

Une courbe indentée signale les oscillations du milieu. Elle évolue entre un pôle situé à gauche (E) correspondant aux faciès d'émersion (inter et supratidaux) et un pôle situé à droite (S) correspondant aux faciès subtidaux ; la courbe est renforcée pour signaler à l'occasion la présence de plancton. Des traits horizontaux interrompent parfois cette courbe pour signaler des épisodes d'interruption de sédimentation et/ou d'érosion (on discute toujours de ces éventualités dans le texte).

Un groupe de 3 lettres situé en haut de la colonne correspond à l'identification de la coupe dans mes carnets de terrain, sur les échantillons et les préparations.

Colonne 2

Une colonne lithologique en constitue la plus grande part, sur laquelle sont portés les détails aisément identifiables sur le terrain ; une légende particulière s'y rapporte ordinairement.

Le bord gauche de la colonne porte un liseré limité par deux traits parallèles, clair ou sombre selon la teinte du sédiment (il s'agit de données toutes relatives, un sédiment d'apparence claire en Tripolitza pourrait paraître sombre en Gavrovo, par exemple).

Le bord droit de la colonne porte les numéros d'échantillons jugés importants (et pour la plupart d'entre eux cités en référence ici où là dans le texte, dans l'Annexe correspondante ou dans des publications antérieures).

Fig. 11. - Situation des affleurements de Gavrovo-Tripolitza étudiés ou évoqués dans ce texte. Les numéros en chiffres romains renvoient aux divisions du chapitre II de cette Troisième Partie. Le cadre structural est détaillé dans l'ensemble de la figure (divisions de la zone Ionienne et situation des sondages AY 1-2 -d'après IGRS-IFP, 1966-) et évoqué dans ses grands traits dans l'encadré de l'angle supérieur droit permettant de situer les localités XIV et XV.

PA : Zone Préapulienne ; I : Zone Ionienne (e : évaporites ; c : carbonates) ; GT : Gavrovo-Tripolitza (ph : "phyllades" ; c : carbonates) ; Fe-a : Flysch des zones externes s.s. ; Um : Unité du Megdhovas ; PO : Zone du Pinde-Olonos ; PK (a : Zone du Parnasse -et du Haut Karst en Yougoslavie- ; b : Zone Pré-karstique) ; Zi : Zones plus internes.

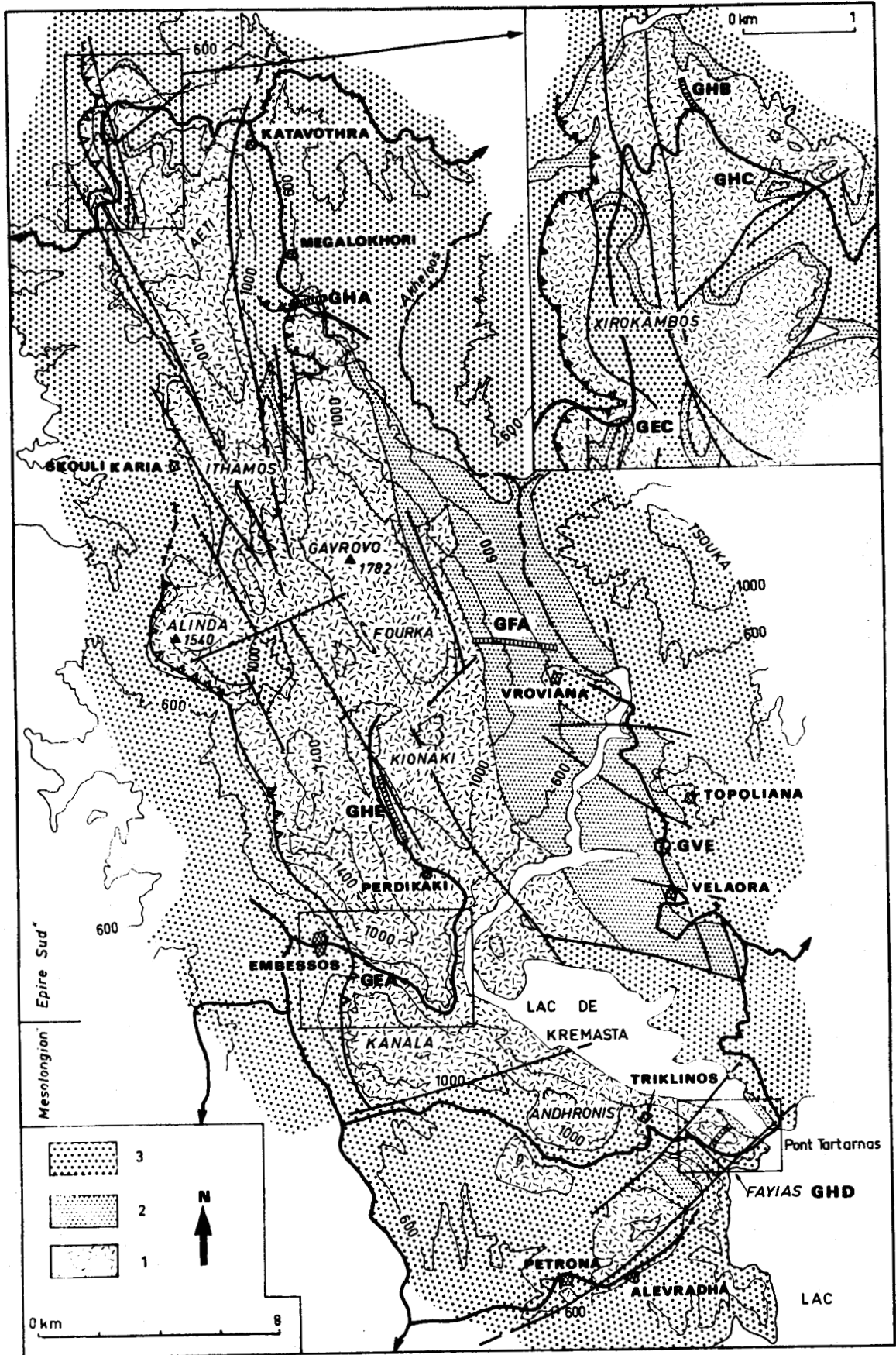


Fig. 12. -

Colonne 3

Des lettres minuscules reportent aux divisions du texte.

Colonne 4

Des indications micrographiques y sont rapportées, selon une symbolique homogène, ordinairement rappelée en chaque figure.

Colonne 5

Les organismes présentant une signification au regard du faciès y sont notés. La présence exclusive de "carrés blancs" indique que seule une relative abondance (plusieurs sections par lame, au moins) a été prise en compte. La présence de carrés blancs et de "carrés noirs" pour un même organisme indique que sa seule présence est jugée importante (carrés blancs), son abondance étant traduite par des carrés noirs.

Colonne 6

Les organismes présentant une signification stratigraphique y sont reportés, soit en colonnes verticales (carrés noirs exclusivement, reliés par un double trait) soit horizontalement, dans le prolongement d'une flèche lorsqu'ils sont jugés particulièrement importants, ou seulement présents en un petit nombre d'échantillons. On notera qu'un même organisme (*Cuneolina*, par exemple) peut, d'une figure à l'autre, passer de la colonne 5 à la colonne 6, la nature de l'intérêt qu'on peut lui porter changeant avec les époques.

Colonne 7

L'âge des ensembles s'y trouve précisé, soit en fonction des zonations adoptées, soit en fonction de l'"échelle universelle", en clair ou suivant des abréviations peu cryptiques, selon la place disponible.

LES MASSIFS OCCIDENTAUX

I. - LE MASSIF DU GAVROVO (= MONTS VALTOU)

A) GENERALITES

La "zone du Gavrovo" fut définie dans le Massif du Gavrovo, qui pourrait être considéré comme le "type" du domaine d'affleurement, étant bien entendu que ce statut n'a rien de contraignant et qu'on ne saurait lui accorder la valeur des types paléontologiques.

Puissant massif calcaire dominant de ses parois abruptes un bas pays de flysch, les Monts Valtou ne connaissent d'activité humaine qu'à la belle saison, lorsque les pâtres du "Marais ambracique" (auquel est dû son véritable nom : Ori Valtou = Monts du Marais) y conduisent leurs troupeaux. La difficulté de son accès, son aridité expliquent qu'il ait beaucoup tardé à atteindre la célébrité dans la littérature géologique, laquelle fut pourtant éclatante lorsque Aubouin (1958) en fit le type de la "zone du Gavrovo". Les courtes descriptions de Neumayr (1880) et Philippson (1890a), comme l'assimilation retenue par Renz (1955) de la série du Massif à celle de Tripolitza n'ont plus qu'un intérêt historique. Aubouin (1959, p. 148) en a présenté un bref rappel, auquel on se reportera.

Véritable inventeur du Massif, Aubouin (1957, 1958, 1959) devait en dégager la signification et montrer que le domaine de sédimentation dont il témoignait se retrouvait au Klokova-Varassova (Aubouin, Brunn et Celet, 1958) puis à l'W du Péloponnèse (Aubouin et Dercourt, 1963).

Fig. 12. - Esquisse géologique du Massif du Gavrovo, d'après les feuilles 1/100 000 "Epire Sud" (IGRS-IFP, 1966) et "Messolongion" (BP, 1971). Situation des coupes étudiées et des localités citées dans le texte (tracé des routes approximatif).

1 : carbonates mésozoïques ; 2 : calcaires paléocènes et éocènes ; 3 : flysch.

L'équipe des géologues de l'IGRS-IFP (1966) devait ensuite reprendre et préciser l'étude des Monts Valtou. La carte à 1/100 000 alors publiée (complétée pour son extrémité méridionale par B. P., 1971, et en partie reprise sur des coupures au 1/50 000) restera sans doute longtemps inégalée. L'ouvrage accompagnant recèle par ailleurs maintes données relatives à la stratigraphie des formations carbonatées, dont la valeur est à peine diminuée par le fait que beaucoup des microorganismes mésozoïques significatifs étaient -au début des années "soixante"- peu ou pas connus.

Une étude géomorphologique du Massif a été présentée par Bousquet et Charre (1969-1970).

Les cartes au 1/200 000 (Aubouin, 1959), et au 1/100 000 ("Epire Sud", IGRS-IFP, 1966 ; "Mesolongion", B. P., 1971) donnent une très bonne vue d'ensemble du Massif (reprise ici sur la fig. 12), large de plus de 10 km et long de 40 km. En outre, les coupes sériees du Massif et l'étude stratigraphique fournies par IGRS-IFP permettaient de trouver sans trop de tâtonnements les affleurements susceptibles de se prêter à la recherche de coupes continues.

Des routes permettent actuellement l'accès aisé du Massif à ses extrémités ; elles favorisent en outre de bonnes observations ponctuelles, à défaut de livrer de grandes coupes.

On a tenté d'établir une série-type aussi complète que possible (le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du "Domaine de Gavrovo" n'est connu qu'ici) et de cerner des variations de faciès susceptibles d'éclairer des phénomènes observés en des affleurements plus exigus. On décrira une série de coupes dans l'ordre stratigraphique.

B) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE JURASSIQUE TERMINAL ET LE CRETACE INFERIEUR DU MONT KANALA

Bien que ne faisant pas partie de la "tranche" de terrain systématiquement observée dans ce travail, le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur ont fait l'objet d'une coupe de reconnaissance (coupe GEA, située fig. 12) destinée à élargir autant que possible la connaissance de l'évolution de la plate-forme au cours du temps. Exceptionnellement, on

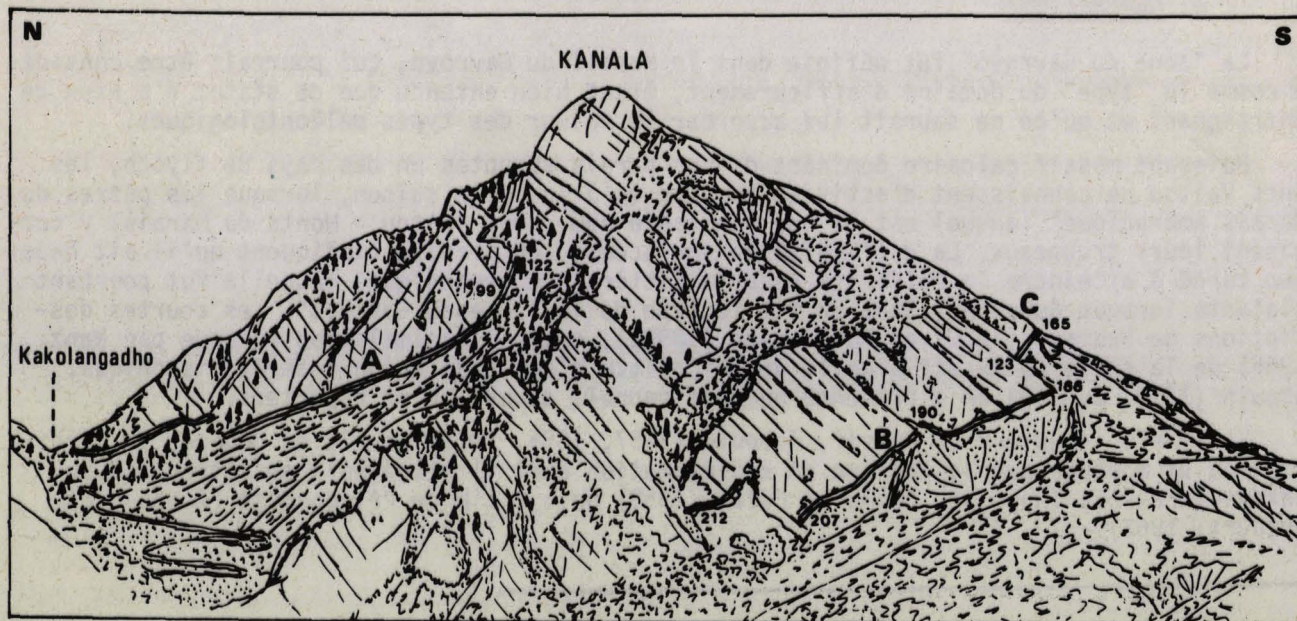


Fig. 13. - Vue du Mont Kanala depuis l'WNW (sortie N du village d'Embessos). Les trois tronçons de coupe décrits dans le texte et la séquence d'échantillonnage sont précisés.

justifiera ici même les attributions stratigraphiques retenues et on précisera les noms d'auteurs des fossiles dont l'étude n'est pas reprise par ailleurs.

La coupe avait été signalée et sommairement décrite par les géologues de IGRS-IFP (1966), qui distinguaient : des "calcaires à *Pseudocyclamina* cf. *lituus*, Trocholines et Algues" attribués au Crétacé inférieur ; des "calcaires oolithiques" ; des "calcaires à Orbitolines-Orbitolinidés, Nérinées, Rudistes" rapportés au Crétacé moyen ; des "calcaires à Cisalvéolines et Nérinées" du Cénomanién supérieur-Turonien. Malgré les importants progrès réalisés au cours des 15 dernières années dans la connaissance des microorganismes benthoniques du Crétacé inférieur, la difficulté de reconnaître ces fossiles sur le terrain (donc de choisir les échantillons) et un échantillonnage trop lâche n'autorisent pas encore l'établissement d'une stratigraphie très fine. On a cependant pu distinguer quelques repères qui assurent la continuité de la succession observée et situent dans le temps les phénomènes sédimentaires.

La coupe a été effectuée en trois tronçons (A, B, C ; fig. 13 et 14) dont chacun offre une succession très sûre. Le raccord des tronçons A et B est approximatif ; la répartition des microfaunes montre que l'impression de terrain est cependant justifiée : l'imprécision résultante ne saurait excéder quelques dizaines de m. Le tronçon A (échantillons 1 à 122) correspond aux divisions a à e du texte ; le tronçon B (échantillons 212 à 166 - numérotation inverse de l'ordre stratigraphique en raison de l'impossibilité de gravir les pentes) aux divisions e (partie supérieure) à h (partie inférieure), le tronçon C (échantillons 123 à 148) à la plus grande partie de la division h.

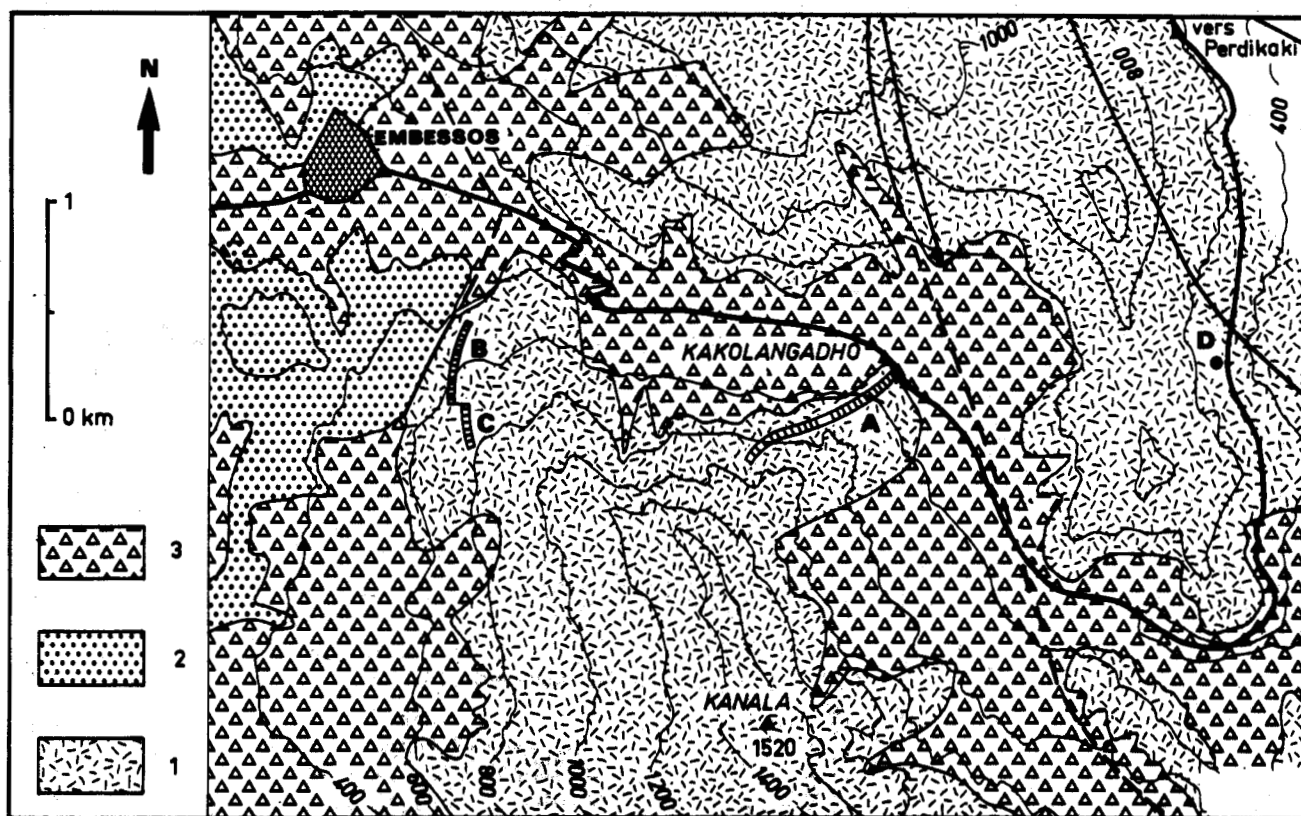


Fig. 14. - Situation de la coupe du Mont Kanala (GEO) d'après la feuille 1/50 000 Raptopoulon (n° 168).

1 : carbonates mésozoïques ; 2 : Flysch ; 3 : formations superficielles (brèches de pentes).
A, B, C : tronçons de coupe décrits dans le texte ; D : localité ayant livré *Ovalveolina* cf. *maccagnoi* (XGH 84 - figurations pl. II, 22 à 29). Esquisse située sur la figure 12.

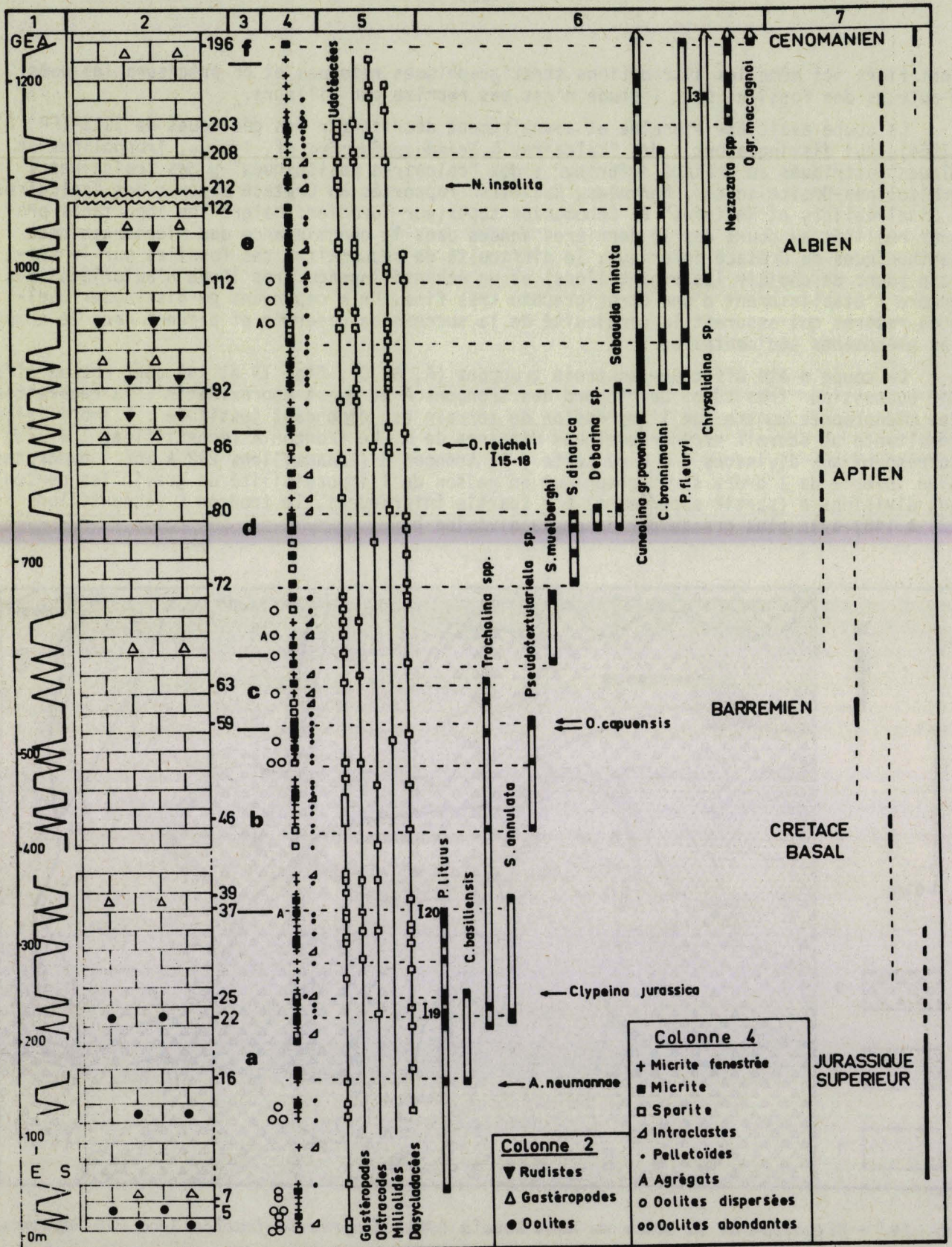


Fig. 15. -

BIBL
LILLE

Description de la coupe (fig. 15)

Sur plus de 1 000 m de puissance, alternent plus ou moins régulièrement des calcaires "graveleux" et des calcaires micritiques gris-clair.

- a : plus de 300 m. Biomicrites, micrites fenestrées, intramicrites ; dans la première moitié, très caractéristiques passées d'omicrites, fréquemment fenestrées ("niveaux à oolites d'eau calme", voir Bernier et Fleury, 1980). *Pseudocyclammia lituus* (Yok.), Trocholines, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Anchispirocyclina neumannae* Bernier, Fleury et Ramalho, Algues Udotéacées, *Salpingoporella annulata* Rad., *Clypeina jurassica* Favre, *Actinoporella podolica* (Alth.) (Algues déterminées par P. Bernier).

En toute rigueur, ces organismes ne peuvent être considérés comme caractéristiques du Jurassique puisque tous (sauf *A. neumannae*, connue d'une seule autre localité) peuvent atteindre le Berriasien. Le plus petit intervalle commun à ces fossiles serait compris entre un niveau élevé du Kimméridgien et le sommet du Berriasien (voir Benest et coll., 1975). On note cependant l'absence de tout élément typiquement crétacé, tel que *Pseudotextulariella*, par exemple. Par ailleurs, *P. lituus*, seule dans la dernière centaine de m ne dépasserait pas le sommet du Valanginien (Benest et coll., 1975).

- b : 200 m. Micrites fenestrées, micrites à pellesoïdes. Algues Udotéacées, *Pseudotextulariella* sp., Trocholines, Dasycladacées.

On attribuera, à défaut d'arguments précis, cette division au Crétacé basal, anté-Barrémien. La présence de rares *Pseudotextulariella* dans la deuxième moitié semble en assurer l'âge crétacé, mais le Jurassique terminal ne peut pas être absolument exclu de la première moitié.

- c : 75 m. Intramicrites et biomicrites, parfois fenestrées, niveaux à oolites dispersées. Algues Udotéacées, *Nautiloculina* sp., *Pseudotextulariella* sp., Trocholines, *Orbitolinopsis capuensis* (De Castro)

Ce dernier fossile assurerait l'âge barrémien de la moitié inférieure de la division (Macoïn et coll., 1970 ; Fourcade et Raoult, 1973).

- d : 200 m. Biomicrites, intramicrites fenestrées. Apparition successive de *Salpingoporella muelbergi* (Lorenz), *S. dinarica* Rad., *Sabaudia minuta* (Hofker), *Debarina* sp. (proche sinon identique à *D. hahounerensis* Fourcade, Raoult et Vila mais mal conservée), *Ovalveolina reicheli* De Castro.

S. muelbergi, *S. dinarica* et *S. minuta* pourraient indiquer le Barrémo-Aptien, bien que ces organismes soient signalés depuis l'Hauterivien. *S. muelbergi* ne dépasserait pas l'Aptien inférieur (voir Bassoulet et coll., 1978, pour les Algues et Charollais et coll., 1965, pour *S. minuta*). *Debarina* et surtout *O. reicheli* (espèce gargasienne selon Fourcade et Raoult, 1973) semblent assurer l'âge aptien de la moitié supérieure de la division.

- e : 400 m. Intrabiomicrites, parfois fenestrées, à pellesoïdes. Udotéacées, Gastéropodes, Rudistes, Miliolidés, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orb., Orbitolinidés : "*Coskinolina*" *bronnimanni* Decrouez et Moullade, *Paracoskinolina fleuryi* Decrouez et Moullade, *Naupliella insolita* Decrouez et Moullade, *Orbitolina* sp., *Simplorbitolina* sp. Les *Neszasata* (*N. convexa* *N. gyra*) apparaissent au sommet de la division.

Fig. 15. - Analyse de la série (Jurassique terminal à Albien) du Mont Kanala (coupe GEA, située fig. 14). Les traits verticaux de la colonne 7 traduisent les probabilités de datation -d'après les références citées dans le texte- décroissantes des traits épais continus aux traits ténus discontinus. Les organismes figurés sont signalés par la proximité d'une référence chiffrée reportant aux planches photographiques.

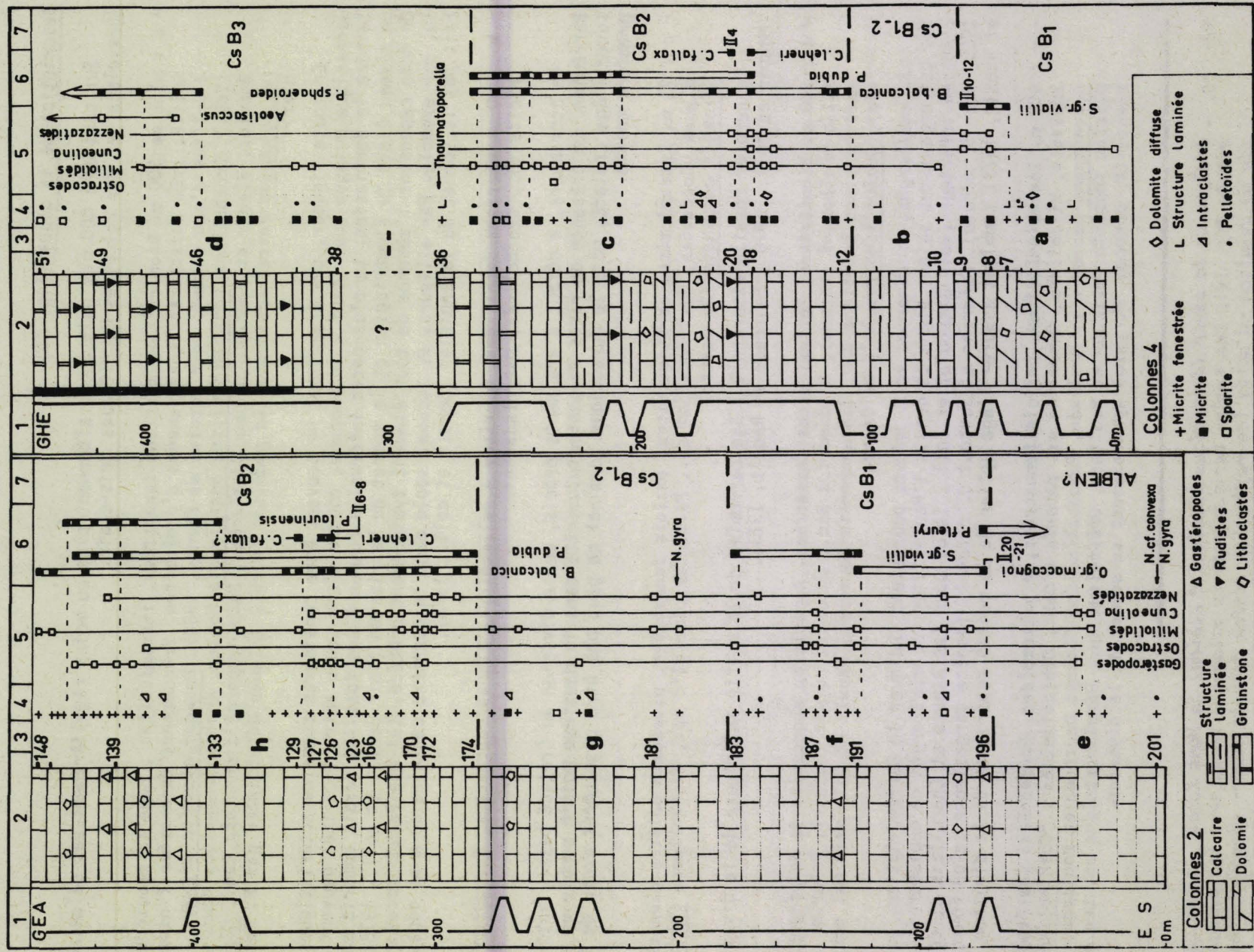


Fig. 16.



Faciès et signification

Une partie des sédiments, dépourvue de structures sédimentaires ou diagénétiques particulières correspond à des dépôts en milieu subtidal calme. Une autre partie présente des structures fenestrées qui signalent des dépôts de milieu intertidal, ou des traces de diagenèse en milieu vadose (ciments asymétriques ou en ménisque, pisolites vadoses). On ne saurait distinguer en général la prédominance de l'un de ces types à l'échelle de la coupe, leur alternance demeurant caractéristique.

On pourra prêter cependant attention à des particularités de détail :

- la division a (Jurassique terminal) montre des passées d'oolites fibro-radiées d'eau calme, déposées en milieu également calme (voir Bernier et Fleury, 1980), dont la production n'aura plus lieu par la suite ;
- la division c (et ses alentours), le milieu de la division e, montrent des passées à oolites dispersées qui pourraient indiquer la proximité du milieu générateur ("shoal oolitique") ;
- la division d présente un épisode médian (aptien) dépourvu de signes d'émer-sions, traduisant un approfondissement relatif, singulier par son extension verticale ;
- la base de la division e (albienne) montre des passées à Rudistes, sans équivalent avant le Turonien-Sénonien.

C. gr. pavonia serait connue dès l'Aptien mais ordinairement citée à partir de l'Albien (Saint-Marc, 1974 ; Décrouez, 1976). Les trois Orbitolinidés spécifiquement déterminés sont attribués à l'Albien supérieur *sensu lato* (Vraconien compris) par Décrouez et Moullade (1974). Cette division peut donc correspondre *grosso modo* à l'Albien et éventuellement au Cénomaniens inférieur à son extrême sommet.

Remarque : les trois Orbitolinidés spécifiquement déterminés ont été figurés d'après du matériel du Kanala par Décrouez et Moullade (1974). L'holotype de *P. fleuryi* provient de l'échantillon GEA 112.

Pour témoigner d'oscillations bathymétriques mineures et d'une instabilité de détail, les sédiments traduisent une grande constance de l'environnement d'ensemble. Aux structures fenestrées (et autres "structures particulières") près, ils sont presque toujours identiques, tant par leur nature propre (intramicrites, biomicrites wackestone, très rares sparites - seuls quelques échantillons renferment des agrégats susceptibles d'être interprétés, avec doute en raison de la micritisation qui les affecte, comme des "grapestone") que par leur peuplement (Algues Udotéacées, Dasycladacées, Gastéropodes fréquents, à l'exclusion du plancton, des Echinodermes, des Spongiaires, des Madrépores).

L'ensemble de ces sédiments caractérise des milieux de type "plate-forme interne".

2) LE CENOMANIEN-TURONIEN INFÉRIEUR DU MONT KANALA

La coupe précédente peut être poursuivie (tronçons B et C de la coupe GEA, situés sur les fig. 13 et 14).

Description de la coupe (fig. 16, partie gauche)

- f : 100 m. Biomicrites (wackestone) fenestrées parfois riches en pellétoïdes. *Ovalveolina gr. maccagnoï* puis *Sellialveolina gr. vialli*, associées à la base à *P. fleuryi* indiquent la zone Cs B I ("Cénomaniens inférieur et moyen").

Fig. 16. - Analyse des séries cénomaniennes du Massif du Gavrovo. Partie gauche : coupe du Mont Kanala (GEA, suite de la fig. 15) située fig. 12, 13 et 14. Partie droite (GHE) : coupe du pied du Kionaki, située fig. 12. Les organismes figurés sont signalés par la proximité d'une référence chiffrée reportant aux planches photographiques (sont en outre figurées des sections de *B. peneropliformis* - GHE 9 : pl. I, 4-5).

- g : 100 m. Biomicrites ordinairement fenestrées, rares niveaux à intraclastes. Hormis quelques passées à Nezzazatidés (*N. simplex*, *N. gyra*), les microorganismes sont rares et aucun ne permet de préciser l'âge de ce terme.
- h : 200 m. Biomicrites fenestrées, à passées riches en intraclastes et Gastéropodes. *Broeckina balcanica*, *Pseudorhapydionina dubia*, puis *Cisalveolina lehmeri* (*C. fal-lax* ?), *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Chrysalidina gradata*, des Nezzazatidés, (*N. gyra*, *N. convexa*, *N. concava*, *Biplanata* sp.) et *Nummoloculina regularis* caractérisent la zone Cs B 2 ("Cénomanién supérieur-Turonien inférieur").

Faciès et signification

L'alternance complexe précédente a cessé vers le sommet de la division e. A partir de la division f, sauf rare exception, les sédiments témoignent constamment d'émersions. Tous présentent des structures fenestrées, signalant des conditions intertidales ; nombreux sont ceux qui, en outre, présentent des traces de diagenèse en milieu vadose ou phréatique (ciments asymétriques ou en ménisque, pisolites vadoses, dissolution des coquilles aragonitiques). Le milieu est donc constamment à la limite de l'émersion.

3) LE CENOMANIEN-TURONIEN ET LA BASE DU SENONIEN AU PIED OCCIDENTAL DU MONT KIONAKI

La route passant au pied du Kanala conduit à Perdikaki -seul village installé au coeur du Massif- et jusqu'au pied occidental du Mont Kionaki, où l'on observe, du N vers le S, la coupe suivante (coupe GHE, située fig. 12).

Description de la coupe (fig. 16, partie droite)

- a : 50 m (et plus). Bancs épais (parfois plus d'1 m) constitués de calcaires clairs micritiques à structure fenestrée, souvent riches en pellesoïdes, et/ou à structure laminée (portant des traces de perturbations attribuables à la dessiccation) et de do-

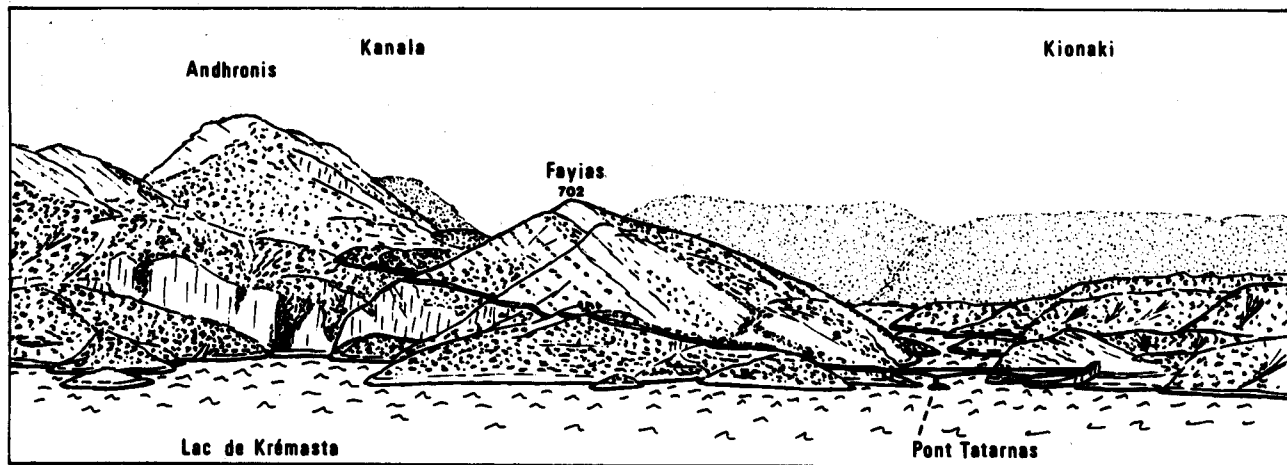


Fig. 17. - Vue du Mont Fayias depuis le SE (rive orientale du lac de Krémasta). Sur l'horizon se dessinent indistinctement les crêtes du Mont Kanala et des parties septentrionales du Massif du Gavrovo (Kionaki vers la droite). La faille-limite du massif (faille d'Alehradha, voir fig. 12) passe près de l'extrémité gauche du Pont Tatarnas et se trouve indiquée par les falaises situées au bord du lac, au pied de l'Andhronis. La coupe (GHD - fig. 18) a été effectuée à partir de la route, approximativement le long de la ligne suivant laquelle le Fayias se détache des plans lointains. La falaise formant le sommet 702 correspond à la division b du texte ; l'Eocène apparaît approximativement à mi-pente, à droite du sommet.

lomies grises microcristallines. Passées bréchiques (intraclastes) fréquentes. *S. gr. vialli*, abondante, *Biplanata peneropliformis*, très abondante (GHE 9) caractérisent la zone Cs B 1 ("Cénomaniens inférieur et moyen").

- b : 50 m. Calcaires, biomicrites et micrites laminées où seuls quelques Orbitolinidés sont notables (*N. insolita*, *P. fleuryi*, *Orbitolina* sp. - GHE 10).
- c : 200 m. Biomicrites et biomicrosparites (au sommet) souvent riches en pelles. Une passées médiane, encadrée par des niveaux à Rudistes est constituée de calcaires à structures laminées, de dolomies et de niveaux parfois rosés à intraclastes de grande taille (décimétrique).
B. balcanica, *P. dubia*, *Cisalveolina lehneri* puis *C. fallax*, *N. regularis* (GHE 35), *Chrysalidina gradata* (GHE 18) datent la zone Cs B 2 ("Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur").
- d : Un cône d'éboulis empêche d'observer le passage à la suite de la coupe, constituée d'environ 150 m de calcaires, d'abord clairs, devenant peu à peu plus sombres, alors que les Rudistes deviennent fréquents. Les biomicrites et biosparites, à pelles, ne renferment aucun des organismes précédents.
Pseudocyclamina sphaeroidea date la zone Cs B 3 ("Turonien-Sénonien p.p.").

Une discontinuité d'ordre tectonique pourrait séparer cette division de la précédente ; la coupe du Varassova (fig. 26) montrera cependant qu'un passage normal peut être envisagé.

Faciès et signification

Les deux passées bréchiques (division a et partie médiane de c) marquent des tendances émerives associées à d'importants remaniements, qui ne sont pas singuliers dans le Massif (IGRS-IFP, 1966, p. 60, cite un "calcaire bréchique rosé" sensiblement dans les mêmes niveaux).

Il reste que dans l'ensemble, les dépôts subtidaux sont mieux représentés que dans la coupe précédente et particulièrement au sein de la zone Cs B 2. Les conditions subtidales - assorties apparemment d'une certaine agitation (sparites) - prédominent largement ensuite (Cs B 3).

4) LE SENONIEN ELEVE-MAASTRICHTIEN AU S DU MASSIF (MONT FAYIAS)

Une route contournant la partie S du Massif passe à Triklinos et aboutit au Pont Tarnas. Une coupe s'offre au travers du Mont Fayias, à partir de la route, depuis les niveaux à *Murgella lata* jusqu'à la base de l'Éocène (coupe GHD, située fig. 12 ; vue d'ensemble fig. 17).

Description de la coupe (fig. 18)

- a : 120 m. Calcaires sombres en petits bancs (décimétriques) et calcaires plus clairs en bancs plus épais riches en débris de Rudistes. Biomicrites wackestone-packstone
 - à la base, *M. lata* et *Keramosphaera tergestina* indiquent la zone Cs B 4 ("Santonien supérieur") ;
 - ensuite, les "Orbitolinidés K" datent la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur"). On note *Orbitoides* cf. *tissoti* (très rare et toujours brisée) dans une intra-biomicrite à *Cuneolina* sp. et abondants débris d'Echinodermes.
- b : 40 m. Calcaires clairs en gros bancs (métriques) formant une petite falaise à la crête du Mont. Biomicrites wackestone-packstone à "Orbitolinidés K" et *Moncharmontia apenninica*. Age : Cs B 5 ("campanien inférieur").
- c : 75 m. Alternance de dolomies et calcaires clairs ; passées bréchiques (intraclastes), de structure laminée, ou riches en Rudistes. La base de la division appartient certainement à la zone Cs B 5 (*M. apenninica*, "Orbitolinidés K") ; sa partie supérieure n'est pas attribuable précisément. Age : Cs B 5-Cs B 6 ? ("campanien inférieur").

- d : 6 m. Dolomies et calcaires en petits bancs blancs à crèmes, à structure laminée et/ou bréchique (intraclastes). Les biomicrites fenestrées recèlent des Foraminifères fortement recristallisés où l'on reconnaît aisément des Miliolidés ; des plages entièrement recristallisées évoquent tant par leurs dimensions que par leurs formes (circulaires ou allongées à contour lobé) des *Rhapydionina*, bien que l'organisation interne soit totalement effacée. On admettra donc l'appartenance de cette division aux zones Cs B 6 ou Cs B 7, soit un âge probablement maastrichtien.
- e : plusieurs m. Calcaires à lithoclastes anguleux blancs (rappelant les faciès de la division précédente) à débris de Madrépores, Orthophragmines et rares Alvéolines allongées, probablement de l'Eocène moyen. Aucune discordance apparente ne sépare cette division de la précédente. Bien que redoublés par des failles, ces calcaires ne représentent vraisemblablement pas une puissance supérieure à une dizaine de mètres ; le flysch apparaît ensuite sur la forte pente qui descend vers la rive du lac.

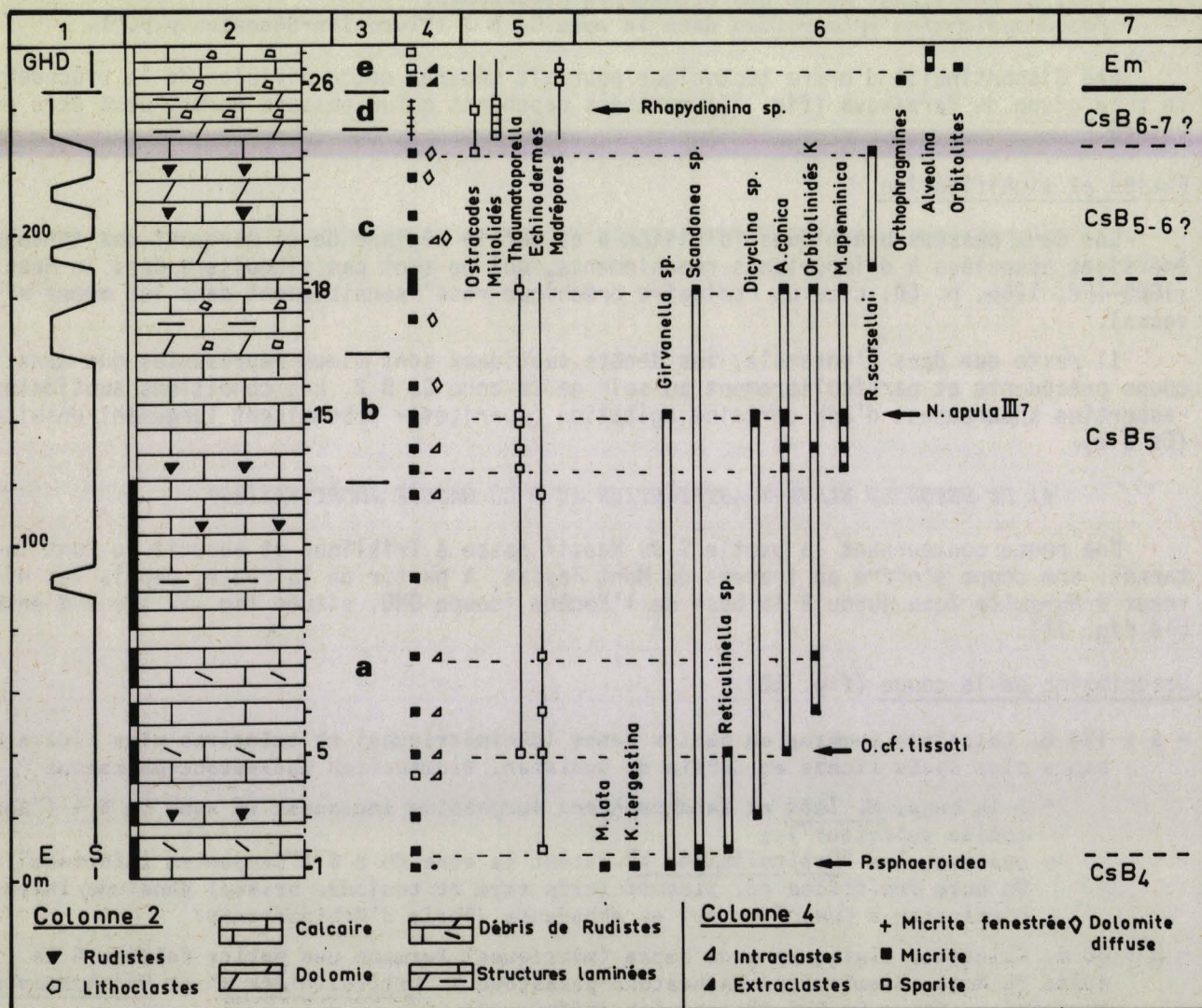


Fig. 18. - Analyse de la série du Mont Fayias (GHD, située fig. 12 et 17). L'organisme figuré est signalé par une référence chiffrée reportant aux planches photographiques.

Faciès et signification

Les divisions a et b (Cs B 5) correspondent à des dépôts en milieu subtidal calme, dans un environnement de récifs à Rudistes. Les divisions c et d (Cs B 6-7 ?) indiquent des milieux soumis périodiquement à l'émersion.

La division e (Eocène moyen) traduit un épisode d'érosion -et/ou d'absence de dépôt- pendant le Paléocène-Eocène inférieur, puis le retour à des conditions franchement marines.

5) LE "NIVEAU MAESTRICHTIEN A ORBITOIDES" DE LA POINTE SEPTENTRIONALE DU MASSIF

Ce terme (Aubouin, 1959), impliquant des faciès franchement marins au Crétacé terminal, constitue une particularité remarquable du Massif. On a relevé une première coupe à partir de la route joignant Xirokambos à Katavothra (coupe GHB, située fig. 12, encart de l'angle supérieur droit).

Description de la coupe (fig. 19)

- a : 15 m. Calcaires sombres. Biomicrites wackestone à Rudistes, *Cuneolina*, *Aeolisaccus*. Age : sénonien ?
- b : 30 m. Calcaires clairs à débris de Rudistes : biomicrites et intrabiomicrites packstone, alternant avec le faciès précédent. *Orbitoides* sp. (*O. media*, probablement), Echinodermes, Pithonelles et *Globotruncana* (rares). Une passée à *Dicyclina* est remarquable. Age : campanien ou maastrichtien (Cs B 6 ou 7 ?).
- c : 10 m. Calcaires clairs : intrabiomicrites. Miliolidés, débris de Madrépores. Age : maastrichtien ?

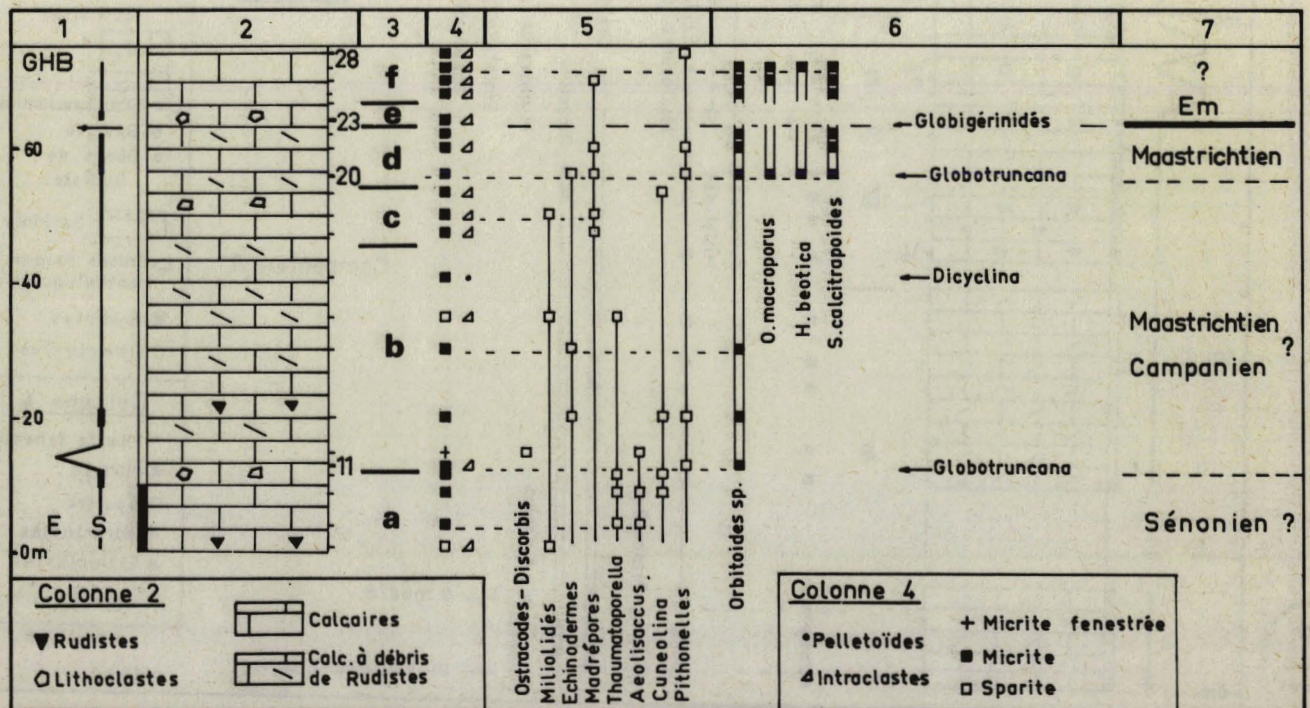


Fig. 19. - Analyse du "Niveau à Orbitoides" à la pointe septentrionale du Massif du Gavrovo (GHB, située fig. 12).

- d : 10 m. Calcaires clairs à débris de Rudistes : biomicrites packstone. Débris d'Echinodermes et de Madrépores ; *Orbitoides* sp., *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides*, Pithonelles et *Globotruncana* (rares). Age : maastrichtien.
- e : 1 m. Calcaire clair : intrabiomicrite wackestone riche en plancton. *Globorotalia* épineuses et Globigerinidés à test épais, vraisemblablement d'âge éocène moyen.
- f : Quelques m. Calcaires identiques à ceux de la division d, dans lesquels aucun fossile éocène n'a été observé.

La succession des affleurements devient ensuite incontrôlable en raison de recouvrements superficiels.

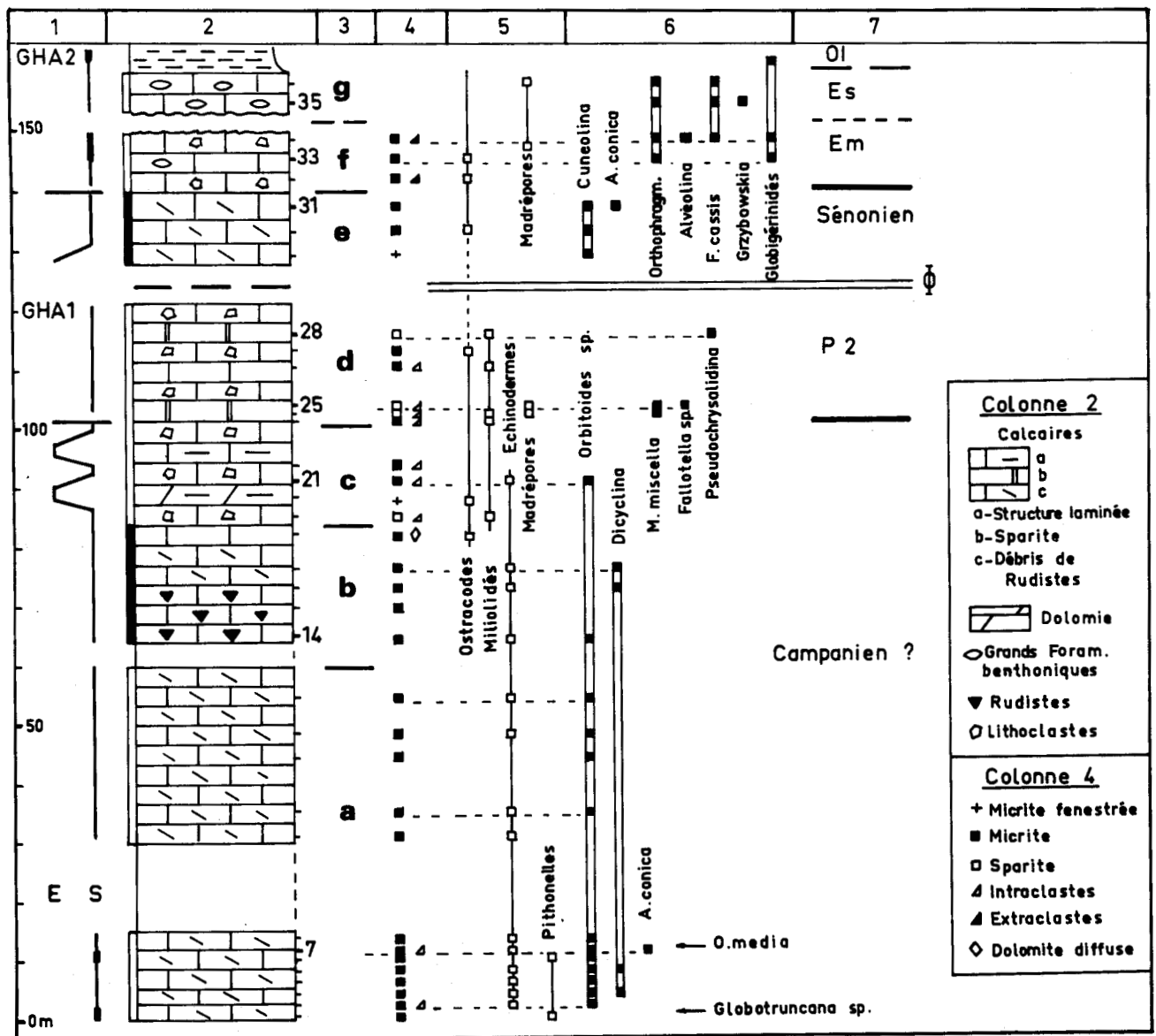


Fig. 20. - Analyse du Crétacé terminal et de ses relations avec les sédiments cénozoïques au flanc NE du Massif du Gavrovo (GHA, située fig. 12).

BIS LILLE

Interprétation

Les faciès à Orbitoidés (divisions b à d) correspondent à des milieux subtidaux ouverts aux influences du large (Pithonelles, *Globotruncana*) et proches d'édifices récifaux à Madrépores dont ils reçoivent les produits de destruction. On les interprétera comme des faciès marginaux de la plate-forme.

Le contact de ces couches avec le niveau à plancton éocène est abrupt, sans discordance ni ravinement visible. L'absence de fossiles éocènes dans la division f demeure intrigante ; on n'a pas d'éléments permettant de choisir entre un sédiment provenant de la destruction des couches crétacées au cours de l'Eocène (ce faciès n'est cependant pas bréchique) et l'intervention d'une tectonique (tangentielle ?).

Le "niveau à Orbitoïdes" est -en partie- clairement d'âge maastrichtien. On verra ci-dessous qu'on ne peut pas -en toute rigueur- lui attribuer partout cet âge.

6) LE "NIVEAU A ORBITOIDES" AU FLANC NE DU MASSIF. LA COUPE DE MEGALOKHORI

La route joignant Mégalokhori au lit de l'Akheloos effleure le côté oriental d'une écaïlle calcaire chevauchant le flysch vers l'W. Entaillée dans le roc, elle montre, au passage d'un ravin, la coupe suivante, d'E en W (coupe GHA, située fig. 12).

Description de la coupe (fig. 20)

- a : 60 m. Calcaires clairs à débris de Rudistes. Biomicrites packstone. *Orbitoides* sp. en débris (*O. media*), *Lepidorbitoides* sp., *Dicyclina* sp., *Accordiella conica* (très rare), Pithonelles et *Globotruncana* (rares) s'y observent, à l'exception des formes typiquement maastrichtiennes citées précédemment (voir fig. 19).
- b : 25 m. Calcaires clairs à Rudistes parfois entiers. Orbitoïdes rares, *Dicyclina* sp.
- c : 15 m. Calcaires et dolomies gris, souvent bréchiques (intraclastes), parfois de structure laminée et/ou fenestrée. Des calcaires graveleux -biomicrosparites et intramicrosparites- intercalés ne renferment que des faunes sans signification stratigraphique (Miliolidés). Un niveau à *Orbitoides* sp. s'y observe encore.
- d : 25 m. Calcaires clairs, parfois bréchiques (intraclastes ?, aucun élément crétacé n'a été observé). Intrabiosparites et biomicrites. Débris d'Algues Corallinacées et de Madrépores fréquents ; *Miscellanea miscella*, *Falotella* sp. et "*Pseudochrysalidina*" datent le Paléocène supérieur.

NB : on ne peut poursuivre la description sans noter que les affleurements sont assez bons pour permettre d'affirmer que rien n'indique *a priori* un accident à ce niveau : les calcaires de la division e viennent bien en apparente concordance sur la division d.

- e : 15 m. Calcaires gris-sombre à débris de Rudistes. *Cuneolina* sp., *A. conica* indiquent le Crétacé supérieur.
- f : 10 m. Calcaires clairs, bréchiques. Biomicrites packstone à extraclastes (débris de roches à "*Pseudochrysalidina*" et débris dilacérés de *Microcodium*. Organismes planctoniques (*Globorotalia*, Globigérinidés à paroi épaisse) et benthoniques mêlés (Madrépores, Corallinacées, Nummulites, Alvéolines, Orthophragmines). *Gyroïdinella magna* et *Fabiania cassis* datent l'Eocène moyen et/ou supérieur.
- g : La route devenant parallèle à la direction des bancs, on ne peut préciser l'épaisseur des couches éocènes, qui paraissent cependant peu puissantes. Des calcaires à faune benthonique (Nummulites, Orthophragmines) et faune planctonique mêlées, datés de l'Eocène supérieur par *Gryzbowskia* passent normalement au Flysch par l'intermédiaire de pélites bleutées.

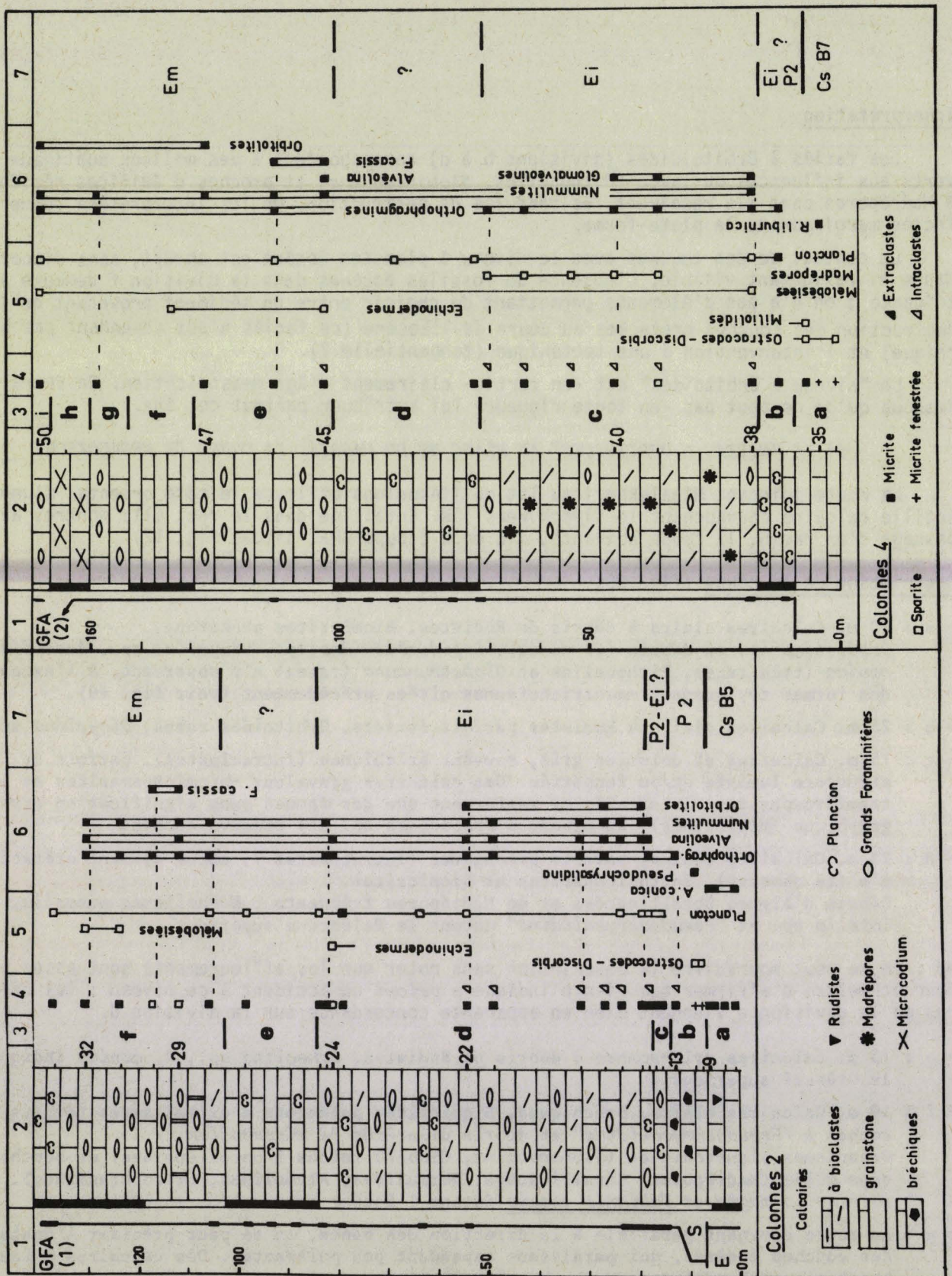


Fig. 21. - Analyse d'une coupe effectuée au flanc oriental du Massif du Gavrovo, à la hauteur de Vroviana (GFA, située fig. 12).

5115
LILLE

Interprétation

La coupe est constituée de deux parties dont la superposition sur le terrain rend nécessaire qu'elles soient séparées par un accident tangentiel confondu avec la stratification des carbonates (l'ensemble plongeant vers l'E). On tentera par la suite de justifier cette hypothèse.

- Segment 1 (divisions a à d)

Les divisions a et b ne comportant pas les faunes caractéristiques du Maastrichtien, une incertitude peut demeurer sur la continuité de la sédimentation à la limite Crétacé-Paléocène. Il paraît cependant peu vraisemblable que la division c puisse représenter le Maastrichtien et le Paléocène "inférieur" ; on admettra donc la possibilité d'interruption de sédimentation et/ou d'érosion entre le Crétacé supérieur (Campanien ?) et le Paléocène supérieur.

- Segment 2 (divisions e à g)

La discontinuité paraît ici extrêmement probable entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen, qui pourrait être affirmée par l'existence d'éléments paléocènes dans les brèches de la base de la division f (interdisant en particulier de voir dans le contact de f sur e l'équivalent d'un contact anormal du type de celui qui séparerait les deux segments).

En conclusion, on aura noté que le "niveau à Orbitoïdes", bien développé en puissance, ne représente pas nécessairement le Maastrichtien. On retiendra par ailleurs la superposition des "faciès d'émersion" au "niveau à Orbitoïdes". Enfin on aura trouvé matière à réflexion sur l'existence d'une discontinuité sédimentaire marquée par la superposition directe de l'Eocène moyen au Crétacé (segment 2), qui pourrait trouver son éclairage dans l'éventuelle absence du Crétacé terminal et d'une partie du Paléocène sous le Paléocène supérieur (segment 1) : c'est probablement avant le Paléocène supérieur que se produisent des mouvements responsables de ces discontinuités.

? L'EOCENE DU FLANC ORIENTAL DU MASSIF

Plusieurs coupes des calcaires éocènes du flanc oriental du Massif ont été présentées précédemment (Aubouin et Neumann, 1959 ; IGRS-IFP, 1966), montrant que les sédiments s'y trouvaient relativement puissants. Il fallait donc examiner les affleurements de cette région, bien que la quasi-coïncidence du pendage des calcaires et de la pente topographique y accroisse considérablement le risque de recouper des accidents, que de nombreuses dolines et des cailloutis épars peuvent masquer. Les sédiments mêmes, déposés dans des milieux proches de régions agitées renfermant essentiellement des fossiles brisés, ne se prêtent pas à une étude aisée.

Un parcours a été effectué d'W en E, depuis le sommet Fourka jusqu'aux abords de Vro-viana. Les pentes orientales du sommet Fourka proprement dit montrent la succession des divisions a et b du segment 1, répétées à l'E par une faille (portée sur la fig. 12). Par la suite, à l'E de cette faille, une nouvelle répétition tectonique, plus cryptique, impose la description de deux segments distincts pour ce qui concerne les calcaires eux-mêmes et d'un troisième segment pour ce qui est de la transition des calcaires à la base du Flysch (coupes GFA-GVE, situées fig. 12).

Description de la coupe (fig. 21)

- Segment 1

- a : 10 m. Calcaires sombres à Rudistes ou leurs débris : bimicrites wackestone-packstone. *A. conica*, *M. apeminiaca* et *Reticulinella* sp. caractérisent la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur").
- b : 10 m. Calcaires clairs à Dasycladacées, à niveaux bréchiqes (extraclastes hétérogènes, en partie sénoniens, débris de *Microcodium*, biomicrorites fenestrées). "*Pseudo-chrysalidina*" et des *Orthophragmines* indiquent un âge paléocène (supérieur, au moins dans la deuxième moitié).

- c : 2 m. Calcaires à plancton. Biomicrites wackestone. Globigerinidés et *Globorotalia* anguleuses qui n'ont pu être dégagés. Paléocène ou Eocène inférieur.
- d : 70 m. Calcaires clairs, bioclastiques. Biomicrites (rares biosparites) à petits "intraclastes" (micrite à plancton paléocène ou éocène). Dès la base, grands Foraminifères (Orthophragmines, Alvéolines, Nummulites, *Orbitolites*) toujours extrêmement brisés et rare plancton. Age : éocène inférieur, probablement.
- e : 20 m. Calcaires sombres en petits bancs. Micrites mudstone à rares Globigérinidés. Age : éocène inférieur ou moyen.
- f : 40 m. Calcaires clairs (sparites, première moitié) puis sombres (micrites), riches en grands Foraminifères peu brisés. Grandes Nummulites abondantes, *Fabiania cassis*. Le plancton n'est plus associé au benthos mais peut apparaître seul en quelques minces niveaux. Age : éocène moyen.

- Segment 2

Sans qu'ait été discernée la nature de la discontinuité, le Crétacé apparaît de nouveau, au passage d'une grande doline. On observe :

- a : Quelques m. Calcaires (micrites) à Dasycladacées. Un banc renferme d'abondantes *Rhapydionina liburnica* et "*Broeckinella* cf. *arabica*", bien caractéristiques malgré la recristallisation des tests. Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur").
- b : 5 m. Calcaires sombres (micrites) à plancton et débris d'Orthophragmines. Age : paléocène (supérieur) ou éocène inférieur.
- c : 50 m. Calcaires clairs en gros bancs. Intra et biomicrites. La constante abondance des Madrépores, ordinairement petits mais formant parfois des boules de dimensions décimétriques, est caractéristique. Les bioclastes (Corallinacées, Dasycladacées, Bryozoaires, Gastéropodes et plus rares Orthophragmines) flottent dans une matrice ordinairement micritique qui recèle de rares Globigerinidés. Quelques Nummulites situées à la base de la division permettent de l'attribuer à l'Eocène. Curieusement pourtant, aucune des Alvéolines présentes dans plusieurs niveaux n'est attribuable au genre *Alveolina* s.s. : ce sont toutes des Glomalvéolines dont plusieurs semblent se rapprocher de *G. lepidula*. Age : éocène inférieur (ou moyen ?).
- d : 30 m. Calcaires sombres en petits bancs. Micrites ou biomicrites mudstone à très fins débris d'organismes et rare plancton.
- e : 25 m. Calcaires clairs bioclastiques. Biomicrites. Alvéolines allongées, Orthophragmines, Nummulites, *F. cassis*, rare plancton. Age : éocène moyen.
- f : 15 m. Calcaires sombres en petits bancs. Echinodermes parfois.
- g : 10 m. Calcaires clairs à Nummulites et Orthophragmines.
- h : 5 m. Calcaires carriés par des *Microcodium*.
- i : Calcaires à Nummulites.

L'affleurement devient à ce niveau (environs de Vroviana) de très mauvaise qualité et oblige à interrompre la description. Le passage des calcaires au Flysch a été observé plus au S.

- Segment 3 (GVE, située fig. 12).

La route joignant Topoliana à Vélaora circule près de la limite des calcaires et du flysch ; on peut observer plusieurs fois :

- a : Sommet de la série carbonatée (environ 5 m observés) constitué de calcaires (biomicrites wackestone-packstone), riches en Corallinacées, Orthophragmines, *Grzybowskiia* sp. et *Pellatispira madaraszii*. Le plancton, rare dans les bancs inférieurs, devient abondant au sommet. Age : éocène supérieur.

- b : Pérites bleutées, riches en plancton, intercalées à leur base d'un banc calcaire où le plancton dominant est associé à des Orthophragmines. Plusieurs lavages des pérites montrent l'absence de *Globorotalia cerroazulensis* s.l.

Interprétation

La série décrite est redoublée par un accident dont la nature ne peut pas être précisée. Le défaut d'observations latérales ne permet pas d'affirmer qu'il s'agit d'un accident tangentiel parallèle à la stratification bien que l'hypothèse demeure vraisemblable.

On manque par ailleurs de données positives certaines sur l'âge des sédiments attribués à l'Eocène inférieur. Les tests très brisés du segment 1 (division d) ne se prêtent pas à des déterminations et le segment 2 n'a pas été l'objet de toute l'attention nécessaire : je ne savais pas alors reconnaître les "*B. cf. arabica*" dans les faciès fortement recristallisés si bien que, apparemment compris "normalement" entre des couches à *Fabiana* la division c du segment 2 paraissait en principe aisément attribuable à l'Eocène moyen. On admettra donc l'âge éocène inférieur de la division d du segment 1 et de la division c du segment 2, non sans souligner qu'il ne s'agit pas d'une donnée, mais d'une simple supposition vraisemblable.

Dans ces conditions, les segments 1 et 2 sont assez comparables :

- le Paléocène supérieur (ou Eocène inférieur ?), traduisant des influences planctoniques, repose directement sur le Sénonien (Cs B 5, segment 1) ou le Maastrichtien (Cs B 7, segment 2) ;
- l'Eocène inférieur (?) relativement épais témoigne de milieux subtidaux où l'hydrodynamisme demeurerait faible (micrites mudstone ou wackestone) à modéré (micrites wackestone packstone à bioclastes), pourtant proches de milieux récifaux (tests brisés, Madrépores) et ouverts sur le large (passées riches en plancton, plancton à l'état dispersé dans maints niveaux) ;
- l'Eocène moyen témoigne de conditions moins "récifales" dans l'ensemble (encore que les sparites de la division f, segment 1 témoignent d'une agitation notable), bien que les influences du large demeurent sensibles. Une émigration passagère est trahie par les bancs portés par les *Microcodium* (division h, segment 2).

8) L'EOCENE DU REBORD NW DU MASSIF

De bonnes observations peuvent être effectuées au S. du village de Xirokambos, au point où la route venant d'Arta, après avoir traversé la lame calcaire frontale du Massif pénètre dans la bande de flysch où est installé le village. On observe, sur les deux côtés de la route (coupe GEC, située fig. 12, encadré de l'angle supérieur droit) :

Description de la coupe (fig. 23)

- a : Quelques m. Calcaires gris-foncé, à stratification indiscernable. Micrite fenestrée à *Aeolisaccus* et *Cuneolina* sp. Age : crétacé supérieur.
- b : 1 m. Calcaires clairs à lithoclastes sombres (calcaire sénonien à *Murgella lata*, en particulier). Biomicrites wackestone à plancton, *Globorotalia pseudomenardi* et *Gr. velascoensis*, très probables (observés en sections), datent le Paléocène supérieur.
- c : 15 m. Calcaires clairs (biomicrites wackestone) à Globigérines et *Globorotalia* épineuses, à passées d'éléments anguleux sénoniens, et gros silex rouges. *Gr. velascoensis* (douteuse) pourrait indiquer encore le Paléocène supérieur ou l'Eocène inférieur vers le sommet de la division.
- d : 6 m. Calcaires clairs (biomicrites wackestone), parfois bréchiques (extraclastes sénoniens), à Globigerinidés à test épais et Hantkenines de l'Eocène moyen ou supérieur (aucune section de *Gr. cerroazulensis* n'a été observée).

- e : 6 m. Pélites bleutées, représentant la base du Flysch. Ces pélites reposent sur les calcaires par l'intermédiaire d'une surface irrégulière, corrodée et parfois encroûtée de produits ferrugineux ; elles renferment des galets calcaires (sénoniens ? et éocènes).
- f : Flysch grésopélimitique renfermant encore des galets calcaires.

Interprétation

La forme du contact séparant les calcaires sénoniens des couches bréchiques du Paléocène supérieur n'est pas clairement discernable. Une lacune (importante ?) lui correspond probablement ; en tout état de cause, les remaniements impliquent que des affleurements sénoniens vifs (émergés ?) devaient exister alentours depuis le Paléocène supérieur jusqu'à l'Eocène moyen, au moins.

L'allure de la surface sur laquelle reposent les pélites de la base du Flysch indique cependant un ravinement, probablement responsable de l'ablation d'une partie de la série calcaire (l'Eocène supérieur paraît absent).

Il reste que les influences pélagiques exclusives, soulignées par la présence de silex caractérisent une série, qu'en négligeant le contexte, on pourrait qualifier de ionienne.

9) L'EOCENE SUPERIEUR A LA POINTE SEPTENTRIONALE DU MASSIF

Au NE de Xirokambos, la route traverse un petit synclinal marqué par les couches éocènes et le Flysch. La source Kanalia, proche de Kraniës, lui correspond. On observe, à la source même (coupe GHC, située fig. 12, encadré de l'angle supérieur droit) :

Description de la coupe (fig. 23)

- a : 1 m. Calcaires en bancs moyens (30-40 cm) à lithoclastes (extraclastes : Sénonien à *Cuneolina*), très riches en grands Foraminifères (Nummulites, Orthophragmines) et plancton.
Grzybowskia sp. et *Globorotalia cerroazulensis* s.l. (probablement *Gr. cocoaensis*) datent l'Eocène supérieur.
- b : 2 m. Calcaires en bancs minces (5-10 cm) renfermant soit des faunes benthoniques (Nummulites, Orthophragmines, *Chapmanina gassinensis*, *Grzybowskia* sp.) soit des faunes planctoniques (Globigerinidés, *Gr. cocoaensis*, Hantkénines). Les biomicrites packstone à faune benthique renferment des débris d'Alvéolines et des nodules de micrite à plancton (d'âge éocène moyen ?).
- c : 2 m. Bancs minces (d'ordre centimétrique) riches en faunes planctoniques (*Gr. cocoaensis*), singularisés par la présence de nombreux petits silex noirs aplatis selon la stratification.
- d : Pélites bleues, de la base du Flysch. *Gr. cerroazulensis* s.l. ne s'y trouve pas.

Interprétation

Les influences pélagiques (soulignées par les silex) et benthoniques se balancent dans ces calcaires bien datés de l'Eocène supérieur.

Des débris de calcaires sénoniens rappellent l'existence d'affleurements de roches crétacées encore libres de toute couverture ; le remaniement d'éléments éocènes indique que les variations du milieu sont liées à des mouvements du fond susceptibles d'entraîner la destruction de roches éocènes déjà lithifiées.

Le passage des calcaires aux pélites de la base du Flysch est tranché et ne présente pas de trace de discontinuité. On notera pourtant que dans le même synclinal, à faibles distances de cette coupe, une surface irrégulière parfois encroûtée de produits ferrugineux sépare les calcaires des pélites ; ce qui semble indiquer au moins une interruption de la sédimentation entre le dépôt des deux faciès. On y verra une simple confirmation de l'instabilité des fonds, déjà notée au cours de la sédimentation des calcaires.

10) LE PALEOCENE ET L'EOCENE A L'EXTREMITÉ MERIDIONALE DU MASSIF

La route joignant Triklinos au Pont Tatarnas recoupe le sommet de la série calcaire, à l'Ouest du Mont Fayias. On observe (coupe GHF, située et esquissée fig. 23) :

- a : Des calcaires sénoniens, riches en Rudistes, sur lesquels reposent, sans discordance ni ravinement apparent :
- b : 12 m. Calcaires bréchiqes (lithoclastes hétérogènes : calcaires sénoniens à *A. conica*, *Cuneolina*... ; et de tailles variées : jusqu'au décimètre)
 - à la base : biosparite à Miliolidés et *Miscellanea miscella* du Paléocène (supérieur ?)
 - au sommet : biomicrite à *Fabiania*, *Grzybowskaia* et *Pellatispira madaraszii*, de l'Eocène supérieur.
- c : Des pélites jaunes (au moins 3 m) semblent recouvrir normalement le sommet des calcaires.

On se gardera de tirer de trop précises conclusions d'un affleurement trop succinctement étudié. On peut cependant évoquer ici encore la destruction continue de reliefs créés avant le Paléocène supérieur.

11) LA SERIE DU POINTEMENT CALCAIRE DE PREVENTZA (= VELAORA)

Situé à plus de 10 km au S de l'extrémité méridionale du massif du Gavrovo, le pointement calcaire marqué Preventza sur les cartes et dénommé Velaora par les habitants des lieux ne fait pas partie du Massif. Pourtant, situé dans son axe, il montre des faciès précédemment décrits. On ne saurait donc le considérer autrement que comme un appendice de la grande masse septentrionale (situation fig. 11 - marqué I bis).

J'ai rapidement visité cet affleurement, découvert et porté sur leur carte (Mesolignon, 1/100 000) par les géologues de B. P. (1971). Allongée sur près de 2 km pour près d'1 km de large, cette masse est représentée sur la carte comme constituée entièrement de calcaires crétacés environnés de Flysch. Les calcaires forment actuellement une presqu'île dans le lac de retenue du barrage de Kastraki reliée à la terre ferme par un mince pédoncule.

La plus grande partie du Massif est constituée de calcaires sénoniens à Rudistes (*Dicyclina*, *Pseudocyclamina* cf. *massiliensis*...) dont le plongement vers le S permet d'observer le passage sous les faciès à Orbitoididés du Crétacé (*Orbitoides* sp., *S. calcitrapoides*, *Globotruncana*).

Le flanc occidental, compliqué par des accidents de direction sub-méridienne, montre des bancs calcaires très clairs plongeant vers l'W, riches en faunes planctoniques, où l'on peut distinguer :

- des niveaux d'âge probablement paléocène-éocène inférieur (*Globigerines* et *Globorotalia* épineuses), renfermant des débris calcaires riches en plancton (faunes sensiblement de même âge que le liant, ou faune à *Globotruncana*) ;
- des niveaux d'âge éocène inférieur ou moyen (*Globorotalia* du type de *Gr. bulbrookii* ou *Gr. densa*) ;
- des niveaux d'âge éocène moyen (ou supérieur ?) à Globigerinidés à test épais et Hantkénines.

Je n'ai pas observé le contact du Flysch sur les calcaires.

Signification

La série évoque précisément celle que l'on peut reconstituer sur le périclinal N du Massif du Gavrovo. Le Sénonien de type "plate-forme interne" fait place à des faciès de type "barrière" au Crétacé terminal, puis franchement pélagiques au cours du Paléocène (?) - Eocène.

Son importance est considérable dans la mesure où elle permet d'exclure que les différenciations observables au N du Massif du Gavrovo soient strictement l'effet d'un éventuel "ensellement" septentrional de la zone. On sera donc fondé à envisager l'organisation des faciès selon une logique "longitudinale" qui n'eut pas été légitime en l'absence de cette observation.

12) LES AFFLEUREMENTS TEMOIGNANT DE L'INSTALLATION DU FLYSCH

L'installation progressive du Flysch est ordinairement marquée par l'existence, à sa base, de plusieurs mètres de pélites, bleues ou jaunes, habituellement riches en faunes planctoniques. On peut cependant distinguer trois types de contacts entre les calcaires et le Flysch :

- Les pélites reposent normalement sur les calcaires (d'âge éocène supérieur) et sont intercalées à leur base d'au moins un banc calcaire. Ce type marque un passage continu du calcaire au Flysch et supporte la notion de "couches de passage".

- Les pélites reposent sur des calcaires d'âge éocène supérieur (soit à peuplement planctonique exclusif soit à peuplement mixte) mais ne sont pas intercalées de calcaire. On est alors fondé à soupçonner une discontinuité de sédimentation, soulignée parfois (GEC, GHC et alentours) par une surface de ravinement.

- Le Flysch grésopélitique repose directement sur les calcaires crétacés. Ce type n'est pas rare dans le Massif ; les cartes disponibles l'indiquent et la coupe de Kattavothra (IGRS-IFP, 1966, p. 127) le met en évidence. En cette localité, il semble que les pélites existent à la base du Flysch. Ce n'est pas toujours le cas ; ainsi à l'extrémité SW du Massif, près de Pétrona, le Flysch grésopélitique repose directement en discordance angulaire sur les calcaires crétacés (voir photographie *in* Richter et Mariolakos, 1973a, fig. 11).

L'âge de la base du Flysch fera l'objet d'une discussion d'ensemble, nécessitant d'autres observations. Pour ce qui concerne le Massif, je n'ai pas entrepris la détermination détaillée des faunes planctoniques, abondantes pourtant dans la plupart des lavages (une quinzaine) effectués. Je n'ai en effet observé aucun des co-marqueurs de la zone à *Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerina micra*, en l'absence desquels il est vain -pour la question qui nous occupe- de tenter de déterminer précisément les *Globigerina* (*Gg. cf. ampliapertura*, *Gg. cf. tripartita*, *Gg. cf. gortanii*, cette dernière très rare) et les *Globorotalia* (*Gr. cf. increbescens*...) observées, dont la répartition s'étale de part et d'autre de la limite éocène-oligocène. Je tiens cependant pour très significative l'absence totale constatée de *Gr. cerroazulensis* s.l. et des Hantkénines dans les pélites et je conclurai à l'âge oligocène (basal ?) de la base du Flysch. Il reste qu'on pourra discuter la signification chronostratigraphique de la zonation utilisée et de ses relations avec la zonation fondée sur les Foraminifères benthoniques ; on s'y emploiera plus loin (début de la cinquième partie).

C) RECAPITULATION

Les données de l'analyse précédente, établies au long de coupes dont il était difficile de rompre la continuité sont susceptibles d'être rangées en un cadre stratigraphique d'accès plus aisé et nécessaire à la compréhension de l'ordonnement des phénomènes sédimentaires.

1) LE JURASSIQUE TERMINAL-CRÉTACE INFÉRIEUR

Les données de la coupe du Kanala sont pour l'instant uniques et ne sauraient donner lieu ici à amples commentaires.

Les niveaux à *P. lituus* sont cependant reconnus au pied du Mont Alinda (Aubouin, 1959) ; le Crétacé inférieur, reconnu dans la falaise de Megalokhori (IGRS-IFP, 1966) serait en partie dolomitique mais apparemment peu différent de celui du Kanala.

On aura noté l'accumulation de plus de 1 000 m de carbonates, répétant l'alternance de dépôts subtidaux et de dépôts témoignant d'émersions, formés dans des milieux calmes de la plate-forme interne, régulièrement subsidente.

2) LE CENOMANIEN-TURONIEN INFÉRIEUR (zones Cs B 1-2)

Les deux coupes à notre disposition (fig. 16), pourtant relativement proches, ne sont comparables que par la signification d'ensemble des dépôts, témoignant de constantes tendances à l'émersion, soulignées par une relative abondance des brèches intraformationnelles. On peut apparemment dégager les mêmes tendances dans le N du Massif, où furent signalées (IGRS-IFP, 1966, p.60) diverses localités où affleure un "calcaire bréchiq. rosé" d'âge vraisemblablement albien-cénomarien et décrivent (p. 100, Katavothra) des "calcaires lités et bancs de dolomie" datés par "Praesorites" (il s'agit très vraisemblablement de *B. balcanica*).

Il reste que, aux différences de détail près, les sédiments des zones Cs B 1-2 signalent qu'une rupture du fragile équilibre précédent s'est produite, provoquant l'accentuation des tendances émerives, jusque là passagères. Les conséquences en seront cependant limitées puisque la subsidence se poursuivra et que la sédimentation gardera encore longtemps son caractère néritique. Le domaine de sédimentation demeure dans le cadre de la "plate-forme interne".

3) LE TURONIEN-SENONIEN p.p. (zones Cs B 3 à Cs B 5)

Les documents réunis sur cette période sont pauvres, en l'absence de coupes continues permettant d'observer les transitions au Cénomarien et au Crétacé terminal. Les fragments de la série connue s'organisent ainsi :

- une partie de la zone Cs B 3 ("Turonien-Sénonien p.p.") est connue par des calcaires à Rudistes déposés en milieu subtidal parfois agité. On n'en connaît que ce qui apparaît dans la partie supérieure de la coupe GHE (fig. 16, à droite), c'est-à-dire environ 150 m ; ce qui correspond à un minimum, probablement sans rapport avec l'épaisseur totale des sédiments déposés pendant cet intervalle ;

- la zone Cs B 4 ("Santonien supérieur") n'est reconnue qu'à son sommet (GHD, fig. 18) ;

- la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur") est mieux connue (GHD). Elle correspond à plus de 150 m de calcaires à Rudistes et leurs débris, déposés en milieu subtidal calme. On remarque dès cette zone l'apparition des "faciès d'émersion".

Le Turonien-Sénonien p.p. correspond donc, pour ce qu'on en connaît, à des dépôts de milieux marins subtidaux de la plate-forme interne. On a toutes raisons de penser que ces mêmes caractères sont ceux de la totalité de la série, comme on l'a vu en quelques points où le substratum de la série tertiaire est évoqué (GEC, GFA 1...).

4) LE SENONIEN TERMINAL-MAASTRICHTIEN (zones Cs B 6-7)

Les affleurements du Crétacé terminal sont relativement peu nombreux en raison des érosions postérieures. On peut rapporter ceux qui sont connus à trois types.

- Faciès à Orbitoïdés

On l'a observé sur le périclinal N du Massif (GHA, GHB) et dans le petit massif méridional de Preventza ; il est par ailleurs cité en divers points du Massif par IGRS-IFP.

Les deux coupes décrites sont complémentaires et montrent que s'il peut correspondre au Maastrichtien élevé (GHB), le "niveau à Orbitoïdes" peut être attribué pour partie au "Campanien-Maastrichtien". Sa puissance pourrait être d'une centaine de mètres.

Les sédiments observés sont franchement marins, subtidaux, déposés en milieux peu agités, ouverts sur le large (plancton), cependant proches de domaines récifaux soumis à l'action destructrice des éléments. On les attribuera au bord "externe" de la plate-forme.

- Faciès récifal .

Les géologues de IGRS-IFP semblent l'avoir identifié "à l'W de l'Ithamos" par la présence de Polypiers, Algues, Bryozoaires cimentés par de la calcite cristalline.

- Faciès d'émerision

Ces faciès sont développés à l'angle SE du Massif (Fayias, GHD) et existent sur son flanc oriental (GFA 2). Ils peuvent apparaître dès le sommet de la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur") mais correspondent pour l'essentiel aux zones Cs B 6 et 7 ("Campanien ?-Maastrichtien"). Ils sont bien développés au-dessus des faciès sénoniens de "plate-forme interne" (GHD) mais gagnent vers la fin du Crétacé le domaine bordier à Orbitoïdes (GHA).

On a tenté sur la figure 22, en s'inspirant des schémas classiques de répartition des faciès de plates-formes, de réunir les données disponibles. On n'éprouve pas de difficulté à distinguer les domaines correspondant aux principaux faciès, entre lesquels pourrait s'insinuer une bande de faciès récifaux passant par les sommets Ithamos et Gavrovo. Le schéma de corrélations joint, fondé en partie sur des bases objectives (dans la mesure où l'on admet le synchronisme des zones Cs B 6-7 et du "niveau à Orbitoïdes") comporte en outre une figuration symbolique de la migration "vers l'intérieur" de la barrière récifale envisagée dans la conclusion suivante. On ignore évidemment tout du détail de la relation entre faciès récifaux et faciès d'émerision.

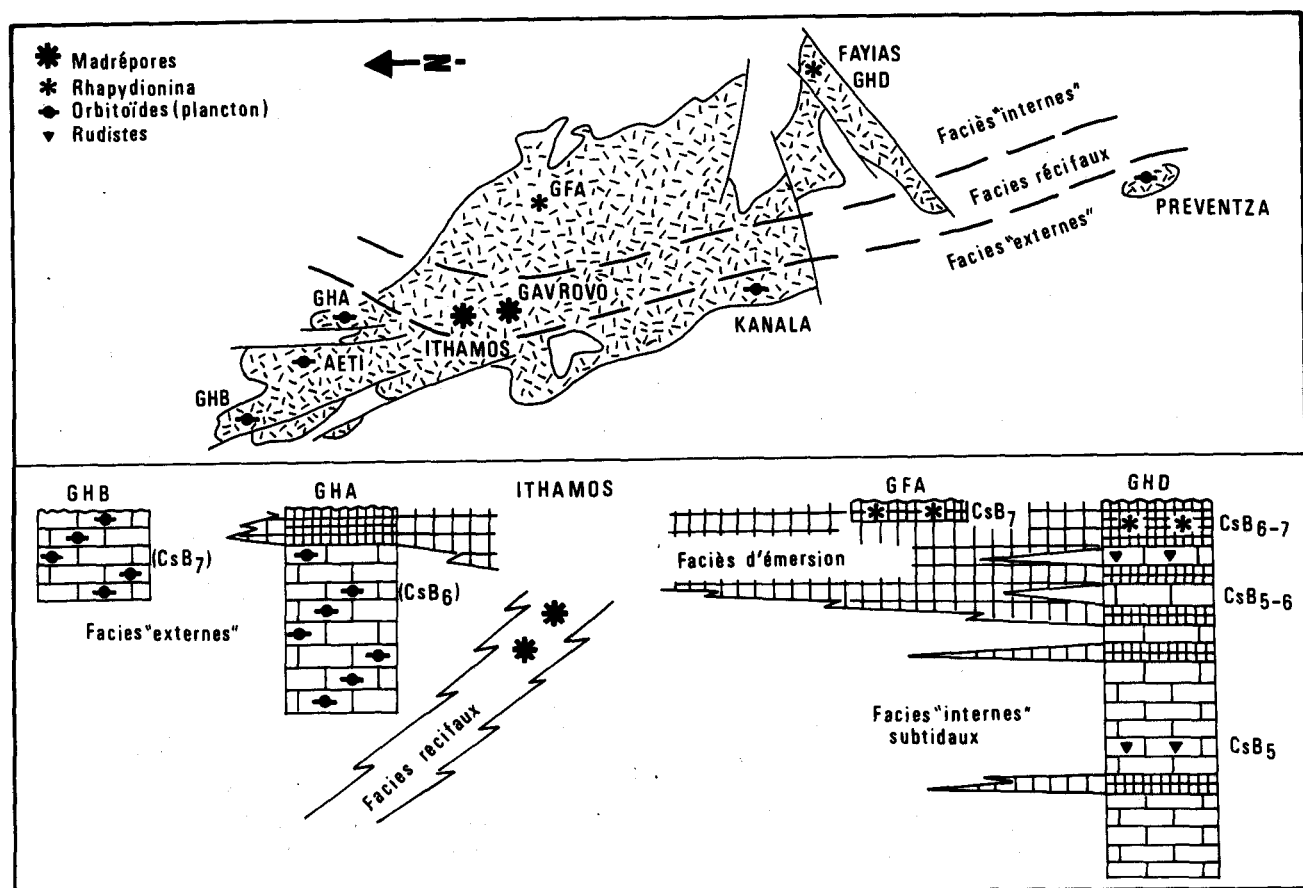


Fig. 22. - Essai sur la répartition des conditions de sédimentation au cours du Maastrichtien dans la région des massifs du Gavrovo et de Preventza (d'après des informations précédemment rapportées et quelques données dues à IGRS-IFP, 1966). En bas, schéma de corrélation entre les divers types de sédiments (voir le texte).

Conclusion

La dualité des faciès -que l'on peut admettre avoir été séparés par ceux de la barrière récifale- et leurs intrications finales suggèrent plusieurs réflexions.

- L'apparition des faciès "externes" sur un domaine jusqu'alors attribuable à la partie "interne" de la plate-forme implique une migration de la barrière récifale bordière vers l'intérieur de la plate-forme, soit une diminution de la surface du domaine strictement néritique ; tendance qui peut être traduite en terme de "transgression".

- L'apparition progressive puis la prépondérance des faciès d'émersion dans la partie interne de la plate-forme puis finalement leur expansion sur tout l'ensemble implique au contraire une tendance "régressive".

- Les deux mouvements, apparemment de sens opposé sont pourtant -au moins en partie- synchrones et il y aura tout lieu de leur rechercher une cause commune. Leur existence et leur date d'initiation sont sans doute attestées par le développement de brèches carbonatées dans le "Sénonien supérieur" de la zone Ionienne.

5) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Plusieurs événements se produisent au cours de cette période, dont l'effet cumulatif peut conduire -à la limite- à la discordance locale du flysch oligocène sur divers niveaux du Crétacé. La figure 23 reprend les observations effectuées sur diverses coupes précédemment présentées. On notera qu'au regard des conditions extrêmement changeantes qui sont décelées, le nombre d'affleurements observés reste faible ; ils semblent cependant suffire à illustrer les grands traits de l'histoire du Massif.

a) Le passage du Crétacé au Paléocène

Les possibilités d'un passage continu du Crétacé au Paléocène sont manifestement très réduites. Seules les coupes où le Maastrichtien est daté ou vraisemblable sont à envisager :

- la coupe GHB, où le Maastrichtien est franchement daté dans le "niveau à Orbitoïdes", montre le recouvrement de celui-ci par l'Eocène moyen ;

- la coupe GHA, où le "niveau à Orbitoïdes", non certainement daté du Maastrichtien, est recouvert par le Paléocène supérieur, laisse peu de place (moins de 10 m) au développement du (Maastrichtien élevé ?)-Paléocène inférieur et moyen. Un doute peut subsister cependant, à la faveur du faciès peu favorable aux datations ;

- la coupe GFA (2) témoigne d'une nette discontinuité entre les faciès d'émersion à *Rhapydionina* et les faciès planctoniques du Paléocène-Eocène inférieur ;

- la coupe GHD peut être considérée comme douteuse de ce point de vue puisque l'on n'a pas pu choisir entre les zones Cs B 6 et Cs B 7 dans les derniers niveaux crétacés datés. Les quelques m sommitaux de faciès d'émersion recouverts par l'Eocène moyen pourraient donc éventuellement appartenir au Paléocène.

On s'abstiendra pour l'instant, en l'absence de tout élément de certitude, de conclure sur ce point.

b) Le Paléocène

Tous les dépôts datés du Paléocène appartiennent au Paléocène supérieur. Ils reposent sur divers niveaux, soit éventuellement le Paléocène "inférieur" (GHA, très douteux, voir ci-dessus), soit le Maastrichtien (faciès à Orbitoïdes ou faciès d'émersion), soit plus fréquemment sur le Sénonien. Ils sont en outre caractérisés par des faciès franchement différents de ceux qu'ils recouvrent, soit riches en faunes planctoniques (GEC - GFA 2, Pre-ventza) soit riches en éléments crétacés remaniés (GFA 1, GHF).

On est donc fondé à situer avant le Paléocène supérieur et après le Maastrichtien (ou, en toute rigueur, à l'intérieur de la période comprenant le Maastrichtien et le Paléocène) un bouleversement considérable de l'organisation de la plate-forme, responsable de la discordance du Paléocène supérieur sur les formations précédentes et du développement des passées planctoniques sur la plus grande partie du Massif.

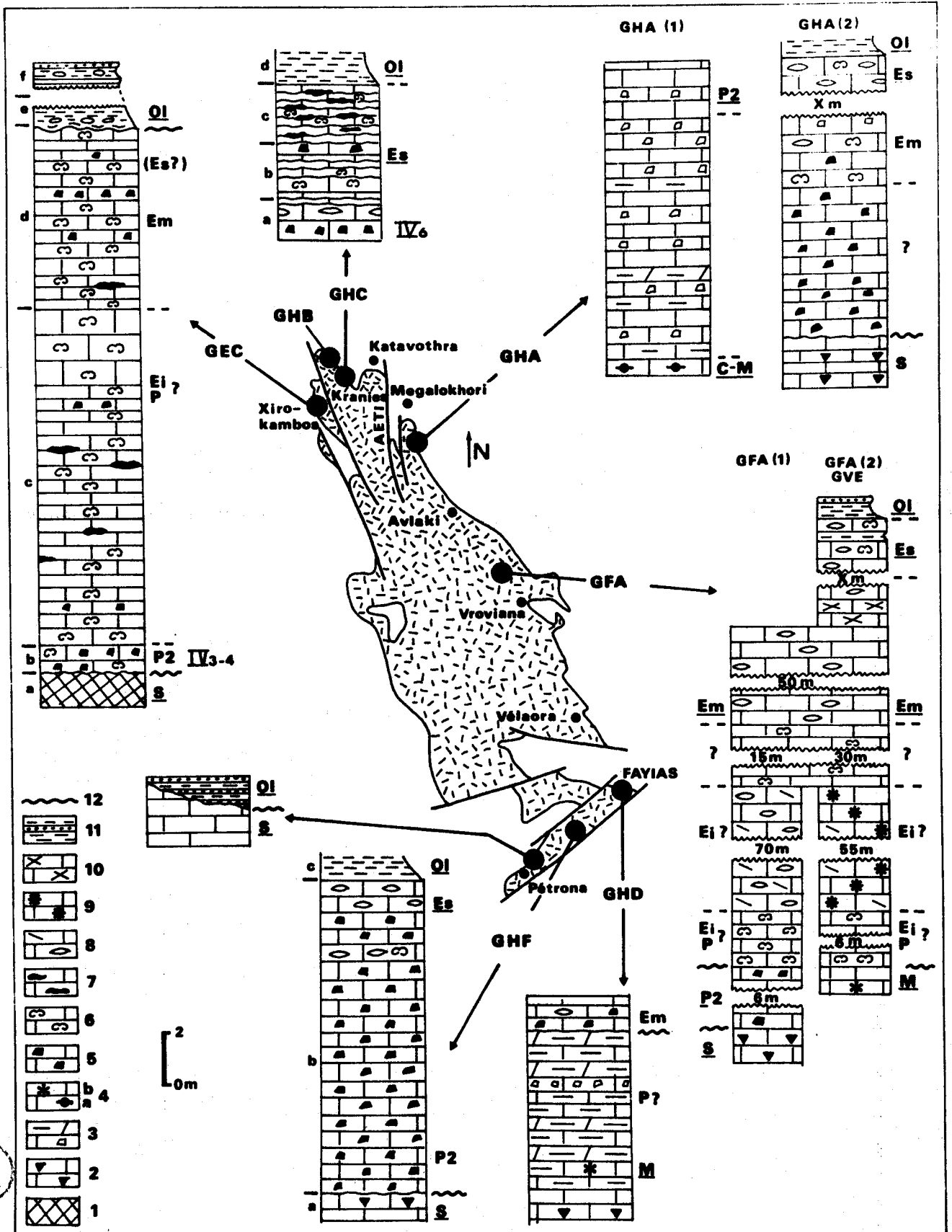


Fig. 23. -

c) L'Eocène inférieur

On possède peu d'informations sur cette période qui voit vraisemblablement d'abord se poursuivre les conditions initiées au Paléocène, puis un retour à une sédimentation plus néritique, dans une ambiance récifale cependant (GFA).

d) L'Eocène moyen

Les sédiments de cette période gagnent sur le domaine précédemment émergé : on les observe en plusieurs points directement sur le substratum crétacé, en des faciès variés où voisinent faunes planctoniques et benthoniques.

Un épisode d'émersion se produit, marqué par le développement des *Microcodium* (GFA 2), qui doit être mis en relation avec des phénomènes de même ordre produits à la même époque dans l'ensemble de la zone (bauxites...).

e) L'Eocène supérieur

Presque partout reconnus, les dépôts de cette période sont comparables aux précédents.

Conclusion à l'examen des séries carbonatées

Bien que les preuves directes de son âge n'aient pu être apportées, tout concourt à montrer l'importance d'un profond bouleversement d'âge maastrichtien-paléocène, traduit par divers signes :

- discordance d'ensemble du Paléocène supérieur ;
- développement à partir du Paléocène supérieur des passées planctoniques ;
- existence de brèches polygéniques (éléments de Crétacé) à tous niveaux et en divers points du Massif, traduisant l'existence de reliefs rocheux permanents ou entretenus ;
- réduction considérable de la puissance des dépôts ;
- développement localisé de faciès récifaux à Madrépores.

Ces caractères constituent autant de différences avec le type de sédimentation homogène ayant régné pendant la plus grande partie du Crétacé. La morphologie du fond est devenue complexe et variable, la barrière récifale a migré vers ce qui était au Crétacé la plate-forme interne, permettant aux influences du large de pénétrer la plus grande partie du territoire. Enfin et surtout, la subsidence a cessé de se manifester de manière homogène.

On cherchera à interpréter cet ensemble de faits dans un contexte général lorsque les autres régions auront été décrites, mais il paraît clair déjà qu'on ne saurait dissocier ce bouleversement des modifications déjà notées à la fin du Crétacé.

Fig. 23. - Quelques coupes représentatives du Paléocène-Eocène du Massif du Gavrovo. Plusieurs d'entre elles sont représentées par ailleurs en détail (GHA 1-2 ; GFA 1-2 ; GHD), les autres ont été décrites et comportent l'indication des divisions du texte (a, b, c...).

1 : calcaires dépourvus de stratification visible ; 2 : calcaires à Rudistes ; 3 : calcaires et dolomies lités à intraclastes ; 4 : calcaires à Orbitoïdes (a) ou Rhapydionina (b) ; 5 : calcaires à extraclastes ; 6 : calcaires à plancton cénozoïque ; 7 : calcaires à silex ; 8 : calcaires à grands Foraminifères et leurs débris ; 9 : calcaires à Madrépores ; 10 : calcaires à *Microcodium* ; 11 : pélites et grès du Flysch ; 12 : discontinuité sédimentaire certaines ou vraisemblable. Datations - S : Sénonien (antérieur à Cs B 6) ; C-M : Campanien ou Maastrichtien ; M : Maastrichtien ; P : Paléocène (P 2 : Paléocène supérieur) ; Ei, Em, Es : Eocène inférieur, moyen, supérieur ; Ol : Oligocène. La datation est suivie d'un point d'interrogation lorsqu'elle n'est pas certaine, entre parenthèses lorsqu'elle est très douteuse. Des sections figurées sont signalées par une référence chiffrée reportant aux planches photographiques.

6) L'OLIGOCENE

On admettra -sans discussion pour l'instant- (voir Cinquième Partie) que le dépôt des séries détritiques commence avec l'Oligocène. On ne se préoccupera ici que de la base du Flysch et de ses relations avec la série calcaire.

La simple observation des cartes disponibles, comme celle d'affleurements où le Flysch repose en discordance sur les calcaires crétacés, ne permet pas d'interpréter la véritable nature du contact Flysch-calcaires. De telles observations mettent simplement en évidence un -ou plusieurs- événements susceptibles d'avoir provoqué cette discordance, survenu entre le Crétacé et l'Oligocène. L'examen détaillé des séries paléocènes et éocènes est donc indispensable à la compréhension des phénomènes. On a pu constater :

- la discordance d'ensemble des calcaires tertiaires sur le Crétacé (voir en outre IGRS-IFP, 1966, p. 210, fig. 55, coupes 1, 10 et 11) ;
- les remaniements de calcaires crétacés dans tous les niveaux du Paléocène supérieur-Eocène témoignant à toutes époques de reliefs soit permanents, soit entretenus ;
- les remaniements de calcaires d'âge tertiaire au sein même de la série calcaire, témoignant d'une instabilité -modérée?- constante du Massif.

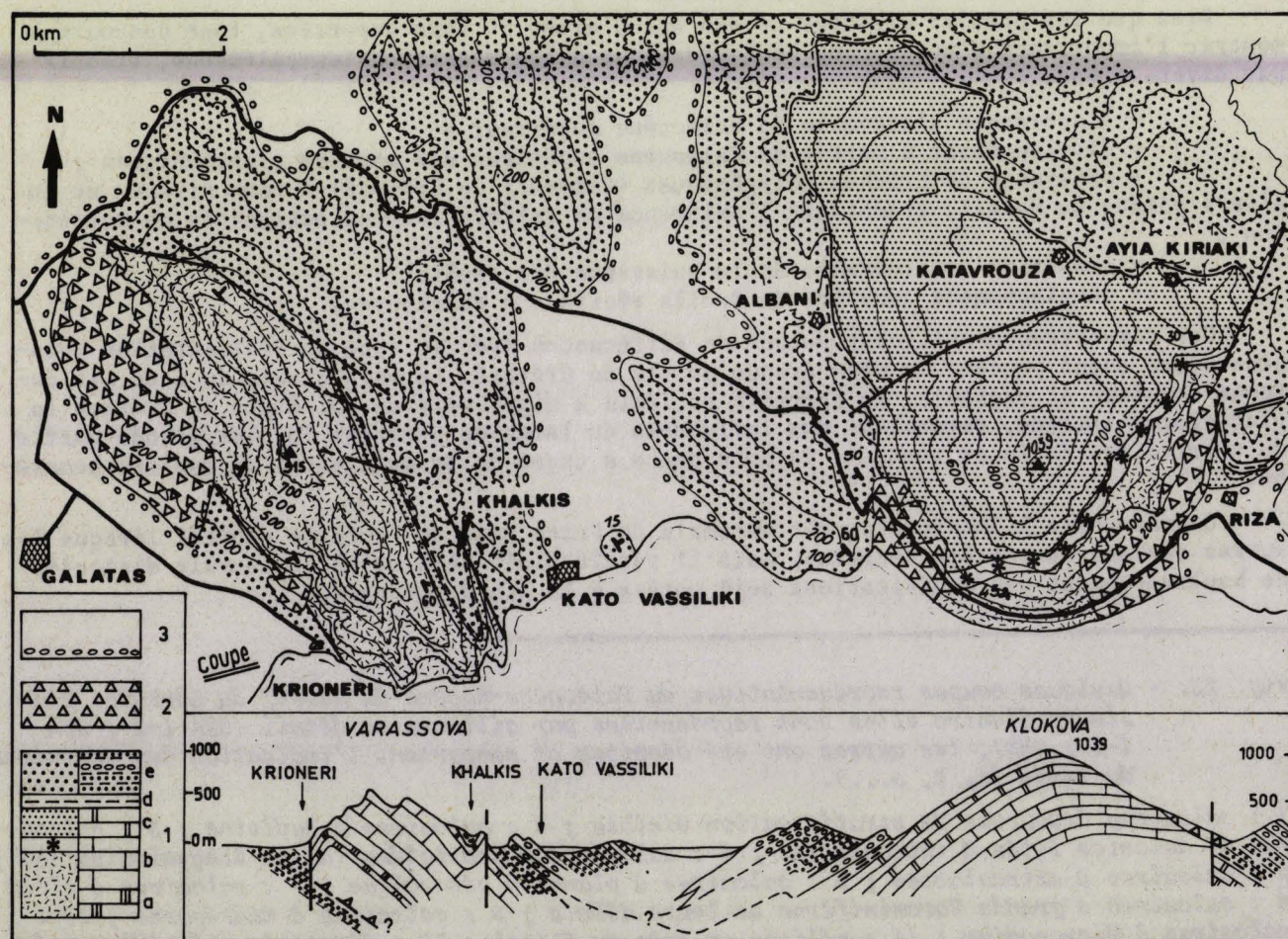


Fig. 24. - Esquisse géologique et coupe structurale des Massifs du Varassova et du Klokova. 1 : carbonates et flysch du Domaine de Gavrovo ; a : Cénomaniens ; b : Turonien à Maastrichtien ; c : Paléocène-Eocène (entre b et c : horizon à R. liburnica) ; d : "couches de passage au flysch" ; e : Flysch à intercalations conglomératiques. 2 : brèches de pentes. 3 : formations récentes des dépressions.

La seule observation susceptible de mettre en cause la continuité de la sédimentation au passage calcaire-Flysch a été rapportée précédemment (coupes GEC et GHC) : il s'agit d'une surface irrégulière, ferrugineuse au-dessus de laquelle les pélites de la base du flysch renferment quelques galets calcaires. Il s'agit d'un phénomène très localisé dans lequel on inclinera à voir -coïncidant avec le moment d'arrivée du Flysch- la trace de l'une des instabilités précédemment évoquées. C'est en tout état de cause un fait isolé, qui ne pèse pas devant la masse des autres faits, selon lesquels les sédiments déposés depuis le Paléocène supérieur ont tous les comportements d'un ensemble discordant unique, transgressant un substratum peu émergé de morphologie complexe. Toute interprétation différente devra faire état d'une discordance du Flysch sur les calcaires d'âge tertiaire.

D) FIGURATIONS SE RAPPORTANT AU MASSIF

ASPECT DU MASSIF

- Aubouin, 1959, pl. XL, 3 : falaise des Aëti.
- Bousquet et Charre, 1970 : nombreuses photographies commentées, dont une vue du Mont Kanala (pl. I B) correspondant à notre figure 13.

DETAIL DES FACIES ET DES MICROORGANISMES

- Jurassique supérieur-Crétacé inférieur

- Aubouin, 1959, pl. XIII, fig. 1 et 2.
- Bernier et Fleury, 1980, pl. I, fig. 2 à 7.
- Bernier, Fleury et Ramalho, 1979, pl. 1, fig. 2 à 7 (*Anchispirocyclina neumannae*) et fig. 9 à 11 (*Pseudoclypeina* aff. *ernogorica*).

- Albien

- Décrouez et Moullade, 1974 : "*Coskinolina*" *bronnimanni* (pl. I, fig. 3 et 10, pl. II, fig. 3, 5 et 10), *Paracoskinolina fleuryi* (pl. IV, fig. 5, 6 et 7), *Naupliella insolita* (pl. IV, fig. 15, 16 et 17).

- Crétacé médian

- Aubouin (1959) : pl. XIV, fig. 1b et 2, pl. XV, fig. 1-2 (Albien ou Cénomaniens plutôt que "Santonien").

- Crétacé terminal

- Aubouin (1959), pl. XVII, ("niveau à Orbitoïdes").

- Eocène

- Aubouin et Neumann (1959) : pl. 1, fig. 5, 6 et 7 ; pl. 2, fig. 5 ; pl. 3, fig. 1, 2 et 3 ; pl. 4, fig. 1 ; pl. 5, fig. 4. Parmi les organismes figurés : *Asterodiscus cuvilieri*, *A. stellatus*, *Discocyclina marthae*, *D. scalaris*, *D. discus* et *Fabiania cassis*.

DANS CE TRAVAIL

- *Pseudocyclamina lituus* : pl. I 19-20, GEA 22, 36 (fig. 15).
- *Ovalveolina reicheli* : pl. I 15 à 18, GEA 86 (fig. 15).
- *Ovalveolina* gr. *maccagnoi* : pl. II 20-21, fig. A 3, 17, GEA 196 (fig. 16) ; pl. II 22 à 29, fig. A 3 18 à 20 (fig. 14, localité D).
- *Chrysalidina* sp. : pl. I 3, GEA 200 (fig. 15).
- *Sellialveolina* gr. *viallii* : pl. II 10 à 12, fig. A 3 1 à 3, GHE 9 (fig. 16).
- *Biplanata peneropliformis* : pl. I 4-5, GHE 9 (fig. 16).
- *Cisalveolina lehneri* : pl. II 6 à 8, GEA 126 (fig. 16).
- *Cisalveolina fallax* : pl. II 1 et 5 ; pl. II 4, GHE 20 (fig. 16).
- *Orbitoïdes* cf. *tissoti* : pl. III 7, GHD 5 (fig. 18).
- *Globorotalia pseudomenardii* : pl. IV 3-4, GEC 2-4 (fig. 23).
- *Globorotalia cerroazulensis* s.l. : pl. IV 6, GHC 1 (fig. 23).

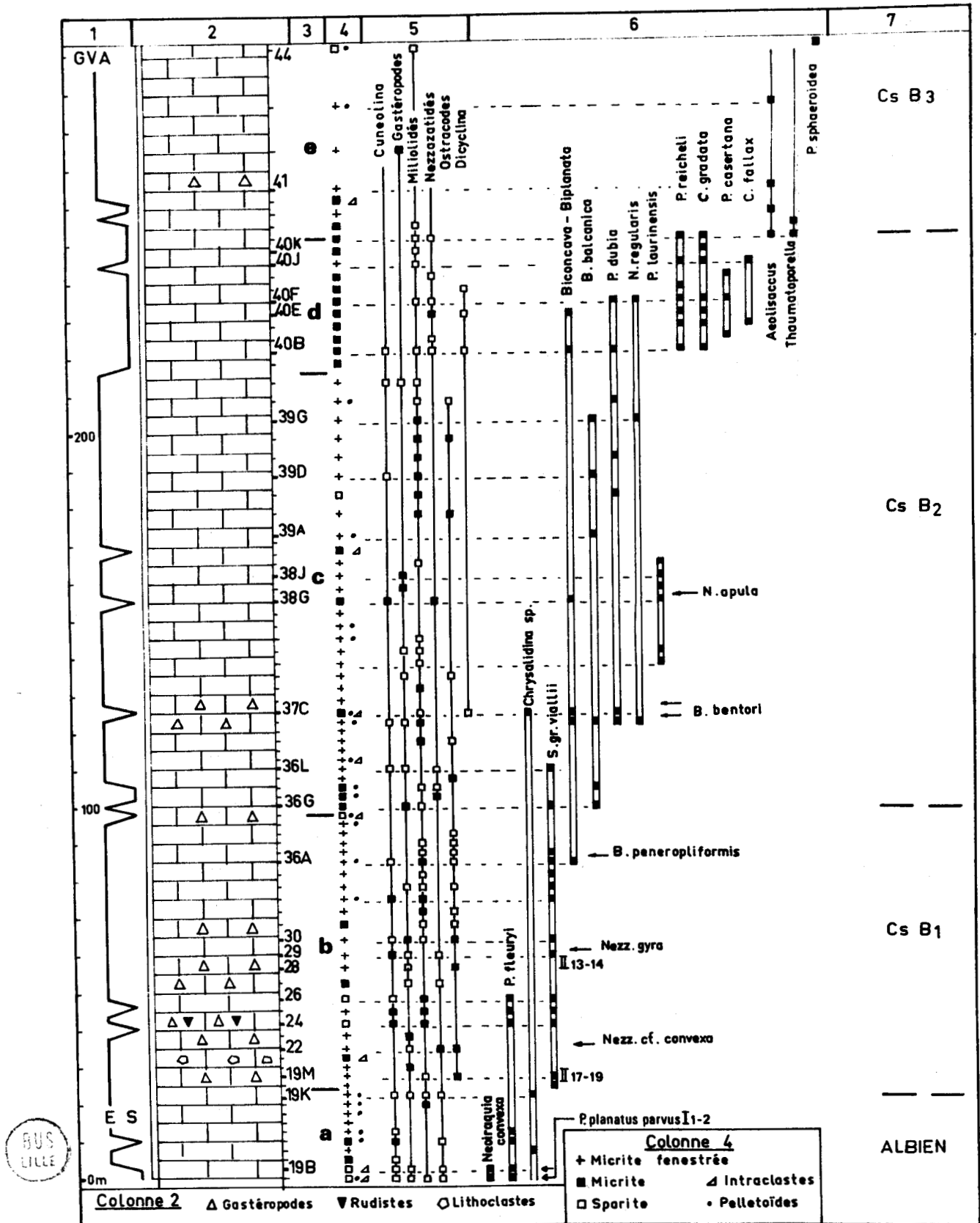


Fig. 25. -

II. - LES MASSIFS DU VARASSOVA ET DU KLOKOVA

A) GENERALITES

Sentinelles postées à l'entrée du Golfe de Patras-Corinthe (situation fig. 11), l'un longé à son pied par la voie ferrée de Messolonghi, l'autre effleuré par la route Messolonghi-Nafpaktos, ces petits massifs sont d'accès aisé et n'ont pas manqué d'être visités par la plupart des géologues intéressés par les zones helléniques externes.

Le Klokova fut cependant seul étudié pendant longtemps. Neumayr (1880) n'y vit que le Crétacé. Philippson (1890b) y reconnut l'Eocène et fit la relation entre ses faciès et ceux du Gavrovo et de Tripolitza.

Longtemps après le passage de de Lapparent (1934), qui signala une bauxite lutétienne, Aubouin devait s'attacher à préciser les caractères de la série. D'abord en compagnie de Brunn et Celet (Aubouin et coll., 1958), puis de Neumann (Aubouin et Neumann, 1959) enfin de Dercourt (Aubouin et Dercourt, 1962), cet auteur en caractérisait les faciès et montrait qu'ils représentent un jalon de la "zone du Gavrovo". Bizon, Dercourt et Neumann (1963) étudiaient la transition des calcaires au Flysch puis Dercourt (1964) présentait une synthèse des connaissances sur l'Eocène du Klokova.

Les géologues de la British Petroleum Company (B. P., 1971) devaient encore en donner une esquisse cartographique. J'ai enfin (Fleury, 1970, 1971) pu recueillir en ces lieux des informations utiles à la compréhension d'affleurements moins favorables observés par la suite, qui ont pu à leur tour être éclairées par d'autres observations. Je reprendrai donc la description des deux massifs dans une perspective élargie.

Ne disposant pas, jusqu'à une époque récente, d'un fond topographique précis, je n'ai pas effectué la cartographie détaillée de ces massifs, qui aurait cependant pu apporter d'utiles précisions à cette étude. Une esquisse d'ensemble est cependant présentée figure 24.

Le Varassova, très escarpé n'a été observé que sur ses flancs. Le Massif correspond à un anticlinal dont le coeur affleure dans les falaises très difficiles d'accès du bord de mer, mais qui peut être approché à la faveur d'une large anfractuosité de la falaise dominant Krioneri. La structure est relativement pincée, les deux flancs sont très redressés et une rupture de la voûte anticlinale pourrait être envisagée. Pourtant rien n'indique sur le terrain une telle rupture et l'on peut observer en suivant le bord de l'affleurement calcaire du côté W, un passage continu du flanc occidental au flanc oriental. La coupe qui sera présentée confirme cette observation ; il n'y a pas d'anomalie dans la répartition des microfaunes. Il reste que la puissance des couches situées entre les zones Cs B 2 et Cs B 4 peut être sujette à caution : les observations sont, dans ces niveaux, difficiles à effectuer, les falaises étant rendues très lisses par l'écoulement des eaux ; l'une d'elles (côte sommitale à la pointe N du Massif) n'a pas été observée. Une partie des mêmes couches affleure cependant au Klokova dans de bien meilleures conditions et confirme que l'estimation des puissances proposées n'est pas exagérée (fig. 58). Le flanc oriental de l'anticlinal, plus facile d'accès, plonge fortement vers l'E et passe à un synclinal aigu (fermé au N par les remparts de l'ancienne Khalkis), limité à l'E par un accident parallèle à l'axe du Massif.

Le style de plissement du Massif est peu habituel dans des calcaires néritiques et tout à fait singulier dans le domaine d'affleurement de la zone de Gavrovo-Tripolitza. On y rechercherait volontiers l'indice d'un front de chevauchement que le cadre régional contribue à rendre plausible. Il reste que l'accident occidental semble subvertical ; je n'ai en particulier jamais observé la superposition des calcaires au Flysch. On abordera cette question par la suite.

Fig. 25. - Analyse des sédiments cénomaniens du Massif du Varassova (GVA). Les organismes figurés sont signalés par la proximité d'une référence chiffrée reportant aux planches photographiques.

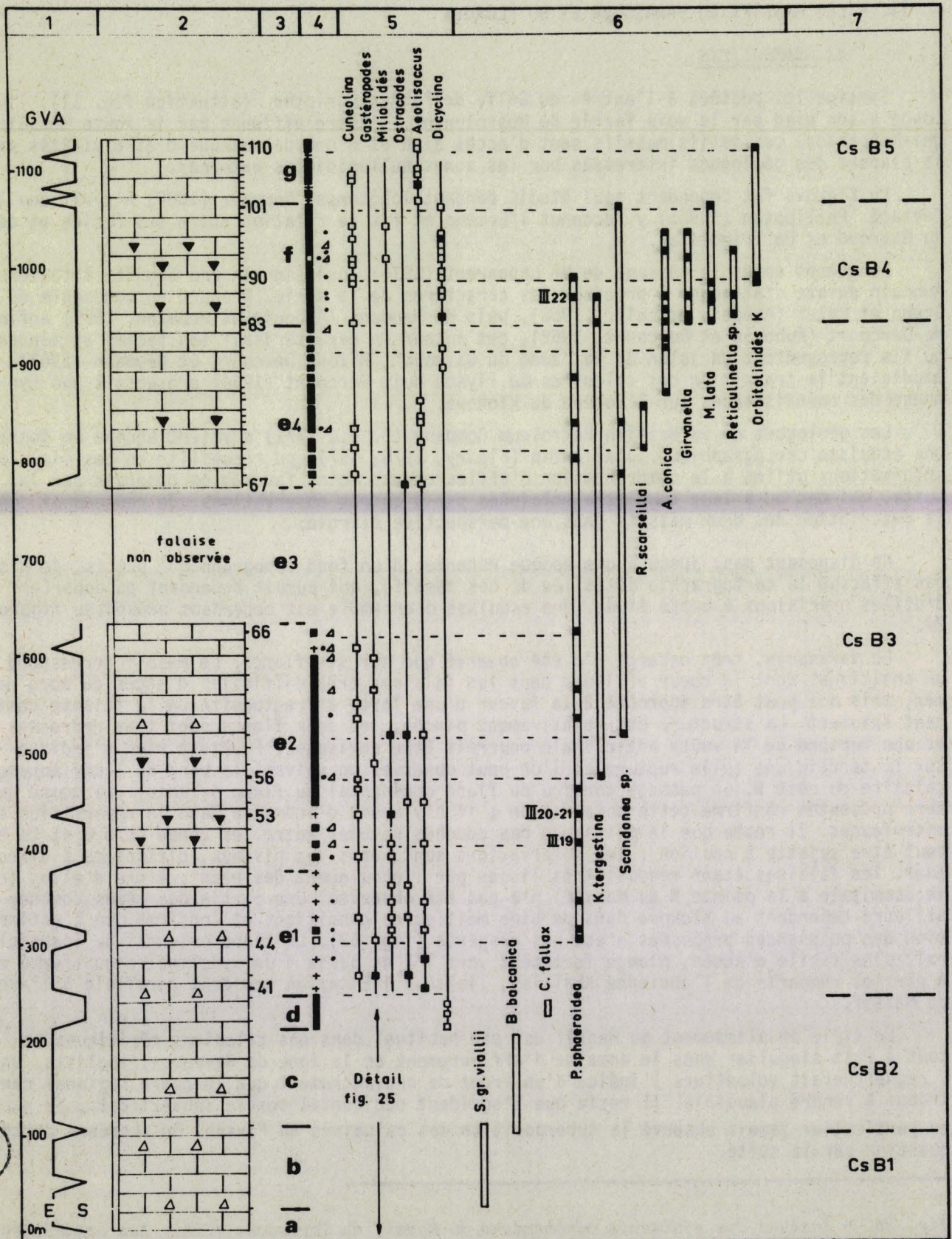


Fig. 26. -

Le Klokova est de structure anticlinale simple, plus conforme au style habituel de la zone. Je n'en ai observé que la moitié méridionale ; l'esquisse cartographique (fig. 24) a été complétée vers le N par une rapide observation de photographies aériennes. La présence des couches de passage au Flysch paraissait constante ; il n'est cependant pas impossible que comme semble l'indiquer la carte de B. P. (1971), des conglomérats du flysch puissent venir directement au contact (en discordance) des calcaires sur le périclinal N. Cette éventualité sera soutenue par des remarques sur le Flysch du Varassova.

B) LA SERIE DU VARASSOVA

1) LE CRETACE SUPERIEUR

La coupe, effectuée dans les conditions précédemment évoquées, débute vers la cote 300, dans la grande anfractuosité de la falaise dominant Krionéri, longe le flanc W du Massif et se termine à l'E de sa terminaison septentrionale.

Description de la coupe (fig. 25 pour les divisions a à d, fig. 26 pour la suite)

- a : 25 m. Calcaires clairs en bancs massifs :
 - à la base : biosparites à intraclastes riches en Orbitolinidés : *Neotraqia convexa* Danilova, *Paracoskinolina fleuryi*, *Orbitolina* ? sp. (détermination D. Décrouez) et rares *Nezzazata simplex* ;
 - dans l'ensemble : biomicrites fenestrées à pelleteïdes, à Dasycladacées (presque totalement absentes par la suite), *Chrysalidina* sp., *Nezzazata* sp. et *Peneroplis planatus parvus*.Age : l'absence de fossiles typiquement cénomaniens, la présence, à la base de la division, de *N. convexa* (attribuée au Vraconnien-Cénomaniens inférieur, partie basale par Bilotte et coll., 1978, p. 51) incitent à admettre l'âge albien terminal de ce terme, qui pourrait cependant être en partie cénomaniens ;
- b : 70 m. Calcaires clairs en bancs massifs riches en Gastéropodes (Nérinées, Actéonelles), exceptionnellement associés à des Rudistes ; rares niveaux bréchiques (intraclastes). Biomicrites fenestrées.
Selliaveolina gr. *viallii*, *P. fleuryi* (à la base), *P. planatus parvus* et *Nezzazata* sp. (*N. cf. convexa*, *N. gyra*) caractérisent la zone Cs B 1 ("cénomaniens inférieur et moyen") ;
- c : 110 m. Calcaires toujours clairs, presque entièrement dépourvus de Gastéropodes. Biomicrites fenestrées, rares biomicrites à pelleteïdes.
Broeckina balcanica, *Pseudorhapydionina dubia*, *P. laurinensis*, *Nummoloculina regularis*, associées à des Nezzazatidés parfois abondants (*N. gyra*, *Biconcava bentori*, *Biplanata peneropliformis*) caractérisent cette division. On note de rares *Nummofallotia apula* et *Lithophyllum shebae* (GVA 37 C et 38 G) dans des faciès subtidiaux.
Age : Cs B 2 ("cénomaniens supérieur-turonien inférieur") ;
- d : 35 m. Calcaires clairs à petits débris de Rudistes. Biomicrites wackestone-packstone.
Cisalveolina fallax, *Pseudolituonella reicheli*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudorhipidionina casertana* y abondent.
Age : Cs B 2 ("cénomaniens supérieur-turonien inférieur") probablement, malgré l'absence du marqueur, *B. balcanica*, d'habitude associé aux microfaunes présentes ;
- e : (700 m). Calcaires beiges, dont la partie médiane n'a pas été observée (fig. 26) ;
- e₁ : 120 m. Micrites fréquemment fenestrées (pelleteïdes). Grands Gastéropodes en quelques passées. Organismes précédents tous disparus alors qu'apparaissent *Pseudocyclanmina sphaeroidea*, de petites "Moncharmontia ?" (bien plus frêles que *M. apenninica* et probablement démunies d'ouvertures multiples), *Aeolisaccus kotori*, *Thaumastoporella*. Age : Cs B 3 ("turonien-sénonien p.p.") ;

Fig. 26. - Analyse des sédiments crétacés du Massif du Varassova (voir légende lithologique de la fig. 25). Les organismes figurés sont signalés par la proximité d'une référence chiffrée reportant aux planches photographiques.

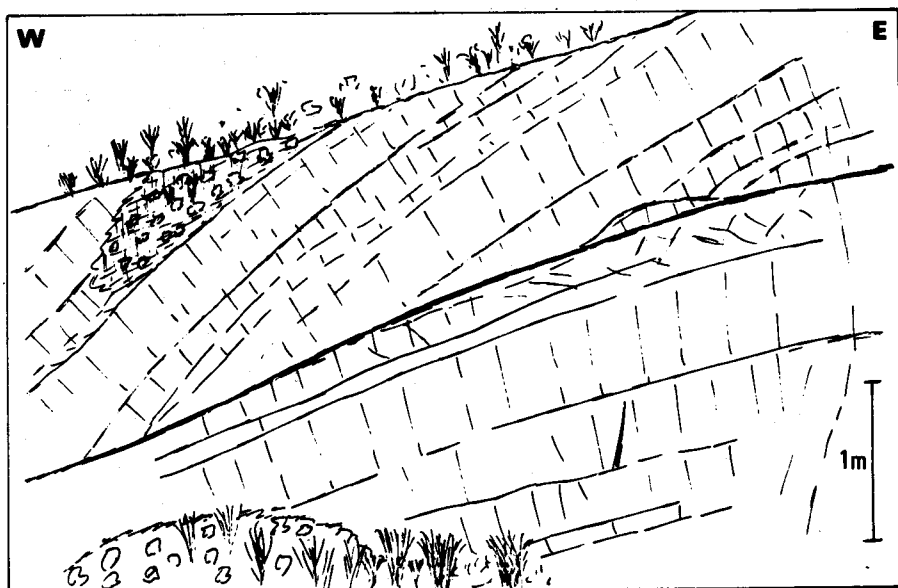


Fig. 27. -
Un accident sub-parallèle à la stratification des carbonates du Massif du Klokoiva (tranchée de la route, localité située en X, fig. 29) ; seul le banc situé sous la discontinuité est parcouru de nombreuses cassures.

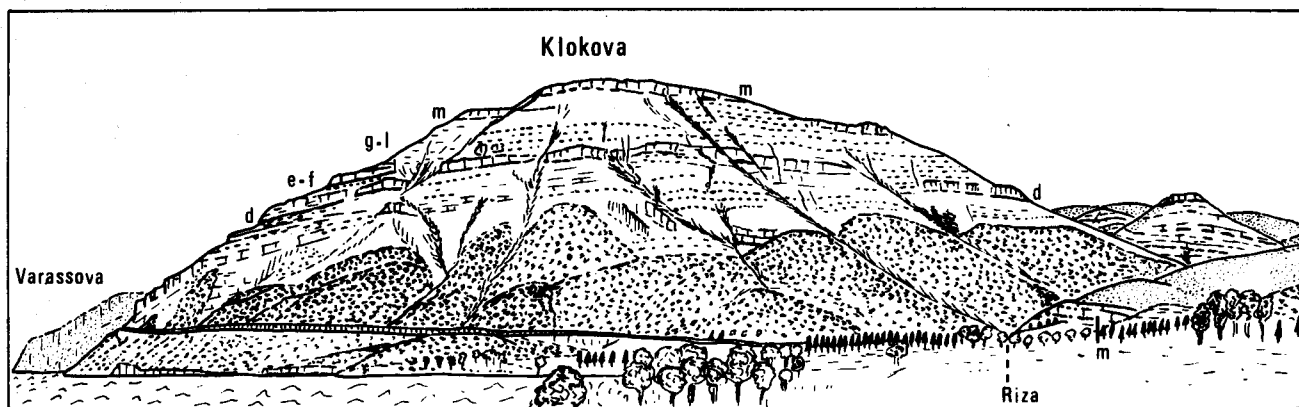


Fig. 28. - Vue du Massif du Klokoiva depuis le SE. Les parties couvertes de végétation correspondent aux brèches cimentées nappant le pied du Massif. Les lettres renvoient aux divisions du texte.

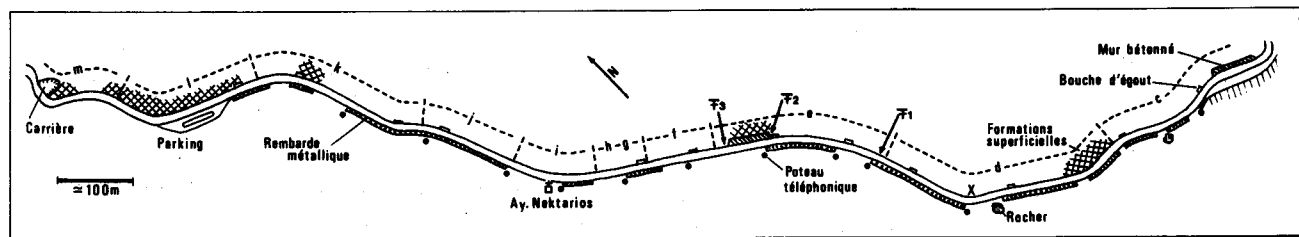


Fig. 29. - Croquis de la route longeant le bord sud-occidental du Massif du Klokoiva et indication des repères matériels. Les sinuosités sont rendues de manière approximative mais les distances sont respectées. Les divisions c à m renvoient au texte.

X : accident sub-parallèle à la stratification (voir fig. 27) ; F 1 : localité à Chubbina ? philippsoni (GKL 401) ; F 2 : localité-type de Murciella klokoivaensis (GKL 76) ; F 3 : localités à Cyclopseudodomia smouti, Raadshoovenia salentina, R. guatemalensis ?, Murciella renzi (GKL 77 et 414).

- e₂ : 250 m. Calcaires parfois riches en Rudistes et leurs débris. Biomicrites wackestone-packstone à intraclastes, parfois à pellesoïdes. Mêmes organismes qu'en e₁. Un niveau à *Keramospaera tergestina* ; apparition de *Scandonea* sp. (probablement *S. samnitica*, mal conservé et rare). Age : Cs B 3 ("turonien-sénonien p.p.") ;
- e₃ : (150 m), non observés : falaise sommitale du Massif ;
- e₄ : 150 m (sur le flanc oriental du Massif, à partir d'une petite forteresse ancienne perchée). Faciès et organismes identiques à e₂. *Accordiella conica* et *Rotorbinella scarsellai* apparaissent. Age : Cs B 3 ("turonien-sénonien p.p." ;
- f : 120 m. Calcaires riches en Rudistes. Biomicrites wackestone-packstone à pellesoïdes. Outre les microorganismes précédents (plus abondants), *Murgella lata*, *Reticulinella* sp., "*Girvanella* S." caractérisent la division. Age Cs B 4 ("santonien supérieur") ;
- g : 60 m. Biomicrites, parfois fenestrées. Appauvrissement du peuplement (les "Orbitolinidés K" seuls subsistent), fréquents *Aeolisaccus*. Age : Cs B 5 ("campanien inférieur").
On n'a pas pu atteindre ici les niveaux plus récents décrits par la suite.

Faciès et signification

La coupe est importante en ce qu'elle est la seule de tout le Domaine de Gavrovo où j'ai pu observer le passage continu du Cénomaniens-Turonien inférieur (Cs B 1-2) au Sénonien caractérisé (Cs B 4-5). Aucun autre organisme que *P. sphaeroïdea* ne semble pouvoir caractériser la zone intermédiaire (Cs B 3).

On opposera aisément le caractère de la sédimentation des zones Cs B 1-2 (milieux calmes et protégés soumis aux émergences tidales) à celui des zones Cs B 3-4-5 (milieux également calmes mais subtidales). Tous appartiennent cependant à la "plate-forme interne" en l'absence de toute pénétration d'organismes planctoniques et de toute trace de barrière proche.

On remarquera que les sédiments des zones Cs B 1-2 témoignent d'environnements tout à fait comparables à ceux qui ont été observés dans le Massif du Gavrovo à la même époque. Également peut-on comparer les sédiments des zones Cs B 3-4-5 des deux régions.

2) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Les calcaires du Tertiaire inférieur sont très peu épais et apparaissent mal en raison de leur situation au pied du Massif couvert en partie d'éboulis. On les a observés en deux localités.

Les affleurements

- Au flanc oriental du Massif proprement dit, vers l'altitude 400 m, approximativement à l'E de son sommet, affleurent les couches suivantes, affectées d'un pendage vers l'E d'environ 80°, d'E en W :

- (40 m). Calcaires beiges. Biomicrites wackestone-packstone : *A. conica*, *R. scarsellai* et les "Orbitolinidés K" datent le Sénonien (Cs B 5, "Campanien inférieur") ;
- 8 m. Calcaires beiges, dont le contact sur les précédents n'a pas été clairement observé.
Biomicrites à plancton dominant, dans lesquelles "nagent" des débris de Foraminifères benthoniques (*Nummulites*-*Orthophragmines*). De gros *Globigerinidés* à test épais caractérisent probablement l'Eocène moyen.

D'autres échantillons ont été récoltés au sommet du même ensemble (recoupé par une série de petits accidents "en échelon", de direction NW-SE), jusque près de l'endroit où la muraille de l'ancienne Khalkis s'appuie sur le Massif. Ce sont des calcaires bréchiques (lithoclastes de petite taille de calcaires paléocènes ? et éocènes à plancton) riches en organismes benthoniques (biomicrites wackestone-packstone à grands Foraminifères, débris

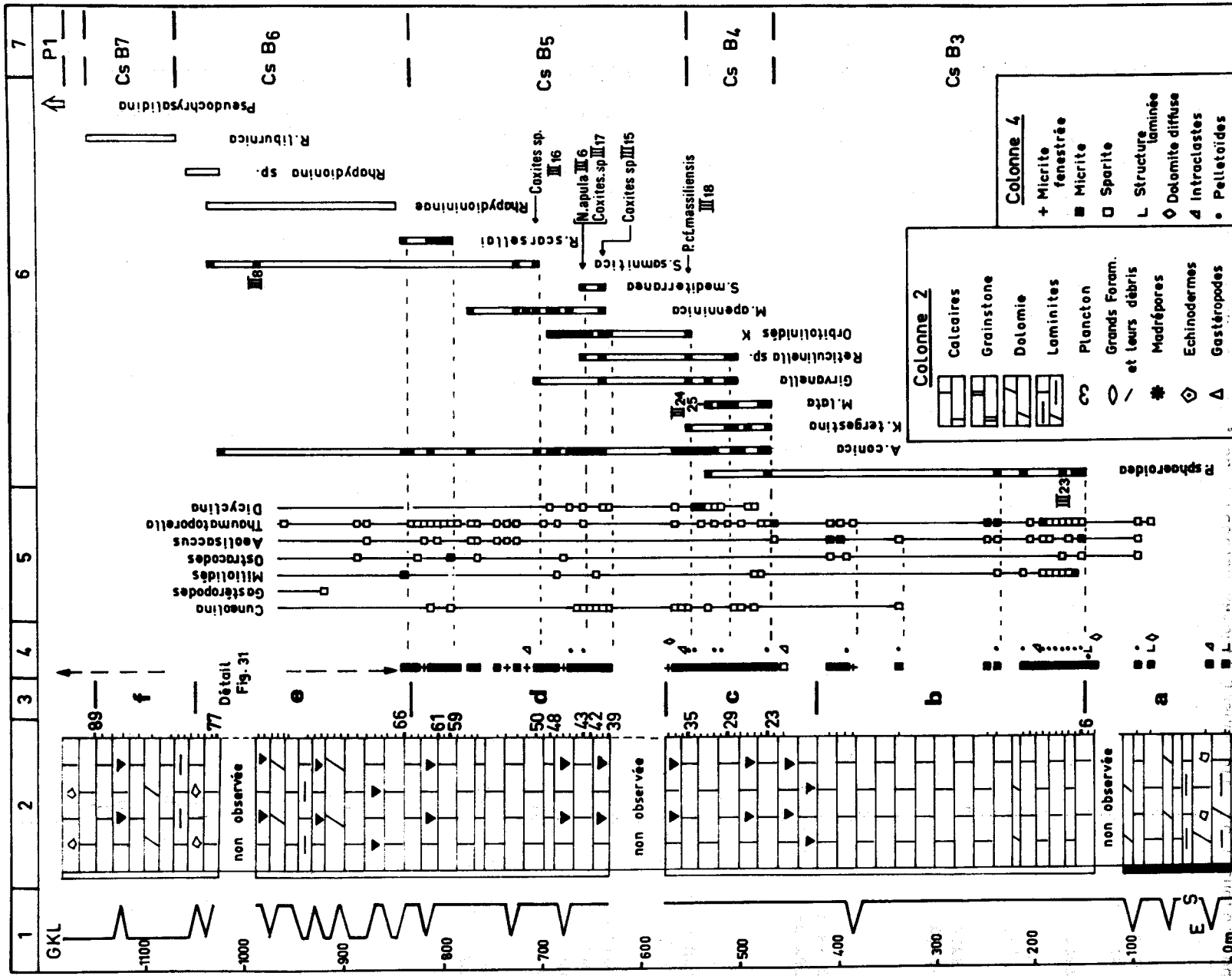


Fig. 30. -

d'Echinodermes, Corallinacées), datés de l'Eocène supérieur par *Chapmanina gassinensis* et *Grzybowska* sp.

Le contact des calcaires au Flysch n'a pas été observé.

- Au bord oriental du synclinal de Flysch de Khalkis (près de l'extrémité E de la muraille ancienne), dans l'étroite bande calcaire qui forme le rempart naturel oriental du site, on observe d'E en W, affectées de pendages d'environ 80° vers l'W, les couches suivantes :

- (quelques m). Calcaires à débris de Rudistes ;
- 15 m. Calcaires clairs. Intramicrites, biomicrites fenestrées, Miliolidés, Ostracodes, "Discorbis" abondants, Charophytes, *Microcodium*, soit "en place" (carriant la roche, soit en débris. "*Pseudochrysalidina*" date le Paléocène (inférieur ?, en l'absence des organismes du Paléocène supérieur) ;
- 4 m. Calcaires clairs. Biomicrites wackestone à faune planctonique dominante, et rares Nummulites. Age : éocène inférieur ou moyen (*Globorotalia* épineuses) ;
- 2 ou 3 m. Calcaires bréchiques. Micrites packstone à lithoclastes (extraclastes ?, de micrites à plancton paléocène ou éocène) et grands Foraminifères brisés (Nummulites, Orthophragmines, *Pellatispira* douteuse).

L'Eocène supérieur n'est pas daté avec certitude ici ; il existe pourtant au sein d'une petite masse calcaire isolée au sein du Flysch, à l'Est du petit accident bordier : biomicrite packstone riche en Corallinacées, Bryozoaires, *Grzybowska* sp. et *Spiroclypeus* sp. rare plancton.

Le passage précis des calcaires au Flysch n'a pas été observé. Notons que le Flysch renferme des passées conglomératiques qui semblent discordantes sur le Flysch grésopélitique de base, ce qui impliquerait que ces conglomérats puissent reposer directement en discordance sur les calcaires. Des galets de calcaires à grands Foraminifères de l'Eocène supérieur s'y trouvent d'ailleurs.

- Interprétation

Un radical changement d'ambiance sédimentaire s'est produit entre le Sénonien, puissant et strictement néritique, et l'Eocène, peu épais, témoignant de la pénétration des influences du large. On admettra que le Paléocène à "*Pseudochrysalidina*" (ci-dessus) soit antérieur à l'évènement responsable de ces changements, tant en raison de son faciès propre (qui le rattache à la "plate-forme interne") que par comparaison avec ce qui sera observé au Klokova.

On n'hésitera évidemment pas à comparer cette situation à celle qui fut observée dans le Massif du Gavrovo. On trouvera dans les remaniements de faciès planctoniques tertiaires au cours de l'Eocène moyen-supérieur, les mêmes raisons d'envisager l'instabilité de détail du substratum transgressé, encore vraisemblablement sensible alors que se dépose le flysch.

Sans trop anticiper sur des conclusions plus générales, on insistera ici sur le phénomène essentiel déductible de ces observations ; il n'existe aucune commune mesure entre la subsidence du Crétacé (Paléocène inférieur ?) et celle de l'Eocène.

C) LA SERIE DU KLOKOVA

La coupe offerte par la route Nafpaktos-Messolonghi au S du Massif a fait depuis longtemps l'objet de maintes observations, justifiées par la qualité des affleurements et l'abondance des faunes recélées par les calcaires éocènes, en particulier. Je signalerai au cours de la description les apports de chaque visiteur.

Fig. 30. - Analyse des sédiments crétacés du Massif du Klokova (coupe du bord de route - GKL). Les organismes figurés sont signalés par la proximité d'une référence chiffrée reportant aux planches photographiques (sont en outre figurées des sections de *Reticulinella* sp. des échantillons GKL 29, 35 et 40 : pl. III 10 à 14).

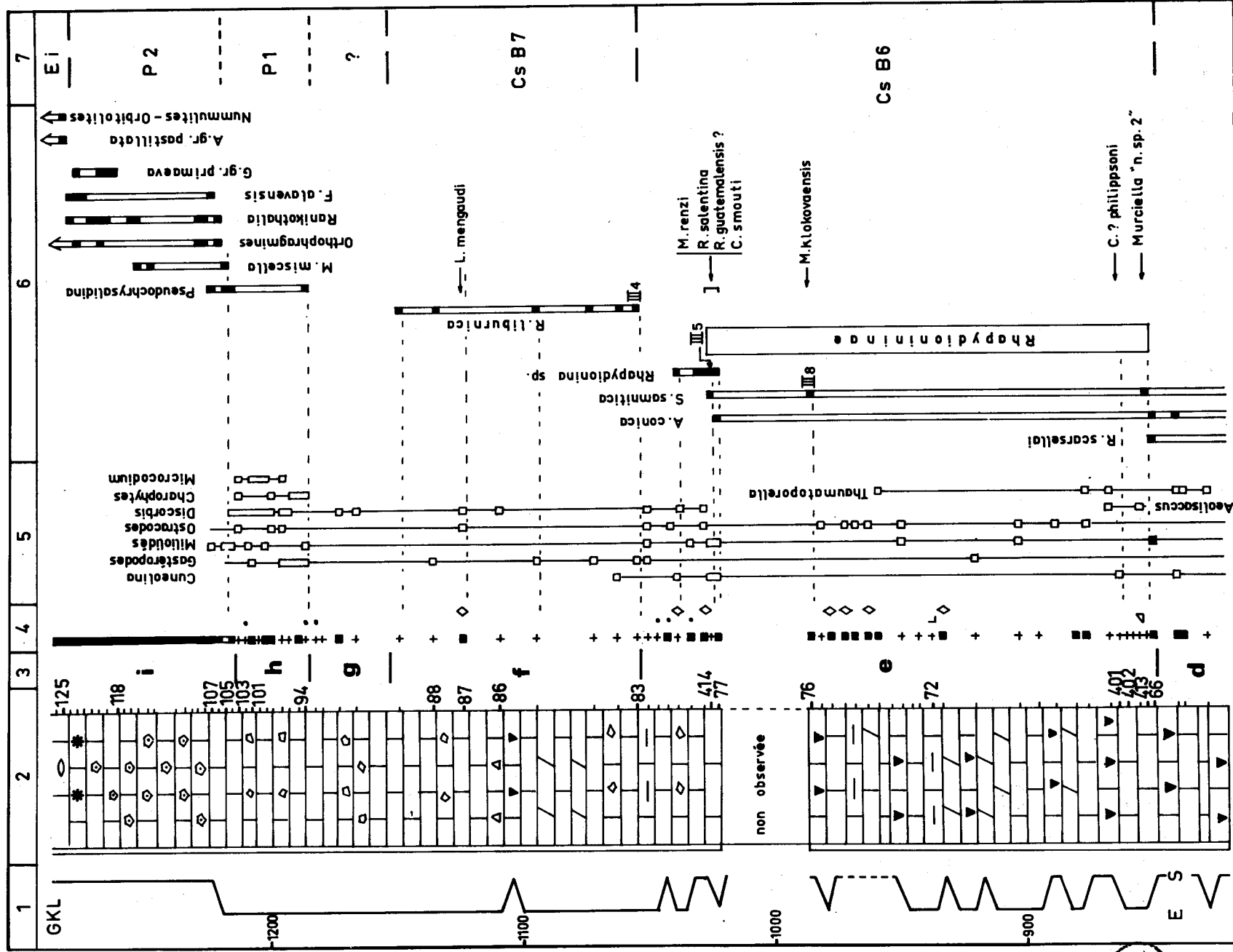


Fig. 31. - Analyse des sédiments du Crétacé terminal et du Paléocène du Massif du Klokova. Même légende que figure 30.

BIS
DATE

Le flanc S de la montagne est nappé d'épaisses brèches qui cachent les couches du coeur de l'anticlinal. Vers l'W le creusement de la tranchée de la route permet d'observer la continuité de la série, à l'exception de trois passages masqués par des éboulis et la partie supérieure des calcaires, qui a cependant été dégagée par l'exploitation d'une carrière proche de la route. On notera l'existence d'un accident affectant les carbonates, visible à la faveur de la tranchée de la route (fig. 27). Le parallélisme de la discontinuité tectonique à la stratification des carbonates du mur, comme la très faible bréchi-fication des carbonates sont très caractéristiques d'un style qui sera maintes fois évo-qué. Le plongement de l'accident vers l'W semble indiquer qu'il est antérieur à la mise en place et au bombement du Massif.

On a donné (fig. 28) une vue d'ensemble du flanc SE du Massif, et un plan de la route sur le flanc SW (fig. 29), où les principales divisions distinguées ci-après sont locali-sées.

1) LE CRETACE SUPERIEUR

Description de la coupe (fig. 30 puis 31)

- a : 150 m. Calcaires et dolomies sombres, parfois bréchi-ques (intraclastes) ou de struc-ture laminée. Rares organismes : débris de Rudistes, *Aeolisaccus*, *Thaumatoporella*. Age : Cs B 3 ? ("turonien-sénonien p.p.") ;
- b : 300 m. Calcaires beiges, en bancs massifs (ordre métrique) alternant avec des pas-sées plus sombres, en petits bancs (décimétriques). Rudistes très rares. Biomicrites à pelleteïdes. Microorganismes plus abondants : Miliolidés, *Aeolisaccus*, Ostracodes, *Thaumatoporella*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*. Age : Cs B 3 (turonien-sénonien p.p.) ;
- c : 150 m. Calcaires beige, clair ou foncé, riches en Rudistes entiers. Biomicrites wa-ckestone-packstone à pelleteïdes. Microorganismes abondants et variés. *Keramosphaera tergestina*, *Murgella lata*, l'ap-parition de "*Girvanella S*" et *Reticulinella* sp. caractérisent la zone Cs B 4 "Santo-nien supérieur" ;
- d : 300 m. Alternance de calcaires beiges en gros bancs et calcaires sombres en petits bancs. Biomicrites wackestone-packstone (rares micrites fenestrées). Les "*Orbitoli-nidés K*" et *Monchamontia apenninica* datent la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur") ;
- e : (voir fig. 31). 200 m. Alternance de calcaires beiges (relativement sombres) et de calcaires ou dolomies crème à blancs. Biomicrites wackestone-packstone à débris de Rudistes où seuls les Ostracodes abondent ; micrites mudstone et biomicrites wackes-tone de structure fenestrée. La plupart des organismes des divisions précédentes n'apparaissent plus. Quelques passées livrent des *Rhapydioninae*, dans l'ordre d'apparition : *Murciella* "n. sp. 2" (in Fleury, 1979a), *Chubbina ? philippsoni*, *Murciella klokovaensis*, *Cyclopseude-domia smouti*, *Raadshoovenia guatemalensis ?*, *R. salentina*, *Murciella renzi* et *Rhapy-dionina* sp. Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p.") ;
- f : 100 m. Même alternance de faciès que précédemment ; les Rudistes entiers sont plus rares, alors que se développent les passées bréchi-ques (éléments anguleux blancs : intraclastes). Micrites fenestrées, présentant de fréquentes traces de diagenèse à l'émer-sion, dont la caractéristique recristallisation des tests de Gastéropodes et de *Rhapydionina liburnica* (voir Fleury, 1970, pl. 3, fig. 9 à 11). Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur") ;
- g : 30 m. Même alternance de faciès, où dominant les brèches à éléments anguleux blancs, et d'où les Rudistes ont disparu. Micrites fenestrées. Aucun organisme caractéristi-que. Age : paléocène ? ;
- h : faciès d'émer-sion, caractérisés par "*Pseudochrysalidina*". Age : paléocène "inféri-eur".

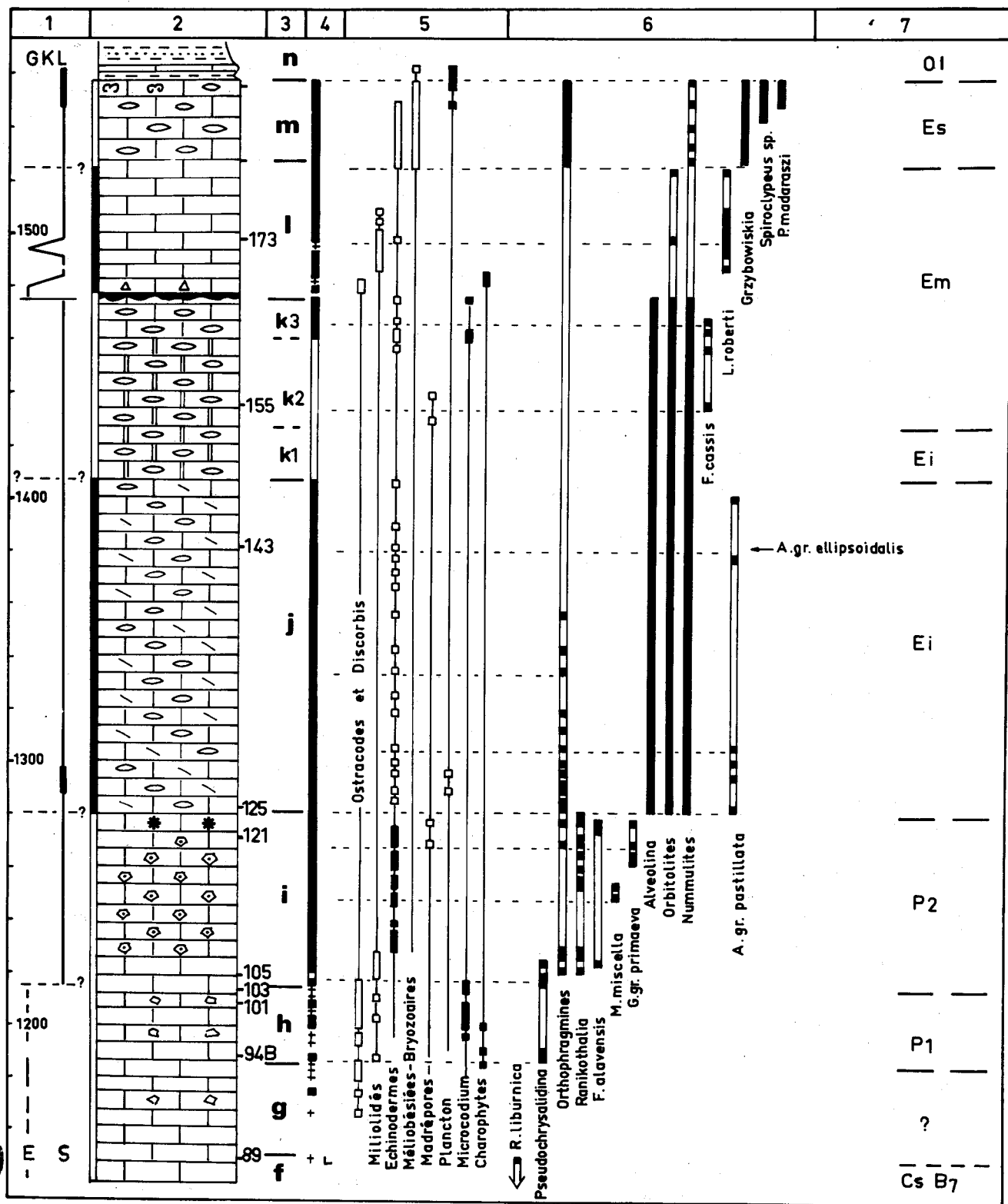


Fig. 32. - Analyse des sédiments du Paléocène et de l'Eocène du Massif de Klokova. Même légende que figure 30.

Faciès et signification

Deux grands ensembles doivent être distingués :

- les divisions a à d correspondent (à l'exception de quelques passées de faciès d'émergence en a) à des dépôts marins subtidaux de la "plate-forme interne" ;
- les divisions e à h marquent l'installation progressive de conditions proches de l'émergence. D'abord indiquée par des structures fenestrées, puis par la fréquence des phénomènes de diagenèse vadose (ou phréatique ?), par l'abondance croissante des brèches intraformationnelles, l'émergence franche de certains secteurs de la plate-forme est réalisée dans la division h, dont portent témoignage les Charophytes et les *Microcodium*.

Une grande séquence régressive est donc ici réalisée, dont l'initiation se produit au Campanien-Maastrichtien et dont le terme est atteint au cours du Paléocène.

2) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Description de la coupe (fig. 32)

- h : 25 m. Calcaires clairs (gris-clair à blanc) où se développent des brèches intraformationnelles et les signes de diagenèse à l'émergence. Biomicrites fréquemment fenestrées à Ostracodes, Gastéropodes, "*Discorbis*", oogones de Charophytes, carriées parfois par des *Microcodium*. "*Pseudochrysalidina*" caractérise le Paléocène "inférieur" ;
- i : 70 m. Calcaires gris-clairs en minces bancs (décimétriques) presque entièrement constitués de petits débris d'Echinodermes (Echinides et Encrines), riches en Miliolides à la base et comportant une passée à abondants petits Madrépores au sommet. Biomicrites packstone.
"*Pseudochrysalidina*", des petites Orthophragmines (*Asterodiscus* sp., *Discocyclina* sp.), *Ranikothalia* sp., *Fallotella alavensis* ; puis au sommet, *Dictyoconus* sp., *Miscellanea miscella* et *Glomalveolina* gr. *primaeva* (l'échantillon GKL 121 a livré *Asterodiscus tarumelli* Schlumb., déterminé par M. Neumann). Age : paléocène supérieur, certain au sommet, probable à la base de la division (en fonction de l'apparition de *F. alavensis*) ;
- j : 120 m. Calcaires sombres mal stratifiés. Biomicrites packstone à très abondantes Alvéolines, Nummulites, *Orbitolites*, Gypsinidés, tous brisés, petits Foraminifères perforés ; très rares Foraminifères planctoniques à la base de la division.
Alveolina gr. *pastillata* est discernable à la base et au sommet de la division, où existe également *A. gr. ellipsoidalis*. Hottinger (*in* Dercourt, 1964) citait en outre ici *Glomalveolina lepidula* Schwager et *A. triestina* Hott. Age : éocène inférieur (ilerdien) bien caractérisé par les Alvéolines et en particulier *A. gr. pastillata* et *A. gr. ellipsoidalis* dont les espèces sont restreintes à cette époque ;
- k : 70 m. Calcaires gris-clairs. Biosparites grainstone à fossiles souvent roulés : débris d'Echinodermes (rares Madrépores) et Alvéolines.
- k₁ : Je n'ai reconnu que *A. cf. canavarii* (GKL 151) ; il paraît probable que c'est ici que Hottinger (1960b, p. 221, "niveau b") avait reconnu *A. canavarii* et *A. distephanoi* et que le même auteur (*in* Dercourt, 1964) distinguait *A. cf. schwageri*, *A. cf. dainelli*, *A. gr. oblonga*, *A. parva*. Age : éocène inférieur (cuisien) ;
- k₂ : les grandes Alvéolines (*A. aff. levantina*, voir Hottinger, 1960a, pl. XVII ; Dercourt, 1964, p. 239) et *Fabiania cassis* caractérisent l'Eocène moyen ;
- k₃ : les grandes Alvéolines et *F. cassis* se retrouvent dans des biomicrites profondément carriées par des *Microcodium* ;
- k/1 : un niveau de bauxite. Voir de Lapparent, 1934 ; Maksimovic et Papastamatiou, 1973, en donnent une analyse précise ;
- l : 50 m. Calcaires noirs à la base, devenant peu à peu plus clairs :
 - à la base : pelmicrites mudstone, biomicrites wackestone, parfois fenestrées à oogones de Charophytes et débris de *Microcodium*. Des Gastéropodes, Ostracodes, "*Discorbis*" abondent. Richter et Seibertz (1978) ont dégagé des Echinides rapportés à *Conoclypeus conoideus* (Leske), *Oligoclypeus jamaicensis* Arnold et Clark et *Fibularia lorioli* (Gauthier) ;

- dans la partie supérieure : biomicrites wackestone-packstone à abondants Miliolés et Pénéroplidés (*Peneroplis* et/ou *Dendritina Praerhapydionina* aff. *huberi* Henson...). *Lituonella roberti* (et des formes de type *Discorinopsis*), associée à de petits *Orbitolites* caractérisent encore l'Eocène moyen ;
- m : 25 m. Calcaires gris-bleutés à nodules algaires (Mélobésiées). Biomicrites packstone. Très abondantes Orthophragmines : *Discocyclina nummulitica*, *D. marthae*, *D. discus*, *Asterodiscus cuvillieri*, *A. taramelli*, *A. stellaris*, *A. stellatus* et *Actinocyclina radians* (déterminations de M. Neumann) ; assez rares Nummulites. Apparaissent dans l'ordre : *Grzybowski* sp., *Spiroclypeus* sp., *Pellatispira madaraszii* ; les Foraminifères planctoniques abondent, en association avec le benthos, au sommet de la division. Age : éocène supérieur ;
- n : quelques m. "Couches de passage au Flysch" affleurant au flanc W du Massif, peu au N de la carrière où sont exploités les calcaires précédents. Alternance de petits bancs calcaires (biomicrites wackestone-packstone), dont les surfaces supérieures sont parfois encroûtées de produits ferrugineux, et de pélites. Les Foraminifères planctoniques abondent, accompagnés de quelques Foraminifères benthoniques, tant dans les calcaires que dans les pélites. Bizon et coll. (1963) citent dans les pélites, *Globigerina ampliapertura*, Gg. cf. *pseudovenezuelana*, Gg. cf. *tripartita tapuriensis*, Gg. gr. *tripartita* ; Bizon (1967, p. 13) cite par ailleurs *Chiloguembelina cubensis* et *Globanomalina micra*. Aucune forme du groupe de *Globorotalia cerroazulensis* ne s'y trouve, je l'ai vérifié par l'examen de plusieurs échantillons. Age : oligocène, peu élevé, probablement en raison de la présence de *G. micra* ;
- o : le Flysch basal. 50 à 100 m d'un Flysch grésopélimitique séparent le sommet des calcaires des masses conglomératiques visibles à la route, peu à l'W du Massif. Les conglomérats à ciment pélimitique ou gréseux renferment des éléments arrondis de taille variable (pouvant atteindre plusieurs dm de diamètre). On y observe des débris d'origine vraisemblablement pindique (calcaires clairs à "filaments", à Radio-laires à *Globotruncana*, silex sombres), des débris de "roches vertes" (serpentine ?), des microbrèches à Alvéolines et Nummulites associées à des débris verts, de provenance problématique. Au bord de route, près du Massif, aucun élément de provenance "locale" (faciès Gavrovo-Tripolitza) n'a été observé.

Interprétation

L'énumération de datations jalonnant l'ensemble de la durée du Paléocène-Eocène ne doit pas prêter à confusion, n'impliquant nullement une sédimentation continue. Outre l'évidente discontinuité traduite par l'épisode bauxitogène (limite k-1), on remarquera que les coupures fauniques coïncident trop précisément avec les changements du faciès pour qu'on ne les suspecte pas d'être liées à des interruptions de sédimentation. Une étude très détaillée des Alvéolines permettrait sans doute seule d'en apprécier l'importance.

Au degré d'approximation qui reste le nôtre, on demeure fondé à distinguer 3 ensembles.

Le Paléocène "inférieur" (division h) témoigne de la fin de l'épisode régressif amorcé au Crétacé. Les milieux appartiennent clairement à la "plate-forme interne".

Du Paléocène supérieur à l'Eocène moyen p.p. (divisions i, j ; k), une nouvelle séquence régressive se développe, en trois stades :

- les divisions i et j indiquent un franc retour de la mer, et l'installation de milieux proches d'une barrière, probablement du côté externe si l'on se fonde sur l'abondance des restes d'Encrines, des petits Foraminifères perforés et les traces de pénétration d'organismes planctoniques ;
- la division k traduit un accroissement considérable du niveau d'énergie (on n'observe nulle part ailleurs, à aucune époque, une telle constance des sparites) indiquant un exhaussement du fond jusqu'à la limite d'action des vagues ;
- l'épisode bauxitogène traduit l'émersion, sans doute relativement prolongée, du domaine.

De l'Eocène moyen p.p. à l'Eocène terminal et l'Oligocène (divisions l, m, n...) se développe une séquence transgressive :

- les premiers termes (base de l) témoignent encore de conditions "laguno-marines" dans le cadre d'une plate-forme interne ;
- les termes supérieurs ne peuvent être dissociés, traduisant une ouverture progressive du milieu aux influences du large, dont résulte le remplacement progressif des organismes benthoniques par le plancton, sans aucun caractère catastrophique, bien qu'une accélération du processus soit marquée par l'arrivée des pélites.

D) RECAPITULATION. VUE D'ENSEMBLE SUR LES DEUX MASSIFS

Rien ne suggère que la position relative des séries constituant les deux massifs ait pu être très différente de ce qu'elle est actuellement. Le synclinal de Flysch qui les sépare, large d'environ 4 km, pourrait correspondre, déplié, à une distance d'environ 5 ou 6 km. L'ensemble des affleurements considérés témoignerait donc d'un domaine large au total d'une dizaine de km, soit approximativement la largeur actuelle du Massif du Gavrovo.

1) LE CENOMANIEN-TURONIEN INFÉRIEUR

Les sédiments correspondant aux zones Cs B 1-2 ne sont connus qu'au flanc W du Varassova, sous des faciès d'émersion caractéristiques de la "plate-forme interne".

2) LE TURONIEN-SENONIEN p.p.

Les sédiments correspondant aux zones Cs B 3 à 5 sont de même constitution dans les deux massifs, traduisant des conditions subtidales dans des environnements de type "plate-forme interne".

3) LE CAMPANIEN ? - MAASTRICHTIEN

Les sédiments correspondant aux zones Cs B 6-7 ne sont connus qu'au Klokova, sous des faciès manifestant des tendances croissantes à l'émersion. On ne peut évidemment que conjecturer sur la nature des dépôts ayant pu se former au Varassova : on imaginerait volontiers qu'ils aient pu être du même type que ceux de l'W du Massif du Gavrovo.

4) LE PALEOCENE "INFÉRIEUR"

Les sédiments de cet âge, bien développés au Klokova et observés localement au Varassova, concluent la régression crétacée.

5) LE PALEOCENE SUPERIEUR, L'EOCENE INFÉRIEUR, L'EOCENE MOYEN p.p.

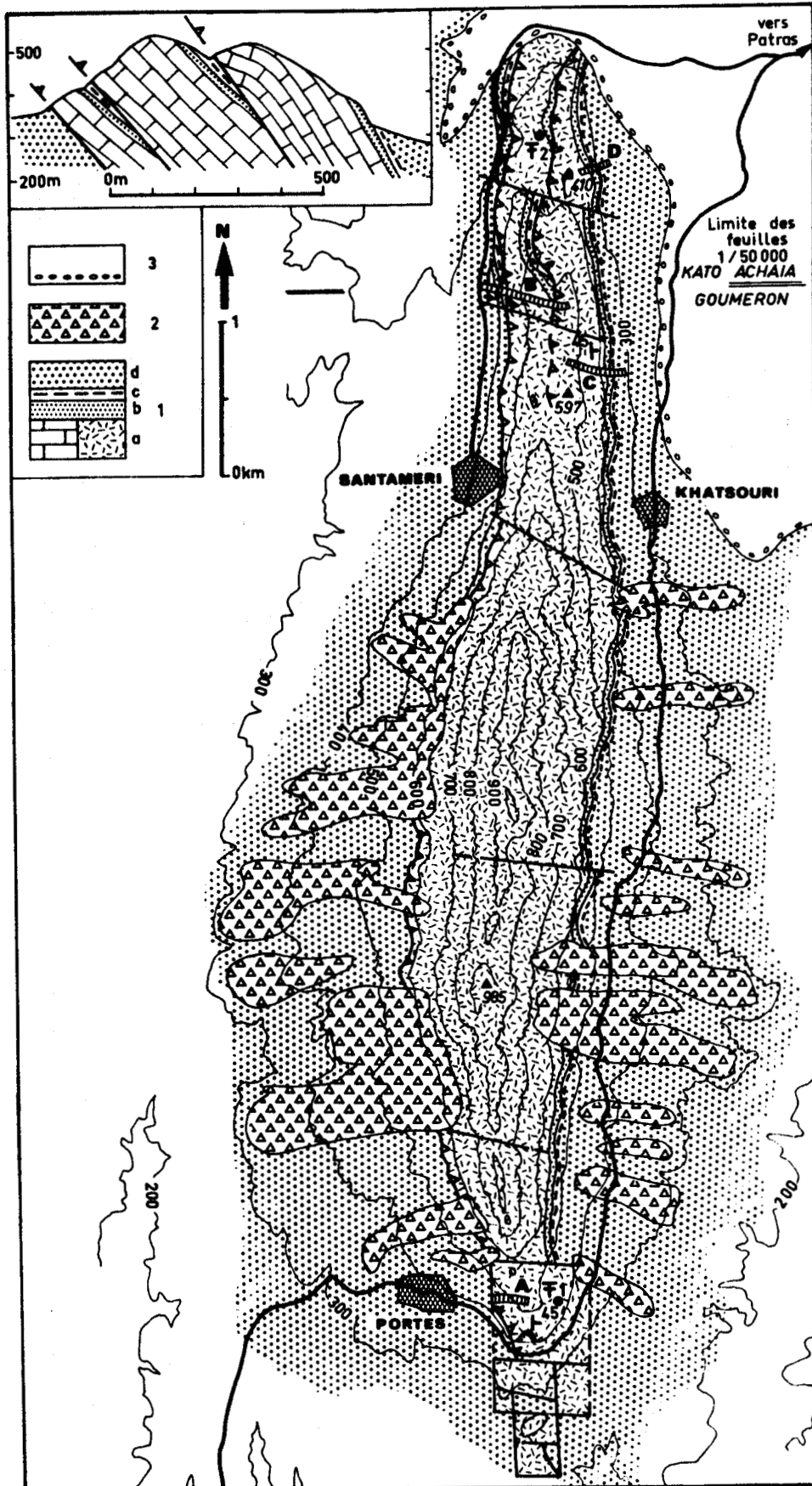
Cette période correspond, au Klokova, à un cycle complet entre deux épisodes d'émersion caractérisés. Ce cycle est marqué dans des sédiments déposés dans un environnement de type "barrière", éventuellement à l'extérieur de celle-ci. On trouve la trace au Varassova de la transgression initiale dans l'apparition massive de microfaunes planctoniques à l'Eocène inférieur ? - moyen ; cette transgression est cependant tardive, ce qui peut être mis en relation avec la discordance des sédiments éocènes sur un substratum déformé et érodé, postérieurement au Paléocène "inférieur".

Si la position de la barrière ne peut alors être fixée avec certitude relativement au Klokova, on la place aisément à l'E du Varassova, largement soumis aux influences de la haute mer.

6) L'EOCENE MOYEN p.p. - EOCENE SUPERIEUR-OLIGOCENE

La séquence transgressive du Klokova, qui prélude à l'installation du Flysch se produit dans un environnement qui peut être - à la suite de l'émersion bauxitogène de l'Eocène moyen- considéré, au moins à la fin de l'Eocène moyen, comme appartenant de nouveau à la plate-forme interne.

BUS
LILLE



BUS
LILLE

Fig. 33. -

Le remplacement des faunes planctoniques par le benthos au cours de l'Eocène moyen et supérieur du Varassova traduit vraisemblablement, en d'autres termes, la régression de l'Eocène moyen (bauxitogène au Klokova).

L'Eocène supérieur marque une homogénéisation des conditions de sédimentation sur l'ensemble des deux massifs, traduit par un nouvel envahissement par le plancton des milieux néritiques, qui voient pour la première fois se développer les Algues Corallinacées et les Bryozoaires, avant que le Flysch ne vienne tout recouvrir.

En conclusion, on opposera aisément la sédimentation puissante et sereine de la période comprenant le Crétacé supérieur et le Paléocène "inférieur", à celle, capricieuse, du Paléocène supérieur-Eocène supérieur. On opposera également, au cours de cette dernière période, une région occidentale, plus profondément bouleversée (érosions et discordances anté-Eocène inférieur ou moyen), gagnée aux influences pélagiques, et demeurant instable (remaniements au cours de l'Eocène), bien que dépourvue de subsidence, à une région orientale, peu -ou pas- déformée et plus stable mais subsidente ; c'est le même dispositif qui a été décrit dans le Massif du Gavrovo.

E) FIGURATIONS SE RAPPORTANT A CES MASSIFS

VARASSOVA

- Figurations antérieures (Cénomanién)

- Fleury, 1971, pl. 1 à 3.
- Bernier et Fleury, 1980, pl. I, fig. 8.

- Dans ce travail

- *Peneroplis planatus parvus* : pl. I 1-2, GVA 19 A-B (fig. 25).
- *Sellialveolina* gr. *viallii* : pl. II 17 à 19, fig. A 3, 12 à 15.
- GVA 19 M (fig. 25), fig. A 3, 16, GVA 24 (fig. 25) ; pl. II 13-14, fig. A 3, 7 à 11, GVA 29 (fig. 25), fig. A 3, 6, GVA 33 (fig. 25).
- *Pseudorhapydionina dubia* : pl. I 6, GVA 40 B (fig. 25).
- *Pseudocyclamina sphaeroidea* : pl. III 19 à 22, GVA 51, 53 et 87 (fig. 26).

KLOKOVA

- Vue d'ensemble du Massif

- Aubouin, 1959, pl. XXXIX, fig. 4.

- Sénonien

- Dercourt, 1964, pl. LIX (bas).
- Fleury, 1970, pl. 1, fig. 1 à 11, pl. 2, fig. 1 à 5, pl. 3, fig. 1 à 4.

- Campanien-Maastrichtien

- Tous les *Rhapydionininae* cités ont été figurés par ailleurs (voir Fleury, 1970, 1974, 1977, 1979).
- Bernier et Fleury, 1980, pl. I, fig. 10.

- Paléocène inférieur

- Fleury, 1970, pl. 3, fig. 12.

Fig. 33. - Esquisse cartographique du Massif du Skolis et coupe schématique de son extrémité septentrionale.

1 : carbonates et Flysch du Domaine de Gavrovo ; a : carbonates crétacés ; b : calcaires cénozoïques ; c : couches de passage au Flysch ; d : Flysch. 2 : brèches de pentes ; 3 : limons récents des dépressions. A, B, C, D : tronçons de coupe décrits dans le texte. F 1 : gisement à M. lata et K. tergestina (la première espèce est figurée pl. III, 26) ; F 2 : gisement à R. liburnica. NB : l'épaisseur des calcaires cénozoïques est exagérée, le tracé des routes approximatif.

- Eocène inférieur

- Aubouin, 1959, pl. XVIII, fig. 1.
- Aubouin et Neumann, 1959, pl. 4, fig. 2.

- Eocène moyen

- Aubouin, 1959, pl. XVIII, 2.
- Aubouin et Neumann, 1959, pl. 2, fig. 3 et 6, pl. 3, fig. 5.
- Hottinger, 1960a, pl. XVII ; 1960b, pl. 10, fig. 12, pl. 13, fig. 12, pl. 14, fig. 6.
- Dercourt, 1964, pl. LXV (haut).
- Fleury, 1970, pl. 3, fig. 13.

- Eocène supérieur

- Bizon, Dercourt et Neumann, 1964, fig. 2 et 3.

- Dans ce travail

- *Pseudocyclammina sphaeroidea* : pl. II 23, GKL 9 (fig. 30).
- *Reticulinella* sp. : pl. III 10 à 14, GKL 29, 35 et 40 (fig. 30).
- *Murgella lata* : pl. III 24-25, GKL 32 (fig. 30).
- *Pseudocyclammina* cf. *massiliensis* : pl. III 18, GKL 35 (fig. 30).
- *Cocites* sp. : pl. III 15 à 17, GKL 40, 42 et 50 (fig. 30).
- *Nummofallotia apula* : pl. III 6, GKL 42 (fig. 30).
- *Scandonea samnitica* : pl. III 8, GKL 76 F (fig. 31).
- *Rhapydionina* sp. : pl. III 5, GKL 414 (fig. 31).
- *Rhapydionina liburnica* : pl. III 4, GKL 83/84 (fig. 31).

III. - LE MASSIF DU SKOLIS

A) GENERALITES

Le Massif du Skolis (= Portovouni) apparaît comme une lame calcaire de 10 km de long pour 1 km de large au maximum, dressée au milieu d'un bas pays de flysch qu'elle domine de près de 800 m. Cette allure n'est pas sans évoquer celle du Varassova dans l'axe duquel le Massif se trouve, cependant 30 km plus au S, en Péloponnèse nord-occidentale. Nous découvrirons d'autres raisons de les comparer.

A ma connaissance, seul Dercourt (1964) y fit des observations et put reconnaître le Sénonien, le Maastrichtien (*Globotruncana* et *Orbitoides*), le Paléocène et l'Eocène. Dercourt et coll. (1976) ont publié une coupe donnant les grands traits de la structure écaillée qui le caractérise. Dufaure (1975) l'évoque au cours de son étude géomorphologique générale du Péloponnèse.

J'ai disposé très tôt ici, pour le lever de la feuille 1/50 000 Goumeron (n° 254, fig. 15), d'un fond topographique. J'en ai donc effectué la cartographie, le parcourant presque entièrement, à l'exception de son tiers médian, où une reconnaissance m'a cependant permis de constater que la structure écaillée ne pouvait être aisément reconnue. La partie septentrionale du Massif montre en revanche, à la faveur de l'existence de couches éocènes environnées de Sénonien, que la série est débitée en une série d'écailles par des contacts tectoniques confondus avec la stratification (fig. 33). On suppose que cette structure est liée à la position chevauchante du Massif sur le Flysch qui s'étend vers l'W. Cette situation est attestée par une observation effectuée à la pointe S du Massif, où le chemin conduisant de Portès à la grande carrière proche, a dégagé un contact tectonique plongeant d'environ 45° vers l'E, par l'intermédiaire duquel les calcaires reposent sur le Flysch. Par ailleurs, des failles subverticales évidentes limitent en partie (et traversent probablement) le Massif, dont on peut penser qu'elles lui donnent l'essentiel de son relief : c'est apparemment la conception de Dufaure (1975).

Il n'est donc pas question d'établir ici une succession stratigraphique qui puisse servir de référence ; on tentera cependant de reconstituer une série par juxtaposition de diverses observations complémentaires.

B) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE CENOMANIEN TERMINAL-TURONIEN A LA POINTE S DU MASSIF

Une coupe ("tronçon A", situé fig. 33) a été effectuée dans le compartiment limité de tous côtés par des accidents subverticaux dans lequel est ouverte la grande carrière proche de Portès. On observe, depuis le bord occidental du Massif (parcouru de nombreuses diaclases subverticales de direction méridienne), jusqu'à la ligne de crête (cote 500 m), dans des calcaires gris-clairs (les plus clairs du Massif, à part ceux du Maastrichtien), affectés de faibles pendages vers l'E :

- a : 10 m. Pelmicrites et micrites fossilifères mudstone wackestone, à Miliolidés et *Thaumatoporella* ; rares *Chrysalidina (gradata ?)* écrasées, *Pseudorhapydionina dubia* et *Nezzazata (N. cf. concava)*. Age : Cs B 2 ("cénonanien supérieur-turonien inférieur") ;
- b : 70 m. Pelmicrites et micrites fossilifères : Miliolidés, *Thaumatoporella*, *Cuneolina* et à partir du milieu de la division : *Pseudocyclammina sphaeroidea*. Age : Cs B 3 ("turonien-sénonien p.p.").
A la crête même, une zone de diaclases subverticales (ou la verticalité des couches ?) empêche de poursuivre la coupe. Le flanc oriental de la crête a livré des niveaux à *Murgella lata* et *Keramosphaera tergestina* (Cs B 4, "Santonien supérieur").

2) LE TURONIEN ? - SENONIEN p.p. A LA POINTE N DU MASSIF

Occupant la plus grande partie du Massif, les couches sénoniennes semblent puissantes, bien que l'on puisse toujours soupçonner de multiples redoublements. Ceux-ci sont mis en évidence au N du Massif où la structure est rendue lisible par l'existence de niveaux éocènes "intercalés" dans le Crétacé. La coupe suivante fut effectuée dans l'écaille moyenne ("tronçon B", situé fig. 33).

On a observé une succession apparemment continue d'environ 60 m de calcaires gris-moyen, comportant quelques passées à Rudistes entiers. Biomicrites wackestone à *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai*, "Orbitolinidés K" (rare *Scandonea cf. samnitica*), alternant avec des micrites mudstone à *Thaumatoporella*, *Aeolisaccus*, Miliolidés... Age : Cs B 5 ("campanien inférieur").

Aucun faciès d'émergence n'a été noté ici ; il en existe pourtant dans la masse des calcaires. Ainsi de part et d'autre du sommet coté 985 m, une petite dépression herbeuse longitudinale est déterminée par une importante passée de laminites fenestrées (parfois très riches en *Thaumatoporella*) que je n'ai pas pu dater mais qu'il y a lieu de supposer sénoniennes.

3) LE SENONIEN SUPERIEUR-MAASTRICHTIEN-PALEOCENE SUR LE FLANC ORIENTAL DU MASSIF

Les calcaires du flanc oriental du Massif sont affectés de forts plongements (75-80°) vers l'E ; ils sont ordinairement cachés par des brèches anciennes cimentées ou des éboulis vifs. Une coupe ("tronçon C", situé fig. 33) peut cependant être effectuée peu au N du sommet coté 597. On observe, d'W en E (fig. 34) :

- a : 30 m. Calcaires sombres. Micrites mudstone et biomicrites wackestone rarement fenestrées, bien que le peuplement de maints niveaux (*Discorbis*, *Ostracodes*, *Ophthalmidiidés*, *Aeolisaccus*, *Thaumatoporella* abondants) souligne des tendances à l'émergence. *R. scarsellai*, *A. conica*, les "Orbitolinidés K" (à la base) et *Moncharmontia apenninica* datent la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur") dans la première moitié, la seconde moitié pouvant appartenir à la zone Cs B 6 ? ;
- b : 5 m. Calcaires blancs à intraclastes, parfois à débris de Rudistes, souvent envahis par de petits rhomboèdres de dolomite. Micrites fossilifères et intramicrites. *A. conica* et *R. scarsellai* subsistent encore, alors qu'apparaissent des *Rhapydionina* (éparses et mal conservées, spécifiquement indéterminables). Age : Cs B 6 ? ("campanien ? - maastrichtien p.p.") ;

- c : 20 m. Calcaires gris-clairs à blancs et rares dolomies à niveaux bréchiques. Biomicrites à lithoclastes, dont la variété (micrites à débris de Rudistes et Orbitoïdes, micrites fenestrées, micrites à "*Discorbis*", débris de Madrépores) laisse supposer qu'il puisse s'agir d'extraclastes, bien qu'aucun ne paraisse d'un âge sensiblement différent de celui de la roche, renfermant par ailleurs des *Rhapydionina*, des *Orbitoïdes* (dont *O. apiculata* - Détermination M. Neumann) souvent brisés mais dépourvus de gangue et des Pithonelles. Un banc terminal renferme l'association *R. liburnica*, *Broeckinella* cf. *arabica*, *Laffiteina mengaudi*.
Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur") certain au sommet, très probable dès la base en raison de l'apparition de *L. mengaudi*.

Remarques.

1°. C'est vraisemblablement à ce niveau que Dercourt (1964) avait observé une faune planctonique du Crétacé terminal. Je ne l'ai pas retrouvée, mais le faciès observé n'est nullement incompatible avec ce fait.

2°. Les mêmes couches (caractérisées par *R. liburnica*) ont été observées dans la partie médiane du compartiment septentrional du Massif, situant le passage d'un accident.

- d : 5 m. Calcaires un peu plus sombres, carriés par des *Microcodium*. Micrites mudstone à Ostracodes. "*Discorbis*" et biomicrites wackestone à Miliolidés et "*Pseudochrysalidina*". Débris de roches crétacées (débris de Rudistes et Orbitoïdes). Age : paléocène "inférieur" ;
- e : 10 m. Calcaires clairs. Biomicrites wackestone à extraclastes (micrites à débris de Rudistes et Orbitoïdes, micrites parfois fenestrées à *Discorbis* ou Gastéropodes). Plancton abondant : Globigérines et *Globorotalia* (de type paléocène ou éocène inférieur ; *Gr. aragonensis* pourrait y être représenté). Des passées à faune benthoniques (Miliolidés, "*Pseudochrysalidina*") remanient parfois les micrites à plancton. Age : paléocène, vraisemblablement supérieur.
- f : 5 m. Calcaires clairs. Micrites fenestrées à rares lithoclastes (micrites à "*Discorbis*", débris de Madrépores) dépourvus de fossiles caractéristiques ;
- g : 5 m. Calcaires clairs. Biomicrites packstone à rares extraclastes (biomicrosparites à débris de Rudistes et Orbitoïdes, micrites à "*Discorbis*") et abondants bioclastes : "*Pseudochrysalidina*", *Fallotella alavensis*, Orthophragmines, *Ranikothalia*, *Glomalveolina* sp., Madrépores, Bryozoaires, Algues Corallinacées.
Age : paléocène supérieur.

La suite de la série calcaire -à l'évidence peu épaisse- est ici recouverte d'éboulis et ne peut être observée.

4) L'EOCENE

Les niveaux éocènes sont peu importants sur le Massif ; ils sont situés en majorité à son pied oriental et souvent couverts d'éboulis. On en observe cependant quelques affleurements au N du Massif.

Au sommet de l'écaille occidentale, au N de Santameri (flanc occidental : base du "tronçon" B, fig. 33).

Partant de la route de Santameri à environ 1 km au N du village et après avoir traversé une zone de végétation installée sur le Flysch, on atteint la masse calcaire, où s'observent :

- environ 10 m de calcaires sombres : biomicrites à *Aeolisaccus*, *Dicyclina* et "Orbitoliniés K". Age : Cs B 5 ;
- 1 m de calcaires clairs. Biomicrites packstone à petits lithoclastes anguleux (biomicrites diverses et débris d'*Alveolina*) à Corallinacées, Bryozoaires, Gypsinidés, Orthophragmines, *Grzybowski* sp. et *Spiroclypeus* sp. Age : éocène supérieur ;
- 0,50 m de pélites jaunes à riche faune planctonique (Globigérinidés).

Viennent au-dessus de ces couches les calcaires précédemment décrits ("tronçon B").

Au bord oriental du Massif, dans le compartiment septentrional ("tronçon D, fig. 33).

A l'E du sommet coté 410, s'observent :

- calcaires sombres à *A. conica* et *R. scarsellai* (débris d'*Orbitoides*). Age : sénonien (Cs B 5-6 ?) ;
- 0,50 m. calcaires en minces bancs (séparés parfois par des encroûtements ferrugineux) dont la base semble raviner les calcaires sous-jacents. Biosparites packstone à débris d'organismes benthoniques (Corallinacées, Orthophragmines, *Halkyardia minima*, *Grzybowski* sp.) puis des biomicrites wackestone à plancton (Globigerinidés - pas de *Globorotalia*). Age : éocène supérieur ;
- des calcaires argileux jaunes parfois riches en pyrite. Les Globigerinidés abondants n'y sont associés à aucune *Gr. cerroazulensis* s.l. Age : oligocène.

Quelques dizaines de m plus au S, on observe de même :

- des calcaires -biomicrites packstone- à Corallinacées, Encrines, Bryozoaires, Orthophragmines, *Grzybowski*, *Spiroclypeus* et *Pellatispira madaraszi*. On observe le passage vertical à l'intérieur d'un banc d'une biomicrite packstone riche en Gypsinidés et Echinodermes à une biomicrite wackestone à Globigérinidés. Age : éocène supérieur ;
- des calcaires argileux jaunes, intercalés à leur base d'un banc calcaire : biomicrite packstone à bioclastes : Orthophragmines, *Grzybowski*, *P. madaraszi* et abondants Globigérinidés. Age : éocène supérieur-oligocène basal (voir discussion d'ensemble sur l'âge de la base du Flysch, p. 234).

5) LA "DISCORDANCE" DU FLYSCH SUR LES CARBONATES

Nous venons d'examiner quelques affleurements où le Flysch repose sur les calcaires de l'Eocène supérieur par l'intermédiaire de "couches de passage". Il n'en est pas de même partout, comme le montre l'exemple suivant :

A la pointe méridionale extrême du Massif calcaire, au bord N du dernier bloc, sort du rocher une importante source, dont les eaux s'écoulent sur :

- des calcaires à débris de Rudistes, dont on ne distingue pas la stratification. *A. conica* et les "Orbitolinidés K" datent le Sénonien (Cs B 5, "Campanien inférieur") ;
- un Flysch grésopélitique, vraisemblablement en place sur une surface irrégulière ravinant les calcaires et renfermant des éléments arrondis de calcaires sénoniens.

Cet affleurement est probablement le meilleur de ce type, encore qu'il en existe d'autres, dans la partie N du Massif, qui pourraient être identiquement interprétés ; leurs conditions d'affleurement prêtent cependant trop à la discussion pour qu'on en tienne compte.

C) RECAPITULATION

Des niveaux de l'extrême sommet du "Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur" (sommet de la zone Cs B 2) ont été caractérisés ici. On aura noté l'absence de faciès d'émersion, également générale à ce niveau, dans les massifs du Gavrovo et du Varassova.

Le Turonien-Sénonien p.p. (Cs B 3-4-5) présente les faciès subtidaux habituels. On ne peut en estimer la puissance.

Le Campanien ? - Maastrichtien (Cs B 6-7) est remarquablement peu puissant (au plus 35 m) mais porteur d'informations importantes. On y décèle en effet à la fois les tendances régressives déjà notées à cette époque et le témoignage de la mobilité de la plate-forme par la variété (voir 3c) des éléments "déplacés". Il s'agit de la confirmation de l'initiation crétacée du bouleversement de l'organisation de la plate-forme.

Le Paléocène "inférieur" traduit les mêmes tendances.

Le Paléocène supérieur témoigne d'une modification du milieu, qui n'est radicale que dans la mesure où les faunes planctoniques abondent pour la première fois ; les intercalations de faciès néritiques indiquent encore la proximité d'une barrière.

Ni l'Eocène inférieur ni l'Eocène moyen n'ont été ici reconnus. Les explications possibles de cette absence sont trop nombreuses pour qu'on les évoque, en l'absence de tout fait. Les dépôts correspondants ne sauraient, en tout état de cause, être épais.

L'Eocène supérieur est manifestement plus transgressif que ne l'est le Paléocène supérieur. On ne saurait dire si sa discordance est due au simple effet du bouleversement intrapaléocène de la plate-forme ayant créé un relief progressivement transgressé, ou à l'effet cumulé de multiples mouvements produits au cours de l'Eocène (et avant l'Eocène terminal).

On demeure dans la même incertitude pour ce qui concerne le Flysch. On peut cependant être sûr que sa discordance sur le Crétacé ne peut pas être due à un important bouleversement, postérieur au dépôt de l'ensemble des calcaires, comme en témoigne l'existence de "couches de passage" en divers points.

En conclusion. Comme dans les massifs précédemment examinés, le domaine stable de "plate-forme interne" se trouve gagné à partir du Crétacé terminal par des influences externes. Le Paléocène supérieur marque le début d'une sédimentation troublée (ou pour partie une absence de sédimentation ?) soit en raison de l'existence permanente de reliefs émergés soit d'une instabilité entretenue du substratum. En tout état de cause, la subsidence importante au cours du Crétacé mais réduite au Crétacé terminal-Paléocène, a complètement cessé de se manifester par la suite. La signification du Massif est tout à fait comparable à celle des massifs du Gavrovo et du Varassova.

D) FIGURATIONS SE RAPPORTANT AU MASSIF

ASPECTS DU MASSIF

- Dercourt, 1964, pl. LXXIV, fig. 3.
- Richter, 1974, fig. 6.

FACIES ET MICROORGANISMES

- Sénonien

- Dercourt, 1964, pl. LIX (haut).

- Maastrichtien

- Dercourt, 1964, pl. LXII (bas).

- Dans ce travail

- *Murgella lata* : pl. III 26, GSK-X (fig. 33, localité F 1).

IV. - LE MONT LAPITHOS

A) GENERALITES

Horst calcaire, "fruit d'une forte surrection néotectonique de l'ordre de plusieurs hectomètres" (Dufaure, 1975), limité par des failles de direction N 60-N 70°, découpé par des accidents sub-méridiens et recouvert en partie par des lambeaux de la nappe du Pindel-Olonos, le Mont Lapithos (ou encore Lapithas, ou Mont Kaïafa) n'offre pas d'idéales conditions d'observations.

Philippon (1890) y signala la présence de calcaires à Nummulites, Renz (1955) celle de calcaires à Rudistes. Aubouin et Dercourt (1963) devaient y montrer l'existence de plusieurs niveaux fossilifères qui attestaient la ressemblance de ces calcaires à ceux du Klokova et de Pylos. Maillot (1970) présenta une analyse plus précise de la série locale. Enfin Dufaure (1975) a dressé une carte morphologique précise du Massif.

J'en ai effectué une rapide visite en compagnie de H. Maillot, qui m'a confié ses échantillons. J'ai par ailleurs observé le Crétacé supérieur du bord occidental du Massif où j'avais découvert un intéressant *Rhapydionininae* (*Chubbina ? philippsoni*). Je donnerai une rapide analyse des résultats de Maillot, auxquels je joindrai mes observations sur le Crétacé supérieur.

B) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE CRETACE SUPERIEUR

Au bord occidental du Massif (environs de la carrière proche de la route Pyrgos-Kiparrissia, depuis les niveaux du fond de la carrière jusqu'à une falaise la dominante (miroirs de faille de direction sensiblement méridienne), on observe :

- 20 m. Calcaires à débris de Rudistes. Biomicrites wackestone à Foraminifères et biomicrites sombres à *Aeolisaccus*. *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai*, les "Orbitolinidés K" (à la base) et *Moncharmontia apenninica* datent la plus grande partie de cette division de la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur").
Le sommet correspond à un banc relativement sombre, riche en grands débris de Rudistes où abondent les *Chubbina ? philippsoni* (voir situation précise du gisement in Fleury, 1977). Age : Cs B 6 (base) ("campanien ? - maastrichtien p.p.") ;
- 80 m. Calcaires clairs, parfois dolomitiques. Passées à débris de Rudistes et *R. scarsellai*, passées à intraclastes et structures fenestrées, passées sombres à *Aeolisaccus*.
Au sommet existent des niveaux (biomicrites packstone) riches en petits débris d'Echinodermes, renfermant des Pithonelles. Age : Cs B 6-7 ("campanien ? - maastrichtien").

Par ailleurs, Maillot signale, au sein du Massif, au-dessus de niveaux à *Cuneolina*, des calcaires graveleux à Miliolidés. On admettrait que ces formations correspondent au passage du Crétacé au Paléocène, bien qu'aucune faune caractéristique n'y ait été décelée.

2) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Les niveaux datés suivants ont été reconnus :

- des calcaires graveleux à *Fallotella alavensis* et *Dictyoconus* (sur 30 m de puissance ; 800 m à l'W de Smerna, selon Maillot). Age : paléocène supérieur ;
- des calcaires à Flosculines sphériques. C'est probablement dans ces niveaux que Hottinger (in Aubouin et Dercourt, 1963) avait reconnu *Alveolina moussoulensis* et *Glomalveolina lepidula*, datant l'Eocène inférieur (Ilerdien) ;
- des calcaires à Alvéolines allongées. Age : éocène moyen, probablement ;
- un niveau de bauxite (reposant sur des calcaires carriés par des *Microcodium*), dont on ne connaît pas le toit, encore qu'il puisse s'agir des :
- "calcaires noirs à Oursins à la base", cités par Aubouin et Dercourt ;
- des calcaires gris-clair (60 m) à Corallinacées, Bryozoaires, Orthophragmines et *Pellatispira madaraszii* ;
- un Flysch dont le contact avec les calcaires précédents n'a pas été observé.

Il est important de noter qu'à "2,5 km au SSW de Smerna, en bordure d'un petit sentier traversant le mont Lapithos du S vers le N" (selon Maillot), un Flysch grésopélitique semble reposer sur la bauxite dont c'est le seul gisement en place qui soit connu. J'ai accompagné H. Maillot sur ces lieux et j'ai pu juger que si l'hypothèse d'une faille mettant en contact les deux formations ne peut être exclue (on en observe dans les calcaires, dont la direction correspond à celle du contact Flysch-bauxite), on ne peut pas non plus rejeter la possibilité d'un contact "normal" du Flysch sur la bauxite.

Dufaure a par ailleurs remarqué "près d'une bergerie, à l'W de la route de Smerna, un niveau d'argile rouge et de bauxite... associé à un premier flysch à éléments assez grossiers (notamment un galet de quartzite) (qui) n'affleure pas exactement à la fin de la sédimentation des calcaires nummulitiques, mais s'y interstratifie...".

C) RECAPITULATION

La série, telle qu'elle a été reconstruite, ne se distingue pas dans ses grands traits de celle du Klokova, par exemple.

La passées maastrichtienne à débris d'Echinodermes et Pithonelles indique cependant une pénétration passagère des influences du large.

Les questions relatives au Flysch ne peuvent être évoquées précisément sans étude détaillée. Le seul fait véritablement intrigant réside cependant dans la présence d'un "galet de quartzite" (Dufaure, 1975), qui ne semble pas pouvoir être expliquée dans l'état actuel des connaissances.

D) FIGURATIONS SE RAPPORTANT AU MASSIF

In Dercourt, 1964 :

- Eocène inférieur (Ilerdien), pl. LXIV (haut) ;
- Eocène moyen, pl. LXIV (bas).

V. - LE MASSIF DE FILIATRA-GARGALIANO ET L'ILE DE PROTI

A) GENERALITES

Plus modeste par son relief que les affleurements précédents, cette bande calcaire est empâtée à son pourtour et parfois à sa surface par des dépôts pliocènes. En outre rongés par le karst, les affleurements n'y sont pas très bons ; c'est sans doute pourquoi ce Massif fut peu visité et reste mal connu.

Mansy (1971) fit cependant des observations à son extrémité septentrionale et Dufaure (1975) en a tracé les grands traits à l'occasion d'une carte géomorphologique détaillée du secteur.

On sait par diverses sources qu'un sondage profond fut réalisé dans la région de Filiatra. Selon des propos rapportés par Dufaure, ce forage "aurait traversé des calcaires crétacés de faciès plutôt pélagiques, puis une série calcaire compréhensive très épaisse puisqu'il aurait été arrêté dans le Lias vers - 4 000 m". Par ailleurs, une colonne très synthétique donnée par B. P. (1971, p. 73, pl. 2) indique une puissance d'environ 3 000 m pour l'ensemble du Crétacé et l'existence de niveaux siliceux dans le Crétacé moyen (et inférieur, en partie) ; le Jurassique supérieur surmonterait des niveaux d'anhydrite. On ne semble pas pouvoir en savoir plus à l'heure actuelle, mais telles quelles, ces informations sont importantes : il existe en profondeur, à l'Est de l'île de Proti, une série pélagique crétacée dont les faciès ne sont pas compatibles avec ceux de l'île : on ne peut manquer d'en déduire une allochtonie de la série apparaissant en surface.

Je rapporterai ici les faits établis par Mansy, au Profiti Ilias de Filiatra, complétés par quelques observations sur le Paléocène de la même région. J'indiquerai par ailleurs les caractères de la série de l'île de Proti, explorée en compagnie de P. Tsoflias.

On trouvera, figure 35, un croquis du Massif d'après la carte de Dufaure, les informations dues à J.L. Mansy et quelques observations personnelles éparses.

B) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE CRETACE DE L'ILE DE PROTI

L'existence de nombreuses failles, clairement distinctes dans la morphologie, empêche d'observer ici une succession continue et d'évaluer la puissance des dépôts. On peut distinguer cependant dans des calcaires toujours très clairs, les localités fossilifères suivantes :

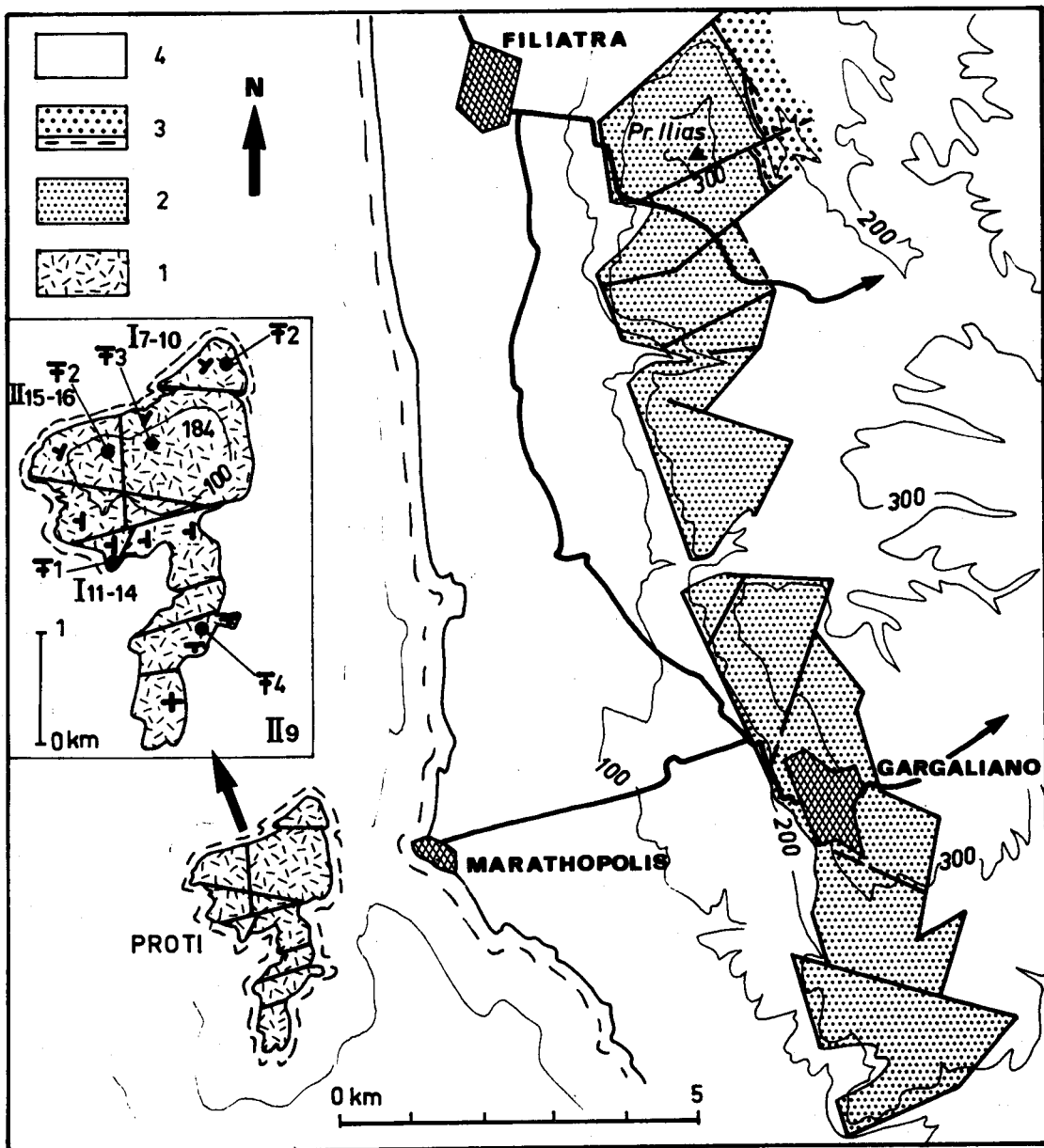


Fig. 35. - Croquis schématique du Massif de Filiatra-Gargaliano.

1 : calcaires crétacés (Protos) ; 2 : calcaires paléocènes et éocènes ; 3 : couches de passage au Flysch et Flysch, là où ils sont reconnus (d'après J.L. Mansy) ; 4 : Flysch, formations pliocènes et quaternaires. F 1 à F 4 : voir le texte (on a ajouté la référence aux planches photographiques).

- un ensemble très riche en Gastéropodes, Algues Udotéacées. Intramicrites fenestrées en majorité. *Peneroplis planatus parvus* et *Ovalveolina crassa* indiquent un âge vraisemblablement albien (confirmé par la similitude du faciès avec celui du Massif du Gavrovo). La situation du gisement fossilifère est donnée en F1 sur la figure 35 ;
- un ensemble présentant principalement des faciès à structure laminée et/ou fenestrée (biomicrites), à rares Orbitolinidés, abondantes *Cuneolina*, *Nezzazata* et *Sellialveolina gr. viallii* (F2, fig. 35). Age : cénonanien inférieur et moyen (Cs B1) ;
- un ensemble parfois riche en Miliolidés (intramicrites et biomicrites fenestrées) où parmi des *Cuneolina*, *Nezzazata*, se distinguent *Broeckina balcanica* et *Taberina bingistani* (F3, fig. 35). Age : cénonanien moyen à turonien inférieur (Cs B2) ;
- un ensemble où sont rares les faciès d'émersion (intra- et biomicrites) ; *B. balcanica* et *Cisalveolina lehneri* s'y distinguent (F 4, fig. 35). Age : Cs B 2 (élevé ?).

2) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Ces couches affleurent au Profiti Ilias de Filiatra et ont été décrites par Mansy :

- (100 m). Calcaires et dolomies blancs affleurant sur les contreforts occidentaux du Mont. Ce sont des micrites fenestrées (parfois à intraclastes), riches en Gastéropodes, Ostracodes, "*Discorbis*" (et rares Charophytes). Au sommet, s'intercalent des niveaux riches en Miliolidés, où s'observe "*Pseudochrysalidina*". Age : paléocène ("inférieur").

Mansy a par ailleurs observé :

- 15 m. Calcaires à Alvéolines flosculinisées et petites Nummulites. Age : éocène inférieur ? ;
- calcaires à Alvéolines allongées, grandes Nummulites, Algues Corallinacées et débris d'Echinodermes. Age : éocène moyen ? ;
- calcaires (biomicrites packstone) à Alvéolines, Nummulites, *Orbitolites* et *Fabiania casais*. Age : éocène moyen ;
- calcaires (biomicrites à lithoclastes) à débris d'Echinodermes ; *Chapmanina gassinensis*, *Grzybowski* sp. Les lithoclastes sont très variés, constitués de micrites fenestrées à Gastéropodes, pelmicrites, débris de Rudistes et d'Alvéolines. Age : éocène supérieur ;
- calcaires (à "lentilles marneuses") renfermant des Orthophragmines, *Pellatispira madaraszi* et des faunes planctoniques. Age : éocène supérieur.
Le passage à un Flysch, pélitique à sa base, se produit sans discontinuité.

C) RECAPITULATION

Le caractère très néritique (faciès d'émersion très fréquents) de l'Albien et du Cénonanien-Turonien inférieur de l'île de Proti est extrêmement important à deux titres :

- on y retrouve des faciès tout à fait identiques à ceux de même âge des massifs du Gavrovo et du Varassova ; on sera ainsi en mesure de les opposer à ceux, tout différents, du "Domaine de Tripolitza" ;

- on ne peut admettre que la série crétacée ("plutôt pélagique", à silex) connue par le sondage de Filiatra soit le substratum normal du Paléocène-Eocène de l'ensemble du Massif ; on en tirera des conséquences structurales majeures.

Les carbonates paléocènes et éocènes évoquent précisément ceux des massifs précédents, sans qu'on y ait distingué la moindre influence pélagique cependant. On en tirerait volontiers les mêmes conclusions que celles qui apparaîtront à la suite de l'examen de la région de Pylos ; mais il serait prématuré d'en faire ici état en raison de notre connaissance trop sommaire de la série.

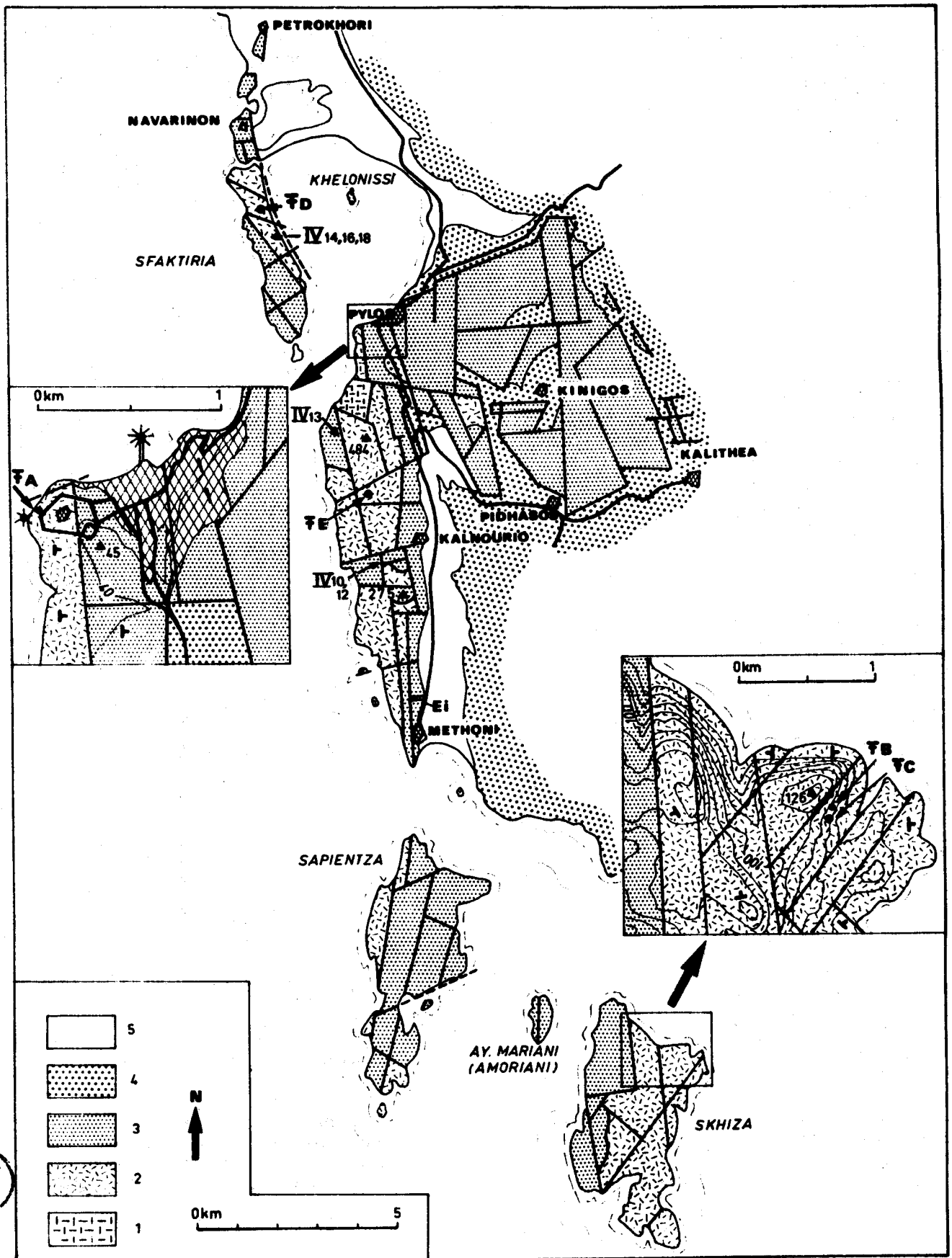


Fig. 80. -

VI. - LE MASSIF DE PYLOS ET LES ILES ENVIRONNANTES

A) GENERALITES

Plus prestigieux par le site qu'il encadre que par la puissance de ses reliefs, le massif de Pylos a toujours attiré les géologues. Je citerai simplement Boblaye et Virlet (1833), Philippson (1890), Kiskiras (1958), Aubouin et Dercourt (1963), Fytrolakis (1972), Dufaure (1975) dont les apports ont été brièvement résumés dans une note récente (Fleury et coll., 1979), où l'on trouvera l'essentiel des résultats de l'étude détaillée effectuée en compagnie de F. Thiébault pour la partie de terre ferme et de P. Tsoflias pour la partie insulaire. Renvoyant à cette note pour les considérations d'ensemble, je rappellerai que les conditions tectoniques ne permettent pas d'établir l'exacte succession des couches. Je m'attacherai ici à préciser les points susceptibles d'éclairer l'évolution de l'ensemble de la zone.

B) ANALYSE DE LA SERIE

On trouvera un essai de reconstitution de la série figure 39 ; les termes distingués y sont numérotés comme dans le texte qui suit.

1) LE CRETACE

Le très dense réseau de cassures affectant la région ne permet l'observation d'aucune coupe continue de quelque importance ; la succession des termes distingués résulte de l'examen des fossiles et du recoupement d'observations effectuées principalement aux flancs du Mont Ayios Nikolaos (coté 484 m, fig. 36). Les épaisseurs indiquées sont donc très approximatives.

- 1a : (50-100 m). Calcaires sombres à Rudistes ; niveaux de dolomies et de laminites. Biomicrites wackestone-packstone. *Dicyclina* sp., *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai*, "Orbitolinidés K", *Moncharmorntia apenninica*. Age : Cs B 5 ("campanien inférieur").

Les affleurements sont limités à un très petit compartiment situé au SW de Pylos (fig. 36) ;

- 1b : près de 250 m de calcaires et dolomies très clairs, dont le détail peut s'établir ainsi :

- 1b₁ : (100 m). Calcaires clairs à patine jaunâtre, à Rudistes, *R. scarsellai*, *M. apenninica*. Age : Cs B 5 (sommet) ;

- 1b₂ : (30 m). Calcaires et dolomies blanc à crème, à fréquentes structures laminées et/ou fenestrées. *R. scarsellai*. Age : Cs B 5-6 ;

- 1b₃ : (50 m). Calcaires clairs à patine jaunâtre. Au sommet, passées de dolomies et calcaires laminés à intraclastes. *Rhapydionininae* localement abondants. Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p").

N. B. On a localisé sur la figure 36 les gisements fossilifères importants dont la description a été antérieurement précisée :

Fig. 36. - Esquisse géologique simplifiée du Massif de Pylos et des îles avoisinantes.

1 : carbonates sénoniens (Cs B 5) ; 2 : carbonates campaniens-maastrichtiens (Cs B 6-7) ; 3 : carbonates paléocènes et éocènes ; 4 : Flysch oligocène ; 5 : formations pliocènes et quaternaires. FA : gisement-type de *Cyclopededomia smouti*, associée à *Raadshoovenia sa-lentina* (GGB 13) ; FB : gisement-type de *Murciella renzi* et *M. methonensis* associées à *Raadshoovenia guatemalensis* ? (GGB 184) ; FC : gisement-type de *Cyclopededomia hellenica* (GGB 183) ; FD : gisement à *C. smouti* et *Murciella* "n. sp. aff. renzi" (in Fleury, 1979a - GGB 155) ; FE : gisement à *M. renzi* et *R. guatemalensis* ? (GGB 345) ; Ei : coupe continue du Paléocène à l'Eocène moyen (divisions 2b à 2d du texte et fig. 38). Les indications IV 10, 12, IV 13, IV 14, 16, 18 renvoient aux planches photographiques.

- FA. A l'angle NW de la citadelle de Pylos. Une petite coupe levée en bord de mer est sommairement décrite figure 37. L'échantillon GGB 13 correspond au gisement-type de *Cyclopseudedomia smouti*, associée à *Raadshoovenia salentina* (voir Fleury, 1974) ;
- FB et FC. Partie NE de l'île de Skiza. Le gîte B (GGB 184) a livré les types de *Murciella renzi* et de *M. methonensis* (voir Fleury, 1979a) associés à *Raadshoovenia guatemalensis* ? (voir Fleury, 1977), *Rhapydionina* sp... Le gîte C a livré *Cyclopseudedomia hellenica* associée à *Rhapydionina* sp. (voir Fleury, 1979b) ;
- FD. Partie médiane de l'île de Sphaktiria. L'échantillon GGB 155 a livré *C. smouti* et *Murciella* n. sp. aff. *renzi* (voir Fleury, 1974 et 1979a) ;
- FE. Sud du Mont Ayios Nikolaos. L'échantillon 66 B 345 a livré *M. renzi* et *R. guatemalensis* (voir Fleury, 1977 et 1979a) ;
- 1b₄ : (50 m). Calcaires et dolomies blancs, à fréquentes passées de structure laminée et/ou fenestrée et intraclastes. Fossiles fréquemment recristallisés. *Rhapydionina liburnica*, "*Broeckinella* cf. *arabica*", *Laffiteina mengaudi* abondent en de nombreux points. Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur").

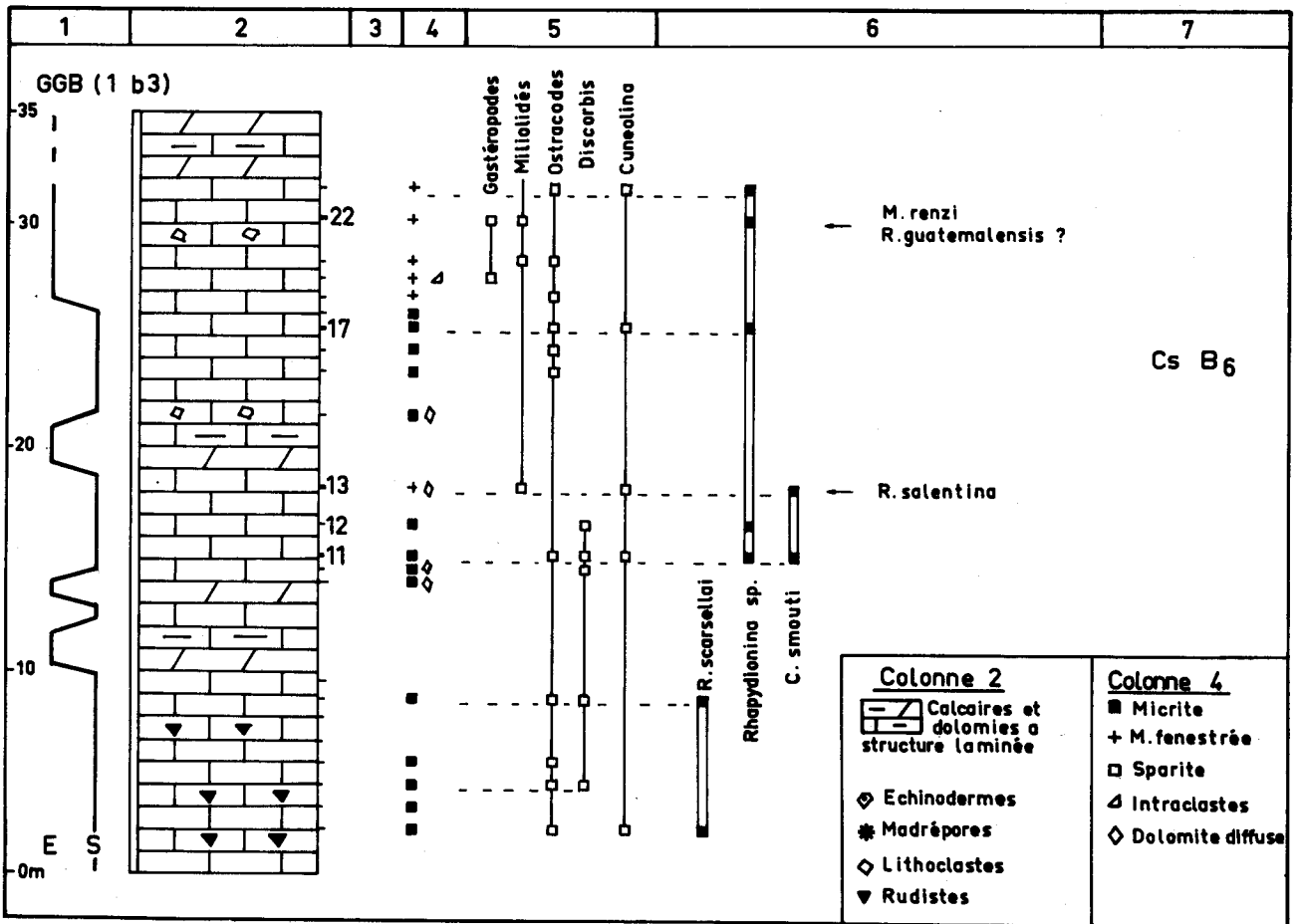


Fig. 37. - Analyse d'une partie du Crétacé terminal (Cs B 6) de la région de Pylos (coupe localisée en FA, fig. 36).

2) LE PALEOCENE-EOCENE

La moindre puissance de ces termes permet parfois d'observer la transition de l'un à l'autre ; on le précisera, le cas échéant.

- 2a : (50 m). Dolomies microcristallines grises (lithoclastes anguleux clairs) et calcaires blancs de structure laminée et/ou fenestrée, sans Rudistes. Au sommet, biomicrites à Miliolidés et "*Pseudochrysalidina*", tests parfois recristallisés. Age : paléocène "inférieur". La transition au terme suivant n'a pas été observée ;
- 2b : (40-50 m). Calcaires blancs. Biosparites à Miliolidés (rares Corallinacées et Madrépores roulés) et biomicrites à lithoclastes variés (pas d'éléments crétacés identifiés mais des débris à *Microcodium*). "*Pseudochrysalidina*", *Miscellanea miscella*, *Fallotella alavensis*, *Dictyocorus* sp., *Glomalveolina* gr. *primaeva*, *Lacazina blumenthali* ou *L. gracilis* (+) (les espèces suivies du signe (+) ont été déterminées par K. Drobne), *Fabularia donatae* (+), *Idalina sinjarica* (+), *Periloculina slovenica* (+), assurent l'âge paléocène supérieur de cette division. Le sommet en a été observé, ainsi que la transition à la division suivante (fig. 38) ;
- 2c : 20 m. Calcaires clairs. Biomicrosparites à Miliolidés (Echinodermes abondants à la base). *Orbitolites*, *Nummulites* et des Alvéolines (voir fig. 38, déterminations de K. Drobne ; et in Aubouin et Dercourt, 1963, p. 789, division 2b) caractérisent l'Eocène inférieur (Ilerdien).

A l'extrême sommet, un calcaire marron beige (1 m) fait la transition avec la division suivante. Il s'agit de biomicrites wackestone à Gastéropodes, Ostracodes, "*Discorbis*" et *Lagynophora* probablement (absence d'oogones) ;

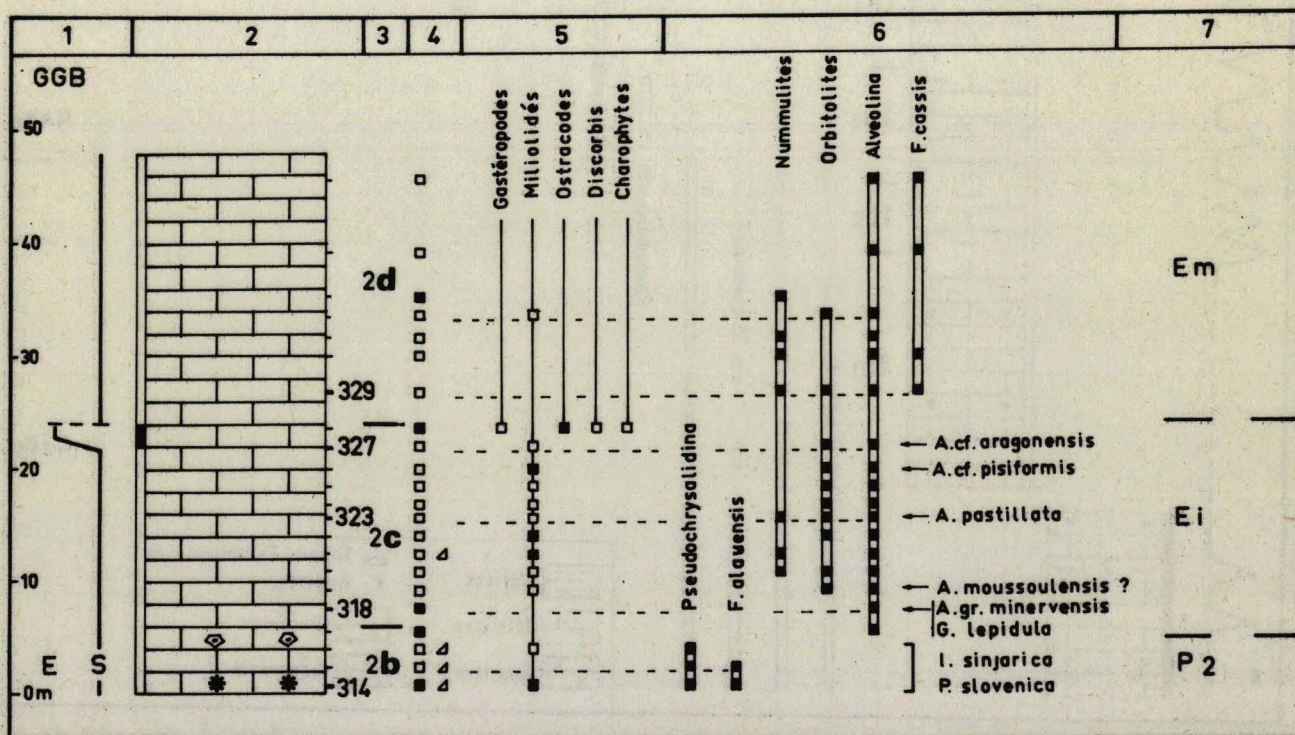


Fig. 38. - Analyse du passage paléocène à éocène moyen dans la région de Méthoni (coupe localisée en Ei, fig. 36). Même légende que figure 37. Les espèces signalées dans les divisions P 2 et Ei ont été déterminées par K. Drobne.

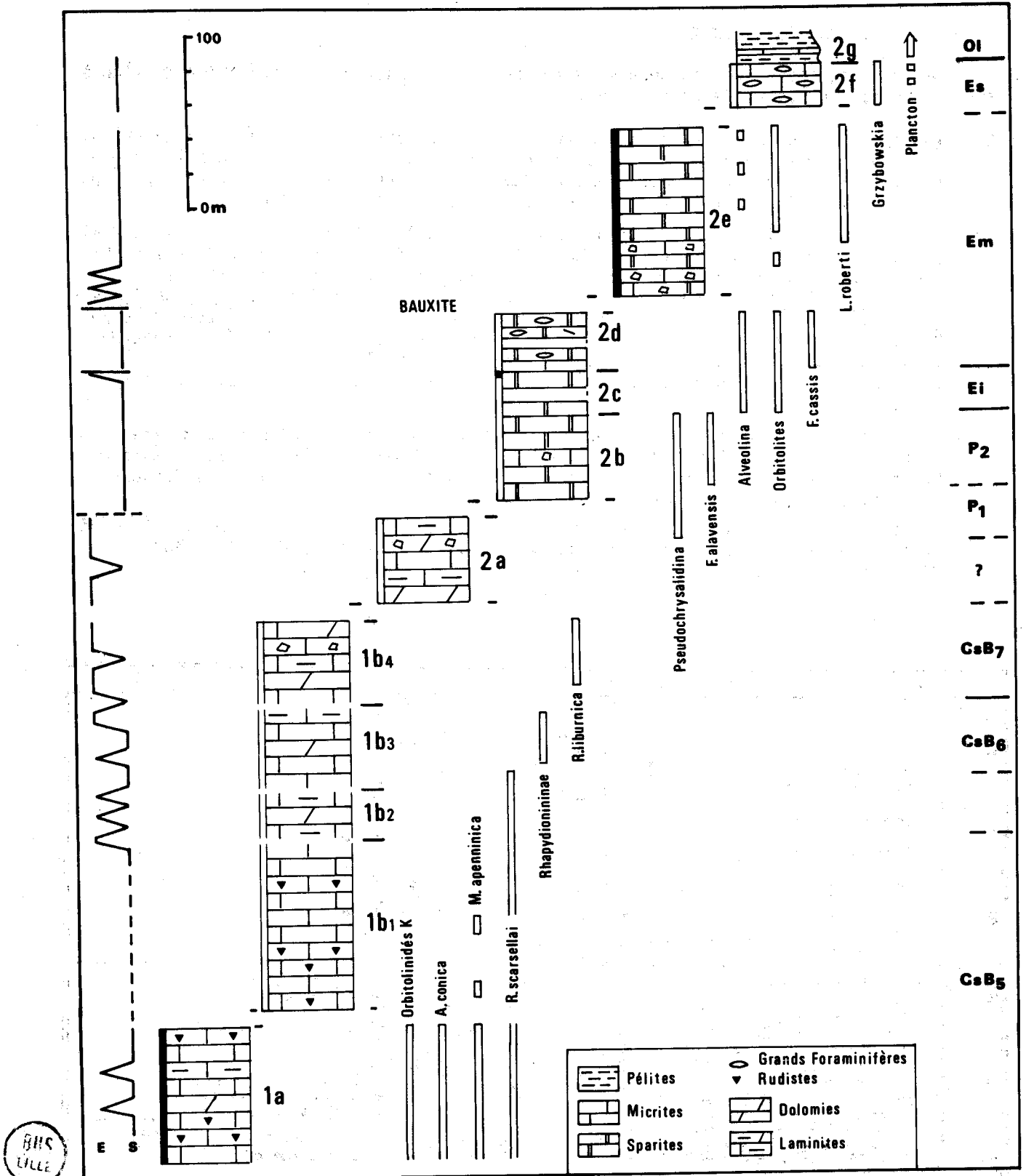


Fig. 39. - Essai de reconstitution de la série carbonatée affleurant dans le Massif de Pylos. Les chiffres et lettres situés à droite des colonnes lithologiques correspondent aux divisions du texte.

- 2d : 30 m. Calcaires clairs. Biomicrosparites à bioclastes : Nummulites, Alvéolines allongées, Gypsinidés. *Fabiania cassis* assure l'âge éocène moyen du terme. La transition au terme 2e n'a pas été observée ;
- 2e : (100 m ?). Calcaires sombres. Biosparites à Imperforés : Miliolidés, Pénéroplidés, *Orbitolites*, Alvéolines, *Lituonella roberti*. Age : éocène moyen.
Vers la base, on note des intercalations de passées noires : micrites fenestrées à lithoclastes, Gastéropodes, Echinodermes, Miliolidés, "*Discorbis*" et oogones de Charophytes. Des blocs de bauxite ont été observés, toujours à proximité d'affleurements de ces niveaux (voir fig. 3 in Fleury et coll., 1979). La transition au terme 2f n'a pas été observée ;
- 2f : (25 m). Calcaires bleutés. Biomicrosparites packstone. Corallinacées, Bryozoaires, Orthophragmines, *Grzybowski* sp., au sommet, *Spiroclypeus* sp., *Pellatispira madaraszi* et plancton associé. Age : éocène supérieur.
Dans l'îlot d'Ay. Mariani (entre Skhiza et Sapientza), des silex noirs en nodules sont particulièrement remarquables à ce niveau ;
- 2g : 10 m, au moins. Pélites jaunes à faune planctonique intercalées de un ou deux bancs calcaires (biomicrosparites packstone à faune planctonique et bioclastes : Corallinacées Orthophragmines). On a déterminé *Globigerina gortanii*, *G. tripartita*, *G. venezuelana* en l'absence de tout représentant de *Globorotalia cerroazulensis* s.l. Age : oligocène.

C) RECAPITULATION

On trouvera un essai de reconstitution de la série figure 39.

Le Crétacé supérieur marque, par ses faciès d'émersion, une simple régression dans l'ambiance de la plate-forme interne, sans intervention d'influences "externes". Le Paléocène "inférieur" conclue cette phase de l'évolution de la plate-forme.

Le Paléocène supérieur puis l'Eocène inférieur marquent la reprise franche d'une sédimentation marine, en milieu agité, non dépourvue des signes de la proximité des faciès "barrière", en l'absence cependant de pénétration d'organismes planctoniques. Cette période est conclue par une nouvelle émergence, soulignée par la probable absence de la partie élevée de l'Eocène inférieur (l'Ilerdien seul est daté ; le Cuisien ne peut être normalement développé).

L'Eocène moyen est coupé par une émergence importante, soulignée par une bauxite. La transgression finale, d'abord hésitante, s'affirme au cours de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène.

L'évolution de la région est tout à fait comparable à celle qui a été décelée dans le Massif du Klokova.

D) FIGURATIONS SE RAPPORTANT A LA REGION

- Figurations antérieures

- *Rhapydioninae*. Voir Fleury, 1974, 1977, 1979 a-b (tous les fossiles figurés identifiés par le sigle GGB).
- Faciès du Campanien-Maastrichtien. Bernier et Fleury, 1980, pl. I, fig. 9, 11 et 12.

- Dans ce travail

- *Taberina bingistani* : pl. I 7 à 10, GGB 409 (fig. 35, localité F 3).
- *Ovalveolina crassa* : pl. I 11 à 14, GGB 419 (fig. 35, localité F 1).
- *Sellialveolina* gr. *viallii* : pl. II 15-16, fig. A 3, 4 et 5, GGB 413 (fig. 35, localité F 2).
- *Cisalveolina lehneri* : pl. II 9, GGB 417 (fig. 35, localité F 4).
- *Scandonea mediterranea* : pl. III 9, GGB 345 (fig. 36, localité FE).
- "*Broeckinella* cf. *arabica*" : pl. IV 14, 16 et 18, GGB 152 (fig. 36, localité FD).
- *Fallotella alavensis* : pl. IV 13, GGB 49 (fig. 36).

LES MASSES CARBONATEES LIEES AU FRONT DE LA NAPPE PINDIQUE

Le front de la nappe pindique est jalonné de petits affleurements carbonatés dont la signification paraît différente d'un point à l'autre. Nous les examinerons brièvement du Nord au Sud (situation fig. 11) en donnant leur importance à ceux qui doivent être rapportés à la zone de Gavrovo-Tripolitza.

VII. - LES CALCAIRES DE PERISTERI

Signalés sous le nom de "Calcaires à Diplopores" par Renz (1930), ces affleurements de calcaires cristallins blancs associés à des roches effusives ont été revus par Aubouin (1959) puis par Caron (1975). Ils sont situés figure 11.

Ce dernier auteur a découvert dans les calcaires des "*Involutinidae* du Trias" (détermination L. Zaninetti), ainsi que des restes de fossiles qui pourraient faire penser que des niveaux plus récents s'y trouvent compris. Caron a par ailleurs présenté des arguments en faveur d'un âge ladinien (ou antérieur, évidemment) pour les andésites et basaltes andésitiques.

Ces formations sont difficiles à situer par rapport aux séries environnantes, mais seraient "intercalées dans le Crétacé inférieur pindique" selon Caron, qui y voit le résultat d'un "glissement en masse" d'un panneau d'origine néritique à cette époque.

Je n'en jugerai pas, n'ayant pas visité ce secteur, mais je retiendrai pour également plausible l'hypothèse (Aubouin, 1959) selon laquelle cette masse étrangère pourrait représenter une klippe du substratum. On comprendra dans ces conditions que je sois tenté d'y voir un éventuel équivalent de l'Unité du Megdhovas, ce que je discuterai le moment venu (Quatrième partie).

VIII. - LA KLIPPE DE KOTRONI

Signalée par Aubouin (1959, p. 385, pl. XXXVI, 2), cette petite masse se trouve en relation avec la nappe pindique, dont elle est cependant séparée par un accident sensiblement E-W (situation fig. 11). Elle est par ailleurs environnée d'une formation flyschoide "à blocs" d'apparence parfois chaotique évoquant le "Flysch du Megdhovas".

Un rapide examen des calcaires clairs, riches en Gastéropodes parfois, confirme leur assimilation à ceux du Gavrovo proposée par Aubouin. Il s'agit en particulier de calcaires d'âge cénomano-turonien : biomicrites à Gastéropodes, *Cisalveolina fallax* et *Pseudolituanella reicheli*, biomicrites fenestrées à Miliolidés, Ostracodes abondants, *Cisalveolina lekmeri* ? ...

La petite taille et l'allure ramassée de cette masse calcaire autorisent toutes les hypothèses. Il peut s'agir d'une simple klippe de Gavrovo, entraînée sous la nappe pindique, ou encore d'un élément de l'Unité du Megdhovas (bloc resédimenté, ou même substratum du Flysch de cette Unité). Il n'est question ici que de poser le problème, dont la solution ne saurait être éventuellement trouvée qu'à l'occasion d'une étude plus précise.

IX. - LA LAME CALCAIRE DE PALEOKATOUNA

Située (fig. 11) près du bord méridional de la feuille 1/50 000 Agrafa (n° 169, fig. 5), cette lame se trouve à l'avant du front pindique, dont elle se détache nettement par sa morphologie et sa teinte claire. Bien visible depuis la partie nord-occidentale de la feuille Frangista, elle était de nature à provoquer mon intérêt. Je l'ai donc rapidement visitée alors que le lever de la feuille Agrafa n'était pas entrepris, mais que je n'étais pas en possession des données ultérieurement acquises, susceptibles d'aider à son interprétation. Je ne suis donc pas en mesure d'en donner une coupe ou une carte qui soit significative.

Elle a été cartographiée par Lybérís (1978), qui en a donné une interprétation très autochtone ; j'inclinerais pour ma part à y voir une lame allochtone.

D'une puissance de 20 à 50 m (ou plus ?), cette lame calcaire plongeant vers l'E, est constituée de niveaux d'âge éocène moyen et/ou supérieur (biosparites à Miliolidés, Pénéroplidés abondants, *Lituonella roberti* et *Chapmanina gassinensis* ; biomicrites à Orthophragmines et grandes Nummulites) de faciès Gavrovo-Tripolitza typiques.

J'ai observé sur son flanc E -dans de mauvaises conditions d'affleurement, il est vrai- des marno-calcaires jaunes à faunes planctoniques, selon toute vraisemblance non remaniées, de l'Eocène supérieur (*Globorotalia cocoaensis*, Hantkénines abondantes). Sous la barre (à l'W) en revanche, en contact apparemment normal, des marno-calcaires jaunes à éléments arrondis de calcaires éocènes renferment une faune de Globigérinidés probablement oligocènes.

L'âge relatif des deux niveaux à plancton indiquerait que la lame se trouve en position renversée, à moins que les calcaires ne soient chevauchants sur les marno-calcaires à faune oligocène. Sa situation n'est cependant pas simple, car comme l'indique Lybéris, des "niveaux à blocs" séparent la masse calcaire de l'ensemble du Flysch qui s'étend à l'W. Ces "niveaux à blocs" que je considérerais également, lorsque je les vis, comme la partie supérieure du Flysch "autochtone" pourraient cependant représenter le "Flysch du Megdhovas", ce qui rendrait évidemment le dispositif assez complexe, mais pas essentiellement différent de certains de ceux que je décrirai sur la feuille Frangista (partie quatrième).

Comme précédemment, il est nécessaire dans ce cas de rester dans l'expectative. Il conviendra d'examiner de nouveau ces affleurements dans une optique plus large.

X. - LES LAMES CALCAIRES DE LA DEMI-FENETRE DU MEGDHOVAS ET D'AYIOS VLASSIOS

Ces affleurements (situés fig. 11) ont fait l'objet d'un examen attentif lors du lever de la feuille Frangista. Ce sont des calcaires néritiques où le Lias est daté ; je les considère comme le substratum "normal" du "Flysch du Megdhovas". La quatrième partie de ce travail sera consacrée à l'ensemble.

XI. - L'UNITE DE KALOUSI-ALEPOKHORI

Figurée comme un anticlinal de calcaires à Nummulites noyé dans le Flysch par Philipson (1892, p. 268), la structure de Kaloussi-Alépokhori a été revue récemment par Dercourt et coll. (1973). J'en décrirai le détail, car outre que ces affleurements constituent les seuls témoins de l'Eocène de Gavrovo-Tripolitza au NW du Péloponnèse, la singulière structure qu'on y décèle est riche d'enseignements.

Entre Kaloussi et Alépokhori (situation fig. 11), trois lames calcaires sortant du Flysch s'allongent parallèlement au Massif de l'Olonos correspondant au front de la nappe pindique (fig. 40 et 42). On décrira séparément chaque lame et on établira la structure de l'ensemble.

A) ANALYSE DE LA SERIE

1) LA LAME OCCIDENTALE

La lame "L 1" (fig. 40 et 42), plongeant vers l'E, s'allonge sur près de 5 km. On y observe, près de son extrémité N, surmontant tectoniquement le Flysch occidental, environ 40 m de calcaires dont le détail s'établit comme suit :

- 3 m. Calcaires sombres. Biomicrites parfois fenestrées à Miliolidés, Pénéroplidés, Gastéropodes, "*Discorbis*". Age : éocène moyen ? ;
- 10 m. Calcaires sombres. Biosparites et biomicrites à Miliolidés, Pénéroplidés, *Orbitolites*, *Lituonella roberti*, *Makarskiana trochoidea*, débris d'Echinodermes au sommet. Age : éocène moyen ;
- 25 m. Calcaires clairs. Biomicrites packstone. Gypsinidés, débris d'Echinodermes, *Korobkovella grosserugosa*, *Halkyardia minima*, *Chapmanina gassinensis*, *Fabiania cassis*. Age : éocène moyen et/ou supérieur ;

- 2 m. Calcaires clairs. Biomicrites wackestone à Corallinacées, Orthophragmines, *Grzybowski* sp. puis au sommet une abondante faune planctonique à *Globorotalia cerroazulensis* s.l. Age : éocène supérieur.

Viennent ensuite, en continuité, les "couches de passage au Flysch" :

- (12 m). Pérites (marno-calcaires) jaunes à faune planctonique : *Globigerina tripartita*, *Gg. venezuelana*, *Hantkenina* ou *Cribrohantkenina* sp., *Globorotalia cocoensis*, alternant avec des calcaires à petits lithoclastes et grands bioclastes : *Grzybowski*, *C. gassinensis*, *F. cassis*, Orthophragmines. Niveaux péritiques à éléments calcaires (faciès précédents) arrondis. Age : éocène supérieur.

Après une lacune d'observation de quelques m :

- un banc calcaire, probablement lenticulaire. Biomicrite packstone à petits lithoclastes et grands bioclastes (comme précédemment) dont *Spiroclypeus* sp. Age : éocène supérieur

2) LA LAME MEDIANE

La lame "L 2" s'allonge sur près de 3 km, au N de Spartia (= Grévena). Elle est presque entièrement limitée par deux accidents subverticaux méridiens qui lui donnent une allure très rectiligne. On observe cependant à son pied, dans les gorges d'Alépochori que les calcaires plongent vers l'Est. La masse des calcaires est de fait très broyée, mais on observe cependant, d'E en W :

- des calcaires à Miliolidés et "*Pseudochrysalidina*". Age : paléocène ;
- des calcaires à rares Alvéolines (Flosculines sphériques), *Orbitolites*, *Assilina*. Age : éocène inférieur ;
- (après le passage d'une faille) des calcaires (broyés) à Alvéolines allongées. Age : éocène moyen ;
- un mince niveau de bauxite (dont la composition, communiquée par P. Tsoflias, s'établirait comme suit : Si O₂ - 10,50 % ; Al₂ O₃ - 47,50 % ; Ti O₂ - 1,50 % ; Fe₂ O₃ - 22,77 % : perte au feu : 14,20 %) ;

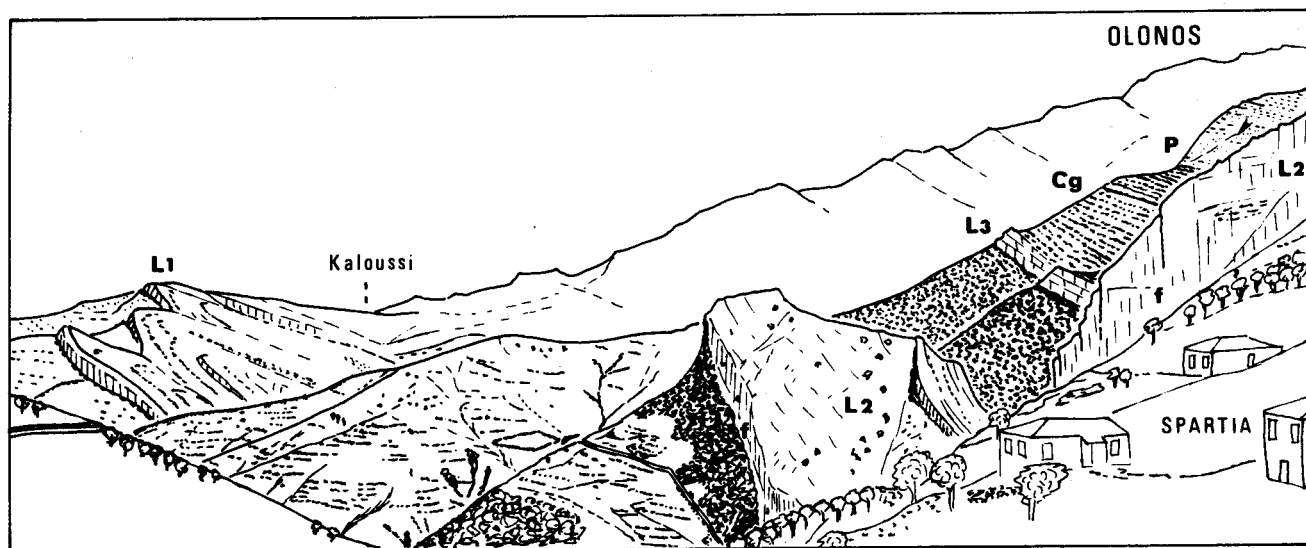


Fig. 40. - Vue d'ensemble des lames calcaires perçant le Flysch sous le front de l'Olonos entre Alepochori et Kaloussi, depuis un point d'observation situé dans l'angle inférieur gauche de la figure 42 (Spartia). Les lames calcaires L 1, L 2 et L 3 sont numérotées comme dans le texte et comme sur la figure 42 (f indique un miroir de faille limitant vers l'W la lame L 2).

Cg : conglomérats du Flysch ; PO : base de la nappe du Pinde-Olonos.

- des calcaires sombres à Gastéropodes et intraclastes. Age : éocène moyen ;
- des calcaires clairs à *Grzybowskiia*. Age : éocène supérieur ;
- des pélites jaunes, déterminant un abri sous roche.

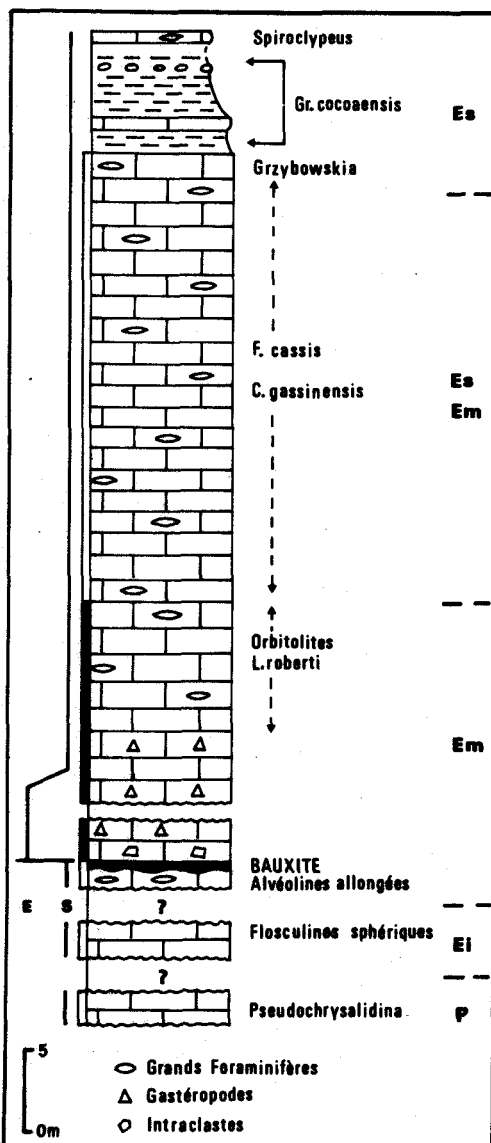
Remarques :

- à l'extrémité septentrionale de la lame, les calcaires sont moins épais ; on trouve cependant sur son côté E, des calcaires noirs à Gastéropodes et sur son côté W, des calcaires à *Grzybowskiia* ;

- la feuille 1/50 000 Kertézi (n° 255, fig. 5) où l'extrémité S de la lame est représentée comporte une erreur : les niveaux "Em-s" ("couches de passage") sont en effet dessinés sur le côté oriental de la lame calcaire, en lieu et place des niveaux du Paléocène-Eocène inférieur.

3) LA LAME ORIENTALE

La lame "L 3" est relativement peu épaisse (30-40 m au plus). On trouve sur son côté oriental des calcaires clairs à Corallinacées, *C. gassinensis*, *Grzybowskiia* et rares débris de plancton, surmontés de marno-calcaires jaunes (*Gr. cocoaensis*, *Gr. cunialensis*) à passées conglomératiques (galets arrondis de matériel calcaire "local") qui se développent sur environ 150 m de puissance (redoublements possibles) et supportent la nappe pindique (calcaires triasiques).



En conclusion, la série calcaire des trois lames comporte des témoins de l'ensemble du Paléocène-Eocène (fig. 41) :

- 1°. le Paléocène à "*Pseudochrysalidina*" ;
- 2°. l'Eocène inférieur à Flosculines sphériques ;
- 3°. l'Eocène moyen et/ou supérieur p.p.
 - calcaires à Alvéolines allongées
 - niveau de bauxite
 - calcaires sombres à Gastéropodes, *L. roberti*...
 - calcaires clairs à *C. gassinensis*, *F. cassis*...
- 4°. l'Eocène supérieur
 - calcaires clairs à *Grzybowskiia*
 - marno-calcaires jaunes à passées conglomératiques à *Gr. cocoaensis* et *Gr. cunialensis*.

Dans les limites de ce qu'on en connaît, la série est donc tout à fait comparable à celle du Klokova, par exemple. A l'exception, remarquable, de l'apparition des sédiments détritiques (couches de passage au Flysch) dès l'Eocène supérieur.

Fig. 41. - Reconstitution de la série constituant les trois lames calcaires de Kaloussi-Alepokhori.

B) STRUCTURE

Les deux lames calcaires extrêmes (L 1 - L 3) se présentent en série normale. La lame médiane (L 2), plus redressée plonge également vers l'Est mais se trouve en série inverse (fig. 42). Le Flysch situé entre cette lame (L 2) et la lame orientale (L 3) est très repleyé ; un banc calcaire (biomicrite à lithoclastes petits et grands bioclastes : *C. gasinensis*, *Grzybowskaia*) s'y observe, qui dessine clairement la structure (coupe A). En outre, au S de Kaloussi, apparaissent au milieu du Flysch grésopélitique, des affleurements de marno-calcaires jaunes (à *Gr. cocoensis*) qui indiquent une structure anticlinale.

Tout concorde donc pour admettre que les 3 lames calcaires constituent les parties d'un même ensemble, chevauchant le Flysch "autochtone", et ultérieurement repleyé, ce dont rend compte la figure 42.

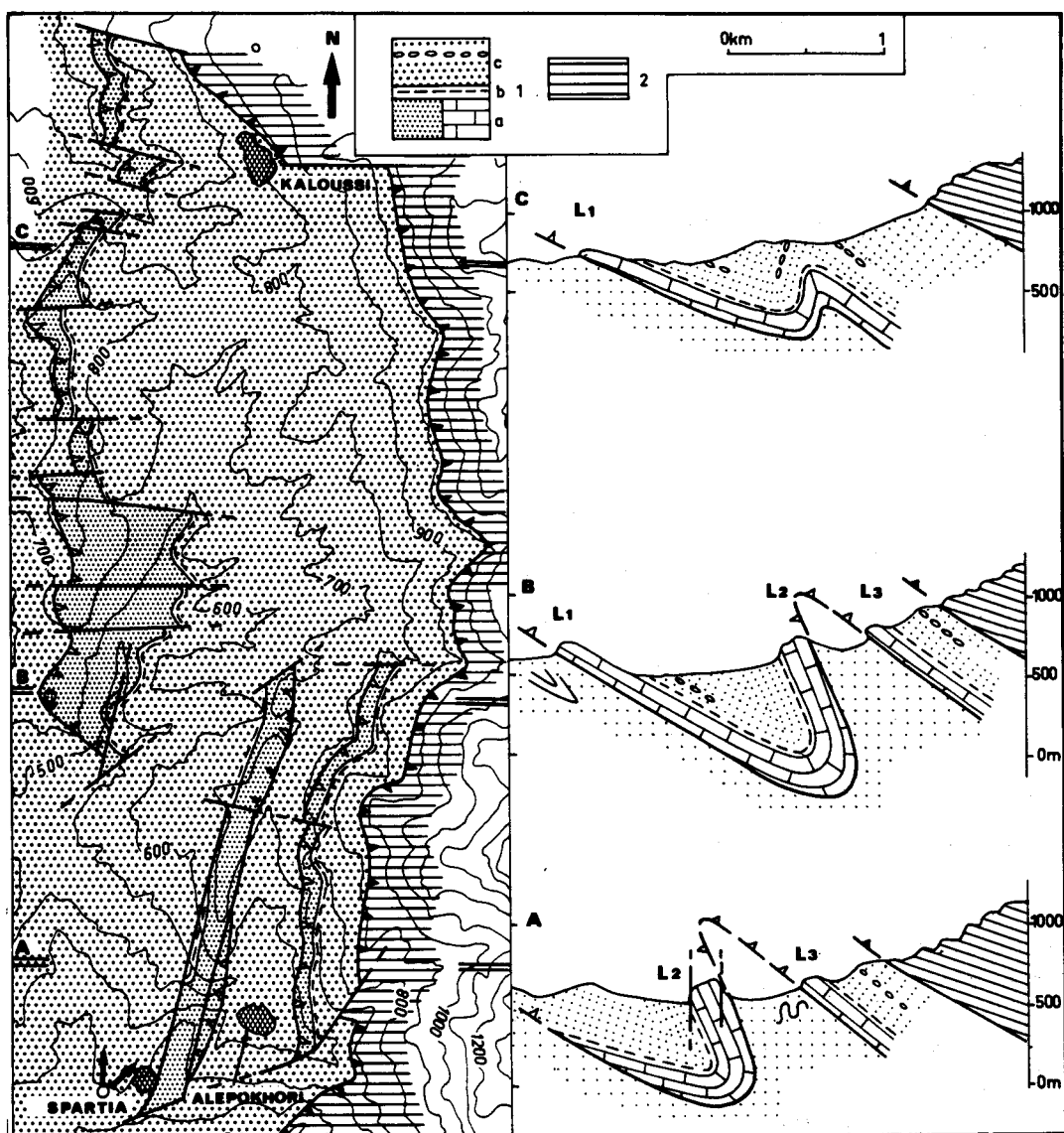


Fig. 42. - Esquisse cartographique et coupes des 3 lames calcaires de Kaloussi-Alepokhori.

1 : série de Gavrovo-Tripolitza ; a : calcaires paléocènes et éocènes ; b : couches de passage au Flysch ; c : Flysch grésopélitique et conglomérats. 2 : nappe pindique. On a situé, près de Spartia, le point de vue de la figure 40.

Il reste que de nombreux accidents subverticaux directionnels ou transverses compliquent la structure et paraissent responsables de la disparition des deux lames internes vers le N et de la lame externe vers le S. Les 3 lames s'observent cependant sur un même parallèle (coupe B).

C) FIGURATIONS SE RAPPORTANT A CETTE UNITE

- Faciès de l'Eocène moyen et supérieur :

Fleury et Tsoflias, 1972, pl. I, fig. 1 à 6 ; pl. II, fig. 1, 2, 5 et 6.

XII. - L'ANTICLINAL DE KALÉDZI-BROSTOVITSA

Situé peu au SW, et dans le prolongement de l'Unité précédente, cet anticlinal calcaire est également très proche du front pindique (fig. 11). Il se trouve presque entièrement sur la feuille 1/50 000 Kertézi (leviers de J.M. Flament).

J'ai visité cet affleurement à l'aplomb du village de Brostovitsa (= Drossia). Il s'agit d'un anticlinal pincé très dissymétrique :

- le flanc occidental, sub-vertical montre les pélites jaunes de la base du flysch (à *Gr. cocoaensis* et des formes très proches de *Gr. curialensis*) en contact normal sur des calcaires (biomicrites wackestone-packstone) à Corallinacées, Orthophragmines, grandes Nummulites, *Grzybowskia* et plancton (environ 15 m). Age : éocène supérieur ;
- le coeur de la masse calcaire est constitué de calcaires (biosparites) à Miliolidés, Pénéroplidés, *C. gassinensis*, *F. cassis*, *Orbitolites*. Age : éocène moyen ;
- le flanc oriental est sub-horizontale et montre de nouveau les calcaires à Corallinacées, puis les pélites jaunes des couches de passage. Un bloc calcaire non en place a livré, dans une biomicrite wackestone-packstone à Corallinacées, *Pellatispira madaraszii* ; il se pourrait qu'il s'agisse d'un bloc provenant d'un banc calcaire inclus dans la base du Flysch, qui n'a pourtant pas été observé en place.

Izart (1976) a montré que le Flysch grésopélitique situé immédiatement à l'W de la barre calcaire est particulièrement riche en figures et structures sédimentaires témoignant de courants de turbidité, et en traces ichnologiques caractérisant des milieux profonds. Ces caractères le distinguent de tous les autres ensembles détritiques de la région, y compris de l'ensemble de même âge situé immédiatement à l'Est du massif du Skolis (G. Bizon a déterminé ici *Gg. evapertura* et *Gr. increbescens*, ce dernier étant sensiblement restreint à la zone à *C. chipolensis*/*P. micra* de Stainforth et coll., 1975). Ce Flysch affronte celui de "l'ensemble C" (voir Cinquième Partie) suivant un contact anormal situé environ à 1 km à l'W de la lame calcaire.

Il s'ensuit que la structure d'ensemble de cette unité évoque précisément celle de l'Unité de Kaloussi-Alépochori et pourrait être représentée par un dessin très comparable à celui de la coupe A de la figure 42.

XIII. - LA LAME DE SKIADHA

Discontinue et de très faible puissance, cette lame calcaire (située fig. 11) est également liée au front pindique (feuille 1/50 000 Gouméron, à paraître, n° 254, fig. 5 ; leviers de A. Izart).

Les calcaires de l'Eocène supérieur, affectés d'un pendage d'environ 45° vers l'E affrontent abruptement le Flysch occidental. Sur le côté oriental, les calcaires passent normalement au Flysch. On peut observer au sommet de la petite barre située à moins d'un km au S de Skiadha, l'intéressant contact suivant :

- la surface sommitale des calcaires clairs (biomicrite wackestone à Corallinacées, Orthophragmines, *Grzybowskia*, plancton abondant) encroûtée de produits ferrugineux est creusée de petites cuvettes en partie emplies de calcaire jaunâtre (biomicrite wackestone à

plancton -dont *Gr. cerroazulensis* s.l.- et organismes benthoniques épars : Corallinacées, Orthophragmines, *Grzybowskiia*). La différence entre les deux calcaires séparés par la surface ferrugineuse est aisée à caractériser : la proportion des éléments benthoniques et planctoniques s'est inversée. Une discontinuité de sédimentation est ici manifeste au sein des calcaires ; on ne saurait évidemment pas y trouver la trace d'un épisode de déformation majeur ;

- l'ensemble calcaire est recouvert par des marno-calcaires jaunes à abondante faune planctonique (dont *Gr. cocoaensis*) et rares éléments benthoniques (Orthophragmines).

La structure est ici simple : la lame calcaire monoclinale portant son propre Flysch chevauche le Flysch occidental "autochtone".

FENETRES DE GRECE CONTINENTALE

Les deux affleurements considérés ci-après apparaissent au sein des zones internes à la faveur de fenêtres. Leur importance est donc considérable pour la compréhension de l'édifice hellénidique. Les séries sont cependant encore trop imparfaitement connues pour qu'on en traite longuement.

XIV. - LA SERIE DE L'OLYMPE

On doit à Godfriaux (1968) la connaissance d'une série entièrement constituée de carbonates néritiques environnée de séries métamorphiques (situation fig. 11). Fleury et Godfriaux (1975) ont indiqué que dans l'état des connaissances, l'attribution -souvent envisagée- de cette série à la zone de Gavrovo-Tripolitza était des plus vraisemblable.

Je rappellerai brièvement les descriptions de Godfriaux qui distingue 4 termes carbonatés et le Flysch :

Formation d'Agiou Diounissiou (environ 1 000 m)

Parmi des faciès banaux, existent des calcaires rubanés à Gastéropodes et Dasycladacées ("calcaires à hiéroglyphes") qui sont de fait des calcaires fenestrés. Le Norien est daté au sommet de la formation.

Formation du Mitika (environ 500 m).

Essentiellement dolomitique, cet ensemble n'a jusqu'à présent livré que des Madrépores.

Formation du Tigania (environ 500 m)

Des calcaires marneux roux, des dolomies à Mollusques et Madrépores, des calcaires dolomitiques sont surmontés par (Fleury et Godfriaux) :

- 20 m de calcaires bleu-noir à Rudistes (terme 18b) ;
- 140 m de calcaires gris, bleus ou blancs, parfois bréchiques à débris de Rudistes (termes 18c, 19 a et b) caractérisés par la présence de *Rhapydionina liburnica* (voir pl. III, 1 à 3). Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur").

Le fossile, assez fréquent, se trouve parfois bien conservé (encore qu'écrasé) dans des biomicrites wackestone à débris de Rudistes, Miliolidés, Ostracodes, "*Discorbis*" et rares *Cuneolina*. Les tests sont toujours recristallisés, signalant des conditions de diagenèse à l'émersion. Les sédiments accompagnant -biomicrites à Dasycladacées et Gastéropodes, micrites fenestrées- sont de même signification dans leur ensemble.

Formation du Varlama (200 m)

Les calcaires et dolomies des 150 premiers mètres ont livré (déterminations L. Hottinger) :

- un niveau éocène inférieur (ilerdien) caractérisé par la présence d'*Alveolina ellipsoidalis* ;

- un niveau probablement éocène moyen (une "Alvéoline allongée, spécifiquement indéterminable, ne peut appartenir à une zone plus ancienne que la zone à *A. dainellii* et plus récente que la zone à *A. elongata*").

Les 50 derniers mètres des calcaires n'ont pas livré de fossiles.

Le Flysch

Le passage des calcaires au Flysch est décrit par Godfriaux comme progressif ; à la base, des schistes jaune-verdâtre alternant avec des calcschistes bleutés et jaunâtres sont surmontés par une récurrence calcaire puis par des alternances de schistes et grès grossiers.

En résumé, aux incertitudes de datation près, cette série peut être aisément comparée à celles qui sont décrites ici dans le Gavrovo-Tripolitza. Les faciès à *R. liburnica* tout à fait identiques à ceux qui sont connus par ailleurs, la présence de l'Eocène inférieur et moyen (?) à Alvéolines sont autant d'arguments permettant d'exclure que la série puisse correspondre à celle du Parnasse.

XV. - LA SERIE D'ALMYROPOTAMOS

Située au S de l'île d'Eubée (fig. 11), la série d'Almyropotamos est constituée de calcaires métamorphiques qui peuvent appartenir à une zone néritique externe. Le "Gavrovo" ayant été évoqué à son propos, il convient d'en traiter, brièvement, puisque je n'en connais que ce que livre la littérature. La même formation apparaîtrait en Attique (série du Pentélique, Clément, 1976), et la série de Stropones, en Eubée moyenne, serait également de même signification (Guernet, 1978).

La série d'Almyropotamos est constituée de marbres dans lesquels Katsikatsos (1969) a daté le Trias (Mégalo-dontes) et le Crétacé supérieur (Hippurites). A leur extrême sommet, Dubois et Bignot (1978) ont décrit un hard-ground renfermant des fossiles clairement éocènes (Nummulites, plancton) recouvert par des schistes assimilables à un Flysch.

En dehors des arguments tectoniques (Katsikatsos et coll., 1976) qu'il ne nous appartient pas de discuter, on notera que rien ne s'oppose en principe à l'assimilation de cette série à celle de Gavrovo-Tripolitza. D'une part, la proximité des fossiles du Trias et du Crétacé supérieur peut être due à des accidents tangentiels comme il en existe dans le Gavrovo-Tripolitza ; d'autre part, une émergence paléocène, un changement du caractère de la sédimentation entre le Crétacé supérieur et l'Eocène, une réduction extrême de l'Eocène sont des caractères tout à fait compatibles avec l'histoire développée ici de la zone de Gavrovo-Tripolitza.

L'absence d'incompatibilité n'est évidemment pas une preuve mais constitue une pièce à verser au dossier, lequel ne manquera pas de s'épaissir.

LES FENETRES DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL

Les affleurements apparaissant à la faveur de fenêtres creusées dans la nappe pindique permettent d'observer une bande d'orientation W-E, sensiblement orthogonale aux directions structurales d'ensemble. Le domaine d'affleurement est séparé des deux bandes d'orientation N-S précédemment étudiées par la partie occidentale de la nappe pindique dénommée "Système des écaïlles" par Dercourt (1964) soit par près de 30 km ; on ne peut rien savoir de ce qui nous est ainsi caché.

On suivra un itinéraire qui conduira d'W en E, non sans quelques vicissitudes imposées par la répartition capricieuse des affleurements. On examinera d'abord un "bloc sud-oriental" (à l'W du Massif du Mainalon) puis une bande d'orientation NW-SE (entre le Kheïmos et Argos) enfin l'affleurement ponctuel de Dervenachia (au N d'Argos), témoin le plus oriental du Gavrovo-Tripolitza à cette latitude.

Il s'agit dorénavant des affleurements appartenant au "Domaine de Tripolitza".

XVI. - LA FENETRE DE DIMITSANA

La petite fenêtre creusée dans la nappe pindique au Sud de Dimitsana correspond aux affleurements les plus occidentaux de l'"autochtone". Mania (1970) y fit des observations.

Le Crétacé supérieur y est représenté par au moins 250 m de calcaires et calcaires dolomitiques à débris de Rudistes au sommet desquels le Maastrichtien est daté par *Rhaptydionina liburnica*.

Le Paléocène, l'Eocène inférieur et moyen y seraient peu puissants et peu riches en fossiles : aucune Alvéoline ou Nummulite n'a été observée sinon tout près de la base du Flysch.

Mania fit en outre plusieurs observations qui montraient que le passage des calcaires au Flysch s'effectuait d'une manière complexe, caractérisée par d'importantes récurrences calcaires (lenticulaires), à la base du Flysch, lui-même plus précoce que partout ailleurs. Dercourt et coll. (1970) devaient en donner une vue synthétique dont il ressortait que :

- les marnes de la base du flysch apparaissaient au-dessus de calcaires à *Orbitolites*, *Chapmanina gassinensis* et *Fabiania cassis* (Eocène moyen) et se trouvaient intercalées de lentilles calcaires renfermant la même microfaune ;
- une barre calcaire lenticulaire à Orthophragmines, *Grzybowskia*, *Spiroclypeus* et *Pellatispira madaraszii* (Eocène supérieur) se trouvait à 25 m au-dessus de la base des niveaux pélitiques.

De fait, nous n'étions alors pas préparés à suspecter des complications tectoniques dans cet "autochtone" et nous ne savions pas encore choisir les échantillons sur le terrain et dégager dans de bonnes conditions la microfaune planctonique des pélites calcaires, si bien que pour vraisemblables qu'elles demeurent, ces conclusions pourraient être susceptibles de subir quelques modifications.

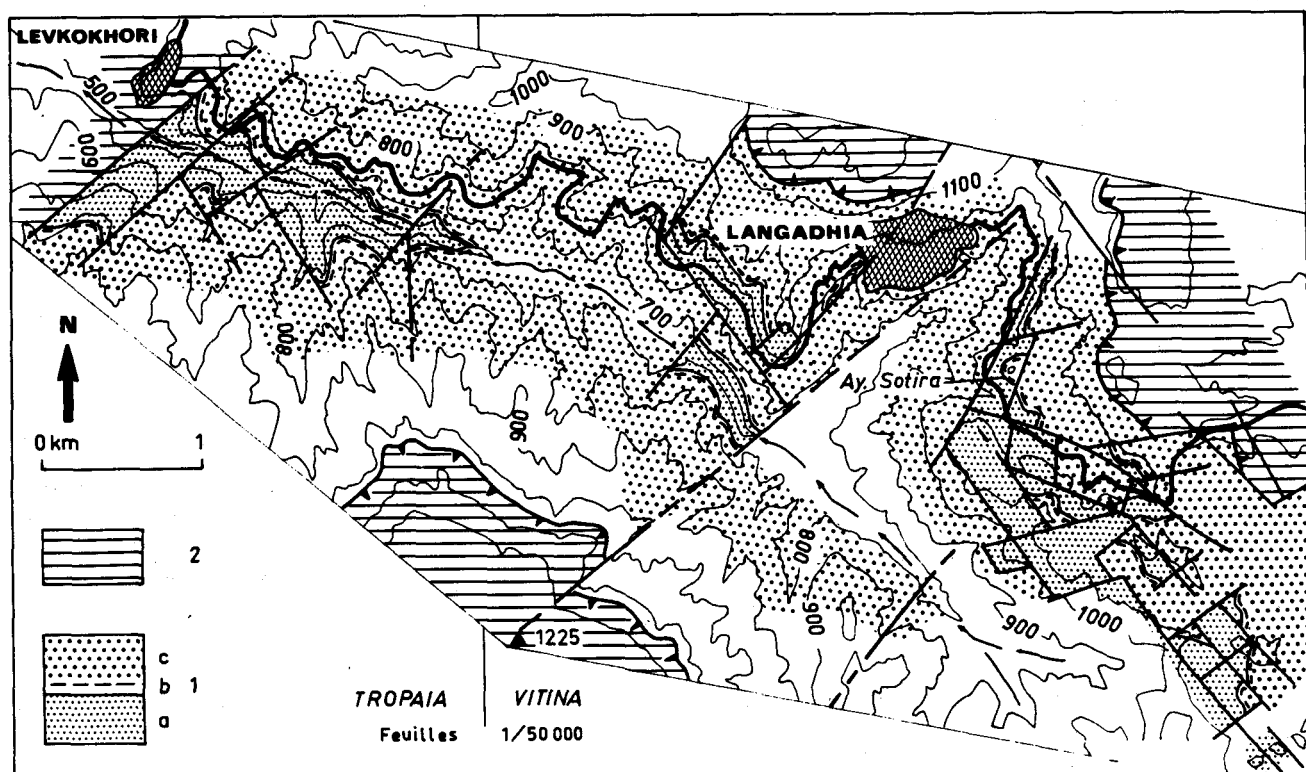


Fig. 43. - Esquisse géologique de la région de Langadhia.

1 : série de Tripolizza ; a : carbonates éocènes ; b : couches de passage au Flysch ; c : Flysch. 2 : allochtone pindique.

Il reste que plusieurs observations concordantes indiquent que les premiers niveaux marneux sont d'âge relativement ancien, soit éocène moyen (présence d'*Orbitolites*) soit éocène supérieur basal.

XVII. - LA FENETRE DE LANGADHIA

L'affluent du fleuve Ladon (le Langadhianon potamos) a creusé ici (situation fig. 11) de profondes gorges entaillées en partie dans le Flysch, qui peuvent laisser supposer que cette formation est très puissante, ce qui ne manquerait pas d'être singulier dans l'ensemble du Domaine de Tripolitza.

Afin de tenter d'éclaircir cette question, j'ai esquissé une rapide cartographie de cette région (fig. 43), dont les premiers résultats indiquaient qu'il n'était pas nécessaire de la mener à son terme. L'esquisse ne donne qu'une faible idée de la densité des accidents cassants ; en particulier la partie orientale est très simplifiée : les masses calcaires (portant au sommet leurs couches de passage) sortant du Flysch sont parfois de si petite taille (voir Dercourt et Fleury, 1977, fig. 3) qu'il n'était pas question de les porter sur une minute à 1/50 000 (comportant des courbes équidistantes de 40 m). Par ailleurs, il n'est pas impossible que certaines masses calcaires soient chevauchantes sur le Flysch.

Quoi qu'il en soit, le dispositif correspond manifestement à un graben dont l'axe coïncide approximativement avec celui de la vallée. La nappe pindique (très proche du sommet des calcaires "autochtones" aux alentours de Langadhia), se trouvant en effet de part et d'autre de la vallée à des altitudes constantes proches de 1 100 m, implique que tout abaissement visible sur un flanc de la vallée (près de Langadhia) corresponde à un exhaussement de même importance sur l'autre flanc. Ceci dans la mesure au moins où l'on admet que l'essentiel de la tectonique cassante est postérieur à la mise en place de la nappe pindique, ce que rien ne dément.

Il en résulte qu'on n'a pas de raisons de penser que la puissance du Flysch situé entre les calcaires "autochtones" et la nappe pindique puisse excéder 500 m, compte non tenu des éventuels redoublements pouvant résulter d'une tectonique tangentielle au sein de ce Flysch.

La série carbonatée "autochtone" n'a pas été étudiée dans le détail ; j'y ai observé :

- des calcaires et dolomies sombres, à fréquents Gastéropodes intercalés de biomicrosparites à Miliolidés, Pénéroplidés et *Orbitolites*, vraisemblablement de l'Eocène moyen ;
- le sommet des calcaires (20 à 25 m), observable sur les flancs de la petite éminence portant la chapelle d'Ayia Sotira (au SW de Langadhia), est constitué de biomicrites packstone-wackestone à Orthophragmines, Corallinacées, Bryozoaires et *Grzybowski* associées au sommet à des faunes planctoniques (dont *Gr. cerroazulensis* s. l. ; voir pl. IV, 7-8).
- les couches de passage au flysch (20-25 m) présentent les habituels marno-calcaires jaunes à bancs calcaires intercalés (calcaires à petits lithoclastes et grands bioclastes, dont *C. gassinensis*) et niveaux à galets calcaires arrondis. L'ensemble de ces marno-calcaires est riche en *Gr. cocoaensis* *Gr. cunialensis* et Hantkénines qui affirment leur âge éocène supérieur. *Globigerina gortani* a été observée, rare et seulement au sommet de l'ensemble ; cette espèce indiquerait un niveau élevé de l'Eocène supérieur (voir Stainforth et coll., 1975).

XVIII. - LE MASSIF DU DRAKOVOUNI

La "Montagne du Dragon" (située fig. 11) correspond à l'apophyse nord-occidentale du grand massif du Mainalon.

La grande masse de la montagne est constituée de calcaires très sombres, extrêmement pauvres en niveaux fossilifères. Des passées riches en Gastéropodes, Miliolidés et Pénéroplidés laissent supposer que l'Eocène moyen y est puissamment représenté. Des affleurements de "couches de passage" soulignent cependant ici et là que des redoublements tectoniques sont vraisemblablement responsables de l'épaisseur apparente, peu habituelle.

J'ai effectué des observations dans ce secteur en compagnie de J.M. Flament et P. De Wever, puis de J. Dercourt. Nous avons pu nous convaincre de la réalité de ces redoublements dans les affleurements traversés en gorge par la rivière Paos, au NW du Massif proprement dit. Le résultat de ces observations est consigné sur la figure 44.

Tout semble permettre de conclure à l'existence de deux écailles superposées à matériel calcaire (d'âge éocène supérieur à *Grzybowska*), portant leurs "couches de passage" chevauchant, selon une flèche d'au moins 1 km, un Flysch lui-même lié par des couches de passage à des calcaires identiques aux précédents. Un ployement synclinal affecte les deux unités chevauchantes et les formations allochtones superposées ("Formation à blocs" et nappe pindique).

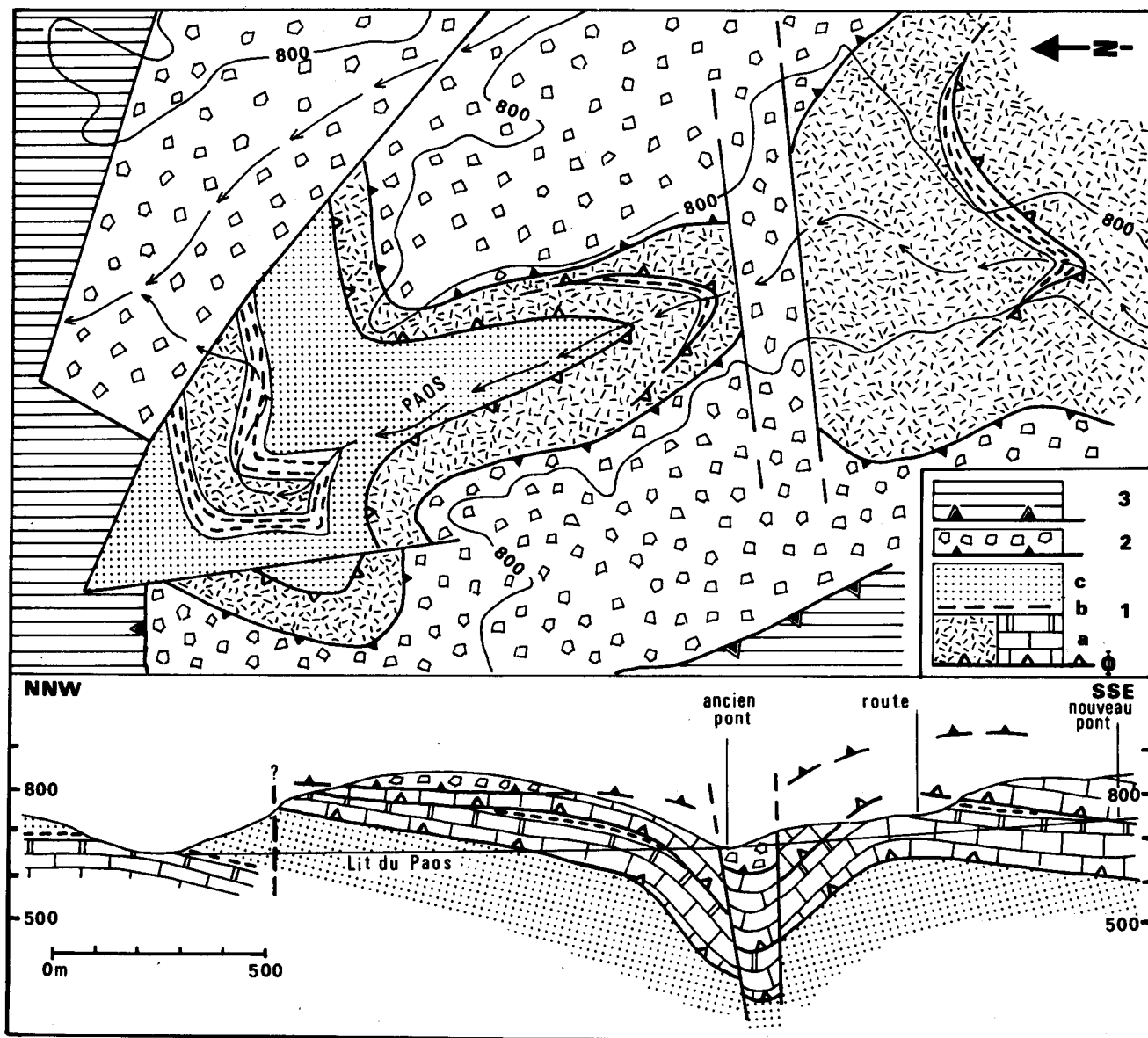


Fig. 44. - Esquisse cartographique et coupe des lames chevauchantes visibles à la faveur de la vallée du Paos (Massif du Drakovouni).

1 : série de Tripolitza ; a : calcaires éocènes (le figuré du banc calcaire supérieur n'est distingué qu'afin de mettre en évidence la superposition anormale d'origine tectonique lorsque la division b n'est pas représentée) ; b : couches de passage au Flysch ; c : Flysch.
2 : "Formation à blocs" ; 3 : nappe pindique.

Signalons que, comme nous l'avons déjà noté au front de la nappe pindique (Skiadha) et comme nous le verrons encore, le sommet des calcaires -très riche en plancton- est irrégulier, percé de petites cuvettes et semble se terminer en biseau dans les marno-calcaires jaunes, renfermant latéralement des galets de ce même calcaire. L'observation est cependant très délicate ici dans la mesure où on ne peut l'effectuer qu'en surface ; nous la confirmerons par des observations en coupe au Mavrovouni d'Argos.

XIX. - LA REGION DE VITINA

A) GENERALITES

Au coeur du Péloponnèse, le massif du Mainalon n'est pas sans évoquer celui du Gavrovo. Plus modeste par son étendue et son relief, il domine comme son équivalent de Grèce continentale un bas pays où restent les hommes. On ressent ici la même impression d'isolement et de paix que dans les parties les plus sauvages des Monts Valtou.

La présence de la forêt et l'homogénéité des faciès carbonatés rend difficile l'étude du Massif. L'examen d'une assez petite surface de ses abords nord-occidentaux (située fig. 11) m'a cependant permis de recueillir les éléments nécessaires à la reconstitution de la série stratigraphique locale (Albien à Eocène supérieur) et à la reconnaissance du style structural.

L'esquisse photogéologique (feuille 1/50 000 Vitina, n° 271, fig. 5) donne une idée assez précise de la répartition des affleurements du secteur mais n'a en général pas résolu les questions relatives à la nature des contacts entre les diverses séries. J'ai cependant ainsi disposé d'emblée d'un fond topographique (courbes à l'équidistance de 40 m) sur lequel mes observations ont pu être convenablement reportées. L'esquisse cartographique présentée (fig. 45) n'est que le résultat de parcours destinés à repérer les affleurements susceptibles de fournir matière à des coupes stratigraphiques. L'"environnement" (contact des formations allochtones supérieures) a donc été négligé. Par ailleurs, la partie méridionale de l'esquisse a été très simplifiée, bien qu'elle corresponde à une réalité d'ensemble : certains compartiments sont si petits qu'il est impossible de les représenter à l'échelle de la carte sans l'utilisation de couleurs.

Pour être parfois de bonne qualité, les conditions d'affleurement ne peuvent compenser le handicap que constitue, dans une région aussi densément affectée par la tectonique cassante, l'absence de parois accessibles permettant d'observer la succession des couches sur une petite surface. La route même, pourtant taillée dans le roc, montrait, il y a quelques années encore trop de zones apparemment broyées ou couvertes de brèches de pente pour qu'elle puisse offrir une coupe fiable ; il est possible que les récents travaux d'élargissement du très touristique itinéraire Tripolis-Olympie aient changé cet état de choses, mais je n'en ai pas été le témoin.

B) ANALYSE DE LA SERIE

Il n'est pas d'autre méthode possible ici que de décrire la série selon un découpage imposé par la discontinuité des affleurements. Chaque "tronçon" élémentaire (situé sur la fig. 45) sera décrit séparément et on tentera de caractériser les sédiments susceptibles de n'avoir pas été ainsi décrits.

1) TRONCON A

- a : 75 m. Calcaires sombres. Pelmicrites et biomicrosparites à Miliolidés. *Chrysalidina* sp. et "*Coskinolina*" *bronnimanni* (détermination D. Décrouez) permet de situer ici l'Albien, probablement ;
- b : 75 m. Calcaires sombres. Micrites mudstone à rares organismes (Miliolidés), à intraclastes parfois. Age : céno-manien ? ;
- c : 50 m. Calcaires plus clairs, formant une petite falaise. Micrites mudstone et biomicrorites (rarement fenestrées) à Miliolidés, *Cuneolina*, Nezzazatidés, *Pseudorhapydionina dubia* et *Broeckina balcanica*. Age : Cs B 2 ("céno-manien supérieur-turonien inférieur") ;

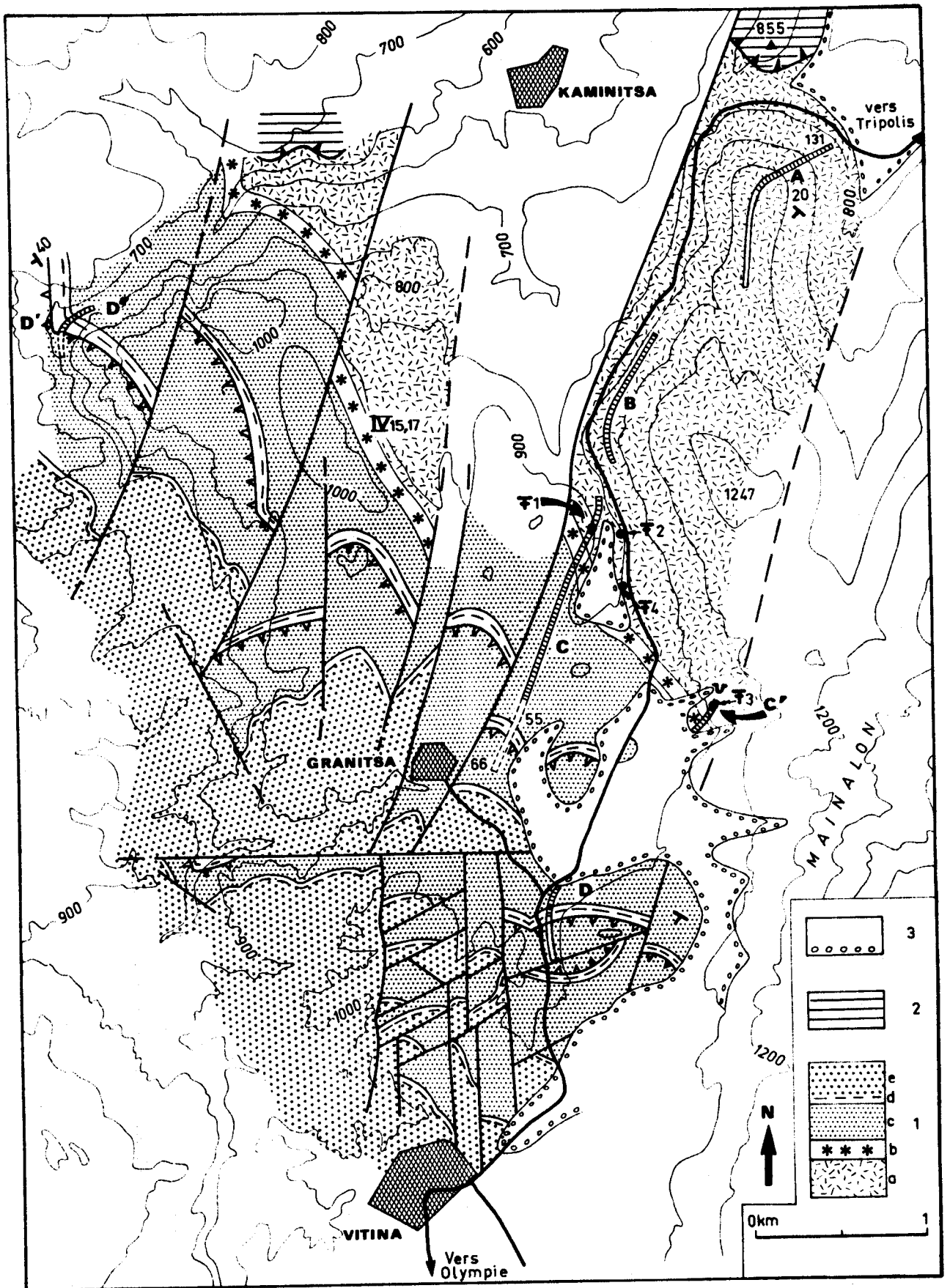


Fig. 45. -

BHS
LILLE

- d : 50 m. Calcaires clairs en bancs massifs comportant des biomicrites à débris d'Echinodermes et des micrites mudstone à rares organismes (*Cuneolina*, "*Valvulammina*", Gastéropodes parfois). Quelques niveaux montrent des structures fenestrées. Age : turonien-sénonien p.p. ?

2) INTERVALLE A-B

Le parcours sur la crête vers le S semble montrer que le faciès précédent se développe considérablement en épaisseur et passe à des calcaires riches en débris de Rudistes. Les affleurements sont cependant alors très médiocres et semblent porter la trace de cassures de direction N 130. On ne peut donc estimer l'importance de la série comprise entre A et B.

3) TRONCON B

Le parcours a été effectué le long d'une tranchée creusée dans le roc, joignant deux captages d'eau, à environ 10 m au-dessus du niveau de la route.

Il s'agit dans l'ensemble de calcaires très sombres, parfois riches en Rudistes. Biomicrites wackestone-packstone, à *Cuneolina*...

- a : à la base, un horizon (20 m) recélant *Keramosphaera tergestina* peut être attribué à la zone Cs B 4 ("Santonien supérieur") ;
- b : 80 m. Caractérisés dans l'ensemble par *Accordiella conica* et les "Orbitolinidés K" ; ce terme appartient à la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur"). On a observé à l'extrême base, dans un calcaire (intrabiomicrite) à débris d'Echinodermes, la présence d'*Orbitoides* cf. *tissoti* (rares débris).

4) INTERVALLE B-C

L'état des affleurements de la route ne permettait pas d'effectuer une coupe suivie. C'est en contrebas de cette route, dans un niveau intermédiaire entre les deux tronçons qu'a été récolté un échantillon (biomicrite packstone à débris de Rudistes) où M. Neumann a déterminé *Orbitoides media* et *Lepidorbitoides* sp. du Campanien supérieur ou Maastrichtien (gîte F 4, fig. 45).

Par ailleurs on a également récolté dans les mêmes niveaux un échantillon (XGI 43) riche en *Rhapydionininae*, dont fut figurée *Murciella* aff. *cuvillieri* (voir Fleury, 1979a, pl. 5, fig. 20 et 24 ; localité F 2, fig. 45).

5) TRONCON C

La coupe a été effectuée le long d'un chemin situé au bord occidental d'une dépression cultivée ; elle est aisée à suivre dans ses deux premiers tiers, mais devient ensuite de qualité médiocre. On observe (fig. 46) :

- a : 50 m. Calcaires et calcaires dolomitiques très clairs. Biomicrites fréquemment fenestrées, parfois à intraclastes. Niveaux riches en Ostracodes, "*Discorbis*" et Ophthalmitidés et niveaux riches en Miliolidés et *Rhapydionininae* à tests recristallisés. Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p.").

Fig. 45. - Esquisse géologique des environs de Vitina (extrémité NW du Massif du Mainalon).

1 : série de Tripolitza ; a : carbonates crétacés (Albien-Sénonien) ; b : horizon à R. *liburnica* ; c : carbonates paléocènes et éocènes ; d : couches de passage au Flysch. 2 : allochtone pindique ; 3 : dépôts superficiels récents. A, B, C, C', D et D' : tronçons de coupe décrits dans le Texte. F 1 : localité-type de *Murciella ovoidea* (GDD 8A) ; F 2 : localité à M. "*aff. cuvillieri*" (in Fleury, 1979a - XGI 43) ; F 3 : localité à M. "*aff. cuvillieri*" et M. "*n. sp. 1*" (in Fleury, 1979a - GDD 216) ; F 4 : localité à *Orbitoides media* et *Lepidorbitoides* sp. ; IV 15, 17 renvoie aux planches photographiques où "*Broeckinella* cf. *arabica*" est figurée. Un "contact anormal" souligné par des triangles matérialise l'hypothèse relative à l'existence d'une vaste unité allochtone aux alentours de Granitsa.

A la base un niveau (GDD 1) livre *Murciella renzi*, *Raadshoovenia guatemalensis* ?, *Cyclospuedomia hellenica* et *Rhapydionina* sp., associées à des Gastéropodes et des Miliolidés.

Vers le milieu de la division le niveau (GDD 8 A) a livré *Murciella ovoidea*, dont c'est le gisement-type (situé en F 1, fig. 45 ; voir Fleury, 1979a).

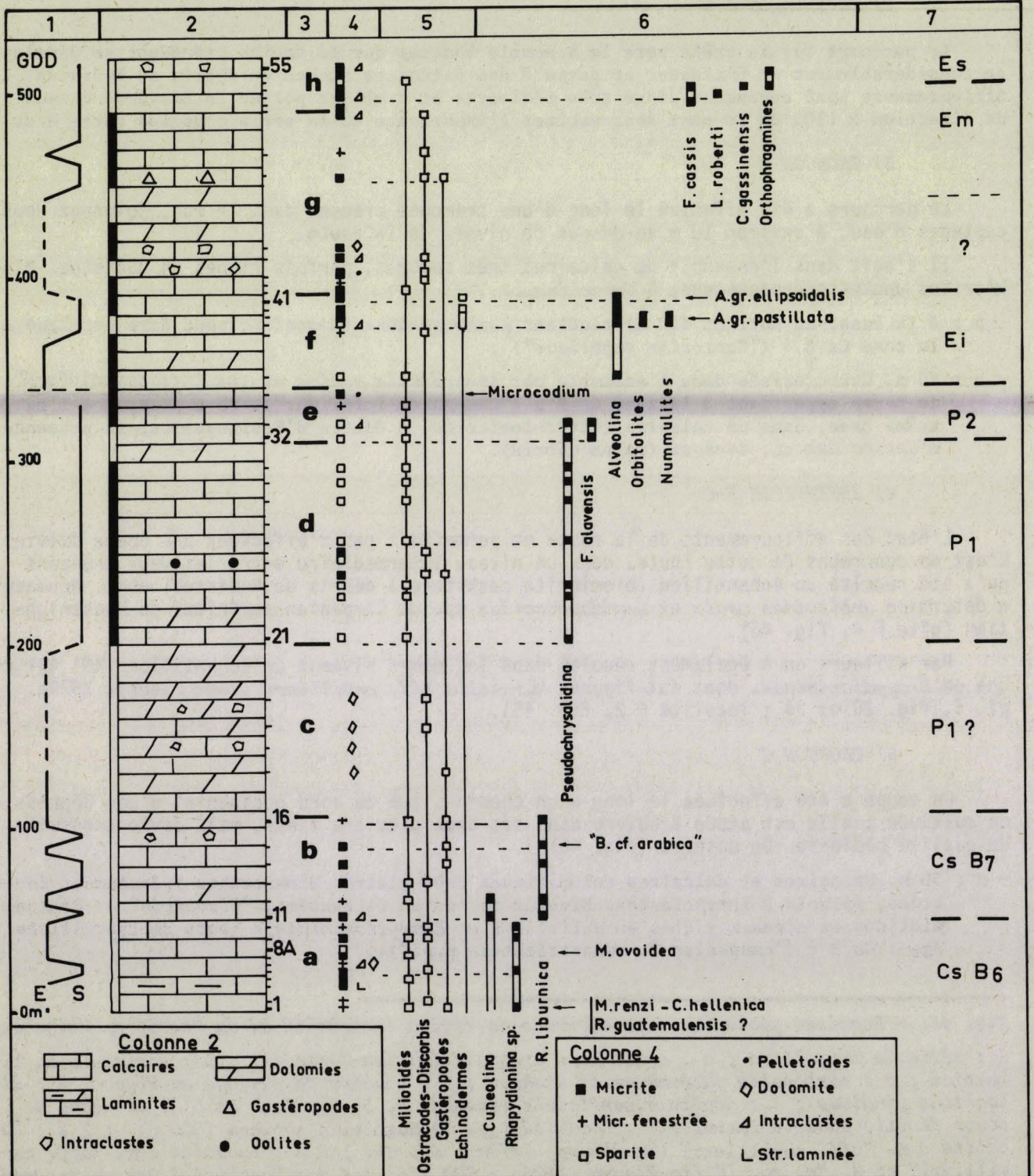


Fig. 46. - Analyse des sédiments du Crétacé terminal et d'une partie du Paléocène-Eocène dans la région de Vitina (tronçon C, fig. 45).

BUS
LILLE

Par ailleurs, une petite coupe complémentaire (C' sur la fig. 45) a été levée au flanc du massif du Mainalon, le long d'un chemin menant à une carrière. Partant des niveaux à *R. liburnica*, elle permet de situer approximativement vers la base de cette division un échantillon (GDD 216) dont ont été figurées, in Fleury, 1979a, *Murciella* "n. sp. 1" (pl. 2, fig. 20 à 24) et *Murciella* aff. *cuvillieri* (pl. 5, fig. 21 à 23) ;

- b : 50 m. Faciès identiques aux précédents, caractérisés par la présence de *Rhapydionina liburnica*, ordinairement recristallisée dans des micrites fenestrées mais dont un niveau présente des conditions de préservation exceptionnelle. Le fossile, très abondant est associé à des *Cuneolina*, de petites et rares *Murciella* sp. et, ce qui est tout à fait rare dans nos sédiments, des tests de sa génération B ("*Rhapydionina*" *liburnica*). Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur") ;
- c : 100 m. Dolomies et calcaires blancs, parfois à grands intraclastes. Les rares niveaux calcaires n'ont livré que des Gastéropodes, des Ostracodes et des "*Discorbis*", en l'absence de toute faune caractéristique. Age : crétacé terminal-paléocène inférieur ? ;
- d : 100 m. Calcaires sombres (et dolomies à la base). Biomicrites à Ostracodes et biosparites à Miliolidés et "*Pseudochrysalidina*". Age : paléocène "inférieur" ;
- e : 30 m. Faciès identiques aux précédents ; le dernier banc étant profondément carrié par des *Microcodium*. *Fallotella alavensis* caractérise le Paléocène supérieur ;
- f : 50 m. Calcaires et dolomies. Biomicrites (parfois fenestrées). Dans la deuxième moitié, biomicrites packstone à débris d'Echinodermes, rares Nummulites, *Orbitolites* et *Alveolina* (*A. gr. pastillata* et *A. gr. ellipsoidalis*). Age : éocène inférieur (limité probablement à l'Ilerdien) ;
- g : 100 m. Calcaires sombres à passées dolomitiques claires. Niveaux à intraclastes pouvant atteindre 5 à 10 cm. Biomicrites et micrites fenestrées à Ostracodes, "*Discorbis*" Ophthalmidiidés et parfois Gastéropodes. Aucun fossile caractéristique n'est reconnu. Age : éocène moyen ? ;
- h : 15 m. Calcaires clairs en gros (métriques). Biomicrites packstone à lithoclastes pouvant atteindre 10 à 15 cm de diamètre (intraclastes ?) et bioclastes : Corallinacées, Orthophragmines, *Lituonella roberti*, *Fabiania cassis* et *Chapmanina gassinensis*. Age : éocène moyen et/ou supérieur.

NB : une dépression dépourvue d'affleurements sépare ces calcaires de ceux qui, plus au S, forment une éminence. On y observe de nouveau des calcaires à "*Discorbis*", Ophthalmidiidés, puis à rares Alvéolines qu'on interprète comme constituant une unité recouvrant tectoniquement la base du Flysch (voir fig. 45).

La pauvreté des informations récoltées précédemment pour ce qui concerne l'Eocène justifie qu'on tente de les éclairer par l'étude d'autres affleurements.

6) TRONCON D

Une coupe peut être observée en bord de route entre Granitsa et Vitina (fig. 45) on y observe :

- un ensemble (environ 150 m) de calcaires et rares dolomies sombres, où parmi des biomicrites à Ostracodes, "*Discorbis*" et parfois oogones de Charophytes, s'intercalent des intramicrites et des biomicrosparites livrant vers la base des *Alveolina* sp. et vers le sommet *Lituonella roberti*. Age : éocène moyen (et inférieur ?) ;
- des calcaires à lithoclastes (éléments décimétriques parfois) et grands bioclastes, dans lesquels se développent des lentilles de marno-calcaires jaunes. Les calcaires ont livré des Orthophragmines, *C. gassinensis* et *F. cassis*, les marno-calcaires *Gr. cocoaensis*. Age : éocène supérieur ;
- environ 10 m de marno-calcaires jaunes à Globigérinidés, Hantkénines et *Gr. cocoaensis*.

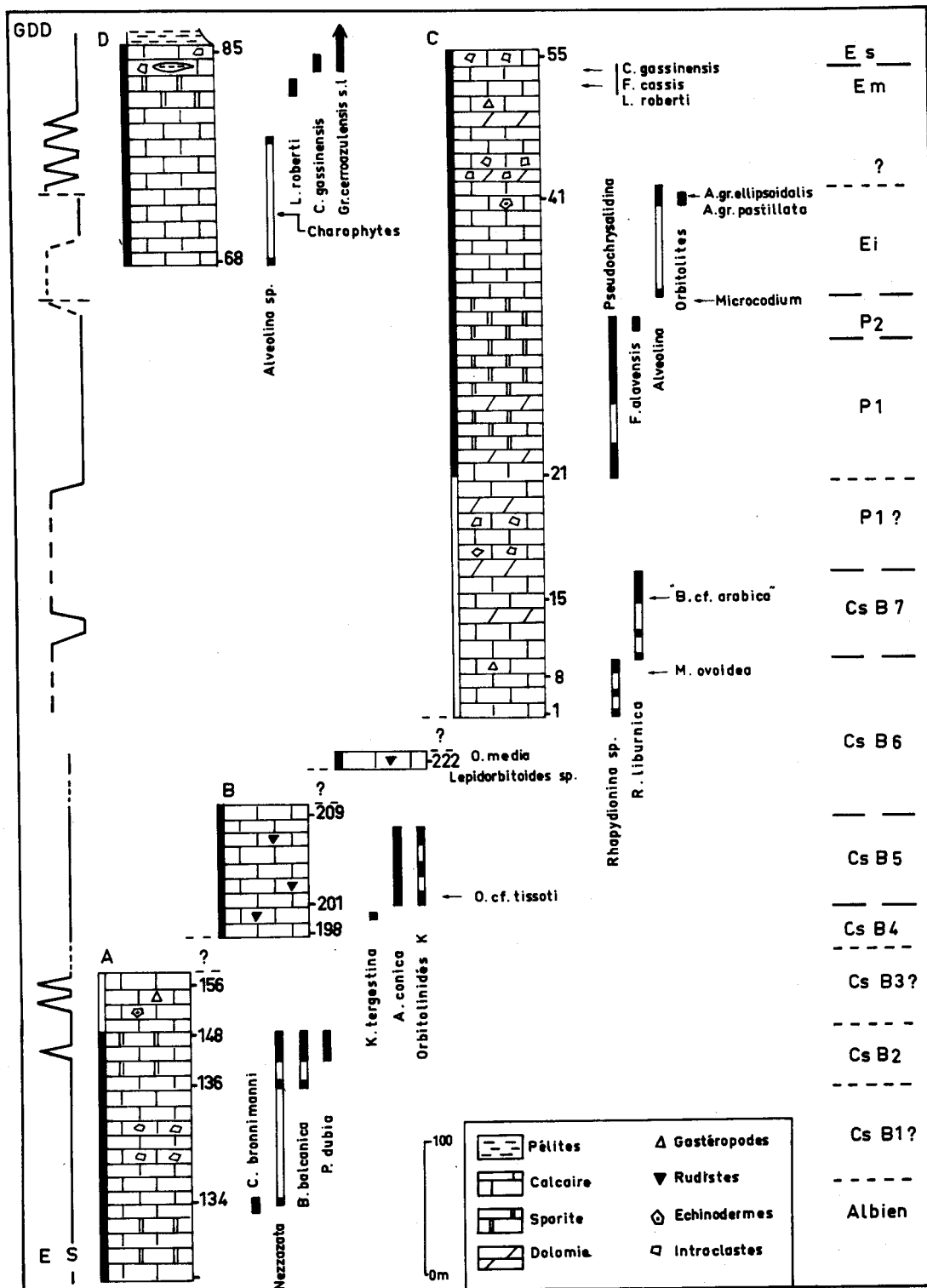


Fig. 47. - Essai de reconstitution de la série carbonatée de Tripolitza affleurant dans la région de Vitina (tronçons A, B, C et D situés fig. 45).

AMS
LILLE

Ces marno-calcaires passent clairement sous un ensemble de calcaires (et dolomies), renfermant "*Pseudochrysalidina*" à leur base (carrée par des *Microcodium*, puis *F. alavensis* (Paléocène) puis des *Nummulites*, *Orbitolites*, *Flosculines* sphériques de l'Eocène inférieur.

7) TRONCON D'

On a par ailleurs encore observé une coupe dans les gorges de l'angle NW de l'esquisse (fig. 45), où affleurent :

- des calcaires sombres à Miliolidés et Pénéroplidés ;
- environ 50 m de calcaires à faunes benthoniques dominantes (où ont été observées, outre de grandes *Nummulites*, *Gyroïdinella magna*, *Halkyardia minima*, *F. cassis*, *C. gassinensis*, *Grzybowska*) pénétrées de nombreuses lentilles de marno-calcaires jaunes à faunes planctoniques (*Gr. cocoaensis* partout présente) et alternant avec des niveaux "conglomératiques" à ciment marneux ou calcaire, dont les éléments ordinairement hétérométriques et arrondis, de dimensions parfois décimétriques paraissent tout à fait comparables aux roches calcaires environnantes.

La médiocre qualité des affleurements ne permet pas de discerner d'éventuels redoublements au sein de cette série, qui passe sous des calcaires et dolomies où "*Pseudochrysalidina*" date le Paléocène dès la base.

C) STRUCTURE

Les analyses précédentes ont montré que la série décrite, terminée par des niveaux d'âge éocène supérieur marqués par des passées pélitiques jaunes, passait sous -et en deux cas (tronçons D et D'), de manière fort claire- des carbonates d'âge paléocène ou éocène moyen. Il ne paraît pas possible d'interpréter ce dispositif autrement que comme le résultat d'un recouvrement d'un ensemble "structuralement inférieur" par une unité allochtone limitée à sa base par un contact anormal confondu avec la stratification des carbonates. C'est cette hypothèse qu'exprime la figure 45.

On pourrait probablement en trouver une confirmation dans l'analyse des faciès des couches de passage des calcaires au Flysch. Celles de l'ensemble "structuralement inférieur" sont, nous l'avons vu, relativement épaisses et complexes, riches en passées pélitiques lenticulaires et conglomératiques ; celles de l'Unité allochtone paraissent, au moins aux alentours de Vitina, plus simples, et plus réduites, quasiment démunies de faciès bréchiques, bien que de petites lentilles marno-calcaires (à *Gr. cocoaensis*) puissent apparaître à l'extrême sommet (dernier m) des calcaires à *Grzybowska*. Une étude systématique détaillée est cependant nécessaire à l'éventuelle confirmation de cette théorie, dans la mesure où l'on peut suspecter de très rapides variations latérales dans de tels faciès.

D) RECAPITULATION

Une vue d'ensemble de la série précédemment décrite est donnée par la figure 47. On insistera ici sur ses particularités.

- L'Albien n'est actuellement reconnu en Tripolitza qu'en cette localité. Sans chercher à conclure trop précisément, on notera que les faciès d'émersions discernés dans les mêmes niveaux du Massif du Gavrovo sont absents ici ;
- le Cénomanién à Turonien inférieur (Cs B 1 - Cs B 2) est également caractérisé par des faciès subtidiaux qu'on opposera aux nettes tendances émerives notées dans l'ensemble du Domaine de Gavrovo ;
- le Turonien-Sénonien p.p. est représenté dans l'ensemble par des faciès subtidiaux, bien connus au cours de cette période dans toute la zone ;
- le Campanien ? - Maastrichtien (et la division c du tronçon B, non datée, vraisemblablement d'âge paléocène "inférieur") témoignent de tendances émerives affirmées, déjà rencontrées précédemment ;

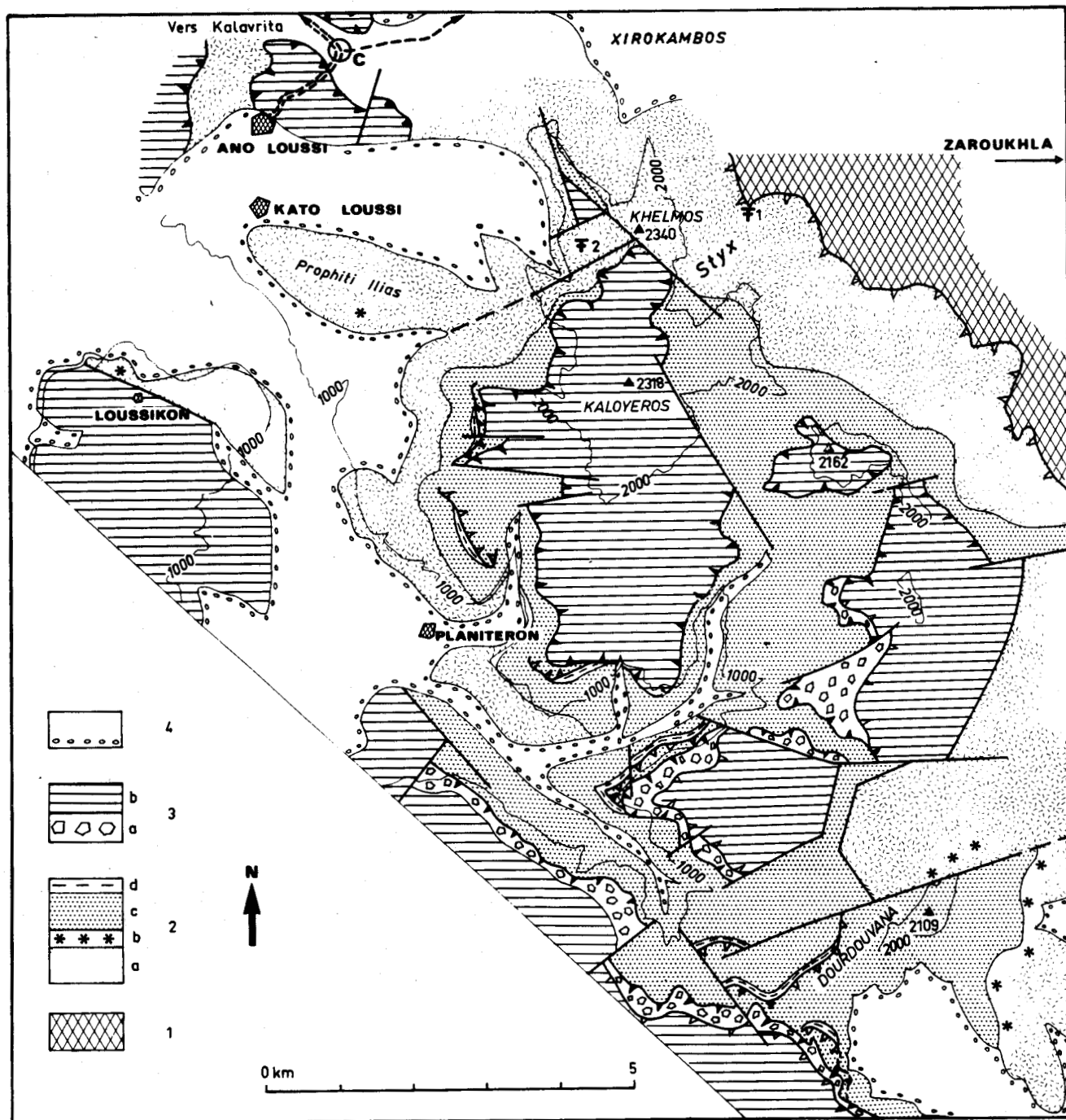


Fig. 48. - Esquisse géologique du Massif du Khelmos et de ses abords (d'après les feuilles 1/50 000 Dhafni et Khandila - levés de J.M. Flament et P. De Wever).

1 : "cristallin" de Zaroukhla (série des Phyllades) ; 2 : série de Tripolitza ; a : carbonates mésozoïques ; b : horizon (ou localités) à R. liburnica ; c : calcaires paléocènes et éocènes ; d : couches de passage au Flysch. 3 : formations allochtones ; a : "Formation à blocs" ; b : nappe pindique. 4 : dépôts superficiels récents. F 1 : gisement à Mégalodontides du Trias supérieur ; F 2 : localité ayant livré Kurnubia et Cladocoropsis mirabilis. On a indiqué dans l'angle NW le tracé approximatif de la route Kalavryta-Ano Loussi et du sentier conduisant à Xirokambos et marqué par un cercle (localité C) le lieu où a été effectuée la coupe décrite par Fleury et Tsoflias (1972) ; on n'a pas précisé en ces lieux la répartition des affleurements crétacés et éocènes, faute de documents précis.

BUS
LILLE

- le Paléocène (p.p.), l'Eocène inférieur et moyen témoignent, après un retour des conditions marines franches (au Paléocène supérieur), de milieux très changeants. On y discernerait au moins deux épisodes d'émersions :

- à la limite entre le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur, marquée par des *Microcodium* ;
- au cours ou après l'Ilerdien, marquée par l'installation de faciès d'émersion, qui peuvent correspondre à tout ou partie du Cuisien (Eocène inférieur élevé) et de l'Eocène moyen.

Sans être exemplaires, en raison des difficultés de datation, les tendances manifestées par cette série témoignent vraisemblablement de la complexe alternance des types de milieux ayant régné en Tripolitza ;

- l'Eocène moyen (terminal) et l'Eocène supérieur. Alors que se poursuit le dépôt des calcaires à microorganismes benthoniques, le milieu est envahi d'apports péliitiques dont la disposition lenticulaire est ici caractéristique. On évoquera plus loin, après avoir collecté d'autres observations, les modalités de cette invasion, dont les "faciès conglomératiques" représenteraient une directe conséquence.

La série présentée est celle qui se trouve en position structurale inférieure ; celle qui lui est tectoniquement superposée ne semble pas fondamentalement différente ; en particulier, pour être moins développés, ses niveaux supérieurs envahis de péliites présentent des peuplements tout à fait identiques à ceux de l'ensemble "structuralement inférieur".

On n'a pas envisagé les questions relatives au Flysch proprement dit, dont la puissance n'est vraisemblablement pas négligeable au vu des surfaces qu'il occupe à l'W de la région cartographiée. La reconnaissance d'unités allochtones et l'importance de la tectonique cassante empêchent cependant toute estimation.

E) FIGURATIONS SE RAPPORTANT A LA REGION

Rhapydionininae exclusivement :

- *Raadshoovenia guatemalensis*. In Fleury, 1977, pl. 1, fig. 1 (GDD 1 - très près de F 1, fig. 45) ;
- *Cyclopseudedomia hellenica*. In Fleury, 1979b, pl. 1, fig. 12 (même gisement) ;
- *Murciella renzi*. In Fleury, 1979a, pl. 1, fig. 15 (même gisement) ;
- *Murciella ovoidea*. In Fleury, 1979a, pl. 5, fig. 1 à 15 (gisement F 1, fig. 45) ;
- *Murciella* aff. *cuvillieri*. In Fleury, 1979a, pl. 5, fig. 20 et 24 (gisement F 2, fig. 45), pl. 5, fig. 21 à 23 (gisement F 3) ;
- "*Murciella* n. sp. 1". In Fleury, 1979a, pl. 2, fig. 20 à 24 (gisement F 3).

- Dans ce travail

- "*Broeckinella* cf. *arabica*" : pl. IV 15 et 17, GDD 126 (fig. 45).
- *Broeckinella arabica* ? : pl. IV 19 à 21 (2K 78/96).

XX. - LE MASSIF DU KHELMOS

Ce puissant Massif (appelé Aroania sur certaines cartes), difficile d'accès, est en grande partie constitué par les calcaires de Tripolitza, couronnés par des klippes de la nappe pindique (fig. 48).

Flament (1973) en a mené l'étude. Je l'ai accompagné en plusieurs occasions et ai pu partager sa déception de ne pas trouver la belle série "autochtone" qu'on se croyait en droit d'espérer. Les raisons en sont nombreuses, qui vont depuis l'importance du couvert forestier, la quasi inaccessibilité des nombreuses parois, la rareté des niveaux fossilifères visibles dans une série carbonatée très sombre, l'abondance des accidents, sans compter ce à quoi nous n'osions pas croire, c'est-à-dire une extrême complication due à une tectonique tangentielle.

A) ANALYSE DE LA SERIE

Outre les niveaux découverts par J.M. Flament, que j'ai pu voir en sa compagnie et celle de P. De Wever (feuille Dhafni, 1/50 000, n° 256, fig. 5), je signalerai ceux de l'extrême S de la feuille Aigion (n° 237, fig. 5), parcourus avec P. Tsoflias.

1) LE TRIAS-LIAS

Le bord NE du Massif correspond à de puissantes falaises d'où tombent en cascade les eaux du Styx. De Wever (1975) y a reconnu le Trias sommital (*Megalodon* cf. *marianii* et *Neomegalodon complanatum*, déterminées par G. Dubar) dans des faciès calcaro-dolomitiques surmontés de laminites fenestrées attribuables au Lias.

2) LE JURASSIQUE SUPERIEUR

Le Jurassique supérieur n'est connu que dans un petit compartiment faillé situé au SW du sommet Khelmos (localité F 1 sur fig. 48), par des calcaires sombres à *Cladocoropsis mirabilis* Felix (détermination de J. Lafuste) et *Kurmubia* sp.

On n'a jamais observé dans ce Massif les niveaux à *Clypeina jurassica*.

3) LE CRETACE SUPERIEUR

Il forme ordinairement les contreforts du Massif ; on a pu le caractériser en plusieurs points :

- Sur la route conduisant de Kalavryta à Ano Loussi (= Ano Soudena), environ 1 km avant d'atteindre ce village (vers l'altitude 1 200 m) se branche un chemin montant vers le Khelmos (Xirokambos) (voir fig. 48, localité C). A l'embranchement même, affleurent les couches éocènes qui seront décrites plus loin puis, le long du chemin s'observent d'E en W environ 50 m de calcaires sombres à débris de Rudistes, renfermant quelques niveaux riches en *Dicyclina*, *Accordiella conica*, *Moncharmontia apenninica* et les "Orbitolinidés K" (zone Cs B 5) puis quelques m de biomicrites riches en *Rhapydionininae* mal conservés (*Murciella* sp.) séparés de l'Eocène par un accident sub-vertical.

- La crête (*Prophiti Ilias*) descendant du Khelmos au village de Kato Loussi (= Kato Soudena) offre une succession probablement continue, ce que la couverture forestière ne permet cependant pas de contrôler. On observe, à partir du pied de la crête, et en montant vers l'E, une épaisse série de calcaires sombres plongeant faiblement vers l'E :

- (100 m) biomicrites wackestone à débris de Rudistes, Miliolidés, *Cuneolina* ;
- vers l'altitude 1 200 m, une passée de biomicrites wackestone à Miliolidés, *Dicyclina* et *Murgella lata* (zone Cs B 4, "Santonien supérieur") ;
- vers l'altitude 1 250 m, une biomicrite wackestone a livré *Murciella* sp. (proche de "*Murciella* n. sp. 1" in Fleury, 1979a) ;
- vers 1 300 m (échantillon JMF 313) se trouvent des biomicrites à *Murciella* cf. *klokovaensis* (il s'agit probablement de l'espèce elle-même, mais mal conservée) ;
- vers 1 330 m, Flament a observé *Rhapydionina liburnica* (zone Cs B 7, "Maastrichtien supérieur").

- Au NW du village de Loussikon (= Kamakou), on observe du N au S :

- 50 m de calcaires très sombres à débris de Rudistes ;
- 50 m de calcaires sombres à passées plus claires (calcaires et dolomies) où s'observent de riches niveaux à Gastéropodes, *R. liburnica*, "*Broeckinella* cf. *arabica*" et *Cuneolina* sp.

- Dans la région de Kato Loussi, Dercourt (1964) a signalé des calcaires bréchi-ques maastrichtiens à *Orbitoides media*, *Hellonocyclina* et *Lepidorbitoides* sp., que nous n'avons pas retrouvés, mais dont la présence n'est nullement surprenante.

4) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

a) Le Paléocène

On l'a observé dans la région de Planitéron, daté par "*Pseudochrysalidina*". La figure 48 montre qu'il doit ordinairement exister à mi-pente du Massif, là où les reliefs sont les plus abrupts et la couverture boisée abondante.

b) L'Eocène inférieur

On le connaît à peine mieux que le Paléocène bien que Dercourt (1964) signale des faunes d'Alvéolines (déterminées par L. Hottinger) ilderiennes (*A. decipiens* et *G. lepidula*) dans la région de Kato Loussi, et cuisiniennes (*A. schwageri*, *A. cremae*, *A. canavarii*) vers Planitéron.

c) L'Eocène moyen et l'Eocène supérieur

Les sédiments de cet âge affleurent très largement et forment la plus grande partie des régions élevées du Massif. Il y a toutes raisons de croire qu'ils constituent l'essentiel du matériel de plusieurs unités chevauchantes superposées.

On a ainsi observé en plusieurs points des niveaux à grandes Alvéolines allongées, parfois carriées par des *Microcodium* et par ailleurs souvent (par exemple au SW du sommet Dourdouvana), entre deux niveaux de "couches de passage", la succession suivante, de bas en haut (sur environ 100 m de puissance) :

- des calcaires noirs à Gastéropodes, puis à Miliolidés et Pénéroplidés ;
- des calcaires toujours sombres à grandes Nummulites, auxquelles s'ajoutent au sommet *Grzybowski* ;
- les pélites jaunes des "couches de passage".

Au Nord du Massif (sur la feuille Kalavryta), une coupe peut être observée au bord du chemin descendant de Xirokambos, à l'endroit où il rejoint la route Kalavryta-Ano Loussi (voir fig. 48, localité C). Elle fut décrite par Fleury et Tsoflias (1972) ; une discontinuité d'ordre tectonique nous était alors apparue (entre niveaux 11 et 12). Il paraît maintenant certain qu'une autre existe, quelques m au-dessus (entre niveaux 13 et 14), dans la mesure où l'on ne peut admettre la superposition d'*Orbitolites* à *Pellatispira* ; rien ne l'indiquait cependant sur le terrain et il faut admettre qu'il s'agit de l'effet d'un contact tangentiel parfaitement parallèle à la stratification des calcaires.

Quoi qu'il en soit des complications de détail, on retiendra l'existence de :

- l'Eocène moyen, sous des faciès de micrites et intramicrites à Gastéropodes, Ostracodes, "*Discorbis*" et oogones de Charophytes, alternant avec des niveaux à imperforés (*Orbitolites Alveolina Praerhapydionina*...) ;
- l'Eocène supérieur calcaire (*C. gassinensis*, *F. cassis*) à intraclastes arrondis et lentilles pélitiques à *Globorotalia cocoaensis* ;
- l'Eocène supérieur pélitique à niveaux conglomératiques et bancs calcaires interstratifiés à *Grzybowski*, *Spiroclypeus* et *Pellatispira*.

Enfin, au S du Massif, les niveaux calcaires à *Grzybowski* associés aux pélites jaunes conglomératiques affleurent en plusieurs bandes apparemment "interstratifiées" dans la masse des calcaires. Les 3 bandes apparaissant au SW du sommet Dourdouvana m'ont livré des *Gr. cocoaensis* et on peut penser qu'il en est de même de celles qui existent plus au N. Des raisons tectoniques doivent être recherchées à ces "intercalations".

B) STRUCTURE

Dercourt et coll. (1976) l'indiquaient déjà : seules des répétitions tectoniques sont

susceptibles d'expliquer que, par exemple, le Paléocène affleure vers 1 100 m près de Planitéron, alors que vers 1 900 m, presque immédiatement à la verticale, l'Eocène constitue les crêtes avoisinantes. Il nous faut maintenant admettre, à la lumière de structures déjà décrites (Skolis, Kaloussi-Alépochori, Drakovouni, Vitina) ou qui le seront (Mavrovouni d'Argos), que la partie supérieure du Massif est constituée d'un empilement d'écaillés. Les bandes de "couches de passage" apparemment interstratifiées dans la masse des calcaires représentent probablement l'unedes clés du décryptage de ces structures ; l'existence de niveaux broyés parallèles à la stratification des calcaires en est une autre. Seule une cartographie très détaillée (et difficile pour des raisons matérielles) pourrait le montrer. J'ai indiqué figure 48 l'état de ce qu'on pouvait actuellement présumer.

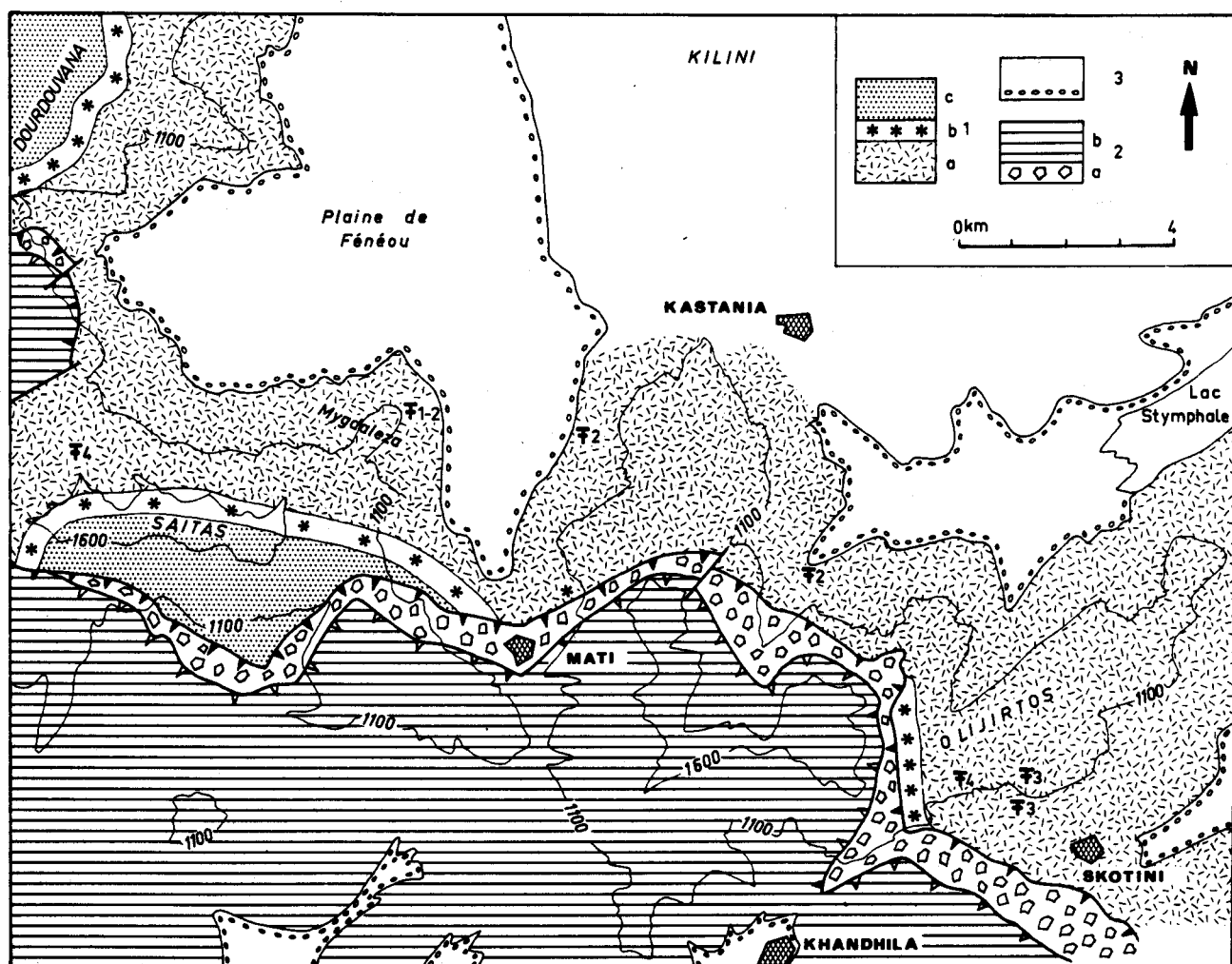


Fig. 49. - Esquisse géologique des Monts environnant les plaines de Fénéou, du lac Stymphale et le val de Skotini (d'après De Wever, 1975).

1 : série de Tripolitza ; a : carbonates mésozoïques ; b : horizon ou localité à R. liburnica ; c : carbonates paléocènes et éocènes. 2 : formations allochtones ; a : "Formation à blocs" ; b : nappe pindique. 3 : dépôts superficiels récents. F 1 : gisement à Kurnubia ; F 2 : gisement à Clypeina jurassica ; F 3 : gisement à Broeckina balcanica (Cs B 2) ; F 4 : gisement à Murgella lata.

C) FIGURATIONS SE RAPPORTANT AU MASSIF

- Maastrichtien à Orbitoïdes

- Dercourt, 1964, pl. LXIII (haut).

- Eocène supérieur

- Dercourt, 1964, pl. LXVII (haut).

- Fleury et Tsoflias, 1972, pl. II, fig. 3 et 4.

XXI. - LES MONTS CEINTURANT LES PLAINES DE FENEOU, DU LAC STYMPHALE ET LE VAL DE SKOTINI

Le regroupement de Massifs (situé fig. 11), purement pratique, est dépourvu d'unité géographique ou géologique particulière ; il permet cependant de décrire une série presque complète, depuis le Trias jusqu'au Paléocène. La figure 49 en présente les grands traits.

Dercourt (1964), puis Tsaïla-Monopolis (1977) ont décrit une coupe à la crête située entre Kastania et Mati, De Wever (1975) en a réalisé une étude d'ensemble et donné un résumé (1976) centré sur la série de Tripolitza. Je l'ai accompagné dans ces régions et étudié ses échantillons. Je lui emprunterai quelques descriptions et en ajouterai quelques autres.

A) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE TRIAS-JURASSIQUE INFÉRIEUR

De Wever a montré qu'on pouvait attribuer au Trias (p.p.) et au Lias, environ 800 m de calcaires et dolomies (de structure laminée parfois) à Mégalodontidés et Gastéropodes (région de Kastania). Des *Labyrinthina recoarensis* et *Palaeodasycladus* ont été observées par Tsaïla-Monopolis.

2) LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR (CRETACE INFÉRIEUR)

On observe, au flanc occidental de la plaine de Fénéou (Mygdaleza), de bas en haut :

- (200 m). Calcaires gris clair (pelmicrites, micrites fenestrées à Ostracodes, parfois à intraclastes) renfermant des Gastéropodes et des *Favreina* ;
- quelques m. Micrites à *Kurmubia* sp., *Pfenderina* ? et probables *Cladocoropsis* ;
- (50 m). Calcaires noirs et dolomies ;
- (30 m). Calcaires noirs. Micrites et microsparites à *Kurmubia* sp. et *Salpingoporella sellii* (détermination P. Bernier) ;
- (20 m). Pelmicrites à *Clypeina jurassica* ;
- des dolomies noires de structure laminée parfois.

Par ailleurs, au flanc oriental de la plaine de Fénéou, le long de la route conduisant à Mati, on observe du N au S :

- (20 m). Calcaires noirs. Micrites mudstone et quelques passées de biomicrites packstone à *Clypeina jurassica* ;
- 20 m. Calcaires et dolomies, parfois de structure laminée (pelmicrites à *Favreina*) ;
- 60 m. Calcaires clairs à passées d'oosparites ;
- 50 m. Dolomies noires, peu cohérentes.

La succession est par la suite en partie masquée par des brèches de pente, on ne saurait préciser d'épaisseur.

- Calcaires très clairs. Pelmicrites, biomicrites à Miliolidés, Ostracodes et *Salpingoporella grudii* (détermination P. Bernier) et rares micrites fenestrées, du Kimméridgien-Portlandien.

Un grand cône d'éboulis sépare ces affleurements des calcaires sénoniens proches de Mati.

3) LE CENOMANIEN-TURONIEN INFÉRIEUR

Près de Skotini, sur le bord de la route conduisant à Khandila, De Wever a observé *Broeckina balcanica*, *Nummoloculina regularis*, *Pseudorhapydionina dubia*, Nezzazatidés dans une série de calcaires (et dolomies) gris à structures parfois laminées dont la puissance estimée à 250 m peut être discutée, en raison de quelques difficultés apparaissant dans le relevé de la coupe sur le terrain. Age : Cs B 2 ("cénomaniens supérieur-turonien inférieur").

4) LE TURONIEN-SENONIEN ET LE MAASTRICHTIEN

a) Près de Skotini, De Wever a noté :

- des niveaux à *Chrysalidina* et *Nezzazata*. Age : Cs B 2 (sommet ?) ;
- (200 m). Calcaires. Pelmicrites, micrites fossilifères à Miliolidés, *Thaumatoporella*, *Aeolisaccus*, *Cuneolina*, *Accordiella conica*. Age : Cs B 3 ("turonien-sénonien p.p.") ;
- un horizon à *Murgella lata* et *Reticulinella* sp. Age : Cs B 4 ("santonien supérieur").

b) Au bord SW de la plaine de Fénéou (flanc N du Saïtas), De Wever a relevé la coupe suivante :

- un horizon à *M. lata*. Age : Cs B 4 ;
- 150 m. Calcaires à Rudistes. Pelmicrites, biomicrites wackestone-packstone à débris de Rudistes. *A. conica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Dicyclina* et les "Orbitolinidés K". Age : Cs B 5 ("campanien inférieur") ;
- 50 m. Calcaires noirs débités en fines plaquettes, intercalés de barres de dolomie bréchique. Des *Orbitoides* sp. y ont été observés ;
- 40 m. Calcaires en gros bancs, à Rudistes ;
- 70 m. Calcaires gris-foncé. Intramicrites, biomicrosparites, biomicrites à débris d'Echinodermes. *Orbitoides* sp., *Murciella* cf. *renzi* (présentant une nette structure hélicoïdale et ressemblant à l'espèce même, mais mal conservée et écrasée). Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p.") ;
- 50 m. Calcaires noirs à Rudistes. Biomicrites, intramicrosparites à débris de Rudistes. *Rhapydionina liburnica* et "*Broeckinella* cf. *arabica*". Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur") ;
- 105 m. Calcaires clairs et dolomies blanches. Biomicrites (et dolomicrites) à *R. liburnica* dans la moitié inférieure et "*Pseudochrysalidina*" au sommet. Age : Cs B 7 et paléocène P.P. ;
- 40 m. Calcaires gris-clair et dolomie claire. Pelmicrites, intramicrites à "*Pseudochrysalidina*" à la base. Au sommet, intramicrites à Miliolidés, Pénéroplidés et *Lituonella* sp. Age : paléocène p.p. (éocène inférieur ?), éocène moyen.

c) Immédiatement au NW de Mati, la succession est identique ; nous avons observé au cours d'une reconnaissance, en montant vers le sommet du Saïtas :

- calcaires à Rudistes. Biomicrites wackestone à *Dicyclina*, *A. conica* et "Orbitolinidés K". Age Cs B 5 ;

- un ensemble en partie dolomitique, à fréquentes passées laminées. Biomicrites packstone à débris de Rudistes, *Orbitoides* sp. et *Omphalocyclus macroporus*, puis biomicrites, parfois à intraclastes et/ou structure laminée, à *R. liburnica*. Age : Cs B 6 ? - Cs B 7 ;
- des calcaires noirs. Biomicrosparites à Miliolidés, "*Pseudochrysalidina*". Age : paléocène.

Ces niveaux sont recouverts par la "Formation à blocs" supportant la nappe pindique.

d) Au bord de la route conduisant à Mati, du N vers le S, jusqu'à l'entrée du village, la succession suivante est exposée :

- calcaires sombres à débris de Rudistes. Biomicrites à *Dicyclina*, *A. conica*, *Moncharmontia apenninica* et "Orbitolinidés K". Age : Cs B 5 ("campanien inférieur") ;
- calcaires sombres à *M. apenninica* et *Scandonea sammitica*. Age : Cs B 5 ;
- calcaires sombres. Intramicrites à *A. conica* et "*Murciella* n. sp. 1" (in Fleury, 1979a). Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p.") ;
- des calcaires et dolomies clairs. Intramicrites et biomicrites fenestrées à Ophthalmidiidés, Ostracodes, biomicrites recristallisées à "*B. cf. arabica*" (et *R. liburnica* probables). Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur").

A la route, cet ensemble disparaît sous des brèches ; au NE du village, De Wever a observé la "Formation à blocs" reposant directement sur les niveaux à *R. liburnica*.

5) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Le Paléocène à "*Pseudochrysalidina*" vient d'être cité à la suite du Maastrichtien en deux localités. On ne le connaît pas ailleurs.

L'Eocène (sauf localité signalée à la fin du paragraphe 4b -flanc N du Saïtas-, correspondant vraisemblablement à celle qui fut signalée par Dercourt, 1964, p. 229-230) n'affleure pas non plus dans cette vaste région ; la "Formation à blocs" et/ou la nappe pindique repose ordinairement sur les calcaires crétacés.

B) RECAPITULATION

La série observée est quasiment complète, à l'exception du Crétacé inférieur, qui demeure cryptique, bien que probable, et de l'Eocène qui n'existe manifestement pas ici.

Le Crétacé supérieur est en revanche bien représenté :

- la zone Cs B 1 demeure inconnue, comme partout en Tripolitza ; l'absence d'un repère d'âge albien empêche d'affirmer que les sédiments de cet âge aient été observés. Mais je pense en avoir scruté suffisamment pour être fondé à croire que le fossile caractéristique (*Sellialveolina* gr. *vialli*) n'existe pas ici, probablement en l'absence des faciès d'émersion ;

- la zone Cs B 2 ("cénomaniens supérieur-turonien inférieur") paraît ici d'une puissance surprenante. Sans lui chercher à tout prix une explication tectonique, j'insisterai sur le fait que c'est à proximité de ces lieux qu'on a bien discerné des contacts tectoniques tangentiels dans la masse des carbonates (Dercourt et coll., 1976, fig. 5) et que quelques difficultés de relations entre les 2 segments décrits (De Wever, 1975) peuvent laisser planer quelque doute. On lui attribuerait cependant au moins une puissance de 150 m ;

- la zone Cs B 3, non datée précisément, correspondrait à deux centaines de m (paragraphe 4a) de calcaires subtidaux ;

- la zone Cs B 4 ("santonien supérieur") est caractérisée par son fossile-index ;

- la zone Cs B 5 ("campanien inférieur"), bien caractérisée par ses marqueurs habituels, correspond à une abondance de Rudistes dans des sédiments d'origine subtidale (200 m ?) ;

- la zone Cs B 6 n'est pas toujours bien caractérisée, et en tout état de cause difficile à limiter, dans la mesure où les faciès encore souvent franchement marins ne sont pas favorables au développement des *Rhapydionininae* mais permettent cependant la présence d'*Orbitoïdides* du Campanien supérieur-Maastrichtien ;

- la zone Cs B 7 ("maastrichtien supérieur") (et le Paléocène p.p.) voit le développement des faciès d'émersion remarquables, comme ailleurs, par leurs teintes claires.

L'absence des couches éocènes demeure tout à fait surprenante. On ne manquera pas de remarquer que cette absence est comme "compensée" par l'existence de plusieurs unités allochtones à matériel paléocène-éocène, immédiatement au NW, dans le massif du Khelmos.

C) FIGURATIONS SE RAPPORTANT A LA REGION

VUES D'ENSEMBLE

- Plaine de Fénéou

- Dercourt, 1964, pl. LXXVII.

- Val de Skotini

- Dercourt, 1964, pl. LXXVIII.

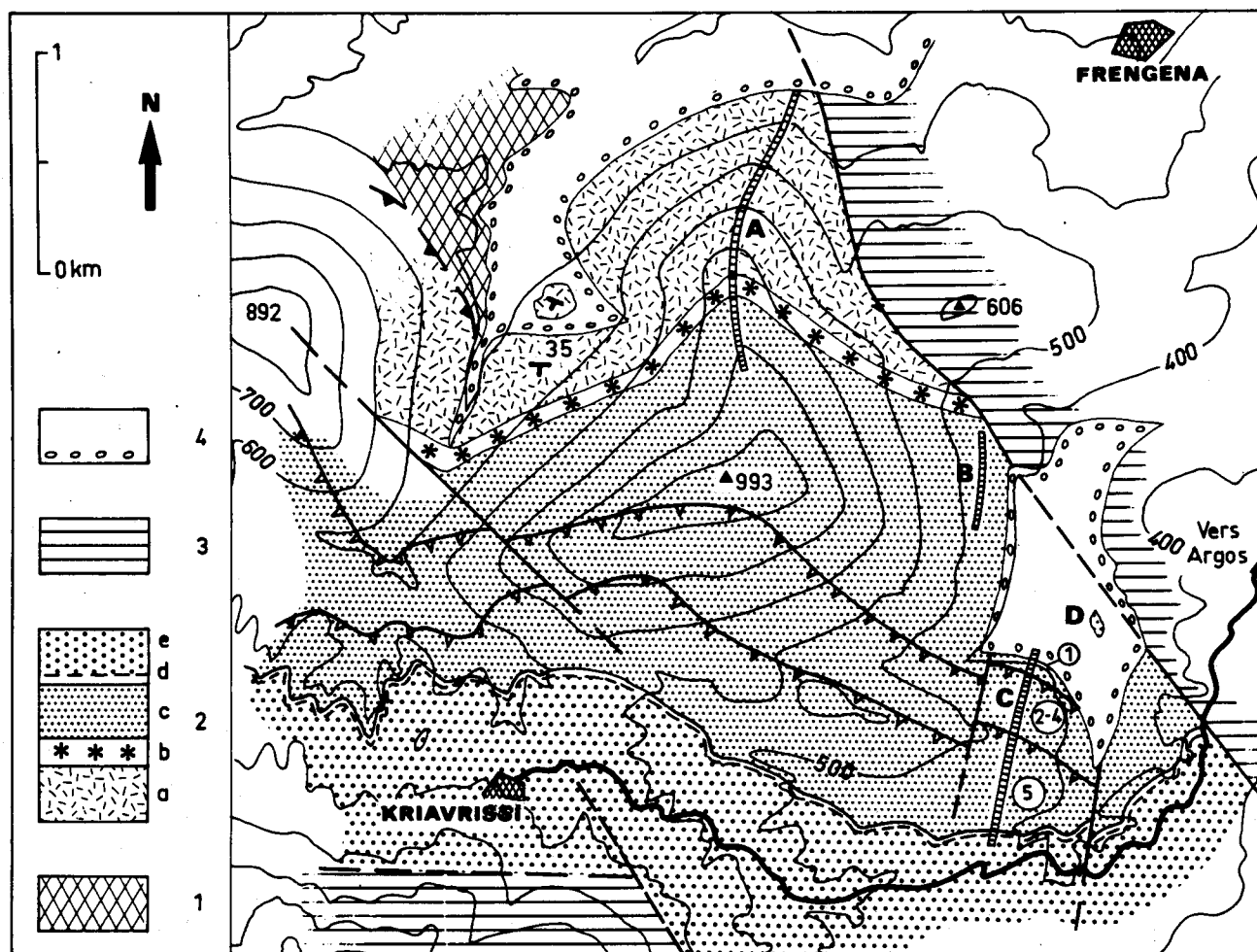


Fig. 50. - Esquisse géologique du Mavrovouni d'Argos et de ses abords.

1 : "Cristallin" (série des Phyllades) ; 2 : série de Tripolitza ; a : carbonates crétaqués (Cs B 2 à Cs B 6) ; b : horizon à *R. liburnica* ; c : carbonates paléocènes et éocènes ; d : couches de passage au Flysch ; e : Flysch. 3 : allochtone pindique ; 4 : dépôts superficiels récents. A, B, C, D : tronçons de coupe ou localité (D) décrits dans le texte.

DETAIL DES FACIES ET DES MICROORGANISMES

- Jurassique (et Crétacé inférieur ?)

- Dercourt, 1964, pl. LIV à LVII.
- Tsaïla-Monopolis, 1977, pl. XLII à XLVIII.

- Crétacé supérieur

- Dercourt, 1964, pl. LXIII (bas).
- Tsaïla-Monopolis, pl. XLIX à LII.

- Eocène supérieur

- Dercourt, 1964, pl. LXVI.

XXII. - LE MASSIF DU KILINI (= ZIRIA)

Une reconnaissance -en compagnie de P. De Wever- a été effectuée dans ce Massif (situé fig. 11) où les formations carbonatées de Tripolitza forment une grande partie des affleurements.

Pénétrant dans les gorges qui s'ouvrent au N près du village de Mana, on peut observer en progressant vers le S :

- une puissante série de calcaires sombres qui peuvent représenter le Jurassique-Crétacé inférieur (Dercourt, 1964, y a récolté *Clypeina jurassica*) ;
- peu avant le débouché des gorges dans une dépression située au coeur du Massif, vers 1 200 m, des biomicrites à *Nummuloculina regularis*, *Nezzazata*, *Pseudorhapydionina dubia* et *Broeckina balcanica*. Age : Cs B 2 ("cénomancien supérieur-turonien inférieur") ;
- à l'entrée de la dépression, des calcaires à Rudistes, *Dicyclina*, *A. conica*, "Orbitolinidés K". Age Cs B 5 ("campanien inférieur").
N. B. Ce faciès, attribué par erreur à "l'Albien-Cénomancien", est figuré par Dercourt, 1964, pl. LX (bas) ;
- sur le bord occidental de la dépression, une trentaine de m de calcaires -biomicrites packstone à débris d'Echinodermes- riches en *Orbitoides* sp. et *Omphalocyclus*, associés à des *Rhapydionininae* (*Murciella* gr. *renzi*, très écrasées) puis une dizaine de m de calcaires (biomicrites fenestrées à intraclastes) à Miliolidés, Dasycladacées et *Cyclopseudomia hellenica*. Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p.").
La "Formation à blocs" recouvre directement ces calcaires dont on notera qu'ils sont extrêmement broyés à leur sommet.

XXIII. - LE MASSIF DU MAVROVOUNI D'ARGOS

A) GENERALITES

"Mont noir" enchassé dans un cadre montagneux clair, le Mavrovouni (situé fig. 11) offre une succession continue de couches calcaires, sans pareille dans la région étudiée et probablement dans tout le Péloponnèse.

Les pentes rudes mais parfaitement accessibles de la montagne permettent, sur une petite surface épargnée par les accidents cassants, d'observer dans de bonnes conditions l'ensemble calcaire depuis le Cénomancien jusqu'à l'Eocène, portant la plupart des fossiles observés par ailleurs. On verra pourtant que les complications tectoniques n'y manquent pas.

On a présenté, figure 50, les grands traits du dispositif régional, à l'extrême limite de la précision possible dans la mesure où ce fut le fond topographique de la feuille géologique 1/50 000 Argos (n° 273, fig. 5, courbes équidistantes de 40 m) qui servit de support au lever. Un fond topographique très précis serait indispensable à l'établissement de la vraie structure du flanc S du Massif ; on n'en donnera donc qu'une interprétation approchée.

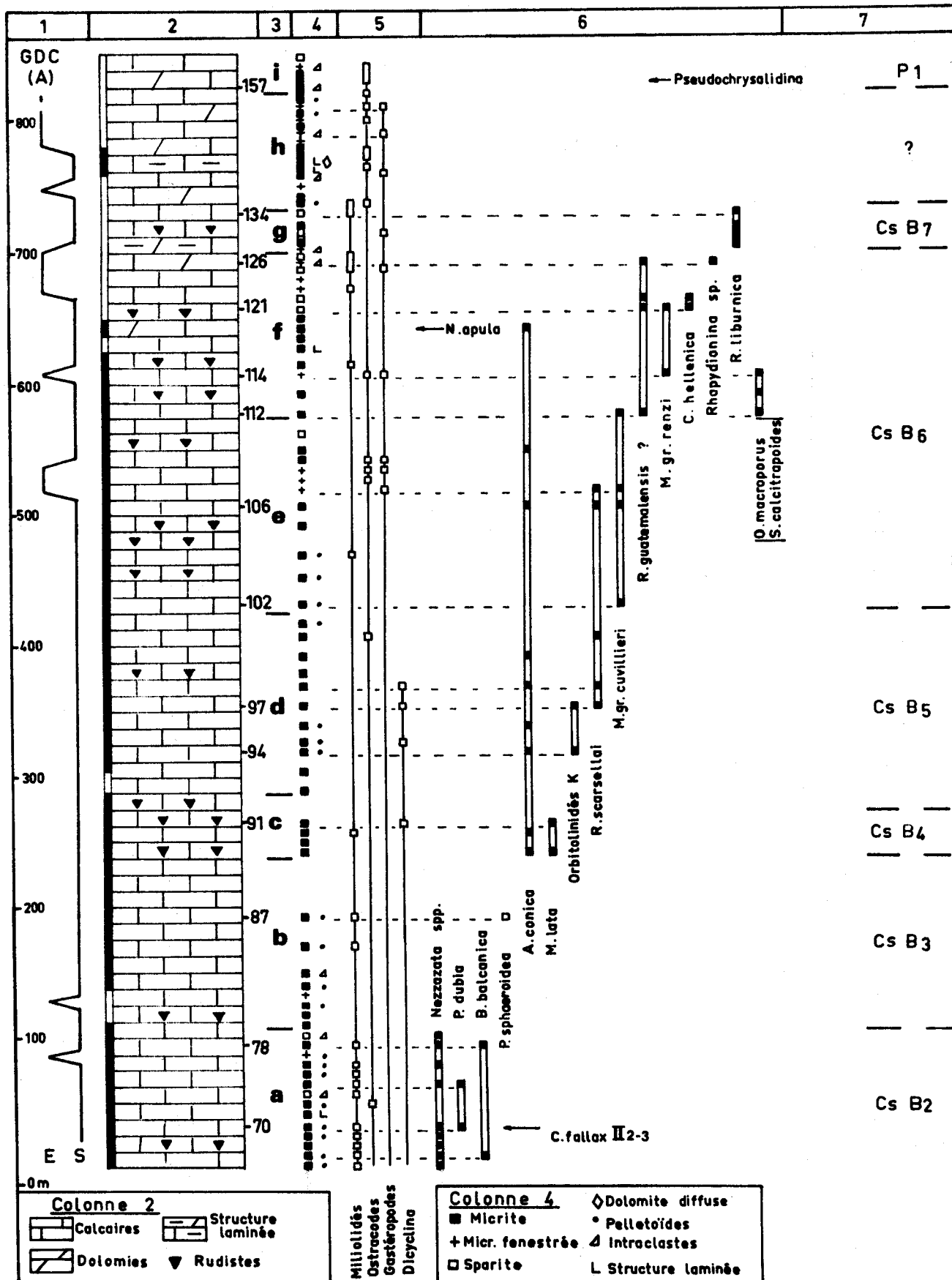


Fig. 51. -

B) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE CRETACE SUPERIEUR

Les calcaires crétacés constituent le flanc N de la montagne ; plongeant de 30 à 40° vers le S, ils affleurent bien à la crête septentrionale de la montagne, entre les cotes 350 et 750 m. La coupe (tronçon A, situé fig. 50) montre (voir fig. 51) :

- a : 100 m. Calcaires sombres à rares Rudistes. Biomicrites wackestone, pelmicrites, intramicrites à Miliolidés abondants, *Nezzazata* fréquentes, *Pseudorhapydionina dubia* et *Broeckina balcanica*. Un niveau à *Cisalveolina fallax*, *Chrysalidina gradata*, *Coxites zabaiensis*, *Biplanata peneropliformis* et *Pseudolituonella reicheli* est remarquable vers la base de cet ensemble. Age : Cs B 2 ("cénomarien supérieur-turonien inférieur") ;
- b : 130 m. Calcaires clairs puis sombres, quasiment dépourvus de Rudistes, à *Thaumatoporella*, *Cuneolina* sp. et rares *Pseudocyclamina sphaeroidea*. Age : Cs B 3 ("turonien-sénonien p.p.") ;
- c : 50 m. Calcaires sombres à Rudistes. Biomicrites wackestone à *Cuneolina*, *Dicyclina*, *A. conica* et *Murgella lata*. Age : Cs B 4 ("santonien supérieur") ;
- d : 130 m. Calcaires sombres à rares Rudistes. Pelmicrites, biomicrites wackestone à *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Aeolisaccus*, *A. conica*, *R. scarsellai* et seulement dans la première moitié, "Orbitolinidés K". Age : Cs B 5 ("campanien inférieur") ;
- e : 150 m. Calcaires sombres riches en Rudistes. Pelmicrites puis biomicrites parfois fenestrées à Gastéropodes et Ostracodes, *Aeolisaccus*, *R. scarsellai*, *A. conica* et de rares *Rhapydionininae* (*Murciella* gr. *cuvillieri*, et peut-être de petites *Raadshoovenia*, rares et mal conservées). Age : Cs B 6 ("campanien ? - maastrichtien p.p.") ;
- f : 125 m. Calcaires (et dolomies) d'abord sombres puis clairs, à passées de Rudistes. Biomicrites, puis biomicrites fenestrées wackestone à tests fréquemment recristallisés. *Rhapydionininae* : *Raadshoovenia guatemalensis* ?, *Murciella* cf. *renzi*, *Cyclopseudomia hellenica* et *Rhapydionina* sp. Age : Cs B 6.
La présence, à la base de l'ensemble, de plusieurs passées de biomicrites packstone à *Orbitoides media*, *Omphalocyclus macroporus* et *Siderolites calcitrapoides* assure l'attribution de cette division au Maastrichtien ;
- g : 30 m. Calcaires et dolomies clairs (petits Rudistes à test mince). Biomicrites wackestone (biosparites) à *Cuneolina* et *Rhapydionina liburnica*. Age : Cs B 7 ("maastrichtien supérieur") ;
- h : 90 m. Calcaires et dolomies clairs. Biomicrites parfois fenestrées (laminites) à Ostracodes, "Discorbis", Ophthalmidiidés, Gastéropodes. Rudistes et fossiles significatifs absents. Age : crétacé terminal-paléocène ? ;
- i : 30 m. Calcaires clairs à "*Pseudochrysalidina*". Age : paléocène p.p.

2) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Les affleurements des couches d'âge tertiaire sont parmi les plus complexes qui soient dans la région étudiée. On tentera de montrer que cette complication résulte à la fois de phénomènes sédimentaires (intercalation complexe des faciès carbonatés et pélitiques) et de phénomènes tectoniques (superposition d'écaillés). Cette dernière particularité impose le plan qui doit être suivi ; on examinera successivement la série venant directement à la suite du Crétacé (ensemble "structuralement inférieur"), un ensemble superposé redoublé et écaillé d'une grande complexité ("ensemble intermédiaire") enfin une unité supérieure ("pellicule superficielle").

Fig. 51. - Analyse des sédiments crétacés du Mavrovouni d'Argos (GDC, tronçon A, situé fig. 50 et 53). L'indication II 2-3 reporte aux planches photographiques.

- Le Paléocène-Eocène moyen de l'ensemble "structuralement inférieur"

Deux coupes parallèles ont été observées ; l'une à la crête sommitale, à la suite du Crétacé (extrémité S du tronçon A), l'autre au flanc oriental du Massif (tronçon B). On ne décrira que celle du tronçon A, plus complète, mais on a également donné un résumé des observations du tronçon B, figure 52 (partie droite), pour montrer l'identité des deux séries recoupées. Les observations, malgré des conditions d'affleurement pas toujours favorables, ont donc toutes chances de porter sur des sédiments non perturbés par la tectonique. La suite justifiera qu'on avance ici avec prudence.

A la suite du Crétacé, affleure à la crête (voir fig. 52, partie gauche) :

- i : 30 m. Calcaires clairs (dolomies). Intramicrites et micrites à Ostracodes, "Discorbis". Apparition de "Pseudochrysalidina". Age : paléocène p.p. ;
- j : 100 m. Calcaires sombres. Intrabiosparites et biomicrites à Miliolidés. "Pseudochrysalidina" puis au sommet *Miscellanea miscella* et *Fallotella alavensis*, datent le Paléocène, supérieur au sommet ;

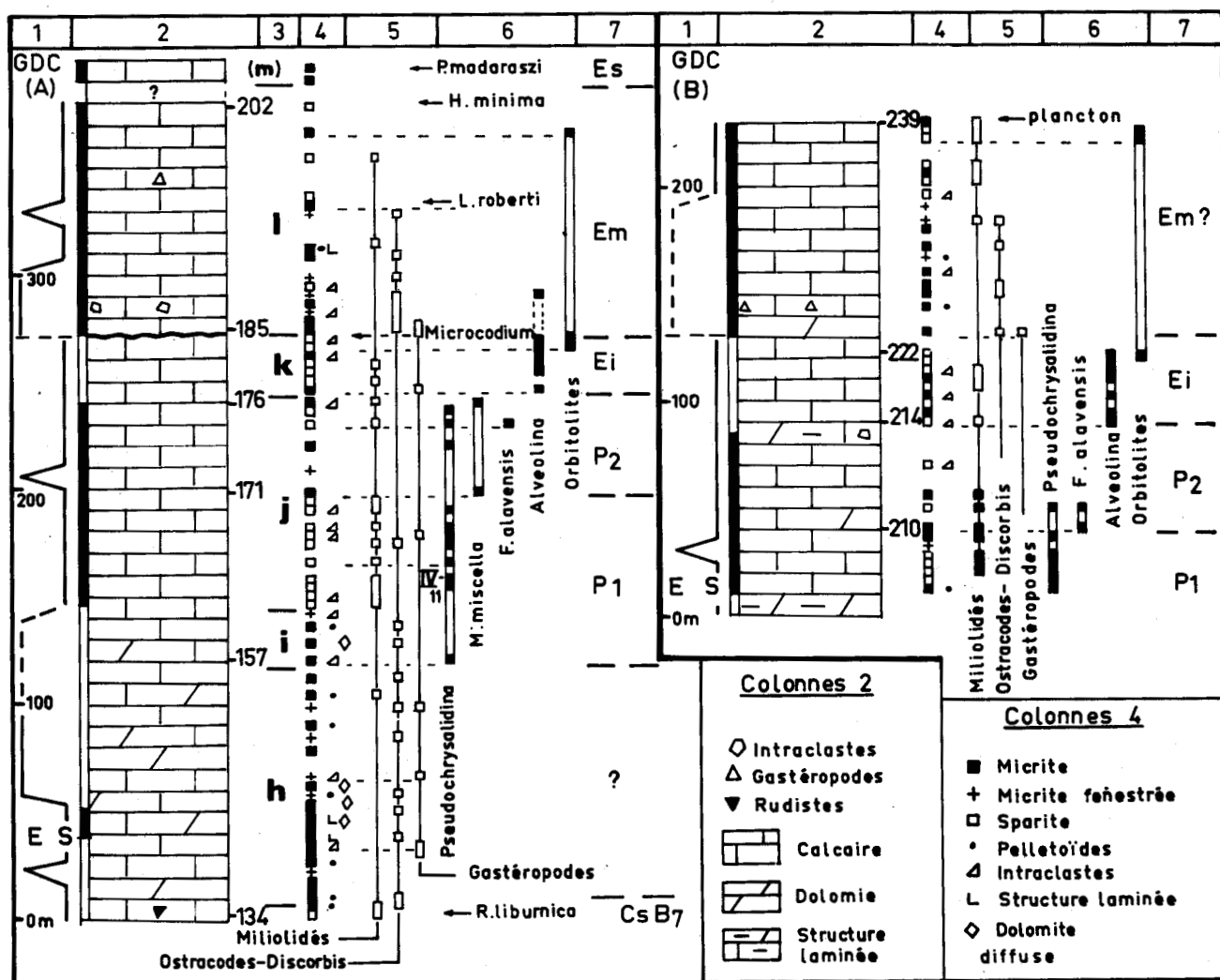


Fig. 52. - Analyse des sédiments de deux coupes du Paléocène-Eocène du Mavrovouni d'Argos (ensemble structuralement inférieur). A gauche, sommet du tronçon A (situé fig. 50, suite de la fig. 51) ; à droite, tronçon B (situé fig. 50). L'indication IV 11 reporte aux planches photographiques.

- k : 30 m. Calcaires clairs. Biosparites et biomicrites à Miliolidés, *Alveolina*, *Orbitolites* et *Nummulites*. Les Alvéolines sont parfois prises dans de petits nodules de micrite, ce qui souligne leur "déplacement" ; elles ne sont jamais abondantes. Ce sont essentiellement des formes du groupe d'*A. ellipsoidalis*, sans "flosculines sphériques" (dans les 2 coupes). L. Hottinger (*in* Dercourt, 1964, p. 231) avait déterminé *A. cucumiformis* ou *A. ellipsoidalis* et *Glomalveolina lepidula*. Age : éocène inférieur (ilerdien) ;
- k/1 : 5 à 10 cm. Calcaire très sombre, formant un enduit, entièrement carrié par les *Microcodium* ;
- l : 100 m. Calcaires sombres :
 - dans la première moitié, micrites fenestrées à intraclastes, et biomicrites à Ostracodes, "*Discorbis*", Gastéropodes. Très rares Alvéolines allongées dans un unique niveau ;
 - au sommet, biomicrites, biomicrosparites à Miliolidés, Pénéroplidés, *Orbitolites*, *Lituonella roberti*, enfin *Halkyardia minima*.Age : éocène moyen, certain au sommet, probable dans la première moitié.

La coupe n'a pas été poursuivie jusqu'à la falaise sommitale du Massif en raison d'une absence prolongée d'affleurements. De la même manière, la coupe levée au flanc oriental (tronçon B) ne permettait plus de suivre la succession des couches ; un niveau à plancton (Globigerinidés) a cependant été observé à son sommet, qui pourrait laisser supposer que cette lacune d'affleurement correspond à une "passée flyschoidé" du type de celles des "unités intermédiaires". Il n'est donc possible que de conjecturer sur la nature de l'Eocène moyen élevé et l'Eocène supérieur. On admettra que le sommet de l'ensemble "structuralement inférieur" puisse correspondre à la partie basale (C 1) de l'empilement d'unités de l'aile orientale du Massif (fig. 50 et 54). Il s'agit de :

- 10 m. Calcaires sombres formant une barre massive, couverte de lichens qui lui donnent une teinte claire en surface. Biomicrites wackestone. Grandes Nummulites, Orthophragmines, *Grzybowskia*, *Pellatispira madaraszii* et quelques rares faunes planctoniques. Au sommet, un banc à Globigerinidés (biomicrite wackestone). Age : éocène supérieur.
- L'Eocène des "unités intermédiaires" (tronçon C, fig. 50, unités C 2, C 3, C 4, fig. 54)

L'aile orientale du Massif a seule été étudiée de manière assez détaillée pour qu'on propose une reconstitution ; il paraît pourtant vraisemblable qu'à des différences de détail près, les mêmes structures se poursuivent vers l'W comme l'indique l'esquisse de la figure 50. Le découpage tectonique qui suit n'est que le résultat d'observations stratigraphiques : la disposition de détail des couches ne trahit aucune déformation suspecte. Par chance, ce sont des niveaux de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur qui sont ainsi affectés, que l'on peut assez aisément distinguer à la loupe sur le terrain et que l'on contrôle au laboratoire. On observe ainsi, en disposition "monoclinale" (voir fig. 53 et 54) :

- unité C 2. Venant en apparente concordance sur le terme C 1, supposé sommet de l'ensemble "structuralement inférieur" :

- a : 12 m. Calcaires sombres. Biosparites, puis biomicrites packstone (parfois à lithoclastes, dont des micrites fenestrées). Débris d'Echinodermes, Miliolidés, Pénéroplidés, *Orbitolites*, *Lituonella roberti*, *Chapmanina gassinensis*. Age : éocène moyen ;
- b : 1 m. Calcaire. Biomicrites wackestone à débris d'Echinodermes et Globigerinidés ;
- c : 1 m. Calcaire. Biomicrite wackestone-packstone à Corallinacées, Bryozoaires, Orthophragmines, grandes Nummulites, *Grzybowskia* et abondantes formes planctoniques, dont *Globorotalia cerroazulensis* s.l. Age : éocène supérieur ;
- d : 12 m. Marno-calcaires jaunes renfermant au moins un niveau riche en nodules calcaires sombres, arrondis (calcaire à *Orbitolites* observé) et des bancs calcaires riches en lithoclastes variés à *C. gassinensis*. Une faune planctonique dégagée à la base des marno-calcaires a livré *Gr. cocoaensis*. Age : éocène supérieur.

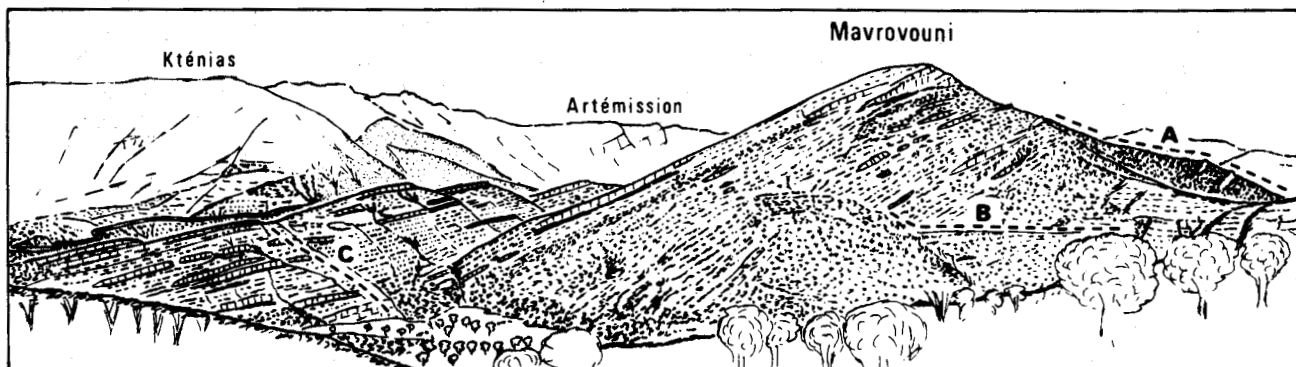


Fig. 53. - Vue du flanc oriental du Mavrovouni d'Argos. Les tronçons A, B et C de la coupe y sont repérés.

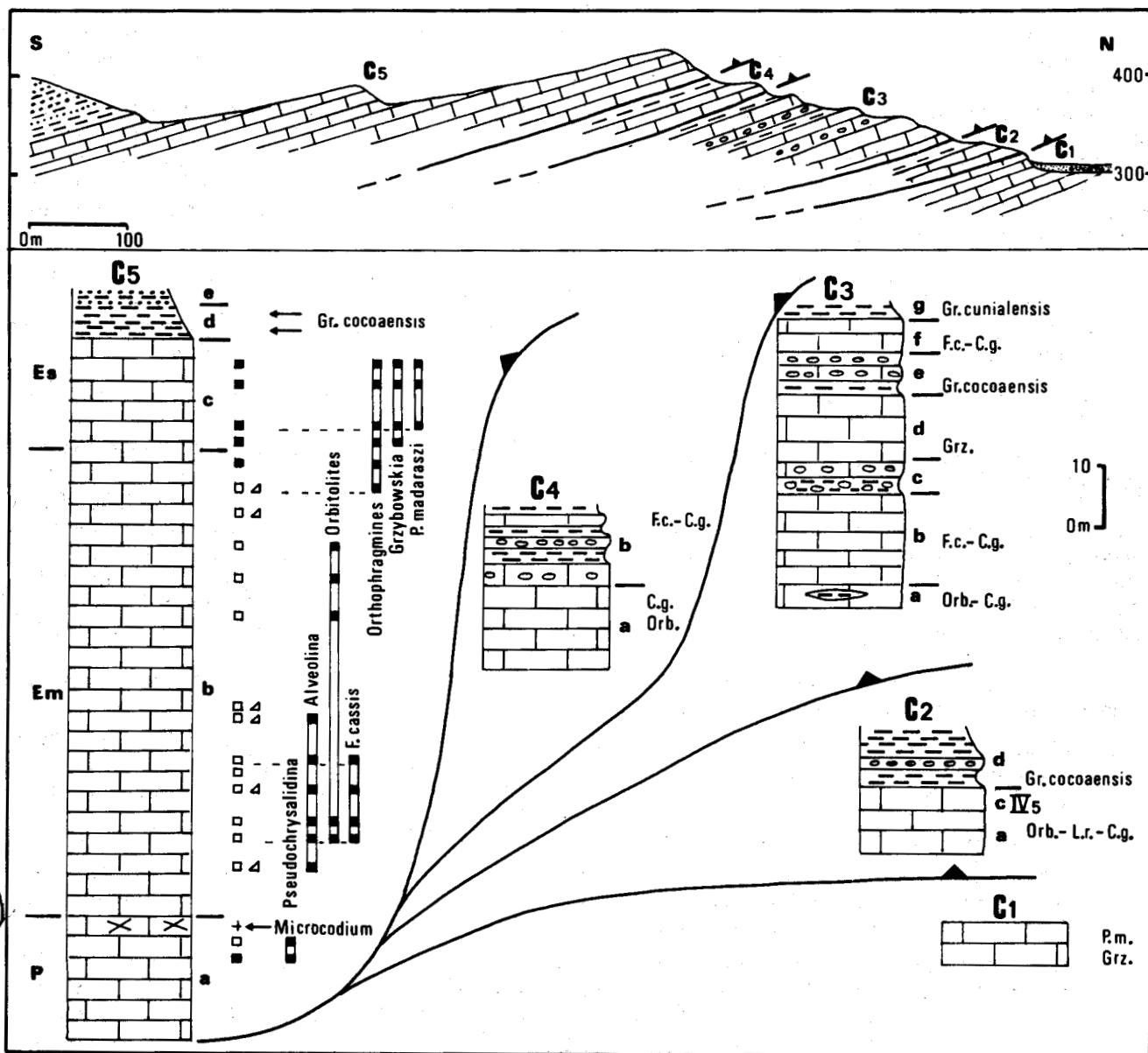


Fig. 54. -

- Unité C 3. En apparente concordance :

- a : un banc décimétrique. Calcaire sombre. Biosparite à lithoclastes et lentilles de calcaire argileux. *Orbitolites*, *Orthophragmines*, *C. gassinensis*. Age : éocène moyen ;
- b : 15-20 m. Calcaires sombres. Biomicrites packstone à Corallinacées, *Orthophragmines*, *F. cassis*, *C. gassinensis*. Age : éocène moyen ou supérieur ;
- c : 10 m. Marno-calcaires jaunes à niveaux de nodules calcaires arrondis (*Orbitolites* observé dans ces nodules) et bancs calcaires : micrites à lithoclastes (dont des micrites fenestrées). Age : éocène moyen ou supérieur ;
- d : 10 m. Calcaires sombres. Biomicrites à petits lithoclastes ; *Grzybowskia*. Age : éocène supérieur ;
- e : 12 m. Pérites et marno-calcaires jaunes à niveaux noduleux (nodules à *Orbitolites*). *Gr. cocoaensis* a été dégagé. Age : éocène supérieur ;
- f : 10 m. Calcaires. Biomicrites packstone à petits lithoclastes, *Orthophragmines*, *F. cassis*, *Grzybowskia*. Age : éocène supérieur ;
- g : 4 m. Marno-calcaires jaunes, ayant livré des Hantkénines, *Gr. cocoaensis* et *Gr. cunialensis*. Age : éocène supérieur (élevé).

- Unité C 4. En apparente concordance :

- a : 15 m. Calcaires sombres. Biosparites, biomicrites à petits lithoclastes, *Orbitolites* puis *C. gassinensis*. Age : éocène moyen et/ou supérieur ;
- b : (20 m). Marno-calcaires jaunes, à passées riches en nodules calcaires arrondis et bancs calcaires intercalés (biomicrites packstone à lithoclastes, *C. gassinensis* et *F. cassis*. Age : éocène moyen et/ou supérieur.

Les "Unités intermédiaires" sont ainsi regroupées en raison de la relative incertitude du découpage interne adopté. Des redoublements encore plus serrés que ceux que détermine l'analyse stratigraphique peuvent y exister. De toutes façons, la position en "sandwich" de cet ensemble est assurée par sa superposition à l'Eocène supérieur élevé à *Pellatispira* de C 1 et son recouvrement par le Paléocène de C 5.

- Le Paléocène-Eocène de la "pellicule superficielle" (Unité C 5 des fig. 50, 53 et 54)

Clairement superposé aux "Unités intermédiaires", ce dernier ensemble s'en distingue par son apparente simplicité, l'existence à sa base de couches paléocènes et l'apparente absence de lentilles pélitiques au sommet des calcaires. On observe, toujours en apparente concordance :

- a : 15 m. Calcaires clairs (les premiers bancs recristallisés). Biomicrites wackestone à Miliolidés et "*Pseudochrysalidina*". Au sommet, présence de Gastéropodes dans des bancs carriés par des *Microcodium*. Age : paléocène ;

Fig. 54. - Une coupe dans la partie SE du Mavrovouni d'Argos (tronçon C des fig. 50 et 53). Essai d'interprétation structurale d'après l'analyse des sédiments.

Unités C 1 à C 4 : Orb. : *Orbitolites* ; L. r. : *Lituonella roberti* ; F. b. : *Fabiana cassis* ; C. g. : *Chapmanina gassinensis* ; Grz. : *Grzybowskia* ; P. m. : *Pellatispira madaraszii*.
Unité C 5 : indications micrographiques identiques à celles des figures précédentes (fig. 52, par exemple). L'indication IV 5 (colonne C 2) reporte aux planches photographiques.
NB : La correspondance avec la figure 53 justifie seule l'orientation du dessin : on a toutes raisons de supposer que les chevauchements s'effectuent d'E en W, mais que leur reprise par des bombements récents est responsable du plongement général vers le S.

- b : 70 m. Calcaires en gros bancs. Biosparites à petits lithoclastes arrondis (micrites variées) et organismes roulés : Alvéolines allongées, *Orbitolites*, *Nummulites*, Gypsinidés et *F. cassis*. Age : éocène moyen.
Une petite dépression herbeuse située au milieu de cet ensemble pourrait indiquer l'existence d'une passée pélitique, dont aucun affleurement n'a pu cependant être observé ;
- c : 20 m. Calcaires en gros bancs. Biomicrites wackestone-packstone à grandes *Nummulites* (à la base), Corallinacées, Orthophragmines, *Grzybowskaia*, *P. madarassi* et rare plancton (*Gr. cerroazulensis* s.l. observé). Age : éocène supérieur ;
- d : 10 m. Marno-calcaires gris à patine jaune. Des Hantkénines, *Gr. cocoaensis* et *Gr. cf. cunialensis* ont été dégagées. Age : éocène supérieur ;
- e : un Flysch grésopélitique.

C) RECAPITULATION

1) LE CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE (INFERIEUR)

Le Cénomarien supérieur-Turonien inférieur ne porte pas ici de traces d'émergence marquée.

Le Turonien-Sénonien p.p. (Cs B 3-4-5), relativement bien daté malgré la faible abondance des fossiles, correspond à des milieux subtidaux calmes.

Le Sénonien supérieur-Maastrichtien-Paléocène p.p. marque au contraire l'installation de tendances régressives traduites à la fois par les sédiments et les peuplements ; ces tendances semblent peu à peu s'accroître jusqu'au Paléocène inférieur daté, bien que des passées franchement marines soient encore discernables au Maastrichtien (soulignées par les Orbitoïdes de la division f).

2) LE PALEOCENE p.p. ET L'EOCENE

Il nous faut envisager séparément les divers termes tectoniquement superposés, avant de conclure.

- L'ensemble "structuralement inférieur"

A la suite des tendances émergives finicrétacée et paléocène p.p., le Paléocène (supérieur en partie) et l'Eocène inférieur marquent le retour à des conditions franchement marines.

Les faciès d'émergence qui suivent peuvent être la résultante d'un ou plusieurs phénomènes d'émergence et/ou d'érosion. Manquent en effet les sédiments de l'Eocène inférieur élevé (Cuisien) et éventuellement d'une partie de l'Eocène moyen : ou bien une émergence initiée au cours de l'Eocène inférieur s'est prolongée jusqu'à l'Eocène moyen, ou bien des érosions consécutives à une émergence d'âge éocène moyen ont creusé le substratum jusqu'à l'Eocène inférieur. On ne saurait interpréter plus précisément dans ce cas.

La reconstitution adoptée -assimilant le terme C 1 au sommet de l'ensemble "structuralement inférieur"- serait en faveur de l'existence de "passées flyschoides" d'âge éocène moyen et/ou supérieur, surmontées de couches strictement calcaires marines de l'Eocène supérieur. On sait que les documents susceptibles de le prouver n'ont pas été réunis.

- Les "Unités intermédiaires"

On admettra que les Unités C 2, C 3 et C 4 correspondent au redoublement tectonique d'un même ensemble dont n'est connu que le sommet de l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur. L'existence de passées pélitiques lenticulaires dans les calcaires à faunes benthoniques ne semble pas faire de doute (base de l'Unité C 3) dès l'Eocène moyen. Ces passées se généralisent à l'Eocène supérieur ; toutes celles de quelque importance renferment *Gr. cocoaensis*. On aura noté que des nodules constitués de calcaires d'âge éocène moyen peuvent se

trouver dans les pélites d'âge éocène supérieur. Par ailleurs, bien que les conditions d'affleurement ne permettent pas de certitude, le quartz détritique semble totalement absent de ces faciès.

- La "pellicule superficielle"

L'Unité C 5 témoigne de conditions franchement marines au Paléocène et à l'Eocène moyen-supérieur, interrompues par un épisode d'émersion, souligné par l'absence des sédiments de l'Eocène inférieur (et éventuellement d'une partie de l'Eocène moyen).

L'Eocène moyen et l'Eocène supérieur témoignent de milieux agités, favorables à des déplacements d'organismes et à des remaniements.

On ne possède pas la preuve de l'existence ici de passées pélitiques au sein des calcaires et la transition au Flysch est du type le plus simple, dépourvue de faciès "conglomératique".

Conclusions sur le Paléocène-Eocène

Deux importantes questions doivent ici être envisagées

a) *Sur la signification des émerisions au sein de la série calcaire*

Dans l'ensemble "structuralement inférieur" comme dans la "pellicule superficielle", les couches d'âge éocène moyen surmontent des niveaux à *Microcodium* en place, superposés soit à l'Eocène inférieur (Ilerdien) soit au Paléocène. On y chercherait volontiers les traces d'une même phase d'érosion (d'âge éocène moyen) ayant creusé le substratum à des niveaux légèrement différents selon les points ; d'autant plus que les auteurs de la feuille 1/50 000 Argos (n° 273, fig. 5) signalent au Mont Artemission, au NW du Mavrovouni, un petit pointement de bauxite (d'âge éocène moyen ?). Il reste qu'aucune trace tangible d'érosion n'a été observée, et l'on pourrait envisager que la lacune de sédimentation soit simplement la conséquence d'un exhaussement régional d'âge éocène inférieur.

Soulignons enfin qu'il n'est pas certain que l'on doive à tout prix admettre une même hypothèse pour les deux unités (l'ampleur des déplacements étant tout à fait inconnue, mais vraisemblablement considérable), dans la mesure où l'on connaît par ailleurs des discontinuités sédimentaires d'âge éocène inférieur et d'âge éocène moyen.

b) *Sur la signification des passées pélitiques et conglomératiques de l'Eocène moyen et supérieur*

Sédiments précurseurs -partout et toujours- de la base du Flysch, les pélites à faune planctonique (marno-calcaires souvent) intercalées dans les calcaires à faune benthonique des "Unités intermédiaires" sont riches d'enseignements. Certes, les conditions tectoniques d'ensemble peuvent laisser planer le doute : leur "intercalation" dans les calcaires n'est-elle pas le résultat de redoublements tectoniques encore plus serrés que ceux qui sont décelés ? On ne peut rien assurer à toutes les échelles, mais d'exceptionnelles conditions locales d'affleurement permettent d'affirmer l'existence de lentilles pélitiques de dimensions métriques (elles-mêmes interstratifiées de lentilles calcaires) dans des bancs de calcaire néritique ; on verra à ce sujet le document produit par Dercourt et Fleury, 1977, fig. 2 (localité D, fig. 50).

Les deux sédiments sont donc -au sens le plus précis du terme- contemporains, et les affleurements les montrent se remanier l'un-l'autre ("conglomérats"). Ces remaniements, évidemment fort discernables en raison de l'opposition lithologique, ne sont nullement propres à la période qui voit l'apparition des pélites ; on a en effet discerné la présence de lithoclastes variés au sein des formations calcaires d'âge éocène moyen des trois ensembles. Au plus pourrait-on envisager que l'instabilité du fond s'exagère au moment des arrivées pélitiques, dans la mesure où l'on a identifié des galets de calcaire éocène moyen dans l'Eocène supérieur, et à défaut d'avoir pu identifier l'âge des calcaires remaniés au cours de l'Eocène moyen.

Quoi qu'il en soit, les instabilités évoquées par l'existence de conglomérats dans les pélites -elles-mêmes interstratifiées dans les calcaires à faune benthonique- n'ont rien à voir avec une prétendue émergence de l'ensemble des carbonates, antérieure à l'envahissement de la région par le Flysch. Si une quelconque émergence s'est produite (?), elle est décelable au sein de la série carbonatée elle-même. Ces instabilités responsables des remaniements sont contemporaines de la sédimentation des calcaires puis de la sédimentation des pélites précédant le Flysch, ce qui souligne le caractère fondamentalement progressif de l'installation de ce Flysch.

Ces considérations, nécessaires ici où l'évidence de terrain est la meilleure, seront reprises dans le cadre général et replacées dans le contexte de l'histoire géotectonique.

On ne terminera pas sans proposer au lecteur d'imaginer les interprétations auxquelles aurait pu donner lieu cette structure si elle avait été affectée d'un dense réseau de cassures verticales, tel que celui de la région de Vitina (fig. 45) par exemple.

D) FIGURATIONS SE RAPPORTANT AU MASSIF

- Sénonien

- Dercourt, 1964, pl. LVIII (haut). Il s'agit très vraisemblablement d'un sédiment des zones Cs B 4 ou 5.

- Eocène supérieur

- Dercourt, 1964, pl. LXVII (*P. madaraszii*).

- Conglomérats et passées pélitiques au sein des calcaires

- Dercourt, 1964, pl. LXIX (bas).

- Dercourt et Fleury, 1977, fig. 2.

- Dans ce travail

- *Cisalveolina fallax* : pl. II 2-3, GDC 70 (fig. 51).

- "*Pseudochrysalidina*" : pl. IV 11, GDC 164 (fig. 52).

- *Globorotalia cerroazulensis* s.l. : pl. IV 5, GDC 9 (fig. 54 - C 2).

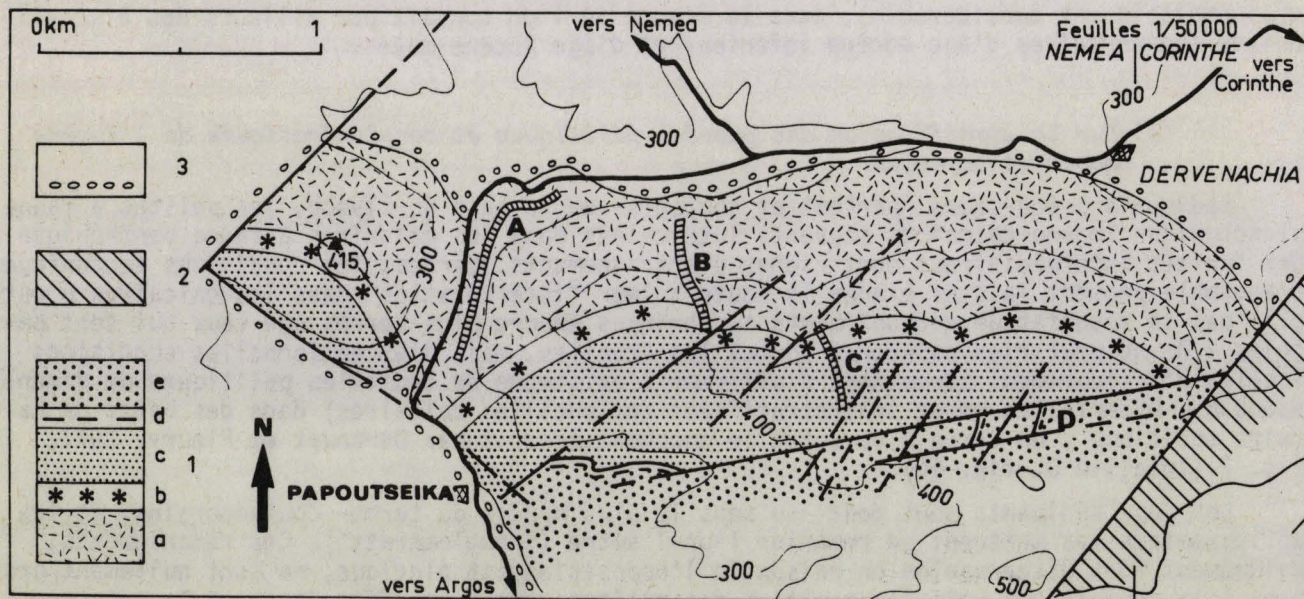


Fig. 55. - Esquisse géologique du Massif de Dervenachia.

1 : série de Tripolitza ; a : carbonates crétacés ; b : horizon à *R. liburnica* ; c : calcaires paléocènes et éocènes ; d : couches de passage au Flysch ; e : Flysch. 2 : formations allochtones ; 3 : dépôts superficiels récents.

XXIV. - LE MASSIF DE DERVENACHIA

Le Massif portant le nom de Panagorrakhi sur les cartes récentes (et parfois appelé Papoutseika), constitue un petit pointement de calcaires de Tripolitza (situé fig. 11) entouré de tous côtés par des formations structurellement superposées. Il représente le témoin de plus oriental de la zone au N du Péloponnèse. Dercourt (1964) et Tsaila-Monopolis (1977) y ont fait des observations.

Les conditions d'affleurement y sont assez bonnes, ce qui permet d'éviter en partie l'écueil que représentent les nombreuses failles (directions principales N 40 et N 70°) qui le parcourent. Particulièrement serrées à son bord méridional, ces failles semblent escamoter une partie des calcaires éocènes et cachent le plus souvent le passage des calcaires au Flysch (fig. 55).

A) ANALYSE DE LA SERIE

1) LE CRETACE TERMINAL ET LE PALEOCENE

Afin d'éliminer l'influence des accidents qui troublent la succession, 3 coupes ont été levées (A, B, C, fig. 55 et 56), présentant un niveau caractéristique commun. On en mènera une description globale, bien que les 3 colonnes soient représentées séparément sur la figure 56.

On observe successivement :

- a : 100 m. Calcaires sombres à Rudistes. Biomicrites wackestone à débris de Rudistes. *Thamatoporella*, *Dicyclina*, *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Scandonea* sp., les "Orbitolinidés K" et *Monchamontia apenninica* caractérisent la zone Cs B 5 ("Campanien inférieur") ;
- b : 100 m. Calcaires clairs et dolomies. Biomicrites wackestone et micrites mudstone à Ostracodes et "*Discorbis*". *R. scarsellai*, *Scandonea* sp. et de rares *Murciella* gr. *ouvillieri* (*C. ? philippsoni* possible à la base, mais très mal conservée). Age : Cs B 6 ("campanien-maastrichtien p.p.") ;
- c : 30 m. Calcaires clairs. Biomicrites packstone à débris de Rudistes et d'Echinodermes. *Orbitoides media*, *Omphalocyclus macroporus* et *Siderolites calcitrapoides* (détermination M. Neumann) datent le Maastrichtien.
NB : C'est, selon toute vraisemblance, de ce niveau que doit provenir le faciès à Pithonelles et rares *Globotruncana* figuré par Dercourt, 1964, pl. LXVIII (bas) ;
- d : 40 m. Calcaires et dolomies très clairs. Biomicrites wackestone et micrites fenêtrées à Ostracodes, "*Discorbis*", Gastéropodes, parfois oogones de Charophytes. *Rhapydionina liburnica* (fréquent), *Laffiteina mengaudi*, "*Broeckinella* cf. *arabica*" et *Cuneolina*, caractérisent la zone Cs B 7 ("Maastrichtien supérieur") ;
- e : 40 m (au moins). Calcaires clairs. Biosparites à intraclastes parfois. Miliolidés, Pénéroplidés et "*Pseudochrysalidina*". Apparition, au sommet, de petites Orthophragmines. Age : paléocène (supérieur au sommet).

2) L'EOCENE

- Les calcaires

Je n'ai pas observé de coupe permettant de reconstituer la succession des couches éocènes ni d'ailleurs de témoin de l'Eocène inférieur.

NB : Le "Paléocène supérieur" (il s'agirait de l'Eocène inférieur -Ilerdien- de notre nomenclature) signalé par Dercourt n'est soutenu par la citation d'aucun fossile significatif.

L'Eocène moyen affleure généralement le long des failles bordières méridionales du Massif. Ce sont des calcaires clairs ; micrites, sparites à petits lithoclastes variés et bioclastes abondants : grandes Nummulites, Alvéolines allongées, *Orbitolites*, Corallinacées et débris d'Echinodermes.

L'eocène supérieur a été daté en une localité sous les couches de passage (voir ci-dessous). Dercourt, 1964, a signalé et figuré (pl. LXVIII) l'existence de quartz détritiques dans des niveaux à "*Heterostegina*" (*Grzybowska* ?) probablement de cet âge.

- Les couches de passage au Flysch

On peut citer trois localités :

- A l'E du Massif, en contrebas, vers l'W, du col où est érigée la statue de Kolokotroni, entre les deux failles bordières (localité D, fig. 55). Il se pourrait qu'un banc calcaire soit ici intercalé dans les pélites de la base du Flysch, mais l'affleurement pourrait correspondre aussi bien à un petit élément allochtone ou, comme on l'a indiqué sur la figure 55, à un redoublement par faille. Les calcaires situés ici apparemment sous (et dans ?) les pélites, sont d'âge éocène moyen ou supérieur (biomicrites packstone à Corallinacées, Orthophragmines et Nummulites).

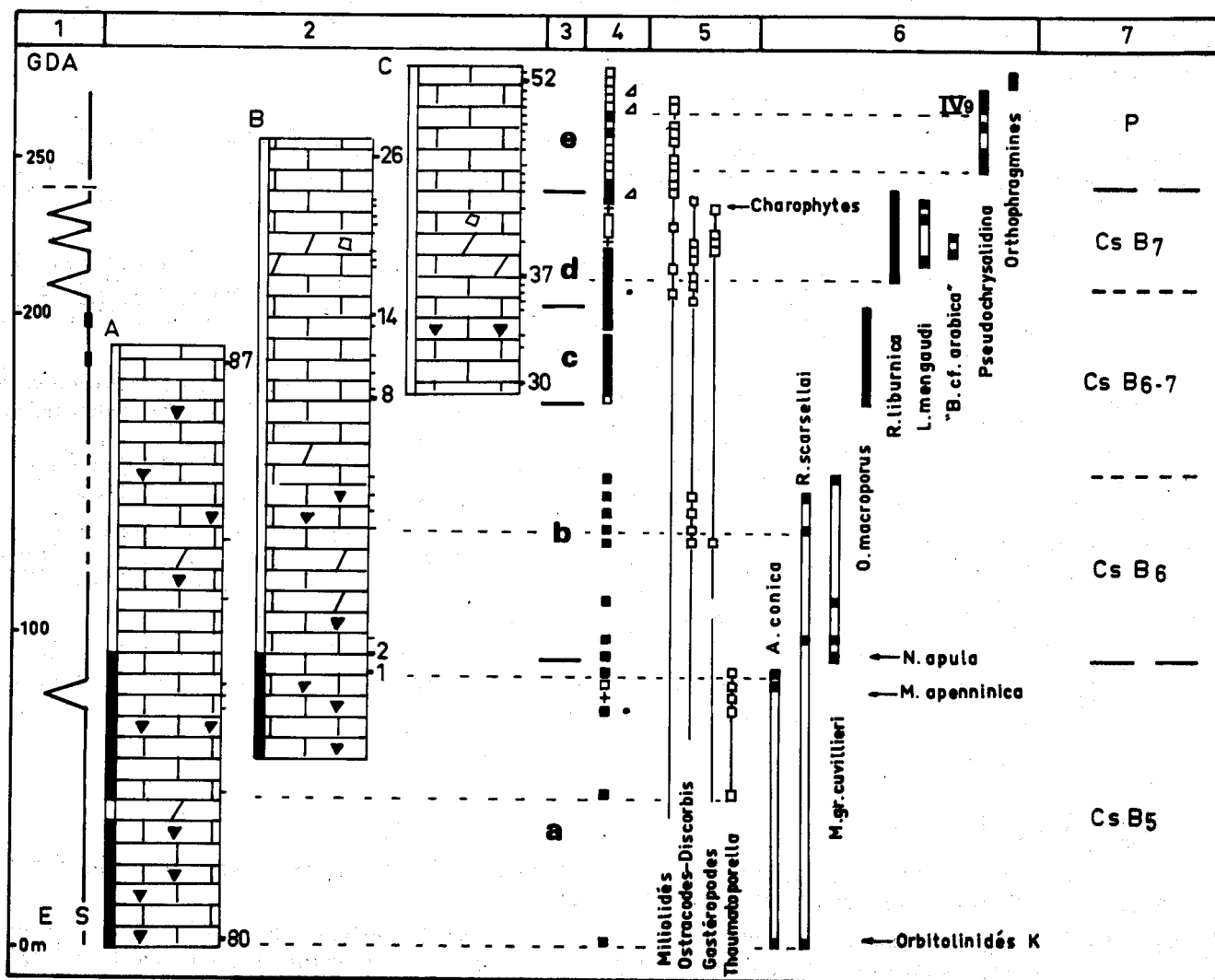


Fig. 56. - Analyse des sédiments du Crétacé supérieur et du Paléocène du Massif de Dervenachia (GDA, tronçons A, B, C situés fig. 55). Même légende que fig. 48. L'indication IV 9 reporte aux planches photographiques.

- Au SW du Massif, près de Pápoutseïka, la transition était observable il y a encore quelques années, qui semble avoir été cachée à l'occasion de l'ouverture d'un chemin. Des calcaires -biomicrites packstone-wackestone à Corallinacées, Orthophragmines, Nummulites, *Chapmanina gassinensis*, *Grzybowskiia* et débris de Foraminifères planctoniques- y étaient directement surmontés par des marno-calcaires à faune planctonique (*Gr. cerroazulensis* et *Gr. cocoaensis*) de l'Eocène supérieur.

C'est probablement des environs de cette localité que Richter et Mariolakos (1973b, fig. 2 ; voir aussi Richter, 1974, fig. 7) ont photographié un affleurement qui pourrait témoigner d'un ravinement des calcaires, antérieur au dépôt du Flysch. Je ne connais pas cet affleurement qui, quelle que soit la signification qu'on lui accorde, ne peut témoigner que de phénomènes très locaux.

- Dans la partie médiane du Massif, immédiatement au contact de la faille bordière, un affleurement de calcaires argileux gris-bleuté m'a livré une microfaune où coexistent de rares Hantkélines, *Gr. cocoaensis* et des *Globigerinatheka* sp.

B) RECAPITULATION

1) LE CRETACE

L'émersion fini-crétacée est ici relativement discrète et limitée dans son expression la plus claire à la zone Cs B 7. La passée franchement marine à Orbitoïdés (Pithonelles et *Globotruncana*), pour n'être pas singulière, en Tripolitza, est remarquablement développée. Il pourrait s'agir de l'indice d'un dispositif symétrique, par rapport à l'axe de la zone, de celui qui a été décelé dans le Massif du Gavrovo à la même époque. Il n'est cependant pas corroboré par l'histoire locale postérieure.

2) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

Le Paléocène est d'emblée franchement marin, ce qui peut s'expliquer soit par l'absence de dépôt au cours de sa partie inférieure, soit par un retour plus précoce qu'ailleurs des conditions marines. Je choisirai la première solution, conforme à l'ensemble des observations effectuées par ailleurs, qui expliquerait en outre l'inhabituelle très faible épaisseur des sédiments séparant le Crétacé daté de l'apparition des "*Pseudochrysalidina*". L'option reste cependant discutable dans la mesure où aucun indice direct ne la soutient.

J'admettrai encore, faute de documents, que l'ordinaire émersion médio-éocène a pu laisser sa trace ici, sur la seule foi de citation de *Microcodium* dans l'Eocène moyen par Dercourt (1964).

Le Flysch -singulièrement annoncé ici par des quartz détritiques mêlés aux calcaires- est, comme partout, précédé de calcaires à Corallinacées, Orthophragmines et faune planctonique associée, puis de pélites calcaires d'âge éocène supérieur. Il ne semble pas qu'existent ici de passées pélitiques intercalées dans les calcaires.

C) FIGURATIONS SE RAPPORTANT AU MASSIF

- Sénonien

- Tsaila-Monopolis, 1977, pl. LIII (zone Cs B 5).

- Crétacé terminal

- Dercourt, 1964, pl. LXVIII (bas). Faciès planctonique.

- Tsaila-Monopolis, 1977, pl. LIV. Orbitoïdés.

- Paléocène

- Tsaila-Monopolis, 1977, pl. LV à LVII.

- Eocène inférieur (?)

- Tsaila-Monopolis, 1977, pl. LVIII.

- Eocène moyen

- Dercourt, 1964, pl. LXVIII (haut).

- Dans ce travail

- "*Pseudochrysalidina*" : pl. IV 9, GDA 49 (fig. 56).

CHAPITRE III : VUES D'ENSEMBLE SUR L'EVOLUTION MESOZOÏQUE ET PALEOGENE DE LA ZONE

On proposera une série de tentatives synthétiques au cours desquelles seront reprises et ordonnées dans le cadre chronologique, les données précédentes, augmentées de compléments d'origine bibliographique. On traitera de manière toute différente, en fonction du degré de connaissance ou de l'apparente fiabilité des résultats obtenus, de trois périodes :

- le Trias-Jurassique-Crétacé inférieur demeure mal connu ; on rapportera simplement quelques données éparses relatives au Domaine de Tripolitza, qu'on ne pourra comparer à celui de Gavrovo qu'à partir du Jurassique terminal ;
- le Crétacé supérieur est mieux connu ; l'homogénéité des résultats, largement vérifiée, autorise des conclusions de bonne fiabilité ;
- le Paléocène-Eocène, caractérisé par une sédimentation plus troublée, permet de dégager de grandes tendances, dont le détail risque cependant d'être remis en cause à l'occasion de nouvelles observations.

On tentera ensuite d'élargir le champ de vision et de discerner les grandes étapes et leurs caractéristiques principales.

I. - CARACTERES DE LA SEDIMENTATION : RECAPITULATION DES DONNEES PRECEDENTES

A) DU (PERMO ?) - TRIAS A L'ALBIEN

1) LE "SOUBASSEMENT"

La signification des séries formant l'actuel substratum des carbonates de (Gavrovo-) Tripolitza est présentement fort discutée et ne peut faire l'objet ici que d'une sommaire analyse bibliographique.

Le problème est celui des "Phyllades" ("Phyllite series", "Phyllites") comprises actuellement entre un autochtone relatif (Série des "Plattenkalke", assimilée à la zone Ionienne - Thiébault, 1978) et les formations carbonatées de (Gavrovo-) Tripolitza superposées (voir fig. 3). Trois options s'affrontent, selon lesquelles ces Phyllades correspondraient :

- selon Thiébault (1975), pour leur plus grande partie au "soubassement stratigraphique normal permo-triasique (?)" des carbonates de Tripolitza ; étant entendu que le Flysch représentant la couverture des "Plattenkalke" existerait par ailleurs, relativement peu puissant en général, mais pouvant atteindre 500 m d'épaisseur (voir Thiébault, 1979, fig. 5) ;
- selon Lekkas et Papanikolaou (1978), pour leur plus grande partie au Flysch lié aux "Plattenkalke" ; une partie cependant des "Phyllades", de type "Couches de Tyros" (Kténas, 1926), représenterait le soubassement normal de Tripolitza ;
- selon Jacobshagen et coll. (1978) au témoin d'une zone particulière, originellement située entre zone Ionienne et zone Préapulienne.

La troisième option implique que la série des "Plattenkalke" soit de type Préapulien et que zone Ionienne et zone de Gavrovo-Tripolitza constituent une seule nappe. L'homologie "Plattenkalke"-Zone Ionienne établie par Thiébault (1978, 1979) et l'existence d'un front tectonique propre à la zone de Gavrovo-Tripolitza qui sera établie plus loin (chapitre V) infirment cette hypothèse qui ne sera plus considérée par la suite.

Les deux premières options permettent, à des complexités tectoniques près, d'envisager qu'une partie des "Phyllades" constitue le soubassement "normal" des carbonates de Tripolitza. Les divergences ne portent que sur l'importance relative de ce que l'on peut attribuer, au sein des "Phyllades", d'une part à ce soubassement, d'autre part au Flysch lié aux "Plattenkalke".

2) LE TRIAS

Les gypses et cargneules de Zaroukhla (Péloponnèse septentrional) signalés par Dercourt (1964), pourraient participer à une "zone de décollement" (Dercourt et coll., 1976) entre soubassement épimétamorphique (partie des "Phyllades" évoquées ci-dessus) et carbonates. Les conditions de gisement de ces roches, examinées en détail par De Wever (1975), montrent qu'on ne peut pas fonder une hypothèse générale sur ces affleurements, d'autant moins qu'on ne connaît leur équivalent nulle part ailleurs. Les géologues de IGRS-IFP (1966) concluaient pour leur part à l'absence de sédiments évaporitiques sous le massif du Gavrovo, en raison de son style structural.

Le Trias, longtemps soupçonné (Kténas, 1924 ; Dercourt, 1964) a été mis en évidence par Thiébault et Zaninetti (1974) et De Wever (1976), à la base des carbonates ; il s'agit dans les deux cas de Trias sommital, représenté par des calcaires et dolomies. Le Trias (sommital ?) est également cité sur la feuille 1/50 000 Paralion-Astros (n° 293, fig. 5), caractérisé par des *Triasina* ; Tsaila-Monopolis (1977) cite en outre dans le même gisement *Involutina* gr. *communis* (Kristan). Le Trias sommital est également daté au sein de la série de l'Olympe.

L'existence de niveaux d'âge triasique supérieur près de la base de la série carbonatée de Tripolitza demeure donc le seul fait établi.

On signalera les roches effusives et les faciès Ammonitico-rosso de l'Unité du Megdhovas (voir Cinquième Partie), dont l'attribution au Gavrovo-Tripolitza demeure problématique.

3) LE LIAS-DOGGER-MALM INFÉRIEUR

Je citerai ici Dercourt (1964), De Wever (1975) pour la région de Fénéou, Thiébault (1973) pour le Taygète (Péloponnèse centro-méridional) et Tsaila-Monopolis (1977) pour la région de Fénéou et le Péloponnèse méridional (région de Kalamata).

Deux niveaux fossilifères sont ordinairement discernés :

- des couches à *Palaeodasycladus* sp., ou *P. mediterraneus* (Pia) ;
- des couches à *Kurmubia* et *Cladocoropsis*, signalées par les auteurs précités et présentes près du sommet du Khelmos (fig. 48). On les observe ordinairement dans une partie de la série avoisinant 100 m de puissance, en quelques bancs dont les derniers sont proches de (ou confondus avec -voir Dercourt, 1964, pl. LVII, haut) ceux qui livrent les premières *Clypeina jurassica*.

Thiébault et Tsaila-Monopolis estiment à environ 800 m la puissance des carbonates compris entre la base de la série et le niveau à *Kurmubia-Cladocoropsis* ; De Wever signale, au-dessus du Trias sommital, 200 m de laminites fenestrées puis 700 m de calcaires dolomitiques et dolomies non datées.

On peut donc attribuer une puissance voisine d'un millier de m aux carbonates -tous néritiques et relativement riches en petits Mégalodontidés dans leur partie inférieure-déposés pendant la période considérée, dans le Domaine de Tripolitza.

Les faciès carbonatés liasiques de l'Unité du Megdhovas (Lias moyen à *Palaeodasycladus* et *Orbitopsella* seul daté) sont de même type (Cinquième Partie).

4) LE JURASSIQUE TERMINAL (CRETACE BASAL ?)

Au Kanala (Massif du Gavrovo, fig. 15), flore et faune sont variées : Algues Udotées et Gastéropodes abondent, les Algues Dasycladacées, *Pseudocyclamina lituus*, *Conicospirillina basiliensis*, *Anchispirocyclina neumannae*, *Trocholina* sp. peuplent, sinon toujours en grande abondance, du moins en de fréquents niveaux, des sédiments parfois riches en intraclastes, traduisant soit des milieux subtidiaux, soit des milieux soumis à l'émersion. Les Clypeïnes sont rares.

A Fénéou (fig. 49, gîte F 2, situé au N de Mati), seul gisement examiné de manière détaillée, les Clypéines sont seules à peupler quelques passées, au milieu de sédiments micritiques, ordinairement azoïques. On les trouve dans des biomicrites wackestone (parfois packstone) où elles peuvent constituer près de 50 % de la roche. Les sédiments environnants, parfois dolomitiques ne portent pas - à l'exception de passées à structure laminée - l'évidente trace d'émersions.

La présence de *Clypeina jurassica* dans les sédiments du Gavrovo et de Tripolitza permet d'esquisser une comparaison des conditions ayant régné sur les deux Domaines. Sans doute le fossile n'assure pas un exact synchronisme puisqu'il existe du Kimméridgien au Berriasien compris (Benest et coll., 1973) et que dans les deux cas, il est limité à quelques passées ; mais la constance des ambiances sédimentaires révélée dans chaque cas par les carbonates environnants peut rendre la comparaison significative. Il apparaît que si la présence d'oolites (apparemment restreintes à cette époque dans l'ensemble de la zone) constitue un facteur de ressemblance, les peuplements comme les sédiments soulignent l'opposition entre une région relativement instable et fréquemment émergée, pourtant favorable au développement d'organismes variés (Kanala) et une région sans doute plus stable, presque constamment submergée où les milieux, confinés, permettaient le seul développement d'organismes adaptés (Clypéines).

En conclusion, si la généralisation des constatations est vraisemblablement possible en Tripolitza (diverses localités observées), elle ne l'est en Gavrovo (une seule localité observée) qu'à la faveur des tendances identiques notées dans les couches plus récentes mieux connues, ce qui demeure évidemment contestable.

5) LE CRETACE INFÉRIEUR

Au Kanala (fig. 15), on a observé l'alternance caractéristique de sédiments témoignant de milieux subtidaux et de milieux inter et supratidaux, richement peuplés en général, sur près de 1 000 m de puissance.

En Tripolitza, les observations effectuées dans la région de Fénéou, dans des niveaux compris entre le Jurassique supérieur et le Cénomaniens (mais cependant non datés) montrent que les faciès d'émersion sont rares et les organismes peu abondants ; ni les Gastéropodes, ni les Rudistes, ni les Algues Udotéacées (fréquents au Kanala), pas plus que les Orbitolinidés ne sont abondants. Les mêmes conclusions semblent pouvoir être dégagées des observations de Tsaïla-Monopolis (1977), qui a cependant noté la présence de *Orbitolinopsis caquensis* et *Salpingoporella dinarica* (on rappellera la citation de *Debarina* sp. par Thiébault, 1973 et la présence de "*Coskinolina*" *bronnimanni* à Vitina - fig. 47). Pour Tsaïla-Monopolis, la puissance des sédiments compris entre le niveau à *Kurmubia* et le Cénomaniens à "*Praeorites* sp." (= *Broeckina balcanica*) n'excéderait pas 300 m au Mont Farmaka (peu à l'W du Mavrovouni d'Argos), ce qui paraît compatible avec les estimations qui peuvent être tentées dans la région de Fénéou, où l'on pourrait cependant admettre une puissance un peu plus forte (500 m ?).

En conclusion, on notera comme précédemment l'existence d'une nette différenciation entre les deux Domaines, marquée par un taux d'accumulation de sédiments plus fort en Gavrovo (sensiblement double) qu'en Tripolitza. Non sans noter que chaque organisme reconnu en Tripolitza l'est également en Gavrovo, ce qui souligne la parenté fondamentale des deux Domaines.

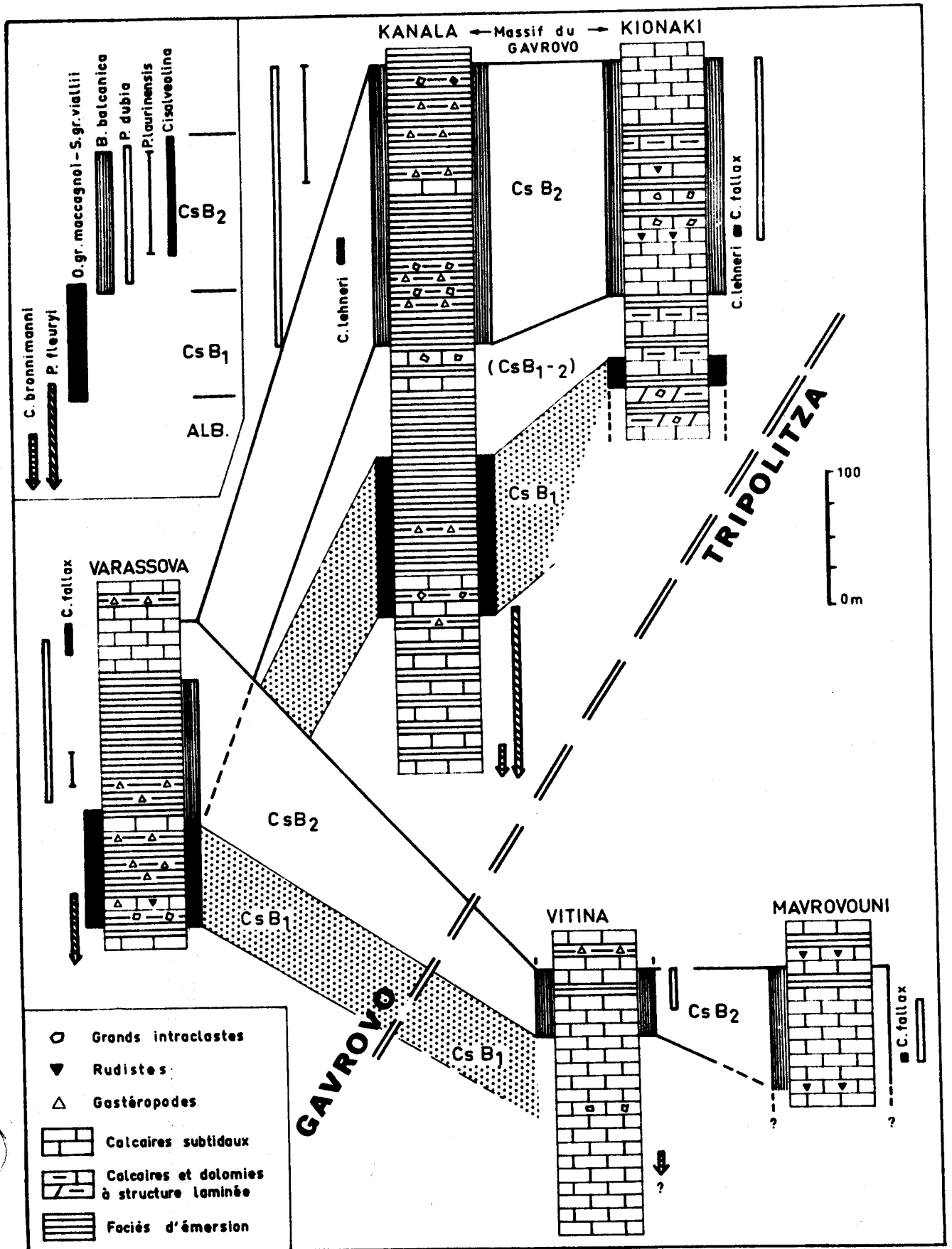


Fig. 57. -

BUS
LILLE

B) LE CRETACE SUPERIEUR

1) LE CENOMANIEN-TURONIEN INFERIEUR (zones Cs B 1 et 2)

a) Les documents

Mis à part quelques citations de *Nezazata*, on n'avait jamais, il y a dix ans encore, mis en évidence l'existence de sédiment de cet âge dans l'ensemble de la zone. Il s'agit de la conséquence de l'absence d'organismes "classiques" (Orbitolinidés, *Ovalveolina*, *Praealveolina*...), auxquels il a fallu trouver des substituts, peu abondants ordinairement (ou limités à de minces horizons : *Sellialveolina*, *Cisalveolina*) ou trop petits pour être discernés sur le terrain si l'on n'y prête pas une grande attention (*B. balcanica*, *P. dubia*...).

La figure 57 résume l'essentiel des données relatives à cette période :

- pour le Domaine de Gavrovo, 3 coupes sont reconnues dont 2 dans le massif du Gavrovo (Kionaki et Kanala, fig. 16) et l'une au Varassova (fig. 25), auxquelles s'ajoutent les observations effectuées dans l'île de Proti (fig. 35) ; les zones Cs B 1 et 2 sont partout reconnues ;

- pour le Domaine de Tripolitza, deux coupes sont reconnues (Vitina, fig. 47 et Mavrovouni, fig. 51) auxquelles s'ajoutent des observations dans la région de Fénéou (De Wever, 1976) et au Mont Farmaka (Tsafla-Monopolis, 1977). La zone Cs B 2 est seule reconnue avec certitude.

b) Les sédiments

Les sédiments du Domaine de Gavrovo sont, à des nuances près, de même signification dans les quatre localités connues. Il s'agit de dépôts très organogènes (Gastéropodes abondants) effectués dans les milieux fréquemment soumis à l'émersion. Leur puissance avoisine 300 à 400 m pour l'ensemble des zones Cs B 1 et Cs B 2.

Les sédiments du Domaine de Tripolitza paraissent attribuables dans l'ensemble à des milieux subtidaux (De Wever signale cependant des calcaires à structure laminée dans la région de Fénéou). La détermination de leur puissance reste sujet à caution en raison des incertitudes biostratigraphiques ; cette puissance ne paraît pas pouvoir être supérieure à 150 m à Vitina, ce qui confirmerait l'indication selon laquelle n'existeraient que 300 m de sédiments entre le Malm à *Kurmubia* et l'apparition de *Pseudocyclammina sphaeroidea* (zone Cs B 3) au Mont Farmaka (Tsafla-Monopolis, 1977) ; pourtant la seule zone Cs B 2 pourrait correspondre à près de 150 m à Skotini (région de Fénéou, De Wever, 1975) et une centaine de m au Mavrovouni.

Fig. 57. - Schéma des relations sédiments-organismes reconnues dans l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza au cours des zones Cs B 1 et Cs B 2 (Cénomaniens-Turonien inférieur).

Les corrélations sont fondées sur les organismes les plus répandus (*Ovalveolina gr. maccagnoi* - *Sellialveolina gr. viallii* pour la zone Cs B 1 ; *Broeckina balcanica* pour la zone Cs B 2) dont le champ de répartition est représenté au bord même des colonnes lithologiques. On a également signalé le champ de répartition de quelques fossiles, parmi les plus significatifs. L'encadré de l'angle supérieur gauche constitue à la fois une légende des figurés symboliques utilisés pour représenter les organismes (une flèche terminale signale que l'organisme sort du champ de la figure) et un essai de récapitulation de leur répartition par rapport à la zonation.

Situation des localités sur la figure 11. Kanala et Kionaki : I ; Varassova : II ; Vitina : XIX ; Mavrovouni : XXIII.

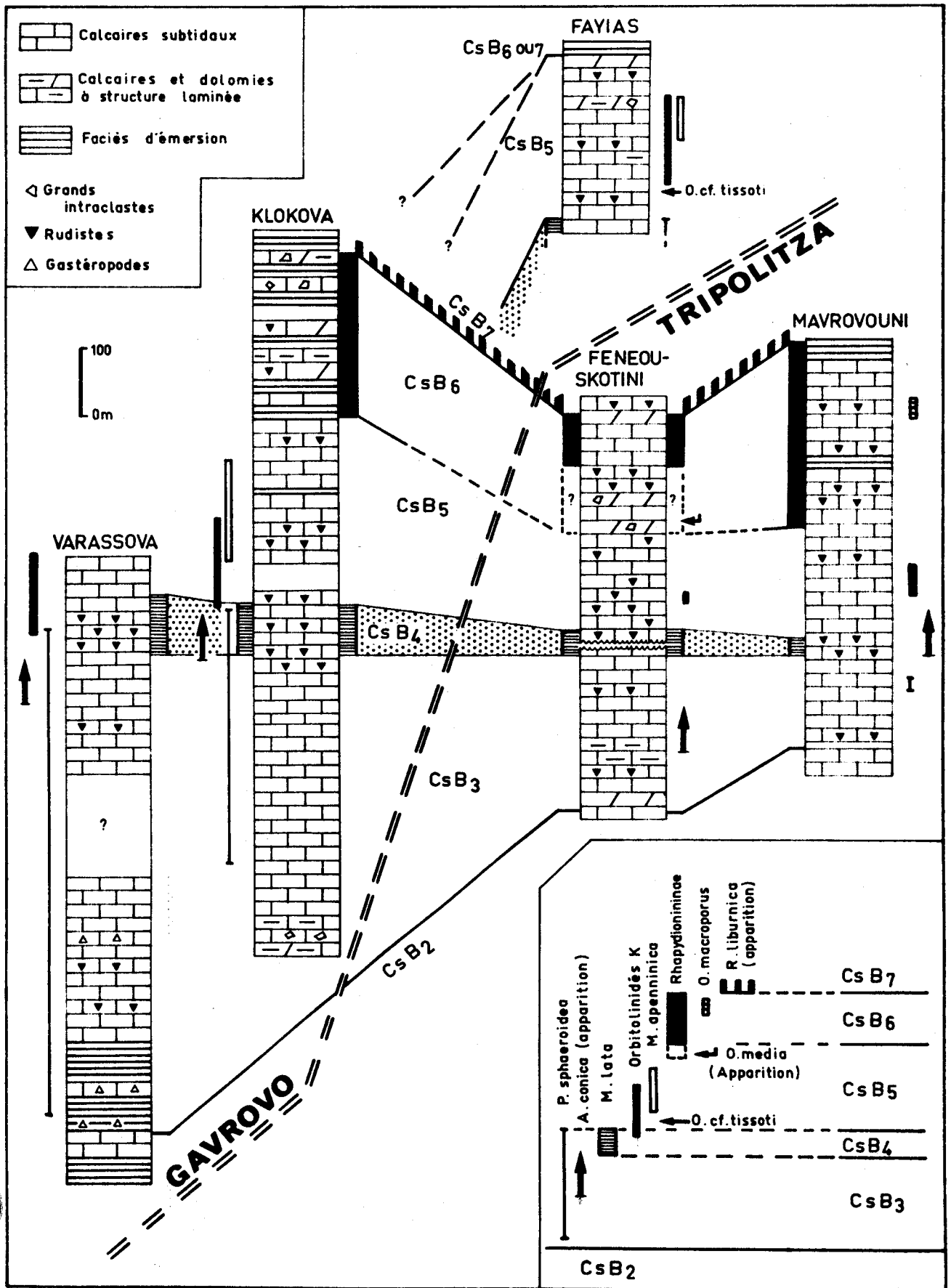


Fig. 58. -

BUS LILLE

En conclusion cette période correspond encore à une nette différenciation des deux Domaines, l'un traduisant de constantes tendances à l'émersion (Gavrovo), l'autre restant caractérisé par des dépôts subtidaux (Tripolitza). Une bonne probabilité existe pour que le taux d'accumulation des sédiments ait été considérablement plus élevé dans le Domaine de Gavrovo que dans celui de Tripolitza ; le premier demeurant plus richement peuplé que le second. Il reste que l'ensemble des sédiments traduit des environnements calmes de type plate-forme interne, en l'absence de toute trace de "barrière" ou de pénétration d'organismes planctoniques.

Il convient d'évoquer ici l'hypothèse présentée par Tsaila-Monopolis (1977) relative à "des mouvements orogéniques proches de la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur" affectant le Tripolitza. Je ne discuterai pas des brèches signalées en Péloponnèse méridionale, près de Kalamata (localités "Lekka" et "Vromovrissi"), trop éloignées de la région étudiée ici. La nature des brèches signalées au Mont Farmaka, situées dans un ensemble dolomitique, n'est pas précisée : on peut supposer que les éléments sont des intraclastes ne signalant en tout état de cause qu'un phénomène local, nullement confirmé dans les localités proches examinées ici (Vitina à l'W, Mavrovouni à l'E). Par ailleurs, la lacune du Cénomaniens supposée dans la coupe de Fénéou (fig. 14 in Tsaila-Monopolis, 1977) ne semble pas clairement indiquée dans la mesure où plus de 150 m de sédiments n'ont pas été échantillonnés, et où la superposition d'un échantillon renfermant *Pseudorhapydionina dubia*, *Pianella grudii*, *P. turgida* à un échantillon renfermant *Accordiella conica* et "*Orbitolinidae*" (identifié à ceux du Sénonien) n'est que de nature à signaler une complication d'ordre tectonique. Il n'y a donc pas lieu d'admettre l'existence d'importants mouvements à une époque proche du Cénomaniens et donc d'envisager que des sédiments détritiques aient pu alors transiter au travers de la plate-forme pour se répandre dans le bassin pindique.

2) LE TURONIEN-SENONIEN p.p. (zones Cs B 3 à Cs B 5)

a) Les documents

On a également dû longtemps se contenter pour cette période de distinctions sommaires et de datations imprécises fondées sur quelques déterminations de Rudistes. La raison en est encore dans le particularisme qui affecte les peuplements, ainsi que leur relative rareté au sein de séries puissantes dont on a peine à trouver des coupes continues. Dans ces conditions, une bonne connaissance préalable des fossiles significatifs est nécessaire à tout travail sur le terrain : l'échantillonnage "aveugle" a toutes chances d'être stérile.

La considérable puissance des séries explique seule que malgré l'importance des affleurements des couches de cette période, les coupes complètes et exploitables demeurent peu nombreuses. Outre plusieurs tronçons décrits ici ou là (Skolis, Pylos, Vitina), on ne dispose que d'une série correspondant à l'ensemble des massifs du Klokova (fig. 30) et du

Fig. 58. - Schéma des relations sédiments-organismes reconnues dans l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza au cours des zones Cs B 3 à Cs B 6 (Turonien-Sénonien p.p.).

Le champ de répartition des organismes jugés les plus significatifs est porté en regard de chaque colonne lithologique. L'encadré de l'angle inférieur droit constitue à la fois une légende des figurés symboliques utilisés pour représenter les organismes et un essai de récapitulation de leur répartition par rapport à la zonation.

NB : La limite Cs B 5-Cs B 6, dessinée en pointillés, ne représente pas une ligne-temps dans la mesure où la coupe "Fénéou-Skotini" a été examinée plus sommairement que les autres et que les Rhapydionininae reconnus correspondent à des formes du type *Murciella gr. renzi*, caractéristiques de la seule partie supérieure de la zone Cs B 6 (voir fig. 59) ; il s'ensuit que l'apparition de *Orbitoides media* sur cette coupe pourrait ne pas être antérieure à la base absolue de la zone MCs 6 (pointillés et point d'interrogation signalent cette imprécision).

Situation des localités sur la figure 11. Fayias (partie S du Massif du Gavrovo) : I ; Klokova et Varassova : II ; Fénéou-Skotini : XXI ; Mavrovouni : XXIII.

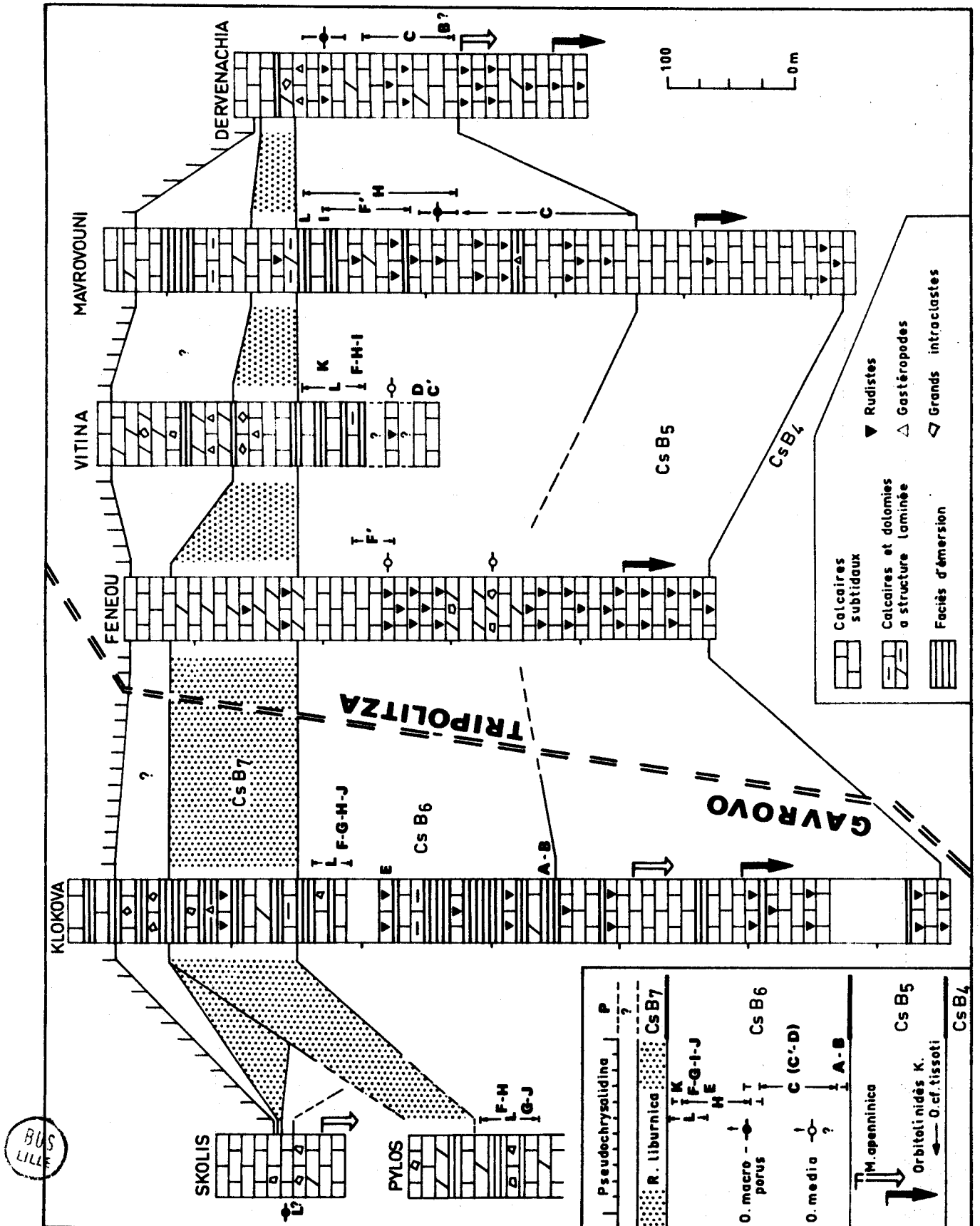


Fig. 50. -

BUS LILLE

Varassova (fig. 26) pour le Domaine de Gavrovo, et de la série du Mavrovouni d'Argos (fig. 51) complétée par deux tronçons observés par De Wever dans la région Fénéou-Skotini pour le Domaine de Tripolitza (fig. 58). On trouvera en cette même figure une vue d'ensemble de la répartition constatée des organismes jugés significatifs.

b) Les sédiments

Les sédiments déposés au cours des zones Cs B 3-Cs B 4-Cs B 5 constituent un ensemble homogène et distinct des couches antérieures et postérieures ; la situation relativement imprécise de la limite Cs B 5-Cs B 6 obligera cependant à considérer la puissance des sédiments compris entre les deux bons repères que constituent les limites Cs B 2-Cs B 3 et Cs B 6-Cs B 7.

Tant dans le Domaine de Gavrovo que dans celui de Tripolitza, les sédiments se sont déposés dans des milieux calmes, en général non exposés à l'émersion. Ces milieux étaient cependant assez peu profonds pour que localement se présentent les conditions favorables à l'installation de colonies de Rudistes. Leurs constructions ne constituent pas de véritables récifs (bioherme), mais de grandes lentilles de faible dimension verticale (biostrome). Par ailleurs il est certain, et surtout au cours de la zone Cs B 3, que des conditions d'émergences peuvent encore localement régner pendant de courtes périodes. Aux variations locales près, et toujours dans une ambiance de type "plate-forme interne", la période considérée correspond donc à un long épisode de submersion généralisée de l'ensemble des deux Domaines.

Les données rapportées sur la figure 58 soulignent qu'à cette homogénéisation des milieux sur la plate-forme ne correspond pas une égale subsidence. Aux incertitudes près relatives à la puissance des couches représentées dans le Massif du Varassova (en partie levée par ce qui est connu au Klokova), le taux d'accumulation des sédiments est demeuré considérablement plus fort en Gavrovo qu'en Tripolitza. Il apparaît cependant clairement que cette différenciation demeure limitée à la zone Cs B 3 (les puissances varient au moins du simple au double). Par la suite, la puissance cumulée des sédiments des zones Cs B 4-5 et 6 ne trahit que des différences minimales, sans signification au regard des erreurs relatives portant sur l'estimation des puissances et l'imprécision des limites.

En conclusion, on remarquera que la différenciation des deux Domaines a tendance à s'estomper, ce que traduit une homogénéisation des milieux de sédimentation, ordinairement subtidaux, mais toujours indemnes de traces de barrière ou de pénétration d'éléments planctoniques. La zone Cs B 3 trahit seule encore une subsidence considérablement plus élevée dans le Domaine de Gavrovo que dans celui de Tripolitza. Il demeure qu'au regard tant du nombre des espèces que de l'abondance de leurs représentants, le Domaine de Tripolitza reste toujours plus pauvre.

Fig. 59. - Schéma des relations sédiments-organismes reconnues dans l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza au cours des zones Cs B 5 à Cs B 7 (Campanien p.p. et Maastrichtien).

Le champ de répartition des organismes jugés les plus significatifs est porté en regard de chaque colonne lithologique. La date de disparition locale des Orbitolinidés K et de Moncharmontia apenninica est seule signalée (flèche orientée vers le bas). Les Rhapydionininae sont l'objet d'une représentation alphabétique. A : Murciella "n. sp. 2" in Fleury, 1979 a ; B : Chubbina ? philipponi ; C : Murciella gr. cuvillieri ; C' : Murciella "aff. cuvillieri" in Fleury, 1979 a ; D : Murciella "n. sp. 1" in Fleury, 1979 a ; E : M. kloko-vaensis ; F : Murciella renzi ; F' : Murciella gr. renzi ; G : Raadshoovenia salentina ; H : Raadshoovenia guatemalensis ? ; I : Cyclopseudomia hellenica ; J : Cyclopseudomia smouti ; K : Murciella ovoidea ; L : Rhapydionina sp.

L'encadré de l'angle inférieur gauche constitue une tentative de récapitulation de la répartition des divers Rhapydionininae au sein de la zone Cs B 6 et par rapport aux apparitions constatées de Orbitoides media et de Omphalocyclus macroporus.

NB : La colonne Fénéou, dressée d'après des observations sommaires, ne comporte pas la répartition des faciès d'émersion.

Situation des localités sur la figure 11. Skolis : III ; Pylos : VI ; Klokova : II ; Fénéou : XXI ; Vitina : XIX ; Mavrovouni : XXIII ; Dervenachia : XXIV.

On ne peut terminer sans souligner l'étrange particularité de la zone Cs B 3, qui se trouve partout et toujours presque démunie de fossiles (y compris de Rudistes) alors que le reste des sédiments, et en particulier ceux des zones adjacentes, est richement peuplé. Certes, la disparition des fossiles "cénomaniens" n'est pas un phénomène local, mais on prendra exemple sur le cas de *Dicyclina* pour souligner le phénomène : cette forme (il s'agit vraisemblablement de *D. schlumbergeri*), disparue de nos sédiments au sommet de la zone Cs B 2, ne réapparaît qu'avec la zone Cs B 4 ; elle n'a jamais été observée dans plus d'une centaine de lames minces et sur plusieurs centaines d'échantillons examinés sur le terrain. Rien dans la nature des sédiments ne semble pouvoir expliquer une telle disparition momentanée, pas plus d'ailleurs que l'extrême pauvreté générale des peuplements.

3) LE CAMPANIEN p.p. ET LE MAASTRICHTIEN (zones Cs B 6 et 7)

a) Les documents

Le "niveau à Orbitoïdes" a été longtemps le seul outil stratigraphique utilisable pour dater le Crétacé terminal, en l'absence duquel on était réduit à noter la disparition des Rudistes. J'ai depuis (Fleury, 1973) montré l'intérêt de *Rhapydionina liburnica* pour parvenir à cette fin, et dans une moindre mesure, celui d'organismes du même groupe (les *Rhapydionininae*) pour dater la période immédiatement antérieure à l'apparition de *R. liburnica*.

Les couches considérées affleurent largement dans la région étudiée. J'ai choisi de présenter (fig. 59) les coupes permettant d'observer la relation des zones Cs B 6 et Cs B 7 avec les couches encadrantes :

- les coupes du Klokovala (fig. 30 et 31), du Skolis (fig. 34) et la reconstitution de la série de Pylos (fig. 39) représentent le Domaine de Gavrovo ;
- les coupes de Vitina (fig. 46), du Mavrovouni (fig. 51) et de Dervenachia (fig. 56), complétées par une coupe plus sommairement échantillonnée de la région de Fénéou représentent le Domaine de Tripolitza.

b) Les sédiments

Il faut envisager séparément la partie de la plate-forme où dominent les faciès d'émersion d'une part, et ses bordures d'autre part.

La figure 59 illustre le type de corrélations qui peut être établi sur une transversale correspondant au N du Péloponnèse. Les faciès d'émersion y dominent très largement en général et sont en tout état de cause plus fréquents qu'au cours des périodes précédentes. A des différences de détail près (on jugerait sur les exemples du Klokovala et de Pylos que les faciès d'émersion sont plus développés dans le Domaine de Gavrovo) qui tiennent à l'importance relative variable des faciès fenestrés, des faciès de structure laminée, des dolomies, des intraclastes, ou encore des passées à Orbitoïdes intercalées (Domaine de Tripolitza), on reconnaît partout les mêmes types d'alternances. Les sédiments tranchent sur tous les autres par leurs teintes claires (souvent blanches à crème) où -trait caractéristique- les tests des organismes sont fréquemment recristallisés : beaucoup des dépôts, même effectués dans des conditions subtidales ont subi une diagenèse au contact d'eaux douces.

Les phénomènes affectant la bordure occidentale de la plate-forme ont été évoqués à propos de l'étude du Massif du Gavrovo (fig. 22). On a vu que des faciès "externes" (et une barrière ?) avaient envahi une région appartenant précédemment à la plate-forme interne. Les Orbitoïdés -et dans une moindre mesure des organismes planctoniques- en sont le témoignage au bord occidental du Massif et vers le S (Preventza). On ne peut rien dire du Varassova, où cependant l'ablation (ou le non-dépôt ?) des couches du Crétacé terminal avant l'Eocène (inférieur ?) moyen indiquerait un bouleversement de même type. Le Skolis témoigne d'une modification de l'environnement au Crétacé terminal (Orbitoïdes et rare plancton), comme d'ailleurs le Massif du Lapithos où l'on a noté l'apparition de plancton.

A l'autre bord, on ne dispose que d'indices, qui ne sont cependant pas tout à fait insignifiants : les Orbitoïdes ont pu pénétrer la plate-forme (accompagnés de plancton à l'extrême E-Dervenachia) et se répandre jusqu'en son coeur (Fénéou) ; on ne connaît cependant pas de trace de barrière.

La puissance des sédiments est très constante sur la plus grande partie de la plate-forme (Klokova à Mavrovouni, fig. 59), ce qui montre que le dispositif subsident responsable de la différenciation des deux Domaines a cessé de fonctionner. En revanche, les bords de la plate-forme paraissent caractérisés par des puissances plus faibles ; le cas le plus typique est sans doute celui du Skolis, mais on a exposé les raisons de penser que sans être aussi extrême, la réduction est également sensible au bord occidental du Massif du Gavrovo (et Preventza). A l'E, la coupe de Dervenachia paraît traduire des tendances comparables, mais moins nettes.

En conclusion, la différenciation des deux Domaines, encore sensible au début de la période précédemment examinée, n'existe plus vers la fin du Crétacé. Un nouveau dispositif s'installe, qui produit une subsidence égale sur la plus grande partie de la plate-forme où se développent de plus en plus nettes tendances à l'émersion, mais provoque une migration des bordures vers l'intérieur de la plate-forme ; on proposera plus loin (fig. 61), après avoir examiné ses conséquences plus tardives, un schéma du bouleversement ainsi initié.

Il reste à traiter d'une éventuelle symétrie du dispositif bordier. La réduction des épaisseurs de part et d'autre de la plate-forme et la pénétration discrète d'organismes planctoniques invitent évidemment à l'admettre. Pourtant la libre pénétration, à divers niveaux probablement, des Orbitoïdes du côté oriental alors que l'ensemble des sédiments demeure significatif de milieux de type plate-forme interne pourrait indiquer l'absence de barrière de ce côté ; la comparaison avec le dispositif bahamien qui sera évoquée plus loin montre qu'une telle particularité est vraisemblable. Ce qui n'est nullement incompatible avec une migration symétrique du rebord de la plate-forme, l'installation de barrière récifale étant soumise au régime des vents.

C) LE PALEOCENE ET L'EOCENE

La complexité des conditions de sédimentation au cours de cette période rend la synthèse aléatoire tant qu'on n'aura pas étudié en détail chaque niveau de chaque région d'affleurement. La figure 60, constituant une tentative simplifiée de récapitulation des données, est à ce sujet susceptible d'induire en erreur et il conviendrait, pour se faire une idée de la complexité des variations possibles, de se reporter à la figure 23. Ce dernier exemple, situé dans une région proche du bord de la plate-forme représente sans doute un cas extrême mais demeure de nature à justifier la plus grande prudence dans les conclusions. On tentera cependant de discerner les grands traits de l'organisation de la plate-forme et de rechercher les constantes de son évolution.

1) LE PALEOCENE

a) La limite Crétacé-Paléocène

Cette limite n'est ordinairement pas tranchée ni caractérisée précisément par les organismes. Un intervalle non daté, pouvant atteindre 100 m de puissance (voir fig. 60) sépare les derniers fossiles crétacés (zone Cs B 7) des organismes de claire affinité cénozoïque, traduisant un renouvellement complet des peuplements. On en tirera argument pour souligner, par delà les incertitudes locales, le caractère fondamentalement continu de la sédimentation au passage Crétacé-Paléocène.

- Secteurs de sédimentation continue

Le type peut en être pris au Klokova (fig. 32) où les faciès d'émersion du Crétacé terminal se poursuivent jusque dans des couches datées du Paléocène. La tendance régressive est accentuée puisque, pour la première fois dans l'histoire de la plate-forme, on peut déduire de la présence de Charophytes (également à Dervenachia, fig. 56) l'existence de

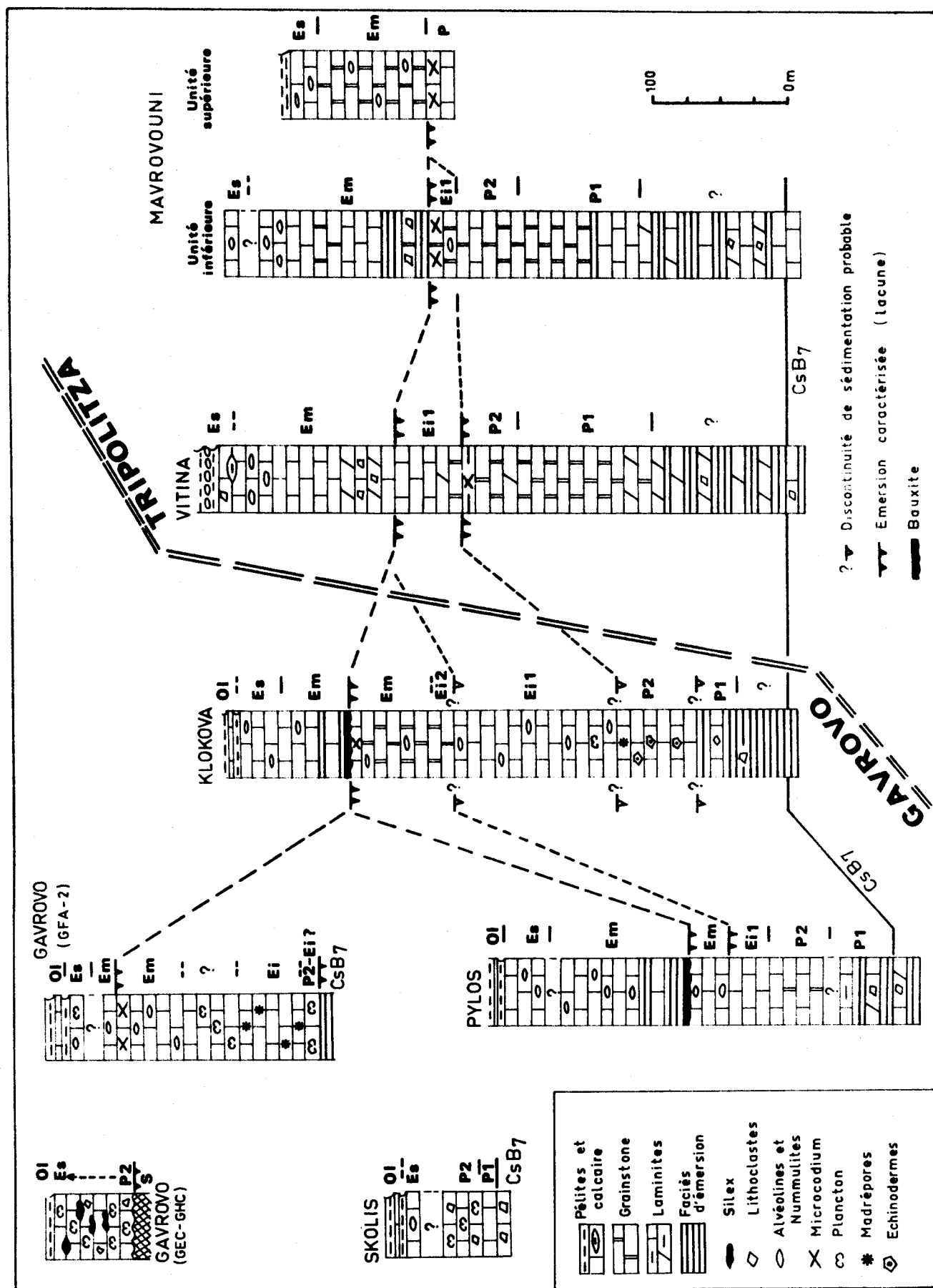


Fig. 60. -

BUS LILLE

domaines émergés susceptibles d'entretenir les milieux permettant le développement de ces Algues (eaux douces ou au contraire sursalées).

Il en est de même dans beaucoup des régions visitées : Pylos (fig. 39), Vitina (fig. 46), Mavrovouni (fig. 51), où la succession est comparable à celle du Klokova. On peut penser qu'il en est de même dans le Massif de Filiatra-Gargaliano, où les sédiments paléocènes sont de même signification que dans les lieux précédemment cités.

- Secteurs présentant des indices de discontinuité

La Skolis (fig. 34) présente un cas douteux. On pourrait, en première approximation, comme l'y invite la simple lecture de la succession des fossiles, admettre le passage continu du Crétacé au Paléocène. Pourtant, plusieurs faits sont suspects : les zones Cs B 6 et 7 y sont de faible puissance ; il n'existe pas de sédiments "indatés" entre les dernières *R. liburnica* et les premières "*Pseudochrysalidina*" ; des *Microcodium* carries les sédiments autour de cette limite. L'absence de variation du faciès à ce moment interdit cependant d'y voir un phénomène majeur et j'admettrai qu'un ralentissement de la subsidence est responsable de la faible épaisseur des dépôts et qu'un (ou plusieurs ?) court épisode d'émergence a permis l'activité des *Microcodium*. Dervenachia (fig. 56 et 59) offrirait un exemple de même type, encore que la réduction d'épaisseur soit moins sensible pour le Crétacé terminal.

Les observations effectuées au Varassova et dans le Massif du Gavrovo (GFA 1 - fig. 21 et 23, p. 72) posent le problème avec acuité puisqu'on y observe des sédiments paléocènes à faciès d'émergence reposer sur des sédiments d'âge sénonien de faciès subtidal. Le doute reste cependant permis dans la mesure où l'on ne peut pas préciser l'âge exact des sédiments paléocènes (qui pourraient être d'âge paléocène supérieur).

Ces exemples proviennent tous de régions situées près des bordures de la plate-forme, où l'on est fondé à supposer des mouvements éventuellement plus précoces et plus amples que ceux de la principale manifestation qui sera évoquée ci-dessous ; rien ne prouve cependant l'existence d'une discontinuité de sédimentation proche de la limite Crétacé-Paléocène.

b) Les modifications intra-paléocènes

On vient de le voir, la base des couches datées du Paléocène, ou au moins les couches de "l'intervalle non daté" surmontant la zone Cs B 7, présentent ordinairement des faciès identiques à ceux du Crétacé terminal. Un changement de régime se produit ensuite, avant la fin du Paléocène, traduit par diverses manifestations.

- Au Klokova (fig. 32), les derniers faciès d'émergence, carries par des *Microcodium*, datés par *Pseudochrysalidina*, sont surmontés de couches à caractère franchement marin (Echinodermes et faunes classiques du Paléocène supérieur) traduisant un mouvement positif de la mer.

- Dans la partie orientale des régions examinées, (Vitina, Mavrovouni, Dervenachia) la disparition des faciès d'émergence se produit au cours du Paléocène, au profit de sédiments marins déposés en milieux agités. Sans qu'on l'ait saisi précisément à la faveur d'une coupe, le même phénomène est discernable dans la région de Pylos.

Fig. 60. - Eléments de récapitulation des séries paléocènes et éocènes de la zone de Gavrovo-Tripolitza.

S : Sénonien ; Cs B 7 : Crétacé terminal daté (*R. liburnica*) ; P 1 : Paléocène "inférieur" ; P 2 : Paléocène supérieur ; Ei : Eocène inférieur (Ei 1 : Ilerdien p.p. ; Ei 2 : Cuisien p.p.) ; Em : Eocène moyen ; Es : Eocène supérieur ; Ol : Oligocène (basal).

Situation des localités sur la figure 11. Gavrovo : I (voir aussi fig. 23) ; Skolis : III ; Pylos : VI ; Klokova : II ; Vitina : XIX ; Mavrovouni : XXIII.

- Au Skolis, le Paléocène voit l'apparition de faciès planctoniques (avant le passage, au Paléocène supérieur daté, à des conditions périrécifales).

- Au Nord du Massif du Gavrovo (fig. 23 et 60), le Paléocène supérieur, représenté par des faciès strictement planctoniques, repose directement sur le Sénonien (qu'il remanie).

c) Répartition des faciès

Le Paléocène "inférieur" traduit des conditions identiques à celles du Crétacé terminal.

Le Paléocène "supérieur" est ordinairement un peu différent, plus franchement marin dans l'ensemble. On a noté la disparition des faciès d'émersion en diverses localités. Les régions bordières voient l'apparition massive des faciès planctoniques : une grande partie du Massif du Gavrovo (fig. 23), sa dépendance méridionale (Preventza), le Varassova, peut-être (faciès planctoniques éventuellement paléocènes remaniés dans l'Eocène moyen et/ou supérieur), le Skolis indubitablement, toutes régions où l'on avait noté des différenciations dès le Crétacé terminal. Des remaniements des couches crétacées s'y produisent. On aura cependant noté l'absence d'une différenciation symétrique au bord oriental, rien n'indiquant des faciès planctoniques à Dervenachia.

En conclusion, les sédiments paléocènes trahissent une importante modification de l'environnement, qu'on ne prétendra pas -en raison des difficultés de datation et du caractère progressif qu'on peut lui attribuer à la lumière de l'initiation crétacée- parfaitement localisée dans le temps ni synchrone dans l'ensemble de la plate-forme, mais qui peut être assimilée à une véritable phase de bouleversements d'âge intra-paléocène. Ses effets immédiats peuvent paraître modestes mais correspondent à une nouvelle inondation de la plate-forme que l'histoire précédente semblait vouer à l'émersion définitive. On a tout lieu de penser que ses conséquences ne sont pas limitées à la fin du Paléocène ; ainsi trouvera-t-on (dans les régions bordières) de manière fréquente des éléments crétacés remaniés dans les séries plus récentes et le Crétacé en place -érodé au moins jusqu'au Sénonien- n'être recouvert que par des sédiments de divers niveaux du Paléocène et de l'Eocène (Massif du Gavrovo, Varassova, Skolis), ce qui implique la persistance de reliefs alors créés. Certes, il n'est pas impossible que ces reliefs n'aient pas été entretenus, ou ravivés, ou même que d'autres aient été créés par la suite (on tentera de préciser ces possibilités plus loin), mais ceux du Paléocène demeurent les seuls qui soient prouvés.

2) L'EOCENE INFÉRIEUR

La limite Paléocène-Eocène inférieur correspond à une coupure faunique qui la rend aisée à distinguer, même sur le terrain (apparition de *Nummulites*, *Alveolina*, *Orbitolites*). La limite supérieure adoptée, sans doute moins rigoureuse dans l'absolu mais approximativement synchrone dans le domaine examiné, est fixée par l'apparition de *Fabiania cassis*, ordinairement abondante et facile à repérer dans nos sédiments, même sur le terrain ; on admettra en son éventuelle absence que l'apparition d'*Halkyardia minima* et des grandes Alvéolines allongées dotées de logettes supplémentaires est de même âge. L'ensemble correspond donc aux étages Ilerdien et Cuisien.

L'éventualité de plusieurs discontinuités de sédimentation est à considérer, dont on peut trouver des traces éparses ici ou là. On n'est évidemment pas en mesure d'interpréter sûrement les cas où l'Eocène inférieur (ou plus récent) repose sur le Crétacé, ou même le Paléocène "inférieur", ce qui peut être la conséquence de la phase intra-paléocène ou de l'un des mouvements (en principe moins considérables) dont la possibilité est évoquée ci-après.

a) Sur les indices de discontinuités

- Contact Paléocène-Eocène inférieur

La coupe du Klokova (fig. 32) est de nature à éveiller les soupçons ; la limite Paléo-

cène-Eocène inférieur (divisions i et j) s'y trouve en effet fort tranchée. La limite paléontologique "coïncide" en effet avec un changement du faciès : aux biomicrites packstone à très abondants Echinodermes (Madrépores au sommet), succède un faciès dépourvu de ces organismes et où se manifestent de faibles influences planctoniques. La coupure n'est sans doute pas aussi brutale que ne le fait apparaître le dessin mais correspond clairement à une variation sensible du régime marin.

La coupe de Vitina (fig. 46) paraît encore plus claire : des faciès d'émergence, caractérisés par des *Microcodium*, séparent le Paléocène supérieur de l'Eocène inférieur (Ilerdien). En l'absence de ravinement constaté, on concluerait à l'existence d'une simple émergence, soulignée par un épisode pédogénétique.

Isolés et peu nombreux, ces indices ne permettent de conclure qu'à l'existence de discontinuités mineures.

- Contact Eocène inférieur-Eocène moyen

La coupe de Pylos (fig. 38), relativement favorable à l'examen détaillé en raison de l'abondance des Alvéolines permet de montrer que la partie élevée de l'Eocène inférieur (Cuisien) n'est pas ou peu représentée entre l'Ilerdien et l'Eocène moyen, alors que des couches à *Lagynophora* indiquent des tendances émergives dans le faible intervalle non daté (5 m au plus).

On trouve des raisons de penser qu'un phénomène comparable est traduit au Klokova (fig. 32) par la faible épaisseur (30 m au plus) de la division K 1 (Cuisien p.p.) entre l'Ilerdien (120 m) et l'Eocène moyen (100 m). Un changement de régime est d'ailleurs marqué à la base de cette division par l'apparition de faciès traduisant une forte agitation des eaux.

A Vitina (fig. 46) comme au Mavrovouni (fig. 52), on a toutes raisons d'admettre la présence du seul Ilerdien sous l'Eocène moyen.

En conclusion, il paraît certain que des interruptions de sédimentation se produisent soit au cours de l'Eocène inférieur, soit à la base de l'Eocène moyen, qui ne peuvent être confondues ni avec celle résultant de la phase intra-paléocène, ni avec celle qui se trouve traduite par l'épisode bauxitogène plus tardif. Pourtant le Cuisien a été daté en plusieurs points (Klokova, région du Kheimos et plus au S, dans le Taygète - Thiébault, 1973, p. 66). On a peine à concevoir que ces diverses discontinuités résultent d'une seule et même "phase" ; on y verrait plutôt les manifestations d'une instabilité maintenant acquise par la plate-forme, dont résulteraient de locales réductions du taux de sédimentation, de locales émergences ou de locales érosions ; le dispositif acquis à la fin du Paléocène n'étant pas fondamentalement modifié.

b) Répartition des faciès

On ne note pas de sensibles modifications des tendances rapportées au cours du Paléocène "supérieur", aux incertitudes de datation près cependant. La plus grande partie de la plate-forme (Tripolitza en entier, massifs méridionaux de Gavrovo) continue de présenter des faciès néritiques à tendances émergives marquées parfois - dépourvus d'influences planctoniques. Les faciès planctoniques demeurent très probables (bien qu'en l'absence de datation "positive" assurée) au bord occidental des massifs de Grèce continentale (Gavrovo, Prevezza, Varassova ?) mais ne semblent pas manifestés au Skolis encore que l'absence de sédiments d'âge éocène inférieur et moyen p.p. laisse supposer que cette région appartienne encore au domaine bordier de la plate-forme. De la même manière, l'absence -ou en tout état de cause l'extrême réduction- des sédiments à l'extrémité orientale des affleurements (Dervenachia) laisse supposer encore une certaine symétrie du dispositif, déjà signalée précédemment (Crétacé terminal).

3) L'EOCENE MOYEN

L'Eocène moyen est (sauf dans les rares lieux où le flysch repose directement sur le Crétacé) partout représenté. On trouve des sédiments de cet âge en continuité avec ceux des périodes précédentes, lorsqu'ils existent, ou directement sur le substratum crétacé (paléocène inférieur éventuellement). Sa puissance varie de quelques dizaines de cm (Skolis) à une centaine de m.

Une émergence bauxitogène se produit au cours de cette période. On connaît les bauxites dans le Domaine de Gavrovo (Klokova, Lapithos, Pylos), comme dans celui de Tripolitza (Ecailles de Kaloussi-Alepori ; Péloponnèse orientale, non loin du Mavrovouni d'Argos : Tataris, 1964) mais toujours très localement. On ne peut pas actuellement s'assurer du parfait synchronisme de cette émergence, ni même de son unicité.

De diffuses tendances à l'émergence se manifestent en outre en divers points du Tripolitza (Vitina, fig. 46, Mavrovouni, fig. 52) qui pourraient être le signe d'une même évolution. On a également noté, sur le flanc oriental du Massif du Gavrovo (GFA 2 - fig. 21) un épisode, marqué par le développement de *Microcodium*, de même signification, pourtant intercalé dans des sédiments franchement marins.

Par ailleurs, les domaines bordiers, sièges d'une sédimentation peu puissante -ou nulle- et planctonique ? (Massif du Gavrovo, en partie, Varassova, Skolis) depuis le Paléocène, connaissent une transgression au cours de cette même période.

Ces deux types d'informations ne sont pas contradictoires ; il paraît cependant difficile de distinguer à l'aide d'arguments positifs s'il s'agit des effets d'une réplique de la déformation différentielle de la plate-forme du Crétacé terminal-Paléocène (exhaussement de la masse de la plate-forme et abaissement de ses marges) ou plus simplement de l'inondation de certaines parties du dispositif émergées depuis le Paléocène, à l'occasion de la transgression postérieure à l'épisode bauxitogène. La première hypothèse paraît la moins vraisemblable dans la mesure où l'on n'observe pas de nouvelle migration des bordures.

Répartition des faciès

Comme précédemment, la plus grande partie des affleurements correspond à des sédiments de type "plate-forme interne", où même les faunes d'Alvéolines sont rares, ordinairement remplacées par des faciès à Pénéroplidés et *Lituonella* ; la partie supérieure des dépôts sera pourtant partout franchement marine.

Les faciès planctoniques sont limités au bord occidental des affleurements (Massif du Gavrovo, Préventza, Varassova) où l'épisode d'émergence n'est pas sensible.

Des milieux mixtes seraient représentés par les affleurements du flanc oriental du Massif du Gavrovo (fig. 23 et 60) où organismes benthoniques et planctoniques sont associés.

En conclusion, mettant à part les phénomènes intra-paléocènes, l'Eocène moyen voit se développer à la fois l'émergence la mieux caractérisée et la plus généralisée de la plate-forme, comme la transgression la plus nette. Le plus sensible résultat paraît être l'accroissement du domaine marin aux dépens des régions émergées depuis le Paléocène ; à la fin de l'Eocène moyen ne se manifesteront plus nulle part les "diffuses tendances à l'émergence" identifiées çà et là au cours de cette période.

4) L'EOCENE SUPERIEUR

La limite de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur est ordinairement difficile à saisir, même si l'on se fixe des critères simples et relativement arbitraires (disparition des *Alveolina* et *Orbitolites*, apparition de *Grzybowskiia*), dans la mesure où la transition se produit dans des faciès homogènes : l'Eocène supérieur voit la poursuite et l'accentuation de la transgression initiée précédemment.

Pourtant un phénomène très nouveau va se produire et propager ses conséquences d'E en W de manière hétérochrone. Sa manifestation la plus spectaculaire correspond à l'apparition de pélites, ordinairement riches en faunes planctoniques, mais renfermant parfois encore des organismes benthoniques. Leur apparition n'est cependant pas brutale ; partout elles

sont précédées d'influences planctoniques notables au sommet des calcaires à organismes benthoniques dominants, dont d'ailleurs l'association se modifie : aux Nummulites, Ortho-phragmines (dont le nombre et la variété s'accroît souvent) s'ajoutent de nombreuses Algues Mélobésiées, des Bryozoaires et parfois de petits Madrépores, précédemment absents.

On doit distinguer deux domaines :

- Le Domaine de Tripolitza

L'apparition des pélites se produit ici clairement au cours de l'Eocène supérieur (éventuellement à la fin de l'Eocène moyen). Elles peuvent se présenter en lentilles dans les calcaires (Vitina, Mavrovouni) ou seulement surmonter les derniers calcaires, s'enrichissant ensuite peu à peu en éléments quartzeux.

L'existence de lentilles pélitiques dans les calcaires comme de lentilles calcaires dans les pélites, c'est-à-dire la coexistence à un même moment et en des lieux très proches, de milieux relativement différents correspondant à ces dépôts (et le remplacement sur une même verticale de l'un par l'autre) implique le nécessaire remaniement d'un faciès dans l'autre, à la faveur de la moindre instabilité du fond ou simplement de celle des courants. C'est ainsi que l'on observe fréquemment des faciès conglomératiques les associant étroitement dans les mêmes niveaux.

- Le Domaine de Gavrovo

L'apparition des pélites est plus tardive (base de l'Oligocène) et se produit ordinairement en un seul temps, sans intercalations lenticulaires (à l'exception possible de la région de Filiatra-Gargaliano) encore que quelques recurrences calcaires soient parfois intercalées près de la base des pélites.

Ces modalités justifient la notion de "couches de passage", faciès hétérogène dans le détail, et hétérochrone dans l'ensemble, traduisant la continuité fondamentale de la sédimentation alors que l'environnement géotectonique est en passe de se modifier profondément, avant l'installation du Flysch.

Sans doute, des anomalies pourront se produire ici ou là. Par exemple, Tataris (1964) et Lekkas (1977) ont cité des éléments de calcaires à *Globotruncana* et Dercourt (1964) des quartz détritiques dans l'Eocène moyen ou supérieur en Péloponnèse central et oriental. On a également noté le remaniement de couches plus anciennes dans les conglomérats pélitiques (Mavrovouni) et l'existence vraisemblable d'érosion à la limite entre les calcaires et les pélites (GEC, fig. 23). On ne verra dans le premier groupe de faits que la confirmation de l'arrivée d'éléments étrangers sur la plate-forme alors que sa sédimentation propre se poursuit et dans le second groupe la trace d'une instabilité de détail de la plate-forme dont on a précédemment reconnu maintes traces. Ces complications locales sont sans commune mesure avec la généralité de l'existence des couches de passage au Flysch.

Répartition des faciès

Il n'est pas nécessaire de développer ce point puisque l'Eocène supérieur marque la continuation des conditions installées à l'Eocène moyen, jusqu'à l'apparition des pélites des couches de passage au Flysch.

L'Eocène supérieur présente des faciès néritiques dans la plus grande partie de la plate-forme, et traduit encore une contraction du domaine exondé (Skolis). Il peut sembler marquer une certaine diminution des influences planctoniques précédentes (Varassova) mais demeure riche en plancton là où le Paléocène supérieur-Eocène inférieur et moyen l'étaient (pointe N du massif du Gavrovo ; GHC, fig. 23).

A ce propos soulignons que la présence de silex demeure très exceptionnelle dans l'ensemble des affleurements. C'est seulement aux extrémités N et S des affleurements connus qu'on a pu noter cette particularité (pointe N du massif du Gavrovo, GEC-GHC, fig. 23 ; île de Ayia Mariani, au S de Pylos, fig. 36). Ce fait n'est pas sans suggérer que les extrémités actuelles des affleurements puissent correspondre aux terminaisons mêmes du Domaine de Gavrovo, comme une partie du liseré occidental du même domaine indique la proximité

de la marge de la plate-forme. On ne connaît plus en effet d'affleurements attribuables au Domaine de Gavrovo à l'E du Péloponnèse et la réapparition de faciès identiques ne se produit vers le N qu'au delà de la frontière albanaise, soit à plus de 100 km de distance. Il s'agirait de l'un des rares arguments susceptibles de supporter l'hypothèse d'une discontinuité axiale de la plate-forme.

II. - LES ETAPES DE L'EVOLUTION DE LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

Nous ignorons les conditions primitives de l'initiation de la plate-forme et du fonctionnement de l'un des deux domaines avant le Jurassique terminal. Nous caractériserons son évolution depuis cette époque jusqu'à la fin de l'Eocène. L'analyse précédente montre qu'il faut distinguer deux périodes séparées par le bouleversement intra-paléocène.

A) DU JURASSIQUE TERMINAL AU PALEOCENE "INFERIEUR"

Cette période est caractérisée par une relative homogénéité des conditions de sédimentation sur l'ensemble de la plate-forme, où se développent des milieux strictement néritiques, dans un contexte subsident marqué.

Ces caractéristiques d'ensemble doivent cependant être nuancées selon les époques et en fonction de la distinction de deux Domaines :

- du Jurassique supérieur (p.p.) au Cénomanién-Turonien inférieur, les tendances à l'émergence paraissent plus marquées dans le Domaine externe (Gavrovo) que dans le Domaine interne (Tripolitza). Une subsidence différentielle détermine le dépôt de sédiments sous des puissances approximativement doubles dans le premier que dans le second. Le Cénomanién-Turonien inférieur de Gavrovo témoigne d'un épisode de fortes tendances émergives dont le Tripolitza ne porte pas la trace ;

- au cours du Turonien-Sénonien p.p., une homogénéisation de l'environnement, à laquelle ne coïncide que plus tardivement (après la zone Cs B 3) une homogénéisation de la subsidence ;

- au Campanien-Maastrichtien-Paléocène inférieur, les différenciations précédentes, déjà estompées, disparaissent alors que s'initie un nouveau mouvement traduit par un rétrécissement du domaine néritique proprement dit, soumis à une évolution de type régressif et la migration vers l'intérieur de la plate-forme des faciès de bordure, jusque là cantonnés à l'extérieur des affleurements connus. Ce mouvement trouve sa conclusion au cours du Paléocène, lorsque disparaissent les fortes tendances émergives au sein de la plate-forme et que les influences du large se développent à ses bordures ; un nouvel "ordre des choses" est inauguré, qu'on verra se maintenir pendant la période suivante.

On peut tenter d'approcher la mesure des vitesses de subsidence de la plate-forme par le biais du "taux de sédiments" accumulés pendant ces périodes, étant entendu que si des phénomènes de compaction ont modifié l'épaisseur originale des sédiments, les résultats demeurent comparables entre eux dans la mesure où les domaines considérés sont de même signification :

- pour le Crétacé inférieur (35 MA), la puissance des sédiments mesurée dans le Domaine de Gavrovo (1 000 m au Kanala) correspondrait à un taux d'environ 30 m/MA ; la puissance vraisemblable des sédiments (500 m ?) dans le Domaine de Tripolitza correspondrait à un taux proche de 15 m/MA ;

- pour le Crétacé supérieur (35 MA), le taux approcherait 45 m/MA pour le Domaine de Gavrovo (Cs B 1 à 3 au Varassova : 230 m ; Cs B 4 à 7 au Klokova = 1 500 m) et ne serait pas éloigné de 22 m/MA en Tripolitza (Cs B 1-2 à Vitina = 150 m ; Cs B 3 à 7 au Mavrovouni = 600 m).

La subsidence serait donc, en moyenne, toujours sensiblement double en Gavrovo qu'en Tripolitza, et un accroissement de celle-ci serait notable dans chaque Domaine entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Il apparaît très vraisemblable (voir fig. 58 et 59) qu'une homogénéisation de la subsidence est acquise pour l'essentiel des 2 Domaines à partir de la zone Cs B 6 (Campanien ?) au moins, alors qu'au contraire les régions marginales perdraient leurs capacités de subsidence (Skolis et Dervenachia, fig. 59).

B) DU PALEOCENE "SUPERIEUR" A L'EOCENE SUPERIEUR

Les sédiments caractérisant cette période se comportent globalement :

- sur la plus grande partie de la plate-forme comme un ensemble concordant et continuateur en apparence des tendances précédentes ;
- sur les bords de la plate-forme comme un ensemble discordant, peu à peu transgressif sur le substratum précédemment déformé par la phase intra-paléocène.

Les vicissitudes diverses (émersions multiples mais localisées) de la sédimentation traduisent cependant une instabilité nouvellement acquise.

Une importante émergence se produit au cours de l'Eocène moyen, traduite en divers lieux par la formation de bauxites. On a supposé (fig. 60) qu'il s'agissait de l'émergence majeure de l'ensemble de la zone, dont la manifestation bauxitogène pouvait être corrélée à toutes les émergences discernées au sein des sédiments d'âge éocène moyen ou situées entre des sédiments d'âge éocène moyen et un substratum constitué par l'Eocène inférieur (Ilerdien) ou le Paléocène. Dans cette optique, les effets de cette émergence auraient tendance à masquer localement des émergences plus anciennes, dont on a par ailleurs la preuve ici ou là (entre le Paléocène supérieur et l'Ilerdien à Vitina, entre l'Ilerdien et l'Eocène moyen à Pylos). Des options fort différentes pourraient sans doute être développées ; celle-ci n'apparaît que comme la plus vraisemblable en l'état des connaissances.

Quoi qu'il en soit du détail de l'interprétation des anomalies intra-éocènes, l'organisation de la plate-forme acquise au cours du Paléocène ne paraît pas modifiée ; on peut toujours distinguer :

- un domaine central, siège d'une sédimentation néritique ;
- des régions bordières, sièges d'une sédimentation planctonique et/ou très réduite en puissance.

Sans doute pourrait-on distinguer une première période (Paléocène supérieur à Eocène moyen p.p.) d'instabilité prononcée, d'une seconde période (Eocène moyen p.p.-Eocène supérieur p.p.) dont le calme relatif apparent pourrait cependant n'être que l'effet de l'inondation généralisée de la plate-forme à cette époque, masquant de petites perturbations précédemment plus sensibles. Il en résultera une quasi-parfaite homogénéisation des faciès à la fin de l'Eocène moyen et au début de l'Eocène supérieur, avant que ne viennent, d'abord à l'E (au cours de l'Eocène supérieur) puis à l'W (près de la limite Eocène-Oligocène) s'ajouter aux calcaires les pélites, sédiments précurseurs du Flysch. On traitera de cette partie de l'histoire de la plate-forme par la suite (p. 231).

Les "taux de sédiments" sont difficiles à évaluer précisément au cours de cette période relativement courte (19 MA ; on exclue évidemment le Paléocène dont la limite inférieure est trop imprécise), en raison de l'hétérochronie de l'apparition des pélites. On peut cependant évaluer ce taux au Klokova (300 m de calcaires éocènes) à près de 15 m/MA. Les taux sont manifestement plus réduits partout ailleurs (sans doute principalement en raison des émergences diverses, voir fig. 60), mais pourraient en plusieurs cas avoisiner 10 m/MA. A l'exception cependant des régions situées aux bords extrêmes des affleurements, à l'W où les faciès planctoniques se développent sur de faibles puissances (pointe NW du massif du Gavrovo, Préventza, Varassova, Skolis) et à l'E où les faciès à faunes benthoniques sont également peu puissants (Dervenachia) ; on peut tenter d'y voir, comme à la fin du Crétacé, l'indice d'un fonctionnement symétrique des deux rebords opposés de la plate-forme.

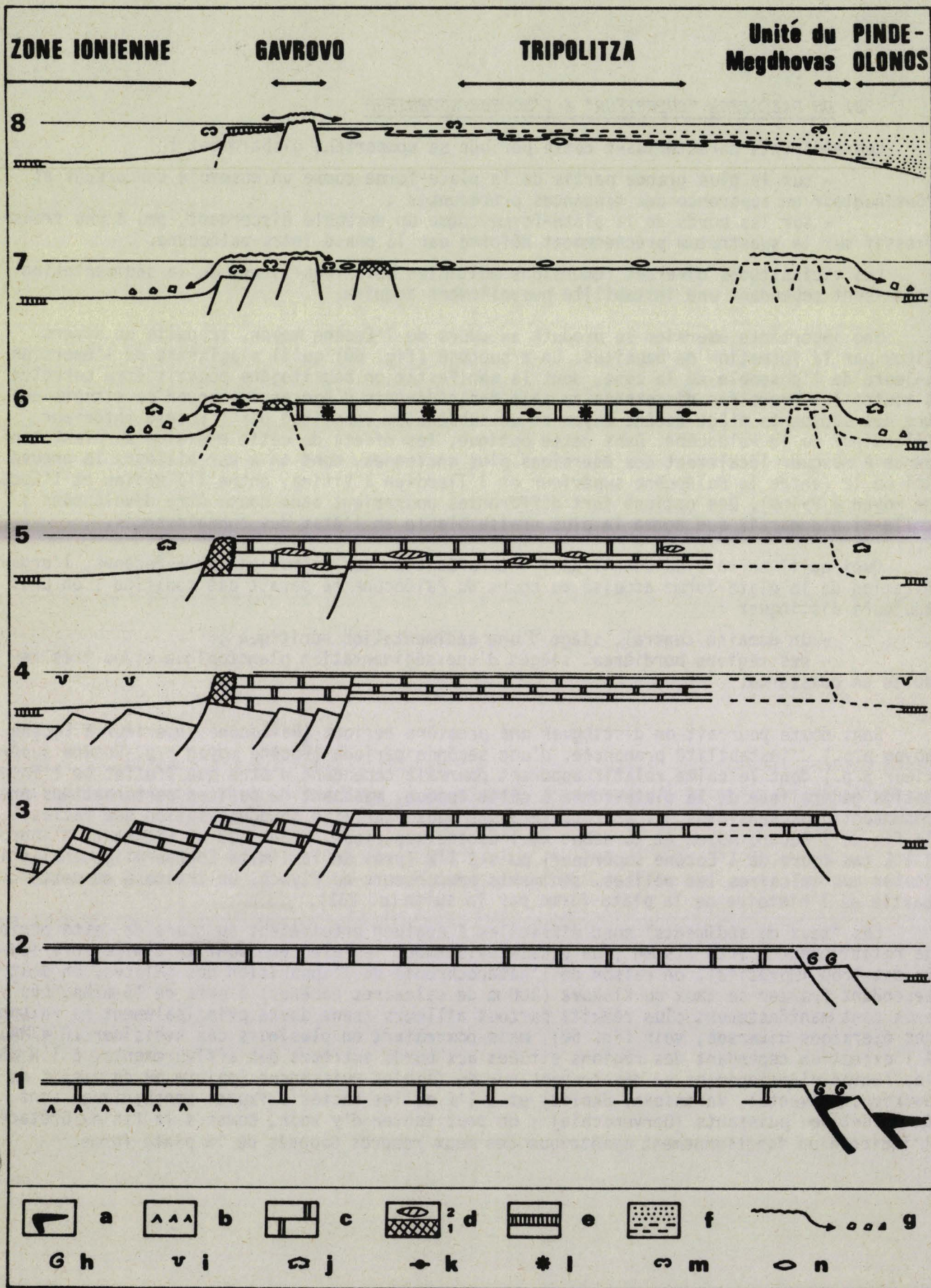


Fig. 61. -

BUS
LILLE

III. - CONCLUSIONS

A) SUR L'IMPORTANCE DE LA PHASE INTRA-PALEOCENE

Initiée dès le Crétacé supérieur par une première modification de l'organisation d'ensemble, la phase intra-paléocène correspond à la manifestation paroxysmale d'un phénomène important, à la suite duquel la plate-forme aura changé de signification. De nouveaux mouvements l'affecteront, cumuleront éventuellement leurs effets, mais ne dépasseront jamais en importance et en généralité le bouleversement intra-paléocène ; l'organisation résultante ne sera plus modifiée, avant que n'intervienne le raz de marée de la tectogenèse principale.

Il est temps sans doute d'évoquer les vraisemblables conséquences "extérieures" de cette phase. Il s'agit de l'apport massif de brèches carbonatées constaté dans les zones isopiques adjacentes (zone Ionienne et zone du Pinde-Olonos) dont le maximum est atteint au Campanien-Maastrichtien-Paléocène, et de la discordance notée dans le massif du Tymphé du Paléocène sur le "Sénonien supérieur" (IGRS-IFP, 1966, p. 92). On a toutes raisons de les lier, par leurs localisations et par la coïncidence des dates, aux vicissitudes du fonctionnement de la plate-forme.

Mais ces conséquences pourront paraître mineures au regard des modifications constatées sur la plate-forme même. On peut tenter de distinguer trois types d'effets, classés par rapport à la manifestation la plus ponctuelle :

- précurseurs (au cours du Crétacé terminal, ou au moins sensibles à cette époque dans les affleurements accessibles) ; migration des marges vers l'intérieur de la plate-forme ;
- paroxysmaux (au cours du Paléocène) ; mouvements généralisés, particulièrement prononcés à son (ses ?) rebord(s) ;
- postérieurs (au cours de l'Eocène) ; instabilités généralisées, perte des capacités de subsidence précédemment acquises.

Les premiers pourraient être rapportés au simple effet de la surcharge sédimentaire, provoquant des bombements bordiers (voir Boillot, 1979, p. 34). Les suivants coïncident trop précisément avec un trait majeur de l'histoire de l'ensemble des "plates-formes adriatico-égéennes" (voir annexe C) pour qu'on puisse les réduire à des phénomènes locaux. Ils sont vraisemblablement liés au mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe, dont la polarité change au Crétacé terminal (Biju-Duval et coll., 1977). On devra donc privilégier dans l'interprétation le phénomène d'ensemble.

Dans ces conditions, le caractère progressif des mouvements envisagés et de toutes façons les faibles ou très faibles discontinuités sédimentaires qui en résultent n'invitent pas à leur rechercher une signification franchement tectonique mais à y voir la conséquence de mouvements d'ordre plutôt épiorogénique, qui s'accorderaient avec les modifications des capacités de subsidence de la plate-forme. Il y a donc peu de chances que des mouvements tangentiels lui soient liés, alors qu'un dispositif constitué de horsts et de grabens - limité aux régions bordières- paraît plus probable.

Fig. 61. - Schématisation des principaux stades de l'évolution de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.

Commentaire des 8 stades dans le texte. On illustre une théorie selon laquelle les Domaines de Gavrovo et de Tripolitza se distingueraient au moment de la différenciation de la zone Ionienne (stade 3), certains blocs marginaux faiblement effondrés à l'origine demeurant le siège d'une sédimentation néritique assez rapide par la suite pour compenser la subsidence. On a admis à partir du stade 5 une symétrie des domaines bordiers de la plate-forme ; la symétrie disparaît au stade 8, lorsque la sédimentation pélagique puis arénacée gagne la partie orientale de la plate-forme.

Légende - a : roches effusives ; b : évaporites ; c : calcaires néritiques ; d : édifices récifaux (1 : barrière, 2 : patch-reefs) ; e : calcaires pélagiques ; f : pélites et grès ; g : érosion et apports bréchiques ; h : Ammonites ; i : Calpionelles ; j : Globotruncana ; k : Orbitoïdides ; l : Rhapydioninés ; m : plancton paléocène et éocène ; n : benthos paléocène et éocène.

C'est ce que traduit la figure 61, où l'on tente de récapituler les plus importants stades de l'évolution de la plate-forme et de ses marges.

- Le stade 1 (Trias moyen) suppose l'existence d'une plate-forme continue, comprenant les Domaines de Tripolitza et de Gavrovo et la future zone Ionienne. Une transition orientale (Unité du Megdhovas - voir Quatrième Partie) au bassin du Pinde-Olonos est marquée par des épanchements de roches effusives, sur lesquelles un Ammonitico-Rosso se dépose (à partir de l'Anisien).

- Le stade 2 (Norien) est une réplique du précédent ; la sédimentation pélagique est installée dans le bassin du Pinde-Olonos.

- Le stade 3 (Lias moyen) est marqué par la différenciation de la zone Ionienne, liée à une nouvelle phase de distension. On admet que quelques blocs marginaux faiblement enfoncés, restés dans le domaine néritique, déterminent l'emplacement du Domaine de Gavrovo. La plate-forme a connu une phase d'expansion à son bord oriental dès la base du Lias (Unité du Megdhovas).

- Le stade 4 (Jurassique terminal) marque la fin d'une période mal connue : on a supposé un comportement passé (au Dogger-Malm) du Domaine de Gavrovo identique à son comportement ultérieur, en l'absence de témoignage direct mais en raison de l'hypothèse qui vient d'être formulée sur son mode de différenciation.

- Le stade 5 (Sénonien supérieur) correspond au moment où conditions de sédimentation et subsidence sont homogénéisées sur l'ensemble de la plate-forme.

- Le stade 6 (Maastrichtien) voit la migration de la barrière récifale vers l'axe de la plate-forme et l'apparition de faciès de plate-forme externe au bord occidental. Aux deux bords, les capacités de subsidence ont subi une sensible décroissance, qui n'est pas manifestée dans les régions centrales. Le mécanisme du phénomène reste inconnu : on a supposé qu'il s'agissait d'une première manifestation marginale des tendances du stade suivant et l'on a admis qu'elle se développe symétriquement aux deux bords.

- Le stade 7 (Paléocène) exprime un possible état à l'issue de la phase paléocène et la répartition des organismes susceptibles de se développer sur la plate-forme ; la plus grande partie de celle-ci reste indemne de déformations importantes, mais des soulèvements marginaux induisent des basculements, des érosions, des discordances et la différenciation de compartiments qui pourront n'être inhumés que tardivement (à l'Oligocène par exemple).

- Le stade 8 (Eocène supérieur) traduit une dissymétrie nouvelle. La plate-forme a connu une subsidence faible dans son ensemble, quasiment nulle en ses bordures ; la subsidence s'accroît dans les régions orientales, gagnées d'abord par les organismes planctoniques, puis par des pélites, enfin par le Flysch alors que les régions occidentales restent le siège, jusqu'à la fin de l'Eocène supérieur, d'une sédimentation néritique.

B) SUR UN BILAN DES DIFFÉRENCIATIONS AU SEIN DE LA PLATE-FORME

Certainement ne connaît-on qu'une partie (importante ?) des superficies occupées par les masses carbonatées témoignant de l'ancienne plate-forme et doit-on être fort prudent au moment des généralisations. Pourtant, pour ce qui correspond aux affleurements actuels, la possibilité de distinguer les deux Domaines apparaît clairement :

- Au cours de la période antérieure à la phase intra-paléocène, ce sont les capacités de subsidence (plus fortes -probablement doubles- dans le Domaine de Gavrovo que dans celui de Tripolitza) et la signification des sédiments (témoignant d'émersions plus fréquentes en Gavrovo qu'en Tripolitza) qui les distinguent jusqu'au cours du Turonien-Sénonien p.p., les conditions de sédimentations étant plus précocement homogénéisées que la subsidence.

Le Cénomaniens-Turonien inférieur (zones Cs B 1 et 2), offre dans ces conditions le critère le plus caractéristique, les sédiments du Domaine de Gavrovo étant très riches en faciès d'émersion et puissants, ceux du Domaine de Tripolitza étant ordinairement subtidaux et moins puissants à cette époque.

On remarquera en outre qu'une différence de teinte existe ordinairement entre les sédiments des deux Domaines, ceux de Gavrovo étant habituellement très clairs et ceux de Tripolitza plus sombres. Cette différence, qui pouvait être tenue pour peu significative tant qu'on ne la liait à aucun phénomène connu, peut devenir un critère utilisable dans la mesure où l'on constate qu'elle est liée au faciès intime des carbonates. Ainsi Shinn et coll. (1969) signalent-ils aux Bahamas que les sédiments subtidaux sont ordinairement sombres

(et sentent l'anhydride sulfureux) alors que ceux qui se forment au-dessus du niveau normal des marées basses sont clairs. L'argument doit certainement être manié avec prudence mais s'applique à nos sédiments : les sédiments de la période Jurassique supérieur à Cénomaniens du Domaine de Gavrovo sont notablement plus clairs que ceux de Tripolitza ; les sédiments du Turonien-Sénonien p.p. sont sombres, dans les deux Domaines ; les sédiments du Campanien ? - Maastrichtien-Paléocène inférieur sont clairs dans l'ensemble.

- Au cours de la période postérieure à la phase intra-paléocène, l'hétérochronie de l'installation des faciès pélitiques annonciateurs du Flysch est bien marquée entre les deux Domaines : les pélites apparaissent au cours de l'Eocène supérieur (zone à *Gr. cerroazulensis* s.l.) en Tripolitza et près de la limite Eocène supérieur-Oligocène en Gavrovo (postérieurement à la zone à *Gr. cerroazulensis* s.l.).

Les deux types de critères, relatifs à deux périodes distinctes séparées par l'homogénéisation fini-crétacée et la phase intra-paléocène, risquent fort de ne pas correspondre à des aires (paléo) géographiques superposées : rien ne permet de supposer que l'aire cénomaniens des faciès d'émergence ait pu avoir la moindre limite commune avec l'aire fini-éocène des dépôts calcaires dépourvus d'intercalations pélitiques avant la base de l'Oligocène.

Il reste pourtant que les deux Domaines correspondent à des régions d'affleurement où les critères de différenciation se superposent deux à deux et admettent une même commune limite. Il conviendra de rechercher les raisons tectoniques de cette coïncidence.

C) SUR LA SIGNIFICATION DE LA NOMENCLATURE BINOMINALE DE LA ZONE

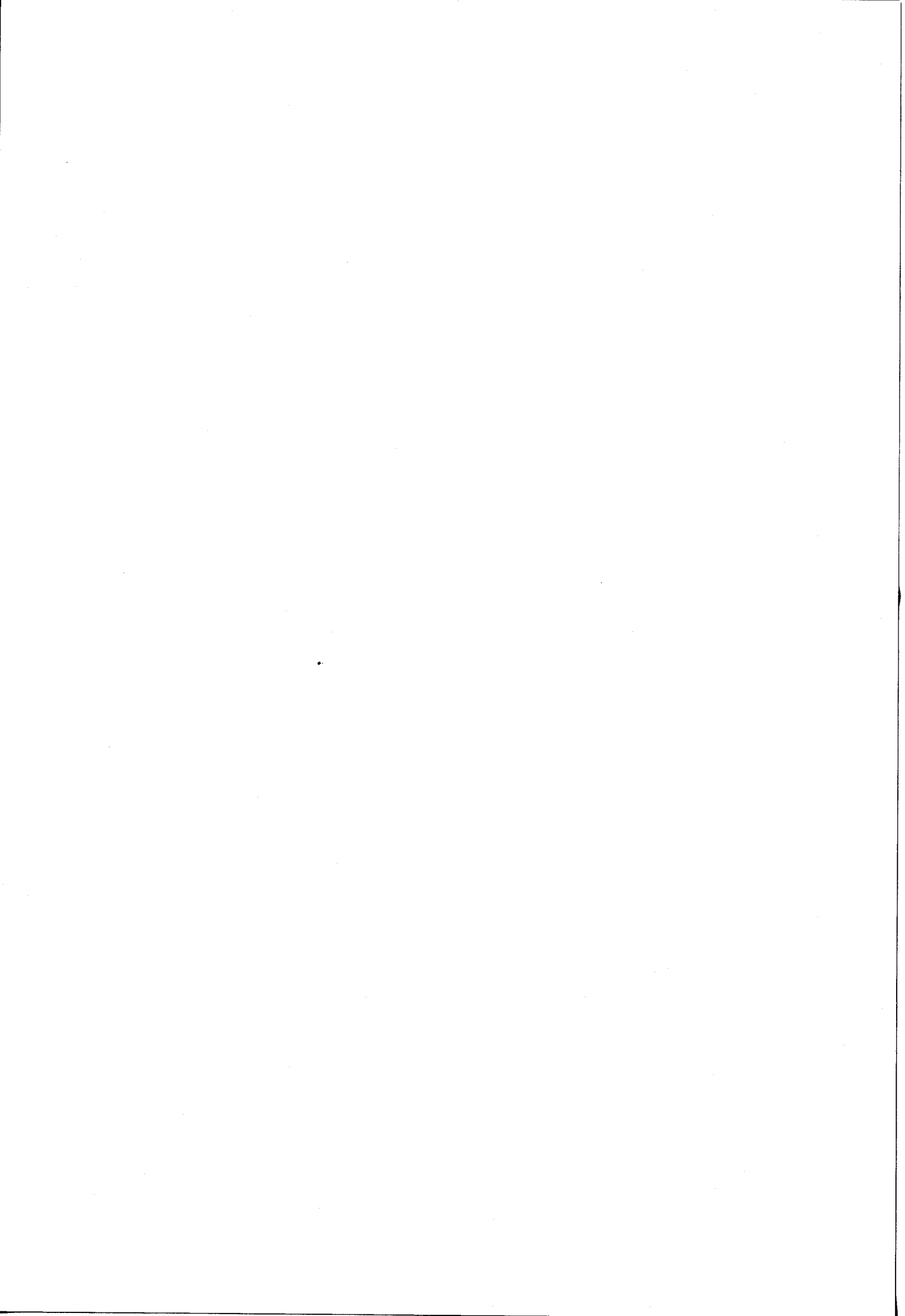
Le terme "Zone de Gavrovo-Tripolitza" introduit par Dercourt (1964) constatait, après qu'elle ait été longtemps pressentie, l'analogie d'ensemble des formations de Gavrovo (Grèce continentale de l'W et Péloponnèse occidentale) et de Tripolitza (Péloponnèse médian et oriental).

L'expression, répondant au soucis de préserver des termes classiques, parfaitement justifiée pour caractériser l'ensemble de la plate-forme carbonatée, se révèle très heureuse dans la mesure où elle permet l'emploi de l'un des deux termes composants en fonction des détails de l'évolution trahie par les sédiments, selon des critères qui viennent d'être établis. On se trouve ainsi fondé à distinguer au sein de la "zone de Gavrovo-Tripolitza" entité fondamentale mais théorique puisqu'on n'en connaît que des parties, des "Domaines" (ou "sous-zones" si l'on veut, encore que le terme en principe plus vague de "domaine" soit probablement mieux adapté à indiquer des distinctions peu tranchées) différenciés sur des critères plus pragmatiques :

- le Domaine de Gavrovo correspond aux affleurements où se superposent la (paléo) région de la forte subsidence au cours du Crétacé inférieur-Cénomaniens, où les faciès d'émergence dominent très largement au cours du Cénomaniens-Turonien inférieur et la (paléo) région où les pélites de la base du Flysch ne s'installent qu'à la base de l'Oligocène (postérieurement à la biozone à *Gr. cerroazulensis* s.l.) ;

- le Domaine de Tripolitza correspond aux affleurements où se superposent la (paléo) région des faibles subsidences au cours du Crétacé inférieur-Cénomaniens, où les faciès subtidaux dominent au cours du Cénomaniens-Turonien inférieur et la (paléo) région où les pélites de la base du Flysch s'installent au cours de l'Eocène (moyen ?) supérieur (au cours de -ou antérieurement à- la biozone à *Gr. cerroazulensis* s.l.).

Il reste que l'on peut supposer l'existence d'un "Domaine intermédiaire" où un "critère Gavrovo" d'une époque pourrait correspondre au "critère Tripolitza" de l'autre, comme celle de "Domaines marginaux" où les faciès de barrière seraient discernables avant le Campanien-Maastrichtien à l'W du Gavrovo ("Gavrovo externe"), où des phénomènes marginaux seraient identifiés à l'E du Tripolitza ("Tripolitza interne"), toutes possibilités réservées sur la figure 61.



CHAPITRE IV : SUR LA SIGNIFICATION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DE GAVROVO-TRIPOLITZA ; ANALOGIES AVEC LE MODELE BAHAMIEN

La comparaison des plates-formes néritiques évoluant en régime fortement subsident du domaine méditerranéen à celle des Bahamas a été évoquée par plusieurs auteurs (D'Argenio, 1970 ; Bernoulli, 1972...). Cette comparaison apparaît satisfaisante à bien des égards, même si l'environnement géotectonique risque d'être différent. On mènera successivement la comparaison des conditions actuelles régnant sur la plate-forme des Bahamas à celles de diverses époques de l'histoire de la plate-forme fossile, puis le passé des Bahamas à l'histoire du Gavrovo-Tripolitza, enfin la situation géotectonique des deux ensembles.

I. - LE PRESENT DES BAHAMAS ET LES PASSES DE LA PLATE-FORME DE GAVROVO-TRIPOLITZA

A) LE "MODELE" BAHAMIEN ACTUEL

Les données suivantes (fig. 62) rendent compte de manière schématique et simplifiée de faits rapportés par Ginsburg et James (1974) et Gebelin (1977).

Le "Great Bahama Bank" (Grandes Bahamas) se présente comme un immense plateau sous-marin dont n'affleurent en surface que quelques îles basses. Pour sa plus grande partie, les profondeurs n'excèdent pas 6 m et n'atteignent 20 m que dans sa partie méridionale. Ses rebords sont abrupts (pentes de 20 à 40°) et indiqués par la courbe - 200 m. Deux grandes dépressions (Exuma Sound, Tongue of the Ocean) allongées selon la direction NNW-SSE la pénètrent, dont les fonds atteignent 2 000 m ; elles communiquent avec l'Océan par l'une de leurs extrémités et sont fermées à l'autre. Le "Northwest Providence Channel" sépare ce plateau de celui du "Little Bahama Bank" (Petites Bahamas) plus septentrional. Le climat d'ensemble est sub-tropical, la température des eaux de surface oscillant entre 22° et 31°C. Les vents d'E sont largement dominants et l'amplitude des marées avoisine 0,75 m.

Le paramètre principal gouvernant la distribution des dépôts apparaît être le régime hydrodynamique dont la profondeur ne serait qu'un élément. On distinguera schématiquement les domaines sédimentaires suivants :

1) AU REBORD DES PLATEAUX

a) Un liseré de sables bioclastiques à débris d'Algues et de Madrépores (Skeletal sands ou Coralgal lithofaciès) remplacé du côté "au vent" par un édifice construit peu discontinu.

La localisation de ces traits est déterminée par le haut niveau énergétique qui y règne. Les édifices construits sont toujours adjacents à des îles, dont ils sont séparés par un lagon (large de 2 à 6 km à l'E d'Andros).

b) Des "oolites shoals", ordinairement allongés, développés parallèlement au bord morphologique des plateaux, souvent en l'absence de barrière. La profondeur y est de 3 m au maximum, permettant la pleine efficacité des courants de marées.

2) A L'INTERIEUR DES PLATEAUX

A environ 10 km du rebord des plateaux, l'affaiblissement de l'hydrodynamisme provoque la différenciation des dépôts ; on distingue :

a) Les "pelletoidal sands", correspondant aux régions les moins abritées, où les eaux circulent facilement mais où les fonds restent stables. A des proportions variables d'oolites (ou de grains oolitiques), de débris d'organismes et de lithoclastes, s'ajoutent des grains de type "grapestone" correspondant à des agrégats bosselés (0,5 à 2,5 mm) des particules précédentes cimentées par de l'aragonite ; ce type de cimentation indique l'absence de dépôt de particules fines. On retiendra que les grains de type "grapestone" peuvent constituer 25 % du sédiment mais que des régions de mêmes profondeurs (10-15 m), plus abritées (Little Bahama Bank) ne connaissent pas leur formation.

C'est dans ce domaine, mais apparemment sans localisation précise que se développent de petits édifices construits isolés, les "patch reef".

b) Les "pelleted lime muds" sont localisées dans les régions les plus abritées (côté sous le vent d'Andros), où l'hydrodynamisme est faible, les salinités et températures plus élevées que la normale. Les organismes (Mollusques, Foraminifères) sont d'abondance variable, en fonction des conditions locales, mais peuvent constituer 10 % des sédiments ; l'abondance des pellets paraît ici caractéristique.

c) Les "tidal flats" se développent dans la région la plus abritée, le long de la côte occidentale d'Andros. Sans entrer dans le détail, qui dépasserait en précision celui de l'analyse de nos sédiments, on notera les distinctions suivantes :

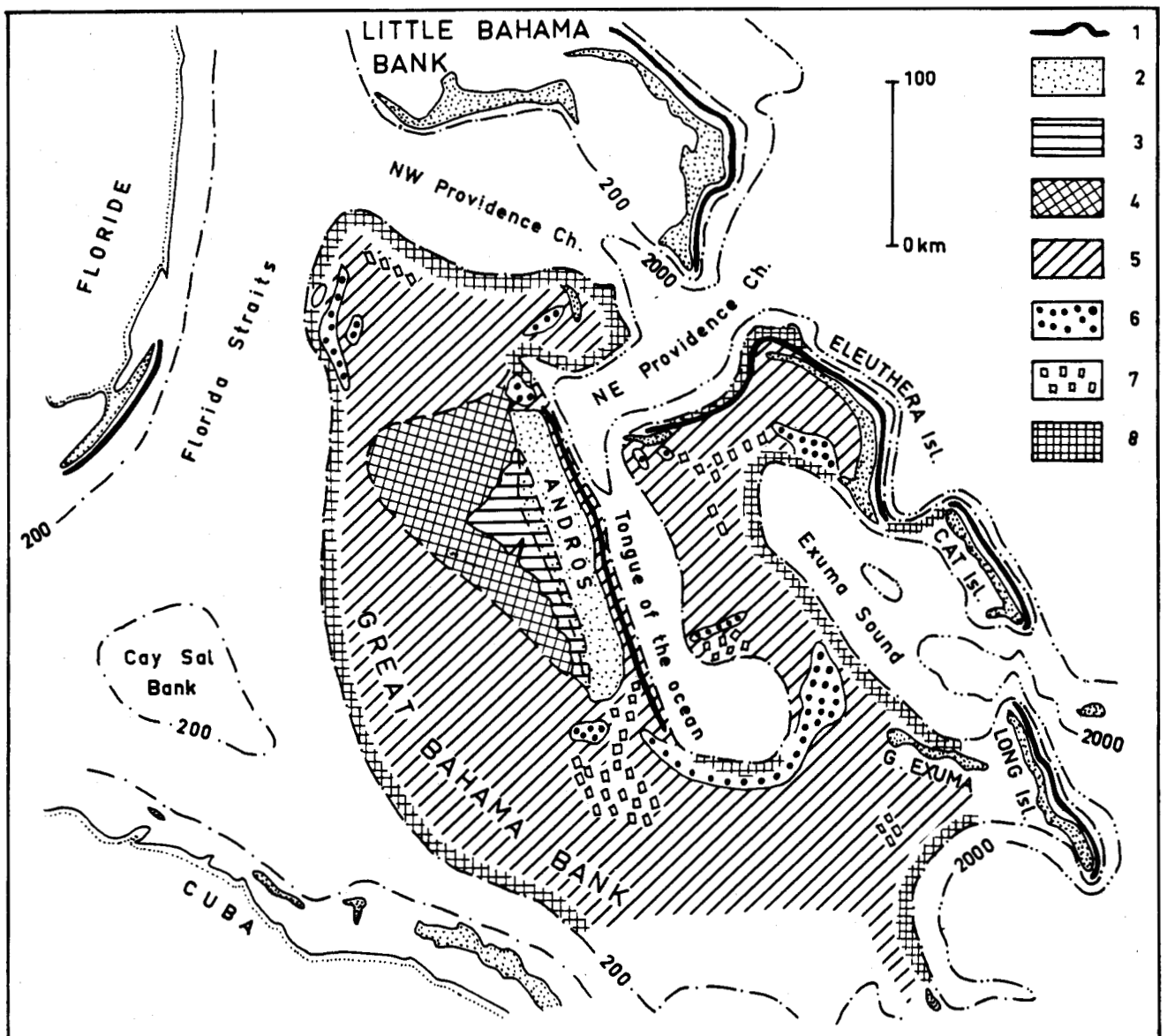


Fig. 62. - Bathymétrie et aires de sédimentation du Great Bahama Bank, adaptées et schématisées d'après Ginsburg et James (1974) et Gebelein (1977).

Légende - 1 : récifs ; 2 : terres émergées ; 3 : tidal-flats ; 4 : "pelleted lime muds" ; 5 : "pelletoidal sands" ; 6 : "oolithic shoal" ; 7 : "skeletal sands around patch-reefs and Coral Knobs" ; 8 : "skeletal sands". La bathymétrie est donnée en mètres.

- une aire subtidale très peu profonde, mais éventuellement très large (s'étendant jusqu'à 15 ou 30 km de la côte) est le siège de sédimentation de boues à pellets, souvent perforées, où abondent les *Cerithidae* et les Foraminifères (*Peneropliidae*, *Miliolidae*). On n'y note pas de laminations ;

- une aire intertidale, très variable dans le détail, où se déposent encore des boues à pellets, peuplée encore dans sa partie inférieure d'organismes marins (Gastéropodes, *Peneropliidae*). La partie supérieure présente des sédiments laminés. Shinn et coll. (1969) insistent ici sur la couleur claire des sédiments, par opposition à l'aspect plus sombre de ceux de l'aire subtidale proche où règnent des conditions réductrices ;

- une aire supratidale, à la base de laquelle se développe une mince croûte dolomitique et où les sédiments (constitués de particules apportées par les tempêtes depuis les fonds avoisinants) présentent des cavités de type "birdeye" ou "Fenestra".

3) LES DEPRESSIONS INTERNES A LA PLATE-FORME

Les dépressions (Tongue of the Ocean, Exuma Sound) comme les fonds océaniques orientaux voient le dépôt de boues pélagiques alternant avec des couches formées de matériaux carbonatés provenant des plateaux.

B) TENTATIVE DE COMPARAISON DES SEDIMENTS DE GAVROVO-TRIPOLITZA A CEUX DU "MODELE"

La difficulté essentielle d'une comparaison provient évidemment de l'opposition entre le caractère instantané des données fournies par le modèle, et le type d'étude entrepris, susceptible de ne fournir que des données ponctuelles en une succession d'instantanés. On tentera cependant de replacer ces données ponctuelles dans le contexte du modèle, sans oublier qu'il ne s'agit que d'un premier pas, susceptible d'inciter -maintenant que le cadre stratigraphique est établi- à des recherches "horizontales". On distinguera six périodes dont chacune présente des caractères particuliers.

1) LE JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR

Ce que nous connaissons du Domaine de Gavrovo (unique coupe du Kanala) semble caractériser les fluctuations d'un milieu (margino-littoral) où se remplacent, selon une changeante périodicité, un domaine de "boues à pellets" subtidales et un domaine de "tidal flats", où les mêmes sédiments -parfois plus sableux- sont soumis à de fréquentes émergences.

Quelques passées à oolites ne sont pas sans évoquer la proximité des "oolite shoal" bahamiens. On doit distinguer sans doute celles de certains niveaux du Jurassique terminal-Crétacé basal, formées et déposées en eaux calmes (voir Bernier et Fleury, 1980), qui témoignent de conditions très particulières, apparemment étrangères au milieu bahamien actuel, mais dont D'Argenio et coll. (1975) ont signalé de très précis équivalents dans les sédiments vraisemblablement de même âge des Bahamas.

Par ailleurs, on aura noté -mis à part quelques cas douteux- l'absence de faciès "grapestone" et l'absence de témoignage à aucun moment, des îles et/ou des barrières récifales derrière lesquelles les milieux représentés devaient être abrités.

Les faciès du Domaine de Tripolitza témoignent de conditions subtidales qui peuvent correspondre plus ordinairement au domaine des boues carbonatées à pellets, bien que les passées oolitiques n'en soient pas absentes. Les faibles variations du milieu seraient ici moins discernables en raison de l'épaisseur plus forte de la lame d'eau.

On doit donc conclure à une grande stabilité d'ensemble de la plate-forme pendant cette période ; la cause des fluctuations de détail serait à rechercher soit dans des variations eustatiques, soit dans une toute relative irrégularité de la subsidence.

2) LE CENOMANIEN-TURONIEN INFERIEUR

Les sédiments de cette période, reconnus en quatre localités, présentent des caractères très constants qui témoignent d'une grande homogénéité de l'ensemble du Domaine de Gavrovo. Les faciès d'émergence conduisent par leur fréquence à évoquer les tidal-flats bahamiens.

Les sédiments du Domaine de Tripolitza évoquent plutôt, comme précédemment, la région abritée subtidale, siège de la sédimentation des boues à pellets.

3) LE TURONIEN-SENONIEN p.p.

L'ensemble des sédiments des deux Domaines correspondrait au domaine abrité subtidal, siège du dépôt des sables à pellets et des boues carbonatées à pellets.

Les rares passées de faciès d'émersion rappellent la juxtaposition dans l'espace des divers types de milieux qui peuvent localement se remplacer au gré des fluctuations des conditions d'ensemble ; celles-ci demeurent cependant très faibles dans la mesure où l'on constate l'absence de toute passée oolitique ou de tout autre faciès bordier.

Les fréquentes (surtout à partir de la zone Cs B 4) "passées à Rudistes" ne correspondent apparemment jamais à de grands édifices massifs, mais plutôt à des biostromes ("masse rocheuse construite par des organismes, dont la dimension verticale est beaucoup plus petite que les dimensions horizontales", Lucas et coll., 1976, p. 474, d'après Cumings) évoquant des "patch-reef" installés à la faveur de petites accumulations locales formant relief sur le fond. Si la comparaison peut paraître toute formelle en raison de la nature des organismes constructeurs, on notera que la caractérisation suivante "les constructions à forte densité de Rudistes s'observent dans les portions internes des plates-formes calcaires, liées à des conditions de milieu particulières : basse énergie, sédimentation calcaire vaseuse, ..., confinement" (Philip et coll., 1978) n'est pas de nature à la démentir.

4) LE SENONIEN TERMINAL, LE MAASTRICHTIEN ET LE PALEOCENE "INFERIEUR"

La plus grande partie de la plate-forme est envahie par une sédimentation homogène, où les faciès d'émersion dominent largement, permettant d'évoquer le développement sur tout l'ensemble des conditions de type "tidal-flats". On peut percevoir, pour la première fois dans l'histoire de la plate-forme, le témoignage de l'existence d'îles permanentes susceptibles de permettre la différenciation de milieux de salures très anormales (Charophytes) et le développement de phénomènes pédogénétiques (*Microcodium*).

Par ailleurs, au même moment, apparaissent au bord occidental actuel des affleurements, des faciès très différenciés ("niveau à Orbitoïdes") où les débris de Madrépores et les organismes planctoniques signalent la proximité d'un domaine tout à fait marginal de la plate-forme, proche d'une barrière. On peut hésiter entre des milieux de lagon d'arrière-récif où en principe ne pénètre pas (ou peu ?) le plancton et un domaine d'avant-récif, qui n'existe pratiquement pas aux Bahamas, puisque les récifs sont localisés à la rupture de pente dominant immédiatement de puissantes falaises sous-marines. Vers l'Est, la seule pénétration d'éléments planctoniques, en l'absence de débris d'organismes constructeurs, indiquerait l'absence de barrière.

Aux incertitudes de détail près, ces traits évoquent assez nettement encore le dispositif bahamien.

5) LE PALEOCENE "SUPERIEUR" ET L'EOCENE (p.p.)

Les conditions sont devenues plus changeantes à la suite de la phase intra-paléocène.

La plus grande partie de la plate-forme connaît une sédimentation de type néritique, peu profonde. Pourtant l'on n'observe plus soit une alternance "régulière" de faciès d'émersions et de faciès subtidaux, soit la prédominance pendant de longues périodes de l'un des deux types de faciès ; on assiste plutôt soit à l'alternance de (longues ?) périodes d'émersion franche (assorties de lacunes et/ou d'érosions) et de sédimentation supra ou subtidale banale (sans alternance caractérisée), soit à de sensibles changements du régime marin, le renforcement de l'hydrodynamisme pouvant devenir localement important à diverses périodes.

La partie marginale occidentale de la plate-forme présente en revanche soit une sédimentation peu puissante mais de caractère pélagique, soit plus puissante où se mêlent en proportions variées, mais en toutes époques, les organismes benthoniques et planctoniques.

Si bien que l'on distingue mal les relations possibles d'un tel dispositif avec celui des Bahamas. Les sédiments néritiques eux-mêmes paraissent traduire des conditions trop variables dans l'ensemble et trop différentes de celles du Crétacé pour qu'on leur recherche une commune logique ; par ailleurs, on ne connaît pas, aux Bahamas, de secteur où domine le plancton, ou bien même où il soit susceptible de se mêler au benthos.

On imaginerait mieux dans ces conditions, l'analogie avec des plates-formes de type "ouvert" c'est-à-dire dépourvues de bordures récifales continues où, à la faveur de conditions particulières peuvent coexister les deux types d'organismes (voir les exemples de l'"East Gulf of Mexico Shelf" et du Yucatan Shelf in Ginsburg et James, 1974). Les débris de Madrépores notés ici ou là dans nos sédiments (flanc E du Massif du Gavrovo, surtout) correspondraient plutôt à la destruction de récifs isolés installés à la faveur de pointements restés émergés du substratum crétacé.

L'homogénéisation hétérochrone du faciès des calcaires (apparition d'abondantes Mélobésiées, Bryozoaires, Madrépores, plancton) précédant immédiatement les pélites marque par ailleurs des conditions migrantes très particulières qui ne peuvent plus trouver d'analogies dans le domaine bahamien actuel.

6) LE PASSAGE AU FLYSCH

L'apparition hétérochrone des pélites précédant le Flysch n'est évidemment plus susceptible d'être traduite en termes bahamiens. On pourrait pourtant rechercher pour les "couches de passage" quelque équivalent dans des plates-formes directement adjacentes à des masses continentales susceptibles de fournir des éléments détritiques. Le "Queensland Shelf" (Australie orientale), tel qu'il est décrit par Ginsburg et James (1974, fig. 18), montre, par exemple, sur une largeur qui peut atteindre au total près de 300 km, les transitions entre une bande périlittorale très riche en éléments terrigènes et le complexe récifal de la "Grande barrière". La modeste dépression médiane (actuellement entre 50 et 100 m de profondeur) montre une complexe intrication des peuplements (Mollusques ; Mollusques-Bryozoaires ; Mollusques-Bryozoaires-Foraminifères planctoniques ; Bryozoaires-Foraminifères planctoniques) dans le domaine de dépôt des plus fins matériaux détritiques.

Toutes proportions gardées, et sans oublier que notre "continent" (les nappes internes) ne peut être directement comparé à l'Australie (ne serait-ce que par sa mobilité), et que le Domaine de Gavrovo ne peut représenter l'équivalent exact de la "Grande barrière", un tel dispositif peut aider à imaginer l'invasion du Tripolitza par les pélites vers la fin de l'Eocène, alors que celui de Gavrovo demeurerait le siège d'une sédimentation carbonatée. Des fluctuations du niveau marin telles que celles qui ont affecté le "Queensland Shelf" à l'Holocène, ou des rémissions dans la mobilité de notre "continent" peuvent expliquer les complexes intrications de nos faciès.

L'histoire correspondant à la période de dépôt du Flysch proprement dit n'est plus celle d'une plate-forme mais d'un secteur qui sombre en acquérant de nouvelles capacités de subsidence.

II. - LA DIMENSION TEMPORELLE DE LA COMPARAISON

A) LE PASSE DE LA PLATE-FORME BAHAMIENNE

1) SEDIMENTATION ET SUBSIDENCE

Le dispositif bahamien actuel se trouve superposé à un domaine néritique encore relativement peu connu mais dont des sondages profonds révèlent les principaux traits (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Sheridan, 1974 ; Gebelein, 1977).

Partout, le Tertiaire, le Crétacé et le Jurassique supérieur sont représentés par des faciès carbonatés d'eau peu profonde. Des évaporites (y compris l'halite) s'y trouvent également, soit à la base des carbonates (Great Isaac Island) soit en intercalations à divers niveaux (Cay Sal Bank). Des dolomies peuvent occuper une part importante de la colonne (Andros). Gebelein note comme une exception l'existence de faciès oolitiques dans les

15-20 m supérieurs du sondage d'Andros. D'Argenio et coll. (1975) ont par ailleurs signalé des faciès d'"oolites d'eau calme" dans des blocs dragués à Gentry Bank (au large de Caïco Island), d'âge vraisemblablement jurassique terminal-crétacé basal.

La puissance des sédiments carbonatés accumulés depuis le Jurassique supérieur (Oxfordien ?) n'est évidemment pas connue avec précision partout mais peut être chiffrée à plusieurs milliers de m. On retiendra la formule de Dietz et coll. (1970) soulignant que l'épaisseur des carbonates est plus forte que l'Océan n'est profond.

Selon les informations rapportées par Gebelein, le sondage d'Andros aurait traversé environ 1 500 m de sédiments attribuables au Paléocène-Eocène, 1 000 m attribuables au Crétacé supérieur et plus de 1 000 m attribuables au Crétacé inférieur (le Jurassique n'aurait pas été atteint). Par ailleurs, les auteurs s'accordent pour attribuer une puissance proche de 4 000 m aux sédiments déposés au cours du Crétacé.

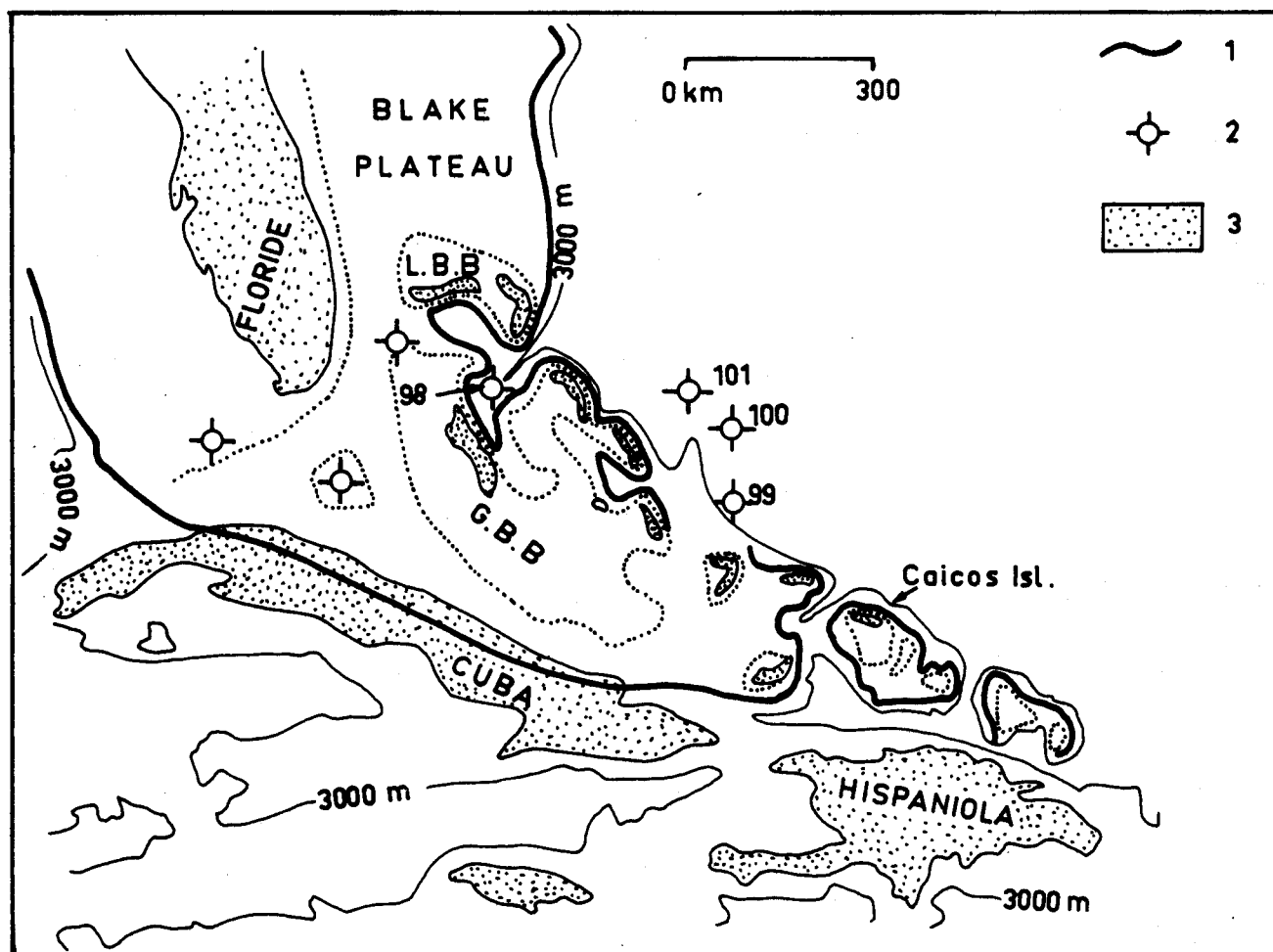


Fig. 63. - Position connue et supposée des récifs de la région bahamienne au Crétacé inférieur (d'après Meyerhoff et Hatten, 1974).

Légende - 1 : position des récifs au Crétacé inférieur ; 2 : principaux sondages profonds (98 à 101 correspondent aux sites JOIDES, DSDP, leg XI) ; 3 : terres émergées actuellement. On a ajouté en pointillés les contours (- 200 m) de la plate-forme actuelle. A noter que Cuba et Hispaniola (Haïti et Saint Domingue) appartiennent au "Greater Antilles orthogeosyncline" (Meyerhoff et Hatten, 1974). GBB : Great Bahama Bank ; LBB : Little Bahama Bank.

Sans rechercher d'illusoires précisions, on peut approcher le calcul des taux de subsidence par le "taux de sédiments" (simple rapport de l'épaisseur de sédiments accumulés à la durée), qui approcherait pour le Paléocène-Eocène (27 MA) la valeur de 55 m/MA et pour le Crétacé (70 MA) 57 m/MA, ce qui situe un ordre de grandeur.

2) STABILITE SPATIALE DE LA PLATE-FORME

Le dispositif actuel recouvre donc, comme les sondages l'indiquent, une plate-forme de même signification d'ensemble depuis le Jurassique supérieur.

Par ailleurs, pour Meyerhoff et Hatten (1974), des indications existent selon lesquelles le domaine récifal bordier aurait limité au Crétacé inférieur (fig. 63) une aire débordant largement la région des 2 Bahamas pour englober la côte nord-orientale de Cuba, la Floride (au moins méridionale) et le Blake Plateau au N. Pour Sheridan (1974), les milieux d'eau peu profonde auraient longtemps persisté dans la plupart des secteurs de la marge atlantique nord-américaine situés actuellement à moins de 2 000 m de profondeur.

Les dépressions actuelles (Exuma Sound, Tongue of the Ocean, Florida Straits) comme l'approfondissement du Blake Plateau auraient pris naissance vers le début du Tertiaire (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Sheridan, 1974). Le Northeast Providence Channel serait plus ancien puisque des sédiments pélagiques à intercalations de matériel néritique déplacé y sont datés du Crétacé supérieur (Bernoulli et Jenkyns, 1974, DSDP, leg XI, site 98). Ces traits peuvent donc être considérés comme persistants depuis leur origine, qui apparaît cependant plus tardive que l'installation de la plate-forme.

La limite de la plate-forme et de l'Océan paraît n'avoir pas varié depuis le Jurassique puisque l'on connaît dans la plaine abyssale proche du rebord morphologique actuel, surmontant des basaltes en pillow-lavas, des sédiments calcaro-argileux d'âge probablement oxfordien (Bernoulli et Jenkyns, DSDP, leg XI, sites 100 et 101).

B) LA PLATE-FORME DE GAVROVO-TRIPOLITZA

Il n'est pas utile de développer ce volet de la comparaison, toutes indications ayant été données par ailleurs : sédiments carbonatés néritiques et subsidence caractérisent la plate-forme au cours de son histoire mésozoïque.

Rappelons les chiffres relatifs au "taux de sédiments" : des valeurs proches de 30 m/MA pour le Crétacé inférieur et de 45 m/MA pour le Crétacé supérieur ont pu être estimées pour le Domaine de Gavrovo, sensiblement doubles de ceux du Tripolitza aux mêmes époques. Ils ne sont pas, aux marges d'erreurs près, incompatibles avec ceux qui sont attribuables à la plate-forme bahamienne, atteignant des ordres de grandeur comparables. Il n'en est plus de même au cours de l'Eocène, période pendant laquelle on ne peut estimer des taux supérieurs à 15 m/MA, qui ne sont d'ailleurs atteints que très localement.

La stabilité de la plate-forme est également remarquable au cours du Mésozoïque, les différenciations de domaines de sédimentation -et de subsidence- demeurant relativement faibles et apparemment homogènes pour de longues périodes. Il n'en sera plus de même au cours de l'Eocène, les conditions devenant très changeantes dans le temps et dans l'espace, à la suite du bouleversement intra-paléocène.

III. - L'ENVIRONNEMENT GEOTECTONIQUE

On discute beaucoup de la nature du substratum de la plate-forme bahamienne. Des positions extrêmes sont tenues par Dietz et coll. (1970) qui envisagent un soubassement océanique et par Meyerhoff et Hatten (1974) qui tiennent pour une croûte continentale. Il ne nous appartient pas d'en juger. On rappellera cependant le caractère extraordinaire de l'apophyse bahamienne, qui semble se refuser à entrer dans les essais de reconstitution du puzzle continental antérieur à l'ouverture de l'Atlantique.

Quoi qu'il en soit, il apparaît que le détail de l'organisation de l'ensemble bahamien reste contrôlé par le substratum, découpé en profondeur par de grands accidents limitant des blocs indépendants (Sheridan, 1974). On comprendrait ainsi le caractère abrupt -et apparemment intangible- des limites du domaine néritique et des domaines profonds, au moins du côté océanique.

La position actuelle même du plateau bahamien est ambiguë. On peut en effet y voir le simple prolongement méridional de la marge atlantique nord-américaine, ce que suggérerait sa parenté avec le Blake Plateau. On peut également y voir, comme Meyerhoff et Hatten (1974), l'avant-pays du "Greater Antilles Orthogeosyncline", tant il est vrai que le plateau apparaît comme une marge continentale bien étrange, au S de la latitude de la Floride. C'est d'ailleurs l'opinion exprimée par Ginsburg et James, 1974 ("the Bahama province is not considered a part of the Atlantic continental shelf").

IV. - CONCLUSIONS

Si les incertitudes relatives à l'environnement géotectonique ne permettent pas d'établir de trop précises analogies entre les Bahamas et la zone de Gavrovo-Tripolitza, on doit retenir de notre brève comparaison les points suivants :

- l'exemple d'un modèle actuel -apparemment unique- de plate-forme isolée en mer, siège d'une sédimentation strictement néritique mais relativement variée ;
- l'exemple de la persistance, pendant de longues périodes, d'une telle plate-forme, toujours comparable à son état actuel et insérée dans des limites peu mouvantes, sinon intangibles, probablement fixées par un contrôle structural du soubassement ;
- l'exemple de limites très tranchées entre domaine néritique et domaine profond, dépourvues apparemment de "zones de transition" ou tout au plus signalées par un étroit liseré de matériaux néritiques déplacés vers les milieux profonds ;
- l'exemple de la possibilité de différenciation, à des moments précis, soit de grands secteurs (exemple du Blake Plateau, pour autant qu'il présente une quelconque parenté avec les Bahamas), soit de dépressions allongées (type Exuma Sound, Tongue of the Ocean) passant du milieu néritique au milieu profond.

L'ensemble de ces caractères singularise fortement le domaine bahamien dans la nature actuelle. On peut en signaler quelques autres, qui peuvent constituer autant de différences avec le domaine fossile qui nous occupe :

- l'âge de l'initiation de la plate-forme bahamienne est selon toute vraisemblance jurassique supérieur, c'est-à-dire bien postérieur à celui des domaines méditerranéens comparables par ailleurs ;
- les dépressions intérieures à la plate-forme restent de dimensions relativement réduites, tant en largeur qu'en continuité axiale. Leur différenciation paraît très tardive (Crétacé supérieur ? pour la dépression transversale, base du Tertiaire pour les dépressions longitudinales) alors que le bassin pindique est différencié au moins au Trias supérieur et le bassin ionien au cours du Lias ;
- l'orientation méridienne de l'ensemble est de nature à limiter son extension axiale vers le N au moins, dans la mesure où des températures plus basses que celles qui règnent dans les Caraïbes défavorisent la production des carbonates et ne permettent pas aux plates-formes de se maintenir près de la surface en ambiance fortement subsidente. Il n'en serait pas de même pour les plates-formes fossiles méditerranéennes, plutôt orientées selon une direction tropicale au cours du Mésozoïque, entre 15 et 25° de latitude (voir Biju-Duval et coll., 1977, données corrigées de l'erratum pour les paléolatitudes).

D'autres points demeurent indécis, tels que :

- la nature du substratum qui paraît, partout où on en a des témoignages, de nature continentale dans les chaînes alpines, alors que celui des Bahamas reste l'objet des spéculations les plus diverses ;

- le jeu des marées (amplitude, périodicité) demeure une inconnue majeure de l'environnement des plates-formes fossiles. L'importance des sédiments vraisemblablement attribuables aux "tidal flats" plaiderait évidemment en faveur de grandes marées, susceptibles de découvrir et recouvrir alternativement de grandes surfaces, mais on ne sait dans quelle mesure de tels phénomènes sont compatibles avec l'existence de barrières récifales, susceptibles d'offrir protection aux milieux calmes qu'évoquent toujours nos sédiments.

Il paraît certain que la plate-forme bahamienne -comme en font foi les interprétations divergentes de sa signification, rapportées plus haut- représente un cas très particulier, apparemment unique dans la nature actuelle, de plate-forme isolée en mer, environnée et pénétrée de dépressions. Pourtant cet isolement est relativement récent, et l'on peut admettre qu'elle ne représente qu'un vestige du bord d'une vaste plate-forme rattachée au continent américain jusque vers la fin du Crétacé, isolée ensuite sous l'effet du contrôle structural du soubassement mais susceptible de persister en raison des conditions climatiques favorables à la production des carbonates, compensant la forte subsidence. On admettra donc que la situation actuelle de la plate-forme n'est extraordinaire que dans la mesure où les conséquences d'un mouvement fini-crétacé (lié à une étape de formation des Caraïbes ?) l'ont séparée de son continent adjacent.

Dans ces conditions, on admettra de même que les plates-formes méditerranéennes peuvent représenter un rebord de plate-forme continentale séparées au cours du Lias (différenciation de la zone Ionienne) de leur continent (l'Apulie).

CHAPITRE V : TECTONIQUE DE LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

On traitera essentiellement des phénomènes relatifs à la tectonique tangentielle de la zone, qu'on peut distinguer de manifestations antérieures ou de manifestations postérieures de style bien différent.

Les manifestations antérieures à la tectonique tangentielle ont gouverné la sédimentation :

- les accidents susceptibles d'avoir permis les subsidences différentielles, localisés aux limites des divers Domaines connus détermineront des "limites de rupture potentielle", favorisant l'individualisation des unités structurales en fonction des limites paléogéographiques ;

- la phase intra-paléocène, comme les mouvements éocènes, aux effets localisés pour certains, plus généralisés pour d'autres (à l'Eocène moyen) peuvent être rapportés à des phénomènes épiorogéniques.

Les déformations postérieures à la tectonique tangentielle, traduites par des bombements et de grands accidents cassants ne nous importent que dans la mesure où affectant des structures déjà complexes, elles contribuent à les rendre parfois peu lisibles. On lira à ce propos l'analyse du Péloponnèse septentrional menée par Dercourt (1964) et le point de vue du morphologue exprimé par Dufaure (1975) ; les grands accidents, au moins à l'approche du Golfe de Corinthe, seraient liés à l'alternance de périodes de compression et d'extension depuis le Pliocène (Sébrier, 1977).

I. - SITUATION DE LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA DANS L'ENSEMBLE STRUCTURAL

Une étude portant sur le S de la Grèce continentale et le N du Péloponnèse se trouve située spatialement à mi-chemin d'une région plus septentrionale (Epire) où le massif du Gavrovo est classiquement considéré comme autochtone (Aubouin, 1959 ; IGRS-IFP, 1966) et d'une région plus méridionale (Taygète) où l'allochtonie du Tripolitza est démontrée (Thiébault, 1978). On examinera les faits invoqués et on montrera qu'une accommodation n'est nullement impossible.

A) LES FAITS

1) *SITUATION EN EPIRE*

Les raisons de supposer l'autochtonie du massif du Gavrovo tiennent essentiellement à la différenciation d'une zone Ionienne interne (Aubouin, 1959 ; IGRS-IFP, 1966), marquée par des dolomitisations et par le développement de faciès bréchiques témoignant de la proximité de la plate-forme néritique adjacente. Ces caractères sont exacerbés dans le massif du Tymphé (voir fig. 11) et se retrouvent atténués dans l'alignement des massifs de Nemerska-Mitsikéli-Xérovouni plus occidentaux.

Le massif du Tymphé, en particulier, peut donc représenter soit un domaine de sédimentation proche du rebord occidental du Domaine de Gavrovo, soit éventuellement (on a dit que seule l'existence de silex dans les calcaires éocènes de la terminaison N du massif du Gavrovo permettait d'envisager cette hypothèse), un ensellement axial de ce domaine. Quoi qu'il en soit, le massif du Tymphé se trouvant actuellement situé dans l'axe joignant le massif du Gavrovo aux affleurements homologues d'Albanie, le massif du Gavrovo ne peut être affecté, au plus, que d'un déplacement de l'ordre de la dizaine de km, compte non tenu de la sinuosité de la limite entre les divisions interne et moyenne de la zone Ionienne (voir fig. 11) et de l'effet éventuel de divers accidents transverses (dont la "transversale du Kastaniotikos") entre Tymphé et Gavrovo.

Les faits actuellement connus ne permettent donc que d'attribuer une position para-autochtone au massif du Gavrovo.

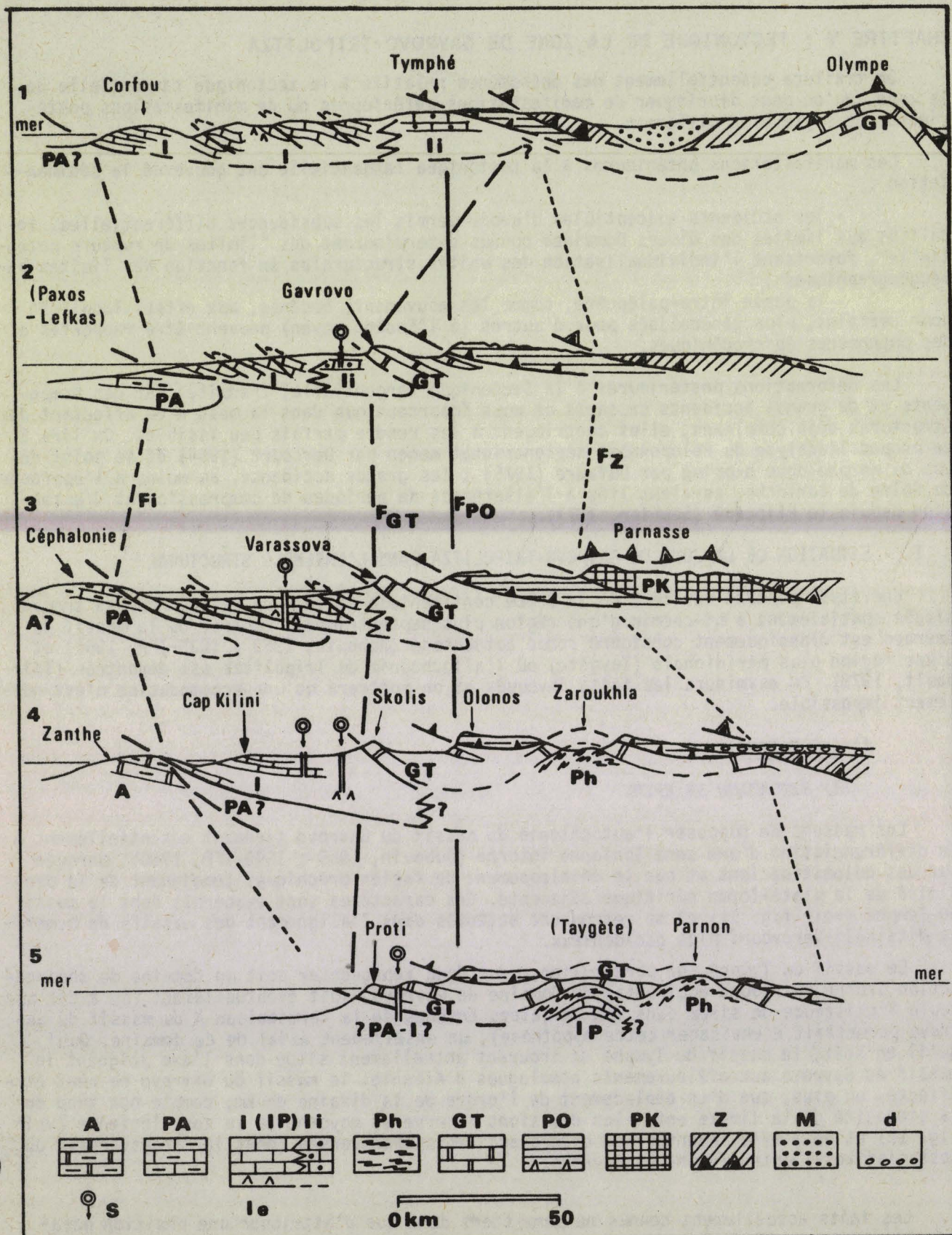


Fig. 64. -

BUS
LILLE

2) SITUATION EN AKARNANIE

On a vu (fig. 24) la structure très singulière du massif du Varassova ; Piper et coll. (1978) ont de leur côté situé dans l'exact prolongement du bord occidental du Massif un accident au sein du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie (voir fig. 82 a).

Vers l'W, les géologues de BP (1971) ont mis en évidence d'importants redoublements au sein de la série Ionienne, dont les affleurements les plus orientaux, pourtant très proches de l'axe du Varassova (voir localités ILE et IMR, fig. 11 - et colonnes lithologiques fig. 6 et 7) ne paraissent pas caractéristiques de la série Ionienne interne telle qu'elle est connue dans le massif du Tymphé.

On admet donc mal, dans ce contexte, que le massif du Varassova -et le Domaine de Gavrovo- soit en position autochtone ; on ne peut cependant pas juger de l'importance de son éventuel déplacement.

3) SITUATION EN PELOPONNESE SEPTENTRIONAL

Le chevauchement du massif du Skolis sur le Flysch plus occidental ne trahit pas sûrement son allochtonie, bien que des évaporites (ioniennes ?) soient connues par sondage, tout près de l'axe qui joint le Skolis au Mont Lapithos (fig. 11, fig. 65). Les affleurements ioniens du Cap Pappas (à l'W de Patras, fig. 11) ne semblent pas, pour ce qu'on en connaît (Aubouin et Dercourt, 1963), caractéristiques de la zone Ionienne interne.

4) SITUATION EN PELOPONNESE MERIDIONAL

On dispose ici de deux types d'informations :

a) Vers l'W, à la côte occidentale du Péloponnèse

L'île de Proti (au SW de la localité V, fig. 11) est constituée de carbonates néritiques tout à fait caractéristiques du Domaine de Gavrovo (fig. 35). On sait par ailleurs que les sédiments rencontrés par sondage près de Filiatra (au N de la localité V, fig. 11) sont d'un caractère tout différent, qui permet de les attribuer à un domaine de sédimentation plus profond (Ionien-Préapulien ?). L'allochtonie du Domaine de Gavrovo est donc ici prouvée.

b) Vers l'E, au cœur du Péloponnèse

Dans le massif du Taygète, Thiébault (1978) a montré qu'il y avait toutes raisons d'assimiler à la série Ionienne les "Plattenkalke" apparaissant sous les carbonates de Tripolitza (voir fig. 3), ce qui implique l'allochtonie de ces carbonates.

B) INTERPRETATION

Les faits actuellement connus en Epire ne permettent que de conclure à la position para-autochtone du massif du Gavrovo ; les faits connus en Péloponnèse méridional prouvent l'allochtonie d'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza. Ces conclusions ne sont incompatibles que dans une étroite perspective "cylindriste" qui n'est certainement pas celle dans laquelle il faut envisager les phénomènes tectoniques.

Fig. 64. - Coupes schématiques illustrant la position de la zone de Gavrovo-Tripolitza dans l'ensemble structural hellénidique. La trace des coupes est située fig. 3.

Légende - A : zone Apulienne ; PA : zone Préapulienne ; I : zone Ionienne (Ip : "Plattenkalke" des fenêtres du Péloponnèse ; Ii : zone Ionienne interne ; Ie : 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.

La figure 64 résume et illustre les faits précédemment exposés, montrant l'évolution des relations entre les diverses unités structurales depuis le N de la Grèce continentale jusqu'au S du Péloponnèse. Deux types de constations peuvent y être effectuées, apparemment contradictoires.

1) *LES RELATIONS DE LA LIMITE OCCIDENTALE DES AFFLEUREMENTS DE GAVROVO-TRIPOLITZA AVEC LA ZONE IONNIENNE : UN FRONT DE PLUS EN PLUS CHEVAUCHANT VERS LE S*

Le phénomène majeur paraît être celui qui porte sur la diminution de la largeur des affleurements de la zone Ionienne entre le parallèle de Corfou et celui de Zante (coupes 1 et 4, fig. 64), que deux dispositions peuvent expliquer.

- Redoublements au sein de la série Ionienne

Constituée d'unités apparemment peu chevauchantes, axialement enracinées, en Epire (Aubouin, 1959 ; IGRS-IFP, 1966), la zone Ionienne serait affectée de redoublements de plus en plus importants vers le S, ce qui semble attesté par les chevauchements mis en évidence par sondage en Akarnanie (BP, 1971), sans équivalents connus plus au N.

- Recouvrements par la zone de Gavrovo-Tripolitza

Sachant que, pour ce qu'on en connaît, le Domaine de Gavrovo a connu une évolution identique depuis le massif du Gavrovo jusqu'à Pylos, on admettra que sa bordure occidentale ait été le théâtre d'une même évolution, induisant la différenciation d'une zone Ionienne interne, c'est-à-dire qu'on suppose que des séries de type Tymphé ont dû se déposer à sa marge occidentale.

Dans cette optique, la zone Ionienne interne semble diminuer de largeur vers le S en Epire et il paraît certain que des séries comparables à celle du Tymphé ne peuvent pas présenter la même largeur en Akarnanie ; ce serait la zone Ionienne moyenne qui se trouverait représentée par les "Plattenkalke" du Taygète, selon Thiébault (1978).

Les phénomènes de raccourcissement interne et de recouvrement par l'E de la zone Ionienne peuvent donc en principe participer également à la diminution de la largeur des affleurements de cette zone vers le S. C'est le deuxième point qu'il nous faut préciser en établissant l'existence d'un front tectonique continu au bord occidental des affleurements actuels du Domaine de Gavrovo.

L'analyse détaillée des affleurements qui a précédé montre que le bord occidental des affleurements (et seulement l'extrême bord, là où les affleurements sont assez larges, c'est-à-dire dans le massif du Gavrovo et dans l'ensemble Varassova-Klokova) des massifs gavroviens septentrionaux (Gavrovo, Preventza, Varassova, Skolis) coïncidait avec le rebord paléogéographique de la plate-forme à partir du Crétacé terminal ; ces massifs présentent de nets indices de chevauchement vers l'W.

La localisation de ces affleurements n'est donc pas due à des surrections tardives, mais à un découpage tectonique induit par la nature des matériels sédimentaires déposés de part et d'autre d'une limite paléogéographique (soulignée par sa cause première, c'est-à-dire par les failles ayant assuré le contrôle structural du soubassement ; on appellera par la suite ce trait "limite de rupture potentielle"). Ces massifs jalonnent donc un front tectonique actuellement localisé près de sa position primitive puisque la limite paléogéographique restant observable, le front d'érosion actuel ne doit pas être très éloigné du front tectonique, lui-même génétiquement lié à cette limite.

La coïncidence précédente disparaît dans les massifs méridionaux où l'on ne trouve plus qu'un faible indice de bordure fini-crétacée au Mont Lapithos et où l'on ne trouve nulle part d'indice de chevauchement frontal. C'est donc à l'W de l'alignement des massifs actuels qu'il faut situer, dans ces régions méridionales, le prolongement du front reconnu plus au N, dont on sait qu'il existe puisque le charriage est prouvé au niveau de Proti.

En conclusion, la décroissance de la largeur des affleurements ioniens correspond probablement pour partie à une contraction interne croissant vers le S mais est certainement

Le résultat d'un recouvrement croissant vers le S par la zone de Gavrovo-Tripolitza, limitée par un front tectonique localisé au bord occidental des massifs septentrionaux et gagnant encore vers l'W par rapport à l'alignement des massifs méridionaux.

La cause première de l'allochtonie croissante vers le S de la zone de Gavrovo-Tripolitza peut être recherchée dans la constitution de la série Ionienne elle-même (Thiébaud, 1979, p. 701) : les évaporites connues en Grèce continentale et au N du Péloponnèse auraient induit un large décollement de la série Ionienne, qui serait peu recouverte par la zone de Gavrovo-Tripolitza ; l'absence des évaporites vers le S aurait favorisé un ancrage de la série Ionienne sur son substratum et un large recouvrement par la série de Gavrovo-Tripolitza. Dans cette optique, l'allochtonie de la série de Gavrovo-Tripolitza ne deviendrait importante qu'à mi-hauteur du Péloponnèse, là où l'on perd la trace du front tectonique de la zone de Gavrovo-Tripolitza.

Pourtant cette conception ne paraît pas rendre compte de l'apparente croissance du raccourcissement interne vers le S de la zone Ionienne, en Grèce continentale même. Par ailleurs, si l'on suit les géologues de IGRS-IFP (1966, p. 113) selon lesquels ce serait la zone Apulienne qui apparaîtrait à Zante sous le chevauchement ionien, l'allochtonie de la zone Ionienne serait plus considérable vers le S que dans les régions septentrionales. Cette explication doit donc être retenue avec prudence, encore que les faits qui paraissent s'y opposer ne soient pas fermement établis.

Quoi qu'il en soit, il reste sûr que le concept d'une nappe unique incluant les séries Ionienne et de Gavrovo-Tripolitza, tel que suggéré par Jacobshagen et coll. (1978) ne peut être maintenu. Il faudra même rechercher si la zone de Gavrovo-Tripolitza constitue une seule entité tectonique ou si l'on doit distinguer deux ensembles tectoniques indépendants.

2) LES RELATIONS DES DIVERS FRONTS TECTONIQUES : UNE SUBSTITUTION D'ALLOCHTONIE ?

La figure 64 met en évidence une étrange particularité des bords occidentaux des divers ensembles tectoniques.

- Au N de la Grèce, les nappes d'origine plus interne que la nappe pindique débordent largement les zones externes (et la nappe pindique elle-même), lesquelles paraissent relativement peu raccourcies ;

- Au S du Péloponnèse, les nappes d'origine plus interne que la nappe pindique demeurent loin en arrière du front pindique, alors qu'au contraire, les zones externes subissent de considérables raccourcissements.

L'essentiel du mouvement est marqué par le front de Gavrovo-Tripolitza qui, recouvre (ou presque) au N par le front des nappes internes, s'en trouve écarté de 100 à 150 km au S, alors qu'au contraire, très éloigné au N du front Ionien, il s'en trouve très rapproché (ou éventuellement superposé ?) au S ; en d'autres termes, totalement recouverte par les nappes internes au N, où elle se trouve apparemment liée normalement à la zone d'adjacente occidentale, la zone de Gavrovo-Tripolitza se trouve au S non recouverte par les nappes internes sur plus de 100 km mais recouvre d'à peu près autant la zone Ionienne.

On peut certainement invoquer ici l'effet de l'érosion, susceptible d'avoir décapé la pellicule supérieure de l'allochtone (les nappes internes et le Flysch pindique) en Péloponnèse, lieu d'importantes surrections. On notera cependant que ces surrections sont, pour ce qu'on en connaît, très récentes. Selon Hageman (1979) le massif de l'Olonos (Erymanthos) aurait commencé à se soulever au cours de la "phase III" d'âge pliocène supérieur ou pléistocène inférieur. Selon Sébrier (1977), les "Conglomérats du Péloponnèse" à faciès deltaïque, d'âge pliocène-pleistocène inférieur, sont couramment portés à des altitudes de 1 200 à 1 400 m en Péloponnèse septentrional ; cet auteur note que ces conglomérats sont essentiellement constitués de matériel d'origine pindique, sauf en Corinthie et Argolide orientales où le matériel est d'origine plus orientale ; des galets de roches vertes ne sont cités qu'au S de l'Isthme de Corinthe, dans un ensemble d'âge miocène supérieur supérieur.

On est par ailleurs étonné qu'au N du Péloponnèse, le front de Gavrovo-Tripolitza (Skolis) et le front pindique (Olonos) correspondent d'assez près aux fronts tectoniques de ces ensembles (traces de traits paléogéographiques) et que le front des zones internes ne soit qu'un front d'érosion témoignant d'un très important recul du front tectonique, comme on est étonné que ne subsiste nulle klippe de matériel plus interne, en dehors de l'Argolide.

Il reste que l'individualisation récente d'une voussure sub-méridienne ("bombement médian", Sébrier, 1977), joignant le Taygète à la région de Zaroukhla (à mi-distance de Patras et Corinthe, fig. 3), coïncidant avec l'emplacement vraisemblable du front tectonique primitif des nappes internes dans l'hypothèse d'un égal développement de ces nappes en Péloponnèse et en Grèce continentale du S, peut expliquer un important recul de celles-ci sous l'effet de l'érosion.

En tout état de cause, si l'on peut admettre que les zones externes participent à un mouvement d'ensemble dans lequel l'allochtonie des Hellénides va croissant vers l'Arc Egéen, il n'existe nulle certitude que les nappes internes se plient à la même tendance ; le recul du front tectonique pindique par rapport au front tectonique de Gavrovo-Tripolitza visible sur la transversale 4 en comparaison avec la transversale 1 (fig. 64) semble au contraire indiquer que les nappes d'origine plus internes que le Gavrovo-Tripolitza ne suivent pas la nappe néritique dans son allochtonie croissante vers le S. Il n'en sera plus de même en Crète, où toutes les nappes se trouveront directement superposées (Bonneau et coll., 1977). S'il y a donc apparence de "substitution d'allochtonie" entre la Grèce du N où l'essentiel de l'allochtonie se trouverait absorbé au niveau du front des nappes internes et le Péloponnèse où au contraire les zones externes se trouveraient fortement affectées par les raccourcissements, le phénomène est spatialement limité. Il est trop fortement marqué sur les cartes et les coupes présentées pour qu'on puisse manquer d'en faire état, bien qu'il paraisse difficile de l'expliquer.

II. - LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA EST-ELLE UNIQUE OU CONSTITUÉE DE DEUX ENSEMBLES (NAPPE DE GAVROVO ET NAPPE DE TRIPOLITZA) ?

La question peut être posée à la simple observation de la forme des affleurements attribués au Domaine de Gavrovo (fig. 3) : il s'agit d'une bande étirée sur plus de 250 km de dimension méridienne pour une largeur de 10 km si l'on ne tient compte que des affleurements carbonatés, ou de 20 km au plus si l'on mesure la distance entre le bord occidental des affleurements et le front pindique situé à l'E. La forme de cette bande est peu compatible avec celle que l'on peut attribuer à un Domaine bien différencié de celui de Tripolitza, lequel est toujours observé à l'E du front pindique, ou plutôt du synclinal de nappe existant à l'arrière de ce front en Péloponnèse, d'une largeur de 20 à 25 km.

Une première approche peut consister à admettre que la limite paléogéographique des deux Domaines se situe quelque part sous le synclinal de nappe. Mais il faut rechercher ce que peut être cette limite.

Dans cette approche, le synclinal de nappe serait superposé à plusieurs traits distinctifs des deux Domaines, correspondant à diverses époques, traits en principe indépendants les uns des autres, dont on n'a pas de raisons de penser qu'ils aient admis la même limite, ou même qu'ils aient présenté des limites tranchées :

- limite des régions distinguées par leur subsidence au cours du Mésozoïque (Crétacé terminal excepté) ;
- limite des faciès différenciés au début du Crétacé supérieur (zones Cs B 1-Cs B 2) - éventuellement liée à la précédente ;
- limite des régions où la sédimentation détritique s'installe à la base de l'Oligocène (Gavrovo) et où la sédimentation détritique s'installe au cours de l'Eocène moyen (?) ou supérieur (Tripolitza) - éventuellement non tranchée ;
- limite des régions où le Flysch oligocène est puissant (Gavrovo) et où le Flysch (oligocène seulement pour partie) est peu puissant (Tripolitza) - voir Cinquième Partie (pour fixer les idées, la puissance du Flysch de Gavrovo s'exprime en milliers de m, celle de Tripolitza en centaines de m) ;

- limite des régions où le Flysch porte la trace distale de la destruction de la série du Pinde- Olonos (Gavrovo) et des régions où le sommet du Flysch porte la trace proximale (formations chaotiques de type wildflysch) de la destruction à la fois de la série pindique et de l'autochtone relatif lui-même (voir Quatrième Partie).

D'un point de vue tectonique, il est également remarquable que les unités de l'autochtone relatif liées à la nappe pindique (et particulièrement à son front) sont soit d'origine très interne (Unité du Megdhozas - Quatrième Partie) soit attribuables par le seul trait distinctif observable (âge éocène supérieur des pélites de la base du Flysch) au Domaine de Tripolitza.

Enfin un argument d'ordre théorique se présente : si les deux Domaines, comme nous avons tenté de le montrer, ont été séparés pendant le Mésozoïque par des accidents assurant la subsidence différentielle, une "limite de rupture potentielle" a dû permettre leur disjonction lors des contraintes tangentielles. Si un seul accident devait découper la dalle de Gavrovo-Tripolitza, sa localisation devrait correspondre à ce qui était au Mésozoïque la limite des deux Domaines.

En conclusion, il y a des raisons de penser que le synclinal de nappe frontal et particulièrement le front pindique puisse se trouver superposé à une limite tectonique entre Gavrovo et Tripolitza. Pourtant, l'absence d'un "front de Tripolitza" actuellement observable, empêche de considérer cette limite comme un contact tangentiel majeur, qu'en tout état de cause la nappe pindique a débordé. Il paraît d'ailleurs que sa portée demeure limitée puisque le Tripolitza repose directement sur la série Ionienne dans les fenêtres péloponnésiennes (moins de 50 km à l'arrière du front pindique au niveau du Taygète). On n'en tirera cependant pas de conclusion sur la largeur originale du Domaine de Gavrovo, qui peut lui-même être redoublé.

BUS
LILLE

III. - LA STRUCTURE DE DETAIL ET SON INTERPRETATION

On traitera ici essentiellement des données recueillies en Péloponnèse septentrional où la largeur des affleurements permet maintes observations. On donne figure 65 un schéma structural des affleurements considérés et figure 66 trois coupes schématiques mais peu interprétées destinées à mettre en évidence les structures évoquées.

A) LES MANIFESTATIONS TECTONIQUES OBSERVEES

Les accidents affectant les séries carbonatées rigides de Gavrovo-Tripolitza sont difficiles à discerner. On ne les observe bien que lorsqu'ils mettent en contact les carbonates avec des formations lithologiquement différenciées, telles que les "Phyllades" basales ou le Flysch sommital.

1) LES ACCIDENTS AFFECTANT LA BASE DES CARBONATES

Il existe des exemples de contact apparemment "normal" ou presque des carbonates de Tripolitza sur les "Phyllades", encore qu'une disharmonie semble de règle entre ces deux formations.

En Péloponnèse septentrional, on rappellera qu'à Zaroukhla, les carbonates triasiques reposent par l'intermédiaire d'une "zone de décollement" (Dercourt et coll., 1976) sur le "Groupe de Zaroukhla", série terrigène et volcanogène assimilée aux "Phyllades". Il s'agirait, selon Lekkas et Nikolaou (1978), qui ont revisité ces affleurements, d'une série hétérogène constituée d'un ensemble supérieur non métamorphique attribuable au soubassement vrai de Tripolitza et d'un ensemble inférieur métamorphique attribué au Flysch des "Plattenkalke", c'est-à-dire vraisemblablement au Flysch de la zone Ionienne.

En Péloponnèse méridional, Thiébault (1975) n'a pas non plus observé de contact stratigraphique indubitablement primaire à la limite des carbonates et des "Phyllades" mais conclue que "l'interprétation la plus simple consiste à admettre qu'il s'agit d'un décollement tectonique plus ou moins important, ayant séparé les dolomies et calcaires de Tripolitza de leur soubassement stratigraphique normal permo-triasique (?)".

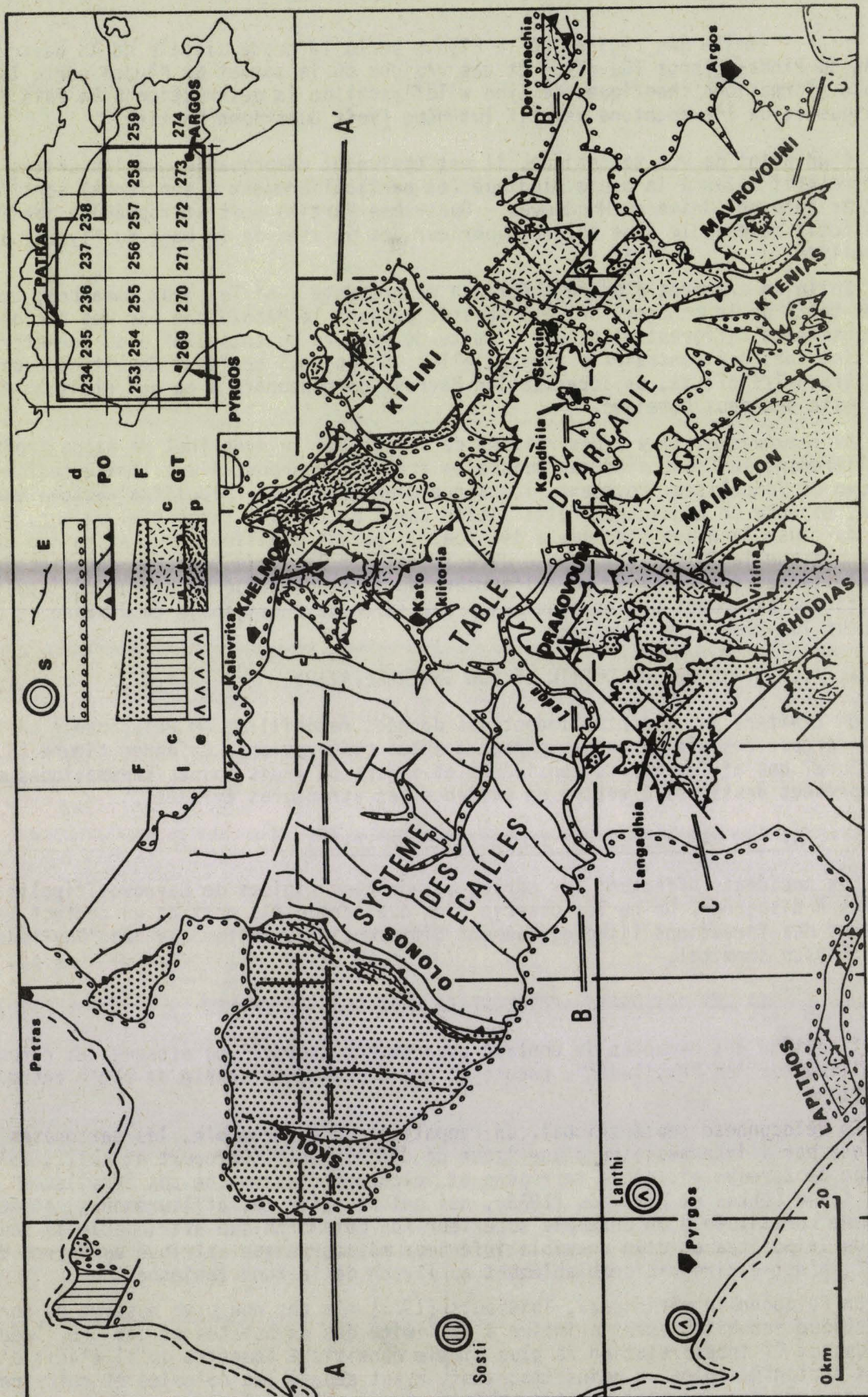


Fig. 65. -

BHS
LILLE

Ce "décollement" prend des proportions tout à fait extrêmes en d'autres lieux. La feuille 1/50 000 Astros (n° 292, fig. 5) due à A. Tataris, N. Marangoudakis et G. Katsikatos montre au flanc du massif du Parnon le contact de carbonates d'âges très divers (jurassique à éocène) aux "Phyllades". Lekkas (1978 b) a effectué des observations de même ordre dans la région située au SE de Tripolis (partie NE de la feuille Kollinai, n° 291, fig. 5). Au Mavrovouni d'Argos même (fig. 50), le Crétacé (Cénomaniens) se trouve directement au contact des "Phyllades".

Il paraît donc établi que parfois apparemment presque en place sur leur soubassement, les carbonates se trouvent parfois fortement tronqués à leur base.

2) LES ACCIDENTS AFFECTANT LE SOMMET DES CARBONATES

La tectonique tangentielle affectant le sommet de la série carbonatée, longtemps ignorée, puis soulevant l'incrédulité de ceux mêmes qui se heurtaient aux difficultés qu'elle engendrait, devint manifeste après la découverte de trois exemples d'interprétation relativement simple, illustrés par Dercourt et coll. (1976). Ces trois exemples correspondent à trois types distincts par leur situation.

a) Le premier type correspond à des affleurements apparaissant en des fenêtres ouvertes dans la nappe pindique. L'exemple du Drakovouni (fig. 44) demeure le plus caractéristique et le moins cryptique, dans la mesure où la base du Flysch s'y trouve impliquée. On a décrit à Vitina (fig. 45) et au Mavrovouni d'Argos (fig. 54) des exemples comparables et on en soupçonne dans le massif du Khelmos (fig. 48). Lekkas (1978 a) en a donné une belle illustration au SE du massif du Mainalon, où la flèche de chevauchement est d'ordre plurikilométrique (3 ou 4 km au minimum).

b) Le deuxième type correspond à des affleurements situés au front de la nappe pindique. L'exemple de l'Unité de Kaloussi-Aleporochori (fig. 42) montre un replotement de style isoclinal inconnu ailleurs.

c) Le troisième type correspond à des affleurements éloignés à l'W du front pindique. L'exemple du Skolis (fig. 33) demeure le plus net, bien qu'on ait trouvé des raisons de supposer l'existence de structures comparables dans le massif du Gavrovo (p. 73).

Le style des accidents est partout le même ; les contacts anormaux se confondent ordinairement avec les surfaces de stratifications des carbonates et ne tronquent jamais les bancs que selon de petits angles (voir fig. 27).

Leur très importante caractéristique principale est de ne jamais affecter l'allochtone pindique là où il est superposé ; ces accidents sont donc contemporains ou antérieurs à la mise en place, au lieu considéré, de l'allochtone pindique.

3) LES ACCIDENTS AFFECTANT LA MASSE CARBONATÉE

Le style des accidents discernés à la faveur des recouvrements affectant soit le Flysch, soit les Couches de passage au Flysch est de nature à expliquer que ce soit tout à fait exceptionnellement qu'on ait pu les observer dans la masse des carbonates. Dercourt et coll. (1976, fig. 5) en ont cependant donné une illustration et le massif du Klokova (fig. 27) en a fourni un second exemple ; ces deux cas ne correspondent cependant qu'à des accidents de faible importance, que seul leur style permet d'assimiler à ceux du sommet des carbonates.

Fig. 65. - Esquisse structurale du N du Péloponnèse.

Légende - GT : série de Gavrovo-Tripolitza (p : Phyllades, c : carbonates mésozoïques, paléocènes et éocènes) ; I : série Ionienne (e : évaporites, c : carbonates) ; F : Flysch sommital des séries précédentes ; PO : nappe du Pinde-Olonos ; d : formations discordantes superficielles ; E : écaillages ou décollements. L'encadré de l'angle supérieur droit repère le cadre de l'esquisse par rapport aux coupures de la carte à 1/50 000 (voir fig. 5) ; les segments AA', BB', CC' situent les coupes de la figure 66.

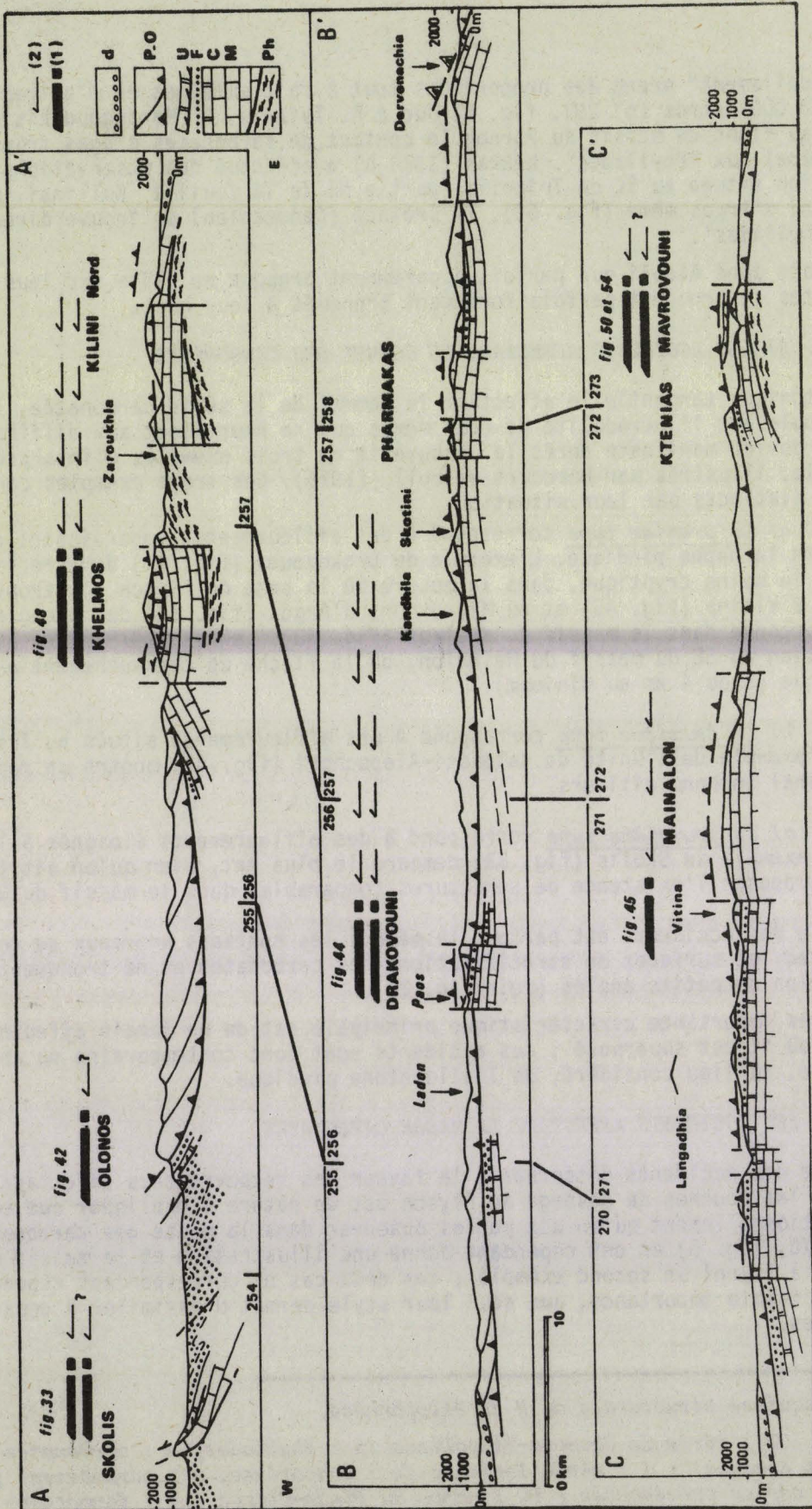


Fig. 66. -

505
LILLE

Aucun accident de grande ampleur n'est encore connu au sein des masses carbonatées ; mais il est vrai que jusqu'à présent ils ne furent pas recherchés dans les séries de faciès monotone, toujours pauvres en fossiles du Domaine de Tripolitza, à défaut d'un outil stratigraphique adapté, qui reste encore à créer pour la plus grande partie des sédiments du Trias à la fin du Crétacé inférieur.

On ne saurait donc admettre leur existence qu'au regard de la théorie d'ensemble qui sera présentée ci-dessous ; il nous faudra cependant au préalable envisager les phases de déformations susceptibles d'avoir produit les manifestations connues.

B) INTERPRETATION D'ENSEMBLE

La signification qu'on peut accorder aux lames chevauchantes découpées dans l'autochtone relatif (Gayrovo-Tripolitza) de la nappe pindique est décisive pour l'interprétation d'ensemble.

On ne saurait attribuer des chevauchements à une phase postérieure à la mise en place de la nappe pindique : le matériel pindique n'est jamais recouvert par son autochtone relatif.

Le caractère pelliculaire des plus grandes unités chevauchantes et l'existence là où les observations sont possibles, à l'E de chaque unité (ou empilement d'unités) de régions où la partie sommitale des carbonates n'est pas conservée (parfois sous la nappe pindique : Skotini), c'est-à-dire susceptibles de correspondre à la patrie de ces unités (fig. 66) peut suggérer que ces lames furent arrachées à l'autochtone par le passage de la nappe pindique. Pourtant les faits suivants ne sont pas en faveur d'une telle genèse :

- les écaillages de l'autochtone relatif sont connus aussi bien sous la nappe que loin à l'avant (Skolis) de son front tectonique (Olonos) ;
- certaines unités (Kaloussi-Alépkhori, Vitina, Mavrovouni) portent un manteau de Flysch : les décollements ne sont pas localisés aux surfaces de discontinuité lithologique ;
- les unités carbonatées connues ne recouvrent pas les formations de type wildflysch (voir Quatrième Partie) renfermant des débris mêlés de l'autochtone relatif (Tripolitza) et de l'allochtone (pindique) qui devaient se déposer à l'avant de la nappe : ces unités n'étaient pas traînées à la semelle de la nappe. L'exemple de l'Unité du Megdhovas n'est pas de nature à démentir l'ensemble des observations ; sa constitution indique qu'elle doit être d'origine très interne (bord oriental du Domaine de Tripolitza), c'est-à-dire qu'intégrée très tôt à la semelle pindique, elle s'est comportée comme cette nappe et a surmonté comme le reste de la nappe les formations wildflysch déposées à son front au cours de sa progression.

Ces lames chevauchantes seraient donc le résultat d'une structuration propre aux séries de (Gayrovo)-Tripolitza, antérieure à l'arrivée de la nappe pindique en chaque lieu considéré.

Ces phénomènes seraient attribuables à une première phase de structuration. Il en résulterait la constitution d'un ensemble composite comprenant l'allochtone pindique superposé aux séries de (Gayrovo)-Tripolitza, écaillées dans leur masse ; les différentes parties de cet ensemble ne verraient plus par la suite leur limite déformée par des contraintes tangentielles.

Fig. 66. - Coupes structurales au N du Péloponnèse (situées fig. 65).

Légende - Ph : Série des "Phyllades" ; M : carbonates mésozoïques de Tripolitza ; C : carbonates paléocènes et éocènes de Tripolitza ; F : Flysch ; U : Unité de carbonates "déplacée" ; PO : nappe du Pinde-Olonos ; d : formations discordantes superficielles. La présence reconnue (ou très vraisemblable au Khelmos) d'unités constituées de matériel tripolitziien "déplacé" est figurée par un segment épais sombre (1) précédé à l'E de flèches (2) indiquant la possible patrie de ces unités. On a repéré sur les coupes les limites des feuilles 1/50 000 situées sur la figure 65.

La limite inférieure de cet ensemble (limite carbonates-"Phyllades" de Tripolitza), indentée à la suite de l'écaillage précédent serait, au cours de la phase de charriage de la nappe de Gavrovo-Tripolitza sur la série Ionienne (deuxième phase), affectée par des glissements propres à provoquer les troncatures des carbonates.

Cette succession de phénomènes trouverait sa cohérence dans une migration vers l'extérieur de la chaîne des effets d'une compression initiée, pour ce qui nous concerne, au niveau du bassin pindique et selon la séquence suivante :

- les formations pindiques, d'abord structurées "en place", déborderaient tectoniquement leur limite occidentale ;
- la nappe pindique s'avancerait sur un autochtone qui, subissant l'effet des mêmes compressions, s'écaillerait progressivement d'E en W, serait peu à peu recouvert d'abord par les produits de destruction du matériel de ses propres écailles plus internes et de la nappe pindique (wildflysch), puis par la nappe pindique elle-même ;
- le nouvel ensemble (Tripolitza-nappe pindique) chevaucherait la partie orientale des régions où venait de se déposer un Flysch puissant (Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie - voir Cinquième Partie) à partir du moment où l'effet des compressions atteint la "limite de rupture potentielle" fixée par la subsidence différentielle mésozoïque entre Tripolitza et Gavrovo ;
- ce chevauchement serait interrompu au moment où l'effet des compressions atteindrait la masse du Domaine de Gavrovo, augmenté de son Flysch, se désolidarisant (après une structuration propre préalable ?), à la faveur du jeu d'une limite potentielle de rupture de la série Ionienne, puis la charriant largement ;
- le nouvel allochtone aurait subi des troncatures à sa base.

Cette chronologie relative semble pouvoir rendre compte de la plupart des structures observées ou vraisemblables, au moins là où l'allochtonie est importante, au niveau du Péloponnèse. Il nous faudra, avant de tenter de matérialiser ces étapes, établir une chronologie "absolue" et affermir quelques points seulement évoqués ici :

- les modalités et les étapes de la constitution de l'ensemble (Tripolitza-nappe pindique) demandent à être établies (Quatrième Partie) ;
- les conditions de dépôt des Flyschs dans les diverses zones, susceptibles de témoigner de la migration des effets de la compression envisagée, doivent être précisées (Cinquième Partie) ;
- la structure propre de la nappe pindique doit être analysée (Sixième Partie) ; il nous suffisait de noter implicitement que cette nappe était homogène et ne renfermait pas de matériel étranger dans ses écailles.

QUATRIEME PARTIE
L'UNITE DU MEGDHOVAS
ET LES FORMATIONS DE TYPE WILDFLYSCH
SITUEES SOUS LA NAPPE PINDIQUE

CHAPITRE I : L'UNITE DU MEGDHOVAS.....	p. 207
I. - LES AFFLEUREMENTS SIGNIFICATIFS.....	p. 207
II. - AUTRES AFFLEUREMENTS.....	p. 214
III. - VUE D'ENSEMBLE SUR L'UNITE DU MEGDHOVAS ; SIGNIFICATION.....	p. 216
IV. - TECTONIQUE.....	p. 219
 CHAPITRE II : AFFLEUREMENTS DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL PRESENTANT DES ANALOGIES AVEC CEUX DE L'UNITE DU MEGDHOVAS.....	 p. 220
 CHAPITRE III : TENTATIVE DE SYNTHESE.....	 p. 223
I. - COMPATIBILITE DES OBSERVATIONS EFFECTUEES EN GRECE CONTINENTALE ET EN PELOPONNESE.....	 p. 223
II. - SIGNIFICATION DE L'UNITE DU MEGDHOVAS.....	p. 223

QUATRIÈME PARTIE
 L'UNITÉ DU MEGDHOVAS
 ET LES FORMATIONS DE TYPE WILDFLYSCH
 SITUÉES SOUS LA NAPPE PINDIQUE

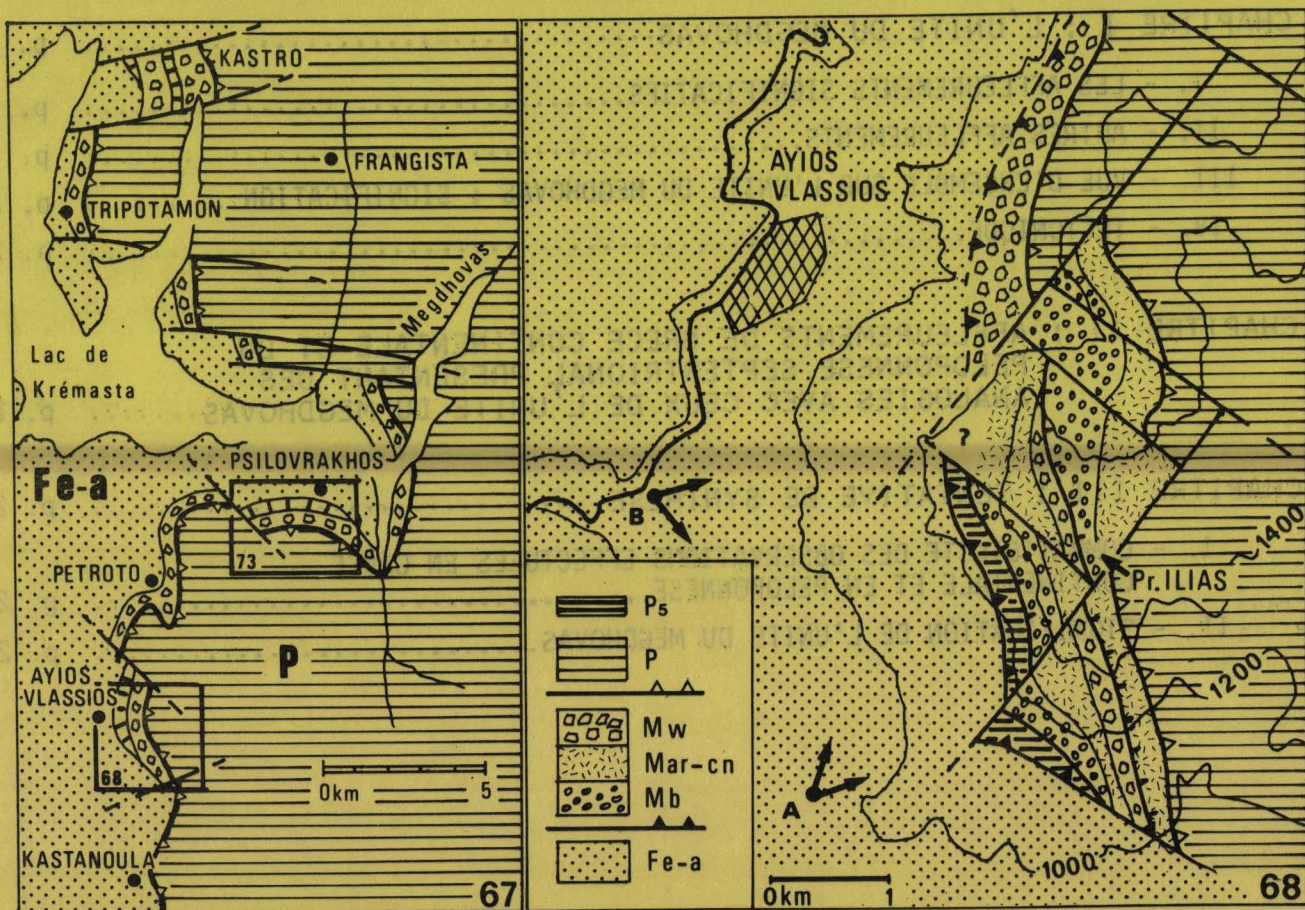


Fig. 67. - Extension des affleurements de l'Unité du Megdovas au front de la nappe du Pinde-Olonos sur le territoire de la feuille 1/50 000 Frangista.

Le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarmanie (Fe-a) et la nappe du Pinde-Olonos (P) sont représentés par les mêmes figurés que sur la figure 68. Le Flysch de l'Unité du Megdovas est représenté par des polygones irréguliers ; les lames carbonatées associées (Ayios Vlassios, Psilovrakhos, Kastro) sont schématiquement individualisées. Les secteurs encadrés sont détaillés sur les figures 68 et 73.

Fig. 68. - Carte schématique des affleurements du Profiti-Ilias d'Ayios Vlassios (région située fig. 67).

Fe-a : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarmanie ; Mb : roches effusives ; Mar-cn : calcaires ammonitico-rosso et calcaires néritiques ; Mw : Flysch du Megdovas ; P : série de la nappe pindique ; P 5 : calcaires pélagiques maastrichtiens (= Couches de passage au Flysch). La localité A correspond à un point de vue (également situé fig. 69 a et 72) d'où l'on observe le panorama de la figure 70. La localité B correspond au point de vue d'où l'on observe le panorama de la figure 72.

BUS
LILLE

L'UNITE DU MEGDHOVAS
ET LES FORMATIONS DE TYPE WILDFLYSCH
SITUEES SOUS LA NAPPE PINDIQUE

Il existe en plusieurs régions, sous la nappe du Pinde-Olonos et reposant sur des termes variés de l'autochtone relatif, des formations chaotiques constituées de blocs de dimensions, de formes et d'origines variées pris dans une matrice schisteuse sombre, dépourvue généralement de stratification ; je nommerai ces formations "wildflysch" au sens de Caron (1966), bien que des termes de signification génétique particulière puissent leur être appliqués.

C'est en Péloponnèse que de telles formations furent découvertes et étudiées (De Wever, 1975, 1976 b ; Lekkas, 1979) ; leurs évidentes ressemblances et leur identité de position avec le "Flysch du Megdhovas" (Fleury, 1976) observé au front de la nappe pindique en Grèce continentale justifient qu'on les examine simultanément.

Je commencerai par l'examen de la formation de Grèce continentale, dont on connaît le substratum et qui représente un cas limite, posant l'ensemble des questions relatives à ces diverses formations.

CHAPITRE I : L'UNITE DU MEGDHOVAS

J'ai ainsi dénommé (Fleury, 1976), sur le territoire couvert par la feuille 1/50 000 Frangista, un ensemble cohérent de formations dépourvues de claires affinités avec celles de la nappe du Pinde-Olonos qui les recouvrent. L'analyse qui suit montre qu'on peut y distinguer les termes suivants, de bas en haut :

- des roches effusives (Mb) ;
- un ensemble carbonaté (Calcaires d'Ayios Vlassios - Mar-cn) constitué de deux parties :
 - un niveau basal de faciès ammonitico-rosso (Mar) ;
 - une masse de calcaires néritiques (Mcn) ;
- un ensemble détritique (Mw), de faciès flysch à sa base parfois, de faciès wildflysch en général.

I. - LES AFFLEUREMENTS SIGNIFICATIFS

Bien que les formations détritiques de type wildflysch (Mw) constituent un liseré presque continu au front de la nappe pindique (fig. 67), les affleurements où elles se trouvent liées à leur substratum ne sont qu'au nombre de deux ; nous les examinerons en détail.

A) L'AFFLEUREMENT D'AYIOS VLASSIOS (FALAISE DU PROFITI-ILIAS)

Située immédiatement au SE du village d'Ayios Vlassios et bien visible depuis le bas pays de Flysch qui s'étend à l'W, la falaise du Profiti Ilias offre d'excellentes conditions d'observations dans sa partie méridionale, où elle est en proie à l'érosion. On observe, de son pied à son sommet (fig. 68 à 72) :

1) *LE FLYSCH DU SYNCLINAL D'EPIRE-AKARNANIE* (Fea), autochtone relatif, ici attribuable à la couverture d'un substratum de type Gavrovo-Tripolitza. Il est localement pélito-gréseux, intercalé de passées conglomératiques à matrice pélitique ; les éléments bien arrondis sont en majorité attribuables au Gavrovo-Tripolitza (calcaires du Jurassique-Crétacé inférieur et de l'Eocène moyen ou supérieur, grès à Nummulites ; un élément de microdiorite quartzique a été observé). Près de là, entre Ayios Vlassios et Karamaneïka, ce Flysch est

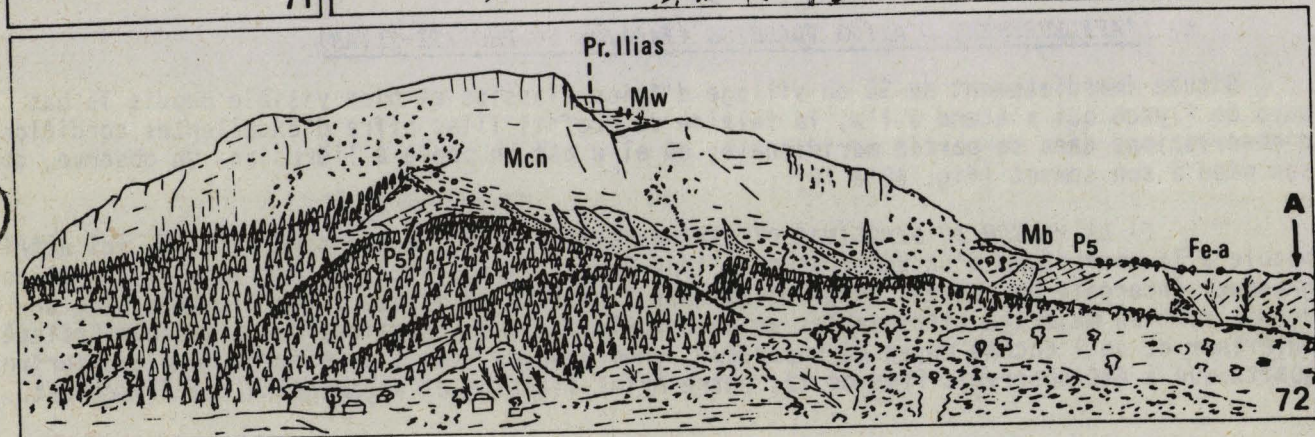
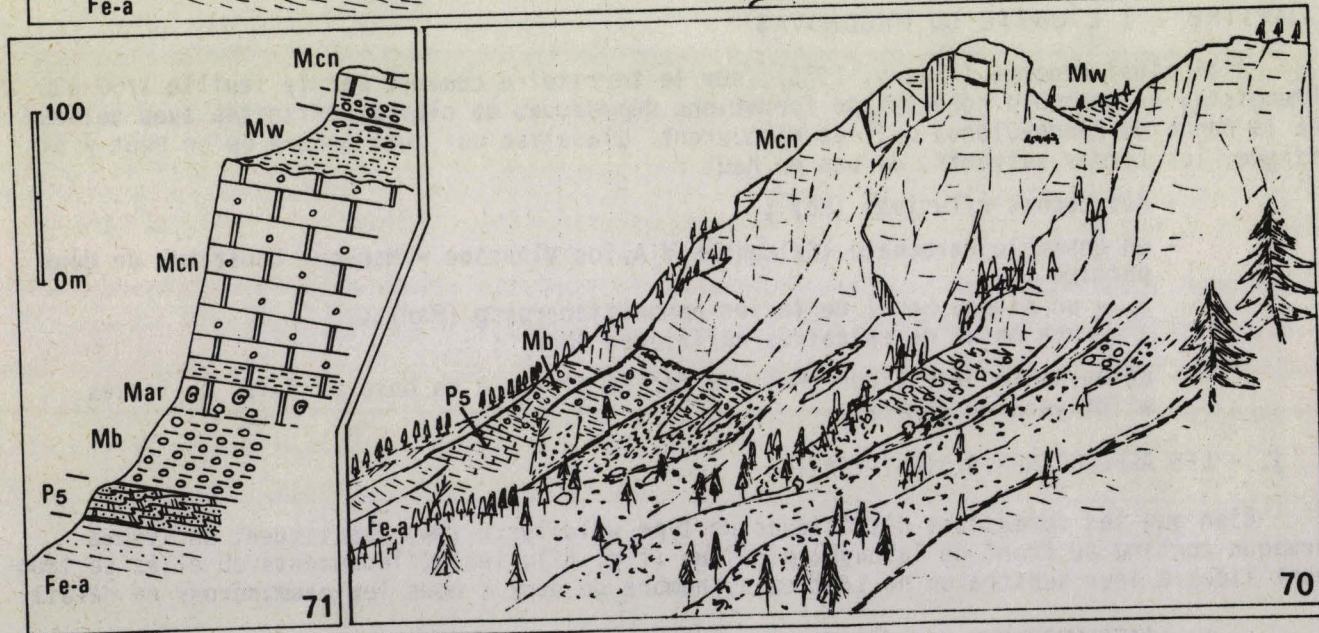
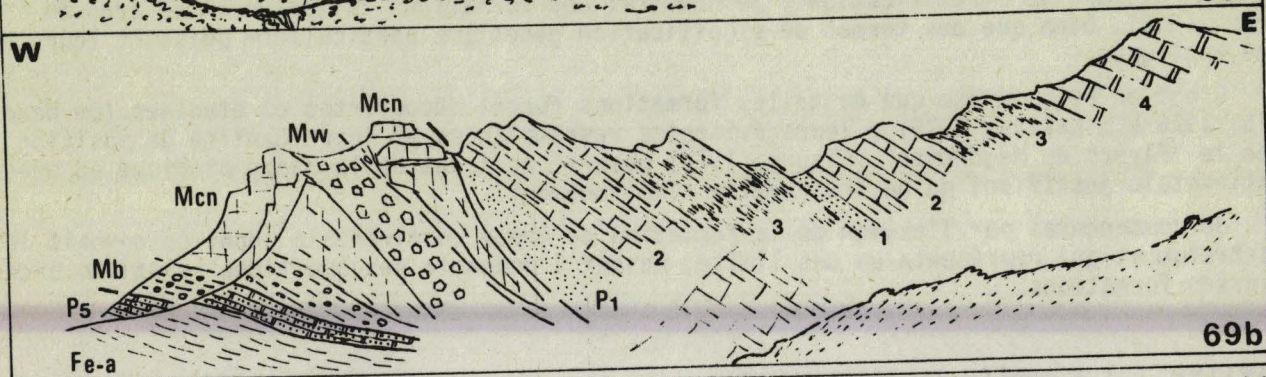
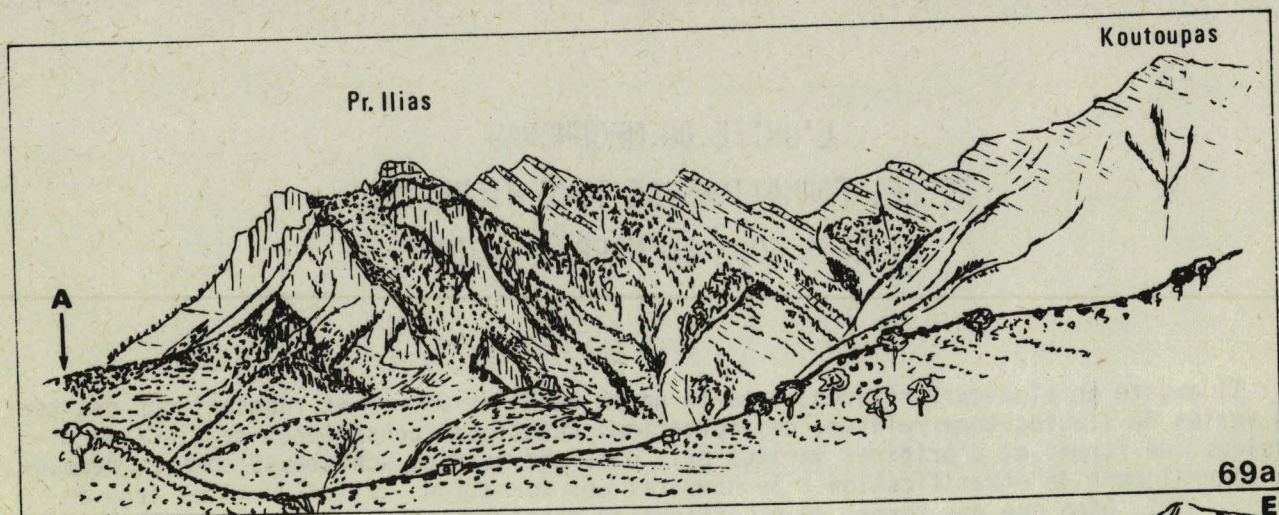


Fig. 69 à 72. -

daté de l'Oligocène (zone à *G. ampliapertura* de G. Bizon, soit "Oligocène 1" de la nomenclature qui sera adoptée dans la Cinquième partie de ce texte).

2) UNE LAME DE CALCAIRE EN PETITS BANCS (P 5), d'une puissance d'environ 30 m, recouvre très clairement en plusieurs points (fig. 70 et 72) le Flysch précédant. Ces calcaires, riches en *Globotruncana* (*Gt. mayaroensis*, *Gt. arca*, *Gt. gr. stuarti*, *Racemiguembelina fructicosa*...) du Maastrichtien terminal, intercalés de marnes et de lits siliceux sombres, évoquent très précisément les Couches de passage au Flysch pindiques.

3) UN ENSEMBLE DE ROCHES EFFUSIVES (Mb), clairement superposé à la lame précédente, se signale par ses teintes vertes et rouges. L'affleurement du pied de la falaise, d'une épaisseur voisine de 50 m, est peu accessible ; seuls des blocs écroulés sont directement observables.

Les mêmes roches affleurent longuement dans un ravin situé plus au N, qu'emprunte le sentier montant d'Ayios Vlassios à la chapelle (Pr. Ilias) située au sommet de la falaise. On y observe dans de bonnes conditions des masses de roches effusives en pillow-lavas et des brèches hyaloclastiques. Pour J. Terry, qui a examiné les lames de quatre échantillons, il s'agit "de laves vésiculeuses comportant des spilites à pseudomorphoses d'olivine et de laves à caractère basaltique plus prononcé, se traduisant par une forte teneur en ferromagnésiens (olivines et pyroxènes) et par la préservation de nombreux cristaux zonés de plagioclases nettement calciques (coeur de labrador)". Ces roches présentent de grandes ressemblances avec celles du "complexe volcanique triasique" du Pinde septentrional (Terry, 1972) et celles -datées du Trias- du Péloponnèse (De Wever, 1975, 1976 b).

4) UNE MASSE CARBONATEE (Mar-cn), constituant la plus grande partie de la falaise vive, qui n'est directement accessible en aucun point. On distingue clairement à distance que la partie basale (environ 20 m) en est constituée de niveaux de couleur rose, alors que la plus grande partie en est gris-clair. On se trouve réduit à examiner les blocs rocheux écroulés au pied de la falaise.

a) Les blocs de couleur rose (Mar)

Il s'agit de calcaires noduleux roses riches par place en encroûtements rouge-sombre, ferrugineux et/ou manganésifères. Les nodules sont constitués de faciès micritiques à Radiolaires, petits Foraminifères (Nodosariidés) ou à Lamellibranches et Ostracodes ; quelques rares sections d'Ammonoidés ont été observées. Il s'agit donc d'un faciès "Ammonitico-rosso".

Fig. 69 à 72. - Les affleurements de la falaise du Profiti Ilias d'Ayios Vlassios.

Légende commune. Fe-a : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; Mb : roches effusives ; Mar : calcaires ammonitico-rosso ; Men : calcaires néritiques ; Mw : Flysch du Megdhovas. P : série de la nappe pindique ; P 1 : Détritique triasique ; P 2 : Calcaires de Drimos ; P 3 : Radiolarites s.l. ; P 4 : Calcaires en plaquettes ; P 5 : Couches de passage au Flysch (même numérotation et même figuré que dans la Sixième Partie de ce texte).

Fig. 69. - Panorama (69 a) sur la falaise du Profiti Ilias d'Ayios Vlassios et sur la ligne de crête aboutissant au sommet Koutoupas, depuis le SW du Pr. Ilias (environs de Kastanoula). Interprétation (69 b) négligeant les accidents sub-verticaux qui recoupent selon plusieurs directions les masses calcaires.

Fig. 70. - Vue rapprochée de la falaise du Pr. Ilias depuis le point A situé sur les figures 68, 69 a et 72.

Fig. 71. - Coupe schématique de la falaise. On a individualisé entre Mar et Men, l'horizon de calcaires massifs à Halobiidae dans sa position présumée.

Fig. 72. - Panorama sur la falaise du Pr. Ilias depuis l'W (point d'observation situé en B sur la figure 68).

Plusieurs des blocs observés renferment des petits éléments d'une roche effusive apparemment identique à celles du pied de la falaise. On peut donc admettre que, remaniées à la base de l'Ammonitico-rosso, les roches effusives en constituent le substratum normal.

Deux échantillons ont fourni des associations de Conodontes :

- l'un d'eux, renfermant des débris de roche effusive a livré (détermination G. Kauffmann) : *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huck.), *H. (M.) spengleri* (Huck.), *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (Huck.), indiquant l'intervalle Scythien terminal-Carnien moyen.

Un nouveau dégagement a fourni en outre à B. Vrielynck, *Anastrophognathus saggitalis* Bender de l'Anisien.

- Un autre a livré (dét. G. Kauffmann) *G. tethydis* et *H. pectiniformis* ; un nouveau dégagement a permis à B. Vrielynck d'observer en outre *Neohindeodella triassica zieglerei* (Mosher) caractérisant l'intervalle Ladinien-Carnien moyen.

b) Des blocs de calcaires à Halobies (?)

Il s'agit de blocs de calcaire clair, très massif, très riche en tests évoquant des Halobies. Je suppose que d'âge encore triasique, ce calcaire provient d'un horizon intermédiaire entre celui de l'Ammonitico-rosso et celui des calcaires supérieurs. Une recherche de Conodontes a été négative.

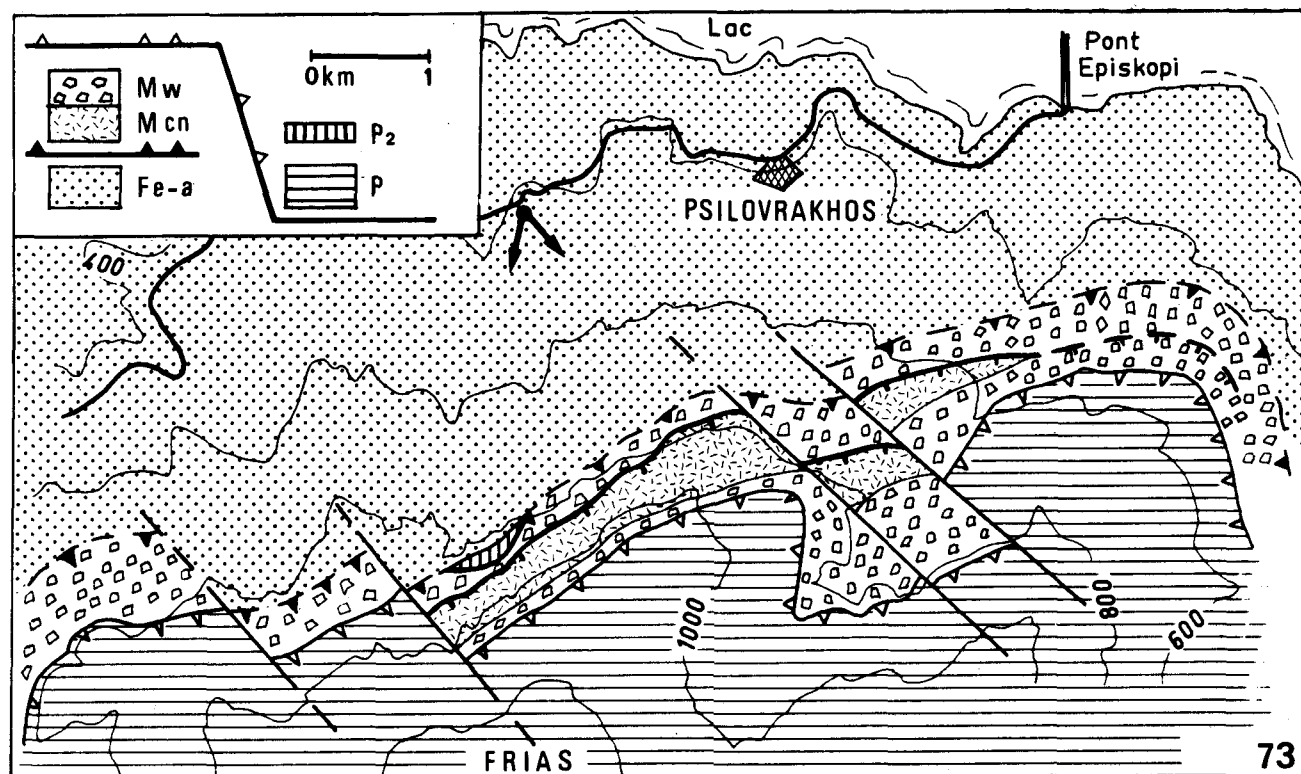


Fig. 73. - Carte schématique des affleurements de la falaise de Psilovrakhos (région située fig. 67).

Fe-a : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; Mcn : calcaires néritiques (liasiques) ; Mw : Flysch du Megdhovas. P : série de la nappe pindique ; P 2 : Calcaires de Drimos (triasiques).

c) Des blocs de calcaires massifs gris-clair (Mcn)

Ces blocs sont en majorité et correspondent vraisemblablement aux faciès représentés dans la plus grande partie de la falaise. Ils sont constitués de calcaires clairs en bancs massifs, de faciès néritique. Des échantillons, au nombre d'une vingtaine, provenant de grands blocs -donc probablement issus de la falaise elle-même- ont été étudiés. Il s'agit de calcaires fréquemment fenestrés, parfois riches en pelletoides (et rares oolites dispersées), à Gastéropodes et Algues Udotéacées. Ils rappellent très précisément par leur faciès les calcaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Massif du Gavrovo, mais rien ne permet de les dater ; on supposera qu'ils soient d'âge triasique et/ou liasique. Ceux qui sont accessibles au sommet de la falaise, de même faciès, ne donnent pas plus d'indications. J'ai cependant observé, à l'extrémité méridionale de l'affleurement, dans la masse calcaire la plus occidentale (fig. 68), des sections de grands Lamellibranches évoquant des Mégalodontes, ce qui serait de nature à confirmer la datation proposée.

5) LES FORMATIONS DETRITIQUES (Mw) sont accessibles au sommet de la falaise ; leurs relations avec les calcaires ne sont visibles que sur quelques m², à l'extrême rebord de la falaise.

- A leur extrême base, des calcaires argileux rouges et jaunes recouvrent la surface du calcaire et en renferment de petits éléments anguleux. Le contact est irrégulier : les calcaires argileux remplissent des cavités de dimensions décimétriques creusées dans les calcaires ; l'absence de froissement permet également d'admettre que le contact correspond à une superposition sédimentaire non modifiée par la tectonique.

Les calcaires argileux renferment une microfaune planctonique assez bien conservée où se trouvent :

- *Globorotalia aragonensis* Nuttal (voir pl. X, 19 à 22) et *Globigerina senni* (Beckmann) dont l'association caractérise un intervalle comprenant les zones à *Gr. aragonensis* - *Globigerinatheka subconglobata* (Eocène inférieur élevé et partie inférieure de l'Eocène moyen, selon Stainforth et coll., 1975 - voir fig. 9) ;

- *Globorotalia pseudotopilensis* Subbotina (voir pl. X, 14 à 18) citée depuis la zone à *Gr. pseudomenardii* jusqu'à la zone à *Gr. aragonensis* (Paléocène supérieur et Eocène inférieur p.p., selon Stainforth et coll., 1975 - voir fig. 9).

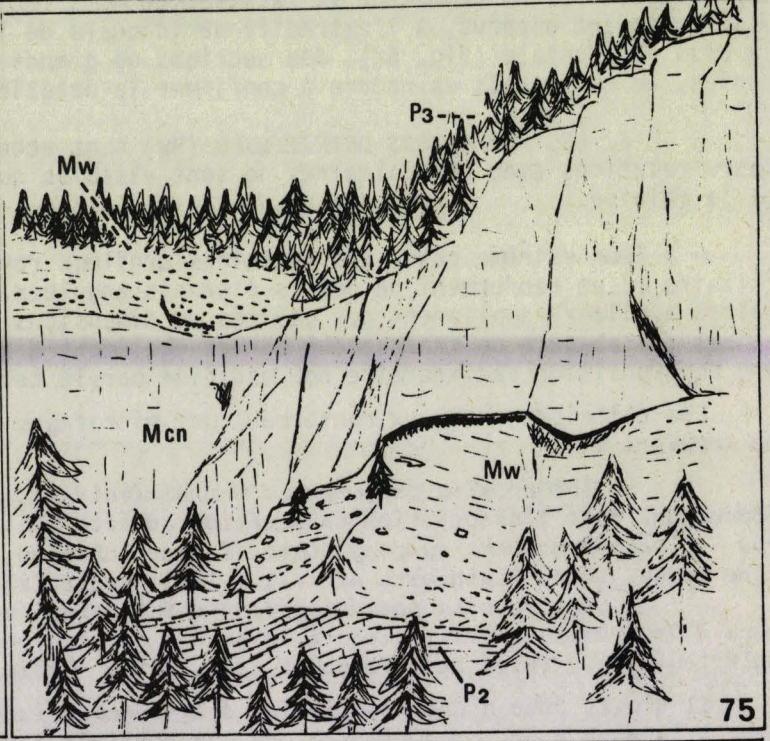
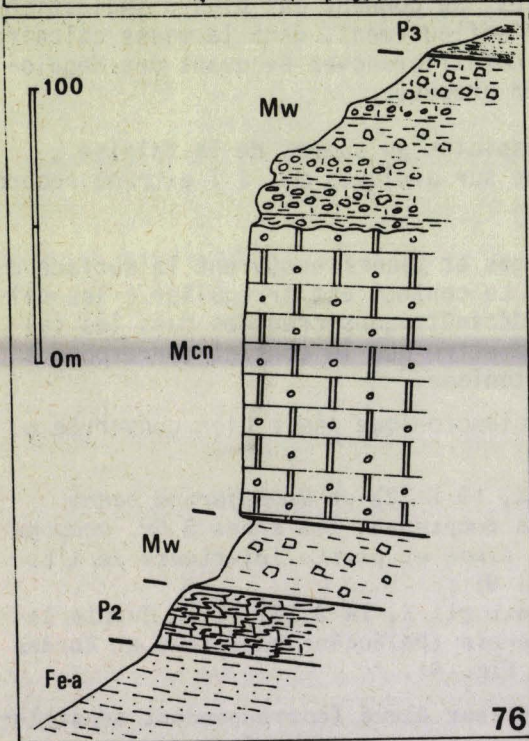
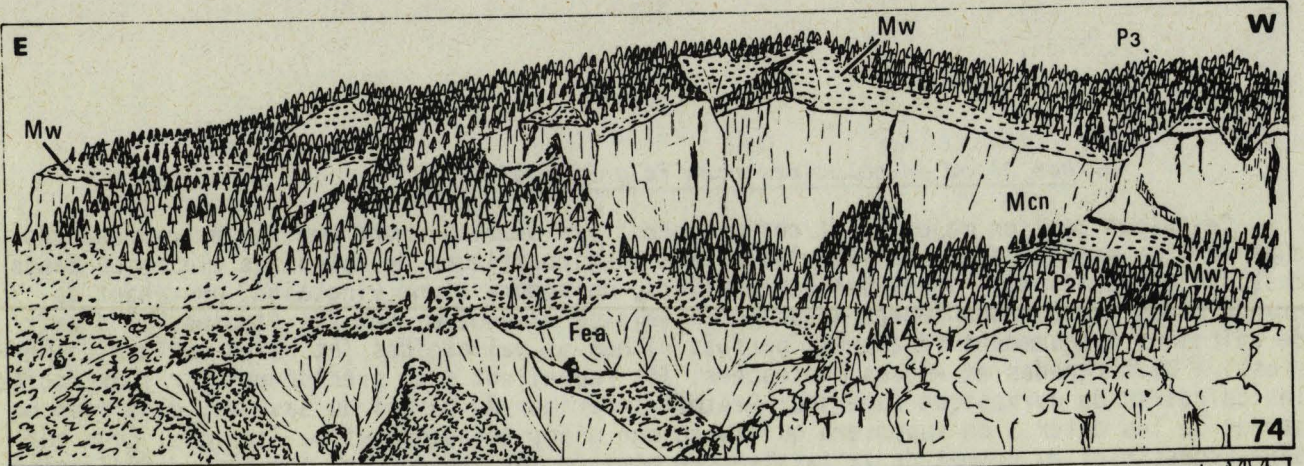
Il s'agit donc d'une association d'âge éocène inférieur élevé (correspondant sensiblement à la zone à *Gr. aragonensis*), ce que confirme l'absence de tout représentant des genres *Hantkenina* et *Globigerinatheka*.

- Une alternance grésopélitique (environ 30 m) de type flysch surmonte les marno-calcaires. Quelques passées conglomératiques livrent des éléments constitués d'une brèche calcaire et quartzreuse à débris d'Alvéolines et Nummulitidés (dont *Cuvillierina* ?).

6) UNE UNITE SUPERPOSEE

Des roches effusives comparables aux précédentes (Mb) reposent sur le détritique par l'intermédiaire d'un contact vraisemblablement plat mais compliqué par de petits accidents sub-verticaux. Des calcaires néritiques clairs (Mcn) surmontent les roches effusives par l'intermédiaire d'un contact sub-horizontale (visible à la chapelle dédiée au Pr. Ilias) probablement tectonique (absence de Mar). Ces calcaires, peu épais (20 m) sont séparés abruptement des couches pindiques par un accident sub-vertical ; le recouvrement pindique est observable par ailleurs au S de la chapelle (fig. 68).

En résumé, l'Unité du Megdhovas, constituée de deux unités tectoniques distinctes (l'unité supérieure compliquée par des décollements internes) repose par l'intermédiaire d'une "écharde" pindique sur l'autochtone relatif et se trouve recouverte par la nappe pindique.



BUS
LILLE

Fig. 74 à 78. -

B) L'AFFLEUREMENT DU BORD MERIDIONAL DE LA DEMI-FENETRE DU MEGDHOVAS (FALAISE DE PSILOVRAKHOS)

Bien distincte des formations pindiques par le relief abrupte qu'elle détermine, la falaise de Psilovrakhos attire l'attention de l'observateur venant du N. Elle n'est pas plus accessible que la précédente mais les observations à son pied et à son sommet sont aisées et permettent d'en comprendre la signification (fig. 73 à 78).

Un sentier circulant près du pied de la falaise permet d'observer qu'un ensemble de faciès wildflysch (relativement pélitique, mais renfermant des blocs épars de faciès variés) se trouve topographiquement au-dessus du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie. Le contact de ces deux ensemble n'est clair que près de l'extrémité occidentale de la falaise où un excellent affleurement permet de noter la superposition suivante (fig. 75).

1) LE FLYSCH DU SYNCLINAL D'EPIRE-AKARNANIE (Fea).

2) UNE LAME DE CALCAIRES EN PETITS BANCS (P 2), d'une puissance de 20 à 30 m, riche en "filaments" formant des feutrages, très comparables à ceux qui constituent la partie triasique des Calcaires de Drimos pindiques. Ces calcaires passent clairement sous :

3) UN ENSEMBLE A DOMINANTE PELITIQUE (Mw) renfermant des blocs épars de tailles diverses (décimétriques en général) de faciès évoquant la série de Gavrovo-Tripolitza (calcaires éocènes à grands Foraminifères dont l'un a livré *Chapmanina gassinensis*). D'une puissance d'environ 20 m, cet ensemble est visiblement (à la faveur de surplombs) recouvert par la masse calcaire constituant la falaise, dont il est séparé par une surface tranchée, sub-horizontale.

4) LA MASSE CALCAIRE (Mcn) n'est pas accessible directement, constituant une falaise verticale d'une centaine de m de hauteur. On peut l'approcher vers son extrémité orientale, où de grands blocs presque en place peuvent être observés. Il s'agit d'un calcaire clair en bancs massifs, riche en Algues Udotéacées, Gastéropodes et ayant livré en plusieurs points des *Orbitopsella* (voir *Orbitopsella* sp., pl. I, 22) ; P. Bernier a pu déterminer localement *O. dubari* Hott., *Mayncina termieri* Hott., *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) et *P. elongatus* Praturlon du Lias moyen. La fréquence des structures fenestrées (parfois associées à des pisolites et des silts vadoses) souligne la très faible profondeur du milieu de dépôt de ces calcaires (milieux inter à supratidaux). *P. mediterraneus* a été observée en place au sommet de la falaise, au-dessus de laquelle vient :

Fig. 74 à 78. - Les affleurements de la falaise de Psilovrakhos.

Légende commune. Fe-a : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; Mcn : calcaires néritiques (liasiques) ; Mw : Flysch du Megdhovos. P : série de la nappe pindique ; P 2 : Calcaires de Drimos (triasiques) ; P 3 : Radiolarites s.l.

Fig. 74. - Vue d'ensemble depuis le N (point d'observation situé à l'W de Psilovrakhos, fig. 73).

Fig. 75. - Croquis de détail de la falaise depuis son pied (partie droite du croquis précédent). La brutale discontinuité apparente entre P 2 et Mw est due à l'existence d'un replat emprunté par un sentier.

Fig. 76. - Coupe schématique de la falaise.

Fig. 77. - Vue vers le NE depuis le sommet de la falaise (partie droite du croquis de la fig. 75), montrant le wildflysch (Mw) de faciès conglomératique reposant sur le sommet des calcaires liasiques (Cn). A l'arrière plan apparaît le lac de Kremasta, franchi par le pont Episkopi et le front pindique du bord oriental de la demi-fenêtre du Megdhovos.

Fig. 78. - Croquis de détail d'un affleurement du wildflysch sommital (faciès pélitiques à blocs) montrant la manière dont les blocs sont répartis dans la matrice pélitique.

5) UN NOUVEL ENSEMBLE DE TYPE WILDFLYSCH (Mw) dont la base (observable en quelques points, sur de petites surfaces, à l'extrême bord de la falaise) remplit des cavités creusées au sommet des calcaires.

La partie inférieure (30 m environ) du détritique est d'aspect conglomératique. Les éléments, assez bien arrondis dans l'ensemble, sont pris dans un ciment calcaréo-marneux. Certains de ces éléments - les plus nombreux - sont de type pindique (calcaires à *Globotruncana*, micrites litées). D'autres sont taillés dans des roches témoignant de remaniements antérieurs : brèches calcaires où voisinent des débris d'Alvéolines, Orthophragmines, Nummulitidés et *Cuneolina*, débris de micrites à *Globorotalia*, débris d'Orbitoïdes, débris de micrites à Pithonelles, débris de calcaires à *Cuneolina* et *Sellialveolina*, débris de micrites à *Salpingoporella*. Une passée marneuse proche de la base a livré une maigre microfaune mal conservée où sont cependant discernables des *Globigerinatheka* sp., indiquant un âge éocène moyen ou plus récent.

La partie supérieure du détritique est plus pélitique ; la matrice, apparemment azoïque, peut prendre une teinte rouge. Les éléments plus dispersés, souvent anguleux, semblent moins fréquemment d'origine pindique.

6) LA NAPPE PINDIQUE recouvre cet ensemble, représentée soit par les Calcaires de Drimos soit, localement, par les Radiolarites (P 3, fig. 74 et 75).

En résumé, l'Unité du Megdhovas serait encore constituée de deux unités tectoniques d'égale importance, comprises entre le Flysch autochtone relatif (dont elle est séparée par une "écharde" pindique) et la nappe pindique. On ne peut exclure, en toute rigueur, que la structure ne soit plus simple, dans la mesure où l'on admettrait que l'"écharde" pindique représente un "bloc" compris dans l'ensemble détritique, qui pourrait ainsi éventuellement constituer le sommet du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; la taille tout à fait singulière (mais sans doute exagérée sur la fig. 73) de l'"écharde" ne milite cependant pas en faveur d'une telle interprétation.

II. - AUTRES AFFLEUREMENTS SUSCEPTIBLES D'ECLAIRER LES PRECEDENTS

Les affleurements qui seront évoqués ne sont pas très expressifs en eux-mêmes, mais fournissent des indications complémentaires, pour autant qu'on admette les assimilations faciologiques proposées.

A) ROCHES EFFUSIVES (Mb)

Le territoire de la feuille Frangista ne les montre nulle part ailleurs que près d'Ayios Vlassios. Ces roches existent probablement au front de la nappe pindique, juste au S du bord méridional de la feuille : des blocs écroulés sont observables en contrebas de ce front, peu au S de Kastanoula (fig. 67).

B) CALCAIRES DE FACIES AMMONITICO-ROSSO (Mar)

1) A L'EXTREME S DE LA FEUILLE FRANGISTA, juste au S du village de Kastanoula, un grand ravin de direction E-W permet d'observer le contact direct de la nappe pindique (Détritique triasique) sur le Flysch pélitique autochtone relatif. Pourtant, en contrebas, dans le même ravin se trouvent de grands blocs (plus de 100 m³) de faciès ammonitico-rosso, relativement riches en Ammonoïdés, non dégageables sans techniques particulières. On peut supposer qu'il s'agit d'un témoin d'un recul récent du front pindique, sous lequel se trouvait une écharde de ce matériel, maintenant réduite à l'état de grands blocs écroulés.

Un échantillon de ce calcaire a livré des Conodontes de l'Anisien supérieur : *Gladiogondolella tethydis* (Huck.) et *Anastrophognathus saggitalis* Bender (détermination B. Vrielynck).

2) PLUS AU S, SUR LE TERRITOIRE DE LA FEUILLE THERMON, au N de Sitoména, de nombreux blocs du même faciès sont également observables en contrebas du front pindique. Plusieurs échantillons ont livré de riches associations de Conodontes (déterminées par B. Vrielynck) :

- du Carnien sommital-Norien basal, avec *Prionodina (C.) muelleri* (Tatge), *Neohindeodella triassica triassica* (Muller), *Chirodella dinodoïdes* (Tatge), *Ozarkodina tortilis* (Tatge), *Enantiognathus ziegléri* (Diebel), *Epigondolella diebelli* (Kozur et Mostler), *E. nodosa* (Hayashi), *E. permicra* (Hayashi) ;

- du Norien supérieur, avec *Epigondolella bidentata* (Mosher).

3) DANS L'ANGLE NW DE LA FEUILLE FRANGISTA, les grands blocs armant le massif de Kastro (voir fig. 67) et supposés, en raison des alignements N-S qu'ils présentent, constituer des écaillés au sein du wildflysch sont formés de calcaires roses, où cependant aucune Ammonite n'a été observée.

Un échantillon a livré des Conodontes du Norien supérieur : *Hindeodella (Metapriodontus) andrusovi* Kozur et Mostler, *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher), *Epigondolella bidentata* Mosher, *E. nodosa* (Hayashi) et *E. postera* (Kozur et Mostler).

C) CALCAIRES NÉRITIQUES CLAIRS (Men)

Un grand bloc affleure au sein du wildflysch au fond de la demi-fenêtre du Megdhovas (près du S terminal de Psilovrakhos, fig. 67). Relativement broyé, il a fourni des sections d'*Orbitopsella*. On peut le considérer comme la terminaison de la masse calcaire du bord S de la demi-fenêtre (barre de Psilovrakhos).

D) WILDFLYSCH (Mw)

Toujours caractérisé par ses blocs flottant dans une matrice pélitique, il affleure presque tout au long du front pindique, sans qu'ordinairement on puisse observer son contact avec le Flysch autochtone relatif. On observe en revanche clairement son recouvrement par la base de la nappe pindique en plusieurs points ; en particulier près des deux ponts par lesquels la route franchit les ravins descendant du front pindique près de Petroto (fig. 67). On décrira cet affleurement puis l'on donnera une vue globale des autres.

1) L'AFFLEUREMENT DE PETROTO-KHOUNI

La tranchée de la route a dégagé les affleurements les plus aisément observables ; on distingue :

- un faciès conglomératique bien cimenté (portant une église à toit rouge). Les éléments, anguleux à faiblement arrondis, sont de tailles et de natures très variées. Les blocs attribuables à une série de type pindique (micrites litées, jaspes à Radiolaires) ou à une série de type Gavrovo-Tripolitza (calcaires à Alvéolines et plancton) n'en sont pas absents, mais les blocs sont plus fréquemment taillés dans des grès à débris calcaires variés, ou des brèches calcaires (à quartz détritiques) à éléments variés (faciès planctoniques ou néritiques) où des Nummulites, des Orthophragmines et des *Grzybowski* sont observables ;

- un faciès pélitique gris-verdâtre à "passées" (lentilles ou blocs ?) rouges ou vertes. Les blocs épars, fréquemment polyédriques mais à bords émoussés, paraissent peu différents des précédents. On y a noté un fragment de micrite à débris de Rudistes et probable *Accordiella*.

Bien que parcouru de filonnets de calcite (comme le Flysch autochtone relatif proche), bien que les pérites aient parfois l'aspect écaillé et lustré, bien que des blocs soient limités par des surfaces striées, l'ensemble ne présente pas l'aspect d'une formation écaillée. Une stratification d'ensemble assez nette parfois, l'alignement des petits blocs dans certains lits, la manière dont les blocs décimétriques sont moulés par la matrice pélitique, la nature variée des blocs et leur aspect fréquemment émoussé semblent au contraire témoigner d'une structure sédimentaire à peine modifiée par des contraintes tectoniques.

2) VUE D'ENSEMBLE SUR LES AUTRES AFFLEUREMENTS

Découverts peu à peu au cours de l'avancement du lever de la feuille Frangista et longtemps énigmatiques, ces affleurements n'ont pas fait l'objet des observations nécessairement longues et détaillées qui permettraient de les éclairer précisément. On peut cependant faire un état provisoire de la nature des blocs observés.

Outre un unique petit bloc (décimétrique) de roche effusive observé en éboulis (donc de provenance incertaine) près de Psilovrakhos et des éléments gréseux assez fréquents, ces blocs se répartissent en trois grands types.

- Les uns proviennent d'une (ou plusieurs ?) série pélagique ; on a observé des calcaires à "filaments" (triasiques, probablement), des jaspes à Radiolaires et des micrites litées à Radiolaires ou à *Globotruncana*. Sans qu'il soit possible de s'en assurer, on tiendra pour probable qu'ils soient de provenance pindique.

- D'autres proviennent d'une (ou plusieurs ?) série néritique. Les blocs homogènes de faciès de ce type sont relativement rares et habituellement représentés par des calcaires à débris de Rudistes et à débris d'Alvéolines. Quelques gros blocs (plusieurs m³) calcaires, proches de Tripotamon (fig. 67) au S du Monastère Taternans, vers 400 m d'altitude, constituent une exception ; ils ont livré une riche association d'organismes benthoniques de l'Eocène supérieur (*Grzybowska*, *Chapmanina gassinensis*, *Fabiania cassis*, *Halcyardia minima*...) mêlés de débris de calcaires à Alvéolines et de rares quartz détritiques. Ils pourraient représenter un faciès de type Tripolitza, où l'on signale parfois des quartz détritiques dans les calcaires néritiques de cet âge.

- La plupart sont de nature composite. Ce sont des brèches calcaires, à éléments souvent jointifs, parfois cimentés par un grès calcareux et renfermant souvent, ce qui les rend caractéristiques, des petits débris verts, résultant de l'altération de roches éruptives. Les débris observés sont, outre ceux des catégories précédentes, très variés ; les débris d'origine pélagique sont constitués par des micrites à Pithonelles, Globigérines ou *Globorotalia* ; les débris d'origine néritique sont des micrites à Udotéacées, à *Salpingoporella* (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) des micrites fenestrées à Miliolidés, des micrites à Cunéolines, *Nezzazata* ou *Sellialveolina* (Crétacé "moyen"), des micrites à *Aeolisaccus*, à *Rhapydionina liburnica*, à Orbitoïdes, *Siderolites calcitrapoides* (Crétacé supérieur), des calcaires à Nummulites, Alvéolines, Algues Mélobésiées. Les plus récents fossiles observés sont des *Grzybowska*, d'âge éocène supérieur ; des *Chapmanina gassinensis*, qui pourraient en principe indiquer des âges plus récents, sont toujours associées à des faunes d'âge éocène moyen ou supérieur.

En bref, les blocs sont d'origines très variées. L'abondance relative des fragments témoignant d'un remaniement "au second degré" indique que le wildflysch résulte en partie de la destruction d'une première formation détritique, déjà hétérogène. On admettra par ailleurs, faute d'alternative vraisemblable, que les blocs de constitution homogène proviennent des séries du Pinde-Olonos et de Gavrovo-Tripolitza.

III. - VUE D'ENSEMBLE SUR L'UNITE DU MEGDHOVAS ; SIGNIFICATION

Pour autant qu'on admette la légitimité des assimilations entre faciès d'apparences identiques, on reconstitue la succession suivante, de bas en haut :

- Roches effusives (Mb) ;
- Calcaires ammonitico-rosso (Mar) ;
- Calcaires néritiques (Mcn) ;
- Détritique, de faciès wildflysch essentiellement (Mw).

A) ROCHES EFFUSIVES (Mb)

Epanchées en milieu aquatique, ces roches d'affinités basaltiques sont d'âge anisien (ou antérieur) en raison de leur remaniement à la base des calcaires ammonitico-rosso. A défaut d'analyse précise, leurs ressemblances avec les roches triasiques de type calco-alcalin mises en évidence en d'autres points (Pinde septentrional, Terry, 1972 ; Péloponnèse du N, De Wever, 1976 b) suggèrent leur appartenance à un vaste ensemble, témoin des distensions éotriasiques.

B) CALCAIRES AMMONITICO-ROSSO (Mar)

La superposition primaire de ce faciès aux roches effusives est attestée par le remaniement de celles-ci, précisément dans l'échantillon daté le plus ancien (anisien). Comme c'est habituel, ce faciès représente, pour une épaisseur relativement faible, une période de temps considérable puisqu'on y date l'Anisien, l'Anisien supérieur, l'intervalle Ladinien-Carnien moyen, le Carnien sommital-Norien basal, le Norien supérieur.

Ce dépôt de type pélagique (assuré ici par la présence de Radiolaires et d'Ammonites), caractérisant les rides de "type briançonnais" ou la périphérie des rides de "type Gavrovo" (Aubouin, 1964) serait localisé à des profondeurs notables, comprises entre plusieurs centaines et un millier de m pour Bernoulli (1972), entre 1 000 et 1 500 m pour Bosellini et Winterer (1975). On admet donc aisément que le domaine représenté corresponde à une transition de la plate-forme carbonatée de Gavrovo-Tripolitza (rappelons les faciès à laminites du Trias du Domaine de Tripolitza) à un domaine plus profond, qui serait celui du bassin pindique, dont on ne connaît pas directement l'histoire antérieure au Carnien, mais déjà différencié à cette époque. Rappelons en outre que ce sont des faciès de ce type qui surmontent directement le fond basaltique en bordure des Bahamas (Bernoulli, 1972).

Ce faciès traduit ordinairement (Aubouin, 1964 ; Bernoulli, 1972) un changement du régime sédimentaire dans le sens néritique à pélagique, c'est-à-dire un stade transitoire lors d'approfondissements. Il n'en est rien ici, puisque selon toute vraisemblance, en raison des conditions d'affleurement (falaise dépourvue de discontinuité visible), des calcaires néritiques succèdent à l'ammonitico-rosso. Le renversement de tendance ainsi marqué ne doit cependant pas surprendre, dans la mesure où le bassin pindique sera le théâtre d'un même phénomène : l'approfondissement traduit par le développement de la "passée jaspeuse" (faciès radiolaritique d'âge fini-triasique et/ou éoliasique) succédant aux calcaires triasiques connaîtra une rémission liasique marquée par le dépôt de nouveaux calcaires ; les apports carbonatés d'origine néritique dans le domaine pindique au Lias traduisent également une modification de la bordure du bassin, ici directement sensible.

C) CALCAIRES NÉRITIQUES (Mer)

Le passage continu de l'ammonitico-rosso aux calcaires néritiques n'est donc pas prouvé mais est rendu vraisemblable par l'examen du contexte. L'assimilation des deux masses carbonatées observées (Pr. Ilias d'Ayios Vlassios et Psilovrakhos) à un même ensemble ne résulte que de très évidentes analogies de faciès. Il n'est en particulier nullement certain que les deux masses soient exactement complémentaires puisque chacune portant son détritique en contact primaire, il est avéré qu'elles étaient indépendantes au moins à la fin de l'Eocène inférieur, avant le développement de la tectonique tangentielle.

Ces réserves exprimées, il reste que les deux masses calcaires, l'une du Trias terminal et/ou Lias inférieur (?), l'autre du Lias moyen (p.p.) présentent un même faciès, qu'on ne distinguerait pas de ceux du Jurassique terminal-Crétacé inférieur du Massif du Gavrovo.

On admettra donc que le domaine représenté ici fut, pendant une partie du Lias au moins, intégré à la plate-forme carbonatée de Gavrovo-Tripolitza. On vient de dire que cette expansion liasique du domaine néritique est compatible avec l'évolution décelée dans le bassin pindique.

D) DETRITIQUE (Mw)

Cet ensemble est discordant puisqu'il repose sur le Lias moyen daté d'une part (Psilovrakhos) et sur des niveaux non datés, de même faciès, dont il paraît extrêmement peu probable qu'ils soient de même âge d'autre part (Ayios Vlassios).

Trois faciès ont été observés :

1) UN FACIES DE TYPE FLYSCH GRESO-PELITIQUE, renfermant peu de blocs exotiques. Il s'agirait des niveaux les plus anciens (Eocène inférieur élevé), reposant directement sur les calcaires de la lame d'Ayios Vlassios.

Signalons qu'en quelques points (Massif de Tripotamon, demi-fenêtre de Petroto), un faciès grésopélitique a été observé à proximité des "pélites à blocs". Il fut attribué sur les cartes au Flysch du Megdhovas, mais je n'ai pas pu me convaincre qu'il ne puisse s'agir du Détritique triasique pindique mêlé tectoniquement à ce Flysch.

2) UN FACIES DE TYPE CONGLOMERATIQUE, riche en éléments de provenances variées, pris dans une matrice calcaréo-marneuse. A Psilovrakhos, ce faciès est directement superposé aux calcaires du Lias moyen ; il serait postérieur au précédent faciès (Eocène moyen ou plus récent).

On le connaît également en intercalation (sédimentaire ou tectonique ?) au sein du faciès suivant, à Petroto, où il a fourni des fossiles de l'Eocène supérieur (manifestement non en place).

3) UN FACIES DE "PELITES A BLOCS", auquel des passées d'apparence lenticulaire, rouges ou vertes donnent un aspect caractéristique. Ce faciès est le plus fréquemment représenté, il a fourni en plusieurs points des fossiles (remaniés) de l'Eocène supérieur, mais pas là où il se trouve en place sur son substratum (Psilovrakhos).

Ces trois faciès existent sûrement en position allochtone, là où ils sont superposés aux Calcaires néritiques. Le faciès conglomératique et essentiellement le faciès de pélites à blocs existent sûrement au contact direct du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; les affleurements ne sont jamais assez bons pour permettre de discerner la nature de ces contacts mais l'absence apparente de fossiles oligocènes dans les faciès wildflysch, comme la directe superposition des ensembles clairement allochtones (Couches de passage au Flysch pindiques puis Roches effusives de l'Unité du Megdhovas à Ayios Vlassios, puis nappe pindique plus au S) n'invitent pas à admettre que les wildflyschs puissent être autochtones. On a donc, sur les cartes, toujours représenté les formations de type wildflysch en situation allochtone et admis implicitement leur appartenance à l'Unité du Megdhovas, c'est-à-dire à un même substratum d'origine, constitué par les Calcaires néritiques.

Pourtant, le fait que les blocs homogènes attribuables à la série de Gavrovo-Tripolitza et les fossiles d'âge éocène supérieur n'aient été observés que dans les formations détritiques dépourvues de relations connues avec les Calcaires néritiques, ou chevauchées par eux, incite à concevoir que deux ensembles puissent se trouver ici confondus, rapprochés par la tectonique.

- Les formations détritiques superposées aux Calcaires néritiques (Ayios Vlassios, Psilovrakhos) seraient d'âge relativement ancien (éocène inférieur terminal et éocène moyen) et proviendraient d'une patrie relativement interne (celle des formations qu'elles surmontent).

- Les formations détritiques dépourvues de claires relations avec les Calcaires néritiques seraient d'âge -en partie ou en totalité ?- plus récent (éocène supérieur) ; le fait qu'elles puissent être chevauchées par les Calcaires néritiques (Psilovrakhos) et qu'elles puissent renfermer des blocs attribuables à la série de Gavrovo-Tripolitza laissent supposer qu'elles soient issues d'une patrie relativement plus externe.

On verra par la suite que cette distinction est cohérente avec la théorie tectono-sédimentaire développée à l'issue de l'examen de l'ensemble des affleurements.

IV. - TECTONIQUE

On vient de dire les incertitudes relatives à la position des ensembles de type wildflysch situés au contact immédiat du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie. Des arguments indirects seuls ont conduit à admettre en principe une allochtonie générale de ces ensembles. La position des pélites à blocs de la base de la falaise de Psilovrakhos (Mw, fig. 75), séparées du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie par une écharde pindique conforte cette hypothèse mais on ne peut exclure absolument que certains de ces ensembles ne soient en position normale au sommet du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie.

Des redoublements affectent certainement l'Unité du Megdhovas, comme en témoigne l'affleurement d'Ayios Vlassios où un ensemble (lui-même de structure complexe) sommital surmonte le wildflysch de l'Unité basale (fig. 71).

La situation de la lame de Psilovrakhos est très claire à la faveur de la demi-fenêtre du Megdhovas : la masse carbonatée se trouve à plusieurs km en arrière du front pindique, comprise entre le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie et la nappe pindique. La position de la lame d'Ayios Vlassios est moins extrême puisqu'elle disparaît assez rapidement vers le S, ce qui implique une situation en "coin" juste au front de la nappe. Les lames sont cependant superposées au Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie et sont clairement allochtones.

Il ne semble pas que ces lames participent à la structure écaillée de la nappe pindique, ni que dans l'ensemble les formations de type wildflysch accompagnantes ne se trouvent dans les bases d'écaillés pindiques même à proximité du front, ce qui souligne une indépendance fondamentale de l'Unité du Megdhovas par rapport à la structure interne propre à la nappe pindique.

Pourtant, on a noté que, à Psilovrakhos comme à Ayios Vlassios, des échardes pindiques se trouvent comprises entre le Flysch autochtone relatif et l'Unité du Megdhovas. Par ailleurs, près d'Ayios Yeoryios (voir fig. 147), un ensemble de type wildflysch participe à un anticlinal couché de la nappe pindique, ce qui signale que les deux allochtones ont subi de communes déformations (mineures ?) alors qu'ils étaient déjà liés.

Au total, affectée de redoublements qui lui sont propres, clairement allochtone, ne participant pas à la structure de détail de la nappe pindique mais par la suite déformée comme celle-ci, l'Unité du Megdhovas peut être considérée comme une entité originale, liée à la nappe pindique au cours de la mise en place de celle-ci, puis déformée comme elle par des mouvements tardifs.

CHAPITRE II : AFFLEUREMENTS DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL PRESENTANT DES ANALOGIES AVEC CEUX DE L'UNITE DU MEGDHOVAS

On examinera successivement, du N au S, les affleurements susceptibles d'éclairer l'extension ou la signification de l'Unité du Megdhovas.

I. - LES LAVES ET LES CALCAIRES DE PERISTERI

Cet affleurement a déjà été évoqué (Troisième partie, p.118 ; localité VII, fig. 11) ; il n'est pas possible de se prononcer à son sujet sinon pour indiquer qu'il n'existe pas d'impossibilité manifeste à ce qu'il représente un équivalent de l'Unité du Megdhovas.

- Les andésites et basaltes andésitiques d'âge ladinien (ou antérieur), selon Caron (1975), évoquent les laves d'Ayios Vlassios.

- Les "calcaires cristallins blancs, en bancs massifs"... dont... "certaines plages montrent encore une structure graveleuse" (Aubouin, 1959, p. 29-30), qui peuvent correspondre "soit à une brèche à éléments néritiques et à matrice de calcaire à Radiolaires, soit une micrite remaniée à nombreux débris bioclastiques" (Caron, 1975) ne constituent pas un exact équivalent des calcaires d'Ayios Vlassios mais les évoquent.

- La situation tectonique complexe de ces ensembles, au contact du "flysch Ionien" ou de diverses formations pindiques évoque également la position de l'Unité du Megdhovas.

- Enfin, l'existence aux environs de ces masses carbonatées, dans la vallée du Metsovitikos, de formations pélitiques rouges à blocs, d'apparence comparable à celle de pélites à blocs de la feuille Frangista constitue un autre indice.

Il reste que l'interprétation proposée par Caron (1975), admettant la mise en place de ces masses par éboulement d'un panneau d'origine néritique dans le sillon pindique au Crétacé inférieur, fondée sur des observations directes, doit prévaloir sur des impressions résultant de simples analogies.

II. - LES AFFLEUREMENTS DE FORMATIONS DE TYPE WILDFLYSCH AU FRONT DE LA NAPPE PINDIQUE, AU N DE LA FEUILLE FRANGISTA

Je signalerai simplement pour mémoire, l'existence de formations de type wildflysch présentant des ressemblances avec le Flysch du Megdhovas, tant par leur aspect que par leur situation au front de la nappe pindique.

- Dans la vallée du Metsovitikos, à l'W de Votonossi (voir Dercourt et coll., 1977, fig. 21, localité 4).

- Dans la demi-fenêtre de Theodoriana, déterminée par l'apophyse méridionale du Tsoumerka (voir fig. 84).

- Près de Pigaï (localité VIII, fig. 11).

Il s'agit d'affleurements que je n'ai observé que très rapidement et dont on ne peut pas exclure qu'ils soient autochtones, représentant le faciès sommital du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie. C'est d'ailleurs la conception des géologues de IGRS-IFP (1966, p. 130) qui intègrent aux Marnes de Potamia "un faciès de marnes rouges, dépourvues de microfaunes caractéristiques, mais renfermant un cortège de microfaunes remaniées de l'Eocène-Sénonien". Desprairies (*in* Dercourt et coll., 1977, p. 24) interprète de la même manière les affleurements de Votonossi.

III. - AU S DE LA GRECE CONTINENTALE

Mis à part les grands blocs (Roches effusives, calcaires ammonitico-rosso) écroulés signalés précédemment sous le front pindique, immédiatement au S de la feuille Frangista, il ne semble pas que de grands affleurements puissent correspondre à l'Unité du Megdhovas. A Nafpaktos, en particulier (voir fig. 92), rien ne s'intercale entre le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie et les formations pindiques.

IV. - A L'W DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL (DOMAINE DES ECAILLES DE LA NAPPE DU PINDE-OLONOS)

Rien n'évoque, au front même de la nappe, quelque équivalent possible de l'Unité du Megdovas. Des affleurements intéressants ont cependant été signalés à proximité de ce front.

A) A L'W DU MASSIF DU PANAKHAIKON (voir fig. 85)

Tsoflias (1969) a découvert de grands blocs (plusieurs dizaines de m³) dont la position précise n'a pas pu être décryptée en raison de recouvrements récents, mais qui peuvent appartenir à une base d'écaïlle proche du front pindique (Glafkos). Il s'agit :

- de tufs diabasiques ;
- de calcaires noduleux rouges renfermant des Ammonites carniennes.

Ces pointements montrent que la dualité triasique roches effusives-ammonitico-rosso correspond à un phénomène de grande ampleur.

B) ENTRE OLONOS ET KHELMOS

De Wever (1976 a, b) a mis en évidence l'existence d'une formation de type wildflysch ("Formation à blocs") tectoniquement laminée, en des positions très diverses dont témoignent les feuilles 1/50 000 Goumeron, Kertézi et Dhafni (n° 254, 255 et 266, fig. 85).

Les affleurements connus les plus occidentaux (feuille Goumeron et partie NW de la feuille Kertézi), souvent très riches en blocs constitués de roches éruptives, paraissent parfois liés à des bases d'écaïlles (en relation avec le Détritique triasique) mais les affleurements plus orientaux (quart SE de la feuille Kertézi et feuille Dhafni) sont de formes très diverses et montrent le contact de la Formation à blocs avec des niveaux très variés de la série de la nappe pindique, pourtant encore toute entière représentée dans ces régions. Les informations provenant de la partie occidentale des affleurements paraissent un peu contradictoires avec la conception acquise en Grèce continentale, selon laquelle les formations wildflysch ne participeraient pas directement aux écaïllages propres à la nappe pindique ; on notera cependant que l'association de la Formation à blocs aux bases d'écaïlles pindiques reste toujours très localisée et que les affleurements orientaux évoquent toujours des remontées de l'autochtone relatif, postérieures à la structuration et/ou le rabotage basal de l'allochtone pindique.

Quoi qu'il en soit, l'observation de la "Formation à blocs" dans ces régions très occidentales de la nappe pindique est importante en ce qu'elle montre que les ensembles de type wildflysch ne sont pas liés fondamentalement à la "Table d'Arcadie" plus orientale, où la série pindique est amputée de ses termes inférieurs.

V. - A L'E DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL (DOMAINE DE LA TABLE D'ARCADIE)

On doit de très éclairantes observations à De Wever (1975, 1976 a, b) et Lekkas (1977, 1978 b) sur les formations de type wildflysch situées entre l'autochtone relatif (Tripolitza) et l'allochtone pindique démunie de ses termes les plus anciens.

A) VERS LE N (FEUILLES 1/50 000 DHAFNI, n° 256 et KANDHILA, n° 257)

De Wever a observé de nombreux affleurements d'une formation constituée "d'argiles écaïlleuses dans lesquelles sont resédimentés des blocs de taille extrêmement variable et de nature diverse", située "fréquemment en lieu et place du flysch de Tripolitza sur lequel elle repose parfois". Il s'agit de la "Formation à blocs".

Les blocs, minutieusement observés en de nombreux points, se rapportent à 4 types :

- blocs de rapportant à la série de Tripolitza (calcaires néritiques éocènes, marno-calcaires rouges et verts renfermant *Gr. cerroazulensis* s.l.) ;

- blocs se rapportant à la série pindique (calcaires à "filaments" et Conodontes du Trias moyen et supérieur, calcaires à *Globotruncana*) ;
- blocs d'attribution douteuse (grès divers) ;
- blocs non attribuables à des séries connues :
 - roches éruptives variées : tufs andésitiques ou dacitiques à intercalations de calcaires triasiques, phénoandésites, basaltes ou basaltes ankaramitiques, diorites ;
 - roches sédimentaires : brèches calcaires hétérométriques, polygéniques, remaniant des éléments crétacés et éocènes.

Sans nier l'éventuel effet de déformations tectoniques, De Wever attribue une valeur d'olistostrome à la Formation à blocs. L'auteur ne pense pas avoir observé d'affleurement où cette formation repose normalement sur son substratum mais admet qu'il puisse s'agir d'une différenciation du Flysch de Tripolitza, formée au front de la nappe pindique et à ses dépens ; cette nappe aurait chevauché au cours de sa mise en place les produits de destruction de sa partie frontale.

B) VERS LE S (PELOPONNESE CENTRAL, AU S DE TRIPOLIS)

Lekkas (1979) a nommé "Formation de Paléochora" un ensemble de type wildflysch, dont les blocs de taille variable (jusqu'à 150 m³), soit monogéniques (calcaires éocènes de Tripolitza, calcaires triasiques ou crétacés pindiques, roches effusives : spilites et diabases) soit polygéniques (éléments crétacés et éocènes mêlés) "flottent" dans des pélites rouges et jaunes.

J'ai eu l'occasion d'observer, en compagnie de S. Lekkas, des éléments polygéniques où se trouvent compris des débris de roches dont la présence est inconnue et tout à fait improbable dans la série de Tripolitza affleurant en Péloponnèse septentrional. Il s'agit de biomicrites fenestrées à très nombreuses *Cuneolina* (Albien-Cénomaniens) et des faciès fenestrés à nombreuses grandes oolites fibro-radiées qui correspondent exactement à celles qui se trouvent dans le Jurassique terminal-Crétacé inférieur du Massif du Gavrovo (voir Bernier et Fleury, 1980, pl. 1, fig. 3).

Toujours située sous la nappe pindique, cette formation constituerait normalement la partie supérieure du Flysch de Tripolitza mais pourrait reposer directement en contact primaire discordant sur des niveaux variés des carbonates de Tripolitza, ou sur la partie inférieure du Flysch de Tripolitza, de faciès gréso-pélimitique.

Lekkas (1979) voit dans la Formation de Paléochora "un ensemble tectono-sédimentaire qui, se trouvant à l'avant de la nappe du Pinde, migrerait vers l'W et annonçait son arrivée", des secteurs émergés de la zone de Tripolitza, contre lesquels la nappe butait, fournissant des fragments qui se mêlaient aux débris provenant de la destruction de la nappe.

CHAPITRE III : TENTATIVE DE SYNTHÈSE

I. - COMPATIBILITÉ DES OBSERVATIONS EFFECTUÉES EN GRÈCE CONTINENTALE ET EN PÉLOPONNÈSE

Les divers termes de l'Unité du Megdhovas paraissent trouver des équivalents en Péloponnèse.

- Les roches effusives et l'ammonitico-rosso triasiques paraissent avoir leur équivalent en Péloponnèse septentrional, même s'il s'agit d'éléments -de grande taille- éventuellement inclus dans les formations de type wildflysch : roches éruptives datées du Trias au Drakovouni (localité XVIII, fig. 11) selon De Wever (1975), roches effusives et ammonitico-rosso triasique au Panakhaïkon, selon Tsoflias (1969). Il n'est pas indifférent que ces masses soient situées à la partie occidentale de la nappe pindique, comme l'Unité du Megdhovas, encore que paradoxalement, le front de cette nappe (Olonos) en paraisse dému- ni.

- Sa masse carbonatée principale (Calcaires néritiques, liasiques pour partie) aurait pour contrepartie la série carbonatée de (Gavrovo-) Tripolitza, à la différence près que les Calcaires néritiques de l'Unité du Megdhovas auraient subi une très importante érosion avant le dépôt des formations de type wildflysch.

- Son Flysch serait assimilable à la "Formation à blocs" et à la "Formation de Paléochora", tant par sa position que par son faciès wildflysch d'ensemble. On notera cependant que le Flysch de Grèce continentale est, en partie au moins, plus précoce et que les blocs de roches éruptives y sont rares ou même absents.

Les analogies existant entre les affleurements de Grèce continentale et du Péloponnèse paraissent plus significatives que les différences notées, qui peuvent trouver leur expli- cation : l'âge de l'initiation du phénomène serait lié à la position paléogéographique du substrat ; les différences de faciès ou de constitution seraient liées à la nature locale de l'allochtone, auquel il faudra admettre que des lames de l'autochtone relatif auront été intégrées. On admettra donc, à titre d'hypothèse de travail, que l'ensemble des Formations de type wildflysch, déposées sur un substrat de type Gavrovo-Tripolitza, préalablement dif- férencié par les effets de la tectonique, résultent d'un même phénomène migrant lié à la mise en place progressive de la nappe pindique.

II. - SIGNIFICATION DE L'UNITÉ DU MEGDHOVAS

Eclairée par les observations effectuées en Péloponnèse, l'Unité du Megdhovas peut prendre sa signification au regard des points suivants.

A) AU TRIAS INFÉRIEUR (ANISIEN p.p. OU ANTE-ANISIEN)

Les roches effusives marqueraient la période de distension responsable des différenciations paléogéographiques.

B) AU TRIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR

Le faciès ammonitico-rosso témoignerait d'un domaine de bathymétrie intermédiaire entre celle de la plate-forme carbonatée de Gavrovo-Tripolitza et celle du bassin pindique, dont la stabilité depuis l'Anisien (p.p.) jusqu'au Norien paraît remarquable.

C) AU LIAS

Les Calcaires néritiques indiqueraient que le domaine ait été intégré à la plate- forme carbonatée. On a dit que cette expansion de la plate-forme, au cours du Trias termi- nal ou du Lias inférieur, pour être singulière, trouve sa confirmation dans l'évolution des séries pindiques (voir Sixième partie).

D) DU LIAS A L'EOCENE INFERIEUR ELEVE

Aucune information directe n'est évidemment accessible pour cette période. Les phénomènes susceptibles d'expliquer l'absence (non dépôt, érosion ?) des sédiments de cette période sont multiples.

Parmi ceux qui sont connus, citons :

- le témoignage d'une importante phase de profonde érosion des calcaires de Tripolitza apporté par les conglomérats d'âge crétacé basal du Péloponnèse méridional (Conglomérats de Solinari, Bassoulet et coll., 1980) ;
- les mouvements d'âge fini-crétacé et paléocène discernés sur la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, principalement marqués à son bord occidental, mais dont on a trouvé des raisons de les soupçonner à son bord oriental, pourraient être ici marqués.

On peut encore envisager des phénomènes d'ordre plus général qui pourraient être :

- le résultat de subsidences différenciées du domaine néritique et du domaine pélagique, traduites par une instabilité de la région située à leur jointure ;
- le simple effet de la surcharge sédimentaire sur la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza au cours du Mésozoïque, dont résulterait un bombement de ses rebords (voir Boillot, 1979, p. 34-35) ;
- le résultat d'un phénomène apparemment mal connu et encore inexpliqué du type de celui qui est décrit par Flament-Lieffrig (1979) au large de l'Afrique (Bassin d'El Aaiun-Tarfaya) où une pente continentale fossilisée par le Miocène tronque abruptement des couches crétacées apparemment non déformées et non faillées.

Quoi qu'il en soit, l'absence de toute déformation d'ordre franchement tectonique dans les domaines adjacents jusque vers la fin de l'Eocène semble limiter à ces divers cas les possibilités d'explication de la discordance de l'Eocène inférieur élevé sur le Lias. Il s'agit dans tous les cas de phénomènes limités à des régions de bordures entre des domaines de signification très différente.

E) A L'EOCENE INFERIEUR ELEVE

L'existence d'un détritique d'âge éocène inférieur élevé implique qu'au moins une partie de l'Unité ait été entraînée à profondeur suffisante pour accueillir le dépôt des détritiques alors répandus dans le bassin pindique mais absents de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, ou que ce détritique ait commencé à déborder le bassin proprement dit.

L'âge éocène inférieur du détritique suggère en tout état de cause une situation intermédiaire du domaine qui le reçoit.

F) A L'EOCENE MOYEN ET SUPERIEUR

L'absence de datation précise et la probabilité de complications tectoniques rendent l'analyse difficile.

Pourtant, il paraît vraisemblable que ce soit dès l'Eocène moyen que des débris d'origine pindique sont scellés dans le wildflysch, ce qui n'est pas sans poser de redoutables questions puisque le Flysch pindique se déposerait encore à l'Eocène supérieur, au moins dans certaines parties (internes) du bassin ; il faudra en envisager, le moment venu, les conséquences relatives à la structuration pindique.

L'absence de tout fossile d'âge oligocène ou plus récent dans les formations de type wildflysch suggère que, pour l'essentiel au moins, leur dépôt se soit produit au cours de l'Eocène supérieur.

Les formations de type wildflysch appartenant en propre à l'Unité du Megdhovas (c'est-à-dire superposées au Calcaires néritiques) témoigneraient encore d'une position intermédiaire de leur région de dépôt. L'absence de fossiles de l'Eocène supérieur comme celle de blocs homogènes de type Gavrovo-Tripolitza indiquerait que ces wildflyschs se sont for-

més dès la première structuration des sédiments pindiques, alors que nulle partie du Gavrovo-Tripolitza n'était encore affectée. Les autres formations de type wildflysch, d'âge éocène supérieur (et/ou plus récent) témoignent au contraire que des portions du domaine néritique étaient la proie de l'érosion.

III. - CONCLUSION

L'Unité du Megdhovas constituerait le témoin d'un véritable domaine intermédiaire entre un domaine de plate-forme et un domaine de bassin, tel que celui que paraît impliquer l'exemple de la plate-forme des Bahamas présentant une limite très tranchée avec l'Océan. On ne peut concevoir que de telles limites soient compatibles avec des domaines d'interdigitation de faciès représentatifs des deux types de sédimentation si opposés et l'existence de brèches constituées de matériel d'origine néritique dans les domaines de sédimentation pélagique n'est jamais que le témoignage, plus ou moins lointain, de l'existence de ces limites tranchées, lorsque la différenciation est définitivement acquise.

La trace de la différenciation éotriasique - à vrai dire sans doute non limitée au domaine de transition - s'y trouve, cachetée par l'ammonitico-rosso, seul faciès reconnu qui puisse être considéré comme transitionnel, alors que la différenciation demeurerait faible. Le témoignage, au Lias, d'une expansion du domaine néritique est encore une trace de la position intermédiaire du domaine du Megdhovas, susceptible, à la faveur de fluctuations bathymétriques relativement faibles, de changer de signification. La lacune des sédiments du Lias à l'Eocène inférieur témoigne elle-même de phénomènes qu'en l'absence de manifestations franchement tectoniques, on peut situer dans des régions comprises à la jointure de domaines dont le fonctionnement est très différencié. L'âge éocène inférieur terminal des premiers dépôts détritiques déposés sur ce substrat évoque également une position intermédiaire entre le bassin et la plate-forme. Par la suite, le domaine est apparemment le siège précoce d'une sédimentation de type wildflysch témoignant d'une destruction des séries pindiques, indépendamment écaillées, puis son matériel se trouve intégré à la partie externe de l'alloch-tone pindique.

Il s'ensuit qu'une théorie d'ensemble peut être présentée, qu'illustre la figure 79. On a adopté les solutions graphiques les plus simples, en admettant un approfondissement du domaine pindique équivalent à la subsidence du domaine néritique, donc l'absence de tout mouvement important à la jointure des deux domaines au cours du Mésozoïque ; la discordance des détritiques éocènes est supposée être due à des mouvements d'âge intra-paléocènes symétriques de ceux qui ont été mis en évidence à la bordure occidentale du domaine néritique.

L'histoire du domaine du Megdhovas est schématisée en 7 stades.

- Stade 1 - Trias supérieur

A la suite de la distension éotriasique, le domaine se trouve dès l'Anisien et jusqu'au Norien dans une situation bathymétrique intermédiaire entre le domaine néritique (Tripolitza) et le domaine pélagique (Pinde-Olonos), où l'on suppose que des roches effusives se sont épanchées jusqu'au Ladinien, avant le dépôt du Détritique triasique (carnien) et des calcaires à Halobies du Norien.

- Stade 2 - Lias

Un phénomène, qu'on interprétera comme une fluctuation bathymétrique d'ensemble (voir Sixième Partie), produit l'expansion des faciès néritiques sur le domaine du Megdhovas, qui se trouve ainsi intégré à la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza. Le domaine pindique est le siège, après un furtif épisode radiolaritique (limite Trias-Lias), d'une sédimentation calcaire, additionnée de débris carbonatés témoignant de la modification du domaine marginal.

- Stade 3 - Crétacé terminal (Campanien)

La limite tranchée entre les 2 domaines a induit le développement de brèches constituées de matériel néritique à la bordure occidentale du domaine pélagique (Pinde-Olonos externe), en l'absence toutefois de modification importante du caractère de la limite pendant la période précédente.

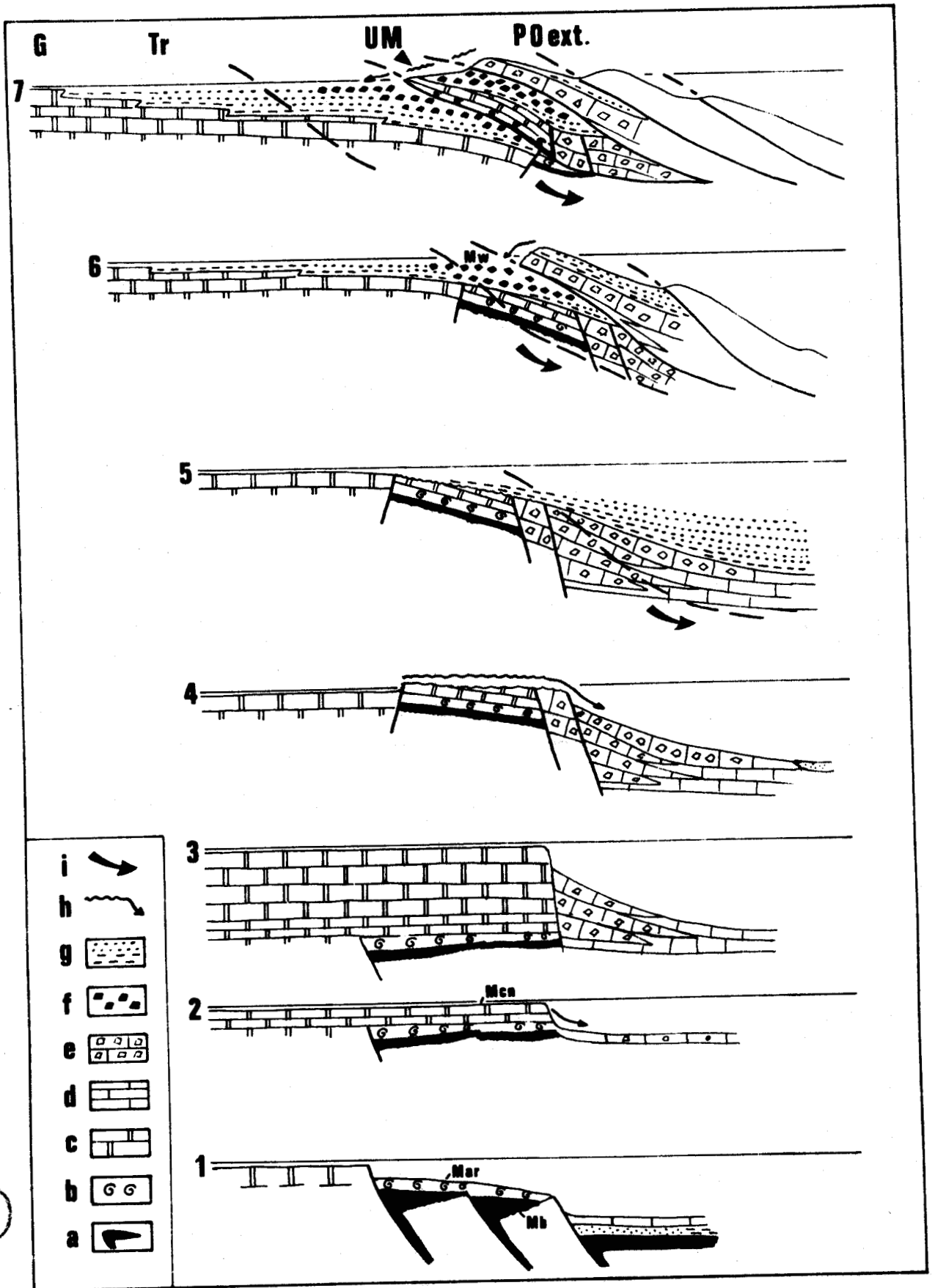


fig. 7a. -

- Stade 4 - Paléocène

On admet que, symétriquement à ce qui a été mis en évidence au bord occidental de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza à cette époque (voir fig. 61), des horsts bordiers sont la proie de l'érosion et alimentent la sédimentation bréchique paléocène connue dans le Pinde-Olonos externe (Caron, 1975) ; le Flysch est installé dans le domaine pindique axial.

- Stade 5 - Eocène inférieur

Le domaine du Megdhovas, profondément érodé, est gagné par la sédimentation détritique, soit en raison d'une subsidence propre, soit en raison du simple débordement du bassin pindique en cours de remplissage.

- Stade 6 - Eocène moyen

Le mouvement relatif des deux grands domaines (sous-charriage du domaine néritique ?) provoque la subsidence du domaine du Megdhovas et de la partie interne du domaine néritique ; une première structuration du domaine pélagique fournit un matériel bréchique constituant les sédiments de type wildflysch du domaine du Megdhovas.

- Stade 7 - Eocène supérieur

Les contraintes précédemment initiées se développent, la partie interne du domaine néritique (Tripolitza) est subsidente et se trouve envahie par le Flysch ; le domaine du Megdhovas se trouve à son tour écaillé puis entraîné à la semelle du matériel pindique constituant maintenant une nappe ; l'ensemble fournit un matériel hétérogène constituant les wildflyschs déposés à l'avant de cet allochtone, qui les recouvrira progressivement.

Cette théorie paraît rendre compte de la plus grande partie des faits observés et se trouve cohérente avec les hypothèses présentées sur la structuration de la zone de Gavrovo-Tripolitza.

Un point demeure cependant obscur, qui ne peut être éclairé que par une hypothèse complémentaire. La présence notée dans les wildflyschs d'éléments néritiques inconnus - et vraisemblablement absents - de la série de Tripolitza affleurant actuellement en Péloponnèse (*Sellialveolina* dans le wildflysch lié aux Calcaires néritiques de l'Unité du Megdhovas, faciès fenestrés à oolites d'eau calme dans la Formation de Paléochora, pour ne citer que les exemples les plus caractéristiques) mais connus dans le Domaine de Gavrovo est très intrigante. L'explication la plus simple consiste à admettre une répartition symétrique des faciès de type Gavrovo, de part et d'autre du Domaine de Tripolitza ; une théorie admettant la situation para-autochtone de l'Unité du Megdhovas (c'est-à-dire consistant à placer le domaine du Megdhovas à la jointure des Domaines de Gavrovo et de Tripolitza) serait en mesure d'expliquer ce fait, mais ne rendrait pas compte de la plupart des observations et ne serait de toutes manières pas susceptible d'expliquer la présence de ces éléments en Péloponnèse central.

Fig. 79. - Schématisation des principales étapes de la constitution de l'Unité du Megdhovas. Commentaire dans le texte.

Légende - a : roches effusives ; b : Ammonitico-rosso ; c : calcaires néritiques ; d : sédiments pélagiques ; e : brèches carbonatées additionnées aux sédiments pélagiques ; f : formations de type wildflysch ; g : grès et pélites ; h : érosion et apports bréchiques ; i : mouvements supposés (résultante donnée au stade suivant). PO ext. : Pinde-Olonos externe ; UM : Unité du Megdhovas ; Tr : Tripolitza ; G : Gavrovo (Mb, Mar, Mcn, Mw : même symbolique que dans le texte et les figures précédentes).

CINQUIEME PARTIE
LES FLYSCHS DES ZONES EXTERNES

CHAPITRE I : LES QUESTIONS LIEES A LA NOMENCLATURE CHRONOLOGIQUE.....	p. 231
I. - SUR LA LIMITE EOCENE-OLIGOCENE.....	p. 231
II. - SUR LA NOMENCLATURE CHRONOLOGIQUE ADOPTEE POUR L'OLIGO-MIOCENE...	p. 233
CHAPITRE II : LES "COUCHES DE PASSAGE" DES SERIES CALCAIRES AU FLYSCH.....	p. 234
I. - LE FACIES DES "COUCHES DE PASSAGE".....	p. 234
II. - AGE.....	p. 234
III. - SIGNIFICATION.....	p. 235
CHAPITRE III : HISTOIRE DE LA SEDIMENTATION PRE- ET SYN-OROGENIQUE.....	p. 236
I. - LE FLYSCH DU SYNCLINAL D'EPIRE-AKARNANIE ET SON EQUIVALENT EN PELOPONNESE.....	p. 236
II. - LE FLYSCH DE TRIPOLITZA.....	p. 241
CHAPITRE IV : CONCLUSIONS ET PREMIER APERCU SUR LA SIGNIFICATION DES FORMATIONS DETRITIQUES DES ZONES EXTERNES.....	p. 243

LES FLYSCHS DES ZONES EXTERNES

La subdivision des zones isopiques fondée sur le détail du caractère des séries carbonatées mésozoïques n'a plus de signification lorsque la sédimentation détritique -le Flysch- s'installe. Il s'agit en effet de la conséquence de phénomènes d'ordre géodynamique nouveaux, qui ne respectent plus (ou seulement en partie) la logique de l'organisation paléogéographique précédente.

C'est l'une des raisons pour lesquelles on a cru devoir distinguer les "zones externes" au sens strict, présentant un Flysch tardif (finiéocène, oligocène) des "zones intermédiaires" présentant, outre le témoignage des phénomènes affectant les "zones internes" au cours du Mésozoïque, des Flyschs apparaissant près de la limite Crétacé-Paléocène. Seuls les Flyschs des zones externes s.s. nous préoccuperont pour l'instant. Nous verrons qu'ils ne présentent pas l'homogénéité qu'on pourrait attendre dans un ensemble aussi restreint, mais qu'ils permettent de décrypter le détail du développement de la phase de tectogenèse de cette partie de la chaîne. Ce qui justifie que bien que n'ayant effectué aucune étude personnelle de ces formations, je ne puisse concevoir de ne pas en traiter, d'une manière aussi synthétique que possible mais assez détaillée pour que leur signification apparaisse clairement.

Après avoir préalablement précisé le langage chronologique, dont la compréhension des phénomènes à l'échelle de la chaîne dépend directement, on envisagera les modalités de l'installation des Flyschs puis leur développement au cours de l'Oligo-Miocène.

CHAPITRE I : LES QUESTIONS LIEES A LA NOMENCLATURE CHRONOLOGIQUE

On ne peut évoquer l'histoire des Flyschs sans préciser la signification des concepts d'ordre stratigraphique qui seront utilisés. La zonation par les Foraminifères planctoniques, essentielle à notre propos, est en effet l'objet de très précises études qui amélioreraient constamment la qualité des datations. La contrepartie en est que les conceptions évoluent, les mots changent de signification : on ne peut pas admettre sans consulter le détail des listes de faunes que deux termes attribués à l'"Oligocène" par exemple à dix années d'intervalle soient de même âge. Il nous faut donc rapporter à une terminologie cohérente les informations éparses et discuter de leur signification.

I. - SUR LA LIMITE EOCENE-OLIGOCENE

La question est importante pour notre propos et doit être dissociée de celle des périodes postérieures dans la mesure où c'est aux alentours de cette limite que se situe l'apparition des Flyschs externes.

On a admis et on continuera d'admettre par la suite que la disparition de *Globorotalia cerroazulensis* s.l. (c'est la dénomination adoptée par Stainforth et coll., 1975, que je substitue dans ce travail à "*Gr. gr. cerroazulensis*" précédemment utilisée) et des genres *Hantkenina* et *Cribrorhantkenina* coïncide avec la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. C'est le fondement du découpage adopté par Stainforth et coll. (1975), qui ne se trouvent nullement isolés dans cette position, que partage G. Bizon (*in* Bizon et Thiébault, 1974). Quel que soit l'intérêt des types, dans quelque discipline que ce soit, nos "coupures" doivent en effet correspondre à des phénomènes généraux, si possible susceptibles de se produire "au même moment" dans une partie du monde au moins, et dans un éventail de conditions aussi large que possible. C'est l'avantage de la "coupure" adoptée.

<i>Stainforth et coll., 1975</i>		<i>IGRS-IFP, 1966</i>		<i>Nomenclature adoptée</i>	
15	MIOCENE	moyen	Gr. siakensis	Gr. mayeri	NEOGENE DISCORDANT
			Gr. fohsi lobata-robusta	Gr. fohsi barisanensis	
			Gr. fohsi fohsi		
			Gr. f. peripheroronda		
	20	inférieur	P. glomerosa	G. triloba	MIOCENE INFERIEUR 2
			G. insueta	G. dehiscens	
			C. stainforthi	G. dissimilis/ Myogypsina	
			C. dissimilis		
			Gr. kugleri	G. dissimilis	
			Gg. ciproensis		
25	OLIGOCENE		Gr. opima opima	Gr. opima opima	MIOCENE INFERIEUR 1/ OLIGOCENE 3
			Gr. opima opima	Gr. opima opima	OLIGOCENE 2
			Gg. ampliapertura	Gg. sellii	OLIGOCENE 1
30					
35			Ca. chipolensis/ P. micra	Gg. ampliapertura	
	EOC.		Gr. cerro- azulensis s.l.	EOC.	EOCENE SUPERIEUR

BUS
LILLE

Fig. 80. -

Il reste que l'étude des régions d'Italie du N montre que, par exemple, *Gr. cerroazulensis* s.l. n'atteint probablement pas le sommet du Priabonien. Ainsi Cita (1969) proposait-elle une "zone à *Gg. gortanii* ou correspondant" pour caractériser le sommet de l'étage priabonien. Par ailleurs, il n'est nullement certain que l'extinction de genres tels que *Pellatispira* ou les Orthophragmines soit exactement synchrones de la coupure fixée par le plancton (la disparition de ces genres benthoniques serait plus tardive, en Italie comme dans nos sédiments, que celle de *Gr. cerroazulensis* s.l.).

Un petit intervalle d'incertitude existe donc, correspondant au recouvrement des champs de répartition du benthos "éocène supérieur", bien représenté au sommet des séries calcaires (*Pellatispira*...) et du plancton "oligocène" (Globigérinidés, en l'absence de *Gr. cerroazulensis* s.l. et *Hantkenina*), abondant à l'extrême base du Flysch.

La coupure fondée sur le plancton s'impose cependant, tant en raison de son caractère général que pour des particularités "locales" : le plancton étant généralement abondant à la base du Flysch, et souvent présent au sommet des calcaires permet un meilleur contrôle que le benthos dont la disparition est manifestement liée à celle des calcaires.

II. - SUR LA NOMENCLATURE CHRONOLOGIQUE ADOPTÉE POUR L'OLIGO-MIOCÈNE

En fonction des progrès constants portant sur les biozonations et les attributions chronologiques, il convient d'adopter un système de traduction permettant de lire les diverses nomenclatures. Il s'agit en fait d'un exercice relativement simple dans la mesure où les divers langages sont parfaitement définis, ce qui est le cas présenté par les documents à notre disposition. On proposera un autre langage, qui n'a d'autre ambition que de rendre facilement accessibles les pages qui suivent.

La figure 80 résume les relations entre la nomenclature adoptée par IGRS-IFP (1966) dans le document fondamental qui sera utilisé, les attributions chronologiques admises par Stainforth et coll. (1975), et la nomenclature simplifiée adoptée ci-dessous. On la commentera rapidement ; on nommera :

- "Oligocène 1" : la période de temps correspondant aux zones à *Gg. ampliapertura* et *Gg. sellii* ("Eocène supérieur et Oligocène de faciès flysch") de IGRS-IFP (1966) et aux zones à *Cassigerinella chipolensis/Pseudohastigerina micra* et à *Gg. ampliapertura* de Stainforth et coll. (1975).

NB : Il n'y a pas lieu de s'étonner du fait que la même espèce (*Gg. ampliapertura*) puisse caractériser des zones manifestement non synchrones : chacune correspond à une partie du champ de répartition de l'espèce (apparue dès l'Eocène supérieur) ; en Grèce, G. Bizon n'a pas pu utiliser la dénomination "classique" de la première zone de l'Oligocène *C. chipolensis/P. micra* en raison de l'absence du premier de ces co-marqueurs. Il n'y a nulle ambiguïté si l'on remonte aux définitions.

- "Oligocène 2" : la période de temps correspondant à la zone à *Gr. opima opima* ("Aquitaniens inférieurs") de IGRS-IFP et à la même zone de Stainforth et coll.

- "Oligocène 3"-Miocène inférieur 1" : la période de temps correspondant à la zone à *Globigerinita dissimilis* (sous le "Burdigalien") de IGRS-IFP, et aux zones à *Gg. ciproensis* et *Gr. kugleri* de Stainforth et coll.

- "Miocène inférieur 2" : la période de temps correspondant aux zones à *G. dissimilis/Myogypsina*, à *Globoquadrina dehiscens* et à *Globigerinoides triloba* ("Burdigalien") de IGRS-IFP et aux zones à *Catapsydrax dissimilis*, à *C. stainforthi*, à *Globigerinatella insueta* et à *Praeorbulina glomerata* de Stainforth et coll.

Fig. 80. - Echelle adoptée dans ce texte (colonne de droite) pour la nomenclature des couches oligocènes et néogènes.

La relation entre les deux échelles de référence est effectuée par l'intermédiaire de la zonation de Bolli (1957), citée par Stainforth et coll., 1975 (fig. 15) et IGRS-IFP, 1966 (fig. 50).

CHAPITRE II : LES "COUCHES DE PASSAGE" DES SERIES CALCAIRES AU FLYSCH

On a précédemment traité en plusieurs occasions de ce point, dont une vue d'ensemble a été donnée (p. 175). On a vu qu'on pouvait en déduire un critère de distinction entre Domaine de Tripolitza et Domaine de Gavrovo. On est plus démuni pour distinguer ce dernier du domaine correspondant à la zone Ionienne, l'invasion des pélites de la base du Flysch paraissant synchrone dans l'ensemble.

I. - LE FACIES DES "COUCHES DE PASSAGE"

La notion de "Couches de passage" des calcaires au Flysch est tout à fait fondamentale pour la compréhension de la signification de l'invasion du Flysch. Pour être moins développée que dans d'autres domaines (Pinde-Olonos par exemple), cette entité est très caractéristique et très répandue : on peut la définir par les caractères suivants :

- *Apparition de microfaunes planctoniques* au sommet des calcaires néritiques, dans des régions où l'on n'a jamais décelé d'influences planctoniques jusqu'alors. C'est ordinairement un peu avant l'apparition du plancton que l'on note l'abondance des Algues Mélobésiées, des Bryozoaires, parfois de petits Madrépores, toujours rares ou absents dans la masse des calcaires. Cette intime variation du faciès calcaire est d'autant plus remarquable qu'elle est hétérochrone (à l'Eocène moyen ou supérieur en Tripolitza, près de la limite Eocène-Oligocène en Gavrovo et en Tripolitza) et partout répandue.

- *Apparition de pélites*, souvent jaunes et calcareuses à la base, riches en plancton, dépourvues de quartz détritiques à la base, puis peu à peu plus grises, plus argileuses, plus pauvres en faunes, se chargeant en quartz détritiques. Cette évolution du caractère des pélites est également hétérochrone ; elle serait plus lente en zone Ionienne, où souvent les "marnes" de base sont assez épaisses.

- *Intrication plus ou moins complexe des deux faciès* : le type le plus habituel est simple ; on observe un ou deux bancs calcaires renfermant souvent benthos et plancton mêlés en proportions diverses, intercalés à la base des pélites, renfermant elles-mêmes souvent encore quelques éléments benthoniques. C'est le cas ordinaire en Gavrovo, en zone Ionienne (plusieurs bancs calcaires souvent, pélites rouges parfois) et parfois en Tripolitza.

Le type le plus ordinaire en Tripolitza est plus complexe : lentilles pélitiques dans les calcaires, lentilles calcaires dans les pélites s'observent, comme le remaniement de l'un des faciès dans l'autre ("faciès conglomératiques"). On en a discuté à propos des affleurements du Mavrovouni d'Argos (p. 153-154).

En résumé, ces trois caractères, ordinairement associés, témoignent d'une sédimentation continue dans un contexte qui évolue rapidement sous des contraintes extérieures.

Certes, des cas particuliers peuvent se présenter (voir p. 175), toujours localisés cependant et l'on peut dire que dans le contexte de l'histoire passée (au Paléocène-Eocène) de la plate-forme et au moment du passage de la sédimentation néritique à la sédimentation profonde qui suivra, ce serait une homogénéité d'ensemble qui serait surprenante.

II. - AGE

La question est simple, du moins à l'échelle de l'ensemble des domaines concernés. Le détail en est certainement plus complexe et il paraît probable que des études de détail seraient de nature à nuancer notre propos. Pour l'instant, on distinguera :

- *Un domaine oriental*, où les pélites de base sont toujours antérieures à la disparition de *Gr. cerroazulensis* s.l., c'est-à-dire d'âge éocène supérieur (éventuellement éocène moyen terminal en certains points), selon nos conventions.

Il s'agit de l'ensemble du Domaine de Tripolitza, comprenant toutes les séries apparaissant en fenêtre sous la nappe du Pinde-Olonos, augmenté des unités calcaires allochtones situées sous le front pindique, en Péloponnèse du N au moins (p. 119 à 124), et peut-être en Grèce continentale (p. 118).

- Un domaine occidental où les pélites de base sont toujours postérieures à la disparition de *Gr. cerroazulensis* s.l., c'est-à-dire d'âge oligocène selon nos conventions. On peut sans doute préciser un âge oligocène basal puisque Bizon (1967) a déterminé en plusieurs points de la zone Ionienne et du Gavrovo *Globanomalina micra*. Il reste que cette période, comprise entre le sommet de la zone à *Gr. cerroazulensis* s.l. et l'apparition de *Gg. sellii* (jamais observées dès la base du Flysch, voir IGRS-IFP, 1966, p. 134) peut être relativement longue, qui peut être estimée, en lisant simplement le tableau de Stainforth et coll. à environ 2,5 MA (± 1 probablement). C'est dire que les possibilités de migration hétérochrone du faciès flysch demeurent, qui ne peuvent être décelées pour l'instant en raison du faible pouvoir de résolution des Foraminifères planctoniques à ce niveau de la zonation.

Il s'agit de tout le Domaine de Gavrovo et vraisemblablement de l'ensemble de la zone Ionienne (IGRS-IFP, 1966), y compris la partie recouverte par le Tripolitza au S du Péloponnèse (Bizon et Thiébault, 1974).

En conclusion, le détritique apparaît plus précocément à l'E qu'à l'W de l'ensemble étudié. La migration latérale de l'enfoncement favorisant l'envahissement de la plate-forme par le pré-flysch pélitique est manifeste, bien que son détail puisse être plus complexe.

III. - SIGNIFICATION

Les Couches de passage au Flysch traduisent -tant par les intimes modifications hétérochrones du faciès des calcaires que par l'apparition également hétérochrone des pélites- une continuité fondamentale de la sédimentation au passage d'un régime néritique en eaux peu profondes à un régime pélagique en eaux profondes, c'est-à-dire d'une plate-forme à un bassin.

L'image est celle d'une plate-forme qui sombre peu à peu -et d'abord à l'E- alors que se dressent à l'E les reliefs fournisseurs du détritique qui l'envahit. Les pélites correspondent à un flysch distal ou pré-flysch; les intrications des deux principaux faciès témoignent d'approfondissements et de rémissions et les faciès conglomératiques d'une faible instabilité de détail. Mais l'image instantanée n'est que peu significative si l'on ne la replace pas dans le contexte de l'histoire ultérieure, dont témoigne le Flysch.

La très large répartition de ces "Couches de passage" sur l'ensemble du Gavrovo-Tripolitza est de nature à ruiner toute théorie "catastrophiste" du type de celle invoquée par Richter (1974) qui, fondée sur des affleurements dont la plupart sont au moins discutables (voir Dercourt et Fleury, 1977), ignorant complètement les effets des mouvements antérieurs (phase intra-paléocène) ou postérieurs (tectonique tangentielle), envisage une complète émergence et une érosion du domaine calcaire avant l'invasion du Flysch.

CHAPITRE III : HISTOIRE DE LA SEDIMENTATION DETRITIQUE PRE- ET SYN-OROGENIQUE

On l'a déjà dit, les sédiments de cette période ne respectent plus l'organisation paléogéographique antérieure ; si l'on pouvait encore connaître partout le substratum de la base du Flysch et donc se référer au dispositif précédent pour attribuer tel affleurement - mais on a vu que des différenciations indépendantes du substratum se produisaient - il n'en est plus de même pour la masse du Flysch, cachant ordinairement son substratum.

Une nouvelle unité paléogéographique apparaît, dont le substratum est constitué à la fois par la partie orientale de la zone Ionienne et par la partie occidentale de la zone de Gavrovo-Tripolitza ; il s'agit du Synclinal d'Epire-Akarnanie, individualisé par Aubouin (1959) où un puissant Flysch s'est déposé pendant une partie de l'Oligocène. Ce "Flysch du synclinal d'Epire-Akarnanie" (au sens élargi de IGRS-IFP, 1966), bien étudié en Epire, se retrouve vers le S, jusqu'en Péloponnèse, où il pourrait être nommé "Flysch du Péloponnèse occidental". On examinera en même temps le développement de la sédimentation détritique vers l'W, seulement connu en Epire, suivant la nomenclature paléogéographique de IGRS-IFP. On examinera séparément le Flysch reposant sur le substratum carbonaté de Tripolitza qui, bien que mal connu, pose des problèmes particuliers.

I. - LE FLYSCH DU SYNCLINAL D'EPIRE-AKARNANIE ET SON EQUIVALENT EN PELOPONNESE

A) EN EPIRE (GRECE NORD OCCIDENTALE)

Les données très précises de IGRS-IFP (1966) peuvent se résumer à ceci :

1) PENDANT L'"OLIGOCENE 1"

Un Flysch se dépose sous des faciès grossiers dans le Synclinal d'Epire-Akarnanie (environ 3 000 m) ; des passées conglomératiques à matériel "local" (type Gavrovo-Tripolitza), "pindique" (radiolarites...) et interne (ophiolites) sont importantes à la base du Flysch à l'aplomb du massif du Gavrovo jusqu'au flanc de l'Unité du Xérovouni (zone Ionienne interne - voir fig. 11).

La zone Ionienne moyenne (Synclinal de Botzara) est le siège d'une sédimentation plus finement détritique de caractère distal, selon Desprairies (1977, p. 85).

La zone Ionienne externe orientale voit, après le dépôt d'une centaine de m du faciès flysch, un épisode de "sédimentation partiellement chimique" (calcaire) dans une mer peu profonde (IGRS-IFP, p. 154) ; c'est la formation d'Ayii Pantès.

En zone Ionienne externe occidentale, le faciès flysch tend à disparaître, remplacé par des marnes ou argiles intercalées de calcaires organogènes ; les épaisseurs sont faibles.

Rappelons que des calcaires se déposent alors en zone Préapulienne.

2) PENDANT L'"OLIGOCENE 2"

Les conditions sont peu différentes.

Le Synclinal d'Epire-Akarnanie correspond encore à l'accumulation de puissants dépôts (\approx 3 000 m) de type flysch, terminés par une épaisse série conglomératique grossière disparaissant rapidement vers l'W.

La zone Ionienne moyenne voit le dépôt d'une partie de la Formation de Radhovizi de faciès flysch à sa base, intercalé de calcaires gréseux très organogènes et de marnes bleues.

La zone Ionienne externe orientale est le siège du dépôt du "Flysch supérieur", relativement épais (800 m au moins), riche en débris végétaux, "traduisant l'existence d'un domaine de subsidence relativement isolé".

Plus à l'W, la sédimentation "s'enrichit en calcaire de caractère partiellement chimique, dans une mer ouverte... la subsidence s'accroît dans une région de bassins limités, à profondeur variable".

Les géologues de l'IGRS-IFP situent pendant cette période une phase orogénique (traduite par la discordance de la Formation de Radhovizi) responsable de la différenciation de bassins.

3) PENDANT L'"OLIGOCENE 3-MIOCENE INFÉRIEUR 1"

La sédimentation semble avoir cessé dans le synclinal d'Épire-Akarnanie.

La zone Ionienne moyenne voit se poursuivre le dépôt de la Formation de Radhovizi où les marnes deviennent prédominantes.

En zone Ionienne externe orientale, le faciès flysch de la période précédente continue de se déposer puis passe à un "faciès Radhovizi" plus tardif qu'en zone ionienne moyenne.

En zone Ionienne externe occidentale, la sédimentation précédente se poursuit.

La fin de cette période est marquée par une phase tectonique importante, traduite par la discordance généralisée des dépôts postérieurs.

Signalons que la zone Préapulienne est le siège d'une sédimentation calcaire jusqu'à la fin de cette période.

4) PENDANT LE "MIOCENE INFÉRIEUR 2"

Généralement discordante sur les séries précédentes, une alternance de grès calcaires, de calcaires gréseux et de marnes caractérise "une mer ouverte, calme, peu profonde" (IGRS-IFP, p. 137) où ne se trouve aucun conglomérat à matériel pindique.

Des faciès littoraux fixent probablement la limite orientale des dépôts près de la limite Zone Ionienne moyenne-Zone Ionienne interne. Des dépôts localisés se seraient formés dans la partie orientale de la zone Ionienne externe. Il reste que la principale région d'accumulation des sédiments (1 700 m au moins) est située en zone Ionienne moyenne, traduisant l'existence d'une importante zone de subsidence.

Cette période se termine par la phase tectonique majeure de la région.

Des marno-calcaires se sont déposés en zone Préapulienne.

5) LE NEOGENE DISCORDANT

Des dépôts largement discordants sont localisés en zone Ionienne externe occidentale. Des brèches de base épaisses et très hétérogènes renferment des éléments de la série calcaire Ionienne et peuvent reposer sur des niveaux triasiques. Elles sont localement datées de la zone à *Globigerinoides triloba* (IGRS-IFP) qui correspond à la partie terminale du Miocène inférieur de l'échelle adoptée ici.

Ces dépôts marins passent vers l'E -approximativement à la côte actuelle- à des séries d'affinités continentales ; ils ne sont nullement tranquilles, portant la trace de mouvements régressifs et transgressifs, parfois de discordances.

La puissance de ces dépôts localise un domaine subsident à l'aplomb de la zone Ionienne externe occidentale jusqu'au Pliocène.

Des apports détritiques, sans discordance importante, caractérisent cette période en zone Préapulienne.

En conclusion, il nous importe d'avoir noté la relation étroite existant entre le développement des phases tectoniques et le déplacement vers l'W des domaines de subsidence. On remarquera en particulier que le matériel pindique, abondant dans les conglomérats jusqu'à la fin de l'"Oligocène 2", n'est plus représenté au "Miocène inférieur 2" (on ne sait pas ce qu'il en est pendant la période intermédiaire "Oligocène 3-Miocène inférieur 1" bien qu'apparemment il ne puisse être représenté dans les faciès Radhovizi) ; les formations pindiques ne sont plus la proie de l'érosion à partir de la fin de l'Oligocène, approximativement.

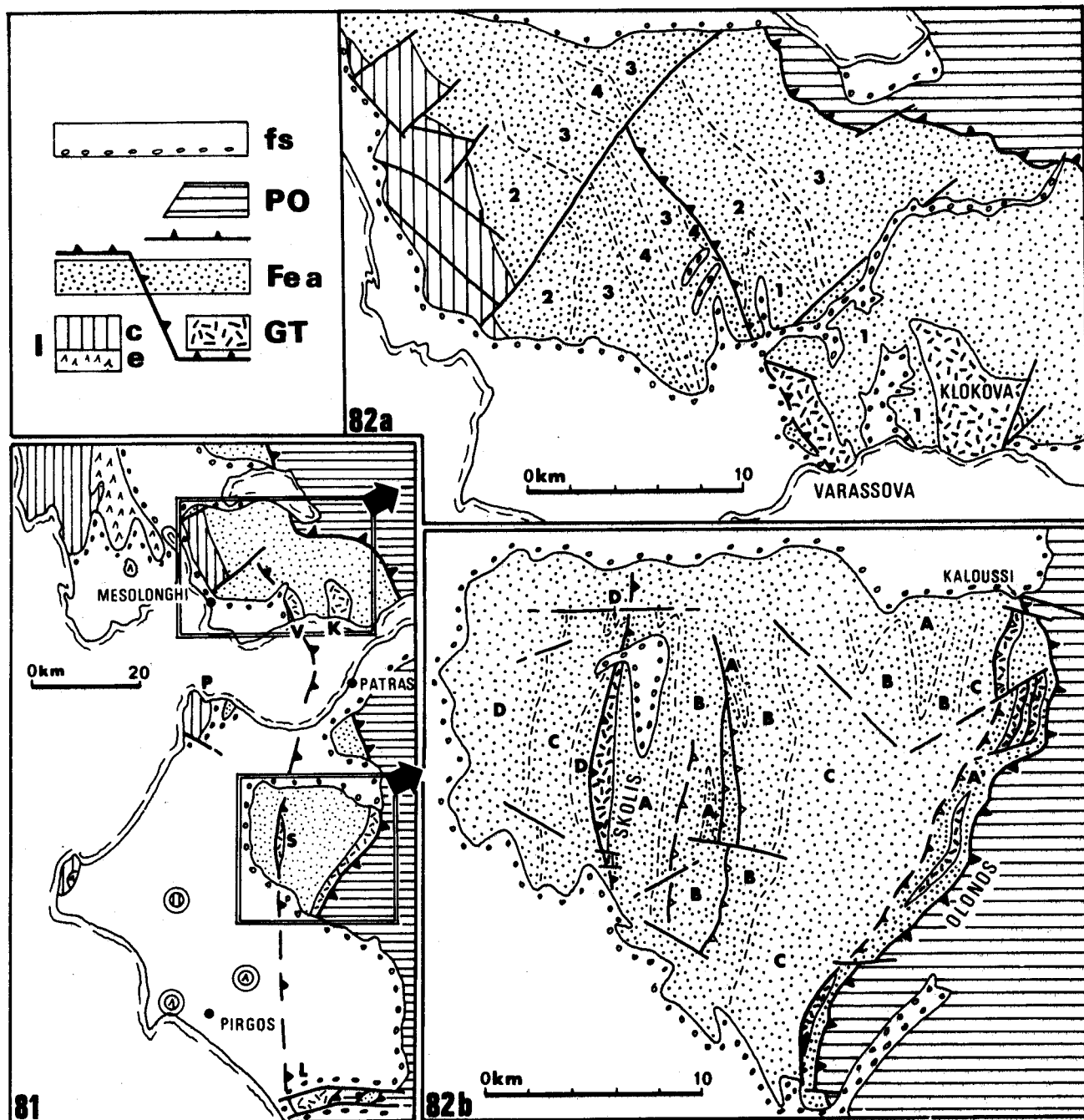


Fig. 81. - Schéma de situation des figures 82 a et 82 b.

Mêmes figurés que sur les figures 82 a-b. L : Mont Lapithos ; S : Skolis ; P : Cap Pappas ; V : Varassova ; K : Klokova. On a entouré de 2 cercles les informations connues par sondages.

Fig. 82. - Esquisse cartographique des affleurements du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarmanie au SW de la Grèce continentale et au NW du Péloponnèse.

Légende commune - I : Zone Ionienne (e : évaporites, c : série carbonatée) ; GT : série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza ; Fea : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarmanie ; PO : nappe du Pinde-Olonos ; fs : formations superficielles discordantes.

82 a : D'après Piper et coll. (1979). La formation 1 serait en partie équivalente de la base de la formation 2 affleurant à l'W de l'accident du Varassova.

82 b : D'après Izart (1976). La formation A', liée aux écaillés situées sous le front de la nappe pindique correspond (pour partie), par son âge, à la formation A proche du Skolis, mais en diffère par son faciès.

Ce point noté, seule nous importe présentement l'évolution du Synclinal d'Epire-Akarnanie, installé en partie à l'aplomb des affleurements connus du Domaine de Gavrovo et qui sera en partie recouvert par le front de la nappe pindique. Environ 6 000 m de dépôts détritiques s'y sont accumulés, sous des faciès grossiers (conglomérats, surtout vers l'E) pendant une période qui correspond seulement à une partie de l'Oligocène soit, selon l'échelle de Stainforth et coll., entre 10 et 15 MA (fig. 80). La subsidence s'y fait donc très forte, mais s'est probablement terminée avant la fin de l'Oligocène, après que les dépôts grossiers (proximaux) soient devenus très importants.

On suivra vers le S le développement de ce domaine.

B) EN GRECE CONTINENTALE MOYENNE (REGION D'AYIOS VLASSIOS)

Aucune étude n'a été menée dans cette région ; je signalerai cependant quelques données de détail.

1) DES CONGLOMERATS (ce sont plutôt des niveaux de pélites à galets) existent dans le Flysch à dominante pélitique directement surmonté par l'Unité du Megdhovas et le front de la nappe pindique :

- près du pont *Episkopi* (demi-fenêtre du Megdhovas, sur le chemin conduisant de l'issue N du pont à l'église du nouveau village - voir fig. 145), les éléments arrondis sont en partie d'origine pindique ; d'autres sont constitués de roches attribuables à la série de Gavrovo-Tripolitza (biomicrites à Miliolidés, intramicrites à Dasycladacées, biomicrites à Orbitolinidés crétacés) ;

- sous la falaise du *Profiti Ilias d'Ayios Vlassios* (voir fig. 145), les éléments arrondis sont en majorité attribuables au Gavrovo-Tripolitza ; ce sont des calcaires (intramicrites fenestrées à Trocholines, pelmicrosparites à Miliolidés, Udotéacées, Orbitolinidés, *Chrysalidina* sp., biomicrites à Orthophragmines, *Nummulites*, Bryozoaires, Mélobésiées) ou des grès à *Nummulites*. En outre un galet de microdiorite quartzique (quartz, albite An 05, micropegmatite, ferromagnésiens chloritisés, minéraux opaques, calcite - observations de J. Terry) pourrait provenir du "complexe ophiolitique" ou du "complexe triasique".

2) DES MICROFAUNES ONT ETE DEGAGEES de pélites, parmi lesquelles G. Bizon a déterminé :

- près du pont *Episkopi* : *Gr. increbescens*, *Gg. euapertura*, *Gg. angiporoides*, *Gg. prasaepis*, *Globigerinita* ex. *gr. unicava* ;

- au N d'Ayios Vlassios, près de Karamaneika : *Gr. opima nana*, *Gg. euapertura*, *Gg. angiporoides*, *Gg. prasaepis*, *Gg. tripartita* et *G. ex. gr. unicava*.

Ces faunes indiquent la zone à *Gg. ampliapertura* au sens de G. Bizon, c'est-à-dire approximativement la zone à *C. chipolensis*/*P. micra* de Stainforth et coll. ; en particulier *Gg. angiporoides* et *Gr. increbescens*, issues de l'Eocène supérieur ne dépassent que peu le sommet de cette zone.

Le Flysch chevauché par la nappe pindique est donc encore ici d'âge oligocène ("Oligocène 1").

C) EN GRECE CONTINENTALE DU SW (AKARNANIE)

1) SUR LES QUESTIONS D'AGE

On dispose dans cette région d'une carte générale lithologique (BP, 1971), et d'un document plus précis (Piper et coll., 1978) relatif à la région située entre le lac Trikhonis et le Golfe de Patras. Ces deux groupes d'auteurs admettent l'âge miocène de l'ensemble détritique, sur la foi de données peu détaillées et malgré l'absence de toute grande discontinuité reconnue entre les calcaires et le Flysch.

Bizon (1967), connaissant l'opinion des auteurs britanniques, a clairement réfuté cette manière de voir (on en trouvera une explication in Stainforth et coll., 1975, p. 84) ; par ailleurs les formations situées dans la même position en Epire, à Ayios Vlassios et en Péloponnèse septentrional sont clairement datées de l'Oligocène.

On est donc tout à fait fondé à admettre l'âge strictement oligocène des formations de type flysch de cette région.

2) SEDIMENTOLOGIE ET SIGNIFICATION

Piper et coll. (1978) ont reconnu 5 grands corps sédimentaires d'une puissance cumulée de plus de 3 000 m dont la nomenclature importe peu et qui seront appelés dans l'ordre stratigraphique normal 1 à 5 (fig. 82 a).

Le premier ensemble, limité aux environs des massifs calcaires du Klokova et du Varassova, est riche en conglomérats. Rappelons que ceux qui sont proches du Klokova ne renferment que des éléments de provenance plus interne (p. 98) alors que ceux du Varassova, peu épais, renferment en outre des éléments locaux (p. 93). Ces derniers apparaissent discordants sur la base du Flysch, ce qui indique qu'ils peuvent éventuellement reposer directement sur les calcaires ; on ne saurait cependant choisir entre la trace de mouvements du substratum au cours du dépôt du Flysch ou le simple remplissage de chenaux d'érosion impliqués par le mode de dépôt du Flysch. Les auteurs y voient en effet le résultat d'une accumulation en deux cônes de mer profonde se recouvrant mutuellement, issus de deux sources deltaïques.

3) STRUCTURE

Indifférents en apparence à la structure du Varassova, Piper et coll. ont noté l'existence d'un contact anormal sinueux au sein du Flysch, aligné très précisément au bord occidental du massif calcaire du Varassova où l'on a soupçonné un contact tangentiel.

On a donc toutes raisons d'admettre qu'un accident important, d'au moins 15 km d'élongation axiale, existe dans cette région, coïncidant avec la limite supposée des substratums de type Gavrovo et de type Ionien ; on l'a interprété dans le cadre de la structure de la zone de Gavrovo-Tripolitza (p. 196).

D) AU NW DU PELOPONNESE

On doit à Izart (1976) l'étude d'une grande partie des affleurements de Flysch environnant le massif du Skolis. Je reprendrai ici l'essentiel de ses résultats.

1) ENSEMBLES LITHOLOGIQUES ET STRATIGRAPHIE

Quatre ensembles lithologiques (voir fig. 82b) sont distingués, qu'une relative abondance de faunes planctoniques (déterminées par G. Bizon) a permis de dater.

- *Ensemble A.* Venant au-dessus des pélites jaunes des couches de passage (déjà oligocènes) se trouvent à l'E du massif du Skolis, environ 250 m (ou plus ?) de pélites bleues renfermant *Gg. ampliapertura*, *Gg. gortanii*, *Gg. prasaepis* et *Globigerinita unicava* de l'"Oligocène 1".
- *Ensemble B.* Epais d'un millier de m, un ensemble gréseux et conglomératique (matériel pindique et de Gavrovo-Tripolitza) a livré *Gr. cf. increbescens*, *Gg. prasaepis*, *Gg. praebulloides*, *Gg. tripartita* et *Gg. euapertura* indiquant l'"Oligocène 1".
- *Ensemble C.* D'une puissance voisine de 2 000 m, ce terme pélitique et conglomératique a livré *Gr. cf. increbescens*, *Gr. opima nana*, *Gg. gortanii* et *Gg. sellii*. En l'absence de *Gr. opima opima*, on doit attribuer cette faune au sommet de notre "Oligocène 1" (zone à *G. sellii* de IGRS-IFP, 1966 et Bizon, 1967). C'est l'ensemble le plus récent qui ait été observé entre le Skolis et le front pindique.
- *Ensemble D.* Gréseux, d'une épaisseur minimale proche de 1 500 m, cet ensemble renferme *Gr. opima opima* et *Globigerinita dissimilis ciperiensis* caractérisant l'"Oligocène 2". Il n'est connu qu'à l'W du Skolis et se trouve vraisemblablement chevauché par le massif calcaire.

2) SEDIMENTOLOGIE ET SIGNIFICATION

L'ensemble A correspond pour l'essentiel au remplissage d'un bassin par des suspensions pélagiques argileuses (néphélites). Son équivalent oriental (A' : unités chevauchantes associées aux lames de Kaloussi-Alépochori) est représenté par des turbidites distales.

L'ensemble B correspond à un dépôt de cône sous-marin en eaux profondes.

L'ensemble C indique un retour aux conditions ayant présidé au dépôt de l'ensemble A. Des chenaux distribuent les sédiments grossiers (grès et conglomérats).

L'ensemble D évoque l'ensemble B ; il est pourtant singularisé par la rareté des lentilles conglomératiques et la continuité des bancs gréseux.

3) STRUCTURE

Les ensembles A, B et C correspondent à un grand monoclinal entre le Skolis et le front pindique, interrompu cependant par des plis aigus liés vraisemblablement à un accident tangentiel. L'ensemble A est répété tectoniquement (avec des faciès un peu différents) sous le front pindique (ensemble A', fig. 82 b).

Le massif du Skolis, dont on sait qu'il est chevauchant sur son flanc occidental repose sur une formation gréseuse en série normale, non datée localement, qui représente cependant le flanc oriental d'un anticlinal dont le flanc occidental est constitué par l'ensemble D. Ce dispositif indique l'importance de l'accident bordier du Skolis mais ne permet cependant pas de juger de l'importance de son allochtonie.

E) AU SW DU PELOPONNESE

Un puissant ensemble, d'abord périto-gréseux puis pélitique riche en conglomérats, enfin pélitique et périto-gréseux a livré à F. Thiébault (*in* Fleury et coll., 1979) des Nummulites et dans sa partie terminale des Lépidocyclines d'âge oligocène.

Il nous importe de savoir qu'ici encore, le Flysch puissant, situé entre les affleurements du substratum de type Gavrovo et le front de la nappe pindique ne se distingue pas essentiellement de celui d'Epire : la subsidence fut forte à l'aplomb du substratum gavrovien et seul l'Oligocène (en partie seulement ?) s'y trouve.

II. - LE FLYSCH DE TRIPOLITZA

Il n'est pas utile ici d'utiliser une nomenclature paléogéographique différente de celle du substratum, dans la mesure où celui-ci est toujours connu, en raison de la faible puissance du Flysch.

Bien qu'il soit encore mal connu, on peut le caractériser au regard des points suivants :

- son épaisseur est faible. On a discuté des estimations qui pouvaient être tentées dans la partie la plus externe des affleurements connus, là où les apparences étaient en faveur d'une puissance considérable : on a vu qu'elle pouvait difficilement excéder quelques centaines de m à Langadhia (p. 127), compte non tenu d'éventuels redoublements dus à la tectonique tangentielle. Lekkas (1977) a donné des indications qui vont dans le même sens en Péloponnèse central ;

- son faciès, périto-gréseux, apparemment dépourvu de passées conglomératiques dans sa masse ;

- son âge, dont on sait qu'il est éocène supérieur (éocène moyen terminal éventuellement) à sa base. On ne sait pas cependant quelle est l'importance relative des dépôts de l'Eocène supérieur et de ceux de l'Oligocène, qui s'y trouve pourtant sans doute représenté au moins dans la partie occidentale puisque le Flysch des écaillés liées au front de la nappe pindique (ensemble A', fig. 82) a livré des faunes de la zone à *Gg. ampliapertura* (au sens de G. Bizon) de l'Oligocène 1 (Izart, 1976).

Mais on ne saurait évidemment évoquer ce Flysch sans rappeler l'existence des formations wildflysch qui se trouvent soit à son sommet ou qui, discordantes éventuellement sur le substratum, en constituent une différenciation latérale (voir la Quatrième Partie). Il s'agit d'une singularité essentielle, qui contribue à distinguer ce Flysch de celui des régions plus externes.

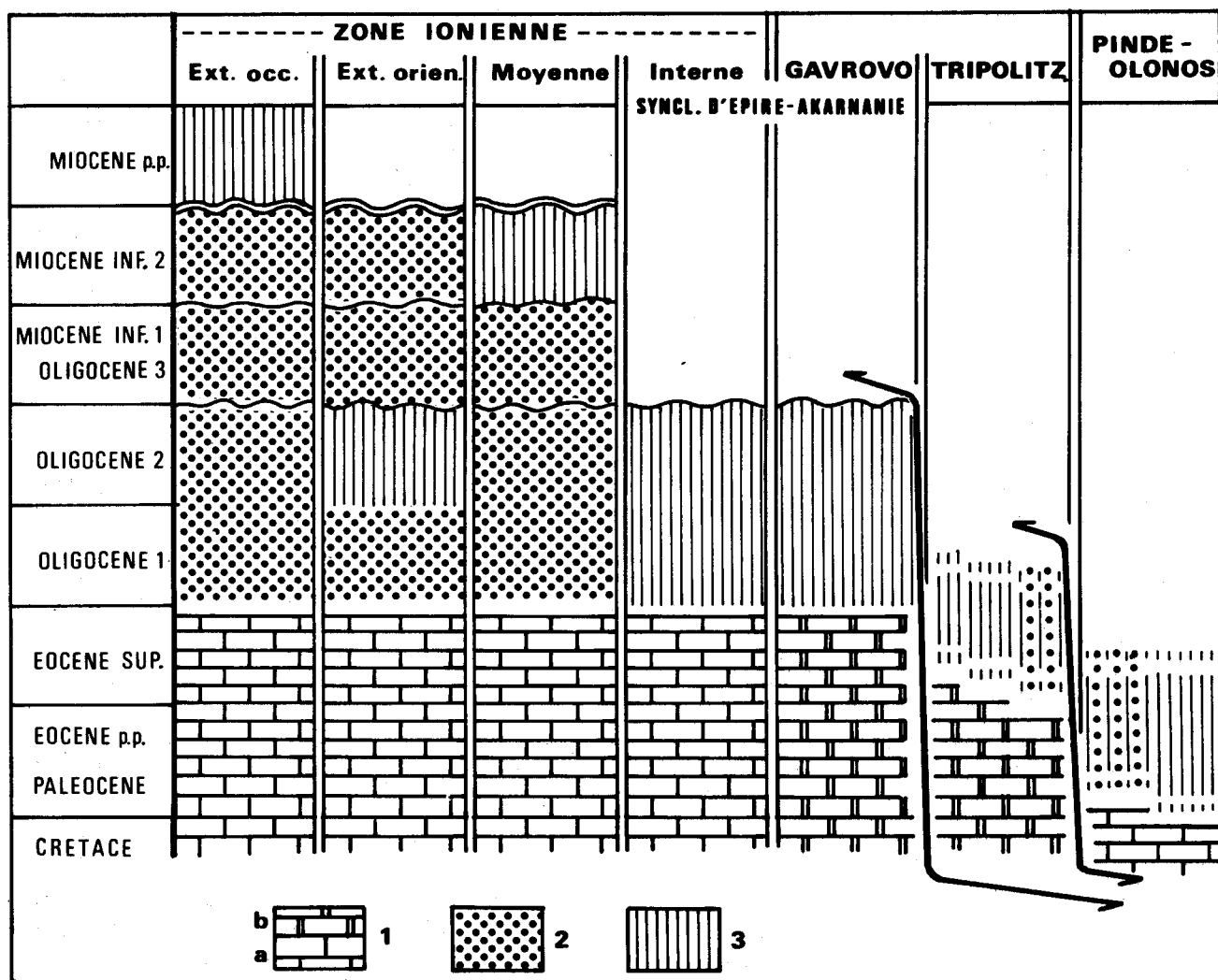


Fig. 83. - Diagramme illustrant la migration des domaines de subsidence au cours du Cénozoïque.

Les limites temporelles sont incertaines dans le détail, comme sont arbitraires les limites de zones isopiques, fixées d'après la nature du substratum carbonaté, découpé par des contacts tectoniques. Les phases de déformation sont indiquées par des lignes ondulées (phase "majeure" de la Zone Ionienne indiquée par un double trait). On a représenté par des flèches les relations structurales des 3 ensembles orientaux.

Légende - 1 : substratum carbonaté des Flyschs (a : pélagique ; b : néritique) ; 2 : accumulation des détritiques en période de faible subsidence ; 3 : accumulation des détritiques en période de forte subsidence (l'association des figurés 2 et 3 signale une incertitude).

CHAPITRE IV : CONCLUSIONS ET PREMIER APERCU SUR LA SIGNIFICATION DES FORMATIONS DETRITIQUES DES ZONES EXTERNES

Un schéma d'ensemble, nécessairement approximatif encore en fonction des incertitudes de détail, doit prendre en compte les faits -et les hypothèses vraisemblables- relatifs à trois périodes :

- *L'Eocène supérieur* correspond à une période pendant laquelle seule la partie orientale des zones externes (ce qui affleure du Domaine de Tripolitza) est conquise par la sédimentation détritique. On ignore la profondeur du milieu de dépôt, mais elle est vraisemblablement supérieure à celle des milieux où se déposent au même moment les carbonates des domaines plus occidentaux ; on en déduira une subsidence plus active, bien qu'on n'ait pas de moyen de l'estimer directement en l'absence de données sur la position de la limite Eocène-Oligocène au sein du Flysch.

- *L'Oligocène p.p.* (Oligocène 1 et Oligocène 2) correspond à une période caractérisée par une considérable subsidence du domaine correspondant au synclinal d'Epire-Akarnanie. Les passées conglomératiques y sont abondantes, constituées d'éléments variés, roulés et arrondis, c'est-à-dire évolués. Les sédiments se seraient déposés en eaux relativement profondes, et proviendraient de cônes sous-marins.

Vers l'E (dès la fin de la période précédente, éventuellement ?) les faciès pélitogréseux sont surmontés ou remplacés (selon les lieux) par des faciès de type wildflysch, c'est-à-dire très peu évolués, témoignant de resédimentation "sur place" des produits de destruction d'un matériel déjà hétérogène, donc déjà soumis à la tectonique.

Vers l'W, les faciès sont également détritiques, mais de caractère distal.

- *L'Oligocène terminal-Miocène* correspond à une période pendant laquelle l'accumulation des détritiques est localisée à l'W du domaine du synclinal d'Epire-Akarnanie, lui-même alors vraisemblablement exempt de dépôts comme (et vraisemblablement depuis plus longtemps) les domaines plus orientaux.

On assiste donc à un déplacement progressif d'E en W des zones de subsidence (fig. 83) qui s'intègre dans le cadre général si l'on rapproche de cette évolution celle du domaine pindique (subsident au cours de l'Eocène) et celle de la zone Ionienne externe occidentale (subsidente au cours du Miocène terminal).

Il reste que ce schéma demeure approximatif (en l'absence de datations précises partout) et n'implique pas une exacte continuité -en intensité comme en polarité- de la migration des phénomènes, comme en témoignent les faits suivants :

- la subsidence du domaine oriental (Tripolitza) ne paraît pas avoir eu l'importance de celle du domaine du synclinal d'Epire-Akarnanie. Bien que plus précocément initiée, elle fut soit peu intense, soit de faible durée ;

- la subsidence des domaines situés à l'W du synclinal d'Epire-Akarnanie semble marquer un épisode de migration dans le sens inverse de la tendance d'ensemble : la zone Ionienne externe orientale voit en effet se développer au cours de l'"Oligocène 2" une subsidence relativement importante (Bassin d'Ayii Pantès-Riziani ; IGRS-IFP, 1966, pl. 9, fig. 5-6) concurrente du synclinal d'Epire-Akarnanie, cependant disparue lorsque, au "Miocène inférieur 2", la subsidence maximale est localisée à l'aplomb de la zone Ionienne moyenne.

Il faudra tenter d'intégrer ces faits dans le schéma de l'évolution d'ensemble de l'orogène (Septième Partie).

SIXIEME PARTIE

LA ZONE DU PINDE-OLONOS

CHAPITRE I : INTRODUCTION, GENERALITES	p. 247
I. - BILAN HISTORIQUE D'ENSEMBLE.....	p. 249
II. - LES REGIONS EXAMINEES.....	p. 251
CHAPITRE II : CARACTERISATION DES SIX TERMES CONSTITUANT LA SERIE DU PINDE-OLONOS ; DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES	p. 259
I. - UNE COUPE EN GRECE CONTINENTALE MOYENNE : COUPE DE KARPENISSION.....	p. 259
II. - UNE COUPE DANS LE "PINDE MERIDIONAL" MOYEN.....	p. 267
III. - UNE COUPE AU S DE LA GRECE CONTINENTALE : COUPE DE NAFPAKTOS..	p. 271
IV. - UNE COUPE DANS LA PARTIE ORIENTALE DU SYSTEME DES ECAILLES EN PELOPONNESE DU N.....	p. 273
V. - UNE COUPE SITUEE PRES DU FRONT DE LA NAPPE EN PELOPONNESE SEPTENTRIONAL : COUPE D'AYIA KIRIAKI.....	p. 279
CHAPITRE III : ANALYSE DE LA SERIE DU PINDE-OLONOS, CARACTERISATION DES SIX TERMES LITHOLOGIQUES RECONNUS ET ESSAI SUR LEUR SIGNIFICATION	p. 281
I. - TERME 1 : DETRITIQUE TRIASIQUE.....	p. 281
II. - TERME 2 : CALCAIRES DE DRIMOS.....	p. 289
III. - TERME 3 : RADIOLARITES s.l.....	p. 305
IV. - TERME 4 : CALCAIRES EN PLAQUETTES.....	p. 331
V. - TERME 5 : COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH.....	p. 347
VI. - TERME 5 : FLYSCH.....	p. 359
CHAPITRE IV : ESSAI SUR L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU BASSIN PINDIQUE ET DE SES MARGES.....	p. 363
I. - LA CONSTITUTION DES SERIES OBSERVABLES A L'E DES AFFLEUREMENTS PINDIQUES.....	p. 363
II. - UNE HYPOTHESE D'ENSEMBLE SUR LA CONSTITUTION DE LA MARGE ORIENTALE DU BASSIN PINDIQUE.....	p. 376
III. - ESSAI SUR L'EVOLUTION DU DOMAINE PINDIQUE ET DE SES MARGES....	p. 380

CHAPITRE V : STRUCTURE DE LA NAPPE PINDIQUE.....	p. 401
I. - LES STRUCTURES PINDIQUES DANS LA REGION DE KARPENISSION-FRANGISTA.....	p. 401
II. - LES STRUCTURES PINDIQUES DANS D'AUTRES REGIONS DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE.....	p. 429
III. - ESSAI SUR LA GENESE DES STRUCTURES PINDIQUES.....	p. 434

CHAPITRE I : INTRODUCTION - GENERALITES.....	p. 247
I. - BILAN HISTORIQUE D'ENSEMBLE.....	p. 249
II. - LES REGIONS EXAMINEES.....	p. 251

CHAPITRE II : CARACTERISATION DES SIX TERMES CONSTITUANT LA SERIE DU PINDE-OLONOS ; DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES.....	p. 259
I. - UNE COUPE EN GRECE CONTINENTALE MOYENNE ; COUPE DE KARPENISSION.....	p. 259
II. - UNE COUPE DANS LE "PINDE MERIDIONAL" MOYEN.....	p. 267
III. - UNE COUPE AU S DE LA GRECE CONTINENTALE ; COUPE DE NAPPAKTOS.....	p. 271
IV. - UNE COUPE DANS LA PARTIE ORIENTALE DU SYSTEME DES ESCALLES EN PELOPONNESE DU N.....	p. 273
V. - UNE COUPE SITUÉE PRES DU FRONT DE LA NAPPE EN PELOPONNESE SEPTENTRIONAL ; COUPE D'AYIA KIRIAKI.....	p. 279

CHAPITRE III : ANALYSE DE LA SERIE DU PINDE-OLONOS ; CARACTERISATION DES SIX TERMES LITHOLOGIQUES RECONNUS ET ESSAI SUR LEUR SIGNIFICATION.....	p. 281
I. - TERME 1 : DETRITIQUE TRIASSIQUE.....	p. 281
II. - TERME 2 : CALCAIRES DE BRIMOS.....	p. 289
III. - TERME 3 : RADIOLARITES.....	p. 305
IV. - TERME 4 : CALCAIRES EN PLAQUETTES.....	p. 331
V. - TERME 5 : COUCHES DE PASSAGE AU PLYSCH.....	p. 347
VI. - TERME 6 : PLYSCH.....	p. 359

CHAPITRE IV : ESSAI SUR L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN PINDIQUE ET DE SES MARGES.....	p. 363
I. - LA CONSTITUTION DES SERIES OBSERVEES A L'E DES AFFLEUREMENTS PINDIQUES.....	p. 363
II. - UNE HYPOTHESE D'ENSEMBLE SUR LA CONSTITUTION DE LA MARGE ORIENTALE DU BASSIN PINDIQUE.....	p. 376
III. - ESSAI SUR L'EVOLUTION DU DOMAINE PINDIQUE ET DE SES MARGES.....	p. 380

LA ZONE DU PINDE-OLONOS

Les développements qui suivent seront pour l'essentiel consacrés à la région de Karpénission-Frangista, jusqu'alors peu connue et recélant la plupart des traits qui caractérisent la zone du Pinde-Olonos, tant du point de vue de l'histoire sédimentaire que de l'histoire tectonique. On se référera également à la région nord-péloponnésienne et on ne manquera pas d'établir des comparaisons avec les autres régions connues de Grèce continentale et du Péloponnèse.

Le Chapitre I réunira une justification de la nomenclature adoptée, un bilan historique de la connaissance de la zone et une présentation des régions examinées.

Le Chapitre II sera consacré à l'établissement d'une séquence-type de 6 termes, à partir de coupes continues choisies dans des régions assez diverses pour que des traits d'ordre général en soient dégagés.

Le Chapitre III comprendra l'analyse puis un essai synthétique sur la signification de chacun des termes précédemment distingués ; il peut donc être abordé d'emblée par le lecteur qui trouvera l'essentiel du contenu du chapitre précédent, replacé dans le contexte général.

Le Chapitre IV proposera une reconstitution de l'évolution paléogéographique du bassin, indissociable de celle de ses marges.

Le Chapitre V sera un essai d'interprétation de la structure de la nappe pindique à partir de faits établis dans la région de Karpénission-Frangista, confrontés à ceux qui sont connus en d'autres régions.

CHAPITRE I : INTRODUCTION, GENERALITES

Je tenterai d'abord de justifier la dénomination adoptée qui, pour être inspirée de celle de C. Renz (à l'ordre des mots près), reprise de Brunn (1956), pour être incidemment utilisée par quelques auteurs, n'est pas communément employée. Les raisons qui m'y conduisent sont d'un tout autre ordre que celles qui m'ont par ailleurs fait adopter une dénomination également binominale pour la zone de Gavrovo-Tripolitza et peuvent être exposées d'emblée.

Le Pinde correspond à une localisation géographique, sans doute imprécise, mais limitée à la chaîne montagneuse qui s'étend entre la frontière albanaise et la région de Karpénission ; cette même chaîne se poursuit jusqu'au golfe de Corinthe, mais l'usage et les cartes n'en tiennent pas compte. Le Pinde ainsi compris n'est d'ailleurs pas géologiquement homogène, si bien que les géologues distinguent de part et d'autre du Kastaniotikos (voir fig. 84) un Pinde septentrional où la série "pindique" n'est représentée que par son Flysch recouvert par la nappe des "roches vertes", d'un Pinde méridional où la série mésocénozoïque pindique est toute entière représentée. Au S de Karpénission, les géologues - à la suite de A. Philippon - parlent du Pinde d'Etolie, mais un habitant de Messolonghi ou d'Agri-nion n'imagine pas qu'un géologue parcourant le "Pinde" puisse se rendre à Nafpaktos ou même à Karpénission.

Il s'ensuit des confusions, peu graves dans l'exemple précédent, mais qui rendent le langage géologique imprécis ; la "nappe du Pinde" correspond, selon les auteurs, à la "nappe des roches vertes" limitée au Pinde septentrional ou à l'entité qui sera examinée ici.

L'appellation "Pinde-Olonos", proche d'une nomenclature traditionnelle, évoquant par

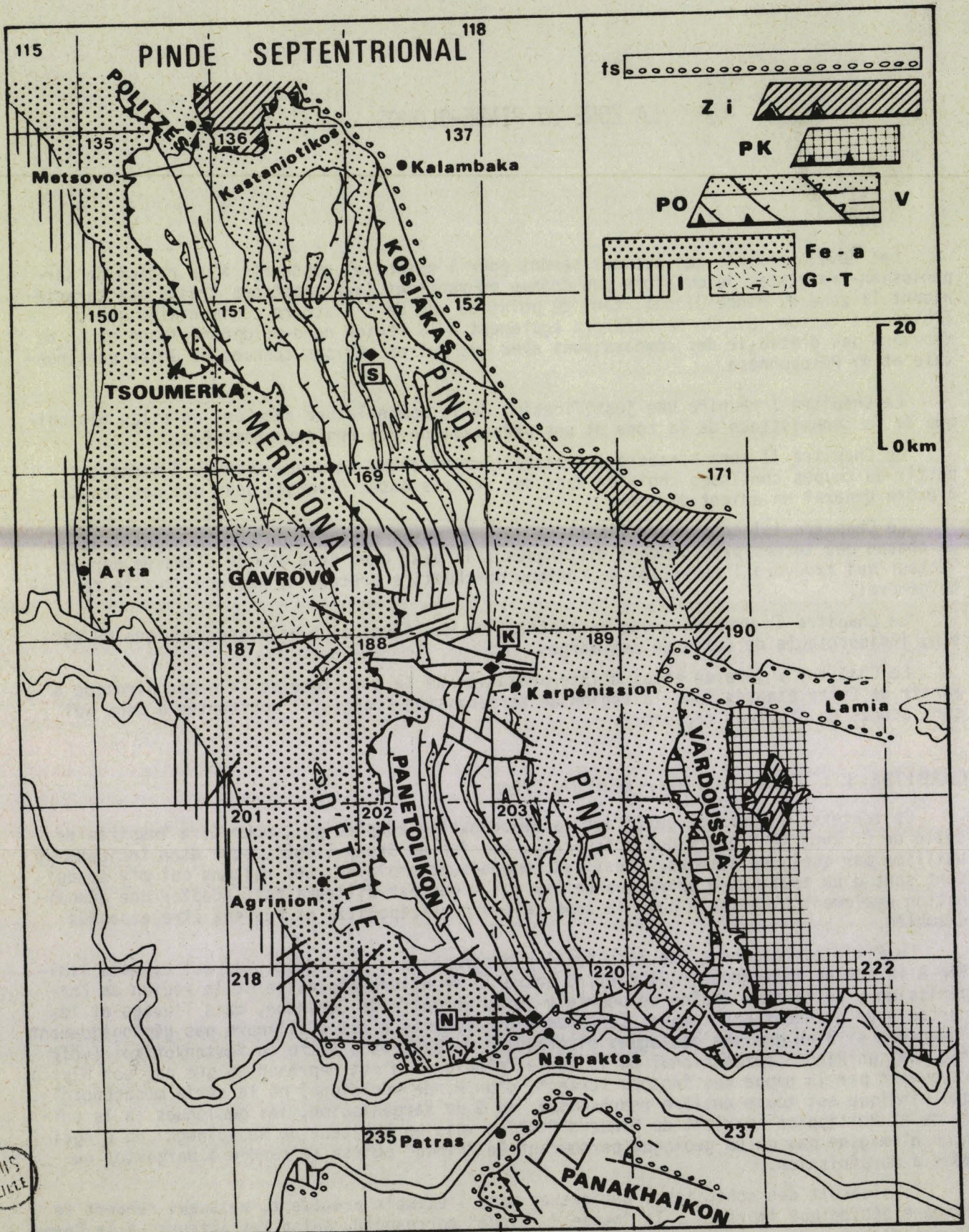


Fig. 84. -

les noms de deux massifs célèbres une partie de l'extension géographique actuelle de l'unité charriée constituée de sédiments homologues est donc propre à éviter les confusions et sera adoptée. On désignera ainsi aussi bien la zone isopique méso-cénozoïque que la nappe constituée des sédiments de nature pélagique qui s'y étaient déposés.

I. - BILAN HISTORIQUE D'ENSEMBLE

C'est encore à Philippson (1898) qu'il faut remonter pour trouver la première identification de la "zone du Pinde" où sont distinguées la sous-zone orientale du Flysch du Pinde et la sous-zone des calcaires du Pinde (ainsi qu'une sous-zone occidentale du Flysch du Pinde, correspondant au Flysch du Synclinal d'Épire-Akarnanie).

C. Renz devait, au cours de la première moitié de ce siècle, discerner des subdivisions fondamentales et donner maints éléments de datation ; son ouvrage de 1955 distingue les termes constitutifs de la "Olonos-Pindozone" suivants :

- Karnischen Halobienschichten ;
- Schiefer-Hornstein-Plattenkalkgruppe ;
- Orbitolinenhorizont ;
- Turon-oberkretazische Plattenkalkserie (couronné du Orbitoidenkalken des Maestrichtien) ;
- Pindosflysch.

Blumenthal (1933) puis Dercourt (1964) au N du Péloponnèse, Brunn (1956), Aubouin (1959) au N du Pinde méridional, Celet (1962) dans le Pinde d'Étolie, puis Koch et Nicolaus (1969) dans la région de Karpénission reconnaissent le bien-fondé de ces distinctions, reprises en une nomenclature initiée par Aubouin (1959), qui distingue :

- les "Calcaires, jaspés et marnes à Halobies du Trias supérieur" ;
- les "Radiolarites" (Jurassique-Eocétacé basal) ;
- les "Marnes rouges à Radiolaires et le Premier Flysch du Pinde" (Eocétacé terminal) ;
- les "Calcaires en plaquettes et les calcaires microbréchiques" (Néocétacé) ;
- les "Couches de passage au Flysch" (Maestrichtien) ;
- le "Flysch du Pinde" débutant au Maestrichtien et daté de l'Eocène dans sa masse.

Les datations alors établies devaient subir peu de modifications ; Celet (1962) puis Dercourt (1964) admettaient cependant l'âge cénomanien d'une série flyschioïde et de marnes schisteuses rouge lie-de-vin situées entre les Radiolarites et les Calcaires en plaquettes. Il convient également de signaler que Négris (1908 a-b) avait identifié en Péloponnèse un ensemble détritico daté du Trias par des Halobies, qui fut négligé par Renz et oublié par la suite jusqu'à ce que Terry (1969) le mette de nouveau en évidence au Mont Ithôme (voir fig. 85).

C'est le cadre que j'adopterai par la suite, avec quelques modifications nécessitées par de nouvelles datations et quelques nouvelles distinctions faciologiques, mais en conservant autant que possible la nomenclature traditionnelle.

Les grands traits de la structure furent discernés dès la fin du dix-neuvième siècle par Philippson qui reconnut (selon analyse in Aubouin, 1959, p. 385) le charriage frontal et la structure en écaillés du Pinde méridional. La position allochtone de la série fut

Fig. 84. - Situation d'ensemble des affleurements de la série du Pinde-Olonos en Grèce continentale. Les principales écaillés et les principaux synclinaux de Flysch sont seuls distingués.

Légende - I : Série carbonatée Ionienne ; GT : Série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza ; Fea : Flysch du Synclinal d'Épire-Akarnanie ; PO : Nappe du Pinde-Olonos ; V : Ecaillés du Vardoussia ; PK : Nappe du Parnasse-Kiona ; Zi : Zones internes ; fs : Formations superficielles discordantes.

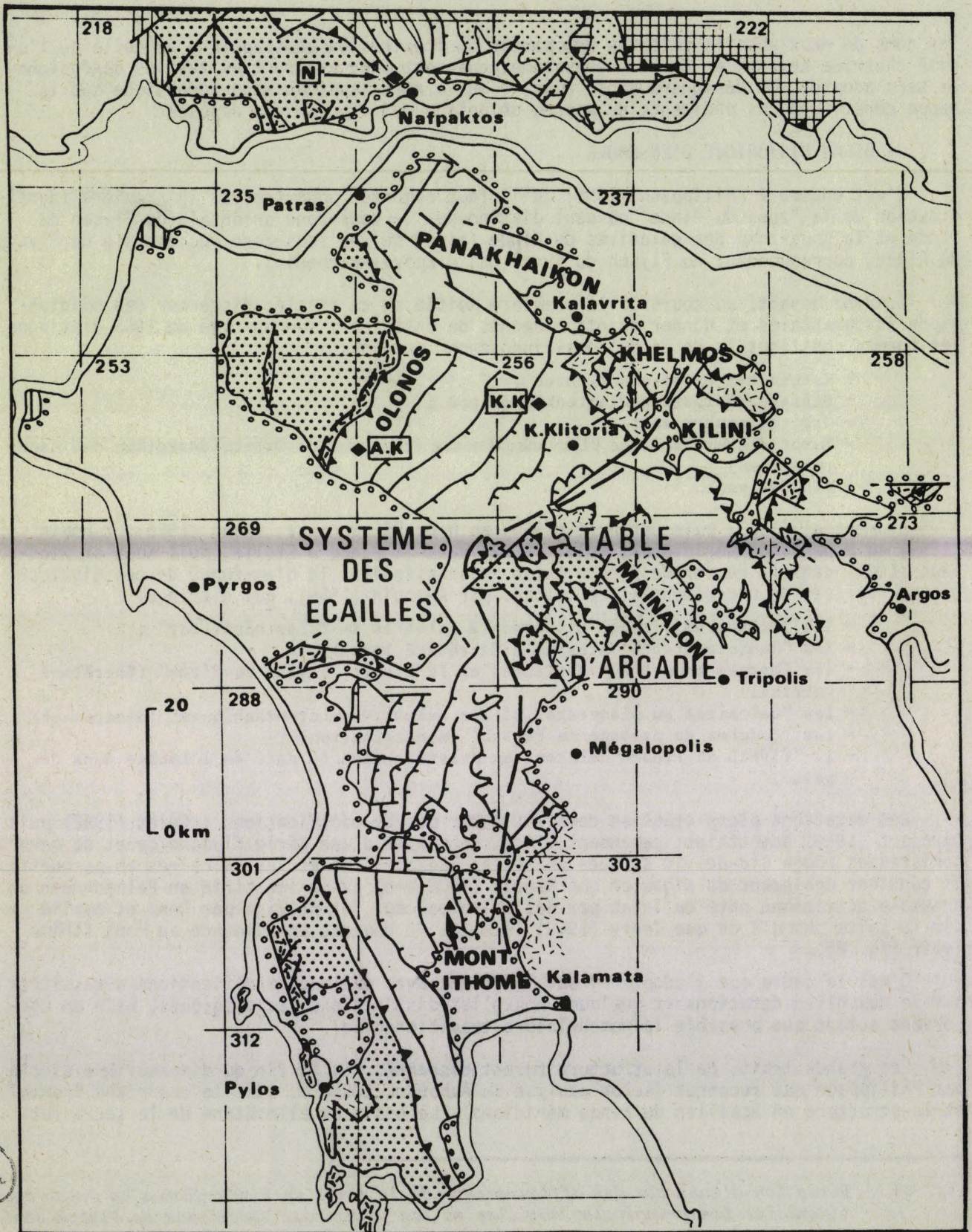


Fig. 85. -



établie dans une région pourtant de structure complexe -en Crète- par Cayeux (1903). Négris (1908 a) et Kténas (1908) reconnurent cette même position en Péloponnèse méridional et furent confirmés dans leur interprétation par les travaux ultérieurs, en particulier par Blumenthal (1933) au N du Péloponnèse.

La structure plissée-écaillée reconnue par Philippon dès ses premiers travaux fut illustrée par Renz (1930), en Grèce continentale, Blumenthal (1933) en Péloponnèse du N, puis très clairement indiquée sur la carte à 1/500 000 de Grèce (Renz, Liatsikas et Paraskevaïdis, 1955) enfin cartographiée aussi précisément que le permettaient leurs cartes au 1/200 000 par les géologues de l'"Ecole française". Les levés au 1/50 000 parus au cours des 20 dernières années permettent d'établir maintenant une carte d'ensemble de la structure de la nappe, donnée sur les figures 84 et 85.

La question de l'origine de cette série allochtone fut beaucoup discutée. Kténas l'imaginait à l'W, alors que Négris lui cherchait une origine septentrionale ; Renz et Blumenthal envisageaient une patrie orientale (voir analyse *in* Dercourt, 1964, p. 299). Elle fut même considérée comme paraautochtone par Desio (1953), qui admettait que les affleurements des séries néritiques témoignaient de rides séparées par des sillons d'où avaient été éjectés les sédiments pélagiques de type pindique. A cette conception et à celle de Philippon (1930) se rattache celle de Kiskyras (1963) et de Fytrolakis (1972) admettant la dualité des domaines néritiques (Gavrovo-Pylos à l'W et Tripolitza à l'E) et la dualité des domaines pélagiques de type pinde, formant ainsi 2 nappes distinctes à l'origine (nappe d'Olonos-Pindos à l'W et nappe d'Arkadie à l'E). Les géologues de l'"Ecole française" devaient défendre et illustrer une conception selon laquelle la zone pindique correspond à un domaine lié paléogéographiquement au bord oriental de la zone de Gavrovo-Tripolitza (Aubouin, 1959) et au moins au S de la Grèce continentale lié au domaine parnassien par son bord oriental (Celet, 1962), mais constituant une vaste nappe de charriage dont la flèche correspondrait au minimum à la largeur des affleurements de Tripolitza en Péloponnèse. Ce schéma était déjà illustré par Blumenthal (1933) mais nécessitait de légitimes réserves tant que l'assimilation des sédiments de Gavrovo et de Tripolitza à un même domaine restait conjecturale ; Dercourt (1964) devait lever les hypothèques et donner une image claire de l'ensemble.

II. - LES REGIONS EXAMINEES

Ce travail a été mené principalement sur deux transversales situées, l'une en Péloponnèse du N à hauteur de l'Olonos (voir fig. 85), l'autre en Grèce continentale du S, au niveau de Karpénission (voir fig. 84). J'ai en outre parcouru rapidement d'autres régions, connues par des études antérieures (principalement le Pinde méridional du N, siège des études de J. Aubouin et le Pinde étolique étudié par P. Celet), afin d'assurer que les données acquises par ailleurs pouvaient y trouver confirmation et chercher des éléments de solution aux problèmes paléogéographiques.

A) LA BANDE TRANSVERSALE SITUÉE AU N DU PELOPONNESE

La présentation géographique de cette région a été menée par Dercourt (1964, p. 1-10), il n'est donc pas utile de la reprendre sinon pour rappeler qu'entre les deux hauts massifs de l'Olonos (Erymanthe) à l'W et du Khelmos (Aroania) à l'E, culminant à plus de 2 000 m, s'allongent d'étroites crêtes sub-méridiennes d'altitudes plus modestes, coupées de vallées étroites vers l'W, plus larges vers l'E, permettant l'existence des villes de Kalavrita et Kato Klitoria.

Fig. 85. - Situation d'ensemble des affleurements de la série du Pinde-Olonos en Péloponnèse septentrional et occidental.

On a figuré en tireté fort la limite entre le "Système des écaillés" et la "Table d'Arkadie" sur le critère de la constitution de la série mésozoïque, complète à l'W, incomplète à l'E (Trias, Jurassique et Crétacé inférieur absents). Même légende que figure 84.

La structure d'ensemble est exprimée par les figures 65 et 66 et plus succinctement figure 85. Au-dessus du Gavrovo-Tripolitza, la nappe pindique s'étend largement. Dercourt (1964) a distingué (fig. 85) :

- vers l'W, correspondant pour sa plus grande partie à un large synclinal de direction sub-méridienne (ou plus précisément NNE-SSW), le "Système des écaillés" ; l'entière série mésozoïque et, au coeur des synclinaux, le Flysch cénozoïque s'y trouvent impliqués ;

- vers l'E, une bande allongée selon la direction NW-SE s'étend entre les massifs du Khelmos et du Kilini d'une part et le massif du Mainalon d'autre part ; c'est la "Table d'Arcadie". La série observable, très plissée dans le détail mais apparemment tabulaire dans l'ensemble, est plus sommaire, constituée essentiellement des calcaires du Crétacé supérieur et des Couches de passage au Flysch.

La distinction de ces ensembles porte donc à la fois sur les termes de la série constitutive et sur la structure apparente ; elle peut même sembler liée au fait qu'on ne peut pas connaître le substratum actuel du Système des écaillés alors que maintes fenêtres montrent celui de la Table d'Arcadie. Pourtant, la limite n'est pas aussi tranchée qu'il peut y paraître : les grandes klippes du Khelmos comme les affleurements de la région située immédiatement à l'E de Kato-Klitoria, d'un style rappelant celui de la Table d'Arcadie montrent une série aussi complète que celle du Système des écaillés et De Wever (1975) a révélé l'existence de témoins relativement importants de termes (Radiolarites en particulier) antérieurs au Crétacé supérieur dans l'angle SE de la feuille Dhafni (n° 256). Des exemples de cas "intermédiaires" existent donc, qui montrent que n'existent pas de liaisons systématiques entre la composition de la série et la structure qui l'affecte.

Il n'y a donc pas lieu dans ces conditions de considérer longuement l'hypothèse selon laquelle les deux ensembles proviendraient de patries fondamentalement différentes, la nappe constituée de l'entière série pindique étant d'origine occidentale par rapport au Domaine de Tripolitza, l'autre constituée essentiellement des calcaires d'âge crétacé supérieur étant d'origine orientale ; d'autant moins que nul indice n'existe d'un déplacement vers l'E de l'Unité occidentale ainsi impliqué, ni en Péloponnèse du N selon nos observations, ni en Péloponnèse central selon les faits rapportés par Doert (1978).

Il reste que pour l'instant, l'absence habituelle des termes anté-Crétacé supérieur dans la Table d'Arcadie demeure inexplicée et l'on comprend que pour marquer cette particularité, suivant Kiskyras (1963), des auteurs (Lekkas, 1979) dénomment "nappe d'Arcadie" l'entité ainsi différenciée.

La structure même de cette entité demeure indéchiffrée. Nulle direction privilégiée ne semble caractériser la partie occidentale de la Table, ni même ses parties orientales où pourtant la remarquable épaisseur apparente des calcaires du Crétacé supérieur comme la disposition en klippes superposées figurée sur les feuilles 1/50 000 Argos, Astros et Paralion Astros (n° 273, 292 et 293, fig. 85) peuvent laisser supposer de très importants redoublements en son sein. Un travail très détaillé demeure ici indispensable qui nécessiterait de l'observateur une excellente connaissance des *Globotruncana*, à déterminer sur le terrain. Soulignons enfin que la différenciation tectonique de la partie orientale de la nappe du Pinde-Olonos n'est pas propre au Péloponnèse : une structure peu écaillée, d'apparence quasiment tabulaire caractérise également la partie interne des affleurements pindiques au bord N du golfe de Corinthe (voir fig. 85 ; d'après Beck, 1975).

B) LA BANDE TRANSVERSALE DE GRECE CONTINENTALE

Il s'agit ici plutôt d'un territoire de forme carrée, situé presque à mi-distance du Pinde septentrional et de la bande péloponnésienne. Ce territoire recouvre l'ensemble des affleurements de la série mésozoïque du Pinde-Olonos situés entre le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie qui s'étend à l'W et le Flysch du Synclitorium du Pinde oriental d'Etolie. Il correspond (fig. 84) à la totalité de la coupure Frangista (n° 188) et à la moitié occidentale de la feuille Karpénission (n° 189) de la couverture à 1/50 000 de la Grèce. Il fut cartographié entièrement à cette échelle (carte hors-texte) et la feuille Frangista fut publiée par l'Institute of Geological and Mining Research de Grèce, en 1980.

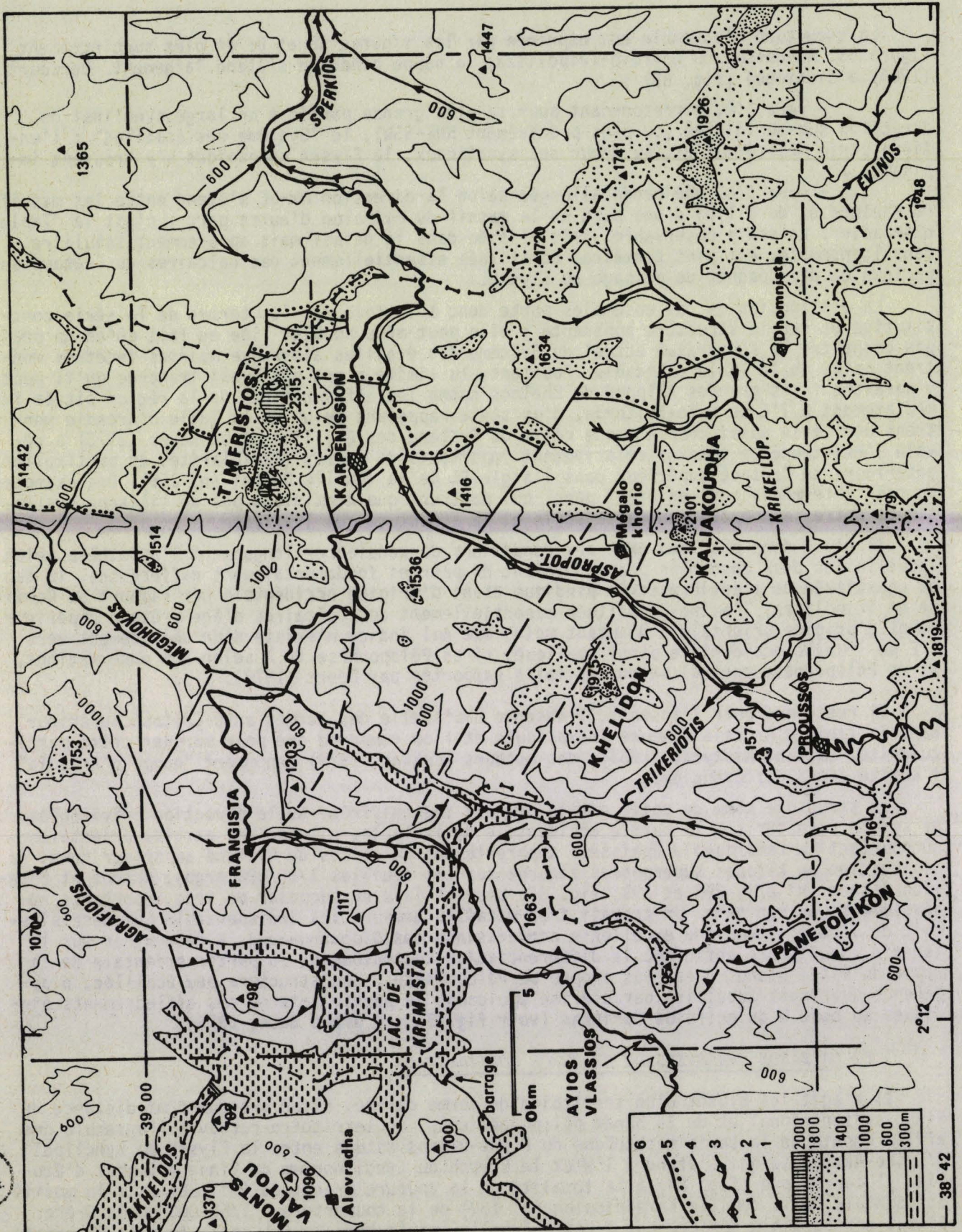


Fig. 87. -

BIS LILLE

1) PRESENTATION DE LA REGION (fig. 86)

Cette région, typiquement "pindique" (aux yeux du géologue) présente la particularité de marquer une interruption du relief de l'épine dorsale pindique, ailleurs infranchissable par la route entre le Kastaniotikos (route Kalambaka-Metsovo-Ioannina) et le golfe de Corinthe. On a pris l'habitude de nommer "couloir de Karpénission" (Aubouin, 1959), la dépression transversale qui en résulte et qu'emprunte depuis l'après-guerre une route qui conduit de Lamia à Agrinion.

Elle recouvre presque exactement la moitié méridionale -la moins pauvre- de l'Evritanie, Nome (province) entièrement montagnard, dont la moitié septentrionale, impénétrable à l'occupation ottomane fut nommée Agrafa ("non écrit"), sans doute sur les livres des collecteurs d'impôts. Son chef-lieu, Karpénission réunissant quelques milliers d'âmes est la seule ville qui puisse être signalée, où le commerce est concentré et où sont traités les bois exploités alentours. Le tourisme y est cependant florissant à la belle saison, pendant laquelle un millier d'habitants de Lamia et d'Athènes viennent chercher la fraîcheur, se répartissant entre Karpénission et les villages de Mikro Khorio et Megalo Khorio essentiellement.

Les villages (réunissant rarement plus d'une centaine d'habitants, à l'exception de Frangista) et les hameaux sont nombreux, maintenant rejoints -par des pistes souvent carrossables- à la route qui depuis longtemps (elle est indiquée en "chaussée" sur une carte de 1917) relie Karpénission à Lamia vers l'E et depuis plus de 20 ans à Agrinion vers l'W. Un autre débouché routier existe depuis peu d'années, qui permet en suivant l'Aspropotamos de joindre le centre religieux de Proussos puis Thermon et Agrinion, non sans avoir franchi un col à près de 1 500 m. Mais sauf en suivant le lit des cours d'eau, trop encaissés pour que la route emprunte leurs berges, il faut toujours franchir de hauts cols pour parvenir dans la cuvette de Karpénission ; venant de Lamia il faut franchir le Rakhi Timfristos, et venant d'Agrinion le col du Perdikotopos (= Tamburia) tout deux à des altitudes proches de 1 200 m, c'est-à-dire peu praticables l'hiver.

La population, longtemps coupée des grandes voies de communication, est encore adaptée par son nombre et ses activités à la vie montagnarde ; chaque village a dû jusqu'à ces dernières années se suffire à lui-même, ce qui imposait un nombre très restreint d'habitants, adapté aux maigres possibilités de culture et de pâture -réservée aux moutons- d'une région où l'on ne connaît pas les surfaces planes. Même la dépression de Karpénission est encombrée par un gigantesque cône de déjection en forte pente impropre aux cultures ; c'est en fait au sommet du Timfristos que les plus grandes surfaces planes se développent : les troupeaux de moutons y sont nombreux à la belle saison. On comprend que de telles régions aient produit une grande partie des citoyens Grecs qui en de nombreux pays d'Occident et principalement en Amérique du Nord constituent d'importantes colonies.

Aux difficultés naturelles se sont ajoutées les destructions des hommes ; siège de partisans, la région fut l'objet d'une sévère répression lors du dernier conflit mondial. La carte 1/50 000 (dite "First Edition AMS - sheet 1718 - toponymie en caractères latins), de peu postérieure à ces événements (1952 ?) en témoigne : Karpénission est dite détruite à 95 %, et les plus grands villages proches, tout comme Frangista, Ayios Vlassios l'étaient souvent à plus de 50 % ; seuls ceux qui étaient vraiment inaccessibles -donc très petits- furent épargnés.

Fig. 87. - Esquisse orographique et hydrographique des régions étudiées et leurs environs immédiats, d'après la feuille 1/200 000 "Evrytanias" de l'"Ethniki Statistiki Ypiresia tis Ellados", édition de 1972.

Le choix des courbes de niveau est destiné à mettre en évidence les grands massifs montagneux ; la limite 300 m correspond aux rives du Lac de Krémasta, située en été aux environs de 260 m.

Légende - 1 : rivière ; 2 : limite du Nome d'Evrytanie (à l'W, Etolie-Akarmanie ; à l'E, Ethiotide) ; 3 : principales voies routières ; 4 : front de la nappe pindique ; 5 : limite occidentale des régions où n'affleure que le Flysch ; 6 : grands accidents subverticaux. Les limites des feuilles Frangista (à l'W) et Karpénission (à l'E) sont indiquées en trait fort.

La végétation est clairsemée ou absente au-dessus de 1 400 ou 1 500 m ; les résineux, constituant une belle forêt maintenant de plus en plus activement exploitée, se développent ensuite jusque vers 800-900 m, cédant la place au Chêne vert jusque vers 700 m, altitude en dessous de laquelle on le trouve mêlé au Chêne kermès, lequel devient ensuite dominant. Les platanes suivent le fond des vallées.

L'ensemble montagneux constitue, vu sur une carte, un gigantesque amphithéâtre ouvert au NW et regardant vers le lac de Kremasta, marqué par une ligne de crête (délimitant l'Évritanie) joignant le Panétolikon au Timfristos (fig. 87). Cet aspect n'est cependant pas discernable sur le terrain en raison de la présence d'une muraille qui le traverse du NW au SE, constituée par les massifs du Khélidon et du Kaliakoudha, et qui limite le regard. Un trait n'est pas sans surprendre : la dépression de Karpénission, déjà étonnante par ses dimensions dans un cadre pindique, avoisine l'un des sommets principaux de toute la chaîne, dénommé Véloukhi (2 315 m) point culminant du puissant massif du Timfristos. Ce massif lui-même constitue une curiosité : ses formes molles l'apparentent beaucoup plus aux monts d'altitude peu élevée qui s'étendent au travers du couloir de Karpénission qu'aux massifs qui rivalisent d'altitude avec lui dans l'ensemble de la chaîne pindique mais qui présentent des crêtes déchiquetées.

Les rivières sont nombreuses, parcourant l'amphithéâtre montagneux : Aspropotamos (ou Karpénissiotis), Krikellopotamos, confluant pour donner naissance au Trikériotis (c'est son nom sur les cartes administratives à 1/200 000 de Grèce ; la dénomination est Krikeliotis sur les cartes à 1/50 000 récentes, Trikeliotis sur les cartes plus anciennes), ou venant du N : Megdhovas (Tavropos selon la dénomination officielle récente), Agrafiotis, strictement évritaniennes, Akheloos de provenance plus septentrionale. Ces rivières viennent converger dans la dépression maintenant fermée par le barrage de Krémasta (construit en 1964-1965) et alimentent le lac qui sépare maintenant la région pindique qui nous occupe de la terminaison méridionale des Monts Valtou (= massif du Gavrovo) visités précédemment. Deux grands ouvrages, dont la construction fut menée alors que le barrage n'était pas en eau, le franchissent ; l'un (Pont Episkopi, voir fig. 77 et 146) est depuis quelques années en service sur la route Karpénission-Agrinion ; l'autre (Pont Tatarnas, voir fig. 17), remarquable par la portée de son arche centrale, demeure inutilisé.

Le dispositif orographique comme le cours des rivières constituent un ensemble paradoxal : l'amphithéâtre montagneux est fermé à l'E par des crêtes installées sur le Flysch, atteignant des altitudes plus élevées que les montagnes calcaires situées à l'W ; les rivières venant du pays de Flysch oriental, traversent la chaîne constituée de formations plus dures sans s'adapter à la lithologie ni même à la structure la plus apparente.

2) L'ÉTAT DES CONNAISSANCES GÉOLOGIQUES

Les pionniers de la géologie hellénique passèrent à Karpénission ; Neumayr (1880), Philippson (1890 b), Renz (1930) ont laissé des coupes, de plus en plus précises (voir un rappel *in* Koch et Nicolaus, 1969, pl. 4) dont seule cependant celle de Renz donne une idée de la structure d'ensemble. Cet auteur citait en outre des faunes d'Halobies récoltées dans les calcaires triasiques et des Orbitoïdés du sommet des calcaires crétacés de la région de Karpénission, et donnait dans son ouvrage de 1955 (p. 317-318) quelques indications sur la constitution de la nappe à son front, près d'Ayios Vlassios. On a peine par ailleurs à trouver trace d'autres visites, encore que Kiskyras (1963) dise un mot sur les calcaires "supposés triasiques" et les calcaires à *Globotruncana* de Viniani et que Temple (1968, pl. 2, fig. 2) donne une photo de "thin bedded red radiolarian chert of Jurassic age deformed into tight chevron-folds" d'un très caractéristique affleurement du bord de route entre Frangista et Ayios Yeoryios (rectangle K 7, fig. 88).

Aubouin et Guernet (1963) devaient mettre en évidence, au front de la nappe, l'existence d'une "zone failleuse transversale" responsable de la différenciation du couloir de Karpénission et de la demi-fenêtre du Megdhovas, maintenant envahie par les eaux du lac de Krémasta.

Le mémoire de Koch et Nicolaus (1969), centré sur l'étude du domaine de Flysch oriental, commente la feuille Karpénission levée par ces auteurs en collaboration avec G. Kaltergis. Les termes reconnus sont les suivants (d'après la légende de la carte à 1/50 000) :

- "Halobia beds" (non distingués sur la carte) du Carnien ; les auteurs y reconnaissent des passées périto-sableuses (150-200 m) ;
- "Upper Triassic Limestones" du Norien-Rhétien (400 m) ;
- "Shale-chert group" du Jurassique-Crétacé inférieur (800 m) ;
- "Orbitolina Limestone" du Barrémien-Aptien et Cénomanién (terme non distingué sur la carte de l'ensemble suivant) ;
- "Platy hornstein Limestone" du Crétacé supérieur présentant une passée terminale "Orbitoides limestone" du Maastrichtien, dans laquelle apparaissent les premiers sédiments arénacés et terminée par un niveau "danien" (500-600 m) ;
- "East Pindos Flysch".

Il paraît clair que ces subdivisions et les estimations de puissance des divers termes ont été établies à l'W du massif du Timfristos (Simbetheriaco) où les conditions d'affleurement et une tectonique très particulière rendent les observations délicates ; disposant d'affleurements plus occidentaux d'interprétation plus aisée, je tenterai de montrer qu'on peut distinguer de plus fines divisions et que la puissance de la série mésozoïque ne doit pas dépasser un millier de m au total.

Vers le S, les levés de D.L. Loftus, datant des années 1963-64, furent publiés en 1971 (feuille Nafpaktos, n° 220 - voir fig. 84) et en 1977 (feuille Thermon, n° 202) ; ils sont fondés sur la distinction des termes suivants :

- un terme calcaire marqué par la présence d'Halobies (il s'agit sans doute du "Drimos inférieur" de ce mémoire) ;
- un terme calcaire à oolites et Algues calcaires, intercalé de radiolarites rouges, attribué au Jurassique (il s'agit probablement du "Drimos supérieur") ;
- un terme constitué de "shales, cherts and limestone" attribué soit au Crétacé inférieur-Coniacien (Nafpaktos) soit au Jurassique supérieur à Coniacien (Thermon) ; il s'agit des Radiolarites s.l. ;
- un terme calcaire sénonien-maastrichtien ; il s'agit des "Calcaires en plaquettes" et des "Couches de passage au flysch" ;
- le Flysch.

Vers le N, les récents travaux de Mpodozis (1977), de Lybéris (1978) et de Mpodozis et coll. (1979) portant sur le territoire couvert par la feuille 1/50 000 Agrafa (n° 169) jouxtant immédiatement au N celui de Karpénission-Frangista, confirment précisément la validité des divisions que j'avais pu discerner (Fleury, 1974 et *in* Dercourt et coll., 1977).

3) PRESENTATION GEOLOGIQUE DE LA REGION

Le schéma d'ensemble présenté sur la figure 88, traduisant l'essentiel des traits de la région permet un bref exposé.

Les sédiments mésozoïques constituent un ensemble présentant très typiquement les faciès rencontrés dans la nappe du Pinde-Olonos. D'exceptionnelles conditions d'observation justifient que par la suite on entreprenne les analyses d'ensemble à partir d'exemples locaux.

L'analyse structurale est dans ces conditions grandement facilitée, encore qu'un important réseau d'accidents transverses soit de nature à rendre plus délicate l'interprétation de certains traits. La classique structure écaillée affectant préférentiellement la partie frontale de la nappe est reprise par des déversements vers l'E (avec lesquels coïncident les tronçons adaptés du réseau hydrographique), répartis sur toute la largeur des affleurements. L'existence d'une importante sinuosité du front de la nappe, correspondant à la demi-fenêtre du Megdhovas (occupée en partie par le lac de Krémasta) permet de montrer l'enracinement des structures écaillées sur le contact basal de la nappe.

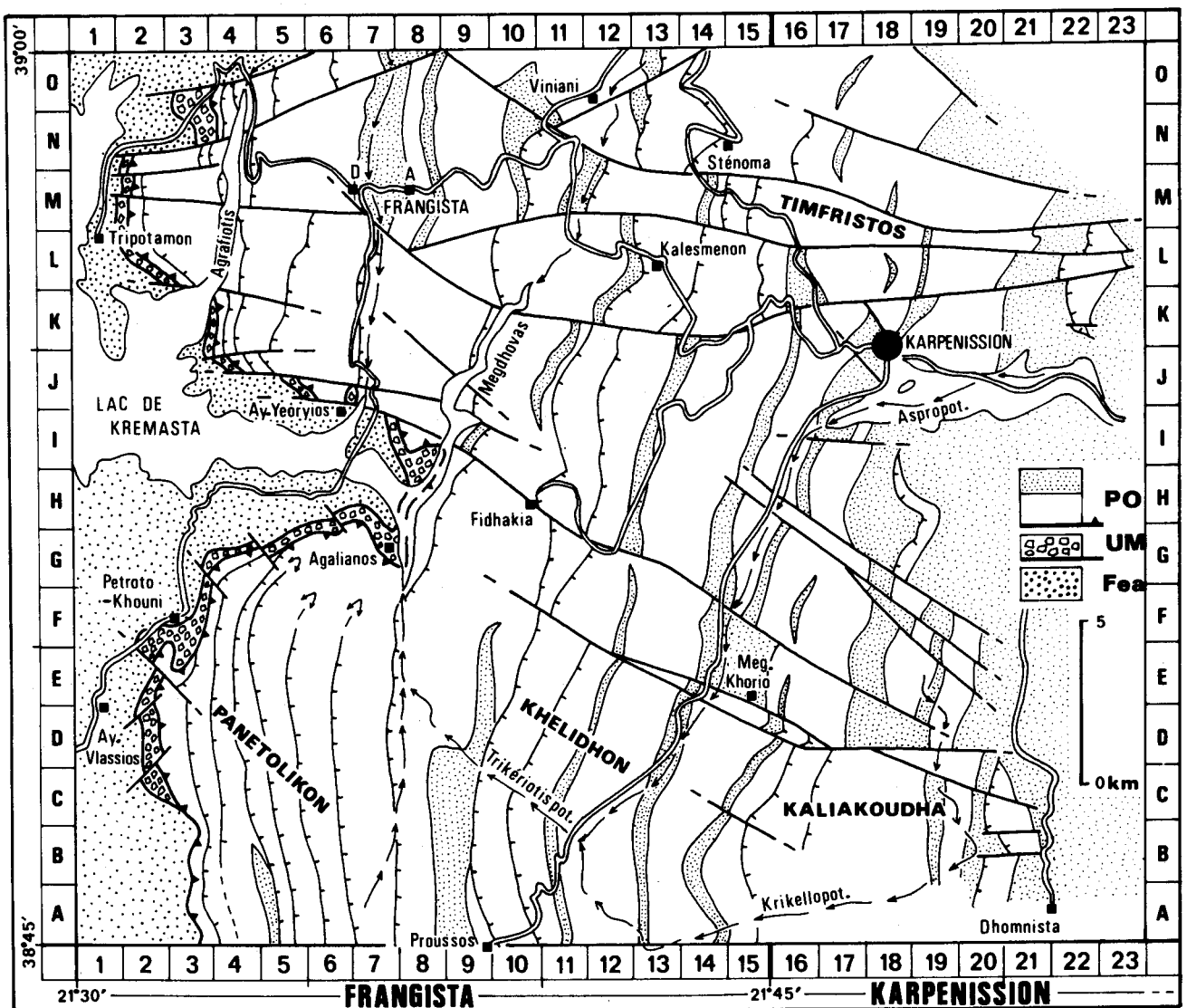


Fig. 88. - Schéma structural de la région de Karpénission-Frangista.

On a figuré les principales écaïles, correspondant au chevauchement de termes d'âge triasique sur des termes d'âge crétacé supérieur à éocène. Un système de coordonnées figure en marge (également porté sur la carte hors-texte), qui servira dans le cours du texte à localiser les affleurements signalés.

Légende - Fea : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; UM : Unité du Megdhoas ; PO : Série du Pinde-Olonos (série mésozoïque et Flysch cénozoïque distingués).

CHAPITRE II : CARACTERISATION DES SIX TERMES CONSTITUANT LA SERIE DU PINDE-OLONOS ; DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE

Soulignons que dans la zone du Pinde-Olonos particulièrement, en raison des complications tectoniques de détail fréquentes et souvent cryptiques, quelles que soient les conditions d'affleurement, aucune coupe ne peut être considérée *a priori* comme révélatrice d'une succession sédimentaire normale. C'est seulement par la répétition d'observations concordantes qu'il est possible d'assurer qu'un affleurement reflète la séquence sédimentaire d'origine.

On examinera 5 coupes répondant à ces conditions, situées dans des régions assez éloignées les unes des autres pour que les traits communs qui s'en dégagent présentent une signification d'ordre général. Bien qu'une vue synthétique ne puisse être acquise qu'à l'issue de cet examen, on indiquera d'emblée la nomenclature qui sera retenue et chaque terme sera rapporté à un système de numérotation toujours identique dans l'ensemble de ce texte et déjà précédemment utilisé (Fleury, *in* Dercourt et coll., 1977).

Les colonnes lithologiques sont présentées figure 89, les localités sont signalées par le même sigle sur les figures 84 et 85.

I. - UNE COUPE EN GRECE CONTINENTALE MOYENNE : COUPE DE KARPENISSION

Pour ne pas toujours présenter chaque terme dans sa meilleure expression connue, cette coupe offre une succession remarquablement continue de l'ensemble de ces termes, en un lieu aisément accessible. Il est possible, en un parcours d'à peine plus de 2 km, en bord de route, d'observer l'ensemble de la séquence constituant l'essentiel de la nappe, sous ses faciès les plus habituels et sans complications tectoniques autres que des replis de détail (voir panorama sur cette coupe, fig. 139).

Cet affleurement est propre à constituer une référence aisée pour une prise de contact avec la géologie pindique. J'en menerai donc une description détaillée ; en outre, je développerai par la suite un commentaire qui fera la part des traits de valeur générale ou purement locale et j'indiquerai les lieux proches où des observations complémentaires peuvent être menées, susceptibles de pallier les faiblesses de la coupe.

A) DESCRIPTION DE LA COUPE

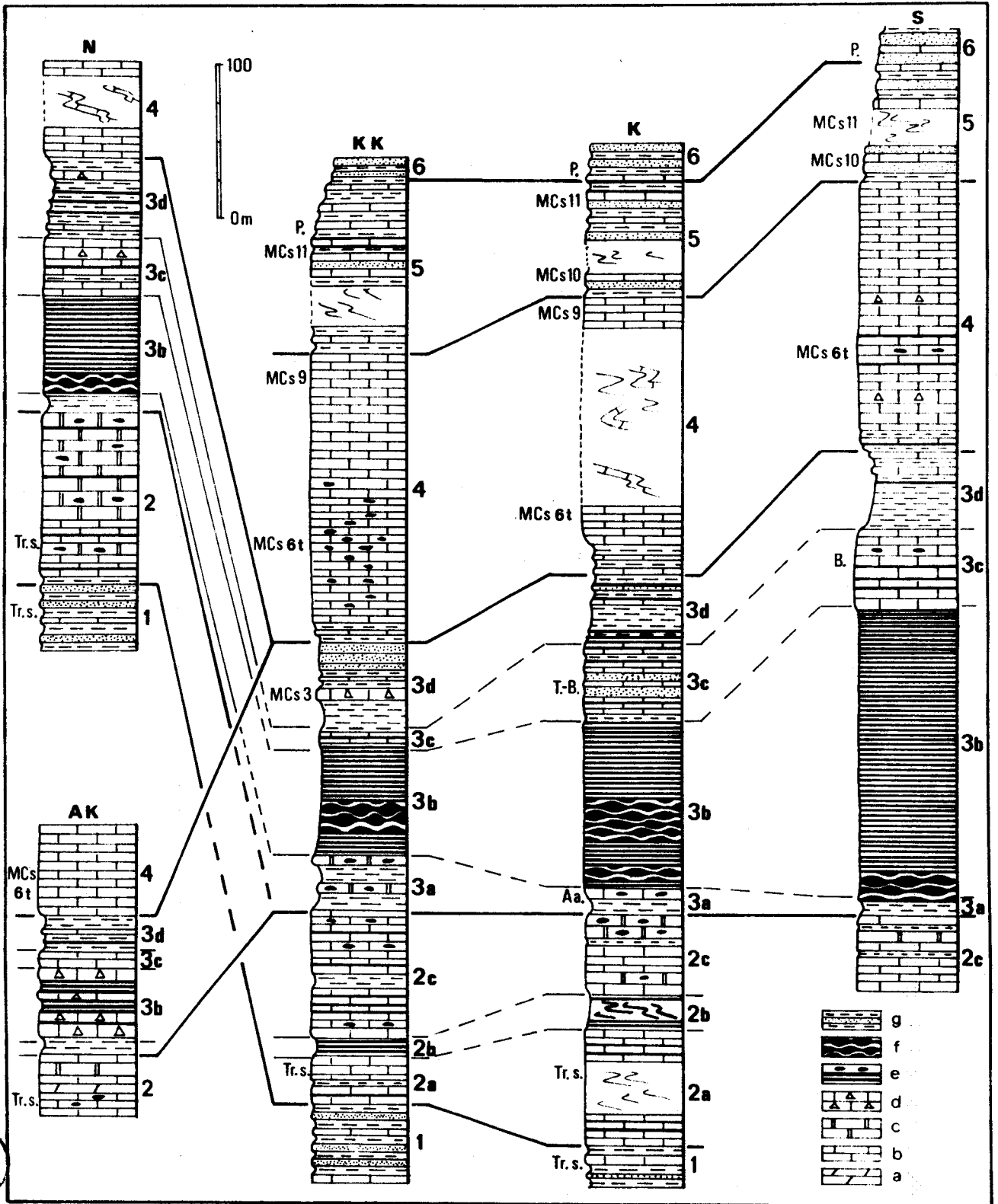
L'affleurement est situé à la limite des rectangles K 15-K 16 (fig. 88), soit à 9 km de Karpénission par la route de Frangista et Agrinion. Les premiers affleurements observables (situés en A, fig. 90) se trouvent à 300 m en deçà du col du Perdikotopos où s'embranchent la route de Fidhakia.

Un important accident transverse (f) limite au S les affleurements examinés ; il est responsable du fait que peu en amont du point A, affleurent des couches sans relation avec la séquence décrite. La dépression bordant à l'E la crête montagneuse (Perdikotopos) signale l'affleurement du terme 1. On se déplacera ensuite sans autres précisions du point A au point E (fig. 90). Une colonne lithologique sommaire est donnée figure 89 (colonne K).

- TERME 1 (DETRITIQUE TRIASIQUE)

En partie caché par des éboulis, ce terme de nature essentiellement pélitique affleure peu ici.

Les pélites visibles en bord de route sont très argileuses, de teinte grise. Des calcaires y sont intercalés, en bancs d'épaisseur décimétrique (20 cm) ; leur teinte est bleu-tée, mais une de leurs caractéristiques est de présenter un aspect "marbré", c'est-à-dire que sur le fond gris-bleu apparaissent des taches jaunâtres de formes et de dimensions variées. Des "filaments" courts et courbes et de gros Radiolaires s'y trouvent dispersés. De minces niveaux (centimétriques) gréseux sont observables, représentant certainement moins de 10 % de la puissance du terme ; leur caractéristique est de se débiter aisément en fines lamelles.



BHS
LILLE

Fig. 89. -

La puissance apparente du terme est de plusieurs dizaines de m, mais sa situation à la base d'une écaille interdit d'évaluer sa véritable épaisseur. On n'en observe que les 5 m supérieurs, qui paraissent passer en continuité au terme suivant.

On n'a pas observé localement des tests d'*Halobiidae*. Une recherche de Conodontes n'a donné que quelques spécimens brisés, rapportés au genre *Hindeodella* par B. Vrielynck.

Les Radiolaires sont exceptionnellement bien conservés dans quelques cas. De Wever (*in* De Wever et coll., 1979) a pu en un très riche échantillon de cette localité (XPF 30) distinguer 42 formes différentes, dont 18 formellement identifiées au niveau spécifique, parmi lesquelles 10 ont leur localité-type en ce lieu. La présence de plusieurs représentants de la famille des *Capnuchosphaeridae* assurerait un âge triasique supérieur à l'association qui, par ailleurs, présente de grandes analogies avec des associations de Sicile et de Turquie, d'âge carnien-norien, étudiées dans le même article.

- TERME 2 (CALCAIRES DE DRIMOS)

Ce terme est à dominante calcaire mais cependant riche en silice. Il est très plissé dans le détail et ne pourra faire l'objet d'estimations d'épaisseurs. On distingue 3 divisions (voir colonne K, fig. 100) :

2a (*Drimos inférieur*)

L'ensemble est constitué de calcaires en petits bancs (épaisseur généralement comprise entre 2 et 10 cm), de teintes claires et d'apparence verdâtre en raison de la présence de minces feuilletés pélitiques verts à leur limite. La silice, de teinte sombre (parfois rouge) se présente soit en petites amandes situées dans l'épaisseur du banc calcaire, soit en minces bancs individualisés.

La caractéristique principale de cet ensemble est de renfermer des niveaux extrêmement riches en longs "filaments" étroitement superposés, formant des "feutrages" caractéristiques. Le film pélitique situé entre les bancs permet souvent d'observer, en surface ou en cassure parallèle à la surface, que ce type de "filament" correspond à des sections de tests d'*Halobiidae*.

Quelques variations du détail du faciès peuvent être notées :

- à la base, peu replissés (pendages sub-verticaux), les calcaires présentent des joints plans soulignés par de fines passées pélitiques vertes (du mm au cm) ; la patine d'ensemble est sombre, les niveaux à "filaments feutrés" nombreux ;
- la plus grande partie observable, extrêmement plissée dans le détail (plan axial des petits plis métriques aigus à plongement occidental comme la masse calcaire elle-même) est peu riche en joints pélitiques. La patine d'ensemble est claire (gris-jaunâtre), comme la cassure des calcaires (gris clair) dont certains, verdâtres, sont riches en Radiolaires. Dans l'ensemble, les bancs présentent des limites ondulées et sont intercalés de nombreux niveaux siliceux sombres ;
- à l'extrême sommet, les calcaires de mêmes caractéristiques sont démunis de "filaments" et se distinguent par la teinte rouge-sombre (patine blanche) de la silice qu'ils contiennent.

Fig. 89. - Colonnes lithologiques présentant 5 coupes continues de la série du Pinde-Olonos, signalées par les mêmes sigles sur les figures 84 et 85.

La numérotation (1 à 6) des termes et de leurs divisions correspond à celle du texte - 1 : Détritique triasique ; 2 : Calcaires de Drimos ; 3 : Radiolarites s.l. ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch ; 6 : Flysch. Seules les datations certaines sont rapportées à gauche des colonnes - Tr. s. (Trias supérieur-Carnien, Norien) ; Aa : Aalénien ; T. B. : Tithonique supérieur-Bérriasien ; B : Bérriasien ; MCs 3 : Turonien inférieur et moyen ; MCs 6t : Limite Santonien-Campanien ; MCs 9 : Maastrichtien basal ; MCs 10 : Maastrichtien p.p. ; MCs 11 : Maastrichtien terminal ; P : Paléocène. Légende lithologique - a : dolomies ; b : calcaires micritiques ; c : calcaires graveleux ; d : calcaires bréchiques ; e : jaspes et silex ; f : jaspes "amygdalaires" ; g : grès et pélites.

Dans l'ensemble, les calcaires sont tous des micrites, parfois dépourvues de fossiles, parfois riches en Radiolaires, parfois extrêmement riches en "filaments" et Radiolaires associés.

Des *Halobiidae* ont été observés en plusieurs points mais bien que reconnus comme tels par P. Bonardi de Capoa, ils ne furent pas déterminés en raison du mauvais état de leur conservation. On n'a pas recherché ici de Conodontes.

2b (Passée jaspée)

Le contact apparemment normal de cette division à la précédente est souligné par un mince niveau pélitique vert surmonté d'un banc jaspeux décimétrique portant une vive coloration jaune, probablement liée à la présence d'encroûtements manganésifères.

Les jaspes rouges qui constituent l'essentiel de la division se présentent en petits bancs centimétriques séparés par des joints pélitiques également rouges. De rares Radiolaires constituent le seul peuplement observé de ce faciès.

Le passage à la division suivante est en partie caché par des éboulis.

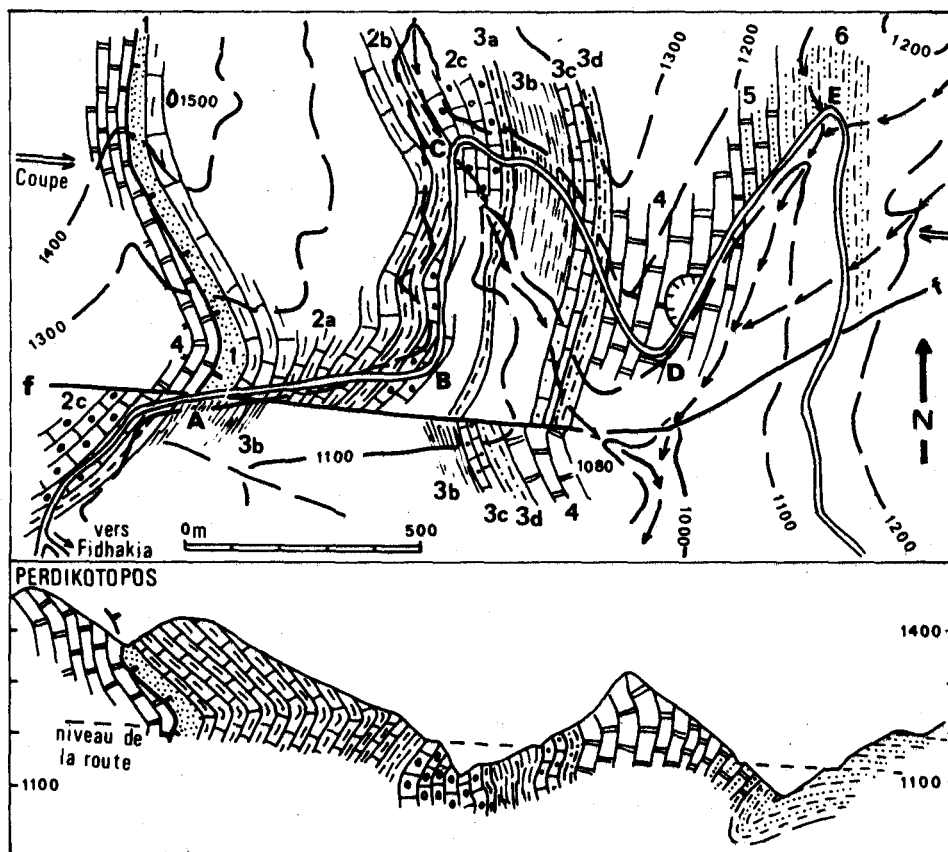


Fig. 90. - Croquis géologique situant les observations effectuées sur la coupe de Karpénis-sion.

L'emplacement de la coupe est localisé figure 84 et plus précisément sur la figure 134 (rectangle portant la mention "90"). La numérotation des termes est celle du texte ; les lettres majuscules identifient quelques points de repères cités dans le texte.

2c (Drimos supérieur)

Affleurant quelque peu au point B (fig. 90) puis après le point C, cette division est constituée de calcaires en petits bancs centimétriques à patine claire (jaunâtre), gris-jaune en cassure, séparés par des joints pélitiques d'abord rougeâtres puis verts et dépourvus de "filaments" comme de silex noirs. Des bancs plus épais (d'ordre décimétrique), graveleux à oolitiques, grisâtres (patine brune, souvent), s'intercalent de plus en plus fréquemment vers le sommet de la division ; les plus épais incluent des rognons siliceux blancs. Les 25 derniers m, affectés seulement de quelques plis coffrés, affleurent verticalement.

Les calcaires en minces bancs correspondent à des micrites, parfois pelletoidales, parfois à Radiolaires, et exceptionnellement à rares courts "filaments" rectilignes ne constituant jamais de feutrages, attribuables probablement à des sections de débris de coquilles, mais sans doute pas à des *Halobiidae*, jamais observés à ce niveau.

Les calcaires en bancs plus épais (10 cm et plus) sont de faciès très différent. Il s'agit en majorité de sparites à grain très fin ("microsparites", selon Elf-Aquitaine, 1975), dont les cristaux dépassent rarement 0,020 mm. Les éléments figurés, abondants mais rarement jointifs, arrondis ou ovoïdes, souvent bien calibrés (0,20-0,50 mm) sont de nature très variée : débris d'organismes divers, oolites, éléments micritiques dépourvus de structure propre.

Les débris de fossiles sont rarement identifiables avec certitude au niveau spécifique ; on reconnaît, outre des débris d'Echinodermes, des Nodosariidés, Lituolidés, *Ataxophragmidae* et *Thaumatoporella*. Vers le sommet de la division (15 derniers m), on distingue de rares *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp. et des fragments attribuables au genre *Meyendorffina* (*Lucasella*). Ce dernier fossile indiquerait l'Aalénien, ce qui sera confirmé plus loin.

- TERME 3 (RADIOLARITES s.l.)

Ce terme est caractérisé par la teinte rouge de ses constituants, qui s'organisent en 4 divisions (voir fig. 105, colonne K). Ces couches affleurent dans la partie moyenne du tronçon de route joignant les points C et D ; elles sont verticales, affectées de rares petits plis.

3a (Pélites de Kastéli)

Cet ensemble pélitique d'une épaisseur proche de 10 m, est en partie recouvert d'éboulis. La couleur des pélites, jaune verdâtre dans la première moitié, passe au rouge - à larges taches vertes - ensuite. Quelques bancs de calcaire argileux gris clair à patine jaune y sont intercalés.

Un banc calcaire graveleux-oolitique identique à ceux de la division 2c souligne la limite 3a-3b. Il s'agit d'une intramicrite packstone essentiellement constituée d'oolites fibroradiées, ayant livré plusieurs sections attribuées à *Meyendorffina* (*Lucasella*) *cayeuxi* (Lucas) par J.P. Bassoullet, assurant un âge aalénien (Bassoullet et Fourcade, 1979).

3b (Radiolarites s.s.)

Il s'agit de jaspes de teinte rouge ou verte, d'une puissance proche de 100 m, dans lesquels on peut distinguer :

- (35 m) jaspes de teinte rouge en bancs centimétriques à surfaces planes, soulignées de joints pélitiques rouges (environ 1 cm). Le faciès "amygdalaire" y est peu représenté ;
- (45 m) jaspes en bancs épais (pluridécimétriques), rouges ou verts, de plus en plus massifs et présentant une patine brunâtre vers le sommet, séparés par de minces films pélitiques ou de fines croûtes manganésifères. Les 15 premiers m de cette subdivision présentent d'abondants nodules de forme lenticulaire qui peuvent être dégagés de la roche ; je nomme "amygdalaire" ce faciès, comme Dercourt (1964) ;

- (20 m) jaspes rouges en bancs centimétriques à joints plans soulignés d'un film pélitique.

Seuls des Radiolaires semblent peupler ces niveaux, qui ne peuvent donc pas être datés directement pour l'instant.

3c (Calcaires à Calpionelles)

Un banc calcaire bréchique rouge à éléments verts et rognons siliceux surmonte directement les jaspes précédents ; il est séparé des affleurements suivants par un ravin encombré d'éboulis suggérant l'existence d'une passée pélitique non visible. Affleurent ensuite :

- (15 m) pélites, calcaires argileux, dont les 5 derniers m sont intercalés de calcaires microbréchiques à rognons siliceux, en bancs décimétriques et de calcaires à Radiolaires en bancs centimétriques. L'ensemble est de teinte rouge ;
- (10-15 m) pélites jaunes ou rouges, calcaires argileux rouge-sombre en bancs d'ordre centimétrique et minces niveaux jaspeux de même couleur intercalés de plusieurs passées gréseuses (totalisant plusieurs m d'épaisseur) peu cohérentes, de teinte verdâtre ;
- (15-20 m) de calcaires rosés en bancs d'épaisseur centimétrique, alternés de niveaux pélitiques (5-10, jusqu'à 20 cm) rouges ;
- 5 m de jaspes et pélites rouges en bancs centimétriques.

Plusieurs bancs calcaires répartis dans l'ensemble de la division ont livré des Calpionelles, toujours rares cependant (au mieux, 2 ou 3 par lame mince) et dans des micrites toujours finement détritiques, si bien que les espèces déterminées par G. Le Hégarat -*Calpionella alpina* Lor. et *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.) - dont les représentants paraissent au moins déplacés, n'indiquent qu'une limite d'âge inférieur (tithonique supérieur). Par ailleurs, les brèches à débris anguleux (serpentes, jaspes à Radiolaires et quartz) ont livré plusieurs sections de *Protopenneroplis* et de nombreux débris d'Echinodermes.

3d (Marnes rouges à Radiolaires)

Cet ensemble pélitique présente :

- (5 m) alternance de jaspes et pélites rouges alternant en niveaux centimétriques ;
- (20 m) pélites et rares calcaires argileux de teinte générale rouge ; la partie médiane de l'ensemble est d'un rouge très vif, les 5 derniers m d'un rouge très sombre. Il s'agit du dernier niveau presque vertical et peu affecté de plissements de détail ;
- (15 m) pélites, jaspes rouges et calcaires roses en minces bancs centimétriques, et très minces passées détritiques (quartz détritiques anguleux ne dépassant pas 0,1 mm) ; cette subdivision est vivement plissée dans le détail.

Outre des Radiolaires très mal conservés dans les bancs micritiques, on a observé dans les bancs détritiques sommitaux des Pithonelles indiquant qu'un niveau élevé du Crétacé inférieur au moins est ici atteint.

On sera conduit par la suite à rapporter la dernière subdivision à un "niveau de transition" entre les termes 3 et 4 (marqué 4/3 sur les coupes).

- TERME 4 (CALCAIRES EN PLAQUETTES)

Sans que soit sensible une limite tranchée, les jaspes disparaissent peu à peu, alors que les calcaires deviennent dominants. On observe (fig. 112) :

4a (Calcaires roses)

- (15-20 m) d'abord roses et représentant en épaisseur cumulée la moitié, puis plus de la moitié de la puissance totale, les calcaires deviennent peu à peu blancs, alors que les lits pélitiques diminuent d'épaisseur et de fréquence. Des Radiolaires sont parfois observables.

4b (Calcaires à Globotruncana)

Une épaisseur incertaine (20 m ?) en raison des vifs plissements qui les affectent, de calcaires en petits bancs, blancs puis bleutés.

Près de la base de cette division, un banc calcaire a livré une maigre association de *Globotruncana* dont semblent absentes *Gt. helvetica* et *Gt. concavata* ce qui, en présence de *Gt. coronata* (seule espèce certainement identifiable après dégagement), *Gt. tarfayaensis* ? et de *Gt. gr. sigali* (sections 20 et 21, fig. 113) pourrait indiquer la zone MCs 4 (Turonien supérieur-Coniacien p.p., voir fig. 108), datation qui demeure douteuse en raison de la pauvreté de la faune.

Les bancs bleutés renferment en revanche d'abondantes faunes où sont identifiées avec certitude les espèces caractéristiques (sections 30 à 32, fig. 115) de l'intervalle MCs 6t (limite Santonien-Campanien).

4c (Calcaires gris)

La masse des calcaires est intensément plissotée, on ne peut juger de leur puissance. Après le passage au point D, puis devant une carrière exploitant le piton rocheux, on retrouve des calcaires blancs en petits bancs, disposés verticalement. Quelques rares niveaux à *Globotruncana* s'y trouvent près de la limite du terme suivant.

On a pu en dégager, en mauvais état, *Gt. arca*, *Gt. stuartiformis* et *Gt. fornicata*, dont la détermination se trouve cependant confirmée par les sections observées (voir fig. 115, sections 12 à 27), parmi lesquelles *Gt. ventricosa* est certaine. Il s'agirait d'un niveau d'âge maastrichtien inférieur (zone MCs 9 probablement) si l'on se fonde sur l'absence de *Gt. calcarata* (MCs 8) et de *Gt. gansseri*, *Gt. contusa*, *Gt. mayaroensis* (MCs 10 et 11).

- TERME 5 (COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH)

C'est à mi-distance des points D et E qu'apparaissent les premières alternances de calcaires à *Globotruncana*, pélitites et grès caractéristiques de ce terme, très plissées dans le détail et plongeant vers l'W. Les derniers bancs calcaires sont soulignés par la présence de petits silex noirs, alors que les *Globotruncana* sont très abondantes.

Près de la base du terme, un échantillon (PNA 15, fig. 112) a permis le dégagement de *Gt. falsostuarti*, *Gt. contusa*, *Gt. stuarti* s.s. et *Gt. gansseri* d'âge maastrichtien élevé (zone MCs 10 - ou 11 ?). On n'a pas recherché à dater directement ici le sommet du terme, qui peut cependant, comme alentours, coïncider presque exactement avec la limite Maastrichtien-Paléocène (voir terme 6).

- TERME 6 (FLYSCH)

Les alternances grés-pélitiques du Flysch affleurent ensuite, plongeant vers l'W jusqu'au point E, puis vers l'E ensuite. On remarque, en son sein, près de sa base, quelques minces bancs calcaires à Globigérinidés cénozoïques qui justifient l'estimation de l'âge du sommet du terme précédent.

B) COMMENTAIRE

On indiquera les lieux proches de la coupe qui permettent d'effectuer des observations complétant celles qui viennent d'être effectuées.

1) DÉTRITIQUE TRIASIQUE

Outre sa médiocre qualité, l'affleurement décrit n'est représentatif que d'une manifestation faciologique particulière dite "pélito-calcaire" du terme. Le même faciès affleure sur une épaisseur de 50 m près de Sténoma (rectangle N 14, fig. 88 ; panorama de la fig. 138, localité 1 entourée d'un cercle) ; on peut également l'observer sous le même faciès près de Kalesmenon (panorama de la fig. 140, situé fig. 141).

Le faciès gréseux, plus largement répandu, qui sera décrit plus loin, peut être aisément observé en bord de route près de Tsouka (rectangles N4 et 04, fig. 88).

2) CALCAIRES DE DRIMOS

Les faciès en sont caractéristiques dans l'ensemble, à quelques détails près qui seront soulignés :

2a. La présence simultanée des tests d'Halobies à la surface des bancs et de "filaments" feutrés dans leur épaisseur constitue un critère sûr de reconnaissance du terme, du moins tant qu'on n'aura pas de raisons de penser qu'existe un faciès analogue, d'âge antérieur au "Détritique triasique". La teinte relativement sombre des affleurements de la coupe, due aux joints pélitiques verts et à l'abondance de silice noire, ne constitue pas une caractéristique d'ordre général et les affleurements (en Péloponnèse particulièrement) peuvent être très clairs et mimer ceux des calcaires crétacés.

2b. Le faciès est caractéristique, encore que les pélites puissent s'y trouver plus abondamment représentées et des calcaires roses s'y trouver associés. L'absence de niveaux "amygdalaires" semble seule permettre de distinguer ce faciès de celui des Radiolarites s.s. L'épaisseur locale peut paraître importante, qu'on met au compte des nombreux replis qui l'affectent, mais on trouve parfois des raisons -jamais objectives cependant- de lui supposer une puissance plus forte que la dizaine de m. Cette division sera peu épaisse -ou absente- vers les régions frontales de la nappe.

2c. L'absence d'Halobies et de "filaments" feutrés est la caractéristique (négative) de cette division. La présence de gros bancs "graveleux" clairs à rognons siliceux est souvent significative mais non caractéristique dans la mesure où ils peuvent disparaître.

Ces trois divisions n'étaient nulle part mieux observables au long de la route. Il est cependant probable que les travaux d'élargissement, déjà avancés au cours de l'été 1976, permettent maintenant de bonnes observations entre Perdikotopos et la vallée du Megdhovas.

3) RADIOLARITES s.l.

L'affleurement de ce terme est excellent dans ces lieux, qui en donnent une très bonne vue, aux remarques suivantes près :

3a. L'affleurement laisse à désirer. On peut en observer d'autres au col du Perdikotopos (près du point A, fig. 89) ou à l'W du col, dans les premiers lacets de la route. Les teintes vertes puis rouges des pélites, comme l'absence de grès en leur sein permettent de les distinguer de celles du "Détritique triasique" de faciès pélito-calcaire (toujours vertes).

3b. Je ne connais aucun autre affleurement qui puisse approcher celui-ci en qualité ; signalons que ce faciès peut être, vers le front de la nappe, masqué en partie par des brèches carbonatées.

3c. Seule la partie supérieure de cette division est typique des faciès habituels, où alternent calcaires, jaspes et pélites roses ou rouges. Les passées gréseuses sont très exceptionnelles, même aux alentours de cet affleurement. On pourra effectuer des

observations complémentaires sur la route de Fidhakia, entre Pirgos et Koumbi (rectangle I 14 - fig. 88), ou sur la route de Frangista au flanc de l'anticlinal proche de Marathia (fig. 142), ou encore peu avant que la route d'Agrinion n'atteigne le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie, à l'E d'Ayios Yeoryios (rectangle J 7 - fig. 147).

3d. Le faciès est ici caractéristique, bien qu'il puisse être envahi de passées gréseuses (Premier Flysch du Pinde), jamais cependant dans la région de Karpénission-Frangista.

4) CALCAIRES EN PLAQUETTES

On pourra observer ce terme, presque complet, le long du tronçon inférieur de la route conduisant de Karpénission à Sténoma, ou mieux au long de l'ancien tracé de cette route (rectangle K 17), sur le flanc oriental du même ravin, où je décrirai une coupe (fig. 111).

5) COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH

L'expression de ce terme est ici réduite au minimum, pour des raisons tectoniques ; l'alternance observable est cependant caractéristique, comme l'abondance des niveaux siliceux noirs proche du niveau où disparaissent les *Globotruncana*.

Il n'existe pas de bonnes coupes dans le secteur. On pourra faire cependant maintes observations dans les larges affleurements apparaissant en bord de route entre Karpénission et la coupe décrite, spécialement au lieu où s'embranchent l'ancienne route de Sténoma (limite des rectangles J 17 et K 17).

6) FLYSCH

Le Flysch affleure peu et mal dans quelques synclinaux. Les affleurements situés autour du point E de la coupe donnent une bonne idée des faciès grésopélitiques de sa partie basale. La présence de quelques niveaux calcaires à Globigérinidés cénozoïques près de sa base est constante dans la région. Les passées calcaires d'âge paléocène supérieur (*Gr. pseudomenardii*) situées à environ 70 m de la base du Flysch sont particulièrement bien exposées sur la route de Fidhakia, près de Miléa (rectangle H 12), et à l'entrée de Mouzilon (rectangle G 18).

II. - UNE COUPE DANS LE "PINDE MERIDIONAL" MOYEN (SYSTEME PLISSE DE KARAVA)

Située près de l'angle NW de la feuille Mouzakion (n° 152 - voir fig. 84), cette coupe est située près du bord oriental des affleurements pindiques, dans le "Système plissé de Karava" (Aubouin, 1959). Bien qu'incomplète à sa base, elle est très significative dans la mesure où les divers termes sont presque entièrement dépourvus de complications tectoniques ; l'affleurement du terme 4, en particulier, est le seul que je connaisse où il semble présenter son entier développement.

La figure 91 situe les 2 tronçons (A et B) de la coupe d'après la carte 1/200 000 de Aubouin (1959). On trouvera une colonne lithologique d'ensemble figure 89 (colonne S) et le détail des termes 3 à 5 figure 109.

Les observations ont été effectuées d'W en E, le long de la route conduisant de Stouraraïka à Pili, à partir d'un pont d'où l'on peut accéder et remonter un cours d'eau franchi par la route, en amont duquel affleure le Flysch du Pinde. Repartant vers l'W, on observe :

Tronçon A

- TERME 2 (CALCAIRES DE DRIMOS)

(50 m d'épaisseur apparente) calcaires clairs, rosés à leur base, puis verdâtres, intercalés de niveaux pélitiques rouges, très plissés dans le détail. Les calcaires en petits bancs sont dans l'ensemble des micrites, parfois riches en Radiolaires ; quelques bancs

plus épais (décimétriques), graveleux, s'y intercalent. Tous présentent des accidents sili-
ceux, soit en niveaux continus et de teinte sombre à la base, soit en rognons clairs vers
le sommet. Ils n'ont livré ni Halobies ni filaments.

Les niveaux graveleux correspondent à des intrasparites (cristaux proches de 0,02 mm)
à éléments arrondis de petite taille (plus petits que 0,5 mm) constitués de débris micriti-
ques, très rares oolites, débris de fossiles : Algues Udotéacées, *Thaumatoporella*, Lituoli-
dés, *Nautiloculina* sp. et *Ophthalmidium martanum* qui semblent assurer un âge au moins lia-
sique. Il s'agirait du "Drimos supérieur".

Le sommet des calcaires constitue un épaulement sur lequel s'appuie le pont.

- TERME 3 (RADIOLARITES s.l.) (voir colonne S, fig. 104)

3a (Pélites de Kasteli ?)

Une lacune d'affleurement laisse supposer la présence de pélites.

3b (Radiolarites s.s.)

- 40 m. Jaspes et Calcaires à Radiolaires, rouge-sombre et prenant le faciès "amygdalaire"
dans les 10 premiers m. Les bancs jaspeux sont ensuite de teinte verte dominante (patine
claire, brun-jaune) et séparés par des joints pélitiques plans ;
- 100 m. Jaspes verts ou rouges à joints plans soulignés par de minces lits pélitiques
(jusqu'à 1 cm) ;
- 50 m. Jaspes, pélites et calcaires rouges en petits bancs (centimétriques à décimétri-
ques). Les pélites représentent environ le quart de la puissance de l'ensemble à sa ba-
se, la moitié vers le sommet, où ne sont pas rares les calcaires fins (micrites), par-
fois argileux, ou microbréchiques (débris d'Echinodermes, de *Tubiphytes* et abondants Ra-
diolaires).

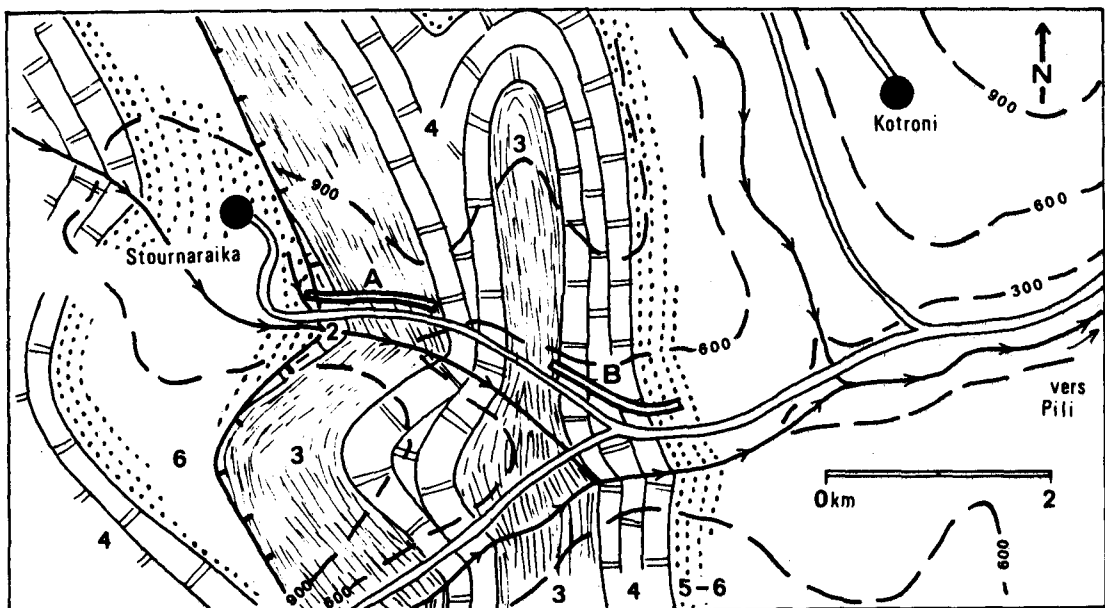


Fig. 91. - Croquis géologique situant la coupe du "Système plissé de Karava" (localité S,
fig. 84, feuille n° 152). D'après Aubouin, 1959, carte hors-texte 1/200 000,
peu modifiée.

Identification des termes par les mêmes numéros que dans le texte (voir aussi fig. 89).

3c (Calcaires à Calpionelles)

- 30 m. Calcaires rosés à nodules ou lits siliceux continus, rouge-sombre ou noirs (bancs 5-40 cm) et pélites rouges en minces interbancs (2-5 cm), microbrèches calcaires au sommet. Vers le milieu de la subdivision, une microbrèche calcaire a livré, dans des passées micritiques, une association de Calpionelles du Berriasien supérieur : *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis oblonga*, *Tintinopsella longa* ? (détermination M. Durand-Delga).

3d (Marnes rouges à Radiolaires)

- 30 m. Pélites rouges (passées vertes ou bleutées) renfermant dès la base de rares bancs centimétriques de grès fin à ciment carbonaté ;
- 20 m. Pélites rouges encore dominantes, intercalées de jaspes et calcaires argileux rouges. Les 5 derniers m montrent une dizaine de bancs centimétriques de calcaire gréseux, et une passée microbréchique renfermant des débris de *Globotruncana* bicarénées d'âge turonien ou plus récent.

La suite de l'affleurement montre le faciès de la base du terme 4, décrit dans le tronçon B de la coupe (voir fig. 91).

Tronçon B

- TERME 4 (CALCAIRES EN PLAQUETTES) (voir fig. 109)

4/3 ("niveau de transition")

- (10-15 m) calcaires en bancs centimétriques, pélites rouges et rares bancs siliceux roses. Les calcaires correspondent soit à des micrites à Radiolaires, soit à des microbrèches, soit à des calcaires argileux dépourvus de faune. Une brèche a cependant fourni outre des débris bicarénés des sections du type de *Gt. gr. sigali* qui ne sauraient indiquer un âge plus précis que turonien-coniacien (voir sections 18 et 19, fig. 113).

4a ("Calcaires roses")

- 30 m. Microbrèches, calcaires (micrites) blancs ou roses, et niveaux siliceux noirs ou roses, minces joints péliteux rouges.

4b ("Calcaires à Globotruncana")

- 25 m. Calcaires bleutés à abondants niveaux ou nodules siliceux sombres et fines microbrèches. On reconnaît les *Globotruncana* caractérisant l'intervalle MCs 6t (limite Santonien-Campanien) dont des sections 13 à 19 de la figure 114 témoignent.

4c ("Calcaires gris")

- 50 m. Calcaires rosés et blanchâtres (micrites) et fines microbrèches calcaires à stratifications obliques, parfois associés dans un même banc ; la silice est quasiment absente. Je n'ai pas observé de *Globotruncana* ;
- (50 m). Fines microbrèches calcaires dominantes et rares bancs micritiques peu riches en *Globotruncana* ; j'ai reconnu *Gt. arca*, *Gt. fornicata* et *Gt. rosetta* qui ne permettent pas de datation précise (zone MCs 8 ? - zones MCs 9 ou MCs 10).

- TERME 5 (COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH)

La base du terme est seule peu plissée. L'alternance typique de calcaires blancs, de pélites et de minces bancs gréseux a permis le dégagement de *Gt. arca* et *Gt. contusa* immédiatement sous le premier niveau gréseux visible, le datant du Maastrichtien (zone MCs 10 ?). Quelques m au-dessus (10 m environ), *R. fructicosa*, *Gt. aegyptiaca*, *Gt. contusa*, *Gt. stuarti* s.s. et *Gt. mayaroensis* ont été dégagées (zone MCs 11 - Maastrichtien terminal).

Par la suite, l'ensemble est trop déformé pour qu'on tente de le décrire ; cependant le sommet de l'alternance, visible sur une vingtaine de m de puissance est encore clairement maastrichtien (nombreux bancs à *Globotruncana*) et se trouve très riche en grès, formant des bancs atteignant jusqu'à 3 m d'épaisseur.

- TERME 6 (FLYSCH)

La base du terme est très déformée. Je n'y ai pas observé de bancs calcaires à *Globotruncana* "noyés" dans la masse du Flysch ; mais peu à l'E, existent plusieurs passées de calcaires à faune paléocène, où j'ai pu dater la zone à *Gr. pseudomenardii*.

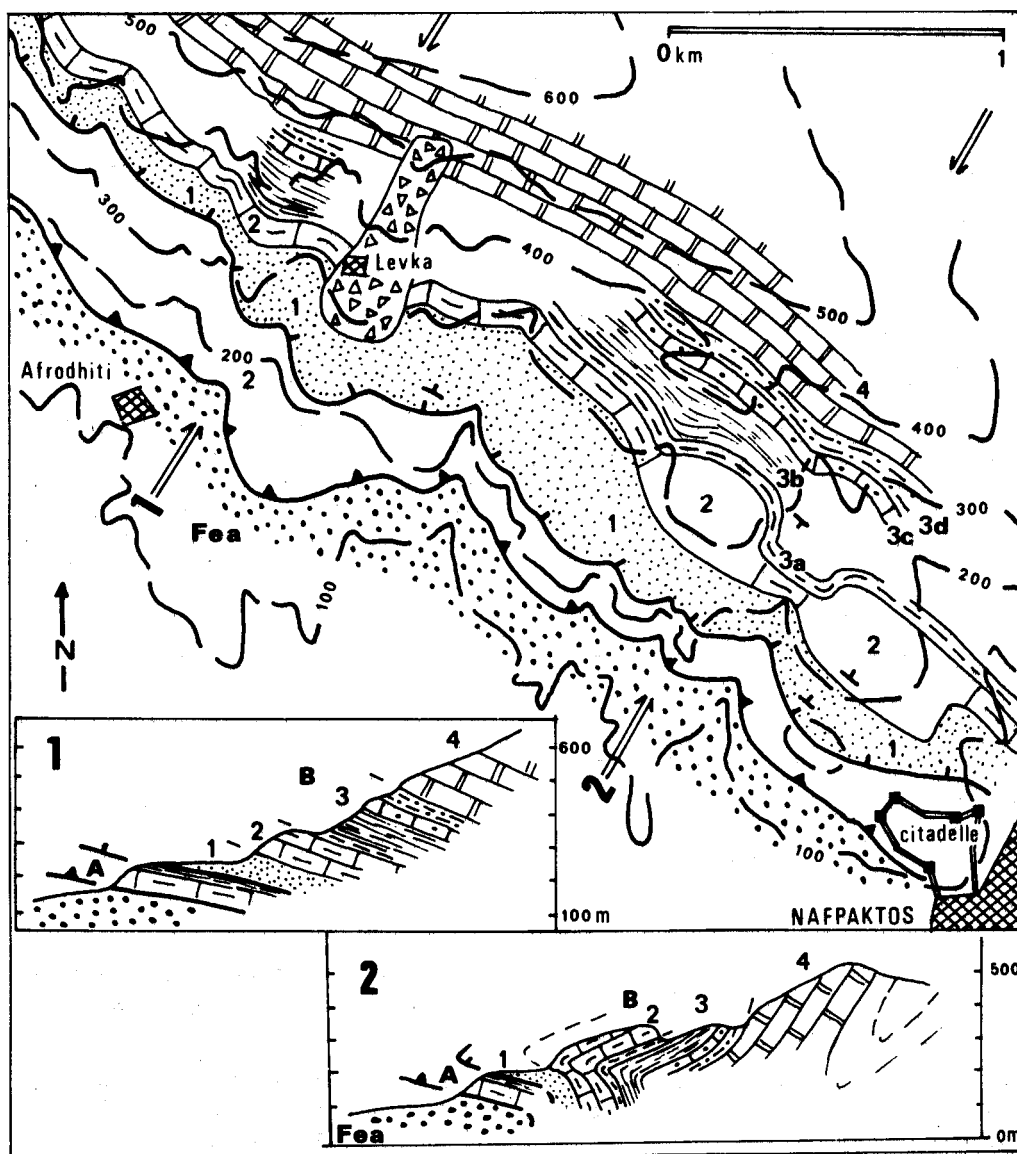


Fig. 92. - Croquis géologique et coupes situant les observations effectuées dans la région de Nafpaktos (localité N, fig. 84, feuille n° 220). D'après des levés inédits.

Identification des termes de la série du Pinde-Olonos par les mêmes numéros que dans le texte (voir aussi fig. 89) ; Fea : Flysch du Synclinal d'Épire-Akarmanie ; A et B : unités décrites dans le texte.

III. - UNE COUPE AU S DE LA GRECE CONTINENTALE : COUPE DE NAFPAKTOS

C'est au bord N du golfe de Corinthe, au front même de la nappe que s'observe l'une des meilleures coupes de la série du Pinde-Olonos (localité N, fig. 84). Le front de la nappe est occupé par une unité peu puissante mais très continue (Unité A), surmontée d'un second ensemble (Unité B) présentant une série complète (fig. 92). On décrira séparément les deux unités, assez dissemblables.

A) DESCRIPTION DES COUPES

Unité A

D'une puissance de moins de 100 m au lieu d'observation (entre Afrodhiti et Levka ; coupe 1, fig. 92), l'unité repose directement sur le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie qui s'étend vers l'W. On observe :

- (30 m). Calcaires clairs constitués d'une alternance de bancs épais (jusqu'à 50 cm), très riches en "filaments" renfermant des rognons siliceux blancs, et de bancs plus minces (centimétriques) riches en Radiolaires. Les bancs épais sont constitués d'un calcaire graveleux (intramicrites à éléments millimétriques roulés) très pauvres en Radiolaires, à débris d'Echinodermes et rares Nodosariidés, ou encore d'un calcaire de type biomicrorite à filaments, ceux-ci étant parfois si serrés cependant que le liant devient à la limite indiscernable. Des rhomboédres de dolomite envahissent parfois presque entièrement la roche.

Les Conodontes sont très abondants et 6 échantillons récoltés ont livré de riches associations ; on citera celles de l'échantillon provenant de la base de l'ensemble et de l'échantillon sommital (déterminées par B. Vrielynck).

A la base : *Epigondolella nodosa* (Hayashi), *E. permicra* (Hayashi), *Metapolygnathus polygnathiformis* (Budurov et Stefanov), *Hibbardella magnidentata* (Tatge), *Ozarkodina tortilis* (Tatge), *Chirodella dinodoides* (Tatge), *Prionodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (Tatge), *Paragondolella navicula navicula* (Hückriede), *Neohindeodella dropla* (Spasov et Gavnev) et *Enantiognathus ziegléri* (Diebel), d'âge carnien terminal (Tuval supérieur).

Au sommet : *Epigondolella bidentata* Mosher, et une "forme intermédiaire entre *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) et *E. bidentata*" indiquent un âge norien supérieur basal (Sevat inférieur) ;

- (25 m). Jaspes rosés en bancs centimétriques (et rares calcaires à Radiolaires) intercalés de minces niveaux pélitiques rouges ; au sommet quelques bancs calcaires décimétriques gris foncé à gros nodules siliceux clairs (micrites et intramicrites) ;
- (20 m). Pélites et bancs calcaires rouges d'épaisseur centimétrique renfermant quelques épais bancs de jaspes à patine claire.

Le contact avec l'unité B n'est pas visible en ce lieu.

Unité B

Cette unité a été examinée près de Nafpaktos (coupe 2, fig. 92). Elle repose à sa base sur un ensemble de jaspes et pélites qui correspondrait au sommet de l'unité A précédemment décrit. Viennent ensuite (colonne N, fig. 89) :

- TERME 1 (DETRITIQUE TRIASIQUE)

Une alternance grésopélitique de teinte kaki affleure discontinuement le long d'un chemin. Les grès, en bancs d'épaisseur parfois pluridécimétrique paraissent dans l'ensemble dominants sur les pélites. Quelques bancs calcaires à "filaments" (quelques débris d'Halobies observés) intercalés dans la masse ont livré des débris de Conodontes, et l'un d'eux l'association suivante (détermination B. Vrielynck) : *P. muelleri* *M. polygnathiformis*, *Paragondolella excelsa* Mosher et *Neohindeodella triassica triassica* (Muller), d'âge ladinien supérieur-carnien basal (Longobard-Cordevol basal).

- TERME 2 (CALCAIRES DE DRIMOS)

D'une puissance proche de 120 m (colonne N, fig. 100), ce terme ne peut pas être subdivisé comme précédemment, en raison de l'absence de la "passée jaspeuse" médiane. Les deux divisions discernées pourraient cependant correspondre à celles qui sont habituellement numérotées 2a et 2c, d'après la répartition des Halobies.

- (40 m). Alternance de calcaires en bancs centimétriques et décimétriques, coupée de niveaux siliceux sombres (parfois mauves), à rares interlits pélitiques. Les calcaires en petits bancs sont des biomicrites à "filaments" ou à Radiolaires ; les calcaires en bancs plus épais sont des intramicrites à débris d'Echinodermes, Ostracodes, Nodosariidés, parfois à lithoclastes de micrites à Radiolaires. Les "filaments" sont abondants dans toute la division ;
- (80 m). Calcaires en bancs pluridécimétriques gris clair et bancs ou rognons siliceux clairs envahis de nombreux rhomboèdres de dolomite. Il s'agit de biomicrites, intramicrites, ou intrasparites à éléments arrondis (débris d'Echinodermes, *Thaumatoporella*, Algues Udotéacées parfois très abondantes et rares Gastéropodes). Les 25 derniers m ont livré en plusieurs échantillons *Nautiloculina* sp., *Ophthalmidium martanum* (Farinacci) et *Haurania* sp., ce dernier fossile indiquant un âge liasique (pliensbachien ou plus récent), confirmé par la présence de débris d'*Orbitopsella* dans un échantillon récolté dans un bloc éboulé.

- TERME 3 (RADIOLARITES s.l.) (voir colonne N, fig. 105)

3a (Pélites de Kasteli)

Pélites rouges, parfois vertes, apparemment démunies de passées calcaires ; l'affleurement n'est cependant pas assez bon pour qu'on s'en assure et l'épaisseur de la division ne peut qu'être estimée à une dizaine de m.

3b (Radiolarites s.s.)

- 10 m. Petits bancs jaspeux de teinte très claire (blanc verdâtre à blanc jaunâtre) recélant quelques niveaux "amygdalaires", affectés de replis ;
- 25 m. Jaspes en très minces bancs (2-5 cm) séparés par un film pélitique ; quelques bancs décimétriques blanchâtres ;
- 25 m. Jaspes, calcaires rouges en minces bancs (2-5 cm) à joints pélitiques rouges.

3c (Calcaires à Calpionelles) (?)

- 20 m. Calcaires rosés à patine claire et jaspes rouges en bancs de 2 à 10 cm et pélites rouges (2-5 cm) intercalées de bancs microbréchiqes entièrement silicifiés ;
- 15 m. Calcaires rouge-sombre à Radiolaires, en petits bancs (2-5 cm) et joints pélitiques rouges.

On n'a observé ici que des biomicrites à Radiolaires, mais tant en raison de leur faciès que de leur position, ces calcaires correspondent selon toute vraisemblance au terme 3c.

3d (Marnes rouges à Radiolaires)

- 10 m. Pélites rouges et calcaires à Radiolaires (en bancs décimétriques), surmontés de jaspes verts et pélites bleutées ;
- 15 m. Pélites et jaspes rouges alternant (épaisseurs centimétriques) ;
- 20 m. Pélites rouges à rares bancs microbréchiqes. L'un de ces bancs, proche du sommet a livré, outre des fragments d'Orbitolinidés, des sections de *Rotalipora* (*Rt. cushmani*, probablement) indiquant un âge cénomaniens, qui ne peut correspondre qu'à une limite inférieure dans la mesure où les fossiles sont vraisemblablement remaniés.

- TERME 4 (CALCAIRES EN PLAQUETTES)

- 10-15 m. Calcaires roses en petits bancs à joints pélicoliques rouges et niveaux siliceux rouges ou verts ;
- la masse des calcaires est plissée dans le détail et n'a pas fait l'objet d'examen.

B) COMMENTAIRE

Cette coupe a été peu échantillonnée en raison du caractère très typique des faciès observables. A l'exception cependant des parties inférieures des deux unités qui ne sont pas sans présenter des particularités.

Les calcaires constituant l'Unité A étaient *a priori* susceptibles de représenter un ensemble antérieur au "Détritique triasique". Leur datation (Carnien supérieur à Norien supérieur) montre que l'éventualité est à rejeter et qu'il ne s'agit que d'un faciès un peu différencié (passées graveleuses) de celui du Drimos inférieur (2a) habituel. Il reste que les jaspes constituant la partie supérieure de cette Unité, sont à grand peine attribuables à la "passée jaspeuse" (2b), dans la mesure où ils sont particulièrement puissants et qu'ils n'ont pas d'équivalent dans l'unité superposée.

Les calcaires formant le terme 2 de l'Unité B ne portent aucun témoignage de complications tectoniques susceptibles d'expliquer l'absence de la passée jaspeuse, et ceci dans d'excellentes conditions d'observation dues à des travaux liés à l'installation des pylones d'une ligne électrique. Je n'y ai pas cherché de Conodontes, mais je dois à J.M. Flament l'information selon laquelle la partie inférieure des calcaires en renferme ; j'ai par ailleurs observé un échantillon éboulé renfermant des débris d'*Orbitopsella* : la masse calcaire est donc triasico-liasique et doit être attribuée, malgré ses particularités, aux Calcaires de Drimos, d'un faciès dit "de Nafaktos" (Dercourt et coll., 1973).

IV. - UNE COUPE DANS LA PARTIE ORIENTALE DU SYSTEME DES ECAILLES EN PELOPONNESE DU N, REGION DE KATO-KLITORIA

On décrira ici trois segments de coupe (A, B et C, fig. 93) permettant d'établir la succession des termes lithologiques dans une petite région, partie du secteur étudié par Flament (1973), dont je reprendrai les descriptions en y adjoignant des observations que j'avais menées antérieurement. Cette région est identifiée par le sigle KK sur la figure 85 (feuille 1/50 000 Dhafni, n° 256) ; une colonne synthétique est donnée figure 89, identifiée par le même sigle.

Segment A - Coupe de la route de Drimos

Cette coupe fut choisie par Dercourt et coll. (1973) pour type de deux termes (2 et 3a) qui se présentaient localement de manière très favorable à l'observation, tant en raison des conditions d'affleurement (au long de plusieurs lacets d'une route) que des conditions géologiques (absence de complications tectoniques de détail, passage continu de ces termes l'un à l'autre et aux termes encadrants). En outre de très bonnes possibilités de datation s'y trouvaient réunies, permettant de saisir en un ensemble continu -et que nous savions être, à la suite de précises reconnaissances en Grèce continentale, représentatif d'un vaste domaine- le passage du Trias supérieur (Carnien) au Jurassique (Aalénien). J'accorde donc à cette coupe la signification d'un holotype au sens paléontologique, choisi en fonction de ses caractères favorables à l'observation, susceptible de faire l'objet d'études plus approfondies, présentant de bonnes conditions de préservation, donc utile à fixer une nomenclature, mais autour duquel des variants existent, assez peu différents cependant pour qu'ils puissent être réunis dans le même "groupe" et être désignés de la même manière.

Je reprendrai ici en partie la description de Flament (1973), augmentée de précisions inédites provenant de mes propres notes puisque nous avons levé la coupe de concert. Je reprendrai les listes de Conodontes données par Flament et donnerai une interprétation de leur âge due à B. Vrielynck.

Les termes distingués constituent la base d'une écaïlle chevauchant le Flysch cénozoïque. On observe, d'W en E, à partir du premier virage à angle aigu de la route conduisant au village de Drimos (fig. 94 et 95) :

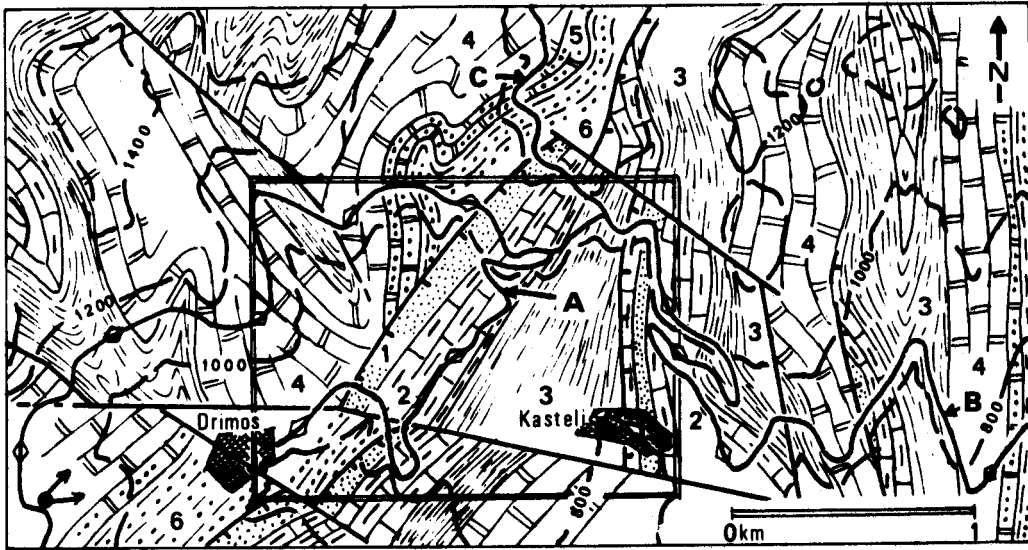


Fig. 93. - Croquis géologique situant les observations effectuées dans la région de Kato-Klitoria (localité KK, fig. 85, feuille n° 256). D'après les levés de J.M. Flament (feuille 1/50 000 Dhafni).

Le cadre intérieur situe la partie détaillée sur la figure 94 ; le point de vue d'où est observable le panorama de la figure 95 est situé dans l'angle SW de l'esquisse. Identification des termes par les mêmes numéros que dans le texte (voir aussi fig. 89). A, B et C : segments de coupes décrits dans le texte.

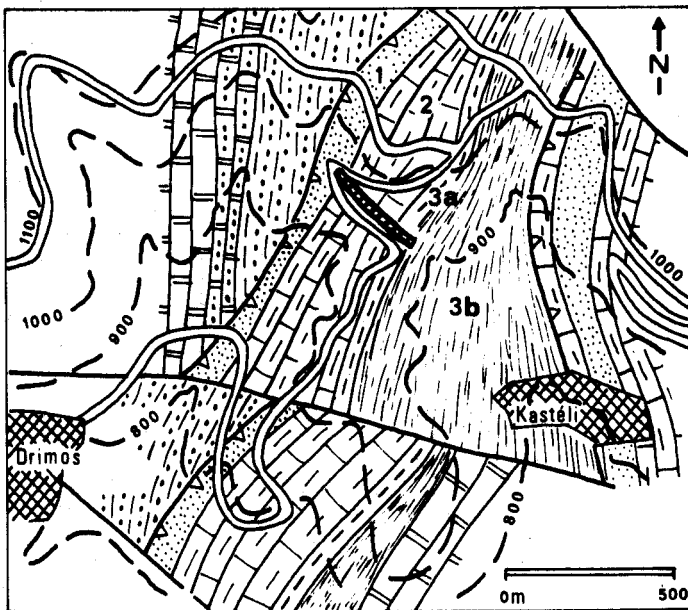


Fig. 94. - Croquis géologique détaillé situant le segment A de la coupe de Kato-Klitoria (rectangle dessiné sur la fig. 93).

- TERME 1 (DETRITIQUE TRIASIQUE)

Alternance de grès et de pélites plissée dans le détail ; les grès en bancs de 5 à 30 cm, verdâtres, riches en débris végétaux, feldspaths et micas sont intercalés de pélites micacées de même teinte et de calcaires argileux en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, à patine jaunâtre, gris en cassure, ou de calcaires en bancs centimétriques, riches en "filaments" formant des feutrages. Aucun Conodonte n'a été observé localement.

- TERME 2 (CALCAIRES DE DRIMOS) (voir colonne KK, fig. 101)

2a (*Drimos inférieur*)

- 30 m. Calcaires clairs (micrites à Radiolaires et/ou filaments) en bancs ordinairement minces (souvent infradécimétriques, atteignant parfois 30 à 40 cm) associés à des bancs ou rognons siliceux, alternant avec des calcaires argileux et des lits pélitiques verdâtres.

Halobia charlyana Mojs. (déterminée par P. Bonardi de Capoa) et le Conodonte *Epigondolella abneptis* (Hickriede), proches de la base de la division, datent le Carnien supérieur-Norien inférieur.

A l'extrême sommet de la division, *P. navicula steinbergensis*, *E. bidentata*, *Neospathodus hersteini* (Mostler) et *Oncodella paucidentata* (Mostler) datent le Norien terminal (Sevat supérieur).

2b (*Passée jaspée*)

- 10 m. Jaspes et pélites rouges en niveaux centimétriques, dépourvus de fossiles.

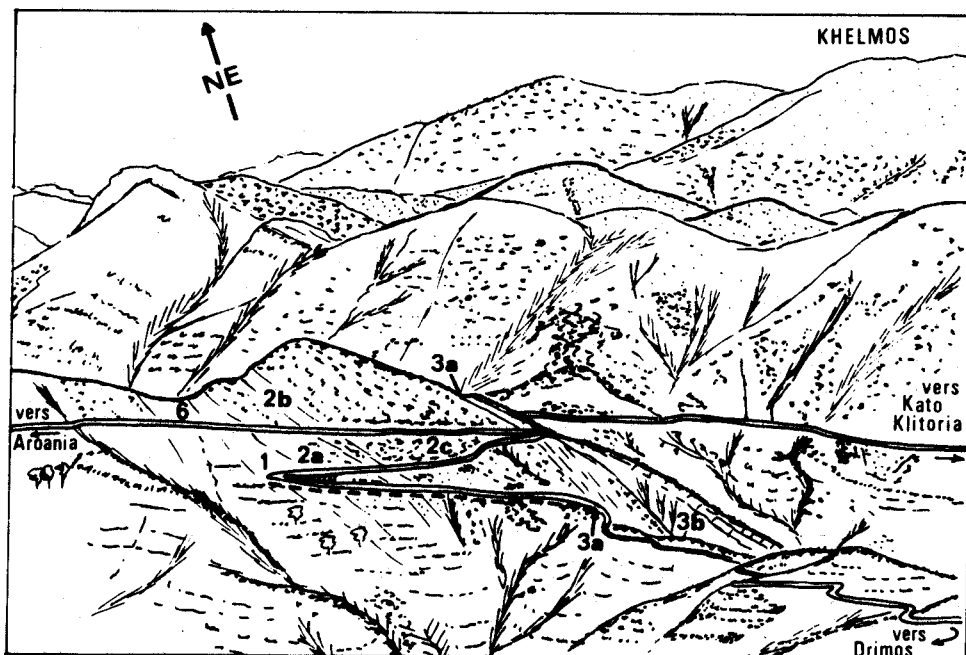


Fig. 95. - Panorama sur le segment A de la coupe de Kato-Klitoria, depuis un point de vue situé dans l'angle SW de la figure 93.

Légende - 1 : Détritique triasique ; 2a : Drimos inférieur ; 2b : passée jaspée ; 2c : Drimos supérieur ; 3a : Pélites de Kastéli ; 3b : Radiolarites s.s. ; 6 : Flysch cénozoïque.

2c (Drimos supérieur)

- 30 m. Calcaires verts, puis roses (biomicrites à Radiolaires) en bancs d'ordre décimétrique, à lits ou nodules siliceux noirs puis plus clairs (beige à verdâtre). Quelques rares passées graveleuses ont livré *Thaumatoporella*, des Lituolidés dont *Labyrinthina* sp. (détermination J.P. Bassoulet) vraisemblablement liasique, alors que les recherches de Conodontes ont donné des résultats négatifs ;
- 10 m. Passée pélitique rouge et calcaires argileux ;
- 40 m. Calcaires micritiques ou rarement graveleux à intercalations pélitiques rouges ou vertes ; aucun fossile significatif n'a été observé.

- TERME 3 (RADIOLARITES s.l.) (voir colonne KK, fig. 105)

3a (Pélites de Kasteli)

- 12 m. Calcaires argileux gris à patine verdâtre et pélites vertes en niveaux décimétriques (rares calcaires graveleux) ;
- 2 m. Calcaires argileux et calcaires graveleux à nodules siliceux ;
- 12 m. Pélites rouges ou vertes et calcaires argileux, renfermant au sommet des nodules de calcaires graveleux où sont reconnus *Nautiloculina* sp. et *Haurania* sp., justifiant un âge liasique probable ;
- 4 m. Pélites rouges ou vertes ;
- 4 m. Calcaires argileux jaunes ou gris et calcaires graveleux riches en oolites.

3b (Radiolarites s.s.)

Quelques m d'une alternance régulière de jaspes et pélites rouges. L'affleurement est par la suite défavorable à l'observation.

Segment B - Coupe de la route près de Kato-Klitoria

On n'observe pas, dans la région, le passage continu des divisions 3a à 3b ; Flament a cependant reconnu, aux environs, l'existence d'une vingtaine de m de jaspes et pélites rouges entre les Pélites de Kasteli et le repère faciologique constitué par les niveaux "amygdalaires" ("hernieux" selon l'expression de Flament) ; on peut donc admettre la succession suivante, dont le sommet est observable en B (fig. 93) :

3b (Radiolarites s.s.)

- (20 m). Jaspes et pélites rouges en niveaux centimétriques ;
- 15-20 m. Jaspes présentant l'aspect "amygdalaire", séparés par des joints pélitiques ;
- 30 m. Jaspes et pélites rouges en niveaux centimétriques.

3c (Calcaires à Calpionelles) (?)

Flament signale quelques bancs de calcaire rouge ou lie-de-vin au sommet du terme précédent. Seuls des Radiolaires ont été observés.

3d (Marnes rouges à Radiolaires)

- 15 m. Pélites rouges à bancs de jaspes ;
- 15 m. Calcaires argileux et pélites rouges (rares bancs jaspeux) intercalés de calcaires microbréchiques en bancs pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur, dans lesquels j'ai reconnu :

- à la base : dans une sparite fine à éléments calibrés autour de 0,30 mm, des débris micritiques, de Rudistes, de petits Foraminifères benthoniques et de plancton : Pithonelles et *Globotruncana* dont *Gt. helvetica* (sections 2 et 3, fig. 113) indiquant un âge turonien ou plus récent, puisque tous les organismes paraissent au moins déplacés et que les tests de *Globotruncana* sont remplis d'une micrite sombre sans analogie avec le liant ;
- dans l'ensemble, plusieurs passées à éléments calibrés (inférieurs au mm) : micrites à Pithonelles, débris de Rudistes, Miliolidés, *Cuneolina* sp. et rares quartz détritiques ; des biosparites dépourvues de plancton sont très riches en petits Foraminifères benthoniques : Ataxophragmidés, cf. "*Moncharmontia*", *Pseudocyclamina sphaeroidea* et *Aeolisaccus kotori* ;
- 20 m. Grès jaune-verdâtre en bancs décimétriques (environ 30 cm) alternés de lits pélitiques jaunes ou rouges ; les grès, surtout riches en quartz, pris dans un liant calcaropélitique, présentent des granoclassesments et des figures de base de bancs. Un calcaire gréseux sommital a livré des débris de *Globotruncana* bicarénées (dont *Gt. cf. coronata*).

- TERME 4 (CALCAIRES EN PLAQUETTES)

4/3 ("Niveau de transition")

- 20 m (au moins). Calcaires roses ou gris et pélites rouges. Les calcaires en bancs minces (2-5 cm) sont des micrites ou biomicrites à Pithonelles ou Radiolaires ; en bancs plus épais (5-10 cm) ce sont des microbrèches calcaires à débris micritiques (parfois à Calpionelles), débris de Rudistes, et de petits Foraminifères benthoniques (cf. "*Moncharmontia*", *P. sphaeroidea*...). Les pélites disparaissent peu à peu vers le sommet, où apparaissent des nodules siliceux noirs.

Un accident interrompt la succession et interdit de préciser l'épaisseur de la subdivision (probablement redoublée ?). Par la suite, Flament a noté la succession suivante :

4a (Calcaires roses) (?)

- 40 m. Calcaires fins à sublithographiques, beige-crème ou rougeâtres en bancs de 5 cm, caractérisés par des rognons siliceux noirs à patine blanche et des intercalations de quelques bancs de calcaires argileux, ou de pélites rouges et de très rares microbrèches calcaires. De rares sections de *Globotruncana* ont été observées : il s'agit de formes plates bicarénées où seule *Gt. coronata* a pu être déterminée avec certitude. L'âge est vraisemblablement sénonien inférieur en l'absence probable de *Gt. helvetica*.

4b (Calcaires à Globotruncana)

- 8 m. Plaquettes calcaires et lits siliceux centimétriques. Les *Globotruncana* sont abondantes en plusieurs niveaux ; le dégagement de *Gt. elevata* permet d'assurer que la limite Santonien-Campanien est atteinte (intervalle MCs 6t, probablement, bien que *Gt. asymetrica* n'ait pas été observée) ;
- 35 m. Calcaires crèmes en bancs de 5 à 20 cm à nodules siliceux noirs, intercalés de bancs microbréchiques et de calcaires argileux rouges. La présence simultanée de *Gt. asymetrica* et de *Gt. elevata* date encore l'intervalle MCs 6t (limite Santonien-Campanien).

4c (Calcaires gris)

- 15 m. Calcaires clairs en bancs centimétriques ayant fourni *Gt. elevata*, *Gt. fornicata* et *Gt. arca*, d'âge probablement campanien.

La suite des calcaires n'est pas observable en ces lieux ; Flament attribue au total une puissance proche de 200 m au terme 4, dont le sommet est daté du Maastrichtien ; des niveaux situés à une dizaine de m sous les premières passées pélitiques du terme 5 ont livré *Gt. falsostuarti* et *Gt. cf. contusa* (très proche de *Gt. contusa* s.s.) qui peuvent caractériser la zone MCs 9, en l'absence de *Gt. calcarata* et *Gt. ventricosa* comme de *Gt. gansseri* et *Gt. mayaroensis*.

Segment C - (situation fig. 93)

Les conditions d'observation locales ne permettent pas de préciser le détail du passage du terme 4 au terme 5. On donnera seulement la description d'une séquence assez épaisse située dans le temps par le fait qu'elle renferme la limite Crétacé-Paléocène, marquée par la disparition des *Globotruncana* et l'apparition des petits Globigérinidés cénozoïques.

- TERME 5 (COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH)

- Les 25 m précédant la limite Crétacé-Paléocène sont constitués d'une alternance de minces bancs calcaires clairs, minces niveaux siliceux noirs, de calcaires argileux gris, de marno-calcaires micacés et de très exceptionnels bancs de calcaires gréseux, représentant une proportion très faible de l'ensemble.
- Les 15 m surmontant la limite sont essentiellement constitués de pélites et de marno-calcaires jaune-verdâtre à passées rouges, intercalés de minces bancs calcaires et petits bancs gréseux (représentant moins de 25 % de l'épaisseur totale de la séquence).

Par la suite, les bancs gréseux demeurent rares dans les pélites et calcaires argileux des 30 m (?) qui terminent l'affleurement, toujours caractérisé par de petits bancs calcaires riches en Globigérinidés. Les conditions d'affleurement, déjà peu favorables dans ces derniers m, ne permettent pas d'observer la transition au Flysch franc.

Cette description évoque précisément la coupe 12, figure 119, dressée d'après des observations effectuées par Flament (1973), trois km plus à l'E, près du village d'Ano-Klitoria.

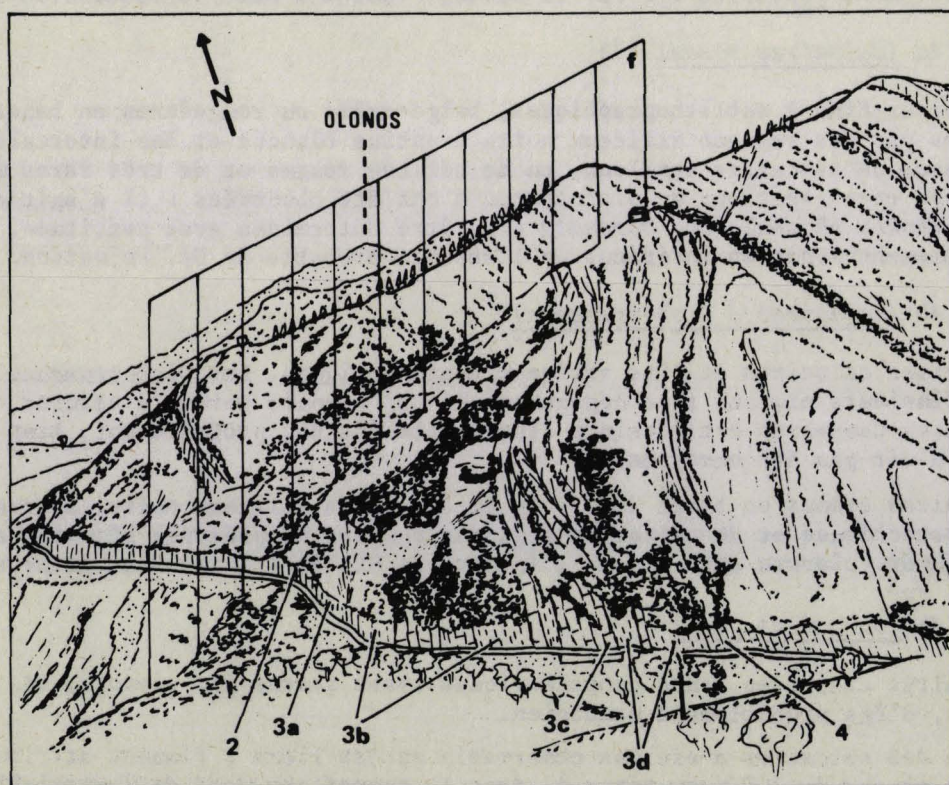


Fig. 96. - Panorama sur la coupe d'Ayia Kiriaki, depuis un point de vue situé au bas de la figure 97. Voir légende de la figure 97.

V. - UNE COUPE SITUEE PRES DU FRONT DE LA NAPPE EN PELOPONNESE SEPTENTRIONAL : COUPE D'AYIA KIRIAKI

Située au bord occidental de la feuille Kertézi (n° 255, fig. 85), elle se trouve peu à l'E du bourrelet frontal de l'Olonos. Elle fut reconnue au long de la route joignant Ayia Kiriaki à Tsipliana (fig. 96 et 97), en compagnie de A. Izart qui n'eut pas le loisir de l'examiner en détail. Je n'en donnerai donc qu'une description sommaire, fondée sur les observations effectuées lors de la reconnaissance et sur le texte de Izart (1976). Bien que peu de lames minces aient été préparées pour son étude, son intérêt reste grand dans la mesure où elle témoigne d'une évolution très significative de la série pindique, pourtant encore bien identifiable (voir colonne AK, fig. 89).

A) DESCRIPTION DE LA COUPE

- TERME 2 (CALCAIRES DE DRIMOS)

- Plus de 30 m de carbonates, très plissés à leur base, au contact d'une faille (marquée f sur les fig. 96 et 97) ;
- plus de 15 m. Calcaires en petits bancs, à silex, renfermant des "filaments". Des Conodontes y ont été déterminés en 5 échantillons par B. Vrielynck : *Epigondolella abneptis* et *E. permicra* datent le Carnien supérieur-Norien moyen ;
- 3 m de dolomies ;
- 15 m. Calcaires en gros bancs, parfois grossièrement bréchiques, dont un échantillon signalé comme une "intrasparrudite à ciment de calcite (sparite) à intraclastes de biomicrites, micrites à pellets..." a livré à J.P. Bassoullet, "des microfaunes sans doute jurassiques".

- TERME 3 (RADIOLARITES s.l.) (voir colonne AK, fig. 105)

3a (Pélites de Kasteli) (?)

- 6 m. Pélites rouges, jaspés verts et rouges.

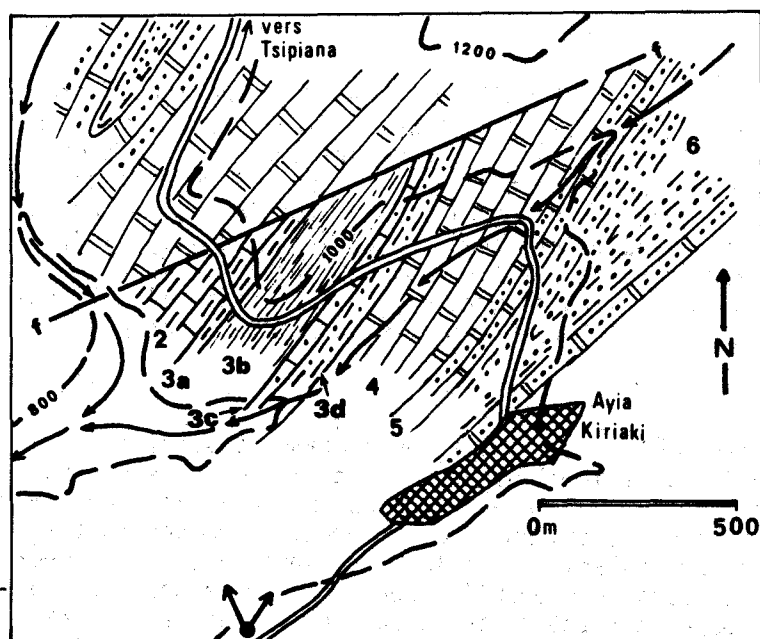


Fig. 97. - Croquis géologique situant les observations effectuées sur la coupe d'Ayia Kiriaki (localité AK, fig. 85, feuille n° 255). D'après des levés de J.M. Flament (feuille 1/50 000 Kertézi), modifiés.

Légende - 2 : Calcaires de Drimos ; 3a : Pélites de Kastéli ; 3b : Radiolarites s.s. ; 3c : Calcaires à Calpionelles (?) ; 3d : Marnes rouges à Radiolaires ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch ; 6 : Flysch cénozoïque.

3b (Radiolarites s.s.)

- (50 m). Calcaires bréchiques en bancs épais ("intrasparudite à éléments de micrites, de biomicrites à Radiolaires, oolites...") en partie silicifiés, interstratifiés de jaspes et de pélites.

3c (Calcaires à Calpionelles) (?)

- Quelques m. Calcaires fins rosés et pélites rouges.

3d (Marnes rouges à Radiolaires)

- 15 m. Pélites, jaspes, calcaires rosés, quelques bancs de calcaires bréchiques.

- TERME 4 (CALCAIRES EN PLAQUETTES)

- 5 m. Calcaires roses en petits bancs ;
- (80 m au moins). Calcaires blancs (micrites) en petits bancs, intercalés d'assez rares niveaux microbréchiques ; on a pu dégager et déterminer :
 - à la base : *Gt. coronata*, *Gt. tarfayaensis* ? et *Gt. concavata* s.l. (écrasée) des zones MCs 5 ou MCs 6 (Coniacien p.p. ou Santonien) ;
 - à moins de 10 m de la base, puis à près de 20 m : *Gt. tarfayaensis* ? (figurée pl. V, 3), *Gt. stuartiformis*, *Gt. elevata* (figurée pl. VII, 1) qui peuvent, en l'absence de *Gt. ventricosa* et de *Gt. asymetrica* indiquer l'intervalle MCs 6t (sachant que *Gt. asymetrica* résiste mal à l'acétolyse permettant le dégagement) ou éventuellement la partie inférieure de la zone MCs 7 ;
 - à 40 m de la base, *Gt. ventricosa* et *Gt. fornicata* (sections) de la zone MCs 7, probablement (Campanien).

Le sommet de la formation n'a pas été examiné.

- TERME 5 (COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH)

Aucune coupe continue n'a été observée dans les environs. Le Maastrichtien supérieur (*Gt. mayaroensis*) a été daté en maintes séquences où alternent calcaires et pélites (et niveaux de silex noirs) ; le Paléocène est également daté dans des séquences de même type, encore dépourvues de grès.

B) COMMENTAIRE

On ne contrôle pas ici une succession certaine des divers termes, qui pourrait être altérée par des complications tectoniques. Les datations sont par ailleurs trop sommaires et espacées pour que la série soit considérée comme intacte. Pourtant les divers faciès observés s'organisent selon une logique déjà reconnue et on montrera que divers traits (absence de la passée jaspeuse des Calcaires de Drimos, faciès plus grossier de la partie supérieure de ce terme que de sa partie inférieure, épaisseur réduite des Pélites de Kastéli, apparition d'importantes brèches carbonatées dans les Radiolarites s.s., faible épaisseur des carbonates de la base des Calcaires en plaquettes avant l'intervalle MCs 6t) s'intègrent bien dans le type d'évolution des faciès qui sera discerné par la suite.

VI. - CONCLUSIONS

A des variations de détail près, l'ensemble des 5 coupes précédemment décrites (résumées sur la fig. 89) montre que la série du Pinde-Olonos est constituée d'une séquence homogène justifiant l'emploi d'une nomenclature unifiée en 6 termes. Notre propos consistera par la suite à caractériser plus précisément chacun de ces termes, en recherchant au travers de ses traits généraux et de ses particularités locales la signification paléogéographique qui peut lui être attribuée. Les datations établies sont peu nombreuses, les variations de faciès peu affirmées : ces coupes ont été choisies par leur remarquable continuité et pour les faciès typiques qu'elles présentent. On devra maintenant compléter les datations et analyser les variations de faciès en utilisant les données fournies par desaffleurements plus modestes mais significatifs.

CHAPITRE III : ANALYSE DE LA SERIE DU PINDE-OLONOS. CARACTERISATION DES SIX TERMES LITHOLOGIQUES RECONNUS ET ESSAI SUR LEUR SIGNIFICATION

Les analyses précédentes ont permis de justifier la distinction de 6 termes constituant une séquence partout observable dans les affleurements étudiés. Ainsi, chacun de ces termes peut être considéré comme une entité lithostratigraphique dont on tentera de cerner les variations faciologiques et les migrations temporelles, dont dépendra la signification qu'on peut lui accorder.

J'analyserai les affleurements selon un plan qui sera toujours le même ; je distinguerai 5 régions, dans l'ordre suivant (voir fig. 84 et 85) :

- la région de Karpénission-Frangista, correspondant aux feuilles 1/50 000 n° 188 et 189 (moitié occidentale) ;
- le Pinde méridional, dans un sens restreint, dont la région d'Agrafa est exceptée ; c'est le territoire couvert par les feuilles 135-136, 150-151-152 ;
- la région d'Agrafa, correspondant au territoire de la feuille 169 ;
- le Pinde d'Etolie, couvert par les feuilles 202-203 et 220 essentiellement ; on évoquera à cette occasion les affleurements du Vardoussia ;
- le Péloponnèse septentrional, dont le territoire couvert par les feuilles 254-255-256-257 représente l'essentiel.

I. - TERME 1 : DETRITIQUE TRIASIQUE

Cet ensemble, renfermant des Halobies, fut découvert en Péloponnèse par Négris (1908 a-b). Il fut ensuite longuement oublié jusqu'à ce que Terry (1969 ; 1970 *in* Aubouin et coll., p. 285) l'identifie de nouveau au S du Péloponnèse au Mont Ithôme (fig. 85, feuille n° 302).

Les raisons de cet "oubli" sont très compréhensibles : ordinairement situé à la base des plus grandes écaïlles, le terme se trouve habituellement au contact du Flysch cénozoïque ou des Couches de passage au Flysch, dont il n'est pas sans mimer le faciès. En outre, sous son faciès grés-pélitique, il ne renferme que de très rares calcaires à Halobies dont les plaquettes, lorsque l'affleurement n'est pas de bonne qualité, peuvent toujours sembler écroulées du terme calcaire qui le surmonte.

Quoi qu'il en soit, ce terme détritique fut, à la suite de Terry, rapidement identifié en diverses localités de Grèce continentale, du Péloponnèse et de Crète (Aubouin et coll., 1970). Notons que les auteurs de la feuille géologique Karpénission (Kallergis, Koch et Nicolaus, 1970) reconnaissaient l'existence de "siliceous limestones, ...shales and sandstones" à Halobies qui s'y rapportent.

Ce terme fut nommé "formation terrigène triasique" (Aubouin et coll., 1970), "série détritique triasique de la base de la nappe du Pinde-Olonos" (Dercourt et coll., 1973) ou "série détritique de Priolithos" (Flament, 1973). Je préfère "Détritique triasique" pour de simples raisons de brièveté, mais aussi pour marquer les incertitudes relatives à son âge et à sa signification.

A) FACIES DU DETRITIQUE TRIASIQUE

1) PRINCIPAUX FACIES

La dualité des faciès de ce terme apparaît clairement dans la région de Karpénission-Frangista et peut être exprimée par une comparaison des affleurements extrêmes, pélito-calcaires à l'E, gréseux à l'W.

a) Le faciès pélito-calcaire

On a évoqué ce faciès à l'occasion de la description de la "coupe de Karpénission". Il est plus largement représenté dans la même région, près de Sténoma (fig. 98, rectangle 014 ; fig. 138) où l'on observe, à la base d'une écaïlle, la succession suivante, de bas en haut :

- (10 m). Calcaires argileux en petits bancs (5-15 cm) et marnes jaune-verdâtre ; des calcaires à "filaments" y ont été observés mais demeurent rares ;
- (10 m). Marnes jaune-verdâtre à rares intercalations calcaires ;
- (20 m). Marnes jaune-verdâtre et calcaires argileux alternant régulièrement en lits décimétriques ; des Halobies ont été observées en plusieurs points, comme des grands "filaments" formant des feutrages denses, associés parfois à de nombreux Radiolaires ; quelques minces niveaux de calcaires gréseux (quartz anguleux de dimensions proches de 0,1 mm, constituant près de 50 % de la roche et rares paillettes phylliteuses) y sont intercalés ;
- (15 m). Marnes gris-bleu intercalées de minces bancs calcaires (2-5 cm), exceptionnellement gréseux ;
- (15 m). Alternance régulière et en proportions égales de calcaires argileux (parfois à "filaments") et marnes jaune-verdâtre devenant gris-bleu sombre au sommet ;
- calcaires clairs et niveaux siliceux noirs en petits bancs (base du terme 2).

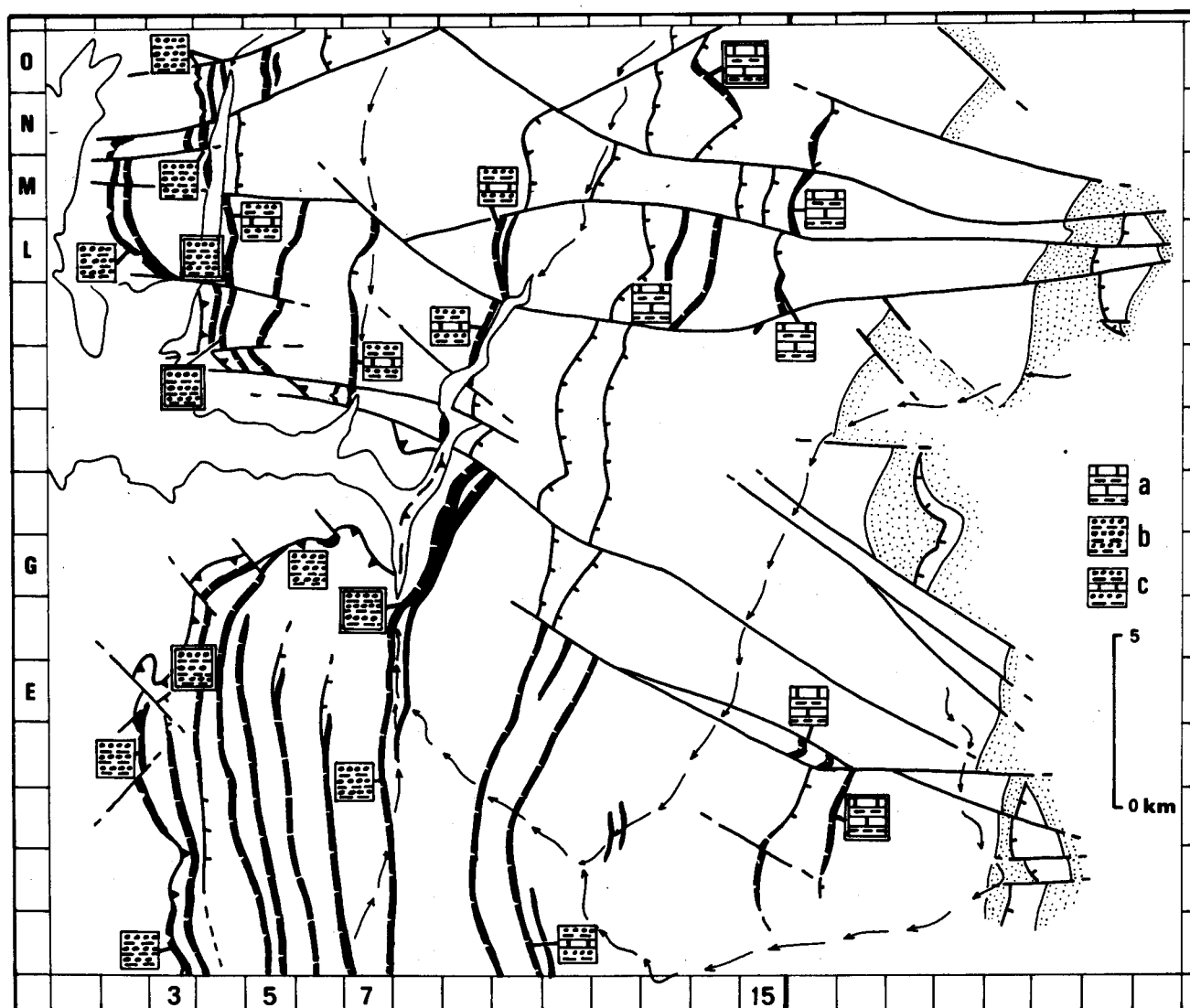


Fig. 98. - Carte des affleurements du Détritique triasique (terme 1) dans la région de Karpénission-Frangista. Le fond est celui de la figure 88.

Légende - a : faciès pélito-calcaire ; b : faciès gréso-pélitique ; c : faciès intermédiaire. Les observations encadrées d'un double trait correspondent à des affleurements où le terme présente une puissance d'au moins 50 m.

C'est donc sur plus de 50 m de puissance que cet ensemble très riche en pélites et extrêmement pauvre en grès se développe. Son âge, évidemment triasique en raison de la présence d'Halobies (indéterminables mais reconnues comme telles par P. Bonardi de Capoa qui examina quelques plaquettes) n'a pas pu être précisé : plusieurs recherches de Conodontes menées par A. Zambetakis-Lekkas et B. Vrielynck et de Radiolaires menées par P. De Wever se sont soldées par des échecs.

b) Le faciès grésopélitique

Je n'ai pas levé de coupes dans ce faciès en raison de sa monotonie. Il est cependant très développé au front même de la nappe, constituant par exemple des affleurements de plus de 100 m de puissance dans la falaise de Petroto-Khouni (rectangle E 4, fig. 98 - voir niveau 1 de l'unité D, fig. 151), où il est cependant peu accessible.

Les grès, en bancs décimétriques (exceptionnellement de l'ordre du m), verdâtres, sont à dominante quartzreuse, encore que des débris de feldspaths et des particules micacées y soient présents. Des descriptions locales de Flament (1973), Mpodozis (1977) et Lybérès (1978) font état de la présence de niveaux riches en particules feldspathiques et micacées indiquant qu'il s'agit du produit de destruction de roches éruptives (ou métamorphiques "acides"). Une confirmation en est donnée par l'existence de boules (de diamètre décimétrique) découvertes en un affleurement du S de la demi-fenêtre du Megdhovas (rectangle G 6, fig. 98) d'une roche granitoïde claire à grains moyens (2-5 mm).

J. Terry a observé cette roche, je lui dois la description suivante : les feldspaths (plagioclase zoné à composition moyenne d'oligoclase et feldspath alcalin micropertithique) sont profondément altérés, partiellement albitisés secondairement et envahis par des carbonates ; le seul ferromagnésien présent est une biotite chloritisée. Sa composition modale estimée au compteur de point est la suivante : quartz : 36,5 ; feldspath alcalin : 16,4 ; plagioclase : 34,1 ; biotite : 6,4 ; carbonates : 5,3 ; minéraux opaques, apatite, sphène : traces. Il s'agirait d'une roche située à la limite des granodiorites et des granites monzonitiques, ce qui paraît la distinguer assez nettement des termes différenciés acides connus dans les complexes ophiolitiques, typiquement pourvus de feldspath alcalin potassique et dont le ferromagnésien est généralement une amphibole.

Les éléments sont ordinairement d'ordre millimétrique ou inframillimétrique. Pourtant, outre les boules signalées plus haut, les affleurements du front de la nappe peuvent montrer des faciès plus grossiers : des débris pouvant atteindre plus de 5 mm (quartz et débris de calcaires néritiques) sont observables dans la région de Tripotamon (rectangle M 2 et N 2, fig. 98) dans les grès en bancs épais (de l'ordre du m).

Les pélites sont ordinairement micacées et il faut rechercher longuement dans ce faciès les calcaires -en très minces bancs- renfermant des Halobies ou des "filaments", des calcaires argileux verdâtres sans fossiles étant souvent moins rares.

Dans l'ensemble, ces affleurements sont de teinte jaune, due à l'oxydation de la pyrite souvent observable en petites masses centimétriques, soit dans les grès, soit dans les calcaires argileux associés. Une autre caractéristique de ce faciès est de renfermer des débris charbonneux, en éléments pouvant atteindre le décimètre (ordinairement dans les grès). Les gros bancs gréseux présentent une particulière aptitude à se débiter en boules, les petits bancs se débitent souvent en fines lamelles.

2) REPARTITION DES FACIES

Partant de la région de Karpénission-Frangista, où la distinction de deux pôles faciologiques est aisée et où un "faciès intermédiaire" peut être discerné, je tenterai d'élargir la perspective en rapportant à l'un de ces trois types certains des affleurements assez précisément décrits par divers auteurs pour qu'on puisse les interpréter, ou que j'ai pu observer directement.

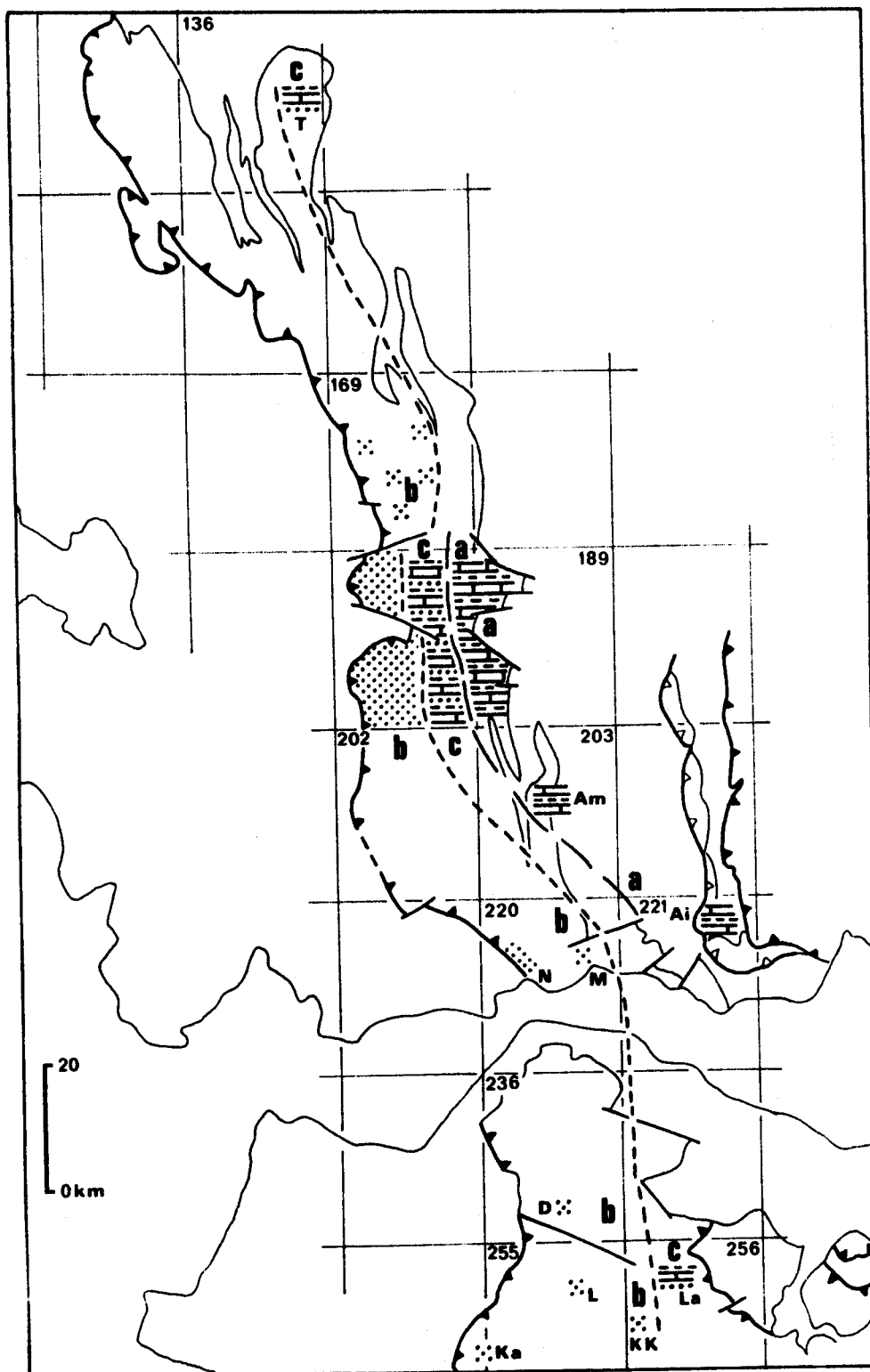


Fig. 99. - Schéma de répartition des faciès du Détritique triasique (terme 1) en Grèce continentale et au N du Péloponnèse. Le fond est celui des figures 84-85.

Légende - a : faciès pélito-calcaire ; b : faciès grésopélitique ; c : faciès intermédiaire.

Localités signalées, du N au S - T : Trigkia ; Am : Ambélakiotissa ; Ai : Aigittou ; N : Nafpaktos ; M : Monastiraki ; D : Dendra ; La : Lagovouni ; L : Livardji ; KK : Kato-Klitoria (Drimos) ; Ka : Kakotari.

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

La figure 98 montre que les deux faciès distingués se répartissent selon des bandes approximativement parallèles aux directions structurales ; la partie orientale des affleurements est caractérisée par le faciès pélite-calcaire, la partie occidentale, proche du front est occupée par le faciès grésopélitique.

On peut tenter de définir une bande moyenne, correspondant à des affleurements où calcaires et grès sont associés en proportions sub-égales dans les pélites. Sans doute, cette distinction reste subjective dans la mesure où chaque affleurement n'a pas été étudié en détail et où on ne peut pas assurer -tant en raison d'éventuelles complications tectoniques que d'une possible hétérochronie du terme- que ce sont bien des niveaux contemporains qui sont comparés, mais il reste que le simple report de mes observations conduit à une organisation dont la logique apparaît évidente. On notera cependant que la base d'une même écaille, observée en deux points (rectangles L 4 et M 4, fig. 98) m'a livré des affleurements dont l'un m'est apparu de type grésopélitique et l'autre de type "intermédiaire" : dans ces conditions, cette bande moyenne pourrait être plutôt définie comme une marge d'incertitude entre les deux types extrêmes.

b) Dans le Pinde méridional

A l'extrême N des affleurements pindiques, le terme n'est connu que dans le massif de Triggia (localité T, feuille n° 136, fig. 99). Il s'agit d'une formation flyschoidé, depuis longtemps signalée (Renz, 1930, p. 311 ; Aubouin, 1959, p. 373-374), affleurant peu distinctement au fond du "cirque de Paléochori", parmi les terrasses d'un cours d'eau, au SE du village. La relative abondance des calcaires à "filaments" permet de rapporter l'ensemble au "faciès intermédiaire". Il en est de même probablement des "10 m d'une alternance de calcaires... et de marnes vertes... d'allure flyschoidé" décrits par Lecanu (1976, p. 21) situés à la base des Calcaires de Drimos, encore que la trop faible épaisseur observée rende l'affleurement peu significatif. On ne connaît pas d'autres affleurements du terme à cette latitude.

c) Dans la région d'Agrafa

Mpodozis (1977, p. 42, 49 et 61) décrit un faciès de type grésopélitique, atteignant 100 m de puissance vers l'W ("écailles frontales") ; Lybêris (1978, p. 25, 40 et 46) a observé le même type de faciès.

d) Dans le Pinde d'Etolie

Il paraît certain que les écailles de "Flysch" figurées au front de la nappe, sur les feuilles Thermon et Nafpaktos (n° 202 et 220, fig. 99) représentent des témoins du Détritique triasique. J'ai pu le vérifier à Nafpaktos même ; on a décrit un faciès grésopélitique daté, à la base de l'Unité B de la coupe de cette localité (fig. 92).

Plus à l'E, au bord du golfe de Corinthe, près de Monastirakion (localité M, fig. 99, feuille n° 220), la nouvelle route Nafpaktos-Itêa a dégagé des affleurements intensément plissotés et hachés de failles, de faciès grésopélitique encore, bien que des bancs calcaires (parfois à "filaments") n'y soient pas rares, permettant de pressentir la proximité d'un faciès de type "intermédiaire".

Approximativement sur le même méridien, plus au N, j'ai pu observer, près d'Ambélakiotissa (localité Am, fig. 99, feuille n° 203 - Il s'agit de l'intersection de l'Unité de Tsékoura-Tourla par le prolongement de la vallée du Kotsalos sur la fig. 123, p. 364 *in* Celet, 1962) un affleurement où domine très largement l'alternance calcaires-pélites, sur une trentaine de m, en la présence de très rares minces bancs gréseux : il s'agit du faciès pélite-calcaire typique.

Dans la chaîne du Vardoussia, Ardaens (1978, p. 49-50) signale un seul affleurement de pélites et calcaires d'âge triasique moyen ou supérieur, éventuellement attribuable à ce terme (localité Ai, fig. 99, feuille n° 221) ; des calcaires à débris de laves et quartz détritiques d'âge ladinien et/ou carnien sont également cités par cet auteur (p. 25) au N de la chaîne.

e) En Péloponnèse septentrional

Proche du front de la nappe, la localité de Dendra (D, fig. 99, feuille n° 236) est caractérisée par un faciès grésopélimitique développé sur plus de 30 m d'épaisseur, ayant livré une Ammonite (Tsoflias, 1972).

Plus au S, encore près du front, à proximité de Kakotari (localité K, fig. 99, limite des feuilles n° 254-255), Izart (1976, p. 139) signale 50 m de grès à débris végétaux et pélites, à nodules limoniteux.

Vers l'E, Flament (1973) décrit sur la largeur du "Système des écailles" (feuille n° 255 et partie occidentale de la feuille n° 256), des faciès typiquement grésopélimitiques, mais signale une évolution latérale du faciès marquée par l'affleurement de Lagouvouni (localité L, fig. 99, feuille n° 256) où la fréquence des bancs calcaires évoque le faciès "intermédiaire".

On ne dispose pas d'informations détaillées sur le faciès du terme au S du Péloponnèse, si ce n'est au Mont Ithôme (situé sur la fig. 85, feuille n° 302) où selon la description de Terry (*in* Aubouin et coll., 1970, p. 285) le faciès serait de type "intermédiaire", mais ne peut être comparé à aucune autre donnée disponible à la même latitude.

En conclusion, la répartition des faciès observée dans la région de Karpénission-Frangista ne semble pas démentie par ce qu'on observe ailleurs. Il semble toujours possible de distinguer une polarité d'ensemble, selon laquelle les faciès gréseux seraient développés vers l'W, à proximité du front de la nappe du Pinde-Olonos, alors que vers l'E, les sédiments détritiques seraient en grande partie remplacés par des calcaires. Il reste que le faciès pélimto-calcaire typique ne semble exister que dans la région de Karpénission, ce qui pourrait être lié au fait que les affleurements correspondant appartiennent à une partie très interne du bassin pindique.

B) AGE DU DETRITIQUE TRIASIQUE

Je n'ai pu obtenir que deux datations par les Conodontes dans le secteur de Karpénission-Frangista :

- le faciès pélimto-calcaire a livré au Kaliakoudha (rectangle C 17, fig. 98) une association dans laquelle J.M. Flament a reconnu *M. polygnathiformis*, *Cratognathus kochi* (Huckriede) et *Hindeodella pectiniformis* (Huck.) d'âge carnien inférieur (Cordevol-Jul) selon l'interprétation de B. Vrielynck ;

- le faciès grésopélimitique a livré, au bord S de la demi-fenêtre du Megdhovas (rectangle G 6, fig. 98) une association déterminée par B. Vrielynck, où figurent *Neohindeodella triassica ziegleri* Mosher et *Enantognathus petraeviridis* (Huck.) indiquant l'intervalle Anisien supérieur-Carnien moyen.

TRIAS SUPERIEUR	RHETIEN							
	NORIEN	SEVAT						
		ALAUN						
		LAC						
	CARNIEN	TUVAL						
		JUL						
		CORDEVOL						
	LADINIEN							

TRIAS SUPERIEUR									

NB : Ce terme et le suivant étant datés du Trias supérieur par les Conodontes, je donne dans le tableau numéroté "99/100" une échelle stratigraphique de cette période et la répartition des espèces de Conodontes jugées les plus significatives, d'après des documents collectés par B. Vrielynck ; je nomme l'auteur de chaque espèce à l'occasion de la première citation dans le texte.

Nulle datation n'est connue des régions situées au N du secteur de Karpénission-Frangista (voir remarque au bas de la p. 303).

Dans le Pinde d'Etolie, on a noté précédemment (p. 271) l'âge ladinien supérieur-carnien basal d'une association récoltée à la base de l'Unité B de la coupe de Nafaktos.

En Péloponnèse septentrional, les informations sont plus nombreuses :

- l'association citée par Tsoflias (1972) à Dendra (localité D, fig. 99), comprenant *Cypridodella spengleri* (Huck.), *Neogondolella palata* Bender et *Ozarkodina* cf. *saginata* (Huck.) serait d'âge carnien (déterminations de D. Stoppel) ;

- l'affleurement de Livardji (localité Li, fig. 99) a livré à Flament (1973), près de la base des Calcaires de Drimos, une association comprenant *Enantiognathus ziegléri* (Diebel), *Paragondolella* cf. *polygnathiformis* et *Diplododella bidentata* (Tatge) du Carnien selon B. Vrielynck ;

- l'affleurement de Lagovouni (localité La, fig. 99) a livré *Epigondolella abneptis* (Huck.) du Carnien terminal-Norien et un autre affleurement proche, *E. abneptis*, *Priododella decrescens* Tatge et *Ozarkodina tortilis*, du Carnien supérieur-Norien inférieur (Tuvai-Lac) selon les interprétations de B. Vrielynck.

En conclusion, c'est donc principalement un âge carnien qui doit être attribué au Détritique triasique, sans exclure que ce terme puisse se développer dès le Ladinien et jusqu'à la base du Norien, éventuellement. Les datations demeurent trop dispersées et trop peu nombreuses pour qu'on puisse tenter de conclure plus précisément, mais il semble qu'en première approximation, une concordance des âges connus permet d'admettre le synchronisme d'ensemble des affleurements réunis sur la figure 99.

C) SIGNIFICATION DU DETRITIQUE TRIASIQUE

Présentant des variations latérales très prononcées sur de petites distances, cet ensemble détritique ne semble pas avoir de signification tectorogénique. On admettrait plutôt que le bassin pindique constituant une dépression relative -les faciès pélagiques à Radiolaires noyés dans le détritique en témoignent- au milieu des domaines de plate-forme alors développés ou en voie d'installation, ait constitué une naturelle destination pour les produits de destruction d'un continent, éventuellement éloigné.

La répartition constatée des faciès, montrant la concentration des détritiques vers le bord occidental (externe) du bassin semble exclure que les sources puissent être directement orientales (plus internes). La présence de débris de grande taille (blocs décimétriques de granite) à mi-distance des extrémités des affleurements considérés rend également peu plausible une alimentation longitudinale. Tout suggère une provenance externe.

La vraisemblance d'une hypothèse admettant que l'éventuel "soubassement" de la zone de Gavrovo-Tripolitza ait pu constituer ce domaine alimentateur paraît très faible. Quelle que soit la date à laquelle sa constitution ait été acquise (et il est très peu probable que ce soit avant le Trias - Thiébault, 1975), on n'y connaît rien (en Péloponnèse, où il affleure) qui soit susceptible de fournir des éléments de nature granitique, en débris dissociés ou en blocs décimétriques. Et l'hétérogénéité de cet éventuel socle, impliquée par l'existence de granite (en Grèce continentale, par exemple) paraît peu compatible avec les difficultés qui sont éprouvées en Péloponnèse à mettre en évidence une discordance des carbonates mésozoïques sur les "Phyllades" ("Couches de Tyros", p. 159). L'âge de l'installation de la sédimentation carbonatée en (Gavrovo-) Tripolitza ne semble pas représenter une contrainte essentielle dans la mesure où pour l'instant, seul le Trias supérieur (le Norien, précisément, selon Thiébault et Zaninetti, 1974) paraît daté à la base des carbonates en Péloponnèse et où le synchronisme de cette installation n'est nullement admissible *a priori* ; des remaniements des premiers carbonates mésozoïques sont d'ailleurs évo-

qués par la présence signalée précédemment de débris carbonatés d'origine néritique (non datés, mais non métamorphiques) associés au faciès grésopélitique du front de la nappe pindique.

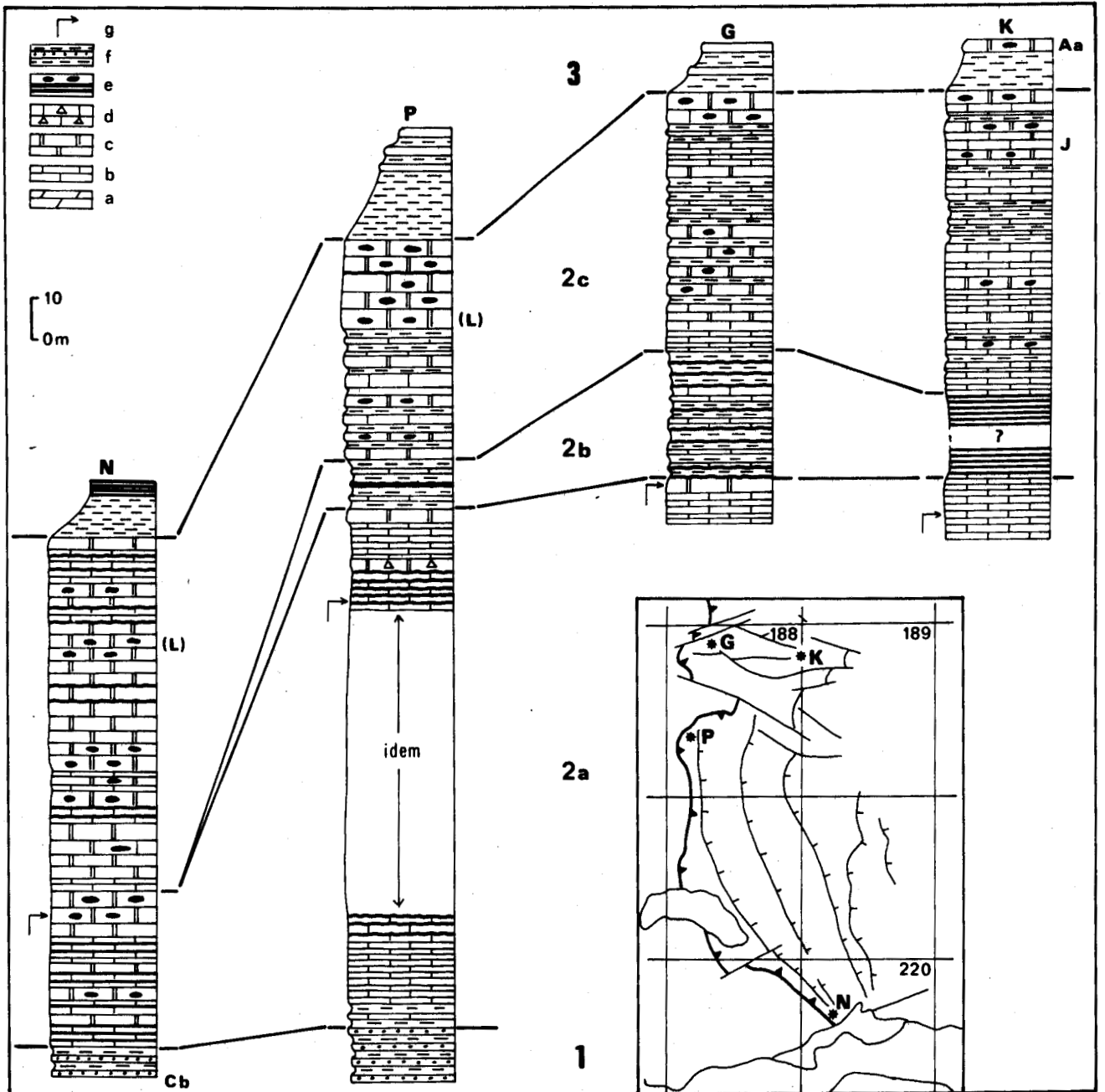


Fig. 100. - Quelques colonnes lithologiques représentatives des Calcaires de Drimos au S de la Grèce continentale (schéma de situation extrait de la fig. 84).

Légende lithologique - a : dolomies ; b : calcaires micritiques ; c : calcaires graveleux ; d : calcaires bréchiqes ; e : jaspes et silex ; f : grès et pélites (terme 1) ; g : disparition des "filaments" et des Halobies.

Âges : Cb : Carnien basal (ou Ladinien supérieur) ; (L) : Lias moyen indiqué par des *Orbitopsella* (non récoltées en place) ; J : Jurassique indéterminée ; Aa : Aalénien.

Les termes et leurs divisions sont numérotés comme dans le texte (voir aussi fig. 95). Colonnes identifiées par l'initiale de la localité - K : Karpénission ; G : Gouleika ; P : Petroto-Khouni ; N : Nafpaktos (les trois premières de ces coupes sont situées par les mêmes initiales sur la fig. 102).

L'éventualité d'une alimentation "locale", liée à des mouvements consécutifs à la différenciation du domaine pindique de la plate-forme adjacente, susceptibles d'avoir provoqué la formation de horsts où un socle aurait affleuré se heurte à la difficulté relative à sa constitution, invoquée précédemment, et au fait que, bien au contraire, la permanence du faciès Ammonitico-Rosso (de l'Anisien au Norien) de l'Unité du Megdhovas indique une remarquable stabilité triasique du domaine situé en position intermédiaire. Le volume des sédiments arénacés semble d'ailleurs incompatible avec cette éventualité.

Des sources proches, pourtant *a priori* indiquées par l'existence d'abondants débris ligniteux, de feldspaths et de débris rocheux décimétriques, ne paraissent donc pas susceptibles d'avoir existé. Il faut donc rechercher au loin la patrie de ce détritique et vraisemblablement vers l'W comme on l'a dit précédemment.

On admettra que les débris arénacés puissent provenir d'un continent (l'Afrique ?), aient transité au travers des domaines Préapulien, Ionien (alors non différencié) et de Gavrovo-Tripolitza et se soient déposés au bord occidental du premier bassin de réception rencontré. Ce qui n'est concevable que dans la mesure où l'"Océan Mésogéen" au sens de Biju-Duval et coll. (1977) n'ait pas été ouvert au Trias supérieur, ce qui correspond à la conception de ces auteurs. A la rigueur peut-on envisager que la libération des détritiques soit la conséquence du bombement précurseur du rift dont cet océan aurait tiré son origine ; une conformation d'ensemble analogue à une marge de type atlantique serait également susceptible de fournir un modèle : on consultera par exemple les représentations physiographiques produites par Heezen (1974, fig. 2 et 5) où des canyons découpant la marge peuvent constituer les émissaires assurant le déplacement des détritiques depuis le continent jusque vers le domaine récepteur déprimé, sur des distances de plusieurs centaines de km.

II. - TERME 2 : CALCAIRES DE DRIMOS

Ce terme fut créé par Dercourt et coll. (1974), sur le mode de la nomenclature lithostratigraphique en usage dans les pays de langue anglaise mais selon une conception bien différente. Nous ne tentions en effet nullement de fixer une nomenclature locale mais au contraire, bien que proposant un type concret favorable au développement d'études de détail, d'exprimer un concept d'ordre général traduisant le résultat d'études comparatives menées dans une région assez vaste (Grèce continentale du S et Péloponnèse du N) pour que nous soyons convaincus de sa valeur d'ensemble, maintenant confirmée par les études menées dans des régions plus septentrionales.

Malgré notre répugnance à créer un terme "abstrait" (c'est-à-dire nullement évocateur de la nature de l'objet qu'il désigne), toujours générateur de difficultés pour le lecteur non averti, et d'un style qui sert trop souvent à masquer l'absence de recherche d'analogies, il ne nous parut pas possible de faire état dans la dénomination, ni de l'âge du terme—triasico-liasique, mais trop peu sûrement établi dans le détail—ni de son faciès—dont nous savions qu'il était sujet à des variations.

Il s'agit en fait de l'ensemble à dominante calcaire qui fut longtemps identifié par la présence d'Halobies et de "filaments". Les complications tectoniques qui l'affectent souvent et la rareté des fossiles autres que les Halobies expliquent très aisément qu'il ait été considéré comme strictement triasique, jusqu'à ce qu'il soit matériellement possible d'y effectuer les nombreuses lames minces nécessaires à l'identification des fossiles liasiques. "Karnischen Halobienschichten" de Renz (1955), "Jaspes et calcaires à Halobies du Trias supérieur" de Brunn (1956), "Calcaires, jaspes, marnes à Halobies du Trias supérieur" de Aubouin (1959), "Calcaires et jaspes à Halobies" de Celet (1962), "Calcaires jaspeux à Halobies et Conodontes" de Dercourt (1964) furent les expressions utilisées pour caractériser ce terme. Aubouin (1959, p. 33) fut sans doute le premier à soupçonner qu'il puisse être en partie d'âge jurassique. C'est probablement ce que cherchait à exprimer D. Loftus, auteur du lever des feuilles 1/50.000 Nafpaktos et Thermon (n° 220 et 202), qui distinguait un ensemble carbonaté jurassique ; les Algues Udotéacées citées par cet auteur et l'examen de la carte du front de la nappe près de Nafpaktos permettent de se convaincre qu'il s'agit de la partie liasique des Calcaires de Drimos qui fut ainsi identifiée, encore que, sans doute, la présence signalée de *Protopenexoplia striata* et de *Nautiloculina oolitica*, réputées d'âge jurassique supérieur à l'époque des levers (1963-64) ait été à l'origine de l'attribution de ces calcaires à la totalité du Jurassique.

A) FACIES DES CALCAIRES DE DRIMOS

Les Calcaires de Drimos présentent ordinairement la succession de 3 divisions, assez bien différenciées par leur constitution, susceptibles d'être cartographiées à grande échelle. L'absence de la division médiane en certains lieux souligne pourtant que c'est bien l'ensemble du terme qui constitue l'entité fondamentale. On distinguera cependant les trois

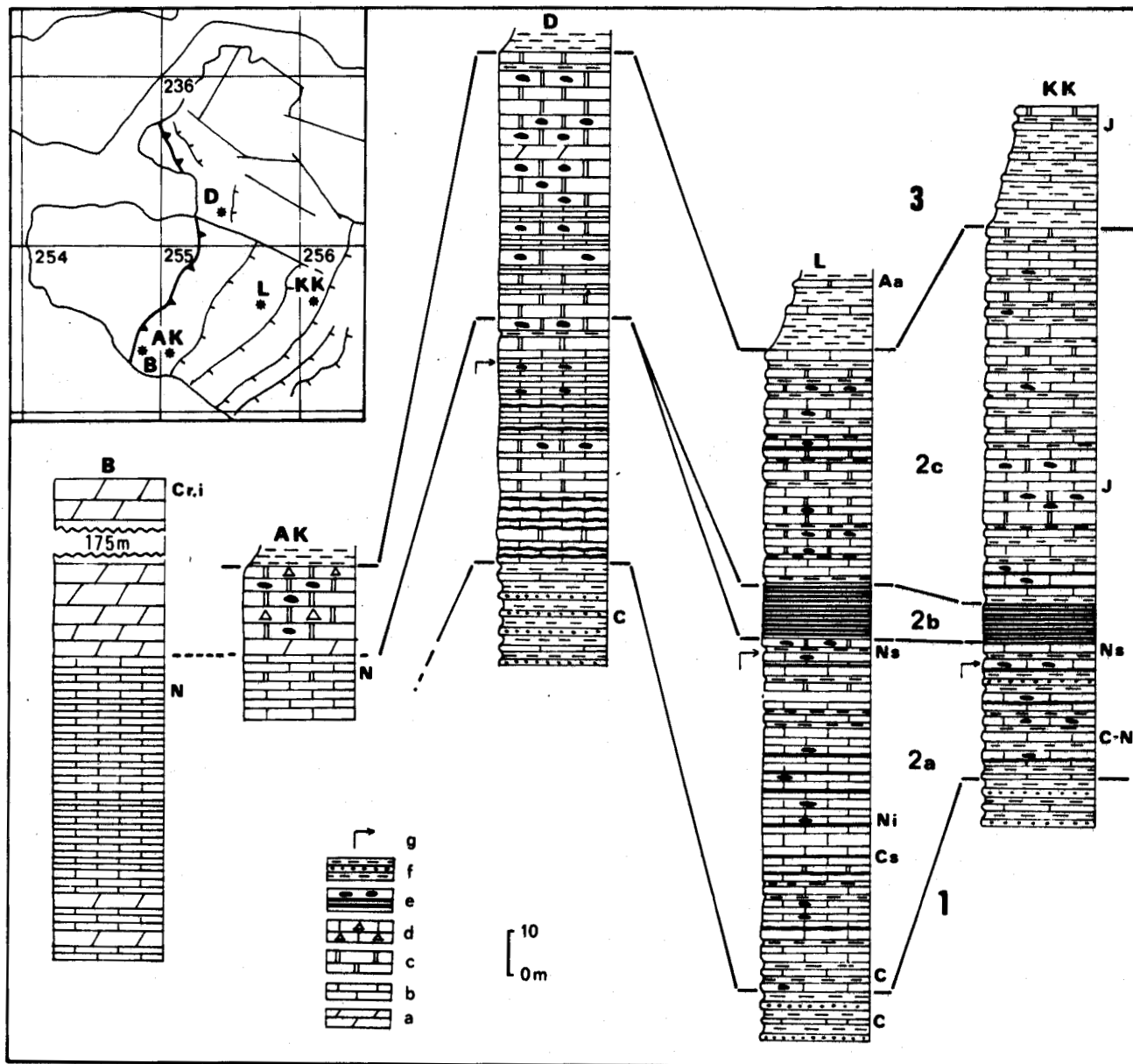


Fig. 101. - Quelques colonnes lithologiques représentatives des Calcaires de Drimos au N du Péloponnèse (schéma de situation extrait de la fig. 85).

Légende lithologique - voir figure 100.

Âges - C : Carnien ; Cs : Carnien supérieur ; C-N : Carnien terminal-Norien basal ; N : Norien ; Ni : Norien inférieur ; Ns : Norien supérieur ; J : Jurassique indéterminé ; Aa : Aalénien ; Cr. i. : Crétacé inférieur.

Les termes et leurs divisions sont numérotés comme dans le texte (voir aussi fig. 95). Colonnes identifiées par l'initiale de la localité - KK : Kato-Klitoria (Drimos - voir fig. 93) ; L : Livardji ; D : Dendra ; AK : Ayia Kiriaki (voir fig. 97) ; B : Brostovitsa. Colonnes KK et L, d'après Flament (1973) ; colonne D, d'après une reconnaissance en compagnie de P. Tsoflias ; colonnes AK et B, d'après Izart (1976).

divisions dans l'exposé analytique qui suit. Les figures 100 et 101 réunissent les coupes connues en Grèce continentale et en Péloponnèse du N et donnent une idée des caractéristiques d'ensemble du terme ; on les commentera par la suite.

A1) LA PARTIE INFÉRIEURE DES CALCAIRES DE DRIMOS (OU "DRIMOS INFÉRIEUR").
DIVISION 2a

Il s'agit de la partie la plus ancienne du terme, surmontant directement le Détritique triasique par l'intermédiaire de couches de transition peu épaisses (quelques m au plus) et ordinairement limitée à son sommet par une passée de faciès radiolaritique. On peut la caractériser en première approximation par la présence d'Halobies et des "filaments" longs, étroitement empilés, formant des feutrages, qui caractérisent la présence de ces Lamellibranches sur les cassures de roche, ou en lames minces taillées perpendiculairement à la stratification (voir les très caractéristiques figurations données par Celet, 1962, pl. XXII, 4 et XXVI, 4).

C'est ce qu'ont décrit fort clairement les auteurs ayant effectué les premières études détaillées (Renz, 1955 ; Aubouin, 1959, terme "1A" ; Celet, 1962, terme "1" ; Dercourt, 1964). La concordance de leurs descriptions entre elles, avec celles qui ont pu être menées par la suite, ou avec celles des coupes de Karpénission et de Drimos est très significative d'un état de fait : le faciès est très constant et remarquablement homogène dans la plus grande partie des affleurements pindiques et peut être caractérisé par l'alternance de trois composants :

- calcaires clairs en petits bancs (rarement décimétrique) : micrites ou biomicrites à "filaments" (Halobies) et/ou Radiolaires, auxquels sont parfois associés quelques rares Nodosariidés ;
- silice en bancs minces (parfois exprimée en rognons), de teinte sombre ;
- pérites en feuillets millimétriques ou interbancs centimétriques, de teinte ordinairement verte, exceptionnellement rouge.

L'abondance relative des trois composants peut être variable dans le détail, soit selon les horizons, soit dans l'espace, sans cependant que semblent se dégager, dans l'état actuel des études, de tendances générales. Quelques traits particuliers apparaissent cependant, peu prononcés au niveau du secteur de Karpénission-Frangista, mieux marqués en d'autres lieux.

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

Le faciès reste très homogène dans l'ensemble du secteur. Je ne puis faire état que de la présence, au front même de la nappe, près de Pétroto-Khouni (fig. 88, limite des rectangles F 3 et F 4), d'un banc décimétrique renfermant des débris de micrites à Radiolaires pouvant atteindre 1 cm de diamètre, associés à des débris de roches éruptives, de très gros Ostracodes (plus d'1 mm) et des débris d'Echinodermes, liés par une très pure sparite. Ce banc est situé à une dizaine de m du sommet de la division.

b) Dans Le Pinde méridional

A l'extrême N des affleurements, au front même de la nappe (feuille n° 135, fig. 84), Caron (1975) a mis en évidence au sein d'un niveau dit "A2", plusieurs particularités :

- la présence de bancs décimétriques de calcaires micrograveleux (pelmicrites et pelsparites) intercalés de calcaires à Halobies où le Norien fut daté (Bathypédon) ;
- la présence de dolomies secondaires dans un ensemble de calcaires à "filaments" où le Trias supérieur fut daté par des Conodontes (Anthochori).

Il s'agit de deux informations, obtenues dans des niveaux datés, qui donnent du poids à des observations effectuées ailleurs par le même auteur, dans des ensembles non datés, de faciès trop particulier et situés dans un contexte trop peu habituel, pour être assimilés sans réserve à ces subdivisions ; selon ces observations :

- des faciès de dolomies bréchiques à éléments anguleux granoclassés, comprenant des micrites à "filaments" et des débris de roches volcaniques peuvent se développer localement (Mandri) ;

- des dolomies à horizons siliceux se présentent sur des puissances proches d'une centaine de m (Tsouma Plastari).

Ces traits paraissent très caractéristiques d'une évolution vers l'W du faciès habituel à des faciès de type plus néritique, bien qu'aucun organisme n'ait été identifié, qui indique un milieu néritique "en place" ni même remanié. Si la dolomie peut être de formation tardive, les calcaires micrograveleux et les brèches indiquent la proximité relative d'une région instable, contrastant avec la plus grande partie du domaine pindique.

Dans des régions plus orientales (feuille 1/50 000 Kastanea, n° 136, fig. 84), Lecanu (1976) ne signale que le faciès habituel.

c) Dans la région d'Agrafa

Dans la partie NW de la feuille Agrafa (n° 169, fig. 84), Mpodozis (1977) a observé dans les "écaillés frontales" de la nappe (Tsouma-Epiniana) l'intercalation de petits galets de micrites à Radiolaires dans les calcaires à "filaments", ce qui correspond encore à une différenciation occidentale du faciès habituel que cet auteur signale plus à l'E.

Au S de la feuille Agrafa, Lybéris (1978) ne signale que le faciès habituel.

d) Dans le Pinde d'Etolie

Les descriptions de Celet (1962) montrent que le faciès est dans l'ensemble du type habituel. Au front de la nappe cependant, à Nafpaktos, les deux Unités précédemment décrites (p. 271) marquent une évolution vers l'W qui, pour être moins prononcée que celle dont témoignaient les observations de Caron (voir ci-dessus), sont significatives d'une même tendance. L'Unité A renferme des intramicrites dont les éléments sont de taille plus grande que ceux de l'Unité B et se trouve très nettement plus riche en rhomboédres de dolomite (clairement discernables sur le terrain) ; l'Unité B elle-même montre dans la partie inférieure des niveaux graveleux qui ne participent pas au faciès habituel.

Vers l'E, Ardaens (1978) a montré l'existence dans le domaine vardoussien de calcaires pélagiques riches en silice, parfois dolomitisés, d'âge carnien-norien, se chargeant en microbrèches calcaires au Norien.

e) En Péloponnèse septentrional

La description de la coupe de Drimos (p. 275) a montré que les calcaires triasiques s'y développaient sous un faciès des plus habituels ; c'est encore à peine si Flament (1973) a noté la présence de minces niveaux graveleux dans la région de Livardji (plus occidentale), mais cet auteur a signalé, au front de la nappe, dans le massif de l'Olonos (angle NW de la feuille Kertezi, n° 255, fig. 85), sous la "passée radiolaritique" (division 2b de ce texte) et en contact normal avec des niveaux triasiques datés par Conodontes, 3 niveaux conglomératiques épais d'au moins 1 m, dont le ciment et certains éléments contiennent des "filaments" ; les éléments arrondis, atteignant 2 cm, sont constitués de calcaires fins ou oolitiques ou de silice.

Dans la même situation, mais plus au S (angle SE de la feuille Goumeron, n° 254, fig. 85), Izart (1976) a rapporté plusieurs observations, selon lesquelles :

- des dolomies proches de la limite Carnien-Norien (et plus récentes) seraient développées très près du front de la nappe ;

- des calcaires bréchiques à lits de filaments et Conodontes, dont sont apparemment absents des débris de matériel d'origine néritique (deux localités ont cependant livré des "marnes à Coraux", dont la situation stratigraphique précise n'est pas élucidée, mais qui représentent un fait exceptionnel) existeraient en plusieurs points.

Ces faits, bien qu'extraits d'un contexte dont l'abord est rendu difficile par des complications tectoniques et l'absence de repères lithologiques, sont bien établis en eux-mêmes et évoquent précisément ceux qui furent rapportés par Caron en Grèce continentale.

En conclusion, les calcaires pélagiques riches en silex représentent l'essentiel de la sédimentation du bassin au sommet du Trias. On aura cependant noté que les affleurements les plus occidentaux et les plus orientaux (Vardoussia) portent le témoignage -localisé mais indubitable- d'une proximité des marges du bassin, marqué par la présence de brèches et de passées graveleuses, ainsi que par des dolomitisations.

A2) LA PARTIE MOYENNE DES CALCAIRES DE DRIMOS (OU "PASSEE JASPEUSE").
DIVISION 2b

Une passée de jaspes et de pélites rouges est habituelle vers le milieu de l'ensemble carbonaté constituant les Calcaires de Drimos. Il s'agit vraisemblablement des divisions "1b" de Aubouin (1959) et "t2" de Celet (1962).

Cette division semble présenter des expressions variées et peut ne plus être discernable en certaines régions.

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

Cette division est présente dans la plus grande partie des affleurements du secteur étudié et probablement sur des puissances pouvant atteindre plusieurs dizaines de m, encore que les replis de détails qui l'affectent empêchent de s'en assurer. Elle présente alors des faciès de jaspes rouges à interlits pélitiques qui la rendent très difficile à distinguer des Radiolarites s.s. (divisions b du terme 3).

Dans les affleurements les plus occidentaux, les jaspes tendent à disparaître et c'est parfois pour la simple raison de la teinte rouge ou rose de passées riches en pélites que l'on a pu supposer son existence, encore que la proche superposition de ces passées aux derniers "filaments" soit de nature à confirmer l'attribution. Il s'agit alors d'un ensemble où les pélites, les calcaires et les jaspes, tous rouges ou roses, en bancs centimétriques, alternent sur une trentaine de m (Gouleïka, colonne G, fig. 100) ou, au front même de la nappe (Petroto-Khouni, colonne P, fig. 100), seulement d'une alternance de calcaires rouges et verts alternant avec des pélites rouges sur une dizaine de m.

b) Dans le Pinde méridional

La division (distinguée sous le sigle 1b par Aubouin, 1959, p. 32) a été reconnue sous son faciès riche en jaspes dans le massif de Triggia (feuille 136, fig. 84) par Lecanu (1976).

A l'extrémité N des affleurements, au front même de la nappe, Caron (1975) ne reconnaît pas de jaspes mais signale, au-dessus des calcaires à "filaments" (localement datés à leur sommet du Norien supérieur), un niveau de "calcaires roses" (dit A3) à lits de micrites et passées dolomitiques, intercalés de brèches ou microbrèches à éléments de micrites pris dans une matrice ferrugineuse à Radiolaires. Ce faciès se développerait parfois (dans l'unité frontale) jusqu'à la base des Radiolarites s.l.

c) Dans la région d'Agrafa

Mpodozis (1977) et Lybérís (1978) ont discerné la passée jaspeuse sous son faciès habituel ; Mpodozis a cependant noté, près du front de la nappe, l'intercalation d'un banc de calcaire microbréché et au front même, d'un banc dolomitique.

d) Dans le Pinde d'Etolie

Celet (1962, p. 70) a distingué cette division sous le sigle "t2" ; il est vraisemblable que c'est à la faveur de son existence reconnue que D.L. Loftus, auteur des levés des feuilles 1/50 000 n° 202 et 220 (fig. 84) a distingué un ensemble de carbonates triasiques d'un ensemble "jurassique". Je l'ai clairement observée dans les affleurements situés au NE de Nafpaktos, aux abords de la vallée du Mornos.

Aucun faciès particulièrement riche en silice ne semble être différencié au sommet du Trias ou à la base du Jurassique dans les affleurements vardoussiens étudiés par Ardaens (1978).

Au front de la nappe, à Nafpaktos, les calcaires constituant la base de l'Unité B (fig. 92) ne montrent aucune intercalation qui puisse être attribuée à la division 2b (voir colonne N, fig. 100) et c'est seulement en raison de la présence de gros nodules siliceux de teinte violacée en un horizon directement superposé à celui où disparaissent les "filaments" que l'on peut tenter de placer une limite entre les divisions 2a et 2c.

e) En Péloponnèse septentrional

La division, caractérisée par le faciès jaspeux, a été reconnue par Flament (1973) sur la plus grande partie du territoire correspondant aux feuilles n° 255 et 256 (fig. 85).

Vers l'W, près du front de la nappe, les jaspes n'apparaissent plus, comme en témoignent les colonnes D, AK et B de la figure 101 et l'on est réduit à placer une limite arbitraire entre les divisions 2a et 2c à proximité de l'horizon où disparaissent les "filaments".

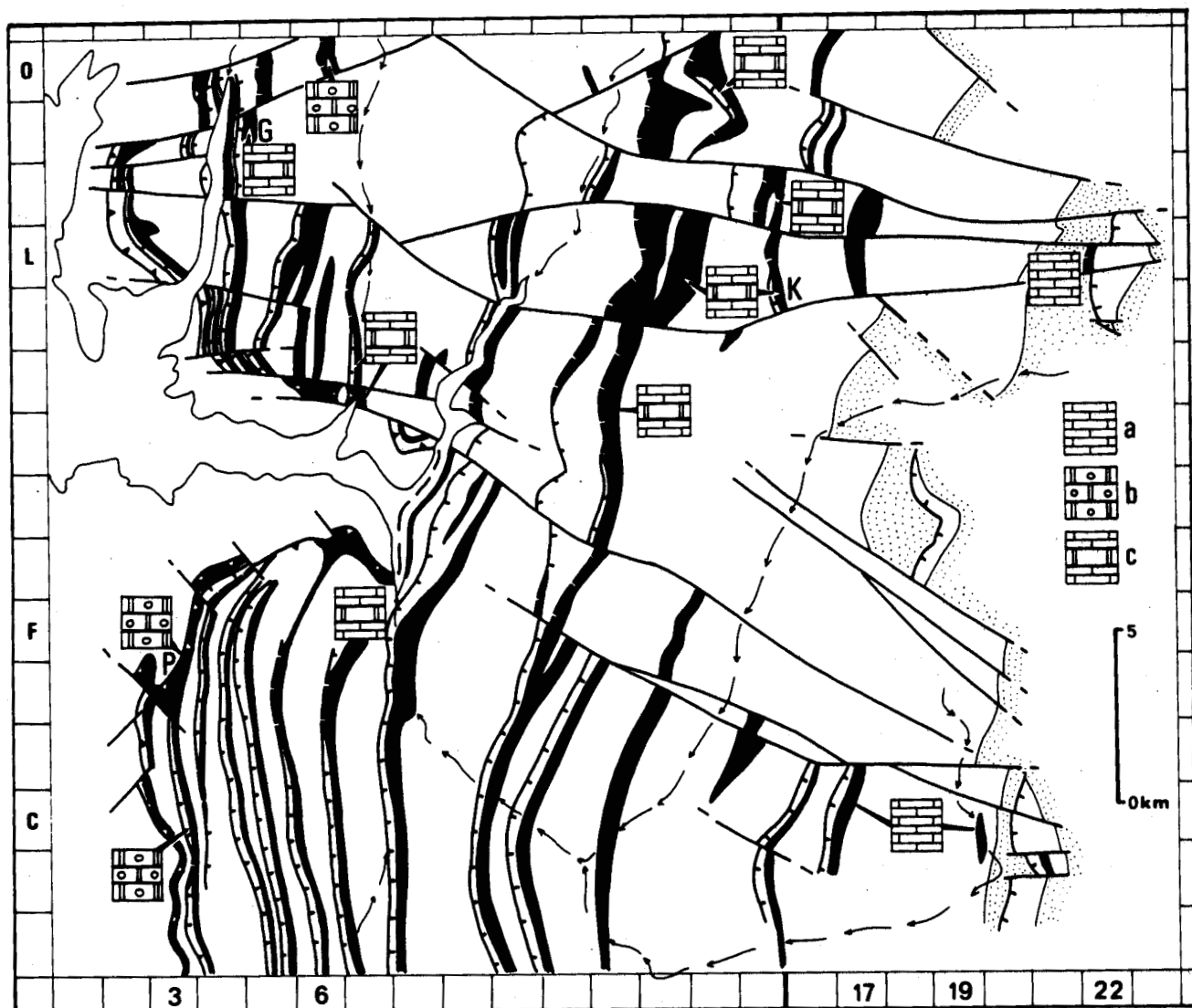


Fig. 102. - Carte des affleurements des Calcaires de Drimos (terme 2) dans la région de Karpénission-Frangista. Le fond est celui de la figure 88.

On a ajouté des indications relatives aux faciès de la partie supérieure du terme (division 2c) - a : faciès de calcaires micritiques en petits bancs intercalés de rares passées graveleuses ; b : faciès où dominent largement les calcaires graveleux en bancs épais ; c : faciès "intermédiaire". On a rappelé par leurs initiales (K, G, P) la localisation des coupes de la figure 100.

En conclusion, si la majeure partie des affleurements pindiques montre le développement de faciès strictement siliceux et pélitiques de teinte rouge caractérisant la division 2b des Calcaires de Drimos, une très nette évolution est discernable vers les marges du bassin, marquée par la disparition de ces faciès. Il semble, d'après les affleurements du secteur de Karpénission-Frangista (colonnes G et P, fig. 100), que des transitions existent, correspondant à un remplacement progressif des jaspes par des calcaires et à une disparition des pélites vers l'W.

A3) LA PARTIE SUPERIEURE DES CALCAIRES DE DRIMOS (OU "DRIMOS SUPERIEUR").
DIVISION 2c

Il s'agit des calcaires immédiatement surmontés par la base des Radiolarites s.l. et limités à leur base par la "passée jaspeuse", lorsqu'elle existe. Il n'est pas de critère qui permette de distinguer la limite inférieure de cette division lorsque la "passée jaspeuse" n'est pas individualisée ; on peut la placer arbitrairement à la disparition des "filaments" nombreux et de grande taille, étroitement empilés.

En effet, lorsqu'existe la "passée jaspeuse", les calcaires superposés ne renferment jamais d'Halobies ni les "filaments" formant des feutrages serrés, correspondant aux sections de ces coquilles. Pourtant des "filaments" y sont parfois observables, jamais abondants ni d'aussi grande taille que ceux de la division 2a ; il s'agit probablement encore de sections de coquilles de Lamellibranches encore que ceux-ci n'aient jamais été observés en surface des bancs ni dégagés. Il est certain que si l'on n'y prête pas une grande attention, ces "filaments" sont susceptibles d'introduire des confusions ; il convient toujours de distinguer entre les empilements serrés de grands "filaments" du Trias et les petits "filaments" épars plus récents, sans négliger le contexte. Il semble, dans ces conditions, que puissent ainsi s'expliquer que des auteurs, attachés à résoudre des questions plus urgentes, aient attribué au Trias l'ensemble des calcaires dans lesquels ils ne citaient que des "filaments" (et localement des Halobies ou des Conodontes) situés sous les Radiolarites s.l.

Les coupes décrites ou figurées précédemment (fig. 89, 100 et 101) sont très significatives d'un état de fait : dans l'ensemble, les calcaires riches en Radiolaires, identiques à ceux qui constituaient presque entièrement la division 2a, sont intercalés, parfois presque entièrement "remplacés" par des calcaires de type graveleux, dans des proportions variables selon les lieux, dont nous tenterons d'établir la répartition.

Les sédiments graveleux peuvent être caractérisés, pour ce qui concerne la nature des éléments qui s'y trouvent, à la fois par une hétérogénéité de détail et par une grande homogénéité d'ensemble ; c'est-à-dire que si chaque échantillon renferme un ensemble d'éléments de nature variée, c'est le même ensemble - à des différences de proportions près - qui se retrouve partout.

Les grains correspondent, dans leur majorité, à des particules arrondies de micrite sombre, dépourvues de structure interne clairement discernable, qui pourtant renferment parfois des fragments de coquilles ou, pour les plus rondes d'entre elles, des traces de structures concentriques ; c'est-à-dire que ces grains ont dû subir une "micritisation" et pourraient répondre à la définition des isoclastes, selon Humbert (1976). Des oolites à structure fibro-radiée, bien conservées mais dispersées, les accompagnent. Plus rares et localisées dans les affleurements proches du front de la nappe, s'observent des débris de roches micritiques à "filaments" et Radiolaires, véritables lithoclastes témoignant de remaniements de sédiments antérieurement déposés (triasiques, probablement).

Les débris d'organismes sont variés ; les plus fréquents sont des débris d'Echinodermes (entroques et radioles d'Echinides). Plus rares sont les Gastéropodes et exceptionnels les fragments de Madrépores (Nafpaktos seulement). Les Foraminifères, sans être jamais abondants, sont souvent représentés, soit par des débris de grands agglutinants (cf. *Ammonobaculites*), des Lituolidés de type *Haurantia*, soit par des Nodosariidés et de petites *Trocholina*. Les Algues ne sont pas rares, représentées ordinairement par *Thaumatoporella* et des Udotéacées, en petits fragments habituellement, abondantes et de plus grande taille près du front où on peut également observer des fragments de Dasycladales (*Palaeodasycladus*, probablement), absentes ailleurs. Des Radiolaires peuvent être associées à ces divers éléments.

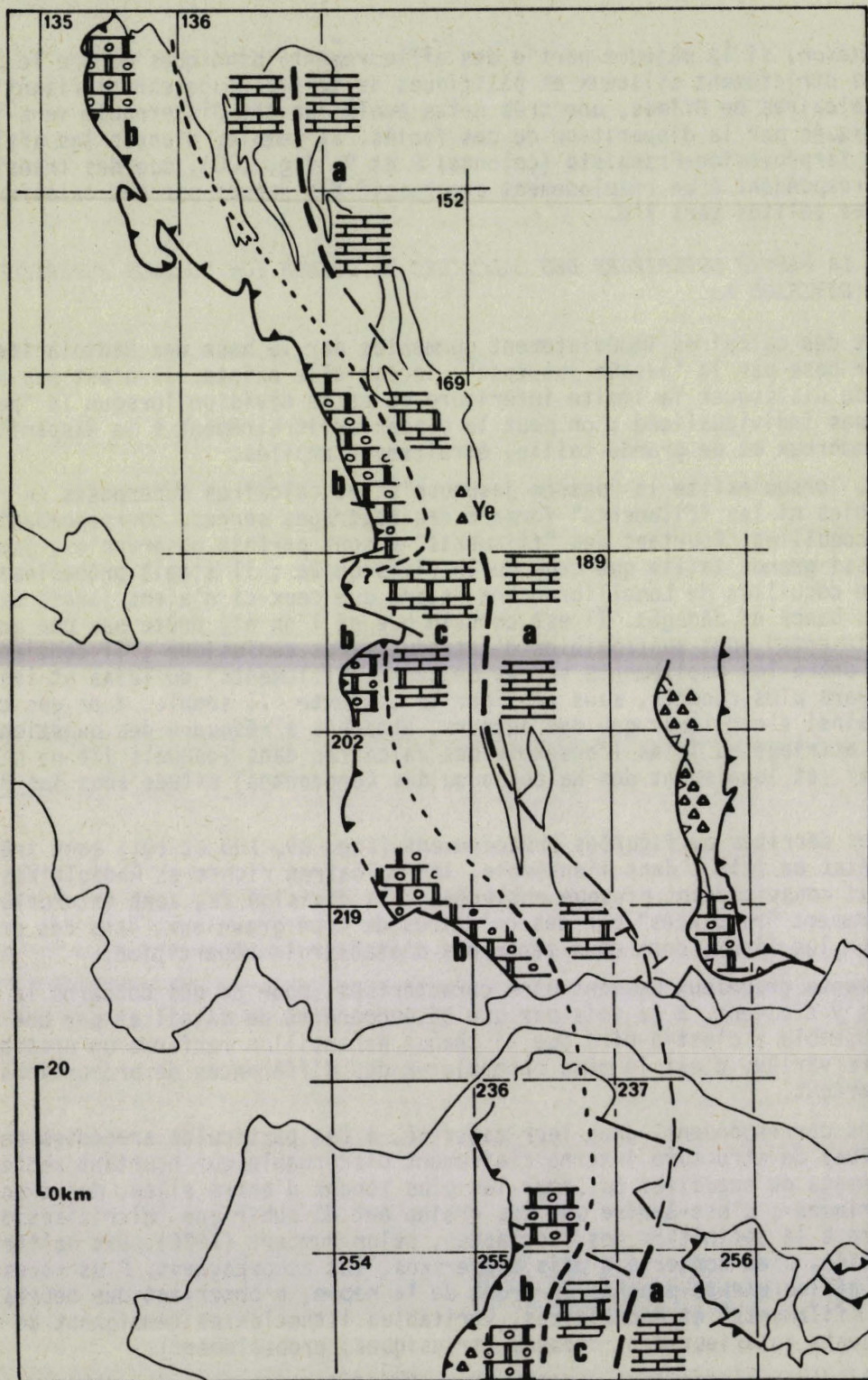


Fig. 103. - Schéma de répartition des faciès de la partie supérieure des Calcaires de Drimos (division 2c) en Grèce continentale et au N du Péloponnèse. Le fond est celui des figures 84-85.

Légende - a : faciès de calcaires micritiques en petits bancs intercalés de rares passées graveleuses ; b : faciès où dominent largement les calcaires graveleux en bancs épais ; c : faciès "intermédiaire". On a signalé par des triangles les localités où sont connus en abondance des faciès bréchiques.

Le liant de ces éléments n'est jamais micritique. Il s'agit toujours d'une sparite, dans laquelle on peut distinguer deux grands types :

- le type habituel dans la plupart des affleurements correspond à une sparite finement cristallisée, distinguée par certains auteurs sous le nom de "microsparite" (Elf-Aquitaine, 1975 : cristaux nettement discernables au microscope, de taille comprise entre 0,010 et 0,080 mm ; il s'agirait du résultat de la recristallisation de micrites), très également cristallisée dans les espaces intergranulaires ;

- un type restreint à certains bancs seulement des affleurements du front de la nappe, où la calcite est largement cristallisée.

Les bancs présentant ce faciès sont ordinairement épais (un à plusieurs dm, au moins) et renferment partout de gros nodules siliceux de teinte claire. Ils peuvent être largement dominants vers le sommet de la division mais restent toujours intercalés de calcaires micritiques à Radiolaires et de passées pélitiques vertes.

On tentera d'établir la répartition spatiale de ces calcaires graveleux.

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

Le faciès du "Drinos supérieur" est très sensiblement différent si l'on compare les affleurements les plus occidentaux (au front de la nappe) aux plus orientaux.

- *Au front de la nappe*, la division correspond à une barre massive, dotée d'une considérable importance morphologique, formant un relief de teinte claire, mis en évidence par la dépression superposée déterminée par la base pélitique des Radiolarites s.l. On peut, à distance, confondre cette falaise avec celle que constituent les calcaires liasiques de l'Unité du Megdhovas. Les bancs de faciès graveleux sont épais et constituent la presque totalité de l'ensemble, prenant une teinte claire sous l'effet de la patine, ils sont armés de grands nodules siliceux de teinte également claire.

Bien que les affleurements n'aient pas fait l'objet d'études systématiques, mais dans la mesure où l'épaisseur des bancs -donc l'aspect morphologique de ces calcaires- paraît directement lié à la grande dimension des particules constitutives, on peut admettre une bonne homogénéité des faciès situés au bord occidental des affleurements. La falaise se trouve bien développée dans les unités frontales de la partie S et à l'extrême N, où l'on a contrôlé en 3 points (affleurements des rectangles C 3, F 3 et O 6, fig. 102) l'épaisseur des bancs (pouvant atteindre 1 à 2 m) et la grande taille des éléments (jusqu'à 2 mm en général) ; il paraît cependant que la barre perd de sa vigueur dans la région de Tripotamon (rectangles L 2, L 3 et M 2, fig. 102) et l'affleurement de Gouleïka (localité G, fig. 100 ; rectangle N 4, fig. 102) pourtant proche du front, témoigne d'un développement relativement modeste des faciès graveleux.

- *Dans les affleurements les plus orientaux*, au contraire, la division n'est pas différenciée morphologiquement et c'est seulement en y prêtant attention que l'on peut observer des calcaires graveleux, qui ne constituent que de petits bancs et ne renferment que de petites particules de taille probablement toujours inférieure à 0,5 mm (affleurements des rectangles C 17, C 19 et L 22, fig. 102).

- *Entre ces extrêmes*, on ne peut pas assurer que l'évolution de l'épaisseur des bancs et de la taille des particules soit continue. Sans doute, le faciès observé dans la coupe de Karpénission (colonne K, fig. 100) et aux alentours (voir fig. 102) peut-il être qualifié d'"intermédiaire", c'est-à-dire que calcaires graveleux (en bancs n'atteignant jamais 0,50 m d'épaisseur) et calcaires micritiques s'y trouvent en proportions relativement égales, et que la division ne s'y trouve par morphologiquement différenciée, mais je ne suis pas en mesure de comparer précisément ce faciès à celui des affleurements, approximativement de même type qui, plus proches du front, devraient être -selon la logique d'ensemble- plus riches en passées graveleuses.

En conclusion, une tendance peut être décelée, selon laquelle la taille et l'abondance des particules décroît d'W en E, sans qu'il soit cependant possible d'assurer que l'organisation des faciès réponde à un gradient continu.

b) Dans Le Pinde méridional

Sur le territoire de la feuille n° 135 (fig. 84), le terme "A4" décrit par Caron (1975) est très remarquable dans les unités proches du front : il s'agit de calcarénites et de sparites (intra et oosparites...) à Udotéacées et autres fossiles benthoniques.

Sur le territoire de la feuille n° 136 (fig. 84), Lecanu (1976) oppose les faciès de l'unité du Triggia, où s'observe une intercalation de calcaires massifs en bancs dont l'épaisseur atteint souvent le m, renfermant des oolites, dans des calcaires micritiques en bancs plus minces, aux faciès de l'unité de Kokkino-Lithari, plus orientale, où seuls les faciès micritiques apparaissent ; ce que confirment les observations de la localité "S" (fig. 84, feuille n° 152) un peu plus méridionale, où l'on n'a pas signalé de faciès graveleux (fig. 89).

c) Dans la région d'Agrafa

Dans la partie septentrionale, Mpodozis (1977, p. 41) signale que "les faciès de ce type (pelsparites à oolites) sont beaucoup plus développés dans la zone des écailles moyennes et frontales que dans la zone des plis orientaux, où les micrites sont, et de loin, prédominantes".

Dans la partie méridionale, Lybérès (1978) présente cependant deux observations apparemment contradictoires. Les écailles frontales (coupe de Stylos) sont caractérisées par l'absence de calcaires fins (au profit des microbrèches), par ailleurs bien représentés vers l'E. La coupe de Yéroukos (localité Ye, fig. 103) a livré quelques m de brèches calcaires à éléments grossiers légèrement arrondis (atteignant parfois un diamètre de 5 cm).

Cette dernière observation serait de nature à traduire, comme l'indique son auteur, une augmentation de la taille des éléments remaniés vers le bord oriental du bassin. Elle peut être tenue pour indice -le seul qui soit connu dans les affleurements strictement pin-diques- d'un dispositif symétrique de celui qui semble partout lié à la marge occidentale du bassin.

d) Dans Le Pinde d'Étolie

La coupe de Nafpaktos (localité N, fig. 84) est très représentative d'un faciès frontal extrême ; c'est le lieu où, parmi tous ceux qui me sont connus, les Calcaires de Drimos constituent la barre la plus massive, comprenant les plus nombreux et les plus épais (parfois plusieurs m non subdivisés) bancs de calcaires graveleux, où les éléments sont de plus grande taille (souvent plurimillimétrique), et où les fossiles benthoniques (Algues Udotéacées principalement) sont les plus abondants.

J'ai observé la barre, dotée de la même vigueur, au front de la nappe jusqu'à la limite des feuilles n° 219-220, et à Petrokhori, près de la rive du lac Trikhonís, à l'angle SE de la feuille Thermon (n° 202).

Par ailleurs, au NE de Nafpaktos, dans la vallée du Mornos, les calcaires situés sous les Radiolarites ont perdu leur identité morphologique et les bancs graveleux sont manifestement moins abondants qu'ils ne sont au front de la nappe.

Les unités du Vardoussia sont caractérisées, d'après les observations de Celet (1962) et Ardaens (1978) par le développement de faciès bréchiques et graveleux au cours du Lias et du Dogger p.p. Des brèches de très grande taille sont signalées près de l'angle SW du massif Parnassien (Johns, 1978).

e) En Péloponnèse septentrional

A l'extrême front de la nappe, la division serait comprise, d'après Izart (1976), à la base d'un ensemble dolomitique de 200 m de puissance, situé entre les calcaires pélagiques d'âge norien et le Crétacé basal (Calpionelles remaniées) - voir colonne B, fig. 101.

Dans l'écaille immédiatement orientale, des intrasparrudites à fragments de Madrépores sont datés par *Haurania* sp. et *Protopeneroptis striata*. Enfin, peu à l'E, la coupe d'Ayia

Kiriaki (colonne AK, fig. 101) montre des calcaires en gros bancs, parfois grossièrement bréchiques, compris entre le Norien daté et la base des Radiolarites.

En position plus septentrionale, mais encore proche du front, la coupe de Dendra (colonne D, fig. 101), décrite par Tsoflias (1972) et que j'ai pu observer en sa compagnie est très riche en passées graveleuses et présente des niveaux dont les éléments, bien arrondis, peuvent atteindre 5 cm de diamètre.

La coupe de Livardji (colonne L, fig. 101), décrite par Flament (1973), marque une évolution ; les bancs graveleux occupent environ la moitié de la puissance de l'ensemble et peuvent atteindre des épaisseurs avoisinant le m ; les éléments roulés restent cependant de taille modeste.

La coupe de Drimos (colonne KK, fig. 101), décrite précédemment, est caractérisée par la rareté des calcaires graveleux et la finesse des éléments qui les constituent.

Au total, on observe dans toutes les régions examinées une nette décroissance d'W en E de la taille des particules constituant les calcaires graveleux -ou bréchiques, à la limite- de la partie supérieure des Calcaires de Drimos. On y décèle l'influence de la marge occidentale du bassin, plus nettement indiquée qu'elle ne l'était lors du dépôt de la partie inférieure du terme. Un phénomène symétrique semble manifesté dans le domaine vardousien, où le même type de succession est connu, dont cependant les sédiments strictement pindiques -en général, et à l'exception possible d'un affleurement de la feuille Agrafa, signalé plus haut- ne semblent pas porter la trace.

B) AGE DES CALCAIRES DE DRIMOS

On a pu admettre, au vu des datations citées au cours du chapitre II de cette Partie, que le terme correspondait à une période comprenant le Trias p.p. et le Lias. On réunira ci-dessous les documents permettant de préciser l'âge de chacune des 3 divisions.

BUS
LILLE

B1) AGE DE LA DIVISION 2a ("DRIMOS INFÉRIEUR")

Toujours caractérisée par la présence de "filaments" et d'Halobies, cette division est d'âge triasique supérieur ; les Conodontes permettent habituellement de confirmer et de préciser cette attribution.

a) Dans le secteur de Karpénission-Frangista

Les Halobies citées par Renz (1930), *Daonella styriaca* Mojs., *D. fluxa* Mojs. ?, *Halobia insignis* Gemm., *H. superba* Mojs., *H. radiata* Gemm., *H. austriaca* Mojs., sont trop imprécisément localisées pour qu'on tente de les interpréter ; celles que j'ai pu récolter ont été jugées spécifiquement indéterminables par P. Bonardi de Capoa. Quelques échantillons récoltés dans des ensembles plissés ont livré des Conodontes d'âge norien d'après J.M. Flament. Un échantillon du front de la nappe (Petroto, rectangle F 4, fig. 88), provenant d'un niveau situé à quelques dizaines de m sous le sommet de la division a livré une riche association dans laquelle B. Vrielynck a identifié *Epigondolella permicra*, une forme intermédiaire entre *E. postera* et *E. bidentata*, *P. navicula steinbergensis* et *E. ziegléri*, caractérisant la limite Norien moyen-Norien supérieur. Rappelons que le Carnien inférieur fut daté dans le terme 1 de la région.

La division 2a correspond donc probablement pour sa plus grande part au Norien, mais on n'a pas caractérisé l'âge précis de ses limites.

b) Dans le Pinde méridional

Sur le territoire de la feuille n° 135 (fig. 84), près du front de la nappe, Caron (1975) a daté les calcaires jaspeux à Halobies par ces Lamellibranches (*H. beyrichi* Mojs. du Norien, déterminée par B. Gruber) et par des Conodontes d'âge carnien sommital à norien moyen (en raison de la présence de *E. permicra*, en particulier).

c) Dans la région d'Agrafa

Lybérís (1978) a daté le Norien, et en particulier le Norien supérieur (caractérisé par *P. navicula steinbergensis*) en une suite de 5 échantillons récoltés dans les 30 m supérieurs de la division, dans la "zone des écailles frontales" du S de la feuille Agrafa (n° 169, fig. 84).

d) Dans le Pinde d'Etolie

Celet (1962) a récolté *Daonella styriaca* et *Halobia superba* (du Carnien moyen à Norien inférieur) dans les calcaires (dits "tl") correspondant à la division 2a.

Je rappellerai les datations citées lors de la description de l'Unité A (p. 271) de la coupe de Nafaktos permettant d'attribuer au Carnien terminal la base visible de la division et au Norien supérieur basal son sommet, le Norien inférieur et le Norien moyen étant datés dans l'intervalle.

e) En Péloponnèse septentrional

La localité de Dendra (D, fig. 101) avait fourni à Négris (1908 b) des Halobies qui furent retrouvées par Dercourt (1964) ; il s'agissait de *Halobia cassiana* et *H. styriaca*. Les premiers Conodontes du Pinde-Olonos furent trouvés en cette localité par Dercourt, 1964 (déterminés par A. Mauvier).

L'essentiel des datations par Conodontes est dû à Flament (1973). On a rapporté précédemment les datations de la limite Carnien-Norien près de la base de la division et du Norien supérieur à son extrême sommet sur la coupe de Drimos (colonne KK, fig. 101). La coupe de Livardji (colonne L, fig. 101) a livré *P. polygnathiiformis*, *O. tortilis* et *P. decrescens* ? du Carnien, à la base de la division, puis *Epigondolella primitia* Mosher, *P. polygnathiiformis*, *E. ziegléri*... du Carnien supérieur au sommet de son tiers basal, *E. abneptis* et *E. primitia* du Norien inférieur dans sa partie médiane, *P. navicula steingergensis*, *E. bidentata*... du Norien supérieur à son sommet.

D'après Izart (1976), le Carnien terminal-Norien est daté par *E. permicra* dans des calcaires à "filaments" de l'écaille frontale à Brostovitsa (colonne B, fig. 101) et par *E. permicra* et *E. abneptis* dans des calcaires de même faciès à Ayia Kiriaki (colonne AK, fig. 101).

Au total, il paraît que la base de la division peut être, au moins en Péloponnèse où les datations les plus soigneuses ont été effectuées, considérée comme d'âge carnien p.p. La plus grande partie de la division est cependant norienne et son sommet se trouve habituellement daté du Norien supérieur.

B2) AGE DE LA DIVISION 2b ("PASSEE JASPEUSE")

Mis à part les Radiolaires, nul peuplement n'est connu dans cette division, qui permettrait de la dater. Flament (1973) a montré, en Péloponnèse septentrional, que les Conodontes ne s'y trouvent pas et remarqué que l'apparition des faciès jaspeux coïncide approximativement avec la disparition des "filaments" attribuables à des sections d'Halobies. Pour n'y avoir pas recherché de Conodontes, je ne puis que confirmer la seconde constatation dans la région de Karpénission-Frangista ; les mêmes conclusions semblent ressortir des observations effectuées par Lecanu (1976), Mpodozis (1977) et Lybérís (1978).

On a donc toutes raisons d'admettre que la "passée jaspeuse" représente un horizon approximativement synchrone dans les régions étudiées, correspondant au Trias terminal (Norien terminal ?, Rhétien) et pour partie éventuellement au Lias inférieur (le Lias moyen étant représenté dans les calcaires de la division 2c).

B3) AGE DE LA DIVISION 2c ("DRIMOS SUPERIEUR")

Les recherches de Conodontes entreprises dans cette division, et surtout à sa base, se sont toujours soldées par des résultats négatifs. Le Norien ne s'y trouve vraisemblablement pas représenté.

Les fossiles d'âge le plus ancien qui y aient été observés sont des *Orbitopsella*, caractérisant le Lias moyen (Pliensbachien, selon Bassoullet et Fourcade, 1979). Il n'est pas surprenant, étant donné la taille de ces fossiles, que les deux localités connues correspondent à des affleurements du front de la nappe, où les particules constituant les calcaires graveleux sont de plus grande taille. On n'a cependant pas pu caractériser précisément l'horizon dans lequel se trouvent ces fossiles. A Pétroto-Khouni (rectangle F 3, fig. 102) un échantillon, récolté en place, mais non précisément situé dans la masse des calcaires, a livré une unique section équatoriale (figurée pl. I, 23) et des débris appartenant vraisemblablement à *O. dubari* Hott. A Nafaktos, des débris d'*Orbitopsella* ont été observés dans un échantillon provenant d'un bloc situé à proximité de la masse calcaire de l'Unité B (fig. 92).

La coupe de Drimos (colonne KK, fig. 101) a livré, vers la fin du premier tiers de la division, des sections de *Labyrinthina* (identifiées par J.P. Bassoullet) qui indiquent un âge au moins pliensbachien, confirmé par la présence de *Haurania* en divers lieux.

Le Toarcien terminal-Aalénien semble atteint au sommet de la division encore que *M. gr. cayeuxi* soit encore rarement observable (coupe de Karpénission) et identifiée de manière douteuse (il s'agit de fragments de fossiles).

Mpodozis (1977, p. 67) est seul à avoir récolté des échantillons ayant livré *Protopeneroplis striata* Weyn. (déterminée par J.P. Bassoullet), qui indiquerait franchement un âge aalénien, au moins. Il s'agit cependant d'échantillons provenant des "écaillés frontales", où la base pélitique des Radiolarites s.l. (Pélites de Kastéli) n'est pas reconnue ; c'est-à-dire que ce pourrait être la période correspondant au dépôt des Pélites de Kastéli qui serait ainsi datée, à la faveur d'un développement tardif des faciès calcaires au détriment des pélitites, dans les régions bordières du bassin. On évoquera cette question au cours de l'examen de la base des Radiolarites (division 3a). Voir remarque p. 303.

Au total, la division 2c correspond pour sa plus grande part au Lias ; aux incertitudes près relatives à sa partie basale (certainement postérieure au Norien, mais antérieure au Pliensbachien) et à son sommet (vraisemblablement proche de la limite Toarcien-Aalénien).

C) SIGNIFICATION DES CALCAIRES DE DRIMOS

On ne tentera pas d'approcher ici la signification bathymétrique absolue qui peut être attribuée aux faciès de chacune des divisions qui viennent d'être caractérisés, ce qui sera abordé dans le chapitre IV.

C1) SIGNIFICATION DE LA DIVISION 2a ("DRIMOS INFÉRIEUR")

Le faciès de cette division est répertorié parmi les "true pelagic facies" par Bernoulli et Jenkyns (1974) ; la lithologie (micrites calcaires, pélitites, silice) comme la présence constante de Radiolaires en témoignent.

L'abondance des Halobies est en elle-même ambiguë, dans la mesure où, si maints auteurs considèrent ces Lamellibranches comme pélagiques, d'autres les attribuent au benthos (voir remarque de E. Szöts à la note de Cuvillier, 1969, p. 125), ce qui correspond vraisemblablement à une certaine ubiquité de ces organismes.

L'absence générale de tout organisme strictement benthonique et particulièrement des Algues est très significative d'une profondeur relativement importante, en tout état de cause supérieure à la zone photique. L'abondance des tests d'Halobies, considérés comme calcitiques à l'origine (Lucas et coll., 1976) et, au contraire l'absence constatée d'Ammonites (aragonitiques) apportent probablement la clé d'interprétation de ce faciès, permettant de le situer dans un intervalle bathymétrique compris entre la surface nommée "aragonite compensation depth" (ACD) et la "calcite lysocline" (CLy) - voir chapitre IV.

Cette simple constatation permet de caractériser la notion de bassin "relativement profond" déjà présentée par Aubouin (1959), étant entendu que cette expression souligne à la fois une profondeur absolue notable et la claire différenciation bathymétrique du bassin par rapport aux plates-formes environnantes connues, sièges d'une sédimentation franchement néritique, liée à la zone photique.

C2) SIGNIFICATION DE LA DIVISION 2b ("PASSEE JASPEUSE")

La signification de cet épisode de sédimentation siliceuse doit certainement être interprétée dans la même optique que l'épisode, plus prolongé, qui verra le dépôt des Radiolarites jurassiques ; il s'agirait de dépôts formés sous la "calcite compensation depth" (CCD). C'est-à-dire que, admettant la stabilité des surfaces de dissolution pendant la période Trias-Lias, la "passée jaspeuse" traduirait un approfondissement relatif du bassin vers la fin du Trias.

Le fait que les faciès siliceux tendent à disparaître de manière apparemment progressive vers le bord occidental des affleurements semble indiquer, dans cette optique, que le fond du bassin ne se trouvait pas identiquement situé par rapport à la CCD. On y trouverait la trace de l'existence d'une pente reliant les plus grands fonds du bassin aux régions où l'on a, par ailleurs, au Trias comme au Lias, trouvé des raisons de déceler la proximité d'une marge du bassin. Cette pente serait plus accentuée que celle qui est reconnue à la CCD, dont on sait qu'elle se relève à proximité des régions émergées (Berger et Winterer, 1974).

C3) SIGNIFICATION DE LA DIVISION 2c ("DRIMOS SUPERIEUR")

Le retour à une sédimentation carbonatée n'est pas sans poser quelques questions, d'autant plus qu'au premier examen, cette sédimentation peut apparaître comme d'un type néritique.

Pourtant, diverses observations empêchent d'admettre que les grains constituant les calcaires graveleux abondants dans cette division se soient formés *in situ* :

- les grains, de nature très variée dans chaque échantillon, mais constituant des ensembles calibrés et de composition relativement uniforme dans tous les affleurements, indiquent que les accumulations se sont produites après une phase de dispersion d'éléments provenant de localités diversifiées ;

- les organismes soulignent le même phénomène ; pour n'être pas trop rares, ils ne constituent jamais de communautés spécifiquement homogènes. C'est-à-dire que, pour prendre un exemple, lorsqu'un organisme jugé important pour sa signification stratigraphique est identifié et qu'on tente d'en obtenir des sections supplémentaires, il est ordinaire que plusieurs lames minces n'en livrent plus la moindre trace ;

- le granoclassement latéral des éléments et la diminution de l'importance (en volume et en nombre des bancs graveleux d'W en E suggèrent fortement que le matériel soit de provenance étrangère, toute occidentale (pour ce qui concerne les affleurements étudiés) et rendent peu vraisemblable qu'ait pu exister une topographie sous-marine complexe permettant le développement de haut-fonds localisant une sédimentation néritique en divers lieux du bassin.

On admettra donc que les sédiments graveleux représentent une partie "additionnée", d'origine extérieure au bassin, qui ne fait que masquer de manière épisodique et principalement dans les régions bordières, la sédimentation "fondamentale" qui demeure dans ses grands traits identique à ce qu'elle fut au Trias (division 2a).

Sans doute, l'existence de brèches près des marges du bassin suggère qu'une partie des éléments soient franchement remaniée, mais le fait que bien des fossiles et des oolites apparaissent dépourvus de gangue permet d'admettre qu'une partie des éléments est simplement déplacée (le sens de ces termes est précisé par Hottinger, 1960 b, p. 22), ce qui sera tout aussi admissible pour les calcaires compris dans les Pélites de Kasteli.

Il reste que, bien qu'on n'ait pas mené d'études systématiques sur ce point, les critères permettant d'interpréter les passées de calcaires graveleux comme des sédiments liés à des turbidites sont peu abondants ; c'est à peine si l'on peut citer quelques indices de granoclassements verticaux et quelques figures de type "laminations convolutées" habituels dans de tels sédiments (Thomson et Thomasson, 1969).

C4) SIGNIFICATION DE LA SEQUENCE TRIASICO-LIASIQUE

L'approfondissement *relatif* marqué par la superposition des Radiolarites 2b aux calcaires 2a, ne s'est pas poursuivi par la suite, les calcaires 2c traduisant une diminution *relative* de la bathymétrie.

Sans doute peut-on *a priori* invoquer un relèvement temporaire des surfaces de dissolution près de la limite Trias-Lias, induisant le dépôt des Radiolarites 2b. Mais cette explication ne rend pas compte des phénomènes décelés à la marge occidentale du bassin, ni de la non-identité des faciès calcaires des divisions 2a et 2c.

Les unités frontales de la nappe, au N du Pinde méridional (localité 1, fig. 106) ont livré à Caron (1975) des affleurements (coupes de Bathypedon et Mandri) où un ensemble (dit "A3"), superposé à des calcaires cristallins ou des dolomies (eux-mêmes surmontant des calcaires jaspeux à Halobies) se trouve sous les Radiolarites. Il s'agit de "calcaires roses... (présentant)... fréquemment des laminites à nombreux niveaux de dissolution. Le sédiment (micrite, oolites ou intraclastes) apparaît sous forme lenticulaire à encroûtements de fer à la suite de lessivages ou de dissolutions diagénétiques". L'interprétation proposée par B. Purser (*in* Caron, 1975, p. 27-28) est celle de l'installation momentanée d'un milieu lagunaire entre le dépôt des calcaires 2a et celui des Radiolarites (terme 3) ; mais il est vrai que selon Caron, le faciès peut évoquer celui d'un Ammonitico-Rosso.

Les unités frontales de la nappe, à l'W du Péloponnèse septentrional (localité B, fig. 101) ont montré à Izart (1976) la superposition d'un ensemble dolomitique en gros bancs à des calcaires à "filaments" datés du Norien.

L'Unité du Megdhovas montre que c'est au cours d'une période comprise entre le Norien et le Lias moyen que se produit le remplacement d'un faciès Ammonitico-Rosso par des faciès carbonatés de plate-forme.

Dans ces conditions, il apparaît que le retour, au cours du Lias, à une sédimentation calcaire comparable à celle du Trias, mais additionnée de passées graveleuses traduit essentiellement une modification de la conformation du bassin, bien indiquée à sa marge occidentale et qu'on retrouvera du côté oriental (Vardoussia, Kosiakas - chapitre IV).

Il reste que le détail de l'évolution du bassin lui-même n'est pas pour autant caractérisé sans ambiguïté. On peut en effet considérer qu'à un exhaussement du domaine marginal ait pu correspondre un enfoncement du bassin, qui serait cependant plus faible que celui qu'il faudrait invoquer pour les surfaces de dissolution, puisqu'en tout état de cause la sédimentation calcaire prédominera de nouveau au Lias. Les seuls faits connus ne témoignent cependant que du passage d'une sédimentation pélagique à une sédimentation néritique sur les marges et on admettra en conséquence un relèvement général des fonds dans les régions pindiques et avoisinantes près de la limite Trias-Lias, provoquant l'expansion des domaines de plate-forme.

Remarque - Lybérís et coll. (1980) viennent de rendre compte d'analyses palynologiques portant sur le Détritique triasique et les Pélites de Kastéli de la région d'Agrafa :

- La partie supérieure du Détritique triasique est datée du Julien supérieur à Tuvalien inférieur, ce qui est tout à fait concordant avec les datations réunies ici (voir p. 287).
- Les Pélites de Kastéli sont attribuées au Pliensbachien supérieur-Toarcien par comparaison des associations observées à celles des Alpes du Vicentin ; ce résultat est un peu différent de celui qui est admis ici (p. 321), sur la foi de datations par les Foraminifères, mais peut-être pas fondamentalement dans la mesure où les auteurs signalent que les "associations sporopolliniennes sont fréquentes au Lias sans définir un âge plus précis". Je ne suis pas en mesure de discuter les fondements des deux échelles ainsi confrontées ; peut-être s'agit-il simplement d'un effet de l'installation hétérochrone du faciès pélitique, qui peut être soupçonnée au seul examen des Foraminifères.

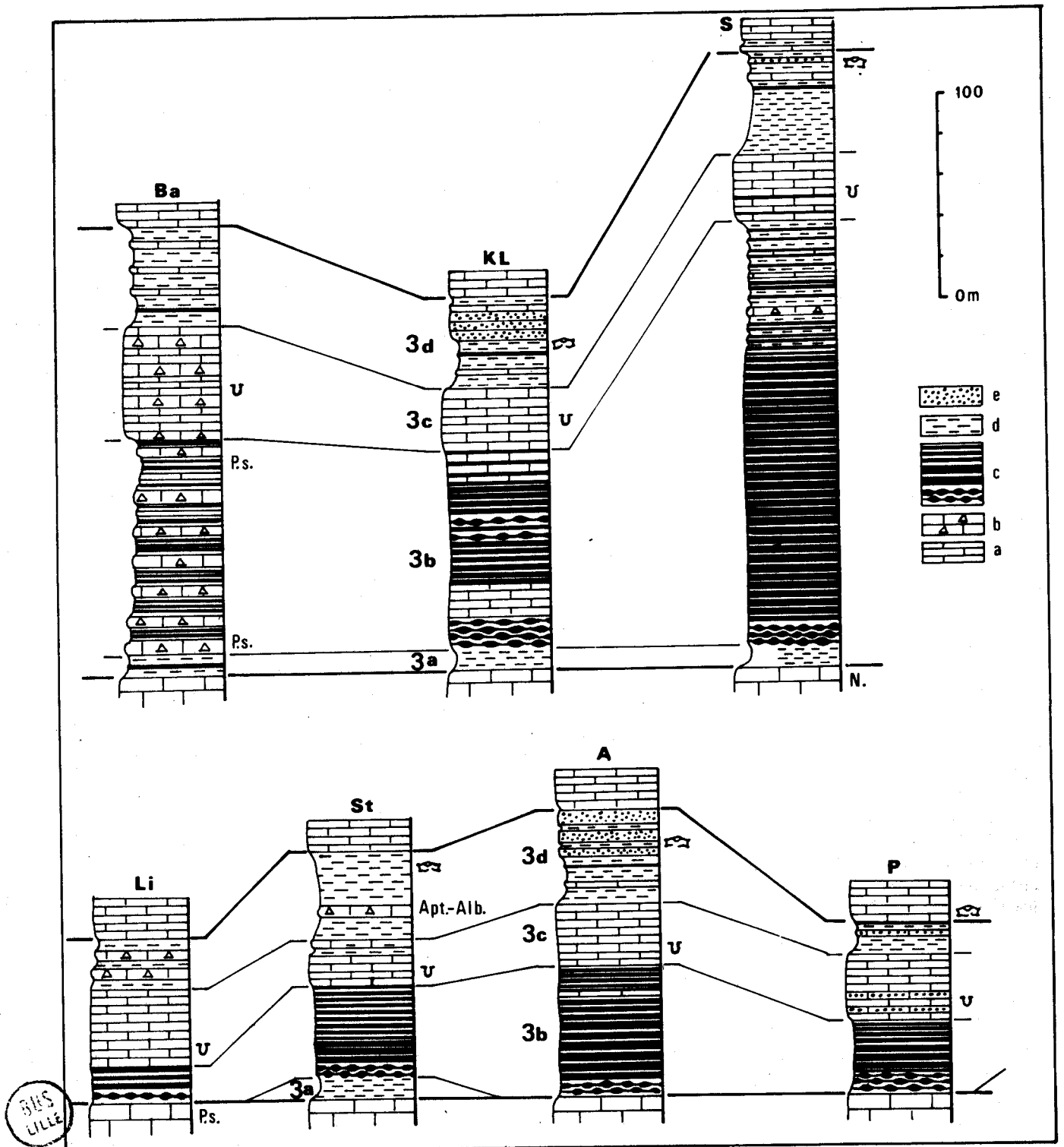


Fig. 104. - Quelques colonnes représentatives des Radiolarites s.l. (terme 3) en Grèce continentale.

Légende lithologique - a : calcaires ; b : calcaires bréchiqes ; c : jaspes (faciès "amygdalaire" - en bancs épais- en alternance avec des pélites) ; d : pélites ; e : grès.
 Eléments de datation - N : Nautiloculina ; P.s. : Protopenneroplis striata ; Apt.-Alb. : Aptien ou Albien ; la présence de Calpionelles et de Globotruncana est signalée par des symboles dépourvus d'ambiguité.

III. - TERME 3 : RADIOLARITES s.l.

C'est à l'ensemble des niveaux vivement colorés en rouge ou vert, peu ou pas carbonatés, compris entre deux masses calcaires claires (Calcaires de Drimos et Calcaires en plaquettes) qu'on applique habituellement le terme de Radiolarites (s.l.), selon une tradition alpine introduite en Grèce par les géologues de langue française, à la suite de Brunn (1956) et sous l'impulsion de Aubouin (1959) pour ce qui concerne la zone du Pinde-Olonos. Le terme de Schiefer-Horsteinformation (ou Schifer-Horstein-Plattenkalkegruppe), initialement utilisé par Philippson, puis Renz reste en usage parmi les géologues de langue allemande (Koch et Nikolaus, 1969).

Maints auteurs, depuis Renz, séparent dans la nomenclature l'ensemble de la formation d'une division terminale, dénommée "Orbitolinenhorizont (des Cenomans)" par Renz ou "Marnes rouges à Radiolaires et premier Flysch du Pinde" par Aubouin (1959) puis par Celet (1962) qui l'individualisèrent sur leurs cartes. Je crois cependant qu'il est utile de conserver la plus large définition possible, englobant un ensemble de couches manifestement apparentées par leurs caractéristiques lithologiques et parfois indiscernables, pour des raisons purement matérielles, sur les cartes, même relativement détaillées. D'ailleurs des jaspes se déposent continuellement du Dogger au Crétacé supérieur au SW du Péloponnèse (Bassoullet et coll., 1980).

Il reste que des divisions sont discernables dans les régions étudiées ici, et la variété des conditions dont elles témoignent impose qu'on les analyse séparément. Les quatre divisions, recouvrant une période de temps allant du Dogger à la base du Crétacé supérieur sont distinguées sur les colonnes représentatives du terme, figures 104 et 105 ; ce sont :

- 3a - Pélites de Kastéli ;
- 3b - Radiolarites s.s. ;
- 3c - Calcaires à Calpionelles ;
- 3d - Marnes rouges à Radiolaires.

A) FACIES DES RADIOLARITES s.l.

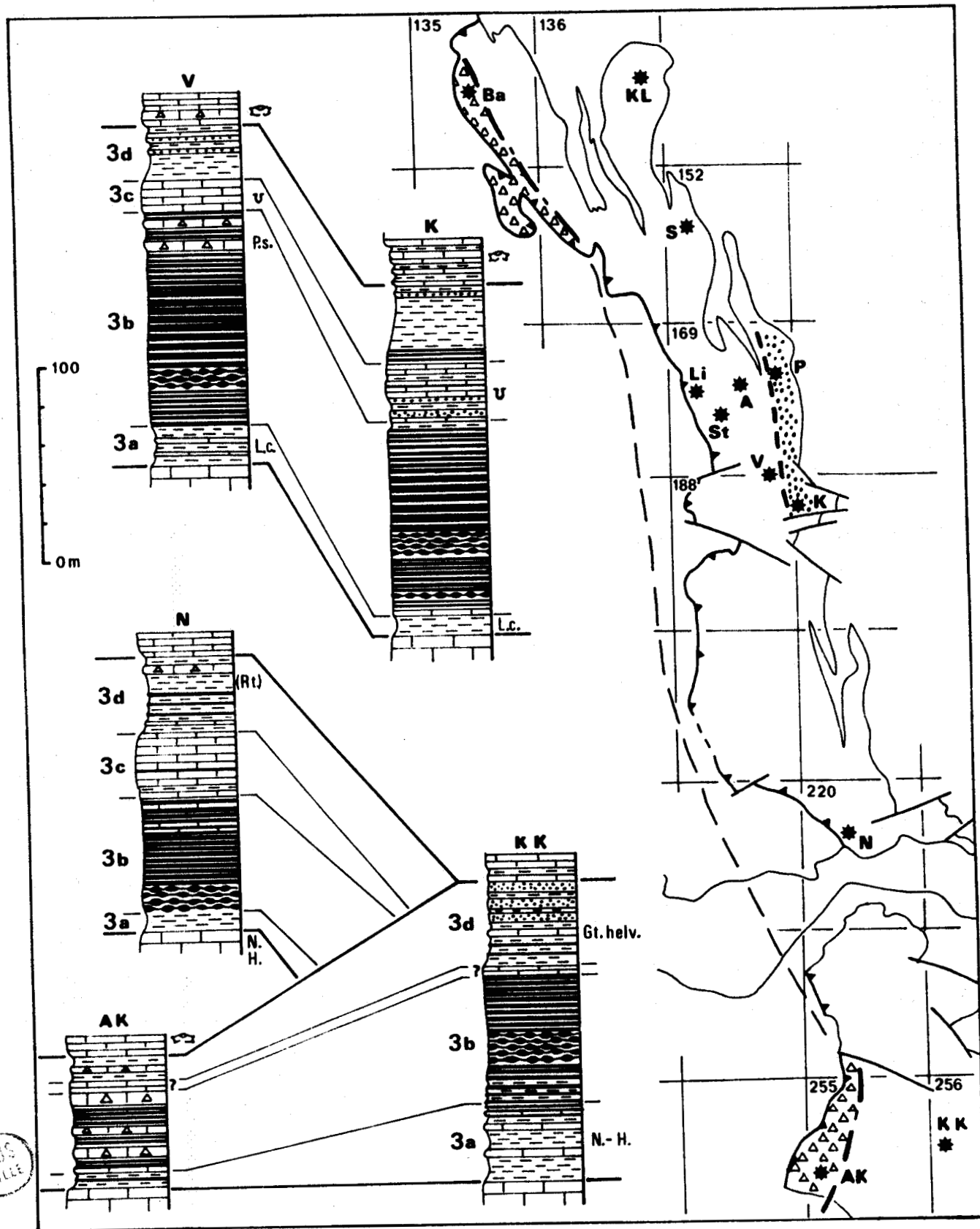
A1) PELITES DE KASTELI. DIVISION 3a

C'est dans la même optique que celle qui présida à la création de l'expression Calcaires de Drimos que Dercourt et coll. (1973) introduisirent ce vocable. Il s'agissait encore de marquer une certitude -celle de l'existence généralisée d'un horizon pélitique à la base des Radiolarites s.l. d'une grande région explorée- et une incertitude relative -celle de son âge précis. Le fait a été largement confirmé par la suite, au moins en Grèce continentale où cette division fut partout reconnue par les auteurs ayant travaillé au N de la région de Karpénission-Frangista. L'incertitude fut en partie levée, en raison de la présence assez fréquente en cette division de *Lucasella cayeuxi* qui caractériserait sensiblement l'Aalénien.

Le faciès pélitique de cette division explique certainement qu'elle n'ait été que tardivement individualisée. Il faut avoir observé de très bonnes coupes (apparues avec l'ouverture des routes) pour soupçonner et rechercher ensuite son existence sous les éboulis qui souvent encombrant la dépression déterminée par les pélites.

Il s'agit pourtant d'un niveau très caractéristique lorsqu'il affleure dans de bonnes conditions, singulièrement riche en pélites dans la série pindique. Il reste que l'on est toujours embarrassé pour lui fixer des limites tranchées, tant il est vrai que :

Les termes et leurs divisions sont numérotés comme dans le texte (voir aussi fig. 97). Colonnes identifiées par l'initiale de la localité voir partie droite de la fig. 105) - Ba : Bathypédon (d'après Caron, 1975) ; KL : Kokkino-Lithari (d'après Lecanu, 1976) ; S : Stounarafka (voir fig. 91) ; Li : Livadi, A : Agrafa, P : Pétralona (d'après Mpodozis, 1977) ; St : Stylos (d'après Lybérís, 1978).



BUS
LILLE

Fig. 105. -

- à sa base, les pélites ordinairement vertes ressemblent tout à fait à celles qui s'intercalent entre les bancs des Calcaires de Drimos ;
- dans sa masse, les calcaires en bancs minces (biomicrites à Radiolaires) ou plus épais (calcaires graveleux) ne paraissent pas différents des calcaires constituant la partie supérieure des Calcaires de Drimos ;
- à son sommet, des bancs jaspeux ordinairement rouges intercalés dans les pélites (alors rouges) annoncent le faciès des Radiolarites s.s. superposées.

Les pélites verdâtres varient entre un pôle très argileux et un pôle calcaire, et se présentent parfois sous l'aspect de marno-calcaires indurés à débit "en frites", ou même des calcaires argileux de teinte plutôt jaunâtre. Les calcaires sont tout à fait comparables à ceux des Calcaires de Drimos ; il s'agit soit de micrites mudstone azoïques, ou de biomicrites à Radiolaires (toujours calcitisés), soit de calcaires graveleux renfermant de rares clastes carbonatés (à "filaments", vraisemblablement triasiques, ou à Radiolaires) et souvent des oolites dispersées, dont le liant est de type "microsparite".

Outre l'abondance variable des bancs calcaires dans les pélites, la seule évolution apparente du faciès correspond à une réduction -éventuellement une disparition- des niveaux pélitiques verts de la base de la division, dans les lieux où elle paraît peu épaisse. Il semble y avoir tout lieu de penser qu'il s'agit dans ces cas d'une simple conséquence d'un développement localement important des faciès calcaires graveleux masquant la sédimentation pélitique, déterminant une fondamentale hétérochronie de la limite faciologique entre les divisions 2c et 3a. On trouverait une confirmation de cette hypothèse dans le fait que c'est bien dans les affleurements les plus proches du front de la nappe que les Pélites de Kastéli sont les moins puissantes et représentées essentiellement par des pélites rouges, dans la région de Karpénission-Frangista (très particulièrement visibles dans le rectangle J 7, fig. 88 -fig. 147- par exemple, où il n'existe nulle passée verte) comme en maintes autres régions (voir colonnes Ba-Li, fig. 104 ; colonne AK, fig. 105). C'est d'ailleurs en certaines de ces localités que *Protopeneroplis striata* a été observée soit au sommet des Calcaires de Drimos (colonne Li, fig. 104, d'après Mpodozis, 1977) soit peu au-dessus (colonne Ba, fig. 104, d'après Caron, 1975), permettant de soupçonner que le sommet des Calcaires de Drimos y soit un peu plus récent qu'ailleurs. Pourtant, c'est à l'E des affleurements de la feuille Agrafa que Mpodozis (1977) signale encore l'absence des Pélites de Kastéli (voir colonne P et A, fig. 104), ce qui traduirait soit une symétrie par rapport à la partie médiane des affleurements connus, soit un dispositif plus complexe qu'il n'apparaît à l'examen d'une simple transversale.

Fig. 105. - Quelques colonnes représentatives des Radiolarites s.l. (terme 3) en Grèce continentale du S et au N du Péloponnèse et schéma de situation des localités (fond des figures 84 et 85).

Légende lithologique - voir fig. 104.

Éléments de datation - N : Nautiloculina ; H : Haurania ; L.c. : Lucasella cayeuxi ; P.s. : Protopeneroplis striata ; Rt : Rotalipora ; Gt. helv : Globotruncana helvetica (voir sections 2 et 3, fig. 113). La présence de Calpionelles et de Globotruncana est signalée par des symboles dépourvus d'ambiguïté.

Les termes et leurs divisions sont numérotés comme dans le texte (voir aussi fig. 97). Colonnes identifiées par l'initiale de la localité - V : Viniani ; K : Karpénission ; N : Nafpaktos ; KK : Kato-Klitoria (Drimos - d'après Flament, 1973) ; AK : Ayla Kiriaki (d'après Izart, 1976).

L'abondance des brèches carbonatées intercalées dans les Radiolarites s.s. (division 3b) est marquée par des triangles sur le schéma de situation ; les sédiments arénacés additionnés aux Calcaires à Calpionelles (division 3c) sont également signalés (points entre les localités K et P).

Soulignons que le faciès des Pélites de Kastéli peut mimer d'assez près celui du "Détritique triasique" sous son expression périto-calcaire. L'ambiguïté peut être levée sur la base des critères de terrain suivants :

- le faciès périto-calcaire du Détritique triasique comporte ordinairement des bancs de calcaires à "filaments", des nodules pyriteux, éventuellement de fines passées gréseuses, des plaquettes de calcite de type "beef", qui demeurent inconnus dans les Pélites de Kastéli ;

- les Pélites de Kastéli comportent des passées de calcaires graveleux et des passées pélitiques rouges inconnues dans le Détritique triasique.

Les risques de confusion ne se présentent évidemment pas lorsque l'on observe de bonnes coupes -et c'est dans de tels cas qu'ont été établis les critères précédents-, où les termes encadrants fournissent d'indiscutables repères. Mais toute anomalie constatée par rapport à ces divers critères doit faire l'objet d'un sévère examen, dans la mesure où des disharmonies sont fréquemment localisées dans ces niveaux.

A2) RADIOLARITES s. s. DIVISION 3b

On convient de nommer "Radiolarites" l'ensemble constitué essentiellement de jaspes ("roches siliceuses dont les Radiolaires constituent l'élément principal mais dont le ciment et le remplissage des Radiolaires ne peuvent être d'une origine autre que chimique..." selon Lucas et coll., 1976). Il ne s'ensuit évidemment pas que l'ensemble ainsi dénommé soit parfaitement homogène, dans le temps comme dans l'espace.

Une certaine "symétrie" du développement des faciès semble pourtant apparaître, qui peut être ainsi caractérisée :

- *La partie inférieure* est souvent constituée de bancs jaspeux minces (centimétriques) à intercalations pélitiques relativement importantes (centimétriques), dans lesquels les niveaux calcaires peuvent être abondants. Un aspect particulier à ce niveau est constitué par le faciès "amygdalaire" (voir photographie *in* Dercourt, 1964, pl. XXXVIII). C'est-à-dire que certains bancs présentent de très rapides variations de leur épaisseur : réduits à quelques mm en certains points, ils peuvent atteindre plusieurs cm à un dm en d'autres ; l'accroissement d'épaisseur étant sensiblement symétrique par rapport au plan dans lequel sont situées les parties peu épaisses. Vus en surface, ces bancs montrent que les boursoufflures sont sensiblement circulaires. Il arrive que la partie mince du banc soit si peu importante que les parties épaisses se dégagent de la roche, constituant des nodules de forme lenticulaire à presque sphérique. Les observations de terrain semblent assurer que ces parties épaisses sont plus siliceuses en leur cœur qu'à leur périphérie ou que les parties minces, si bien qu'il pourrait s'agir de figures de tassement, postérieures à une silicification localisée du sédiment.

- *La partie moyenne* de l'ensemble est typiquement "holosiliceuse", c'est-à-dire que les bancs -souvent épais, pluridécimétriques- de jaspes n'admettent que peu ou très peu d'intercalations calcaires et ne sont séparés que par des joints pélitiques très minces (millimétriques).

- *La partie supérieure* n'est pas sans ressembler à la partie inférieure ; les bancs sont d'épaisseurs faibles (centimétriques), ordinairement jaspeux, mais parfois calcaires ; les joints pélitiques sont ordinairement d'ordre centimétrique. On n'y a cependant observé qu'exceptionnellement le faciès "amygdalaire".

Variations de faciès

Les trois subdivisions précédemment distinguées semblent pouvoir être discernées en maintes localités et peuvent représenter une succession "idéale" qui est cependant loin d'être partout matérialisée. Des variations s'observent, non seulement dans l'épaisseur relative de chaque subdivision -ce qui est vraisemblablement peu significatif en raison du caractère peu tranché des limites qui peuvent être fixées- mais aussi dans son faciès. Soulignons les principales variations en commentaire des figures 104 et 105.

- *La subdivision inférieure* ne peut vraisemblablement pas être caractérisée par la seule présence du faciès "amygdalaire", qui peut exister en divers niveaux (colonne KL, fig. 104 ; K et KK, fig. 105, par exemple) ; la colonne KL, figure 104, montre que les calcaires peuvent y être dominants.

- *La subdivision médiane* n'est pas partout exprimée et se trouve singulièrement absente en Péloponnèse septentrional (colonne N, KK, AK, fig. 105).

- *La subdivision supérieure* est sans doute la mieux individualisée et discernable partout, bien que l'abondance des bancs calcaires ne puisse pas constituer un élément d'identification indiscutable puisque l'on se trouve confronté à une difficulté de limite avec les Calcaires à Calpionelles superposés.

Dans l'ensemble, deux grandes tendances se manifestent, dont les effets se compensent en partie pour ce qui concerne la puissance de la division :

- les faciès siliceux semblent s'accroître en puissance depuis la bordure occidentale des affleurements vers les régions plus orientales ; cette tendance n'est cependant pas générale puisque Mpodozis (1977) et Lybérís (1978) s'accordent pour attribuer au plus une cinquantaine de m de puissance à l'ensemble des Radiolarites s.s. de la partie orientale de la feuille Agrafa (colonne A et P, fig. 104) où pourtant ils reconnaissent 3 subdivisions correspondant sensiblement à celles qui viennent d'être présentées ;

- des brèches carbonatées sont abondantes à la bordure occidentale des affleurements (colonne Ba, fig. 104 ; colonne AK, fig. 105), masquant parfois presque entièrement les faciès siliceux.

L'exception à la première tendance paraît peu explicable dans l'état des connaissances et interdit qu'on tente d'élaborer une théorie simple sur la conformation du bassin au moment du dépôt des Radiolarites. La seconde tendance mérite une analyse plus précise.

Répartition des faciès bréchiques associés aux Radiolarites s.s.

Aubouin (1959), puis Dercourt (1964) ont montré la présence d'importantes intercalations bréchiques dans les Radiolarites des affleurements les plus occidentaux de leurs secteurs d'études respectifs, c'est-à-dire dans le Tsoumerka et l'Unité de l'Aschimos au N et dans l'Olonos au S où à la limite, les faciès jaspeux sont à peine représentés. On examinera la répartition de ces passées bréchiques :

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

Les passées bréchiques sont ici fort discrètes. C'est à peine si l'on peut citer plusieurs (4 ou 5) bancs bréchiques intercalés dans les Radiolarites s.s. des écailles frontales, dans la région d'Ayios Vlassios (flanc SW du Koutoupas, rectangle C 3, fig. 88). Encore ne s'agit-il, pour les niveaux échantillonnés, que d'oosparites et d'oomicrites à rares clastes carbonatés (calcaires à pelletoides recristallisés), débris d'Echinodermes, de Madrépores, d'Algues Udoteacées (abondance locale de Trocholines dans la partie inférieure de faciès "amygdalaire") bien classés (éléments de taille inférieure à 2 mm), rappelant précisément les calcaires graveleux des divisions 2c et 3a. Leur caractéristique est d'être envahis par des rhomboédres de dolomite, à ce point abondants parfois qu'ils empêchent de reconnaître la nature originale de la roche ; ils ne sont pas silicifiés.

Pour être peu nombreuses et peu importantes, ces passées calcaires individualisent cependant les unités frontales, et ne sont plus observables habituellement dans l'ensemble du secteur. On citera comme une exception l'affleurement de Viviani (colonne V, fig. 105), où la partie terminale des Radiolarites s.s. renferme quelques bancs décimétriques, peu ou pas silicifiés, de calcaires microbréchiques dont les éléments anguleux, de taille inférieure à 1 mm, sont constitués de débris de micrites ou de fossiles parmi lesquels on distingue de rares *Trocholina* et *P. striata* ; des Radiolaires peuvent se trouver associés à ce faciès.

b) Dans Le Pinde méridional

Les observations de Aubouin (1959) ont été largement confirmées par Caron (1975). La coupe de Bathypedon (colonne Ba, fig. 104) constitue un bon exemple d'un type d'affleurement "frontal" extrême : les brèches, représentant plus de la moitié de la puissance de la division, en bancs de 20 cm à 5 m d'épaisseur, sont constituées d'éléments généralement bien triés, légèrement émoussés et parfois granoclassés (un chenal métrique observé) parmi lesquels ont été distinguées des oosparites ou intrasparites à débris d'organismes, des microbrèches à éléments de bio- et d'oosparites et débris divers de faciès récifaux ; une faible dolomitisation secondaire est fréquente dans ces faciès, où *P. striata* a été constamment reconnue. Les brèches perdent rapidement leur importance vers l'E et Caron ne note plus dans l'Unité du Karkarditsa -immédiatement orientale par rapport à la précédente- que quelques lits de calcarénites ou microbrèches, fréquemment dolomitisées.

Il n'existe pas de passées bréchiqes à l'E des affleurements de ces régions (colonnes KL et S, fig. 104).

c) Dans la région d'Agrafa

Ni Mpodozis (1977), ni Lybêris (1978) n'ont fait état de l'existence de notables passées bréchiqes dans cette région.

d) Dans le Pinde d'Etolie

On dispose de peu d'informations détaillées sur les Radiolarites s.s. de cette région. Elles apparaissent fort peu riches en intercalations calcaires au travers des descriptions de Celet (1962), ce qui paraît tout à fait cohérent avec l'absence de toute passée bréchiqes dans la coupe de Nafaktos (colonne N, fig. 105) pourtant située à l'extrême front de la nappe.

Celet (1962), puis Ardaens (1978) ont montré qu'une sédimentation siliceuse -jaspes à Radiolaires en partie- développée au cours du Dogger-Malm p.p. dans les affleurements du Vardoussia se trouvait additionnée de brèches carbonatées.

e) En Péloponnèse septentrional

A l'extrême front de la nappe, au S de l'Olonos, Izart (1976) a identifié une série entièrement dolomitique (dolosparites blanches), d'environ 200 m de puissance, comprise entre le Trias supérieur daté (calcaires à "filaments") et des niveaux bréchiqes d'âge crétacé inférieur (colonne B, fig. 101) qui paraît représenter une variation latérale extrême des Radiolarites s.s. (augmentées de la partie supérieure des Calcaires de Drimos et des Calcaires à Calpionelles, au moins). Peu à l'E, la coupe d'Ayia Kiriaki (colonne AK, fig. 105) montre l'abondance des niveaux bréchiqes, masquant presque entièrement les faciès jaspeux.

Vers l'E, les brèches disparaissent totalement.

Au total, la notion de granoclassement latéral -et disparition- des brèches carbonatées d'W en E dans le bassin pindique, clairement exprimée par Aubouin (1959) est tout à fait confirmée par l'ensemble des observations. L'alimentation occidentale ainsi attestée ne doit pas faire négliger les possibilités d'alimentation orientale d'une partie du bassin, indiscernable dans les affleurements strictement pindiques, clairement indiquée par les brèches observées dans les séries vardoussiennes.

A3) CALCAIRES A CALPIONELLES. DIVISION 3c

Ce vocable a beaucoup tardé à apparaître dans la nomenclature des sédiments du Pinde-Olonos, bien que les auteurs ayant travaillé en Grèce continentale aient reconnu l'existence d'une passée riche en calcaires immédiatement sous-jacente aux Marnes rouges à Radiolaires (niveau "2c" de Aubouin, 1959 ; niveau "Jr 3-C" de Celet, 1962). Les raisons de cette tardive apparition sont très compréhensibles ; les bancs renfermant les Calpionelles

sont peu nombreux, les fossiles restant ordinairement très épars et compris dans des faciès souvent détritiques qui les rendent suspects de remaniements. C'est ainsi qu'il me fallut attendre plusieurs années et la découverte d'une coupe exceptionnelle (Fleury, 1974), où la succession de divers horizons étagés du Tithonique supérieur au Berriasien supérieur rendait peu vraisemblable la possibilité de remaniements, pour rendre compte de l'existence de cet important repère qui, par la ressemblance de ses faciès avec ceux de la base des Calcaires en plaquettes, aurait pu ne signaler qu'un trait tectonique. Son existence généralisée a été largement confirmée en Grèce continentale au cours de ces dernières années. J'ai pu par la suite (Fleury, 1975) montrer que le faciès finement détritique des bancs calcaires de la plupart des affleurements constituait la trace discrète d'apports arénacés plus franchement exprimés en d'autres lieux. Ici encore, je m'étais imposé la réserve pendant plusieurs années en raison de la médiocre qualité des deux affleurements qui m'étaient connus et pour la même raison que précédemment, c'est-à-dire que l'association de passées détritiques à un faciès carbonaté peu différent de celui de la base des Calcaires en plaquettes pouvait correspondre à une passée assimilable au "Premier Flysch" classique (c'est-à-dire franchement crétacé), déplacée de son contexte par des effets tectoniques. Les travaux d'élargissement de la route de Karpénission devaient me permettre de présenter avec assurance cette information, qui fut par la suite confirmée ailleurs.

Le faciès habituel est caractérisé par la prédominance de calcaires roses ou rouges en bancs peu épais (5-20 cm) sur les jaspes rouges et des pélites également rouges ; des microbrèches calcaires, parfois silicifiées, peuvent participer à cette alternance. Les calcaires sont ordinairement des micrites typiques, parfois presque azoïques, parfois riches en Radiolaires (les Calpionelles sont alors absentes). Ces micrites sont souvent finement litées, le litage étant souligné par des passées plus riches en Radiolaires ou -relativement- en Calpionelles, ou des passées de pelsparites. Certaines de ces micrites (à la base surtout, mais parfois au sommet du terme) renferment de fines particules détritiques (quartz et divers débris phylliteux). Ces fines particules détritiques représentent le témoin latéral tenu de passées arénacées bien individualisées dans les affleurements orientaux.

La prédominance des calcaires qui caractérise cette division ne permet évidemment pas de considérer que les limites qu'on peut lui fixer soient autre chose que des coupures arbitraires, certainement non synchrones entre divers lieux, même peu éloignés. Les incertitudes de corrélations qui en résultent comme, dans le détail, les difficultés de datation n'enlèvent cependant pas toute valeur aux considérations sur la signification de la puissance de la division, dans l'optique où le faciès calcaire rendrait compte d'une fluctuation relative de la profondeur du bassin par à la profondeur de la CCD.

Répartition des faciès

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

Le faciès où dominent les calcaires (micrites mudstone et biomicrites à Radiolaires) intercalés de pélites et de jaspes occupe la moitié occidentale des affleurements de la région. Je n'y ai observé ni calcaires bréchiques, ni passées arénacées, ni même en quelques affleurements échantillonnés, de fines particules détritiques associées aux micrites. Ces particules n'ont pas été observées à l'W de la région d'Agalianos (rectangle G 7, fig. 88).

Les passées gréseuses franchement exprimées n'ont été observées qu'en trois localités, proches de la limite des feuilles Karpénission et Frangista, et seulement au N de Karpénission.

- La coupe de Karpénission (rectangle K 15, fig. 88) montre une quinzaine de m de grès peu cohérents caractérisés par l'abondance de débris verts (roches éruptives diverses, mais aussi débris de jaspes, débris carbonatés à ciment de sparite), intercalés dans les Calcaires à Calpionelles, d'un faciès habituel, au moins dans leur partie supérieure (15-20 m) ; la partie inférieure est particulièrement riche en pélites et -fait exceptionnel- en bancs calcaires bréchiques (dont l'un, à l'extrême base de la division, épais d'un m, de teinte rouge, est constitué d'éléments anguleux verts -débris de diverses roches carbonatées- de dimensions centimétriques).

- Un affleurement de même type est observable au flanc S du ravin de Sténoma (rectangle N 14, fig. 88), dans une position structurale (coeur synclinal au sein de larges affleurements de Radiolarites s.s.) qui rend l'interprétation de détail peu sûre. Les passées arénacées y sont peu puissantes (3 ou 4 m d'épaisseur cumulée) et intercalées de 2 bancs calcaires ayant livré *C. alpina* et *T. carpathica* (déterminées par J. Azéma). Les pélites de teinte rouge à lie-de-vin sont relativement abondantes de part et d'autre de la passée gréseuse et renferment des calcaires à Radiolaires et des bancs microbréchiques (débriés carbonatés et liant sparitique). Un affleurement comparable, tout aussi complexe dans le détail de la structure (affecté de plis isoclinaux et directement recouvert par le Détritique triasique d'une écaille superposée) apparaît au flanc N du même ravin (fig. 138, localité 3c) : les sédiments arénacés y ont à peu près la même importance (3 ou 4 m au total) et sont encore intercalés de bancs calcaires à Calpionelles (observées mais jugées indéterminables par J. Azéma) ; des calcaires microbréchiques et des pélites rouges encadrent encore les passées gréseuses.

Je n'ai pas observé ces passées arénacées -ni les brèches calcaires qui leur semblent liées- au S du parallèle de Karpénission, ou encore à l'E des affleurements cités. Mais il est vrai que dans ce dernier cas, les affleurements du massif du Timfristos (Simbéthériaco) ne se prêtent pas à des observations précises en raison de la difficulté de leur accès et des complications structurales de détail qui affectent l'ensemble du terme 3.

b) Dans le Pinde méridional

A l'extrême N des affleurements, dans les écailles frontales, Caron (1975) a identifié les Calcaires à Calpionelles, dont l'épaisseur importante (jusqu'à 55 m) peut être en partie attribuée aux microbrèches carbonatées qui s'y intercalent ("grossièrement de même faciès que dans la formation des Radiolarites"). Les observations de cet auteur montrent une rapide disparition de ces brèches vers l'E, où la division présente des épaisseurs de 20 à 30 m.

Ni Lecanu, 1976 (colonne KL, fig. 104), ni Jaeger (1979) ne signalent de faciès bréchiques et de passées arénacées dans les Calcaires à Calpionelles, à cette même latitude, dans la partie orientale des affleurements pindiques, ce que confirme la coupe de Stourna-raïka (colonne 3, fig. 104).

c) Dans la région d'Agrafa

Mpodozis (1977) a noté l'existence de calcarénites à éléments carbonatés et arénacés dans la partie basale de la division, limitées aux affleurements les plus orientaux ("zone des plis orientaux") ; les affleurements situés plus à l'W sont totalement dépourvus de passées arénacées et de moins en moins riches en brèches calcaires, absentes au front de la nappe.

Lybérís (1978) décrit des passées gréseuses dans la "zone des plis orientaux", ne note plus que de "rares petits cristaux de quartz noyés dans les micrites" dans la "zone des écailles moyennes" et ne connaît que des micrites dans les écailles frontales.

d) Dans le Pinde d'Étolie

La coupe de Nafpaktos (colonne N, fig. 105), seul document accessible pour l'instant, ne montre aucune trace de passée arénacée et ne livre que de rares passées microbréchiques. Une rapide reconnaissance en quelques affleurements du bord du golfe de Corinthe ne m'a pas non plus montré de passées gréseuses ni de brèches carbonatées importantes dans les Calcaires à Calpionelles (?) que j'ai cru discerner par leur situation dans la série.

Dans le Vardoussia, Ardaens (1978) a noté, vers la fin du Jurassique, la disparition de la sédimentation siliceuse au profit de calcaires plus néritiques à Ellipsactinies.

e) En Péloponnèse septentrional

Le Péloponnèse septentrional représente pour l'instant encore une inconnue, dans la mesure où les Calcaires à Calpionelles (?) qu'on peut parfois soupçonner en la présence

de quelques bancs de calcaires rouges situés sous les Marnes rouges à Radiolaires n'ont toujours pas livré les fossiles espérés.

Il ne semble pas que des passées gréseuses puissent exister en ces régions et l'on ne peut que conjecturer sur l'appartenance de certaines brèches calcaires et dolomies du front de la nappe à une période correspondant à celle qui vit le dépôt de cette division.

f) En Péloponnèse méridional

Bassoullet et coll. (1980) signalent, au front de la nappe, dans la presqu'île de Koroni, une mince passée calcaire renfermant des Calpionelles, d'autant plus remarquable dans la région que, aux alentours, les Radiolarites se déposent continuellement jusqu'au Crétacé supérieur daté.

En conclusion, les Calcaires à Calpionelles, témoignant d'apports carbonatés d'origine occidentale comparables à ceux qui furent décelés dans la division précédente, accueillent en outre des débris carbonatés et arénacés limités à la partie orientale des affleurements de Grèce continentale moyenne. La localisation de ces venues nous conduira à envisager une origine interne et une liaison avec les flyschs de même âge connus au droit du secteur envahi (Flysch Béotien).

A4) MARNES ROUGES A RADIOLAIRES. DIVISION 3d

La dénomination de cette division est due à Aubouin (1959) qui caractérisait ainsi l'apparence la plus habituelle de l'ensemble pélitique immédiatement sous-jacent aux Calcaires en plaquettes et marquait sa défiance par rapport à l'expression "Orbitolinen Horizont des Cenomans" de Renz, à la fois peu évocatrice du faciès et fallacieusement précise.

Le vocable "Premier Flysch du Pinde" était associé au précédent dans le titre du chapitre consacré par Aubouin à l'étude de cet ensemble. Cette association, tout à fait justifiée dans le cadre de la région alors étudiée, se révèle pourtant peu commode à l'échelle de l'ensemble des affleurements maintenant connus, alors que l'on peut tenter d'établir une nomenclature générale unifiée. C'est en effet le faciès des Marnes rouges à Radiolaires qui représente le point commun à tous les affleurements, alors que les sédiments arénacés ne constituent que des additions locales, parfois importantes et susceptibles, à la limite, de masquer presque entièrement le faciès "habituel", mais dont le caractère lenticulaire ressort de nombreuses observations.

Je nommerai donc Marnes rouges à Radiolaires, la division riche en pélites, située entre les Calcaires à Calpionelles et les Calcaires en plaquettes, quelle que soit l'expression locale du faciès. Sans pour autant négliger d'utiliser le vocable "Premier Flysch", (auquel on pourrait préférer les termes "formation flyschoides crétacées", ou "flysch mésocrétacé" employés par Celet, 1962, p. 271 et 276, mais trop classique pour qu'on l'abandonne), pour caractériser un faciès particulier, très remarquable et lourd de signification, mais trop souvent virtuel (c'est-à-dire non exprimé localement) pour qu'on lui accorde une importance prépondérante dans la nomenclature systématique proposée.

Le faciès typique de la division, bien représenté en de nombreux lieux, est fort aisé à caractériser : il s'agit de pélites rouges -parfois orangées- qui peuvent atteindre une à quelques dizaines de m de puissance. Quelques bancs calcaires (micrites à Radiolaires, ou éventuellement microbrèches calcaires) et jaspeux s'y intercalent ordinairement, sans compter les passées arénacées. L'absence d'autre critère de terrain que la prépondérance des pélites n'est pas sans présenter des difficultés de limites ; il peut arriver que les bancs jaspeux soient très abondants (sur une dizaine de m, au maximum ?) à la base de la division (ou au sommet des Calcaires à Calpionelles ?) ou qu'à l'inverse, l'apparition des faciès calcaires soit extrêmement progressive à la partie supérieure de la division, rendant très arbitraire toute décision. Il s'ensuit qu'à l'heure actuelle et jusqu'à ce qu'on ait pu mettre en évidence d'éventuels repères précis, les variations de puissance de la totalité de la division, à moins qu'elles n'apparaissent systématiques, sont démunies de signification.

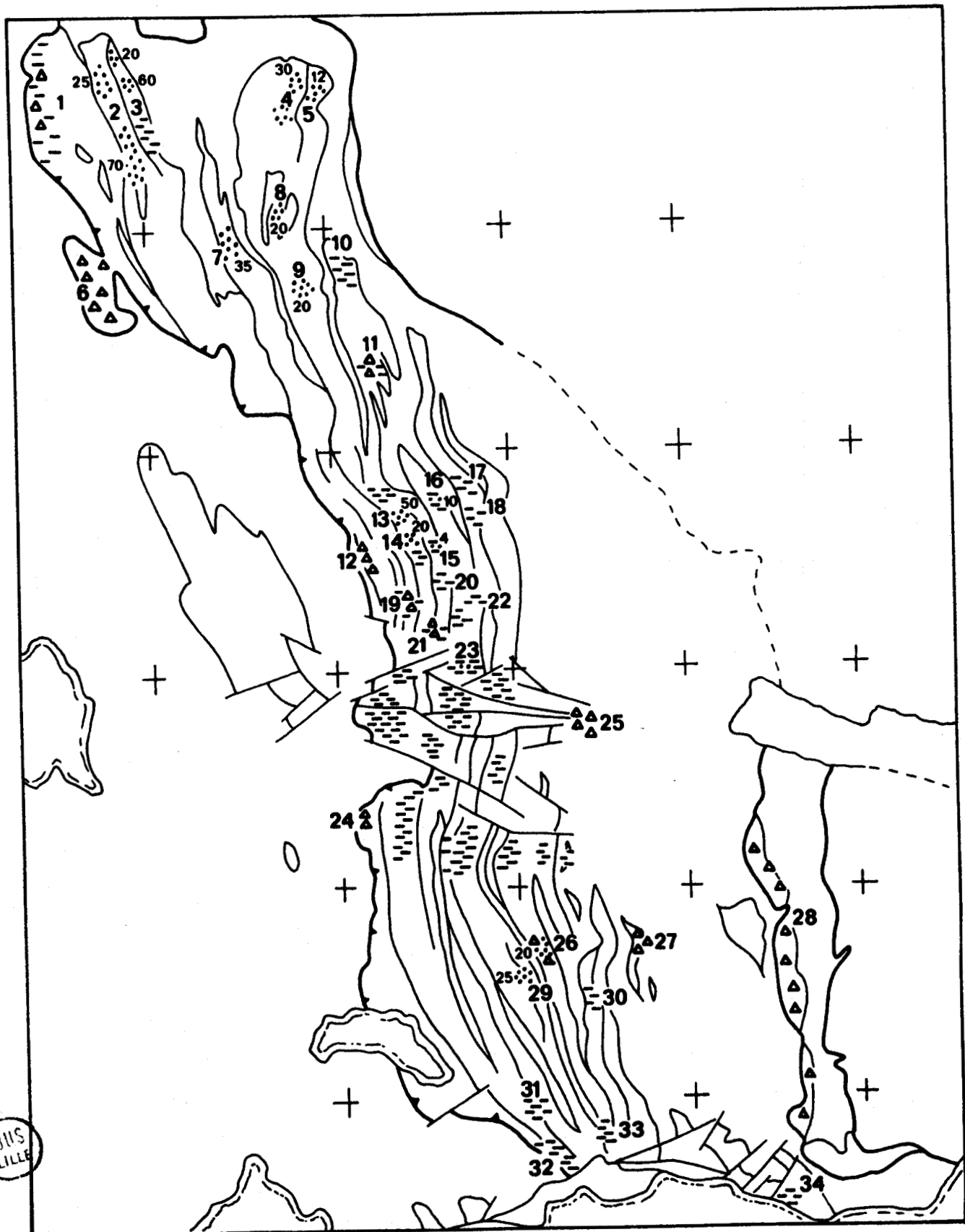


Fig. 106. -

Je dois à H. Chamley l'analyse minéralogique et l'interprétation des argiles de 2 échantillons provenant de la région de Sténoma. La smectite s'y trouve dominante (50 et 55 %), accompagnée d'illite (30 et 35 %), d'une faible proportion de kaolinite (moins de 10 % et traces), d'interstratifié 10-14 (traces et 10 %), d'interstratifié 14-14 (10 % et traces) et de traces de chlorite. La smectite ("inhabituelle, gonfle à 16 Å, bien cristallisée, ne va pas à 17-18 Å") traduirait une influence diagénétique marquée ou un très léger métamorphisme (les échantillons proviennent d'un sommet d'écaillage) ; l'illite, la kaolinite et la chlorite sont typiquement détritiques. H. Chamley ne voit pas dans ces analyses d'indices d'influence volcanique, ni d'une genèse en milieu profond (d'un type évoquant les "argiles rouges des grands fonds").

Ces données ne peuvent être qu'indicatives en raison du très petit nombre d'échantillons disponibles. Elles recourent cependant assez bien les observations de Mpodozis (1977, p. 69) qui soulignait le caractère habituel de l'association illite-chlorite-smectite (-feldspaths-hématite) dans les Radiolarites s.l. d'Agrafa et confirment la présence parfois notable de kaolinite signalée par Caron (1975). C'est d'ailleurs le cortège qui est donné comme caractéristique des Radiolarites en général par Steinberg et coll. (1977 b) (... "l'illite, accompagnée ou non de chlorite, domine. Des quantités variables de smectites s'y ajoutent avec exceptionnellement un peu de kaolinite"). Comme l'indiquait Desprairies (1977, p. 101), il ne semble donc pas se présenter de différence marquée entre le cortège argileux des Radiolarites s.s. (ou au moins de leur partie supérieure, précédant immédiatement les Calcaires à Calpionelles) et celui des Marnes rouges à Radiolaires.

On signalera enfin l'extrême difficulté qui peut se présenter à distinguer cette division des Pélites de Kastéli dans un contexte structuralement compliqué (c'est-à-dire d'un type qui doit systématiquement être soupçonné lorsqu'on ne dispose pas d'une succession "normale" et bien visible des termes encadrants). Les critères suivant peuvent être utilisés :

- les calcaires graveleux-oolitiques n'apparaissent que dans les Pélites de Kastéli, en principe démunies de brèches carbonatées (à d'éventuelles exceptions en des affleurements proches du front de la nappe) ;
- les grès -ou calcaires gréseux- ne sont connus que dans les Marnes rouges à Radiolaires ;
- des données locales peuvent être utilisées ; en certaines régions les Pélites de Kastéli sont en grande majorité constituées de pélites vertes et ne renferment pas de jaspes (sauf à leur extrême sommet) ; en d'autres, des passées pélitiques rouge très vif, orangées, jaune vif, caractérisent les Marnes rouges à Radiolaires.

Répartition des faciès

La question essentielle qui se pose ici est celle de la répartition spatiale des passées gréseuses constituant le "Premier Flysch" et dans une moindre mesure, celle des brèches carbonatées, étant entendu que l'on admet que les pélites rouges représentent la sédimentation "normale", la "série fondamentale", parfois masquée par les faciès "additionnés".

On procèdera à l'examen des documents selon le plan habituel, en référence aux figures 106 et 107, où pourtant les affleurements sont numérotés du N au S pour faciliter le repérage. On a exceptionnellement ajouté, figure 107, des informations précises disponibles en Péloponnèse sud-occidentale.

Fig. 106. - Esquisse de la répartition des faciès des Marnes rouges à Radiolaires (division 3d) en Grèce continentale. Le fond est celui de la figure 84.

Les numéros portés en caractères gras identifient les localités signalées et commentées dans le texte ; les chiffres plus petits indiquent, le cas échéant, la puissance des sédiments arénacés. Des triangles figurent les brèches carbonatées, des tiretés horizontaux signalent les faciès de pélites rouges dépourvues de sédiments additionnés, des points représentent les sédiments arénacés.

a) Dans la région de Karpénission-Frangista

Mis à part une relative abondance des passées gréseuses près de Viniani (colonne V, fig. 105 - affleurement 23, fig. 106) où l'on en observe quelques m de puissance cumulée, l'ensemble des affleurements de la région est caractérisé par l'absence -ou l'extrême discrétion- (toujours moins d'1 m de puissance cumulée) des sédiments arénacés. Les brèches carbonatées sont également très exceptionnelles si ce n'est aux extrémités occidentales et orientales des affleurements. Les descriptions suivantes correspondent aux points 23 à 25 de la figure 106.

- Vers l'W.

Le seul affleurement riche en brèches carbonatées que je connaisse est situé près du front de la nappe (mais au sommet de la deuxième bande de Radiolarites s.l. à partir de ce front), au S de Petroto-Khouni (rectangle E 3, fig. 88 ; localité 24, fig. 106). Il s'agit de plusieurs dizaines de m d'épais bancs (plusieurs m) renfermant, dans un liant micritique riche en Radiolaires, des débris anguleux de taille atteignant 2 à 3 cm, constitués de calcaires d'origine néritique (pelmicrites ou micrites à faune benthonique : Ataxophragmiidés ?), de jaspes à Radiolaires, de débris silicifiés ; un débris de lave a été identifié en l'absence de tout claste quartzeux. Aucun fossile ne permet de préciser l'âge de cet ensemble, apparemment interstratifié à la base des Marnes rouges à Radiolaires.

Cet affleurement demeure tout à fait exceptionnel ; même la bande de Radiolarites s.l. plus proche du front de la nappe mais en un lieu peu éloigné du précédent, n'a livré, immédiatement à l'W du sommet Koutoupas (1 795 m), que quelques minces intercalations bréchiques (3 ou 4 m d'épaisseur cumulée) constituées d'éléments d'origine néritique, datées de l'Albien au Turonien-Sénonien inférieur ; on donnera plus de détails sur cet affleurement au moment d'examiner l'âge de la division (p. 324). Les brèches sont absentes des autres affleurements de la feuille Frangista.

- Vers l'E.

Il faut atteindre le bord occidental de la feuille Karpénission pour retrouver quelques brèches discrètes ; un petit anticlinal de Radiolarites (rectangle J 16, fig. 88) montre 2 bancs décimétriques, noyés dans les Marnes rouges à Radiolaires, constitués d'éléments millimétriques de quartz, débris de roches éruptives, débris de Rudistes et d'Orbitolines.

C'est à l'extrémité orientale des affleurements, dans l'ultime écaille (rectangle L 22, fig. 88 ; localité 25, fig. 106 - écaille de Koumbi, fig. 135, sur le flanc N) que les brèches prennent leur plus grand développement. Il s'agit d'un affleurement d'au moins 50 m de puissance (base non observée) où les bancs bréchiques, intercalés de pélites et de calcaires rouges, représentent environ 40 m d'épaisseur cumulée. Ces brèches sont essentiellement constituées d'éléments carbonatés très divers (débris de Rudistes dominants, débris d'Orbitolinidés, débris de micrites à Pithonelles, débris de pelmicrites à Dasycladacées) mais aussi de débris de jaspes à Radiolaires, grands quartz et débris de roches éruptives basiques de mêmes tailles que les éléments carbonatés, pris dans un liant -parfois fort peu abondant- constitué de calcite en petits cristaux bien individualisés ("microsparite"). Les éléments, anguleux à faiblement émoussés atteignent souvent des tailles proches du cm, mais il en existe à la base de bancs granoclassés qui peuvent atteindre le dm. L'âge le plus ancien qui peut être attribué à cet ensemble est turonien, dans la mesure où l'on observe en plusieurs niveaux, des débris de *Globotruncana bicarénées* et tout près de sa base visible une section indubitable de *Gt. helvetica* ; le sommet de l'ensemble bréchique passe aux Calcaires en plaquettes représentés par 5 m de calcaires roses en petits bancs dans lesquels *Gt. concavata* s.l. indique un âge coniacien p.p.-santonien.

b) Dans le Pinde méridional

- Affleurements 1 à 3 - fig. 106 (d'après Caron, 1975)

- (1) Unité frontale (Askimos) : ne montre que des microbrèches calcaires et quelques rares bancs gréseux ;

- (2) Unité de Kakarditsa : puissant ensemble flyschoïde ; 70 m au S (Tsouma Plastari), 25 m vers le N ;
- (3) Unité de Khaliki : ensemble gréseux d'une puissance de 20 m au N (Megali Spanura), 60 m un peu au S (Khaliki) ; grès absents vers le S (Anthousa) comme l'avait indiqué Aubouin (1959, p. 109).

- Affleurements 4-5 (d'après Lecanu, 1976)

- (4) Unité de Triggia : 30 m de grès et calcaires gréseux (présence de *Gt. coronata* au sommet), ce qui confirme l'observation de Aubouin (1959, p. 106-107) ;
- (5) Unité de Kokkino-Lithari : 10 à 15 m de grès.

- Affleurements 6-7 (d'après Aubouin, 1959)

- (6) Tsoumerka : brèches carbonatées sommitales abondantes, passées de pélites micacées ;
- (7) Unité de Moschophyton : 30-40 m de grès surmontés de brèches carbonatées.

- Affleurements 8 à 11 (informations inédites)

- (8)-(9) Prolongement méridional de l'Unité de Triggia : ensemble gréseux d'une puissance minimale de 20 m ;
- (10)-(11) Système plissé de Karava : en deux affleurements connus, les grès sont absents (10 correspond à la colonne S, fig. 104) ; des brèches calcaires existent au S (11).

c) Dans la région d'Agrafa

- Affleurements 12 à 18 (d'après Mpodozis, 1977)

- (12) Ecailles frontales : microbrèches, à l'exclusion de grès ;
- (13)-(14) Ecailles moyennes : peu au N d'Agrafa (13) "plus de 50 m de grès quartzifères grossiers, reposant presque directement sur les Calcaires à Calpionelles" ; près d'Agrafa (14) "plus de 20 m de grès verts". Au N comme au S de ces affleurements, les Marnes rouges à Radiolaires sont dépourvues de passées gréseuses ;
- (15) Ecaille de Kukuruntzos-Vrangiana : 4 m de grès quartzifères verts ;
- (16)-(17)-(18) Zone des plis orientaux : grès de moins de 10 m d'épaisseur en (16), (Pr. Ilias), très peu abondants à inexistantes en (17)-(18), (Petralona et Pouli).

- Affleurements 19 à 22 (d'après Lybérís, 1978)

- (19) Ecailles frontales : minces passées de brèches calcaires (Stylos) ;
- (20)-(21) Ecailles moyennes : absence des passées arénacées, brèches calcaires au S (21) ;
- (22) "Zone des plis orientaux" : rares bancs gréseux (Yeroukos).

d) Dans le Pinde d'Etolie

- Affleurements 26-27 (d'après Celet, 1962)

- (26) Près de Platanos : environ 20 m de grès calcaires verdâtres intercalés de lits marno-gréseux micacés et de calcaires bréchiques ;
- (27) Unité très interne : environ 100 m de calcaires pélagiques et microbréchiques situés entre Radiolarites et Calcaires en plaquettes.

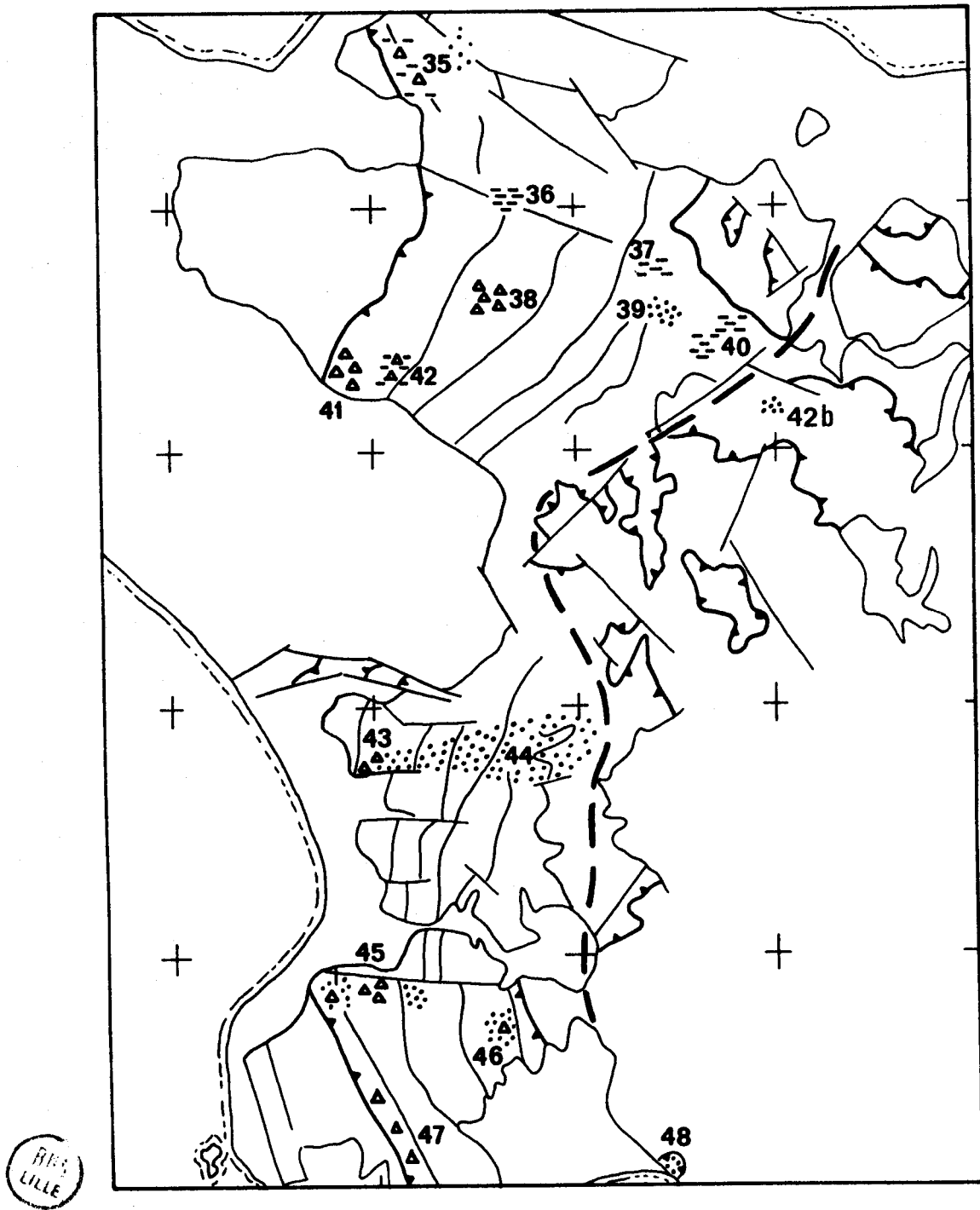


Fig. 107. - Esquisse de la répartition des faciès des Marnes rouges à Radiolaires (division 3d) en Péloponnèse. Le fond est celui de la figure 85.

Même légende que la figure 106.

- Affleurement 28 (d'après Ardaens, 1978)

Les sédiments d'âge berriasien à cénomaniens du Vardoussia présentent des faciès calcaire-siliceux enrichis de passées bréchiqes carbonatées, pélitiques et quartzieuses.

- Affleurements 29 à 33 (informations inédites)

- (29) Région de Diaselaki : au moins 25 m de grès ;
- (30) Région de Eleftheriani : Marnes rouges à Radiolaires dépourvues de passées gréseuses (3 m de brèches carbonatées) ;
- (31)-(32)-(33) Région de Riganion, front de la nappe à Nafpaktos (colonne N, fig. 105) et basse vallée du Mornos : Marnes rouges à Radiolaires dépourvues de sédiments "additionnés".

- Affleurement 34 (d'après Beck, 1975)

Aucune passée additionnée n'est signalée ici, mais l'état des affleurements ne permet pas de certitude.

e) En Péloponnèse septentrional

- Affleurement 35 (d'après Tsoflias, 1969)

La partie occidentale des Monts Panakhaïkon est caractérisée par la présence de brèches calcaires et la faible importance des passées gréseuses qui (localement datées du Turonien) deviendraient plus notables vers l'E.

- Affleurements 36 (information inédite) et 37 (d'après Meilliez, 1971)

- (36) Région d'Ano Vlassia et (37) col de Priolithos : Marnes rouges à Radiolaires dépourvues de sédiments "additionnés".

- Affleurements 38 à 40 (d'après Flament, 1973)

- (38) Livardji : prédominance des brèches carbonatées (très rares passées arénacées) à grands éléments (jusqu'à 5-6 cm) sur plus de 10 m. Les grès n'ont jamais été observés plus à l'W ;
- (39) Région de Drimos-Kato Klitoria (colonne KK, fig. 105) : plus de 20 m de grès (et rares microbrèches calcaires) ;
- (40) Massifs de Sigouni et Filia :
Les grès n'ont jamais été observés, mais le doute est permis dans la mesure où il n'est pas fait mention des Marnes rouges à Radiolaires.

- Affleurements 41 et 42 (d'après Izart, 1976)

- (41) Au S de l'Olonos, à l'extrême front de la nappe, des brèches calcaires à Orbitolinidés, alternant avec des jaspes situées entre des dolomies non datées et les Calcaires en plaquettes, peuvent être attribuées, pour partie, à la division ;
- (42) Ayia Kiriaki (colonne AK, fig. 105) : brèches calcaires, à l'exclusion de passées gréseuses.

- Affleurement 42b (d'après De Wever, 1975)

Près de Dhara ; il s'agit du seul affleurement connu dans le domaine de la Table d'Arcadie. Les grès, d'une puissance inconnue en raison de complications structurales, sont intercalés de calcaires ayant livré localement des *Globotruncana* de l'intervalle MCs 6t (limite Santonien-Campanien).

f) En Péloponnèse méridional de l'W

- Affleurements 43-44 (d'après Maillot, 1973)

- (43) Au front de la nappe (Lépron) : calcaires microbréchiques et relativement peu abondants calcaires gréseux (fréquemment granoclassés) ;
- (44) Vers l'E : une région où toutes les unités présentent d'importants ensembles gréseux, pouvant atteindre une centaine de m de puissance (Andritsaina).

- Affleurement 45 (d'après Mansy, 1969)

Les médiocres affleurements de la région de Kiparissia laissent peu de place aux certitudes. L'échelle la plus occidentale, comme la plus orientale étudiée, présenteraient des passées gréseuses (une dizaine de m, au moins ?), alors que l'échelle intermédiaire serait caractérisée par l'absence de grès et l'abondance des passées microbréchiques.

- Affleurement 46 (d'après Terry, 1969)

Environs du Mont Ithôme : 60 à 100 m de grès.

- Affleurements 47-48 (Bassoulet et coll., 1980)

Les écailles frontales de la nappe (47) sont démunies de passées arénacées, mais comportent des brèches carbonatées à éléments calcaires néritiques, parfois du Trias (conglomérats de Solinari). Signalons que ces lieux sont singularisés dans l'ensemble des affleurements péloponnésiens par l'existence de Calcaires à Calpionelles et surtout par le développement du faciès holosiliceux des Radiolarites jusqu'à la base des Calcaires en plaquettes.

Vers l'E (48), des passées gréseuses sont observables à la base de certaines klippes du domaine de la Table d'Arcadie.

Au total, la réunion de ces données, éparses et hétérogènes mais cependant significatives dans la mesure où elles correspondent à un grand domaine d'affleurement, montre que si les sédiments carbonatés "additionnés" répondent à une logique déjà décelée au cours d'époques antérieures, la répartition des sédiments arénacés ne peut être rapportée à aucun schéma simple.

Les brèches carbonatées paraissent liées aux marges du bassin :

- les brèches des affleurements les plus occidentaux paraissent superposées à celles qui s'étaient précédemment additionnées aux Radiolarites s.s., débordant probablement un peu la limite orientale de celles-ci (localités 12, 24, 38) ;
- les brèches des affleurements les plus orientaux (localités 25 et 27) pourraient traduire une influence symétrique, au moins aux abords du Parnasse, indiquée de toutes manières par les faciès du Vardoussia (localité 28) ; pourtant ces conclusions ne peuvent pas être trop affirmées puisque s'il s'agit bien des affleurements les plus orientaux qui soient connus, une distance considérable (diminuée de fait par le chevauchement du Parnasse) les sépare encore de ce Massif. Dans le cas de la localité 25, l'association de débris carbonatés à un matériel arénacé et éruptif de même granulométrie n'est pas sans suggérer que le Parnasse ne soit que partiellement en cause.

La répartition des éléments arénacés est complexe :

- en Grèce continentale, le secteur de Karpénission-Frangista, semble séparer les régions situées au N et au S où les passées gréseuses paraissent limitées à de petites plages isolées les unes des autres par des régions qui en sont démunies ;
- en Péloponnèse du N, l'affleurement de Kato Klitoria paraît également isolé ; vers le S, les accumulations sont plus considérables et plus continues dans l'espace comme il y paraît dans les affleurements 43-44 (la limite dessinée fig. 107 n'est que celle de l'étude de H. Maillot).

L'image résultante est, pour la Grèce continentale et le Péloponnèse septentrional, celle de "flaques" gréseuses irrégulièrement disposées dans le bassin, où en de nombreux points se déposait continuellement la "série fondamentale". C'est-à-dire que les grès représenteraient des dépôts lenticulaires, à l'échelle du bassin comme dans le détail, ce que semblent confirmer toutes les observations, même si celles qui portent sur des amincissements de détail peuvent toujours être suspectées de porter sur des amincissements tectoniques plutôt que sédimentaires.

Il s'ensuit que le problème de l'alimentation du bassin ne peut pas être résolu par la simple observation de la répartition des dépôts arénacés, qui témoignent simplement d'un épandage irrégulier d'apports étrangers, sous le contrôle certainement d'une morphologie complexe des fonds. Il faudra donc envisager que les régions riches en grès représentent des dépressions relatives où les débris arénacés s'accumulèrent préférentiellement.

B) AGE DES RADIOLARITES s.l.

L'ensemble des Radiolarites correspond à une période d'environ 100 MA, c'est-à-dire sensiblement à la moitié de la "durée de vie" de la zone du Pinde-Olonos. La puissance des sédiments n'est cependant pas également répartie au cours de cette période et il est utile de tenter de préciser l'âge de chaque division.

B1) AGE DES PELITES DE KASTELI. DIVISION 3a

Les pélites renferment parfois des Radiolaires, dont on ne connaît cependant pas encore de faunes bien conservées (renseignement oral de P. De Wever, d'après l'examen d'échantillons du Péloponnèse septentrional).

La plupart des fossiles observés dans les calcaires graveleux associés aux pélites (*Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Haurania* sp. ...) ne permettent que de situer vers le milieu du Jurassique l'âge de cette division.

Lucasella gr. *cayeuxi* (Lucas) (comprise ici au sens large admis par Bassoullet, 1973 - une section est figurée pl. I, 21), presque strictement limitée à l'Aalénien selon Bassoullet et Fourcade (1979) est le meilleur repère dont on dispose.

Je n'ai jamais certainement observé *Protopeneroplis striata* Weynschenk, bien que j'ai parfois pu en soupçonner la présence. Ce fossile a pourtant été signalé dès le sommet des Calcaires de Drimos par Mpodozis (1977) ; on sait qu'il apparaît, selon Bassoullet et Fourcade, un peu postérieurement à la base de l'Aalénien.

Admettant que le remaniement des fossiles n'est pas de règle (les *L. gr. cayeuxi* sont certainement roulés, mais comme la plupart des fossiles, étant dépourvus de gangue, peuvent être considérés comme simplement déplacés), les Pélites de Kastéli correspondent à une période d'âge aalénien p.p. ; la limite inférieure pourrait être, dans le cas général, soit de peu antérieure, soit de peu postérieure à la base de cet étage ; la limite supérieure y serait encore comprise. Mais une hétérochronie de la limite faciologique inférieure au moins doit être suspectée (voir remarque au bas de la p. 303).

B2) AGE DES RADIOLARITES s.s. DIVISION 3b

Ce sont évidemment les Radiolaires qui constituent l'essentiel du peuplement de cette division ; pour l'instant, personne n'a dégagé et déterminé des faunes qui soient chronologiquement significatives.

Les intercalations bréchiqes seules ont pour l'instant fourni des organismes déterminables, qui doivent toujours être suspectés d'être remaniés. Seules des Trocholines et *P. striata* ont été citées, depuis la base jusqu'au sommet de la division.

Un âge dogger-malm p.p. est donc attribuable à l'ensemble de la division, ce qui n'est significatif qu'au regard de l'âge des divisions encadrantes : les Pélites de Kastéli et les Calcaires à Calpionelles fixent des bornes d'âge aalénien pour la base et d'âge tithonique supérieur (terminal ?) pour le sommet de la division.

B3) AGE DES CALCAIRES A CALPIONELLES. DIVISION 3c

Les Calcaires à Calpionelles ne méritent leur nom qu'en raison de la courte existence temporelle de ce groupe fossile, mais non pour l'abondance de ses représentants. De ce point de vue, il est certain que "Calcaires à Radiolaires" ou même, selon les découvertes de Mpodzisz (1977), "Calcaires à Coccolithes" rendraient mieux compte de la nature des peuplements dominants. Il reste que ce sont les Calpionelles qui singulariseront toujours le plus sûrement la division et qui, pour l'instant, représentent le meilleur outil de datation.

Les Calpionelles sont donc rares : il est possible d'en observer deux ou trois sections dans une lame et de n'en retrouver aucune dans quelques autres préparations taillées dans le même échantillon. Souvent d'ailleurs, et c'est l'explication du fait précédent, elles ne sont présentes (parfois amputées de leur col) qu'en de très minces lits, ordinairement détritiques, si bien que ces fossiles paraissent allochtones. Pourtant, même si ces Calpionelles sont déplacées et même parfois éventuellement remaniées, le fait que certaines coupes (celle d'Agalianos, en particulier - rectangle G 7, fig. 88) aient pu livrer une succession d'échantillons d'âge régulièrement gradué du Tithonique supérieur au Berriasien supérieur permet d'assurer que le remaniement n'est pas la règle et que les éventuels déplacements sont très précoces.

Je n'établirai pas la liste exhaustive des espèces citées dans la série du Pinde-Olonos, maintenant très nombreuses, qui n'ont de signification que par rapport au "système" adopté par chaque déterminateur. Je rappellerai simplement la succession observée sur la coupe d'Agalianos et l'interprétation stratigraphique donnée par M. Durand-Delga, en 1973 :

- *Calpionella alpina* Lor. "typique" (anté berriasien moyen) - base de la division ;
- *C. alpina*, *C. cf. alpina*, *C. gr. elliptica* Cad. "courte" (tithonique supérieur) - très proche du précédent échantillon ;
- *C. cf. alpina*, *Tintinopsella* sp., *Stomiosphaera moluccana* Wanner, "*Stomiosphaera*" *misolensis* (Vogler), *Nannocorus* (crétacé, au moins berriasien inférieur) - 15 m au-dessus du précédent échantillon ;
- *C. alpina*, *C. sp. gr. elliptica*, *C. cf. elliptica* "moyenne", *S. moluccana* (berriasien, pas au-dessus du Berriasien moyen) - 20 m au-dessus du précédent échantillon ;
- *C. alpina*, *C. sp. gr. elliptica*, *C. cf. elliptica* ?, *Tintinopsella* sp., *T. carpathica* (Murg. et Fil.) ?, *Calpionellopsis* sp., *C. oblonga* (Cad.), *Nannocorus* (berriasien supérieur) - 5 m au-dessus du précédent échantillon ;
- *Calpionellopsis* sp., *C. cf. oblonga*, *Nannocorus* - 5 m au-dessus du précédent échantillon.

Signalons que c'est ordinairement *C. alpina* que G. Le Hégarat et J. Azéma ont pu reconnaître dans les diverses et peu riches préparations qui leur ont été soumises, en provenance de diverses localités.

Lybérès (1978) a en outre rapporté une datation du Valanginien basal, assurée par la présence de *Calpionellites darderi* (Colom) déterminée par J. Azéma. Lybérès a également pu dégager d'abondantes associations de Radiolaires, dont l'interprétation stratigraphique est encore objet de discussions.

L'âge des Calcaires à Calpionelles paraît donc assez strictement limité au Tithonique supérieur (terminal ?)-Berriasien, mais peut atteindre le Valanginien inférieur.

B4) AGE DES MARNES ROUGES A RADIOLAIRES. DIVISION 3d

Il faut tenter de dissocier ici l'examen de l'âge de la "série fondamentale" de celui des sédiments "additionnés", encore que ces derniers soient seuls à apporter actuellement des informations.

L'âge de la division peut être approché par celui des ensembles encadrants, et serait donc compris entre le Berriasien supérieur (Valanginien inférieur) et le Sénonien inférieur (Coniacien p.p. ou Santonien).

a) Age de la "série fondamentale"

Les Marnes rouges proprement dites ne renferment -hormis des Radiolaires- pas de faunes susceptibles de permettre des datations. Les sédiments "additionnés" -brèches carbonatées ou calcaires gréseux- renferment seuls des fossiles identifiables, toujours suspects d'être remaniés, ne fournissant donc des indications que sur l'âge le plus ancien possible de l'horizon considéré.

L'absence ordinaire de sédiments additionnés ne permet en général pas de datation au sein de la division dans le secteur de Karpénission-Frangista. Une coupe pourtant, levée à l'extrême limite septentrionale de la feuille Frangista, juste au N de Paleo-Viniani (localité 23, fig. 106 - limite N du rectangle 0 12, fig. 88) fournit d'utiles indications. On observe ainsi, d'W en E, en bord de route :

- *Radiolarites s.s.* : environ 100 m de jaspes livrant à près de 80 m de leur sommet un banc microbréché à liant sparitique (*P. striata*, *Trocholina cf. alpina*) ;

- *Calcaires à Calpionelles* : environ 15 m de calcaires rouges à Radiolaires renfermant plusieurs passées de microbrèches calcaires et un banc sommital (1,5 m) à débris carbonatés d'origine néritique dans le liant micritique duquel M. Durand-Delga a reconnu *C. elliptica* et des *Nannocorus* du Berriasien moyen ;

- *Marnes rouges à Radiolaires* :

- environ 15 m de pélites rouges et vertes, intercalées de quelques bancs de jaspes et calcaires rouges à Radiolaires ;

- 5 m de pélites vertes dans lesquelles s'intercalent des passées de grès fins à ciment carbonaté, des microbrèches calcaires (éléments d'origine néritique, dont *Cuneolina* sp.) à débris de *Rotalipora* ; des plaquettes de calcaire argileux ont permis de dégager :

- une association caractérisée par *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rt. cf. montsalvensis* Mornod (rare) et *Favusella washitensis* (Carsey) qui correspondrait à un intervalle d'âge cénomanien inférieur-cénomaniens moyen basal (Porthault, 1974 ; Sigal, 1977 - en toute rigueur, le Vraconien ne peut être définitivement exclu, puisque la détermination de *Rt. montsalvensis* est peu assurée ; on se fonde sur l'absence du genre *Planomalina* pour admettre cette conclusion) ;

- une association, située à près d'un m au-dessus de la précédente, caractérisée par *P. stephani* et *Rt. cushmani* (Morrow) (débris d'*Orbitolina*) du Céno-manien moyen ou supérieur (Sigal, 1977) ; ce qui est confirmé par l'existence de *Broeckina balcanica* dans une mince passée calcaire peu détritique comprise entre ces deux associations ;

- environ 5 m de pélites où des grès, des calcaires gréseux et des petits bancs de brèches à éléments carbonatés (d'origine néritique en partie) et débris quartzeux associés renferment des débris de *Globotruncana bicarénées* (dont *Gt. coronata*) indiquant un âge turonien ou plus récent ;

- *Passage aux Calcaires en plaquettes*, en partie caché par des éboulis, assuré par des calcaires roses, associés à des microbrèches (particules carbonatées et rares quartz atteignant 0,5 cm) où *Gt. gr. sigali* est présente.

La principale information apportée par cette coupe, indiquant qu'une vingtaine de m de pélites, au plus, peut être attribuée à l'intervalle de temps compris entre le Berriasien et le Céno-manien (soit environ 30 MA), était insolite lorsque je l'ai publiée (Fleury, 1974). Elle ne surprend plus aujourd'hui au regard des confirmations apportées par divers auteurs :

- Caron (1975) signale que "5 à 20 m de faciès marnes et radiolarites" séparent les Calcaires à Calpionelles d'un niveau daté de l'Albien ;

- Lecanu (1976) a reconnu moins de 30 m de marnes rouges et de jaspes à Radiolaires entre les Calcaires à Calpionelles et un niveau daté du Turonien (*Gt. coronata*) ;

- Mpodozis (1977) a également signalé de faibles épaisseurs de Marnes rouges à Radiolaires sous des niveaux datés de l'Albien ou du Céno-manien. Un cas extrême est fourni dans la "zone des plis orientaux" (Neraïda) où "3 m d'une alternance de marnes rouges et de calcaires microbréchiés extraclastiques à quartz, feldspaths, chlorite et débris de radiolarites" sont datés à leur sommet de l'Albien supérieur ;

- Lybérís (1978) a encore cité ("écaillés frontales", coupe de Stylos) quelques m seulement de pélites rouges et de calcaires microbréchiqúes sous un niveau daté de l'Aptien supérieur à Albién (on retiendra cette seule dernière datation, en raison de la présence de *F. washitensis* dans l'association ; le genre *Favusella* n'apparaissant qu'au cours de l'Albién inférieur selon Sigal, 1977).

Ces faits m'encouragent à rendre compte d'une observation qui paraissait jusque là trop extraordinaire pour ne pas être suspecte d'être due à une complication tectonique. Elle est fournie par l'affleurement de la ligne de crête située immédiatement à l'W du sommet Koutoupas (rectangle D 3, fig. 88), déjà évoqué précédemment (p. 316). Il n'existe en ce lieu que 3 m de pélites rouges entre le sommet des Calcaires à Calpionelles et un banc microbréchiqúe ayant livré *Ticinella* sp. et *Planomalina* sp. d'un âge qui ne peut être plus ancien que l'Aptien supérieur, date d'apparition de *Planomalina* d'après Sigal, 1977. On ne peut pas -en toute rigueur- attribuer les seuls 3 m de pélites rouges à l'intervalle Valanginien-Aptien p.p. puisque c'est seulement à une quinzaine de m sous le sommet des Calcaires à Calpionelles que J. Azéma a déterminé *C. alpina*, mais il semble que la "condensation" soit ici extrême.

Il s'ensuit que l'on se trouve fondé, sur la foi de maintes informations concordantes, à admettre que le bassin pindique fut le siège, pendant une grande partie du Crétacé inférieur, d'une sédimentation très lente, éventuellement coupée d'un ou plusieurs épisodes de non-dépôt. Il n'est cependant pas possible de trancher entre les différentes possibilités ainsi offertes, tant que de systématiques récoltes de Radiolaires -seuls fossiles utilisables- n'auront pas été effectuées.

b) Age des brèches calcaires

L'accumulation des brèches calcaires additionnées en des secteurs relativement excentriques, mais à peu près indemnes de ces venues lors de la sédimentation des Radiolaires s.s. est significative d'une activité nouvelle des bordures du bassin. Leur datation est donc importante mais ne pourra être qu'évoquée ici en raison de la rareté des documents disponibles dans la région étudiée.

Je ne puis faire état que de l'âge turonien-sénonien inférieur p.p. des brèches signalées précédemment à l'E des affleurements de Karpénission-Frangista (Ecaille de Koumbi), nullement exclusif d'âges plus anciens puisque je n'ai pas observé la base de ces brèches. Celles des affleurements occidentaux pourraient être d'âge aptien supérieur-albién, comme on vient de le signaler, mais les organismes éventuellement remaniés ne sont significatifs que de la limite la plus ancienne attribuable à l'âge de ces brèches. Selon Caron (1975), les brèches des unités frontales des affleurements les plus septentrionaux (localité 1, fig. 106) ont livré des faunes d'âge cénomanién (ou même vraconnien) à turonien-sénonien inférieur. Signalons encore les brèches carbonatées, non datées mais immédiatement superposées à des Calcaires à Calpionelles signalées par Bassoullet et coll. (1980) au front de la nappe, à l'extrême S du Péloponnèse (localité 47, fig. 107) ; l'existence d'éléments d'origine néritique d'âge triasique indique que de profondes érosions ont pu affecter un domaine plus occidental que le bassin pindique.

Il n'est donc possible actuellement que d'assurer l'âge cénomanién et plus récent des brèches carbonatées associées aux Marnes rouges à Radiolaires ; des âges plus anciens ne peuvent cependant pas être exclus.

c) Age des sédiments arénacés ("Premier Flysch")

Il s'agit encore de sédiments qui ne peuvent pas être datés directement. J'avais proposé (Fleury, 1975) une solution simple, qui consistait à admettre que les passées arénacées comprises dans les Calcaires à Calpionelles et dans les Marnes rouges à Radiolaires, bien que séparées dans le temps là où je les observais, pouvaient représenter les lentilles locales d'une même formation détritique, le "Premier Flysch", au sens large. C'est raisonner trop simplement et trop hâtivement, en l'absence d'une bonne perspective d'ensemble et les auteurs (Mpodozis, 1977 ; Lybérís, 1978) qui ont retrouvé la passée gréseuse des Calcaires à Calpionelles ont fait remarquer qu'elle se trouvait toujours à leur partie inférieure et qu'elle était donc séparée du "Premier Flysch" par une partie des Calcaires à

Calpionelles et au moins quelques m de Marnes rouges à Radiolaires dépourvues de passées arénacées. L'éventuelle existence d'un ou plusieurs hiatus de sédimentation au cours du Crétacé inférieur serait de nature à rendre très peu vraisemblable cette conception, même si l'on peut assurer que parfois (coupe de Karpénission) les Calcaires à Calpionelles ne sont jamais démunis de très fines particules détritiques jusqu'à leur extrême sommet et souligner que des passées gréseuses sont citées parfois dans des horizons très peu élevés des Marnes rouges à Radiolaires. Il est donc actuellement plus conforme aux faits connus et à la vraisemblance des hypothèses d'admettre que les grès mésozoïques du bassin pindique se sont mis en place sous l'effet de 2 pulsions distinctes. C'est l'âge de la seconde qui nous importe maintenant.

En l'absence de données précises obtenues en de nombreux points et qui permettraient éventuellement de caractériser des migrations, il reste à effectuer une rapide revue des datations connues. On ne tiendra pas compte des datations par les Orbitolinidés, dans la mesure où les tests de ces organismes sont manifestement très résistants aux effets des remaniements.

- Dans la région de Karpénission-Frangista

Je n'ai observé que de très fines passées gréseuses sur la plus grande partie du secteur :

- la coupe de Viniani (précédemment décrite) représente une exception ; les quelques m de grès observables sont vraisemblablement d'âge cénomanien à leur base et atteignent le Turonien (ou plus récent) ;

- la coupe de Karpénission ne livre que quelques minces bancs de calcaires gréseux, très proches de la base des Calcaires en plaquettes où j'ai pu dégager, en mauvais état, *Gt. coronata*, *Gt. tarfayaensis* ? et *Gt. cf. sigali* du Turonien supérieur-Coniacien inférieur probablement (en l'absence de *Gt. helvetica* et *Gt. concavata*).

- Dans le Pinde méridional

Caron (1975) a obtenu de nombreuses datations du faciès gréseux, qui s'étagent de l'Albien supérieur-Vraconien (*Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Rt. ticinensis*) au Sénonien inférieur (*Gt. angusticarinata*, *Gt. schneegansi*...).

Lecanu (1976) a signalé la présence dans les grès de *Gt. sigali* et *Gt. coronata*, du Turonien-Sénonien inférieur. Je suis en mesure de préciser que le sommet visible d'une séquence gréseuse observée au S du massif de Triggia (localité 8, fig. 106) renferme une association où voisinent *Gt. gr. sigali*, *Gt. schneegansi* (très probable), *Gt. "renzi"* et *Gt. angusticarinata* ? (sections 4 à 9, fig. 113), datant le Turonien supérieur-Coniacien (zones MCs 4 et 5, voir fig. 108).

- Dans la région d'Agrafa

Mpodozis (1977) a daté l'Albien supérieur en plusieurs points, le Cénomanien inférieur ou moyen, le Turonien-Sénonien inférieur.

Lybérís (1978) a daté l'Albien (*Ticinella* - *F. washitensis*) et l'Albien supérieur-Vraconien (*Rt. ticinensis*, *Rt. cf. appenninica*, *F. washitensis*).

- Dans le Pinde d'Étolie

Je ne suis en mesure que de partager le doute exprimé par Celet (1962, p. 271) sur l'âge cénomanien des niveaux à Orbitolines de l'unité de Platanos (localité 26, fig. 106), où je n'ai pas observé la base de la séquence gréseuse ; des débris de *Rotalipora* existent cependant dans les plus anciens bancs observables. Les grès et microbrèches à débris de laves, de jaspes, de carbonates néritiques se poursuivent au moins jusqu'au Turonien (débris de *Globotruncana bicarénées*).

Près de Diasélaki (localité 29, fig. 106), où j'ai observé les Calcaires à Calpionelles (*C. gr. elliptica* et *Calpionellopsis oblonga*, déterminées par M. Durand-Delga), des

grès situés dans un ensemble pélitique plissé m'ont livré les uns des débris de *Rotalipora* les autres des débris de *Globotruncana* bicarénées. Immédiatement à l'E du village, les grès forment une masse compacte d'environ 25 m de puissance ; deux échantillons de brèches carbonatées (à éléments de calcaires nêritiques) proches de sa base ont livré des débris de *Rotalipora*.

- En Péloponnèse septentrional

Dercourt (1964) avait daté en plusieurs points le Cénomanién par des Orbitolines, mais également par *P. stephani*, près de Kato-Klitoria. Tsoflias (1969) fut le premier à déceler le Turonien (localité 35, fig. 107), ce qui devait être confirmé par la suite (Aubouin et coll., 1970) dans la région de Kato-Klitoria (localité 39, fig. 107 - voir colonne KK, fig. 105) où les grès sont superposés à un niveau renfermant *Gt. helvetica*.

- En Péloponnèse méridional

Selon Maillot (1973), les sédiments arénacés, très importants dans la région d'Andritsaina (localités 43-44, fig. 107) ont livré dès leur base des Rotalipores (dont *Rt. cf. cushmani*) fixant une borne inférieure cénomaniénne, et à leur extrême sommet *Gt. coronata*, *Gt. tarfayaensis* ?, *Gt. elevata* et *Gt. cf. ventricosa* d'âge santonien terminal ou campanien basal (on ne peut pas fonder de datation plus récente sur l'absence de *Gt. asymetrica* dont c'est une caractéristique de très mal résister aux dégagements par acétolyse). Cette dernière information, très insolite au vu des autres affleurements où cette même datation n'est jamais obtenue qu'en des niveaux situés à une ou plusieurs dizaines de m au-dessus de la base des Calcaires en plaquettes n'est pas douteuse, les faunes ayant pu être dégagées en plusieurs points ; elle est d'ailleurs indirectement confirmée par une datation identique vers le NW (localité 42b, fig. 107).

Au Mont Ithôme (localité 46, fig. 107), Terry (1969) a récolté des échantillons de brèches calcaires intercalées dans les grès, qui ont livré vers la base des *Ticinella* sp., puis des débris de *Rotalipora* et dans la partie supérieure des débris de *Globotruncana* bicarénées.

En résumé, les sédiments arénacés constituant le "Premier Flysch" semblent avoir été déposés principalement pendant le Cénomanién-Turonien. Encore n'en possédons-nous que de rares preuves directes mais la répétition d'observations montrant l'apparition des débris de *Rotalipora* avant celle des débris de *Globotruncana* est de nature à rendre très vraisemblable l'âge cénomanién (albién supérieur et vraconnien éventuellement) de maintes passées.

L'éventualité de l'existence de passées gréseuses plus anciennes ne peut pas être rejetée mais, en raison des remaniements de fossiles qui doivent être suspectés, n'est actuellement soutenue par aucun fait. Il faudra sans doute encore attendre ici le résultat de l'examen des Radiolaires pour tenter de répondre à cette question.

On sait par diverses observations que le Turonien inférieur et moyen (zone MCs 3 - voir fig. 108) est compris dans la période de dépôt des grès. Le Turonien supérieur-Coniacien (zones MCs 4-5) s'y trouve encore compris parfois, comme il apparaît dans le massif de Triggia (voir plus haut) et comme l'absence en maintes listes de *Globotruncana* des espèces *Gt. helvetica* et *Gt. concavata* le laisse supposer. Le Péloponnèse voit même encore se développer des passées gréseuses jusqu'à proximité de la limite Santonien-Campanien.

C) SIGNIFICATION DES RADIOLARITES s.l.

On admettra que la sédimentation pélagique soit essentiellement dépendante des relations du fond avec les surfaces de dissolution connues dans les milieux marins actuels. On peut établir un état des fluctuations relatives de ces variables, en attendant de tenter une interprétation d'ensemble des conditions ayant régi la sédimentation du bassin (chapitre IV).

C1) SIGNIFICATION DES PELITES DE KASTELI. DIVISION 3a

Le caractère "transitionnel" de cette entité paraît assuré par son faciès. Il ne s'agit, à sa base, que d'une variation des Calcaires de Drimos, dans laquelle la proportion du constituant calcaire et du constituant pélitique s'est inversée. On ne trouve pas de raisons de distinguer les calcaires de cette division de ceux qui constituaient la masse des Calcaires de Drimos ni les pélites de celles qui s'intercalaient déjà alors que prédominaient encore les calcaires ; on a d'ailleurs pu évoquer à ce propos l'éventualité d'une hétérochronie de la limite entre les deux ensembles. A son sommet, la division est caractérisée par des pélites rouges -démunies de calcaires- qui évoquent celles qui se trouveront entre les bancs jaspeux des Radiolarites s.s.

Admettant que les Radiolarites s.s. correspondent à des dépôts situés sous la CCD, les Pélites de Kastéli représenteraient le passage des fonds aux alentours de la Cly. Les taux de sédimentation relativement élevés à ce moment (une à plusieurs dizaines de m pour une période qui n'excéderait pas la durée de l'Aalénien) indiquent cependant l'importance des venues argileuses de cette période, qui pourrait expliquer la rareté des Radiolaires, "dilués" dans le sédiment.

C2) SIGNIFICATION DES RADIOLARITES s.s. DIVISION 3b

Le problème de la signification des Radiolarites fut posé en termes précis par Aubouin (1959), qui admettait finalement une origine liée à la profondeur du bassin et à des venues siliceuses accompagnant des éruptions basiques.

L'origine de la silice peut être recherché soit dans les apports continentaux, favorisés par des climats hydrolysants et en principe suffisants par eux-mêmes (Leclaire, 1974) soit dans divers phénomènes dont le bilan conduit Steinberg et coll. (1977 a) à conclure que "il ne semble pas prouvé que le volcanisme soit indispensable au développement du faciès radiolaritique". Il n'y a donc pas lieu de rechercher d'éventuelles venues volcaniques "locales", dont on n'a d'ailleurs peu de traces dans le domaine strictement pindique, à moins que les "tufs" décelés par Lecanu (1976) ne soient plus répandus qu'on ne l'admet actuellement. La généralité du phénomène "radiolarite" au Jurassique moyen et supérieur dans le domaine téthysien incite de toute manière à lui rechercher des causes d'ordre général, qui pourraient être liées à la proximité de la Téthys elle-même. On admettra que cette sédimentation se soit produite sous la CCD.

C3) SIGNIFICATION DES CALCAIRES A CALPIONELLES. DIVISION 3c

Singulier dans l'ensemble des Radiolarites s.l. du Pinde-Olonos mais se rattachant à la grande famille des calcaires (Maiolica...) apparaissant vers la fin du Jurassique dans les domaines pélagiques téthysiens, ce faciès signale vraisemblablement un phénomène d'ordre général. A cette occasion, les fonds pindiques se trouvent provisoirement au-dessus de la CCD et sont le siège d'une sédimentation carbonatée.

A la différence de ses homologues plus septentrionaux, ce faciès est cependant très limité dans le temps et n'est pas strictement calcaire, si bien que l'on peut conclure que les fonds pindiques sont restés très proches de la CCD et n'ont probablement que peu ou pas atteint la Cly. Une confirmation en est donnée par l'absence ou la quasi-absence de ces calcaires en Péloponnèse : de très faibles différences de profondeur (des fonds, ou de la CCD ?) entre la Grèce continentale et le Péloponnèse auront suffi pour que le phénomène, bien traduit dans un cas, ne soit que très faiblement signalé dans l'autre.

Les passées gréseuses indiquent par leur répartition dans le bassin des apports d'origine orientale, depuis des régions où l'on connaît les bouleversements d'âge fini-jurassique, au travers de régions où de plus grandes accumulations se sont produites (domaine Béotien).

L'association des passées arénacées aux calcaires n'est pas nécessairement fortuite, puisqu'une chute de la CCD ou une remontée des fonds peuvent être la conséquence d'une modification de l'ensemble du dispositif téthysien, résultant de la phase tectonique responsable de la libération des détritiques. On tentera de montrer, à propos de la division suivante que cette association n'est cependant pas nécessaire.

C4) SIGNIFICATION DES MARNES ROUGES A RADIOLAIRES. DIVISION 3d

a) Signification de la "série fondamentale"

Il n'y a probablement pas lieu de distinguer fondamentalement la signification de cette division de celle des Radiolarites s.s. Démunie de calcaire, comprise entre deux épisodes calcaires de faciès très comparable (Calcaires à Calpionelles et base des Calcaires en plaquettes) rouges intercalés de pélites et de jaspes, évoquant l'un et l'autre une sédimentation à des profondeurs situées près de la CCD, la division correspond vraisemblablement à des dépôts effectués en des milieux plus profonds que la CCD.

La très faible épaisseur de la division n'est cependant pas sans surprendre ; on peut tenter de la lier à l'absence ordinaire de jaspes. Si l'on suit Steinberg et coll. (1977 b) pour qui "une radiolarite résulte, pour l'essentiel, de la dilution d'un sédiment par une abondante sédimentation siliceuse d'origine biogénique", l'épaisseur faible de la division serait due à l'absence de diluant siliceux, représentant dans les Radiolarites s.s. l'essentiel de la puissance du sédiment. Un argument dans ce sens est fourni par l'analogie des assemblages argileux des Radiolarites s.s. et des Marnes rouges à Radiolaires.

Le problème de la silice est ainsi posé. Sans doute n'est-elle pas absente en général des Marnes rouges à Radiolaires et semble-t-elle plus abondante lorsque la division est relativement épaisse. On sait par ailleurs (Bassoullet et coll., 1980) qu'elle peut constituer l'essentiel des dépôts jusqu'au Crétacé supérieur au SW du Péloponnèse. S'il y a donc peut-être une "crise" de la silice à partir de la fin du Jurassique (Hsü, 1975) dans le domaine téthysien, susceptible d'expliquer l'absence ordinaire des Radiolarites des domaines téthysiens -et de la silice dans les sédiments pindiques en général- il est certain que cette crise ne fut pas ressentie partout selon la même intensité. Si le dépôt de silice est bien lié à la productivité des Radiolaires, il faut faire intervenir de très rapides variations de cette productivité entre des régions proches (à peine plus de 100 km séparent les affleurements du Péloponnèse méridional de ceux du Péloponnèse septentrional étudiés ici). De fait, les gradients impliqués par une telle proximité ne sont peut-être, à la limite, pas incompatibles avec ceux qui sont actuellement observés dans la répartition des Radiolaires des sédiments de fond de l'Océan Pacifique de part et d'autre de l'Equateur (Renz, 1976), et la position du bassin telle que proposée par Biju-Duval et coll. (1977) au cours de la période 155-130 MA (entre 0 et 10° de latitude N ; voir la page d'erratum jointe à la publication de ces auteurs) ne rend pas invraisemblable l'analogie ainsi suggérée ; mais c'est la durée (40 MA au moins) pendant laquelle le phénomène reste apparemment fixe, alors que la migration du domaine dans l'échelle climatique a pu être considérable, qui semble s'opposer à une telle conception. La proximité d'une source ponctuelle de silice (volcan) est susceptible de favoriser la prolifération locale des Radiolaires (Kling, 1978) ; mais outre qu'on ne possède aucun témoignage direct d'un tel phénomène, il apparaît fort peu probable que cette source se soit tarie en Péloponnèse méridional au moment même où les Calcaires en plaquettes, ici comme ailleurs, commençaient à se déposer. Il reste donc, en dernier ressort, à évoquer quelques hypothétiques conditions locales (conjonction de courants ?), susceptibles de demeurer fixes, pour autant que demeure fixe la répartition régionale des grandes masses les régissant.

b) Signification des sédiments "additionnés"

Le terme "flysch" est difficilement applicable aux passées arénacées discontinues, qui ne caractérisent pas la période de comblement du bassin ni ne présentent au moins en certaines régions les caractéristiques d'un "vrai flysch" au sens des sédimentologues. Ni Maillot (1973), ni Desprairies (1977), dans des régions fort différentes, n'ont trouvé à l'ensemble détritique des traits qui permettent cette interprétation, encore qu'une certaine rythmicité des dépôts, l'existence de granoclassements lui confèrent une allure "flysch" nette. Mais le grand débat ainsi évoqué ne nous retiendra pas ; il nous suffira de noter que la mise en place de ces passées arénacées n'implique pas directement des phénomènes liés à des turbidites mais correspondrait plutôt à un épandage par des courants tractifs (Desprairies, 1977).

On notera que cet épandage est nettement dissocié dans le temps de l'apparition des calcaires. Apparus dès le Cénomaniens (éventuellement dès l'Albien, ou plus anciennement encore), les matériaux détritiques ne sont accompagnés ni là où ils se déposent, ni en des lieux où ils sont inconnus, de calcaires, lesquels n'apparaîtront que postérieurement au Turonien moyen (zone Cs B4) et ne seront dominants qu'à partir du Coniacien ou même du Santonien. C'est-à-dire que contrairement à ce qui pouvait être déduit de l'association des détritiques aux Calcaires à Calpionelles, on ne peut pas lier directement la montée du détritisme à l'apparition des sédiments carbonatés. Encore que les instabilités dont témoignent les venues de sédiments détritiques ne soient pas sans conséquence sur les conditions régissant la sédimentation "fondamentale" (répartition des grandes masses, capacités de subsidence, position de la CCD).

La signification du "Premier Flysch" doit être considérée au regard de la nature des matériaux et des modalités de leur mise en place dans le bassin.

Les seules analyses détaillées dont on dispose actuellement sont dues à Maillot (1973) qui a reconnu dans la "Formation d'Andritsaina" du Péloponnèse, sur 10 échantillons d'une même coupe, l'abondance de l'hématite-oligiste, des micas blancs (phengite parfois) des tourmalines (schorlites et dravites), des grenats (spessartite et grossulaire) et des chlorites, ainsi que la présence accessoire de rutile, d'andalousite et de serpentine (jusqu'à 20 % des minéraux lourds parfois). Cette association suggérerait à cet auteur l'existence d'une patrie nourricière constituée de roches acides grenues, de calcaires métamorphiques et de roches ultrabasiques altérées, du type de celles qu'on peut attendre dans les zones dinariques internes, à l'issue de la phase responsable de la mise en place tectonique des ophiolites et de la phase responsable de la mise en mouvement des matériaux détritiques alors épandus dans le bassin pindique. Sans doute l'information est-elle relativement ponctuelle et devra-t-elle être renouvelée en d'autres points (en Grèce continentale particulièrement) mais elle se trouve de nature à supporter une bonne probabilité de l'origine interne de ces matériaux.

Pourtant Piper et Pe-Piper (1980) viennent de proposer l'hypothèse de l'origine occidentale des matériaux constituant le "Premier Flysch" du Péloponnèse. Cette hypothèse repose à la fois sur des mesures de courants dirigés vers le SE en Péloponnèse septentrional et vers l'E en Péloponnèse centro-occidental, et sur des observations selon lesquelles "there is thus a west to east passage from coarse channelised (proximal) to fine (distal) lithologies...". Ces faits paraissent s'opposer aux tendances décelées par Maillot (1973) dans la région d'Andritsaina (localités 43-44, fig. 107), où les affleurements sont les plus continuellement représentés, selon lesquelles le diamètre moyen des quartz décroît d'E en W et ceci de manière concordante pour trois ensembles lithologiques superposés distingués. Mais peut-être existe-t-il manière d'accommoder ces diverses données de détail en fonction de particularités locales, et c'est la vraisemblance de l'existence d'une source occidentale qui doit être discutée.

Piper et Pe-Piper reconnaissent que "the lack of an obvious external source is a major objection to the lateral transport model" mais admettent que la "Phyllite series" (voir p. 159) puisse constituer "a suitable source of the commoner heavy minerals" et que le "mafic igneous detritus... is most probably derived from uplifted Pindos radiolarites and associated pillow lavas rather than from ophiolites of the internal Hellenides". Cette dernière remarque pourrait être rapprochée de celle de Maillot indiquant que la présence de serpentine était peu compatible avec de longs transports. Mais l'identification de la source principale demeure peu vraisemblable dans la mesure où même en admettant l'individualité d'une "zone des Phyllites" (entre zone Ionienne et zone Préapulienne, selon l'hypothèse de Jacobshagen et coll., 1978, ou en toute autre position "externe"), celle-ci aurait du avoir acquis sa constitution pétrographique actuelle dès le Crétacé inférieur, c'est-à-dire être métamorphique dès cette époque et avoir subi alors une surrection propre à mettre en mouvement ses matériaux, ce qui n'a laissé nulle trace dans les zones externes environnantes.

La vraisemblance d'une source externe paraît donc faible, au moins si on la recherche dans les "Phyllites". On peut pourtant tenter de persister dans cette voie en considérant la réalité de mouvements ayant affecté la limite du bassin pindique et de la plate-forme adjacente (Gavrovo-Tripolitza), attestée par l'abondance des brèches carbonatées additionnées aux Marnes rouges à Radiolaires dans les affleurements pindiques les plus occidentaux.

Ces mouvements auraient pu provoquer la mise au jour locale de roches basiques (du type de celles de l'Unité du Megdhovas) et d'un socle. Pourtant -l'on a rencontré la même difficulté à l'examen du Détritique triasique- ce qu'on connaît du soubassement de Tripolitza ("Couches de Tyros") ne paraît pas de nature à accréditer l'existence d'un "vrai socle" dans ces régions. Mais il est certain qu'un tel dispositif serait susceptible d'expliquer les particularités de régions telles que celles d'Andritsaina où, dans une situation très externe, l'accumulation des détritiques est forte et se poursuit très tardivement.

En résumé c'est, dans l'état actuel des connaissances, l'impossibilité d'identifier une source qui empêche de retenir l'hypothèse de l'origine externe des sédiments constituant le "Premier Flysch", bien que cette éventualité demeure susceptible d'expliquer une partie des faits.

Reste l'hypothèse d'une origine interne, classique depuis Aubouin (1959), dépourvue de la "difficulté de source", puisque deux tectorogénèses anté-Crétacé supérieur sont connues dans les Hellénides internes ; la seconde est approximativement contemporaine de l'arrivée des détritiques dans le bassin pindique. On connaît en outre, en position plus interne que le Pinde-Olonos, un domaine (Béotien) ayant enregistré la libération des détritiques résultant de ces mouvements.

La mise en place des sédiments dans le bassin nécessite cependant, en tout état de cause, un dispositif complexe dont ne peut rendre compte un épandage longitudinal à partir d'une seule source, ni un épandage latéral de venues également réparties au long d'une bordure. Le type d'épandage longitudinal semble interdit par l'existence de régions telles que celle de Karpénission-Frangista, interrompant sur une distance considérable la continuité -déjà peu affirmée- des passées arénacées connues vers le S et vers le N. Le type d'épandage latéral n'est pas non plus partout possible, certainement à la latitude du Parnasse, ni dans le détail en maints autres lieux, où des affleurements dépourvus de passées gréseuses se trouvent à l'E et à l'W d'affleurements où le "Premier Flysch" se trouve bien représenté. Il ne peut donc pas exister de modèle simple qui puisse rendre compte de l'ensemble des faits. On envisagera cette question dans le cadre plus général (chapitre IV) de l'évolution régionale ; le domaine de la Table d'Arcadie se trouvera au centre de nos préoccupations. On cherchera s'il ne s'agit pas d'un Pinde-Olonos "interne" dans les deux sens (relatif et absolu) du terme, témoignant d'une région affectée par la seconde phase tectorogénique anté-Crétacé supérieur, ce qui pourrait expliquer les particularités des affleurements de "Premier Flysch" péloponnésiens.

IV. - TERME 4 : CALCAIRES EN PLAQUETTES

L'expression utilisée par Aubouin, 1959 ("Le Néocrétacé : les calcaires en plaquettes et les calcaires microbréchiqes") pour présenter l'ensemble calcaire formant l'essentiel de l'ossature du relief pindique est ici reprise en partie, sous la forme abrégée qu'on retrouve le plus ordinairement dans les textes des auteurs de langue française. D'autres dénominations peuvent venir à l'esprit, qui ne sont pas plus satisfaisantes au plan de l'exactitude ou de la brièveté. On préférera à une nomenclature fallacieusement précise ou forgée de toutes pièces un vocable maintenant classique et dépourvu d'ambiguïté.

Il reste que le faciès de calcaires en fines dalles ainsi évoqué n'est pas dominant dans l'ensemble qu'il sert à nommer et que s'il est représenté à divers niveaux, il est ordinairement moins développé que les faciès microbréchiqes ou bréchiqes en bancs plus épais qui l'accompagnent ; des niveaux siliceux, importants à la partie inférieure du terme, participent également au faciès.

L'âge du terme est classiquement admis comme crétacé supérieur, compris entre celui de l'"Orbitolinienhorizont des Cenomans" et celui des "Couches de passage au Flysch" où le Maastrichtien est partout daté en Grèce continentale. Cette relative incertitude est révélatrice d'un état de fait : l'étude est rendue difficile par l'habituelle complexité structurale de détail et la rareté des horizons fossilifères. La réputation de richesse en *Globotruncana* du terme est toute relative (les autres termes sont ordinairement démunis de fossiles observables sur le terrain) et due au fait que certains horizons -peu nombreux- témoignent d'une forte concentration de ces Foraminifères. La figure 108, résultant de considérations développées par ailleurs (Annexe B), représente un tableau général de la répartition des espèces de *Globotruncana* qui servira à l'interprétation stratigraphique des sédiments analysés par la suite.

Comme il vient d'être dit, le terme est très aisément discernable dans son ensemble puisqu'il constitue l'essentiel des reliefs pindiques mais se prête mal à l'étude en raison des complexités structurales de détail qui l'affectent. J'ai effectué plusieurs tentatives de coupes dont seulement trois peuvent être jugées acceptables pour ce qui est de la continuité des observations, mais dont aucune n'est vraiment satisfaisante dans la mesure où dans chaque cas, des zones broyées, ou des passages très plissotés ont été observés et ont fait l'objet d'interprétations. Je présente les trois coupes complètes sur les figures 109, 110 et 111, et je leur ajoute (fig. 112) les informations relatives à la "Coupe de Karpénission", où l'extrême plissotement ne permet aucune interprétation de la plus grande partie du terme mais où les transitions aux termes encadrants sont observables et où les principaux niveaux fossilifères connus par ailleurs sont distingués. Le dessin de ces 4 coupes, très simplifié, ne rend pas compte des complexités structurales de détail ni des nuances de la répartition des faciès et ne peut servir qu'à donner une image d'ensemble des successions lithologiques. On devra donc considérer les puissances indiquées avec circonspection ; il ne s'agit que d'informations relatives à des ordres de grandeur qui ne permettent pas de comparaisons directes : les variations de puissances ne sauraient être significatives que si elles étaient systématiques, c'est-à-dire fondées sur de nombreuses observations.

D'une manière générale cependant, il paraît d'après les coupes présentées que la puissance du terme -lorsque les faciès bréchiqes ne sont pas trop abondants- soit comprise entre 150 et 300 m. L'épaisseur apparente de la masse calcaire est pourtant ordinairement plus forte, tant en raison des replis de détail qui l'affectent que par le fait que morphologiquement, une partie importante des Couches de passage au Flysch s'y rattache, si bien qu'il est rare -sauf accident faisant disparaître une partie de l'ensemble- qu'elle paraisse d'épaisseur sensiblement plus faible que 500 m.

Les coupes présentées permettent de matérialiser une succession lithologique d'ensemble et de montrer l'existence de 4 subdivisions, reconnues également à l'occasion de nombreuses autres observations et confirmées par la répartition des fossiles. On peut ainsi distinguer les divisions faciologiques suivantes :

- 4/3 : "niveaux de transition" ;
- 4 a : "calcaires roses" ;
- 4 b : "calcaires à *Globotruncana*" ;
- 4 c : "calcaires gris" ;

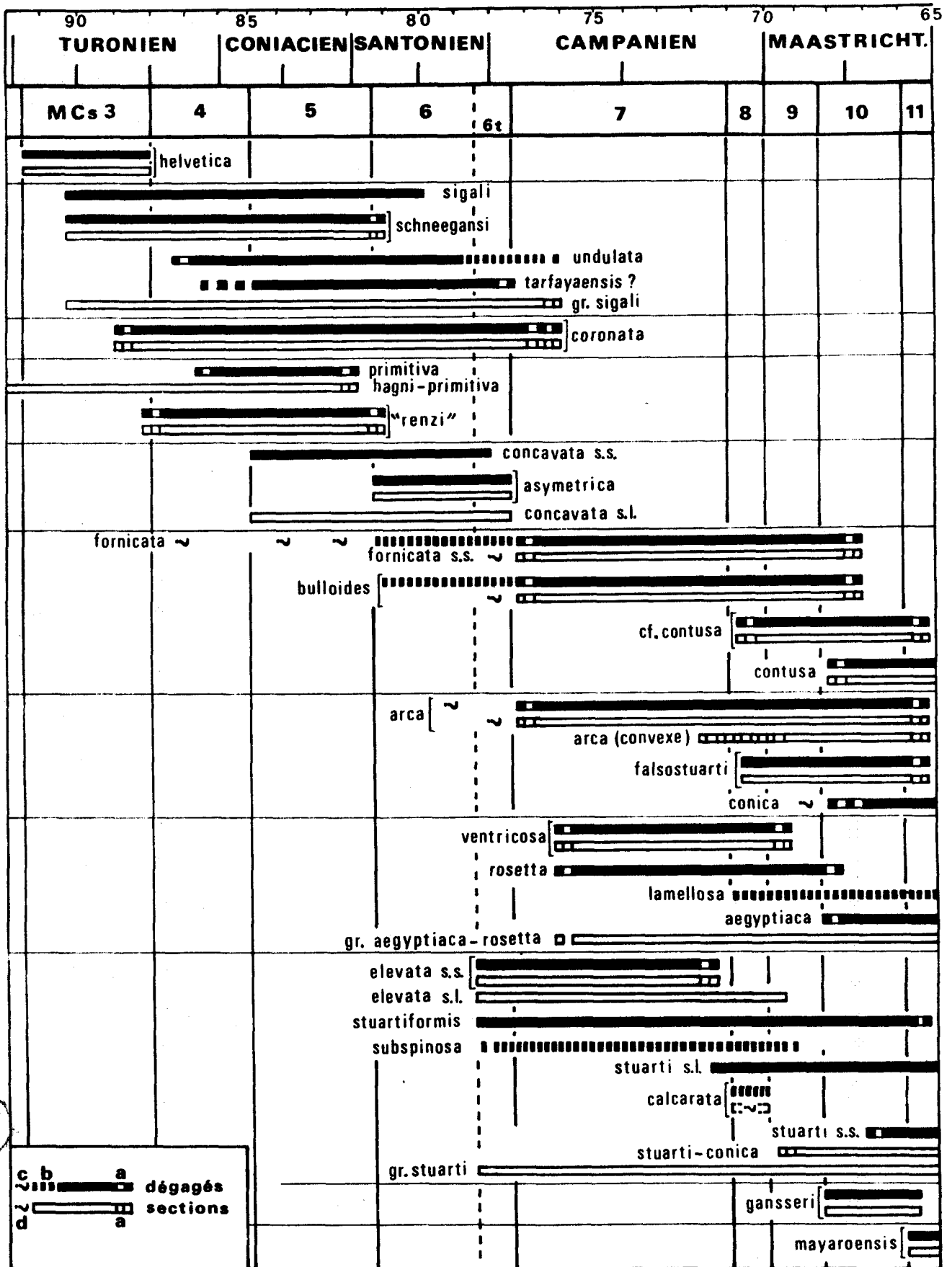


Fig. 108

surmontés par les Couches de passage au Flysch (terme 5) marquées par l'apparition des premiers sédiments arénacés.

L'établissement de cette subdivision nous épargnera la description de chacune des coupes ; on caractérisera chaque division et on ne signalera, le cas échéant, que les particularités des divers affleurements.

A) FACIES DES CALCAIRES EN PLAQUETTES

A1) "NIVEAUX DE TRANSITION". DIVISION 4/3

Cette division correspond à l'intervalle d'incertitude résultant du passage insensible du faciès des Marnes rouges à Radiolaires typique à celui de la base des calcaires. C'est-à-dire qu'y alternent, en minces bancs (centimétriques, rarement décimétriques) les éléments suivants :

- pélites rouges (rarement vertes) ;
- jaspes rouges à Radiolaires, habituellement peu abondants, en tout état de cause disparus avant le sommet de la division ;
- calcaires micritiques roses ou rouges ;
- calcaires micritiques, clairs, parfois riches en Radiolaires, associés à des niveaux ou nodules siliceux noirs ;
- calcaires à fins débris calcitiques associés ordinairement à de rares petits quartz anguleux détritiques ; ce faciès peut constituer des bancs entiers mais se trouve également en minces lits isolés dans les micrites à Radiolaires ;
- grès en rares et minces bancs (il semble que les grès puissent envahir cette division en d'autres régions).

Les brèches sont rares dans la majorité des affleurements observés mais elles peuvent s'y développer largement, comme dans l'écaille de Koumbi (localité 25, fig. 106) où 50 m de brèches carbonatées sont directement surmontés par quelques m de calcaires roses.

Les fossiles sont très peu abondants ; des Radiolaires y existent cependant et les niveaux calcaires détritiques renferment ordinairement des Pithonelles, ainsi que de petites *Hedbergella*. La taille de ces fossiles, comparable à celle des particules détritiques indique que leur présence est le résultat d'un tri mécanique.

De rares *Globotruncana* se trouvent parfois dans les calcaires blancs ou roses ; on signalera plus loin quelques exemples.

Fig. 108. - Tableau de répartition des principales espèces de *Globotruncana*.

On a adopté la zonation et les attributions chronologiques de Sigal (1977) ; un intervalle MCs 6t est cependant distingué au sommet de la zone MCs 6 de cet auteur, pour rendre compte des particularités de la série du Pinde-Olonos où l'association correspondante constitue un repère constant.

La répartition des espèces sur lesquelles la zonation est fondée est considérée comme intangible ; pour les autres espèces, le carton de l'angle inférieur gauche de la figure indique la symbolique utilisée - a : incertitude de position par rapport à la zonation ; b : espèce bien connue dans l'horizon considéré mais absente ou non observée dans la série du Pinde-Olonos ; c : présence de l'espèce signalée dans l'horizon mais considérée comme douteuse (conception différente de celle qui est admise ici ?) ; d : type de section inconnu dans l'horizon considéré du domaine pindique. Cette figure résume les figures B 3 et B 12 (Annexe B).

A2) "CALCAIRES ROSES". DIVISION 4 a

Cette division est caractérisée par la présence de calcaires en petits bancs (centimétriques à rarement décimétriques) de teinte rose, souvent un peu argileux, dépourvus habituellement de faune. Des joints pélitiques rouges, et des bancs ou rognons siliceux de même teinte leur sont associés. Des calcaires blancs, également argileux, renfermant parfois de petites amandes verdâtres (millimétriques) associés à de minces bancs ou rognons siliceux noirs les accompagnent.

Des calcaires microbréchiques ou bréchiques sont parfois associés, en bancs plus épais. Ce sont ordinairement des brèches de type packstone, constituées d'éléments carbonatés d'origine néritique (lithoclastes, débris de Rudistes, du Cunéolines, Orbitolinidés) ou siliceux (jaspes) ou encore de débris de roches éruptives, parfois de rares quartz détritiques. Il existe encore, mais plus rares, des microbrèches de type wackestone, où les débris carbonatés "flottent" dans la matrice micritique.

Les brèches renferment ordinairement les seuls fossiles de la division, toujours brisés pour les plus grands d'entre eux. Des Pithonelles ne sont pas rares ; des débris de *Globotruncana* bicarénées ont seuls été observés.

C'est exceptionnellement que les micrites renferment quelques *Globotruncana*.

A3) "CALCAIRES A GLOBOTRUNCANA". DIVISION 4 b

Il s'agit de la seule division qui puisse être considérée comme richement fossilifère au sein du terme. Retrouvée, pour des raisons tectoniques, en des positions diverses, elle a pu faire croire à l'abondance des niveaux à *Globotruncana*. Elle est pourtant unique, comme en fait foi l'âge identique -et précis- des associations de tous les affleurements étudiés. Son faciès est par ailleurs caractéristique.

Il s'agit typiquement de niveaux constitués de plaquettes calcaires fines (quelques cm au plus) alternant avec des lits siliceux sombres, parfois intercalées de minces inter-lits pélitiques sombres. L'ensemble peut être blanc, mais prend parfois une teinte bleutée, due à la fois à la couleur des calcaires et à celle de la silice qui apparaît bleu-sombre. Ce faciès peut être "concentré" en une ou deux dizaines de m, mais peut se retrouver en plusieurs passées de quelques m séparées par des niveaux de calcaires en bancs plus épais, soit micritiques, soit "microbréchiques", du type de ceux qui constituent la division suivante, peu ou pas fossilifères.

Fig. 109. - Colonne représentative d'une coupe des Calcaires en plaquettes (terme 4) ; région de Stournaraïka (localité S, fig. 84).

Légende lithologique - a : silex en rognons et en bancs ; b : calcaires micritiques ; c : calcaires microbréchiques fins ; d : calcaires bréchiques ; e : pélites ; f : grès.

Des sections de *Globotruncana* des échantillons suivants sont représentées :

- PHA 14 : fig. 113 (18-19)

- PHA 26, 27, 28, 29 et 30 : fig. 114 (13 à 29).

Fig. 110. - Colonne représentative d'une coupe des Calcaires en plaquettes (terme 4) ; région de Karpénission (bord de route -ancien tracé- conduisant à Sténoma ; voir fig. 134 : identifiée par le sigle PAD).

Même légende que figure 109. L'apparition observée des *Orbitoididés* est signalée par une flèche portant la mention ORB ; on a signalé l'observation de *Sigalia deflaensis* (S. defl.) dans l'échantillon 10.

Des sections de *Globotruncana* des échantillons suivants sont représentées :

- PAD 8 et 9 : fig. 113 (22 à 28)

- PAD 12, 13, 14 et 15 : fig. 114 (1 à 11)

- PAD 22, 24 et 29 : fig. 115 (1 à 11)

- PAD 31 : fig. 116 (5 à 11).

Des tests dégagés des échantillons suivants sont photographiés :

- PAD 10 (*Gt. pseudolinneiana* ?) : pl. IX, 9, 10, 11, 12 et 14.

- PAD 37 (*Gt. falsostuarti*) : pl. VIII, 15.

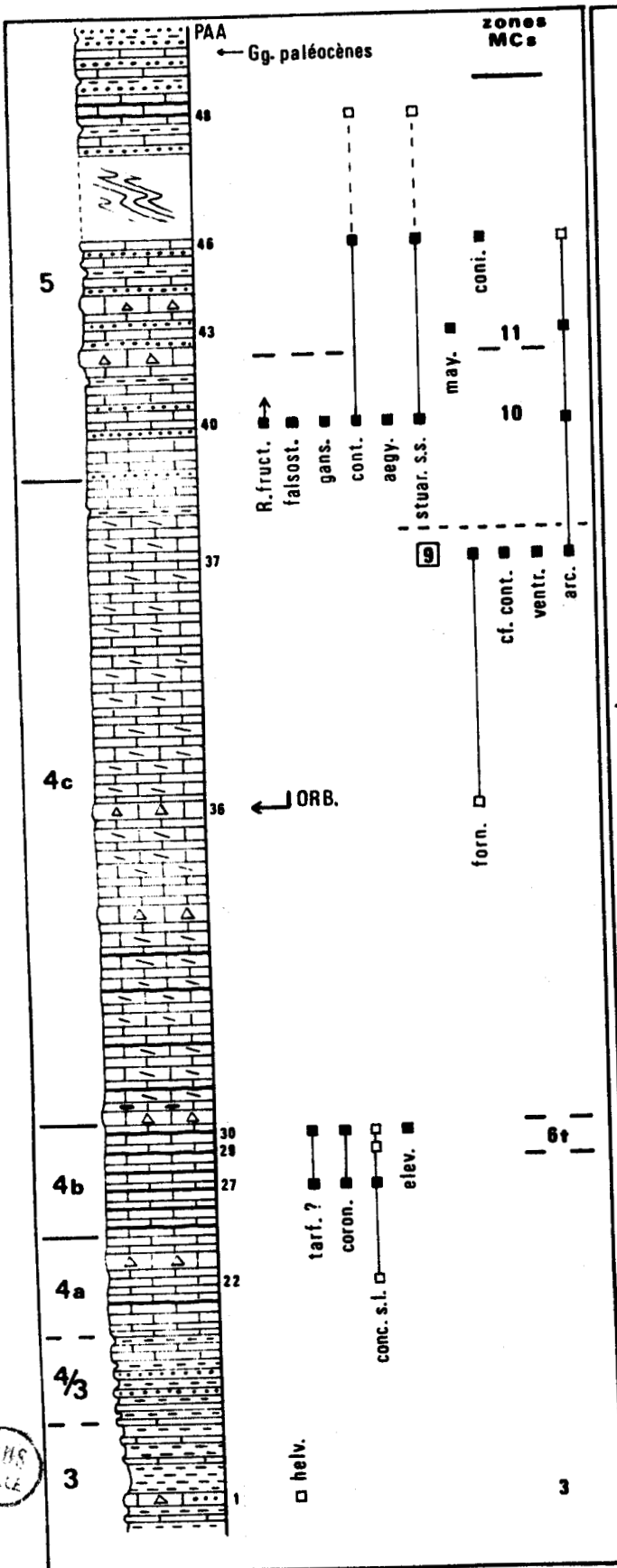


Fig. 111. -

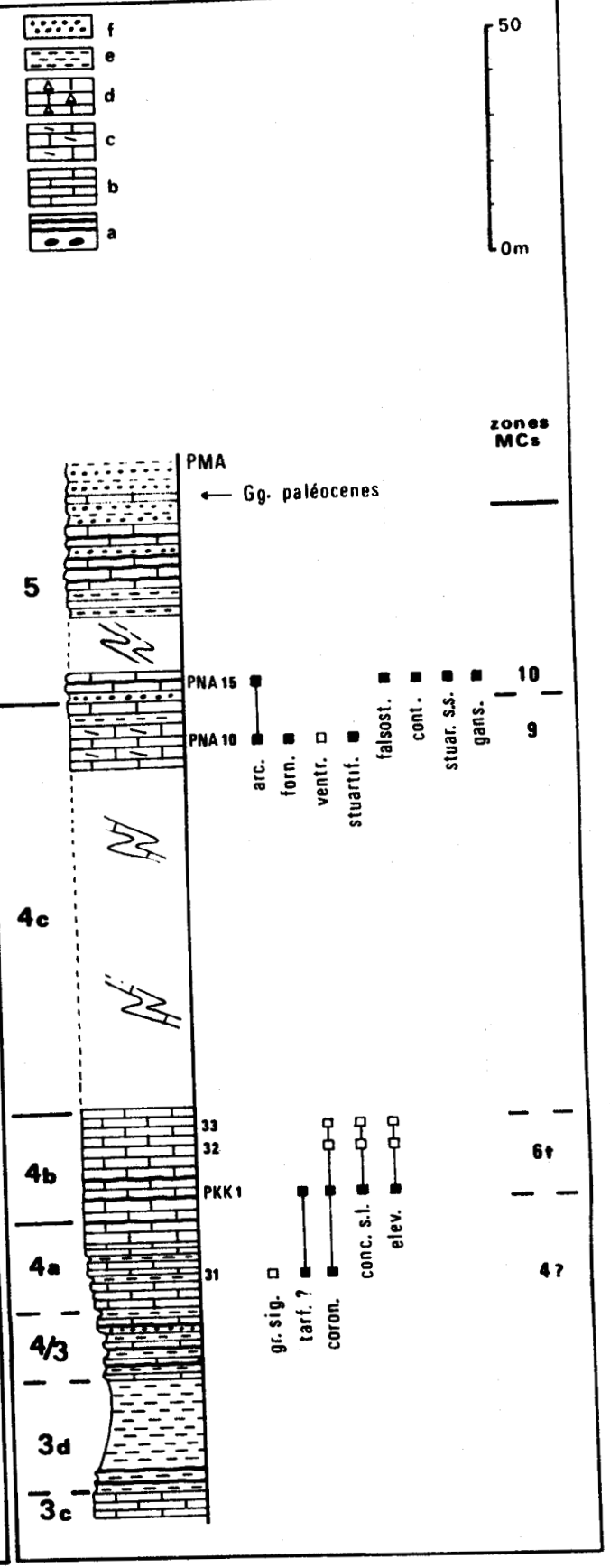


Fig. 112. -



Presque seules (avec des *Hedbergella* et des Hétérohélicidés) à peupler ces niveaux, les très abondantes *Globotruncana* (ordinairement plus de 50 sections par cm² de lame mince), sont toutes identiquement orientées "à plat", parallèlement à la stratification et parfois concentrées dans certains lits ; on ne trouve ailleurs une telle disposition que dans les calcaires des "Couches de passage au Flysch" (terme 5). Le mode de fossilisation des *Globotruncana* est lui-même très particulier ; bien que conservés dans une micrite très fine, les tests n'en sont jamais remplis, si bien qu'à part les toutes premières loges, où se trouve souvent de la pyrite, ils sont entièrement occupés par de la calcite cristallisée. Le fait que les tests soient parfois écrasés conduit à penser que ces cristallisations sont tardives. Le résultat est que, soit en raison de l'écrasement des tests, soit en raison des cristallisations qui oblitèrent ou rendent peu visibles les tours internes, les déterminations des sections sont parfois peu aisées. La roche se prête cependant à la désagrégation par acétolyse (Bourdon, 1962) et les fossiles peuvent être souvent dégagés (non sans quelque dommage pour leur aspect de surface) et restent déterminables.

La division, représentée par un faciès particulier, caractérisée par l'abondance des "bicarénées plates" et la coexistence de *Gt. asymetrica* et *Gt. ventricosa*, correspond à un horizon de grand intérêt.

A4) "CALCAIRES GRIS". DIVISION 4 c

Il s'agit de la plus grande partie du terme ; l'expression n'est destinée qu'à caractériser l'aspect de détail de la majorité des bancs, l'ensemble demeurant d'apparence très claire.

La majorité des bancs, d'ordre décimétrique, est constituée d'un calcaire gris, d'aspect "cristallin" à la cassure ; il s'agit ordinairement de microbrèches packstone à débris calcitiques fins (taille souvent inférieure à 0,1 mm), rares quartz détritiques parfois et débris de fossiles (*Pithonelles*, *Globotruncana*, *Hedbergella*...) à matrice micritique peu abondante, soulignant cependant parfois des litages obliques et entrecroisés. Des brèches et microbrèches à débris de Rudistes et autres fossiles d'origine néritique (*Cunéolines*, *Orbitolinidés*, *Accordiella*, *Orbitoididés*...), à lithoclastes anguleux divers (micrites à pellétoïdes, roches éruptives...), constituent parfois des bancs plus épais (jusqu'à 1 m). Ces faciès sont, au moins à la base de la division, associés à des bancs continus ou des rognons siliceux blancs.

Fig. 111. - Colonne lithologique représentative d'une coupe des Calcaires en plaquettes (terme 4) ; région de Karpénission (à l'E de cette localité ; voir fig. 134 : identifiée par le sigle PAA).

Même légende que figure 109.

Des sections de *Globotruncana* des échantillons suivants sont représentées :

- PAA 1 : fig. 113 (1)
- PAA 40 et 48 : fig. 116 (1 à 4).

Des tests dégagés des échantillons suivants sont photographiés :

- PAA 27 (*Gt. coronata*) : pl. V, 6
- PAA 30 (*Gt. coronata*) : pl. V, 8
- PAA 30 (*Gt. pseudolinneiana* ?) : pl. IX, 13
- PAA 27 (*Gt. asymetrica*) : pl. VI, 12
- PAA 37 (*Gt. ventricosa*) : pl. VI, 4
- PAA 40 (*Gt. stuarti*) : pl. VII, 4.

Fig. 112. - Colonne lithologique représentative des Calcaires en plaquettes de la coupe de Karpénission (voir fig. 134 : rectangle marqué "90").

Même légende que figure 109.

Des sections de *Globotruncana* des échantillons suivants sont représentées :

- PMA 31 : fig. 113 (20-21)
- PKK 1 : fig. 114 (30-32)
- PNA 10 : fig. 115 (12 à 27).

NB. L'échantillonnage effectué en plusieurs temps explique que divers systèmes de numérotation coexistent ; la référence à ces diverses numérotations est utile pour identifier les échantillons et les préparations.

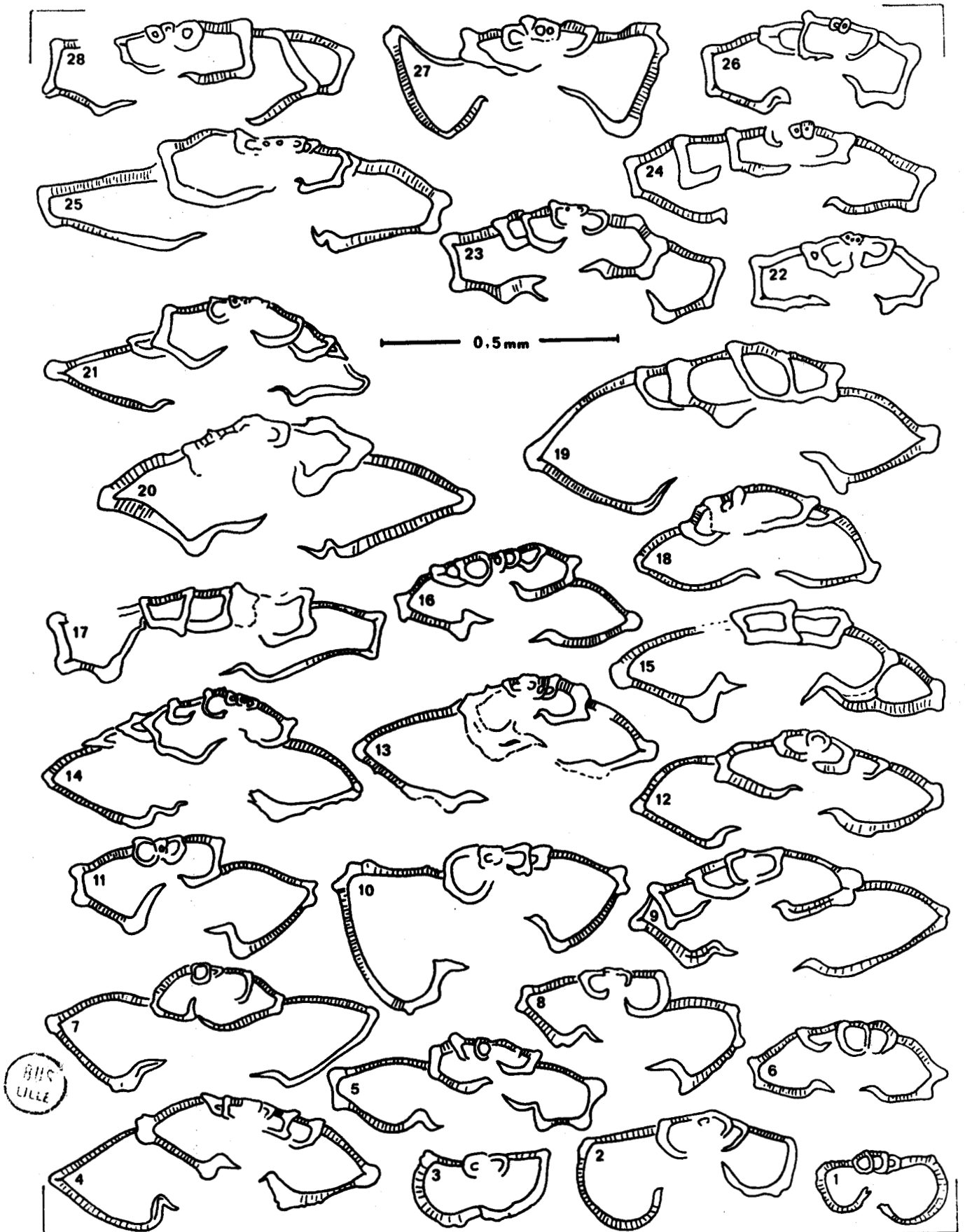


Fig. 118. -

En alternance irrégulière avec ces faciès, se trouvent des calcaires blancs, parfois rosés, en bancs décimétriques ; ce sont des micrites, souvent azoïques (à la loupe ou au microscope optique ; ils pourraient renfermer des Nannofossiles), mais susceptibles de renfermer parfois des tests de *Globotruncana*, toujours épars et non orientés dans la roche, ce qui constitue une différence essentielle avec les niveaux fossilifères de la division précédente. Ce faciès est parfois en partie envahi de débris carbonatés "flottant" dans la matrice ; les rares tests de *Globotruncana* qui s'y trouvent présentent des dispositions quelconques dans le sédiment qui ne favorisent pas leur examen en section et ils ne sont qu'exceptionnellement susceptibles d'être dégagés.

L'association de ces faciès représente l'habituelle expression de la division. L'abondance variable des brèches et microbrèches à débris de Rudistes marque une différenciation de signification paléogéographique.

Du côté occidental, de très puissants ensembles bréchiques sont connus dans les unités constituant le front de la nappe.

- Dans les affleurements les plus septentrionaux de Grèce continentale, Aubouin (1959) a signalé dans l'"Unité frontale" l'importance volumétrique des calcaires bréchiques (plus de la moitié de l'épaisseur totale) dans un ensemble puissant d'environ 500 m. Dans la même région, Caron (1975) a décrit un "banc d'une centaine de m" à éléments de taille parfois métrique.

- En Péloponnèse septentrional, les Unités constituant l'Olonos sont également caractérisées, selon Izart (1976), en confirmation des observations de Dercourt (1964), par une grande puissance (500 m, ou plus) de calcaires riches en passées bréchiques ; il existe même des faciès dolomitiques à l'extrême N du Massif, près du village de Kaloussi.

- Entre ces deux localités, le front de la nappe est démuné de ces grandes accumulations bréchiques ; ni Mpodozis (1977), ni Lybérès (1978) ne les ont observées dans la région d'Agrafa, et elles n'existent pas entre cette région et le bord N du Golfe de Patras.

Du côté oriental, les affleurements strictement pindiques ne montrent pas une abondance de brèches qui soit comparable à celle du côté occidental.

- Dans le massif de Triggia, Lecanu (1976) ne signale des brèches que dans des niveaux susceptibles de correspondre à la division 4b de l'écaille la plus interne (Unité de Kokkino-Lithari - localité 5, fig. 106), mais en a observé d'importantes accumulations dans la division 4c de l'unité plus occidentale (Unité de Triggia - localité 4, fig. 106).

Fig. 113. - Sections de *Globotruncana* identifiées dans les niveaux de base des Calcaires en plaquettes (antérieurs à l'intervalle MCs 6t).

1. PAA 1 (fig. 111) : *Gt. helvetica*.
- 2-3. PXX 1 (colonne KK, fig. 105) : *Gt. helvetica*.
- 4 à 7. PEC 10 (localité 8, fig. 106) ; 4 : *Gt. gr. sigali* (*sigali* s.s. ?) ; 5 : *Gt. sp.* ; 6 : *Gt. angusticarinata* ? ; 7 : *Gt. schneegansi*.
- 8-9. PEC 11 (localité 8, fig. 106) ; 8 : *Gt. "renzi"* ; 9 : *Gt. gr. sigali* (*schneegansi* ?).
- 10 à 17. PEN 8 (localité 5, fig. 106) ; 10 : *Gt. concavata* s.l. ; 11 : *Gt. "renzi"* ; 12 à 16 : *Gt. gr. sigali* ; 17 : *Gt. coronata*.
- 18-19. PHA 14 (fig. 109) : *Gt. gr. sigali*.
- 20-21. PMA 31 (fig. 112) : *Gt. gr. sigali* (*undulata* ?).
- 22 à 26. PAD 8 (fig. 110) ; 22, 23, 26 : *Gt. pseudolinneiana* ? ; 24-25 : *Gt. coronata*.
- 27-28. PAD 9 (fig. 110) ; 27 : *Gt. asymetrica* ; 28 : *Gt. pseudolinneiana* ?.

Remarques relatives aux figures 113 à 116. On a cherché à donner une image représentative de types de sections observables dans chacune des divisions des Calcaires en plaquettes et des Couches de passage au Flysch. On n'a donc pas représenté toutes les sections de quelques échantillons, mais des sections de types aussi divers que possible, de préférence provenant des coupes décrites mais aussi de quelques échantillons bien situés dans la série, particulièrement riches ou livrant des sections peu habituelles par ailleurs.

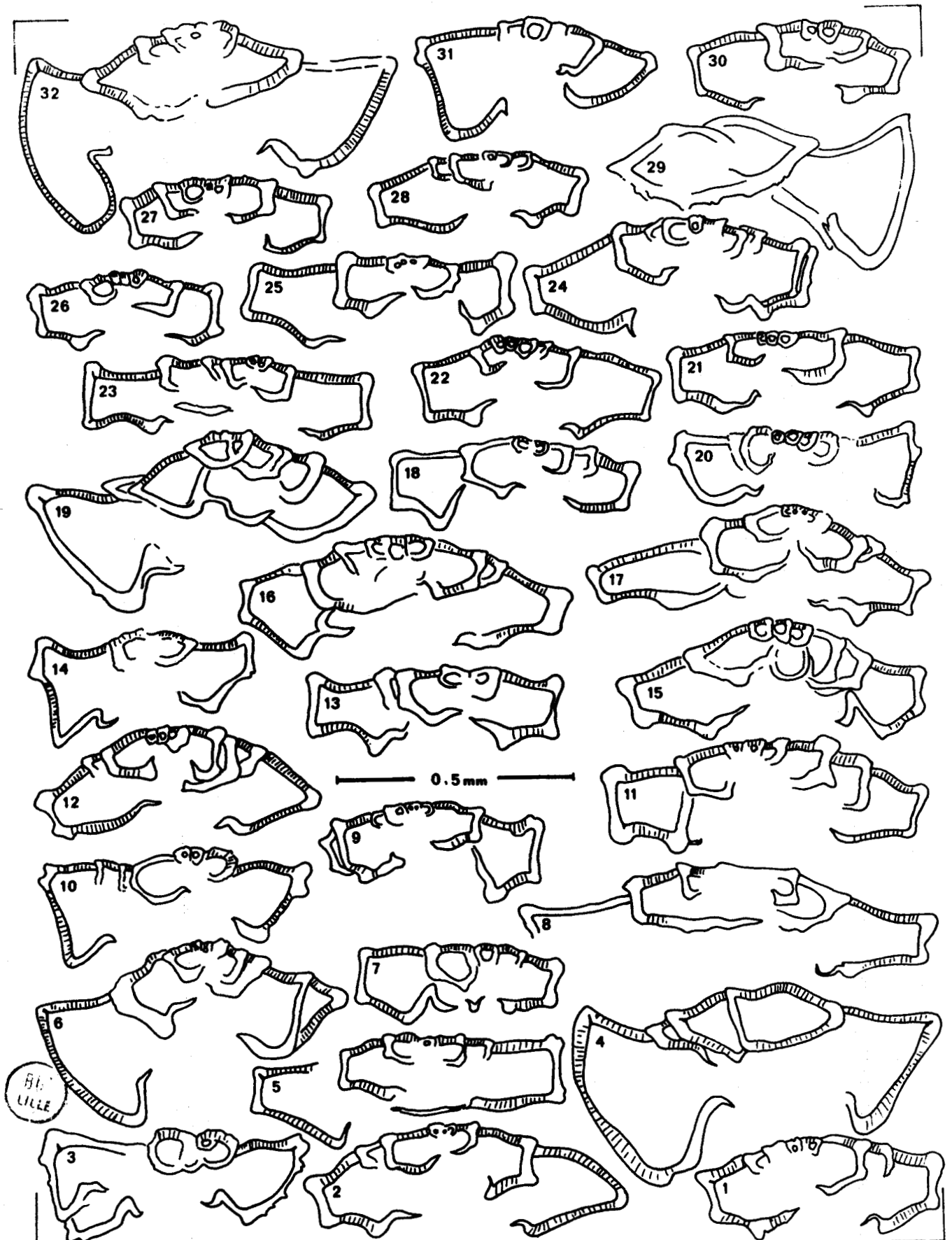


Fig. 114. -

- Plus au S, la coupe de la figure 109 (localité 10, fig. 106) témoigne d'une absence des faciès bréchiqes.

- Sur le territoire de la feuille Agrafa, Mpodozis (1977) et Lybérís (1978, p. 27) notent l'existence des brèches en proportions plus grandes vers l'E que vers l'W.

- Dans la région de Karpénission-Frangista également, les brèches paraissent relativement plus importantes vers l'E (alentours de Karpénission, fig. 110) qu'elles ne sont vers l'W ; elles ne sont cependant jamais dominantes.

- Au droit du massif Parnassien, Beck (1975) signale une augmentation de la proportion des microbrèches vers l'E. Celles-ci sont parfois abondantes dans les séries vardoussiennes, mais ne sont que localement dominantes (Ardaens, 1978).

- En Péloponnèse septentrional, vers l'E, les brèches seraient pratiquement absentes des séries calcaires, pourtant puissantes, qui constituent la table d'Arcadie, selon Dercourt (1964).

Les faciès bréchiqes semblent donc caractériser la bordure occidentale du bassin pin-dique et indiquent une liaison de proximité avec une plate-forme néritique (celle de Gavrovo-Tripolitza) ; on admettra que leur absence au front de la nappe en Grèce continentale du S soit due à la disparition par érosion des unités les plus occidentales. Il semble que les traces d'une alimentation d'origine orientale, bien que relativement discrètes, ne puissent pas être négligées.

B) AGE DES CALCAIRES EN PLAQUETTES

Les fossiles d'origine néritique présents dans les brèches sont manifestement remaniés et dépourvus de signification stratigraphique ; l'apparition même des *Orbitoïdés* (voir fig. 110 et 111), si elle peut servir à confirmer l'âge campanien ou plus récent de certains sédiments est trop directement liée aux passées bréchiqes pour qu'on en tienne compte.

Les Radiolaires ne sont jamais abondants et à ma connaissance jamais bien conservés. Les *Coccolithophoridés* seraient abondants dans les micrites, selon Mpodozis (1977). Pour l'instant, les *Globotruncana* constituent le seul moyen de datation.

B1) AGE DES "NIVEAUX DE TRANSITION". DIVISION 4/3

Cette division est certainement d'un âge postérieur à la zone MCs 3 (Turonien inférieur et moyen), le fossile caractéristique de cette zone (*Gt. helvetica*) ayant été observé au sommet des Marnes rouges à Radiolaires mais étant apparemment absent de cette division. J'ai également signalé (p. 325) que des passées gréseuses du massif de Triggia, vraisemblablement antérieures à cette division, renfermaient une association (sections 4 à 9, fig. 113) d'âge turonien supérieur-coniacien.

Fig. 114. - Sections de *Globotruncana* identifiées dans la division 4b des Calcaires en plaquettes.

1 à 11. Coupe PAD (fig. 110).

1 à 7 (PAD 12) ; 1 et 7 : *Gt. pseudolinneiana* ? ; 2 : *Gt. tarfayaensis* ? ou *Gt. undulata* ? ; 3 : *Gt. asymetrica* ; 4 et 6 : *Gt. elevata* ; 5 : *Gt. coronata* ?.

8 (PAD 13) : *Gt. coronata*.

9 (PAD 14) : *Gt. pseudolinneiana* ?.

10-11 (PAD 15) ; 10 : *Gt. asymetrica* ; 11 : *Gt. pseudolinneiana* ?.

12. PKP 6 (rectangle D 14, fig. 88 ; association caractérisée par *Gt. asymetrica* et *Gt. elevata*) ; *Gt. tarfayaensis* ?.

13 à 19. Coupe PHA (fig. 109).

13-14 (PHA 26) ; 13 : *Gt. pseudolinneiana* ? ; 14 : *Gt. asymetrica*.

15-16 (PHA 27) : *Gt. pseudolinneiana* ?.

17 à 19 (PHA 28) ; 17 : *Gt. coronata* ; 18 : *Gt. pseudolinneiana* ? ; 19 : *Gt. elevata*.

20 à 29. Coupe PAA (fig. 111).

20 à 27 (PAA 29) ; 20 : *Gt. asymetrica* ; 21 à 27 : *Gt. pseudolinneiana* ?.

28-29 (PAA 30) ; 28 : *Gt. pseudolinneiana* ? ; 29 : *Gt. elevata*.

30 à 32. Coupe PMA (fig. 112). PKK 1 ; 30 : *Gt. pseudolinneiana* ? ; 31 : *Gt. concavata* s.l. ; 32 : *Gt. elevata*.

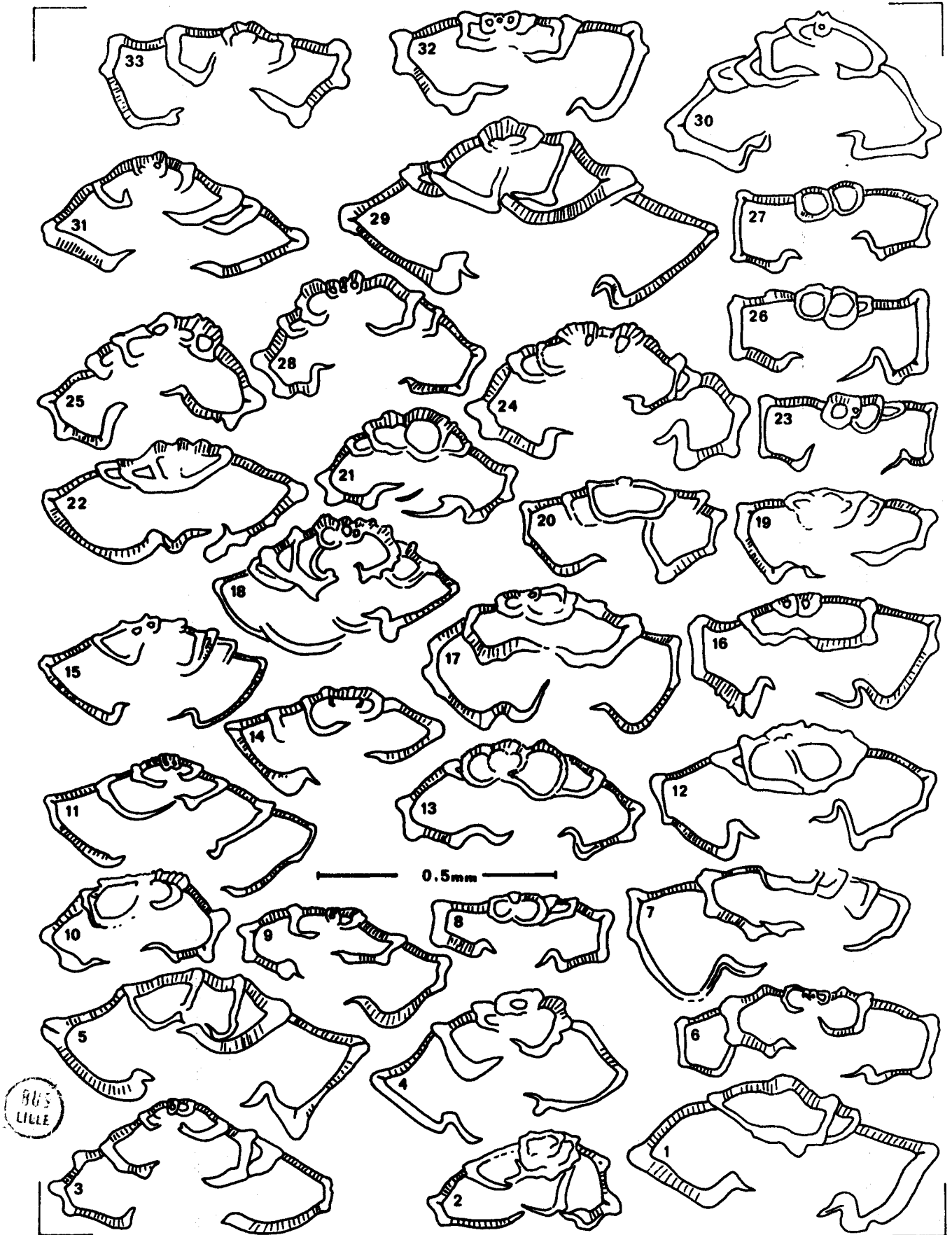


Fig. 115. -

De manière plus positive, je signale qu'une association où voisinent en particulier *Gt. "renzi"* et *Gt. concavata* (s.s. ?) (voir sections 10 à 17, fig. 113) permet de dater la zone MCs 5 (Coniacien p.p. et base du Santonien) dans un échantillon provenant d'un faciès de type transitionnel situé entre les Marnes rouges à Radiolaires et des "calcaires roses" du massif de Triggia (localité 5, fig. 106). Cet exemple est très exceptionnel ; les coupes présentées n'ont livré qu'un seul échantillon (PHA 14, fig. 109 - sections 18-19, fig. 113) renfermant des sections, attribuables à *Gt. gr. sigali*, de signification imprécise.

B2) AGE DES "CALCAIRES ROSES". DIVISION 4 a

Cette division est au moins aussi dépourvue de fossiles significatifs que la précédente. Je ne peux citer qu'une pauvre association provenant de l'échantillon PMA 31 (fig. 112) ; les sections observées sont attribuables à *Gt. gr. sigali* (*undulata* ?, voir sections 20 et 21, fig. 113) ; un dégagement n'a permis d'obtenir que quelques tests mal conservés, parmi lesquels *Gt. coronata* et *Gt. tarfayaensis* ? sont seuls identifiables (*Gt. angusticarinata* est douteuse).

B3) AGE DES "CALCAIRES A GLOBOTRUNCANA". DIVISION 4 b

Cette division peut être sensiblement caractérisée par l'abondance des *Globotruncana*, et en particulier des "bicarénées plates" dont un grand nombre appartient à une espèce non déterminée mais abondamment figurée (sections 22, 23, 26, 28, fig. 113 ; 1, 7, 9, 11, 13, 16 ?, 18, 21, 22, 24 à 28, 30, fig. 114 ; 6 ?, 8 ?, fig. 115 ; tests dégagés pl. IX, 9 à 14) afin qu'elle puisse éventuellement être identifiée ; il pourrait s'agir de *Gt. pseudo-linneiana* (Pessagno). *Gt. coronata* et *Gt. tarfayaensis* ? sont moins abondantes mais habituellement identifiables parmi les tests dégagés. *Gt. asymetrica* et *Gt. elevata* ne sont pas non plus abondantes (moins de 1 % des tests) ; leur morphologie très particulière les rend cependant parfaitement identifiables sur le terrain. La présence de ces deux espèces a toujours été contrôlée, aussi bien en lame mince que dans les populations dégagées (*Gt. asymetrica* résiste manifestement très mal à l'acétolyse et doit faire l'objet de recherches minutieuses).

L'association de ces deux espèces est caractéristique d'un petit intervalle dénommé ici "intervalle MCs 6t", correspondant approximativement à la limite Santonien-Campanien (voir Annexe B).

Insistons sur le fait que cette association a été partout observée en Grèce continentale et en Péloponnèse du N dans le même faciès et dans la même position. Ce n'est certainement pas le fait du hasard si Christodoulou et Marangoudakis (1966) ont pu dégager précisément la même association des carbonates de la partie orientale de la "nappe d'Arcadie" : d'identiques et très particulières conditions de dépôt, à un moment précis, soulignent une parenté fondamentale entre le domaine représenté à l'E du Péloponnèse et le Pinde-Olonos au sens strict.

Fig. 115. - Sections de *Globotruncana* identifiées dans la division 4c des Calcaires en plaquettes.

1 à 11. Coupe PAD (fig. 110).

1 à 5 (PAD 22) ; 1, 4 et 5 : *Gt. stuartiformis* ? ; 2 : *Gt. fornicata* ; 3 : *Gt. arca*.

6 à 10 (PAD 24) ; 6 : *Gt. bulloides* ? ; 7 : *Gt. ventricosa* ? ; 8 : *Gt. linneiana* ? ;

9 : *Gt. ventricosa* ; 10 : *Gt. fornicata*.

11 (PAD 29) : *Gt. falsostuarti*.

12 à 27. Coupe PMA (fig. 112). PMA 10 ; 12 : *Gt. gr. aegyptiaca-rosetta* ; 13 : *Gt. arca* ;

14, 15, 18 et 22 : *Gt. gr. stuarti* ; 16, 19 et 20 : *Gt. ventricosa* ; 17 : *Gt. ventricosa* ? ;

21, 24 et 25 : *Gt. fornicata* ; 23, 26 et 27 : *Gt. linneiana* ?.

28 à 33. Coupe PKP (rectangle D 14, fig. 88).

28 à 30 (PKP 11) ; 28 : *Gt. fornicata* ; 29 : *Gt. gr. stuarti* ; 30 : *Gt. cf. contusa*.

31 (PKP 13) : *Gt. stuarti-conica*.

32-33 (PKP 14) : *Gt. ventricosa*.

La division 4 b correspond donc très sensiblement à l'intervalle MCs 6t, comme il est indiqué sur les figures 109, 110, 111, 112 (*Gt. asymetrica* est compris sous la dénomination "*concovata* s.l.", pour tenir compte de l'imprécision de la détermination de certaines sections ; toutes les déterminations de spécimens dégagés correspondent strictement à *Gt. asymetrica*). On trouvera des figurations de sections figure 113 (22 à 28) et figure 114 (1 à 32).

La division est d'âge santonien terminal à campanien basal.

B4) AGE DES "CALCAIRES GRIS". DIVISION 4 c

La relative rareté des *Globotruncana* dans cette division peut être palliée par la connaissance de l'âge des divisions l'encadrant, plus richement fossilifères.

La base de la division est vraisemblablement synchrone dans l'ensemble des affleurements examinés ; d'éventuelles variations de l'âge correspondant à la dominance des faciès bréchiqes (ou microbréchiqes) se situent au sein de l'intervalle MCs 6t et demeurent insaisissables.

Le sommet de la division, marqué par l'apparition des premiers niveaux arénacés caractérisant le terme suivant (Couches de passage au Flysch), n'est pas d'âge constant.

a) En Grèce continentale

Dans le secteur de Karpénission-Frangista où j'ai tenté en de nombreux points de dater l'apparition des sédiments arénacés, l'imprécision demeure importante. La difficulté est liée au fait que jamais *Gt. calcarata* (caractéristique de la zone MCs 8, d'âge campanien terminal) n'a pu être identifiée, ni dans les faunes dégagées, ni même soupçonnée dans les lames minces pourtant longuement scrutées à cet effet. La présence de *Gt. ventricosa*, de *Gt. falsostuarti* et de *Gt. cf. contusa* au sommet des calcaires attribués à la division (fig. 110, 111 et 112) ne permet que de limiter un intervalle comprenant à la fois la zone MCs 8 (p.p. ?) et la zone MCs 9 (p.p. ?), c'est-à-dire le Campanien terminal et le Maastrichtien basal. L'absence de *Gt. calcarata* d'une part, de *Gt. gansseri*, *Gt. aegyptiaca*, de *Gt. contusa* d'autre part, laissent supposer que cet intervalle est cependant réduit à la zone MCs 9 (Maastrichtien basal) ; on conviendra cependant que nulle certitude ne pourra être acquise tant qu'on n'aura pas situé la position de la zone MCs 8 dans l'ensemble carbonaté et qu'on ne sera pas assuré de la date de disparition de *Gt. ventricosa*.

Pourtant, à partir même de cette donnée relativement imprécise, une hétérochronie du sommet des faciès strictement calcaires paraît vraisemblable en Grèce continentale. Je signalerai plus loin diverses localités où les Couches de passage au Flysch ne se développent qu'à partir du Maastrichtien terminal (zone MCs 11, datée par *Gt. mayaroensis*).

b) En Péloponnèse septentrional

La situation est toute différente. Ce n'est que très localement (région d'Aroania - localité 13, fig. 117), d'après Meilliez (1971) et Flament (1973) que l'on peut observer des grès d'âge maastrichtien (supérieur, si l'on se fonde sur l'existence de *Siderolites calcitrapoides*). Partout ailleurs, les premières passées franchement gréseuses n'apparaissent qu'avec le Paléocène, précédées cependant de passées pélitiques maastrichtiennes (Flament, 1973).

En conclusion, la limite supérieure de la division est hétérochrone dans l'ensemble des affleurements examinés, évoluant entre le Maastrichtien inférieur et le Paléocène.

La division 4 c correspond donc à une période comprenant le Campanien (à l'exception de son extrême base, en fonction de l'âge précis de l'intervalle MCs 6t) et une partie plus ou moins importante selon les lieux du Maastrichtien et du Paléocène. On trouvera figure 115 des sections de *Globotruncana* correspondant à cette division.

Conclusion sur l'âge des Calcaires en plaquettes

L'âge du terme peut faire l'objet d'une interprétation d'ensemble. On admettra, en raison du faciès pélagique constamment représenté, comme de l'absence de toute discontinuité discernable, ou qui puisse être légitimement supposée, que la sédimentation fut fondamentalement continue, donc que toutes les zones de *Globotruncana* doivent s'y trouver représentées. Dans ces conditions, les datations suivantes peuvent être proposées.

La division 4/3 ne correspond vraisemblablement pas à un horizon synchrone, comme l'indique son faciès "transitionnel", mais la pauvreté des faunes récoltées empêche de s'en assurer. C'est donc d'une manière arbitraire que l'on peut tenter d'admettre que la sédimentation à dominante calcaire commence au cours de la zone MCs 5 (Coniacien p.p.-Santonien basal), datée en un échantillon de cette division.

La division 4 a n'est pas datée directement ; c'est donc encore arbitrairement que l'on peut tenter de l'attribuer, pour partie (?), à la zone MCs 5 et sans doute pour sa plus grande part à la zone MCs 6. Cette division correspond donc probablement à la totalité du Santonien et à une partie du Coniacien.

La division 4 b correspond sensiblement à l'intervalle MCs 6t (Santonien terminal et/ou Campanien basal).

La division 4 c est d'âge campanien et maastrichtien p.p. (zones MCs 7, MCs 8, MCs 9 p.p. et parfois zones MCs 10 et 11).

En résumé, les Calcaires en plaquettes correspondraient à une période comprenant en partie le Coniacien, le Santonien, le Campanien et pour partie au moins le Maastrichtien. Une éventuelle hétérochronie de la base de l'ensemble à dominante calcaire permettrait d'y inclure de manière douteuse le Turonien supérieur ; une manifeste hétérochronie du sommet de cet ensemble permet d'y inclure, en certains lieux, la totalité du Maastrichtien.

Il reste que des études plus précises devraient permettre de mieux saisir la date d'apparition du faciès calcaire.

Par ailleurs, des incertitudes demeurent sur l'interprétation des niveaux riches en faunes. On a dit l'âge très ancien attribué parfois à l'apparition de *Gt. elevata* (santonien inférieur ; voir Annexe B, fig. B 1), qui serait de nature à modifier sensiblement l'attribution chronologique de l'intervalle MCs 6t (division 4 b) ; la connaissance de la date de disparition de *Gt. ventricosa* pourrait modifier l'interprétation proposée de l'âge du sommet des calcaires en certains affleurements. Les deux indéterminations ne peuvent être résolues dans le cadre pindique.

C) SIGNIFICATION DES CALCAIRES EN PLAQUETTES

1) BATHYMETRIE

L'existence des "niveaux de transition" dans lesquels se trouvent mêlés des faciès antérieurement dominants (pélites et jaspes rouges) et des faciès seuls représentés par la suite souligne le passage fondamentalement progressif d'un type de sédimentation à l'autre. C'est-à-dire que si, comme précédemment, l'on admet que la sédimentation est régie par les surfaces de dissolution étagées, la séquence basale est aisément interprétable.

Le faciès des "niveaux de transition" correspondrait à un passage des fonds aux environs de la CCD, celui des "calcaires roses" à un passage entre la CCD et la CLy, expliquant la rareté des *Globotruncana* dans ces sédiments alors que ces organismes peuplaient en abondance le domaine méditerranéen. Par la suite, les calcaires indiquent que les fonds se trouvent à des profondeurs plus modestes que la virtuelle CLy, mais plus grandes que la ACD, les Ammonites demeurant absentes de ces sédiments.

On tentera une interprétation de cette séquence dans un cadre plus vaste (Chapitre IV), mais on peut tenter une première approche par l'intermédiaire d'une évaluation des taux d'accumulation des sédiments.

2) TYPES DE SEDIMENTS ET TAUX D'ACCUMULATION

Il paraît essentiel de distinguer ici la sédimentation "fondamentale", représentée par des micrites plus ou moins riches en organismes planctoniques (*Globotruncana*, et probablement Coccolithophoridés) et la sédimentation "additionnée", représentée par des brèches et microbrèches à éléments variés et par des microbrèches fines (éléments calcitiques de taille proche de 0,1 mm).

L'origine étrangère des éléments constituant les brèches est relativement aisée à déterminer dans la mesure où s'y trouvent mêlés des débris arénacés provenant de roches éruptives ou métamorphiques, et des débris d'organismes d'origine néritique. Celle des petits débris constituant les microbrèches fines est plus douteuse, mais l'aspect cristallin de la grande majorité d'entre eux ne paraît pas compatible avec une origine pindique (il pourrait éventuellement s'agir de très petits débris de Rudistes, triés par des courants) ; leur association avec de petits quartz détritiques anguleux et des Pithonelles (jamais observables dans les micrites pindiques) serait également en faveur d'une origine allochtone.

Les divisions 4/3 (en partie), 4 a et 4 b sont ordinairement plus riches en micrites ; la division 4 c est essentiellement constituée de microbrèches fines ("calcaires gris"). C'est-à-dire que, sans qu'une différence fondamentale existe (les proportions des types de sédiments s'inversent simplement), les apports d'origine étrangère au bassin deviennent prépondérants à partir de la limite Santonien-Campanien. Et ceci même en faisant abstraction des brèches et microbrèches à éléments variés, abondantes aux marges du bassin, mais relativement rares dans les affleurements étudiés.

C'est donc, pour l'essentiel, à ces apports étrangers que l'on peut attribuer l'évidente augmentation du taux d'accumulation des sédiments à partir de la limite Santonien-Campanien.

Un exemple, celui de la meilleure coupe observée (fig. 111), illustrera la tendance générale. On admettra, par approximation, les âges suivants (voir fig. 108) :

- limite des divisions 3-4/3 : limite Turonien moyen-Turonien supérieur (limite des zones MCs 3-MCs 4) ;
- limite des divisions 4 b-4 c : base du Campanien (limite des zones MCs 6-MCs 7) ;
- limite des divisions 4 c-5 : limite Maastrichtien "basal"-Maastrichtien "moyen" (limite des zones MCs 9-MCs 10).

Pour l'ensemble du terme, correspondant à une période d'environ 20 MA, les 200 m de sédiments signalent un taux d'accumulation moyen de 10 m/MA, cependant nullement constant :

- les 65 m de sédiments des divisions 4/3, 4 a et 4 b, correspondant à une période d'environ 10 MA, indiquent un taux d'environ 6,5 m/MA ;
- les 150 m de sédiments de la division 4 c, correspondant à une période d'environ 10 MA, indiquent un taux d'environ 15 m/MA.

C'est-à-dire que le taux d'accumulation serait au moins double au Campanien de ce qu'il fut au cours de la période précédente. Encore le taux correspondant à la période anté-campanienne est-il probablement surestimé, la division 4 b (près du tiers des sédiments) étant éventuellement campanienne, et ne correspondant pas en durée au tiers de la période de temps considérée.

Deux phénomènes peuvent être invoqués, dont la liaison est incertaine. La sédimentation carbonatée est sans doute en partie inhibée au cours de la période anté-campanienne en raison d'une proximité de la CCD, puis par la suite au contraire activée en raison d'apports carbonatés étrangers de plus en plus abondants. Mais on juge mal si ce sont les apports carbonatés qui provoquent l'abaissement de la CCD, ou si ce sont les fonds qui connaissent une remontée. Dans le premier cas, le bassin se comporterait passivement et la sédimentation serait sous la simple dépendance des conditions imposées par l'environnement d'ensemble ; dans le second cas, une radicale inversion des tendances subsidentes précédentes devrait être envisagée.

Le deuxième terme de l'alternative est rendu peu vraisemblable par le fait que le Crétacé terminal (Campanien-Maastrichtien) est marqué par une forte subsidence de la plateforme de Gavrovo-Tripolitza à l'W et l'enfoncement du domaine Parnassien à l'E (sédimentation pélagique succédant à ce moment à la sédimentation néritique précédente). Par ailleurs, si 4 000 m de Flysch se sont déposés dans le domaine pindique au cours du Paléocène-Eocène (voir plus loin), ce qui implique sans doute encore un fonctionnement subsident, il apparaît peu vraisemblable que le Crétacé terminal ait pu correspondre à un singulier épisode de remontée des fonds, compris entre deux périodes de subsidence. On admettra donc que l'accroissement des taux d'accumulation de carbonates au Crétacé terminal soit essentiellement dû aux apports de débris carbonatés d'origine étrangère, important par leur propre volume et favorisant en outre l'abaissement des surfaces de dissolution, permettant à la sédimentation strictement pélagique carbonatée de s'exprimer.

V. - TERME 5 : COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH

Il s'agit d'une expression empruntée à Aubouin (1959), signalant "que les calcaires néocrétacés passent au Flysch en continuité stratigraphique". On ne saurait trouver une expression mieux adaptée à ce qu'elle désigne ; elle est ordinairement reprise dans les publications.

Le faciès est en principe aisé à définir, puisqu'il s'agit d'une alternance banc à banc des éléments constitutifs du terme précédent et du terme suivant ; sont ainsi intercalés des bancs de constitution très variée :

- calcaires, micrites ou fines microbrèches en bancs décimétriques, identiques à ceux du terme précédent ;
- brèches calcaires à éléments variés (Rudistes, Orbitoïdes abondants), également comparables à ceux du terme précédent, bien que constituant, dans les mêmes régions, des bancs plus épais ;
- calcaires clairs ou bleutés, riches en microfaune pélagique, en bancs de faible épaisseur (rarement décimétrique), débités en fines dalles ou feuilletts millimétriques ;
- niveaux siliceux noirs en minces bancs, souvent particulièrement abondants aux alentours de la limite Crétacé-Paléocène ;
- calcaires argileux et marnes, gris ou bleutés, parfois rouges ;
- pélites argileuses, parfois sableuses ;
- grès en bancs bien individualisés.

On notera comme une exception dans la série pindique, la découverte de quelques Ammonites écrasées et de restes de poissons par Koch et Nicolaus (1969).

Si des mélanges peuvent exister en certains bancs (marnes, calcaires argileux ou gréseux), la ségrégation des divers constituants est de règle ordinaire ; par exemple, une passée de calcaire riche en microfaune comprise entre deux bancs gréseux sera absolument dépourvue de particules quartzeuses.

On conçoit que les limites d'un tel ensemble soient difficiles à fixer. On admettra que l'apparition du premier banc gréseux marque la base du terme et que le dernier banc calcaire, pourvu qu'il ne soit pas éloigné de plus de quelques m du précédent, marque son sommet. La limite inférieure est donc aisée à discerner ; la limite supérieure est en principe plus délicate à saisir (des bancs calcaires épars se développant dans le Flysch), mais dans la pratique, l'abondance des bancs calcaires cesse assez abruptement, permettant une décision peu arbitraire.

Chacune de ces limites n'a cependant de chance d'être synchrone que sur de très petites surfaces comme permet de le supposer le mode d'épandage des matériaux détritiques et comme le montre la sensible hétérochronie des premières arrivées détritiques, déjà évoquée précédemment (âge du sommet du terme 4). Il n'y a donc pas lieu d'envisager séparément l'âge et les variations de faciès du terme : chaque affleurement pose un problème particulier. On a simplement réuni, figure 116, des sections de *Globotruncana* observables dans la partie crétacée des Couches de passage au Flysch de la région de Karpénission-Frangista.

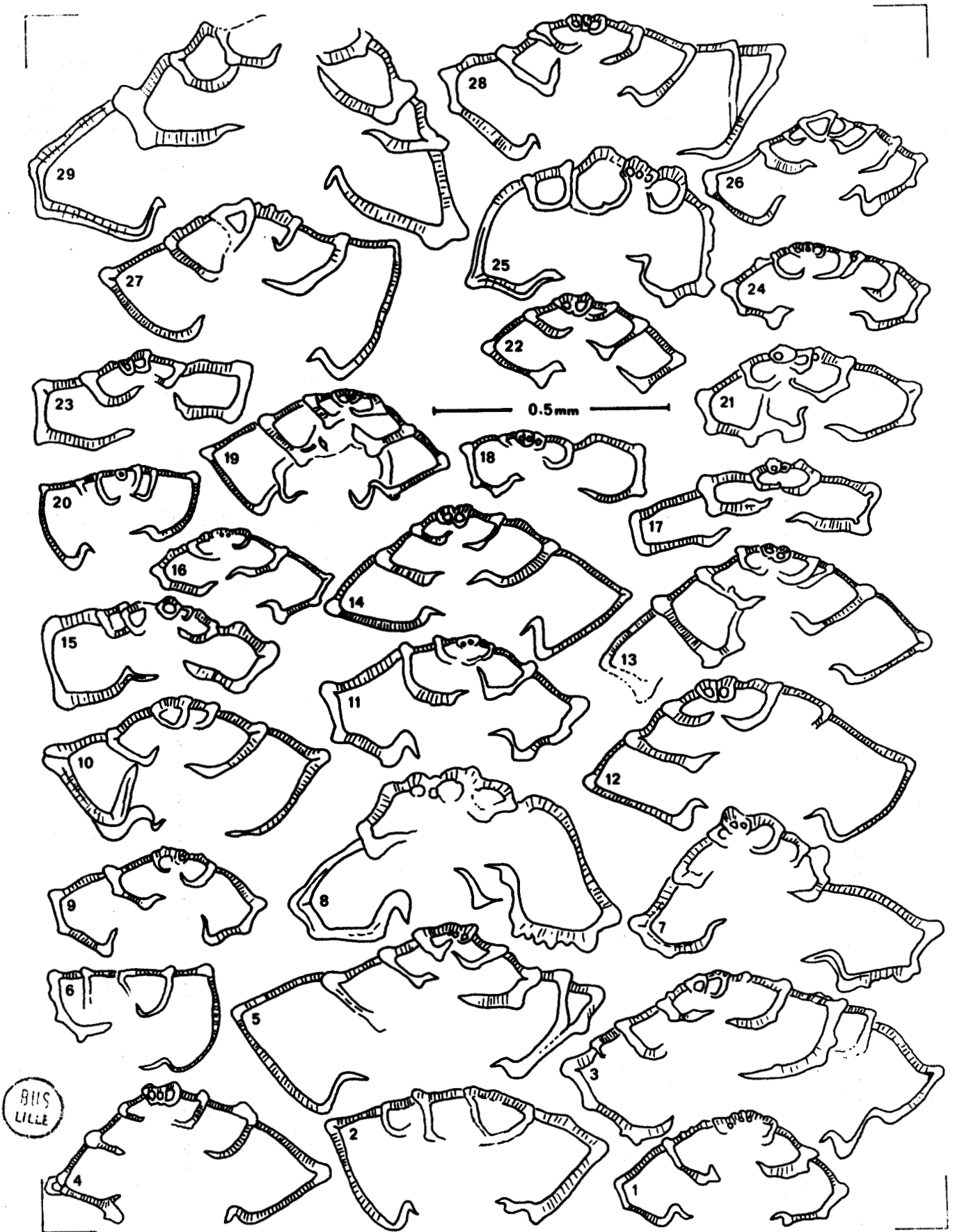


Fig. 116. -

Le développement du terme de part et d'autre ou à proximité d'une "ligne-temps" aisément discernable, est de nature à grandement favoriser son étude. La coupure Crétacé-Paléocène s'y trouve en effet marquée par la disparition apparemment instantanée des faunes de *Globotruncana*, suivie presque immédiatement par l'apparition des Globigérinidés paléocènes. Il est donc possible d'établir des comparaisons faciologiques de couches situées de part et d'autre de ce repère temporel de premier ordre, aisément discernable, même sur le terrain.

Il reste que les difficultés matérielles de l'analyse demeurent considérables, non seulement en raison des possibles remaniements de microfaunes crétacées (fréquents dans les faciès un peu argileux), mais encore en raison des caractéristiques lithologiques du terme, favorisant les décollements et les disharmonies. Il est donc nécessaire de disposer d'excellents affleurements, que seuls peuvent fournir des travaux de génie civil. Par chance, les années 1968-1970 pendant lesquelles je fis l'essentiel de mes observations virent le creusement de nombreuses nouvelles routes destinées à désenclaver les villages montagnards. Pourtant, même dans ces conditions, peu d'affleurements sont exploitables ; je n'ai en particulier jamais observé de coupe montrant en continuité la totalité du terme. A défaut de pouvoir comparer des ensembles complets, on devra confronter des séquences situées par rapport à la limite Crétacé-Paléocène.

La figure 117 situe les coupes détaillées représentées sur les figures 118, 119 et 120 qui seront, en même temps que les données bibliographiques, commentées suivant un plan qui a déjà été suivi, élargi aux "régions adjacentes orientales".

On nomme "régions adjacentes orientales", les domaines actuellement représentés par des séries situées en bordure immédiate des affleurements strictement pindiques, mais d'affinités diverses et structurellement superposées ; on tentera de montrer dans le chapitre IV qu'on a toutes raisons d'admettre que ces domaines aient jouté le bassin pindique.

A) ANALYSE DES COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH

1) AU NIVEAU DE LA REGION DE KARPENISSION-FRANGISTA

On évoquera pour mémoire la série Parnassienne, où surmontant des calcaires pélagiques d'âge crétacé terminal, des couches pélitiques rouges d'âge paléocène précèdent le Flysch (Celet, 1962 - colonne K, fig. 120). Keupp (1976) cite en particulier dans ces couches *Gr. aequa* et *Gr. velascoensis* indiquant qu'elles se développent jusque dans le Paléocène supérieur (zone à *Gr. pseudomenardii*) ou l'Eocène inférieur (éventuellement zone à *Gr. subbotinae* - voir fig. 9).

La série du Vardoussia a été examinée par Ardaens (1978) qui a montré l'habituelle présence de "shales" rouges paléocènes entre les calcaires crétacés et le Flysch. La coupe 3 (fig. 117-118) est représentative de ce type de série.

Fig. 116. - Sections de *Globotruncana* identifiées dans les Couches de passage au Flysch (terme 5) de la région de Karpénission.

1 à 4. Coupe PAA (fig. 111).

1 à 3 (PAA 40) ; 1 : *Gt. arca* ; 2 : *Gt. gr. stuarti* ; 3 : *Gt. falsostuarti*.

4 (PAA 48) : *Gt. stuarti-conica*.

5 à 11. Coupe PAD (fig. 110). PAD 31 ; 5 : *Gt. falsostuarti* ; 6 : *Gt. gansseri* ; 7-8 : *Gt. cf. contusa* ; 9 et 11 : *Gt. arca* ; 10 : *Gt. gr. stuarti*.

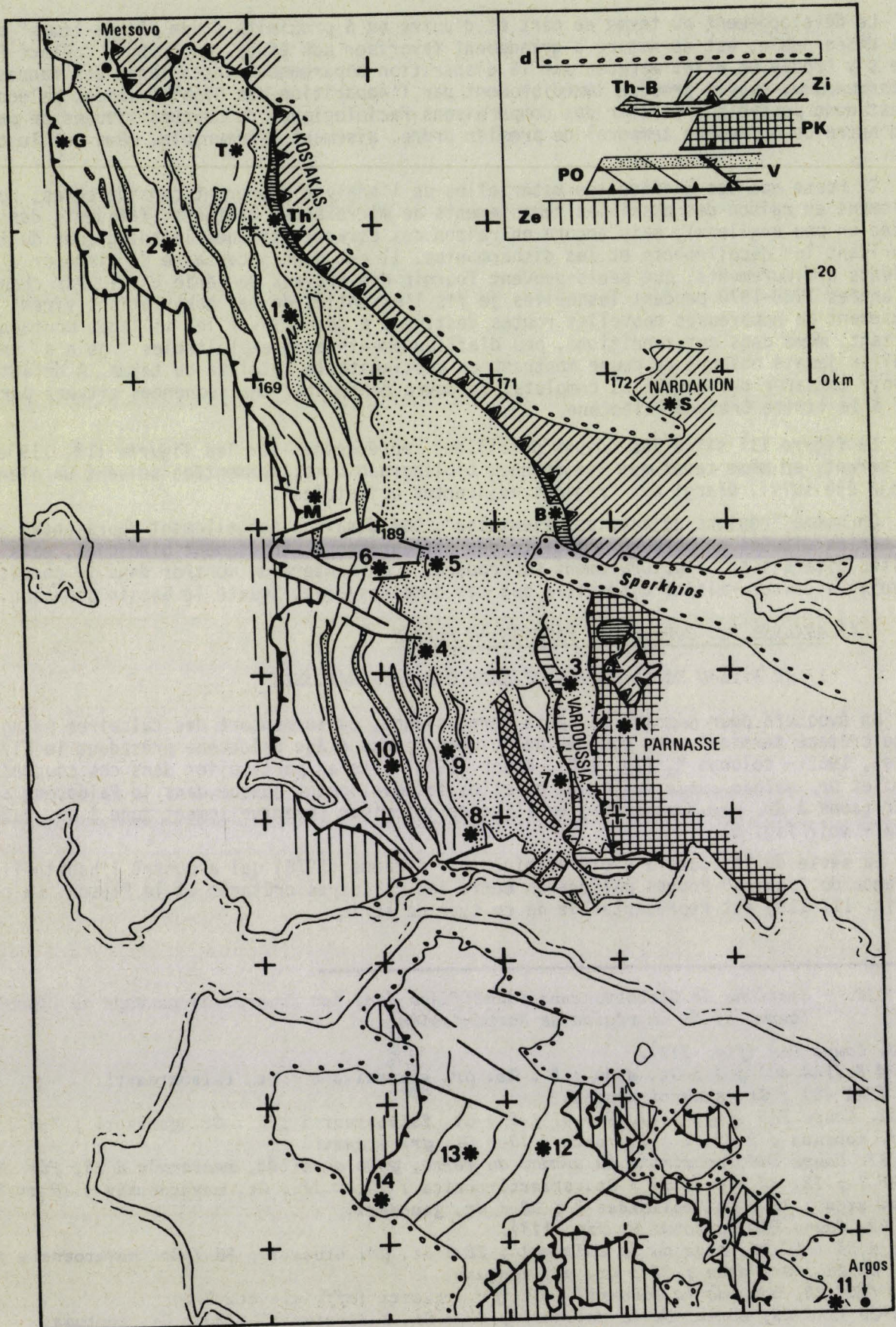
12 à 21. Coupe PMS (proximité du sommet du terme, près de Miléa, rectangle H 13, fig. 88). PMS 1 ; 12, 13, 14 et 19 : *Gt. stuarti-conica* ; 15 et 17 : *Gt. mayaroensis* ; 16 et 21 : *Gt. arca* ; 18 : *Gt. bulloides* ? ; 20 : *Gt. gansseri*.

22 à 29. Coupe PNC (colonne 5, fig. 118).

22 à 26 (PNC 21, base de la colonne) ; 22 : *Gt. gr. stuarti* ; 23 : *Gt. mayaroensis* ; 24 et 26 : *Gt. arca* ; 25 : *Gt. cf. contusa*.

27 (PNC 22, base de la colonne) : *Gt. gr. stuarti* (aff. *elevata* ?).

28-29 (PNC 29, sommet de la colonne) ; 28 : *Gt. falsostuarti* ; 29 : *Gt. contusa*.



BUS
LILLE

Fig. 117. -

Les affleurements du domaine pindique ne m'ont livré de coupes satisfaisantes qu'au bord occidental du Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie (Celet, 1962, p. 372).

- La coupe 4 (fig. 117-118) correspond à l'affleurement de l'unité calcaire la plus interne, proche du bord S de la feuille Karpénission. Les couches maastrichtiennes, trop déformées ne permettent pas un lever de détail, mais se trouvent extrêmement pauvres en grès. Les calcaires pélagiques sont encore dominants dans les 20 premiers m d'âge paléocène.

- La coupe 5 (fig. 117-118) correspond également à l'affleurement le plus oriental de la région (écaille de Koumbi - rectangle L 23, fig. 134), près du bord N de la feuille Karpénission. Les grès représentent une très faible proportion des 70 m de sédiments observés en continuité, à la base desquels *Gt. mayaroensis* a été dégagée. Le sommet de la séquence est occupé par un banc bréchiq ue de près de 5 m de puissance, à éléments carbonatés atteignant 1,5 cm de diamètre, puis par des marnes gris-bleuté au sommet desquelles un petit banc calcaire renferme des Globigérinidés paléocènes. Bien que l'affleurement soit très défavorable à l'observation, les calcaires semblent absents des séquences grésopélitiques qui suivent.

- Plus à l'W, aux alentours de Karpénission, je n'ai pas été en mesure d'observer de longues séquences où soit marquée la limite Crétacé-Paléocène. Je donne à titre d'exemple la coupe 6 (fig. 117-118) observée peu à l'W de Karpénission (rectangle K 17, fig. 134 - PAD), représentative d'une séquence datée à sa base et à son sommet par *Gt. mayaroensis*.

Dans cette région, les associations observées à la limite des Calcaires en plaquettes et des Couches de passage au Flysch (voir fig. 111 et 112) montrent que les passées gréseuses apparaissent au cours du Maastrichtien inférieur (alentours de la limite des zones MCs 9-MCs 10). Le Flysch apparaît ordinairement très près de la limite Crétacé-Paléocène, ce qui est attesté presque partout par la présence d'un ou deux bancs de calcaires à Globigérinidés paléocènes juste au sommet des dernières passées calcaires importantes.

- Dans toute la partie occidentale de la région, les déformations plus importantes ne permettent pas de bonnes observations ; les Couches de passage au Flysch paraissent d'âge strictement maastrichtien.

En résumé, les grès paraissent développés de manière plus importante et plus précoce dans les régions occidentales que dans les régions plus orientales du domaine pindique ; les régions adjacentes orientales sont indemnes de venues arénacées au Maastrichtien et pendant une partie au moins du Paléocène.

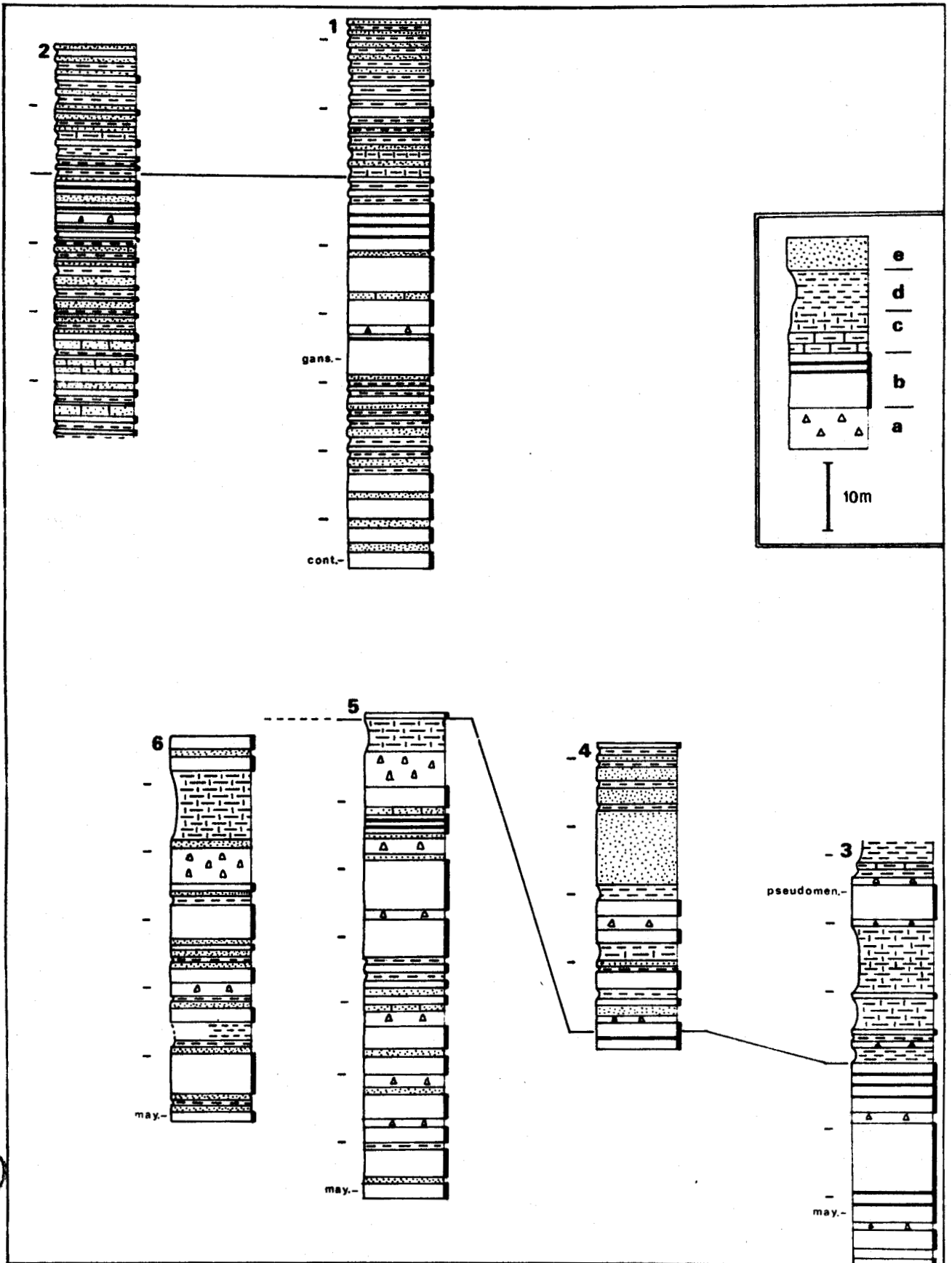
2) AU NIVEAU DU PINDE MERIDIONAL

L'unité du Thimiama (localité Th, fig. 117, coupe Th, fig. 120) située entre le massif du Kosiakas et le Flysch du Synclinal du Pinde oriental (Aubouin, 1959) a été étudiée par Jaeger (1979). Selon cet auteur, les calcaires du Crétacé supérieur supportent des calcaires roses de type "scaglia" datés du Maastrichtien et du Paléocène (*Gr. velascoensis* y est identifiée) ; aucune passée gréseuse n'est notée dans ces horizons.

Fig. 117. - Schéma de localisation des affleurements de Couches de passage au Flysch signalés dans le texte.

Les localités signalées par un numéro sont illustrées par les colonnes des figures 118 et 119 ; les localités signalées par une lettre majuscule sont commentées dans le texte (en majorité d'après des données bibliographiques). La figure 120 donne une vue schématique d'ensemble de ces affleurements.

Légende - Ze : Zones externes ; PO : Nappe du Pinde-Olonos ; (V : Vardoussia) ; PK : Nappe du Parnasse ; Zi : Zones plus internes au front desquelles les unités de type Thimiama-Béotien (Th-B) sont distinguées ; d : formations discordantes. On a signalé par un quadrillage particulier la "Formation de Kerassia-Milia" au coeur du Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie (à l'W du Vardoussia, entre localités 7 et 9).



BNS
LILLE

Fig. 118. -

Les affleurements du "Système plissé de Karava" (Aubouin, 1959) m'ont livré une coupe (localité 1, fig. 117 ; coupe 1, fig. 118) montrant clairement l'apparition des grès dès le Maastrichtien (antérieure à un niveau daté de la zone MCs 10 par *Gt. contusa* et *Gt. gansseri*, dégagées) ; les 30 derniers m attribuables au Crétacé sont cependant très riches en calcaires. Les 15 m de sédiments surmontant la limite Crétacé-Paléocène demeurent très pauvres en grès, alors que dominant les pélites rouges et vertes.

Plus au N, mais en position relativement plus externe, dans le massif de Triggia (localité T, fig. 117), Lecanu (1976) a noté l'apparition des grès postérieure à un niveau daté de la zone MCs 11 (*Gt. mayaroensis*) dans l'unité de Triggia et postérieure à la zone MCs 10 (*Gt. contusa* "grandes formes typiques" selon le déterminateur J.F. Raoult) dans l'unité de Kokkino-Lithari. Le terme serait entièrement compris dans le Maastrichtien supérieur.

Plus à l'W (localité 2, fig. 117 ; coupe 2, fig. 118) une coupe a livré une séquence très riche en grès, où les calcaires pélagiques représentent moins du quart des 40 m de sédiments observés sous la limite Crétacé-Paléocène. Quelques rares bancs calcaires à Globigérinidés paléocènes s'intercalent à la base du Flysch.

A l'extrême front de la nappe, Caron (1975) signale que la sédimentation carbonatée (bréchique) s'est poursuivie au cours du Paléocène (localité G, fig. 117).

En résumé, ni les unités pindiques les plus occidentales, ni les régions adjacentes orientales ne sont le siège d'une sédimentation arénacée avant le Paléocène. Les affleurements pindiques situés entre ces extrêmes témoignent au contraire de venues arénacées importantes dès le Maastrichtien (dès la zone MCs 10 dans la localité 1) ; les alternances gréso-pélitiques du Flysch deviennent dominantes aux alentours de la limite Crétacé-Paléocène, c'est-à-dire que le terme est pour l'essentiel compris dans le Maastrichtien.

3) AU NIVEAU DE LA REGION D'AGRAFA

J'ai examiné une coupe de la série du massif des Kassidiaris (Nardakion) située entre Vardali et Petroto (voir carte hors-texte de Aubouin, 1959) (localité S, fig. 117 ; coupe 5, fig. 120). Au-dessus de calcaires riches en Orbitoïdes (renfermant au sommet des *Loftusia*), viennent environ 50 m de calcaires pélagiques et microbrèches, puis 20 m de calcaires argileux jaunâtres datés par *Gt. mayaroensis*, enfin 10-15 m de calcaires argileux et marnes à Globigérinidés paléocènes précédant le Flysch.

Plus à l'W, Courtin (1979), examinant les séries situées "au front des zones internes" (localité B, fig. 117 ; coupe B, fig. 120) a observé que la sédimentation carbonatée se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé et que les alternances gréso-pélitiques n'apparaissent qu'au cours du Paléocène, à la suite d'un ensemble périto-calcaire rouge à *Globorotalia*.

On dispose de peu d'informations sur les affleurements pindiques de la feuille Agrafa (169), peu favorables aux observations de détail, selon Mpodozis (1977) et Lybérís (1978). Selon cet auteur, le sommet des Calcaires en plaquettes renfermerait *Gt. mayaroensis* dans les "écaillés moyennes" (Mouskos, localité M, fig. 117).

En résumé, les venues arénacées seraient plus précoces dans le domaine pindique que dans les régions adjacentes orientales ; le Flysch serait déjà installé dans le domaine pindique alors qu'une sédimentation dépourvue de grès se poursuit vers l'E.

Fig. 118. - Colonnes semi-schématiques représentatives de séquences continues observées dans les Couches de passage au Flysch en Grèce continentale (situation fig. 117).

Légende - a : calcaires bréchiques ; b : calcaires pélagiques en minces bancs (et niveaux siliceux noirs) ; c : calcaires argileux et marnes ; d : pélites et pélites sableuses ; e : grès.

Le trait joignant les coupes matérialise la position de la limite Crétacé-Paléocène. La localisation de quelques niveaux fossilifères permet une appréciation d'âge (cont. : *Gt. contusa* ; gans. : *Gt. gansseri* ; may. : *Gt. mayaroensis* ; pseudomen. : *Gr. pseudomenardi*). Des sections de *Globotruncana* provenant de la colonne 5 sont représentées figure 116 (22 à 29).

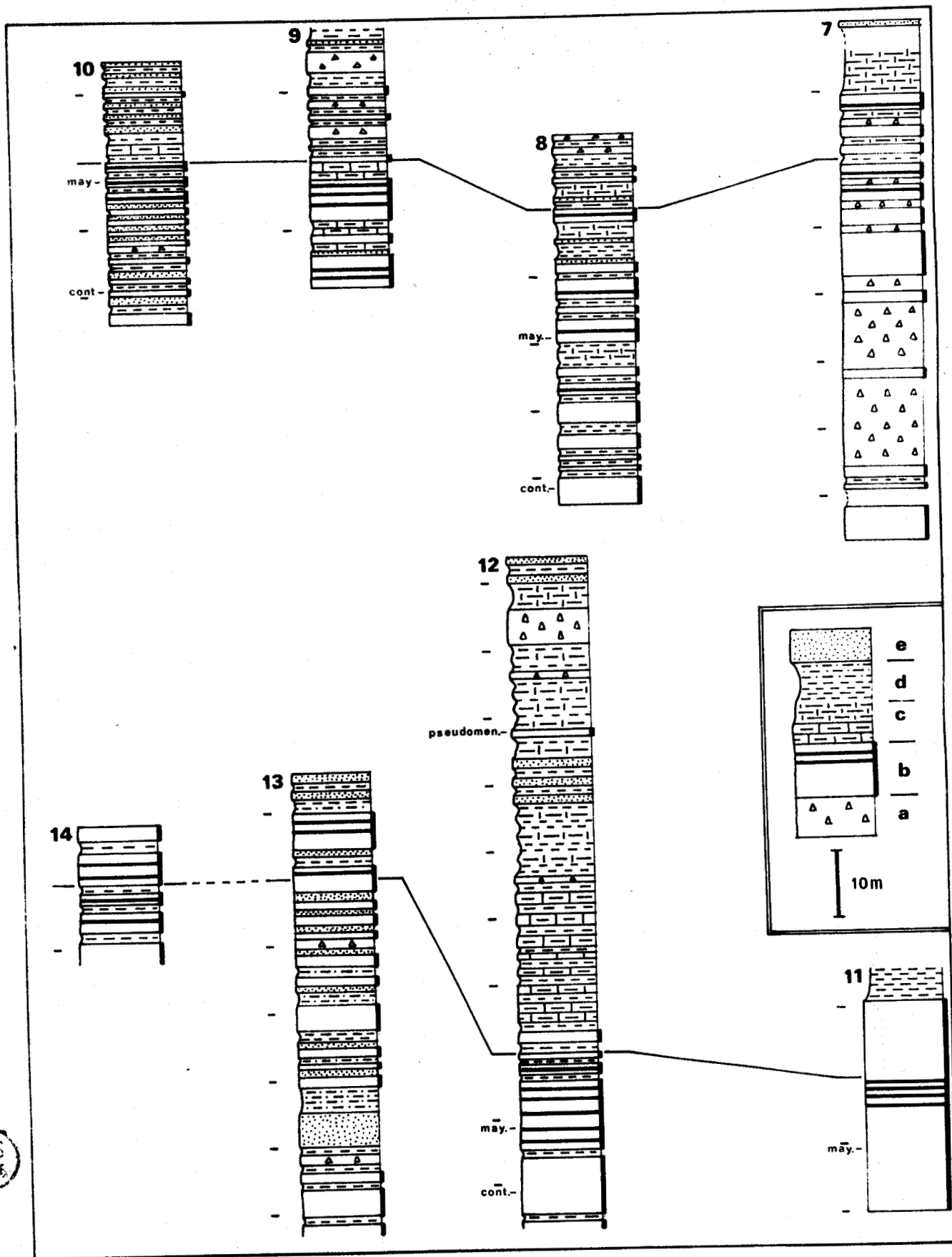


Fig. 119. -

4) AU NIVEAU DU PINDE D'ETOLIE

Dans la cluse du Mornos, une unité calcaire située à l'avant du front des écaïlles du Vardoussia (dite du Pinde interne, par Ardaens, 1978) montre le Maastrichtien sous un faciès entièrement carbonaté (riche en brèches calcaires) surmonté d'une alternance de calcaires et pélites rouges à *Globorotalia* précédant le Flysch (localité 7, fig. 117 ; coupe 7, fig. 119).

Une unité bordant à l'W le Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie a livré deux coupes (localités 8 et 9, fig. 117 ; coupes 8 et 9, fig. 119) témoignant d'une très faible proportion de grès dans les horizons maastrichtiens ; les grès demeurent peu abondants et les calcaires se manifestent encore à la base du Paléocène. La coupe 8 témoigne d'une apparition des grès postérieure à la zone MCs 10.

La coupe de Platanos (localité 10, fig. 117 ; coupe 10, fig. 119) montre une plus importante proportion de grès et calcaires gréseux au sommet du Maastrichtien, et l'installation du Flysch dès les premiers m attribuables au Paléocène.

En résumé, le domaine pindique montre des passées gréseuses plus largement développées au Maastrichtien dans les régions les plus occidentales ; les régions adjacentes orientales sont indemnes de venues gréseuses avant le Paléocène.

5) AU NIVEAU DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL

L'Argolide semble démunie de formations détritiques d'âge maastrichtien ou paléocène ancien (Vrielynck, 1978).

Les affleurements les plus orientaux de la Table d'Arcadie sont observables sur le chemin permettant l'accès à la citadelle dominant Argos (localité 11, fig. 117 ; coupe 11, fig. 119). La limite Crétacé-Paléocène s'observe aisément à proximité de plusieurs bancs de silice noire, au sein d'un ensemble calcaire riche en microfaunes planctoniques. Les 10 m supérieurs des calcaires sont attribuables au Paléocène (*Globigérinidés* et *Globorotalia*) ; des pélites rouges et jaunes les surmontent sur environ 4 m, mais la base du Flysch n'est pas observable en continuité.

La région de Kato-Klitoria (près du village d'Ano Klitoria, localité 12, fig. 117 ; coupe 12, fig. 119) a livré à Flament (1973) des affleurements aisément interprétables, montrant que nulle passée arénacée n'existe dans les sédiments maastrichtiens ; les pélites deviennent plus abondantes au cours du Paléocène mais les premiers bancs gréseux n'apparaissent que dans un horizon très proche d'un niveau daté du Paléocène supérieur par *Gr. pseudomenardi*. Le Flysch n'apparaît que dans des niveaux plus récents.

Plus à l'W, près d'Aroania, Meilliez (1971), puis Flament (1973) ont étudié des affleurements (localité 13, fig. 117 ; coupe 13, fig. 119) montrant que les sédiments arénacés se développent dès le Maastrichtien (daté peu précisément par le plancton, mais probablement élevé dans la mesure où *Siderolites calcitrapoides* est observé à proximité des premiers bancs gréseux) ; les passées calcaires disparaissent peu au-dessus de la limite Crétacé-Paléocène, au profit des alternances gréso-pélitiques.

Près du front de la nappe, toutes les observations (localité 14, fig. 117 ; coupe 14, fig. 119) menées par Izart (1976), montrent que si des pélites peuvent s'intercaler dans les horizons calcaires d'âge maastrichtien, ce n'est qu'au cours du Paléocène qu'apparaissent les premières passées arénacées ; on n'a pas pu saisir ici la date de disparition des calcaires, qui devrait être paléocène, aucun calcaire plus récent n'ayant été observé.

Fig. 119. - Colonnes semi-schématiques de séquences continues observées dans les Couches de passage au Flysch au S de la Grèce continentale et en Péloponnèse septentrional (situation fig. 117).

Même légende que figure 118 (le trait joignant les coupes matérialise la limite Crétacé-Paléocène).

Colonnes 12 et 13, d'après Flament (1973) ; la colonne 14 est simplement allusive du type de séquence observable aux alentours de la limite Crétacé-Paléocène d'après Izart (1976).

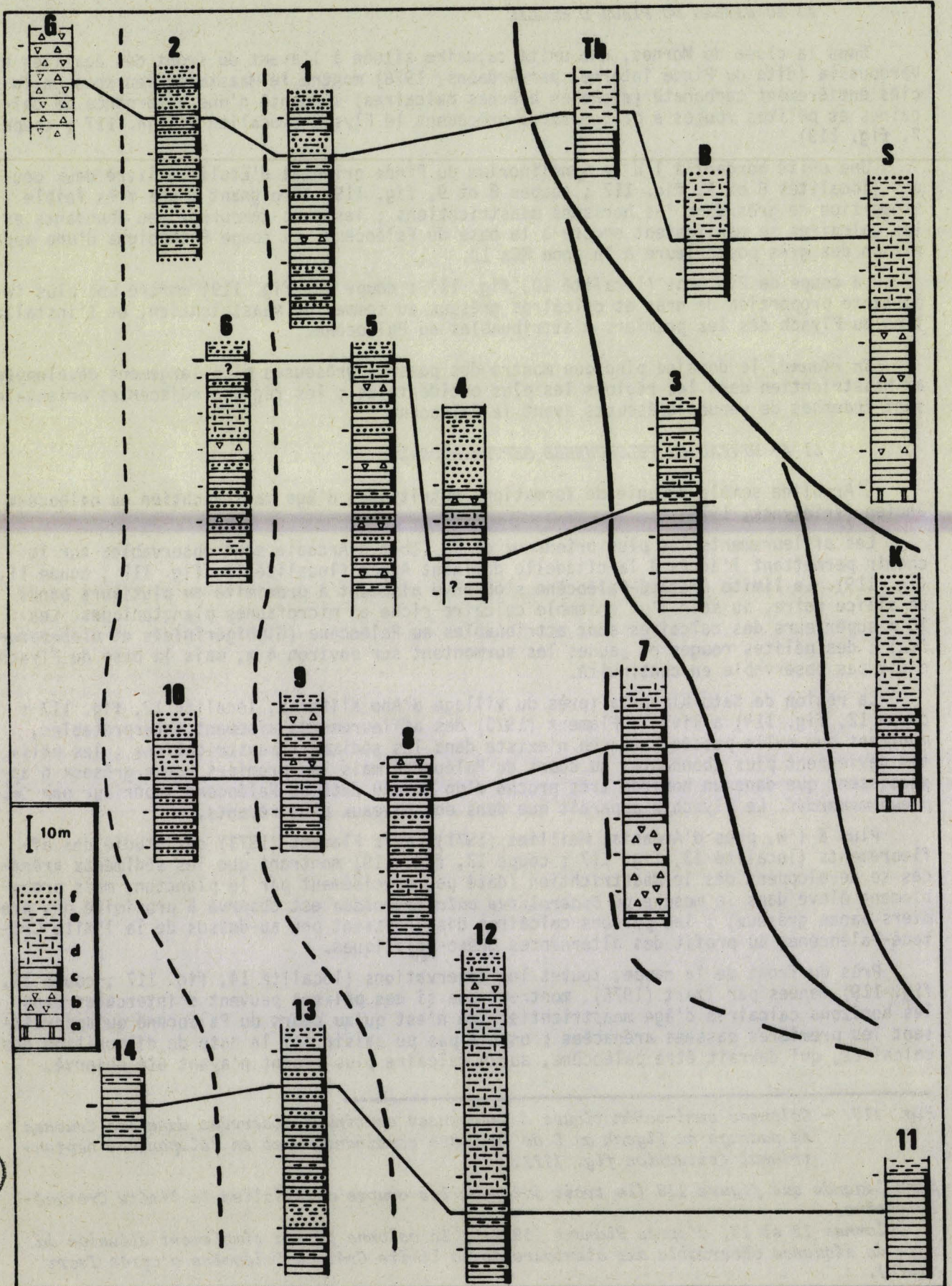


Fig. 120. -

En résumé, les passées gréseuses maastrichtiennes et le Flysch précoce se développent dans une région de part et d'autre de laquelle les calcaires sont seuls à se déposer au Maastrichtien et où le Flysch s'installe tardivement.

Conclusion : répartition des faciès au Maastrichtien-Paléocène

Les Couches de passage au Flysch représentent un ensemble d'âge très variable, fondamentalement hétérochrone, dont la base peut être, selon les lieux, comprise entre le Maastrichtien inférieur et le Paléocène supérieur, c'est-à-dire dans un intervalle de temps approchant 10 MA ; la limite supérieure du terme se situe entre le Maastrichtien terminal et vraisemblablement le Paléocène supérieur, c'est-à-dire dans un intervalle de temps excédant certainement 5 MA.

L'expression "Couche de passage au Flysch" est donc très significative sur un plan descriptif ou pour caractériser la fondamentale continuité de la sédimentation entre le moment où règne partout la sédimentation calcaire et celui où règnera partout la sédimentation arénacée. On ne peut cependant lui accorder, même dans de petits secteurs, la moindre signification chronologique. Son maniement est donc très délicat à l'échelle de l'ensemble de la région examinée ; il est plus commode de particulariser le type de sédimentation au cours de périodes situées de part et d'autre de la limite Crétacé-Paléocène.

- A la fin du Crétacé (Maastrichtien p.p.), il n'existe nul dépôt arénacé dans les régions adjacentes orientales ; les affleurements pindiques les plus orientaux témoignent soit d'une sédimentation uniquement calcaire, soit calcaire et pélitique, soit d'une sédimentation calcaire coupée de dépôts gréseux, lesquels demeurent dans chaque secteur transversal considéré moins abondants qu'ils ne sont dans des localités plus occidentales ; enfin, les affleurements les plus occidentaux connus (localités "G" et 14) proches du front de la nappe, paraissent dépourvus de sédiments détritiques.

- Au Paléocène, il existe également soit dans les régions adjacentes orientales, soit dans les affleurements pindiques les plus orientaux, une à plusieurs dizaines de m de sédiments, ordinairement pélitiques, dépourvus de passées gréseuses ; les affleurements plus occidentaux montrent ordinairement une nette dominance des sédiments gréseux dès le début de cette période, à l'exception des affleurements situés près du front de la nappe, où les calcaires dominent encore.

L'apparition des grès et l'installation du Flysch sont donc plus précoces au long d'une bande allongée parallèlement au front de la nappe pindique, mais s'en écartant aux extrémités N et S de la région étudiée.

Cette bande -aux limites sans doute diffuses et évidemment rétrécie en largeur par les effets de la tectonique- représenterait l'axe d'un dispositif de part et d'autre duquel les premiers sédiments gréseux et le Flysch sont plus tardifs (fig. 120).

L'image résultant est celle d'une dépression relative ayant occupé une partie médiane du bassin pindique, où les sédiments arénacés auraient été préférentiellement accumulés.

Fig. 120. - Représentation schématique de l'ensemble des séquences observées aux alentours de la limite Crétacé-Paléocène dans le domaine pindique et dans les régions adjacentes orientales en Grèce continentale et en Péloponnèse du N (situation fig. 117).

Légende - a : calcaires néritiques ; b : calcaires bréchiques ; c : calcaires pélagiques (parfois gréseux) ; d : calcaires argileux et marnes ; e : pélites ; f : grès (base des alternances gréso-pélitiques de type Flysch).

Colonne B, d'après Courtin (1979) ; colonne Th, d'après Jaeger (1979) ; colonne G, d'après Caron (1975) ; colonne K, d'après Celet (1982, p. 299) ; les colonnes numérotées sont présentées figures 118 et 119.

On a mis en évidence une bande longitudinale au long de laquelle (localités 2-8-10-13), pour chaque secteur transversal, les grès sont plus abondants (parfois clairement plus précoces) et les calcaires pélagiques paléocènes sont moins abondants que dans les régions situées à l'E et à l'W.

La simple comparaison des secteurs transverses extrêmes permet de préciser l'image. Au N (Pinde méridional), les localités où les grès sont dominants dès le Maastrichtien et où le Flysch est installé dès la limite Crétacé-Paléocène sont nombreuses. Au S (Péloponnèse septentrional, les grès d'âge maastrichtien sont exceptionnels et les calcaires sont partout au moins notables dans les séquences paléocènes. C'est donc que pour des régions situées de manière comparable dans le domaine pindique, les apports de particules arénacées ont été plus tardifs et moins abondants au S qu'au N du dispositif.

B) SIGNIFICATION DES COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH

La bathymétrie du bassin n'a probablement pas changé par rapport à ce qu'elle était au moment du dépôt des Calcaires en plaquettes. La présence de quelques Ammonites et de restes de poissons, qui pourrait en principe témoigner d'un passage des fonds au-dessus de l'ACD n'est peut-être pas significative, le débit en plaquettes des calcaires pouvant être seul à l'origine de leur découverte.

L'hétérochronie prononcée du terme indique que l'invasion du domaine pindique par les détritiques arénacés s'est produite de manière très progressive. Le bassin demeurant une dépression relative par rapport aux domaines environnants, se comporte comme un réceptacle passif où s'épanchent les particules d'origine étrangère, selon les particularités morphologiques des fonds et en fonction de la situation de la (des) source(s) du matériel.

Le fait que les régions adjacentes, à l'E comme à l'W, ou même que les domaines excentriques du bassin ne soient envahis que tardivement par rapport à la bande médiane signale que les détritiques ne sont pas épanchés en masse au travers de ces régions à partir des zones alimentatrices vers la dépression pindique.

Quelle que soit la patrie alimentatrice et quel que soit le processus de transit, la répartition des éléments arénacés dans la dépression est donc fondamentalement longitudinale, parallèle dans ses grands traits à l'axe de la dépression. Et ce mode de répartition ne peut être le simple effet de l'existence de la plate-forme Parnassienne, au moins là où elle est connue ; si l'alimentation longitudinale du domaine pindique est nécessaire à cette latitude, on distingue bien que c'est le même type de répartition qui se manifeste à des latitudes plus septentrionales ou plus méridionales.

L'apparition de plus en plus tardive et discrète de ces sédiments vers le S suggère que ce soit, pour le tronçon considéré, vers le N que se situe la source des apports. Mais ni l'origine, ni le processus depuis cette (ces) source(s) ne sont ainsi identifiés.

Vers l'extérieur, aucune source potentielle n'est connue. On ne connaît pas dans les zones externes de mouvements anté-éocènes d'ampleur assez considérable pour avoir porté à l'érosion un socle susceptible de fournir les matériaux arénacés ; si la zone de Gavrovo-Tripolitza connaît une notable modification de son comportement au Crétacé terminal-Paléocène, sa signification d'ensemble n'est nullement changée.

Vers l'intérieur, les sources potentielles sont difficiles à localiser (le dispositif maastrichtien fut repris plusieurs fois au Tertiaire), mais des formations détritiques d'âge crétacé supérieur (Macédoine : Mercier, 1960 ; Othrys : Ferrière, 1976) en attestent l'existence. On admettra donc, comme plus vraisemblable, une origine interne des matériaux détritiques atteignant le bassin pindique.

La manière dont ces matériaux ont pu transiter depuis les zones alimentatrices vers le bassin pindique reste l'objet de suppositions. De multiples canyons transverses peuvent avoir joué le rôle d'émissaire, comme une source unique peut être à l'origine des détritiques par la suite épanchés au long de l'axe du bassin.

A l'échelle du tronçon considéré ici, la vraisemblance d'une théorie admettant de multiples émissaires latéraux paraît faible : on se trouve bien dans une région où les sédiments arénacés sont plus précoces et masquent complètement la sédimentation calcaire avant la fin du Maastrichtien au N, alors que cette sédimentation calcaire reste dominante jusqu'à la base du Paléocène au moins vers le S. C'est-à-dire que la présence d'un seul émissaire au N de la région considérée paraît pouvoir expliquer la répartition des sédiments.

On ne peut évidemment pas localiser cette éventuelle unique source. On jugerait qu'elle puisse se situer entre le Pinde méridional de Grèce et l'extrême S de la Yougoslavie, où les unités représentatives du sillon de Budva seraient, selon Cadet (1976); caractérisées par un Flysch apparaissant au sommet du Maastrichtien, mais essentiellement pélitique et pratiquement démunie de grès dans ses niveaux paléocènes.

On notera enfin que les migrations de particules détritiques dans un dispositif topographiquement complexe ainsi évoquées ne sont nullement incompatibles avec des données actuelles; ainsi Blanchet (1977, p. 55) note qu'en Mer du Japon "le moment de l'arrivée des apports terrigènes en un point donné est fonction de la morphologie du fond". Le mode d'approche utilisé ici (voir aussi Fleury, 1971 a), relativement original, est favorisé par l'existence d'un repère chronologique très exceptionnel; ses résultats rejoignent ceux qui ont pu être proposés à partir d'étude des paléocourants (voir Rupke, 1978, p. 403).

VI. - TERME 6 : FLYSCH

Le "Macigno", considéré comme d'âge crétacé par Neumayr (1880) fut daté de l'Eocène par Philippson (1895). Ce qui fut confirmé et précisé par Renz en plusieurs occasions; cet auteur signale en 1955 la continuité de la sédimentation au passage calcaires-Flysch et admet l'âge oligocène de ses niveaux les plus récents, sur la foi de la présence de *Orthophragmina stellata*; cette conclusion est manifestement erronée, le fossile ne dépassant pas l'Eocène supérieur. Les datations obtenues par la suite devaient confirmer que le Flysch ne s'est pas déposé après l'Eocène supérieur.

A) LES AFFLEUREMENTS CONNUS

Je n'ai pas étudié ce terme; je procéderai à une rapide analyse des données bibliographiques, du N vers le S.

1) LE FLYSCH DU PINDE SEPTENTRIONAL

Le Flysch est ici décollé de son substrat et se trouve directement au front de la nappe pindique, au contact du Flysch ou des séries carbonatées de la zone Ionienne interne.

Brunn (1956), Desprairies (1977) et Lorscheid (1979) ont examiné les affleurements situés près du front de la nappe, dans la région de Metsovo (voir fig. 117).

La succession établie par Brunn a été confirmée par les études plus récentes; je la rappellerai succinctement (on trouvera une colonne due à Desprairies, *in* Dercourt et coll., 1977, p. 24) des couches les plus anciennes aux plus récentes, en utilisant les descriptions de Desprairies:

- Flysch rouge (150 m et plus ?): pélites carbonatées rouges et/ou vertes, intercalées de calcaires argileux (à la base) et de grès;
- Flysch grésopélitique (ou grésopélitique inférieur) (150 m);
- Flysch gréseux (300 m);
- Flysch terminal (500 m) dans lequel Desprairies distingue:
 - Flysch grésopélitique supérieur (250 m);
 - Flysch pélitique (150 m);
 - Flysch conglomératique et wildflysch (100 m) constitué de gros olistolithes calcaires, de paquets de roches vertes et de Radiolarites, emballés dans des argilites rouges et vertes.

On notera que les Couches de passage au Flysch n'affleurent pas dans cette région; le Flysch rouge serait d'âge yprésien et l'essentiel du Flysch serait d'âge éocène moyen et supérieur. Desprairies (1977, p. 116) cite des faunes de Nummulites récoltées dans le Flysch terminal, où l'on remarque la présence de *N. fabianii*.

La puissance du Flysch serait comprise ici entre 1 000 et 1 500 m.

2) LE FLYSCH DU SYNCLINAL DU PINDE ORIENTAL (AU NIVEAU DU PINDE MERIDIONAL)

Une coupe continue a été étudiée par Lecanu (1976), à l'E du massif de Triggia (localité T, fig. 117) ; la succession suivante a été observée, au-dessus des Couches de passage au Flysch :

- Ensemble gréseux inférieur (150 m), localement daté de l'Eocène inférieur (*Gr. formosa* et *Gr. marginodentata*, déterminées par G. Glaçon) ;
- Ensemble gréso-marneux inférieur (350 m) ;
- Ensemble gréseux médian (300 m) ;
- Ensemble gréso-marneux médian (150 m) ;
- Ensemble gréseux supérieur (220 m) ;
- Ensemble gréso-marneux supérieur (100 m) ;
- Formation conglomératique, polygénique (roches vertes, jaspes, calcaires) et hétérométrique, daté par de nombreuses Nummulites (déterminées par A. Blondeau) du Lutétien terminal pour les plus récentes.

Les datations confirment celles qui furent proposées par Aubouin (1959) ; la puissance du Flysch serait ici également comprise entre 1 000 et 1 500 m.

3) LE FLYSCH DU SYNCLINORIUM DU PINDE ORIENTAL D'ETOLIE

Les larges affleurements situés à l'E de la région de Karpénission-Frangista (feuilles n° 189-190, fig. 117) ont été étudiés par Koch et Nicolaus (1969). Les auteurs établissent la succession suivante, de bas en haut :

- Basal greywackes (200 m) ;
- Claystone (100 m) ;
- Thick-bedded greywackes alternating with thinbedded clay - and siltstone (2 000 m au moins) ;
- Claystone and thick-bedded greywackes (\approx 1 000 m) ;
- Clay - and siltstone with greywacke horizons (\approx 500 m) ;
- Clay - and siltstone with sporadic greywacke horizons (\approx 500 m).

Signalons que la troisième division renferme des olistolithes constitués parfois par de grands blocs de calcaires néritiques. Beck (1975) a ainsi distingué sous le nom de "Formation de Kerassia-Milia" (voir fig. 117, bande soulignée par un quadrillage entre les localités 7 et 8) un Flysch riche en olistolithes de roches vertes de provenance vraisemblablement interne ("sub-pélagonienne") qui témoignerait de la tectogenèse des zones internes alors que le Flysch pindique continuait à se déposer (voir Beck, 1980).

Les datations proposées, du Paléocène à l'Eocène supérieur ne sont pas appuyées par des listes de faunes. La puissance de l'ensemble dépasserait 4 000 m.

4) LE FLYSCH DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL

Le Flysch est ici peu puissant (200 à 300 m, selon Dercourt, 1964) et, à la suite d'érosions récentes, certainement très incomplet. Le Paléocène seul est daté, près de la base du Flysch.

B) CONCLUSIONS

1) SUR L'AGE DU FLYSCH

On a dit précédemment que la base du Flysch était hétérochrone dans la région considérée. Installé dès le Maastrichtien (terminal) vers le N (Pinde méridional), il ne se développe qu'à proximité de la limite Crétacé-Paléocène dans le S de la Grèce continentale

et qu'au cours du Paléocène en Péloponnèse septentrional, en des régions situées sensiblement au long d'une bande allongée parallèlement au front de la nappe pindique. De part et d'autre de cette bande, le Flysch s'installe plus tardivement, au cours ou à la fin du Paléocène.

Même lorsque dominant les alternances grés-pélitiques du Flysch, des calcaires riches en plancton et dépourvus de particules détritiques se déposent sporadiquement presque partout.

J'ai observé des passées de ce type en de très diverses localités, dont je citerai quelques exemples :

- Dans le Pinde méridional, au bord oriental du système plissé de Karava (extrémité E du tronçon B de la coupe située fig. 91), plusieurs passées calcaires sont interstratifiées dans la masse du Flysch. L'une d'elles a livré *Gr. pseudomenardii* ; elle se situe probablement à plus d'une centaine de m de la base du Flysch, ce que des lacunes d'observations ne permettent cependant pas de contrôler. Rappelons la datation de l'Eocène inférieur en un niveau situé à près de 150 m de la base du Flysch (Lecanu, 1976, p. 57).

- Dans le secteur de Karpénission-Frangista, vers l'E, quelques récurrences calcaires existent ordinairement dans les 2 ou 3 premières dizaines de m de la base du Flysch. Une passée datée par *Gr. pseudomenardii* se trouve un peu plus éloignée de la base du Flysch ; elle apparaît très constante dans la région et j'ai pu préciser localement (Fleury, 1968) sa position à 70 m au-dessus de la limite Crétacé-Paléocène coïncidant avec la base du Flysch. De telles passées sont manifestement plus rares vers l'W (territoire de la feuille Frangista) mais celle qui est datée par *Gr. pseudomenardii* a été observée près de Frangista.

- Dans le Pinde d'Etolie, aux alentours des localités 9 et 10 (fig. 117) au moins, et également vers le front de la nappe, la première centaine de m du Flysch m'est apparue riche en passées calcaires, nombreuses et parfois épaisses (jusqu'à 4 m). Je figure (pl. X, 6 à 9) des exemplaires de *Gr. pseudomenardii* provenant de l'une de ces passées, proche de la localité 10 (fig. 117), où cependant des complexités structurales ne permettent pas d'apprécier l'épaisseur de sédiments qui la sépare des Couches de passage au Flysch. Je figure (pl. X, 10 à 13) des spécimens de *Gr. marginodentata* accompagnant *Gr. pseudomenardii* dans une passée calcaire proche de la localité 9 (fig. 117), tout aussi imprécisément située dans la succession des couches.

Il paraît très vraisemblable que la base du Flysch soit dans ces régions notablement plus riche en passées calcaires à faunes planctoniques que les régions plus septentrionales.

- En Péloponnèse septentrional, les Couches de passage au Flysch comprennent ordinairement l'horizon à *Gr. pseudomenardii* qui est fréquemment identifié.

En conclusion, le Paléocène -et particulièrement le Paléocène supérieur- peut être partout daté de manière sûre par les faunes planctoniques.

Pour les périodes plus récentes, les datations sont plus incertaines dans la mesure où les Foraminifères benthoniques compris dans les grès peuvent être remaniés. La répétition d'observations comparables montre cependant que l'Eocène supérieur représente très vraisemblablement la période qui vit la fin du dépôt du Flysch. On sait d'ailleurs que les sédiments d'âge oligocène du sillon méso-hellénique recouvriront ce Flysch en discordance.

2) SUR LA SIGNIFICATION DU FLYSCH

Les estimations de la puissance du Flysch au N de Karpénission (Pinde septentrional et Pinde méridional) et à l'E de cette localité sont peu concordantes. On conçoit mal que sur une distance de 100 km, l'épaisseur de l'ensemble passe de 1 000-1 500 m à 4 000 m. Les estimations effectuées vers le N sont pourtant toutes du même ordre de grandeur et si celles de la région située à l'E de Karpénission sont sans doute rendues délicates en raison des complications structurales, leur importance ne paraît pas incompatible avec la taille des affleurements de Flysch observables de part et d'autre de la haute vallée du Sperkhios, entre Lamia et Karpénission. On ne saurait donc trancher entre ces différentes estimations et entre les conceptions sur le fonctionnement du bassin qui en découlent. Une puissance de 1 000 m est compatible avec un simple remplissage du bassin, qui conserverait le rôle de réceptacle passif qui fut le sien au moment de l'irruption des premiers sédiments détritiques ; une puissance de 4 000 m implique certainement un jeu subsident du bassin.

Mais peut-être ne compare-t-on pas des domaines comparables. Il est en effet possible que le Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie corresponde à un domaine plus interne que celui que représente le Synclinal du Pinde oriental. Il serait possible dans ces conditions qu'une subsidence plus accentuée (et plus précoce) du domaine le plus interne ait permis le dépôt de sédiments sous des puissances notablement plus considérables que dans des régions plus externes.

Cette hypothèse sera développée par la suite et on dira que si elle ne peut être pour l'instant testée, son intégration dans le schéma d'évolution de l'ensemble du dispositif hellénidique est possible.

Quoi qu'il en soit, il apparaît que le Paléocène représente une période pendant laquelle le domaine pindique, au moins dans sa partie occidentale (celle où l'on observe le substratum du Flysch) ne semble pas avoir connu une modification de son comportement antérieur. Les régions bordières ne sont toujours pas -où ne sont que tardivement, au cours de cette période- envahies par les sédiments arénacés et des calcaires à plancton continuent de se déposer sporadiquement dans le bassin. C'est-à-dire que le mode d'alimentation du bassin est comparable à celui qui régna lors du dépôt des Couches de passage au Flysch. Les taux d'accumulation des sédiments restent faibles : par exemple les 70 m de grès et pélites compris entre la limite Crétacé-Paléocène et la zone à *Gr. pseudomenardi* de la région de Karpénission, déposés pendant une période de 7 MA signale un taux de 10 m/MA, tout à fait comparable à celui des Calcaires en plaquettes ; il semble en être approximativement de même partout où l'on a identifié le Paléocène supérieur.

La période correspondant à l'Eocène inférieur est de signification plus douteuse, dans la mesure où elle est mal identifiée. Les pélites rouges du "Flysch rouge" du Pinde septentrional, d'âge yprésien pourraient témoigner en faveur d'un rattachement de cette période à la précédente.

C'est certainement au cours de l'Eocène inférieur terminal ou de l'Eocène moyen que se situe un tournant décisif de l'histoire du bassin. C'est au cours de cette période et à l'Eocène supérieur que vont se produire les plus grandes accumulations. Il n'est alors plus possible d'envisager que l'essentiel des particules détritiques se propage au long de l'axe du bassin. Toutes les zones plus internes sont alors recouvertes par les Flyschs (ou affectées par la tectorogenèse) et les olistolithes du Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie témoignent que les apports directement orientaux sont parfaitement possibles.

Ces conclusions rejoignent celles de Desprairies (1977, p. 129), qui note que les séquences du "Flysch inférieur" (Flysch rouge d'âge yprésien) témoignent d'un bassin de faible mobilité alors que le "Flysch supérieur" témoigne d'une mobilité accentuée du bassin et d'un changement dans les sources d'alimentation.

En conclusion, le bassin pindique aurait continué de jouer le rôle de réceptacle passif jusqu'au cours de l'Eocène inférieur (ou Eocène moyen p.p.) ; par la suite, alors que la production d'éléments détritiques augmentait, que les sources se diversifiaient, et que les apports directement latéraux prédominaient, l'activité du bassin serait devenue considérable. On peut admettre que cette activité soit liée à un jeu subsident du bassin permettant de grandes accumulations sédimentaires.

Il reste que la migration du domaine actif et subsident de l'intérieur vers l'extérieur du bassin demeure une éventualité vraisemblable au regard de l'évolution de l'ensemble du dispositif hellénidique (voir Cinquième Partie) mais nullement prouvée dans l'état des connaissances.

CHAPITRE IV : ESSAI SUR L'ÉVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN PINDIQUE ET DE SES MARGES

I. - LA CONSTITUTION DES SÉRIES OBSERVABLES À L'E DES AFFLEUREMENTS PINDIQUES

On a précédemment tenté de caractériser les séries marquant les relations du bassin pindique avec sa marge occidentale ; la préservation de témoins au front de la nappe pindique et une relative continuité des affleurements rendent la démarche assez sûre et impliquent un minimum d'hypothèses. Il n'en est pas de même du côté de la marge orientale du bassin où de larges affleurements de Flysch (ou l'absence des couches antérieures au Crétacé supérieur dans la Table d'Arcadie) créent une discontinuité d'observation.

Un essai d'interprétation de l'histoire du bassin pindique ne peut cependant pas être tenté en faisant abstraction des domaines bordiers orientaux ; on examinera les diverses séries actuellement situées à l'E des affleurements pindiques (fig. 121) et, recherchant ce qui les lie au bassin pindique, on tentera une hypothèse sur l'organisation du dispositif paléogéographique d'origine et sur son évolution.

A) EN GRECE CONTINENTALE, AU N DU SPERKHIOS

1) LES SÉRIES DE TYPE KOSIAKAS ET THIMIAMA

La distinction de ces deux ensembles est due à Aubouin (1959), qui montrait que, chevauchant le Flysch du Synclinal du Pinde oriental, la série du Thimiama constituée de calcaires d'âge éocrétacé terminal-éocrétacé était chevauchée par la série du Kosiakas, comprenant des calcaires bréchiqes à graveleux et des Radiolarites, d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur. De nouvelles études ont précisé ces données et des équivalents ont été reconnus au S des massifs qui donnent leurs noms à ces séries (fig. 122).

a) La série du Kosiakas

Le Trias supérieur fut découvert par Ferrière (1974 a) qui signalait dans les unités occidentales (Glykomilia, fig. 122) une alternance de calcaires fins ou bréchiqes et de calcaires à Algues et Involutines, d'âge norien ; les unités orientales (Vitouma) présentent des calcaires fins, parfois à "filaments" ayant livré des Conodontes du Norien. Plus au S, entre Pili et Mouzaki, Jaeger (1979-1980) a observé des calcaires à silex et Halobies attribuables au Trias supérieur.

Le Jurassique est constitué de calcaires graveleux à oolitiques et de Radiolarites. Les plus fréquents fossiles (Trocholines et *Protopenneroplis striata*) ne permettent pas de très précises attributions chronologiques, mais selon Jaeger, les faciès radiolaritiques apparaîtraient au Dogger et seraient largement dominants au cours du Malm, ce qui rejoint les conclusions de Scandone et Radoicic (1974).

Jaeger signale en outre des "calcaires conglomératiques à éléments du cortège ophiolitique et de Radiolarites", remaniant des calcaires d'âge valanginien.

Courtin (1979), plus au S (entre Daphnosplia et Sperkhios, fig. 122), a également observé de petites unités de type Kosiakas, où seul le Dogger-Malm est daté (Trocholines et *P. striata*) dans des calcaires graveleux et oolitiques surmontés de Radiolarites.

b) La série du Thimiama

Aubouin et Bonneau (1977), Jaeger et Chotin (1978) montrèrent l'existence d'une formation détritique éocrétacée située entre les unités du Thimiama et du Kosiakas.

Papanikolaou et Sidéris (1979), Jaeger (1979-1980) découvrirent le passage continu de la formation détritique aux Calcaires du Thimiama, eux-mêmes surmontés normalement d'un ensemble calcaro-pélitique rouge paléocène-éocène inférieur, puis d'un Flysch.

La série du Thimiama serait donc ainsi constituée :

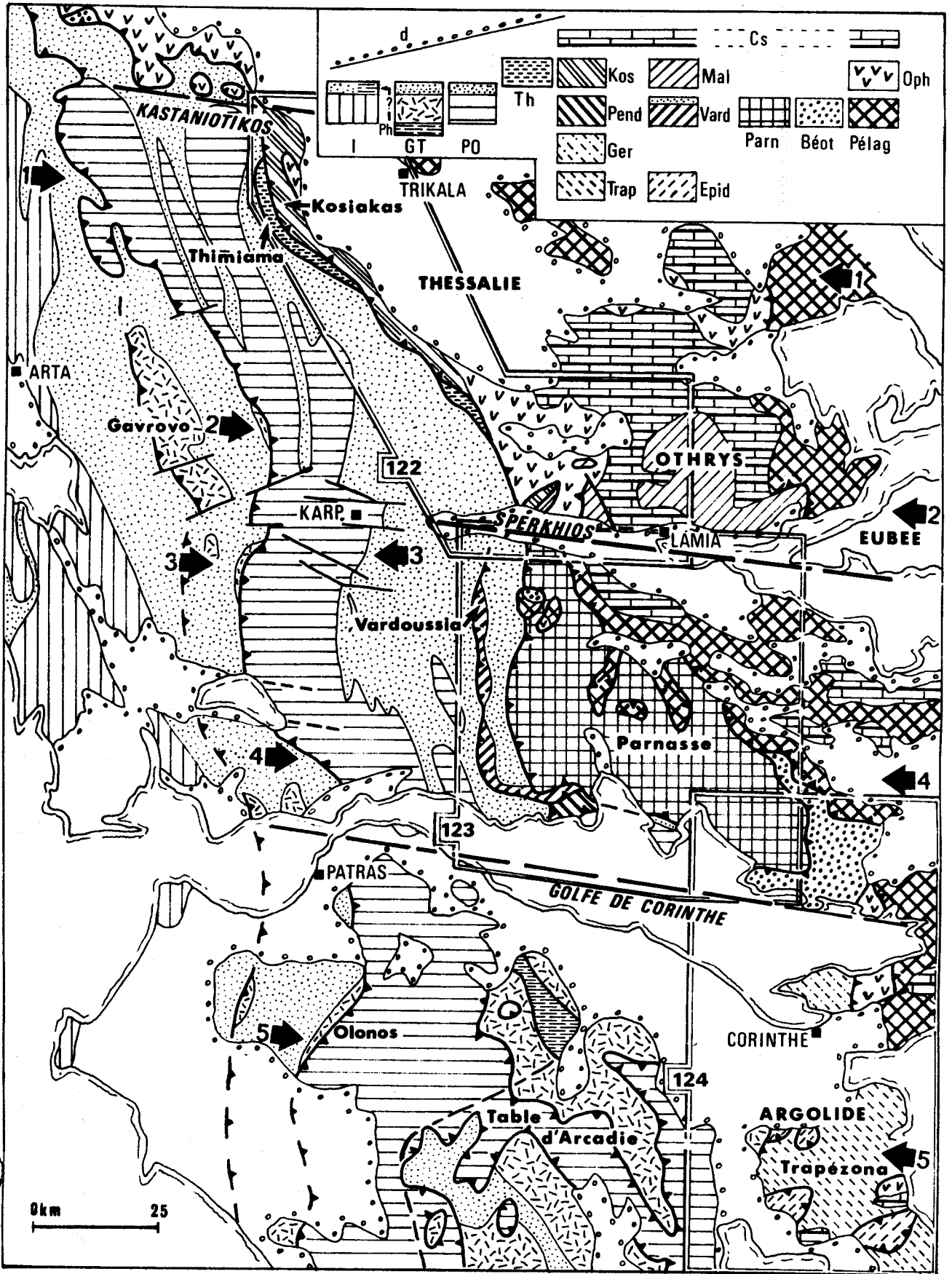


Fig. 121. -

- une série flyschoïde d'une puissance d'environ 250 m, comprenant des "pélites à blocs", des alternances calcaro-pélimitiques (grès et conglomérats peu abondants) puis des alternances gréso-pélimitiques ; le Tithonique supérieur près de sa base, l'Albien près de son sommet, marquent les bornes actuellement connues de l'âge de cet ensemble ;
- les Calcaires du Thimiama, pélagiques, mais renfermant des lits conglomératiques à éléments de roches vertes et de Radiolarites ; seul le Maastrichtien s'y trouve daté ;
- un ensemble calcaro-pélimitique rouge d'âge paléocène à éocène inférieur ;
- un Flysch dont on ne connaît que quelques m de grès grossiers à fragments de Radiolarites et de roches vertes (Papanikolaou et Sidéris).

Vers le S, entre Daphnospilia et Sperkhios, Courtin (1979) a identifié dans les petites unités chevauchant le Flysch pindique, des séries tout à fait comparables à celle du Thimiama. Un ensemble arénacé d'âge tithonique à albien (développé jusqu'au cours du Sénonien inférieur - Smokovon) précède l'installation de faciès carbonatés pélagiques riches en brèches (débris de Rudistes, éléments de Radiolarites et roches d'affinités ophiolitiques), d'âge crétacé supérieur, surmonté de pélites calcareuses et détritiques rouges d'âge paléocène, puis d'un Flysch.

2) LES SERIES MALIAQUES

En position plus orientale, les séries Maliaques affleurent sur une largeur considérable (voir fig. 121) mais semblent limitées à l'Othrys.

Pour s'en tenir à la plus caractéristique des séries décrites par Ferrière (1974 b), dite de Loggiston, on rappellera la succession suivante, de bas en haut (fig. 122) :

- un ensemble volcano-sédimentaire constitué de Radiolarites, de calcaires siliceux et de roches éruptives basiques se présentant le plus souvent en pillow-lavas ;
- des calcaires, parfois à silex, micrograveleux ou à "filaments" (20 à 40 m), d'âge norien ;
- des pélites siliceuses rouges (100 à 150 m) renfermant quelques bancs de calcarenites à silex, non datées ;
- tectoniquement superposés (voir Ferrière, 1979, fig. 2, IV a), des péridotites et gabbros, puis des pillow-lavas et Radiolarites associées.

Vers l'E, la série de Garméni traduit une évolution de faciès, montrant au-dessus du Permien schisto-gréseux, le Werfénien et l'Anisien représentés par des calcaires oolitiques et microbréchiques, un ensemble volcano-sédimentaire, le Norien à Dogger représenté par des calcaires à silex parfois bréchiques, puis le Malm, de même faciès intercalé de pélites siliceuses rouges et de jaspes, puis des Radiolarites et une série terminale chaotique à éléments volcaniques ("mélange").

Fig. 121. - Schéma structural d'une partie de la Grèce continentale et du Péloponnèse.

On a encadré les trois régions détaillées sur les figures 122, 123 et 124. Les couples de flèches portant les numéros 1 à 5 situent les lignes de coupes apparaissant sur les figures 126 à 132.

Légende - I : Zone Ionienne ; GT : Zone de Gavrovo-Tripolitza (Ph : Phyllades constituant soit le substratum des carbonates de cette zone, soit le Flysch de la zone Ionienne, probablement en partie les deux) ; PO : Série du Pinde-Olonos (le domaine de la Table d'Arcadie est individualisé) ; Th : Série du Thimiama ; Kos : Série du Kosiakas (et de Trilofon - voir fig. 122) ; Pend : Série de Pendéoria ; Ger : Série des Monts Gérénées ; Trap : Série du Trapézona ; Mal : Séries Maliaques ; Vard : Série du Vardoussia ; Epid : Série d'Epidauré ; Parn : Série du Parnasse ; Béot : Série Béotienne ; Pelag : Série Pélagonienne ; Oph : Ophiolites ; Cs : Crétacé supérieur discordant ; d : séries détritiques discordantes d'âge tertiaire ou quaternaire.

NB : La carte est tirée de documents dont l'origine est précisée dans la légende des figures 122, 123 et 124.

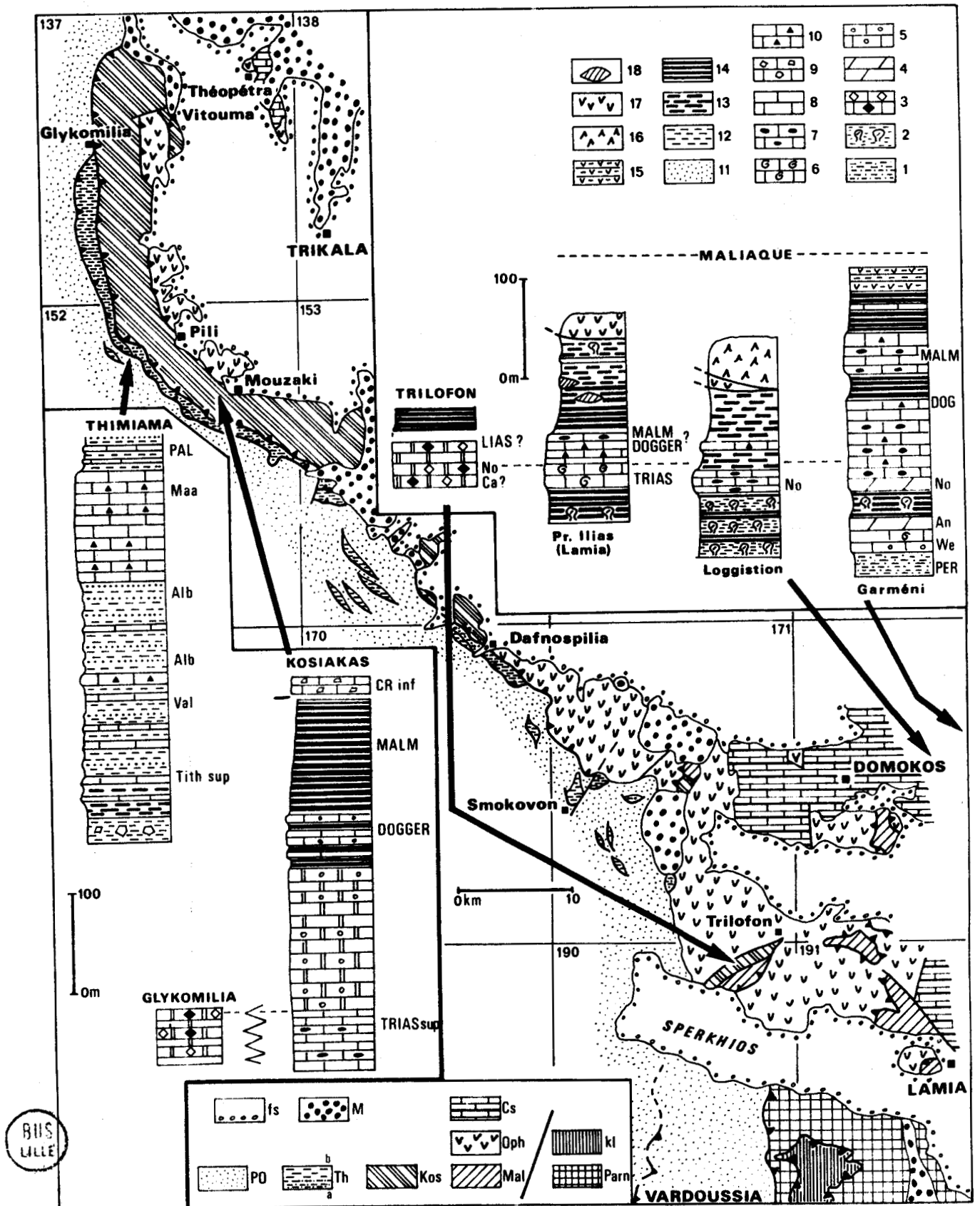


Fig. 122. -

Vers l'W, mais seulement en bordure S des affleurements (près de Lamia), Ferrière (1979) a individualisé une série dite du Profitis Ilias où, au-dessus d'un ensemble volcano-sédimentaire, un Ammonitico-rosso triasique est surmonté de calcaires bréchiques d'âge dogger-malm p.p. (présence de *P. striata*) puis de jaspes et pélites siliceuses. Plus à l'W encore, Courtin (1979) a mis en évidence, près de Trilophon, la présence de calcaires néritiques à Algues et Involutines du Trias supérieur (-Lias ?), vraisemblablement surmontés de Radiolarites.

Au total, ces séries d'âge triasico-jurassique, tectonisées avant le Crétacé supérieur (Ferrière, 1974 b), témoignent d'une paléogéographie complexe. Si l'on admet que les phases de structuration n'ont pas fondamentalement modifié le dispositif, les domaines les plus pélagiques auraient été compris, au Trias au moins, entre deux domaines néritiques (de type Pélagonien à l'E, de type "Trilophon" à l'W), ce qui reprend les conclusions de Courtin (1979, p. 56).

3) LES SERIES DISCORDANTES

La région de Théopétra (fig. 122) montre, en position éventuellement discordante sur les roches du complexe ophiolitique, quelques m de jaspes et calcaires à Radiolaires et Calpionelles (signalées par Albandakis et Kallergis, 1970) du Tithonique-Berriasien (Ardans, 1978), des brèches du Barrémo-Aptien (daté par des Orbitolines) puis des calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur. Le Maastrichtien voit la mise en place des premiers sédiments arénacés.

En Othrys (fig. 121), Ferrière (1974 b) met en évidence une discordance généralisée du Crétacé supérieur. Le Cénomaniens -et localement le Turonien- se trouvent représentés vers l'E par une série flyschöide ; le Sénonien-Maastrichtien correspond à un ensemble calcaire riche en mégabrèches. Vers l'W, les séries détritiques de base n'apparaissent pas ; le Sénonien-Maastrichtien est représenté par des calcaires à Rudistes, la base du Flysch est d'âge paléocène.

Ces faits évoquent précisément les observations de Pichon (1979) qui, plus au N, met en évidence la superposition de 2 discordances, l'une d'âge tithonique à berriasien, l'autre d'âge albien-cénomaniens.

Fig. 122. - Structure et constitution des séries bordant à l'E la nappe pindique, entre Kastaniotikos et Sperkhios.

- Esquisse structurale simplifiée d'après Celet et coll. (1978).

Légende - PO : Série du Pinde-Olonos (Flysch) ; Th : Série du Thimiama (a : détritique crétacé inférieur ; b : calcaires néocrétacés) ; Kos : Série du Kosiakas (et de Trilofon) ; Mal : Séries Maliaques ; Oph : Ophiolites ; Cs : Crétacé supérieur discordant ; Parn : Série du Parnasse ; kl ; klippes de matériel plus interne ; M : série du Bassin Albano-Thésalien ; fs : formations superficielles.

- Colonnes lithologiques simplifiées (Thimiama et Kosiakas d'après Jaeger, 1979-1980 ; Trias de Glykomilia d'après la description de Ferrière, 1974 a ; Série de Trilofon d'après Courtin, 1979, fig. 27 ; Séries Maliaques d'après Ferrière, 1979).

Légende - 1 : Permien schisto-gréseux ; 2 : Formation volcano-sédimentaire à pillow-lavas ; 3 à 10 : calcaires (3 : à Involutines -figuré sombre- et Algues, 4 : dolomitiques, 5 : graveleux et oolitiques, 6 : ammonitico-rosso, 7 : à silex, 8 : pélagiques, 9 : conglomératiques, 10 : bréchiques et microbréchiques) ; 11 : grès ; 12 : pélites ; 13 : pélites siliceuses ; 14 : Radiolarites ; 15 : série chaotique à éléments volcaniques ("mélange") ; 16 : pillow-lavas et Radiolarites associés ; 17 : péridotites et gabbros ; 18 : olistolites.

Datations - PER : Permien ; We : Werfénien ; An : Anisien ; Ca : Carnien ; No : Norien ; Tith ; Tithonique ; Val : Valanginien ; Alb : Albien ; CR : Crétacé ; Maa : Maastrichtien ; PAL : Paléocène.

4) VUE D'ENSEMBLE

Les propos suivants sont fondés sur le postulat que l'ensemble des séries précédemment évoquées furent déposées à l'W du domaine néritique pélagonien, ce qui paraît le mieux répondre aux données exprimées par Ferrière (1979), qui cependant ne s'estime pas en mesure d'exclure une origine ultrapélagonienne.

Dans cette optique, les séries Maliaques et les séries de type Kosiakas pourraient représenter les témoins d'un domaine sédimentaire structuré avant le Crétacé supérieur (et vraisemblablement à la fin du Jurassique ou au début du Crétacé) dont la bathymétrie ne serait cependant pas uniforme. Le domaine le plus pélagique (série de Loggiston) se trouverait en effet compris entre le domaine néritique pélagonien et le haut-fond du Trias (Glykomilia-Trilofon, voir supra), puis du Lias-Dogger (Kosiakas), qui le séparerait du domaine pindique.

L'option de Aubouin (1959), Papanikolaou et Sidéris (1979), Jaeger (1979-1980) selon laquelle les séries du Kosiakas et du Thimiama constitueraient un unique ensemble (tardivement diverticulé) n'influe en rien sur les reconstructions paléogéographiques au Trias-Jurassique ; ses conséquences ne portent que sur l'avancée plus ou moins importante qu'on peut attribuer au(x) front(s) tectorogénique(s) ultérieur(s).

Quelques traits d'une histoire commune à ces régions et au domaine pindique peuvent donc être dégagés.

a) Au Trias-Jurassique

La répartition des calcaires noriens est remarquable : un haut-fond néritique (Glykomilia-Trilophon) sépare deux domaines pélagiques.

La sédimentation radiolaritique serait initiée dans les deux bassins aux alentours de la limite Trias-Lias mais ne se maintiendrait qu'au coeur du bassin Maliaque (Loggiston), le bassin pindique voyant le rétablissement de la sédimentation calcaire au cours du Lias.

La sédimentation radiolaritique gagnerait l'ensemble des domaines au cours du Dogger et règnerait partout au cours du Malm, sauf aux bordures extrêmes opposées de l'étendue marine (Pinde-Olonos externe - Séries Maliaques orientales : Garméni-Chatala).

b) Au Jurassique terminal (?) - Crétacé

Les effets directs d'une première pulsion tectorogénique (fini-jurassique-éocrétacée) atteindraient la région Maliaque (et le Kosiakas, éventuellement). Les détritiques libérés, abondants dans les régions proximales, se trouvent soit discordants (Théopetra et éventuellement Thimiama), soit concordants (au sein de l'éventuelle série unique Kosiakas-Thimiama), plus discrètement dans les régions distales (Pinde-Olonos - voir fig. 105).

NB : Les éventualités envisagées sont fonction des divers types de relations qui peuvent être admis entre séries du Kosiakas et du Thimiama.

Une deuxième pulsion tectorogénique (fini-Crétacé inférieur) serait traduite par une recrudescence des apports arénacés dans le domaine du Thimiama et une nouvelle invasion par ceux-ci du bassin pindique (Premier Flysch).

Une stabilisation au cours du Crétacé supérieur induirait une homogénéisation des conditions de sédimentation sur l'ensemble des domaines, marquée par le dépôt de calcaires pélagiques ; des calcaires à Rudistes caractérisent cependant l'Othrys occidentale. Le bassin du Pinde-Olonos constitue une dépression relative, traduite par les modalités d'installation des premiers sédiments arénacés au cours du Maastrichtien-Paléocène (voir fig. 120).

B) EN GRECE CONTINENTALE, ENTRE SPERKHIOS ET GOLFE DE CORINTHE

Le trait dominant de cette région est constitué par le massif parnassien (fig. 123), bordé continuellement à l'W par les écailles du Vardoussia, lesquelles chevauchent soit directement le Flysch du Synclinal du Pinde oriental, soit au SW une série particulière, dite de Pendéoria. Le Massif porte des klippes de matériel béotien ou pélagonien.

1) LA SERIE DU PARNASSE

Je citerai principalement pour cette brève analyse les travaux de Celet (1962) et Clément (1979). La série est continuellement néritique depuis le Trias supérieur jusqu'au Sénonien. Trois horizons de bauxite s'y intercalent :

- horizon B 1 : situé entre le Dogger et le Malm (également connu dans les affleurements pélagoniens occidentaux) ;
- horizon B 2 : d'âge fini-jurassique ;
- horizon B 3 : situé entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.

Une sédimentation pélagique calcaire s'installe au Campanien-Maastrichtien ; le sommet de ces couches est localement enduit d'une croûte ferrugineuse et phosphatée (Celet, 1962, p. 296-297), sur laquelle reposent des pélites rouges paléocènes, auxquelles succède un Flysch.

2) LA SERIE DU VARDOUSSIA

Cette série paraît très variable dans le détail ; on en rappellera les grands traits, d'après Celet (1962, 1979) et Ardaens (1978).

Le Trias est très remarquable ; un ensemble volcano-sédimentaire (laves -basaltes et trachytes-, pyroclastites et blocs calcaires) s'y trouve compris entre un ensemble calcaro-pélitique (calcaires à "filaments", Radiolaires et silix) d'âge scythien supérieur et un Ammonitico-rosso d'âge anisien supérieur (Ardaens et coll., 1979). Le Ladinien est représenté par des calcaires siliceux au S de Lidorikion et par un ensemble périto-calcaire, renfermant parfois des débris arénacés au N de cette localité. Le Carnien et le Norien sont représentés par des calcaires à Radiolaires, parfois microbréchiques, dolomitiques au S de la chaîne.

Le Lias voit l'extension généralisée de brèches calcaires puis de calcaires oolitiques et graveleux qui se poursuivent au cours du Dogger. C'est probablement de cette période que date l'épisode d'intense activité de la bordure du Parnasse, traduite par des mégabrèches, étudiées en détail par Johns (1978).

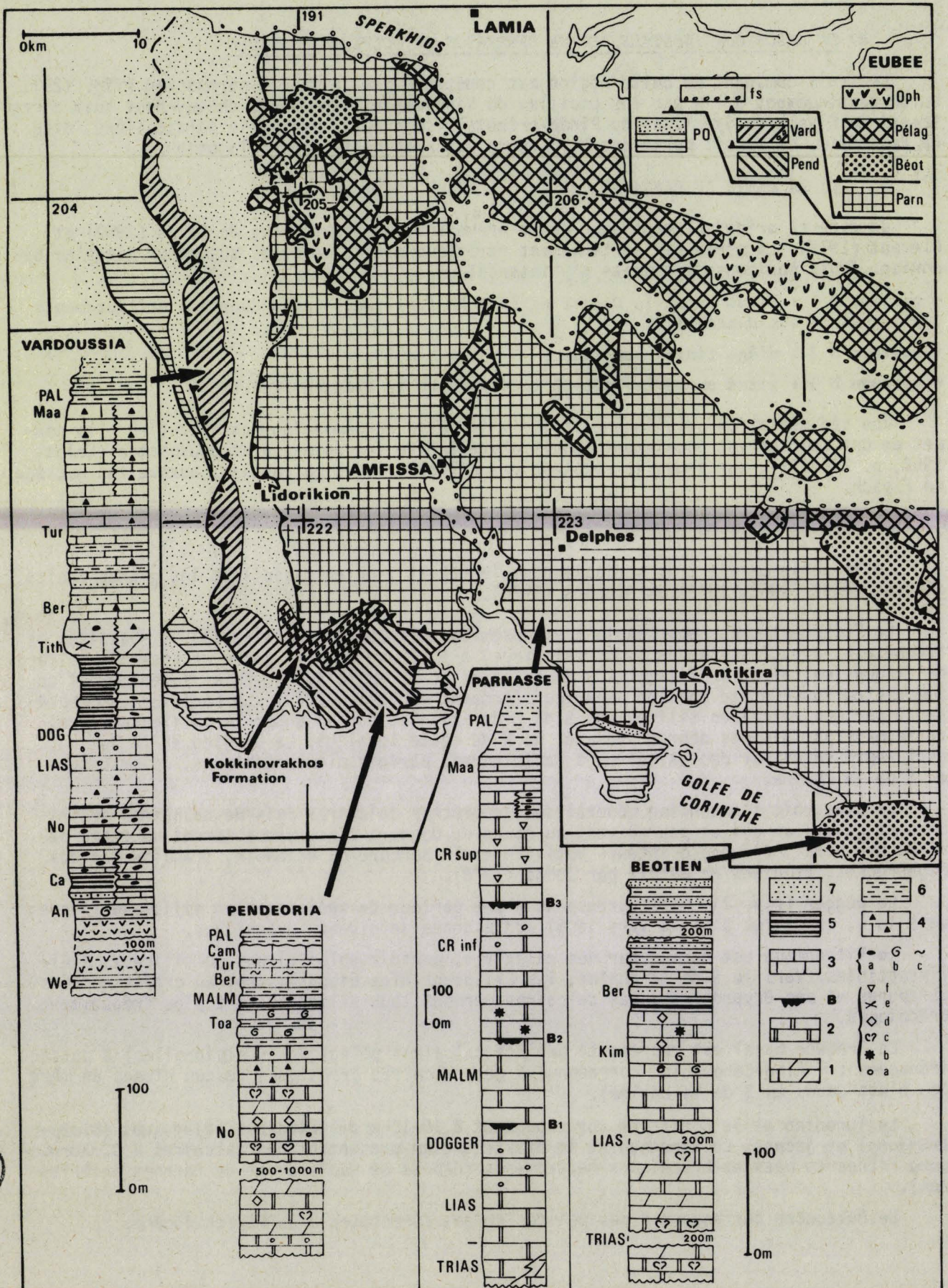
Le Dogger (p.p. ?)- Malm correspond à une période de sédimentation siliceuse (jaspes vers le N, calcaires à silix vers le S) additionnée de niveaux bréchiques.

Le Tithonique est marqué par des calcaires, parfois dolomitiques ou siliceux, à Ellipsactinies. Vers le S de la chaîne, les Ellipsactinies disparaissent au profit des Gastéropodes et des Bryozoaires, les calcaires perdent leur silice et sont plus fréquemment bréchiques.

Le Crétacé basal est représenté par des calcaires pélagiques (Calpionelles) à passées arénacées ; l'Albo-Cénomaniens correspond à des calcaires bréchiques (aucun niveau de même âge n'est connu au S de la chaîne).

Le Turonien et le Coniacien correspondent à 10-15 m de calcaires pélagiques (*Globotruncana*) et jaspes. Le Sénonien et le Maastrichtien présentent des calcaires à *Globotruncana* riches en passées bréchiques hétérogènes (débris de Rudistes et de couches antérieures).

Le Paléocène correspond à des pélites rouges surmontées d'un Flysch éocène.



BUS LILLE

Fig. 123

3) LA SERIE DE PENDEORIA

Il s'agit d'une petite unité chevauchée par la série du Vardoussia. On donnera un résumé des observations menées par Ardaens, 1978 et Johns, 1979 ("Zitoumi Formation") qui placent l'un et l'autre cet ensemble en position intermédiaire entre le Vardoussia et le bassin pindique.

Le Trias (seul le Norien est daté) est représenté par une épaisse série de carbonates néritiques (plus de 1 200 m, selon Johns) à Algues et Mégalodontes. Des brèches puis des calcaires oolitiques caractérisent le Lias inférieur et moyen.

Le Toarcien est représenté par un calcaire Ammonitico-rosso. Le Jurassique moyen et supérieur correspond à moins de 10 m de calcaires dolomitiques à silex, de jaspes et de pélites.

Le Crétacé correspond à moins de 15 m de calcaires pélagiques noduleux, à Radiolaires, datés du Berriasien à la base, du Turonien à Campanien. Le Maastrichtien ne semble pas représenté sous des pélites rouges paléocènes, surmontées d'un Flysch.

4) LA SERIE BEOTIENNE

On n'évoquera que la série Béotienne-type, telle qu'elle est connue immédiatement à l'E du massif parnassien, d'après Celet et Clément (1971), Celet et coll. (1976) et Clément (1979).

Des calcaires néritiques à Mégalodontes (dolomitiques dans leur partie inférieure), puissants de plusieurs centaines de m, représentent le Trias supérieur et le Jurassique p.p. Ils sont surmontés d'un calcaire à Ammonites d'âge oxfordien (20 m) puis de calcaires marneux à Madrépores (40 m) ou de calcaires à Algues (*in* Celet et coll., 1976, fig. 2).

Des Radiolarites (quelques m) précèdent une formation calcaro-pélimitique d'âge berriasien supérieur puis un ensemble gréso-pélimitique puissant de 200 m.

5) VUE D'ENSEMBLE

Au total, et en admettant que les effets de la tectonique n'ont pas fondamentalement modifié le dispositif paléogéographique, on peut distinguer 2 périodes.

Fig. 123. - Structure et constitution des séries bordant à l'E la nappe pindique, entre Sperkhios et Golfe de Corinthe.

- Esquisse structurale d'après Celet (1979).

Légende - PO: Série du Pindé-Olonos (série mésozoïque et Flysch) ; Pend : Série de Pendéoria ; Vard : Série du Vardoussia (et "Kokkinovrakhos Formation") ; Parn : Série du Parnasse ; Béot : Série Béotienne ; Pélag : Série Pélagonienne ; Oph : Ophiolites ; fs : formations superficielles.

- Colonne lithologiques simplifiées (Pendéoria et Vardoussia d'après Ardaens, 1978 ; Parnasse d'après Clément, 1979 ; Béotien d'après Celet et coll., 1976).

Légende - 1 : calcaires dolomitiques et dolomies ; 2 : calcaires néritiques (a : oolitiques et graveleux ; b : à Madrépores ; c : à Mégalodontes ; d : à Algues ; e : à Ellipsactinies ; f : à Rudistes) ; B : Bauxites ; 3 : calcaires pélagiques (a : à silex ; b : ammonitico-rosso ; c : noduleux) ; 4 : calcaires bréchiques et microbréchiques ; 5 : Radiolarites ; 6 : pélites ; 7 : grès.

Datations - We : Werfénien ; An : Anisien ; Ca : Carnien ; No : Norien ; Kim : Kimméridgien ; Tith : Tithonique ; Ber : Berriasien ; Tur : Turonien ; Maa : Maastrichtien ; CR : Crétacé ; PAL : Paléocène.

NB : La colonne de la série Béotienne correspond à une localité non portée sur cette esquisse, située entre Thèbes et Antikira sur la figure 124. Noter que l'échelle des hauteurs de la colonne du Parnasse est à une échelle différente des autres (épaisseurs d'après des indications orales de B. Clément).

a) Au Trias-Jurassique

Le massif parnassien apparaît lié au domaine pélagonien pendant tout ou partie de cette période : les faciès néritiques uniformément observés vers l'E comme l'horizon de bauxite B 1 semblent en témoigner ; c'est d'ailleurs la conclusion de Celet (1979, p. 731). Par ailleurs, le creusement du bassin récepteur du Flysch béotien est probablement postérieur au dépôt de l'horizon bauxitique B 2 si l'on suit les conclusions de Combes (1979) qui voit dans ce minerai un héritage direct de l'érosion des massifs ophiolitiques. En outre, Combes (1979) fournit, par l'étude détaillée des faciès, de précises raisons de croire que le bord méridional actuel du massif parnassien coïncide au Jurassique supérieur avec le domaine "externe" de la plate-forme (voir fig. 10, p. 50), c'est-à-dire sensiblement à un rebord de la plate-forme.

Vers l'W, le domaine du Vardoussia apparaît lié au Parnasse par les brèches qu'il recueille et l'irruption au Lias et au Tithonique de faciès apparemment néritiques. Mais ce domaine porte aussi le témoignage d'influences pélagiques au Trias supérieur, puis au Dogger (?) - Malm, de caractère pindique. On manque de données comparables à celles du Trias inférieur et moyen dans le domaine pindique mais on notera que c'est également à l'Anisien que dans l'Unité du Megdhovas commence à se développer un Ammonitico-rosso, au-dessus de roches effusives à tendance basaltique.

La série de Pendéoria représente un seuil, à la limite de l'émersion au Trias p.p. - Lias p.p., qui ne permet pas d'admettre que le domaine du Vardoussia ait pu être la marge du bassin pindique. On ne saurait dire si ce seuil suivait toute la bordure occidentale de la plate-forme parnassienne, encore que les différences de faciès notées entre le N et le S des séries du Vardoussia (la limite étant approximativement située au niveau de Lidorkion) puissent indiquer son amortissement ; mais il est possible que le découpage structural présente une certaine obliquité sur les zones de faciès et que des domaines relativement distaux par rapport au Parnasse soient représentés au N, alors que des domaines proximaux soient représentés au S.

b) Au Crétacé-Paléocène

Au Crétacé inférieur, le domaine parnassien se trouve certainement séparé du domaine pélagonien par la dépression où s'accumule le Flysch béotien. On sait que l'une des hypothèses retenues par Clément et coll. (1979) pour expliquer la présence de latérites dans une série flyschöide d'âge aptien-albien (en position allochtone au S du Parnasse - région d'Antikira) est que le sillon ait commencé alors d'être comblé. Pour le reste, la situation semble peu changée vers l'W, où le haut-fond de Pendéoria subsiste, caractérisé par une sédimentation pélagique condensée à l'écart des venues bréchiqes, encore abondantes dans le Vardoussia, qui recueille également au N des apports arénacés (au Néocomien).

Au début du Crétacé supérieur, une sédimentation néritique s'installe, en discordance dès le Cénomaniens dans le domaine pélagonien (voir Clément, 1979), en concordance sur l'horizon bauxitique B 3 dans le Parnasse, qui s'oppose encore à la sédimentation pélagique des domaines situés à l'W du Parnasse ; le domaine de Pendéoria reste caractérisé par une sédimentation très condensée et/ou lacunaire.

A la fin du Crétacé supérieur, correspond une homogénéisation des conditions de dépôt, toutes les zones présentant une sédimentation pélagique, remarquablement condensée et démunie de brèches dans le domaine de Pendéoria. Certaines des zones, nouvellement regagnées au domaine marin, fournissent alors l'essentiel des matériaux carbonatés accumulés sous forme de brèches dans le Vardoussia et le Pinde-Olonos : ces brèches sont riches en débris d'organismes benthoniques (Orbitoïdes...) qui ne peuvent provenir du domaine parnassien, alors siège d'une sédimentation pélagique.

Le Maastrichtien et la plus grande partie du Paléocène au moins témoignent d'une position basse du domaine strictement pindique, seul à recevoir des venues arénacées (voir fig. 120).

C) AU NE DU PELOPONNESE (ARGOLIDE OCCIDENTALE ET MONTS GERANEES)

La discontinuité des affleurements, due soit aux étendues marines, soit aux recouvrements superficiels, empêche ici d'observer l'ensemble des relations structurales (fig. 124). On examinera d'abord les affleurements d'Argolide où deux séries, affectées par une tectogenèse d'âge anté-crétacé supérieur, sont structurellement superposées ; on les comparera à la série affleurant dans les Monts Géranees (Péninsule de Pérachora).

1) LES SERIES D'ARGOLIDE OCCIDENTALE

On donnera une succincte description d'après les observations de Vrielynck (1978 a-b).

a) La série du Trapézona

Le Trias-Jurassique p.p. est représenté par des calcaires néritiques, puissants d'environ 600 m, où le Carnien et le Lias moyen sont datés ; les niveaux supérieurs de l'ensemble (Lias p.p.) passent vers le SE (à l'E d'Epidaure, fig. 124) à des calcaires à silex.

Le Toarcien (4 zones d'Ammonites, d'après Kottek) correspond à des calcaires rouges, noduleux, renfermant des Ammonites, à l'E d'Epidaure.

Une surface durcie pourrait séparer cet ensemble de calcaires rouges à Radiolaires ou de jaspes à Radiolaires (quelques m à quelques dizaines de m) d'âge tithonique à barrémien.

Un ensemble arénacé (calcaires détritiques et pélites), non daté, surmonte les Radiolaires.

Les variations de faciès au sein des séries calcaires indiqueraient le passage à un domaine pélagique situé à l'E.

NB : C'est au contact des calcaires néritiques de cette série que Bachman et Risch (1976) ont signalé un Flysch à éléments ophiolitiques d'âge crétacé inférieur (dit "éohellénique", Jacobshagen et coll., 1976), passant à des calcaires du Crétacé supérieur. La nature des relations de ce Flysch avec les calcaires néritiques proches ne semble cependant pas susceptible d'être affirmée (Vrielynck, 1978 a) et l'on ne peut pas être assuré que ce Flysch appartient à la série de Trapézona ; il ne semble d'ailleurs pas qu'à âge égal, sa coexistence avec les formations pélagiques précédemment citées soit possible.

b) La série d'Epidaure

Cette série est structurellement superposée à la précédente ; elle affleure à la périphérie du massif du Trapézona. On y connaît :

- un ensemble de roches pyroclastiques vertes (d'affinités dacitiques ou rhyodacitiques) ;
- des calcaires noduleux, renfermant parfois des Ammonites d'âge anisien supérieur à carnien supérieur ;
- des calcaires à silex (dolomitiques à leur base, passant parfois dans des niveaux anté-noriens à des jaspes), au sein desquels le Norien puis le Lias sont datés ;
- 20 m de pélites et calcaires noduleux rouges, d'âge indéterminé (post-toarcien ?) ;
- 20 m de jaspes ;
- 50 m (au minimum) d'une formation détritique non datée, comprenant des pélites et calcaires à débris de jaspes, serpentines et calcaires.

c) Les formations discordantes

Les calcaires du Crétacé supérieur sont discordants sur les formations précédentes et sur les Ophiolites. Vrielynck (1978 b) distingue vers l'E et le S du massif du Trapézona, des calcaires néritiques d'âge vraconnien (Decrouez, 1975) à turonien puis des calcaires pélagiques d'âge sénonien-maastrichtien (Formation de l'Akros) supportant un Flysch installé au Paléocène. Vers l'W, les calcaires pélagiques sont d'âge sénonien-maastrichtien, puis paléocène (Formation de Midhèa) et passent à un Flysch éocène.

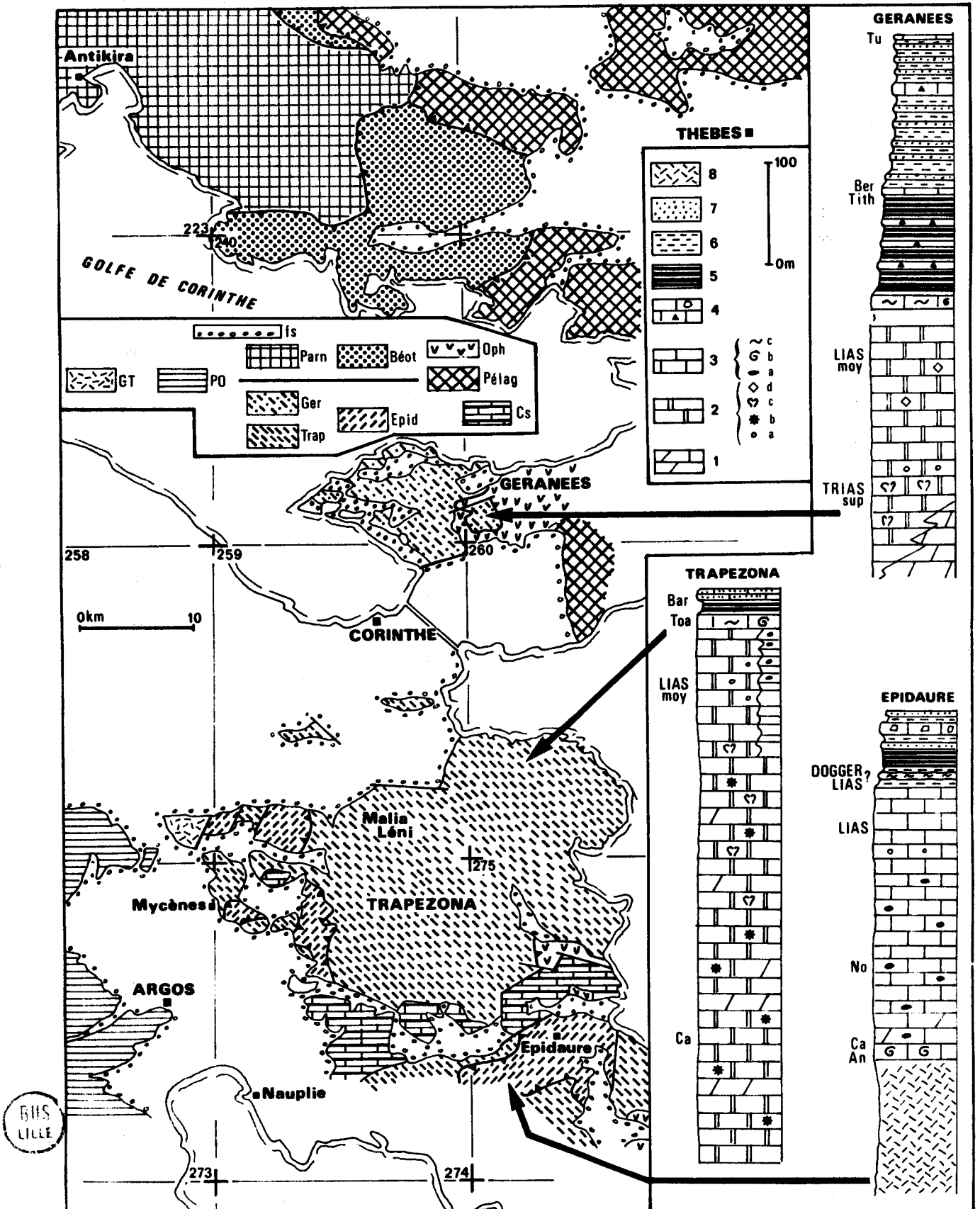


Fig. 124. -

2) LA SERIE DES MONTS GERANEES

On suivra ici les descriptions de Clément (1972, 1979).

Le Trias supérieur (en partie dolomitique) et le Lias (Domérien daté) sont représentés par des calcaires néritiques.

Au "Dogger mal daté" (Clément, 1979, p. 241), correspondent des calcaires noduleux, à silex et embryons d'Ammonites, auxquels se superposent des Radiolarites et pélites intercalées de microbrèches, du Dogger-Malm (*P. striata*).

Un Flysch, pélitique à sa base (datée du Tithonique supérieur), puis grés-pélitique et de plus en plus grossier vers le sommet (daté du Turonien p.p. par *Gt. helvetica*) termine la séquence.

Des calcaires à Algues (crétacés ?) sont également signalés, dont la position n'a pas pu être éclaircie par Clément (1972).

3) VUE D'ENSEMBLE

Le caractère néritique des formations triasico-liasiques et l'âge vraisemblable de l'Ammonitico-rosso assurant la transition aux formations de type Radiolarites conduisent à proposer l'assimilation de la série des Monts Géranees à celle du Trapézona. Celle-ci n'est inadmissible que si l'on postule un parfait cylindrisme tectonique : un front tectorogénique oblique sur les directions paléogéographiques peut être responsable du fait qu'un même domaine sédimentaire porte ici la trace distale de phénomènes tectorogéniques et là soit directement affecté par ces phénomènes (ceux qui affectent les séries d'Argolide dateraient du Crétacé inférieur).

Le haut-fond subsident triasico-liasique ainsi identifié séparerait le bassin d'Epidaure à l'E du bassin pindique à l'W.

C'est la série pindique qui pose d'ailleurs les plus graves questions à cette latitude : on a dit que le domaine de la Table d'Arcadie, immédiatement adjacent à l'Argolide vers l'W, correspondait à un ensemble de calcaires du Crétacé supérieur, démunis à leur base de termes plus anciens. Si les calcaires du Crétacé supérieur d'Argolide sont bien en place, discordants sur les séries d'Epidaure et du Trapézona, les calcaires de la Table d'Arcadie ne peuvent pas être considérés comme la couverture de ces séries. Deux éventualités demeurent :

Fig. 124. - Structure et constitution des séries bordant à l'E la nappe pindique, au S du Golfe de Corinthe.

- Esquisse structurale simplifiée d'après Clément (1979) pour la partie de Grèce continentale, Clément (1972-1979) pour les Monts Géranees, Vrielynck (1978) pour l'Argolide.

Légende - GT : Série de Gavrovo-Tripolitza ; PO : Série du Pinde-Olonos (Table d'Arcadie) ; Parn : Série du Parnasse ; Béot : Série Béotienne ; Ger : Série des Monts Géranees ; Trap : Série du Trapézona ; Epid : Série d'Epidaure ; Pelag : Série Pélagonienne ; Oph : Ophiolites ; Cs : Crétacé supérieur discordant ; fs : formations superficielles.

- Colonnes lithologiques simplifiées (Série des Monts Géranees d'après Clément, 1979 ; Séries du Trapézona et d'Epidaure d'après Vrielynck, 1978).

Légende - 1 : calcaires dolomitiques et dolomies ; 2 : calcaires néritiques (a : oolitiques et graveleux ; b : à Madrépores ; c : à Mégalodontes ; d : à Algues) ; 3 : calcaires pélagiques (a : à silex ; b : ammonitico-rosso ; c : noduleux) ; 4 : calcaires bréchiqes et conglomératiques ; 5 : Radiolarites ; 6 : pélites ; 7 : grès ; 8 : ensemble pyroclastique ryo-dacitique triasique d'Epidaure.

Datations - An : Anisien ; Ca : Carnien ; No : Norien ; Toa : Toarcien ; Tith : Tithonique ; Ber : Berriasien ; Bar : Barrémien ; Tu : Turonien.

- ces calcaires auraient été déposés en concordance sur des séries pindiques du type connu plus à l'W, mais peu plissés au cours de la première phase de structuration pindique (voir chapitre V), s'en seraient aisément décollés plus tardivement ; la base de la série serait demeurée loin en arrière (l'écaille "ultra-pindique" signalée par Dercourt, 1964, p. 98, en serait-elle un témoin ?) ;

- ces calcaires auraient été discordants sur un substratum (en partie ou en totalité de type pindique ?) déformé en même temps que les séries d'Argolide ; comme dans l'éventualité précédente, les calcaires se seraient désolidarisés de leur substratum.

Le moment du dépôt des Radiolarites (initié au cours du Dogger et englobant le Malm) correspond à une homogénéisation d'ensemble, qui se poursuit sensiblement jusque vers la fin du Crétacé inférieur.

Les conditions sont ensuite changeantes, en fonction de la localisation des régions par rapport au front tectorogénique.

II. - UNE HYPOTHESE D'ENSEMBLE SUR LA CONSTITUTION DE LA MARGE ORIENTALE DU BASSIN PINDIQUE

Les analyses précédemment menées ont conduit à reconnaître partout l'existence d'un haut-fond néritique triasico-liasique séparant le bassin pindique de bassins plus orientaux. Des comparaisons méridiennes permettront de mieux percevoir les analogies existant entre les séries des divers bassins orientaux et les séries jalonnant le haut-fond.

La masse parnassienne semble cependant imposer une discontinuité entre les dispositifs observables vers le N et vers le S, aussi faut-il considérer la signification de ce domaine.

Les données réunies par Clément (1979, p. 244) sur les zones Parnassienne, Béotienne et Pélagonienne au Trias-Jurassique sont très significatives d'une liaison latérale de ces trois domaines pendant cette période. Celet (1979, p. 731) reconnaît également la liaison latérale du Parnasse et de la zone Pélagonienne jusqu'au Jurassique supérieur, mais (p. 732) doute que des liaisons aient pu exister par la suite. Quoi qu'il en soit, c'est l'organisation triasico-jurassique qui nous importe, que les tectogénèses postérieures ont pu diversement modifier.

Il est remarquable qu'aucun affleurement attribuable à la série parnassienne n'ait nulle part été reconnu en dehors du Massif lui-même, maintenant que les régions environnantes ont été explorées.

Vers le S, on a dit que selon Combes (1979), des faciès de plate-forme externe se trouvent en coïncidence avec le rebord méridional du Massif, ce qui fixe cette limite actuelle à proximité d'un trait paléogéographique. L'étude des failles du Golfe de Corinthe a permis à Sébrier (1977, p. 72) d'évoquer la possibilité qu'elles soient superposées à une ancienne zone de faiblesse.

Vers le N, on ne possède pas d'indication d'une limite paléogéographique mais, de manière très indirecte, on peut tirer argument de la pénétration de débris arénacés dans le bassin pindique au Tithonique supérieur-Berriasien pour admettre que n'existait alors nulle barrière de type parnassien entre la zone alimentatrice (pélagonienne ou plus interne) et le bassin pindique. On notera en outre que le rebord septentrional du Massif se trouve limité par des accidents sensiblement E-W matérialisant la "transversale du Sperkhios" à laquelle il est attribué (Dercourt, 1970 ; Aubouin, 1974 ; Aubouin et Dercourt, 1975) la signification de paléofaille transformante.

En conclusion, rien ne s'oppose à ce que l'on admette, à titre d'hypothèse, que le domaine parnassien ait pu correspondre au Trias-Jurassique, à une apophyse pélagonienne limitée au N et au S par des accidents. Et c'est donc le dispositif bordier occidental de cet ensemble qui doit être examiné.

A) COMPARAISON MEDITERRANEE DES SERIES SITUEES A L'E DES AFFLEUREMENTS PINDIQUES

1) LES SERIES PELAGIQUES

Les plus marquantes analogies se présentent entre les séries d'Epidaure et du Vardoussia, au Trias-Jurassique ; les points communs sont :

- un épisode éruptif anté-anisien ;
- un Ammonitico-rosso anisien ;
- le caractère pélagique des calcaires du Trias moyen et supérieur puis du Lias ;
- une sédimentation radiolaritique au Malm.

Les analogies semblent décroître à partir du Lias ; les brèches liasiques et les calcaires tithoniques à Ellipsactinies du Vardoussia n'ont pas d'équivalents dans la série d'Epidaure. Si les venues arénacées néocomiennes du N du Vardoussia peuvent évoquer celles d'Epidaure (non datées), le critère reste ambigu puisqu'il s'agit de la trace distale d'un phénomène dépourvu de relations géométriques précises avec le dispositif paléogéographique antérieur.

Les séries Maliaques ne sont pas directement comparables, encore qu'une ambiance commune (mais sans doute très généralisée dans les bassins en voie de différenciation) soit évoquée par les formations volcano-sédimentaires (ici plus tardives, ou finissant plus tardivement : elles sont anté-noriennes) ; la sédimentation à tendance radiolaritique est ici plus précoce parfois (alentours de la limite Trias-Lias : série de Loggiston), mais débute généralement au Dogger (Malm ?) (séries de Garméni et du Profitis-Ilias).

Ces séries témoignent cependant d'une évolution qui n'est pas sans évoquer celle du domaine pindique, si l'on rappelle à l'autre bord du dispositif les roches effusives surmontées par l'Ammonitico-rosso d'âge anisien supérieur à norien (Unité du Megdovas), l'apparition passagère des Radiolarites à la limite Trias-Lias, puis leur installation au cours du Dogger dans le bassin pindique. Mais il faut encore considérer le seuil plus occidental.

2) LES SERIES NERITIQUES

Les séries du Trapézona, des Monts Géranéés et de Pendéoria sont encore très comparables, sur les points suivants :

- le Trias supérieur et le Lias sont représentés par des carbonates strictement néritiques, puissants ;
- un Ammonitico-rosso, daté du Toarcien dans les séries du Trapézona et de Pendéoria, des calcaires noduleux à embryons d'Ammonites (non précisément datés) dans les Monts Géranéés, couronnent les calcaires néritiques ;
- la sédimentation radiolaritique se développe à partir du Dogger.

Par la suite, une sédimentation pélagique condensée contribue encore à souligner l'analogie des séries de Trapézona et de Pendéoria, alors que les venues arénacées du Tithonique terminal-Crétacé inférieur rendent comparables les séries du Trapézona et des Monts Géranéés. Mais on tiendra ce critère, comme la date d'interruption de la sédimentation, pour des facteurs d'ordre tectonique sans rapport avec l'organisation paléogéographique fondamentale.

Les séries de type Kosiakas entrent dans un même cadre : les carbonates néritiques triasiques (et liasiques ?) de Trilophon et de Glykomilia, puis les carbonates néritiques du Lias-Dogger du Kosiakas en sont autant d'indications. Mais ici encore il faut noter que le caractère condensé de la sédimentation qui, au Malm était commun aux séries du Trapézona et de Pendéoria, fait défaut.

Il est peu important dans l'optique de cet examen, que la série de Thimiamia se trouve être complémentaire de celle du Kosiakas, ou se trouve faire partie d'un ensemble de signification paléogéographique toute différente ; les phénomènes tectoniques, même précoces, à l'origine de la constitution de cette série, ou tardifs responsables de sa position actuelle, ne nous importent pas.

3) VUE D'ENSEMBLE

Les comparaisons précédentes paraissent assez concluantes pour qu'on puisse tenter une hypothèse sur la constitution du dispositif triasico-jurassique. L'ensemble Parnasse-Pélagonien aurait été bordé à l'W d'un domaine pélagique séparé par un seuil subsident du bassin pindique, lui-même bordant le Gavrovo-Tripolitza.

Quelques traits généraux identifient le vaste domaine compris entre deux grandes plates-formes :

- l'épisode effusif anté-anisien supérieur, suivi d'un Ammonitico-rosso, paraît largement répandu : on le connaît dans l'Unité du Megdhovas, les séries d'Epidaure et du Vardoussia ; il est cependant plus tardif et/ou terminé plus tardivement dans le bassin Maliaque, et inconnu dans le bassin pindique ;

- l'initiation de la sédimentation radiolaritique serait fondamentalement d'âge fini-triasique, mais son développement serait stoppé en maintes régions par les effets d'un phénomène d'ensemble :

- expansion des domaines de plate-forme près de la limite Trias-Lias, traduite par la superposition de calcaires néritiques à des formations pélagiques, aussi bien du côté occidental (Unité du Megdhovas, Pinde-Olonos externe - voir p. 303) que dans le Kosiakas (fig. 122) ;
- arrivée de particules carbonatées remaniées ou déplacées dans le bassin pindique ;
- apparition liasique de microbrèches carbonatées dans des séries Maliaques (fig. 122) ou de mégabrèches dans la série du Vardoussia, qui en étaient jusque là dépourvues ;

- l'homogénéisation des conditions à partir du Dogger, traduite par le développement généralisé de dépôts de type radiolaritique.

B) UNE HYPOTHESE

On a rapporté les arguments qui permettent d'envisager une liaison latérale, pendant le Trias-Jurassique p.p., de la plate-forme parnassienne à la plate-forme pélagonienne ; on a dit les raisons qui permettent de penser que le domaine parnassien ne se poursuit pas au N et au S de ses limites actuelles, où l'on peut localiser des accidents anciens ; on a réuni les faits qui permettent de discerner, à l'E des affleurements pindiques, un haut-fond subsident, puis encore plus oriental, un domaine pélagique. Les éléments d'une hypothèse sont ainsi réunis.

Un dispositif relativement simple comprenant d'E en W, le haut-fond subsident de Gavrovo-Tripolitza, le bassin du Pinde-Olonos, un haut-fond subsident (Trapézona-Monts Géranées, Pendéoria, Trilofon, Kosiakas W), un bassin (Epidaure-Vardoussia-Maliaque) et le haut-fond subsident pélagonien, découpé par deux accidents transverses (Corinthe-Sperkhios), verrait peu à peu se différencier un ensemble parnassien s'avancant (relativement) vers l'W. Ce "cap", avancé loin en avant du domaine pélagonien, serait isolé de celui-ci vers la fin du Jurassique par le creusement du bassin béotien (recueillant les matériaux libérés par une phase de tectorogénèse affectant les domaines plus orientaux).

Ce mouvement ne saurait être sans conséquences sur l'évolution des domaines plus externes à la même latitude. Le Pinde-Olonos, affleurant à l'W du Flysch du Synclitorium du Pinde oriental d'Etolié, ne semble pas en témoigner. L'unité d'affinités pindiques (dite "Galaxidion Formation", Johns, 1979), directement chevauchée par la série de Pendéoria, comporte cependant des conglomérats compris entre des calcaires à Halobies et les Radiolarites, qui seraient donc liasiques. Par ailleurs, l'unité structurellement située entre la série de Pendéoria et la série parnassienne, dite "Kokkinovrakhos Formation" (Johns, 1979 - voir situation fig. 123) comprend, dans ses niveaux d'âge jurassique, plusieurs centaines à un millier de m de rudites, mégabrèches et grands olistolites constitués de carbonates néritiques (Johns, 1978). Ces dépôts témoignent d'une intense activité de la bordure parnassienne et peuvent laisser admettre que le mouvement supposé se soit produit à la limite Parnasse-Vardoussia et que l'essentiel du raccourcissement se soit effectué aux dépens du domaine du Vardoussia.

Ce "cap" connaîtrait par la suite une évolution continue de type "externe". Au contraire, des domaines plus externes à l'origine (Table d'Arcadie ?, Trapézona, Kosiakas, Epidaure, Maliaque), déplacés (relativement) vers l'E, seraient affectés par les tectogénèses antérieures au Crétacé supérieur et connaîtraient une évolution de type "interne". C'est dire que l'on sera conduit à admettre l'indépendance de l'extension des phénomènes tectoniques par rapport au dispositif paléogéographique (voir Bernoulli et Laubscher, 1972 ; Ricou, 1974), mais aussi l'indépendance des diverses manifestations tectogéniques successives : le domaine Maliaque (et Kosiakas ?) sera affecté par la phase fini-jurassique-éocrétacée, le domaine d'Epidaure (et Trapézona) sera affecté par la phase fini-Crétacé inférieur, le domaine du Vardoussia (et Pendéoria) ne sera affecté que par la phase du Tertiaire.

On tentera par la suite (fig. 126 à 132) de préciser les étapes de cette évolution, en rapport avec celle du bassin pindique proprement dit. Il faut au préalable insister sur les postulats qui sous-tendent l'hypothèse.

On admet de manière générale, que les unités observées se trouvent dans un ordre qui rend compte de la situation paléogéographique primitive des domaines de sédimentation dont elles témoignent. On a toujours respecté l'opinion des auteurs dont les observations ont été rapportées, fondée soit sur des données structurales, soit sur des données sédimentologiques ; plusieurs cas demandent cependant un examen particulier.

- On a admis que la série de Pendéoria, chevauchée par les unités du Vardoussia et chevauchant des unités pindiques (voir fig. 123), témoignait d'un domaine paléogéographique développé continuellement à l'W du Vardoussia, tectoniquement débordé par l'ensemble Vardoussia-Parnasse. On pourrait admettre *a priori* que le dispositif actuel résulte d'une translation vers le S ou le SW de l'ensemble Vardoussia-Parnasse et que la série de Pendéoria ne soit que le témoin d'un domaine situé à l'origine au S du Parnasse, ce qui ne rendrait cependant pas compte de la position structurale actuelle de la série de Pendéoria entre les séries du Vardoussia et des unités de type pindique. La très précise ressemblance triasico-liasique des séries d'Epidaure et du Vardoussia suggère cependant une continuité de ces domaines pélagiques, qui peut aider à admettre une continuité originelle du domaine néritique situé à leur bordure occidentale.

- On a admis que les séries Maliaques étaient bien originaires d'un domaine situé à l'W de la plate-forme pélagonienne, conformément à la vraisemblance des arguments exprimés par Ferrière (1974 b - 1979). Ce qui pose la question de l'origine des ophiolites d'Othrys ; pour Ferrière (1979, p. 205), ces ophiolites et les séries Maliaques auraient une patrie commune, et Smith (1979) plaide pour un unique domaine ophiolitique situé à l'W de la zone pélagonienne, au niveau de l'Othrys. On ne saurait trancher entre les diverses éventualités structurales, présentées par Ferrière et Vergely (1976), mais dans notre hypothèse, deux solutions sont concevables :

- les ophiolites d'Othrys auraient pu prendre naissance dans le bassin Maliaque qui aurait connu une évolution propre, limitée au S par le jeu de l'accident transformant du Sperkhios (en tout état de cause considéré comme fondamental dans notre hypothèse) ;
- les ophiolites d'Othrys auraient pris naissance en position ultra-pélagonienne, auraient été mises en place dans le bassin Maliaque au cours de la phase du Jurassique terminal-Eocrétacé basal, puis reprises conjointement avec les séries Maliaques par les mouvements d'âge crétacé inférieur.

III. - ESSAI SUR L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE PINDIQUE ET DE SES MARGES

A) SUR LA DIMENSION DES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES

On tentera des estimations de la largeur originelle des divers domaines sédimentaires qui viennent d'être évoqués ; le degré d'incertitude restera grand dans la mesure où le raccourcissement interne de chaque zone ne peut être qu'approximativement apprécié et où les recouvrements d'un domaine sur l'autre doivent faire l'objet d'hypothèses. On fera état des vraisemblances et on fixera des ordres de grandeur, qui ne sauraient correspondre qu'à des chiffres minimaux.

1) LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

Pour ce qu'on en connaît, les sédiments de cette zone ne seraient pas très fortement redoublés ; un coefficient multiplicateur de 1,5 paraît vraisemblable.

- En Péloponnèse, les sédiments affleurent sur une largeur d'environ 120 km (voir fig. 3, p. 14) ; on peut soupçonner, à l'E comme à l'W, la proximité des rebords de la plate-forme.

- En Grèce continentale, au niveau de l'Olympe, admettant que le front de Gavrovo-Tripolitza soit juste recouvert par la nappe pindique, c'est un chiffre à peine plus important qui peut être reconnu, encore que la série de l'Olympe puisse ne pas coïncider avec le bord oriental de la plate-forme.

Une largeur d'environ 200 km peut donc être attribuée à la plate-forme.

2) LA ZONE DU PINDE-OLONOS

Les raccourcissements sont plus considérables au sein de cette nappe. Un coefficient multiplicateur de 3 peut rendre compte des structures observées dans les parties occidentales (voir fig. 152) ; apparemment moins raccourcies, les parties orientales pourraient être justiciables d'un coefficient de 1,5.

- En Péloponnèse septentrional, le Système des écailles est d'une largeur d'environ 30 km, correspondant environ à 90 km de largeur originelle ; admettant que la Table d'Arcadie appartient au même bassin (ce qui est discutable pour la période anté-Crétacé supérieur, mais sans doute moins ensuite - voir p. 343), son apparente faible déformation (en tout état de cause vraisemblablement due à des mouvements postérieurs à la mise en place de la nappe) conduit à estimer son actuelle largeur d'affleurement (60 km) comme assez proche de sa largeur originelle. Au total, sa largeur aurait été d'environ 150 km.

- en Grèce continentale, au niveau du Parnasse, dans sa partie en principe la plus étroite, les affleurements s'étendent sur 50 km de large. La moitié occidentale (x 3) correspondrait à 75 km ; la moitié orientale (x 1,5) correspondrait à environ 40 km. La partie frontale (Pinde-Olonos externe) est ici érodée et la partie interne recouverte apparemment sur plus de 30 km (voir la péninsule de forme triangulaire, au S du Parnasse, fig. 121) par les écailles du Vardoussia et par le Parnasse. Au total, un chiffre supérieur à 150 km peut être avancé.

Une largeur de 150 à 200 km est donc vraisemblable.

3) LE HAUT-FOND SUBSIDENT DE TRAPEZONA-GERANEES-PENDEORIA-TRILOFON-KOSIAKAS

Les plus larges affleurements (50 km) sont ceux de la série du Trapézona, représentant sans doute un minimum. On ne possède cependant pas d'indications relatives aux anciennes limites de ces domaines et l'on conservera ce chiffre comme ordre de grandeur.

4) LE BASSIN PELAGIQUE D'EPIDAURE-VARDOUSSIA-MALIAQUE

Ce domaine ne peut faire l'objet que d'estimations très incertaines ; c'est celui dont les largeurs d'affleurement sont les plus variables.

- La série d'Epidaure affleure -discontinuellement- sur une largeur presque identique à celle du Trapézona (50 km).

- Les séries Maliaques affleurent sur une largeur de près de 100 km, et pour s'en tenir à la série de Loggiston, sur au moins 60 km (voir Ferrière, 1979, fig. 1).

Une estimation de l'ordre de 100 km correspond donc très probablement à un minimum.

En conclusion, ces estimations, pour imprécises qu'elles soient, seront retenues dans les schémas paléogéographiques proposés par la suite. Elles montrent que, au cours du Jurassique supérieur par exemple, au moment où existe une certaine homogénéité de l'étendue marine comprise entre Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien, c'est sans doute à près de 400 km qu'il faut estimer sa largeur.

B) SUR L'INTERPRETATION BATHYMETRIQUE DES SEDIMENTS PINDIQUES

S'il est relativement aisé d'interpréter la profondeur absolue des milieux de formation des carbonates néritiques, celle des sédiments pélagiques reste délicate.

Les études océanographiques ont mis en évidence l'existence d'un dispositif de surfaces de dissolution étagées qui ne peut cependant pas fournir une zonation bathymétrique absolue. Ces surfaces de dissolution ne sont en effet nullement intangibles, ni dans l'espace (dépendant de maintes conditions, telles que la productivité des organismes, l'environnement climatique, la configuration et la dimension des bassins), ni dans le temps (exemples de fluctuations de la CCD entre 2 500 et près de 5 000 m au cours du Tertiaire dans l'Atlantique S, selon Melguen et coll., 1978).

On rappellera les grands traits du dispositif connu dans les océans actuels tout en évoquant l'interprétation donnée par Bosellini et Winterer (1975) de la zonation des sédiments qui peut lui être associée dans le domaine téthysien au Mésozoïque. On discutera de cette interprétation dans le cadre régional.

1) LE MODELE DE BOSELLINI ET WINTERER

Selon la théorie de ces auteurs, 4 surfaces de dissolution, comparables à celles du domaine océanique actuel, auraient pu exister dans les régions téthysiennes au Trias-Jurassique (p.p.) :

- une lysocline de l'aragonite -ALy- (supposée dans les océans actuels) serait située à 1 000 m au Trias-Jurassique dans le domaine téthysien ; des calcaires micritiques à silex (type Maiolica) se déposeraient à des profondeurs moindres ;
- une surface de compensation de l'aragonite -ACD- (située entre 1 000 et 3 000 m dans les océans actuels) serait située vers 1 500 m au Trias-Jurassique dans le domaine téthysien ; des calcaires noduleux (type Ammonitico-rosso) se déposeraient au-dessus d'elle ;
- une surface lysocline de la calcite -CLy- (située entre 3 000 et 4 000 m dans les océans actuels) serait située à 2 000 m au Trias-Jurassique dans le domaine téthysien ; des calcaires siliceux en minces bancs, à Aptychus, se déposeraient au-dessus d'elle ;
- une lysocline de la calcite -CLy- (située entre 3 000 et 4 000 m dans les océans actuels) serait située à 2 500 m au Trias-Jurassique dans le domaine téthysien ; elle séparerait des Radiolarites calcareuses, noduleuses, en bancs ondulés (Knobby radiolarites, probablement ce qui est nommé ici "faciès amygdalaire") déposées au-dessus, de Radiolarites en bancs à joints plans (ribbon radiolarites) déposées au-dessous.

Avec Garrison et Fischer (1969), Bosellini et Winterer admettent que les surfaces de dissolution aient pu connaître un approfondissement au cours du Jurassique supérieur, qui aurait porté la CCD de 2 500 à 4 500 m au début du Crétacé, en liaison avec le développement d'organismes planctoniques calcaires, tels que les Coccolithophoridés, dont la première grande période de différenciation serait oxfordienne (Haq, 1978).

Ce modèle reste cependant tributaire de données provenant des grands océans actuels. Bosellini et Winterer (1975), Hsü (1975) raisonnent en effet par analogie avec le milieu océanique actuel, où les premiers sédiments formés aux environs des dorsales apparaissent vers 2 500 m ; des Radiolarites étant connues en quelques points des régions téthysiennes directement superposées à des ophiolites pourraient donc s'être déposées à ces profondeurs.

Mais on sait (Berger et Winterer, 1974) que la CCD se relève à proximité des masses émergées et l'exemple donné par Steinberg et coll. (1977 a) est particulièrement remarquable de ce point de vue : les boues siliceuses miopliocènes de la Mer du Japon sont situées vers 2 500 m, alors que leurs équivalents océaniques se trouvent à plus de 5 000 m. Etant donné la petite taille attribuable à la Téthys elle-même ("petit bassin océanique", Blanchet, 1977 ; Le Pichon et Blanchet, 1978), nullement comparable à celle des grands océans actuels, et en tout état de cause la position du bassin étudié au sein d'un système de plates-formes (Gavrovo-Tripolitza, Parnasse, Pélagonien) où la consommation de carbonates était importante, il ne faut pas s'attendre à ce que la CCD ait pu être à de grandes profondeurs ; ce qui rejoint les conclusions de Steinberg et coll. (1977 a), admettant que certaines Radiolarites aient pu se déposer à des "profondeurs modestes (1 000 - 1 500 m ?)". Des estimations de profondeurs encore plus modérées sont parfois proposées ; Folk (in Mc Bride et Folk, 1979) interprète les Radiolarites de Lombardie comme déposées à des profondeurs très faibles "in environments that were in part, shallow intertidal mudflats where local precipitation and solution of evaporite minerals and occasional subaerial exposure took place".

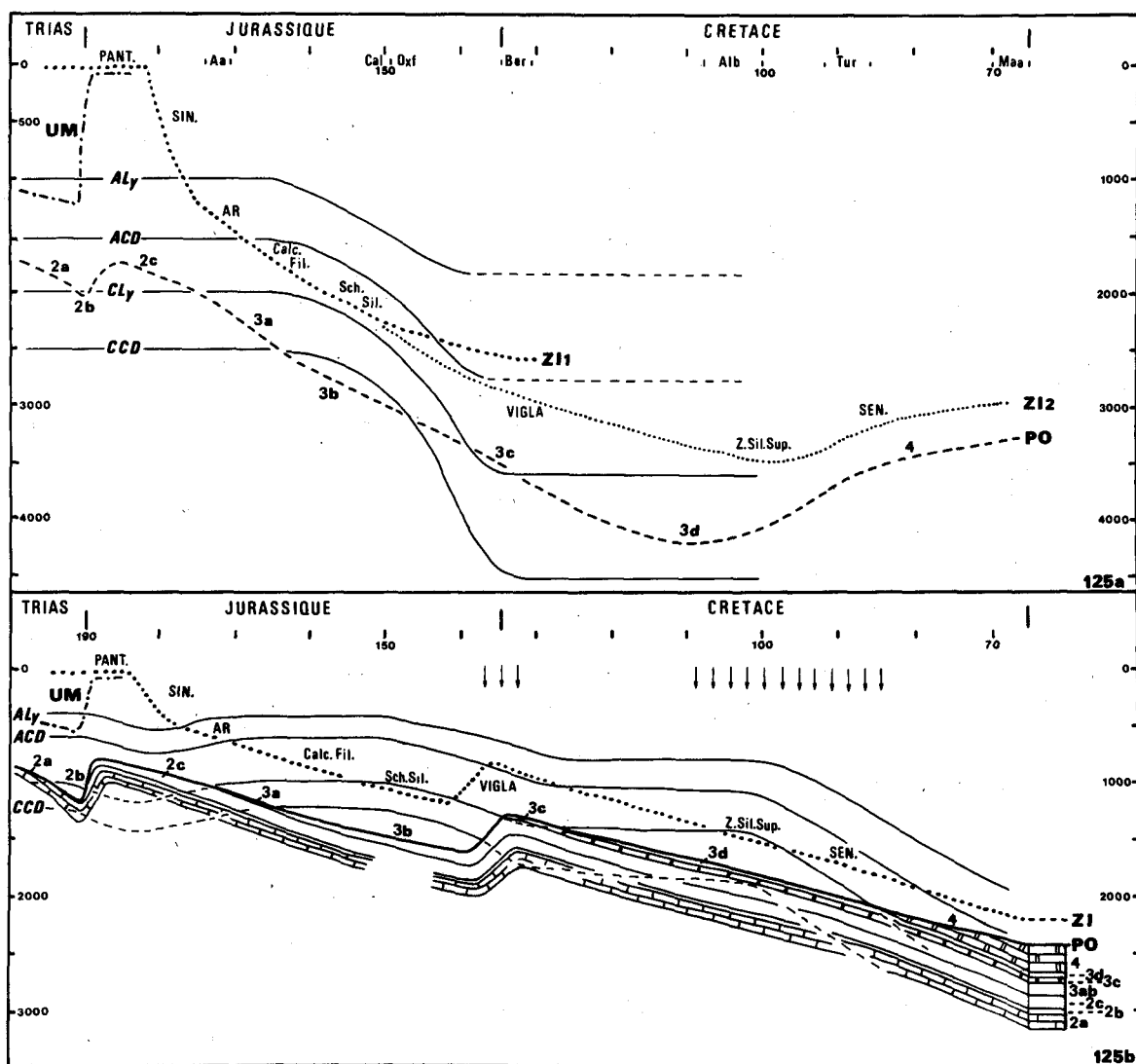


Fig. 125. -

La figure 125 a résume les grands traits de la théorie de Bosellini et Winterer, faisant état d'un approfondissement des surfaces de dissolution au cours du Jurassique supérieur.

La courbe ZI 1 indique la trajectoire d'un fond de la zone Ionienne d'après Bosellini et Winterer. La courbe ZI 2 est, à partir de l'Oxfordien, l'alternative qu'on peut proposer pour rendre compte de l'existence de la "zone siliceuse supérieure" d'âge albien-cénomannien (turonien) d'après IGRS-IFP, 1966 (voir ici fig. 2, p. 12 et p. 31) située entre les Calcaires de Vigla et le "Sénonien inférieur" ; le faciès calcaire de cet âge implique, soit un nouvel approfondissement de la CCD, soit une remontée des fonds au Crétacé supérieur.

La courbe PO correspond à la trajectoire d'un fond pindique dans la même hypothèse, d'après nos données. Deux phases de relèvement des fonds sont impliquées par ce modèle, l'une au début du Lias, l'autre au Crétacé supérieur (pour autant qu'on extrapole le modèle à cette période, mais on ne peut sans doute pas envisager un nouvel approfondissement des surfaces de dissolution, dont résulterait une profondeur plus grande que celle qui est connue dans les *grands océans* actuels).

Le modèle peut donc rendre compte des deux séquences testées pour le Trias-Jurassique, encore qu'il soit nécessaire d'admettre un relèvement des fonds pindiques au cours du Lias ; son extrapolation au Crétacé supérieur implique le relèvement des fonds à ce moment, ce qui doit être envisagé dans le contexte de cette étude.

2) L'INTERPRETATION DANS LE CADRE REGIONAL

Les questions posées par l'application du modèle peuvent être résolues de maintes manières.

- L'une des solutions, choisie par Mpodozis (1977), consiste à admettre un approfondissement continu des fonds pindiques et une grande variabilité des surfaces de dissolution autour d'un niveau idéal ; une élévation momentanée de la CCD près de la limite Trias-Lias, des abaissements momentanés liés au détritisme induit par les phases tectoniques rendent ainsi compte de la séquence pindique. Cette solution est satisfaisante en ce qu'elle respecte les "lois de subsidence" et qu'elle tient compte de la grande variabilité de la profondeur des surfaces de dissolution, établie pour des périodes récentes dans le milieu océanique.

Fig. 125. - Essai d'interprétation de l'évolution bathymétrique des fonds pindiques et de la zone Ionienne au cours du Mésozoïque. Commentaire dans le texte.

125 a - Evolution des surfaces de dissolution au cours du temps et interprétation de l'évolution bathymétrique des fonds de la zone Ionienne (courbe ZI 1) d'après Bosellini et Winterer (1975). On a ajouté une courbe ZI 2, rendant compte de la "Zone siliceuse supérieure" ; on a également ajouté une courbe rendant compte de l'évolution bathymétrique des fonds pindiques (courbe PO) dans la même hypothèse, ainsi qu'une courbe correspondant à l'évolution de l'Unité du Megdhovas (UM).

125 b - Interprétation proposée, admettant la profondeur modérée des surfaces de dissolution et deux phases de relèvement des fonds (discussion dans le texte). On a fait apparaître successivement sous la courbe PO les sédiments déposés, qui constituent finalement la colonne lithologique du Pinde-Olonos ; les surfaces de dissolution sont figurées en pointillés lorsqu'elles sont virtuelles. Les flèches dirigées vers le bas signalent les périodes d'apports arénacés dans le domaine pindique.

Légende commune.

- Zone Ionienne - PANT. : Calcaires de Pantikrator ; SIN : Calcaires de Siniais ; AR : Ammonitico-rosso ; Sch. sil. : Schistes siliceux ; VIGLA : Calcaires de Vigal ; Z. sil. sup. : Zone siliceuse supérieure ; SEN : Calcaires du Crétacé supérieur.

- Zone du Pinde-Olonos - 2a : Drimos inférieur ; 2b : Passée jaspeuse ; 2c : Drimos supérieur ; 3a : Pérites de Kastéli ; 3b : Radiolarites s.s. ; 3c : Calcaires à Calpionelles ; 3d : Marnes rouges à Radiolaires ; 4 : Calcaires en plaquettes.

- Ages - Aa : Aalénien ; Cal : Callovien ; Oxf : Oxfordien ; Ber : Berriasien ; Alb : Albien ; Tur : Turonien ; Maa : Maastrichtien (Echelle en Millions d'Années).

- Une autre solution consisterait à admettre également un enfoncement continu des fonds pindiques et l'abaissement en plusieurs étapes des surfaces de dissolution, ce qui revient au modèle de Bosellini et Winterer, en ajoutant à l'abaissement du Jurassique supérieur un premier abaissement d'âge proche de la limite Trias-Lias, et un dernier abaissement vers le début du Crétacé supérieur.

On préférera se laisser guider par l'évolution régionale connue, en recherchant si possible les causes premières, ou au moins en recherchant les liens qui unissent les divers effets d'une même cause.

a) Sur les estimations de profondeur

L'évolution de la zone ionienne fournit un premier exemple. Les calcaires néritiques de Pantokrator sont recouverts par les Calcaires de Siniais renfermant des Ammonites domériennes, puis par un Ammonitico-rosso d'âge toarcien-aalénien, enfin par des schistes siliceux qu'on peut tenter de rapprocher des Radiolarites (même constitution en argiles, d'après Desprairies, 1977, p. 100). La séquence traduit une évolution tout à fait compatible avec l'hypothèse de Bosellini et Winterer mais, dans cette optique, c'est à environ 2 000 m qu'il faut chiffrer l'approfondissement du bassin, au cours d'une période comprenant les étages Domérien à Aalénien, c'est-à-dire d'un peu moins de 10 MA (Van Hinte, 1976 a). Le taux d'enfoncement de 200 m/MA qui s'en trouve déductible paraît hors de proportion avec de ce que l'on connaît, soit dans le domaine océanique (Berger, 1974), soit dans les domaines de marges continentales (Sheridan, 1974).

La relation des sédiments néritiques avec les sédiments pélagiques dans le domaine pindique et les zones avoisinantes fournit un autre mode d'approche. On a cité la superposition de calcaires néritiques liasiques, soit à un Ammonitico-rosso dans l'Unité du Megdovas, soit à des calcaires pélagiques (voir p. 303) dans le domaine pindique, ou dans le Kosiakas (fig. 122) ; on a rapporté l'irruption tithonique de calcaires à Ellipsactinies dans la série pélagique du Vardoussia, au sein de calcaires siliceux et de Radiolarites. Si les faciès pélagiques se sont déposés à des profondeurs de 1 000 à 1 500 m (Ammonitico-rosso) ou de 1 500 à 2 000 m (calcaires pélagiques dépourvus d'Ammonites), de telles superpositions impliquent des mouvements dont l'ampleur très considérable ne semble pas compatible avec la relative quiétude d'ensemble des régions environnantes.

Tout porte donc à penser que les profondeurs admises par Bosellini et Winterer sont surestimées et l'on retiendrait comme plus vraisemblables des chiffres de l'ordre de plusieurs centaines de mètres pour la profondeur de formation des Ammonitico-rosso, selon Bernoulli, 1972 (ou moins, si l'on suit Bernoulli et Jenkyns, 1974) et de 1 000 à 1 500 m pour celle à partir de laquelle se déposent les Radiolarites (Steinberg et coll., 1977 a) étant bien entendu que ces chiffres ne constituent qu'un ordre de grandeur mais s'adaptent mieux à de petits bassins.

Cependant, quelles que soient les profondeurs de référence retenues, les séquences peuvent témoigner aussi bien de variations de la profondeur des fonds que de variations de la profondeur des surfaces de dissolution et c'est encore le cadre régional qui nous guidera.

b) Sur l'interprétation de la séquence pindique

Admettant que la tendance naturelle du bassin soit à l'approfondissement (subsidence), trois épisodes calcaires, succédant à trois périodes de sédimentation siliceuse, doivent être envisagés :

- les calcaires liasiques (Drimos supérieur) succédant à une séquence terminée par des Radiolarites, traduisent une première inversion de tendance ; c'est le même type d'inversion qui a été observé à la marge occidentale du bassin (voir p. 303), où des faciès néritiques liasiques surmontent des faciès pélagiques triasiques. L'ensemble de ces phénomènes suggère que les fonds se soient, d'une manière générale, relevés. Il est vraisemblable cependant, que les arrivées de matériaux carbonatés (p. 302) dans le bassin aient l'effet inverse sur les surfaces de dissolution, qui auraient été abaissées, au

moins provisoirement. L'importance relative des deux phénomènes reste évidemment à apprécier. On peut tenter de les lier à quelque mouvement d'ordre géodynamique (ouverture de la Mésogée ?) ;

- les calcaires du Tithonique-Berriasien correspondent, dans le domaine pindique, à l'aboutissement d'un phénomène continu marqué par l'enrichissement en calcaire des Radiolarites immédiatement sous-jacentes. La généralité de l'apparition des calcaires aux alentours de la limite Jurassique-Crétacé a conduit Bosellini et Winterer à admettre une chute généralisée des surfaces de dissolution dans le domaine téthysien. Si le développement du nannoplancton calcaire peut être à l'origine de ce mouvement, il faut rechercher dans "la phase Jurassique supérieur" (Dercourt et coll., 1977), une cause vraisemblable : la disparition d'une partie des plates-formes consommatrices de calcaire (pélagonienne) et la remobilisation d'une partie du calcaire déjà fixé, sont certainement de nature à favoriser l'abaissement des surfaces de dissolution. Par ailleurs, l'émergence temporaire du Parnasse (Bauxite B2), l'expansion de cette même plate-forme sur son bord occidental (irruption de calcaires tithoniques à Ellipsactinies dans le domaine du Vardoussia) ou même sur son bord oriental (superposition des calcaires à Madrépores et Algues aux calcaires Ammonitico-rosso du domaine béotien - voir fig. 123), la phase de profonde érosion signalée dans le domaine de Tripolitza par les conglomérats pindiques de Solinari (p. 320), semblent indiquer un mouvement positif des fonds. Il faudrait donc à la fois invoquer un approfondissement des surfaces de dissolution et un mouvement ascendant des fonds, effets d'une même cause, pour rendre compte de la séquence pindique ;

- les calcaires du Crétacé supérieur indiquent un troisième renversement apparent de la tendance théorique à l'approfondissement. La phase tectonique de la fin du Crétacé inférieur (Aptien-Albien ?) ne peut pas cette fois être invoquée par ses effets immédiats, 10 MA au moins séparant l'apparition des débris arénacés dans le Pinde-Olonos de l'apparition de la sédimentation calcaire. Un relèvement des fonds paraît peu vraisemblable au Crétacé supérieur, la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza connaissant alors sa subsidence la plus rapide et la plate-forme du Parnasse sombrant pour être le siège d'une sédimentation pélagique. Il reste donc à invoquer un abaissement des surfaces de dissolution au cours du Crétacé, qui ne peut être qu'un phénomène d'ordre très général ; la fixation du carbonate de calcium est en effet partout abondante et l'on ne peut admettre comme explication finale l'explosion du plancton calcaire (Globotruncanidés), qui n'est probablement qu'une conséquence de la richesse généralisée des eaux en carbonate de calcium. La recherche de la cause d'un tel phénomène échappe à une étude régionale mais on peut admettre que la cause tectonique puisse être invoquée par ses effets à long terme (réorganisation des grandes masses).

En conclusion, la figure 125 b résume les considérations précédentes. On a admis l'hypothèse fondamentale de Bosellini et Winterer, relative à l'existence de 4 surfaces de dissolution régissant le type de sédimentation. Ces surfaces ont été situées à des profondeurs très modérées, en fonction d'estimations précédemment rapportées, susceptibles de rendre compte des superpositions de faciès néritiques à des faciès pélagiques sans faire appel à de trop grandes fluctuations bathymétriques des fonds. On a également admis que, quelle qu'en soit la cause première, le développement du plancton calcaire à l'Oxfordien puis vers la fin du Crétacé inférieur, ait induit l'approfondissement des surfaces de dissolution en deux étapes, séparées par un palier d'âge crétacé inférieur. Les observations régionales ont conduit à admettre l'existence de deux épisodes de remontée des fonds, contrastant avec une tendance générale à l'approfondissement.

La trajectoire d'un fond pindique (courbe P0) est matérialisée dans cette hypothèse, depuis le Trias supérieur jusqu'au Crétacé terminal ; on fait apparaître sous cette courbe les sédiments (numérotés comme dans l'ensemble de ce texte) déposés au cours des traversées des différentes surfaces de dissolution. Une colonne récapitule la sédimentation mésozoïque ; sa base, située à une profondeur proche de 3 000 m, permet d'apprécier la subsidence ayant affecté le bassin, qui se trouve dans ces conditions du même ordre de grandeur que celle qui est estimée pour les plates-formes de Tripolitza et du Parnasse (fig. 2).

Une courbe (ZI) signale la trajectoire d'un fond de la zone Ionienne du Lias à la fin du Crétacé, dans la même hypothèse.

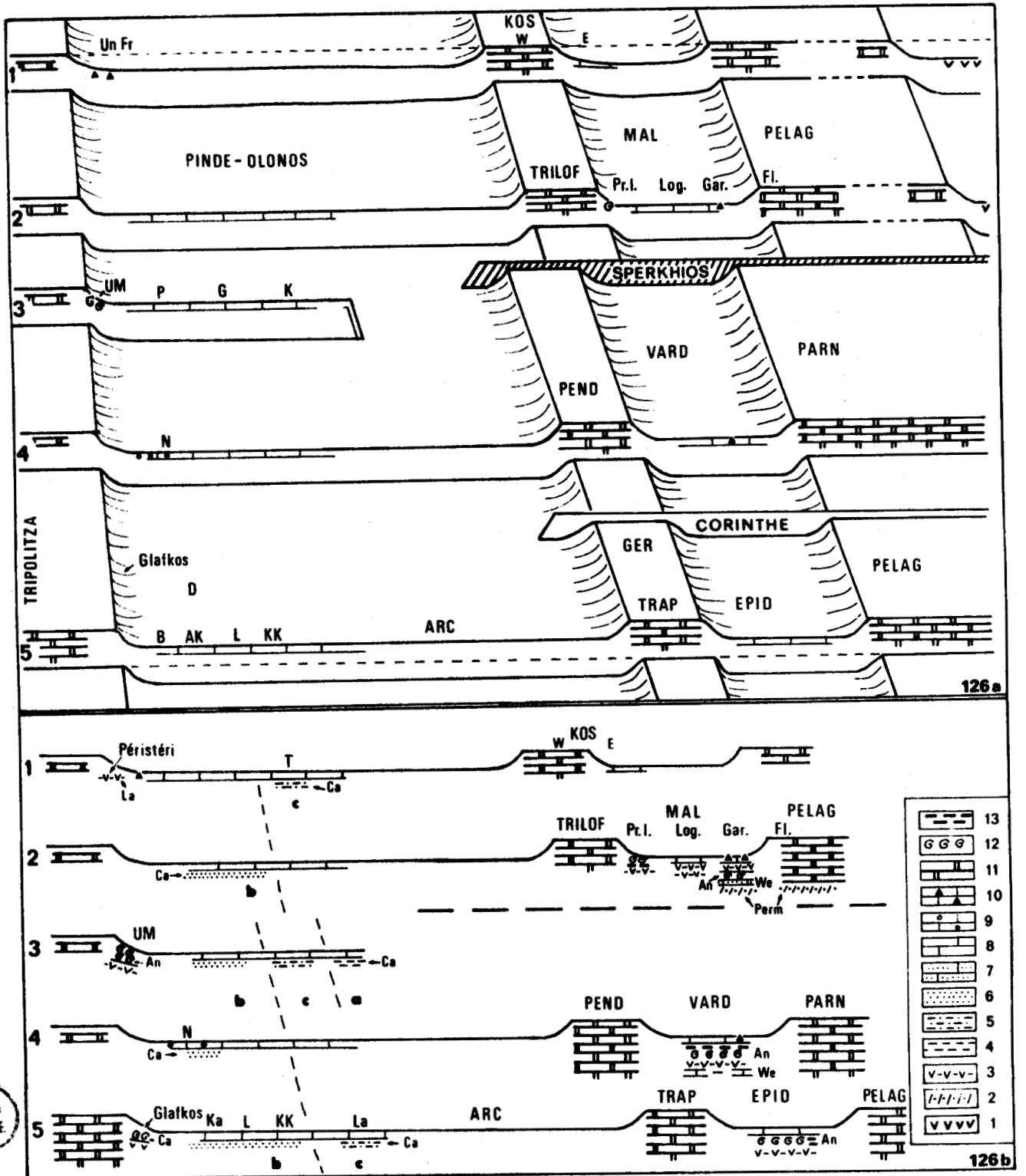


Fig. 126. -

BNS
LILLE

Finalement, le type d'évolution proposé ne peut être satisfaisant que si l'on accepte l'idée que les fonds soient tout aussi instables que les surfaces de dissolution, ce qui peut paraître paradoxal, encore que l'on ait trouvé des raisons de penser que, régies en partie par les mêmes causes, les variations puissent être liées. On a tenté de rendre compte de faits régionaux permettant de déduire des mouvements du fond, lesquels ont été minimisés en adoptant des profondeurs "idéales" des surfaces de compensation aussi modérées que possible d'après les données bibliographiques. En tout état de cause, on ne peut pas attendre une stabilité parfaite d'un domaine où des régions de plate-forme subissent des exondations (Parnasse), où des plates-formes sombrent (zone Ionienne au Lias), parfois selon des modalités complexes (zone Béotienne) et à proximité duquel se jouent, à partir du Jurassique supérieur, les grands événements tectoniques liés à la disparition de la Téthys.

Dans cette optique, c'est sans doute l'évolution des fonds à la limite Trias-Lias qui suscitera les plus grandes réserves, dans la mesure où l'on ne connaît pas d'autres signes d'un important bouleversement géodynamique à cette époque, à moins que le déplacement latéral vers l'W du Parnasse ne se soit produit en grande partie à ce moment. Comme on ne connaît pas non plus à cette époque de grande chute des surfaces de dissolution, j'ai choisi que calquer l'évolution des fonds pindiques sur l'évolution de l'Unité du Megdhovas (courbe UM, fig. 125 b). L'interprétation proposée reste évidemment tributaire de tout nouveau fait qui serait mis en évidence, elle répond pour l'instant à ceux qui sont connus.

C) UN SCHEMA D'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU DOMAINE PINDIQUE ET DE SES MARGES

On construira une série de schémas interprétatifs réunissant les faits connus dans le cadre de l'hypothèse sur la constitution de la marge orientale du bassin pindique qui vient d'être présentée. Les croquis se rapportent au schéma structural de la figure 121, sur lequel sont situées, de manière nécessairement approximative, les lignes de coupes des figures 126 à 132.

On a choisi de représenter l'état supposé de l'ensemble paléogéographique à des périodes pour lesquelles on dispose du maximum de documents, ou encore marquant une étape-clé de l'évolution du dispositif.

Fig. 126. - Essai de reconstitution de l'organisation paléogéographique des domaines situés entre les plates-formes de Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien au Norien (126 a) et récapitulation de la sédimentation (permo-) triasique connue dans les divers domaines (126 b).

126 a - Informations relatives au Norien. Les localités pindiques signalées par leurs initiales sont celles des figures 100 et 101, p. 288-290 (en outre - Un. Fr. : voir p. 291-292 - UM : Unité du Megdhovas : voir p. 217 - Glafkos : voir p. 221).

126 b - Informations relatives aux sédiments anté-noriens. Les localités pindiques signalées par leurs initiales (en outre, Péristéri : voir p. 220) et la répartition des faciès carniens (a, b, c) reportent à la figure 99, p. 284. Les informations relatives aux domaines orientaux sont détaillées sur les figures 122, 123 et 124.

*Âges - Perm : Permien ; We : Werfénien ; An : Anisien ; La : Ladinien ; Ca : Carnien.
Lithologie - 1 : Ophiolites ; 2 : Permien détritique ; 3 : roches effusives ; 4 : pélites ; 5 : grès et pélites ; 6 : grès ; 7 : calcaires gréseux ; 8 : calcaires pélagiques ; 9 : calcaires graveleux ; 10 : calcaires bréchiques ; 11 : calcaires néritiques ; 12 : Ammonitico-rosso ; 13 : Radiolarites ou schistes siliceux.*

Abréviations - KOS : Kosiakas ; TRILOF : Trilofon ; MAL : Maliaque (Pr. I. : Profiti Ilias ; Log. : Loggiston ; Gar. : Garméni) ; PELAG : Pélagonien (Fl. : Flambouri) ; PEND : Pendéoria ; VARD : Vardoussia ; PARN : Parnasse ; GER : Géranées ; TRAP : Trapézona ; EPID : Epidauré ; ARC : Table d'Arcadie.

NB : Les 5 coupes représentées sont situées sur la figure 121. La largeur relative du bassin Maliaque est vraisemblablement très sous-estimée.

La largeur attribuée aux différentes entités paléogéographiques tient compte des estimations précédemment présentées, adaptées à des nécessités graphiques. On notera que le domaine pindique est relativement "dilaté" et qu'au contraire, le domaine Maliaque est vraisemblablement minimisé. Les épaisseurs des sédiments sont, pour les mêmes raisons, sans rapport avec les épaisseurs réelles.

1) L'EVOLUTION TRIASIQUE

La figure 126 a présente l'état supposé des régions situées entre Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien au Norien ; les coupes de la figure 126 b font l'état de la sédimentation connue au cours du Trias.

C'est la zone du Pinde-Olonos dont l'histoire triasique reste la moins bien connue. La différenciation au moins werfénienne des domaines du Vardoussia et Maliaque, et surtout l'existence d'une *Ammonitico-rosso* anisien surmontant les basaltes de l'Unité du Megdhovas laissent supposer sa très précoce différenciation, mais rien n'est directement connu de l'histoire pindique avant le Carnien. Deux hypothèses peuvent être envisagées :

a) On peut supposer que le Détritique triasique se soit déposé sur de grandes puissances et que seule sa partie supérieure (carnienne) soit connue. Il est vrai que parfois les affleurements de ce terme prêtent à une telle interprétation (Mpodozis, 1977, signale sur la feuille Agrafa, un affleurement d'une largeur d'1 km, à Vrangiana), mais outre les causes tectoniques (bourrage anticlinal) qui peuvent être invoquées, les datations (encore peu nombreuses) n'ont pour l'instant donné aucune indication en ce sens. Une alternative est que des calcaires anté-carniens, mimant par leur faciès ceux du Norien, aient échappé à la datation.

b) On peut supposer que des épanchements volcaniques représentent l'essentiel du remplissage pindique au Trias inférieur et moyen ; on connaît en effet un grand nombre de volcanites dans les affleurements pindiques :

- dans le Pinde méridional, selon Aubouin (1959, p. 82), ce sont des andésites et des spilites, souvent situées à la base des Radiolarites, essentiellement dans le Pinde occidental ; les andésites de Péristéri (au front de la nappe, voir p. 118) seraient d'âge ladinien ;

- sur le territoire de la feuille Agrafa (partie N), selon Mpodozis (1977), des basaltes à olivine et des andésites à pyroxènes, généralement associés aux bases d'écaillés ne sont pas rares dans les régions frontales de la nappe ;

- sur le territoire de la feuille Agrafa (partie S), selon Lybérès (1978), des basaltes à olivine, en pillow-lavas, toujours situés dans des positions structurales complexes se trouvent dans les "écaillés frontales" ; un affleurement a été observé dans les "écaillés médianes" ;

- dans le Pinde d'Etolie, selon Celet (1962, p. 150), des roches microlitiques basiques sont observables en 2 gisements correspondant à des bases d'écaillés éloignées du front de la nappe ;

- en Péloponnèse septentrional, il faut évoquer les blocs de roches éruptives diverses mis en évidence par De Wever (1976 b) dans la "Formation à blocs", dont le plus grand élément connu est constitué d'une diorite surmontée de pyroclastites datées du Trias par des organismes marins (Halobies, Conodontes).

Les deux suppositions ne sont pas exclusives l'une de l'autre, mais il apparaît que malgré leur mode de gisement qui semble toujours pouvoir être discuté, les roches éruptives paraissent assez répandues pour qu'on puisse tenter d'admettre leur existence généralisée à la base de la série pindique, comme elles existent à la périphérie du domaine.

On notera en effet que hors des domaines de plate-forme, des ensembles volcaniques sont connus partout, superposés à des calcaires marins werfénien ou anisien (Vardoussia, domaine Maliaque : série de Graméni), soit dans l'Anisien (Epidaure, Vardoussia, Unité du Megdhovas), soit sous le Carnien (Glafkos), soit sous le Norien (série Maliaque).

Le domaine pindique est donc très probablement individualisé dès la base du Trias moyen, mais sans doute faut-il admettre que des coulées volcaniques ont alors occupé une partie de la dépression nouvellement créée ; les premiers dépôts exclusivement sédimentaires n'apparaîtraient qu'avec le Trias supérieur. Une discontinuité lithologique sera ainsi créée, au niveau de laquelle se produira un grand décollement, trait majeur de la tectonique à venir.

Le Carnien voit encore la poursuite du phénomène effusif dans le domaine Maliaque, alors que la sédimentation calcaire s'installe partout, sauf au bord occidental du domaine pindique (voir fig. 99, p. 284) où des sédiments arénacés témoignent d'apports occidentaux ; on trouverait ici la trace du bombement précurseur du rift dont l'océan mésogéen aurait tiré son origine (voir p. 287-289).

Le Norien voit la généralisation de la sédimentation calcaire ; la rareté des brèches sédimentaires en général, l'existence d'Ammonitico-rosso au bord occidental du bassin pindique laissent supposer que les transitions entre les divers domaines restaient stables et que les pentes étaient peu accentuées.

La figure 126 a donne une image résumée des faits précédents. On a situé l'emplacement de l'accident transverse de Corinthe, dont on admet qu'il n'a pas ou peu joué, les analogies des séries d'Epidaure et du Vardoussia d'une part, du Trapézona et de Pendéoria demeurant très grandes. Au contraire, on a admis que l'accident du Sperkhios a déjà commencé à fonctionner, ce qui rendrait compte d'une relative originalité du domaine Maliaque ; dans le bassin pindique même, la figure 99 montre que l'on peut à la rigueur placer à proximité du prolongement de cet accident un décalage oriental des faciès gréseux du Détritique triasique, mais on ne saurait donner à ce détail une importance très considérable dans la mesure où le décalage est vraisemblablement dû à l'effet décrochant de l'accident au cours de la phase de structuration de la série.

2) L'EVOLUTION LIASIQUE

La figure 127 a présente l'état supposé des régions situées entre Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien au Toarcien ; les coupes de la figure 127 b récapitulent la sédimentation depuis le Norien.

Le bassin du Pinde-Olonos a connu, près de la limite Trias-Lias un épisode de sédimentation radiolaritique dans ses parties axiales ; les régions les plus occidentales n'en portent que la trace discrète (pélites) ou nulle (voir "division 2b", fig. 100 et 101, p. 288-290) ; les localités sont signalées par les mêmes initiales sur la fig. 127). On vient de discuter, à propos des questions bathymétriques, la signification du retour liasique à une sédimentation carbonatée ; l'expansion des domaines de plate-forme déductible des superpositions observées à la marge occidentale du bassin (localités B, UM et UF, fig. 127 b), ou dans le Kosiakas, la recrudescence des faciès bréchiqes dans les séries pélagiques ont conduit à admettre qu'il s'agissait du résultat d'un mouvement positif de l'ensemble des fonds.

Le Lias voit la généralisation du faciès calcaire dans le domaine pindique, sous des faciès bréchiqes dans les régions bordières occidentales ; l'affleurement de faciès bréchiqes signalé à l'E de la région d'Agrafa (Ye, fig. 103, p. 296) pourrait être interprété comme provenant du haut-fond oriental (Trilofon-Kosiakas, ou Pendéoria). Les faciès graveleux-oolitiques situés en marges des faciès bréchiqes sont probablement en partie constitués de débris provenant du fractionnement de ces brèches (débris à "filaments"), mais des fragments (en particulier de fossiles) souvent dépourvus de gangue laissent penser qu'une partie du matériel est seulement déplacée ; c'est sur cet argument qu'on a admis la validité de l'âge indiqué par les fossiles.

Des brèches calcaires apparaissent également avec le Lias de part et d'autre du bassin Maliaque, comme dans le Vardoussia, laissent supposer qu'une même évolution d'ensemble a caractérisé la limite bassins-plates-formes au début du Lias.

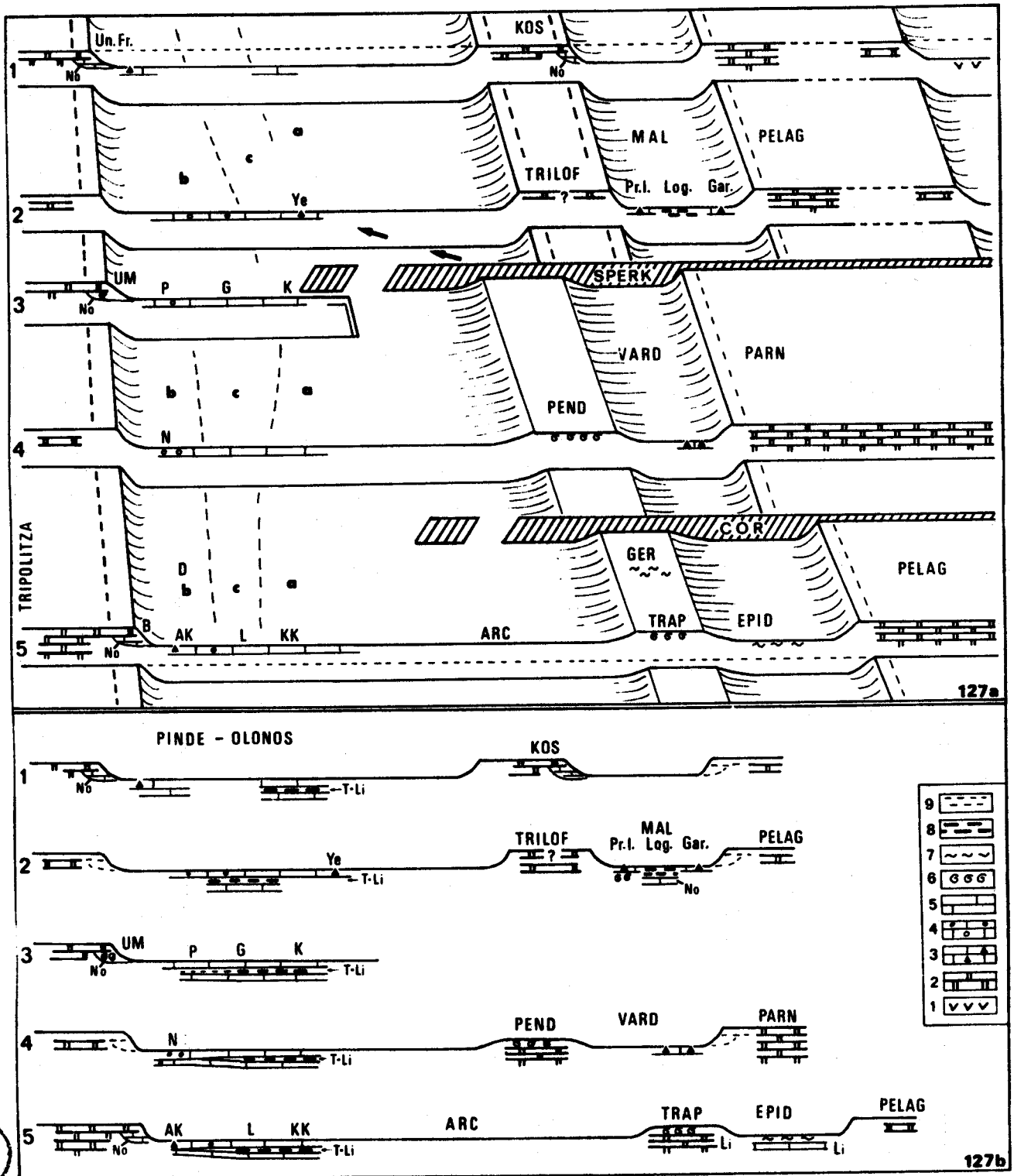


Fig. 127. -

Le Toarcien représente la période pendant laquelle les domaines d'Epidaure, du Trapézona et de Pendéoria voient se développer des faciès de transition aux Radiolarites (calcaires noduleux, Ammonitico-rosso) ; les faciès radiolaritiques ne seront cependant généralisés entre Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien qu'au cours du Dogger.

L'évolution particulière du bassin Maliaque et du haut-fond Trilofon-Kosiakas incite à admettre que l'accident du Sperkhios individualise cet ensemble par rapport aux domaines plus méridionaux. On constatera (fig. 102 et 103, p. 294-296) que c'est à la latitude de cet accident que l'on peut situer une discontinuité des faciès pindiques, mais on ne saurait encore préciser si son influence fut décisive au cours de la sédimentation ou si le décalage est l'effet d'un décrochement syntectonique lié au même accident. L'évolution particulière de la série du Vardoussia semble indiquer le jeu de l'accident de Corinthe, mais on ne peut rien savoir de son éventuelle influence sur la sédimentation pindique en raison de l'importante discontinuité des affleurements au niveau du Golfe.

3) L'EVOLUTION AU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR

L'installation des faciès radiolaritiques signale qu'entre Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien, à partir du Dogger, s'étend un bassin peu accidenté où les plates-formes précédemment individualisées ne correspondent plus à des traits majeurs (fig. 128). On peut cependant admettre que la très faible épaisseur des faciès radiolaritiques des séries d'Epidaure du Trapézona et de Pendéoria témoigne d'une position relativement haute de ces domaines dans le bassin.

Des calcaires siliceux singularisent au Malm la partie orientale du bassin Maliaque ; partout ailleurs, des Radiolarites se déposent, additionnées de brèches calcaires dans les régions bordières occidentales du bassin (localités Ba et AK - voir fig. 104 et 105, p. 304-306).

On peut admettre (encore que de délicates questions de chronologie se posent), que les bauxites B2 du Parnasse, résultant d'une altération de la nappe ophiolitique au cours de cette période, soient antérieures à la création d'une dépression nouvelle, taillée de toutes pièces dans les ensembles précédents, liée au front tectorogénique qui se rapproche. Cette dépression sera d'abord gagnée à la sédimentation radiolaritique d'ensemble puis envahie par les détritiques mis en mouvement par les déformations plus internes ; il s'agit du bassin Béotien, isolant la plate forme du Parnasse.

Fig. 127. - Etat supposé de la région au Toarcien (127 a) et récapitulation de la sédimentation liasique (127 b).

On a admis une expansion généralisée des domaines de plates-formes, dont les limites triasiques sont représentées en pointillés (fig. 127 a).

127 a - Informations relatives au Lias moyen-supérieur. Les localités pindiques signalées par leurs initiales sont celles des figures 100 et 101, p. 288-290 ; les limites de faciès (a, b, c) et la localité Ye reportent à la figure 103, p. 296 (en outre, Un. Fr., UM, B : voir p. 303).

127 b - Informations relatives à la limite Trias-Lias (T-Li). Mêmes localités pindiques que sur la figure 127 a ; informations relatives aux domaines orientaux détaillées sur les figures 122, 123 et 124.

Lithologie - 1 : Ophiolites ; 2 : calcaires néritiques ; 3 : calcaires bréchiques ; 4 : calcaires graveleux ; 5 : calcaires pélagiques ; 6 : Ammonitico-rosso ; 7 : calcaires noduleux ; 8 : Radiolarites ; 9 : pélites.

Abréviations : voir figure 126.

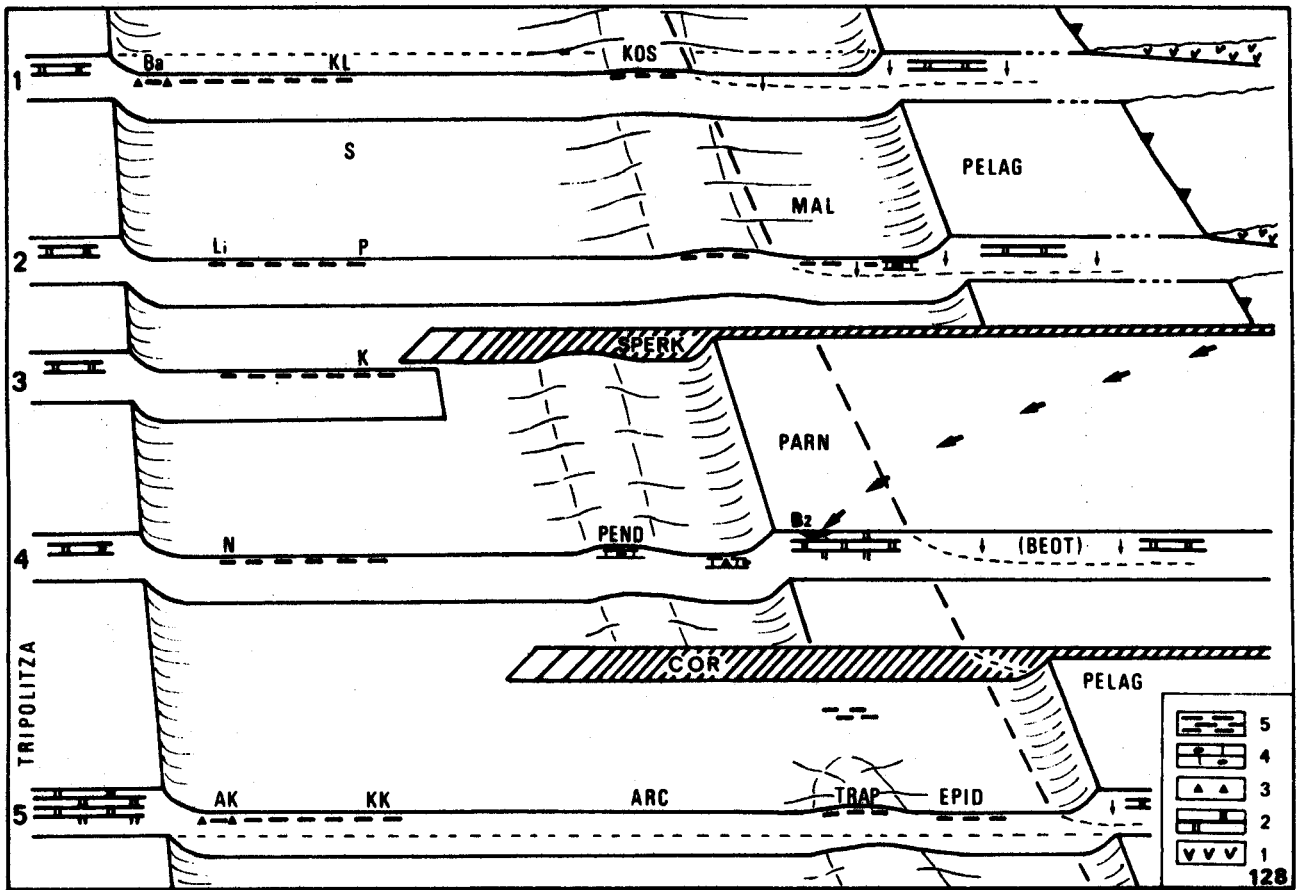


Fig. 128. -

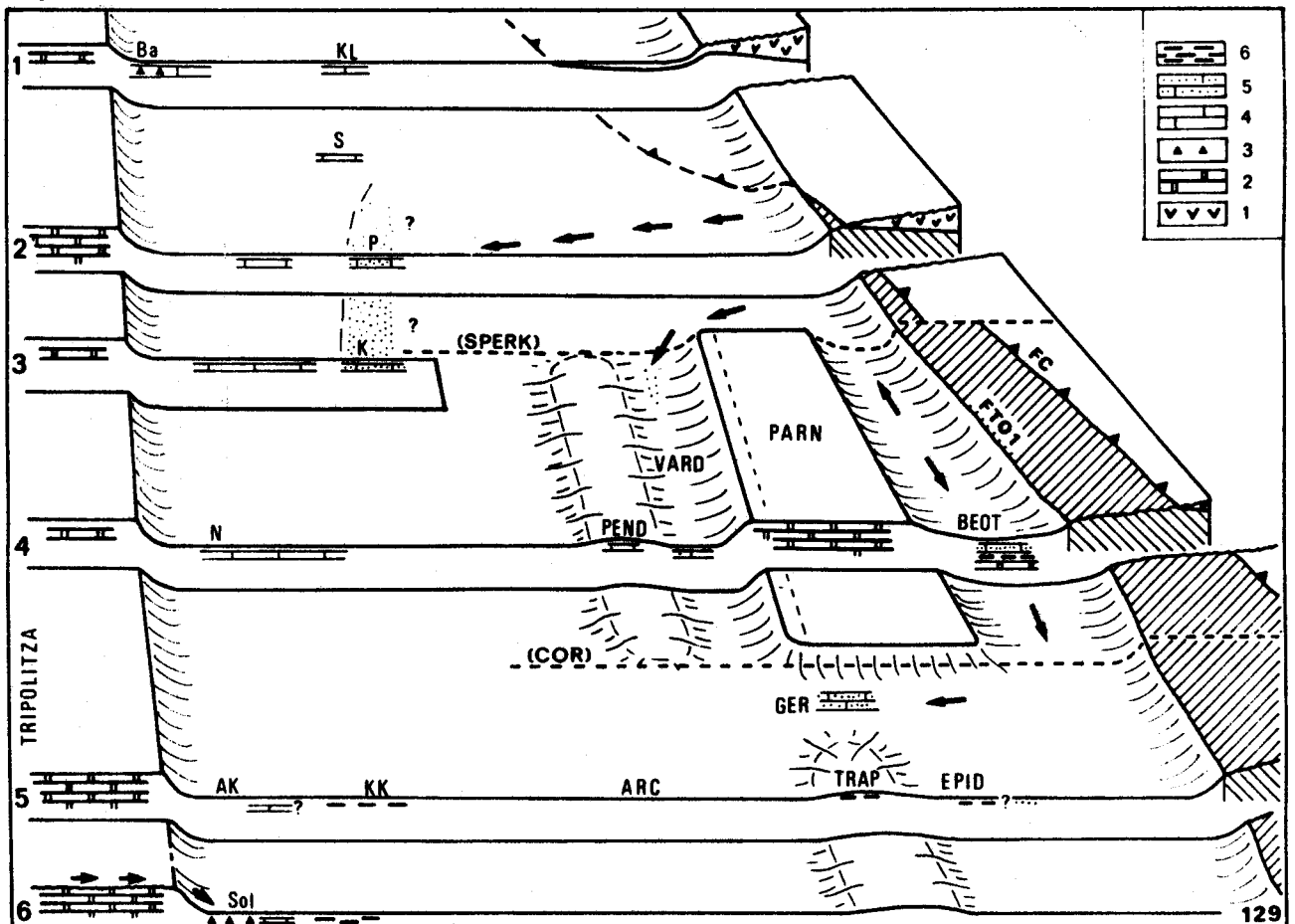


Fig. 129. -

BUS
LILLE

4) L'ETAPE FINI-JURASSIQUE-EOCRETACEE

La configuration de la marge orientale du bassin pindique se trouve, au cours de cette période, profondément modifiée. La nappe ophiolitique s'est rapprochée, les régions déformées bordent la dépression béotienne qui communique librement, au N et au S du Parnasse maintenant isolé, avec le bassin subsistant (fig. 129). Les matériaux détritiques libérés gagnent ainsi des régions proches (Thimiama, Monts Gérénées), le domaine du Vardoussia, et des régions pindiques (localités P et K - voir fig. 104 et 105, p. 304-306).

La sédimentation propre au domaine pindique est celle des Calcaires à Calpionelles, additionnés de brèches carbonatées au bord occidental du bassin (localité Ba - voir fig. 104-105) qui témoignent localement, en Péloponnèse méridional (localité Sol.), de profondes érosions de la plate-forme occidentale.

Ce fait, comme l'irruption tithonique de calcaires néritiques dans le domaine du Vardoussia, nous ont conduit à admettre que la sédimentation calcaire pindique était le résultat d'une fluctuation bathymétrique positive d'ensemble, qui pourrait être couplée avec l'affaissement béotien ; il reste que l'absence ou l'extrême discrétion des calcaires en Péloponnèse demeure inexpiquée, à moins que la surrection des fonds n'y ait été moins importante.

L'accident du Sperkhios (ou sa trace morphologique, dans la mesure où l'on peut admettre qu'il a cessé de fonctionner) peut avoir limité les venues arénacées dans le bassin pindique (voir fig. 105). Son rôle peut avoir été plus considérable s'il a guidé un débordement de la nappe ophiolitique vers le N. En tout état de cause, le front de la tectorogénèse a certainement atteint des régions situées au N du Parnasse puisque la région Maliaque paraît recevoir des corps ophiolitiques dès ce moment ; en revanche, des régions situées au S du Parnasse (Trapézona et peut-être Epidauré) paraissent alors épargnées. On a tenté de traduire ces considérations sur la figure 129, mais il est certain que le résultat dépend de l'importance relative des coulissages liés aux 2 accidents transverses, qui ne peut être qu'arbitrairement fixée.

Fig. 128. - Etat supposé de la région au cours du Malm (anté-tithonique).

Les localités pindiques signalées par leurs initiales sont celles des figures 104 et 105, p. 304-306 ; les informations relatives aux domaines orientaux sont détaillées sur les figures 122, 123 et 124. Les flèches épaisses matérialisent l'hypothèse selon laquelle les produits d'altération des ophiolites, en voie d'obduction, alimentent les bauxites (B2) parmassiennes avant la différenciation du domaine Béotien (BEOT) ; les flèches minces orientées vers le bas, signalent la subsidence qui se produira au Jurassique terminal, isolant le domaine du Parnasse.

Lithologie - 1 : Ophiolites ; 2 : calcaires néritiques ; 3 : brèches calcaires ; 4 : calcaires siliceux ; 5 : Radiolarites.

Abréviations : voir figure 126.

Fig. 129. - Etat supposé de la région au Tithonique terminal-Berriasien.

Les localités pindiques signalées par leurs initiales reportent à la figure 105, p. 306 ; les informations relatives aux domaines orientaux sont détaillées sur les figures 122, 123 et 124. Les flèches signalent les directions d'apports supposées des matériaux arénacés. Les flèches courtes de la coupe 6 font état d'apports bréchiqes dans les écaillles pindiques frontales en Péloponnèse méridional (voir p. 320, affleurement 47 : Sol).

C'est par pure hypothèse qu'on a distingué un front tectorogénique (FTO 1), ou front de déformation, d'un front de charriage des ophiolites (FC). Il s'agit de rendre compte du fait que certaines séries (Maliaques) semblent être recouvertes par les ophiolites sans tectonisation préalable. Le débordement de ce front au N du Parnasse pourrait avoir été guidé par l'accident du Sperkhios. La situation du Kosiakas par rapport à ce front est évidemment indéterminée ; elle dépend de la nature de ses relations avec la série du Thimiama, et avec la masse d'Ophiolites située près de Vitouma (fig. 122).

Lithologie - 1 : Ophiolites ; 2 : calcaires néritiques ; 3 : brèches carbonatées ; 4 : calcaires pélagiques ; 5 : calcaires et grès ; 6 : Radiolarites.

Abréviations : voir figure 126.

5) L'ETAPE DE LA FIN DU CRETACE INFERIEUR

C'est sensiblement au cours de l'Aptien ou de l'Albien que se produit une nouvelle déformation des régions situées à l'E du bassin pindique ; de nouveaux sédiments arénacés font irruption dans ce bassin et la recrudescence des apports devient notable dans le domaine béotien et dans la série du Thimiamia.

Au S du Parnasse, les séries d'Argolide témoignent directement de cette nouvelle phase de tectogenèse ; développées jusqu'au Barrémien ou l'Aptien, elles seront recouvertes en discordance par des calcaires vracconiens (Formation de l'Akros). Au N du Parnasse, la ré-

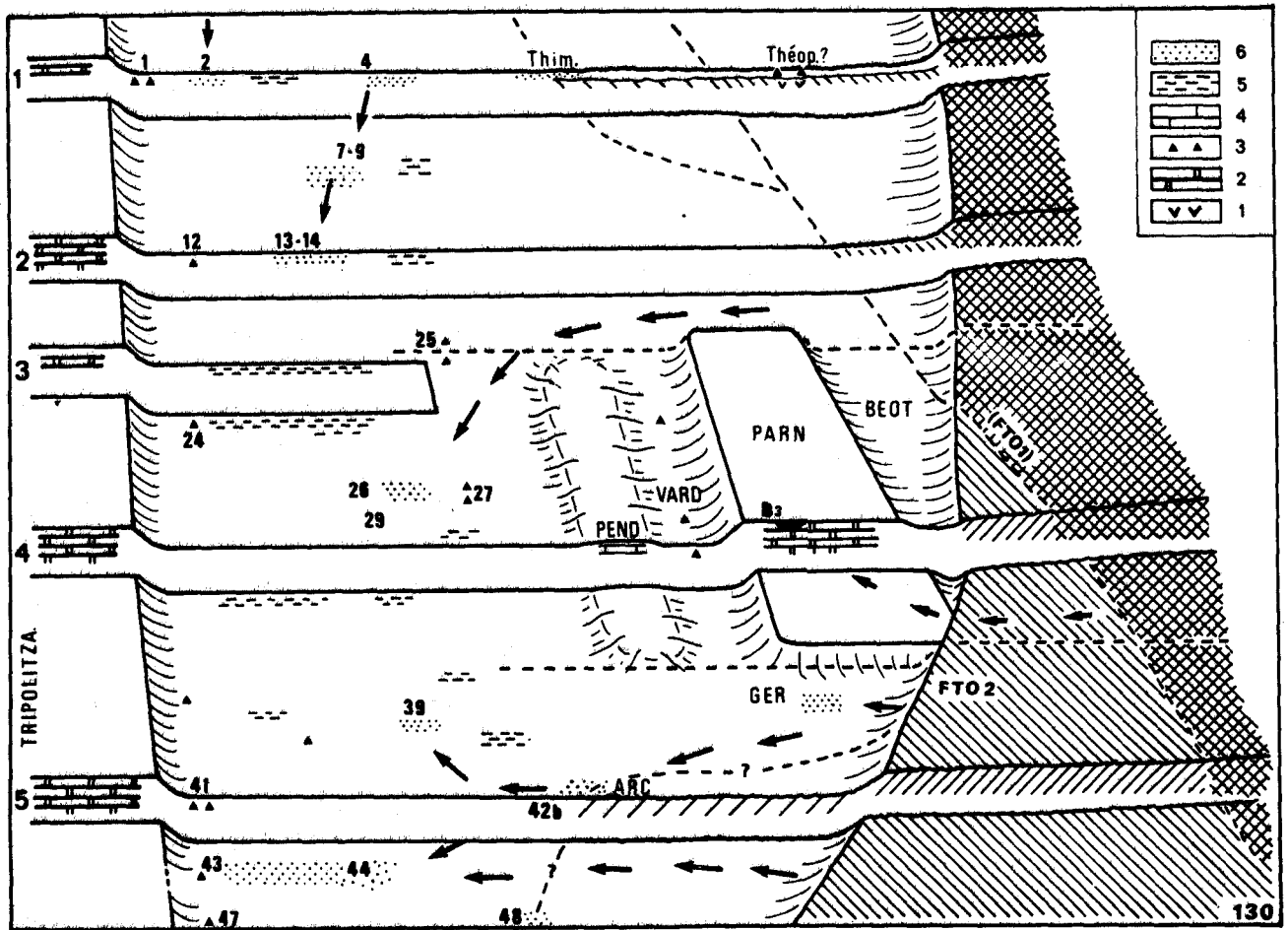


Fig. 130. - Etat supposé de la région à l'Albien.

Les localités pindiques signalées par des numéros reportent aux figures 106 et 107, p. 314-318. Les flèches courtes matérialisent l'hypothèse selon laquelle les bauxites parnassiennes (B 3) seraient alimentées par les produits d'altération des ophiolites, ce qui implique que le Parnasse ait été en liaison directe avec le domaine émergé résultant du deuxième front de Tectogenèse (FTO 2). Ce front affecte les zones d'Argolide (Epidaure et Trapezona) et peut-être le domaine de la Table d'Arcadie ; il affecte probablement encore la région Maliaque, ce qui n'a pas été représenté, pour de simples raisons graphiques liées à l'incertitude de la position précise des séries Maliaques par rapport au Parnasse à cette époque. Les flèches longues signalent les directions d'apports supposées des matériaux arénacés.

Lithologie - 1 : Ophiolites ; 2 : calcaires néritiques ; 3 : brèches carbonatées ; 4 : calcaires pélagiques ; 5 : pélites ; 6 : grès.

Abréviations : voir figure 126.

gion de Théopetra témoigne du cachetage de la phase précédente par une série qui semble ne plus comporter de discontinuité majeure. La simple confrontation de ces faits conduit à admettre, à l'échelle de la région considérée, l'obliquité du deuxième front tectorogénique sur le précédent, ce que traduit la figure 130. On admet qu'une liaison se soit réalisée entre le massif parnassien et les régions déformées, permettant aux ophiolites altérées d'alimenter les bauxites B3.

Le Crétacé inférieur voit le dépôt des Marnes rouges à Radiolaires dans le domaine pindique ; on a tenté (p. 328) de discuter la signification de ces pélites, qui pourraient témoigner d'une nouvelle phase d'approfondissement, en l'absence d'apports siliceux, bien que le Péloponnèse méridional voit encore la sédimentation de Radiolarites.

Des brèches carbonatées s'additionnent à ces pélites en maintes localités, pour la plupart situées près de la bordure occidentale des affleurements actuels (fig. 106-107, p. 314-318), mais quelques unes se trouvent dans une situation qui laisse supposer que les apports occidentaux ne sont pas seuls en cause ; la question est la même que celle qui se pose pour les apports arénacés.

La répartition spatiale des affleurements de "Premier Flysch" semble en effet défier toute logique simple. Si l'irrégularité des accumulations détritiques dans le Pinde méridional peut rendre compte de particularités topographiques locales, les affleurements situés à l'W du Parnasse (localités 26 et 29, fig. 106) s'expliquent avec peine ; l'absence de grès dans la région de Karpénission-Frangista, comme apparemment au bord N du Golfe de Corinthe, et la sédimentation calcaire condensée du domaine de Pendéoria limitent très strictement les possibilités d'alimentation ; les flèches contournant par le N le Parnasse et le domaine de Pendéoria (fig. 130) représentent la seule voie vraisemblable.

Les affleurements du Péloponnèse occidental (voir fig. 107, p. 318) posent d'autres questions. On a rejeté précédemment (p. 330) les possibilités d'alimentation latérale par le domaine externe ou longitudinale par le N ; ils peuvent correspondre à une alimentation de provenance directement orientale, au travers de la Table d'Arcadie. A ce propos, une hypothèse peut être évoquée, selon laquelle tout ou partie de ce domaine aurait subi les effets des déformations d'âge fini-crétacé inférieur ; on ne connaît en effet que très localement, sous les Calcaires en plaquettes, des lambeaux identifiables aux divers termes constituant la série du Pinde-Olonos. Le Crétacé supérieur pourrait ainsi être discordant sur les ensembles déposés antérieurement. Quoi qu'il en soit, un très large épandage des débris arénacés est envisageable en Péloponnèse, soit au travers du domaine de la Table d'Arcadie, soit en partie en provenance de celui-ci. En tout état de cause, l'âge relativement récent de ces épandages (turonien ou plus récent - localité 39, fig. 107 ; limite Santonien-Campanien - localités 42b, 43 et 44) comme leur apparente continuité dans les affleurements les plus méridionaux, singularisent ces régions ; ce sont les seules où l'on puisse envisager dans le domaine strictement pindique, l'existence de grands cônes détritiques sous-marins. Mais l'installation d'une sédimentation calcaire dès le Vraconien en Argolide (Formation de l'Akros) limite encore les possibilités et c'est peut-être du S que venaient les plus récents débris arénacés ; on doute d'avoir jamais d'éléments de discussion de cette ultime hypothèse, dans la mesure où jusqu'à Cythère, plus rien n'affleure qui n'appartienne à la Table d'Arcadie.

Les accidents transverses (ou leurs traces morphologiques) ne semblent pas avoir joué de rôle prépondérant à cette époque, encore que l'absence de grès dans la région de Karpénission-Frangista puisse être imputée à un effet morphologique résiduel de celui du Sperkios ; mais on vient de dire l'apparente nécessité de l'alimentation par le N du Premier Flysch du Pinde d'Etolie.

6) L'EVOLUTION AU CRETACE SUPERIEUR

La figure 131 fait état de la situation au Maastrichtien terminal, époque qui n'est exceptionnelle au Crétacé supérieur que par l'arrivée de nouveaux sédiments arénacés dans l'axe du domaine pindique.

Le Crétacé supérieur a vu l'installation généralisée des faciès carbonatés, discordants dans les régions précédemment déformées. Les régions les plus orientales paraissent plus précocément gagnées au domaine marin ; des formations détritiques apparaissent au Cénomannien (ou antérieurement ?) en Othrys de l'E, les calcaires néritiques s'installent dès

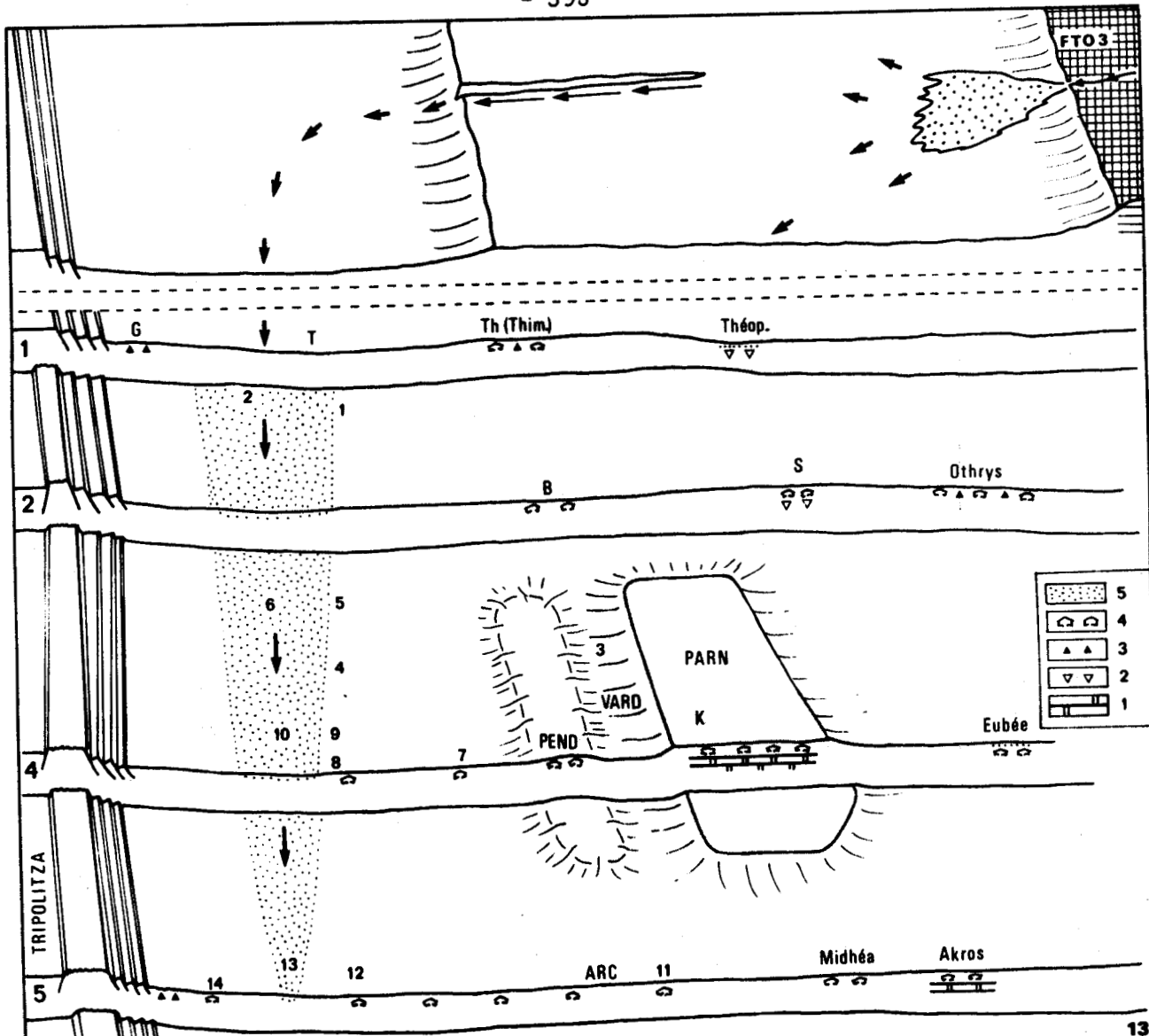


Fig. 131. -

131

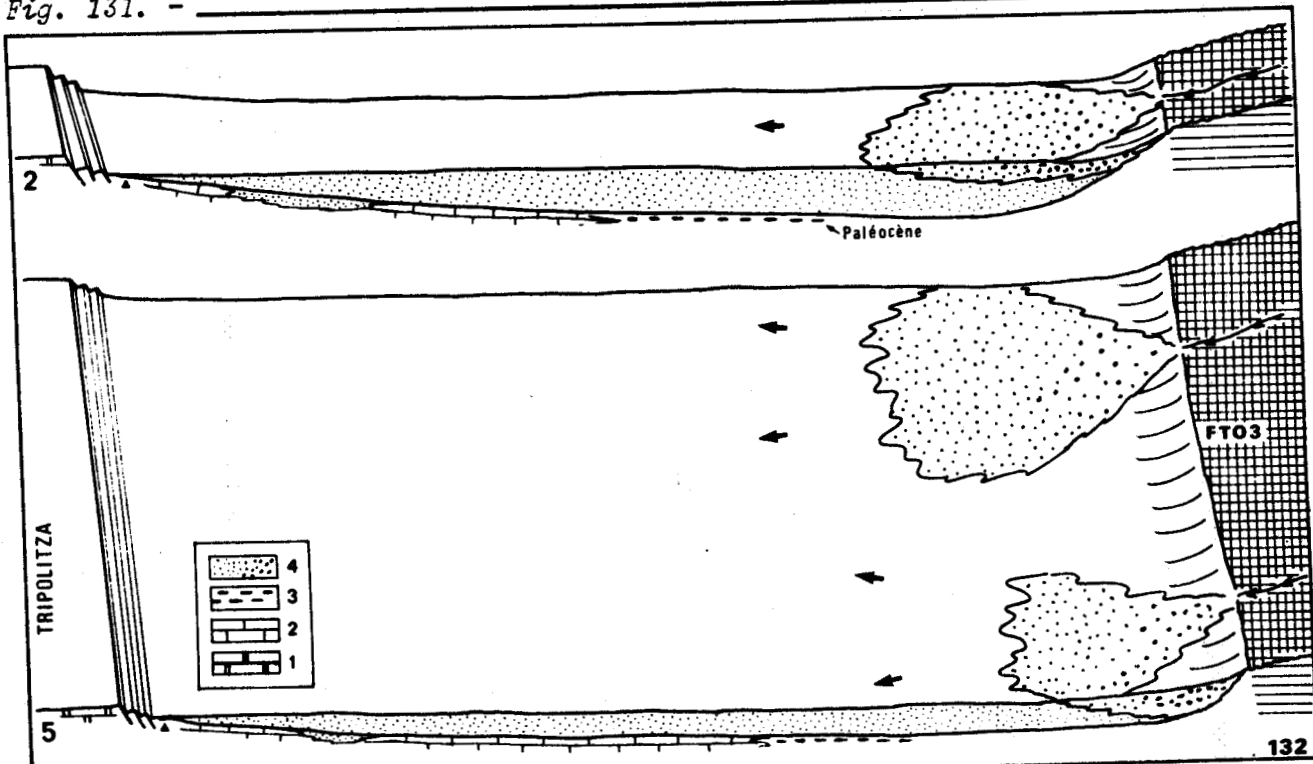


Fig. 132. -

132

BHS
LILLE

le Vraconnien en Argolide de l'E (Akros), au Cénomani en Attique-Béotie et en Eubée (voir Clément, 1979 ; Bignot et coll., 1971). Par la suite, une sédimentation calcaire variée, sans limites tranchées, à influences pélagiques plus ou moins prononcées, s'installe peu à peu, alors que les calcaires deviennent dominants dans le domaine strictement pindique au Sénonien inférieur (on a signalé la parenté fondamentale des calcaires du Pinde-Olonos et des calcaires de la Table d'Arcadie, p. 343).

Le Campanien et une partie du Maastrichtien marquent un moment singulier pendant lequel, après que le Parnasse ait commencé à sombrer, tout l'ensemble régional est le siège d'une sédimentation calcaire à *Globotruncana*, pour autant que l'on excepte les régions d'Othrys de l'W et Théopétra où des formations à Rudistes se développent ; ce sont probablement ces régions qui alimentent en brèches carbonatées tous les domaines environnants.

C'est au cours du Maastrichtien qu'apparaît un nouveau phénomène témoignant d'une reprise d'érosion dans des régions plus internes ; la série de Théopétra, qui reçoit ainsi des débris arénacés au cours de cette période, comme la série du Pinde-Olonos envahie axialement à partir d'une source septentrionale (voir p. 358) en témoignent.

Au bord occidental du domaine pindique, l'abondance des brèches signale une activité du rebord de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, qu'en l'absence de faits connus, on suppose symétrique de celle qui a été signalée au rebord opposé (voir fig. 61, p. 178). Ce serait ce moment qui aurait vu l'érosion de domaines de type Unité du Megdhovas.

Une situation à peu près identique se retrouvera au cours du Paléocène ; les apports arénacés deviendront peu à peu plus abondants dans le bassin pindique puis submergeront progressivement les domaines avoisinants, où ils auront été précédés de pélites rouges.

Rien ne permet de déceler au cours de ces périodes l'éventuelle influence des accidents transverses.

7) L'EVOLUTION EOCENE

La généralisation du dépôt des Flyschs à l'E du Gavrovo-Tripolitza caractérise cette période ; ils gagnent une vaste dépression nouvellement unifiée mais annoncée par les subsidences précédentes (enfouissement du Parnasse). On a pu supposer (p. 362) que la subsidence soit particulièrement précoce (mais post-paléocène) et active dans la partie orientale du nouveau bassin, à proximité du front tectorogénique (FTO 3, fig. 132) ; en tout état de cause, les apports directement orientaux se généralisent et c'est à l'Eocène inférieur ou moyen que l'on peut envisager la présence de vastes cônes sous-marins au front de tectorogénèse, nourrissant le Flysch.

Fig. 131. - Etat supposé de la région au Maastrichtien supérieur.

Les localités signalées par des numéros et des initiales reportent aux figures 117 et 120, p. 350-356.

Le Parnasse, comme la plupart des domaines, est gagné par la sédimentation pélagique ; on a supposé que symétriquement à ce qui est connu au bord occidental de la plate-forme (Gavrovo - voir fig. 61, p. 178), le bord oriental de Tripolitza est déformé. Des débris arénacés envahissent le domaine pindique au long d'une bande axiale, alimentée par le N ; on a représenté, d'une manière tout à fait hypothétique, une région plus septentrionale, où les débris arénacés gagnent le bassin pindique par l'intermédiaire d'un canyon (Kastaniotikos ?).

Lithologie - 1 : calcaires néritiques ; 2 : calcaires à Rudistes ; 3 : brèches carbonatées ; 4 : calcaires pélagiques à *Globotruncana* ; 5 : sédiments arénacés.

Fig. 132. - Etat supposé de la région près de la limite Eocène inférieur-Eocène moyen.

Des ensembles précédents ne subsistent plus que la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, dont la bordure effondrée sera gagnée par les formations détritiques (Unité du Megdhovas). Le Flysch remplit une dépression subsidente créée à l'avant d'un nouveau front tectorogénique (FTO 3). On a supposé que (pour des raisons d'éloignement relatif du front ?), la subsidence ait été plus faible en Péloponnèse qu'en Grèce continentale, ce qui rendrait compte des faibles épaisseurs de Flysch observables partout en Péloponnèse.

Lithologie - 1 : calcaires néritiques ; 2 : calcaires pélagiques ; 3 : pélites rouges ; 4 : grès et conglomérats dans les parties internes (cônes).

A la marge orientale du bassin, des parties nouvellement effondrées du bord de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza sont gagnées par la sédimentation arénacée, précédée cependant de pélites rouges d'âge éocène inférieur dans l'Unité du Megdhovas.

Le Domaine de Tripolitza sombrera à son tour au cours de l'Eocène moyen terminal-Eocène supérieur. Mais cette partie de l'histoire régionale ressort de la tectonique, qui sera envisagée dans le chapitre qui suit.

C) CONCLUSIONS

L'histoire du bassin pindique se révèle complexe, en raison d'une dissymétrie fondamentale de l'évolution de ses marges, liée aux événements tectorogéniques qui se produisent latéralement. Sa marge occidentale, bien que non immobile, apparaît cependant comme un modèle de stabilité et de fixité par rapport à sa marge orientale, où des domaines de sédimentation naissent et meurent tour à tour soit sous l'effet direct des déformations qui résultent de phénomènes initiés plus à l'E (vie et mort de la Téthys), soit sous leur effet indirect, induisant la différenciation de nouveaux domaines, indépendants dans leur signification et leur géométrie de ceux qui les ont précédés. Les limites du bassin sont donc essentiellement mouvantes, comme l'évolution de chacune de ses parties en fonction de leurs relations de proximité avec les régions directement affectés par les déformations.

1) QUESTIONS DE NOMENCLATURE ET DE LIMITES

C'est dire que les questions de nomenclature se posent avec acuité, quelle que soit l'échelle à laquelle on se place. Elles se présentent maintenant pour le domaine pindique.

Il est relativement aisé de distinguer, avec Aubouin (1959, p. 104) un domaine du Pinde (-Olonos) externe, d'un domaine du Pinde (-Olonos) axial, mais plus difficile de situer un domaine du Pinde (-Olonos) interne, qui restait d'ailleurs tout virtuel puisqu'il s'agissait des régions en principe situées sous le Synclinal de Flysch du Pinde oriental.

Les schémas paléogéographiques précédents montrent en effet qu'il est relativement aisé de reconnaître, à l'W des affleurements pindiques un domaine où, à toutes époques, des brèches carbonatées se sont déposées en abondance. Sans doute ces limites restent-elles floues, et variables d'une époque à l'autre mais de très nettes ressemblances entre les séries affleurant dans les unités frontales du Pinde méridional (dites du Pinde occidental par Aubouin, 1959) et celles de l'Olonos en Péloponnèse (dites "Système des écaillés frontales" par Dercourt, 1964) indiquent une très vraisemblable homologie de ces ensembles. Entre ces deux extrêmes, les séries affleurant au front de la nappe ne renferment qu'exceptionnellement des faciès bréchiqes et l'on peut aisément admettre, avec Celet (1962) que c'est le Pinde (-Olonos) axial qui apparaît ici. D'une manière schématique, on peut admettre qu'une limite du type de celle qui joint les localités AK et Ba (fig. 105, p. 306) corresponde sensiblement à la limite Pinde-Olonos externe-Pinde-Olonos axial ; celle-ci est un peu débordée par la limite qu'on peut tenter de tracer au Lias (entre faciès b et c, fig. 103, p. 296), mais la tendance générale reste la même. Ce type de limite est acceptable dans la mesure où il traduit des phénomènes proximaux, c'est-à-dire l'activité de la marge située entre Pinde-Olonos et Gavrovo-Tripolitza, dont on a cependant vu qu'elle était migrante (fig. 127). Des limites fixées par rapport à des phénomènes traduits distalement ne peuvent certainement pas fournir de telles références : la répartition des formations arénacées est fonction de l'emplacement des émissaires et du détail de la morphologie des fonds.

Le Pinde-Olonos axial peut donc être assez précisément limité vers l'W, mais on manque de données comparables aux précédentes pour le distinguer du Pinde-Olonos interne, qui doit d'ailleurs être essentiellement variable dans sa constitution, en fonction de l'hétérogénéité croissante de sa marge. Il a pu être localement (Table d'Arcadie ?) déformé avant le Crétacé supérieur (et n'appartient plus dans cette éventualité au Pinde-Olonos) ; il est peut-être soit caché par les domaines où le Flysch affleure largement à l'heure actuelle, soit recouvert tectoniquement par les zones plus internes. Cette notion pourrait éventuellement s'appliquer à des ensembles de type "Galaxidion Formation" (Johns, 1979) de caractère pindique, mais riche en conglomérats (au Lias ?) et où le Flysch est précédé de pélites rouges.

Au-delà vers l'E, le terme de "séries ultra-pindiques", au sens de Aubouin (1959, p. 103 : "j'emploie le terme *ultrapindique* au sens où l'on utilise le terme *ultradauphinois* en France, c'est-à-dire *au-delà du sillon dauphinois vers l'intérieur mais en sa marge immédiate*") pourrait s'appliquer pour évoquer la plate-forme et le bassin qui séparent le Pinde-Olonos du Pélagonien-Parnasse au Trias-Jurassique et qui connaîtront une histoire pindique pendant une partie du Jurassique. Mais l'emploi de ce terme risque de masquer l'existence de deux entités de signification très distincte, et de faire oublier les particularités de l'histoire post-jurassique de chacun des tronçons de ces domaines. Chaque tronçon de chaque domaine correspond à une histoire particulière, a été bien défini et porte un nom qui doit être employé.

Quoi qu'il en soit, la limite orientale du bassin pindique ne saurait être fixée, même théoriquement, qu'au cours du Trias-Lias (Dogger) ; ce sont alors les plates-formes du Trapézona, Monts Géranées, Pendéoria et Kosiakas qui en constituent la bordure orientale. Par la suite, ces plates-formes ayant sombré, c'est un seul bassin qui sépare le Gavrovo-Tripolitza du Parnasse-Pélagonien puis qui, englobant le Parnasse, sépare le Gavrovo-Tripolitza des régions affectées par les diverses phases tectorogéniques.

Toute nomenclature fondée sur des limites intangibles dans le temps est donc dans ces conditions inadaptée aux nécessités de la communication, laquelle doit rester au centre de nos préoccupations. Pour ce qui nous concerne, une série pindique (témoignant de la zone du Pinde-Olonos) doit être une série continue, fondamentalement constituée de sédiments pélagiques du Trias au Maastrichtien (-Paléocène), diversement additionnée d'apports carbonatés ou arénacés selon les lieux et selon les époques ; c'est-à-dire que la limite du Trias-Lias est fondamentale, comme l'ont admis implicitement tous les auteurs ayant travaillé dans ces régions mais que, quel que soit l'emplacement de cette limite, une éventuelle discontinuité anté-Crétacé supérieur doit interdire l'usage de cette nomenclature. Pour l'instant, le domaine de la Table d'Arcadie doit donc être distingué du domaine du Pinde-Olonos, même si l'on a de bonnes raisons de penser qu'il a pu appartenir au même bassin antérieurement au Crétacé supérieur et très probablement au Crétacé supérieur-Paléocène : une discontinuité tectonique peut être suspectée entre ces deux périodes.

On comprendra néanmoins qu'au long des développements précédents, ce soit le terme bassin pindique qui ait été employé, imprécis mais adapté aux fluctuations des marges de l'étendue marine à laquelle il appartenait, dans le cadre géographiquement restreint de l'examen qui a précédé. Mais il paraît clair qu'on ne peut le limiter ni au N ni au S, et que dans l'ensemble des Dinarides s.l., c'est bien le terme de sillon qui apparaît le mieux adapté à caractériser l'allongement de la dépression ; le changement d'échelle est important et c'est seulement en recherchant ses prolongements hors de la petite région considérée ici qu'on évoquera le "sillon pindique" (Annexe C).

BUS
LILLE

2) SIGNIFICATION DE LA ZONE DU PINDE-OLONOS

L'une des principales caractéristiques du bassin pindique est de faire partie d'un ensemble très précocément différencié ; on sait qu'il représente une dépression relative au Carnien, mais sans doute peut-on admettre qu'une dépression existait à son emplacement dès l'Anisien au vu de la séquence de l'Unité du Megdhovas. Une autre originalité est de se trouver environné de plates-formes néritiques subsidentes et de présenter une séquence sédimentaire qui n'est pas sans ressembler à celles de milieux océaniques.

C'est pour ces raisons qu'on ne saurait comparer le bassin pindique à des bassins intérieurs à des plates-formes carbonatées, du type de ceux qui interpénètrent le domaine bahamien (fig. 62, p. 184) : ceux-ci sont tardivement différenciés, alors que la plate-forme fonctionne depuis longtemps ; le bassin Ionien est probablement de ce type, mais le bassin pindique est un trait fondamental du dispositif dans lequel il est inséré.

Il semble par ailleurs difficile de comparer ce bassin à ceux qui se trouvent individualisés dans des systèmes de bassins marginaux de type Pacifique où, selon Blanchet (1977, p. 54), l'épaisseur des sédiments reste beaucoup plus réduite sur les "rides" que dans les dépressions, c'est-à-dire que dans ce cas l'organisation morphologique des fonds semble sans rapport avec les types de sédimentation et le mode de subsidence. Encore faut-il sans doute évoquer des différences d'environnement (climatiques ?) pour expliquer l'absence de sédimentation carbonatée sur les hauts-fonds relatifs des systèmes décrits par Blanchet, susceptibles de masquer de réelles analogies ; on se trouve néanmoins en présence d'une indétermination qui ne semble pas pouvoir être surmontée.

Le bassin pindique apparaît donc comme un trait original, né avec la marge si l'on admet que la Téthys alpine est un trait apparaissant au Trias, ou tirant son origine de quelque tentative de subduction sous l'Apulie d'une Téthys plus ancienne (voir Septième Partie).

Il reste cependant difficile de déterminer la nature fondamentale de ce bassin ancien, permanent, relativement profond, mais dont les sédiments sont désolidarisés de leur substratum. On peut concevoir que selon des schémas déjà classiques (Boillot, 1979), la croûte ait été de nature "intermédiaire", née de la distension éotriasique d'une croûte continentale, résultant du basculement de grands blocs glissant au long de failles normales, planes ou concaves. Mais il s'agit d'une explication applicable à toute marge continentale "stable", qu'il semble difficile de tester dans le cas particulier.

Quoi qu'il en soit, le type apparemment calco-alcalin de la plupart des roches effusives connues dans les Dinarides s.l. (Celet et coll., 1977), et le caractère assurément non tholéitique de celles qui se trouvent en éléments dissociés dans la "Formation à blocs" (De Wever, 1975 ; après analyses chimiques, on ne peut pas assurer que ces roches soient franchement calco-alcalines, mais il est certain qu'elles ne présentent pas d'analogies avec les Ophiolites - renseignement oral de J. Terry) paraît peu compatible avec un fonctionnement de type océanique.

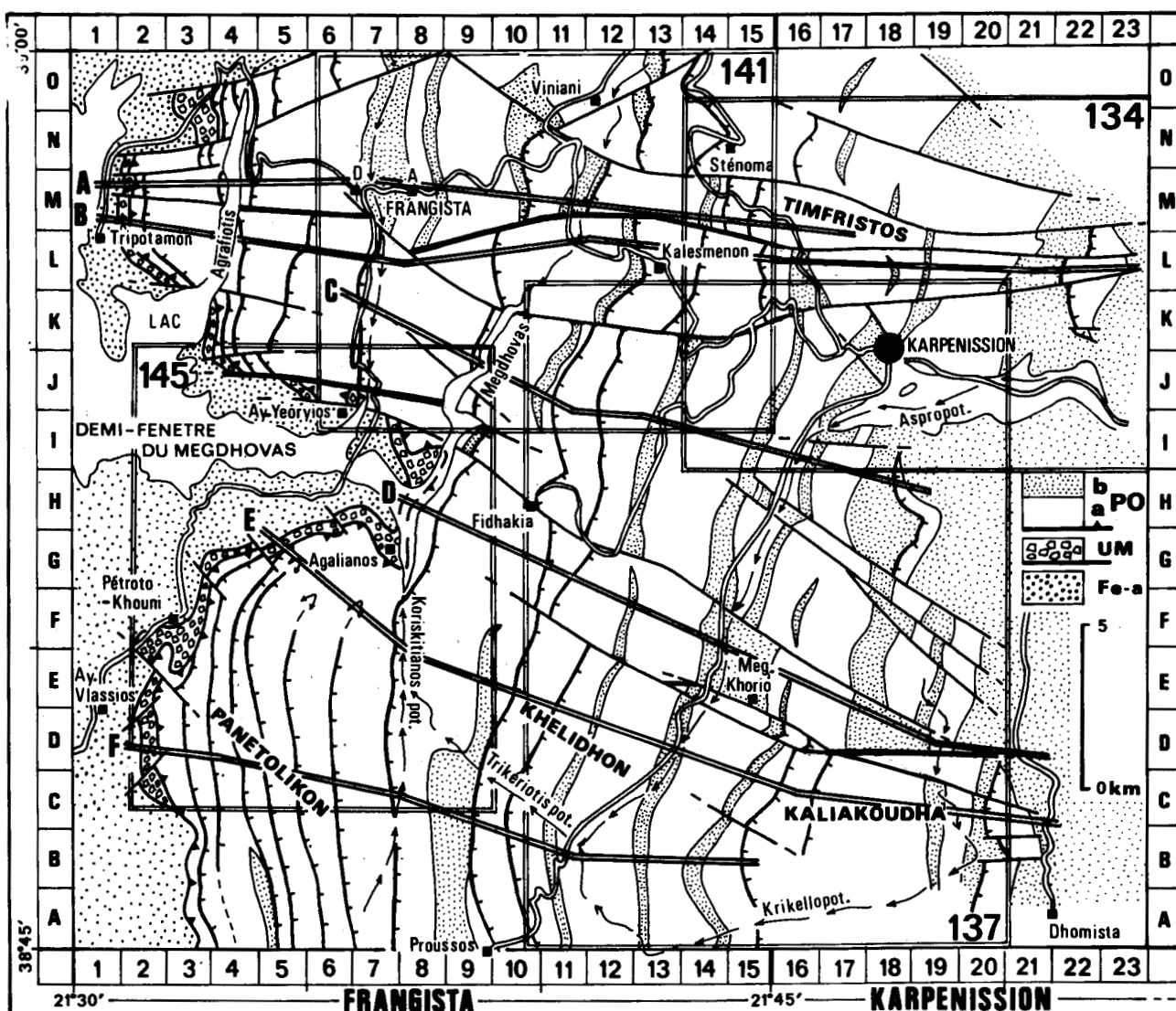


Fig. 133. -

CHAPITRE V : STRUCTURE DE LA NAPPE PINDIQUE

La région de Karpénission-Frangista présente à la fois des traits classiques de la structure pindique et des caractères apparemment particuliers dont l'examen est rendu aisé par d'exceptionnelles facilités de pénétration. On abordera donc l'étude par l'analyse de cette région et l'on tentera par la suite un bilan de l'histoire pindique après confrontation avec d'autres régions.

I. - LES STRUCTURES PINDIQUES DANS LA REGION DE KARPENISSION-FRANGISTA

La figure 133 met en évidence les grands traits structuraux de la région de Karpénission-Frangista. Le front de la nappe, souligné par l'Unité du Megdhovas, apparaît ici très sinueux à la faveur de la demi-fenêtre du Megdhovas montrant le caractère pelliculaire de la nappe, au moins dans sa partie frontale. La structure écaillée, très serrée dans la partie occidentale, devient plus lâche vers l'E où le matériel sédimentaire mésozoïque disparaît sous le manteau de Flysch constituant le Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie. Plusieurs grands accidents transverses interrompent la continuité de ces structures et déterminent l'ensellement ("Couloir de Karpénission") emprunté par la route conduisant de Karpénission à Ayios Vlassios.

A) A LA DECOUVERTE DES STRUCTURES PINDIQUES : UN ITINERAIRE DE LAMIA A AGRINION

Une manière simple de prendre contact avec les structures pindiques consiste à entreprendre une traversée d'E en W de la chaîne. La route joignant Lamia à Agrinion se prête à un tel dessein et permet, en une succession de panoramas et d'observations de détails, de mettre en évidence l'essentiel des traits de la région. Les panoramas présentés sont choisis de manière à donner une vision presque dépourvue de discontinuité des paysages géologiques depuis Karpénission jusqu'à Ayios Vlassios ; on proposera cependant de s'écarter parfois de l'itinéraire principal pour observer quelque particularité.

Cet itinéraire, dont le sens est imposé par les conditions d'éclaircissement, est long de 185 km d'une route sinueuse qui ne peut être parcourue en moins de 4 heures. Les 80 premiers km conduisent de Lamia à Karpénission ; le tronçon décrit de Karpénission à Ayios Vlassios est long de 78 km et 25 km restent à parcourir pour rejoindre Agrinion. On peut effectuer l'itinéraire en une seule journée en se tenant aux points d'observation signalés sur la route principale ; deux journées suffisent amplement pour effectuer l'ensemble des observations, en revenant au soir du premier jour à Karpénission. La carte hors-texte jointe à ce travail peut en principe suffire aux repérages d'ensemble ; les figures 134, 137, 141 et 145 réunissent les données nécessaires à l'examen des paysages commentés mais on ne demandera de précisions qu'à la feuille géologique 1/50 000 Frangista, éditée par l'Institute of Geological and Mining Research d'Athènes. On a autant que possible fait référence aux points cotés sur les figures de présentation afin de pallier la difficulté de lecture des caractères grecs sur ce document.

La route conduisant de Lamia vers l'E remonte la vallée du Sperkhios et traverse le Flysch du Synclinorium du Pinde oriental d'Etolie dont les vastes affleurements témoignent d'une puissance considérable (4 000 m, selon Koch et Nicolaus, 1969).

Fig. 133. - Schéma structural de la région de Karpénission-Frangista.

On a encadré les régions détaillées sur les figures 134, 137, 141 et 145, situé par un double trait sur les coupes de la figure 152 (A à F) et représenté en trait fort les accidents E-W induisant une discontinuité axiale des structures.

Légende - Fea : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarmanie ; UM : Unité du Megdhovas ; PO : nappe du Pinde-Olonos (a : série mésozoïque, b : Flysch).

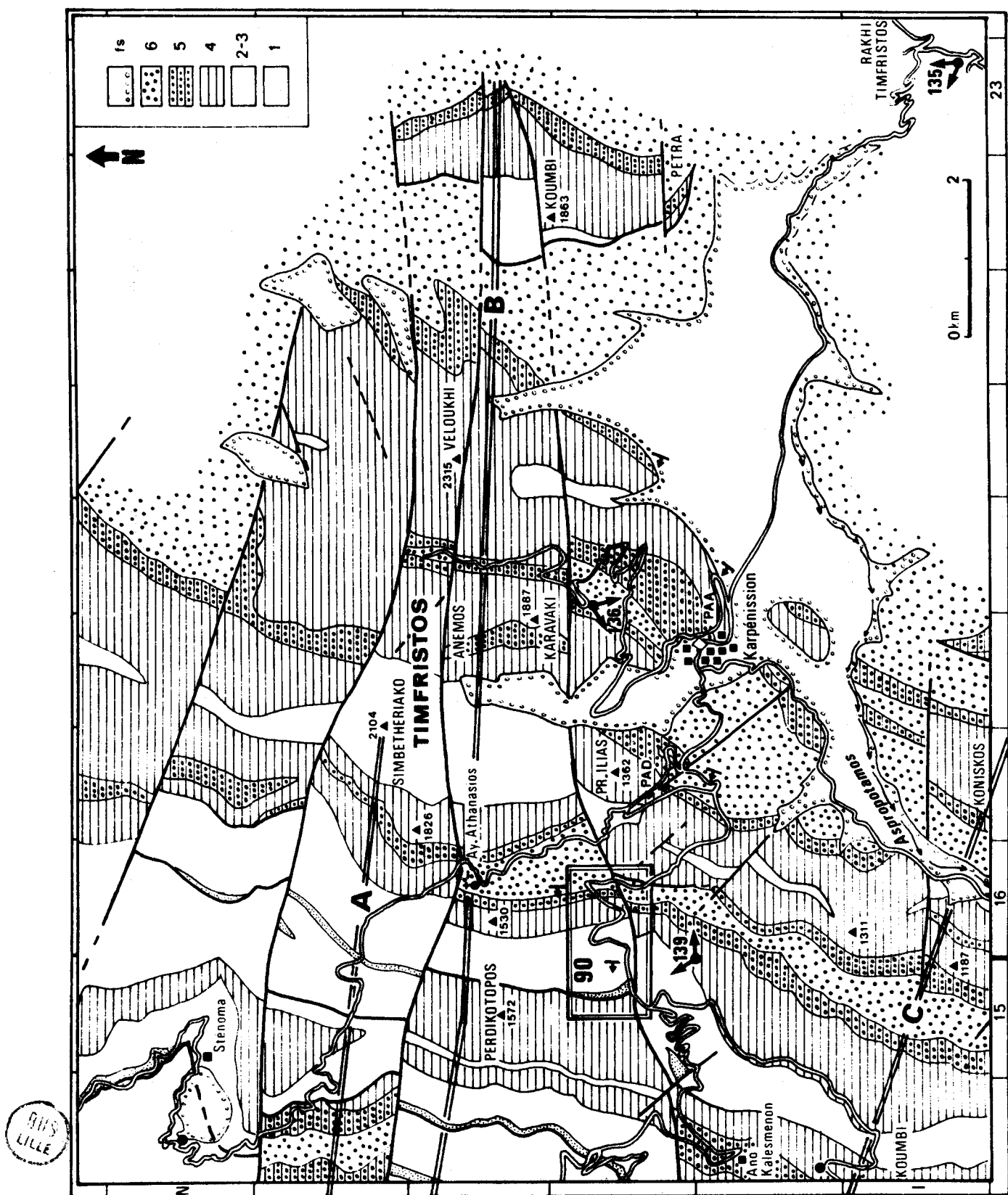


Fig. 134. - Schéma structural des alentours du massif du Timfristos.

Les points d'où sont observés les panoramas des figures 135, 136 et 139 sont situés ; un cadre précise la localisation de la figure 90 ; la trace des coupes A, B et C (fig. 152) est portée.

Légende - 1 : Détritiques triasiques ; 2-3 : Calcaires de Drimos et Radiolarites ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch ; 6 : Flysch ; fs : Formations superficielles.

1) LE MASSIF DU TIMFRISTOS DEPUIS L'E

Au passage de la crête de Flysch séparant le bassin du Sperkhios du bassin de l'Aspropotamos (ou Karpénissiotis potamos), un premier panorama s'offre depuis le Rakhi Timfristos (situé fig. 134) sur le massif du Timfristos. Le paysage (fig. 135) n'est nullement "pindique". Bien que son sommet principal (Véloukhi) soit l'un des points culminants de toute la chaîne, le Massif se présente dans son ensemble comme relativement tabulaire, détachant dans toutes les directions des apophyses d'altitudes proches de 2 000 m ; la crête de Flysch qui relie le Véloukhi au Koumbi étant elle-même à 1 700 m (voir à ce propos les photographies 30 à 32, *in* Koch et Nicolaus, 1969).

La structure est relativement simple. Le sommet Véloukhi se trouve dans l'axe d'un anticlinal marqué par la présence de Radiolarites aux deux flancs du Massif. Bien qu'inabordable en raison de la raideur des parois, les Radiolarites sont observables depuis la route conduisant de Karpénission au refuge du Timfristos (d'où sera examiné le panorama de la fig. 136) et participent à un pli de style coffré tout à fait singulier. Des synclinaux de Flysch et de Couches de passage au Flysch sont observables sur les hauts plateaux environnant le Véloukhi. Mis à part l'écaille du Koumbi, aucune structure écaillée importante ne traverse le Massif.

Quelques accidents sub-verticaux de direction sensiblement E-W découpent le Massif (voir fig. 134) et provoquent une culmination des structures dans l'axe Véloukhi-Koumbi, mais ne limitent pas abruptement le Massif ni ne sont morphologiquement bien exprimés. On ne peut donc pas attribuer à ces accidents un rôle essentiel dans la surrection du Massif qui apparaît en grande partie dû à un bombement peu ou pas lié au jeu de ces failles. L'altitude du Massif, ses formes arrondies, la conservation du Flysch sur les plateaux sommitaux et à la crête entre Véloukhi et Koumbi militent en faveur d'un soulèvement très récent.

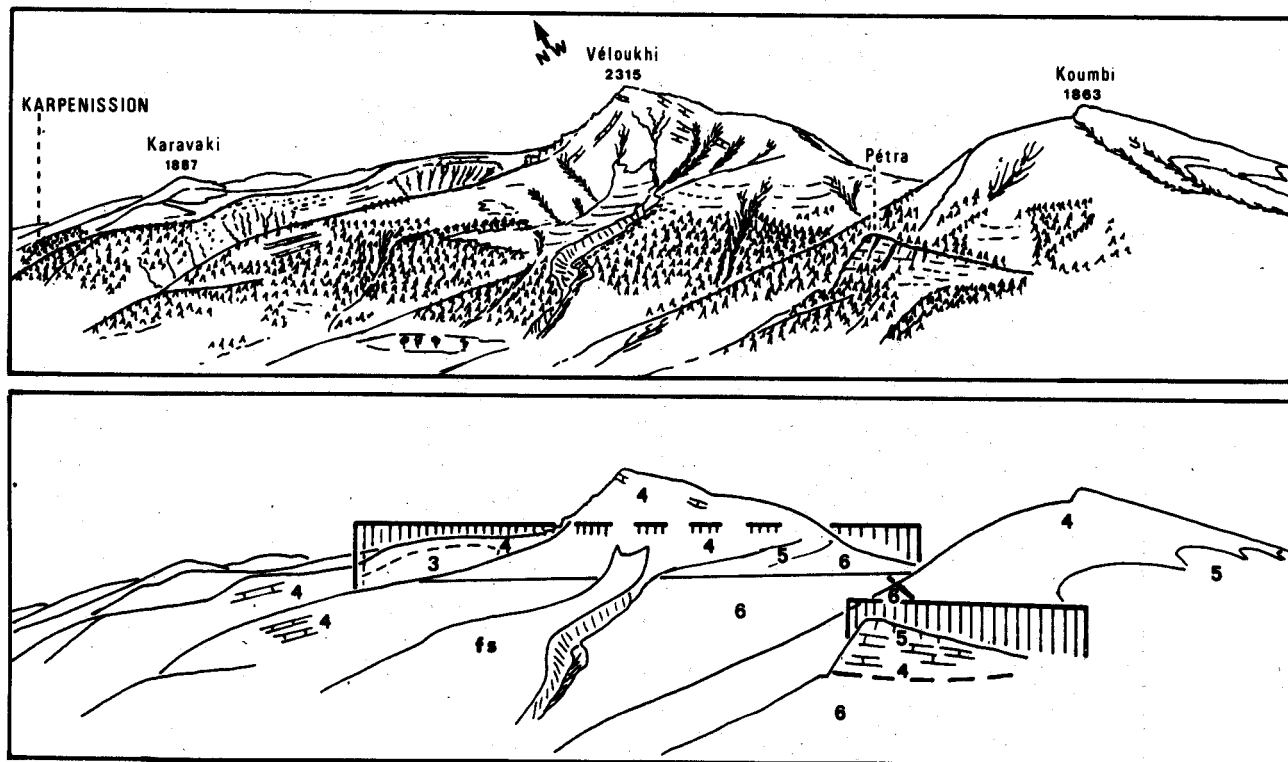


Fig. 135. - Panorama sur le massif du Timfristos depuis le SE (voir situation du point de vue et cadre géologique fig. 134).

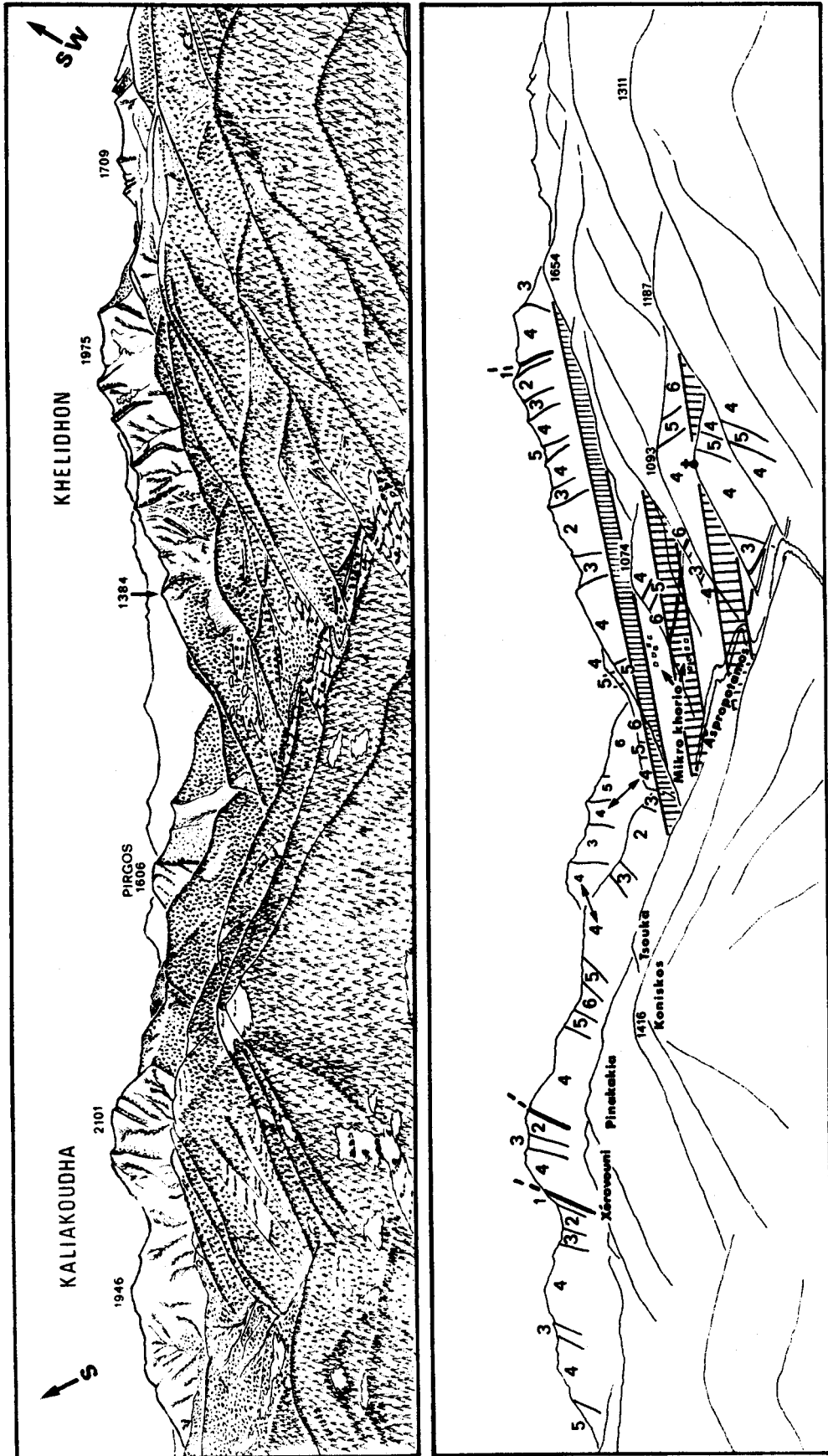


Fig. 136. -



2) LES MASSIFS DU KALIAKOUDDHA ET DU KHELIDHON

La route qui conduit de Karpénission au refuge du Timfristos (fig. 134) offre, le matin, depuis la pointe d'un virage aigu, proche de 1 600 m d'altitude, un très large panorama vers le S (fig. 136).

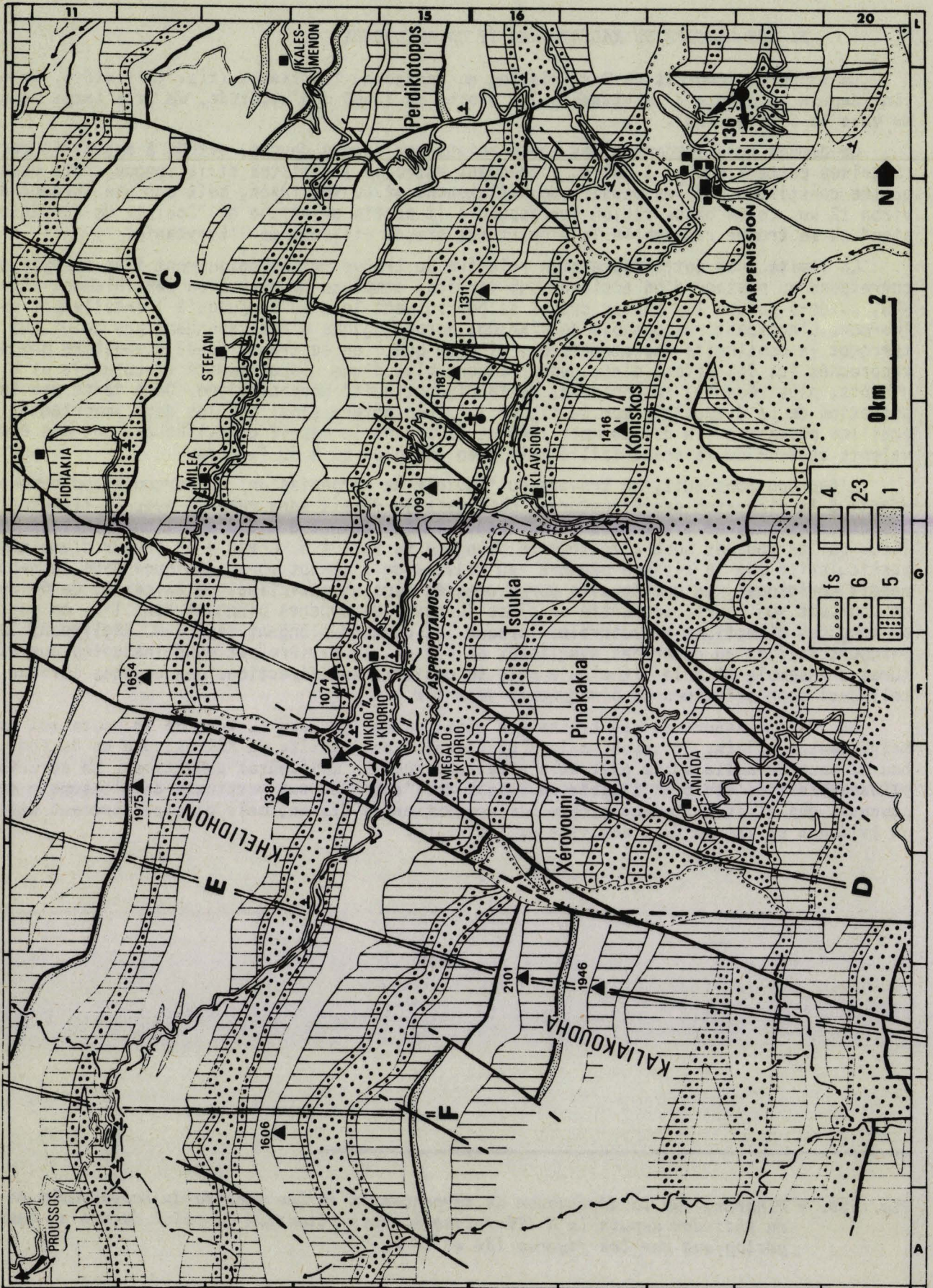
On domine très largement les monts boisés aux formes douces, situés à des altitudes comprises entre 1 000 et 1 500 m, s'étendant entre le Timfristos et la longue crête déchiquetée constituée par les massifs du Kaliakoudha et du Khélidhon, soit sur une largeur d'environ 12 km. Cette basse région correspond à la partie orientale du "Couloir de Karpénission" où se trouve rassemblée la plupart des grands villages de l'Evrytanie.

La limite S de cette dépression relative se trouve morphologiquement très abrupte et correspond au passage d'un accident sub-vertical complexe de direction sensiblement ESE-WNW, au-delà duquel les hautes crêtes se poursuivent loin au S, jusqu'à l'ensellement de Thermon. L'accident responsable de l'abrupt morphologique n'est cependant pas celui qui interrompt la continuité des structures, si bien que l'on se trouve fondé à admettre que sont rapprochés ici les effets d'accidents responsables d'une discontinuité structurale et d'accidents, plus récents, responsables de la discontinuité morphologique. On a tenté une interprétation de ce dispositif sur la figure 137 ; on notera ainsi que les deux importantes écaillés passant à l'W des sommets 1946 et 2101 dans le massif du Kalikoudha ont des équivalents au sein du faisceau faillé mais n'en ont plus au N du faisceau.

L'Aspropotamos suit, au travers du "Couloir de Karpénission" un parcours apparemment adapté à la direction des structures, mais dans le détail sans rapport avec la lithologie des diverses couches traversées et se trouve immédiatement à l'E d'une ligne limitant les lieux où les couches sont affectées de plongements vers l'W. C'est à la faveur d'une même particularité que la rivière pénètre -au travers de l'abrupt morphologique- dans le haut massif méridional, en une étroite gorge creusée dans un anticlinal de Calcaires de Drimos et poursuit son cours, en partie en cluse lorsque les couches plongent vers l'E, en partie au long des directions structurales lorsque les couches plongent vers l'W. Négligeant les parcours faciles au coeur des synclinaux de Flysch, la rivière est donc inadaptée aux structures d'ensemble et à la lithologie mais se conforme aux directions des couches lorsque celles-ci sont affectées de plongements vers l'W.

La reconnaissance de ces traits est aisée en un parcours au long de la route qui de Karpénission rejoint Proussos, mais l'observation des massifs du Kaliakoudha et du Khélidhon ne peut de nulle autre part être effectuée dans de meilleures conditions. La structure plissée-écaillée est bien lisible en raison de l'attitude sub-verticale de l'ensemble des couches, qui n'est nullement propre aux compartiments élevés, mais particulièrement mise en évidence en raison de l'activité de l'érosion.

Fig. 136. - Panorama sur la dépression de Karpénission et les massifs du Kaliakoudha et du Khélidhon depuis le N (Timfristos). Voir situation du point de vue et cadre géologique sur les figures 134 et 137.



BIL'S
LILLE

Fig. 137. -

3) L'ÉCAILLE DE STENOMA

L'observation de cette structure nécessite une antenne de plus de 20 km aller-retour, qui peut se justifier par les exceptionnelles facilités d'observation qui sont offertes de la structure d'une écaille (fig. 138).

Le ravin descendant du massif du Timfristos entaille profondément une structure sub-horizontale, que le tracé de la route conduisant de Sténoma à Ayios Pandéleimon permet d'observer en détail sur près de 2,5 km. La route en faible pente suit longuement la vire déterminée par la présence du Détritique triasique d'une base d'écaille, reposant tour à tour sur les Pélites de Kastéli, les Radiolarites puis les Calcaires en plaquettes d'une unité inférieure (voir fig. 141). Bien que fort classique, ce dispositif est rarement observable dans de telles conditions. Il est possible en outre d'observer le meilleur affleurement (localité 1, cerclé de noir) du Détritique triasique de faciès pélito-calcaire connu dans la région (p. 282), puis un affleurement de Calcaires à Calpionelles associés à des passées arénacées (localité 3c).

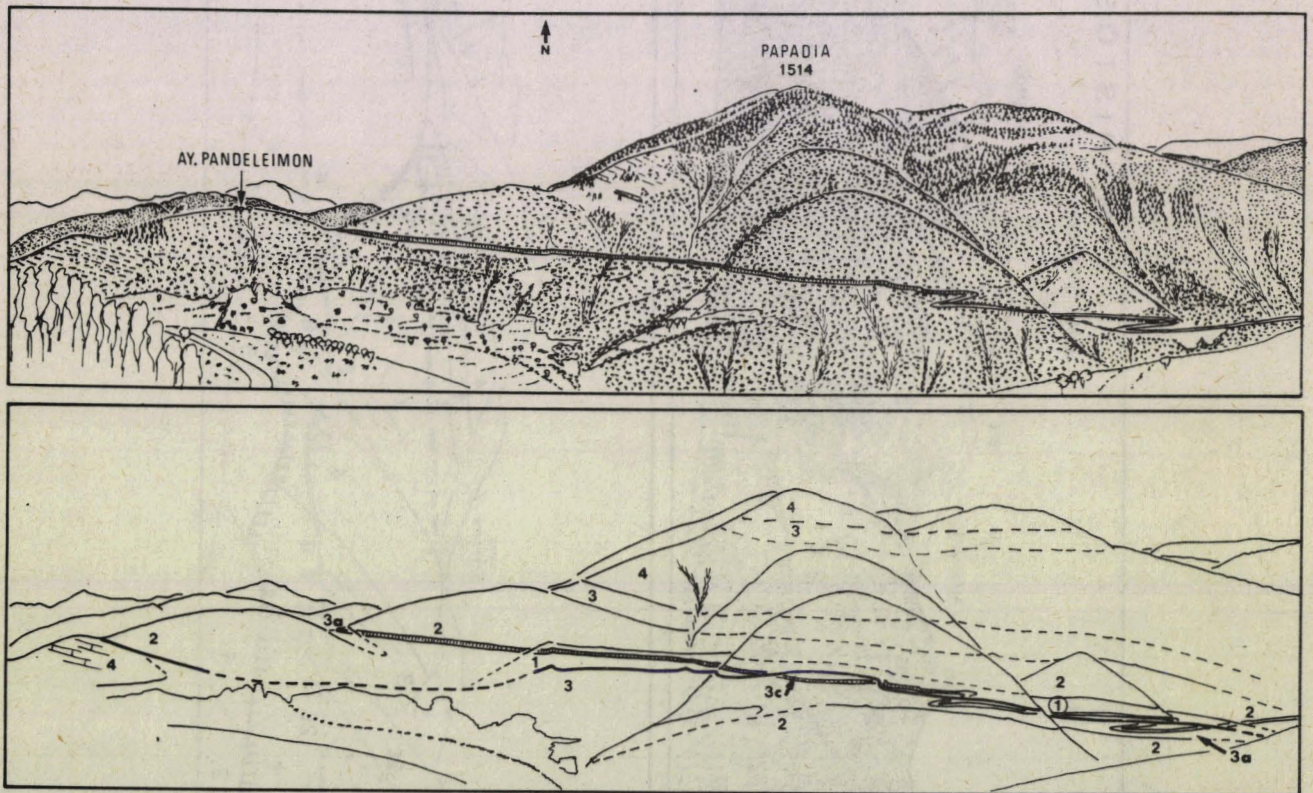


Fig. 138. - Panorama sur le flanc N de la vallée de Sténoma.

La situation du point de vue et le cadre géologique sont précisés sur la figure 141. La localité signalée par le chiffre 1 entouré d'un cercle est décrite p. 281 ; la localité 3c est signalée p. 312.

Légende - 1 : Détritique triasique ; 2 : Calcaires de Drimos ; 3 : Radiolarites s.l. (a : Pélites de Kastéli ; c : Calcaires à Calpionelles) ; 4 : Calcaires en plaquettes.

Fig. 137. - Schéma structural de la région située au S du massif du Timfristos (voir situation fig. 133). Seuls les plongements des couches vers l'W sont indiqués.

Légende - 1 : Détritique triasique ; 2-3 : Calcaires de Drimos ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch ; 6 : Flysch ; fs : Formations superficielles.

4) PANORAMA SUR LA COUPE DE KARPENISSION ET LE MASSIF DU TIMFRISTOS DEPUIS LE SW

La route conduisant de Karpénission à Frangista puis à Agrinion, axe de notre itinéraire, permet d'observer, à 7 km de Karpénission, la coupe décrite précédemment (fig. 90 ; p. 259). Après avoir observé les affleurements et atteint le col du Perdikotopos, on suivra sur un peu moins d'1 km la route qui conduit à Stéfani et Fidhakia, avant de longer à pied une crête d'où s'offre bientôt un très vaste panorama sur la coupe précédemment examinée et le massif du Timfristos.

L'accident sub-vertical noté au premier plan de la figure 139 est le même que celui qui a été noté au pied du Véloukhi (fig. 134) ; son expression morphologique est ici également presque nulle, bien que les deux compartiments adjacents soient relativement dissemblables.

La Coupe de Karpénission est bien visible dans son ensemble ; les divers points de repère (lettres majuscules) permettent la confrontation avec la figure 90. On notera particulièrement le ploiement en genou de l'ensemble de la série comme le contact de base d'écaillage du Perdikotopos ; rappelons que les Couches de passage au Flysch affleurant entre les points D et E plongent vers l'W.

Les plans lointains montrent le massif du Timfristos et ses contreforts, caractérisés par une morphologie peu acérée.

Fig. 139. - Panorama sur le massif du Timfristos depuis le SW et sur la "Coupe de Karpénission". Situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 134. Les indications relatives à la "Coupe de Karpénission" reportent à la figure 90 (p. 262).

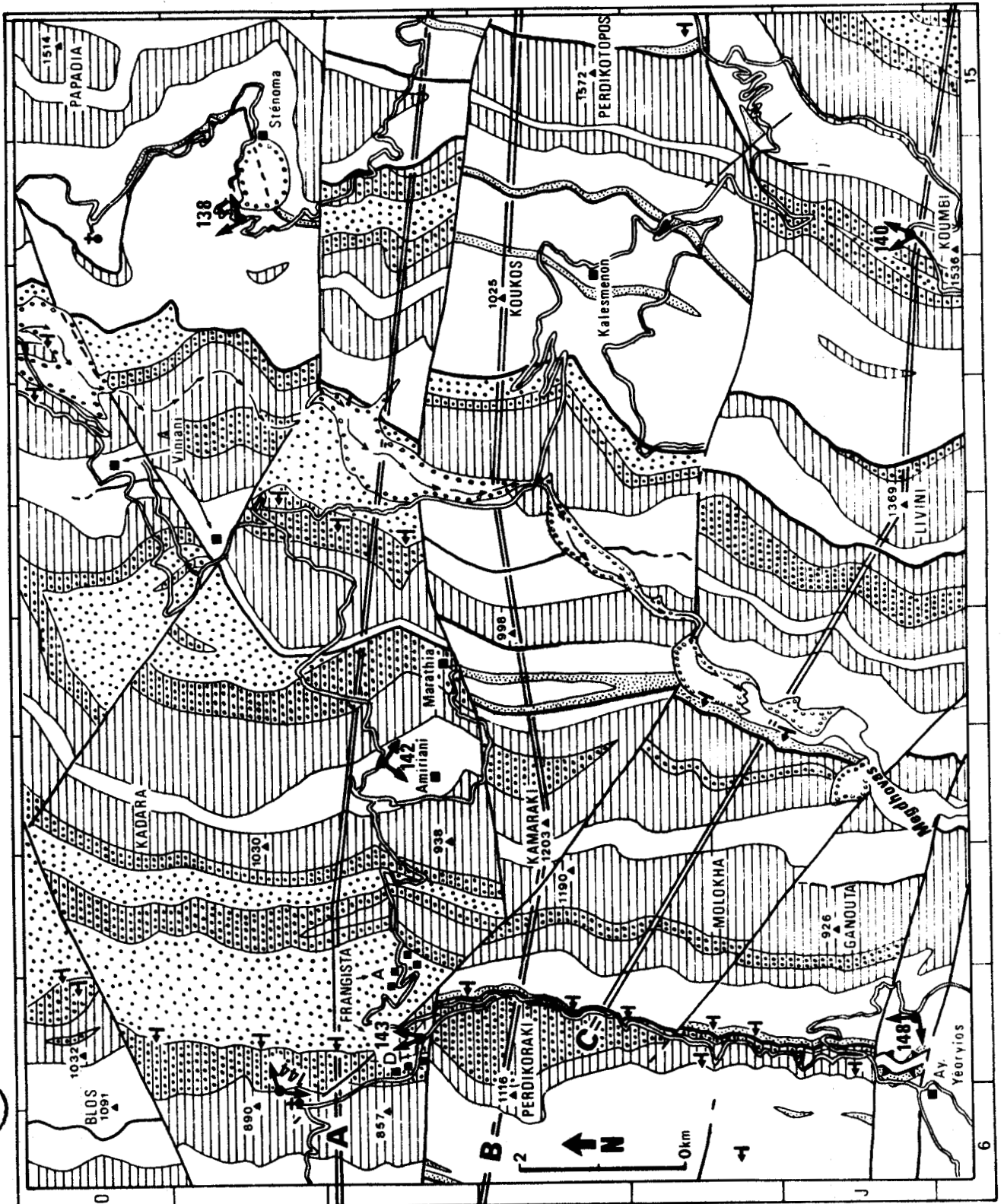


Fig. 141. -

5) LES CONTREFORTS OCCIDENTAUX DU MASSIF DU TIMFRISTOS

Continuant sur la route de Fidhakia pendant environ 5 km, on découvrira depuis le flanc N du Koumbi (voir fig. 141) un panorama sur les pentes que descendra la route conduisant à la vallée du Megdhovas.

Le paysage en est très classiquement "pindique", comme la structure isoclinale bien lisible (fig. 140 et schéma structural fig. 141). On repèrera les affleurements du Détritique triasique de faciès pélito-calcaire observables de part et d'autre de Kalesmenon (il s'agit de la principale agglomération de ce nom, dite parfois Kato Kalesmenon, par opposition à un village situé en amont, près du col du Perdikotopos, dit Ano Kalesmenon).

On retourne au col du Perdikotopos pour entreprendre la longue descente vers la vallée du Megdhovas. Les premiers lacets recoupent plusieurs fois les Pélites de Kastéli ; le passage de l'accident déjà observé (fig. 139) est bien visible en aval de Ano Kalesmenon.

On peut dorénavant utiliser la feuille géologique 1/50 000 Frangista ; les récents travaux d'élargissement de cette portion de route (18 km depuis le Col jusqu'à la vallée) peuvent probablement permettre de bonnes observations de détail.

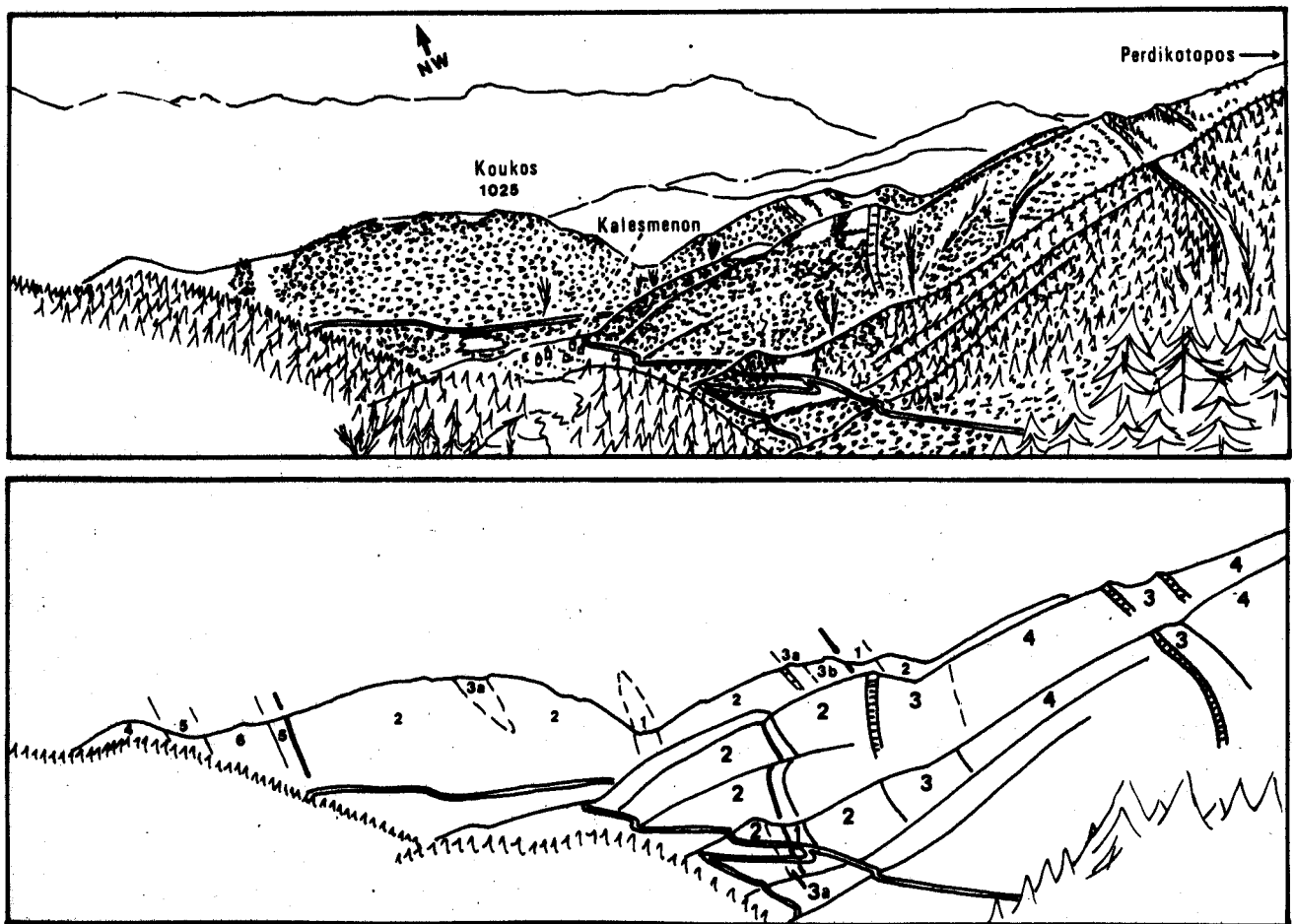


Fig. 140. - Panorama sur les crêtes de Kalesmenon. Voir situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 141. La numérotation des termes est celle du texte.

Fig. 141. - Schéma structural de la région située entre le massif du Timfristos et Frangista (voir situation fig. 133).

Même légende que la figure 134.

6) LA STRUCTURE ISOCLINALE A LA CRETE DE MARATHIA

Après le passage de la vallée du Megdhovas (officiellement nommé Tavropos), un arrêt peut être effectué au coeur d'un anticlinal de Radiolarites ; obligeant à des observations vers le S, il n'est profitable que le matin ou le soir.

Le panorama est très classique (fig. 142), représentatif du style plissé-écaillé à vergence occidentale. L'accident qui limite le compartiment observé n'est plus celui qui a été précédemment observé, mais appartient à la même famille, de direction E-W. Son expression morphologique est localement nette et signale un jeu récent, mais ne masque pas la dissemblance des structures des compartiments adjacents (fig. 141).

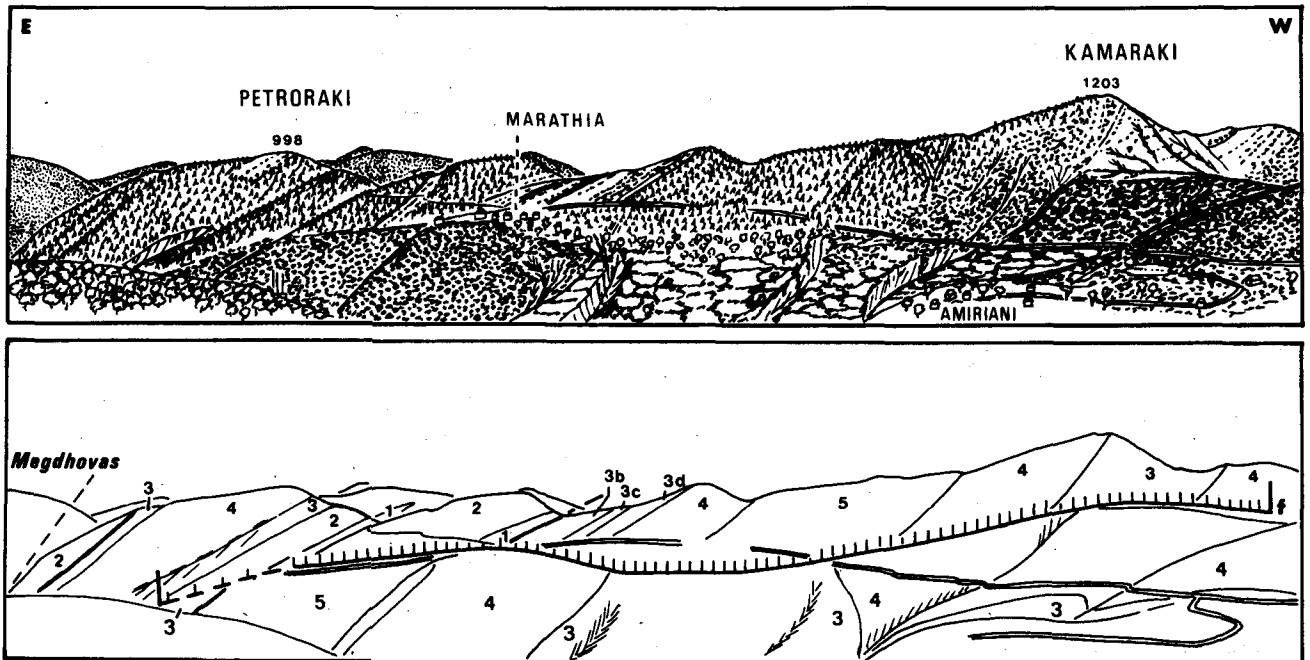


Fig. 142. - Panorama sur la crête de Marathia depuis le N. Voir situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 141. La numérotation des termes est celle du texte.

7) LA STRUCTURE DU BLOS

Après la traversée de Anatoliki Frangista, la route conduit aux abords de Dhitiki Frangista ; il faut quitter la route principale pour suivre celle qui monte vers ce village. Aux abords des premières maisons, un panorama s'offre vers le N sur le Mont Blos (Asprokhomata sur les plus récentes cartes), encore lointain mais seulement visible dans son ensemble depuis ce lieu (ou encore depuis l'entrée N de Anatoliki Frangista).

La figure 143 donne les grands traits de ce Massif, limité par deux accidents sub-verticaux de direction ENE-WSW. Ses abords sont aisément accessibles mais le plateau sommital est interdit en raison de la présence d'un relai de télécommunications. La structure isoclinale s'y trouve représentée, mais la base de l'écaïlle (contact 2a sur 3b, vers l'W) est affectée d'un pli en genou et les Couches de passage au Flysch situées à l'extrémité orientale des affleurements plongent vers l'W ; la figure 143 c présente les conséquences qui peuvent être déduites de ces faits.

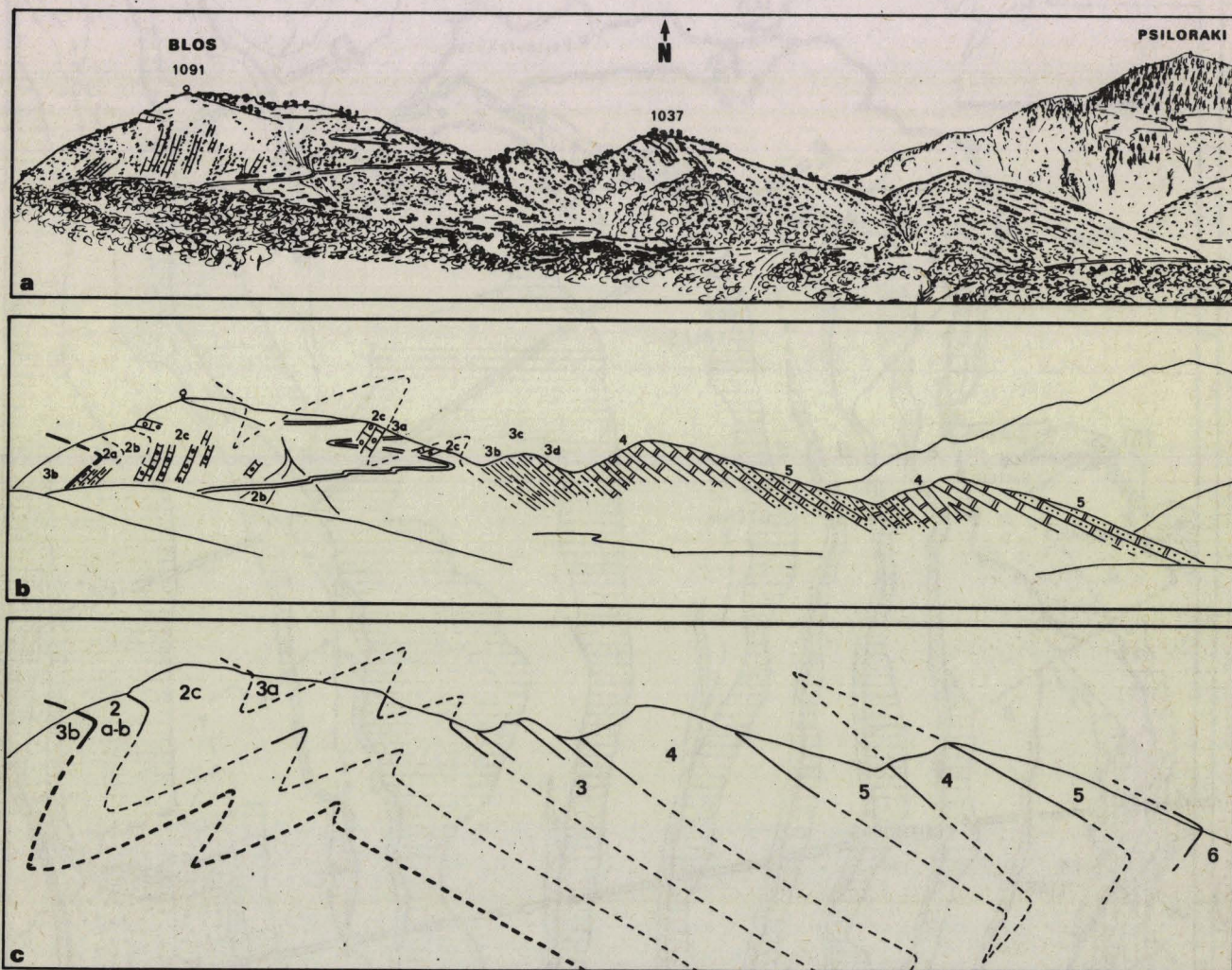


Fig. 143. - Panorama sur la crête du Blos depuis le S. Voir situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 141 (a : panorama ; b : localisation des affleurements observés ; c : interprétation d'ensemble). La numérotation des termes est celle du texte.

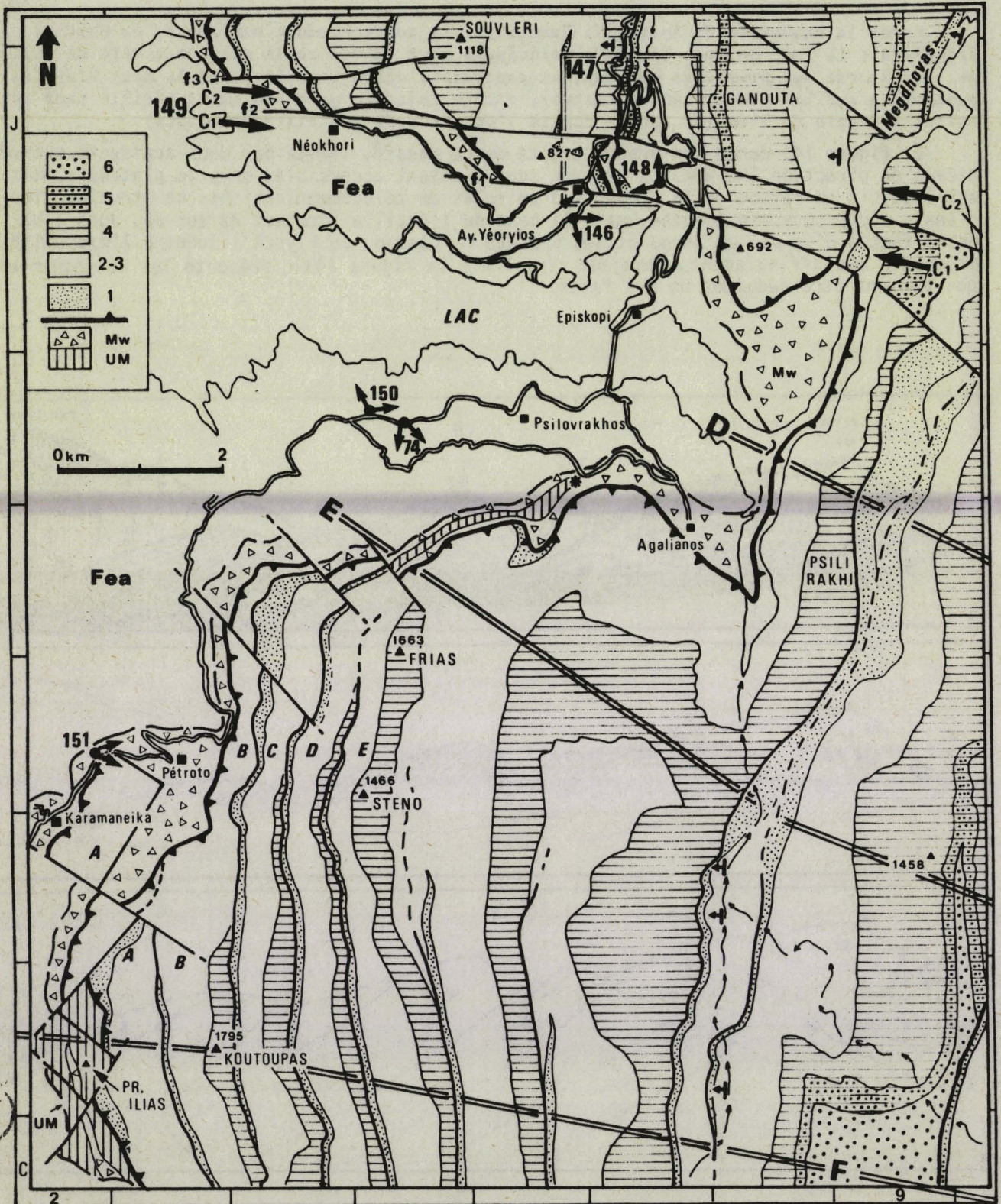


Fig. 145. -

8) LA RELATION DES ACCIDENTS SUB-VERTICAUX PRES DE FRANGISTA

Traversant Dhitiki Frangista, la route conduit à une crête calcaire qu'elle franchit entre les sommets cotés 857 et 890 (fig. 141), où se trouve une chapelle, d'où l'on domine une dépression orientale de près de 3 km de large, presque entièrement constituée de Flysch.

La figure 144 montre qu'une faille sub-verticale de direction NW-SE recoupe l'accident de direction E-W précédemment observé et le décale latéralement de près d'un km. La figure 141 montre que les compartiments ainsi isolés sont dissemblables pour ce qui est de leur structure d'ensemble mais présentent un trait commun remarquable : une ligne joignant les lieux où les couches présentent des plongements vers l'W n'est ni interrompue ni sensiblement décalée au passage des accidents ; elle se trouve au bord occidental du synclinal de Flysch dans le compartiment septentrional et s'enfonce dans la vallée du Frangistanorréma où on l'observera par la suite.

On peut de ce lieu accéder facilement au Blos pour observer de plus près sa structure (route conduisant à Krendis vers le N) et les faciès graveleux de la partie supérieure des Calcaires de Drimos (route en lacets montant à la plate-forme sommitale). On peut également se diriger à l'W, où après le passage de l'Agrafiotis, près de Tsouka (rectangle 0 4, fig. 133) on observera d'importants affleurements du Détritique triasique de faciès grésopélique.

Le retour à Dhitiki Frangista permet d'observer, en quittant le village, le passage de l'accident E-W, de part et d'autre duquel les couches plongent également vers l'W.

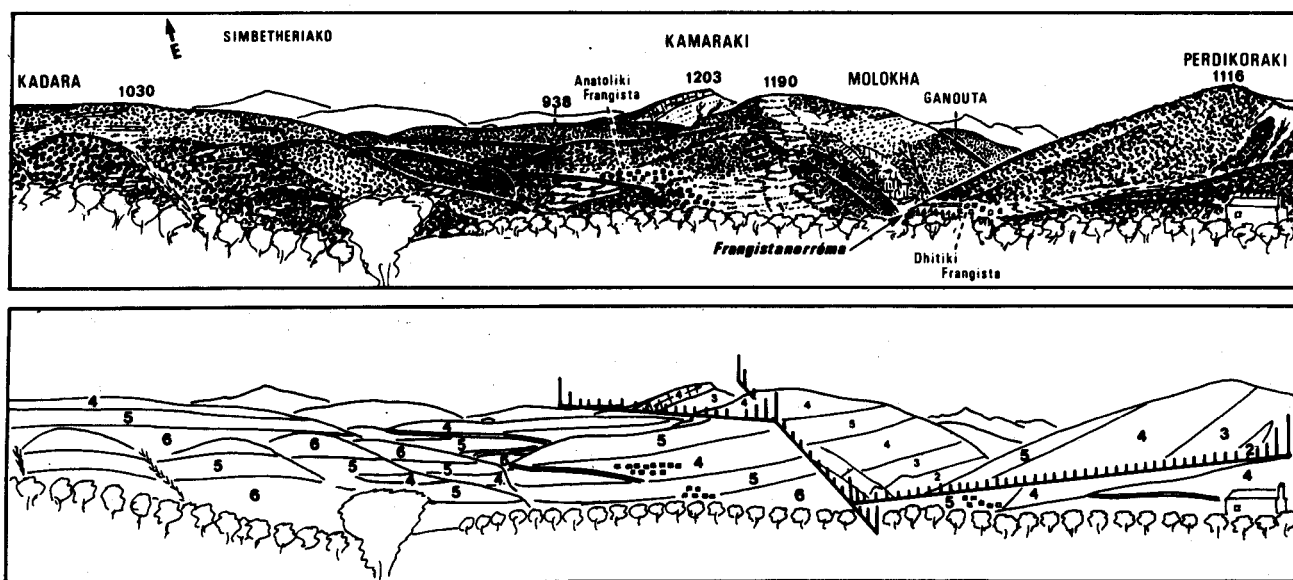


Fig. 144. - Panorama sur la dépression de Frangista depuis l'W. Voir situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 141. La numérotation des termes est celle du texte.

Fig. 145. - Schéma structural des alentours de la demi-fenêtre du Megdhovas (voir situation fig. 133). La trace des coupes C 1 et C 2 (fig. 149) et D, E et F (fig. 152) est portée.

Légende - Fea : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; UM : Unité du Megdhovas (série effusive et calcaire) ; MW : Flysch du Megdhovas. 1 à 6 : Série du Pinde-Olonos - 1 : Détritique triasique ; 2-3 : Calcaires de Drimos et Radiolarites ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch ; 6 : Flysch.

Un astérisque situé au SE de Psilovrakhos signale une localité où l'on observe aisément les calcaires liasiques à Orbitopsella de l'Unité du Megdhovas. Les lettres A, B, C, D, E identifient les écaillés pindiques frontales au S de la demi-fenêtre du Megdhovas.

La route suivant la rive droite du Frangistanorréma jusqu'à Ayios Yeoryios restera proche pendant près de 7 km d'un chevauchement mettant au contact des Couches de passage au Flysch, le Détritique triasique ou les Calcaires de Drimos ; la deuxième moitié du parcours sera effectuée cependant dans les Calcaires en plaquettes qui, comme toutes les couches affleurant au bord de route, plongent vers l'W. On examinera cette structure au cours du franchissement du Frangistanorréma ; on quittera auparavant la route principale pour traverser Ayios Yeoryios et suivre sur environ 1 km l'ancienne route conduisant aux embarcadères du bac qui permettait la traversée du lac de Krémasta lorsque le Pont Episkopi n'était pas en service (fig. 145).

9) PANORAMA SUR LE BORD ORIENTAL DE LA DEMI-FENÊTRE DU MEGDHOVAS

La figure 146 illustre une partie du panorama qui s'offre depuis la sortie S d'Ayios Yeoryios sur la demi-fenêtre du Megdhovas, maintenant presque entièrement envahie par les eaux du lac de retenue de Krémasta, où se mêlent les apports de plusieurs rivières, dont le Megdhovas, l'Agrafiotis et l'Akheloos.

Les conditions d'éclairciment ne permettent jamais de bien observer le bord méridional de la demi-fenêtre (si ce n'est l'été, à l'extrême pointe du jour), mais on pourra distinguer le relief déterminé par la présence des calcaires liasiques de l'Unité du Megdhovas.

Le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie de la demi-fenêtre est ordinairement recouvert de formations superficielles mais apparaît à la faveur de ravinements.

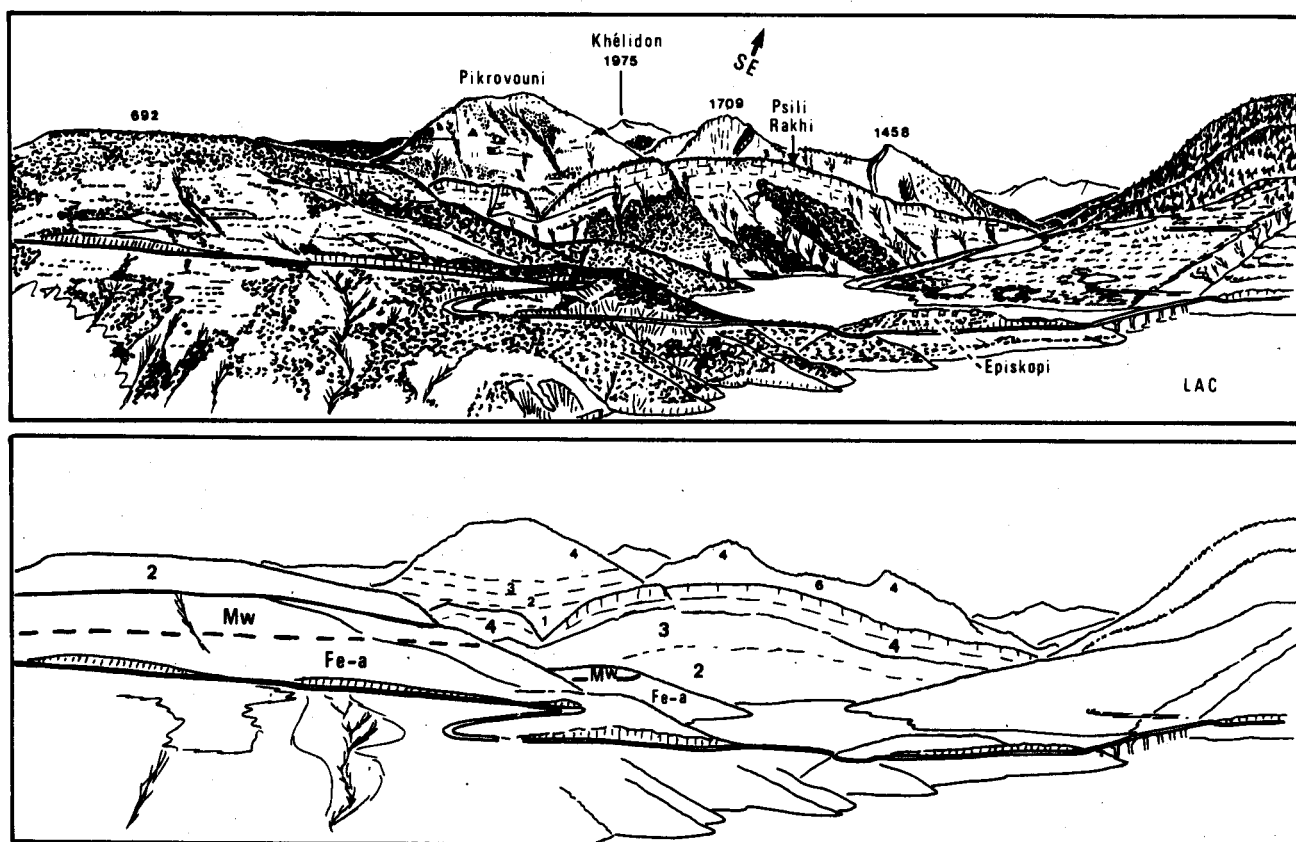


Fig. 146. - Panorama sur le rebord oriental de la demi-fenêtre du Megdhovas. Voir situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 145.

Le principal sujet d'intérêt sera la longue crête du Psili Rakhi (fig. 146) ; formant le front pindique en ces lieux, la même Unité sera très éloignée de ce front plus au S et constituera le sommet de la falaise observée plus loin (fig. 151). Des observations effectuées près d'Agalianos (fig. 145) montrent que la série de l'Unité est identique à celle de la région de Karpénission : la falaise d'environ 500 m de hauteur comprend tous les termes précédemment distingués, depuis la base des Calcaires de Drimos jusqu'au sommet des Calcaires en plaquettes.

10) LE BORD N DE LA DEMI-FENÊTRE DU MEGDHOVAS ET LA STRUCTURE DU FRANGISTANORREMA

Le compartiment pindique limitant au N la demi-fenêtre est observable entre Ayios Yeoryios et la route principale ; il est limité par un couple d'accidents sub-verticaux (f 1 et f 2, fig. 145 et 147). Les couches plongent régulièrement vers l'E. Un affleurement de Flysch du Megdhovas est observable en contrebas de la route (Mw, fig. 147) ; il s'agit d'un anticlinal couché (Détritique triasique et/ou Calcaires de Drimos de part et d'autre). Ce singulier affleurement peut expliquer la présence d'échardes pindiques sous l'Unité du Megdhovas en d'autres lieux (Psilovrakhos et Ayios Vlassios, voir fig. 73 et 68) : l'exagération de telles structures isoclinales pourrait, après laminage, avoir conduit à la présence d'échardes pindiques sous l'Unité du Megdhovas. Mais il paraît vraisemblable que de telles déformations soient tardives et mineures, dans la mesure où le Flysch du Megdhovas n'apparaît pas à la base des grandes Unités écaillées.

La figure 147 servira de guide pour les observations suivantes. Le miroir de faille f 2, séparant les Calcaires de Drimos plongeant vers l'E (compartiment S) des Calcaires en plaquettes plongeant vers l'W (compartiment N) est observable en A.

De A à B, la route reste taillée dans les Calcaires en plaquettes et atteint les Couches de passage au Flysch en B. On peut de ce point quitter la route et par un sentier descendre jusqu'à atteindre le Détritique triasique (environ 10 m sous le niveau de la route) ; l'ensemble de ces couches plonge vers l'W.

De B à C, la route traverse des formations superficielles ; il est possible cependant d'observer les Calcaires de Drimos dans un virage à angle aigu cotoyant le ravin descendant de B. Les mêmes calcaires, plongeant également vers l'W, sont observables en C.

Après le franchissement du Frangistanorréma, les Calcaires de Drimos (partie supérieure) apparaissent verticaux puis plongent vers l'E ; on observe ensuite l'entière séquence des Radiolarites s.l. et on franchit de nouveau la faille f 2 pour pénétrer dans le compartiment S. On observera près du point D, le sommet des Calcaires de Drimos et le passage aux Pélites de Kastéli, ici dépourvues des niveaux verts et jaunes qui en constituent la base dans les régions plus orientales.

Du point D, un panorama (fig. 148) s'offre vers l'E et le N, permettant de situer dans leur contexte les précédentes observations. Le compartiment situé entre f 1 et f 2 est de structure isoclinale simple. Le compartiment septentrional apparaît plus complexe : il montre le repliement de la base d'une unité chevauchante en un synclinal participant à une structure plissée à vergence orientale (fig. 149, C 2). C'est le lieu où la liaison d'un cours d'eau à une telle structure est la plus évidente mais on a déjà donné des exemples de même type (fig. 137 et 141) : les grands cours d'eau sont adaptés aux structures à vergence orientale. On aura noté que si cette structure est limitée au S par la faille f 2, il n'en est pas de même au N, où l'accident de Frangista ne l'interrompt pas.

Du point D s'offre également vers le SE un panorama sur le bord oriental de la demi-fenêtre, comparable à celui de la figure 146.

On franchit le lac de Krémasta par le pont Episkopi. C'est à environ 3 km de son extrémité S que s'offre vers le S la vue sur la falaise de Psilovrakhos, présentée sur la figure 74 (p. 212) ; de grands blocs calcaires écroulés en bord de route permettront d'examiner le faciès des calcaires constituant cette falaise. C'est au prix d'un long parcours au long de la piste qui conduit à Agalianos qu'on pourra observer les calcaires riches en *Orbitopsella* (point marqué par une étoile sur la figure 145).



Fig. 147. - Esquisse cartographique de la basse vallée du Frangistanorréma (voir situation fig. 145).

Légende - Mw : Flysch du Megdhoavas (pélites à blocs). 1 à 5 : Série du Pinde-Olonos - 1 : Détritique triasique ; 2 : Calcaires de Drimos ; 3 : Radiolarites s.l. (a : Pérites de Kastéli ; b : Radiolarites s.s. ; c : Calcaires à Calpionelles ; d : Marnes rouges à Radiolaires) ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch. f 1 et f 2 : accidents transverses situés figure 145.

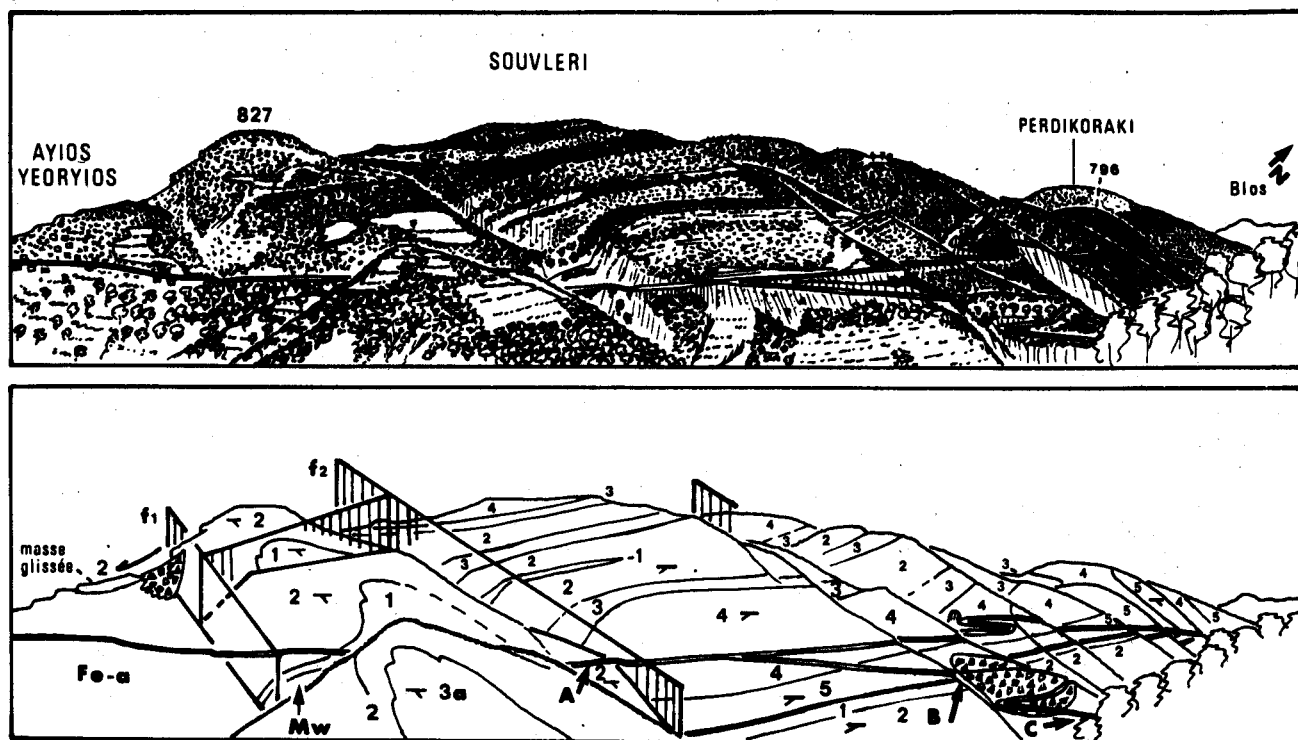


Fig. 148. - Panorama sur la vallée du Frangistanorréma depuis le SE (voir situation du point de vue et cadre géologique sur la figure 145). La numérotation des termes et des accidents est celle de la figure 147.

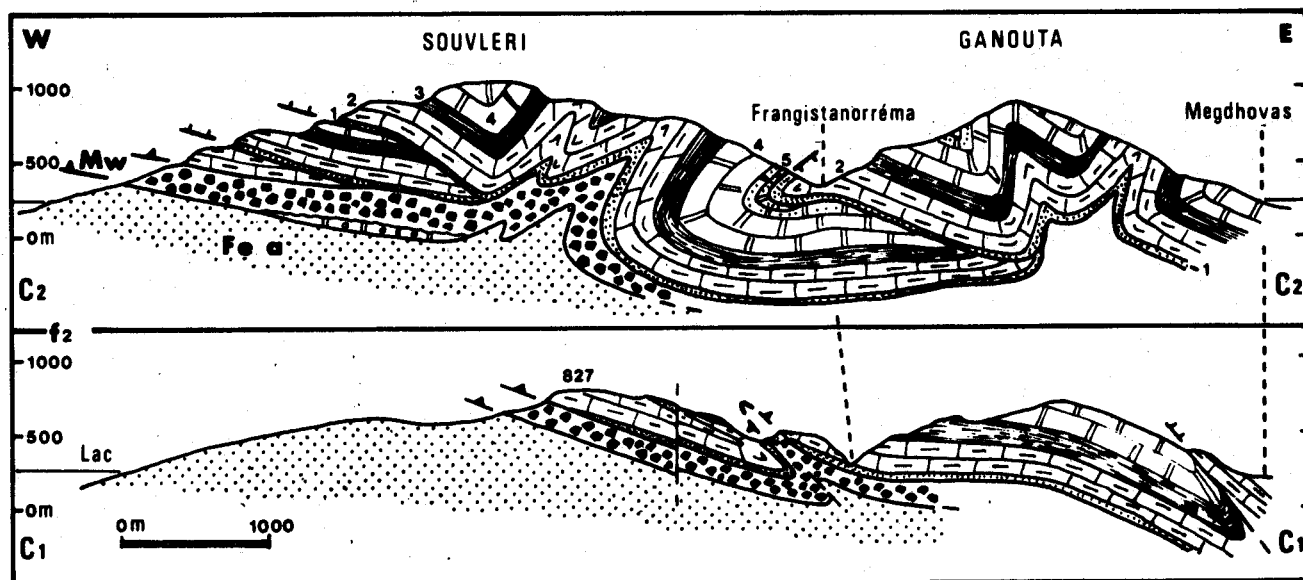


Fig. 149. - Coupes montrant les structures séparées par l'accident f 2. (Voir situation fig. 145). Même numérotation des termes que sur la figure 147.

Peu avant l'embranchement de cette piste sur la route principale, un panorama est observable sur le rebord septentrional de la demi-fenêtre.

11) LE BORD N DE LA DEMI-FENETRE DU MEGDHOVAS

Le dispositif de failles limitant la demi-fenêtre au N est ici bien visible (fig. 150). Le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie, recouvert en partie de formations superficielles, apparaît au-dessus des rives du lac à la faveur de ravinements. Les failles transverses sont marquées par des abrupts permettant de voir sur la tranche la structure écaillée du compartiment situé entre les failles f 2 (dédoublée au-dessus de Néokhori) et f 3, comme du compartiment plus septentrional. On notera que le front de la nappe est ici morphologiquement peu accentué ; il l'est encore moins vers le N.

La route serpente ensuite en contrebas du front pindique, dans le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie, jusqu'à Pétroto. On pourra observer en ces lieux, en bord de route, les Calcaires de Drimos (partie inférieure) formant une falaise, visiblement superposés (dans le ravin franchi par le deuxième pont) au Flysch du Megdhovas, de faciès "pélites à blocs". Ce faciès affleure ensuite largement en bord de route, après le passage du plus grand ravin ; le faciès conglomératique est ensuite observable (voir descriptions p. 215).

C'est environ 2 km après le passage de ce grand ravin, près du lieu-dit Khouni, que s'offre un vaste panorama sur le front pindique.

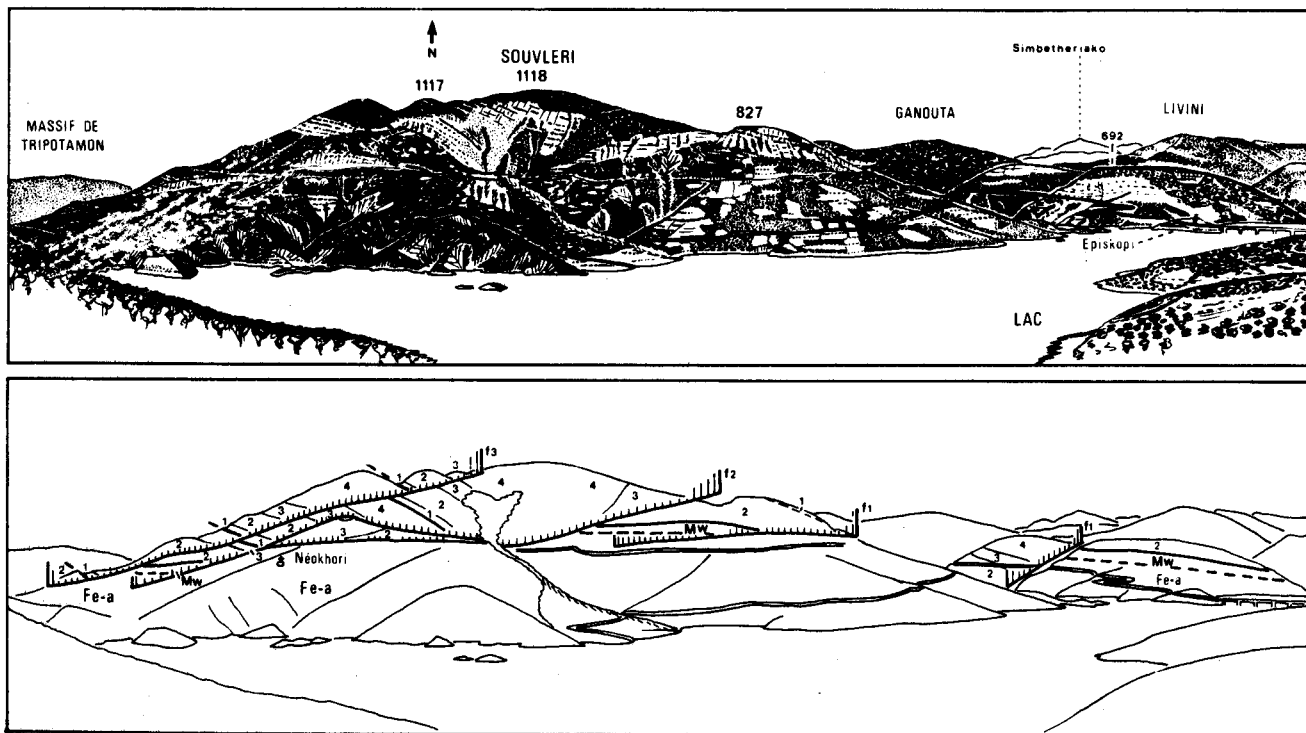


Fig. 150. - Panorama sur le rebord septentrional de la demi-fenêtre du Megdhovas (voir situation et cadre géologique sur la fig. 145). La numérotation des termes et des failles est celle de la figure 147.

12) LE FRONT PINDIQUE A PETROTO-KHOUNI

Le front de la nappe se présente ici sous son expression morphologique extrême, comparable à celle du Tsoumerka, ou à celle de l'Olonos. On ne manquera pas de comparer la falaise ici observable aux pentes beaucoup plus modérées vues précédemment (fig. 150).

Le premier plan de la figure 151 est occupé par une masse de Calcaires de Drimos en voie de glissement, dont témoigne l'aspect penché de quelques arbres. La falaise est constituée de 4 écaillés (B, C, D, E) dont la première (B) n'est constituée que de Calcaires de Drimos ; les suivantes sont plus complètes et présentent à leur base le Détritique triasique ; la dernière seule (E) présente l'entier développement des Calcaires en plaquettes. Ces écaillés présentent toutes, vers le S (fig. 145) des séries plus complètes et se trouvent superposées à une unité inférieure (A) ; vers le N, les écaillés B et C disparaissent à leur tour au long du front et c'est le matériel des unités D et E qui viendra directement au contact de l'Unité du Megdhovas.

La disparition progressive des unités A, B et C au long du contact de base de la nappe est très suggestif d'un de ses traits importants : les diverses unités, se recouvrant de manière relativement modérée, s'enracinent progressivement dans le contact basal, qui constitue une limite tranchée entre les formations du Pinde-Olonos et les ensembles chevauchés, qui ne participent pas à la constitution des écaillés.

La route circule ensuite dans le Flysch du Megdhovas jusqu'à la sortie S de Karamaneïka, puis pénètre dans le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie.

A la sortie S du village d'Ayios Vlassios, au passage d'un grand ravin, des blocs éboulés permettent d'observer les faciès des calcaires néritiques provenant de la falaise du Profiti Ilias. C'est à moins de 2 km de la sortie S d'Ayios Vlassios que, depuis la route, il est possible d'observer un panorama sur la falaise de Pr. Ilias (fig. 72, p. 208).

B) RECAPITULATION DES STRUCTURES RECONNUES

1) LA STRUCTURE ISOCLINALE ET LES CHEVAUchemENTS

On aura reconnu sur les schémas structuraux et les cartes, et l'on retrouvera sur les coupes (fig. 152), les "écaillés-lanières" (Aubouin, 1959, p. 388) de grande élongation axiale, connues partout dans les parties occidentales de la nappe en Grèce continentale et en Péloponnèse.

Les plus caractéristiques de ces écaillés s'observent près du front de la nappe, dans l'angle SW de la région étudiée, constituant un faisceau qui se prolonge loin vers le S. On a pu noter l'enracinement de deux d'entre elles à proximité de la demi-fenêtre du Megdhovas (comparer coupes F et E, fig. 152). Les plus occidentales d'entre elles constituent un ensemble très caractéristique en "jeu de cartes" : les couches sont simplement débitées par des contacts anormaux peu obliques sur leur stratification, sans qu'aucune structure plissée ne soit conservée.

La même structure, moins accentuée, se développe en arrière du front, mais le matériel de chaque unité se trouve structuré en anticlinaux et synclinaux de style isoclinal.

Vers l'E, à la bordure du Flysch du Synclorium du Pinde oriental d'Étolie, les structures plissées simples sont de règle ; des chevauchements se produisent encore, qui sont cependant très limités en élongation axiale et n'amènent au contact du Flysch cénozoïque que des couches relativement récentes (Calcaires en plaquettes ordinairement, Radiolarites parfois, Calcaires de Drimos exceptionnellement).

Aux différences de la densité des chevauchements près, le style est partout le même. Les plis apparaissent strictement isoclinaux, comme en témoignent les contours cartographiques et les affleurements observés (fig. 142). Les disharmonies qui résultent de l'étirement des flancs et des bourrages dans les régions charnières expliqueraient les contacts anormaux de faible ampleur et dépourvus de continuité axiale, notés ici et là sur les cartes et les coupes (fig. 152) ; on aura noté que ces phénomènes sont souvent localisés au voisinage des Radiolarites s.l., mais on ne peut exclure que ce soit en raison du fait qu'on dispose de repères lithologiques précis à la base et au sommet de ce terme.

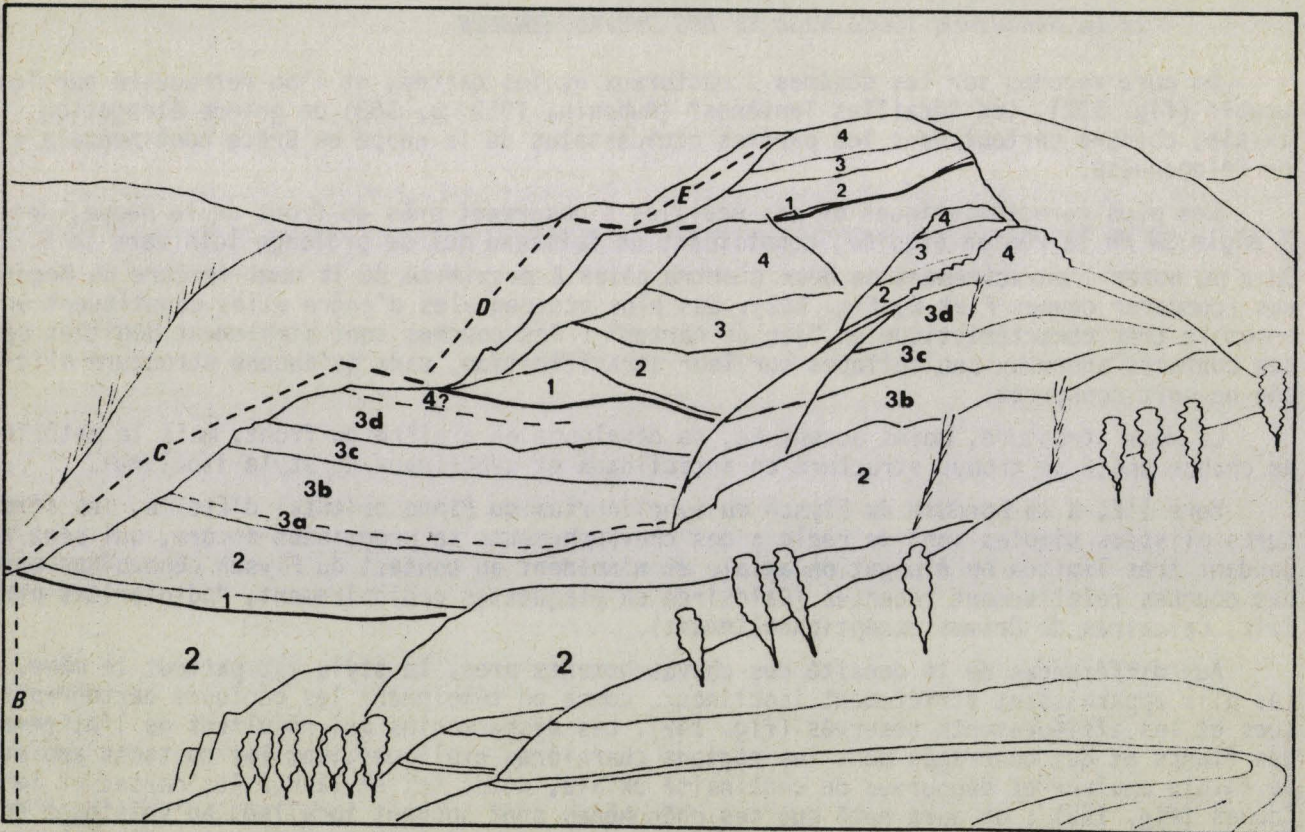
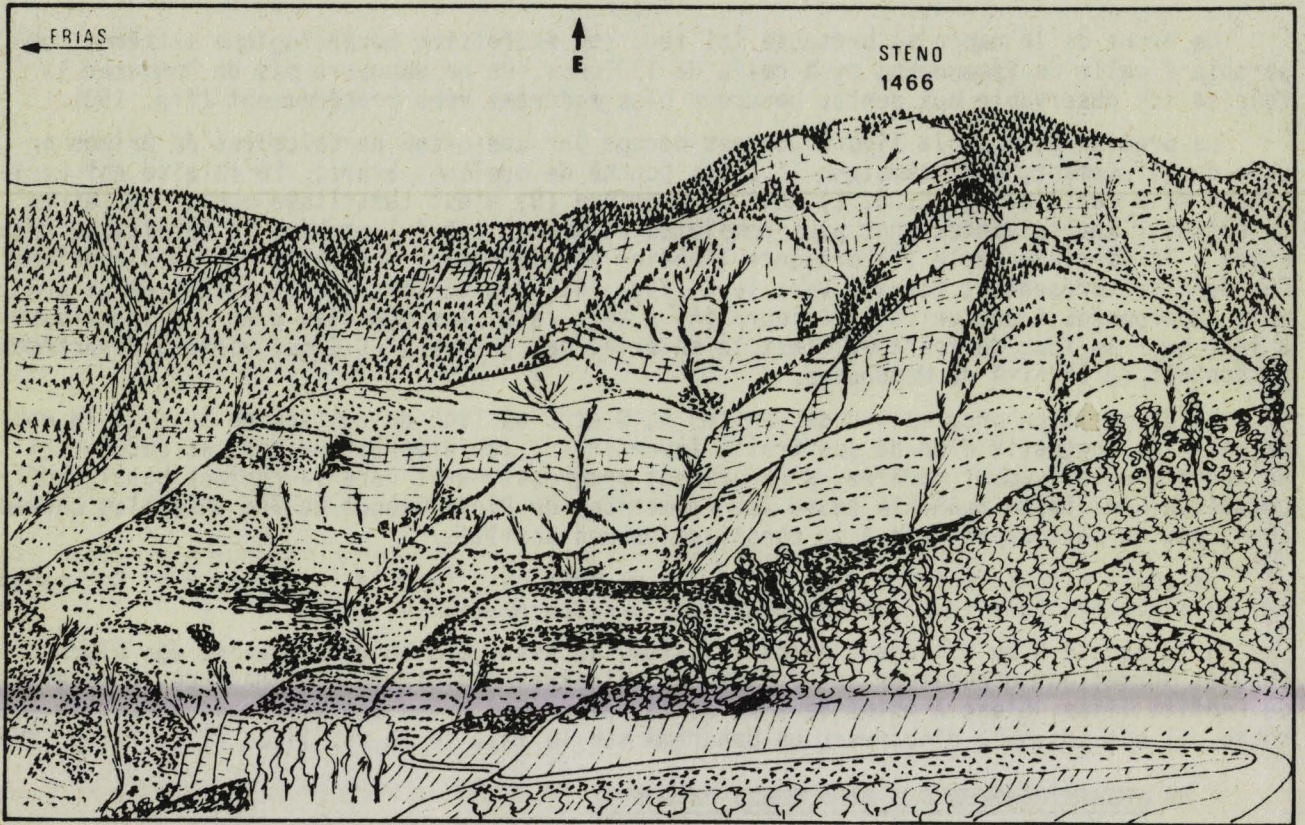


Fig. 151. -

Les surfaces de chevauchement limitant les écaïlles participent directement au style isoclinal ; ces surfaces restent toujours peu obliques sur les surfaces de stratification (voir fig. 148). C'est ce type de relation qui a dirigé le mode de dessin des coupes de la figure 152.

L'enracinement des surfaces de chevauchement dans des flancs inverses d'anticlinaux est rarement observable en raison des discontinuités transverses qui affectent la région ; la comparaison des extrémités occidentales des coupes E et F (fig. 152) en offre un exemple, qui reste cependant théorique dans la mesure où les difficultés d'accès de la région située entre les 2 coupes n'ont pas permis de suivre axialement les structures.

La question de la relation de ces structures avec le contact basal de la nappe reste difficile à élucider. Au front même de la nappe, les surfaces de chevauchement limitant les écaïlles simples disparaissent progressivement au long du contact basal et ce sont ordinairement le Détritique triasique ou les Calcaires de Drimos qui se trouvent au front de la nappe, ce qui semble impliquer l'absence de troncature basale. Il apparaît cependant que des plis peuvent être tronqués (voir extrémité occidentale de la coupe E, fig. 152). On ne peut pas résoudre cette question pour les parties de la nappe situées loin en arrière du front, en l'absence de fenêtres ; on notera que le Détritique triasique peut jouer un rôle important dans l'amortissement de la disharmonie entre le matériel plissé et la base de la nappe. Il faudra rechercher par ailleurs des éléments susceptibles de permettre l'interprétation.

Au total, il apparaît que les plis de style isoclinal et surtout les chevauchements présentent un gradient d'intensité croissant d'E en W : les plis simples, accompagnés de rares chevauchements de la partie orientale du secteur étudié passent peu à peu au bord occidental à une succession d'écaïlles simples, dépourvues de plissements internes, strictement monoclinale au front même de la nappe. Partout, les surfaces axiales des plis, les surfaces de chevauchements limitant les écaïlles et à quelques degrés près, les surfaces de stratification sont parallèles entre elles.

2) LES "RENVERSEMENTS"

Les constatations précédentes, permettant de conclure au parallélisme de l'ensemble des surfaces de référence, doivent être confrontées aux variations de plongement observées dans la région.

Le plus souvent, les couches plongent vers l'E et de manière fréquemment homogène dans une même petite région. On a cependant noté en plusieurs occasions des plongements vers l'W, trop fréquents et trop largement répandus sur l'ensemble du secteur pour qu'on n'y attache pas d'importance.

Des plongements aussi variés ne sont pas compatibles avec une simple structure isoclinale. On a d'ailleurs pu mettre en évidence le ploïement en un pli de style coffré de surfaces de chevauchement (fig. 139 et 143) et la vallée du Frangistanorréma a permis de caractériser le ploïement de diverses surfaces de stratification situées de part et d'autre d'une surface de chevauchement (fig. 147 et 148). Il en résulte que, à défaut d'avoir pu observer des plans axiaux de plis déformés (le synclinal de Karavaki du Timfristos présente apparemment cette caractéristique lorsqu'on l'observe depuis le S, mais on ne peut s'en assurer directement), on est fondé à admettre que les surfaces de référence participant à la structure isoclinale ont été déformées postérieurement à l'acquisition de cette première structure.

Fig. 151. - Panorama sur le front pindique à Pétroto (voir situation et cadre géologique sur la fig. 145). La numérotation des termes est celle de la figure 147 ; les unités sont individualisées par des lettres majuscules selon le système adopté sur la figure 145.

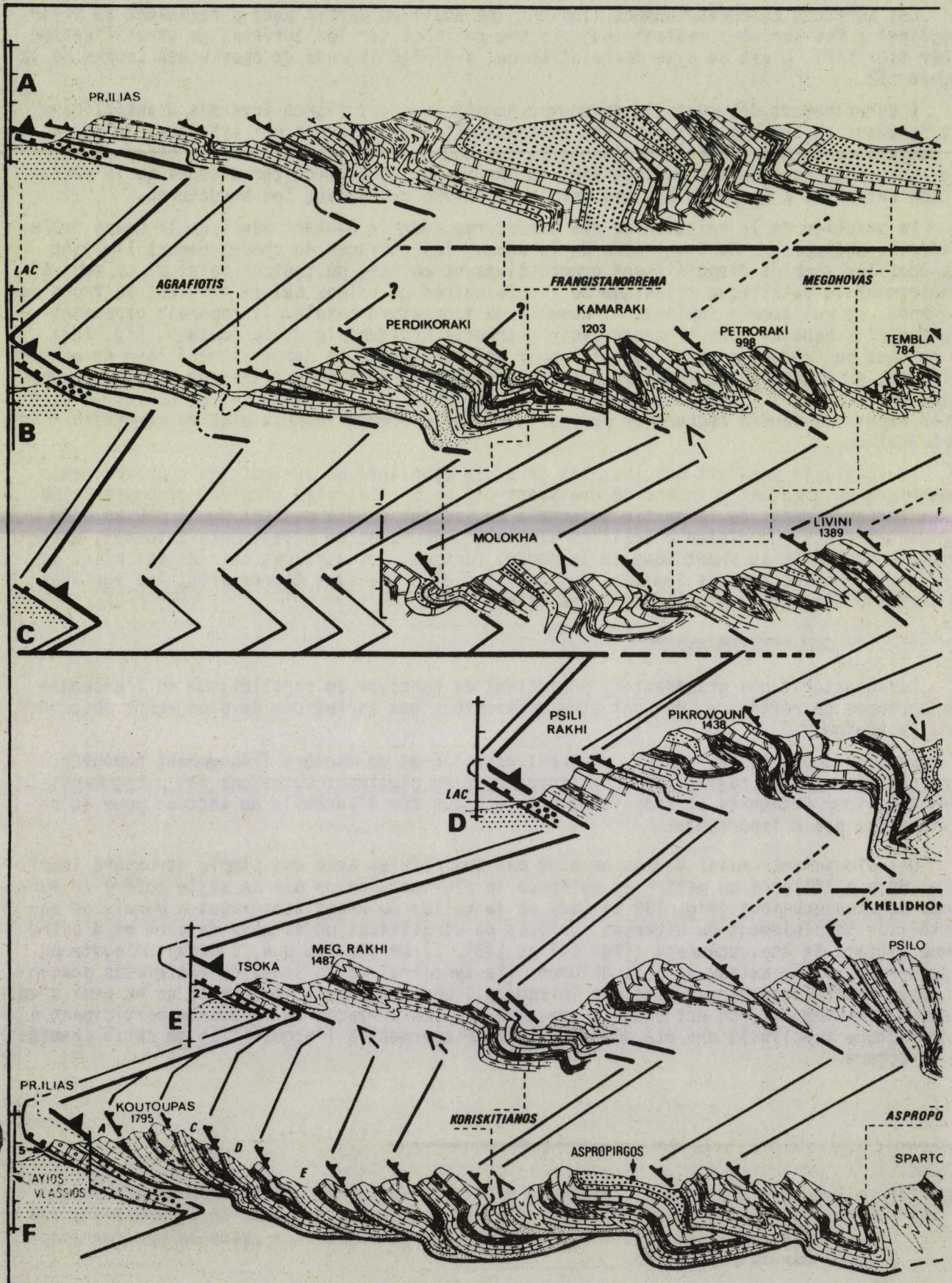
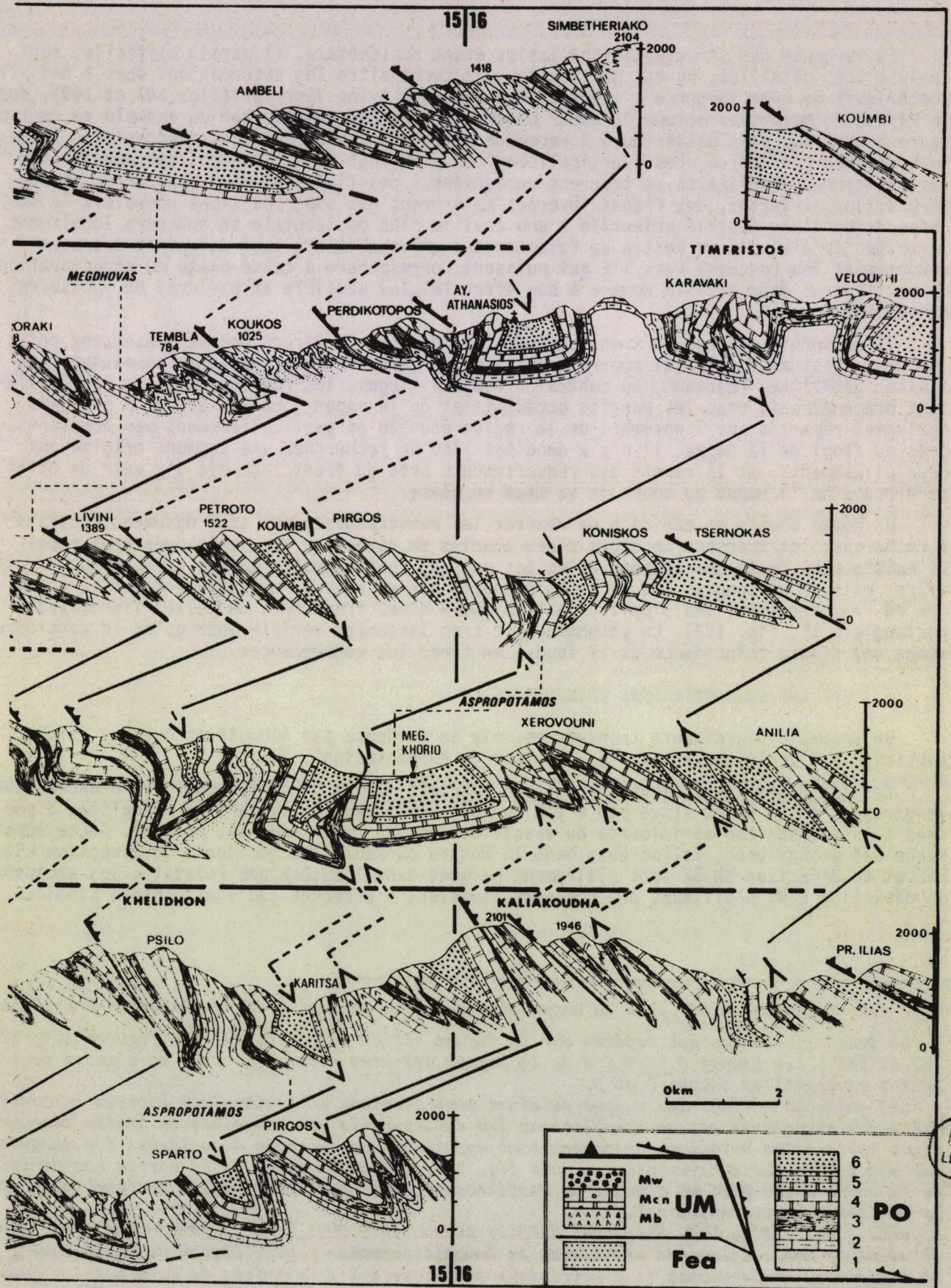


Fig. 152. -



BUS LILLE

La vergence des structures isoclinales étant occidentale, il paraît difficile, sauf analyse très détaillée, ou cas particulier, de reconnaître les déformations dues à des plis postérieurs de même vergence ; l'anticlinal couché d'Ayios Yeoryios (fig. 147 et 149), dont le Flysch du Megdhovas occupe le coeur pourrait cependant représenter un exemple de ce type. En revanche, des plis postérieurs à vergence orientale deviennent très discernables ; ils sont marqués par des couches "verticalisées" ou plongeant vers l'W. Dans ces conditions, les structures isoclinales se trouvent renversées : des flancs normaux montreront des superpositions inverses, des flancs inverses montreront des superpositions normales, la superposition d'une écaille orientale à une écaille plus occidentale se trouvera localement inversée. Je n'ai pas pu mettre en évidence des chevauchements (qui devraient tronquer abruptement les couches) vers l'E qui puissent correspondre à cette phase de structuration. Je me tiendrai donc pour la nommer à son effet le plus sensible et parlerai de "phase de renversement".

Il ne semble pas que de très sensibles différences de directions se présentent entre les deux plissements, ce qui pourrait en principe favoriser une hypothèse admettant leur liaison génétique. Pourtant, au contraire des écaillages, les renversements ne sont nullement prépondérants dans les parties occidentales de la nappe ; on les trouve à peu près également répartis sur l'ensemble de la région étudiée et particulièrement peu abondants près du front de la nappe. Il n'y a donc pas lieu de rechercher une commune origine aux deux plissements, et la rareté des renversements près du front interdit d'y voir un effet de blocage de la nappe au cours de sa mise en place.

Un moyen simple et efficace de repérer les renversements sur tout document consiste à rechercher les tronçons de cours d'eau adaptés en direction aux structures apparentes. Il existe sans doute des régions affectées par des renversements qui ne guident aucune rivière, mais je ne connais pas de tronçon adapté qui ne suive, immédiatement à l'E, une ligne de renversement ; seuls de très petits cours d'eau traversent de telles lignes (voir rectangle G 17, fig. 137). Le phénomène est trop largement vérifié pour qu'on le considère comme une simple coïncidence et il faudra en tirer les conséquences.

3) LES DISCONTINUITES TRANSVERSES

Un ensemble d'accidents transverses, mis en évidence par Aubouin et Guernet (1963), participe à l'individualisation du "Coulouir de Karpénission".

Ces accidents constituent une sorte d'éventail ouvert vers l'E, dont les branches convergeraient en un point situé peu à l'W du bord occidental de la feuille Frangista, à peu près à la terminaison méridionale du massif du Gavrovo (voir fig. 84, p. 248). Cette apparence est probablement fallacieuse dans la mesure où seuls les accidents de direction WSW-ENE et de direction NW-SE sont clairement marqués dans l'autochtone relatif ; les accidents de direction E-W, d'ailleurs peu nombreux, semblent n'affecter que l'allochtone pindique.

Fig. 152. - Coupes en série de la nappe pindique dans la région de Karpénission-Frangista.

La trace des coupes est repérée sur la figure 133 et en partie sur les figures 134, 137, 141 et 145 ; les coupes C 1 et C 2 de la figure 149 sont situées de part et d'autre de l'accident séparant les coupes C et D.

Les segments reliant les coupes voisines sont dessinés en trait plein lorsque la continuité des structures est observable sur les cartes ; ils sont dessinés en traits discontinus lorsque les relations proposées sont hypothétiques (passage d'accidents E-W marqués par des traits forts horizontaux - voir fig. 133) ; deux écailles de la partie occidentale de la coupe B (de part et d'autre du Perdikovaki) n'ont pas d'équivalent vraisemblable dans le compartiment septentrional.

Légende - Fea : Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie ; UM : Unité du Megdhovas (Mb : roches effusives ; Men : Calcaires néritiques et Ammonitico-rosso ; Mw : Flysch du Megdhovas) ; PO : Série du Pinde-Olonos (1 : Détritique triasique ; 2 : Calcaires de Drimos ; 3 : Radiolarites ; 4 : Calcaires en plaquettes ; 5 : Couches de passage au Flysch ; 6 : Flysch).

a) Les failles de direction WSW-ENE et NW-SE

Ces failles participent probablement à un système conjugué, dans la mesure où on les retrouve étroitement associées au front de la nappe, près d'Ayios Vlassios. En ces lieux, plusieurs d'entre elles s'amortissent visiblement dans les formations pindiques en des flexures.

Ces failles constituent les vraies limites de l'ensellement de Karpénission. Vers le S, c'est la faille de direction NW-SE, passant au pied N des massifs du Kaliakoudha et du Khélidon (voir fig. 136 et 137) qui le limite ; vers le N, c'est un couple de failles de direction WSW-ENE, passant au pied S du Mont Kafki (sommet coté 1753, près du bord N de la fig. 87) et limitant le compartiment du Blos, qui joue le même rôle. Les reliefs qui leur correspondent sont très puissants et vifs.

Il est remarquable que ce soit à l'aplomb de ces reliefs que deux villages aient subi, au cours des 20 dernières années, de graves dommages ; si Mikro-Khorio, au pied du Khélidon (voir situation du village et l'arrachement situé sous le sommet 1384, fig. 136), fut victime d'un simple écroulement de la falaise qui le dominait, ce fut bien un séisme qui détruisit en grande partie Krendis, situé au pied du Kafki.

Les failles de mêmes directions situées entre ces 2 extrêmes n'engendrent pas de reliefs aussi vifs ; elles recoupent simplement, comme les autres, les structures plissées ou chevauchantes, qui se correspondent de part et d'autre des discontinuités ; on a vu dans la région de Frangista (fig. 144), l'exemple d'une faille de direction NW-SE recoupant un accident E-W, qui rend vraisemblable un jeu décrochant (voir aussi Lybéris, 1978, p. 121).

Au total, ces failles récentes, ou du moins encore actives, limitent l'ensellement de Karpénission et s'y trouvent cantonnées.

b) Les accidents de direction E-W

Les accidents sensiblement perpendiculaires aux directions des structures plissées sont peu nombreux et apparemment caractéristiques de la région étudiée.

L'un d'eux joignant le massif du Timfristos au front de la nappe est particulièrement remarquable par sa continuité, bien qu'il soit recoupé près de Frangista, par une faille de direction NW-SE. Il est représenté schématiquement entre les coupes A et B de la figure 152, ce qui permet de montrer qu'il est extrêmement difficile de raccorder les structures situées de part et d'autre de son tracé sur une distance de près de 15 km, bien qu'à l'E comme à l'W de ce tronçon, les raccords soient aisés. Au long de ces 15 km, 2 chevauchements importants du compartiment S (coupe B) sont sans équivalent au N et l'on peut douter que les corrélations proposées pour les autres soient significatives, ceux du compartiment S étant plus prononcés que ceux du compartiment N ; les plissements sont également plus intenses au S qu'au N. Par ailleurs, les relations avec les renversements n'apparaissent pas clairement (fig. 141) : si la structure renversée du Frangistanorréma, affectant des termes très différents (une base d'écaille au S, un synclinal de Flysch au N) semble "traverser" l'accident, il n'en est pas de même plus à l'E (entre Marathia et la vallée du Megdho-vas) où les renversements semblent limités par la discontinuité. Si l'accident est, sur une partie de son parcours, créateur de relief (voir fig. 142), il ne s'agit pas d'un trait d'ordre général, comme on l'a vu aux alentours du massif du Timfristos (fig. 134 et 135).

Un autre accident, moins évident, apparaît étroitement associé à la faille passant au pied S du Kaliakoudha et du Khelidon. Le fait que le relief déterminé par la faille ne coïncide pas avec l'interruption des structures plissées a permis de tenter une interprétation matérialisée sur la figure 137, selon laquelle l'accident E-W (bien individualisé vers l'E) serait recoupé et décalé par un couple de failles de direction NW-SE. Ici encore, dans cette conception, les structures plissées et écaillées seraient très différentes dans les compartiments adjacents (coupes D et E, fig. 152), mais un renversement ne serait pas interrompu par l'accident (fig. 137).

Un troisième accident mérite attention (f 2, fig. 145 entre C1 et C2) ; il sépare, sur une dizaine de km, deux compartiments (fig. 149) qui ne peuvent être aisément comparés, le plus méridional ayant été fortement soulevé. Mais le renversement du Frangistanorréma, affectant le compartiment septentrional est clairement interrompu par l'accident.

Au total, les accidents de direction E-W, inconnus dans l'autochtone relatif (voir feuille 1/100 000 "Mesolongion", *in* BP, 1971), n'affectant que l'allochtone pindique où ils sont recoupés par les failles de direction NW-SE, sont anciens et propres à l'allochtone. Leur insertion entre des compartiments différemment plissés et écaillés leur confère une signification de décrochements syntectoniques ; certains d'entre eux semblent avoir limité les renversements. Leur rôle dans l'individualisation des reliefs paraît faible et localisé. On pourra tenter d'y voir l'influence de l'accident du Spérkhios, dont on a précédemment envisagé le fonctionnement ancien (fig. 126 à 130).

4) LES RELIEFS

On ne saurait tenter d'être trop précis sur ce sujet dans la mesure où les travaux en cours de J.P. Charre conduiront à une prochaine synthèse fondée sur de nombreuses observations portant sur une grande partie de la chaîne.

L'ensellement de Karpénission correspond à un compartiment limité au S par le couple de failles de direction NW-SE passant au pied N du Kaliakoudha et du Khélidhon, et limité au N par le couple de failles de direction WSW-ESE passant au pied S du Mont Kafki. Sa forme est donc celle d'un coin inséré dans la chaîne, limité par des failles à regard opposé appartenant à un ensemble conjugué encore actif. Les reliefs compris dans ce coin sont doux et bien stabilisés (voir en particulier l'opposition entre les premiers plans et les plans lointains sur la fig. 136) et s'opposent clairement aux chaînons déchiquetés situés de part et d'autre. Il est remarquable que les croupes de cette région basse portent souvent les traces d'une morphologie karstique (dolines individualisées par les résidus de dissolution, marquées "tr" sur la feuille Frangista), absentes au moins des régions plus méridionales (à une exception près : la grande anfractuosité visible sous le sommet du Tripo Vouno "Mont du trou" -rectangle D 11, cote 1669- est probablement un aven). Par ailleurs, le front de la nappe situé à l'extrémité occidentale de ce compartiment (massif de Tripotamon) se raccorde par une pente très douce au Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie et se trouve démuné à son pied des grands épandages de matériaux de provenance pindique qui caractérisent ce front, autour de la demi-fenêtre du Megdhovas et plus au S, au pied des Monts Panétolikon.

Le coin est donc stabilisé depuis longtemps et n'est plus, au moins dans sa partie occidentale, la proie d'une intense érosion. Le massif du Timfristos, situé au coeur de ce coin, vers l'E, remarquable par sa haute altitude, paraît démentir cette conception. On a dit cependant que les failles qui le traversent ne peuvent pas être créatrices de l'essentiel du relief (rejet faible, expression morphologique très discrète) et que par sa morphologie très douce, le Massif ne pouvait pas être comparé aux crêtes acérées, pourtant un peu moins élevées des régions situées en dehors du coin. Ce relief paraît donc extraordinaire, tant par le fait qu'il ne soit pas lié à des failles que par sa jeunesse, impliquée par la morphologie douce de ses plateaux sommitaux. On ne peut donc pas l'assimiler à ceux qui limitent le coin, et on doit rechercher son origine dans un bombement très localisé, dépourvu de rapports avec les structures environnantes. Il n'est d'ailleurs pas certain que l'exhaussement soit très important : les croupes calcaires portant la trace d'une morphologie karstique s'organisent en effet en un ensemble dont les altitudes croissent assez régulièrement d'W en E : proches de 500 m près du front, elles se trouvent à près de 1 500 m à la limite des feuilles Frangista et Karpénission (Perdikotopos, coupe B, fig. 152) puis croissent plus rapidement entre Perdikotopos et Simbéthériako pour se maintenir ensuite autour de 2 000 m ; c'est donc une faible augmentation de la pente qui peut être mise en évidence à proximité du massif du Timfristos, pour autant que l'on admette que les traces de morphologie karstique jalonnent les restes d'une surface ancienne de pente sensiblement régulière. C'est donc une simple hypothèse qui est ici avancée, dont les fondements sont trop ténus pour qu'elle soit considérée longuement.

Au total, l'ensellement de Karpénission apparaît comme un compartiment bas, caractérisé par une morphologie molle, isolé par des failles à regard opposé lui donnant son allure en coin. La surrection de sa partie orientale (massif du Timfristos) apparaît comme liée à un mouvement de nature différente de celui qui isole le compartiment. Sa partie occidentale témoigne au contraire de l'absence de toute surrection récente : le front pindique est ici raccordé par une faible pente au Flysch occidental et évoque ce que devait être l'ensemble de la nappe pindique antérieurement aux mouvements ayant relevé les compartiments adjacents.

5) LES RIVIERES

On a déjà évoqué les étranges particularités des rivières de la région, venant converger dans la demi-fenêtre du Megdhovas. Il est aisé de constater sur les divers documents que leurs cours sont tout à fait inadaptés aux structures isoclinales : les synclinaux à coeur de Flysch sont ignorés ou traversés, les crêtes calcaires les plus vives, les anticlinaux à coeur calcaire sont tranchés. Les rivières ne sont adaptées en direction qu'aux structures renversées, quelle que soit la nature des couches, et perdent leur adaptation dès que la structure renversée s'amortit, infléchissant leurs cours vers l'W jusqu'au lieu où un autre renversement est rencontré. Ceci est vérifié pour tous les grands cours d'eau, ou au moins ceux qui possèdent de profondes vallées ; les petits cours d'eau sont évidemment adaptés aux pentes actuelles et franchissent les renversements. On signalera cependant une exception ; la rivière Trikériotis traverse plusieurs chaînons en un lieu (limite des rectangles B 11 - B 12, fig. 137) où se trouve un renversement : la direction de cette cluse est trop proche de celle des failles reconnues alentours pour qu'on ne soupçonne pas une relation avec une ligne de fracture, qui n'a cependant pas été observée.

Un autre ensemble de traits apparaît remarquable. Les rivières n'utilisent pas les facilités en principe offertes par l'ensellement de Karpénission. L'exemple le plus évident est offert par l'Aspropotamos qui, venant du N, quitte le compartiment bas pour continuer son cours vers le SW, dans le compartiment du Kaliakoudha et du Khélidon (voir fig. 136 et 137), apparemment guidé par un renversement affectant un anticlinal de Calcaires de Drimos, traversé en une profonde gorge. D'un caractère identique se trouve être le cours de l'Agrafiotis, dans l'angle NW de la feuille Frangista : venant du Flysch, la rivière pénètre dans la nappe pindique (compartiment du Blos, limité par le couple de failles de direction WSW-ENE), encore guidée par un renversement.

Au total, sauf exception signalée du Trikériotis, les cours d'eau paraissent indépendants des failles et accidents transverses, comme des structures plissées de style isoclinal. Les rivières, venant pour la plupart des pays de Flysch situés à l'E et se dirigeant inexorablement vers l'W au travers de la chaîne plissée, ne sont guidées localement que par les renversements qu'elles rencontrent.

II. - LES STRUCTURES PINDIQUES DANS D'AUTRES REGIONS DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE

Il ne saurait être question ici ni de reprendre les travaux effectués dans diverses régions par plusieurs auteurs, ni même d'en donner une vue d'ensemble. On cherchera simplement à mettre en évidence ce qui caractérise l'ensemble de la nappe pindique et ce qui, éventuellement, appartient en propre à la région de Karpénission-Frangista.

A) COMPARAISON DES STRUCTURES

1) LA STRUCTURE ISOCLINALE ET LES CHEVAUchemENTS

Tous les documents disponibles témoignent du caractère très général de ces structures ; les figures 84 et 85 (p. 248-250) en donnent une vue d'ensemble très simplifiée.

a) Les variations d'intensité des déformations

On cherchera à savoir si les plissements et des écaillages répondent à un gradient d'intensité croissant d'E en W, comme dans la région de Karpénission-Frangista.

- Dans le Pinde méridional

Le gradient n'est pas immédiatement sensible sur les documents produits par Aubouin (1959), si l'on ne fait pas abstraction des unités constituant le "Pinde occidental", peu déformé ; le gradient ne paraît net que par comparaison du "Pinde oriental" au "Pinde médian", souligné au sein même du "Pinde médian" par la densité des affleurements des calcaires triasiques ou des Radiolarites (voir Aubouin, 1959, pl. hors-texte III). Jaeger (1980) note une "augmentation des déformations, à l'Est des plis et à l'Ouest des chevauchements".

- Dans la région d'Agrafa

Mpodozis (1977) et Lybéris (1978) ont souligné l'existence d'un gradient (plis orientaux, écaillés à matériel replissé, écaillés simples au front) tout à fait identique à celui qui est connu dans la région de Karpénission-Frangista.

- Dans le Pinde d'Etolie

L'opposition n'est nette sur les documents produits par Celet (1962) qu'entre le Synclorium du Pinde oriental d'Etolie (occupé en grande partie par le Flysch cénozoïque, dont le substratum mésozoïque affleurant au bord du Golfe de Corinthe paraît de structure relativement simple, d'après Beck, 1975) et le Pinde occidental d'Etolie. L'unité frontale (Unité de Rigani) correspond à un bourrelet d'écaillés simples.

- En Péloponnèse septentrional

La distinction par Dercourt (1964) d'un "Système des écaillés" occidental d'un domaine tabulaire ("Table d'Arcadie") indique d'emblée une polarité de l'intensité des déformations. Au sein même du Système des écaillés, l'intensité des déformations et la densité des écaillages paraissent atteindre un maximum en une région médiane. C'est-à-dire que le gradient croissant d'E en W n'est discernable que si l'on fait abstraction des régions frontales, comme dans le Pinde méridional.

Au total, l'accroissement de l'intensité des déformations d'E en W peut être reconnu partout, mais se trouve opposé à un gradient de sens contraire là où se trouvent conservées (Pinde méridional, Péloponnèse septentrional), au front de la nappe, des séries riches en brèches de type Pinde-Olonos externe. C'est-à-dire que, comme l'indiquait Aubouin (1959, p. 403-404), on peut attribuer aux variations lithologiques le changement du style tectonique des unités frontales. On admettra donc que le gradient croissant d'E en W des déformations correspond à un trait d'ensemble, pour autant que les caractéristiques lithologiques des séries affectées soient identiques.

b) Les relations des structures plissées et des chevauchements avec le contact basal de la nappe

On a vu que dans la région de Karpénission-Frangista, le front de la nappe montrait un enracinement des chevauchements sur le contact basal de la nappe, la troncature de couches par ce contact demeurant exceptionnelle.

Dans le Pinde méridional comme dans la région d'Agrafa, les limites de couches restent sur de longues distances parallèles au contact frontal, ou très peu obliques sur celui-ci. Plusieurs contacts abrupts, tels que celui de Pigaï (localité VIII, fig. 11) peuvent sans doute s'expliquer par le passage d'accidents transverses, comme Lybéris (1978, p. 111) a pu le noter dans la région d'Agrafa ; il n'est cependant pas nécessaire que ces accidents soient anciens dans la mesure où un accident récent est susceptible d'introduire une discontinuité importante dans le phénomène continu qu'est la disparition progressive des unités au long du front. Il reste que le contact direct des Calcaires en plaquettes au pourtour S de la quasi-klippe du Tsoumerka (fig. 84, rectangle 150) semble impliquer que la série allochtone soit parfois radicalement tronquée à sa base.

Dans le Pinde d'Etolie, comme en Péloponnèse septentrional, un parallélisme d'ensemble est de règle entre les couches et le contact frontal. Pourtant ce sont parfois (feuille 1/50 000 Goumeron, n° 254) les Calcaires en plaquettes qui viennent directement au contact de l'autochtone relatif ; par ailleurs, les grandes klipptes du Khelmos (feuille Dhafni, n° 256) apparaissent radicalement tronquées à leur base, bien que l'on puisse localement discerner une série mésozoïque complète.

Les conclusions ne peuvent donc être que très nuancées. Si l'enracinement selon de petits angles des contacts limitant les bases d'écaillés sur le contact basal de la nappe peut être assuré parfois dans le domaine frontal, il apparaît que des troncatures basales existent au front même et semblent généralisées dans les régions plus orientales, au moins en Péloponnèse. On y verra la preuve que les structures plissées et les écaillages sont antérieurs à la phase de mise en place de la nappe, ce qui s'ajoute au fait qu'aucun matériel

étranger à la série pindique ne se trouve dans les coeurs anticlinaux ou compris à la base des écaïlles (même la "Formation à blocs" -voir p. 221- affleurant au sein du Système des écaïlles se trouve au contact de couches très diverses, dans des situations évoquant des fenêtres - voir les feuilles Gouméron, Kertézi et Dhafni).

Une conséquence de l'éventuelle généralité de cette troncature est que les régions très déformées au cours de la phase de structuration aient pu conserver, soit au coeur des anticlinaux, soit à la base des écaïlles, les couches les plus anciennes ; les régions peu ou pas déformées auraient pu connaître au contraire d'importantes désolidarisations généralisées entre niveaux de compétences diverses. Il y a là une manière d'expliquer la quasi-absence de couches antérieures au Crétacé supérieur dans la Table d'Arcadie, dont le plissement (s'il existe) ne peut être de style isoclinal, comme en témoigne l'absence de toute direction privilégiée.

2) LES RENVERSEMENTS

Il n'est possible ici que de mener une rapide revue des affleurements susceptibles d'évoquer les structures mises en évidence dans la région de Karpénission-Frangista.

Dans le Pinde méridional, Aubouin (1959) a noté des structures déversées vers l'E (Système plissé de Karava), et le style très particulier de l'anticlinal de Paléokhori (massif de Triggia), "sans rapport avec celui des écaïlles", "postérieur à la mise en place des écaïlles" (Aubouin, 1959, p. 375). Il est remarquable encore que dans l'angle SW de la feuille 1/50 000 Kastanéa (n° 136), les deux seuls tronçons N-S de l'Akheloos soient situés immédiatement à l'E des deux seuls lieux où des pendages vers l'W sont notés.

Dans le Pinde d'Etolie, plusieurs structures déversées vers l'E sont remarquables.

- Dans le quart SE de la feuille 1/50 000 Thermon (n° 202), les Radiolarites chevauchent des Calcaires en plaquettes par l'intermédiaire d'un contact anormal plongeant vers l'W ; le fleuve Evinos suit en ces lieux un parcours adapté et a creusé son lit dans des Calcaires en plaquettes.

- Sur la feuille 1/50 000 Nafpaktos (n° 220), la basse vallée du Mornos, localement adaptée, signale encore une ligne de renversement, déjà indiqué par Celet, 1962 (carte 1/200 000 hors-texte) et que j'ai pu observer. On a noté précédemment le renversement affectant les unités frontales de la nappe (fig. 92, p. 270).

En Péloponnèse septentrional, les faits sont moins nets et ce n'est que très localement (feuille 1/50 000 Kertézi, n° 255, à mi-hauteur, près d'Agrihion, Sirai et Oreini) que l'on peut noter des structures déversées vers l'E.

Des déformations susceptibles d'évoquer des mouvements indépendants de la structure isoclinale sont cependant discernables.

- Sur la feuille Kertézi, dans les écaïlles médianes (disposées selon une diagonale), des chevauchements tronquent parfois abruptement des structures plissées (voir immédiatement à l'W de Tripotama, ou au NW de Drovolo von) ou d'autres chevauchements (près de Vidiakion, dans l'angle SW de la carte).

- Plus à l'E, sur la même feuille (angle SE, à Pera Vakhlia), ou sur la feuille Dhafni (n° 256), dans l'angle SW (près de Dhafni), les structures plissées de direction encore parallèle à celle des écaïlles médianes se trouvent tronquées abruptement par des chevauchements.

Il en résulte que l'on peut admettre, avec Dercourt (1964, p. 359-360), que les structures actuellement observables sont composites, la structure isoclinale ayant été reprise dans des "reploiements" selon l'expression de cet auteur ou même par de nouveaux écaïllages, vraisemblablement induits par les mouvements de l'autochtone relatif, postérieurs à la mise en place de la nappe.

On voit que si les effets discernables sont sensiblement différents dans les deux régions, on peut admettre que les renversements de Grèce continentale et les repliements du Péloponnèse ne sont nullement incompatibles par nature. Je tirerai argument du fait que la "Formation à blocs" participe fréquemment en Péloponnèse aux chevauchements postérieurs à la structure isoclinale pour admettre que cet ensemble, comme le Flysch du Megdovas en Grèce continentale (voir p. 221) ne participe jamais qu'à ceux-ci.

Au total, bien qu'inégalement développée dans les diverses régions examinées, et marquée par des effets différents en Grèce continentale et au N du Péloponnèse, une tectonique importante, postérieure à la mise en place de la nappe et liée à des mouvements de l'autochtone relatif, est partout discernable.

3) LES DISCONTINUITES TRANSVERSES

Des failles de directions sensiblement WSW-ENE et NW-SE sont connues dans l'ensemble des affleurements pindiques de Grèce continentale et du Péloponnèse. La précision variable des cartes disponibles ne permet pas de comparer leur densité ; il semble que tous les lieux où le front pindique disparaît sous des sédiments récents correspondent à des régions où ces failles sont particulièrement importantes (voir fig. 84 et 85).

Les accidents de direction E-W décelés dans la région de Karpénission-Frangista ne sont pas aisément comparables, par la puissance de leur effet, à ceux qui déterminent la "Transversale du Kastaniotikos" (voir fig. 121), auxquels on attribue "plusieurs jeux verticaux anté-Eocène supérieur" (Lecanu, 1976) et qui déterminent un important débordement de la nappe ophiolitique (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959). On peut cependant admettre que, situés dans le prolongement de l'Accident du Sperkhios dont on a envisagé un possible fonctionnement ancien (chapitre précédent), ceux de la région de Karpénission-Frangista puissent être de nature comparable. Plus directement comparable est la "Transversale de Bélokomite", mise en évidence au N de la feuille Agrafa, par Mpodozis (1977), suivant laquelle les plis pindiques subissent une très singulière torsion de leurs axes, prenant localement une direction E-W ; une simple rupture transverse au long d'une ligne E-W passant par Vrangiana (voir Mpodozis, 1977, fig. 21 ; ou feuille 1/50 000 Agrafa, n° 169) rendrait bien compte des différentes structures observées de part et d'autre des accidents de la région de Karpénission-Frangista.

Au total, seule la densité et l'étroite association des deux types de discontinuités transversales sont susceptibles de caractériser la région de Karpénission-Frangista.

4) LES RELIEFS

Les régions déprimées transversales, dotées de reliefs arrondis ne sont pas nombreuses, comme en témoigne le réseau routier. On ne traverse de part en part la chaîne pindique qu'au niveau du Kastaniotikos, au bord du Golfe de Corinthe ou en Péloponnèse méridional.

La région de Grèce continentale évoquant le plus précisément celle de Karpénission-Frangista est située aux alentours de Thermon ; le lac Trikhonis, dont les eaux atteignent une cote d'environ 60 m est en partie installé sur un substratum pindique et cache le front de la nappe (fig. 84). Les sommets calcaires arrondis d'alentours se situent à des altitudes de 300 à 400 m, qui s'accroissent graduellement vers l'E pour atteindre 1 000 m au bord oriental de la feuille 1/50 000 Thermon (n° 202) à 12 km des rives du Lac au niveau de la ville de Thermon ; l'accroissement d'altitude est remarquablement plus fort vers le S et surtout vers le N où se dresse le massif du Panétolikon. Nulle faille n'a été notée sur la feuille Thermon, mais il ne paraît pas impossible que l'abrupt relatif, relativement rectiligne, ne soit la traduction d'une discontinuité de direction WSW-ENE passant par Paravola et Kalithèa, le long de laquelle plusieurs structures plissées s'interrompent. Quoiqu'il en soit, il s'agit de la région la plus basse où soit connue la nappe pindique et plus encore que dans la région de Karpénission-Frangista, la morphologie est remarquablement peu accidentée ; ce que met en évidence la coupe accompagnant la carte de Thermon : la faible pente générale est très peu influencée par la lithologie des diverses couches à l'affleurement.

Le Péloponnèse offre maints exemples de même type. Mis à part l'Olonos et les régions situées immédiatement à l'E, en partie au moins limitées par des failles, le front de la nappe disparaît sous des dépôts récents (pliocènes au S de l'Olonos) à des altitudes faibles et maintes régions sont caractérisées par des reliefs faibles, dépourvus de signification structurale.

Au total, les fronts de nappe altiers, les mers de crêtes déchiquetées, les chaînons infranchissables, rendus si classiques par les études portant sur le Pinde méridional, le

Pinde d'Etolie, le Péloponnèse septentrional, apparaissent comme des traits récents, liés à des surrections localisées ayant entraîné une puissante reprise d'érosion. Les régions déprimées, offrant un visage moins grandiose, témoignent d'un état antérieur ; leur répartition géographique actuelle indique que la nappe pindique en place correspondait à une région peu accidentée, d'altitude probablement basse dans son ensemble, ennoyée en partie au moins sous les dépôts pliocènes.

5) LES RIVIERES

Que ce soit en Grèce continentale ou en Péloponnèse septentrional, la tendance générale de l'écoulement des eaux est, au travers des affleurements pindiques, d'E en W, ou plus exactement du NE au SW. Il s'agit d'un paradoxe dans la mesure où, à l'heure actuelle, les altitudes les plus élevées de la chaîne se trouvent dans les régions occidentales, et où - pour ce qui est de la Grèce continentale au moins - la plupart des rivières prennent leurs sources dans les affleurements de Flyschs orientaux.

Le Megdhovas fournit un exemple remarquable. La rivière prend sa source peu à l'E de Karditsa, dans ce qui constitue actuellement le lac artificiel de Tavropos (près du point de contact des feuilles 152-153-169-170, fig. 84) situé dans le Flysch, à moins de 800 m d'altitude et vient aboutir dans la demi-fenêtre du Megdhovas, après avoir traversé des chaînons pindiques d'altitudes proches de 2 000 m.

L'Evinos, plus au S, prenant sa source près du Vardoussia traverse également les chaînons pindiques, comme le Mornos qui provient du Flysch situé entre Vardoussia et Kiona (Celet, 1962, carte 1/20 000 hors-texte).

Les exemples sont moins nets au N du Péloponnèse, où n'existe pas de Flysch oriental, mais où le Ladon draine vers l'W les eaux du Système des écaillés (Dercourt, 1964, carte 1/200 000 hors-texte).

Soit un peu obliquement (Megdhovas dans l'ensemble), soit perpendiculairement (Evinos, Mornos) ces rivières scient les reliefs méridiens qu'elles traversent, parfois il est vrai selon des directions qui peuvent évoquer des lignes de fracture, mais en ignorant les facilités que peuvent offrir les formations les plus tendres. L'Akhelios même, d'origine pindique, traverse pendant une partie de son cours le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie, pénètre de nouveau dans la nappe pindique, puis regagne le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie avant de s'engager en une profonde gorge dans les calcaires du massif du Gavrovo (voir Aubouin, 1959, carte 1/200 000 hors-texte). Sans doute peut-on invoquer des phénomènes de surimposition, mais il reste que le cours d'eau n'est pas mieux adapté à ce que devait être la partie pindique enlevée qu'à son substratum aujourd'hui dégagé.

On a dit à propos des renversements que les faits observables dans la région de Karpénission-Frangista étaient largement confirmés au S de la Grèce continentale : les changements de direction, marqués par des coudes prononcés, de l'Evinos et du Mornos sont très directement liés à des structures renversées ; on manque de documents précis pour d'autres rivières mais on a dit que l'Akhelios n'était pas lui-même indifférent aux renversements.

Au total, les rivières de Grèce continentale témoignent d'une ancienne pente inclinée d'E en W (ou du NE au SW) installée sur la plus grande partie des affleurements pindiques. Quelle qu'en soit la cause, qui peut être l'existence d'une surface d'érosion assez évoluée pour que les différences lithologiques n'y soient plus manifestées, qui peut être l'inclinaison de la pente, assez forte pour que de petits reliefs ne constituent pas une barrière infranchissable, qui peut être due à la conservation d'une couverture de Flysch (ou encore la conjonction de ces phénomènes), les rivières importantes s'y conforment toutes, en négligeant la structure isoclinal mais en respectant les renversements rencontrés.

Il s'ensuit que postérieures à la création de cette pente et probablement à la principale phase d'abrasion des reliefs pindiques, les rivières sont par ailleurs antérieures aux surrections récentes liées aux failles transverses qu'elles traversent (faille du Kaliakoudha-Khélidhon). Antérieurs également aux renversements, les cours de ces rivières auraient été détournés par des surrections liées à ces renversements, assez rapides pour ne pas permettre une antécédence.

B) CONCLUSIONS

Les sommaires comparaisons qui viennent d'être tentées montrent que, à des différences d'intensité des phénomènes près, la région de Karpénission-Frangista ne se distingue pas fondamentalement des autres régions pindiques de Grèce continentale et du Péloponnèse. Selon toute apparence, son seul caractère original est de concentrer en une petite surface des traits par ailleurs épars.

On sera donc fondé à tenter une interprétation "cylindrisme" de la structure pindique, dans le tronçon de la chaîne comprenant le S de la Grèce continentale et le N du Péloponnèse, comme y invite la continuité d'ensemble des structures et du front de la nappe. On ne saurait cependant dissimuler une difficulté de principe : le domaine subsident oligo-miocène représenté par le Bassin Albano-Thessalien (= Sillon Mésio-hellénique ; voir fig. 1, encart B) disparaissant au S de la Grèce continentale, pourrait indiquer une importante variation longitudinale des conditions géodynamiques régnant à l'arrière de la nappe pindique au cours de sa mise en place, que rien cependant ne semble traduire dans les structures pindiques observables.

III. - ESSAI SUR LA GENESE DES STRUCTURES PINDIQUES

Il n'y a pas lieu d'insister sur le caractère allochtone de la zone du Pinde-Olonos, mis en évidence par le chevauchement généralisé de sa partie occidentale et les fenêtres creusées dans sa partie orientale en Péloponnèse ; il s'agit d'une typique nappe de couverture, comme ont pu conclure les auteurs des monographies régionales citées précédemment.

L'acquisition de la physionomie de ce qui apparaît maintenant comme la chaîne pindique, due à une complexe succession de phénomènes tectoniques et orogéniques peut cependant encore faire l'objet de maintes spéculations. On tentera un bilan des faits et des hypothèses, non sans souligner que pour ce qui est des étapes ultimes au moins, les lignes qui suivent ne peuvent constituer qu'une première ébauche de ce qui ressortira des travaux en cours de J.P. Charre. Des modifications du schéma proposé, ou des bouleversements, doivent donc être attendus, bien que certaines considérations exposées ici soient le résultat d'une expérience de terrain partagée et de maintes conversations ; mais on ne peut préjuger des résultats de la synthèse d'une grande masse de documents géomorphologiques provenant d'un vaste secteur d'affleurement.

A) QUELQUES DATES

1) L'AGE DU FLYSCH PINDIQUE

L'Eocène supérieur est daté par des faunes de Nummulites (Blondeau, *in* Desprairies, 1977, p. 116) en plusieurs points du Pinde septentrional ; on retiendra la citation de *N. fabiani*, de l'Eocène supérieur (voir fig. 9) qui semble représenter la plus récente datation connue.

2) L'AGE DES PREMIERES DEFORMATIONS

Du côté interne, les séries détritiques du Bassin Albano-Thessalien en témoignent :

- La Formation de Krania, d'âge éocène supérieur et oligocène p.p., repose en discordance sur les Ophiolites et leur couverture (voir Brunn, 1956, fig. 45). Elle date la tectogenèse paléogène des zones internes, où les plus récents niveaux connus sont d'âge yprésien-lutétien inférieur (Bizon et coll., 1968). Elle signale l'établissement d'un domaine subsident à l'aplomb des nappes internes, au cours d'une période pendant laquelle sera initiée la tectogenèse du Pinde-Olonos : Desprairies (1977, p. 133, p. 152) note que les mégabrèches sont constituées d'éléments provenant de la couverture de la nappe ophiolitique et que le matériel des "grès de base" est très comparable à celui des grès du Flysch pindique terminal, mais que plus tardivement (Brèches et conglomérats de Pétra-Tripiméni), "tout indique une alimentation à partir du Pinde en voie d'édification".

- La Formation d'Heptakhorion, d'âge oligocène ("stampien"), "ravine et recouvre en discordance la Formation de Krania et transgresse sur les roches vertes ou le Flysch du

Pinde" (Desprairies, 1977, p. 137). Ardaens (1978) a récolté des faunes planctoniques (déterminées par G. Bizon) qui dateraient dans cet ensemble les environs de la limite "Oligocène 2-Oligocène 3" de notre nomenclature -voir figure 80, p. 232- ("zone à *Gr. opima opima* ou partie inférieure de la zone à *Gg. ciperoensis*").

Du côté interne, deux informations sont disponibles :

- Des niveaux bréchiqes livrant des éléments à *Globotruncana* ont été observés par Tataris (1964) et Lekkas (1979) dans les calcaires d'âge éocène moyen ou supérieur de Tripolitza.

- Le Flysch du Megdhozas scelle des éléments de provenance pindique dans des ensembles où aucun fossile d'âge éocène supérieur n'est connu (p. 218-224).

En conséquence, la tectonisation pindique est initiée au cours de l'Eocène supérieur dans les régions orientales ; on est fondé à admettre qu'elle fut un peu plus précoce (Eocène moyen) dans les régions occidentales.

3) L'AGE DE LA MISE EN PLACE DE LA NAPPE PINDIQUE

Le Flysch recouvert par le front de la nappe pindique est partout d'âge oligocène (voir p. 236 à 241). Les plus récents niveaux connus (IGRS-IFP, 1966) sont datés de la zone à *Gr. opima opima* ("Oligocène 2" de notre nomenclature) ; ils renferment à leur sommet des conglomérats d'origine pindique disparaissant rapidement vers l'W.

4) L'AGE DE L'ATTENUATION DES RELIEFS PINDIQUES

Du côté interne, Desprairies (1977) signale que la Formation de Pentalofon ne renferme plus de matériel d'origine pindique et cet auteur (p. 170) est amené à conclure que "la ride pindique était très aplanie ou submergée" au cours d'une période dite "aquitaniennne".

La datation repose sur la présence de *Miogypsina complanata* Schlumb. et de Lépidocyclines (*in* Brunn, 1956, p. 182) ; l'espèce citée serait pour Lorenz (1969) sensiblement limitée à la "Période de transition Stampien-Aquitaniennne" que cet auteur corrèle (p. 843) avec une partie inférieure de la zone à *Globigerinita dissimilis* au sens de G. Bizon (*in* IGRS-IFP, 1966), c'est-à-dire sensiblement une partie inférieure de l'"Oligocène 3/Miocène inférieur 1" de notre nomenclature.

Du côté externe, les géologues de IGRS-IFP (1966) notent l'absence de conglomérats à matériel pindique au cours du "Burdigalien" ("Miocène inférieur 2" de notre nomenclature).

Il s'ensuit que les reliefs pindiques ont cessé d'être la proie d'une intense érosion soit vers la fin de l'Oligocène, soit au début du Miocène.

5) L'AGE DES RENVERSEMENTS

On peut, par analogie de vergence, considérer que les structures renversées sont assimilables à celles qui affectent les unités Ioniennes internes : le Mitsikéli et le Xérovouni (voir fig. 11, p. 56) chevauchent leur Flysch vers l'E (Aubouin, 1959 ; IGRS-IFP, 1966) et les calcaires éocènes du Tymphé recouvrent localement le Flysch pindique (voir IGRS-IFP, 1966, p. 219).

Si l'on est sûr que les mouvements sont postérieurs à l'"Oligocène 2", l'indétermination reste grande, dans la mesure où plusieurs phases de déformations plus tardives sont décelées par les géologues de IGRS-IFP : on peut tenter d'admettre que ces mouvements soient ceux de la "phase tectonique majeure" ou "phase du Burdigalien sommital" (IGRS-IFP, p. 283, pl. 9), d'âge fini-"Miocène inférieur 2" de notre nomenclature, bien que ces mouvements soient précédés et suivis d'autres déformations, jugées relativement mineures par les géologues de IGRS-IFP.

6) L'AGE DES SURRECTIONS FINALES

L'essentiel des reliefs actuels, apparemment lié au jeu des failles conjuguées de directions WSW-ENE et NW-SE, serait d'âge pliocène supérieur à pleistocène, au moins en Pélonnèse septentrional (voir p. 197).

En conclusion, la tectogenèse pindique, initiée au cours de l'Eocène supérieur dans les régions internes, mais sans doute un peu plus précocement du côté externe, s'achève par la mise en place de la nappe soit au cours de l'"Oligocène 2", soit peu après ; les reliefs correspondants sont très atténués soit à la fin de l'Oligocène, soit au début du Miocène ; ils seront ravinés vers la fin du Pliocène.

L'intervalle de temps correspondant à la tectogenèse pindique est de 7 MA au minimum (durée de l'"Oligocène 1", fig. 80, p. 232) mais peut atteindre environ 15 MA, en admettant que des parties de l'Eocène supérieur et de l'"Oligocène 3" y soient comprises.

Si l'on admet que les renversements sont liés à la phase majeure de déformation de la zone Ionienne (fini-"Miocène inférieur 2"), il s'est écoulé :

- 5 MA au moins depuis l'atténuation des reliefs pindiques (à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène) ;
- 7 à 12 MA depuis la mise en place de la nappe.

Ces durées sont probablement suffisantes pour qu'une surface d'érosion bien évoluée ait pu s'installer sur les régions pindiques.

B) UNE THEORIE SUR L'HISTOIRE STRUCTURALE DU PINDE-OLONOS

Des faits ont été établis ou rappelés précédemment, des hypothèses ont été présentées, des dates viennent d'être fixées ; une théorie d'ensemble peut être dégagée.

1) STRUCTURATION ET MISE EN PLACE DE LA NAPPE

L'incapacité du matériel pindique à transmettre les poussées, souvent évoquée, pose le problème du mode d'acquisition des structures plissées et écaillées. On peut envisager que ces structures se soient produites au cours d'un glissement de la nappe sous l'effet de la gravité ou que la structuration ait été acquise "en place", antérieurement au charriage d'ensemble.

- Le glissement sous l'effet de la gravité peut en principe expliquer la genèse de plis et d'écaillages et l'intensité croissante de ces structures vers les parties externes de la nappe (voir Aubouin, 1961), mais ne rend compte ni de l'absence du Flysch sur lequel la nappe s'est avancée (en se structurant dans cette hypothèse) dans les coeurs anticlinaux et les écailles, ni du fait que l'arrière de la nappe soit demeuré scellé par les séries du Bassin Albano-Thessalien (absence de dénudation).

- Une structuration "en place" ne prête pas prise à ces objections dans la mesure où l'essentiel des décollements se produit à la base de la série sédimentaire et rend compte d'une tectonisation plus précoce des régions occidentales que des régions orientales ; elle peut rendre compte des troncatures des séries plissées, au cours des glissements d'ensemble ultérieurs.

Ce processus implique que la masse carbonatée de Gavrovo-Tripolitza progresse vers l'E, provoquant de proche en proche la structuration des séries pindiques se décollant de leur socle, lequel absorberait le raccourcissement soit par structuration propre, soit en suivant le mouvement induit en plongeant sous la dépression subsidente du Bassin Albano-Thessalien. Il implique également, pour rendre compte du faible plissement de la partie arrière de la nappe, que les contraintes agissant au niveau de la couverture aient cessé de se manifester, alors que le mouvement d'ensemble continuait de se propager (le Gavrovo-Tripolitza affleure dans l'Olympe, loin à l'arrière du Bassin Albano-Thessalien - voir fig. 1 et 3).

On peut admettre que les accidents E-W, hérités de l'histoire sédimentaire du bassin, aient isolé des compartiments qui, pour partie, se sont indépendamment structurés.

Ces phénomènes se produiraient au cours d'une partie de l'Eocène supérieur et une grande partie de l'Oligocène ("Oligocène 1 et 2" de notre nomenclature).

2) DEVENIR DE LA NAPPE APRES SA MISE EN PLACE

L'une des plus graves objections qui soit opposable à la théorie précédente est qu'elle ne permet pas, sans l'appoint d'une hypothèse complémentaire, de justifier l'existence d'une pente d'ensemble favorisant l'établissement d'un système de drainage orienté d'E en W. La nature de cette objection est identique à l'une de celles que l'on peut présenter à la théorie de l'écoulement par gravité : on ne possède nulle preuve d'un exhaussement localisé des régions situées immédiatement à l'W du Bassin Albano-Thessalien, ni lors de l'initiation des mouvements, ni à leur issue. On notera cependant que Jaeger (1980) signale la "molasse oligo-miocène" à près de 1 000 m d'altitude sur le massif du Kosiakas.

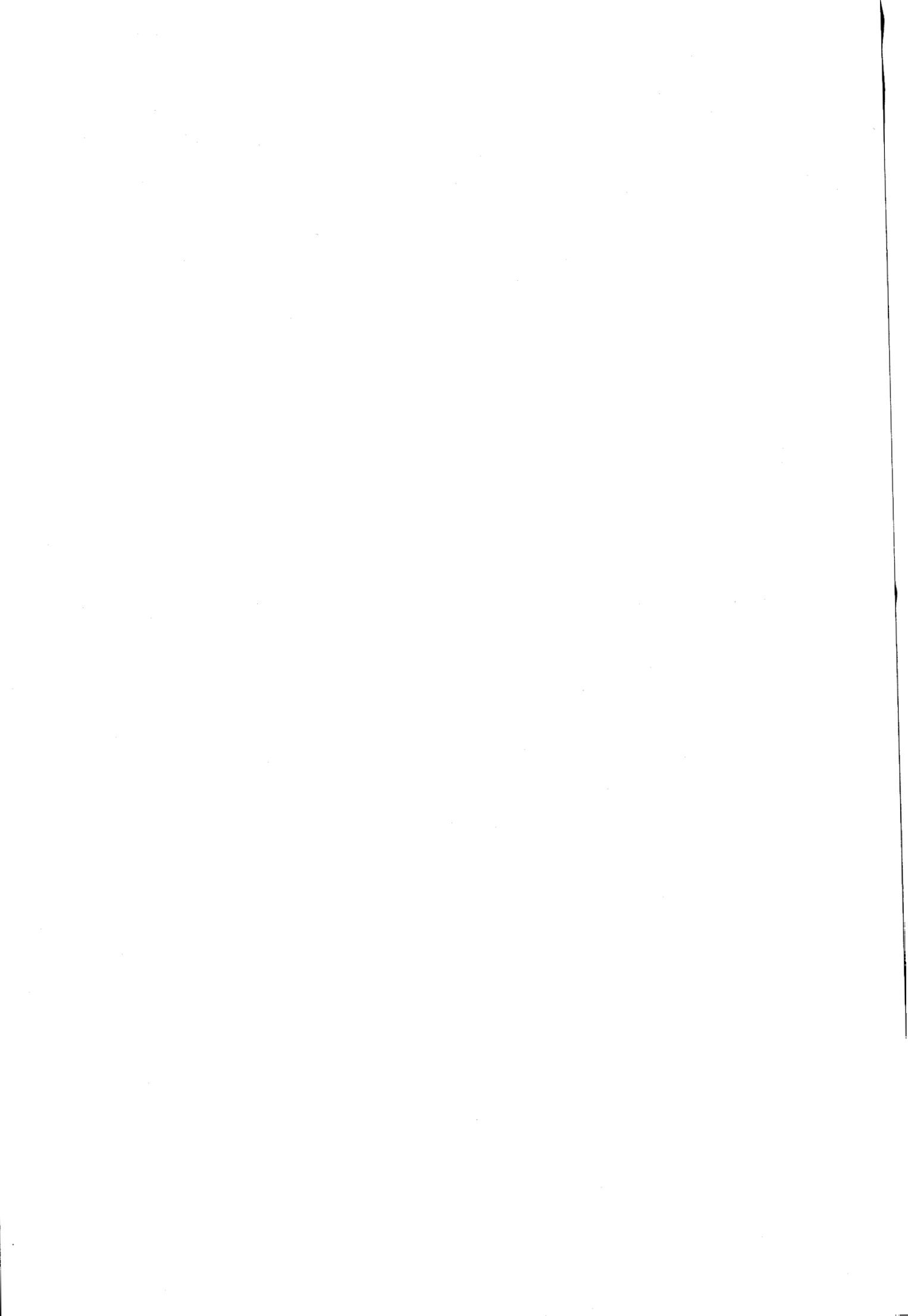
Il faut donc simplement admettre, au moins dans l'ensemble de la Grèce continentale que, soit dès la phase de mise en place, soit peu après, mais sans doute antérieurement à l'aplanissement du relief pindique, la région située entre les deux domaines subsidents (Bassin Albano-Thessalien à l'E, zone Ionienne à l'W) ait présenté une pente inclinée vers l'W.

Une forte inclinaison de cette pente est peut-être susceptible de rendre compte à elle seule de l'inadaptation des cours d'eau aux structures isoclinales, mais peut-être faut-il admettre que cette inadaptation soit consécutive à une période d'érosion aréolaire dont on a dit qu'elle avait pu durer de 5 à 12 MA.

Les renversements de Grèce continentale, comme les repliements du Péloponnèse, en raison de leur répartition aléatoire, peuvent être rapportés à une adaptation passive de la nappe à une tectonique cassante affectant la dalle nêritique chevauchée, par l'intermédiaire d'un matelas de Flysch. Les reliefs liés à ces structures produisirent des interruptions de la pente, ou des déformations de la surface d'érosion assez marquées pour que le cours des rivières en soit infléchi, vers la fin du Miocène inférieur.

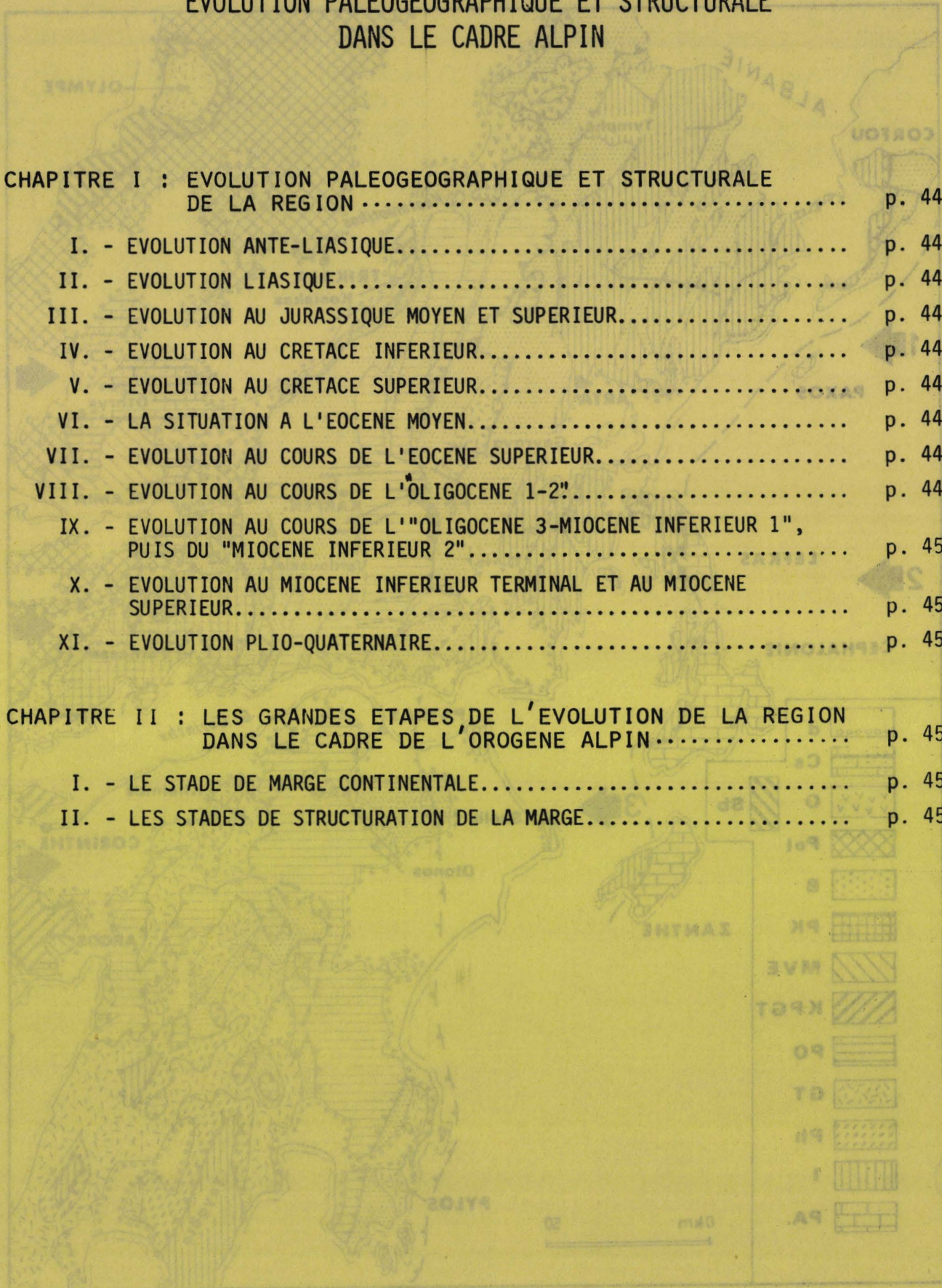
Cet état ancien de la chaîne est vraisemblablement conservé dans les régions transversales déprimées, isolées des régions soulevées où règnent des conditions montagnardes par des accidents transverses de directions WSW-ENE et NW-SE, jouant depuis le Pliocène (terminal ?).

On reprendra et on illustrera ce bilan dans le cadre plus large de l'évolution paléogéographique et structurale des ensembles précédemment examinés, qui fait l'objet de la Septième Partie.



SEPTIEME PARTIE
EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE
DANS LE CADRE ALPIN

CHAPITRE I : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE LA REGION	p. 441
I. - EVOLUTION ANTE-LIASIQUE.....	p. 441
II. - EVOLUTION LIASIQUE.....	p. 443
III. - EVOLUTION AU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR.....	p. 445
IV. - EVOLUTION AU CRETACE INFERIEUR.....	p. 445
V. - EVOLUTION AU CRETACE SUPERIEUR.....	p. 447
VI. - LA SITUATION A L'EOCENE MOYEN.....	p. 447
VII. - EVOLUTION AU COURS DE L'EOCENE SUPERIEUR.....	p. 449
VIII. - EVOLUTION AU COURS DE L'OLIGOCENE 1-2".....	p. 449
IX. - EVOLUTION AU COURS DE L'"OLIGOCENE 3-MIOCENE INFERIEUR 1", PUIS DU "MIOCENE INFERIEUR 2".....	p. 451
X. - EVOLUTION AU MIOCENE INFERIEUR TERMINAL ET AU MIOCENE SUPERIEUR.....	p. 451
XI. - EVOLUTION PLIO-QUATERNAIRE.....	p. 451
CHAPITRE II : LES GRANDES ETAPES DE L'EVOLUTION DE LA REGION DANS LE CADRE DE L'OROGENE ALPIN.....	p. 453
I. - LE STADE DE MARGE CONTINENTALE.....	p. 453
II. - LES STADES DE STRUCTURATION DE LA MARGE.....	p. 454



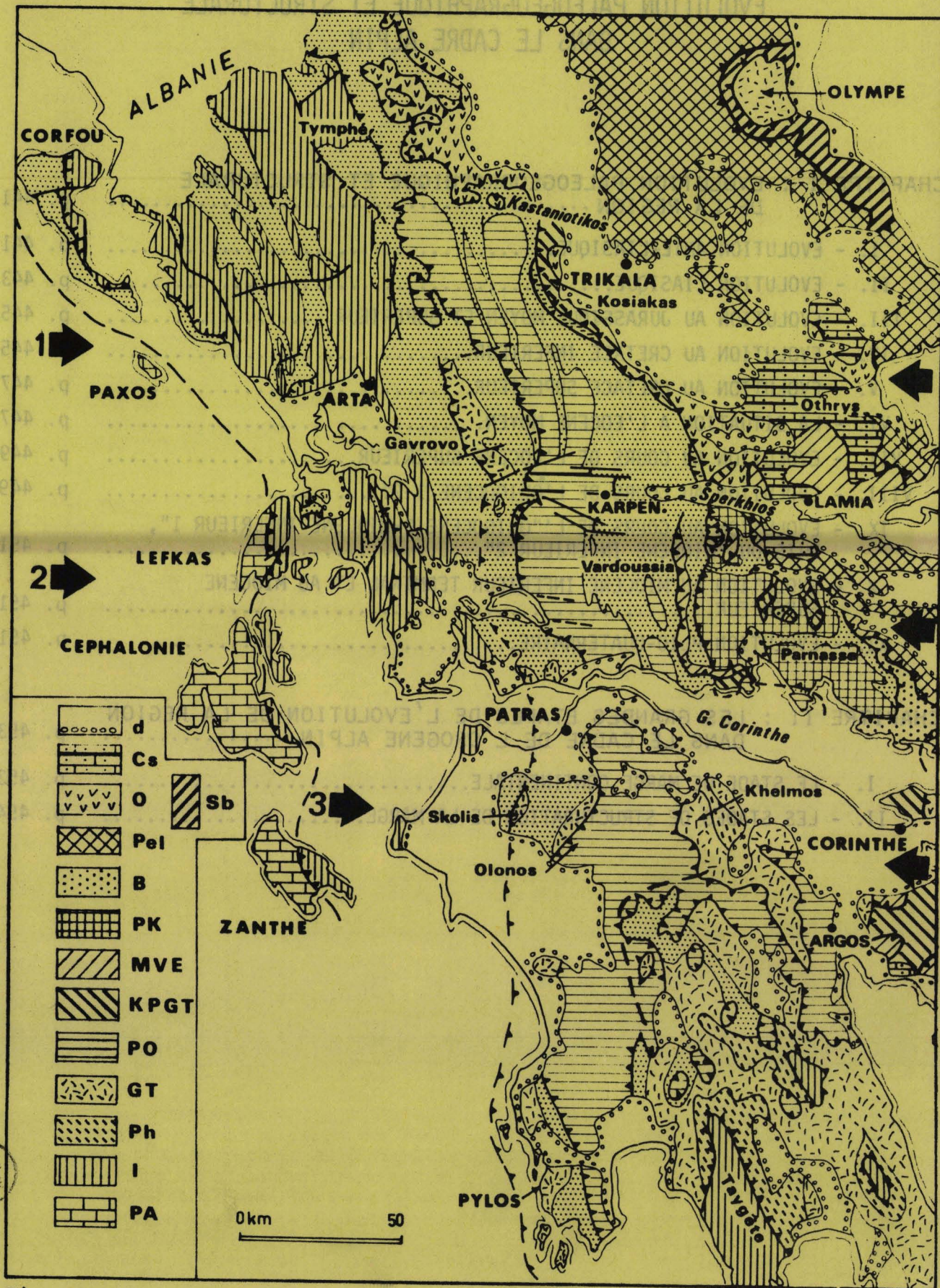


Fig. 153. -

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DANS LE CADRE ALPIN

Une interprétation de l'ensemble des phénomènes ayant participé à la constitution de l'objet actuellement observable impose de récapituler les faits et les hypothèses précédemment présentés dans le cadre restreint de la plate-forme et du bassin étudiés. On reprendra donc les étapes qui viennent d'être analysées dans la Partie précédente aussi succinctement que possible mais on tentera de distinguer celles qui correspondent aux phases tectorogéniques, dans un cadre général qui ne peut être négligé au moment de l'interprétation. Un schéma structural d'ensemble est donné figure 153.

CHAPITRE I : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE LA REGION

I. - EVOLUTION ANTE-LIASIQUE

C'est probablement au Paléozoïque supérieur qu'il faut faire remonter l'histoire alpine des Hellénides, encore que nul témoin du stade initial ne soit connu dans le secteur examiné ici.

Des tous premiers stades de cette évolution témoignent :

- les évaporites (permo ?)-triasiques de la zone Ionienne (Bornovas, 1960 ; IGRS-IFP, 1966) ;
- les "Couches de Tyros", d'âge paléozoïque supérieur et triasique p.p., constituées de "limestones, shales, tuffs and vulcanites" qui caractériseraient la base de la série de Tripolitza, selon Lekkas et Papanikolaou (1978) ;
- les séries permo-werfénienues détritiques Maliaques (Ferrière, 1974) et Pélagoniennes (Celet et coll., 1977 ; Clément, 1979).

Au cours du Trias, un important épisode volcanique est connu en maintes régions (voir Celet et coll., 1977). Pour ce qui nous concerne directement, on rappellera les vulcanites du Pinde-Olonos, de sa bordure occidentale (Glafkos, Unité du Megdhovas, Pêristéri) et vers l'E, celles des séries d'Epidaure, du Vardoussia et Maliaques (voir fig. 126 b, p. 386). Ce volcanisme semble ne pas avoir débuté avant le Werfénien et avoir partout cessé au Norien, mais ses manifestations paraissent hétérochrones dans l'ensemble. Il s'agirait donc de témoins locaux d'une longue (près de 20 MA) phase de distension, dont résulte l'organisation paléogéographique ultérieure.

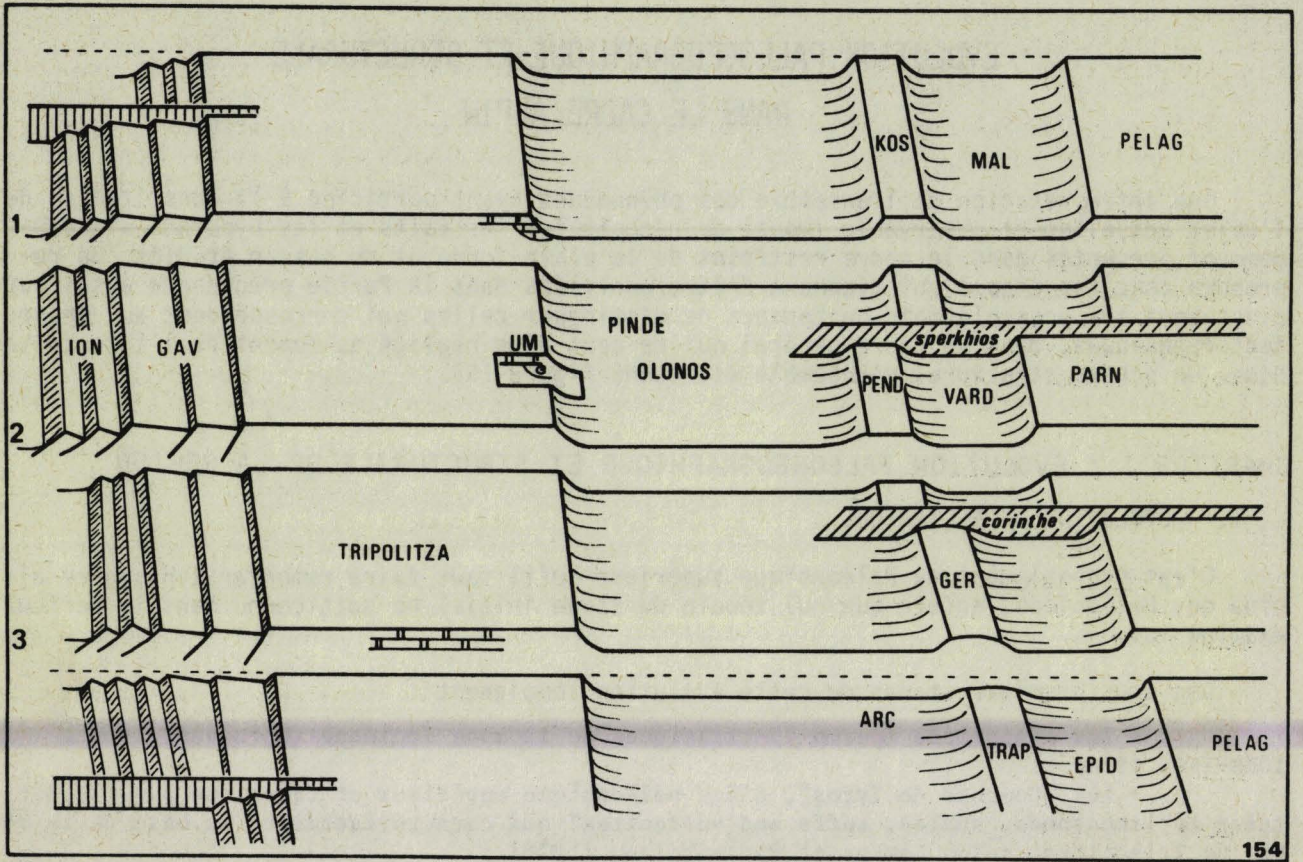
Les Ammonitico-rosso, connus en plusieurs domaines, dès l'Anisien, suggèrent que les dépressions sont créées dès ce moment, mais on a dit (p. 388) les incertitudes qui demeurent sur ce qui a pu constituer le premier remplissage du bassin pindique.

Au Carnien, l'existence de transitions entre les divers types de faciès (fig. 99, p. 284) témoigne d'une morphologie relativement simple, qui ne semble plus correspondre à la complexité de détail qu'on peut attendre d'une dépression nouvellement créée. On a tenté de montrer (p. 287-289) que les apports arénacés devaient être d'origine occidentale ; les

Fig. 153. - Schéma structural d'ensemble de la Grèce continentale de l'W et du Péloponnèse.

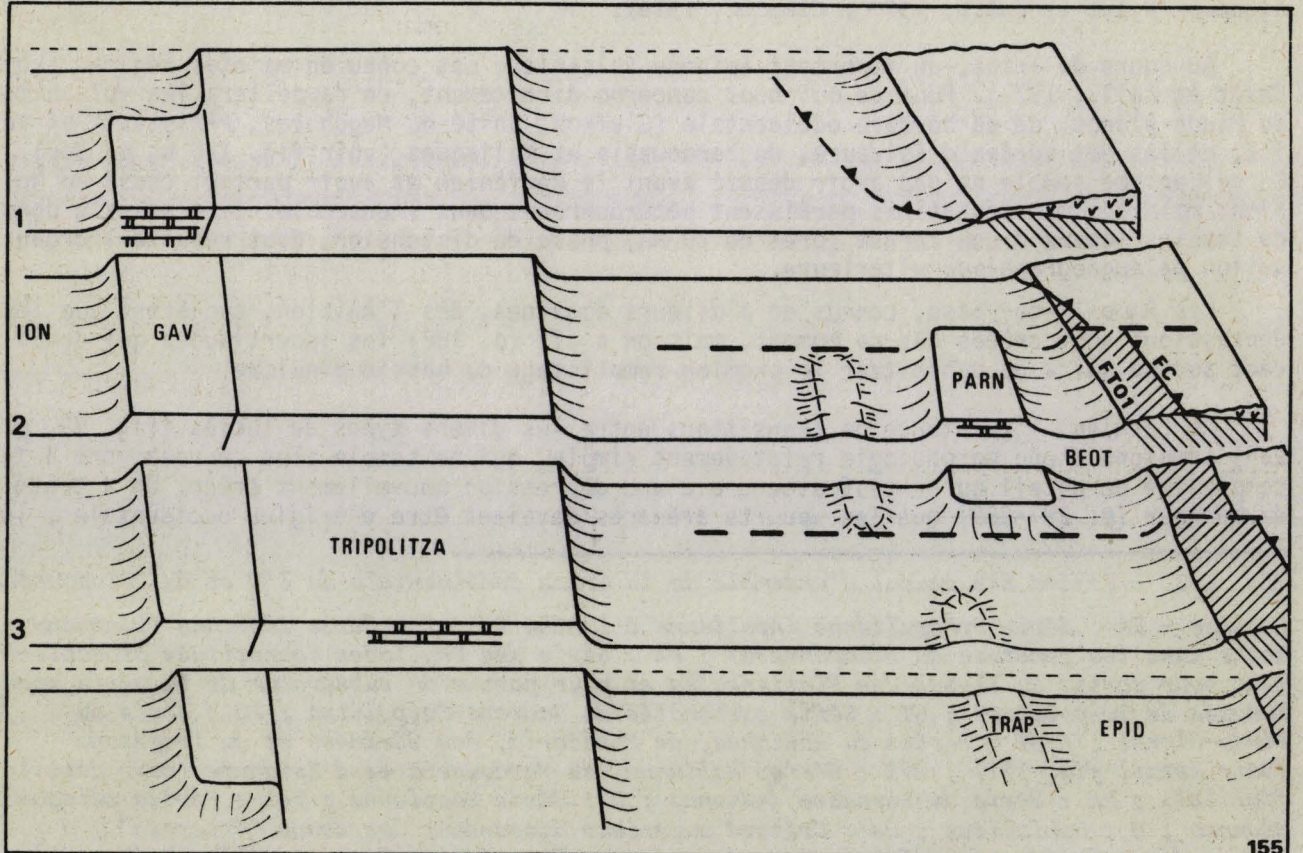
Légende - PA : Série Préapulienne (Apulienne à Zante ?) ; I : Série Ionienne (Plattenkalke dans les fenêtres du Péloponnèse) ; Ph : Série des Phyllades (constituée probablement pour partie du Flysch des Plattenkalke et pour partie du substratum de la série carbonatée de Tripolitza) ; GT : Série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza ; PO : série du Pinde-Olonos ; KPGT : Séries du Kosiakas, de Pendéoria, des Géraniées et du Trapézona (voir détail fig. 121) ; MVE : Séries Maliaque, du Vardoussia et d'Epidaure (voir détail fig. 121) ; PK : Série du Parnasse (-Kiona) ; B : Série Béotienne ; Pel : Séries pélagoniennes ; O : Ophiolites ; Cs : Crétacé supérieur discordant des zones "internes" ; d : séries discordantes cénozoïques et quaternaires ; Sb : Faciès "schistes bleus" (la série du Thimiama -à l'W du Kosiakas- est signalée par un tireté horizontal).

Les trois coupes (1-2-3) signalées sont illustrées sur les figures 154 à 163.



154

Fig. 154. -



155

Fig. 155. -

BUS
LILLE

détritus auraient été libérés lors d'un bombement précédant l'ouverture de l'Océan Mésogéen, ou proviendraient de l'Afrique ; c'est le continent qui fournit alors des détritiques à sa marge, tant que le domaine océanique oriental n'est pas soumis à des compressions.

Au Norien, correspondrait un schéma d'organisation très simple : entre deux vastes plates-formes carbonatées comprenant vers l'W l'ensemble Gavrovo-Tripolitza - Zone Ionienne - Zone Préapulienne et vers l'E l'ensemble Parnasse - Pélagonien, s'étend le dispositif de la figure 126 a (p. 386).

II. - EVOLUTION LIASIQUE

Après l'épisode d'expansion des domaines de plate-forme à la limite Trias-Lias (p. 303, fig. 127) et la reprise de subsidence qui a suivi, le fait dominant de cette période est la différenciation de la zone Ionienne comme bassin indépendant ; elle paraît aisément interprétable au travers de l'étude de IGRS-IFP (1966).

Succédant aux Calcaires de Pantokrator (néritiques), les Calcaires de Siniais à Ammonites du Domérien rendent sensible un premier approfondissement (voir fig. 2, p. 12 ; fig. 125, p. 382). Par la suite, les sédiments traduisent une importante déformation dont résulte l'individualisation de "... chapelets de reliefs émergés... alignés plus ou moins parallèlement aux directions tectoniques actuelles... (qui)... pouvaient être bordés de plateaux sous-marins où se déposait l'Ammonitico-rosso, tandis que dans les dépressions... se sédimentaient les Schistes à Posidonies inférieurs" (IGRS-IFP, 1966). C'est-à-dire que l'on peut admettre qu'une distension ait ici été traduite par le glissement et la rotation de blocs le long de failles concaves, créant des fonds constitués de dépressions et de reliefs parallèles entre eux.

C'est ce qu'on a traduit sur la figure 154, où se trouve rappelée la disposition supposée des grands ensembles morphologiques au Toarcien (voir fig. 127, p. 390). On a admis que de cette époque, date la différenciation du Domaine de Gavrovo, installé sur quelques blocs marginaux peu enfoncés (voir fig. 61, p. 178) ; on a également admis que ce Domaine était limité axialement aux régions où il affleure actuellement, sur la seule foi d'indications relatives aux faciès de l'Eocène supérieur (p. 175). De même, l'existence d'un domaine symétrique de celui du Gavrovo, à l'E du Tripolitza ("Tripolitza interne") est envisagée, à partir d'indications très discrètes, portant sur des périodes plus récentes (p. 227) ; cette symétrie n'est probablement pas en rapport avec le mode de différenciation du Domaine de Gavrovo, mais plus vraisemblablement avec le fonctionnement propre de l'aire néritique.

Quoi qu'il en soit, l'on peut tenter de rapporter cette extension au fonctionnement de la Mésogée (Dercourt et Thiébaud, 1979). C'est-à-dire que l'on aurait ici une sorte de création symétrique, par rapport au Gavrovo-Tripolitza de ce que fut, pour la marge S de la Téthys, le bassin pindique. Mais on manque ici de témoins d'un volcanisme, ce qui interdit toute recherche d'homologies. Notons que le bassin Ionien est compris par Dercourt et Thiébaud (1979) et par Biju-Duval et Dercourt (1980) comme la marge même de l'Océan Mésogéen.

Fig. 154. - Organisation paléogéographique au Lias.

Abréviations - ION : Zone Ionienne ; GAV : Domaine de Gavrovo ; UM : Unité du Megdholvas ; KOS ; Kosiakos ; MAL : Maliaque ; PEND : Pendéoria ; VARD : Vardoussia ; PARN : Parnasse ; GER : Géranées ; ARC : Table d'Arcadie ; TRAP : Trapézona ; EPID : Epidauré.

Les coupes 1-2-3 sont situées figure 153.

Fig. 155. - Organisation paléogéographique au Tithonique terminal-Berriasien, après la phase de mise en place des ophiolites.

Mêmes abréviations que sur la figure 154 (BEOT : Béotien) ; FTO 1 : Front tectoregénique (limite occidentale des régions déformées) ; FC : Front de charriage des ophiolites (supposé décalé par l'accident du Sperkhios, ce qui détermine un débordement des ophiolites au N du Parnasse).

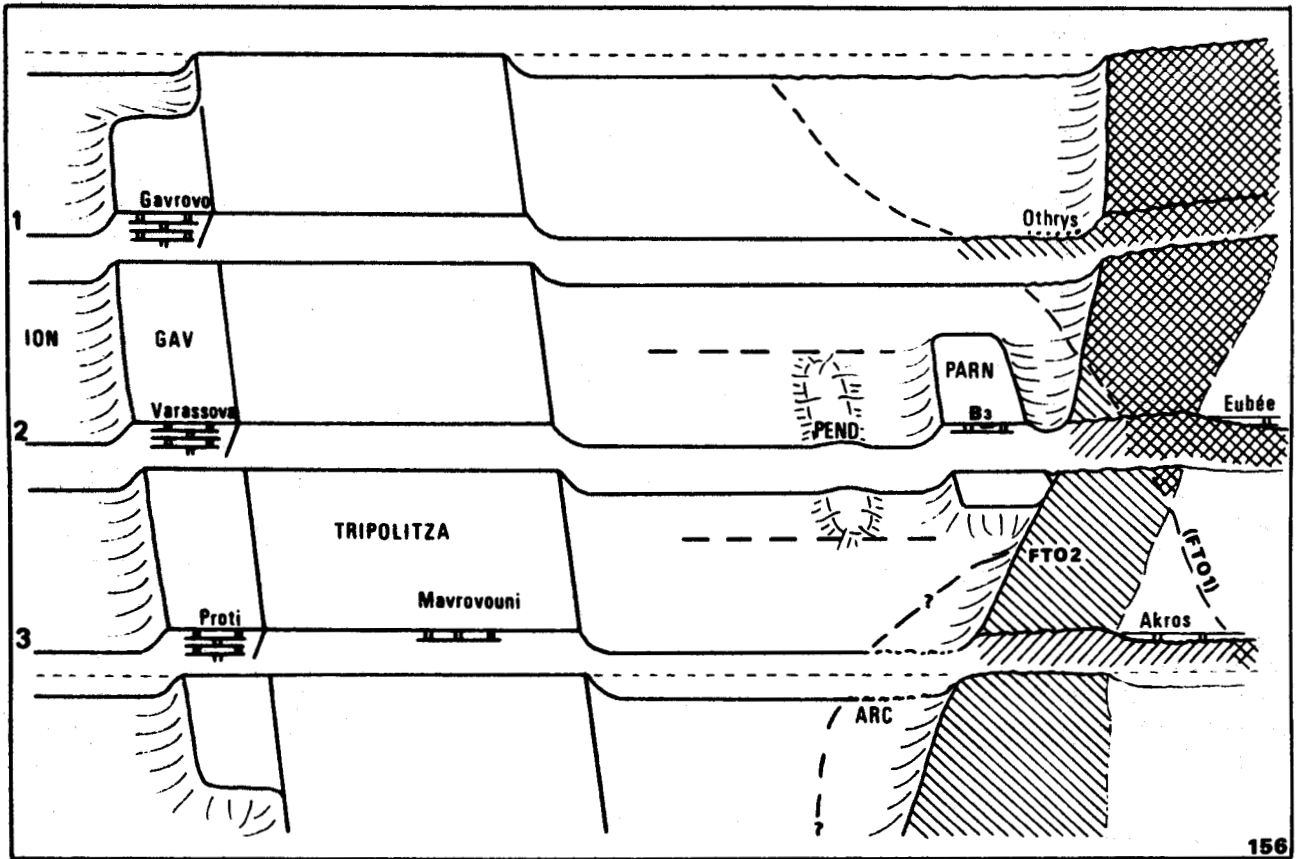


Fig. 156. -

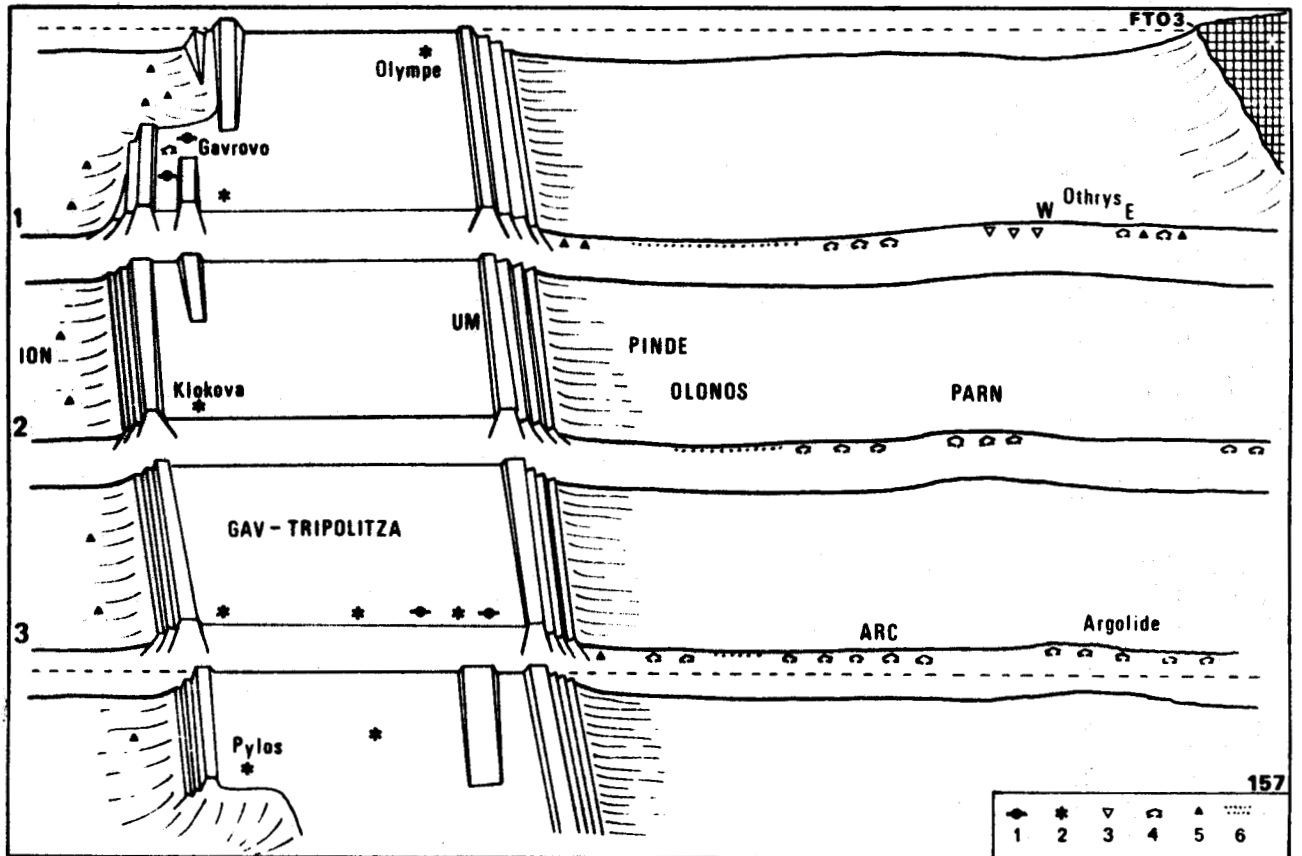


Fig. 157. -

BUS
LILLE

1	2	3	4	5	6
---	---	---	---	---	---

Le bassin pindique se trouve alors bien délimité, à l'W par la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, à l'E par les hauts-fonds subsidents de Trapézona-Géranées-Pendéoria-Trilophon-Kosiakas. On a interprété (fig. 125 b, p. 382) le retour à une sédimentation calcaire liasique après l'épisode radiolaritique finitriasique-éoliasique comme le résultat d'une sur-rectification généralisée des fonds, qui pourrait être l'éventuelle conséquence d'une phase particulièrement active du jeu des accidents du Sperkhios et de Corinthe, ou encore d'un événement lié à la naissance de la Mésogée.

C'est soit à la fin du Lias, soit au cours du Dogger, que le bassin pindique se trouve intégré à un plus large ensemble où règnera une sédimentation radiolaritique généralisée, entre Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien (voir fig. 128, p. 392).

III. - EVOLUTION AU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR

La zone Ionienne a conservé des fonds de morphologie complexe, dont les reliefs ne seront atténués qu'à la fin du Jurassique (dépôt des Calcaires de Vigla).

La plate-forme de Gavrovo-Tripolitza est, pour ce qu'on en connaît (Domaine de Tripolitza), restée stable.

Le large domaine de sédimentation radiolaritique auquel se trouve intégré le bassin pindique s'accroît encore, vers la fin du Jurassique, par le creusement de la dépression Béotienne, isolant la plate-forme Parnassienne. Ce creusement serait la conséquence du rapprochement du front d'obduction des Ophiolites ; sa contrepartie serait un relèvement des fonds dans les régions plus occidentales (voir fig. 125 b, p. 382).

La figure 155 représente l'état supposé de la région à l'extrême fin du Jurassique ou au cours du Berriasien. La sédimentation détritique s'étend sur la plupart des régions situées en bordure des secteurs déformés (et/ou gagnés par les nappes internes) et atteint la partie orientale du domaine où elle s'additionne aux Calcaires à Calpionelles (fig. 129, p. 392).

IV. - EVOLUTION AU CRETACE INFERIEUR

La zone Ionienne reste stable, le dépôt des Calcaires de Vigla se poursuit.

La zone de Gavrovo-Tripolitza reste également stable ; le Domaine de Gavrovo est plus subsident que celui de Tripolitza (p. 161).

Le domaine pélagique plus oriental connaît pendant une grande partie de cette période une sédimentation essentiellement pélitique, additionnée de débris arénacés dans les parties les plus internes, très réduite en puissance (et/ou coupée de hiatus) dans le domaine pindique, en l'absence d'importants dépôts siliceux, sauf en Péloponnèse méridional (p. 320-328).

C'est seulement vers l'Albien que de grands épandages de matériaux arénacés se généralisent et atteignent le bassin pindique (voir fig. 103, p. 394). Il s'agit de la conséquence d'une nouvelle phase tectorogénique affectant des régions plus internes, déjà antérieurement déformées, ou encore demeurées intactes (Epidaure et Trapézona en particulier, Table d'Arcadie éventuellement).

La figure 156 rend compte de l'état supposé de la région au Cénomaniens, alors que des sédiments arénacés se déposent encore dans le domaine pélagique, mais que déjà des dépôts discordants apparaissent, détritiques en Othrys de l'E, calcaires en Attique-Béotien-Eubée ; des calcaires discordants d'âge vraconnien sont connus en Argolide (Akros).

Fig. 156. - Organisation paléogéographique au Cénomaniens, après une deuxième phase de déformation.

Mêmes abréviations que sur la figure 154 (B 3 : Bauxite mésocrétacée du Parnasse) ; FTO 2 : nouveau front tectorogénique (noter que les séries Maliaques ont été probablement encore affectées par les nouvelles déformations, de vergence orientale).

Fig. 157. - Organisation paléogéographique au Maastrichtien.

Mêmes abréviations que sur la figure 154.

Légende - 1 : Orbitoïdes ; 2 : Rhapydionines ; 3 : Rudistes ; 4 : Globotruncanidés ; 5 : faciès bréchiques (représentés en tous lieux, particulièrement abondants en zone Ionienne interne) ; 6 : faciès arénacés.

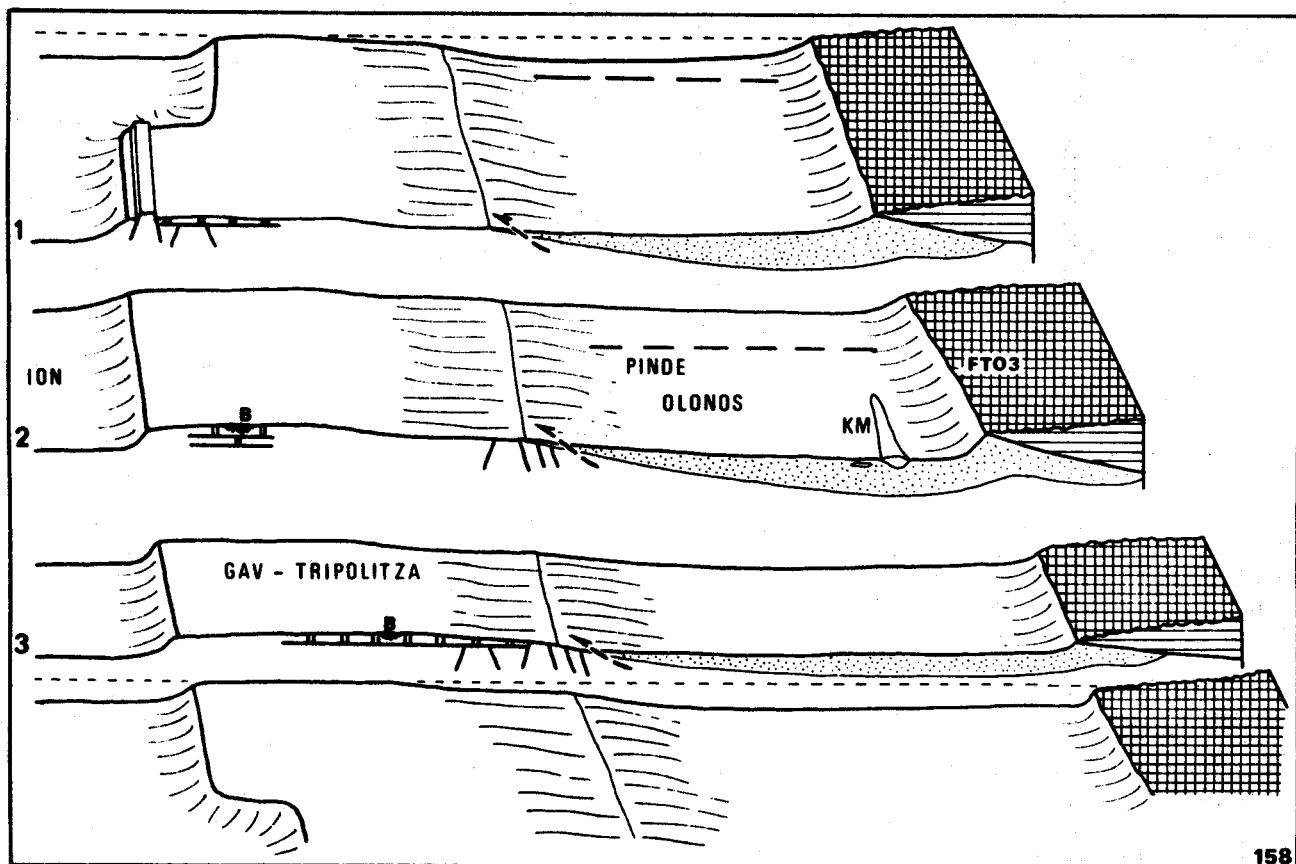


Fig. 158. -

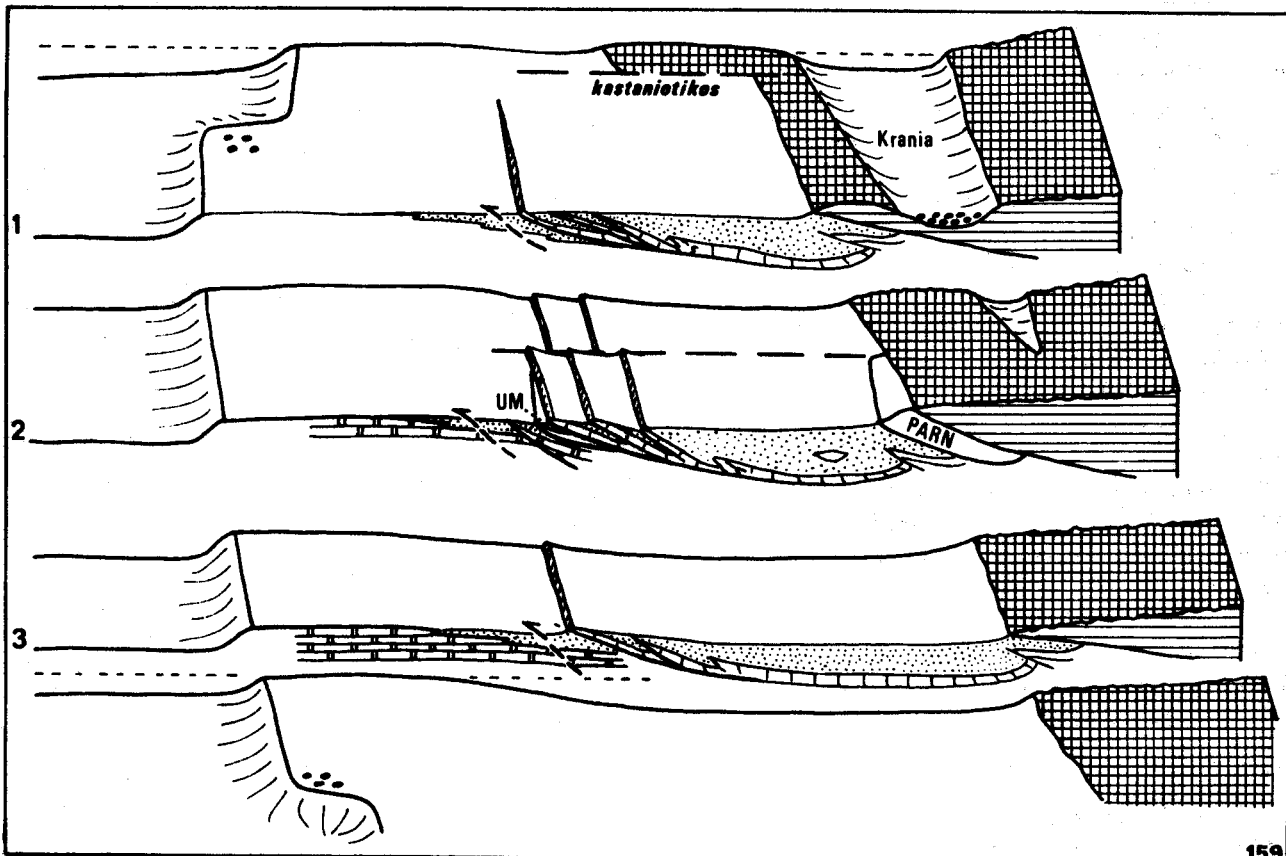


Fig. 159. -

BUS
LILLE

V. - EVOLUTION AU CRETACE SUPERIEUR

La plus grande partie des régions précédemment déformées est sans doute tôt regagnée au domaine marin. Des formations discordantes à Rudistes sont cependant parfois datées du Sémonien (Clément, 1979), témoignant de la persistance de reliefs ; leur existence est encore attestée en Péloponnèse par les formations arénacées pindiques qui se développent jusqu'à la limite Santonien-Campanien (p. 326).

Le Campanien correspond à une période d'homogénéisation des faciès : toutes les régions, hormis le Gavrovo-Tripolitza qui reste néritique, sont le siège d'une sédimentation calcaire pélagique, y compris le Parnasse. Quelques régions situées au N du Parnasse (Othrys de l'W, Théopétra...) restent cependant colonisées par les Rudistes ; elles fournissent probablement une grande partie du matériel carbonaté bréchi que qui s'épand dans les domaines pélagiques. Ce matériel peut cependant provenir en partie également de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza qui connaît les prémices de sa première crise d'évolution.

Les effets en sont surtout sensibles du côté occidental ; les brèches carbonatées du "Sémonien supérieur" de la zone Ionienne, verront leur importance culminer au Paléocène. On a pu montrer (p. 179) que ces brèches résultaient de modifications de la bordure de la plate-forme, siège de soulèvements localisés et d'une migration de la barrière vers l'intérieur. On a admis que des mouvements analogues s'étaient produits au bord oriental (p. 169 ; fig. 61, p. 178), dont l'une des conséquences aurait été la mise au jour de l'Unité du Megdhovas (fig. 79, p. 226).

Par ailleurs, au cours du Maastrichtien, le bassin pindique est envahi axialement, à partir du N (p. 358) dans le tronçon considéré, par des venues arénacées. Ces sédiments témoignent d'une nouvelle activité des zones internes.

La figure 157 fait état de la situation supposée de la région au cours du Maastrichtien (voir aussi fig. 131, p. 396) et pendant une partie du Paléocène. Cette dernière période n'est originale qu'en ce qu'elle voit la reprise de la sédimentation calcaire dans certaines parties précédemment émergées de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza et le remplacement progressif de la sédimentation calcaire par des pélites (souvent rouges) dans les régions situées à l'E du bassin pindique.

VI. - LA SITUATION A L'EOCENE MOYEN

Une nouvelle uniformisation des domaines situés à l'E de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza s'est produite au cours de l'Eocène inférieur et/ou moyen : le Flysch se dépose partout (fig. 132, p. 396), dans un bassin dont la subsidence est vraisemblablement liée à la progression vers l'W du front des nappes d'origine interne, traduite par des olistolites (p. 360).

La situation est donnée par la figure 158 ; la subsidence est en train de gagner les parties internes de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (domaine du Megdhovas). Des parties occidentales (Pinde-Olonos externe) du bassin pindique sont structurées dès cette époque (fig. 79, p. 226 ; p. 435) comme, presque simultanément, l'Unité du Megdhovas.

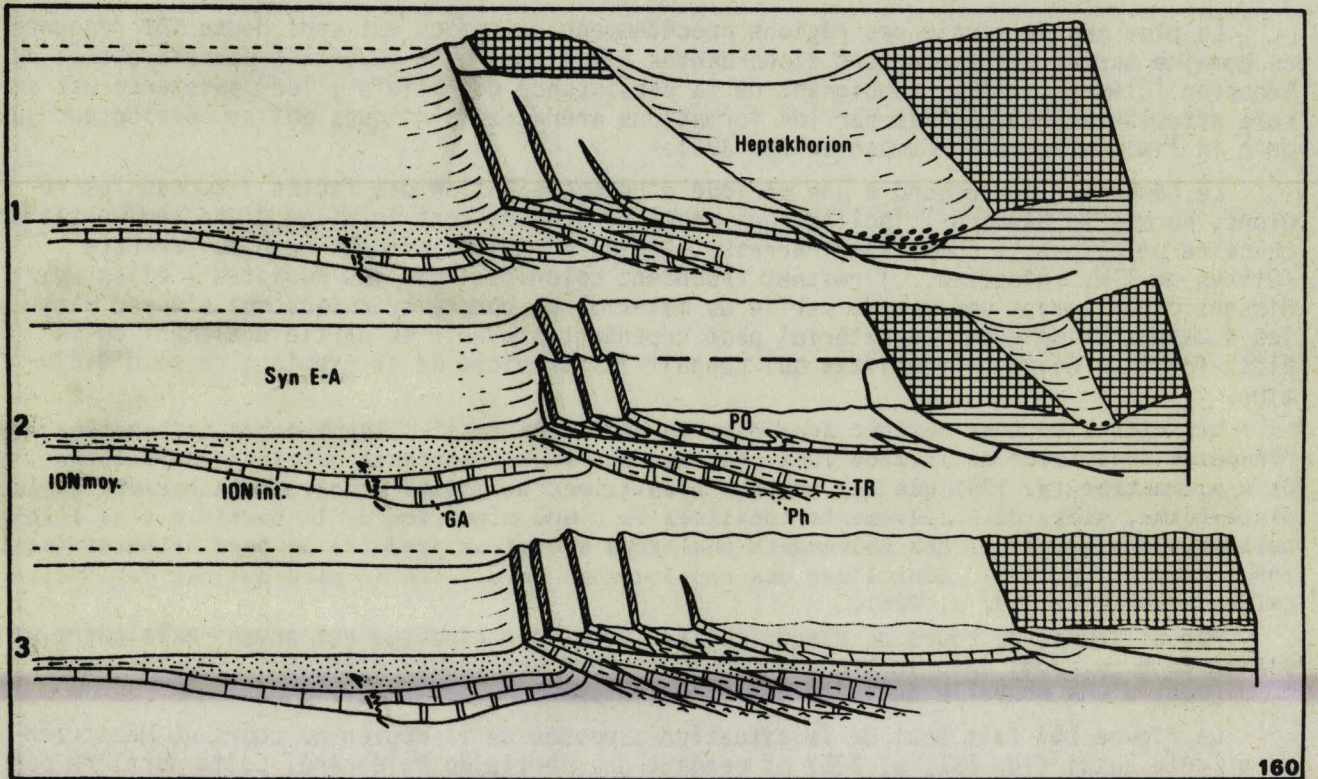
Fig. 158. - Organisation paléogéographique au cours de l'Eocène moyen.

Mêmes abréviations que sur la figure 154. En outre - KM : Olistolites et olistostromes du Flysch du Synclinorium du Pinde oriental d'Étolie, Formation de Kérassia-Milia ; FTO 3 : Front tectorogénique (limite occidentale des nappes internes et des régions déformées) ; B : Bauxites du Gavrovo-Tripolitza (le mode d'alimentation reste inconnu). Les flèches discontinues signalent les lieux où se produiront les premières structurations.

Fig. 159. - Organisation paléogéographique et structurale à l'Eocène supérieur.

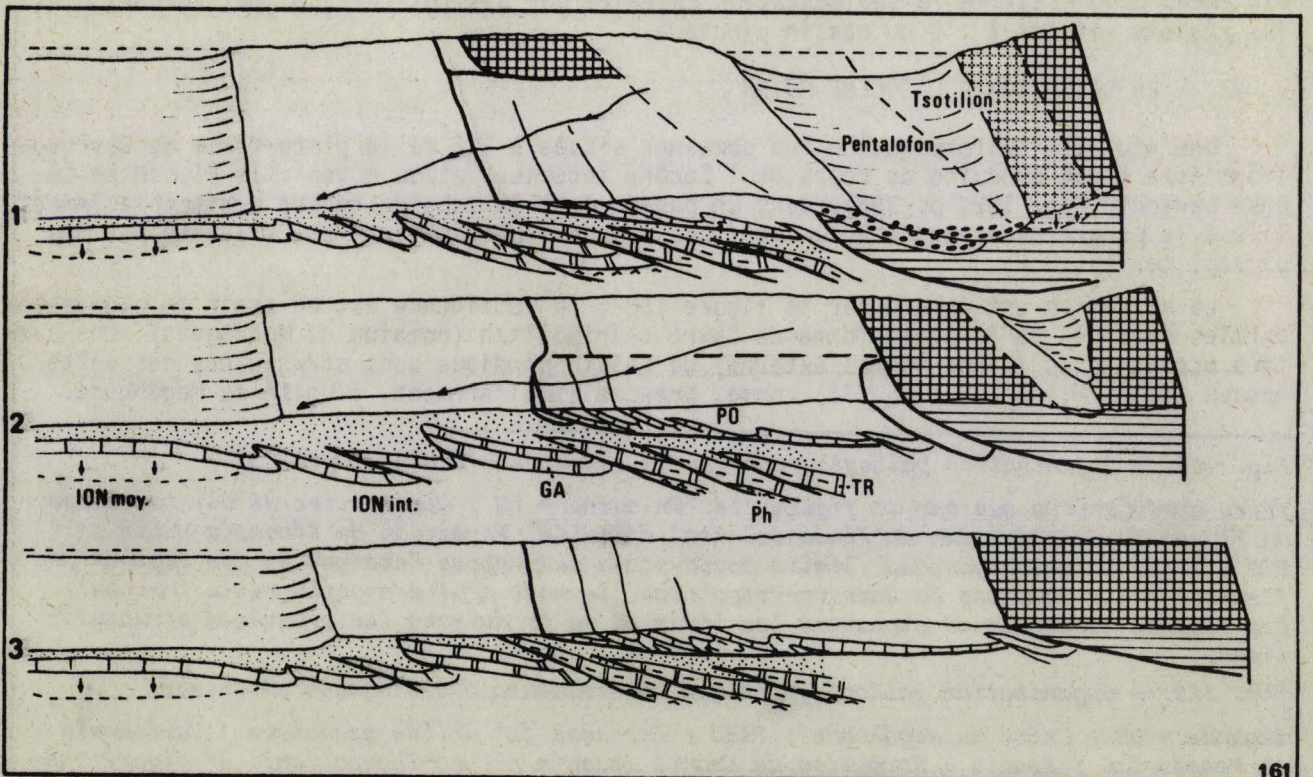
Légende - UM : Unité du Megdhovas ; PARN : Parnasse (et unités associées : Vardoussia et Pendéoria) ; Krania : Formation de Krania (Bassin Albano-Thessalien). Un figuré spécial (ovales noirs) signale l'apparition de calcaires à silex aux deux extrémités connues du Domaine de Gavrovo.

NB : On a fait apparaître la transversale du Kastaniotikos dont l'effet principal (débordement des nappes internes dans le Pinde septentrional) ne peut être postérieur à l'Eocène supérieur (molasses non affectées) ; il est possible que le Flysch du Pinde septentrional ait été décollé dès ce moment de son substrat mésozoïque.



160

Fig. 160. -



161

Fig. 161. -

BUS
LILLE

VII. - EVOLUTION AU COURS DE L'EOCENE SUPERIEUR

La sédimentation des Flyschs a précédemment cessé dans les domaines plus internes que le bassin pindique ; la discordance de la Formation de Krania témoigne que la structuration de ces domaines est acquise pour l'essentiel.

Le Flysch pindique se dépose encore pendant une partie de cette période, dans les régions internes du bassin.

Vers l'extérieur, la subsidence et la sédimentation détritique ont gagné la partie interne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza. Celle-ci se structure peu à peu, d'E en W, alors que la recouvre, au fur et à mesure de sa propre structuration, l'allochtone pindique (p. 203-204 ; fig. 79, p. 226). La conjonction de ces phénomènes induit le dépôt de formations de type wildflysch, qui constituent ainsi le sommet de la série de Gavrovo-Tripolitza, en position concordante ou discordante selon les particularités de l'histoire immédiatement précédente de chaque lieu.

La figure 159 résume ces considérations. On a admis que l'essentiel de la structuration pindique était acquise à la fin de cette période ; la trace de la discontinuité du Sperkhios a induit la structuration indépendante des compartiments ainsi isolés. On a tout lieu de penser que plus au N, l'accident du Kastaniotikos a déterminé un considérable débordement vers l'W des nappes plus internes sur le Pinde-Olonos, dont témoigne à l'heure actuelle, le Pinde septentrional.

VIII. - EVOLUTION AU COURS DE L'OLIGOCENE 1-2

La partie externe de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza et la zone Ionienne sont gagnées par la subsidence et la sédimentation détritique (Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie).

On est fondé à admettre que se poursuit l'avancée de l'allochtone pindique et la structuration de la partie interne du Gavrovo-Tripolitza, selon le processus précédemment invoqué. Les produits de l'érosion résultant de cette structuration nourrissent le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie (on a vu que les galets scellés dans le Flysch d'âge "oligocène 1" témoignent de l'hétérogénéité des sources, p. 239) et les molasses du Bassin Albano-Thessalien.

La discordance de la Formation d'Heptakhorion traduit une déformation des régions orientales, dans laquelle on peut tenter de chercher la surrection de l'arrière du domaine pindique, nécessaire à l'installation ultérieure d'un système de drainage orienté d'E en W (p. 433).

C'est à la fin de cette période que se termine, après le dépôt d'une ultime décharge de matériel conglomératique hétérogène, la sédimentation du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie. On peut tenter d'admettre que les effets des compressions ont alors atteint la "limite potentielle de rupture" entre Gavrovo et Tripolitza (p. 198) et qu'un nouvel allochtone comprenant le Tripolitza et la nappe pindique est constitué (fig. 160).

Fig. 160. - Organisation paléogéographique et structurale au cours de l'"Oligocène 1-2".

Légende - Syn E-A : Synclinal d'Epire-Akarnanie ; ION : Zone Ionienne (moy. : moyenne, int. : interne) ; GA : Série de Gavrovo ; TR : Série carbonatée de Tripolitza ; Ph : Phyllades (substratum des carbonates de Tripolitza : Couches de Tyros) ; PO : nappe du Pinde-Olonos ; Heptakhorion : Formation d'Heptakhorion (Bassin Albano-Thessalien).

NB : On a considérablement dilaté, par rapport aux schémas précédents, la largeur des séries de Gavrovo-Tripolitza. On a représenté par des flèches discontinues le jeu prochain de la limite potentielle de rupture entre série de Gavrovo et série Ionienne.

Fig. 161. - Organisation paléogéographique et structurale au cours de l'"Oligocène 3 - Miocène inférieur 1" et du "Miocène inférieur 2".

Même légende que figure 160.

NB : On n'est pas en mesure de discerner la chronologie des mouvements au cours de ces périodes. On a cependant distingué 2 phases dans le fonctionnement de la zone Ionienne moyenne (qui ne devient subsidente qu'au "Miocène inférieur 2") et du Bassin Albano-Thessalien (Formation de Tsotilion discordante sur la Formation de Pentalofon) en dessinant en pointillés la situation qui sera celle du "Miocène inférieur 2", et en indiquant les subsidences de cette période par des flèches fines dirigées vers le bas.

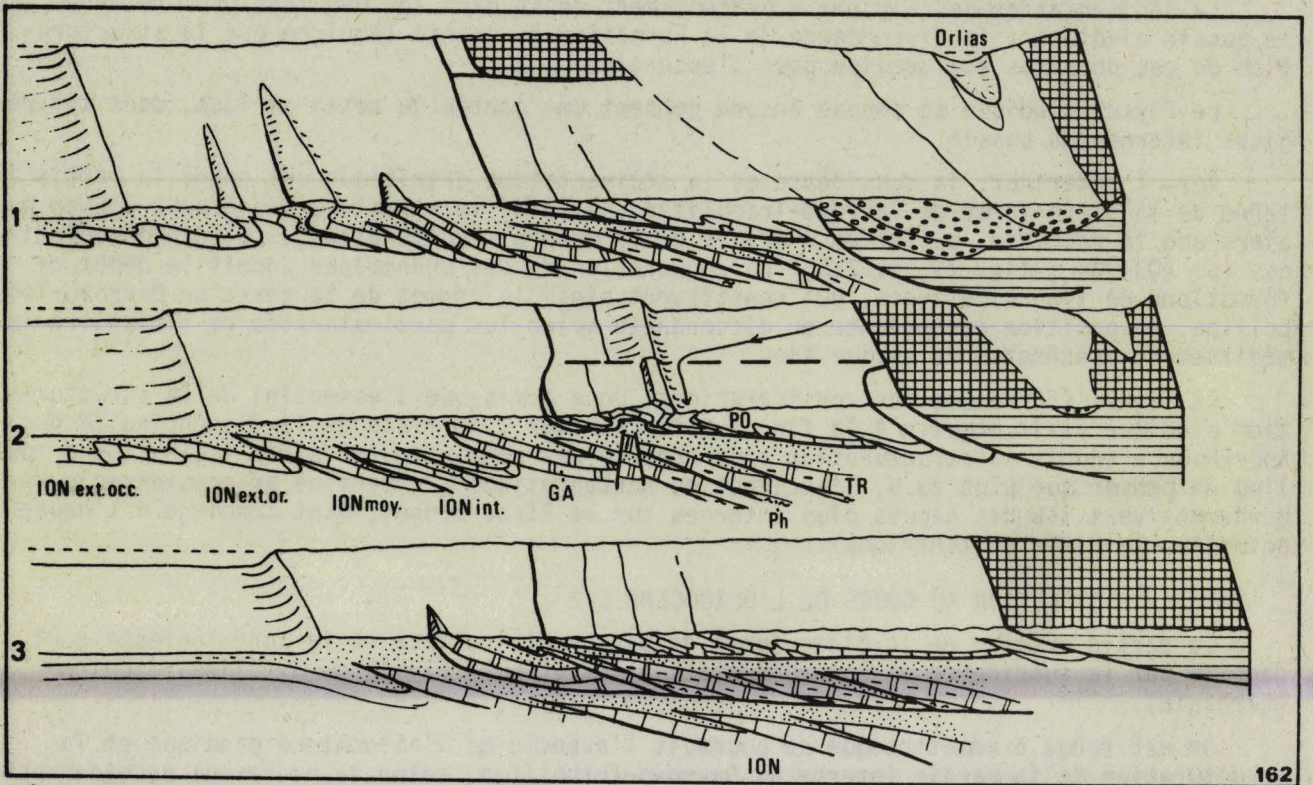


Fig. 162. -

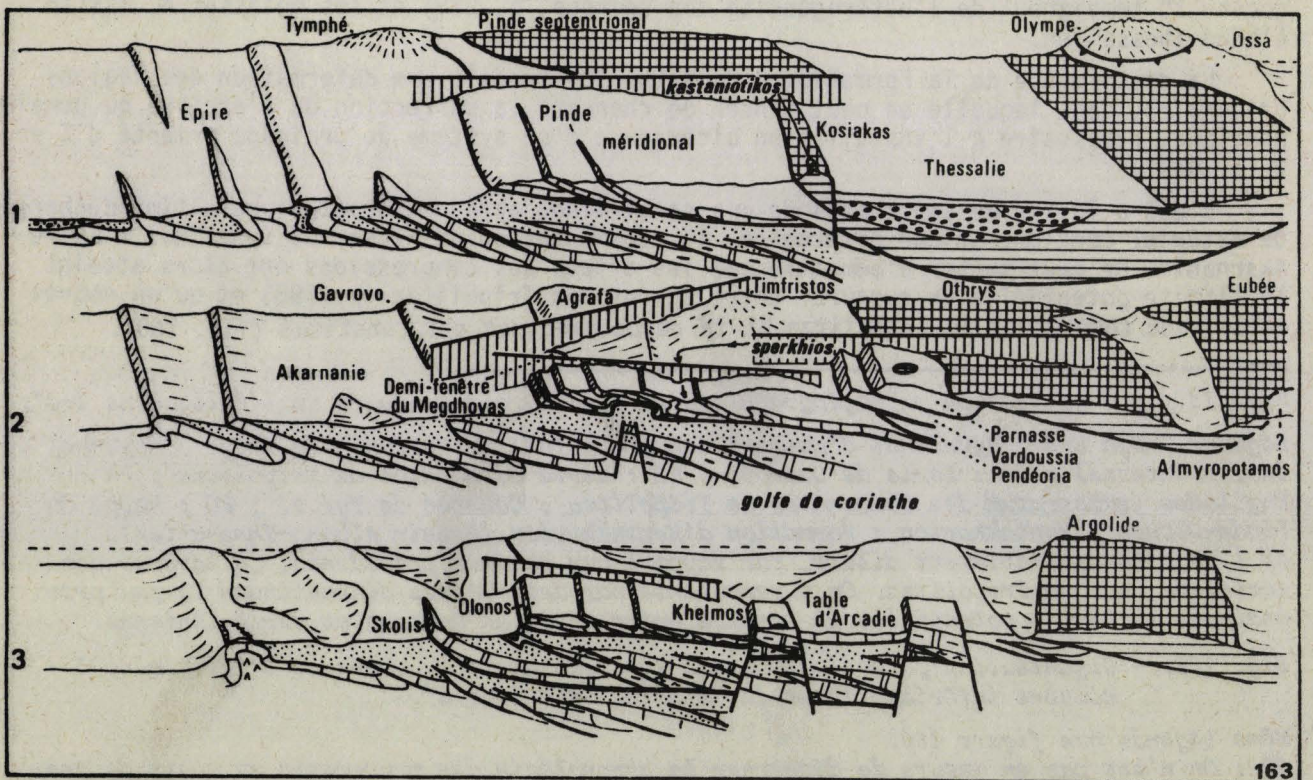


Fig. 163. -

BIS LILLE

IX. - EVOLUTION AU COURS DE L'"OLIGOCENE 3 - MIOCENE INFÉRIEUR 1", PUIS DU "MIOCENE INFÉRIEUR 2"

La période "Oligocène 3 - Miocène inférieur 1" correspond à une phase d'apparente quiescence du côté externe. On ne connaît pas d'importante subsidence en zone Ionienne et les reliefs pindiques seraient très atténués (p. 435). Du côté interne, la discordance de la Formation de Pentalofon sur les dépôts précédents et l'abondance des conglomérats d'origine pélagonienne traduisent cependant de nouveaux mouvements, éventuellement liés au passage sous le Bassin Albano-Thessalien (toujours fortement subsident : 4 000 m de sédiments se déposent) des parties du (Gavrovo-)Tripolitza qui réapparaîtront plus tard dans l'Olympe (voir fig. 153 et 163).

La période d'âge "miocène inférieur 2" voit l'apparition d'une nouvelle dépression subsidente à l'aplomb de la zone Ionienne moyenne (fig. 83, p. 242), probablement liée à la structuration des ensembles immédiatement orientaux. Du côté interne, la Formation de Tsotilion témoigne d'un déplacement vers l'E de l'axe subsident du Bassin Albano-Thessalien.

La figure 161 fait l'état des mouvements supposés pendant ces périodes ; on ne saurait en établir l'exacte chronologie mais il est vraisemblable qu'une surface d'érosion a pu s'élaborer, permettant l'installation d'un réseau hydrographique inadapté aux structures.

X. - EVOLUTION AU MIOCENE INFÉRIEUR TERMINAL ET AU MIOCENE SUPÉRIEUR

La phase majeure de structuration de la zone Ionienne a produit ses effets en Epire. Les divisions moyenne et externe orientale sont émergées et la subsidence affecte la division externe occidentale (voir fig. 83, p. 242), où les détritiques sont discordants.

La structuration de la zone Ionienne est donc, pour l'essentiel, achevée en Epire. On a admis, sans preuve (p. 435), que les renversements du Pinde-Olonos et de la zone Ionienne dataient de cette époque. L'étendue des régions marines du Bassin Albano-Thessalien est considérablement diminuée (Formation d'Ondria du "Burdigalien" et Formation d'Orlias, de l'"Helvétien").

La figure 162 traduit ces considérations ; on a accentué l'allochtonie des zones externes vers le S du dispositif, qui est probablement à partir de cette époque sous la dépendance du fonctionnement de la subduction égéenne (à partir de - 13 MA, selon Angelier, 1979). La troncature généralisée de la base de la série de Tripolitza (p. 199-201, p. 204) serait attribuable au passage de la série Ionienne sous cette série.

XI. - EVOLUTION PLIO-QUATÉRNAIRE

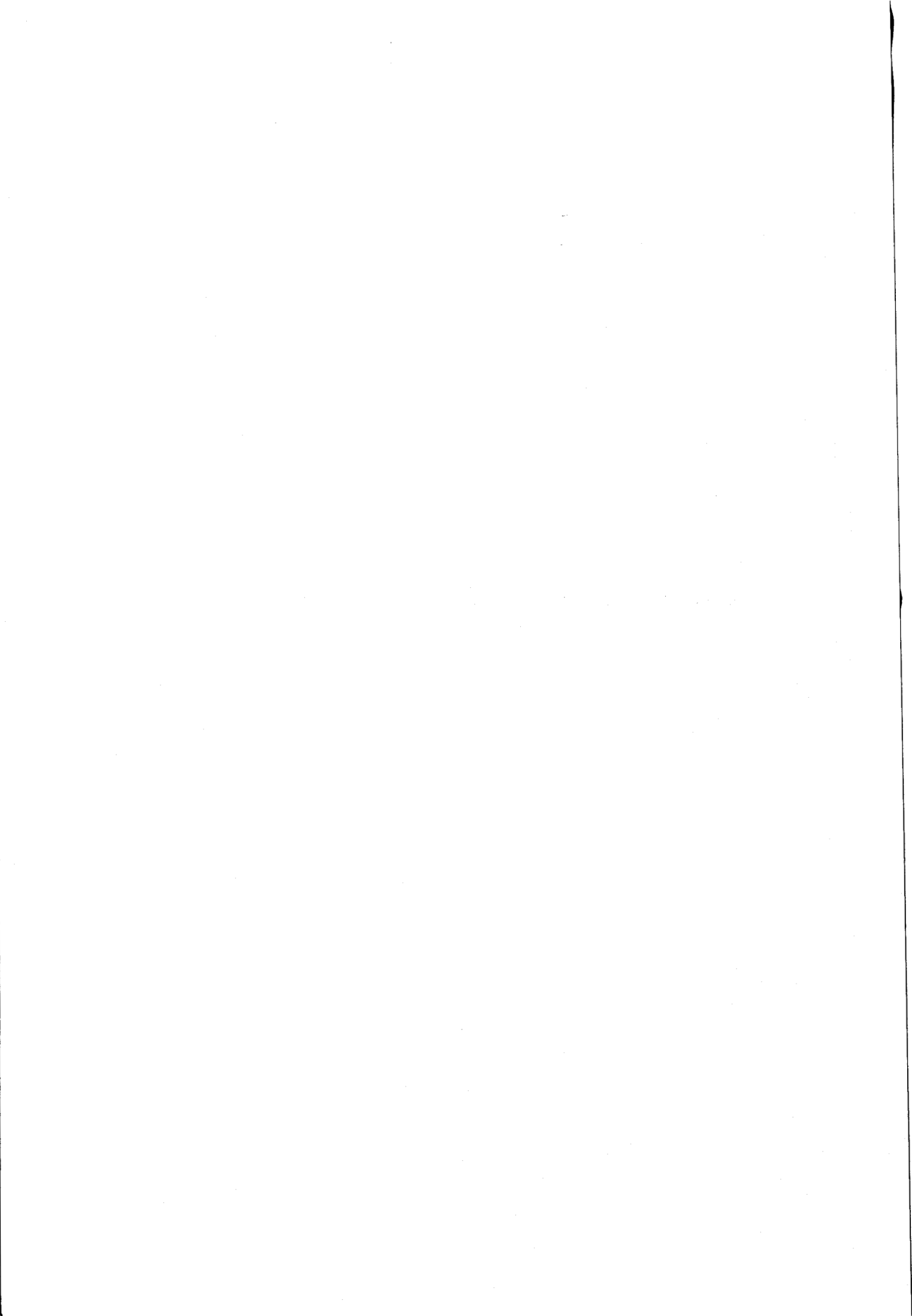
La région prend son visage actuel, sous l'effet du jeu de failles conjuguées, limitant des compartiments bas ayant conservé leur morphologie ancienne et des compartiments relevés, objets d'une importante reprise d'érosion (p. 432-433). Les mouvements sont particulièrement complexes en Péloponnèse septentrional où voisineront des zones de surrection et des zones de subsidence (Golfe de Corinthe, régions situées à l'W du Skolis) recueillant des dépôts conglomératiques de piedmont. La figure 163 représente schématiquement l'état actuel des deux compartiments les plus septentrionaux, et un état un peu plus ancien (pléistocène) du compartiment méridional.

Fig. 162. - Organisation paléogéographique et structurale au Miocène supérieur.

Légende - ION : Zone Ionienne (ext. occ. : externe occidentale ; ext. or. : externe orientale ; moy. : moyenne ; int. : interne) ; GA : Série du Gavrovo ; TR : Série carbonatée de Tripolitza ; Ph : Phyllades ; PO : Nappe du Pinde-Olonos.

Fig. 163. - Etat sub-actuel et actuel de la région.

On se reportera à la figure 162 pour l'identification des ensembles structuraux. Le schéma présente des proportions dont les rapports avec la réalité sont imprécis ; il permet de situer les régions étudiées dans leur contexte actuel sans distorsions majeures. Le bloc méridional est représenté dans un état relativement ancien (pléistocène), alors que fonctionnaient encore diverses dépressions subsidentes.



CHAPITRE II : LES GRANDES ETAPES DE L'EVOLUTION DE LA REGION DANS LE CADRE DE L'OROGENE ALPIN

I. - LE STADE DE MARGE CONTINENTALE PASSIVE

On admet généralement, depuis Dercourt (1970), que les zones helléniques les plus externes correspondent à une paléomarge continentale. L'accord n'est cependant nullement réalisé sur ce qui doit être attribué au rebord passif du continent, selon l'alternative proposée par Dercourt (1972, p. 721).

La question a été clairement posée par Aubouin et coll. (1979). Ces auteurs considèrent alternativement que le Pinde-Olonos soit :

- un sillon de la marge continentale (la zone Pélagonienne est alors le rebord du continent Apulien) ;
- une mer marginale (la zone Pélagonienne étant un fragment détaché du continent).

On a vu que les arguments directs manquaient pour répondre à cette question, encore que la nature des roches éruptives connues soit plutôt susceptible d'appuyer l'option d'un bassin créé par distension au sein de la croûte continentale, n'ayant pas connu de phase d'"ouverture".

Cependant, l'existence de "schistes bleus" d'âge éocène (Godfriaux et Derycke, 1978) aux alentours de la fenêtre de l'Olympe, entre la série de Gavrovo-Tripolitza et l'édifice Pélagonien (voir fig. 153) peut signaler un épisode de subduction, éventuellement lié au plongement d'une croûte de type océanique, qui serait celle du Pinde-Olonos. L'hypothèse ne peut être rejetée définitivement, mais il ne paraît pas certain que les faciès "schistes bleus" soient de stricts indicateurs de subduction et il est possible qu'une croûte "intermédiaire" puisse faire l'objet d'une subduction.

On ne saurait discuter le détail de ces points, qui peuvent cependant faire l'objet de remarques.

Deux horizons de "schistes bleus" sont discernables dans les zones externes. L'un, affleurant autour de la fenêtre de l'Olympe (fig. 153) est compris entre le Gavrovo-Tripolitza et les nappes pélagoniennes ; la série métamorphique n'est pas sans évoquer l'Unité du Megdhovas (Godfriaux et Pichon, 1980). L'autre, affleurant dans les fenêtres péloponnésiennes, est compris entre les "Plattenkalke" Ioniens et le Gavrovo-Tripolitza ; il serait assimilable au "Metaflysch Ionien" (Lekkas, 1980). Dans les deux cas, l'horizon métamorphique est superposé à des sédiments non métamorphiques et les parties de socle impliquées sont nulles ou très réduites ("Couches de Tyros" en Péloponnèse), si bien que l'on n'ose pas tenter d'imaginer les cheminements qui auraient pu conduire au dispositif actuel dans l'hypothèse où les "schistes bleus" seraient marqueurs de subduction. On notera en revanche que dans chaque cas, l'horizon métamorphique a dû passer sous un puissant empilement de nappes, sous l'édifice Pélagonien en Grèce continentale, sous les unités redoublées de Gavrovo-Tripolitza (et nappe pindique) en Péloponnèse ; on peut aisément chiffrer ces empilements à une dizaine de km de puissance, correspondant à l'estimation présentée par Boillot (1979, p. 116).

Par ailleurs, la subduction de croûte continentale ne paraît pas impossible à Molnar et Gray (1979).

En l'absence de certitude sur ces points, on se tiendra à l'hypothèse la mieux accordée à la nature des roches éruptives connues et on admettra que le bassin pindique soit de nature intracontinentale et que la zone Pélagonienne soit le rebord oriental de la marge continentale passive du continent Apulien.

Il n'en demeure pas moins que l'existence d'un bassin très tôt différencié, tel que le bassin pindique, dans un tel ensemble ne paraît s'accorder avec aucun des modèles actuels de marge atlantique. Les seuls bassins profonds (et anciens ?) y sont en effet considérés comme comportant un substratum de nature océanique, compris entre le continent et des portions isolées de ce continent (voir Sheridan, 1974, fig. 3, p. 395). Et l'on a dit que le modèle de la plate-forme bahamienne ne pouvait être comparé à l'ensemble de la

marge considérée ici, dans la mesure où les dépressions qui pénètrent la plate-forme bahamienne sont des traits tardifs.

Il reste que l'on peut tenter d'admettre, avec Cadet (1976), Blanchet (1977) et Charvet (1978), qu'une courte phase de subduction triasique vers l'W ait induit la fracturation du craton et la différenciation pindique, comme la montée des roches calco-alcalines, ce qui implique sans doute pas nécessairement que ce bassin ait par la suite évolué vers un type "marginal", au sens de bassin à croûte sinnique.

On adopte donc un schéma originel simple, qui sera peu modifié au cours de l'évolution "atlantique" de cette marge, pendant laquelle sera suivi le rythme imposé par le continent qu'elle borde, même si ce continent se trouve à son tour tronçonné par l'ouverture de la Mésogée, selon les conceptions de Biju-Duval et coll. (1977) et de Biju-Duval et Dercourt (1980). On peut en effet tout aussi bien associer l'arrivée des détritiques carniens dans le bassin pindique, la surrection généralisée des fonds de la limite Trias-Lias, la différenciation de la zone Ionienne au Lias à des effets de cette ouverture qu'à l'histoire même d'un unique continent, ces phénomènes apparaissant bien d'origine occidentale, par rapport au bassin pindique, par exemple.

Par la suite, et à partir du Jurassique terminal, la marge subsistera encore longtemps, mais son évolution sera guidée par des phénomènes d'origine orientale, c'est-à-dire que le côté "océanique" deviendra prépondérant et qu'il ne s'agit plus que de la destruction progressive de la marge, dans un contexte fondamentalement modifié, qui est celui de sa structuration, avant son intégration à l'orogène.

C'est peut-être dans cette optique qu'il faut tenter d'interpréter le fait que certaines plates-formes ne semblent pas se conformer à la "loi de subsidence" des marges, qui serait celle des domaines océaniques, cependant atténuée (Le Pichon, 1980, p. 140). D'Argenio et coll. (1980, p. 339) admettent que cette loi soit suivie dans l'ensemble mais notent l'exception de l'Apulie du S, à laquelle s'ajoute celle des domaines du Taurus (Gutnic et coll., 1979, p. 17) et celle de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, où l'accroissement des taux d'accumulation des carbonates au cours du Crétacé (p. 176) est très net. L'existence d'exceptions ne permet pas de rechercher d'explication liée à l'élévation générale du niveau des mers au cours du Crétacé supérieur (650 m, selon Hancock et Kauffman, 1979). On peut cependant tenter de rapprocher ces cas de celui de la plate-forme bahamienne, qui s'est enfoncée plus que l'Océan n'est profond (p. 188) ; on ne peut cependant pas savoir si son évolution est typique d'une plate-forme de marge stable ou si elle a pu être influencée par l'orogène Caraïbe.

II. - LES STADES DE STRUCTURATION DE LA MARGE

On distinguera 3 étapes principales.

A) L'ETAPE PALEOTECTONIQUE

Il paraît vraisemblable que deux phases doivent être ici distinguées.

1) LA PHASE FINI-JURASSIQUE - EOCRETACE BASAL

Son importance a été soulignée par Dercourt et coll. (1977). On lui attribue généralement la mise en place tectonique des ophiolites sur le bord pélagonien de la marge. Pichon (1979) a mis en évidence la discordance de dépôts d'âge jurassique terminal-berriasien sur des ophiolites et des marbres pélagoniens.

Ses effets indirects sont enregistrés par les sédiments détritiques concordants des domaines pélagiques plus externes (Béotien, Pinde-Olonos).

2) LA PHASE DU CRETACE INFÉRIEUR

Son importance n'est pas reconnue par tous. Elle semble cependant marquée encore dans les régions pélagoniennes par une deuxième discordance, localement superposée à la précédente (Pichon, 1979). C'est l'âge de la première tectonisation des séries d'Epidaure et

de Trapézona.

Ses effets indirects sont encore marqués par la recrudescence des apports détritiques concordants dans les domaines pélagiques plus externes (Béotien, Pinde-Olonos).

Trop d'inconnues demeurent encore sur l'organisation de la marge elle-même et des domaines situés en position plus interne, puis de leur évolution, pour qu'on puisse insister sur la signification de ces deux phases. De nombreuses éventualités ont été envisagées (voir Boillot, p. 83 ; Katsikatsos et coll., p. 84 *in* Fantinet, 1977 ; Vergely, 1979). Je ne saurais considérer pour ma part, à la suite des travaux de Celet (1979) et Clément (1979), l'existence d'un domaine Maliaque entre Parnasse et Pélagonien et je retiendrai comme plus conforme aux faits exprimés par Ferrière (1979) la position du bassin Maliaque à l'W de la plate-forme pélagonienne. Il semble par ailleurs que les vergences opposées de ces deux phases (JE 1 et JE 2, selon la terminologie de J. Mercier et ses collaborateurs - voir Vergely, 1979, fig. 1) puissent rendre compte de la présence d'ophiolites tectoniquement imbriquées avec les séries Maliaques avant le Crétacé supérieur.

Il en résulte un schéma selon lequel les ophiolites de provenance ultra-pélagonienne sont "obductées" sur la zone Pélagonienne et la débordent au niveau du bassin Maliaque au cours de la phase fini-jurassique - éocétacée puis sont rétrocharriées vers l'E avec les séries Maliaques au cours de la phase du Crétacé inférieur.

Il s'agirait donc du résultat de phénomènes liés à la subduction vers l'E d'un océan (d'Almopias ?) sous la marge européenne, puis du début d'une phase de collision continentale, au moment où s'affrontent directement les marges. Mais cette phase est éphémère comme en témoigne la relaxation des contraintes permettant la transgression (albienne ? -) cénomanienne. S'agit-il d'une cessation des causes premières des contraintes ou de l'initiation de la subduction de quelque bassin marginal ; je ne saurais en juger mais il apparaît peu probable qu'une subduction du domaine pindique soit alors en cause : si les "schistes bleus" de l'Ossa en témoignent, ce ne peut être avant l'Eocène.

B) L'ETAPE TECTONIQUE-TARDITECTONIQUE

Il s'agit des mouvements qui entraîneront la disparition complète de la marge. Bien que les manifestations n'en soient pas clairement différentes, on peut encore tenter de distinguer deux phases, séparées par l'installation du domaine subsident Albano-Thessalien, au cours de l'Eocène supérieur.

1) LA PHASE FINI-CRETACEE - EOTERTIAIRE

Elle est marquée essentiellement par ses effets indirects. Les Flyschs se développent dès le Maastrichtien dans certaines parties au moins du domaine pélagonien (Bignot et coll., 1971) et atteignent le bassin pindique, puis envahissent progressivement toutes les régions situées à l'E du Gavrovo-Tripolitza. Ce sont probablement les effets ultérieurs des mêmes mouvements qui induisent l'arrêt progressif de la sédimentation des Flyschs, d'E en W. La résultante en sera un empilement de nappes qui restera stable par la suite, scellé par les molasses du Bassin Albano-Thessalien dès l'Eocène supérieur.

2) LA PHASE OLIGO-MIOCENE

Elle correspond à la tectogenèse progressive des divers domaines externes, à partir du Pinde-Olonos et voit la création de dépressions subsidentes, apparemment migrantes, à l'avant des régions déformées (fig. 83, p. 242).

La coupure entre ces deux phases serait donc marquée par l'installation du domaine subsident Albano-Thessalien, permanent de l'Eocène supérieur au Miocène, couplée à l'origine avec l'individualisation provisoire à l'Eocène supérieur du bassin molassique du Vardar (Mercier, 1967). Il pourrait s'agir d'un simple effet de dépression lithosphérique en bordure de l'édifice de nappes qui venait de se constituer. On peut également tenter de lier l'origine de la dépression à la nature du substratum pindique, qui se trouve alors impliqué dans les compressions ; une croûte océanique ou une croûte "intermédiaire", au

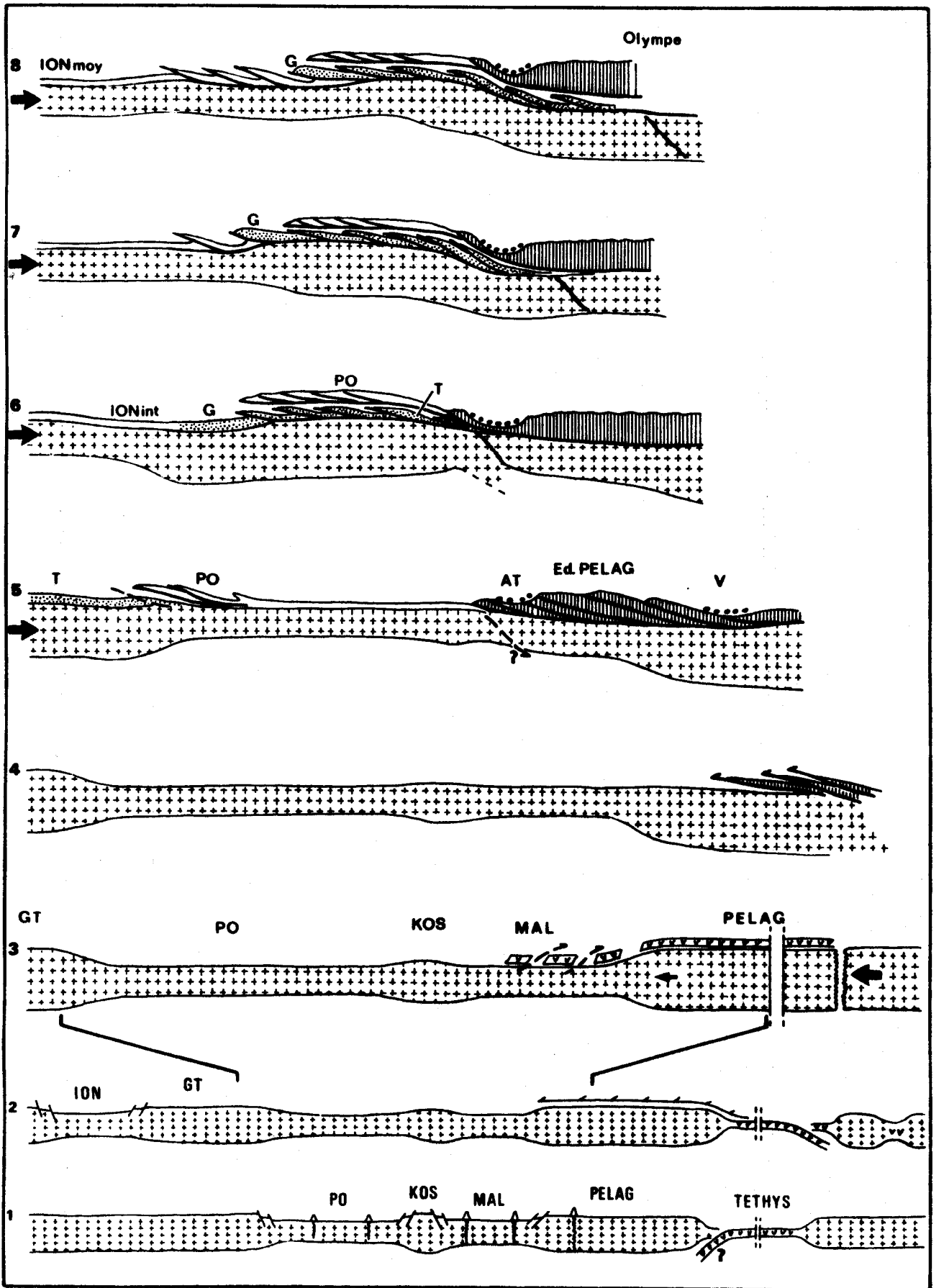


Fig. 164. -

BUS
LILLE

moment de sa subduction, induirait un répit dans les phénomènes liés à la collision et la différenciation d'une dépression subsidente. Mais le caractère permanent de cet étroit domaine de subsidence jusqu'au Miocène, c'est-à-dire pendant plus de 20 MA, incite à rechercher une autre explication.

Celle-ci peut résider dans un phénomène de sous-charriage. La théorie est fort ancienne ; les géologues de l'IGRS-IFP (1966, p. 287) l'ont évoquée à propos de la zone Ionienne, son application a été ressentie comme une nécessité par Aubouin (1972, p. 448) et une illustration a été présentée par Dercourt et coll. (1976). Elle permet de faire face à la question posée par l'absence de socle dans un édifice de nappes ployé en un synclinal situé au-dessus du Gavrovo-Tripolitza, lui-même largement charrié (en Péloponnèse), alors que s'est développé, sans déformations importantes, pendant la constitution de l'édifice et au milieu de celui-ci, un domaine de subsidence permanente.

Les ensembles allochtones ne se seraient donc avancés que relativement par rapport à l'avant-pays, d'où proviendrait le mouvement ; les superpositions seraient le résultat du glissement des unités inférieures sous les unités supérieures. Le raccourcissement des ouvertures, marqué au sein de chaque nappe, comme marqué par leur superposition, implique un raccourcissement équivalent des socles, qui peut être une fuite de ceux-ci vers l'arrière de la chaîne (fig. 164). Ainsi, le socle de l'ancienne marge passerait sous l'empilement Pélagonien en se pelant progressivement de sa couverture. L'image serait celle d'un tapis roulant s'enfonçant sous l'édifice Pélagonien, en induisant la subsidence de la dépression Albano-Thessalienne.

Fig. 164. - Organisation schématique et étapes de structuration de la marge.

1. Etat au Trias moyen. On suppose une éphémère période de subduction d'une Téthys ancienne, susceptible de rendre compte du magmatisme calco-alcalin. PO : Pinde-Olonos ; KOS : Kosiakas ; Mal : Maliaque ; PELAG : Pélagonien.

2. Etat au Jurassique terminal. Les ophiolites téthysiennes sont "obductées" sur la plate-forme Pélagonienne ; la zone Ionienne (ION) est différenciée depuis le Lias, isolant la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (GT).

3. Etat à la fin du Crétacé inférieur. Les ophiolites, supposées glissées dans le bassin Maliaque, seraient reprises par des chevauchements vers l'E, consécutifs à une collision.

4. Etat au cours du Paléocène-Eocène p.p. On n'a pas fait d'hypothèse sur l'origine des mouvements responsables de la mise en place des nappes qui constitueront l'édifice Pélagonien, encore que l'on puisse supposer qu'elle soit de même nature que celle des mouvements postérieurs.

5. Etat au cours de l'Eocène supérieur. L'édifice Pélagonien (Ed. PELAG) est constitué, les dépressions subsidentes sont créées (AT : Bassin Albano-Thessalien ; V : Bassin molassique du Vardar). Les premières structurations de la zone du Pinde-Olonos (PO) interviennent vers l'extérieur et le Tripolitza va commencer sa structuration. On a indiqué par une flèche discontinue la localisation d'une éventuelle subduction du substrat pindique ; le métamorphisme "schistes bleus" prendrait naissance dans cette situation, mais on ne voit pas quelle évolution pourrait par la suite amener ce site dans une position intermédiaire entre Gavrovo-Tripolitza et nappes Pélagoniennes.

6. Etat au cours de l'"Oligocène 1-2". Le Tripolitza (T) structuré (p. 203) se glisse sous la nappe du Pinde-Olonos ; on a admis que la croûte pindique amincie ait pu passer sous la croûte Pélagonienne, mais on peut tout aussi bien admettre que n'existe pas de discontinuité dans la dalle crustale. Le domaine subsident externe est situé à l'aplomb de substrats de type Gavrovo (G) et Ionien interne (ION int.).

7. Etat au cours de l'"Oligocène 3-Miocène inférieur 1". Poursuite du processus précédent ; tectonisation du Gavrovo (G) et de la zone Ionienne.

8. Etat au cours du "Miocène inférieur 2". Poursuite du processus précédent ; le domaine subsident externe est localisé en zone Ionienne moyenne (ION moy.).

NB : La situation correspond à celle de la Grèce continentale ; elle n'évoluera plus considérablement, sinon par le déplacement du domaine subsident externe vers la zone Ionienne externe et par l'atténuation de la dépression subsidente interne ; des surrections se produiront à l'arrière du dispositif, amenant le Tripolitza à l'affleurement dans l'Olympe. En Péloponnèse, les phénomènes liés à la subduction égéenne provoqueront le passage des séries Ioniennes sous le Gavrovo-Tripolitza.

Du côté externe, la relation de la zone déformée avec les dépressions subsidentes successives n'est pas sans évoquer les modèles de "prisme d'accrétion tectonique" (voir Seely et coll., 1974), à cette différence près qu'on ne peut pas admettre un plongement de la lithosphère chevauchée. On pourrait envisager un effet de "fléchissement" de la croûte à proximité des régions où se produisent les affrontements.

C) L'ETAPE NEOTECTONIQUE

La discordance des séries débritiques de la zone Ionienne externe occidentale en Epire est d'âge fini-miocène inférieur (zone à *Globigerinoides triloba* - voir fig. 80, p. 232), ce qui peut être chiffré à environ - 17 MA. Il semble que, pour l'essentiel, les régions épirotes demeurent par la suite stables, bien que des mouvements plus récents soient identifiés : le forage de Filiatès a révélé l'existence de marnes helvétiques surmontées d'évaporites triasiques à 3 800 m de profondeur (IGRS-IFP, 1966, p. 283), des chevauchements et des discordances sont également signalés ; leur effet principal serait d'accuser localement les phénomènes tectoniques précédents.

Il n'en est pas de même au niveau de l'Arc Egéen où, depuis - 13 MA (Angelier et Le Pichon, 1980), le fonctionnement d'une zone de subduction, dont la terminaison nord-occidentale se situerait au large de l'île de Céphalonie, a accru la flèche apparente des charriages (Angelier, 1979, p. 378).

Ainsi pourrait s'expliquer les phénomènes de "substitution d'allochtonie" qui ont pu être soupçonnés par comparaison des structures de Grèce continentale et du Péloponnèse (p. 197) ; l'allochtonie croissante de la zone de Gavrovo-Tripolitza vers la Crète serait la résultante essentielle de ce dernier mouvement. Ce qui implique que les structures actuellement observables soient essentiellement hétérochrones, à l'échelle des Dinarides s.l. et en particulier entre la Grèce continentale et la Crète.

Au total, la multiplicité des phases de déformation, la diversité des moteurs incitent à considérer avec une circonspection toujours plus grande les reconstitutions d'ordre "cylindriste". Si l'on peut parfois, non sans précautions, admettre une certaine continuité des dispositifs paléogéographiques d'origine, il paraît clair que le jeu précoce ou tardif de failles transformantes, l'obliquité des divers fronts tectoniques tant par rapport à ces dispositifs paléogéographiques que par rapport aux fronts qui les précèdent ou les suivent, sont de nature à introduire de considérables complexités dans le développement longitudinal de l'orogène. Le propos n'est pas neuf, il n'est qu'à lire, parmi d'autres, Bernoulli et Laubscher (1972), Aubouin (1974), Ricou (1974-1980), pour s'en convaincre ; on aura tenté de montrer que ces complexités sont discernables à l'échelle même d'un petit tronçon de la chaîne et l'on envisagera rapidement d'autres éventualités (Annexe C).

Dans ces conditions, il est clair que la nomenclature des zones isopiques ne peut que difficilement rendre compte des réalités. Elle est indispensable cependant et le plus grand conservatisme doit être observé en cette matière ; certaines ambiguïtés peuvent être levées au besoin par l'adjonction au nom de zone traditionnel (en référence à l'organisation triasico-jurassique) de quelque précision géographique ou structurale permettant d'évoquer un mode particulier d'évolution ultérieur. C'est au niveau des regroupements d'ordre supérieur que la nomenclature traditionnelle est prise en défaut, et seules les "zones externes" peuvent faire l'objet d'une définition précise, en ce qu'elles sont exemptes de déformations mésozoïques ; il s'agirait du Gavrovo-Tripolitza et des domaines plus externes, c'est-à-dire de la plate-forme néritique du Trias-Lias située à l'W du Pinde-Olonos, au sein de laquelle s'est différenciée la zone Ionienne. Plus à l'E, des domaines pour partie affectés par des déformations mésozoïques ou en comportant la trace distale peuvent être réunis sous le nom de "zones intermédiaires" ; il s'agirait du Pinde-Olonos (et Table d'Arcadie), du Parnasse, du Béotien, des domaines de type Kosiakas (Thimiamia ?)-Pendéoria-Géranées-Trapézona et de type Maliaque-Vardoussia-Epidaure, ayant participé à un vaste bassin radiolaritique au cours du Jurassique. Plus à l'E enfin, la zone Pélagonienne et les domaines plus orientaux représenteraient les "zones internes", affectées dans leur ensemble par les phénomènes paléotectoniques. La zone Maliaque reste la plus difficile à classer, dans la mesure où l'on ne peut pas exclure qu'elle ait pu connaître un épisode d'accrétion océanique et dans la mesure où certains auteurs lui assignent une position ultra-pélagonienne à l'origine ; on a tenté de montrer qu'elle pouvait cependant avoir évolué dans le cadre des "zones intermédiaires".

Enfin, il peut paraître paradoxal de constater que l'évolution du petit tronçon de l'orogène dinarique s.l. considéré soit en définitive régie par l'évolution d'Océans perdus, ou encore actuels, bien qu'il n'ait probablement jamais été proche des uns et qu'il soit de toutes parts éloigné des autres.

La marge étudiée fut en effet sous la dépendance de domaines océaniques proches mais disparus ("paléo-océans" de Brunn, 1979) et de domaines océaniques lointains ("néo-océans") dont le fonctionnement eut des conséquences fondamentales.

Pour ce qui est des domaines océaniques proches mais disparus, les questions sont encore nombreuses :

- Une Téthys ancienne ("Téthys 1" - "Paléotéthys") a-t-elle existé dès le Permien entre Afrique (-Apulie) et Europe (Dietz et Holden, 1970 ; Dewey et coll., 1973 ; Biju-Duval et coll., 1977 ; Horwarth et Channell, 1977 ; Laubscher et Bernoulli, 1977 ; Charvet, 1979-1980) ou faut-il admettre, avec Argyriadis (1975), Aubouin (1977), Aubouin et coll. (1980), Bernoulli et Lemoine (1980), que la "Téthys de la reconquête", née de la "cassure téthysienne" soit un trait triasique et que la lithosphère océanique ne soit apparue qu'à la fin du Trias ou au Lias (Argyriadis et coll., 1980) ? La réponse à cette question est essentielle à la compréhension de l'évolution de l'ensemble du système marginal et en particulier de la zone du Pinde-Olonos. L'absence d'une croûte froide ("subductable") attribuable à la Paléotéthys ne permet en effet ni de soutenir que le Pinde-Olonos ait été une mer marginale, ni que son volcanisme soit lié à une subduction momentanée.

- La Téthys est-elle l'unique océan disparu du monde Méditerranéen, ou doit-on prendre en compte une "Mésogée" plus méridionale, ouverte presque aussi anciennement que la Téthys (si l'on réfute l'idée d'une Paléotéthys vardarienne) entre Apulie et Afrique. Ce qui revient à poser les questions relatives à la nature des fonds méditerranéens, à la signification du Bassin Pamphylie (Dumont et coll., 1972 ; Ricou et coll., 1974 ; Monod et coll., 1974) ou des ophiolites de Chypre (Biju-Duval, Lapierre et Letouzey, 1976-1977 ; Brunn et coll., 1977), à la cinématique de l'Apulie. Biju-Duval et coll. (1976-1977), Biju-Duval et Dercourt (1980), Letouzey et Trémolières (1980) d'une part, Horvarth et Channell (1977), Argyriadis et coll. (1980), D'Argenio et coll. (1980) d'autre part, ont présenté des arguments de sens opposé qui ne permettent pas de choisir actuellement entre une Apulie indépendante et un "promontoire adriatique". On ne peut donc que mal juger de l'influence relative de l'histoire de ce(ces) domaine(s) océanique(s) sur l'évolution de la région étudiée.

Pour ce qui est des domaines océaniques plus lointains, dont l'influence paraît considérable, c'est à l'Atlantique qu'il faut se référer.

Depuis l'établissement d'une chronologie de l'ouverture de l'Atlantique, fondée sur l'analyse des anomalies magnétiques (Pittman et Talwani, 1972), on peut reconstituer les déplacements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe, qui peuvent être ramenés à un déplacement vers l'E de l'Afrique au cours du Mésozoïque puis à un court déplacement en sens inverse, enfin à un déplacement vers le N (voir Biju-Duval et coll., 1976-1977 ; D'Argenio et coll., 1980). Ce sont ces mouvements, induits par le fonctionnement océanique, qui guideront l'évolution finale du système, étant bien entendu que l'existence ou l'absence (et l'âge) d'une "Mésogée" n'est pas sans influence sur les transferts de contraintes qui peuvent s'être produits.

Enfin, il n'est pas jusqu'à des problèmes paléontologiques qui ne soient liés à l'ouverture de cet océan. Des Rhapydioninés, pourtant strictement limités à des milieux de plate-forme internes ne sont pas sans montrer quelques similitudes (voir Fleury, 1977-1979 a) de part et d'autre de l'Atlantique au Crétacé terminal alors que les domaines continentaux sont bien isolés et que les faunes de Foraminifères benthoniques sont dans l'ensemble (Douglas et coll., 1973 ; Dilley, 1973 ; Enay, 1980) bien différentes.

En tout état de cause, et pour revenir à des questions plus directement liées à l'évolution des régions étudiées, c'est bien l'Apulie -microplaque indépendante ou promontoire africain- qui pose le problème le plus immédiat. On l'abordera dans l'Annexe C, à partir de données bibliographiques.

LISTE DES FIGURES

VOLUME I

	page
1.- Esquisse paléogéographique des Dinarides s.l.	10
2.- Colonnes lithologiques représentatives des principales zones isopiques externe et intermédiaire.....	12
3.- Esquisse structurale de la partie occidentale de la Grèce continentale et du Péloponnèse.....	14
4.- Principaux massifs montagneux, localités et divisions administratives des régions parcourues.....	20
5.- Tableau d'assemblage des coupures de la carte à 1/50 000 des régions examinées dans ce travail.....	24
6.- Analyse d'une série paléocène et éocène de la zone Ionienne.....	34
7.- Analyse d'une série d'âge éocène moyen et supérieur de la zone Ionienne.....	36
8.- Essai de zonation du Crétacé supérieur de Gavrovo-Tripolitza par les Foraminifères benthoniques.....	44
9.- Echelles biostratigraphiques du Paléocène-Eocène.....	48
10.- Nomenclature générale appliquée aux domaines de plate-forme.....	50
11.- Situation des affleurements de Gavrovo-Tripolitza étudiés ou évoqués.....	56
12.- Esquisse géologique du massif du Gavrovo.....	58
13.- Vue du Mont Kanala depuis l'WNW.....	60
14.- Situation de la coupe du Mont Kanala.....	61
15.- Analyse de la série (Jurassique terminal à Albien) du Mont Kanala.....	62
16.- Analyse des séries cénomaniennes du massif du Gavrovo.....	64
17.- Vue du Mont Fayias depuis le SE.....	66
18.- Analyse de la série du Mont Fayias.....	68
19.- Analyse du "Niveau à Orbitoïdes" à la pointe septentrionale du massif du Gavrovo.....	69
20.- Analyse du Crétacé terminal au flanc NE du massif du Gavrovo.....	70
21.- Analyse d'une coupe au flanc oriental du massif du Gavrovo (Crétacé terminal à Eocène).....	72
22.- Essai sur la répartition des conditions de sédimentation au cours du Maastrichtien dans la région des massifs du Gavrovo et de Préventza.....	80
23.- Quelques coupes représentatives du Paléocène-Eocène du massif du Gavrovo.....	82
24.- Esquisse géologique et coupe structurale des massifs du Varassova et du Klokova.....	84
25.- Analyse des sédiments cénomaniens du massif du Varassova.....	86
26.- Analyse des sédiments crétacés du massif du Varassova.....	88
27.- Un accident sub-parallèle à la stratification des carbonates du massif du Klokova.....	90
28.- Vue du massif du Klokova depuis le SE.....	90
29.- Croquis de la route longeant le bord sud-occidental du massif du Klokova.....	90
30.- Analyse des sédiments crétacés du massif du Klokova.....	92
31.- Analyse des sédiments du Crétacé terminal et du Paléocène du massif du Klokova.....	94
32.- Analyse des sédiments du Paléocène et de l'Eocène du massif du Klokova.....	97
33.- Esquisse cartographique du massif du Skolis et coupe schématique de son extrémité septentrionale.....	100
34.- Analyse des sédiments du Crétacé terminal et du Paléocène du massif du Skolis.....	104
35.- Croquis schématique du massif de Filiatra-Gargaliano.....	110
36.- Esquisse géologique simplifiée du massif de Pylos et des îles avoisinantes...	112
37.- Analyse d'une partie du Crétacé terminal de la région de Pylos.....	114
38.- Analyse du passage paléocène à éocène moyen dans la région de Méthoni.....	115
39.- Essai de reconstitution de la série carbonatée du massif de Pylos.....	116
40.- Vue d'ensemble sur les lames calcaires perçant le Flysch sous le front de l'Olonos entre Alépkhori et Kaloussi.....	120

41.- Reconstitution de la série constituant les trois lames calcaires de Kaloussi-Alépokhori.....	121
42.- Esquisse cartographique et coupes des 3 lames calcaires de Kaloussi-Alépokhori.....	122
43.- Esquisse géologique de la région de Langadhia.....	126
44.- Esquisse cartographique et coupe des lames chevauchantes de la vallée du Paos.....	128
45.- Esquisse géologique des environs de Vitina.....	131
46.- Analyse des sédiments du Crétacé terminal et d'une partie du Paléocène-Eocène dans la région de Vitina.....	132
47.- Essai de reconstitution de la série carbonatée de Tripolitza affleurant dans la région de Vitina.....	134
48.- Esquisse géologique du massif du Khelmos et de ses abords.....	136
49.- Esquisse géologique des monts environnant les plaines de Fénéou, du Lac Stymphale et le val de Skotini.....	140
50.- Esquisse géologique du Mavrovouni d'Argos et de ses abords.....	144
51.- Analyse des sédiments crétacés du Mavrovouni d'Argos.....	146
52.- Analyse des sédiments de deux coupes du Paléocène-Eocène du Mavrovouni d'Argos (ensemble structuralement inférieur).....	148
53.- Vue du flanc oriental du Mavrovouni d'Argos.....	150
54.- Une coupe dans la partie SE du Mavrovouni d'Argos. Essai d'interprétation structurale d'après l'analyse des sédiments.....	150
55.- Esquisse géologique du massif de Dervenachia.....	154
56.- Analyse des sédiments du Crétacé supérieur et du Paléocène du massif de Dervenachia.....	156
57.- Schéma des relations sédiments-organismes reconnues dans l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza au cours des zones Cs B 1 et Cs B 2 (Cénomaniens-Turonien inférieur).....	162
58.- Schéma des relations sédiments-organismes reconnues dans l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza au cours des zones Cs B 3 à Cs B 6 (Turonien-Sénonien p.p.).....	164
59.- Schéma des relations sédiments-organismes reconnues dans l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza au cours des zones Cs B 5 à Cs B 7 (Campanien p.p. et Maastrichtien).....	166
60.- Eléments de récapitulation des séries paléocènes et éocènes de la zone de Gavrovo-Tripolitza.....	170
61.- Schématisation des principaux stades de l'évolution de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.....	178
62.- Bathymétrie et aires de sédimentation du Great Bahama Bank.....	184
63.- Position connue et supposée des récifs de la région bahamienne au Crétacé inférieur.....	188
64.- Coupes schématiques illustrant la position de la zone de Gavrovo-Tripolitza dans l'ensemble structural hellénidique.....	194
65.- Esquisse structurale du N du Péloponnèse.....	200
66.- Coupes structurales au N du Péloponnèse.....	202
67.- Extension des affleurements de l'Unité du Megdhovas au front de la nappe du Pinde-Olonos.....	206
68.- Carte schématique des affleurements du Profitis-Ilias d'Ayios Vlassios.....	206
69.- Panorama sur la falaise du Profitis-Ilias d'Ayios Vlassios depuis le SW.....	208
70.- Vue rapprochée de la falaise du Pr. Ilias.....	208
71.- Coupe schématique de la falaise.....	208
72.- Panorama sur la falaise du Pr. Ilias depuis l'W.....	208
73.- Carte schématique des affleurements de la falaise de Psilovrakhos.....	210
74.- Vue d'ensemble depuis le N sur la falaise de Psilovrakhos.....	212
75.- Croquis de détail de la falaise.....	212
76.- Coupe schématique de la falaise.....	212
77.- Vue vers le NE depuis le sommet de la falaise.....	212
78.- Croquis de détail d'un affleurement du wildflysch sommital.....	212
79.- Schématisation des principales étapes de la constitution de l'Unité du Megdhovas.....	226

80.- Echelle adoptée dans ce texte pour la nomenclature des couches oligocènes et néogènes.....	232
81.- Schéma de situation des figures 32 a et 32 b.....	238
82.- Esquisse cartographique des affleurements du Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie au SW de la Grèce continentale et au NW du Péloponnèse.....	238
83.- Diagramme illustrant la migration des domaines de subsidence au cours du Cénozoïque.....	242
84.- Situation d'ensemble des affleurements de la série du Pinde-Olonos en Grèce continentale.....	248
85.- Situation d'ensemble des affleurements de la série du Pinde-Olonos en Péloponnèse septentrional et occidental.....	250
86.- Esquisse toponymique du territoire correspondant aux feuilles 1/50 000 Frangista et Karpénission.....	252
87.- Esquisse orographique et hydrographique des régions étudiées.....	254
88.- Schéma structural de la région de Karpénission-Frangista.....	258
89.- Colonnes lithologiques présentant 5 coupes continues de la série du Pinde-Olonos.....	260
90.- Croquis géologique situant les observations effectuées sur la coupe de Karpénission.....	262
91.- Croquis géologique situant la coupe du "Système plissé de Karava".....	268
92.- Croquis géologique et coupes situant les observations effectuées dans la région de Nafpaktos.....	270
93.- Croquis géologique situant les observations effectuées dans la région de Kato-Klitoria.....	274
94.- Croquis géologique détaillé situant le segment A de la coupe de Kato-Klitoria.....	274
95.- Panorama sur le segment A de la coupe de Kato-Klitoria.....	275
96.- Panorama sur la coupe d'Ayia Kiriaki.....	278
97.- Croquis géologique situant les observations effectuées sur la coupe d'Ayia Kiriaki.....	279
98.- Carte des affleurements du Détritique triasique dans la région de Karpénission-Frangista.....	282
99.- Schéma de répartition des faciès du Détritique triasique en Grèce continentale et au N du Péloponnèse.....	284
100.- Quelques colonnes lithologiques représentatives des Calcaires de Drimos au S de la Grèce continentale.....	288
101.- Quelques colonnes lithologiques représentatives des Calcaires de Drimos au N du Péloponnèse.....	290
102.- Carte des affleurements des Calcaires de Drimos dans la région de Karpénission-Frangista.....	294
103.- Schéma de répartition des faciès de la partie supérieure des Calcaires de Drimos en Grèce continentale et au N du Péloponnèse.....	296
104.- Quelques colonnes représentatives des Radiolarites s.l. en Grèce continentale.....	304
105.- Quelques colonnes représentatives des Radiolarites s.l. en Grèce continentale du S et au N du Péloponnèse.....	306
106.- Esquisse de la répartition des faciès des Marnes rouges à Radiolaires en Grèce continentale.....	314
107.- Esquisse de la répartition des faciès des Marnes rouges à Radiolaires en Péloponnèse.....	318
108.- Tableau de répartition des principales espèces de <i>Globotruncana</i>	332
109.- Colonne représentative d'une coupe des Calcaires en plaquettes (Stournaraïka).....	334
110.- Colonne représentative d'une coupe des Calcaires en plaquettes (région de Karpénission).....	334
111.- Colonne représentative d'une coupe des Calcaires en plaquettes (région de Karpénission).....	336
112.- Colonne représentative des Calcaires en plaquettes de la coupe de Karpénission.....	336

113.- Sections de <i>Globotruncana</i> identifiées dans les niveaux de base des Calcaires en plaquettes (antérieurs à l'intervalle MCs 6 t).....	338
114.- Sections de <i>Globotruncana</i> identifiées dans la division 4b des Calcaires en plaquettes.....	340
115.- Sections de <i>Globotruncana</i> identifiées dans la division 4c des Calcaires en plaquettes.....	342
116.- Sections de <i>Globotruncana</i> identifiées dans les Couches de passage au Flysch de la région de Karpénission.....	348
117.- Schéma de localisation des affleurements de Couches de passage au Flysch signalés dans le texte.....	350
118.- Colonnes semi-schématiques représentatives de séquences continues observées dans les Couches de passage au Flysch en Grèce continentale.....	352
119.- Colonnes semi-schématiques de séquences continues observées dans les Couches de passage au Flysch au S de la Grèce continentale et en Péloponnèse septentrional.....	354
120.- Représentation schématique de l'ensemble des séquences observées aux alentours de la limite Crétacé-Paléocène dans le domaine pindique et dans les régions adjacentes orientales en Grèce continentale et en Péloponnèse du N.....	356
121.- Schéma structural d'une partie de la Grèce continentale et du Péloponnèse...	365
122.- Structure et constitution des séries bordant à l'E la nappe pindique, entre Kastaniotikos et Sperkhios.....	366
123.- Structure et constitution des séries bordant à l'E la nappe pindique, entre Sperkhios et Golfe de Corinthe.....	370
124.- Structure et constitution des séries bordant à l'E la nappe pindique, au S du Golfe de Corinthe.....	374
125.- Essai d'interprétation de l'évolution bathymétrique des fonds pindiques et de la zone Ionienne au cours du Mésozoïque.....	382
126.- Essai de reconstitution de l'organisation paléogéographique des domaines situés entre les plates-formes de Gavrovo-Tripolitza et Parnasse-Pélagonien et récapitulation de la sédimentation (permo-) triasique connue dans les divers domaines.....	386
127.- Etat supposé de la région au Toarcien et récapitulation de la sédimentation liasique.....	390
128.- Etat supposé de la région du Malm (anté-tithonique).....	392
129.- Etat supposé de la région au Tithonique terminal-Berriasien.....	392
130.- Etat supposé de la région à l'Albien.....	394
131.- Etat supposé de la région au Maastrichtien supérieur.....	396
132.- Etat supposé de la région près de la limite Eocène inférieur-Eocène moyen...	396
133.- Schéma structural de la région de Karpénission-Frangista.....	400
134.- Schéma structural des alentours du massif du Timfristos.....	402
135.- Panorama sur la massif du Timfristos depuis le SE.....	403
136.- Panorama sur la dépression de Karpénission et les massifs du Kaliakoudha et du Khélidhon depuis le N.....	404
137.- Schéma structural de la région située au S du massif du Timfristos.....	406
138.- Panorama sur le flanc N de la vallée de Stenoma.....	407
139.- Panorama sur le massif du Timfristos depuis le SE et sur la coupe de Karpénission.....	408
140.- Panorama sur les crêtes de Kalesmenon.....	411
141.- Schéma structural de la région située entre le massif du Timfristos et Frangista.....	410
142.- Panorama sur la crête de Marathia depuis le N.....	412
143.- Panorama sur la crête du Blos depuis le S.....	413
144.- Panorama sur la dépression de Frangista depuis l'W.....	415
145.- Schéma structural des alentours de la demi-fenêtre du Megdhovas.....	414
146.- Panorama sur le rebord oriental de la demi-fenêtre du Megdhovas.....	416
147.- Esquisse cartographique de la basse vallée du Frangistanorréma.....	418
148.- Panorama sur la vallée du Frangistanorréma depuis le SE.....	419
149.- Coupes montrant les structures séparées par l'accident f2.....	419
150.- Panorama sur le rebord septentrional de la demi-fenêtre du Megdhovas.....	420

151.- Panorama sur le front pindique à Pétroto.....	422
152.- Coupes en série de la nappe pindique dans la région de Karpénission- Frangista.....	424
153.- Schéma structural d'ensemble de la Grèce continentale de l'W et du Péloponnèse.....	440
154.- Organisation paléogéographique au Lias.....	442
155.- Organisation paléogéographique au Tithonique terminal-Berriasien.....	442
156.- Organisation paléogéographique au Cénomanién.....	444
157.- Organisation paléogéographique au Maastrichtien.....	444
158.- Organisation paléogéographique au cours de l'Eocène moyen.....	446
159.- Organisation paléogéographique et structurale à l'Eocène supérieur.....	446
160.- Organisation paléogéographique et structurale au cours de l'"Oligocène 1-2"	448
161.- Organisation paléogéographique et structurale au cours de l'"Oligocène 3 - Miocène inférieur 1" et du "Miocène inférieur 2".....	448
162.- Organisation paléogéographique et structurale au Miocène supérieur.....	450
163.- Etat sub-actuel et actuel de la région.....	450
164.- Organisation schématique et étapes de structuration de la marge.....	456

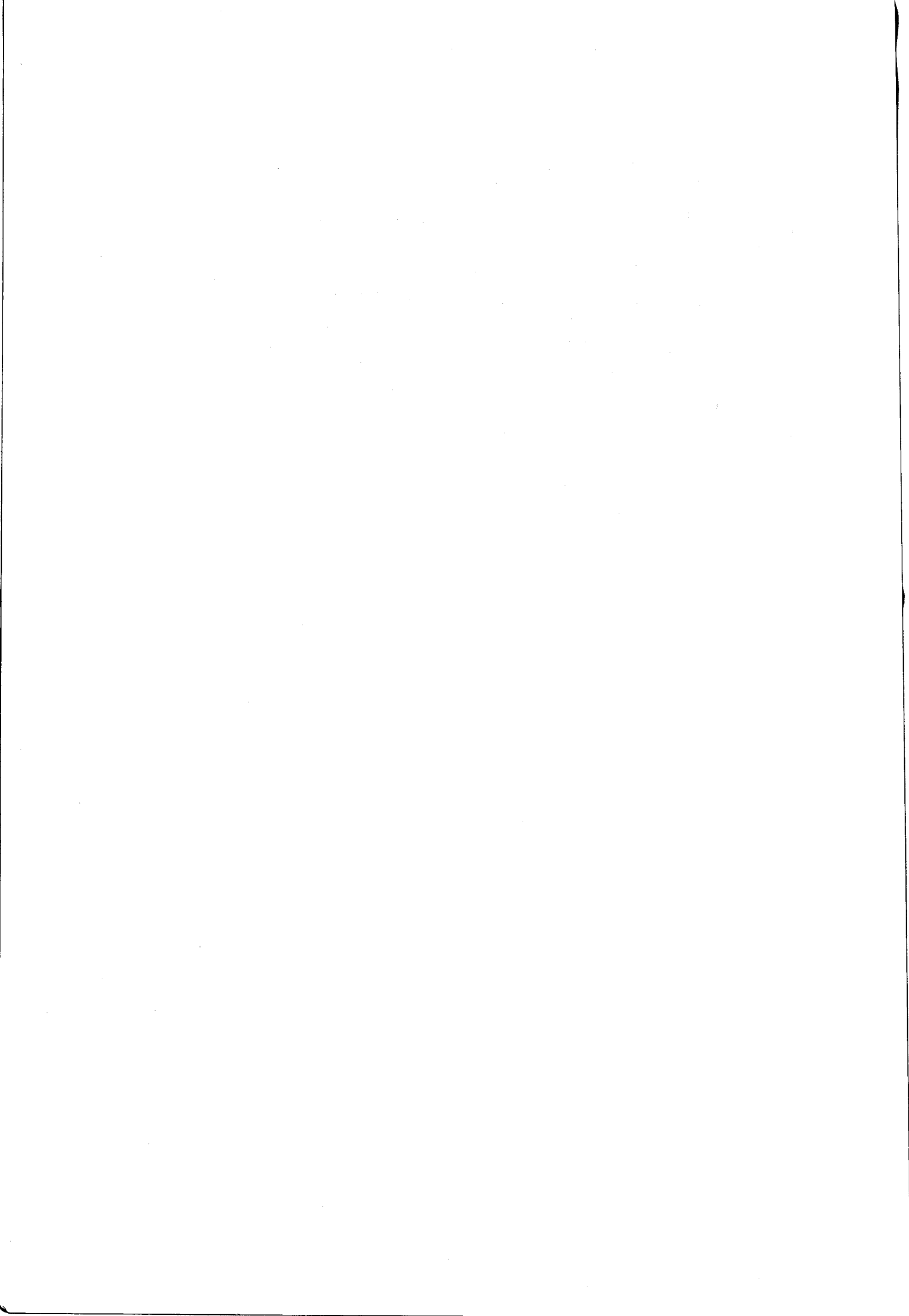


TABLE DES MATIERES

VOLUME I

	page
AVANT-PROPOS.....	3
PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION	
CHAPITRE I : LA CHAINE HELLENIQUE.....	9
I. - Les divisions paléogéographiques : les zones isopiques.....	9
II. - Les divisions tectoniques.....	16
III. - Les divisions adoptées.....	17
IV. - Conclusion.....	18
CHAPITRE II : PREMIERE APPROCHE DU SECTEUR ETUDIE.....	19
I. - Aperçu historique de la connaissance des zones externes s.l. des Hellénides.....	19
II. - Le cadre.....	21
III. - Présentation géologique.....	22
DEUXIEME PARTIE : LA SERIE CARBONATEE DE LA ZONE IONIENNE	
CHAPITRE I : DONNEES D'ENSEMBLE.....	31
CHAPITRE II : LA ZONE IONIENNE INTERNE.....	33
TROISIEME PARTIE : LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA	
CHAPITRE I : LES FONDEMENTS ET LES OUTILS DE L'ANALYSE.....	41
I. - Bilan historique.....	41
II. - Sur les zonations adoptées.....	42
A) Zonation du Crétacé supérieur.....	43
B) Nomenclature du Paléocène et de l'Eocène.....	46
III. - Sur l'approche sédimentologique.....	49
A) La terminologie appliquée aux ensembles de type "plate-forme carbonatée".....	51
B) Critères de distinction des grands types de milieux.....	51
C) La dimension spatio-temporelle de l'analyse.....	55
CHAPITRE II : DESCRIPTIONS REGIONALES.....	57
LES MASSIFS OCCIDENTAUX	
I. - Le massif du Gavrovo.....	59
A) Généralités.....	59
B) Analyse de la série.....	60
Le Jurassique et le Crétacé inférieur du Mont Kanala (60) - Le Céno-	
manien-Turonien inférieur du Mont Kanala (65) - Le Céno-	
manien-Turonien inférieur du Mont Kanala (65) - Le Céno-	
manien et la base du Sénonien au pied occidental du Mont Kionaka (66) -	
Le Sénonien élevé - Maastrichtien au S du Massif (Mont Fayias) (67) -	

<p>Le "niveau maastrichtien à Orbitoïdes" de la pointe septentrionale du Massif (69) - Le "niveau à Orbitoïdes" au flanc NE du Massif. La coupe de Mégalkhori (71) - L'Eocène au flanc oriental du Massif (73) - L'Eocène du rebord NW du Massif (75) - L'Eocène supérieur à la pointe septentrionale du Massif (76) - Le Paléocène et l'Eocène à l'extrémité méridionale du Massif (77) - La série du pointement calcaire de Préventza (= Vélaora) (77) - Les affleurements témoignant de l'installation du Flysch (78).</p>	
C)	Récapitulation..... 78
<p>Le Jurassique terminal-Crétacé inférieur (78) - Le Cénomanién-Turonien inférieur (79) - Le Turonien-Sénonien p.p. (79) - Le Sénonien terminal-Maastrichtien (79) - Le Paléocène et l'Eocène (81).</p>	
D)	Figurations se rapportant au Massif..... 85
II.	- Les massifs du Varassova et du Klokova..... 87
A)	Généralités..... 87
B)	La série du Varassova..... 89
<p>Le Crétacé supérieur (89) - Le Paléocène et l'Eocène (91).</p>	
C)	La série du Klokova..... 93
<p>Le Crétacé supérieur (95) - Le Paléocène et l'Eocène (97).</p>	
D)	Récapitulation. Vue d'ensemble sur les deux Massifs..... 99
E)	Figurations se rapportant à ces Massifs..... 101
III.	- Le massif du Skolis..... 102
A)	Généralités..... 102
B)	Analyse de la série..... 103
<p>Le Cénomanién terminal-Turonien (103) - Le Turonien ? - Sénonien p.p. à la pointe N du Massif (103) - Le Sénonien supérieur-Maastrichtien-Paléocène sur le flanc oriental du Massif (103) - L'Eocène (105) - La "discordance" du Flysch sur les carbonates (106).</p>	
C)	Récapitulation..... 106
D)	Figurations se rapportant au Massif..... 107
IV.	- Le mont Lapithos..... 107
V.	- Le massif de Filiatra-Gargaliano et l'île de Proti..... 109
VI.	- Le massif de Pylos et les îles environnantes..... 113
A)	Généralités..... 113
B)	Analyse de la série..... 113
<p>Le Crétacé (113) - Le Paléocène-Eocène (115).</p>	
C)	Récapitulation..... 117
D)	Figurations se rapportant à la région..... 117
<p>LES MASSES CARBONATEES LIEES AU FRONT DE LA NAPPE PINDIQUE</p>	
VII.	- Les calcaires de Peristeri..... 118
VIII.	- La klippe de Kotroni..... 118
IX.	- La lame calcaire de Paléokatouna..... 118
X.	- Les lames calcaires de la demi-fenêtre du Megdhovas et d'Ayios Vlassios 119
XI.	- L'Unité de Kaloussi-Alépokhori..... 119
XII.	- L'anticlinal de Kaledzi-Brostovitsa..... 123
XIII.	- La lame de Skiadha..... 123
<p>FENETRES DE GRECE CONTINENTALE</p>	
XIV.	- La série de l'Olympe..... 124
XV.	- La série d'Almyropotamos..... 125

FENETRES DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL

XVI. - La fenêtre de Dimitsana.....	126
XVII. - La fenêtre de Langadhia.....	127
XVIII. - Le massif du Drakovouni.....	127
XIX. - La région de Vitina.....	129
A) Généralités.....	129
B) Analyse de la série.....	129
C) Structure.....	135
D) Récapitulation.....	135
E) Figurations se rapportant à la région.....	137
XX. - Le massif du Khelmos.....	137
XXI. - Les monts ceinturant les plaines de Fénéou, du lac Stymphale et le val de Skotini.....	141
XXII. - Le massif du Kilini (= Ziria).....	145
XXIII. - Le massif du Mavrovouni d'Argos.....	145
A) Généralités.....	145
B) Analyse de la série.....	147
C) Récapitulation.....	152
Le Crétacé supérieur-Paléocène (152) - Le Paléocène p.p. et l'Eocène (152).	
D) Figurations se rapportant au Massif.....	154
XXIV. - Le massif de Dervenachia.....	155
CHAPITRE III : VUES D'ENSEMBLE SUR L'EVOLUTION MESOZOÏQUE ET PALEOGENE DE LA ZONE	159
I. - Caractères de la sédimentation : récapitulation des données précédentes	159
A) Du (Permo ?) - Trias à l'Albien.....	159
B) Le Crétacé supérieur.....	163
C) Le Paléocène et l'Eocène.....	169
II. - Les étapes de l'évolution de la zone de Gavrovo-Tripolitza.....	176
III. - Conclusions.....	179
A) Sur l'importance de la phase intra-paléocène.....	179
B) Sur un bilan des différenciations au sein de la plate-forme.....	180
C) Sur la signification de la nomenclature binominale de la zone.....	181
CHAPITRE IV : SUR LA SIGNIFICATION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DE GAVROVO-TRIPOLITZA ; ANALOGIES AVEC LE MODELE BAHAMIEN.....	183
I. - Le présent des Bahamas et les passées de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.....	183
II. - La dimension temporelle de la comparaison.....	187
III. - L'environnement géotectonique.....	189
IV. - Conclusions.....	190
CHAPITRE V : TECTONIQUE DE LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA.....	193
I. - Situation de la zone dans l'ensemble structural.....	193
II. - La nappe de Gavrovo-Tripolitza est-elle unique ou constituée de deux ensembles.....	198
III. - La structure de détail et son interprétation.....	199
A) Les manifestations tectoniques observées.....	199
B) Interprétation d'ensemble.....	203

QUATRIEME PARTIE : L'UNITE DU MEGDHOVAS ET LES FORMATIONS
DE TYPE WILDFLYSCH SITUEES SOUS LA NAPPE PINDIQUE

CHAPITRE I : L'UNITE DU MEGDHOVAS.....	207
I. - Les affleurements significatifs.....	207
A) L'affleurement d'Ayios Vlassios.....	207
B) L'affleurement du bord méridional de la demi-fenêtre du Megdhovas....	213
II. - Autres affleurements susceptibles d'éclairer les précédents.....	214
III. - Vue d'ensemble sur l'Unité du Megdhovas ; signification.....	216
IV. - Tectonique.....	219
CHAPITRE II : AFFLEUREMENTS DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL PRESENTANT DES ANALOGIES AVEC CEUX DE L'UNITE DU MEGDHOVAS.....	220
I. - Les laves et les calcaires de Peristeri.....	220
II. - Les affleurements de formations de type wildflysch au front de la nappe pindique au N de la feuille Frangista.....	220
III. - Au S de la Grèce continentale.....	220
IV. - A l'W du Péloponnèse septentrional.....	221
V. - A l'E du Péloponnèse septentrional.....	221
CHAPITRE III : TENTATIVE DE SYNTHESE.....	223
I. - Compatibilité des observations effectuées en Grèce continentale et en Péloponnèse.....	223
II. - Signification de l'Unité du Megdhovas.....	223
III. - Conclusion.....	225

CINQUIEME PARTIE : LES FLYSCHS DES ZONES EXTERNES

CHAPITRE I : LES QUESTIONS LIEES A LA NOMENCLATURE CHRONOLOGIQUE.....	231
I. - Sur la limite Eocène-Oligocène.....	231
II. - Sur la nomenclature chronologique adoptée pour l'Oligo-Miocène.....	233
CHAPITRE II : LES COUCHES DE PASSAGE DES SERIES CALCAIRES AU FLYSCH.....	234
CHAPITRE III : HISTOIRE DE LA SEDIMENTATION DETRITIQUE PRE- ET SYN-OROGENIQUE.....	236
I. - Le Flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie et son équivalent en Péloponnèse.....	236
II. - Le Flysch de Tripolitza.....	241
CHAPITRE IV : CONCLUSIONS ET PREMIER APERCU SUR LA SIGNIFICATION DES FORMATIONS DETRITQUES DES ZONES EXTERNES.....	243

SIXIEME PARTIE : LA ZONE DU PINDE-OLONOS

CHAPITRE I : INTRODUCTION, GENERALITES.....	247
I. - Bilan historique d'ensemble.....	249
II. - Les régions examinées.....	251

CHAPITRE II : CARACTERISATION DES SIX TERMES CONSTITUANT LA SERIE DU PINDE- OLONOS ; DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES DE GRECE CONTINENTALE ET DU PELOPONNESE.....	259
I. - Une coupe en Grèce continentale moyenne : coupe de Karpénission.....	259
II. - Une coupe dans le "Pinde méridional" moyen (Système plissé de Karava)...	267
III. - Une coupe au S de la Grèce continentale : coupe de Nafpaktos.....	271
IV. - Une coupe dans la partie orientale des écaillés en Péloponnèse du N, région de Kato-Klitoria.....	273
V. - Une coupe située près du front de la nappe en Péloponnèse septentrional : coupe d'Ayia Kiriaki.....	279
VI. - Conclusions.....	280
CHAPITRE III : ANALYSE DE LA SERIE DU PINDE-OLONOS, CARACTERISATION DES SIX TERMES LITHOLOGIQUES RECONNUS ET ESSAI SUR LEUR SIGNIFICATION.....	281
I. - Terme 1 : Détritique triasique.....	281
A) Faciès.....	281
B) Age.....	286
C) Signification.....	287
II. - Terme 2 : Calcaires de Drimos.....	289
A) Faciès.....	290
"Drimos inférieur" (291) - Passée jaspeuse (293) - "Drimos supérieur" (295).	
B) Age.....	299
"Drimos inférieur" (299) - Passée jaspeuse (300) - "Drimos supérieur" (300).	
C) Signification.....	301
"Drimos inférieur" (301) - Passée jaspeuse (302) - "Drimos supérieur" (302) - Séquence triasico-liasique (303).	
III. - Terme 3 : Radiolarites s.l.	305
A) Faciès.....	305
Pélites de Kastéli (305) - Radiolarites s.s. (308) - Calcaires à Calpionelles (310) - Marnes rouges à Radiolaires (313).	
B) Age.....	321
Pélites de Kastéli (321) - Radiolarites s.s. (321) - Calcaires à Calpionelles (322) - Marnes rouges à Radiolaires (322).	
C) Signification.....	326
Pélites de Kastéli (327) - Radiolarites s.s. (327) - Calcaires à Calpionelles (327) - Marnes rouges à Radiolaires (328).	
IV. - Terme 4 : Calcaires en plaquettes.....	331
A) Faciès.....	333
"Niveaux de transition" (333) - "Calcaires roses" (335) - "Calcaires à <i>Globotruncana</i> " (335) - "Calcaires gris" (337).	
B) Age.....	341
"Niveaux de transition" (341) - "Calcaires roses" (343) - "Calcaires à <i>Globotruncana</i> " (343) - "Calcaires gris" (344).	
C) Signification.....	345
Bathymétrie (345) - Types de sédiments et taux d'accumulation (346).	
V. - Terme 5 : Couches de passage au Flysch.....	347
A) Analyse.....	349
B) Signification.....	358
VI. - Terme 6 : Flysch.....	359
A) Les affleurements connus.....	359
B) Conclusions.....	360
Age (360) - Signification (361).	

CHAPITRE IV : ESSAI SUR L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN PINDIQUE ET DE SES MARGES.....	363
I. - La constitution des séries observables à l'E des affleurements pindiques	363
A) En Grèce continentale, au N du Sperkhios.....	363
Séries de type Kosiakas et Thimiamia (363) - Séries Maliaques (365) - Séries discordantes (367) - Vue d'ensemble (368).	
B) En Grèce continentale, entre Sperkhios et Golfe de Corinthe.....	369
Série du Parnasse (369) - Série du Vardoussia (369) - Série de Pendéoria (371) - Série Béotienne (371) - Vue d'ensemble (371).	
C) Au NE du Péloponnèse (Argolide occidentale et Monts Géranées).....	373
Série du Trapézona (373) - Série d'Epidaure (373) - Formations discordantes (373) - Série des Monts Géranées (375) - Vue d'ensemble (375).	
II. - Une hypothèse d'ensemble sur la constitution de la marge orientale du bassin pindique.....	376
A) Comparaison méridienne des séries situées à l'E des affleurements pindiques.....	377
B) Une hypothèse.....	378
III. - Essai sur l'évolution paléogéographique du domaine pindique et de ses marges.....	380
A) Sur la dimension des domaines paléogéographiques.....	380
B) Sur l'interprétation bathymétrique des sédiments pindiques.....	381
Le modèle de Bosellini et Winterer (381) - L'interprétation dans le cadre régional (383).	
C) Un schéma d'évolution paléogéographique du domaine pindique et de ses marges.....	387
Evolution triasique (388) - Evolution liasique (389) - Evolution au Jurassique moyen et supérieur (391) - Etape finijurassique- éocène (393) - Etape de la fin du Crétacé inférieur (394) - Evolution au Crétacé supérieur (395) - Evolution éocène (397).	
D) Conclusions.....	398
Questions de nomenclature et de limites (398) - Signification de la zone du Pinde-Olonos (399).	
CHAPITRE V : STRUCTURE DE LA NAPPE PINDIQUE.....	401
I. - Les structures pindiques dans la région de Karpénission-Frangista.....	401
A) A la découverte des structures pindiques : un itinéraire de Lamia à Agrinion.....	401
Le massif du Timfristos depuis l'E (403) - Les massifs du Kaliakoudha et du Khélidhon (405) - L'écaille de Sténoma (407) - Panorama sur la coupe de Karpénission et le massif du Timfristos depuis le SW (409) - Les contreforts occidentaux du massif du Timfristos (411) - La struc- ture isoclinale à la crête de Marathia (412) - La structure du Blos (413) - La relation des accidents sub-verticaux près de Frangista (415) - Panorama sur le bord oriental de la demi-fenêtre du Megdhovas (416) - Le bord N de la demi-fenêtre du Megdhovas et la structure du Frangistanorréma (417) - Le bord N de la demi-fenêtre du Megdhovas (420) - Le front pindique à Pétroto-Khouni (421).	
B) Récapitulation des structures reconnues.....	421
La structure isoclinale et les chevauchements (421) - Les "renver- sements" (423) - Les discontinuités transverses (426) - Les reliefs (428) - Les rivières (429).	
II. - Les structures pindiques dans d'autres régions de Grèce continentale et du Péloponnèse.....	429
A) Comparaison des structures.....	429
La structure isoclinale et les chevauchements (429) - Les renversements (431) - Les reliefs (432) - Les rivières (433).	
B) Conclusions.....	434

III. - Essai sur la genèse des structures pindiques.....	434
A) Quelques dates.....	434
L'âge du Flysch pindique (434) - L'âge des premières déformations (434) - L'âge de la mise en place de la nappe pindique (435) - L'âge de l'atténuation des reliefs pindiques (435) - L'âge des renversements (435) - L'âge des surrections finales (435).	
B) Une théorie sur l'histoire structurale du Pinde-Olonos.....	436
Structuration et mise en place de la nappe (436) - Devenir de la nappe après sa mise en place (437).	

SEPTIEME PARTIE : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE
ET STRUCTURALE DANS LE CADRE ALPIN

CHAPITRE I : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE LA REGION.....	441
I. - Evolution anté-liasique.....	441
II. - Evolution liasique.....	443
III. - Evolution au Jurassique moyen et supérieur.....	445
IV. - Evolution au Crétacé inférieur.....	445
V. - Evolution au Crétacé supérieur.....	447
VI. - La situation à l'Eocène moyen.....	447
VII. - Evolution au cours de l'Eocène supérieur.....	449
VIII. - Evolution au cours de l'"Oligocène 1-2".....	449
IX. - Evolution au cours de l'"Oligocène 3 - Miocène inférieur 1" puis du "Miocène inférieur 2".....	451
X. - Evolution au Miocène inférieur terminal et au Miocène supérieur.....	451
XI. - Evolution plio-quadernaire.....	451
CHAPITRE II : LES GRANDES ETAPES DE L'EVOLUTION DE LA REGION DANS LE CADRE DE L'OROGENE ALPIN.....	453
I. - Le stade de marge continentale passive.....	453
II. - Les stades de structuration de la marge.....	454
A) L'étape paléotectonique.....	454
B) L'étape tectonique-tarditectonique.....	455
C) L'étape néotectonique.....	458
LISTE DES FIGURES.....	461
TABLE DES MATIERES.....	467