

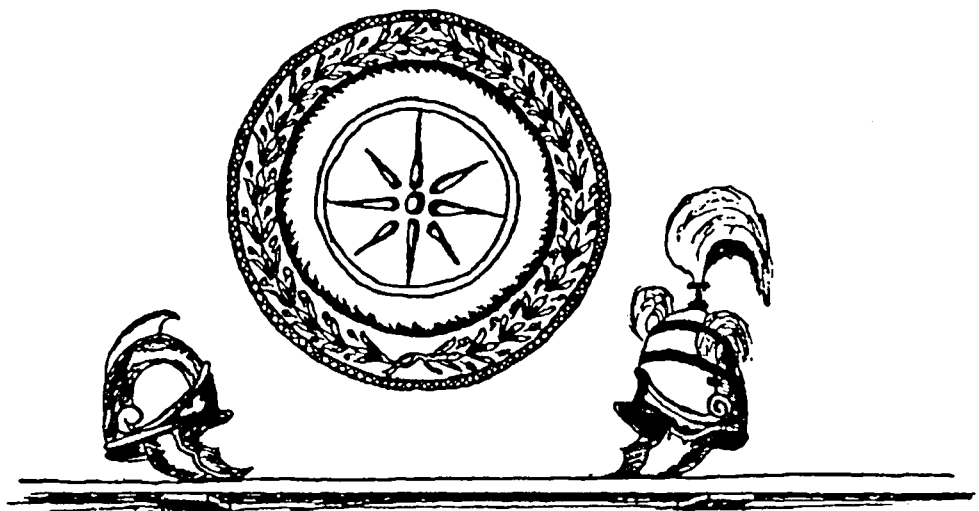
**Evolution géodynamique des bassins
mésozoïques vardariens :
domaines de Péonias et d'Almopias
Hellénides internes Macédoine centrale
Grèce.**

Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille

présentée par Antonios STAÏS

Soutenue le 29 Octobre 1993, devant la Commission d'Examen :

MM. B. CLEMENT	:	Rapporteur
J. FERRIERE	:	Examineur
I. GODFRIAUX	:	Rapporteur
C. LEFEVRE	:	Président
D. MOUNTRAKIS	:	Rapporteur
F. THIEBAULT	:	Examineur
D. VACHARD	:	Examineur



Από την Παιονίαν είμαι την μεγαλόβολη
την απομακρυσμένη... κατάγομαι απο τον Αξιόν,
πλατύρροο ποτάμι, το ωραιότερο της γης...
(ΙΛΙΑΔΑ. Φ ρνεϋ)

*Je viens de Pœonias contrée fertile et lointaine...
Ma naissance, je la dois à l'Axios au large cours,
à l'Axios qui lance sur la terre une eau si belle...
(L' Illiade, chant XXI)*

AVANT-PROPOS

Au terme de cette thèse où les soutiens des amis se font encore mieux sentir, je voudrais remercier tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont permis de réaliser ce travail. Je ne peux les citer tous ici mais qu'ils sachent que ce n'est pas une amnésie sélective.

Je voudrais tout d'abord remercier les membres du jury qui ont accepté de juger ce mémoire. Dans le cas présent, mes remerciements sont d'autant plus sincères que je sais mieux que quiconque que leur travail a dû s'effectuer sur une période de temps relativement brève, qu'il s'agisse des examinateurs ou plus encore des rapporteurs.

Monsieur Démosthène Mountrakis, Professeur à l'Université de Thessaloniki, a été à l'origine de ma vocation géologique. Ce fut à la fois, pour moi, un "maître" et un guide puisque c'est lui qui est à l'origine de mon intégration à l'école française de géologie. Je suis naturellement flatté que M. D. Mountrakis, spécialiste reconnu des Hellénides internes, ait accepté de juger ce travail, et qui plus est, de venir de Grèce pour participer au jury de soutenance. Pour tout cela, je ne peux que lui exprimer toute ma gratitude.

Monsieur le Professeur Jacky Ferrière, Directeur de la thèse, m'a proposé le sujet. Il m'a fait profiter aussi bien de sa grande expérience que de ses qualités humaines. Il m'a orienté et conseillé tout au long de ce travail. Avec toute mon estime et ma sincère reconnaissance, je lui adresse ici mes plus vifs remerciements.

Monsieur le Professeur Ivan Godfriaux, déjà à l'origine du renouveau de la géologie de la Grèce il y a une trentaine d'années, n'a pas cessé, par ses découvertes successives et ses idées novatrices, de relancer l'intérêt de la communauté géologique pour les Hellénides internes. L'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail, son enthousiasme et ses encouragements ont été pour moi une motivation supplémentaire. Sa présence dans le jury est pour moi un grand honneur.

Monsieur le Professeur Bernard Clément m'a fait profiter sur le terrain de sa grande expérience des Hellénides internes. Dès mon arrivée à Lille, il m'a apporté son soutien, tant au plan scientifique qu'au plan administratif. Pour tout cela et pour avoir accepté de faire partie du jury, je le remercie très sincèrement.

Monsieur le Docteur Daniel Vachard, Chargé de Recherches au CNRS, m'a fait profiter très souvent de sa grande expérience des problèmes micropaléontologiques. Avec une gentillesse et une disponibilité constantes, il m'a également initié aux problèmes de sédimentologie des carbonates. De nombreux résultats de cette thèse portent sa marque. C'est pour moi un honneur et un plaisir qu'il ait accepté d'examiner ce travail. Je ne pourrai jamais le remercier suffisamment.

Monsieur le Professeur François Thiébaud, Directeur de l'URA "Tectonique et Sédimentation" de Lille est un spécialiste reconnu des Hellénides externes et des relations entre celles-ci et les Hellénides internes. Il a bien voulu prendre du temps sur ses nombreuses occupations pour juger mon travail. Pour cette marque de confiance, je lui adresse mes remerciements les plus sincères.

Monsieur le Professeur Christian Lefèvre, spécialiste des relations entre laves et contexte géodynamique, s'intéresse depuis de nombreuses années au domaine hellénique (laves récentes puis laves triasiques). Il a accepté de présider le jury ; je l'en remercie profondément.

De nombreux autres géologues n'ont pas hésité à me consacrer de leur temps et à me faire profiter de leurs grandes connaissances. Je sais que ce travail leur doit beaucoup ; qu'ils soient remerciés.

Parmi eux, je ne voudrais pas oublier : pour la pétrographie, Messieurs J. Bertrand (Professeur à Genève) et J. Terry ; pour les déterminations de microfossiles, Messieurs P. De Wever et M. Caridroit (pour les Radiolaires), Monsieur B. Vrielynck (pour les Conodontes) et Monsieur R. Deloffre (pour les Algues). Dans ce dernier domaine, je voudrais dire aussi à Monsieur Jean-Jacques Fleury (spécialiste reconnu en micropaléontologie) que je lui suis reconnaissant pour tout ce qu'il a bien voulu faire pour moi.

J'ai également reçu l'aide de géologues grecs confirmés qui ont été pour moi un lien constant avec la géologie de mon pays. Je sais que je leur dois beaucoup, c'est pourquoi je remercie plus particulièrement Messieurs E. Chatzidimitriadis, A. Kiliass et S. Dimitriadis

Une thèse, c'est aussi un travail quotidien à réaliser. Pour cela j'ai reçu, au niveau du Département des Sciences de la Terre et plus particulièrement de l'URA "Tectonique et Sédimentation", et du laboratoire de géologie dynamique, une aide appréciable sur les plans technique et administratif.

Mademoiselle Christine Mulier, ma voisine de bureau, a assuré avec la patience et la gentillesse qui la caractérisent, la frappe d'un manuscrit souvent "illisible", sans jamais se plaindre.

Madame et Monsieur Rouzé ont toujours été prêts à résoudre les petits problèmes techniques avec la chaleur humaine qui habite les "gens du Nord".

Messieurs Dorn, Cornil et Marti ont effectué mes lames minces. Monsieur Carpentier a réalisé mes diapositives. Madame Bocquet m'a aidé pour la finition de certains dessins.

Je n'oublie pas non plus l'UFR des Sciences de la Terre, qui en m'attribuant un demi-poste d'ATER, m'a permis au plan matériel de "tenir" et d'achever ce travail.

De nombreux doctorants, étudiants et amis de l'Université m'ont accordé leur amitié ou leur aide, continue ou passagère. Je tiens à les remercier ici : Y. Mavrikas, Ch. Lazarou, F. Chanier, P. Miconnet, Ch. Buret, A. Grzesczyk, B. Beauvière, A. Lefrançois, A. Trenteseaux, A. et C. Khatir, A. Lakhrissi, A. El Albani, B. Tessier, A. Huyghe, A. Petitberghien.

A Lille, j'ai eu de bons amis qui ont participé, à leur manière, à ce travail. Sans eux mon déracinement aurait été certainement plus douloureux. Je remercie A. Pirieros, H. Berberian, H. Kyriakidou, D. Koleskas, H. Capelle, L. et V. Briquet et le Père D. Koutsoyannopoulos, ainsi que tous les autres dont je ne pourrai citer les noms tant ils sont nombreux.

Je garderai le meilleur souvenir du "vieux" Nicolas Aslanidis à Kriston (Kilkis) et de Stéphanos, seul habitant de Litharia, qui m'ont accueilli avec l'hospitalité traditionnelle des Hellènes.

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

Enfin, je ne pourrais terminer cet avant-propos sans oublier mes parents, qui m'ont toujours encouragé de toutes les manières pendant la durée du travail. Mon épouse Olga a renforcé mon moral fluctuant. Elle a vécu tous les stades de la réalisation de la thèse, sauf celui de la fin car elle est entrée dans un autre stade final, celui de la maternité. Je lui dis simplement merci.

RESUME

Une étude stratigraphique et sédimentologique détaillée des séries mésozoïques des Hellénides internes septentrionales a été effectuée dans le but de comprendre l'évolution des bassins vardariens supposés représenter des éléments de la (Néo)téthys.

Le domaine de Péonias (partie orientale du secteur étudié). La reconnaissance de séries cohérentes subcontinues du Paléozoïque au Jurassique supérieur apparaissant en série inverse nous a permis de reconstituer les étapes successives de l'évolution d'une marge continentale en bordure orientale de la Téthys. Nous avons pu mettre en évidence notamment :

- l'âge trias basal (voire Permien ?) de l'ensemble des formations volcaniques acides ;
- l'existence d'un rifting daté du Ladinien-Carnien comme dans la plupart des zones isopiques helléniques.

Des précisions sont apportées sur la mise en place tectonique des ophiolites au Malm.

Ces séries sont les seuls témoins de cette marge dans le domaine paléogéographique des Hellénides.

Le domaine d'Almopias. L'étude des séries de la partie centrale et orientale de ce domaine nous a permis d'établir l'existence de faciès de bassins au Trias supérieur et au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur alors qu'aucun témoin de cet âge n'était signalé. La présence de bassins au Crétacé pose le problème de leur origine. Deux hypothèses sont envisagées : ce sont soit des restes de bassins anciens affectés partiellement par l'obduction, soit des bassins néoformés après l'obduction du Malm.

Synthèse. La connaissance de l'évolution géodynamique de ces deux domaines ne s'oppose pas à l'idée de l'existence d'un seul bassin majeur (la Téthys vardarienne) au Trias-Jurassique, ce qui est une des conditions nécessaires quant à l'existence possible d'une fenêtre tectonique entre ces deux domaines ("fenêtre du Païkon").

ABSTRACT

A detailed stratigraphic and sedimentological study of the mesozoic series in the northern internal Hellenides was done to understand the evolution of the vardarian basins, supposed to represent elements of the (Neo)tethys.

The Peonias Domain (eastern part of the studied area). The recognition of subcontinuous series ranging from Paleozoic to upper Jurassic, appearing as a reverse serie, led us to establish the successive stages of a continental margin evolution on the eastern edge of the Tethys. We notably recognized :

- the basal Triassic age (possibly Permian ?) of all the acid volcanic formation ;
- the existence of a rifting stage and its attribution to a Ladinian-Carnian age, as in all the isopic zones of the Hellenides ;

The tectonic emplacement of the ophiolites during the Malm is precised.

These series are the only remains of that margin in the paleogeographic domain of the Hellenides.

The Almopias Domain. The study of the central and eastern parts of this domain led us to establish the existence of basin facies during upper Triassic and upper Jurassic-Lower Cretaceous time ; these ages have not been proposed before. The origin of the cretaceous basins is discussed and two hypothesis are considered : they could be remains of older basins partially affected by the obduction, or neoformed basins after the Malm obduction.

Synthesis. The geodynamic evolution of these two domains is consistent with the existence of just one major basin (vardarian Tethys) of Triassic-Jurassic age. It is a necessary condition to the possible existence of a tectonic window between these two domains (Païkon window).

INTRODUCTION

INTRODUCTION

I. APERÇU SUR LES HELLENIDES

Les Hellénides font partie du système alpino-méditerranéen qui résulte de la fermeture du grand domaine océanique de la Téthys qui séparait, au début du Mésozoïque, les deux continents Laurasia et Gondwana. Le terme Hellénides, qui a été introduit par Kober (1929), comprend la partie du système alpino-méditerranéen qui se trouve au Sud des Dinarides dont elle est séparée par la transversale de Scutari-Pec au Nord de l'Albanie. Les Hellénides se prolongent en Turquie par l'intermédiaire de l'arc égéen. La direction de la chaîne change au niveau de la courbure d'Isparta-Antalya avec la formation de l'arc des Taurides.

Les Hellénides sont comprises entre le massif serbo-macédonien (arrière-pays) à l'Est et un avant-pays à l'Ouest de la péninsule hellénique recouverte par la mer Ionienne.

- Les zones helléniques

Classiquement le schéma des Hellénides comprend un certain nombre de zones isopiques (fig.1). La nomenclature utilisée est relativement ancienne car elle est basée sur les travaux de Philippon (1895) mais c'est Aubouin (1959) qui a défini le premier les zones sur des critères homogènes (critères de faciès = zones isopiques). Ces zones se présentent actuellement sous forme d'un empilement de nappes de charriage progressif d'Est en Ouest avec un rajeunissement des flyschs vers l'Ouest. Les zones isopiques correspondent à une paléogéographie précise et ont une durée de vie plus ou moins limitée en raison de l'existence de phases tectoniques importantes. Par conséquent nous pouvons avoir, dans la même aire géographique, plusieurs zones isopiques qui se succèdent dans le temps et qui correspondent à des paléogéographies différentes.

- Les groupements de zones isopiques

Depuis les travaux de Brunn (1956), nous distinguons classiquement deux groupes de zones. Le premier oriental, dit zones internes, est affecté par une tectonique majeure fini-jurassique - éocène. Le deuxième occidental, dit zones externes, n'est pas affecté par cette tectonique. Thiébaud (1982) regroupe trois zones (Pinde, Parnasse, Béotienne) sous le nom de zones intermédiaires. Ces zones, qui occupent une position intermédiaire entre zones externe et interne, ne sont pas affectées par les phases

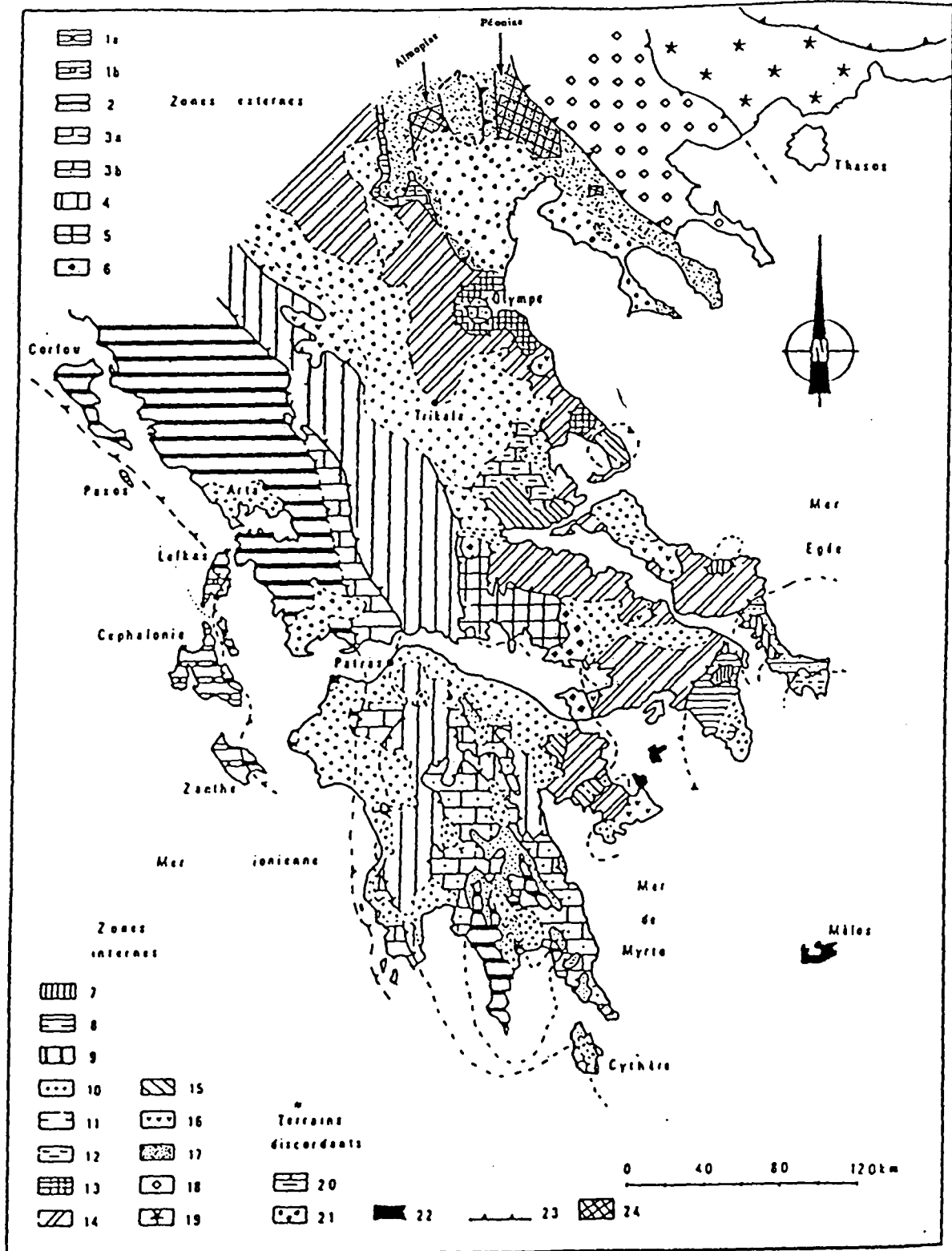


Fig. 1.- Esquisse structurale et zones isopiques des Hellénides (d'après Thiébaud, 1982, modifié pour le Nord de la Grèce).

1a : Sous-zone de Zante-Céphalonie ; 1b : Sous-zone de Paxos ; 2 : Zone ionienne ; 3a : Sous-zone de Gavrovo ; 3b : Sous-zone de Tripolitza ; 4 : Zone du Pind-Olonos ; 5 : Zone du Parnasse ; 6 : "Zone" béotienne ; 7 : Unité du Pentélique ; 8 : Unité d'Ekali-Hymette ; 9 : Unité d'Almyropotamos ; 10 : Complexe du Laurium ; 11 : Unité de Styra ; 12 : Unité de l'Ochi ; 13 : Unité de l'Ossa-Pélion ; 14 : Zone pélagonienne ; 15 : Zone maliaque ; 16 : Complexe ophiolitique ; 17 : Domaine du Vardar ; 18 : Serbo-macédonien ; 19 : Rhodope ; 20 : Crétacé transgressif ; 21 : Tertiaire et Néogène discordants ; 22 : Volcanisme néogène ; 23 : Contacts tectoniques tangentiels (chevauchements) ; 24 : Localisation des secteurs étudiés.

tectoniques de la fin du Jurassique - début du Crétacé mais enregistrent, du point de vue sédimentologique, le bouleversement tectonique des zones internes.

Le groupement de zones sur des critères tectoniques (zones internes et externes), bien que d'ordre pratique, peut poser des problèmes car les zones isopiques ont été définies sur des critères de faciès. Il suffit par exemple que la structuration des zones par les phases tectoniques se fasse obliquement par rapport aux anciennes directions paléogéographiques pour qu'une zone soit à la fois interne et externe.

Pour cette raison, un autre découpage des Hellénides en unités géotectoniques proposée par Papanikolaou (1984, 1986) est utilisée dans les travaux de certains géologues grecs. Cette approche intéressante, qui est basée sur l'évolution orogénique, comporte un grand nombre d'unités qui ne sont pas faciles à utiliser car elles ne sont pas toutes connues en détail.

Il peut exister aussi des problèmes de relais ; certaines zones disparaissent longitudinalement. Cette disparition peut être liée à des raisons d'ordre paléogéographique ou tectonique. La zone du Parnasse constitue l'exemple le plus caractéristique de cette disparition, dont la cause reste d'ailleurs incertaine vers le Nord.

II. ZONEOGRAPHIE UTILISEE DANS CE MEMOIRE

La base de la nomenclature est celle utilisée par Aubouin (1959) et Ferrière (1982).

A. LES ZONES EXTERNES

1. Les zones externes occidentales

Elles n'affleurent pas dans le secteur étudié. On distingue d'Ouest en Est :

- la zone de Paxos [Renz, 1940] ou zone de Paxos-Zanthe [Thiébaud, 1982] ;
- la zone Ionienne [Philippson, 1898] ;
- la zone de Gavrovo-Tripolitza [selon la terminologie de Dercourt, 1964].

Ces zones sont caractérisées par l'existence d'une plate-forme unique au Trias-Lias. A partir du Dogger dans la zone Ionienne se forme un bassin tandis que les deux autres zones forment des hauts-fonds. Le flysch apparaît à la limite Eocène-Oligocène pour les zones de Gavrovo-Tripolitza et Ionienne et à la limite Oligocène-Miocène pour la zone de Paxos-Zanthe.

2. Les zones externes orientales ("zones intermédiaires de Thiébault, 1982)

Nous avons d'Ouest en Est :

- la zone du Pinde-Olonos [Philippson, 1898] ;
- la zone du Parnasse [Philippson, 1898 ; Renz, 1940] ou zone du Parnasse-Kiona [Aubouin, 1959 ; Celet, 1962] ;
- la zone Béotienne [Celet et Clément, 1971 ; Celet *et al.*, 1976].

Ces zones se caractérisent par un flysch sommital qui apparaît dès le Maestrichtien-Paléocène.

La zone du Pinde est considérée classiquement comme ayant la valeur d'un bassin du Trias à l'Eocène.

La zone du Parnasse représente un haut-fond dès le Trias mais son extension est limitée au Sud de la Grèce continentale entre le Sperchios et le golfe de Corinthe.

La zone Béotienne pose quant à elle de nombreux problèmes car elle n'est bien définie que lors de la deuxième période paléogéographique alpine, c'est-à-dire après les phases paléohelléniques ("flysch béotien"). Son soubassement est connu surtout sur la transversale du Parnasse [Clément, 1983].

En dehors des zones isopiques principales, existent localement des séries de transition. C'est le cas par exemple sur la bordure orientale du Pinde avec les séries du Vardoussia (transition entre Parnasse et Pinde ; Celet *et al.*, 1978 ; Ardaens, 1978) et les séries du Koziakas pour lesquelles plusieurs hypothèses ont été avancées [Ferrière, 1974 ; Jaeger, 1980 ; Ferrière, 1982 ; Lekkas, 1988].

B. LES ZONES INTERNES

Le fait qu'il existe de nombreux accidents des structures transverses et de nombreux terrains métamorphiques compliquent fortement la reconstitution des diverses paléogéographies d'où de multiples interprétations.

Ce qui caractérise les zones internes c'est la superposition de plusieurs paléogéographies dues à plusieurs orogènes anté-cénozoïques.

Ainsi les zones pélagonienne et maliaque sont essentiellement des zones correspondant à la paléogéographie. Nos nouveaux résultats montrent que les zones situées à l'Est de la zone pélagonienne doivent être redéfinies pour partie.

1. Paléogéographie anté-Jurassique supérieur

1.1. La zone pélagonienne [selon Celet et Ferrière, 1978]

Cette zone correspond à une plate-forme triasico-jurassique. Elle comprend essentiellement des séries néritiques. Cette zone est d'une grande importance par son extension de la Macédoine occidentale à l'Eubée, l'Attique et peut-être l'Argolide et les Cyclades.

1.2. La zone maliaque [Ferrière, 1976]

Cette zone a été définie comme correspondant à un bassin profond lié à une croûte océanique (futures ophiolites). Elle présente une sédimentation pélagique riche en niveaux effusifs au Trias moyen. Elle constitue un bassin en bordure de la plate-forme pélagonienne mais sa position occidentale ou orientale par rapport à celle-ci reste incertaine [Ferrière, 1982]. Elle affleure surtout en Othrys mais des affleurements qui peuvent lui appartenir ont été signalés en Eubée [Katsikatsos, 1979 ; Ferrière, 1982], Locride, Iiti [Wigniolle, 1977], Argolide [Vrielynck, 1980] et en Macédoine occidentale [Mountrakis, 1984].

1.3. Le domaine du Vardar

Le détail des zones et sous-zones distinguées par les différents auteurs sera fourni dans les différents chapitres ultérieurs.

En résumant, on peut dire cependant que les premiers travaux complets et précis sur ce secteur sont dus à Mercier (1966) qui a distingué dans le Vardar plusieurs ensembles à valeur de zones isopiques-isotectoniques, à savoir, d'Est en Ouest : les (sous)zones de Péonias, du Païkon et d'Almopias.

Péonias et Almopias ont été interprétés par Mercier (*op. cit.*) comme étant des bassins respectivement d'âge Jurassique et Crétacé. Le Païkon aurait été, pour cet auteur, au cours du Mésozoïque, un haut-fond intercalé entre ces deux bassins. Des interprétations similaires ont été proposées pour la partie yougoslave de ce domaine [Bulle et Rollet, 1970].

Les travaux des allemands [Kockel et al 1971-1977 ; Kauffmann *et al.*, 1976] n'ont pas remis en cause fondamentalement les travaux de Mercier. Ils ont cependant proposé des zones plus ambitieuses telle que la zone péri-rhodopienne intégrant notamment la zone de Péonias.

Récemment la notion de fenêtre tertiaire du Païkon a été développée par Godfriaux et Ricou (1991) sur des arguments géométriques et paléontologiques. Cette notion a naturellement des implications majeures sur les reconstitutions paléogéographiques du secteur étudié (cf. § Conclusions générales).

Staïs *et al.* (1991) puis Staïs et Ferrière (1992) ont publié récemment des données qui remettent en partie en cause les résultats antérieurs et permettent de mieux cerner l'évolution des séries étudiées (cf. Péonias notamment).

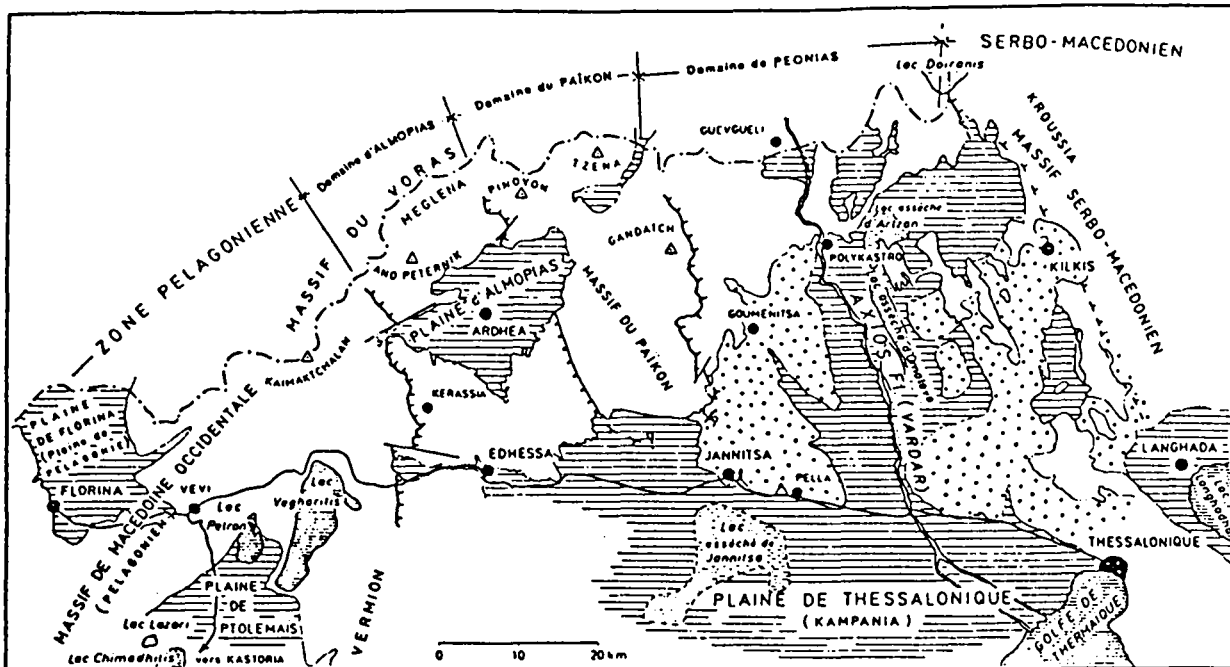


Fig. 2.- Esquisse structurale qui indique les trois domaines qui constituent la zone de Vardar selon Mercier (extrait de Mercier, 1966 légèrement modifié).

C. LE MASSIF SERBO-MACEDONIEN

Il s'agit d'un ensemble d'unités métamorphiques qui s'étend du Sud de la péninsule de Chalcidique et se prolonge en Yougoslavie jusqu'à l'Est de Belgrade. Les premiers travaux sur ce massif datent de Kossmat (1924) et Osswald (1938). En territoire grec, après les travaux de Mercier (1966), et de l'équipe allemande Kockel, Mollat, Walther (1965-68, 1971), le massif serbo-macédonien a été individualisé de la masse rhodopienne à laquelle il était rattaché antérieurement du fait de l'existence d'un contact tectonique entre les deux massifs, au niveau d'une rivière (le Strimon) [Kockel et

Walther, 1965]. Ce contact, d'âge oligocène [Koukousas, 1972] sépare le massif serbo-macédonien des marbres rhodopiens sous-jacents.

D'après les travaux de l'équipe allemande (*op. cit.*) au sein du Serbo-macédonien, existent deux séries de roches cristallines affectées d'un métamorphisme paléozoïque ou pré-cambrien de type almandin-amphibolite faciès. Pendant les orogénèses postérieures, le massif a été affecté partiellement d'un rétro-métamorphisme et pénétré par des roches granitiques. Ces auteurs distinguent donc une série orientale en position basale (la série de Kerdyllion) formée de gneiss biotitiques traversés par trois niveaux de marbre et une série occidentale, en position sommitale (série de Vertiskos). Cette dernière est constituée essentiellement de gneiss et micaschistes ; au sein de ces roches, s'intercalent en plusieurs endroits des roches metabasiques apparaissant en plusieurs petits corps mais il existe également de grands affleurements comme celui du Nord du lac Volvi qui affleure sur une surface d'environ 50 km². Le contact entre les deux séries serait normal [Kockel et Walther, 1968] ou disharmonique voire tectonique [Papanikolaou, 1986], Sakelariou et Dürr (1992) signalent en effet l'existence d'une zone mylonitique entre les marbres supérieurs de Kerdyllion et les gneiss de Vertiskos ce qui démontre le caractère tectonique du contact. L'âge isotopique le plus ancien correspondant à ces roches métamorphiques est de 300 Ma [Borsi et al., 1964] pour les pegmatites présentes sur la bordure ouest du massif. Pour Dimitriadis (1974) qui a étudié les gneiss de Kerdyllion, les roches d'origine étaient des sédiments. Chatzidimitriadis et Papastavrou (1975) décrivent des gneiss et des migmatites d'origine sédimentaire et des gneiss d'origine granitique.

Les corps de roches metabasiques du massif serbo-macédonien et particulièrement celui de Volvi ont été interprétés comme intrusifs et intracontinentaux [Dixon et Dimidriadis, 1984]. D'autres auteurs proposent une origine paléocéanique [Chatzidimitriadis et Kelepertsis, 1984 ; Sakelariou et Dürr, 1992]. Michard (1992) propose enfin une origine de toutes les ophiolites grecques à partir de la région au NE du massif du Rhodope.

Malgré de nombreux travaux, l'histoire et la signification de ce massif ne sont pas encore totalement élucidées..

III. BUT DE LA THESE ET METHODES UTILISEES

Les secteurs retenus pour cette étude (fig.2), à savoir ceux de Péonias et de la partie orientale d'Almopias (au sens de Mercier, 1966), l'ont été pour deux raisons majeures :

1. donner une interprétation paléogéographique précise des séries de ces deux secteurs en terme de plate-forme, de marge ou de bassin (rifting, ouverture, fermeture, etc...)

afin d'en cerner leur signification par rapport à (ou aux) l'obduction bien connue dans les zones internes helléniques et donc également par rapport à la zone maliaque ;

2. comparer les séries de ces deux secteurs pour déterminer si elles appartenaient à un ou plusieurs domaines paléogéographiques (bassin notamment) avant et après l'obduction du Malm et mieux comprendre ainsi les problèmes posés par les séries du Païkon (fenêtre tectonique ou non, etc...).

Le travail nécessitait fondamentalement des études stratigraphique et sédimentologique aussi précises que possibles. Cependant dans la mesure où le matériel constitutif des unités étudiées se trouvait être plus ou moins métamorphisé, les méthodes utilisables se sont révélées être assez limitées en nombre (*cf.* le problème des argiles par exemple). Outre le travail de laboratoire (attaques diverses pour les microfossiles, lames minces), cette étude a donc nécessité un très important travail sur le terrain.

Le problème des ensembles magmatiques n'a pas été approfondi du point de vue géochimique ; quelques travaux, de qualité inégale, ont d'ailleurs été consacrés par d'autres auteurs à ce type d'approche [Bebien, .1982 ; Gauthier, 1984 ; Baroz et Rémy, 1985 ; Davis *et al.*, 1989 ; Asvesta et Dimitriadis, 1992].

IV. LECTURE DU MEMOIRE : QUELQUES INDICATIONS

A. LE PLAN

Les découpages principaux (1re et 2e parties, subdivisions de la 3e partie) reposent sur des critères géographiques dans la mesure où la thèse présente l'originalité de s'appuyer sur l'étude de deux secteurs géographiques nettement distincts (Péonias et Almopias) séparés par un massif important le Païkon.

Ces différentes parties sont d'importance inégale en raison des buts poursuivis et des résultats obtenus. Par exemple une attention particulière a été accordée à la paléogéographie anté-obduction si bien que la partie concernant Péonias est relativement importante. De même les parties concernant la stratigraphie et la sédimentologie sont plus développées que la partie consacrée à la tectonique analytique de détail, de tels travaux ayant déjà été effectués (pour partie au moins).

Les subdivisions faites à l'intérieur de chacune des deux premières parties sont principalement fondées sur la distinction des unités tectoniques, cependant localement, lorsque cela était trop difficile en raison des conditions géologiques (présence de terrains récents, métamorphisme, etc...), des regroupements géographiques ont été effectués.

B. LES FIGURES

Les coupes stratigraphiques sont toutes localisées sur des cartes topographiques ou géologiques qui sont associées aux coupes ou reportées en tête de chapitre ou de paragraphe. Dans la légende de ces cartes est reportée la correspondance entre le symbole de la coupe sur la carte et le numéro de la figure où est détaillée la coupe concernée.

Sur les coupes stratigraphiques elles-mêmes sont reportées des indications dont une numérotation correspondant aux formations ou ensembles lithologiques qui renvoie au texte. Les limites de ces ensembles sont indiquées par des pointillés prolongeant ces limites vers le bas de la coupe afin d'éviter toute confusion avec les tirets situés au-dessus du profil topographique qui signalent les contacts anormaux.

C. TERMINOLOGIE

Les noms Almopias et Péonias voire Païkon ont été utilisés pour désigner des secteurs ou domaines géographiques indépendamment de toute signification paléogéographique. Cette dernière est discutée dans les conclusions générales (finales) du mémoire.

La notion même de "zone isopique-isotectonique" utilisée par Mercier (1966) contenait en elle-même des germes d'ambiguïté puisque plusieurs paléogéographies superposées et distinctes peuvent être reconnues dans ces secteurs, et qu'en outre, elles sont assez mal connues.

Des noms ou des symboles ont parfois été attribués à des ensembles lithologiques par commodité pour l'exposé. Il ne s'agit pas ici d'une application des règles de la lithostratigraphie formelle [Hedberg, 1979] dont on connaît les défauts majeurs. Parmi ceux-ci on peut citer la lourdeur de la terminologie, notamment lorsque celle-ci s'applique à des ensembles mal datés. Le terme "formation" (lithologique) est utilisé pour désigner un ensemble présentant un ou des caractères lithologique(s) commun(s), celui de "série" lorsqu'il existe plusieurs formations lithologiques dans l'ensemble désigné. Lorsqu'une unité tectonique est constituée en totalité d'une série donnée, le même nom est attribué aux deux (ex. : série et unité d'Oréokastro).

Pour décrire les microfaciès carbonatés, d'ailleurs souvent recristallisés, j'ai utilisé indifféremment et parfois ensemble la terminologie correspondant aux classifications classiques de Folk (1959) et Dunham (1962). Pour la classification de Folk, je me suis permis d'utiliser certaines contractions de termes (intrabiomicrite, etc...) qui sont évocatrices... et utilisées dans certains travaux.

L'un des résultats de ce travail est de démontrer que les unités tectoniques décrites antérieurement, notamment dans Péonias, sont erronées et donc inutilisables.

Si dans certains secteurs les nouvelles unités proposées sont simples à définir (ex. : unités d'Oréokastro et de Néa Santa juste au Nord-Est de Thessalonique), leur extension reste difficile à préciser dans les secteurs adjacents. Un essai de corrélation est proposé, mais tant que des arguments majeurs ne pourront être proposés, la terminologie reste en partie "ouverte".

Enfin, certaines notions souvent utilisées dans les secteurs étudiés ont été discutées et critiquées par exemple les termes : groupe ou série de Svoula ou Ceinture péri-rhodopienne.

PREMIERE PARTIE

**LES SERIES DU SECTEUR
DE PEONIAS**

PREMIER CHAPITRE

LES FORMATIONS ANTE-OPHIOLITIQUES DE L'UNITE D'OREOKASTRO

I. GENERALITES

A. CADRE GEOGRAPHIQUE

Les affleurements d'Oréokastro forment une série de collines de 12 km de long et 5 à 7 km de large au NW de Thessaloniki. Le village d'Oréokastro constitue l'extrémité Nord de la banlieue de Thessaloniki (fig.3a et fig. 3b).

Les affleurements qui émergent des formations quaternaires de la plaine macédonienne ont comme limite inférieure la courbe de niveau 200 m ; le sommet du chaînon atteint 561 m, 4 km au Nord d'Oréokastro.

A l'exception de la partie Est du massif, autour du village de Melissochori qui est plantée de pins, le reste du massif est dénudé, ce qui permet une bonne observation géologique. Sa position stratégique au Nord de Thessaloniki, deuxième ville des empires byzantin et ottoman, ainsi que de la Grèce moderne, en a fait le théâtre de batailles jusqu'à la grande guerre 1914-1918 dont les témoins, routes militaires et tranchées résistent encore de nos jours.

Sa position géographique et sa géomorphologie ne constituent pas les seules raisons pour que ce massif soit souvent visité par les géologues. Il est en fait l'un des rares endroits où l'on peut observer les séries péoniennes sans être trop gêné par l'écaillage intense et le métamorphisme qui affectent les affleurements au Sud de Thessalonique et en Chalcidique, rendant leur interprétation stratigraphique très difficile.

En outre, la qualité des affleurements d'Oréokastro est relativement bonne, ce qui permet un certain nombre d'observations fondamentales. Le petit chaînon occupe donc une position clef pour la compréhension de la "zone de Péonias".

B. HISTORIQUE

Sur la carte au 1/500 000e de la Grèce de 1954, qui reprend pour la première fois toutes les études faites antérieurement, le petit massif est constitué d'Est en Ouest par des roches "phyllitiques" d'âge inconnu, antérieurement attribuées au Silurien (?) - Dévonien

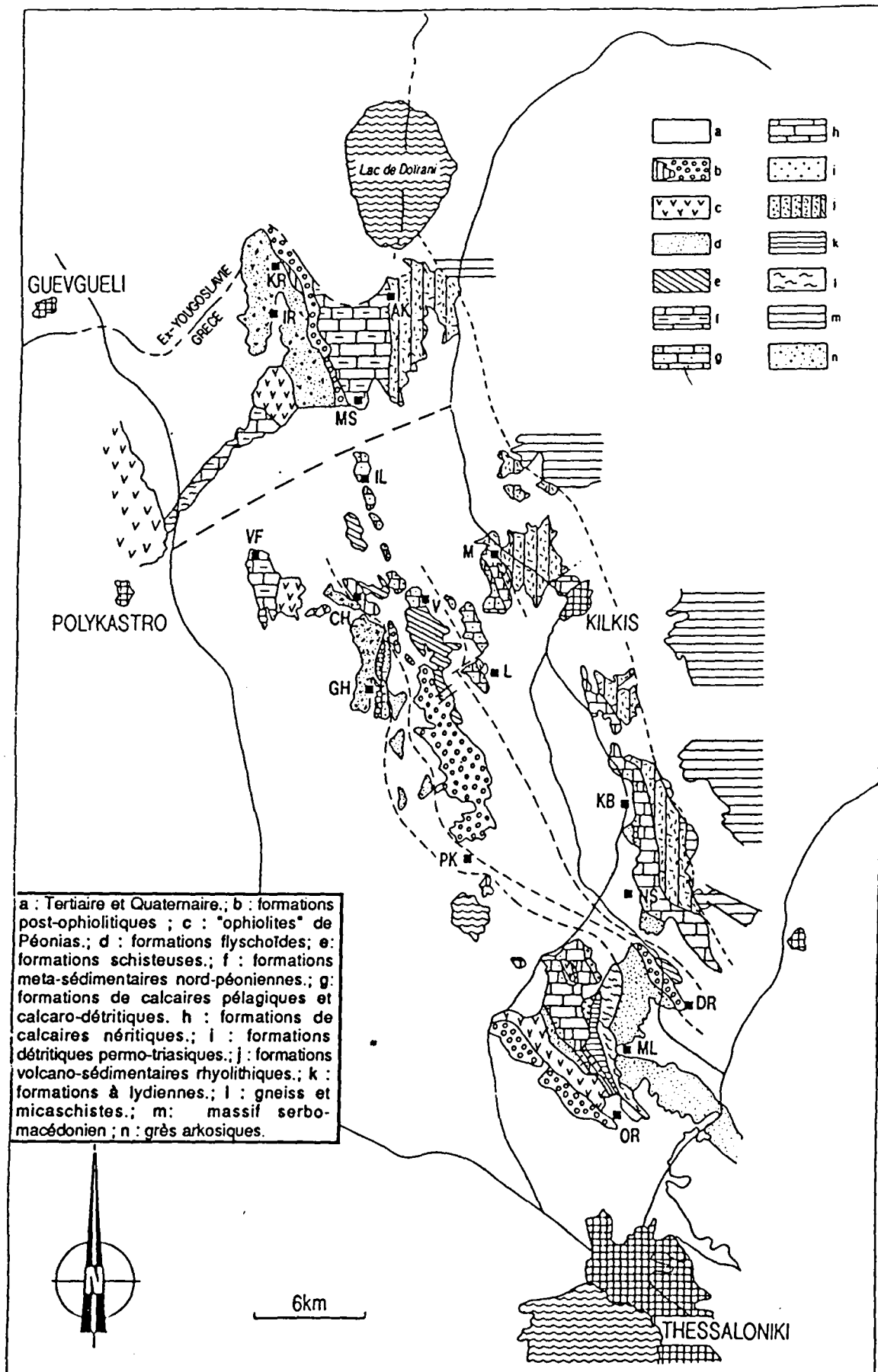


Fig.3a.- Schéma géologique du domaine de Péonias au Nord de Thessaloniki.

OR : Oréokastro ; ML : Mélissochori ; DR : Drymos ; NS : Néa Santa ; PK : Pikrolimni ; KB : Kabanis ; L : Léventochori ; GH : Ghynékokastro ; M : Métalliko ; V : Vaptistis ; CH : Choryghi ; VF : Vafiochori ; IL : Iliousto ; AK : Akritis ; MS : Mégali Sterna ; IR : Iriniko ; KR : Korona.

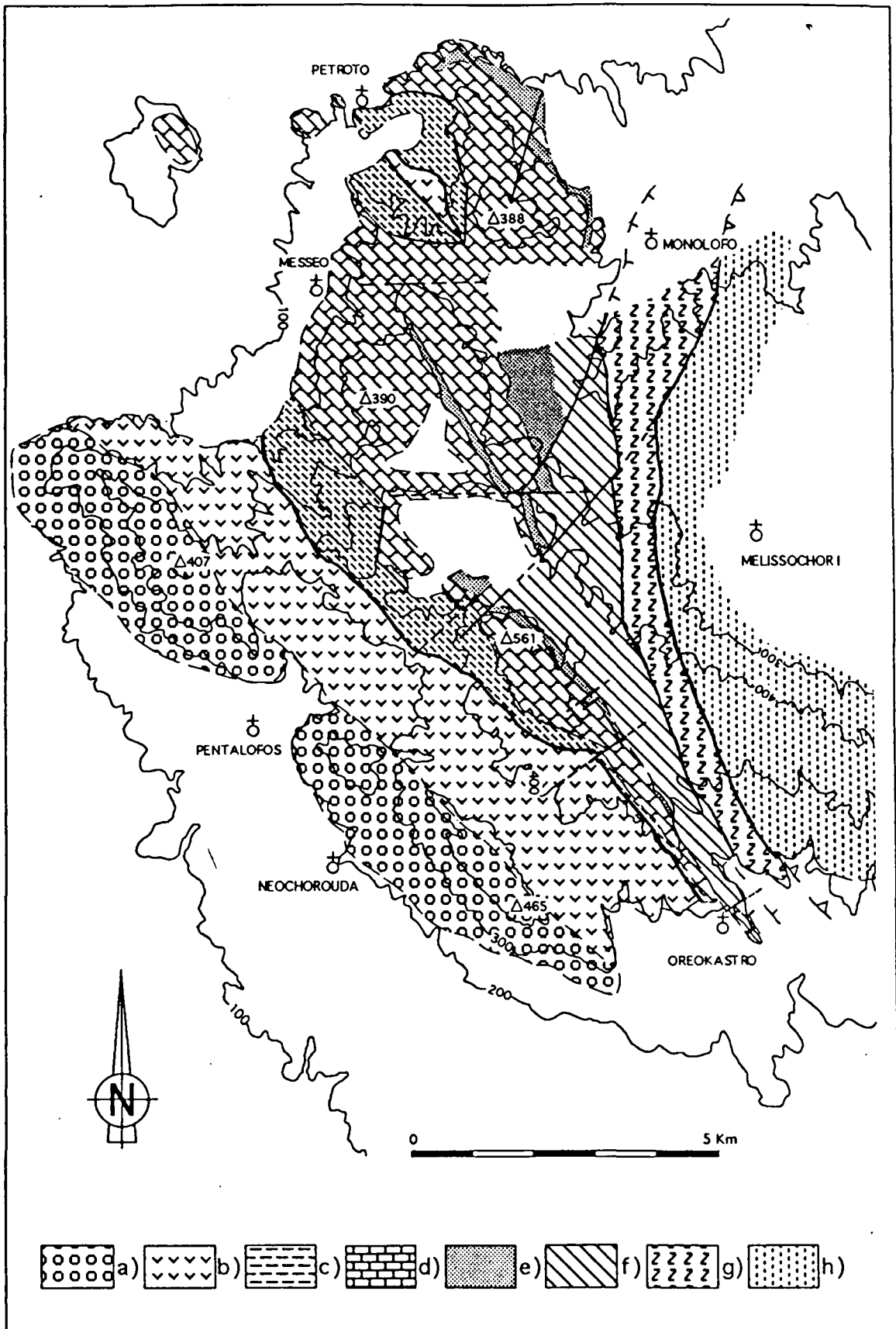


Fig.3b.- Carte géologique simplifiée du massif d'Oreekastro.

a : formations post-ophiolitiques ; b : ophiolites ; c : formations calcaro-détritiques et pélito-gréseuses ; d : formations carbonatées ; e : formation rouge gréseuse ; f : formation à lydiennes ; g : socle ; h : formation détritique de Melissochori.

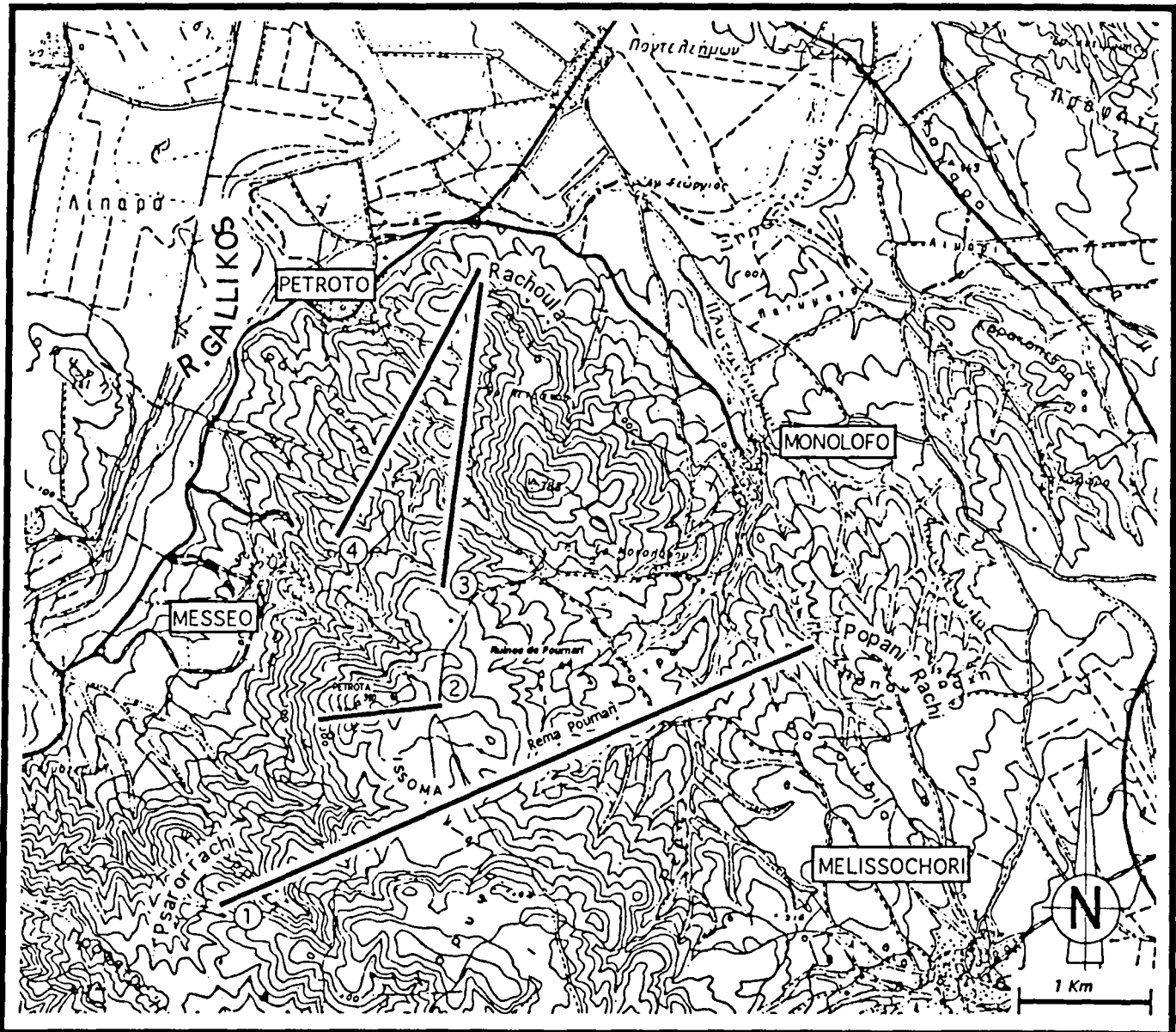


Fig.4.- Localisation de coupes dans les secteurs central et nord du massif d'Oréokastro.

- 1 : coupe de référence (cf.fig.5.)
- 2 : coupe de Pétróta (cf.fig.8.)
- 3 et 4 : coupes du secteur nord (cf. fig.6 et 13).

[Osswald, 1931], des roches basiques intrusives, des calcaires du Trias et encore des roches basiques. Mercier (1966) regroupe les calcaires du Trias avec les formations volcano-sédimentaires géométriquement sus-jacentes dans une unité tectonique nommée Asprovryssi, du nom d'un hameau situé au Sud-Est d'Oréokastro. Attribuant au Lias une petite faune d'Ostracodes et foraminifères trouvée au sommet des calcaires, cet auteur a considéré que la série était en position normale ; le dépôt des formations se serait effectué entre le Trias moyen et le Dogger.

Selon les auteurs de l'équipe allemande qui a étudié et cartographié la Chalcidique [Kockel *et al.*, 1971 ; Kauffmann *et al.*, 1976], la série que nous allons examiner appartient à deux unités tectoniques : celle d'Asprovryssi-Chortiatis (calcaires et formations calcaro-détritiques) et celle de Melissochori-Cholomon, pour les formations détritiques qui se trouvent géométriquement sous les calcaires triasiques. Pour ces auteurs, les calcaires présentent une série renversée débutant au Trias inférieur et atteignant le Jurassique inférieur daté par Mercier et les formations détritiques et volcano-détritiques seraient d'âge jurassique inférieur ou moyen, sauf les formations détritiques à rhyolites qui sont peut-être du Trias inférieur.

Les travaux postérieurs [Bebien, 1982 ; Remy *et al.*, 1983 ; Bébien *et al.*, 1984 ; Hanel-Remy et Bébien, 1984 ; Remy, 1984 ; Baroz et Remy, 1985] sont essentiellement pétrographiques et ne se différencient pas, aux niveaux stratigraphique et géotectonique, des travaux des auteurs précédents. Récemment, Baroz *et al.* (1990) ont repris l'étude des calcaires (Trias inférieur-moyen néritique) d'Oréokastro. Enfin Staïs et Ferrière (1991), en fournissant de nouvelles datations, proposent une nouvelle interprétation plus simple de la série d'Oréokastro, laquelle appartiendrait à une seule unité tectonique et serait toute entière en position inverse.

Dans cette partie où nous traitons l'histoire anté-obduction de Péonias, nous allons nous occuper de la partie centrale (la plus importante en superficie) du massif. Les crêtes Ouest de Profitis-Ilias et Psyli Koryfi, et les affleurements de Pentalophos-Néochorouda, appartiennent aux niveaux transgressifs du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, et les abords Est du massif autour du village de Melissochori, à la formation détritique homonyme appartenant à une unité tectonique sus-jacente (fig.3b).

II. LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES DU MASSIF D'OREOKASTRO

Les coupes présentées dans ce paragraphe seront décrites brièvement, afin de définir les principaux ensembles lithologiques présents dans les divers secteurs du massif. Elles seront détaillées par la suite et complétées par d'autres coupes, aux chapitres qui correspondent à chaque ensemble lithologique.

A. UNE COUPE DE REFERENCE : LE SECTEUR CENTRAL DU MASSIF
(coupe 1, fig. 4 et fig. 5)

Le secteur central du massif permet de bonnes observations sur toute la série d'Oréokastro.

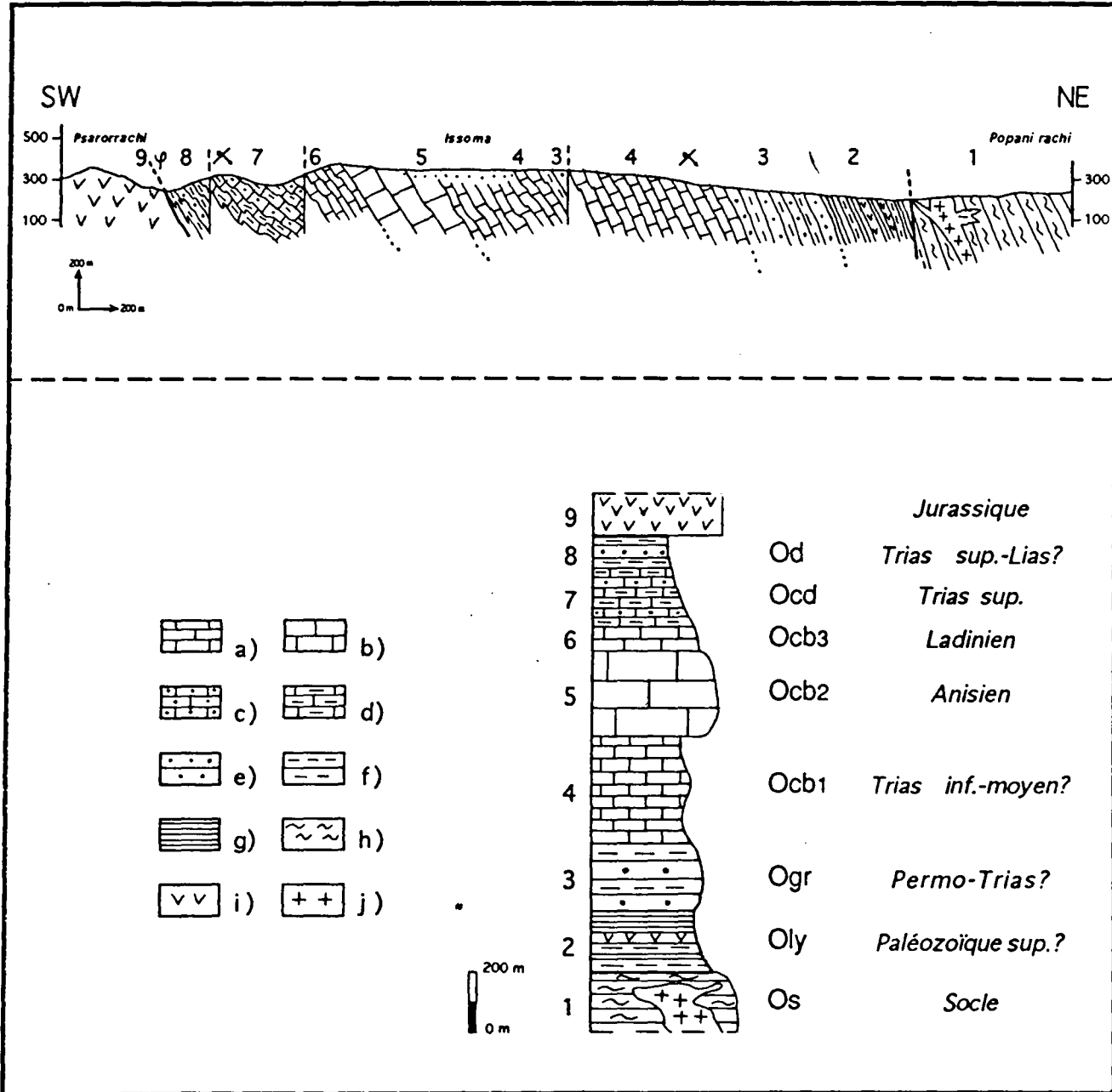


Fig.5.- Coupe de référence et colonne stratigraphique des formations anté-ophiolitiques dans le massif d'Oréokastro.

a : calcaires en plaquettes et lités ; b : calcaires massifs ; c : calcarénites ; d : calcaires argileux ; e : grès ; f : pélites et schistes ; g : lydiennes ; h : gneiss et micaschistes ; i : roches magmatiques basiques ; j : granites et pegmatites.

La coupe de référence a été faite entre les lieux-dits Popani rachi et Psarorrachi. Cette coupe est accessible à partir des collines au Sud du village de Monolofo, en remontant la vallée du rema (= ruisseau) Pournari jusqu'à la petite plaine d'Issoma et la vallée qui descend vers Messeo. La partie ouest de la coupe est plus facile d'accès si l'on emprunte le chemin qui mène du village de Pentalophos à la crête de Psarorrachi.

Suivant une direction NE-SW on distingue (fig. 5) :

- (1) Des gneiss à deux micas et des micaschistes, qui sont traversés par des filons de plusieurs mètres d'épaisseur de pegmatites à micas blancs et de petits corps granitiques.
- (2) 200 m d'une formation volcano-sédimentaire comprenant des alternances de pélites et de schistes sériciteux et chloriteux beiges, verts ou noirs, avec des niveaux plurimétriques de lydienes. Ils contiennent aussi des niveaux de roches doléritiques et des laves altérées.
- (3) 250 m d'une formation "rouge" qui est caractérisée par des dépôts détritiques d'une granulométrie variée ainsi que de quelques niveaux rhyolitiques et pyroclastiques intercalés dans les précédents.
- (4) 350 m d'une formation carbonatée à prédominance de calcaires en plaquettes qui contiennent des foraminifères dont *Glomospira sinensis* HO, *Meandrospira cheni* (HO) et *Meandrospira pusilla* (HO) indiquant un âge trias inférieur à anisien basal.

Après une faille verticale qui fait réapparaître 30 m de grès et de pélites de la formation "rouge". nous avons une répétition de la formation carbonatée en plaquettes partiellement couverte par les dépôts quaternaires qui passe ensuite à :

- (5) Une épaisse formation de calcaires massifs (environ 250 m) pour partie masquée par du quaternaire. Les 50 derniers mètres, qui affleurent dans de bonnes conditions, ont livré parmi d'autres faunes, le foraminifère *Endothyra badouxi* (ZANINETTI & BRONNIMANN) qui date l' Anisien.
- (6) 50 à 60 m de calcaires lités de couleur grise en bancs décimétriques qui ont fourni une association ladinienne de foraminifères où figurent des *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANNINETTI)
- (7) 200 m d'une formation faite de calcaro-détritique qui au contact des calcaires lités contient des *Aulotortus ex. gr. communis* (KRISTAN), *Aulotortus ex. gr. sinuosus* (WEYNSCHENK) ; cette faune indique le Trias supérieur.
- (8) 60 à 70 m d'une formation pélito-gréseuse qui contient plus au Sud à sa base (région de Galliko Nossokomio) des niveaux calcaires à faune du Trias supérieur ou Lias.

Les pélites et les grès sont transformés en schistes et quartzites au contact avec la formation suivante.

(9) les roches basiques très serpentinisées du petit cortège ophiolitique d'Oréokastro.

Compléments

La partie de la coupe de référence qui est cachée sous les formations quaternaires de la petite plaine d'Issoma au niveau du contact entre les calcaires en plaquettes (4) et les calcaires massifs (5) est visible quelques centaines de mètres plus au Nord dans la colline de Petrota. Après les formations rouges détritiques et en allant vers l'Ouest, affleurent en effet les calcaires en plaquettes à *Glomospira sinensis* HO, *Meandrospira cheni* (HO), et *Meandrospira pusilla* (HO) du Trias inférieur - Anisien basal, qui passent normalement à des calcaires massifs contenant à leur base *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC de l'Anisien.

B. LE SECTEUR NORD DU MASSIF : UNE SERIE COMPARABLE DANS UN SECTEUR TECTONIQUEMENT COMPLEXE

Malgré sa complexité, ce secteur nous a permis de retrouver les principales formations post-paléozoïques de la partie centrale du massif d'Oréokastro et grâce aux faunes trouvées, de confirmer et compléter les observations faites dans la coupe de référence.

Les affleurements décrits ici sont situés autour et dans la petite dépression présent, à l'extrémité NW du massif d'Oréokastro, entre les villages de Monolofo, Petroto et Messeo ; ils sont accessibles par des pistes qui relient ces trois villages entre eux (fig. 4). Les formations calcaires et détritiques affleurent ici de part et d'autre d'un petit corps ophiolitique.

Une coupe peut être levée à partir de la piste qui relie le village de Monolofo à celui de Messeo, vers les hauteurs de Rachoula qui dominent la chapelle de Profitis Ilias. On distingue successivement du Sud vers le Nord (fig. 6B) :

- 200 à 250 m de calcaires gris-noir en plaquettes, souvent feuilletés (1). Ils contiennent le foraminifère *Meandrospira cheni* indiquant le Trias inférieur à moyen.
- 150 à 200 m de calcaires massifs (2) assez recristallisés à *Trochammina* sp., *Meandrospira dinarica*, d'âge anisien.
- Des schistes verts chloritiques microplissés (5a) alternant avec des schistes de couleur beige à grains de quartz qui leur donnent un aspect grossier. Leur épaisseur exacte est difficile à évaluer ; elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres.

- Des péridotites serpentinisées (6) très altérées et schistosées au contact avec les schistes.

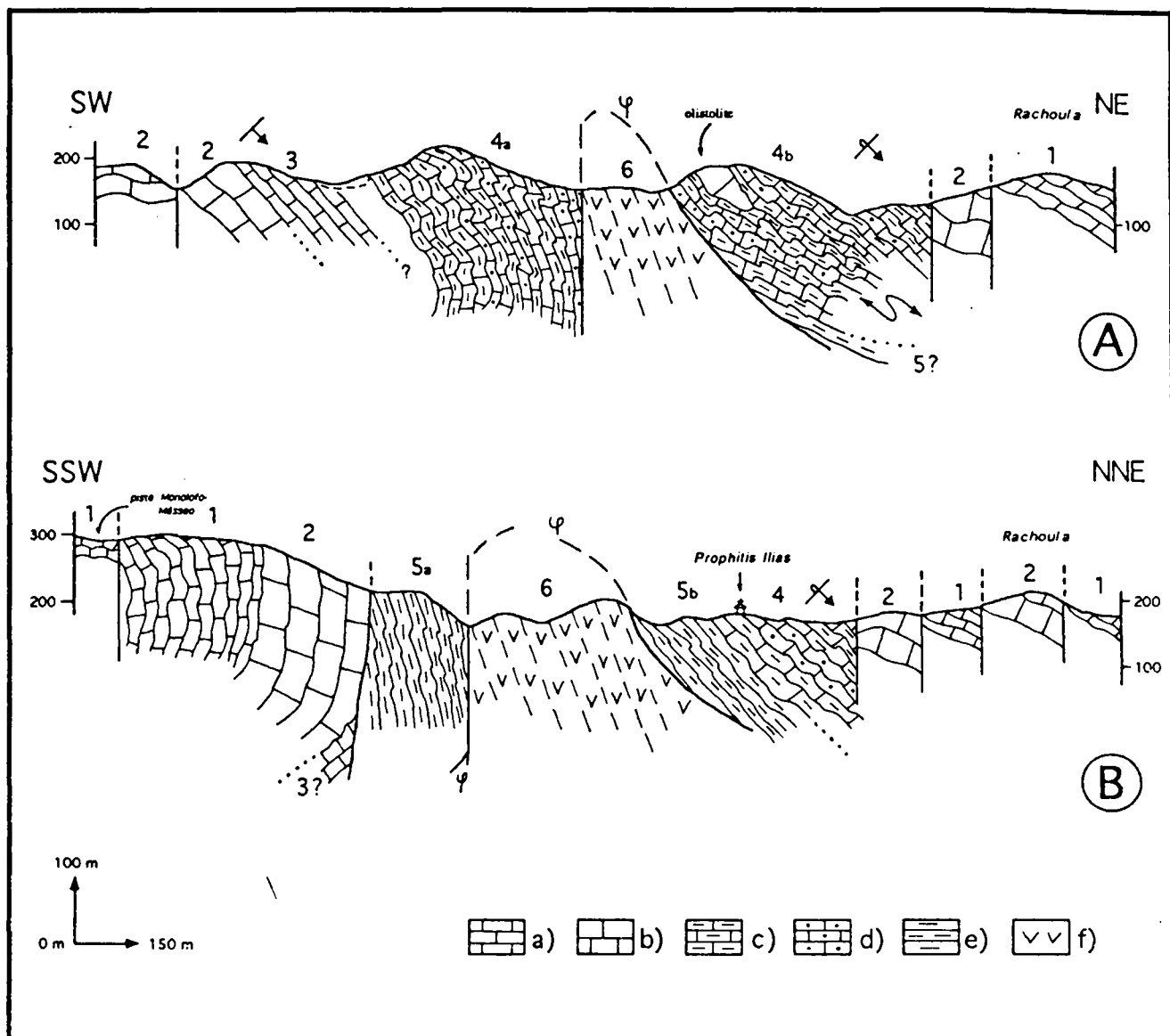


Fig.6.- Coupes dans le secteur nord du massif d'Oréokastro.

a : calcaires en plaquettes et lités ; b : calcaires massifs ; c : calcaires argileux et calcschistes ; d : calcarénites et microbrèches ; e : schistes ; f : serpentinites.

- Une formation calcaro-détritique (4) qui comprend des calcschistes et des calcaires en plaquettes noirâtres, contenant des blocs de calcaires microbréchiqes de taille décimétrique. La base de cette formation (5b) présente des affinités avec la formation située juste à l'Ouest des péridotites (5a).
- Ensuite, par l'intermédiaire de failles verticales, nous avons des répétitions des calcaires massifs d'âge anisien (2), et des calcaires en plaquettes contenant *M. pusilla* du Trias inférieur - Anisien basal (1).

Une deuxième coupe effectuée plus à l'Ouest, à partir de la crête située au Nord du village de Messeo vers le versant ouest de Rachoula, nous permet de préciser la coupe précédente (fig. 6A).

Après 150 à 200 m de calcaires massifs gris-blancs recristallisés (2), qui représentent très probablement les calcaires massifs anisiens, on observe du SW au NE :

- 80 à 90 m de calcaires lités de couleur gris clair (3). Ils contiennent vers leur base une belle association de foraminifères parmi lesquelles *Turriplomina mesotriassica* qui date le Ladinien et vers leur sommet le conodonte *Gondolella inclinata* KOVACS, qui existe du Longobardien (Ladinien sup.) au Julien (Carnien inférieur).
- Après un petit hiatus d'observation, une formation calcaro-détritique de calcschistes et pélites alternant avec des calcaires en plaquettes. Cette formation (4), qui affleure des deux côtés des péridotites (6), a livré à l'Ouest de ces dernières (4b) : *Aulotortus* sp. *Auloconus* sp., *Glomospira* sp. et *Agathammina* sp. indiquant le Trias supérieur. Un olistolite à faune anisienne dont *Meandrospira deformata* SALAJ et *M. dinarica* est également présent dans l'ensemble (4b).
- Après une faille verticale, on retrouve quelques mètres de calcaires gris massifs intrasparitiques, probablement d'âge anisien (2), à algues de type *Cayeuxia* sp. et *Tubiphytes*, et foraminifères dont *Endothyra* sp. ainsi que les calcaires en plaquettes contenant *M. pusilla* du Trias inférieur - Anisien basal (1).

Ces deux dernières coupes (fig. 6 A et B) révèlent la complexité tectonique de ce secteur et permettent d'affirmer que les péridotites ne sont pas intercalées dans la série mais apparaissent en fenêtre sous les formations sédimentaires (1 à 5). Elles permettent en outre de confirmer la présence des principales formations mésozoïques reconnues dans la coupe de référence (fig. 5) tout en révélant quelques variations latérales de faciès (formations 3 et 4 notamment).

C. BILAN

1. Les différentes formations

Si nous parcourons, du NE au SW, la partie anté-jurassique supérieur du massif d'Oréokastro comme nous l'avons fait pour la coupe de référence, nous pouvons distinguer les formations lithologiques suivantes, pour lesquelles nous allons retenir un nom et un code pour la suite de l'exposé (O = Oréokastro).

Os : Le socle. Il est constitué de gneiss et de micaschistes rappelant les roches métamorphiques serbo-macédoniennes, à intrusions granitiques et pegmatitiques.

Oly : La formation à lydiennes. Elle est constituée d'alternances de pélites et de lydiennes avec quelques niveaux de volcanisme basique. Nous proposerons pour cette formation un âge paléozoïque supérieur (*cf. infra*).

Ogr : La formation rouge gréseuse. Il s'agit d'une formation détritique où la couleur rouge prédomine, à niveaux rhyolitiques et peut-être andésitiques. Un âge permien-trias basal est retenu ici (*cf. infra*).

Ocb 1 : La formation carbonatée en plaquettes. Elle comprend principalement des calcaires en plaquettes ; son âge est *werfénien-anisien basal*.

Ocb 2 : La formation carbonatée massive. Cette formation en gros bancs est essentiellement *ansienne*.

Ocb 3 : La formation carbonatée litée. Datée du *Ladinien* cette formation peut atteindre le *Carnien moyen* à sa partie supérieure. Nous verrons qu'elle n'est pas présente dans tous les secteurs.

Ocd : La formation calcaro-détritique. Elle est constituée de calcaires, grès calcaires et pélites ; Elle est datée du *Trias supérieur* pour l'essentiel mais au Sud du massif, elle commence dès le *Ladinien*.

Od : La formation détritico-pélito-gréseuse. Apparentée aux formations de Melissochori [Mercier, 1966] et Svoula [Kauffmann *et al.*, 1976], elle est très probablement d'âge *Trias terminal et Jurassique p.p.*

2. Les relations entre les formations et la polarité de la série

Malgré l'existence de plusieurs contacts tectoniques existent des endroits où l'évolution entre les différentes formations triasiques datées se fait normalement. Les formations rouges gréseuses semblent passer, au niveau de leur affleurement principal, aux calcaires plus récents sans contact anormal. De même le passage entre les formations à lydiennes (Oly) et les formations rouges (Ogr) est localement sans contact tectonique majeur. En revanche la relation de la formation des lydiennes avec le socle se fait toujours avec une faille.

La totalité des formations pend vers l'Est ou le Nord-Est. La base géométrique de la série est donc représentée par les ophiolites ; celles-ci sont surmontées par les formations du Trias-Jurassique, elles-mêmes recouvertes par le socle. Au moins pour les formations pélito-gréseuses (Od) et les calcaires (Ocb), suivant les données paléontologiques, le renversement de la série est démontré. Une autre hypothèse [Baroz

et al., 1991], concernant une partie des calcaires, sera discutée plus loin. Etant donné les relations entre les formations rouges et à lydiennes, entre elles et avec les carbonates d'une part, et leurs affinités avec des formations similaires dans les Hellénides d'autre part, nous estimons que ces formations sont plus anciennes que les calcaires du Trias inférieur et que toute la série d'Oréokastro est en position inverse. D'ailleurs des formations comparables à la formation rouge à rhyolites (Ogr) ont pu être datées pour partie du Trias basal dans l'unité de Néa Santa (*cf. infra*, 1re Partie, chap. II). Des détails concernant les passages entre formations, leur âge et leur polarité seront donnés dans les paragraphes suivants.

III. LES FORMATIONS CARBONATEES ET DETRITIQUES TRIASICO-JURASSIQUES DU MASSIF D'OREOKASTRO

A. HISTORIQUE

La première étude des formations carbonatées a été faite par Mercier (1966). Pour cet auteur, il s'agissait d'une série monoclinale en position normale qui, à son sommet, lui avait fourni une faune d'ostracodes et petits *Lagenidae* attribués aux Lias probable. La base de la série correspondait alors aux calcaires massifs et pouvait atteindre le Trias moyen. Pour Kauffmann *et al.* (1976), la série calcaire débute au Trias inférieur, avec *Neospathodus homeri* (BENDER) et *Meandrospira pusilla* (HO) et atteint le Lias daté par Mercier. Baroz *et al.* (1990) signalent dans cette plate-forme carbonatée des microfaunes du Trias inférieur et de l'Anisien. Pour Staïs et Ferrière (1991), il s'agit effectivement d'une plate-forme carbonatée essentiellement werféno-anisienne qui évolue à partir du Ladinien vers des faciès de bassin profond mais celle-ci est en série inverse.

A l'aide de plusieurs coupes qui nous ont fourni des éléments de datation majeurs, nous avons pu retracer assez précisément l'histoire du massif du Trias inférieur jusqu'au Lias.

La sédimentation carbonatée commence au Werfénién (Skythien) avec l'installation d'une plate-forme sur les formations rouges grésio-rhyolitiques. Les faciès montrent un domaine peu profond et confiné, jusqu'au sommet de l'Anisien pour les secteurs central et nord du massif. A partir du Ladinien, apparaissent des faciès de bassin d'abord carbonatés puis pélito-gréseux, au Trias supérieur.

B. LES FORMATIONS CARBONATEES PRINCIPALES:LES FACIES DE LA PLATE-FORME NERITIQUE WERFENO-ANISIENNE

1. Les niveaux inférieurs : la formation des calcaires en plaquettes (Ocb1)

Elle constitue la base de l'édifice carbonaté d'Oréokastro. Elle affleure largement dans le secteur central du massif, ce qui permet de voir sa relation avec les formations rouges à l'Est et les calcaires massifs anisiens vers l'Ouest. Dans le secteur nord du massif, elle n'affleure qu'en portions limitées, entre des failles verticales ; la stratigraphie est donc plus difficile à faire mais les repères fossiles ne manquent pas. Au Sud, malgré son épaisseur réduite, nous pouvons suivre son évolution vers les calcaires massifs anisiens.

1.1. Le secteur central

1.1.1. La coupe de rema Pournari

Elle a été relevée dans le lit du ruisseau de Rema Pournari qui descend vers le village de Monolofo. Il s'agit là de la description détaillée de la partie relative aux formations en plaquettes (Ocb1) de la coupe de référence (fig. 5).

On distingue du NE vers le SW (fig. 4-1 et 7) :

- (1) Les grès et les pélites de la formation rouge détritique.
- (2) 140 m de calcaires gris-beiges en plaquettes souvent feuilletés, alternant avec des calcaires en plaquettes à stratification régulière de 1 à 5 cm d'épaisseur, traversés vers la fin de la série, par des barres métriques d'un calcaire gris fin. Il s'agit de calcaire de type mudstone fins, traversés par des filonnets de calcite ou de wackestones riches en Ostracodes à valves associées ou dissociées, et entroques. Ils contiennent de rares *Glomospira sinensis* HO et des *Meandrospira pusilla* (HO).
- (3) 90 m de calcaires lités en gros bancs, au sein desquels on peut distinguer :
 - a. 40 m de calcaires bien lités en gros bancs de couleur gris-beige, à patine blanchâtre, de texture wackestone, contenant jusqu'à 10 % de quartz détritique, très riches en bioclastes de lamellibranches, valves d'ostracodes, crinoïdes, gastéropodes et foraminifères : *Meandrospira cheni* (HO), *M. pusilla* (HO), *G. sinensis* HO ;
 - b. 30 m de calcaires biomicritiques pelletoides à extraclastes et fragments d'ostracodes, contenant *Meandrospira cheni* ;

c. 20 m de calcaire oolithique ; il s'agit d'oomicrites et d'oomicrosparites en bancs réguliers de couleur gris clair, bien lités, d'une épaisseur de 30 à 50 cm. Ils sont par endroit très recristallisés et la structure interne disparaît. Ils sont très riches en foraminifères : *Glomospira sinensis* et *M. cheni*, dont plusieurs constituent le nucléus d'oolithes.

(4) 10 m de pélites jaunes à rouges et de calcaires argileux beige-brun, à passées décimétriques de calcaires gréseux, contenant des grains de quartz (10-25 %) dans un ciment dolomitique rouge-orange et des débris de lamellibranches et d'entroques.

(5) 110 m de calcaires en plaquettes à litage irrégulier à feuilleté. Les plaquettes contiennent souvent des éléments lenticulaires de calcaire gris-bleuté dans une matrice carbonatée jaune ou rouge. Dans ces niveaux existent des passées métriques en bancs décimétriques qui alternent avec des calcaires gris-noir en plaquettes de 2 à 5 cm. Il s'agit de mudstones à rares bioclastes et de wackestones contenant des tests de lamellibranches d'ostracodes, d'entroques et de foraminifères dont *Glomospira sinensis*.

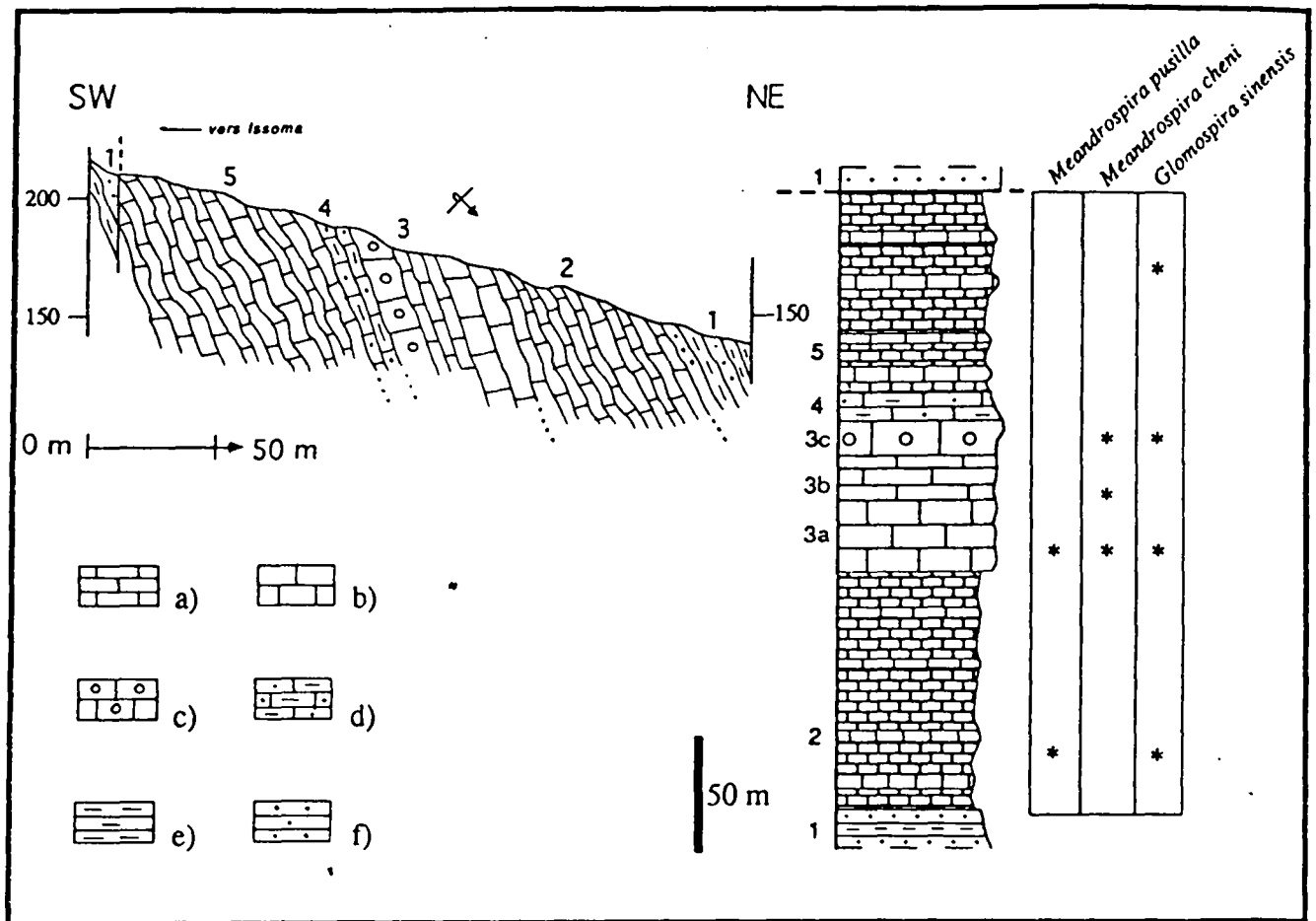


Fig.7.- Coupe de Rema Pournari.

a : calcaires en plaquettes ; b : calcaires en bancs épais ; c : calcaires oolithiques ; d : calcaires argileux et gréseux ; e : pélites ; f : grès.

En dehors du rema (ruisseau) Pournari où les foraminifères sont abondants dans les calcaires, un autre gisement fossilifère existe à 300 m vers le NW, sur la petite colline qui dominait autrefois le village de Pournari.

1.1.2. La coupe de Petrota

Cette coupe, qui est une partie de la coupe décrite sommairement en complément de la coupe de référence, est située dans le secteur central du massif. Elle est facile d'accès et peut être levée à partir de la piste qui relie le village de Monolofo à la petite plaine d'Issoma. On distingue successivement d'Est en Ouest (fig. 8) :

- (1) Les grès rouges et les pélites rouge-vert de la formation rouge détritique.
- (2) 150 m de calcaires en plaquettes à stratification régulière. Il s'agit de biomicrites riches en ostracodes à valves associées et dissociées qui contiennent de nombreuses *Meandrospira cheni* de petite taille. Près du contact des grès rouges, existent quelques passées de calcaires gris en bancs décimétriques, de type packstone, à pellets et oolithes recristallisés contenant des *Glomospira sinensis* ainsi que quelques passées biomicritiques très riches en *M. cheni* et *M. pusila*.
- (3) 10 m d'une barre de calcaire type wackestone, à oolithes et pellets très recristallisés.
- (4) 5 à 10 m de calcaires gréseux et argileux à débris de mollusques.
- (5) 100 m de calcaires en plaquettes souvent en débit feuilleté contenant des éléments de calcaires gris-bleu dans une matrice carbonatée rouge-jaunâtre ; ils alternent avec des calcaires en plaquettes de 2 à 3 cm, à stratification lenticulaire. Ils sont traversés par des barres de quelques mètres de calcaire gris à pâte blanchâtre et des bancs métriques d'un calcaire gris qui présente une structure interne irrégulière : soit lenticulaire, avec des lentilles de 2-3 cm, allongés dans le sens de la stratification, au sein d'une matrice jaune carbonatée, soit bréchique, avec une matrice carbonatée rouge (les éléments ne dépassent pas 2 cm). Tout l'ensemble est constitué de biomicrites de type mudstone généralement peu riches en bioclastes. Quelques passées plus riches en ostracodes et bioclastes de bivalves ou d'entrouques existant à sa base, contiennent de rares *Meandrospira cheni*.
- (6) Les calcaires massifs anisiens.

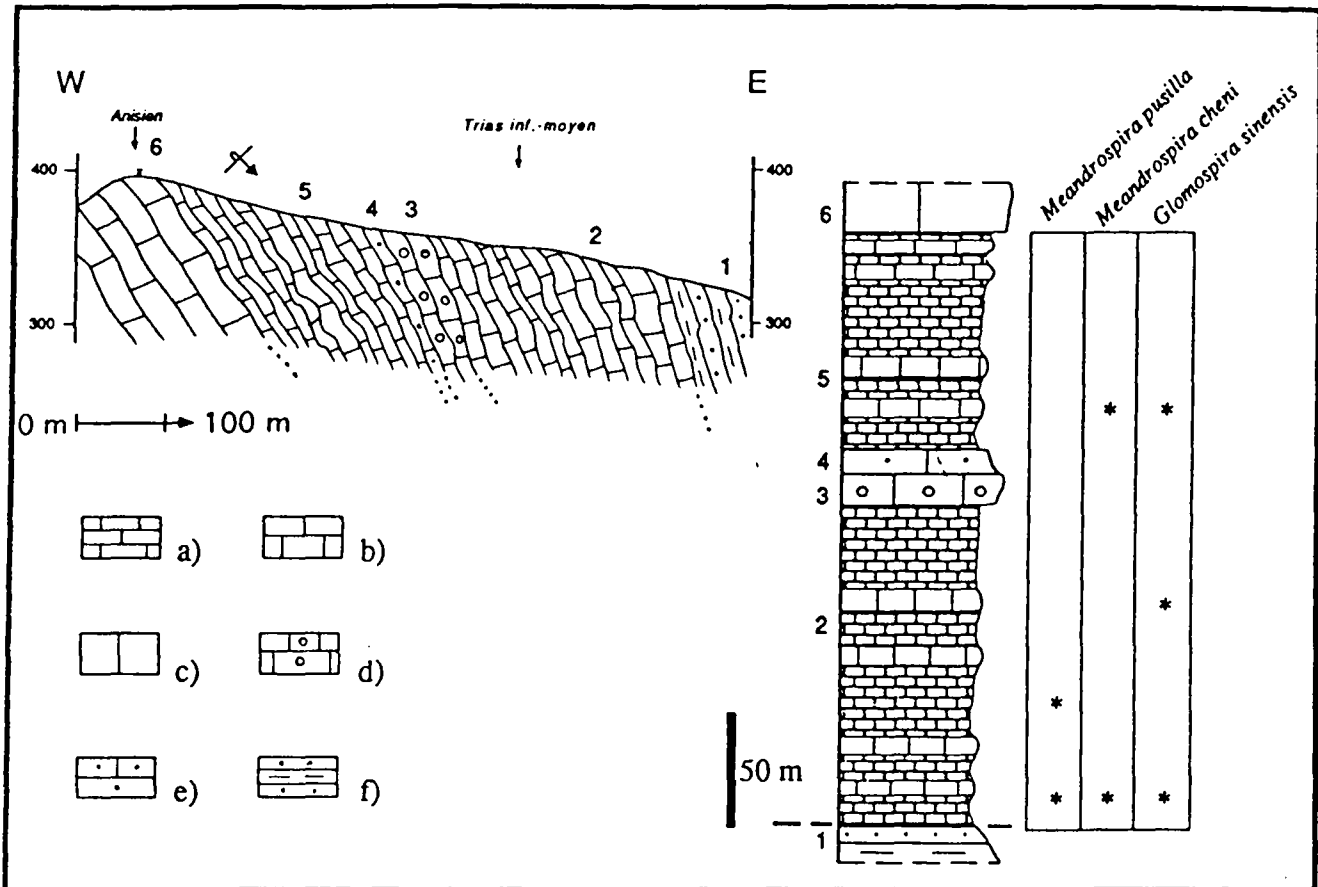


Fig.8.- Coupe de Petrota.

a : calcaires en plaquettes ; b : calcaires en bancs épais ; c : calcaires massifs ; d : calcaires oolitiques ; e : calcarénites ; f : grès et pélites.

1.2. Les secteurs nord et sud : des variations latérales de faciès peu importantes

- Dans le secteur nord du massif (coupe B, fig. 6), nous pouvons retrouver les calcaires en plaquettes dans la partie sud de la coupe. Il s'agit de 200 à 250 m de calcaires gris fins, en plaquettes et feuillets, à litage lenticulaire. Deux types de faciès ont été observés malgré les recristallisations qui affectent cet ensemble (fig. 6B-1) :

- a. un faciès de type mudstone, à rares bioclastes d'entrouques et bivalves, traversé de fins filons de calcite sparitique ;
- b. un faciès biomicritique de type wackestone, à nombreux débris de gastéropodes, articles de crinoïdes et valves d'Ostracodes. Il contient le foraminifère *Meandrospira cheni*.

- Au Sud, la région des collines de Kastro et de Koryfi (fig. 9 et 10) nous permet de retrouver les divers membres des formations carbonatées en plaquettes, mais avec une épaisseur réduite par les failles nombreuses qui affectent le massif à cet endroit. Nous distinguons, du NE vers le SW, après les grès rouges et pélites gréseuses de la formation rouge détritique (Ogr) :

- (1) Des calcaires en plaquettes gris (50 m), avec des passées de bancs décimétriques de calcaires présentant des lentilles séparées par une matrice jaune-orange. Il s'agit de wackestones recristallisés, contenant des bioclastes d'entroques, des *Ophthalmidium* sp. et d'autres petits foraminifères non déterminés.
- (2) Des faciès oolithiques à *Meandrospira cheni* et *Glomospira* sp. (20 m).
- (3) Des calcarénites rouges à ciment dolomitique et des pélites jaunes (5 m).
- (4) Des calcaires en plaquettes gris (20 m), à stratification régulière, de type biomicrite à bioclastes d'entroques et d'ostracodes, qui n'ont pas révélé de faunes significatives quant à leur datation.
- (5) Les calcaires massifs de l'Anisien.

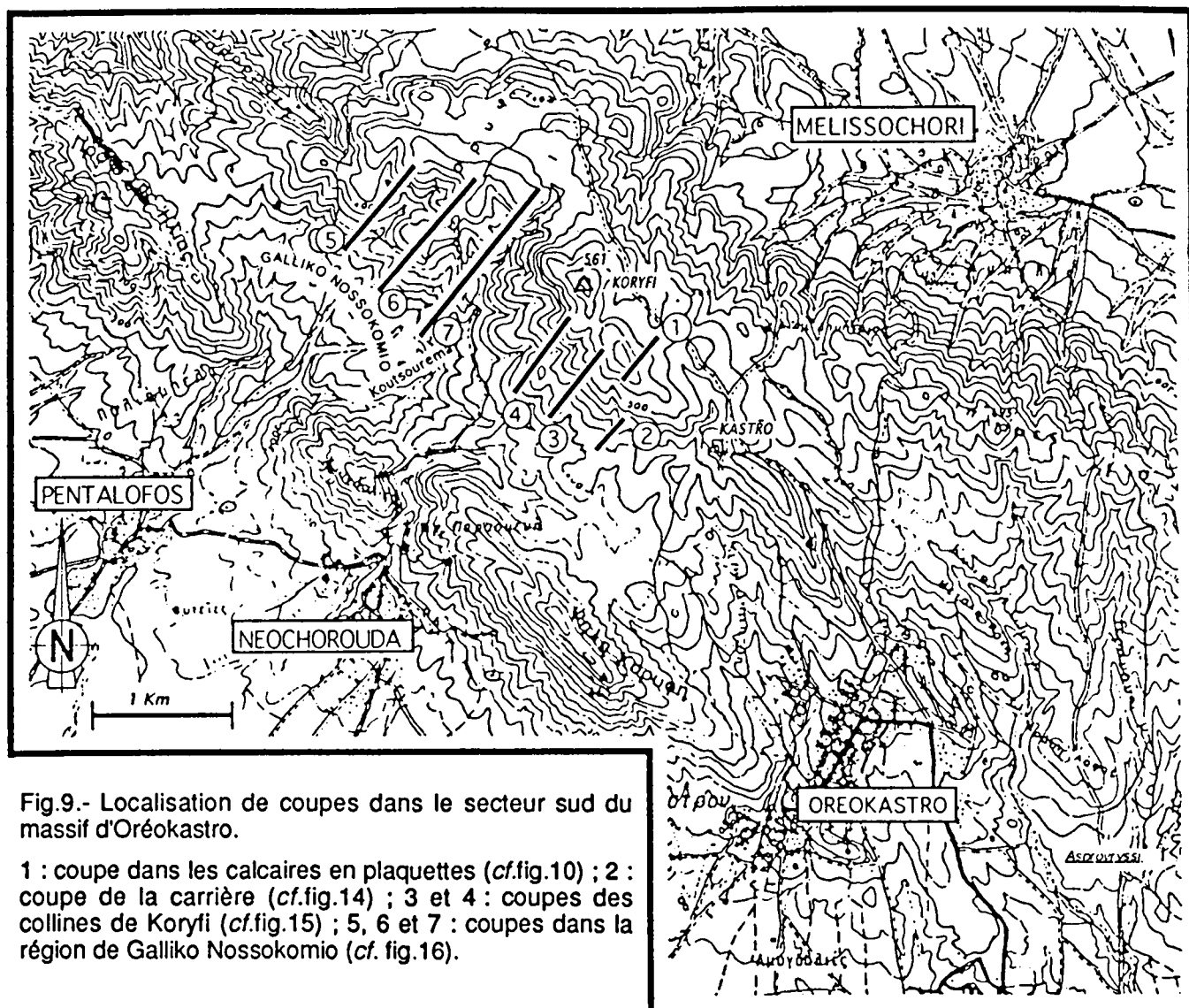


Fig.9.- Localisation de coupes dans le secteur sud du massif d'Oréokastro.

1 : coupe dans les calcaires en plaquettes (cf.fig.10) ; 2 : coupe de la carrière (cf.fig.14) ; 3 et 4 : coupes des collines de Koryfi (cf.fig.15) ; 5, 6 et 7 : coupes dans la région de Galliko Nossokomio (cf. fig.16).

2. Les niveaux supérieurs : la formation carbonatée massive (Ocb2)

Cette formation constitue la dorsale du massif d'Oréokastro ; elle porte les points les plus élevés de ce massif.

Malgré les recristallisations qui y sont développées, on peut trouver dans tout le massif d'Oréokastro, à l'exception de l'extrémité nord, des endroits où la texture de calcaires est préservée et les faunes déterminables. Ces faunes permettent de dater l'Anisien.

2.1. Les faciès anisiens du secteur central

Au Sud du village de Messeo, dans le secteur central, les calcaires massifs représentent les versants ouest du chaînon. La partie basale à l'Est de la formation au niveau de la coupe de Petrota (fig. 8-6), a fourni des faunes intéressantes. Au contraire, les niveaux les plus élevés de cette coupe étant presque marmoréens, ils n'ont pas livré de faune. Nous avons donc à cet endroit 350 m de calcaires massifs gris à pâtre blanche, en gros bancs métriques ou sans stratification apparente. Ce sont des biomicrites de type wackestone à packstone assez recristallisées, à éléments algaires. Vers le sommet de la colline de Petrota (390 m), près de la base stratigraphique, des calcaires massifs ont livré des *Meandrosira dinarica* KOCHANESKY-DEVIDE & PANTIC datant l'Anisien.

Au Sud de la coupe précédente, à l'Ouest de la petite dépression d'Issoma sur la coupe de référence (fig. 5-5), on reconnaît, malgré la recristallisation, quelques faciès préservés dans la partie sommitale (à l'Ouest) des calcaires massifs. Dans cet endroit n'apparaissent que les derniers 50 m de calcaires massifs, affectés par des failles verticales qui limitent l'affleurement vers l'Est au niveau de la petite plaine d'Issoma. Nous pouvons voir d'Est en Ouest

- 10-15 m de calcaires en gros bancs métriques contenant de petites algues et plusieurs foraminifères non déterminés ainsi que des structures birdseyes.
- 30-35 m de calcaires gris de type grainstone, à extraclastes micritiques, pelmicritiques et algaires, qui forment des passées granoclassées. Ils contiennent des débris de lamellibranches, d'entroques, des algues, l'organisme encroûtant *Tubiphytes* sp. et des foraminifères : *Endothyra badouxi* (ZANINETTI et BROENNIMAN) *Rheophax* ? sp., et des *Ophthalmidium*. Cette faune indique l'Anisien.

2.2. Les faciès anisiens du secteur méridional

Dans toute la partie sud du chaînon d'Oréokastro les calcaires massifs sont affectés par de nombreux accidents verticaux. Leur contact avec les formations sous et

susjacentes se fait essentiellement par des failles. Assez recristallisés, ils ont pourtant fourni quelques faunes significatives, surtout dans leur partie sommitale (à l'Ouest).

Dans la région de Galliko Nossokomio, au sein de calcaires massifs gris-blancs recristallisés, sans stratification apparente, qui ne contiennent que quelques bioclastes d'entrouques, d'algues et des foraminifères non déterminés, existe un faciès fossilifère à oolithes que je n'ai pu retrouver ailleurs. Il s'agit d'une passée de 20 m de calcaires oolithiques gris-bleuté en bancs décimétriques à texture de grainstones. Les oolithes sont très bien classées et conservées par rapport aux oolites des calcaires en plaquettes : il y existe encore quelques extraclastes micritiques, des bioclastes, des échinodermes et des foraminifères dont *Endothyra badouxi* et *Diplotremina* sp. qui indiquent l'Anisien.

Plus au Sud, aux affleurements de Kastro Koryfi, les calcaires massifs sont très affectés par des failles qui limitent leur épaisseur. Malgré les recristallisations ils ont fourni des faciès significatifs quant à l'environnement et l'âge du dépôt.

Les calcaires massifs sont ici gris-blancs (80-100 m), lités, en gros bancs pluridécimétriques à métriques. Leur véritable épaisseur est difficile à évaluer à cause de plusieurs failles verticales qui les affectent. Il s'agit de biomicrites de type wackestone assez recristallisées, affectées par une schistosité et par endroit dolomitisées. Ils présentent des structures fenestrées et contiennent des extraclastes micritiques, des Cyanobactérides, *Koivaella* sp., des organismes encroûtant (*Tubiphytes*), des débris de gastéropodes, des bioclastes d'échinodermes et de bivalves ainsi que des foraminifères : *Endothyra badouxi*, *Trochammina* sp., *Ophtalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Diplotremina* sp., *Glomospira* sp., qui datent l'Anisien.

3. Bilan

3.1. Les âges

3.1.1. Les calcaires en plaquettes (Ocb 1)

Cette formation comprend divers lithotypes mais les calcaires en plaquettes plus ou moins fins prédominent. Au contraire, le contenu paléontologique est presque identique dans tous les niveaux datés (fig. 7 et 8). Il s'agit d'espèces de foraminifères : *Meandrospira cheni* HO, *M. pusilla* (HO) et *Glomospira sinensis* KOCH.-DEV. et PANTIC ainsi que des espèces appartenant aux genres *Ophtalmidium* et *Glomospira*. Ces foraminifères sont accompagnés de plusieurs sections d'ostracodes et de clastes d'échinodermes, bivalves et gastéropodes. Malheureusement, les attaques acides

entreprises pour dégager des ostracodes n'ont pas permis d'obtenir des formes déterminables.

La distinction entre *Meandrospira pusilla* et *M. cheni* est difficile à établir. Les deux espèces ont été pendant longtemps considérées comme étant caractéristiques du Trias inférieur et moyen. Selon Salaj *et al.* (1983), chez *M. pusilla* le proloculus passe au deutérolocus, formant des méandres arrangés en 3 à 3,5 tours, le dernier tour comprenant 8 à 10 pseudologes, tandis que chez *Meandrospira cheni*, le nombre de tours et de "loges" au dernier tour est moins important (7 à 9 et 2 à 2,5 respectivement).

L'évolution et la position stratigraphique de ces deux espèces sont différentes selon les divers auteurs. Selon Salaj *et al.* (1983) (fig. 11A), pour les Carpathes occidentales c'est *Meandrospira cheni* qui apparaît le premier au Scythien supérieur (subzone de *M. cheni*) et son extension atteint la base de l'Anisien. *Meandrospira pusilla* qui dérive de la précédente, apparaît au sommet du Scythien et continue à vivre pendant tout l'Anisien. Selon Baroz, Martini et Zaninetti (1990), pour Oréokastro (fig. 11 B), c'est *Meandrospira pusilla* qui apparaît le premier, *M. cheni* occupe une position de transition morphologique et stratigraphique entre l'espèce du Trias inférieur (*M. pusilla*) et la forme anisienne (*M. dinarica*).

D'après mes observations, les formations carbonatées en plaquettes contiennent, près de leur base ainsi que dans la partie médiane, les deux espèces en même temps (fig. 7 et 8 et fig. 11C). A leur partie sommitale où je n'ai trouvé que *M. cheni*, Baroz *et al.* (1981) signalent *M. pusilla* non loin du contact des calcaires massifs. Le contenu paléontologique étant donc identique pour toutes les parties des calcaires en plaquettes, il paraît difficile d'envisager ici l'une des hypothèses concernant l'évolution de ces espèces (fig. 11 A et B).

En ce qui concerne l'âge de la formation en plaquettes, en l'absence des faunes caractéristiques de l'Anisien, nous considérons ici qu'il est très probable que l'essentiel de leur épaisseur ait été déposé au cours de la partie supérieure du Scythien. On ne peut cependant exclure que leur partie sommitale puisse s'être déposée pendant l'Anisien inférieur.

Discussion sur la polarité des calcaires en plaquettes

Baroz *et al.* (1990) considèrent que la formation en plaquettes est en position normale. Cette interprétation est basée sur des observations à la fois tectoniques et micropaléontologiques. Pour ces auteurs, les calcaires en plaquettes sont en contact tectonique avec les autres formations qui les entourent. Du point de vue micropaléontologique, ils signalent la présence de *M. pusilla* dans la partie Ouest de la

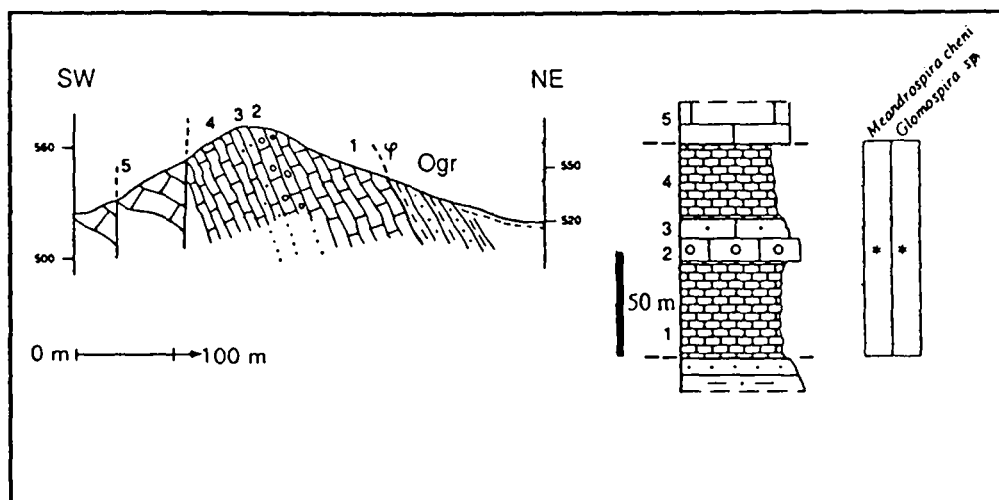


Fig.10.- Coupe dans la région de Kastro Koryfi.

Même légende que figure 8.

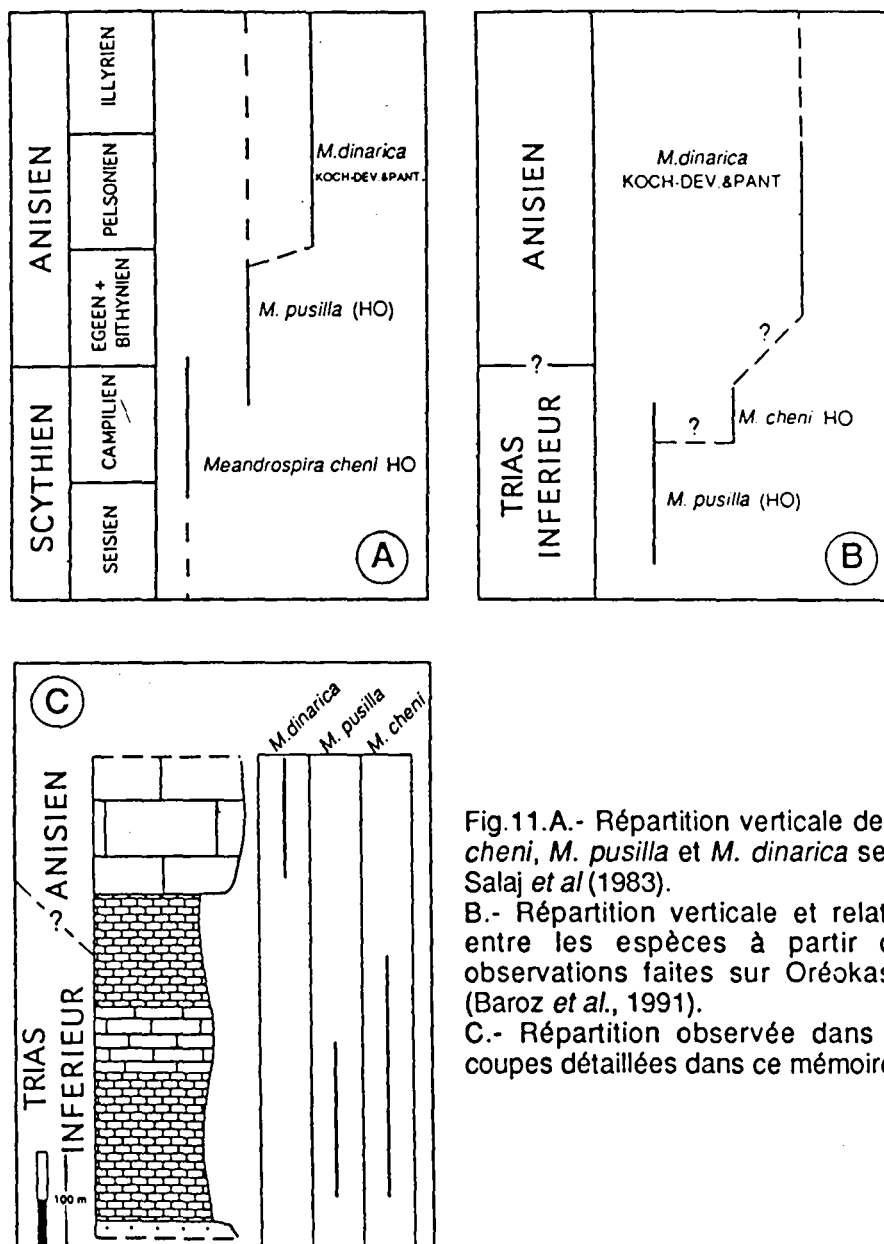


Fig.11.A.- Répartition verticale de *M. cheni*, *M. pusilla* et *M. dinarica* selon Salaj *et al* (1983).

B.- Répartition verticale et relation entre les espèces à partir des observations faites sur Oréokastro (Baroz *et al.*, 1991).

C.- Répartition observée dans les coupes détaillées dans ce mémoire.

formation. Cette espèce ne serait accompagnée de *M. cheni* que dans la partie médiane de la formation ; la partie orientale serait complètement dépourvue de foraminifères. En considérant *M. pusilla* comme plus ancienne (fig. 11B), ces auteurs ont admis que les terrains étaient de plus en plus récents en avançant vers l'Est. Les calcaires en plaquettes seraient alors en position normale.

Des contacts tectoniques entre la formation des calcaires en plaquettes (Ocb 1) et la formation rouge détritique (Ogr.) ou celle des calcaires massifs (Ocb 2) existent mais il y a des endroits où l'on peut observer des contacts normaux entre ces formations. Le passage normal entre les calcaires en plaquettes et les formations massives de l'Anisien est bien visible au sommet de la colline de Petrota (alt. 390), dans les anciennes tranchées militaires (fig. 8) ainsi que sur son versant Sud. Il en est de même pour la partie Est de la formation où le passage des formations détritiques rouges aux calcaires en plaquettes paraît normal, au moins sans contact majeur au niveau des ruines du vieux village de Pournari.

Par ailleurs, en ce qui concerne la micropaléontologie, les Méandrospires que nous avons retrouvés dans la partie Est des calcaires (fig. 7 et 8) supposés sans foraminifères ne permettent pas de confirmer le schéma évolutif proposé (fig. 11B). De plus, à l'exception des petits plis d'ordre décimétriques à métrique, de grands replis qui pourraient répéter certains niveaux, n'ont pas été observés.

Nous considérons donc que la formation des calcaires en plaquettes est en position inverse. Nous essaierons de démontrer par la suite que c'est également le cas pour toutes les autres formations du massif d'Oréokastro.

3.1.2. Les calcaires massifs (Ocb 2)

Le premier fossile déterminable que l'on rencontre près de la base de la formation (à l'Est) des calcaires massifs est *M. dinarica* (coupe de Pétrota, fig. 8) que l'on retrouve au coeur de cette formation dans le secteur Nord, accompagné de *Trochammina* sp. (fig. 6B-2 et fig. 12). La partie supérieure (à l'Ouest) des calcaires massifs contient dans le secteur Sud une association de foraminifères benthiques de l'Anisien parmi lesquels : *Endothyra badouxi*, *Diploremina* sp., *Glomospira* sp., *Trochammina* sp. et *Ophtalmidium*. Une association semblable avec *E. badouxi*, *Ophtalmidium* et *Reophax* sp. a été également retrouvée dans les compartiments faillés de la partie Ouest de la coupe de référence (fig. 5-5). L'anisien a été aussi identifié en olistolites dans la formation calcaro-détritique du Trias supérieur dans le secteur Nord du massif, avec une belle association de *Meandrospira dinarica*, *M. deformata*, *Glomospira chenghi*, *Trochammina* sp., *Glomospira* sp. (fig. 6A et 4b).

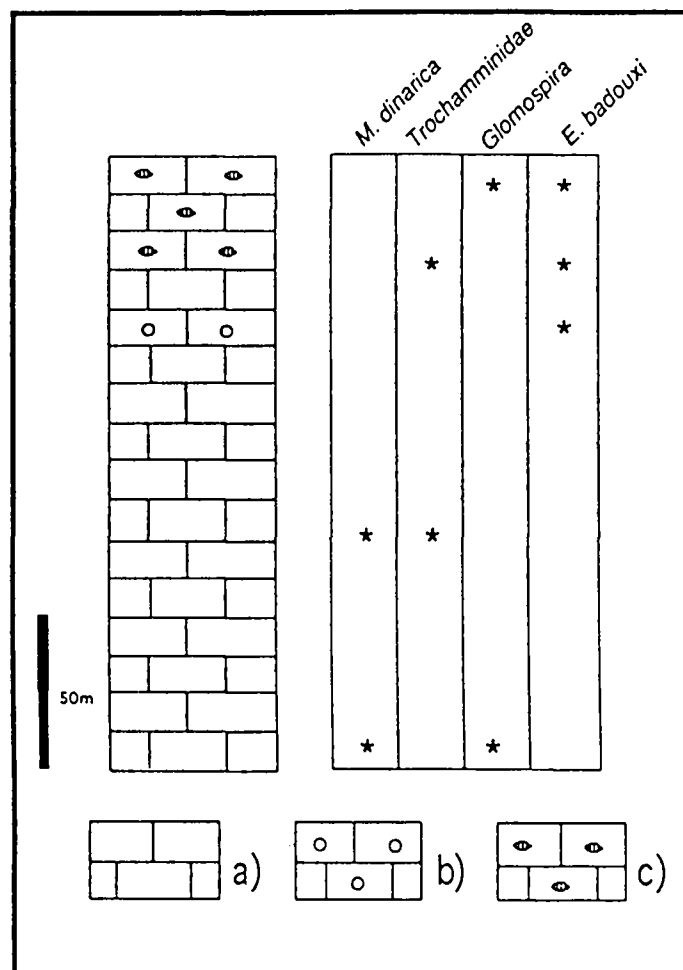


Fig.12.- Colonne synthétique des calcaires massifs anisiens dans le massif d'Oréokastro et répartition des principaux foraminifères rencontrés.

a : calcaires massifs ; b : calcaires oolitiques ; c : calcaires à *fenestreae*.

L'espèce *M. dinarica*, que l'on trouve dans la partie inférieure et moyenne des calcaires massifs, est souvent citée dans les Carpathes, Dinarides et Alpes [Zaninetti *et al.*, 1972 ; Zaninetti, 1976 ; Salaj *et al.*, 1983], à partir de l'Anisien moyen, et continue dans l'Anisien supérieur. *Endothyra badouxi*, espèce trouvée dans plusieurs endroits toujours au sommet des calcaires massifs mais jamais en association avec l'espèce précédente, est citée dans l'Anisien supérieur des Préalpes [Zaninetti *et al.*, 1972]. En l'absence d'associations riches en espèces différentes, il nous reste à conclure que les calcaires massifs se sont déposés, pour la totalité de leur épaisseur, durant l'Anisien ; il est possible que leur dépôt ait commencé aux environs de la base de l'Anisien moyen.

3.2. Les faciès et milieux de dépôt

A partir de l'examen des critères biologiques et sédimentologiques relatifs aux faciès des calcaires en plaquettes et massifs, il apparaît que ceux-ci appartiennent à un environnement de plate-forme carbonatée.

3.2.1. Les calcaires en plaquettes (Ocb 1)

La base de cette formation est constituée de calcaires gris-noirs en plaquettes qui ont souvent un débit feuilleté ; il y existe aussi quelques passées métriques de calcaire en bancs décimétriques. Les microfaciès montrent des biomicrites à texture mudstone et wackestone. Le matériel terrigène est peu abondant (2-3 % de quartz et de rares micas). Plusieurs niveaux présentent des veinules qui traversent la masse des calcaires remplies de sparite et de rhomboèdres de dolomie secondaire.

Quelques niveaux de brèches monogéniques que l'on peut assimiler à des brèches d'effondrement existent. Des éléments anguleux différents (texture de mudstones ou de wackestones à ostracodes) de calcaire baignent dans une matrice sombre micritique réduite par des phénomènes de pression-dissolution avec formation de stylolithes. Baroz *et al.* (1990) cite, dans ces niveaux, des nodules de quartzine mélangé à de la calcite fine pouvant résulter de l'épigénie de gypse. Quelques grains de minéraux opaques existent aussi.

La microfaune est peu diversifiée. Les ostracodes sont les organismes les plus fréquents en concentrations parfois importantes. Sur certains niveaux, les échinodermes sont représentés par quelques clastes usés et les foraminifères rares, à l'exception de certains niveaux riches en Meandrospires.

Les mudstones et wackestones à Ostracodes, dont la plus grande partie présente des valves associées, et les apports terrigènes assez limités, montrent un faible hydrodynamisme. La rareté des faunes, et la présence de cristaux de pyrite montrent un milieu plutôt restreint. Les divers éléments qui constituent les brèches d'effondrement ont une texture semblable à celle des calcaires environnants. Les niveaux de brèches d'effondrement (collapse breccia) montrent un dépôt autour de la limite de la mer où les sédiments se bréchifient très probablement par dissolution de couches évaporitiques intercalées dans le sédiment originel, ce qui provoque l'écroulement sur place des couches calcaires.

Les niveaux moyens de la formation sont constitués de calcaires biomicritiques lités, en bancs métriques. Leur texture est celle des wackestones à packstones à

intraclastes, pellets et niveaux d'oolites bien roulés mais mal conservés. Les pellets et les oolites sont remplacés souvent par la sparite. Les apports terrigènes sont plus riches que les niveaux de base de la formation et le quartz peut atteindre 10 %. Les bioclastes sont également plus abondants qu'à la base ; on y reconnaît des bivalves, ostracodes, entroques, gastéropodes et foraminifères.

Un autre faciès est aussi présent à cet endroit. Il s'agit de quelques mètres de calcaires détritiques gréseux ou argileux, en bancs centimétriques. Le quartz détritique est abondant et représente 10 à 20 % de la roche. Les micas sont plus rares. Dans les niveaux gréseux, le ciment est une dolomicrite teintée en rouge par l'oxydation des minéraux ferromagnésiens présents. Les bioclastes sont surtout des entroques et des bivalves.

Ces niveaux sont représentés par des bancs plus épais que les niveaux de la base et ils contiennent une faune plus abondante. La prédominance de faciès wackestone et packstone à oolites, pellets et intraclastes montrent un niveau d'énergie moyen à fort. Ils sont également plus riches en matériel terrigène qui atteignent maximum, jusque 20 % de la roche, dans les niveaux calcaires et argileux montrant ainsi une certaine proximité du rivage. Des phénomènes dus à la dessiccation du sédiment n'ont pas été observés dans ces niveaux médians de la formation en plaquettes. Ces niveaux médians peuvent donc correspondre à un domaine plus profond de la plate-forme interne.

La partie sommitale de la formation rappelle celle de la base car elle comprend des calcaires en plaquettes, en fins bancs centimétriques, souvent en feuillets. Les bancs plus épais présentent des structures amygdaloïdes (flaser structure) où des lentilles de calcaire micritique d'une épaisseur millimétrique à pluricentimétrique allongées parallèlement à la stratification, baignent dans une matrice carbonatée jaune. Dans cette partie existent aussi des niveaux où des éléments calcaires de texture mudstone arrondis montrent des structures de dessiccation (mud craks) ou des décollements parallèles correspondant à des fentes remplies de micrite sombre selon le mode des sheet craks.

Deux types de niveaux bréchiques existent dans cette partie sommitale de la formation en plaquettes. Le premier type est une brèche monogénique d'effondrement présentant différents éléments anguleux, soit de type mudstones, soit de type wackestones, à bioclastes d'ostracodes, entroques et foraminifères. Ces éléments sont disposés sans ordre dans une matrice sombre micritique et argileuse rouge à cause de l'oxydation des minéraux opaques. Le deuxième type de brèches montre des éléments calcaires séparés entre eux par les stylolithes, dues à la pression et à la dissolution, formant des stylobrèches (*Stylobreccia*).

Les niveaux supérieurs de cette formation en plaquettes rappellent ceux de la base avec une prédominance des mudstones et des wackestones. C'est aussi dans cette partie de la formation qu'existent des structures amygdaloïdes (flaser limestone), des structures mud craks et sheet craks qui montrent que le sédiment a été déposé sous une très faible tranche d'eau, et exposé très tôt à l'air libre où il a subi une fragmentation due à la dessiccation. On retrouve aussi des niveaux de brèches d'effondrement qui montrent un dépôt autour de la limite de la mer.

La faune de Meandrospires et Glomospires, commune pour tous les niveaux des calcaires en plaquettes, est typique du milieu peu profond et confiné de la plate-forme interne de la partie supérieure du Trias inférieur et de l'Anisien de la Téthys [Zaninetti, 1976]. Ceci est aussi confirmé par les autres fossiles présents qui sont essentiellement des ostracodes ainsi que de rares morceaux d'échinodermes et de petits gastéropodes car cette faune, pauvre en général, donne à penser qu'il s'agit d'un milieu à circulation limitée, pauvre en oxygène (présence de pyrite dans les sédiments).

Pour les niveaux inférieurs et supérieurs de cette formation un milieu très peu profond (supra à intertidal supérieur) de la plate-forme carbonatée peut donc être envisagé, tandis que les niveaux moyens semblent s'être déposés dans un milieu plutôt inter à subtidal.

3.2.2. Les calcaires massifs (Ocb 2)

Ils sont très différents des calcaires en plaquettes, par leur litage en bancs épais ou sans stratification apparente, ainsi que par leur degré de recristallisation plus élevé. Les microfaciès montrent des biomicrites à intraclastes, oolites et pellets, de type wackestone à grainstone, par endroit dolomitiques et en général recristallisés. Le matériel détritique terrigène est complètement absent. Les microfossiles sont abondants et représentés par des algues encroûtantes, dasycladales, polypiers, bivalves, échinodermes, gastéropodes et foraminifères. Des structures en birdseyes sont souvent présentes aux niveaux supérieurs de cette formation.

Tous les foraminifères trouvés dans les calcaires massifs sont typiques du benthos téthysien qui a vécu en milieu de plate-forme carbonatée au cours de l'Anisien.

Les niveaux de base et moyens à *Meandrospira dinarica* montrent des wackestones à packstones, sans matériel terrigène en gros bancs métriques, à couleur gris-clair. Les niveaux supérieurs à *Endothyra badouxi* sont des wackestones bioturbés à structures birdseyes et copeaux algaires. Nous restons donc, pour les calcaires massifs, dans le domaine restreint de la plate-forme carbonatée. Les niveaux supérieurs sont déposés dans la zone intertidale à supratidale tandis que les niveaux moyens à inférieurs

pouvaient être déposés dans les endroits un peu plus profonds de la zone subtidale de la plate-forme. L'absence de matériel terrigène, contrairement aux calcaires en plaquettes, pourrait s'expliquer par le fait qu'à l'Anisien les reliefs hercyniens sont déjà érodés et une certaine accalmie tectonique règne. Cette absence pourrait également expliquer les différences au niveau du développement des strates avec des formations en plaquettes à la base et massives à l'Anisien.

C. LES FACIES POST-ANISIENS : DISPARITION DE LA PLATE-FORME ET DEVELOPPEMENT DES FACIES DETRITIQUES

1. La formation des calcaires lités du Ladinien (Carnien moyen) (Ocb 3) (fig. 5)

Parmi les formations que j'ai distinguées dans le massif d'Oréokastro c'est celle dont l'épaisseur (90 m environ) est la plus réduite dans ce même massif. Elle affleure essentiellement dans la partie centrale et nord du massif ; au Sud, en effet, les calcaires massifs sont en contact stratigraphique avec les formations plus détritiques, où le Ladinien a pu être daté, qui évoquent les formations calcaro-détritiques (Ocd) du Trias supérieur.

1.1. Coupe-type des calcaires lités : le secteur nord

Au Nord du village de Messeo (coupe A, fig. 6) les calcaires lités apparaissent en contact normal avec les calcaires massifs, qui étant très recristallisés en cet endroit n'ont pas fournis de faunes significatives. Du Sud au Nord, on rencontre (fig. 13) :

- (1) Les calcaires massifs très probablement de l'Anisien.
- (2) Les calcaires lités. Nous distinguons de la base au sommet de cette formation et sur environ 80-90 m :
 - a. des calcaires gris-blancs à rouges lités, en bancs décimétriques à métriques ; il s'agit de pelmicrites à microfossiles qui présentent une importante accumulation de valves très fines, dissociées, d'ostracodes et de bivalves, ce qui donne à la roche un aspect de calcaire à filaments. Ils contiennent une belle association de foraminifères : *Endothyra* sp., *Trochammina* sp. et *Turriplomina mesotriassica* qui date le Ladinien ;

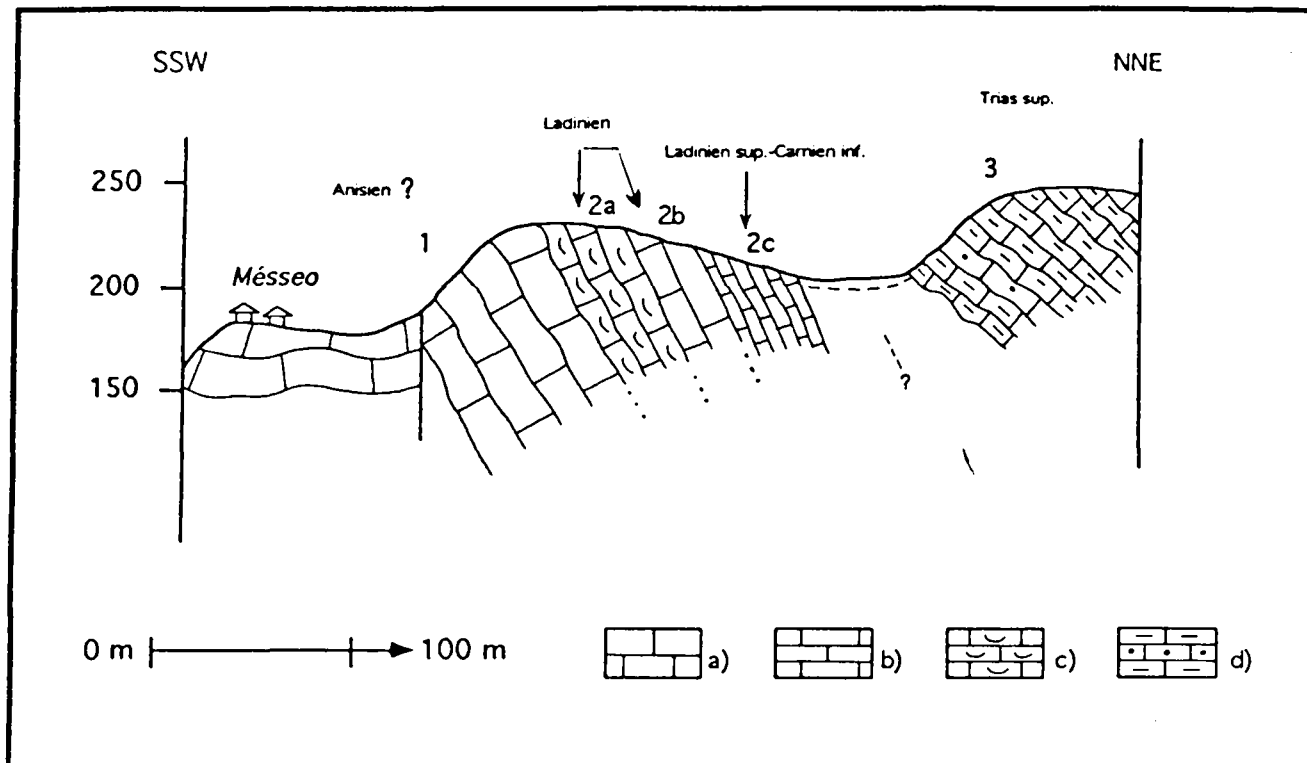


Fig.13.- Coupe-type des calcaires lités au Nord de Messeo.

a : calcaires en bancs épais ou massifs ; b : calcaires finement lités ; c : calcaires à "filaments" ; d : calcaires argileux et gréseux.

b. des passées de calcaires gris bien lités, en bancs décimétriques, biomicritiques à *Nodosariidae*, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. et *Turriplomina mesotriassica* d'âge ladinien également ;

c. des calcaires gris-bleuté ou rouges, en bancs de 10 à 50 cm de type mudstone, à Radiolaires, spicules d'éponges, ostracodes à valves associées et rares *Ophthalmidium*. Les Radiolaires sont concentrés dans des passées de quelques millimètres qui alternent avec d'autres passées à spicules ou divers autres bioclastes fins. Après lavage à l'acide acétique ces calcaires ont livré des Ichtiolithes, des débris de conodontes ramiformes et *Gondolella inclinata* KOVACS. Cette dernière espèce existe du Longobardien (Ladinien sup.) au Julien (Carnien inf.).

(3) Les formations calcaro-détritiques du Trias supérieur.

La partie sommitale des calcaires lités est malheureusement couverte par des formations récentes, notamment son passage aux formations calcaro-détritiques. Il est donc impossible d'affirmer ici que celui-ci se fait normalement. Si les âges montrent que

cette succession stratigraphique est probable, la nature exacte du passage entre (2) et (3) ne peut être appréhendée et détaillée sur cette coupe.

1.2. Les calcaires lités ladinien dans le secteur central

Ici les formations sont représentées dans des compartiments limités par des failles verticales. Au niveau de la coupe de référence (fig. 5-6), après les calcaires massifs anisiens, nous distinguons successivement d'Est en Ouest :

- (1) 20-25 m de calcaires gris-beiges biomicritiques de type wackestone à valves d'ostracodes, fragments de lamellibranches, entroques et foraminifères : *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANNINETI) *Arenovidalina* sp., *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Meandrospira* ? sp., *Nodosariidae*, *Ophthalmidium* qui datent le Ladinien ;
- (2) 30 m de calcaires gris massifs en bancs de 1 à 2 m, de type wackestone, constitués d'une biomicrite très fine bioturbée à *Trocholina* sp., spicules d'éponges, entroques et ostracodes ;

2. La formation calcaro-détritique du Trias supérieur (Ocd)

Elle apparaît au sommet des formations carbonatées. Son épaisseur réelle est difficile à évaluer mais dans la partie centrale du massif elle peut atteindre 200 m tandis qu'à l'extrémité sud du massif, où elle se coince par failles entre les calcaires massifs anisiens et les formations pélito-gréseuses plus récentes, son épaisseur est limitée à quelques mètres.

2.1. Le secteur central : des faciès d'âge Trias supérieur

Dans ce secteur, la formation calcaro-détritique peut être observée dans la partie occidentale de la coupe de référence (fig. 5-7). Son contact avec les calcaires lités du Ladinien se fait par l'intermédiaire d'une faille verticale. Dans sa partie occidentale, elle vient au contact par faille avec les formations pélito-gréseuses du Trias terminal - Jurassique supposé. Les conditions d'affleurement et le replissement ne nous permettent pas d'évaluer avec certitude son épaisseur qui est au moins de l'ordre de 200 m.

La formation est constituée de calcaires fins alternant avec des calcaires argileux. Les bancs sont fins et forment des plaquettes grises et beiges de 2 à 5 cm d'épaisseur. Il s'agit de mudstones et de wackestones laminés.

Au sein de ces calcaires fins s'intercalent des bancs de plusieurs centimètres d'épaisseur de calcarénites qui remanient du matériel dans des endroits peu profonds de la plate-forme carbonatée. Près du contact avec les calcaires massifs, les formations calcaro-

détritiques contiennent des clastes calcaires qui renferment une faune d'algues *Tubiphytes*, *Thaumatoporella*, *Diplopora* sp., *Solenopora*, des débris de mollusques et de foraminifères : *Aulotortus* ex. gr. *communis* (KRISTAN), *Aulotortus* ex. gr. *sinuosus* (WEYNSCHENK) et plusieurs *Duostominidae*. Cette faune indique le Trias supérieur et présente des affinités carniennes. Dans la partie occidentale de cette formation, au sein de calcaires fins, quelques niveaux bréchiques ont été également observés. Leur extension latérale est limitée à quelques dizaines de mètres. Il s'agit de brèches calcaires qui forment des bancs pluridécimétriques à métriques. Les galets arrondis ou anguleux ont une taille qui varie du centimètre à plusieurs décimètres. Les microfaciès de ces clastes montrent des intrabiosparites et intrabiomicrites qui ont une texture grainstone, packstone ou rudstone algair à *Tubiphytes* et dasycladales. Les foraminifères sont rares, surtout représentés par des *Nodosariidae* et *Trochamminidae*. La phase de liaison entre les clastes est une biomicrite à texture de mudstone à wackestone, à spicules d'éponges, Radiolaires, débris d'ammonites, rares débris de bivalves, d'entroques, et quelques foraminifères lenticulaires (*Aulotortus* ou Involutines). Ce faciès ressemble assez aux biomicrites pélagiques observées dans les niveaux carbonatés de la formation péliogréseuse plus récente cf. fig. 16).

2.2. Le secteur nord : des olistolites anisiens dans le Trias supérieur

Dans le secteur Nord (coupe A, fig. 6), les formations calcaro-détritiques affleurent autour du corps ophiolitique qui apparaît en fenêtre. Leur contact avec les calcaires lités du Ladinien (Carnien inférieur ?) étant masqué par des dépôts récents entre les villages de Messeo et de Petroto, il est difficile de juger s'ils constituent leur suite naturelle. Leur épaisseur est ici aussi difficile à évaluer, vue leur position dans un contexte tectonique complexe.

Nous avons donc ici, dans le secteur Nord (fig. 6A-4), des calcaires fins de type mudstone, beiges, et des calcaires argileux plus sombres, très schistosés, ce qui donne à l'ensemble l'aspect de calcschistes. Quelques niveaux plus grossiers existent et forment des passées décimétriques. Il s'agit de grainstones à intraclastes algaires contenant des *Glomospira* sp., *Auloconus* sp. et *Agathammina* sp.

Près du contact avec les ophiolites, un niveau bréchiq ue de quelques mètres (2 ou 3 m) existe. Il s'agit d'une microbrèche polygénique très fracturée et mal triée qui remanie, sans granoclassement, des clastes qui peuvent atteindre plusieurs millimètres. Il s'agit surtout de clastes carbonatés mais aussi de clastes d'origine volcanique et des grains de quartz. Ces clastes sont en contact entre eux sans matrice. Les clastes carbonatés sont soit des morceaux de calcaires transportés anguleux ou peu arrondis, soit

des grands débris de mollusques, de brachiopodes et d'entrouques. Les morceaux calcaires sont essentiellement des calcaires algaires à *Tubiphytes* et "*Cayeuxia*" et contiennent des foraminifères du genre *Aulotortus*. Ces brèches datent donc au moins du Ladinien sup. Il existe aussi quelques passées décimétriques de calcaires à *Aulotortus* sp. qui contiennent 20 à 40 % de matériel détritique, essentiellement du quartz et des micas.

Dans les niveaux de calcaires fins schistosés, s'intercale un olistolite de calcaire gris clair, d'une longueur de 50 m et d'une épaisseur de 5 à 7 m. Découpé par des filons de calcite, il est constitué d'une biomicrite à intraclastes à algues, *Koivaella*, "*Cayeuxia*", *Tubiphytes*, Bryozoaires, débris de brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et entrouques. Il contient une belle association de foraminifères : *Endothyranella* sp., *Meandrospira dinarica*, *Meandrospira deformata* SALAJ, *Glomospira chenghi* HO, *Glomospira* sp., *Trochammina* sp. et *Nodosariidae* indiquant l'Anisien.

2.3. le secteur sud : des arrivées détritiques dès le Ladinien

Dans ce secteur facile d'accès et malgré leur épaisseur limitée, les formations calcaro-détritiques peuvent être correctement observées. Leur affleurement s'étend à partir de la bordure Nord du village d'Oréokastro jusqu'aux versants Sud du sommet de Koryfi (alt. 561), formant ainsi une bande de 4 km. Leur épaisseur varie de 70 m au Nord à quelques mètres au Sud.

2.3.1. La coupe de la carrière

Cette coupe a été levée dans une ancienne carrière, 3 km au Nord Ouest du village d'Oréokastro. C'est le seul endroit où j'ai pu voir le passage normal des calcaires massifs aux formations calcaro-détritiques dans l'ensemble du chaînon. Le reste du contact dans ce secteur est soit couvert par des éboulis, soit se fait par des failles verticales ou obliques. Le passage des calcaires massifs aux formations calcaro-détritiques se fait avec une légère disharmonie accompagnée d'une fracturation d'importance limitée due à la différence de compétence entre les deux formations. Ce passage est cependant normal et bien visible dans la partie Sud-Ouest de la carrière. La formation des calcaires lités du Ladinien (Carnien inférieur ?) est ici représentée par une formation plus détritique où le Ladinien a été également reconnu (niveau 2c). Au niveau de la carrière, nous distinguons, du NE au SW (fig. 14) :

- (1) Des calcaires massifs gris-clair en bancs métriques. Ils sont assez recristallisés, par endroits dolomitisés et stylolités. Les microfaciès se présentent comme des calcaires algaires à *Tubiphytes* et *Koivaella* ; ils contiennent aussi des bioclastes de mollusques et d'échinodermes ainsi que des foraminifères tels que *Nodosariidae*, *Ophthalmiidium*,

Lituolidae, *Agathamminidae* et plusieurs *Endothyres* parmi lesquelles *Endothyra badouxi* nous indique l'Anisien.

(2) Une formation carbonatée et détritique :

- a. 2 m de calcaires microbréchiques en bancs de 5 à 10 cm, alternant avec des calcaires fins argileux en plaquettes. Les clastes des microbrèches contiennent : *Meandrospira* sp. et *Meandrospiranella* sp. Ces clastes présentent des faciès semblables à ceux des calcaires massifs anisiens sous-jacents ;

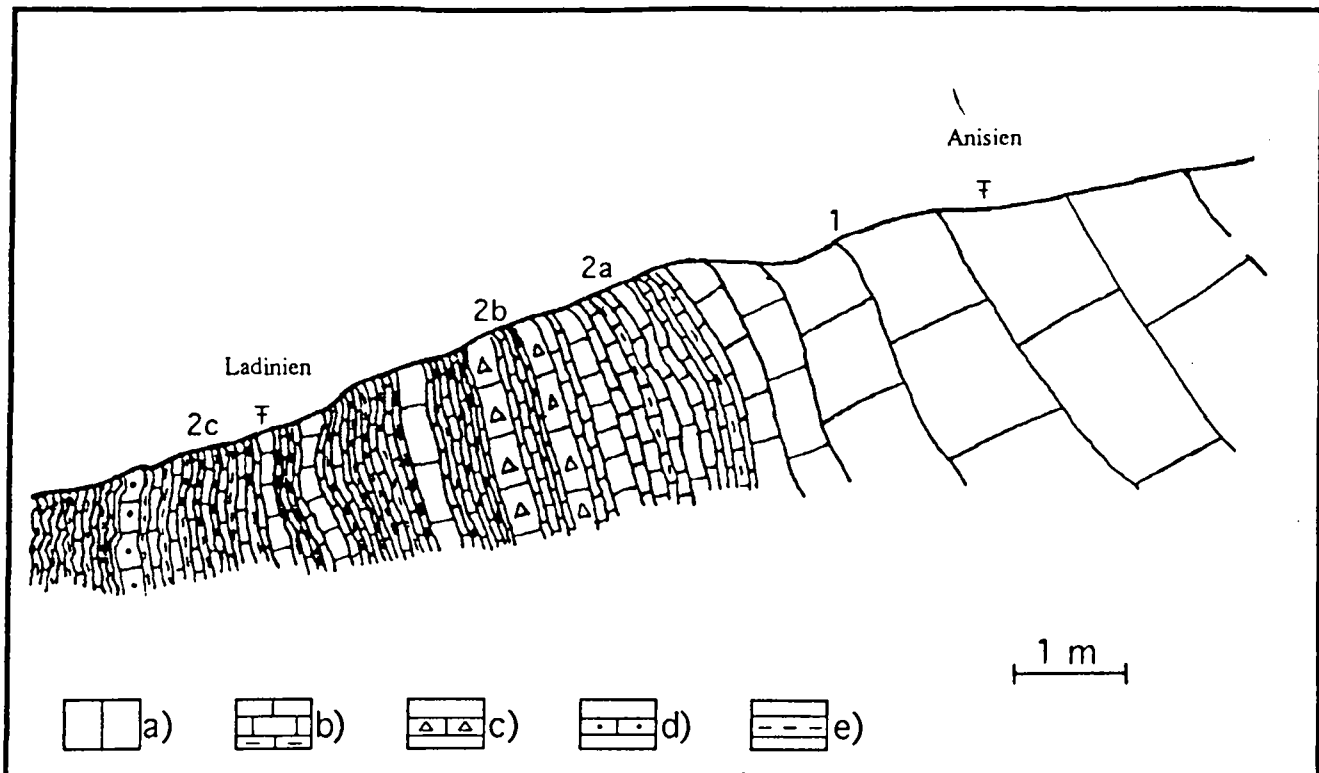


Fig.14.- Coupe de la carrière.

a : calcaires massifs ; b : calcaires en bancs fins et calcaires argileux ; c : calcaires bréchiques ; d : calcarénites ; e : marnes.

- b. 1,5 m d'une brèche formant des bancs décimétriques. Les brèches remanient du matériel à fortes ressemblances avec les calcaires massifs. Il s'agit de calcaires algaires à *Solenopora*, débris de *Dasycladales*, *Tubiphytes* et *Diplotremina* sp. ;
- c. environ 20 m de calcaires argileux et des marnes finement lités de couleur beige au sein desquelles s'intercalent des bancs décimétriques calcarénitiques. Dans les deux premiers mètres de la formation, les bancs calcarénitiques contiennent des petites formes d'*Endothyra* sp., des algues "*Cayeuxia*" et *Ladinella porata* OTT qui indiquent le Ladinien.

2.3.2. Les coupes des collines de Koryfi

A quelques centaines de mètres au Nord de la coupe de la carrière (fig. 9), les formations calcaro-détritiques viennent au contact des formations massives anisiennes par

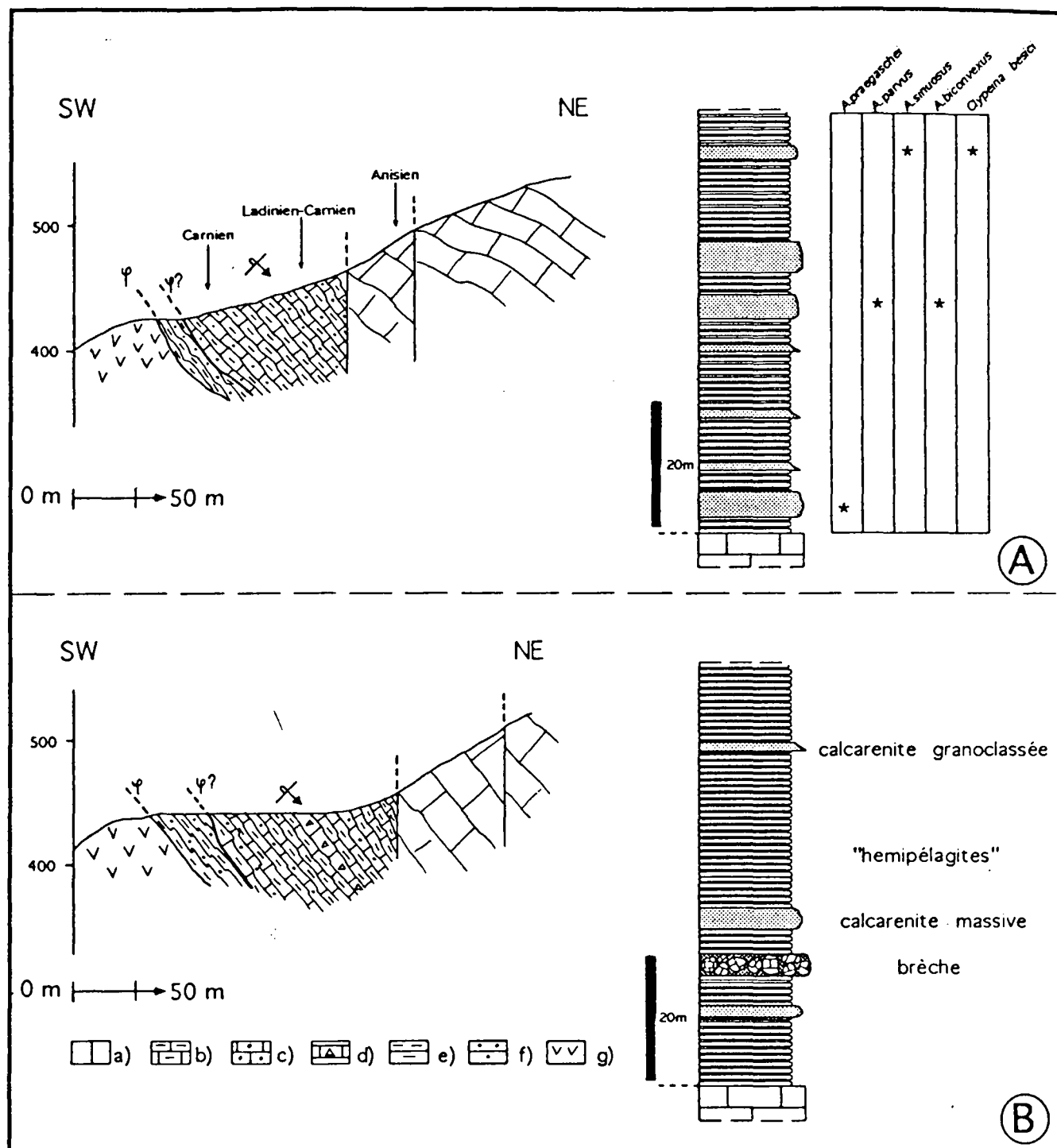


Fig.15.- Coupes des collines de Koryfi et répartition des principaux fossiles observés.

a : calcaires massifs ; b : calcaires argileux ; c : calcarénites ; d : brèche calcaire ; e : pélites ; f : grès ; g : ophiolites.

faille verticale (fig. 15A). Ici les formations calcaro-détritiques ont une épaisseur d'environ 70-80 m. Elles sont constituées de calcaires argileux beiges (mudstones carbonatés) et de marnes plus sombres en plaquettes qui ont un litage quasi-parallèle. Au sein des ces faciès, s'intercalent des bancs d'épaisseur variable (5 cm à 2 m) de calcarénites où sont remaniés essentiellement des débris carbonatés allochtones, parfois granoclassés ; il s'agit de grainstones à ciment microsparitique. Ils contiennent des fragments de Dasycladales, Solénopores, crinoïdes, ostracodes, mollusques et des foraminifères : *Diploremina* sp., *Endothyra* sp., *Aulotortus praegaschei* (KOEHN-ZANINETTI), *Aulotortus parvus* (BRÖNNIMANN & ZANINETTI) et *Auloconus biconvexus* (OBERHAUSER). Cette faune est du Ladinien supérieur - Carnien inférieur. Un échantillon de calcarénites prélevé sur les derniers mètres de la série (à l'Ouest) contient les foraminifères *Aulotortus sinuosus*, *Agathammina* sp., plusieurs *Duostominidae* et l'algue Dasycladale du Carnien : *Clypeina besici* PANTIC. Dans les calcarénites, existent aussi quelques rares clastes d'origine volcanique acide ainsi que du quartz dont une partie ne présente pas de signature volcanique évidente.

A quelques dizaines de mètres toujours plus au Nord, les formations calcaro-détritiques (fig. 15B) sont également redressées et coincées entre les calcaires massifs et les formations grésopélitiques. Les observations peuvent se faire le long de la piste qui passe au Sud du sommet de Koryfi. L'épaisseur atteint ici 70 m. Il s'agit surtout d'alternances de marnes et de calcaires argileux de type mudstone en fines plaquettes. Les intercalations calcarénitiques sont plus rares que dans la coupe précédente. Il existe quelques bancs décimétriques de brèches calcaires qui remanient du matériel de la plateforme. Les clastes sont mal triés, plurimillimétriques à centimétriques ; il s'agit de wackestones algaires à structures fenestrées contenant *Thaumatoporella*, *Tubiphytes*, "*Cayeuxia*", *Nodosariidae*, Glomospires et débris d'échinodermes. La matrice est biomicritique à filaments, spicules d'éponges, pellets, *Nodosaria*, Miliolles et d'autres foraminifères de taille minuscule non déterminés.

3. La formation détritico-pélito-gréseuse (Od) du Trias terminal - Jurassique probable

Elle affleure bien dans le secteur Sud, surtout dans la région de Galliko nossokomio (Hôpital Français) où elle atteint son épaisseur maximale. Sa relation avec les formations calcaro-détritiques paraît pourtant plus claire au Sud du sommet de Koryfi (fig. 9) où le passage de l'un à l'autre paraît se faire par endroit d'une manière normale. Les parties sommitales de cette formation, au contact des ophiolites, ont subi une nette transformation par métamorphisme thermique.

Ce lieu (Galliko nossokomio) doit son nom à l'installation d'un hôpital de campagne de l'Armée d'Orient en 1914-1918. On peut y accéder en empruntant l'ancienne piste militaire qui part du village de Pentalofos et se dirige vers le NE.

Trois coupes parallèles (fig. 16) montrent que le contact de la formation péli-to-gréseuse avec les formations sous-jacentes plus anciennes se fait par des failles dans la région de Galliko nossokomio.

La coupe la plus méridionale (fig. 16C) montre les formations au maximum de leur épaisseur dans le massif d'Oréokastro ; celle-ci peut être supérieure à 200 m. Elle est cependant difficile à évaluer à cause des replis et de la qualité médiocre des affleurements récemment terrassés et replantés.

Nous pouvons distinguer du NE vers le SW (fig. 16C) :

- (1) 100 à 150 m d'alternances monotones de pélites beiges ou noires et de grès fins à débit schisteux, à séricite, alternant avec des grès micacés en bancs centimétriques ou décimétriques, à ciment siliceux.
- (2) 30 à 50 m d'un ensemble à caractère gréseux présentant des bancs de grès micacés métriques à décimétriques et ferrugineux avec peu d'intercalations péli-teuses.
- (3) Quelques mètres de pélites très fines, noires, avec des passées de calcaires micritiques de couleur sombre à cristaux de pyrite.
- (4) 5 à 10 m de pélites grossières microgréseuses et de grès à ciment calcaire.
- (5) Un niveau de calcaires biomicritiques (10-15 m). Dans cette coupe, il est assez recristallisé et on peut à peine distinguer la structure.
- (6) Quelques mètres de calcschistes sombres.
- (7) 10-15 m de schistes verts et rouges avec des intercalations de niveaux bréchi-ques et de quartzites.

Le niveau des calcaires biomicritiques (5) est moins atteint par le métamorphisme au niveau de deux autres coupes. Il comprend (coupes A et B, fig. 16) :

- a. des calcaires en bancs fins de couleur beige (~ 5 m) ;
- b. des calcaires gris-beiges à filaments, correspondant à des sections de coquilles fines (Lamellibranches ?), en bancs décimétriques ; il s'agit de biomicrites à embryons d'ammonites, radiolaires et Involutines qui évoquent le Trias supérieur ou le Lias. L'absence de Conodontes dans ces faciès pélagiques plaident plutôt en faveur du Lias ;
- c. des calcaires recristallisés en bancs décimétriques à métriques qui passent normalement aux schistes de la formation péli-to-gréseuse.

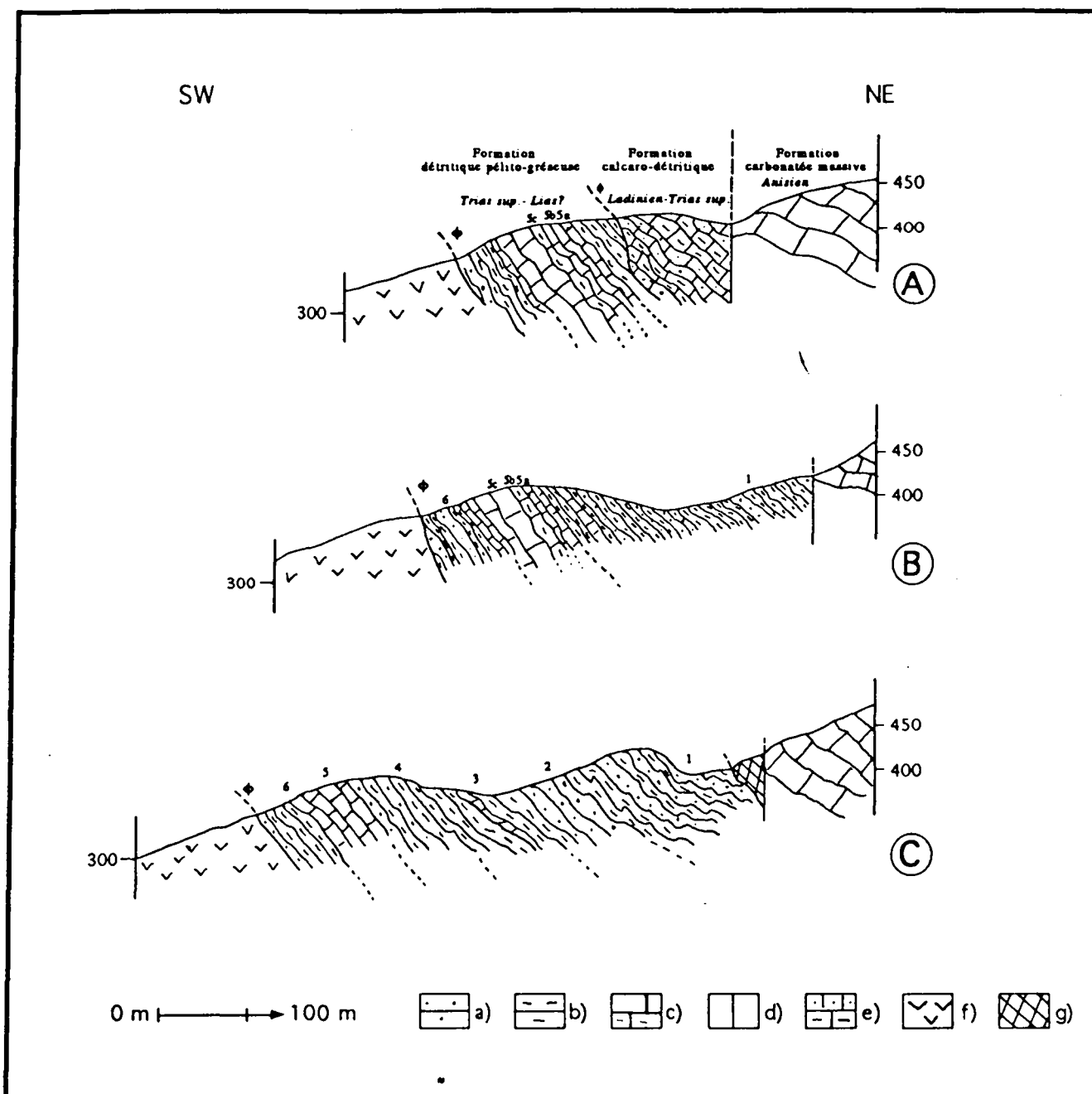


Fig.16.- Coupes dans la région de Galliko Nossokomio.

a : grès ; b : pélites et schistes ; c : calcaires pélagiques ; d : calcaires massifs ; e : calcaires gréseux et argileux ; f : ophiolites ; g : serpentinites.

Dans la région de Kastro Koryfi, la formation est constituée essentiellement de pélites fines et grossières, transformées en schistes rouges et verts, et de quartzites sombres avec quelques intercalations de calcaires recristallisés.

4. Bilan

4.1. Les âges

4.1.1. La formation des calcaires lités (Ocb 3) : le Ladinien-(Carnien inférieur ?)

L'âge de cette formation qui n'existe pas partout, est déterminé à l'aide de deux groupes de fossiles différents : les foraminifères et les conodontes. Les niveaux inférieurs et moyens de la formation ont fourni le foraminifère *Turriglomina mesotriassica* associé à *Endothyra* sp., *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Arenovidalina* sp., *Nodosariidae* et *Ophthalmidium*. La présence du genre *Turriglomina* indique le Ladinien [Zaninetti et al., 1987, 1990]. Dans les niveaux plus élevés, l'existence du conodonte *Gondolella inclinata* signale l'intervalle Ladinien supérieur - Carnien inférieur [Vrielynck, 1987]. Le dépôt de cette formation a donc eu lieu pendant le Ladinien et éventuellement, pour partie, au Carnien inférieur.

4.1.2. La formation calcaro-détritique (Ocd) : Trias supérieur (localement Ladinien)

Tous les niveaux datés se situent dans des calcarénites et des brèches qui contiennent du matériel ayant pour origine des secteurs moins profonds de la marge et des niveaux plus anciens. En lames minces, les calcaires fins argileux contiennent rarement des faunes ; en outre, celles-ci ne sont pas significatives. Il en est de même pour la matrice des brèches qui comprend des faunes plus abondantes mais pas plus caractéristiques que celles des niveaux fins.

Après une attaque rapide avec un mélange d'eau oxygénée et d'acide fluorhydrique, des calcaires argileux, sortis intacts d'attaques à l'acide acétique, ont fourni quelques débris de conodontes, ce qui indique que nous sommes dans les niveaux triasiques.

Dans les calcarénites du secteur sud du massif, l'âge le plus ancien rencontré est le Ladinien avec la présence de *Ladinella porata* OTT dans les premiers mètres de la formation calcaro-détritique de la coupe de la carrière (fig. 14) ; les niveaux plus anciens sont les calcaires massifs de l'Anisien, probablement supérieur. Dans le même secteur, la présence d'*Aulotortus praegaschei* (KOEHN-ZANINETTI), *A. parvus* (BRÖNNIMANN & ZANINETTI) et *A. biconvexus* (OBERHAUSER) nous indique le Ladinien supérieur-Carnien inférieur tandis que la présence de l'algue dasycladale *Clypeina besici* (PANTIC), connu dans le Carnien des Dinarides nous indique un âge au moins carnien pour le sommet de la série (dans ce secteur). Dans le secteur central les premiers niveaux calcaro-détritiques

(fig. 5, coupe de référence) contiennent *Aulotortus ex. gr. communus* et *Aulotortus ex. gr. sinuosus*. Ces foraminifères du Trias supérieur sont souvent cités ensemble accompagnés de *Clypeina besici*, non retrouvé ici, dans le Carnien des Dinarides internes [Pantic-Prodanovic et Radosevic, 1977].

Dans le secteur complexe du Nord du massif, les brèches et les calcarénites contiennent des *Auloconus* sp., *Agathammina* sp. et *Aulotortus* sp. qui indiquent un âge au moins Ladinien sup.-Carnien pour cette formation.

En concluant donc sur l'âge de la formation calcaro-détritique, nous pouvons dire que dans la partie Sud du massif, celle-ci a commencé à se former au Ladinien et a continué à se déposer au cours du Trias supérieur, au moins pendant le Carnien.

Dans les secteurs Nord et Central du massif, les faunes retrouvées n'ont pas permis de définir un âge plus précis que Ladinien supérieur - Trias supérieur. Rappelons cependant que dans ces secteurs, des calcaires lités se déposaient au Ladinien et peut-être même au début du Carnien.

4.1.3. La formation détritique périto-gréseuse (Od) : Trias terminal-Jurassique ?

L'âge de cette formation n'est pas défini avec précision vu son caractère à dominante détritique. Les calcaires pélagiques intercalés dans la série contiennent des foraminifères (Involutines) qui présentent des affinités avec des formes du Trias supérieur ou du Lias.

4.2. Les faciès et les milieux de dépôt des formations post-anisiennes

4.2.1. La formation des calcaires lités (Ocb 3 : Ladinien surtout)

Les calcaires lités sont gris, blancs et parfois rosâtres. Ils se distinguent des calcaires massifs par leur litage net décimétrique à métrique. Certains bancs ont un faciès filamenteux dû aux accumulations des fins tests de mollusques. Les microfaciès montrent des biomicrites et biopelmicrites à texture de mudstone ou wackestone, bioturbées et traversées par des filonnets remplis de sparite ou microsparite. Les microfossiles sont essentiellement des Radiolaires et des spicules d'éponges qui forment souvent des passées ou des laminations dues aux courants de fond. Le reste des microfossiles est constitué de petits foraminifères et de fins débris d'ostracodes, mollusques et échinodermes. Les apports clastiques sont rares et fins.

La faune contenue dans les calcaires lités, Radiolaires, spicules d'éponges et, conodontes, est "pélagique". Le foraminifère *Turriglomina mesotriassica* constitue une petite forme des Turriglomines ; cette forme est bien connue dans les "faciès de bassin" des Alpes autrichiennes et de l'Apennin méridional (bassin de Lagonegro) [Zaninetti *et al.*, 1990]. La prédominance des textures mudstones et wackestones indique un dépôt sous un niveau d'énergie faible. Les rares apports terrigènes, le litage régulier en bancs décimétriques ou métriques, la faune et l'énergie montrent donc que leur dépôt a eu lieu dans un milieu marin franc plus ou moins profond. Leur litage en bancs réguliers, dépourvu d'intercalations de dépôts gravitaires et turbiditiques, exclut un dépôt de pente et plaide en faveur d'un milieu de plate-forme externe.

4.2.2. La formation calcaro-détritique (Ocd : Trias supérieur surtout)

Au sein des faciès de la formation calcaro-détritique deux types distincts peuvent être distingués selon leur granulométrie : a) les faciès fins qui comprennent les alternances de calcaires argileux et de marnes ; b) les faciès grossiers qui s'intercalent dans les premiers et qui regroupent des calcarénites (b1), des brèches calcaires à matrice fine (b2), des brèches polygéniques sans matrice (b3), et des blocs isolés (b4).

Les divers lithotypes rencontrés dans la formation calcaro-détritique évoquent un milieu correspondant à la pente reliant la plate-forme au bassin. Nous y trouvons les trois types de dépôts qui sont couramment déposés dans ces types de milieux [Scoffin, 1987] : a) accumulations de brèches dues au matériel en provenance de la plate-forme carbonatée ; b) matériel du talus resédimenté ; c) dépôts fins de suspension pélagiques ou hémipélagiques.

a) Les faciès fins

Ils constituent la plus grande partie de la formation (70-80 %). Il s'agit de de marnes sombres et de calcaires argileux beiges fins et sombres, surtout des mudstones ou des wackestones, en alternances monotones de plusieurs mètres d'épaisseur. Ces faciès fins sont caractérisés par un litage allant de plaquettes de 2 à 5 cm d'épaisseur jusqu'à des lamines millimétriques. La limite entre les bancs est plate ou onduleuse. Ils sont souvent schistosés et à la partie Nord du massif d'Oréokastro, ils sont transformés en calcschistes. Le sédiment initial était constitué de boue carbonatée et de matériel terrigène siliceux et argileux, correspondant à une granulométrie de silts ou d'argiles. La faune n'est pas abondante et est représentée par des spicules d'éponges, Radiolaires et de fins débris de mollusques et d'échinodermes disposés parallèlement au litage. Bioturbations et rides de vagues n'ont pas été observées.

Les brèches (coulées boueuses) renferment aussi de la boue sédimentaire qui constitue la matrice. En général la rareté des faunes, qui sont surtout pélagiques, les microlaminations et l'absence de bioturbations, qui suggère l'absence d'une faune active, font que ces faciès sont proches de ceux décrits par Wilson (1969) et Cook & Taylor (1977), comme "boues carbonatées profondes" ou faciès de dépôt par suspension [Coniglio et Dix, 1992]. Pour leur mécanisme d'origine, Wilson avait proposé que la boue carbonatée provienne probablement par dispersion vers le bassin de la boue carbonatée produite au niveau du plateau continental. L'arrivée du matériel dans le bassin n'est pas constante. Des tempêtes remanient les fonds du plateau continental en arrachant des particules carbonatées qui sont ensuite ramenées vers le bassin par des processus comme les marées et les courants océaniques [Mc Ilreath et James, 1986]. D'autres particules, comme les pelotes fécales, arrivent par transport vertical au travers de la tranche d'eau [Heath et Mullins, 1984]. Le terme dépôt hémipélagique, employé souvent pour désigner ce type de dépôt, à composants carbonatés pélagiques et originaires de la plate-forme (periplatform ooze), est parfois utilisé pour désigner la fraction terrigène de ces dépôts [Conglio et Dix, 1992]. Ce matériel fin, terrigène d'origine continentale, entre dans le système marin par l'érosion des côtes et par les cours d'eau. Il peut être transporté par les courants marins ou les vents sur de longues distances et se mélanger avec les sédiments carbonatés donnant naissance aux calcaires argileux et aux marnes calcaires.

b) Les faciès grossiers

b1) Les calcarénites. Elles forment des bancs centimétriques ou métriques au sein des calcaires fins, de texture grainstone présentant en général un tri assez pauvre. Les particules sont essentiellement carbonatées, anguleuses ou arrondies. Il s'agit de clastes de faciès algaires et à birdseyes originaires de la plate-forme mais aussi de clastes de brachiopodes et de gastéropodes. Des foraminifères entiers ou brisés sont également présents. En dehors des particules carbonatées existent des grains de quartz anguleux et de rares débris volcaniques acides. La matrice est microsparitique ou sparitique. Les calcarénites sont souvent granoclassées ; leurs contacts avec les faciès plus fins sont plats ou légèrement onduleux.

Les niveaux calcarénitiques granoclassés se présentent en bancs de 5 à 10 cm intercalés dans les faciès fins calcaires. Ce genre de faciès est souvent interprété comme le dépôt carbonaté équivalent des turbidites détritiques silico-clastiques. Pour son origine, un dépôt dû aux courants de turbidité peut être effectivement envisagé [Mc Ilreath et James 1986]. Ces calcarénites présentent partiellement la séquence de Bouma (1962) ; les divisions Ta-Tb-Tc, Ta-Tb et Ta ou Tb ont été observées. La division Ta, à la base des bancs, comporte des grainstones granoclassés à 15 % de quartz, oolites entières ou

cassées, pellets, rares micas, foraminifères, des débris de calcaires algaires et débris d'organismes, comme des gastéropodes et des lamellibranches. La division Tb montre des laminations formées par de fins niveaux bioclastiques. Enfin la division Tc, rarement observée, montre des laminations contournées formées de bioclastes. Ces séquences incomplètes de Bouma, qui sont souvent observées dans les faciès de calcaires détritiques de pente, peuvent être attribuées à des courants turbiditiques de faible vitesse, à perte de vitesse brutale [Borgomano, 1987]. Pour les milieux actuels de la pente, les courants de turbidité et les coulées boueuses apparaissent comme les mécanismes de transport dominants pour les grosses particules [Cook et Mullins, 1989 ; Enos et Moor, 1983].

En dehors des calcarénites granoclassées, il existe des niveaux plus épais (0,30 à 1,5 m), non granoclassés, dont le dépôt ne peut pas être attribué à l'action de courants de turbidité. D'autres origines peuvent éventuellement être envisagées, comme les coulées granulaires (grain flow) ou des courants de type courants de contours. L'absence de granoclassement, l'épaisseur métrique des bancs et la texture grainstone ou "grain supported" favorisent l'hypothèse d'une mise en place par un processus de type "grain flow" ; une étude plus détaillée de la structure interne des bancs est cependant nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

b2) Les brèches calcaires à matrice fine. Elles forment des bancs de 0,5 à 2 m d'épaisseur à litage parallèle ou lenticulaire avec une extension latérale qui atteint plusieurs dizaines de mètres. Les clastes varient de la taille de graviers à celle de petits blocs et dépassent rarement les 20 cm ; ils peuvent être subarrondis ou très irréguliers mais jamais complètement arrondis. La taille des clastes peut varier selon les différentes couches mais en général, elle est relativement constante à l'intérieur d'une même couche. Le tri est pauvre et les granoclassements rares. Les clastes saillent souvent au sommet des bancs et rendent le contact avec les faciès fins irréguliers.

Selon l'origine des éléments, deux types de brèches existent. Les premières polygéniques remanient du matériel carbonaté de double origine ; il s'agit de clastes de calcarénites qui rappellent les passées calcarénitiques de la formation calcaro-détritique et qui remanient elles-mêmes du matériel originnaire de la plate-forme. Les deuxièmes sont monogéniques et contiennent exclusivement des éléments carbonatés à algues et fenestrés. La matrice carbonatée est fine (mudstone à wackstone) ; les allochèmes sont surtout des pelotes fécales, spicules d'éponges, Radiolaires, céphalopodes, petits foraminifères et fins tests d'ostracodes et de mollusques.

Leur forme en bancs ou lentilles, leur structure interne montrant la coexistence d'une matrice fine boueuse et d'éléments grossiers, de tailles diverses, sub-arrondis ou anguleux originaires de la plate-forme mais aussi de la pente sont des critères pour

désigner un mécanisme de dépôt gravitaire, celui des coulées boueuses ou flots de débris (debris flow). Ce type de dépôt à blocs de tailles variées est souvent décrit dans les milieux carbonatés de la pente [Cook et Mullins, 1983]. Les coulées boueuses correspondent en général à un mouvement gravitaire, le long de la pente vers le bassin, où des éléments grossiers (galets et blocs) sont supportés par un fluide de mélange d'eau et de boue. Des exemples modernes montrent que les coulées boueuses sont capables de se produire sur des pentes assez légères (des angles de un ou deux degrés sont suffisants) et de traverser des grandes distances (plusieurs centaines de kilomètres de leur source) [Flugel, 1982 ; Chamley, 1987 ; Coniglio et Dix, 1992]. D'un point de vue expérimental, les coulées boueuses sont des mécanismes de transport laminaires, sans turbulences internes, contrairement aux courants de turbidité [Borgomano, 1987].

b3) Les microbrèches polygéniques sans matrice. Elles ont été observées dans la partie Nord du massif d'Oréokastro, au niveau des ruines de l'ancien village de Pétroto (Prophitis Ilias, fig. 6). Il s'agit de brèches polygéniques à 20-25 % d'éléments non carbonatés. Les clastes sont anguleux ou subarrondis, de 5 mm à 2 cm de longueur, fortement compactés et mal triés. Les éléments calcaires sont soit des débris d'organismes, tels que des gastéropodes, brachiopodes et algues, soit des calcaires algaire, oolitiques ou micritiques à filaments. Les éléments non carbonatés sont représentés par les grains de quartz et des paillettes de biotite mais surtout par des clastes d'origine volcanique acide comprenant une mésostase dévitrifiée où baignent des feldspaths et du quartz présentant des golfes de corrosion. Ces éléments volcaniques acides peuvent avoir comme source les rhyolites intercalées dans la formation rouge gréseuse (Ogr) ou un équivalent latéral plutôt que des formations acides d'âge Trias moyen - supérieur non connues à l'affleurement.

b4) Les blocs isolés. Il s'agit, dans la plupart des cas, de petits blocs décimétriques de calcaire originaire de la plate-forme, intercalés dans les faciès fins. Parfois ces blocs peuvent prendre des dimensions plus importantes comme celles d'un bloc décamétrique de calcaire gris homogène qui a été observé dans le secteur Nord du massif. Les microfaciès et la faune, décrits dans les chapitres précédents, montrent qu'il s'agit d'un bloc isolé de la plate-forme interne anisienne resédimenté dans les formations calcaro-détritiques du Trias supérieur.

Ils sont présents en diverses tailles au sein de la formation calcaro-détritique. Bien que leur relation avec l'encaissant soit souvent peu apparente, la nature des autres sédiments qui se trouvent à proximité de ces blocs (turbidites, "debris flow") suggèrent l'existence de pentes le long desquelles les blocs ont pu glisser. Pour la mise en place des blocs au sein des formations du talus carbonaté du Gargano, Borgomano (1987) avait proposé quelques origines possibles qui peuvent s'appliquer également ici (fig. 17) :

- a. Les blocs sont détachés de leur substratum d'origine par érosion et font une chute libre avec glissement à partir d'un escarpement.
- b. Détachement lié à la tectonique (événements distensifs qui sont à l'origine du bassin à partir du Ladinien). Ensuite, les blocs glissent le long des pentes vers le bassin.
- c. Les blocs font partie d'une coulée boueuse de type "débris flow". Ils continuent à glisser après la stabilisation de la coulée.
- d. Les blocs s'arrêtent sur la pente en arrière de la coulée boueuse qui elle, continue à glisser vers le bassin.

Pour Borgomano (1987) le déplacement gravitaire de grands blocs isolés ne peut pas être associé à une coulée boueuse à cause de leur taille trop importante. Pour la mise en place donc du grand bloc de la partie Nord qui a une taille importante (plusieurs centaines à plusieurs milliers de m^3 dans le cas de ce calcaire de "plate-forme" d'âge anisien), seules les deux premières hypothèses seraient alors plausibles. Leigh et Hartley (1992) interprètent cependant les grands blocs homogènes observés dans les flyschs des zones Ionienne et du Gavrovo comme des blocs de glissement qui ont glissé sur un coussin de fluides de pores en surpression au sein des énormes coulées boueuses "mega-debris flow". Mais ces blocs, contrairement à ceux d'Oréokastro, sont des faciès de même type que ceux dans lesquels ils sont resédimentés, à savoir des faciès de bassin. L'hypothèse (b) figure 17 paraît être la plus intéressante étant donné que le phénomène observé suit de peu l'épisode de rifting.

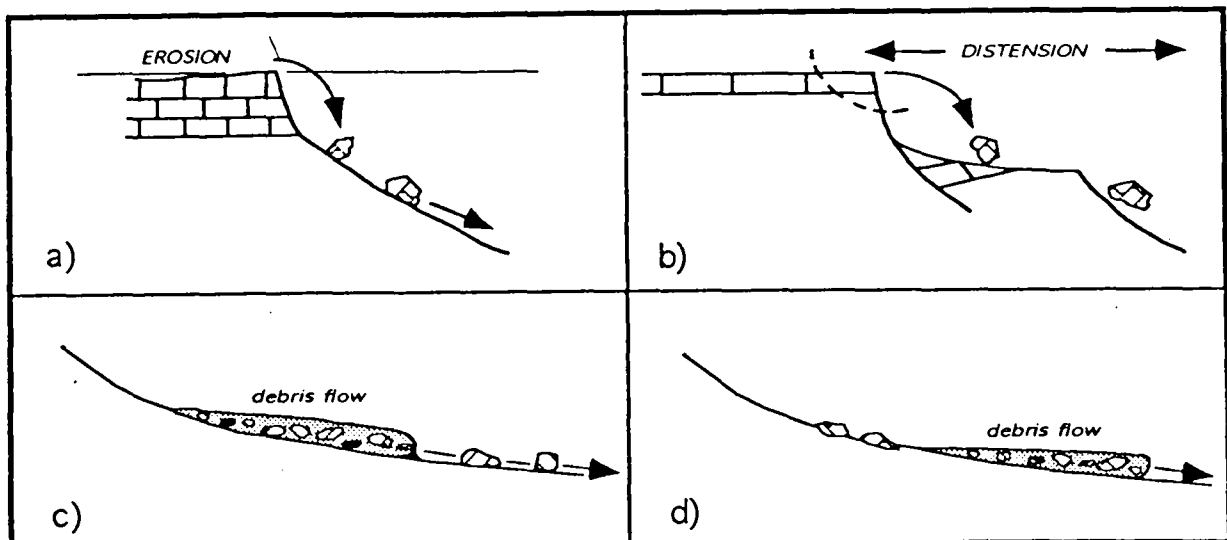


Fig.17.- Origines possibles pour les blocs calcaires dans les formations calcaro-détritiques d'Oréokastro. (Modifié d'après Borgomano, 1987 et Miconnet, 1983).

Pour les autres blocs, de taille beaucoup plus réduite et d'âge indéterminé, trouvés surtout dans la partie Nord et Sud du massif, une des quatre origines peut être envisagée.

En concluant pour les faciès grossiers, nous pouvons dire qu'une partie prédominante de la masse des sédiments déposés sur la pente trouve son origine dans la plate-forme carbonatée. Dans le secteur d'Oréokastro, nous n'avons pas observé de restes d'une véritable plate-forme néritique ladino-carnienne. Dans le chaînon de Néa Santa situé plus à l'Est, la plate-forme a continué d'exister jusqu'au Carnien ; elle pourrait donc être une source potentielle de sédiments pour Oréokastro. On pourrait à la rigueur envisager qu'il s'agisse de matériel provenant d'une plate-forme ladino-carnienne située dans le secteur d'Oréokastro. Cette plate-forme serait très réduite et correspondrait par exemple à une crête de bloc basculé. Le matériel carbonaté serait ainsi facilement balayé vers les pentes voisines.

4.2.3. *La formation détritique périto-gréseuse (Od : Trias supérieur-Jurassique ?)*

a) Les faciès

Malgré quelques intercalations carbonatées, la formation est constituée d'alternances de pélites et de grès. Les pélites (lutites) sont multicolores, beiges, rouges, vertes, jaunes et noires. Les niveaux plus grossiers sont des arénites à grains très fins, schistosées.

Les pélites sont constituées de quartz fins, paillettes de micas et de matériel argileux sombre. Les alternances des niveaux plus riches en argiles ou en quartz forment parfois des lamines parallèles. Quelques pélites beiges contiennent des passées de Radiolaires formés de petits grains de quartz, baignant dans un fond argileux teinté par des oxydes de fer.

Les grès sont lités en couches de tailles variables, centimétriques à métriques, parfois granoclassés. Ils contiennent des cristaux de quartz monocristallin, des feldspaths, des plagioclases, des micas blancs, des chlorites mais aussi des fragments de roches riches en quartz et micas alignés qui témoignent d'une origine métamorphique. Il existe aussi de rares petits clastes de roches constitués de quartz en grains très fins qui sont probablement des fragments de jaspes ou de roches volcaniques acides. Le ciment des grès est pour l'essentiel formé de quartz et d'argiles mais parfois il est carbonaté. Les bancs sont souvent traversés par des veinules remplies de quartz ou de calcite sparitique.

Des niveaux microbréchiques et bréchiques siliceux mal triés s'intercalent dans les pélites et forment des bancs décimétriques irréguliers. Les clastes plus ou moins anguleux montrent un dépôt immature. En lames minces, on peut observer plusieurs clastes de quartz polycristallin ou monocristallin mais la majorité des fragments sont des jaspes

noirs (lydiennes) dont certains contiennent des Radiolaires. La matrice est gréseuse, teintée par des oxydes de fer, ou pélitique.

En général, les niveaux carbonatés sont fins et s'intercalent au sein de la formation terrigène, formant des bancs centimétriques à décimétriques. Il s'agit soit de niveaux recristallisés, soit de calcaires gris-noirs micritiques à cristaux millimétriques de pyrite.

Dans la région de Galliko nossokomio (fig. 1b), un niveau de calcaires plus épais (15-20 m) existe ; on peut le suivre sur plus d'un kilomètre. Ce niveau, en partie recristallisé, passe par l'intermédiaire de deux mètres de calcschistes aux formations non carbonatées plus récentes. Il s'agit d'un calcaire biomicrite riche en faune. On trouve des ammonites, des Foraminifères, des Radiolaires et des bioclastes divers, comme des échinodermes et des gastéropodes. La glauconie est abondante tandis que les grains de quartz sont rares.

Près du contact des ophiolites, un changement de faciès de type métamorphique est observable. Les pélites deviennent des schistes et les grès des quartzites. Au sud de la ligne des crêtes de Kastro-Koryfi, où les affleurements de la formation pélito-gréseuse n'atteignent que quelques mètres d'épaisseur au maximum, le métamorphisme affecte tous les affleurements. Au contraire, dans la région de Galliko nossokomio, le métamorphisme n'affecte que les derniers mètres de la série avant les ophiolites. Les schistes sont laminés et microplissés et en lames minces ils montrent des plagioclases, chlorites, épidotes, quartz et micas. Quelques échantillons, prélevés au contact des ophiolites au Sud du sommet de Kastro, montrent essentiellement de la biotite orientée accompagnée par des cristaux prismatiques d'andalousite. Ces cristaux contiennent des inclusions charbonneuses formant des croix caractéristiques de la variété chiasolite. Ces schistes contiennent également de rares cristaux de quartz et des plagioclases. Sur ce même matériel, Rémy (1984) distingue deux phases de métamorphisme : la première est caractérisée par le grenat et l'andalousite ; la deuxième n'est qu'une rétro-métamorphose dans le faciès des schistes verts. Pour cet auteur donc, un ensemble ophiolitique largement cristallisé arrive en surface et se met en contact avec les roches sédimentaires, ce qui fait qu'une auréole de métamorphisme dynamothermale se forme autour du contact gabbros-sédiments. Cette interprétation paraît raisonnable.

b) Interprétation de la formation pélito-gréseuse

Les alternances monotones gréso-pélitiques, avec des couches à limites plates que l'on peut suivre sur de longues distances, caractérisent cette formation. Malgré l'absence de séquences de turbidites complètes, nous pouvons envisager un dépôt sur la pente ou le pied de la pente provoqué par des courants de turbidité et d'autres processus océaniques

réguliers comme les débris flow (existence de brèches à matrice pélitique), grain flow, courants de fonds (etc...). L'alimentation terrigène se faisait probablement à partir du continent serbo-macédonien où les roches métamorphiques et les sédiments paléozoïques étaient soumis à l'érosion. Les faciès des calcaires pélagiques intercalés dans la série montrent également un dépôt sous une tranche d'eau non négligeable (quelques centaines de mètres très probablement).

IV. LES FORMATIONS NON CARBONATEES DE LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF D'OREOKASTRO : LE PALEOZOIQUE - TRIAS BASAL (?)

Les formations non carbonatées occupent la moitié orientale du massif d'Orékastro. Elles sont constituées de trois ensembles différents qui ont été soumis à de nombreuses interprétations, souvent controversées. Pour deux de ces ensembles (Os et Oly, fig. 5), le massif Orékastro ne constitue que l'extrémité nord de leur affleurement, qui se prolonge vers le Sud sur plusieurs dizaines de kilomètres. Nous distinguons, d'Est en Ouest (fig. 5), le socle métamorphique (Os), la formation à lydiennes (Oly) et la formation rouge à grès et rhyolites (Ogr).

A. LE SOCLE : UN SOUBASSEMENT METAMORPHIQUE AVEC DES INTRUSIONS ACIDES (Os, fig. 5-1)

Il affleure dans le massif d'Orékastro, sur 9 km de longueur, entre la formation de Melissochori et la formation volcano-sédimentaire à lydiennes. Cet affleurement de socle est limité au Nord, au niveau du village de Monolofo, par une faille de direction NE-SW. Vers le Sud par contre, il se poursuit sur 40 km vers le centre de la péninsule de Chalcidique où il se termine en biseau non loin du village de Galatista. Son épaisseur varie entre 200 et 600 m.

Le socle est constitué de roches métamorphiques de couleur marron à noire, essentiellement des gneiss, des micaschistes et des amphibolites. Les gneiss contiennent des plagioclases, des quartz, des muscovites et des biotites, des feldspaths, des épidotes et d'autres minéraux accessoires. La meilleure observation peut se faire dans le lit du ruisseau de Rema Pournari aux abords de Monolofo. C'est dans le lit de ce ruisseau qu'on peut observer, à proximité des formations à lydiennes, d'autres composants du socle qui sont des intrusions magmatiques acides. Il s'agit de petits corps granitiques à mica blanc autour desquels existent des filons pegmatitiques, d'une taille d'ordre centimétrique à métrique.

L'âge du socle

Toutes les roches présentes dans cet affleurement sont affectées par un métamorphisme régional de faciès amphibolite [Kockel *et al.*, 1971]. Pour Mercier (1960), les granites et les pegmatites sont également affectés par un rétométamorphisme faible associé à une cataclase importante. Deux datations radiométriques Rb/Sr, entreprises sur les micas blancs des filons de pegmatites [Borsi *et al.*, 1964], ont donné 289 et 247 MA. Si nous considérons l'âge le plus ancien donné par les isotopes (290 MA), nous ne pouvons qu'attribuer un âge carbonifère ou plus ancien pour les roches ayant donné les gneiss et les micaschistes. Pour les roches semblables du Serbo-macédonien, une origine métasédimentaire a été proposée [Kockel *et al.*, 1971, 1977] ; Les roches d'origine étaient alors des arkoses et des argiles.

B. LA FORMATION A LYDIENNES : UNE FORMATION CONTENANT DE NIVEAUX VOLCANIQUES BASIQUES (PALEOZOIQUE SUPERIEUR ?)

1. Vue d'ensemble

La formation à lydiennes (Oly) est parallèle aux affleurements du socle, dans la partie orientale du massif (fig. 3). Son épaisseur varie entre 250 à 500 m mais elle est difficile à évaluer à cause des plissements et des failles qui l'affectent. Le pendage varie entre 10° et 40° vers l'Est ou le Sud-Est. Les affleurements sont limités vers le Nord par la même faille que l'écaille du socle métamorphique ; par contre vers le Sud, ils se prolongent sur environ 60 km et disparaissent 6 km au Sud de Polyghyros. Sur les cartes publiées de la Chalcidique [Kockel *et al.*, 1977], cette formation est parfois confondue avec les formations calcaro-détritiques du Trias supérieur - Lias, comme c'est le cas dans la région d'Exochi-Asvestochori. Si nous parcourons les formations à lydiennes, suivant une direction NE-SW au niveau de la coupe de référence (fig. 5), nous distinguons :

- (1) quelques dizaines de mètres de pélites beiges et de schistes argileux sériciteux et chloriteux verts ou beiges dont la surface a un aspect soyeux. Elles contiennent du quartz, du mica blanc, de la chlorite et de la séricite orientée.
- (2) 15 m de roches doléritiques altérées qui forment un niveau que l'on peut suivre sur une cinquantaine de mètres.
- (3) 60 m d'alternances de pélites beiges, vertes ou noires, avec des niveaux plurimétriques de lydiennes et de laves altérées. Les pélites noires sont colorées par la matière organique. Entre les pélites s'intercalent quelques passées métriques de roches basiques volcaniques microlithiques, très altérées et des roches altérées à structure radiaire témoin d'un refroidissement rapide qui rappellent des laves en coussins résultant d'un volcanisme subaqueux.

- (4) 70 m de pélites beiges contenant des niveaux peu épais de lydiennes en bancs fins.
- (5) 20 m de pélites beiges et rouges et de grès beiges ou verts. Il s'agit d'arénites riches en quartz et matrice micacée plus ou moins fine. Ils contiennent encore de rares feldspaths, plagioclases, des zircons, des tourmalines et de petits fragments de matériel métamorphique à quartz, micas et chlorites, ainsi que des débris de laves.

2. Les faciès

La série est constituée d'une alternance monotone de niveaux schisto-pélitiques et de niveaux de lydiennes au sein desquels s'intercalent des laves et des dolérites. Les pélites, parfois grossières et gréseuses, sont sériciteuses ou chloriteuses, en raison du métamorphisme de faciès schistes verts à épidote-amphibolite qui les affecte.

Les grès sont plus rares et on les rencontre en bancs de faible épaisseur, surtout vers le sommet de la série. Ils contiennent des éléments provenant de l'altération de roches métamorphiques, très probablement d'origine serbo-macédonienne, ainsi que des débris de roches microlitiques. Ces débris peuvent avoir une double origine : soit serbo-macédonienne, car la série de Vertiskos contient des roches basiques, soit locale à partir des roches volcaniques qui sont intercalées au sein même de la formation à lydiennes, surtout à sa base.

Les niveaux de lydiennes se dégagent bien dans le paysage, car les lydiennes sont beaucoup plus résistantes à l'érosion que les pélites. Ils se présentent sous un faciès homogène. De couleur noire, ils sont lités en plaquettes centimétriques, de 0,5 à 5 cm d'épaisseur, parfois plissés. Il arrive de distinguer une stratification fine marquée par de légères variations de couleur sombre. En lames minces, des sections de Radiolaires ne présentant pas de granoclassement ont été observées. Ces Radiolaires souvent fusiformes, baignent dans une matrice microcristalline noire pigmentée par de la matière organique où apparaissent également des cristaux de pyrite. Malheureusement, l'attaque à l'acide fluorhydrique de quarante échantillons n'a révélé que quelques rares débris indéterminables.

Les niveaux volcaniques sont essentiellement présents vers la base de la série, c'est-à-dire dans la partie Est des affleurements. Il s'agit de coulées métriques de laves altérées en forme de pillow-lavas et de roches à structure doléritique. Leur extension n'étant que de quelques dizaines de mètres maximum, elles apparaissent comme des lentilles. Leur présence à proximité du contact tectonique avec le socle métamorphique, pourrait engendrer certains doutes en ce qui concerne leur appartenance à la série à lydiennes. Les niveaux volcaniques pourraient en effet faire partie d'un mélange tectonique formé aux dépens des ophiolites d'Oréokastro, ou être plus simplement des

blocs ophiolitiques isolés coincés entre des écaïlles différentes comme ceux que nous avons rencontrés à 2 km au NNW d'Oréokastro, entre le flysch de Melissochori et le socle, et à Koutsou réma, entre les calcaires anisiens et les formations pélito-gréseuses du Trias supérieur (fig. 16C). Néanmoins l'existence de quelques niveaux de laves, certes rares, mais bien intercalés dans les pélites loin du contact avec le socle métamorphique permet de lever ce doute. Les niveaux volcaniques font donc partie de la formation à lydiennes. Il s'agit de diabases, basaltes en coussins, dolérites voire gabbros. Les analyses chimiques et l'examen pétrographique ont conduit Mercier (1966), Bebien (1982), Rémy *et al.* (1983), Bebien *et al.* (1984), Baroz et Rémy (1985) à les considérer comme le produit d'un magmatisme tholéitique abyssal.

3. Age et signification

Assimilées au début aux "phyllites" du Vardar [Osswald, 1931], ces formations constituent pour Mercier (1966) la partie supérieure de l'unité d'Asprovryssi, sous le nom de série diabases-radiolarites. Pour cette série un âge liasique ou immédiatement postérieur au Lias a été proposé par ce même auteur qui la voyait en position normale sur des calcaires attribués au Lias. Comme nous l'avons vu (*cf. supra*), ces niveaux du Lias sont en fait d'âge werféno-anisien (fig. 5). Cet auteur les corrèle aussi avec les formations volcano-sédimentaires de Métalliko, qui ont aussi pour lui, un âge liasique. Tous les travaux postérieurs admettent, à tort, que l'âge liasique des calcaires est exact. De plus, la ressemblance du volcanisme contenu dans la formation à lydiennes avec celui du petit cortège ophiolitique d'Oréokastro d'âge jurassique qui se trouve à quelques centaines de mètres plus à l'Ouest, a fait adopter à ces auteurs, l'âge proposé par Mercier. Pourtant, il existe un problème, celui de la formation rouge (Ogr, fig. 5) qui pourrait être pour certains [Kockel, 1971-1977, Kockel et Ioannides, 1977] du Trias inférieur. Ces auteurs ont préféré, pour expliquer ce problème, mettre un contact tectonique entre les formations rouges et les formations volcano-sédimentaires d'Asprovryssi. Au contraire, ils ont laissé le contact normal, vu aussi par Mercier (1966), Bebien *et al.* (1984) et Baroz et Rémy (1985), entre les calcaires et les formations rouges, admettant que la série calcaire était renversée. Pourtant curieusement ces auteurs n'ont pas contesté l'âge liasique proposé par Mercier pour une partie de ces calcaires.

Nous avons, pour notre part [Staïs et Ferrière, 1991], proposé un âge paléozoïque pour cette formation à lydiennes, guidés par un certain nombre de faits qui nous ont paru significatifs et que nous développerons par la suite :

- La formation à lydiennes est toujours située entre le socle et une série permo(?) - triasique (fig. 3).

- Le passage entre cette formation à lydiennes et les faciès rouges gréseux permotriasiques (Ogr), a été signalé comme progressif ou normal [Bebien *et al.*, 1984 ; Baroz et Rémy, 1985]. La présence d'un contact tectonique sur la carte de Kockel et Ioannidis (1977) me paraît douteuse. Selon mes propres observations (voir coupe de référence fig. 5), à l'Est des ruines du village de Pournari, les niveaux de pélites et lydiennes (fig. 5-2) passent, sans contact tectonique majeur (absence de fracturations, pendage indentique), aux grès schisteux et pélites rouges de la formation rouge (fig. 5-3). Cependant, à cause de la mauvaise qualité des affleurements et du manque de datations je n'ai pas pu déterminer quelle était la nature exacte du contact (discordance faible, lacune, transgression, etc... ?).

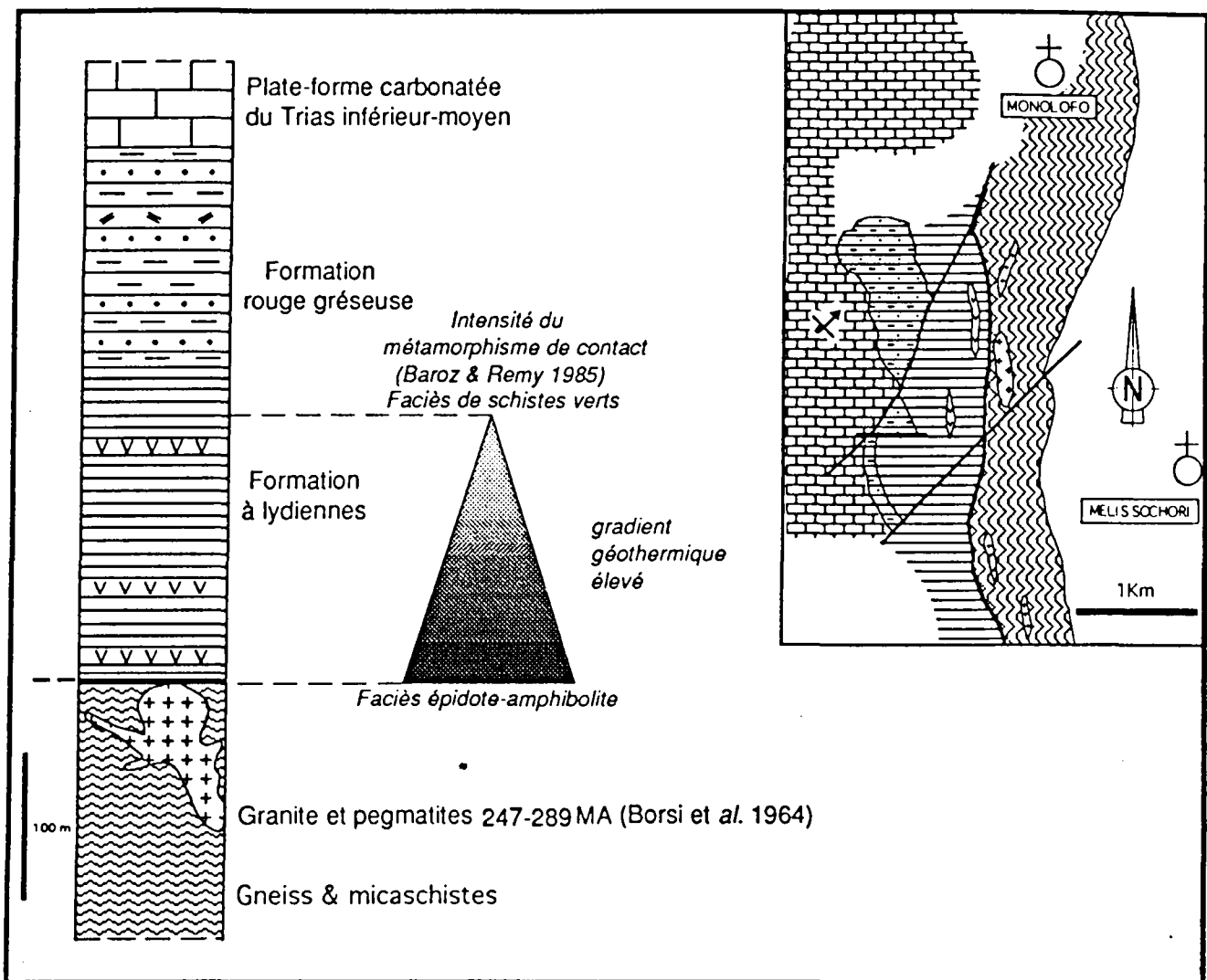


Fig.18.- Colonne et carte simplifiée de la partie basale de la série d'Oréokastro.

Une étude du métamorphisme [Baroz et Rémy, 1985] montre un gradient géothermique élevé vers l'Est, dans la formation à lydiennes (fig. 18). Selon ces auteurs,

la formation rouge gréseuse et la partie occidentale de la formation à lydiennes n'ont pas subi de transformations métamorphiques majeures. Les basaltes et les diabases les plus occidentales ont été soumis à une transformation minéralogique légère (chloritisation et albitisation). Plus à l'Est, nous avons une paragenèse de faciès schistes verts (albite + épidote + chlorite + sphène + actinolite). A l'extrémité Est, les gabbros montrent des paragenèses typiques de faciès épidote-amphibolite. L'hypothèse d'un métamorphisme de contact paraît, pour ces auteurs, la plus probable, mais la nature de l'intrusion qui l'a provoqué est imprécise car ils adoptent un âge jurassique pour la série supposée être en outre en position tectonique normale. Cependant si nous considérons la formation à lydiennes en position inverse, ce métamorphisme de contact peut s'expliquer par les intrusions granitiques dans le socle serbo-macédonien situé (voir coupe 5) à proximité de la formation volcano-sédimentaire. Les petits corps granitiques et les pegmatites associés ont été étudiés par Mercier (1966) qui avait signalé une auréole de métamorphisme autour de ce granite. Les datations des micas blancs des pegmatites par Borsi *et al.* (1964) ont donné 247 et 289 Ma. Nous pensons donc que le dépôt des formations à lydiennes a eu lieu avant la mise en place de ces granites au Permien inférieur - Carbonifère supérieur.

Par ailleurs, la formation à lydiennes n'est pas corrélable avec le volcano-sédimentaire de Métalliko car celui-ci contient des niveaux calcaires et non pas des lydiennes.

Malgré l'absence de datations, les lydiennes de la série présentent de fortes ressemblances avec celles du Parnis [Clément, 1983] et de Chios [Argyriadis, 1978] voire d'Eubée [Ferrière, comm. personnelle]. Il s'agit de faciès typiques que l'on ne rencontre jamais dans le Mésozoïque du système Alpin septentrional et oriental mais qui sont essentiellement présents dans le Carbonifère. Les lydiennes du Parnis et de Chios ont été datées récemment du Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur (Caridroit, comm. personnelle).

Le fait que les formations à lydiennes du Parnis semblent contenir, pour certains auteurs, des olistolites ou des olistostromes dans un contexte sédimentaire complexe [Papanikolaou et Baud, 1982] n'enlève rien à cette ressemblance. La formation à lydiennes d'Oréokastro pourrait être alors l'un des rares témoins en Grèce, d'un bassin carbonifère qui serait ultérieurement intégré aux Hellénides alpines. Dans cette hypothèse, il s'agirait là cependant d'une formation ancienne ayant échappé pour l'essentiel à la structuration tectonique hercynienne mais pas aux effets de granites tardifs.

C. LA FORMATION ROUGE GRESEUSE (Ogr) : UNE FORMATION DETRITIQUE A ELEMENTS VOLCANIQUES ACIDES (PERMIEN - TRIAS BASAL ?)

1. Vue d'ensemble

L'affleurement principal dans le massif d'Oréokastro de cette formation rouge (Ogr) est situé à 2 km au SW de Monolofo (fig. 3b). Cependant elle affleure aussi plus au Sud, jusqu'aux abords du village d'Oréokastro où nous n'avons qu'une partie, présentant ici quelques niveaux andésitiques. Leur présence n'est pas signalée en dehors des limites du massif d'Oréokastro. En Chalcidique (Cartes IGME), les calcaires triasiques sont en contact direct vers l'Est avec la formation volcano-sédimentaire à lydiennes ; les formations rouges sont absentes. L'écaillage tectonique intense, qui fait aussi disparaître une grande partie des calcaires, peut être la cause de cette absence. N'ayant pas fait de coupes dans ces régions, je ne peux donner ici une réponse argumentée. Toutefois pour exclure leur présence vers le Sud, il faudrait examiner tous les contacts entre calcaires et formations à lydiennes, des indices de cette présence existent en effet, comme les niveaux gréseux signalés à Exochi-Asvestochori [Chatzidimitriadis, 1979].

La formation rouge a été individualisée pour la première fois par Kockel (1971) comme une formation détritique du Trias inférieur et supposée représenter la base de l'unité tectonique d'Asprovryssi-Chortiatis. Pour Mercier (1966), elle faisait partie des diabases-radiolarites, donc elle avait un âge jurassique. Certains des auteurs postérieurs sont favorables à l'âge jurassique [Bebien, 1976-1981 ; Bebien *et al.*, 1983], d'autres à l'âge trias inférieur ou plus ancien [Baroz, 1990 ; Stais et Ferrière, 1991].

Si nous parcourons les formations d'Est en Ouest au niveau de la coupe de référence (fig. 5), nous distinguons:

- (1) Une partie essentiellement gréseuse, constituée par des alternances de grès rouges arkosiques à débit schisteux et des schistes grossiers rouges à verts. C'est sur ce dernier terme que reposent, en série inverse et sans contact tectonique majeur apparent, les pélites de la formation à lydiennes.
- (2) Une partie à caractère plutôt grés-conglomératique, avec des intercalations magmatiques. Elle comprend des grès arkosiques, des conglomérats à clastes de diverses origines, des schistes rouges et verts et des niveaux rhyolitiques lenticulaires.

2. Les faciès de la formation rouge (gr)

Les grès arkosiques contiennent une matrice argileuse fine et peu abondante. Les sont constitués de feldspaths alcalins, de plagioclases, de quartz, de micas blancs parfois orientés, de biotites sur lesquelles se développent parfois des aiguilles de rutile, de chlorites détritiques et d'opagues ferromagnésiens dont l'altération a donné les couleurs rouges qui dominent dans cette formation. Sur quelques échantillons, du matériel filonien et microgrenu a été observé ainsi que des fragments de verre volcanique dévitrifié ; quelques grains de quartz présentent des golfes de corrosion témoignant ainsi de leur nature "rhyolitique". Par contre des micas, n'ayant subi aucune altération particulière, indiquent une certaine proximité de la source du matériel.

Les conglomérats remanient des clastes centimétriques de matériel gréseux et magmatique (effusif et filonien) de même nature que celui qui constitue les arkoses et apparaissent ainsi comme leur équivalent grossier.

Quelques niveaux rhyolitiques s'intercalent dans la formation sous forme de lentilles mais leur identification au sein des arkoses n'est pas toujours évidente. Il existe aussi des niveaux pyroclastiques, de quelques centimètres d'épaisseur ; il s'agit de tufs vitriques à éléments de ponces indiquant un dépôt subaérien.

En plus des niveaux acides, d'autres de composition andésitique, ont été reconnus par Bebien (1976). Pour cet auteur, il s'agirait d'andésites calco-alcalines. Une étude ultérieure [Rémy *et al.*, 1983] a montré qu'il s'agit d'andésites riches en magnésium qui ressemblent aux roches andésitiques de la ceinture de Sétouchi au Japon, formés sous un régime de subduction d'une jeune lithosphère. L'incorporation de ces niveaux andésitiques aux formations à lydiennes [Baroz et Rémy, 1985] me paraît non justifiable car les andésites sont liées à la formation rouge dont elles constituent la base au Nord d'Oréokastro et au Nord de Koryphi (voir carte et coupe chez Bebien *et al.*, 1984). Ces derniers signalent aussi l'existence de quelques microgranites en filons, en association avec les andésites. Or, aucun niveau de volcanisme acide n'a été observé à ce jour dans la formation à lydiennes.

Les grès et les conglomérats remanient du matériel rhyolitique et filonien acide mais aussi des micas non altérés qui montrent une certaine proximité de terres émergées. Le matériel rhyolitique provient très probablement des rhyolites contemporaines du dépôt de la formation ; les fragments filoniens et microgrenus peuvent avoir comme source des filons microgranitiques également contemporains de la formation gréseuse [Bébién *et al.*, 1984] ou des granites et pegmatites plus anciens intrusifs dans le massif serbo-macédonien.

3. Age et signification

Selon Bebien *et al.* (1984), la formation rouge gréseuse, reposant normalement sur les calcaires liasiques, est d'âge liasique ou postérieure. De plus, ces auteurs montrent des granoclasses indiquant une position normale de la série. En fait, ces calcaires sont d'âge scythien et la série calcaire renversée. En ce qui concerne le granoclassement, j'ai pour ma part observé des granoclasses au niveau de Koutsourema qui indiquent une position inverse de la série. Ceci montre que des observations ponctuelles de granoclasses dans une série très affectée par la tectonique ne peuvent suffire quant à la détermination de la polarité de cette série.

Pour Kockel (1971-1977) et Kockel et Ioannides (1977), la formation rouge peut avoir un âge triasique inférieur. Ils confirment l'observation de Mercier (1966) d'un passage normal entre celle-ci et les calcaires. Pour d'autres [Baroz *et al.*, 1991], il y a un contact tectonique entre eux.

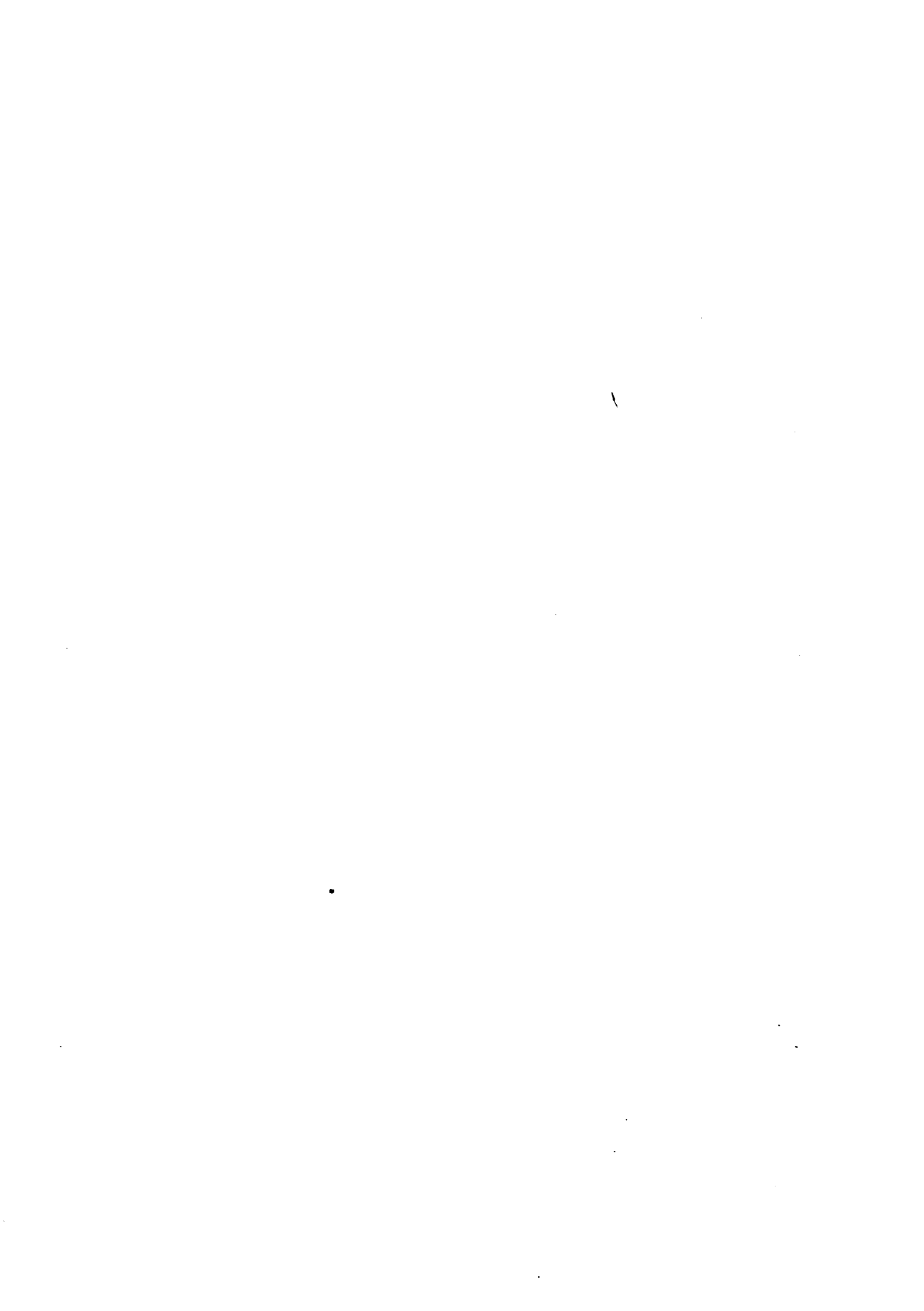
Selon mes observations au niveau du ravin au Sud des ruines de Pournari (fig. 5), il n'y a pas un contact tectonique entre les formations rouges (3) et les calcaires (4), le passage se faisant normalement. Plus au Sud, où les formations rouges n'affleurent que partiellement, la nature du contact pourrait être tectonique. Malgré l'absence de fossiles, j'accepte donc ici un âge Trias inférieur ou Permo-Trias pour la formation rouge. Nous verrons d'ailleurs que des formations à volcanisme acide sont datées pour partie du Trias basal dans l'unité plus orientale de Néa Santa (fig. 21).

Au Permo-Trias, dans le domaine de la future Téthys, existent des dépôts détritiques qui présentent de fortes ressemblances avec les formations rouges d'Oréokastro. En Italie, dans les Alpes (faciès verrucano), les Dinarides et l'Asie Mineure, il y a des dépôts schisto-gréseux et conglomératiques de couleur rouge à éléments volcaniques à tendance acide. En Yougoslavie, les formations permowérféniennes transgressent sur le faciès Culm du Carbonifère [Cadet, 1976]. Plus particulièrement dans les Hellénides, en Macédoine occidentale, Attique, Eubée, Othrys, Hydra et Chios, existent des niveaux détritiques de ce type au Permo-Trias [Clément, 1983]. Le fait qu'il n'existe pas de niveaux calcaires à Fusulines par exemple dans cette formation peut s'expliquer par des conditions défavorables dans ce secteur pour l'installation de récifs, liés aux forts apports détritiques du massif serbo-macédonien et peut-être aux conditions climatiques. Les conditions paléogéographiques (Pangée) et (donc) atmosphériques, avec un rapport O_2/CO_2 qui peut-être élevé à cette époque [Brunn, 1983], favorisent les oxydations (d'où la prédominance de la couleur rouge) et au contraire défavorisent le développement de la végétation, ce qui accentue les phénomènes érosifs.

Il faut encore signaler, en ce qui concerne le passage continu de la formation rouge aux calcaires, qu'en Grèce il n'y a aucune discordance claire et incontestable entre le Paléozoïque supérieur et le Trias. Quelques discordances caractéristiques, comme celles du Trias sur le Paléozoïque d'Atalanti [Maratos, 1965; Verriez, 1976.], pourraient être en effet des contacts tectoniques entre des formations triasiques [Sidéris, 1988, 1989].

V. CONCLUSIONS SUCCINCTES

Nos observations conduisent à admettre que la série anté-ophiolitique d'Oréokastro est une série inverse sub-continue, affectée de contacts tangentiels ne perturbant pas l'ordre stratigraphique d'ensemble, allant du Paléozoïque supérieur très probable au Jurassique, en passant par un Trias diversifié et assez bien daté. Un changement paléogéographique majeur se produit au Ladinien : passage d'une plateforme carbonatée à des formations carbonatées et détritiques marquant un approfondissement des dépôts qui se poursuivra jusqu'au Malm.



DEUXIEME CHAPITRE

LES FORMATIONS ANTE-JURASSIQUE SUPERIEUR DE L'UNITE DE NEA SANTA

I. VUE D'ENSEMBLE SUR LES DIVERSES FORMATIONS PRESENTEES DANS L'UNITE DE NEA SANTA

A. CADRE GEOGRAPHIQUE ET HISTORIQUE

Les affleurements de Néa Santa (fig. 19) forment la bordure orientale de Péonias à 20 km au NNE de Thessaloniki. Ils constituent un chaînon continu, d'une longueur de 14 km et d'une largeur moyenne de 3 km, à l'Est de la rivière Gallikos. Le chaînon émerge des terrasses quaternaires de la plaine de Macédoine centrale par rapport à laquelle il présente une dénivellation d'environ 400 m dans sa partie sud où se trouve le point culminant (569 m). Ce point est situé au niveau de la petite montagne de Kamila (Dévé Koran) qui, avec sa silhouette caractéristique en forme de chameau assis (d'où son nom), est bien visible sur toute la plaine, à l'Est du mont Païkon.

La dorsale calcaire du chaînon affleure sur un axe NNW-SSE et ne pose pas de problèmes particuliers pour l'observation. Le reste des affleurements, de part et d'autre de cette dorsale, se présentent sous la forme de basses collines peu couvertes de végétation ; leur nature schisteuse permet à l'érosion de prendre des proportions importantes qui masque les affleurements frais, surtout à l'Est où l'altération des niveaux tuffitiques forment des paysages "lunaires". Néanmoins les deux torrents qui traversent le chaînon (Xiroréma au centre et Megalo potami au Nord) offrent des "coupes naturelles" au sein de ces formations et permettent de relativement bonnes observations.

Pour Osswald (1938), ce chaînon fait partie de la zone du Vardar et les formations carbonatées sont d'âge triasique à crétacé supérieur tandis que leur soubassement phyllitique date du Dévonien ou du Silurien. Mercier (1966) donne les premiers fossiles (Trias et Lias) et met en évidence la position inverse de la série. Il considère que ces affleurements constituent les restes de la couverture sédimentaire de la bordure occidentale de la zone serbo-macédonienne. Des précisions stratigraphiques ont été données par Kauffmann *et al.* (1976), Papastavrou & Chatzidimitriades (1981), Staïs et Ferrière (1991). Pour les auteurs qui ont travaillé pour la rédaction de la carte de Chalcidique et des régions limitrophes [Kockel *et al.*, 1971 ; Kauffmann *et al.*, 1976 ; Kockel et Mollat, 1976 ; Kockel et Ioannides, 1979], les affleurements de Néa Santa font

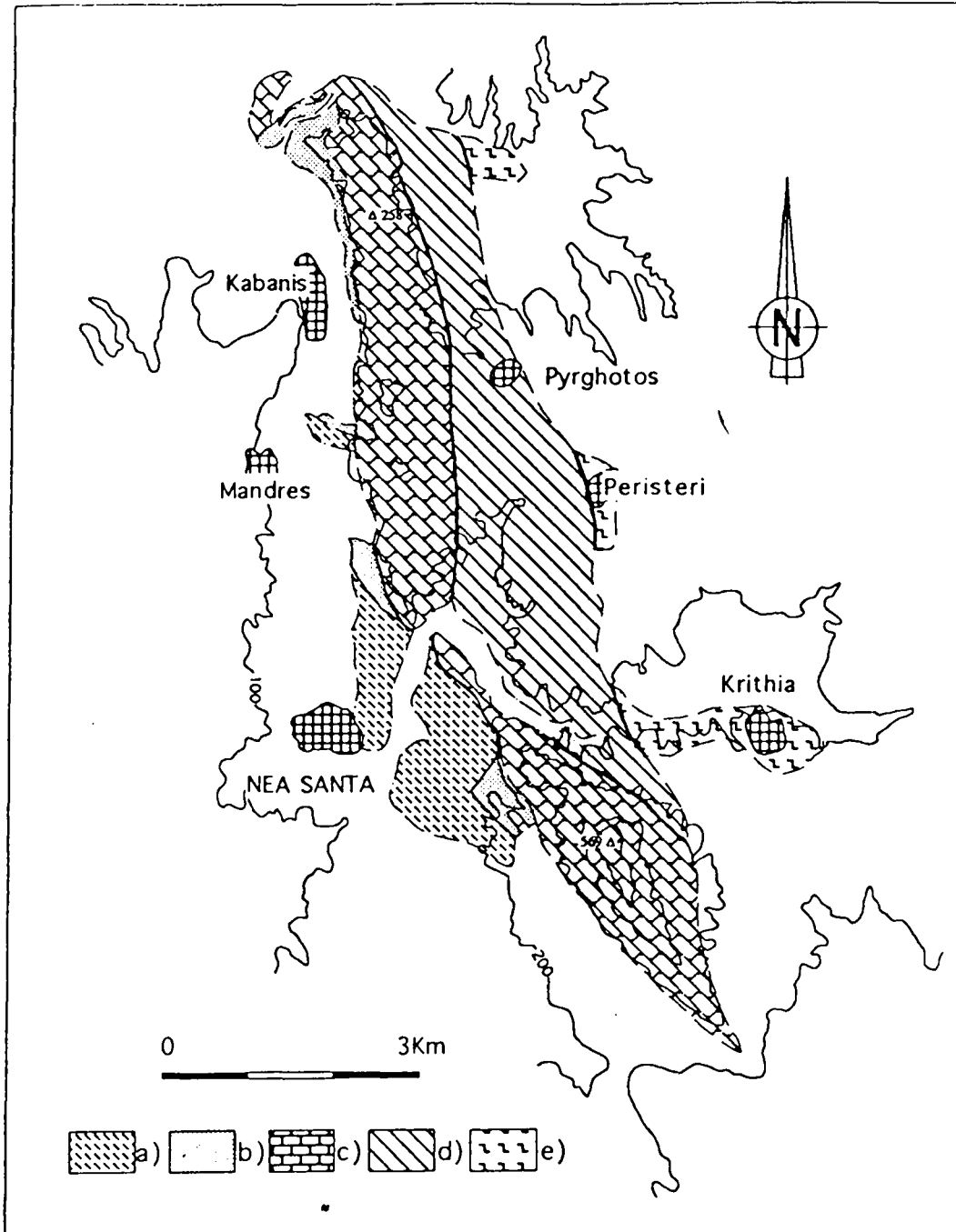


Fig.19.- Carte géologique simplifiée du chaînon de Néa Santa.

a : formation péliito-gréseuse (Trias final - Jurassique) ; b : formation calcaro-détritique ou formation de Valti (Trias sup.) ; c : formation des calcaires de Kamila (Skythien-Carnien) ; d : formation volcano-sédimentaire de Néa Santa (Trias basal - Permien ?) ; e : massif serbo-macédonien.

partie de l'unité de Dévé Koran - Doubia qui, avec les unités plus occidentales de Melissochori-Cholomon et Asprovryssi-Chortiatis, sont rattachés à la ceinture péri-rhodopienne ou zone péri-rhodopienne (Zircum Rhodope Gürtel). Ultérieurement, d'autres auteurs [Kelepertzis *et al.*, 1985 ; Lauer et Kondopoulou, 1991 ; Asvesta et Dimitriadis, 1992] ont étudié divers aspects de la série volcano-sédimentaire qui constitue la partie orientale de ces affleurements de Néa Santa.

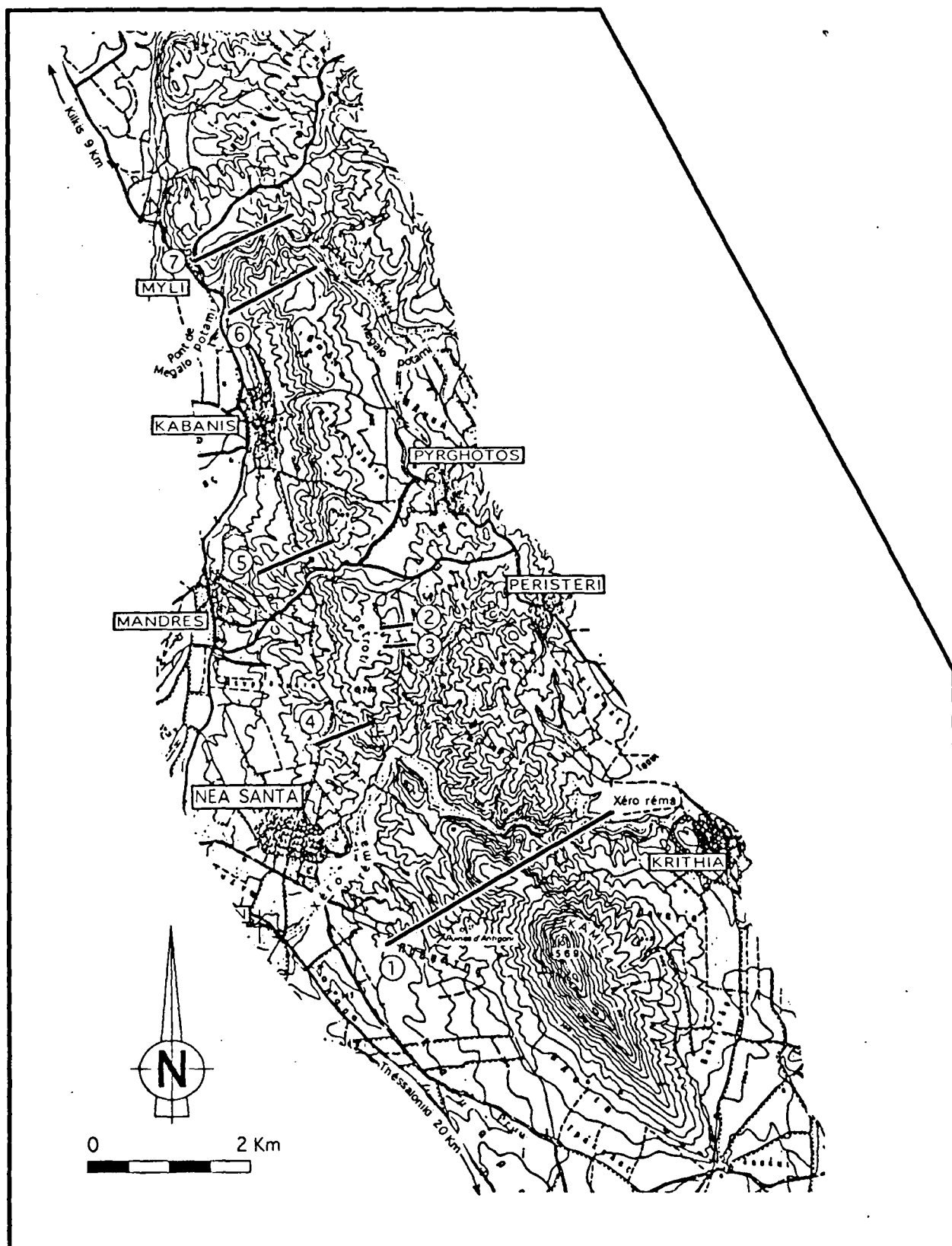


Fig.20.- Localisation de coupes dans le chaînon de Nέα Santa.

1 : coupe type (cf.fig.21) ; 2, 3 : coupes de la base des calcaires de Kamila (cf.fig.22) ; 4 : coupe au Nord de Nέα Santa (cf.fig.23B) ; 5, 6 et 7 : coupes dans la partie supérieure de la série de Nέα Santa (cf.fig.24).

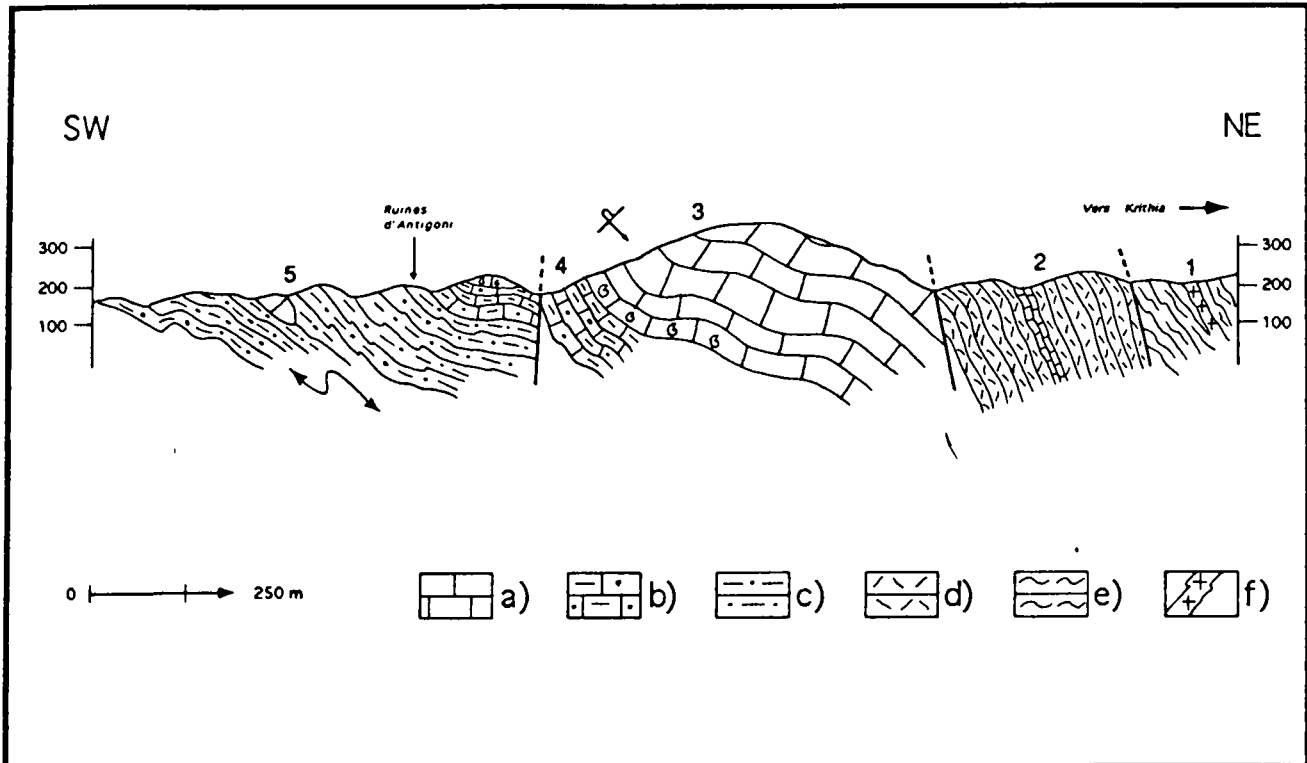


Fig.21.- Coupe-type du chaînon de Néa Santa.

a : calcaires ; b : calcaires argileux et calcarénites ; c : pélites et grès ; d : tufs et rhyolites ; e : gneiss et micaschistes ; f : pegmatites.

B. UNE COUPE DE REFERENCE : LA TRANSVERSALE DE KRITHIA

La coupe a été levée à 1 km à l'Ouest du village de Krithia en allant vers le Sud Ouest, en direction du village abandonné d'Antigoni situé dans le secteur de Néa Santa (Fig. 20-1). Cette coupe est accessible par une piste médiocre qui servait aux carrières situées à 1,5 km au Sud Est de Néa Santa. On y observe du NE au SW (fig. 21) :

- (1) Les gneiss et les micaschistes du socle serbo-macédonien, traversés par des filons pegmatitiques datés à ~ 300 MA [Borsi *et al.*, 1964].
- (2) Une formation volcano-sédimentaire épaisse de plusieurs centaines de mètres formée essentiellement de roches rhyolithiques et de tufs contenant quelques niveaux calcaires à faune du Trias inférieur.
- (3) Les calcaires de Kamila épais d'environ 300 m. Ils sont recristallisés en grande partie et datent du Carnien à leur sommet.
- (4) Une formation calcaro-détritique (ici 30 à 40 m) qui date du Trias supérieur.
- (5) Une formation périto-gréseuse qui comprend des pélites et des grès à blocs de calcaires resédimentés et plus à l'Ouest des schistes sériciteux très plissés.

Nous avons donc à Néa Santa une série renversée constituée de formations lithologiques distinctes. Nous examinerons par la suite ces formations en commençant par les plus anciennes.

II. LE SOCLE SERBO-MACEDONIEN

A. LES DONNEES LITHOLOGIQUES ET CHRONOLOGIQUES

Le massif serbo-macédonien en Grèce a été divisé en deux "séries" par Kockel *et al.* (1971-1977). La première, orientale ("série de Kerdilion"), est formée essentiellement de gneiss migmatitiques avec des intercalations d'unités de marbres et d'amphibolites. La deuxième, occidentale ("série de Vertiskos"), comprend des gneiss et des schistes avec plusieurs intercalations de roches méta-ophiolitiques.

Le socle serbo-macédonien du secteur de Néa Santa affleure au nord de Pyrgotos et autour des villages de Krithia et de Peristeri, où il est séparé du reste du massif serbo-macédonien par des failles quaternaires.

Les affleurements de Néa Santa appartiennent à la "série de Vertiskos" et sont constitués de gneiss et de schistes à deux micas, au sein desquels des filons pegmatitiques existent notamment à Xérorema et Megalo-potami. Il s'agit de pegmatites à composition classique comparable à celle de granites [Mercier, 1966]. Je n'ai pas étudié en détail ces formations.

Les roches de la série de Vertiskos sont affectées par un métamorphisme régional de faciès amphibolite [Kockel *et al.*, 1971]. Cinq mesures radiométriques à Xéro réma ont été entreprises [Borsi *et al.*, 1964] sur les muscovites de pegmatites avec la méthode Rb/Sr ; elles ont donné $275 \pm 3,16$ Ma. Une mesure à Megalo potami [Mercier, 1966] sur les micaschistes encaissants, avec la méthode K/Ar a donné 300 ± 10 Ma. Ces âges sont comparables à ceux qui ont été proposés par les mêmes auteurs pour le socle affleurant dans le massif d'Oréokastro.

D'autres âges plus récents ont été trouvés, toujours dans la "série de Vertiskos" mais assez loin vers l'Est du contact avec la formation volcano-sédimentaire : 138 ± 2 Ma et 195 ± 3 Ma (Harre *et al.*, 1968, recalculés par Dixon et Dimitriadis, 1984) ; $172,7 \pm 31$ Ma et $78,2 \pm 10$ Ma [Papadopoulos, 1982]. Kockel *et al.* (1971) et Harre *et al.* (1968) considèrent que les âges les plus récents, donnés par les isotopes, sont le résultat d'un rajeunissement du soubassement hercynien ou pré-hercynien, lors des phases alpines qui auraient provoqué un rétrométamorphisme. Dixon et Dimitriadis (1984) précisent que ces âges isotopiques pourraient être des "cooling ages" liés à un

métamorphisme général et une déformation d'âge Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, qui n'auraient pas été suffisamment intenses pour effacer totalement les effets des recristallisations du Carbonifère supérieur au niveau des micas blancs des pegmatites.

B. L'AGE ET LA SIGNIFICATION DU SOCLE SERBO-MACEDONIEN

Si nous considérons l'âge le plus ancien donné par les isotopes, soit 300 Ma environ, nous ne pouvons qu'attribuer un âge plus ancien que le Carbonifère supérieur aux "gneiss et schistes de Vertiskos". Pour ces roches serbo-macédoniennes, une origine métasédimentaire a été proposée [Kockel *et al.*, 1971-1977] : les roches originelles auraient été des arkoses et des argiles. Les relations entre la série de Vertiskos qui contient des méta-ophiolites et celle de Kerdilion qui montre localement des calcaires néritiques et conglomérats métamorphisés ne sont pas claires. La nature de la structure des unités tectoniques, leur âge et leur signification, malgré la multitude de travaux, restent encore à résoudre.

III. LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE RHYOLITIQUE DE NEA SANTA

A. COUPE DE REFERENCE.

La formation volcano-sédimentaire de Néa Santa (fig. 19) occupe l'essentiel de la moitié orientale des affleurements de Néa Santa. Elle vient en contact tectonique avec les divers termes des calcaires de Kamila par des failles de direction N-S et NE-SW sur environ 10 km. On peut retrouver de petits affleurements de cette formation jusqu'à 40 km vers le SE (région de Zagliveri-Sana) dans la partie septentrionale de la Chalcidique. Au Nord on peut les suivre, autour du village de Kolchis, entre Kilkis et Métalliko, et autour de la frontière avec l'ex-Yougoslavie. Au-delà de la frontière, la présence de ces roches a été signalée en bordure occidentale du mont Kerkini (Belacica) entre Strumica et le lac Doiranis [Erdmannsdörfer, 1924 *in* Mercier, 1966]. Les formations affleurent donc sur 70-80 km, selon une direction NW-SE, et leur épaisseur pourrait dépasser le millier de mètres. En Grèce, la formation volcano-sédimentaire a été reconnue comme telle par Mercier (1966) qui lui avait attribué un âge fini-hercynien, probablement trias inférieur.

Si nous parcourons la formation volcano-sédimentaire d'Est en Ouest au niveau du torrent de Xéro réma qui nous offre une remarquable coupe naturelle nous distinguons (fig. 21-2) :

- 150 m environ, d'alternances de schistes sériciteux de couleur verte avec des bancs compacts décimétriques à métriques, violets ou rouges, de roches volcaniques à grands phénocristaux de feldspaths, ayant l'aspect de rhyolites.
- 15 à 20 m de calcaires gris-blanc assez recristallisés, lités, en bancs décimétriques par endroit très schisteux ce qui leur donne un aspect de calcschistes. Dans ce niveau, au nord de Xéro réma, un échantillon nous a livré le foraminifère *Rectocornuspira kalhori* qui indique la base du Trias inférieur (cf. *infra* § B).
- 50 à 70 m de schistes sériciteux à niveaux "rhyolithiques" alternant avec des roches quartzitiques noires à rougâtres en plaquettes ou schistosés rappelant des cherts sédimentaires. Ces roches sont souvent traversées par des veines de quartz blanc.
- 100 à 120 m d'un ensemble où dominant les roches quartzitiques en plaquettes ; les niveaux rhyolitiques et schisteux sont plus rares que dans les ensembles précédents. Ce sont ces divers niveaux quartzitiques ou schisteux qui viennent au contact des calcaires de Kamila par l'intermédiaire de failles quasi-verticales.

B. L'AGE DE LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE RHYOLITIQUE DE NEA SANTA

L'âge proposé par Mercier (1966) est le Trias inférieur car la formation lui paraissait antérieure aux calcaires locaux à faune du Trias moyen et par comparaison avec le volcanisme triasique des Hellénides et des Dinarides qui, par la suite, s'est avéré être plus récent, plutôt du Trias moyen. Cet âge a été accepté par la plupart des auteurs postérieurs.

Kelepertzis *et al.* (1985) proposent de considérer ce volcanisme comme tertiaire, par comparaison avec le volcanisme rhyodacitique de cet âge, qui existe effectivement dans le massif serbo-macédonien et dans le secteur de Péonias juste au Sud du lac Doiranis [Melidonis, 1972]. Lauer et Kondopoulou (1991), après avoir étudié le paléomagnétisme sur des rhyolites de Néa Santa, trouvent des résultats comparables à ceux obtenus par Turnell (1988) sur le volcano-sédimentaire du Trias inférieur-moyen d'Atalanti [Verriez, 1980 ; Sidéris, 1988]. Enfin, pour Asvesta et Dimitriadis (1992), le volcanisme rhyolitique a été actif jusqu'au Trias moyen et peut-être supérieur.

Dans les calcaires interstratifiés dans les formations pyroclastiques, et malgré des recristallisations, nous avons pu trouver des foraminifères. Un échantillon, prélevé sur la rive droite du ruisseau réma Peristeri qui descend du village homonyme jusqu'à Xéroréma, contient le foraminifère *Rectocornuspira kalhori* BRONNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA, espèce caractéristique du Scythien inférieur d'Iran et des Dolomites. Ce niveau fossilifère est positionné aux environs de la moitié de l'épaisseur de la formation.

Le premier niveau, daté dans les calcaires sus-jacents, à proximité de la limite des deux formations, est le Scythien supérieur - Anisien basal (présence de *Meandrospira pusilla*).

Une partie de la formation volcano-sédimentaire s'est donc déposée au Scythien ; sa partie basale, plus ancienne que le Scythien inférieur *p.p.*, pourrait alors appartenir au Paléozoïque terminal (Permien ?).

C. LES FACIES ET LE MILIEU DE DEPOT

1. Les faciès

La formation est constituée de quartzites lités d'aspect finement ou moyennement grenu, noirs, violets ou rougeâtres, en plaquettes, rappelant vaguement des jaspes ou des lydiennes, en gros bancs décimétriques. Les lames minces montrent une matrice microcristalline quartzreuse, le plus souvent dévitrifiée. Aucun fantôme de radiolaires n'a pu être identifié.

Sur d'autres échantillons on peut voir des phénocristaux de feldspaths et des cristaux de quartz à golfes de corrosion, ainsi que des opaques ferromagnésiens altérés en hématite et de la séricite. Ces roches alternent avec d'autres, plus schistosées, de couleur verte rappelant des schistes sériciteux.

Des roches à allure rhyolitique, rouges ou violettes, à gros phénocristaux de feldspaths visibles à l'oeil nu, forment des passées métriques ou plurimétriques alternant avec des schistes lie-de-vin à texture granoblastique qui sont probablement des roches rhyolitiques schistosées.

Pour Mercier (1966) qui a étudié la pétrographie de ces roches, il s'agit de roches pouvant résulter de la recristallisation de jaspes à matériel volcanique, de roches pyroclastiques rappelant des ignimbrites flammés et des porphyres quartzifères (rhyolites paléovolcaniques). Nos observations confirment cette interprétation.

Pour Kelepertzis *et al.* (1985) qui ont étudié leur pétrographie et leur géochimie, ces roches rappellent des rhyolites à feldspath alcalin et des trachytes à quartz et feldspath alcalin riches en K_2O (~ 9 %). Pour ces auteurs, les roches "rhyolitiques" semblent être le résultat de la transformation de coulées vitreuses d'ignimbrites et d'obsidiennes. Asvesta et Dimitriadis (1992) signalent en plus des interstratifications de lapillis avec des ignimbrites.

Au sein de ces roches volcaniques s'intercalent des niveaux à caractère carbonaté. Ils comprennent des alternances de calcschistes, des schistes sériciteux de couleur verte et des calcaires en bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces calcaires sont dolomitiques et très

recristallisés et contiennent jusqu'à 7 % de quartz, de la chlorite, des micas blancs et des opaques (pyrite). Plusieurs fragments d'entroques et d'ophiures ont été observés ainsi que quelques rares foraminifères .

2. Les milieux de dépôt

Les calcaires intercalés dans les formations pyroclastiques sont, pour la plupart, totalement recristallisés. Pourtant quelques échantillons montrent une faune de foraminifères benthiques et de clastes d'échinodermes ; il semblerait donc que ces faciès correspondent à un milieu de plate-forme peu profonde pour partie carbonatée. L'espèce *Rectocorospira kalhori*, retrouvée ici, est caractéristique des environnements peu profonds et instables de la zone subtidale à intertidale du domaine marin [Zaninetti, 1976].

En ce qui concerne les roches pyroclastiques qui ont donné les rhyolites *s.l.*, dans les milieux actuels, des dépôts sous-aquatiques d'ignimbrites ne présentent aucun indice de soudure. Au contraire dans les milieux anciens, des dépôts pyroclastiques acides soudés ont été reconnus dans les environnements tidaux ou mal définis [Schneider, 1990]. Il existe donc un problème en ce qui concerne l'interprétation de ces niveaux. L'analyse précise des environnements biosédimentaires encaissants serait capitale, mais à cause du métamorphisme et de la tectonique, elle est assez difficile à effectuer. L'absence de granoclassements, de turbidites et de coulées de débris au sein des roches pyroclastiques suggère l'absence de pentes ou de canyons vers le large. Des indices de dépôts sub-aériens ont même été signalés, notamment des lapillis interstratifiés dans les ignimbrites [Asvesta et Dimitriadis, 1992].

Nous pouvons ainsi dire que le dépôt de la formation volcano-sédimentaire a eu lieu dans des environnements marins peu profonds et des environnements sub-aériens. Les appareils volcaniques qui ont donné les coulées pyroclastiques soudés de type rhyolites pourraient donc être aériens ou faiblement submergés et placés au niveau de la future marge occidentale du Serbo-macédonien. Une mer épicontinentale devait envahir des dépressions allongées, liées à l'extension fini-hercynienne, qui auraient été comblées par des dépôts volcano-sédimentaires avant la fin du Trias inférieur, époque où les plates-formes carbonatées s'installent.

Alors que dans la formation rouge gréseuse de la base de la série d'Oréokastro existent de vraies roches volcaniques rhyolitiques voire andésitiques, celles-ci semblent absentes -ou pour le moins peu abondantes- dans la région de Néa Santa plus riche en roches pyroclastiques.

IV. LA FORMATION CARBONATEE (CALCAIRES DE KAMILA)

Elle constitue la partie médiane et la plus élevée des affleurements de Néa Santa. Son épaisseur peut atteindre 400 m. Elle est en position inverse, son pendage actuel est en moyenne de 30 à 50° vers le NE.

A. LES NIVEAUX CARBONATES DE BASE DU TRIAS INFÉRIEUR-MOYEN

1. Les coupes : la crête de Petroti

La crête de Petroti s'allonge sur 1,5 km, à partir de l'extrémité nord du village de Néa Santa. Les deux coupes présentées ici, ont permis d'étudier la partie inférieure des calcaires de Kamila. Elles ont été levées au niveau des anciennes pistes qui relient les villages de Néa Santa à Pyrgotos (fig. 20-2 et 3).

1.1. La première coupe a été effectuée à 1 500 m au Nord de Xéro réma (Kourou déré). Nous distinguons d'Est en Ouest (fig. 20-2 et fig. 22A) :

- (1) Des schistes verts et rougeâtres de la formation volcano-sédimentaire rhyolitique.
- (2) Environ 20-30 m de calcaires blancs dolomitiques lités, en bancs décimétriques à centimétriques. Ils se présentent fortement schistosés au contact soit avec le volcano-sédimentaire (1) soit avec les calcaires massifs (3). Malgré une recristallisation importante, ils ont fourni les foraminifères *Meandrospira pusilla* HO et *Glomospirella* sp. dont la présence indique un âge Scythien supérieur -Anisien basal.
- (3) Les calcaires gris recristallisés, en gros bancs massifs, qui forment l'essentiel de la crête de Petroti.

1.2. Plus au Sud, à environ 300 m de la précédente, une deuxième coupe a fourni également des faunes significatives. D'Est en Ouest on reconnaît (fig. 20-3 et fig. 22B) :

- (1) Les quartzites schistosées de la formation volcano-sédimentaire.
- (2) Environ 20 m de calcaires dolomitiques gris, en bancs assez recristallisés, ce qui ne nous a pas permis de trouver de microfaune.
- (3) Un niveau pélitique (6-7 m) formé de pélites beiges et verdâtres à micas blancs.
- (4) 15 à 20 m de calcaires gris en fines plaquettes ou feuilletés, biomicritiques, qui n'ont pas fourni de faune caractéristique.
- (5) 5 m de calcaires dolomitiques gris-blancs limités à l'Est par une faille.

(6) 25 à 30 m de calcaires en plaquettes et en bancs décimétriques, biosparitiques ou biomicritiques. Ils contiennent des débris de bivalves, gastéropodes et crinoïdes, des algues Dasycladales (*Aciculella cf. bacillum*), plusieurs fragments de colonies de Solénoportacées bien conservés, quelques écailles de poissons, des dents de reptiles et des foraminifères. Parmi les nombreux foraminifères plusieurs *Pilaminella gemerica* (SALAJ), *Glomospira sinensis* HO, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Endothyra* sp., *Trochammina* sp., *Nodosinella libera* TRIFONOVA ont été reconnus. L'âge de ce niveau est le Ladinien.

(7) 250 à 300 m de calcaires massifs blancs, très recristallisés. A part quelques rares entroques, aucune faune n'a été trouvée dans ce niveau.

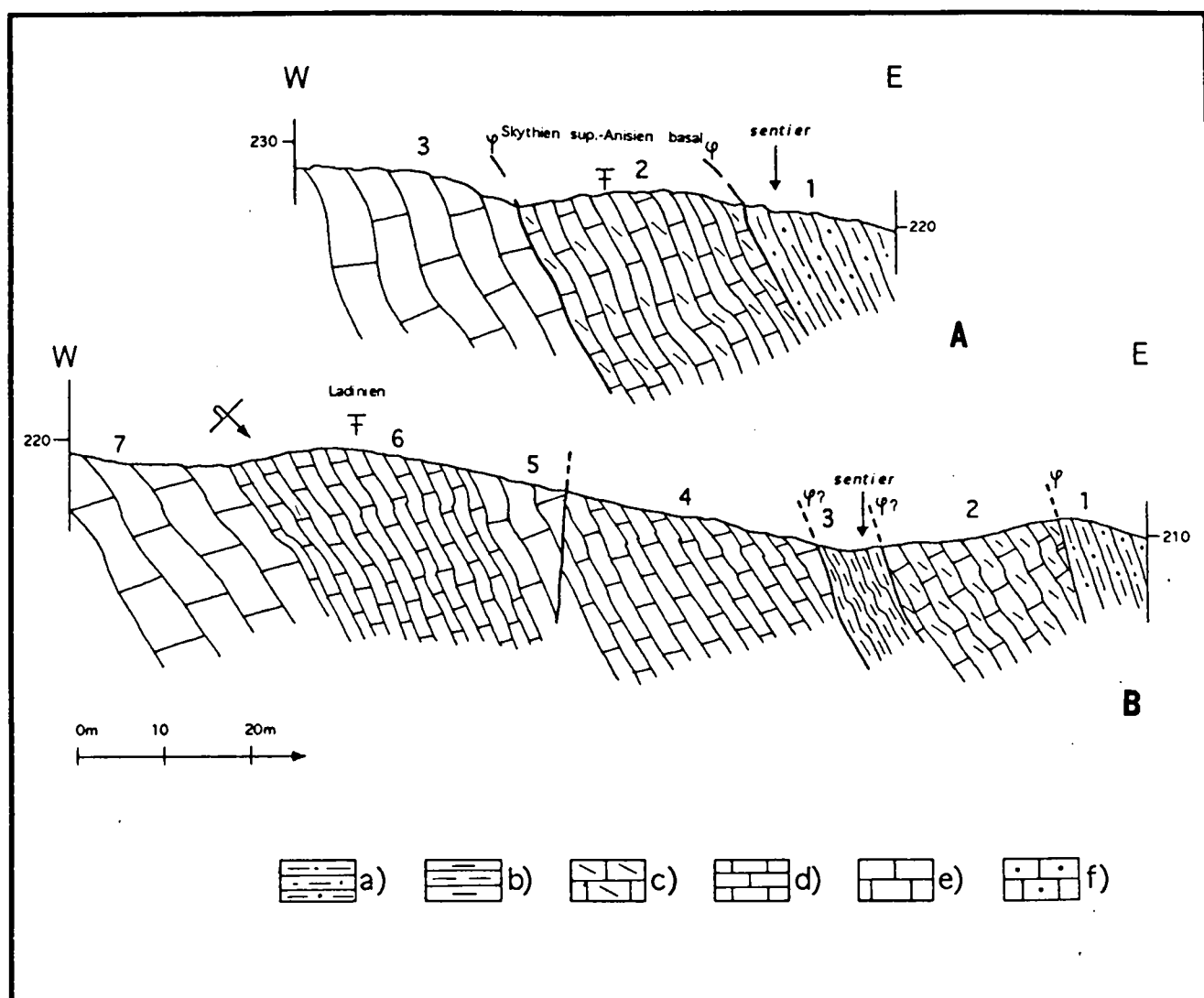


Fig.22.- Coupes dans la partie basale des calcaires de Kamila.

a : formation détritique à rhyolites et pyroclastites ; b : pélites ; c : calcaires dolomitiques ; d : calcaires en bancs fins ; e : calcaires en bancs épais et massifs.

1.3. Corrélation entre les coupes A et B (fig. 22)

Le niveau (2) de la coupe B, malgré l'absence de faune, pourrait correspondre au niveau (2) de la première. C'est très probablement dans ces niveaux dolomités que Mercier (1966) signale la présence de Brachiopodes du Trias moyen (*Cuneirhynchia trinodosi* (BITTNER)). Malheureusement, je n'ai pas pu retrouver ce gisement.

Le niveau (3) de la coupe A est comparable au niveau (7) de la coupe B, d'après l'allure et la recristallisation des bancs mais il pourrait aussi être équivalent du niveau (5) de la coupe B, dont l'épaisseur est inconnue.

La position stratigraphique des autres niveaux (3) et (4) est mal définie par manque de fossiles significatifs.

2. Les âges

La présence à la base de la formation carbonatée (fig. 22A-2) de *Meandrospira pusilla* indique un âge skythien supérieur à anisien plutôt basal pour les niveaux dolomitiques.

Les niveaux biomicritiques à algues dasycladales et foraminifères qui se positionnent à l'Ouest des précédents (fig. 22B-6) contiennent en grande nombre le foraminifère *Pilaminella gemerica* (Salaj). Cette espèce est caractéristique des faciès algaires de la biozone homonyme du domaine Carpatho-Balkanique qui comprend tout le Ladinien. Elle est aussi plus rarement citée au Carnien inférieur mais accompagnée toujours de *Pilaminella kuttani* (Salaj) et *Angulodiscus gaschei praegaschei* (KOEHN-ZANINETTI) à partir du Ladinien supérieur. Dans les calcaires massifs assez recristallisés, qui sont situés à l'Ouest des niveaux à *Pilaminella gemerica*, Mercier (1966) signale une algue du Ladinien (*Macroporella beneckeii* SALOMON). Malgré l'absence surprenante de l'Anisien, nous pouvons donc constater que le dépôt des niveaux de base des calcaires de Kamila a eu lieu entre le Skythien supérieur et le Ladinien probablement inférieur-moyen.

3. Les faciès et le milieu de dépôt,

3.1. Les niveaux carbonatés du Skythien supérieur-Anisien basal

Les calcaires dolomitiques à *Meandrospira pusilla* (fig. 22-2) apparaissent à première vue recristallisés et dolomités. Néanmoins en lame mince, trois faciès différents ont été distingués :

(a) des calcaires de texture wackestone à packstones à oolites et rares bioclastes. Les oolites sont bien roulés et le plus souvent partiellement remplacés par de la silice

secondaire. Les rhomboédres de dolomie sont parfois si nombreux qu'ils laissent à peine voir la texture originelle. Quelques aiguilles de séricite sont aussi développées. Les fossiles sont des fragments d'échinodermes et de mollusques ainsi que de rares Glomospires ;

- (b) un faciès de wackestone à packstone à intraclastes micritiques et pellets à rares foraminifères ;
- (c) le troisième faciès est un calcaire micritique stylolitisé et bréchifié. Les éléments anguleux dans leur majorité sont des mudstones similaires au faciès encaissant. Il s'agit probablement de brèches intraformationnelles dues aux dessiccations de niveaux exposés à l'air libre.

La microfaune, rare et peu diversifiée dans tous les faciès caractérisés par la présence de Meandropsires et Glomospires, témoigne d'un milieu de plate-forme peu profond à circulation limitée. Les niveaux micritiques et bréchifiés montrent un milieu calme supra à intertidal tandis que les faciès à pellets et surtout à oolites suggèrent un milieu plus agité et relativement plus profond, inter à subtidal.

3.2. Les niveaux carbonatés lités du Ladinien *p.p.*

À un niveau des microfacès, les calcaires en plaquettes (fig. 22-6) à *Pilamminella gemerica* montrent des grainstones intra et biosparitiques. Les fossiles sont des bivalves, Dasycladales, colonies de Solénoporacées, articles de crinoïdes, écailles de poisson, dents de reptiles et foraminifères. Le calibrage est moyen à bon. La taille des allochèmes est comprise entre celle des sables fins et des granules mais exceptionnellement, certains fossiles, comme des thalles de Solénoporacées, peuvent atteindre la taille du centimètre et donnent ainsi à la roche un aspect microbréchique. Les oncolites ont pour nucléus un bioclaste ou un pelettoïde autour duquel ils se sont développés. Les intraclastes, lorsqu'ils ne sont pas dolomités, laissent voir des wackestones algaires à *Tubiphytes* et *Fenestrae*. La silice est présente sous l'aspect de grains de quartz arrondis et subanguleux.

La fragmentation des bioclastes, leur usure ainsi que la texture grainstone de ces calcaires témoignent d'un environnement de dépôt de haute énergie et un remaniement fréquent. Les intraclastes algaires à *fenestrae* montrent un dépôt originel de ces faciès en milieu intratidal de la plate-forme ou une fois déposés et cimentés ces faciès ont été érodés et transportés vers le large sous un régime d'hydrodynamisme important. L'origine des éléments de Dasycladales et Solénoporacées serait un milieu peu profond récifal ou péri-récifal.

Les clastes de quartz toujours abondants montrent une certaine influence terrigène. Ces calcaires grainstones à *Pilamminella*, en bancs nets et d'épaisseur centimétrique à

pluridécimétrique parfois granoclassés, rappellent les calcarénites déposées sur des pentes sous l'action de courants de turbidité ou de coulées granulaires. Bien que les affleurements soient peu importants, et que les recristallisations limitent les interprétations, ceci est à relier au fait qu'à la même époque, nous avons des approfondissements de plates-formes liés aux événements tectoniques du Ladinien mis en évidence dans la série d'Oréokastro où se déposent des calcaires assez pélagiques et des turbidites calcaires (fig. 5).

B. LES NIVEAUX CARBONATES MASSIFS INTERMÉDIAIRES (LADINIEN p.p.)

1. Observations

Ces niveaux, qui constituent la plus grande partie des calcaires de Kamila (200 à 250 m), d'aspect massif ou lités en gros bancs, sont fortement recristallisés. En lame mince, un échantillon prélevé entre les villages Mandres et Peristeri dans la partie médiane, a révélé quelques rares fragments d'échinodermes et un embryon d'ammonite à proximité (une dizaine de mètres) des niveaux condensés rouges sus-jacents de type Ammonitico rosso.

2. L'âge des calcaires massifs

Mercier (1966) signale une algue du Ladinien (*Macroporella beneckeï* SALOMON), 50 m au Nord du col de la route qui mène de Mandres à Pyrgotos. En cet endroit existent effectivement des calcaires recristallisés ; le niveau fossilifère est situé au cœur des calcaires massifs.

Les niveaux noduleux rouges qui succèdent aux calcaires massifs ayant un âge Ladinien supérieur à Carnien, nous ne pouvons que conclure qu'une partie importante de ceux-ci a été déposée pendant le Ladinien.

Par rapport aux observations faites dans la série d'Oréokastro, l'existence d'une série épaisse de calcaires massif d'âge ladinien paraît suprenante, puisqu'on note un approfondissement net dans la série d'Oréokastro à cette époque. Nous verrons qu'il s'agit probablement là d'un bloc plus proche du continent serbo-macédonien que celui d'Oréokastro, lors de l'extension ladino-carnienne.

3. Les faciès et le milieu de dépôt des calcaires massifs

Les calcaires sont très recristallisés et je n'ai pu distinguer, en microfaciès, que de rares entroques et un embryon d'ammonite juste avant les faciès rouges noduleux.

Mercier (1966) signale, au sein de ces calcaires, un faciès algaire. Ces calcaires, de couleur blanche à gris-blanc, sont en bancs massifs d'ordre métrique ou supérieurs au mètre ce qui peut correspondre à un dépôt récifal ou de plate-forme interne à taux de sédimentation important. Les niveaux les plus élevés à Ammonites indiquent l'établissement d'une communication avec le domaine ouvert et la fin de cet épisode marqué par des niveaux carbonatés massifs.

4. Le problème de l'Anisien dans la série de Néa-Santa.

Avec les données chronologiques que nous possédons, nous pouvons supposer que les formations volcano-sédimentaires et carbonatées, forment une série en position inverse qui a commencé à se déposer au Permien supérieur ? - Trias basal. Les niveaux à *M. pusilla* sont les faciès typiques du Skythien supérieur - Anisien basal et les niveaux à *Pillaminella gemerica* du Ladinien. Entre les deux, manque par conséquent l'Anisien typique à faciès de plate-forme à *M. dinarica* et algues si bien développé à Oréokastro (Ocb 2). Pourtant, des indices de ce faciès typique ne manquent pas dans des extraclastes des grainstones ladiniens bien qu'il manque cependant les fossiles typiques.

On pourrait supposer que la masse des calcaires massifs recristallisés (fig. 22B-7) située à l'Ouest des niveaux ladiniens (fig. 22B-6) est pour partie anisienne mais l'âge carnien des niveaux rouges noduleux qui lui succèdent normalement à l'Ouest interdit une telle interprétation. L'Anisien pourrait alors être représenté par les niveaux massifs situés à l'Est (fig. 22B-5) dont une partie, ou la totalité selon les coupes, aurait disparu. Une érosion importante, d'âge triasique, de ces niveaux anisiens pourrait être également envisagée puisque des éléments de cette plate-forme sont présents dans le Trias moyen-supérieur dans les grainstones ou sous forme d'olistolites (fig. 6).

C. LES NIVEAUX SOMMITAUX DE LA FORMATION CARBONATÉE : LES CALCAIRES NODULEUX (CARNIEN)

Les niveaux supérieurs affleurent bien près des ruines d'Antigoni au Sud-Est de Néa Santa et entre Mandres-Mégalo réma et Myli où ils forment la partie occidentale des calcaires de Kamila.

1. Les observations au niveau des calcaires noduleux

Au niveau de la carrière d'Antigoni (fig. 23A), dans la partie supérieure des calcaires de Kamila c'est à dire géométriquement, sous la masse des calcaires blancs recristallisés (~ 250 m), nous trouvons :

(1a) 20 m de calcaires beiges, roses ou rouges, en gros bancs, dont il est difficile de voir la stratification. Il s'agit de biomicrites, de texture wackestone, stylolitisées, à bioclastes de crinoïdes, oursins, ostracodes, brachiopodes, lamellibranches, rares gastéropodes, à embryons d'ammonites, et foraminifères dont des *Nodosariidae* et *Angulodiscus* sp.

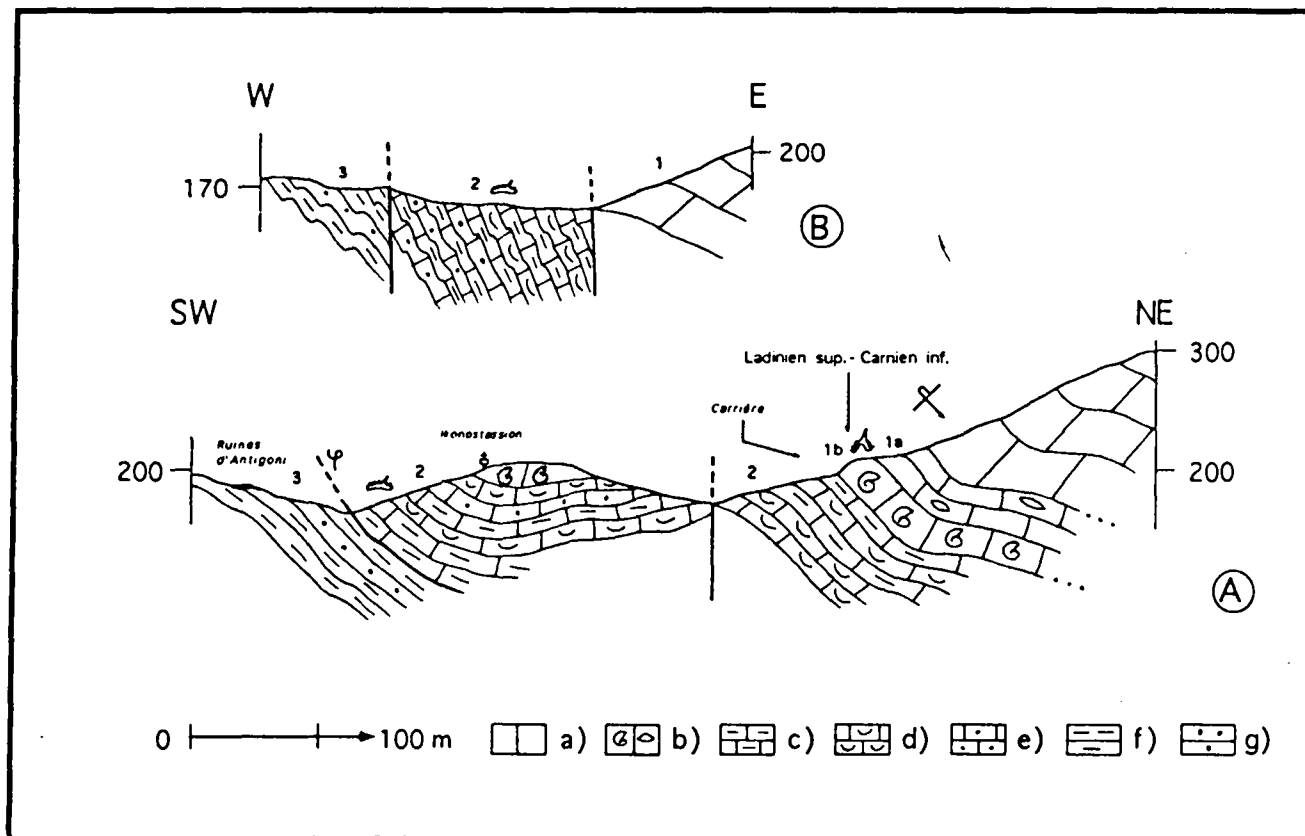


Fig.23.- Coupes aux environs du village de Néa Santa.

a : calcaires massifs ; b : calcaires de type ammonitico-rosso ; c : calcaires argileux ; d : calcaires à filaments ; e : calcarénites ; f : pélites ; g : grès.

(1b) 15-20 m de faciès rouges condensés. Il s'agit ici d'un faciès typique d'ammonitico rosso. Les bancs sont métriques et présentent des nodules calcaires séparés par des joints plus argileux et plus sombres. Ils contiennent des ammonites, des orthocères et des fragments de coquilles de bivalves, des gastéropodes et quelques foraminifères, comme des *Frondicularia* sp. L'attaque à l'acide acétique a fourni une association de conodontes : *Hindeodella saevica* (TATGE), *Pseudozarkodina tortilis* (TATGE), *Gondolella inclinata* KOVACS et *Enantiognathus petravidis* (HUCKRIEDE) qui datent l'intervalle Ladinien supérieur à Carnien inférieur pour ces niveaux.

En dehors de la région des ruines d'Antigoni, les calcaires rouges condensés se situent aussi au NE de Néa Santa et à l'Est de Mandres ; quatre petites carrières, aujourd'hui abandonnées, y étaient installées pour leur exploitation. Leur épaisseur est de

10 à 20 m. Ils sont traversés par un niveau schisteux de 5 m ; ce niveau est constitué de fines alternances de calcaires et d'argiles.

Les niveaux supérieurs rouges atteignent leur épaisseur maximale au Nord au niveau du ruisseau (torrent) de Mégalo Potami (fig. 20). A cet endroit, ce sont les quartzites violets et noirs de la formation volcano-sédimentaire qui viennent directement contre ces calcaires rouges noduleux. Ces faciès dépassent ici 50 m d'épaisseur et sont bien visibles lorsqu'on les traverse dans le lit du ruisseau qui suit la direction des couches qui ont ici un faible pendage. Les microfaciès montrent des biomicrites de texture mudstone à wackestone, à bioclastes de mollusques, échinodermes, coelentérés spongiomorphes et des foraminifères peu abondants limités à quelques petits *Nodosariidae* et *Glomospira* sp. Quelques échantillons prélevés dans la partie Est de ces calcaires, à proximité des niveaux volcano-sédimentaires, ont livré, après attaque à l'acide acétique, des conodontes : *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Hibbardella magnidentata* (TATGE) et *Gondolella* sp., association qui indique l'Anisien supérieur au Carnien inférieur. A leur sommet, ces niveaux rouges ont livré une association à *Prioniodina prionoides* BUDUROV, *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV), *Gondolella* sp. ? *tadpole* (HAYASHI) qui datent le Carnien franc.

2. Les âges

Pour les niveaux supérieurs rouges noduleux situés à l'Est de Mandres et Kabanis, Kauffman *et al.* (1976) donne un âge carnien à l'aide de conodontes. Dans le lit de Megalo Potami, un échantillon des niveaux inférieurs a livré une association de conodontes avec *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), qui indique l'intervalle Anisien supérieur - Carnien inférieur. Les échantillons provenant de la carrière située au niveau des ruines d'Antigoni (fig. 23) nous ont fourni de nombreux conodontes, parmi lesquels *Gondolella inclinata* KOVACS, qui indique l'intervalle compris entre le Ladinien supérieur (Longovardien) et le Carnien inférieur (Julien).

Dans le secteur de Megalo Potami (fig. 24C), les niveaux supérieurs des calcaires rouges ont livré une association à *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV), qui date le Carnien franc.

La partie supérieure des calcaires noduleux rouges est donc du Carnien franc excluant le Norien. Nos observations montrent également que la partie basale de ces calcaires est du Carnien inférieur ou plus ancienne. Le Ladinien supérieur (Longovardien) est envisageable, mais des âges plus anciens sont incompatibles avec les âges signalés (Ladinien *p.p.*) dans les calcaires massifs sous-jacents.

3. Les faciès et milieu de dépôt

Après les faciès massifs recristallisés, nous avons trois lithotypes d'ammonitico-rosso au sens large alternant irrégulièrement le long des affleurements de Néa Santa :

- a. des calcaires rouges noduleux, avec des joints argileux et localement des concentrations d'ammonites (calcaires ammonitico-rosso s.s.) ;
- b. des calcaires rouges jaunes ou beiges micritiques, avec localement des passées noduleuses et des lumachelles de crinoïdes ;
- c. des calcaires gris à Radiolaires et embryons d'ammonites.

Les calcaires "ammonitico-rosso" s.s. forment des bancs métriques à nodules calcaires, de couleur rouge ou rose-jaune, épais de 2 à 5 m, séparés par des joints argileux rouge-sombre parallèles entre eux, rendant ainsi le litage plus ou moins visible. Cette alternance cyclique de joints argileux et lits carbonatés se poursuit dans toute l'épaisseur des bancs. Les calcaires sont des biomicrites wackestones à embryons d'ammonites, fragments de coquilles fines de bivalves et de gastéropodes, Radiolaires et quelques foraminifères comme *Frondicularia* sp. D'autres bancs se présentent comme des accumulations de tests d'ammonites, d'Orthocères, de crinoïdes et de bivalves dans une matrice rouge micritique. Les ammonites sont en général très mal conservées et se présentent souvent comme des moules partiellement dissous ; par contre les tiges des crinoïdes et les orthocères, malgré une certaine déformation et recristallisation, sont peu altérés par la dissolution. Les fragments d'ammonites sont souvent imprégnés d'oxydes de Fe-Mn qui forment des pellicules qui enrobent leur surface. Malheureusement, les rares ammonites et orthocères dégagés sont indéterminables.

Le deuxième lithotype forme la partie calcaire traversée par le torrent de Mégalo potami ; son épaisseur varie entre 10 et 45 m. On peut également le retrouver sur la ligne de crête à l'Est de Kabanis et Mandres en alternance avec les autres lithotypes. Il s'agit de biomicrites de couleur rose-jaune ou beige, litées en gros bancs. Ils contiennent de fins tests de lamellibranches, de gastéropodes, d'échinodermes et spongiomorphes. Les foraminifères n'y sont pas abondants, limités à quelques petits *Nodosariidés* et *Glomospires*. Ils contiennent aussi parfois des intraclastes qui remanient un matériel biomicritique à fins bioclastes provenant probablement d'une vase similaire à celle qui a donné la matrice qui les entoure. Quelques passées noduleuses existent mais le plus souvent, les bancs ont un aspect plus compact que les calcaires noduleux typiques et les joints argileux ont un caractère pelliculaire. Les joints forment en effet des surfaces irrégulières qui séparent des lits calcaires très peu épais, de 1 ou 2 cm d'épaisseur. Il existe des passées métriques de calcaire à entroques tandis que les niveaux à amas de coquilles d'ammonites et orthocères sont quasi absents.

Le troisième lithotype alterne avec le deuxième sur les crêtes, à l'Est de Kabanis. Il s'agit de calcaires gris wackestones souvent bioturbés, lités, en bancs pluridécimétriques à métriques, à fins clastes de coquilles fines, Radiolaires, spicules d'éponges et embryons d'ammonites. Son épaisseur varie entre 5 et 10 m.

En général, les faciès de type ammonitico-rosso sont très caractéristiques du domaine téthysien depuis le Permien supérieur jusqu'au Berriasien [Aubouin, 1964 ; Cecca *et al.*, 1992]. Leur développement est lié à l'évolution des diverses marges téthysiennes vers des bassins océaniques. La formation de nodules est due à la combinaison de plusieurs facteurs biologiques et physico-chimiques comme la bioturbation, les courants de fonds et la diagenèse [Jenkyns, 1978 ; Flugel, 1982]. A Néa Santa, ces faciès pélagiques succèdent aux calcaires de type plate-forme carbonatée au Ladinien supérieur - Carnien inférieur montrant ainsi un changement drastique des conditions de sédimentation correspondant très certainement à une augmentation importante de la tranche d'eau dans le secteur considéré.

V. LA FORMATION CALCARO-DETRITIQUE (FORMATION DE VALTI)

Elle succède à la formation calcaire de Kamila sur les versants Ouest des collines qui forment les affleurements de Néa Santa.

A. DESCRIPTION DES COUPES

1. Coupes de la région de Valti

Les endroits les plus importants pour observer les formations calcaro-détritiques sont situés à l'Est des villages de Mandres et Kabanis (= Valti) ainsi que dans la vallée de Mégalo Potami (fig. 19 et 20).

Ici, la formation prend son épaisseur maximale (120 à 160 m) et est constituée d'une partie basale où les calcaires dominent et une partie sommitale où dominent les calcaires argileux et les marnes. Au sein des premiers mètres de la formation, au niveau du lit de Megalo Potami, existent quelques mètres d'une brèche calcaire d'origine tectonique qui ne doit pas être confondue avec les niveaux de brèches sédimentaires présents dans cette formation. Après les calcaires gris recristallisés (1a) et noduleux rouges (1b), nous distinguons d'Est en Ouest et en série inverse (fig. 24C) :

(2a) 15 à 20 m de calcaires gris sombres bien lités, en bancs décimétriques, qui passent au sommet à des bancs centimétriques. Il s'agit de wackestones à packstones

biomicritiques à fragments d'algues, gastéropodes, polypiers, crinoïdes, brachiopodes, lamellibranches, oursins.

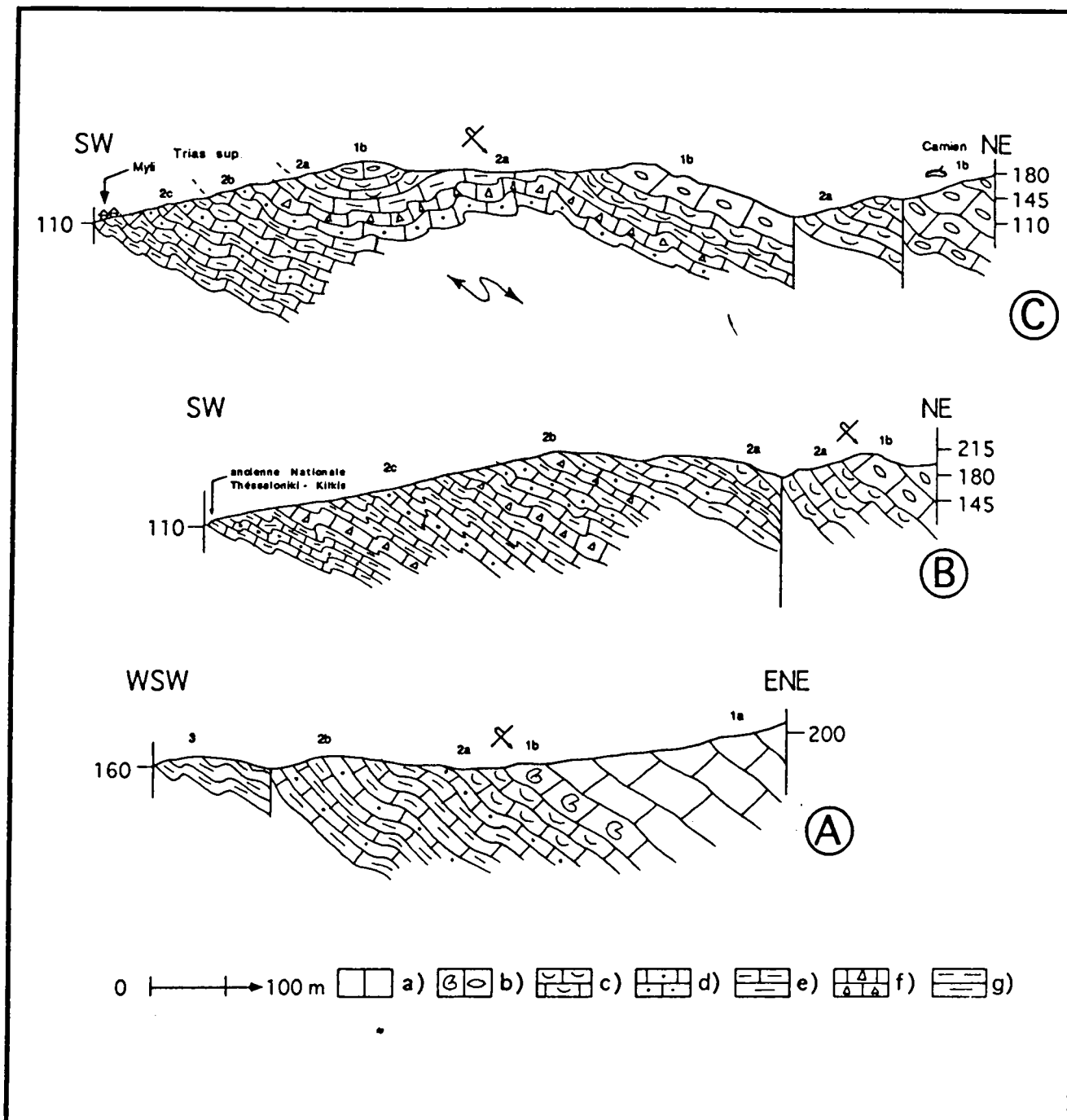


Fig.24.- Coupes dans la partie supérieure de la série de Nέα Santa au NE de Mandres.

a : calcaires massifs ; b : calcaires de type ammonitico-rosso ; c : calcaires à filaments ; d : calcarénites ; e : calcaires argileux ; f : calcaires bréchiqes ; g : pélites.

(2b) 40-60 m d'une alternance de bancs calcaires et de bancs de calcaires argileux. Les calcaires sont bien lités, en bancs décimétriques à pluridécimétriques. Il s'agit de biomicrites à fragments de polypiers, dasycladales, ostracodes, gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches. Les foraminifères y sont rares et représentés par

quelques sections de *Glomospira* sp., des Ophtalmiidés et Nodosariidés. Quelques niveaux calcarénitiques s'y intercalent ; il s'agit de wackestones à grainstones, à silice abondante, et plusieurs fragments d'organismes. Les calcaires argileux sont des mudstones à rares bioclastes.

(2c) La série se termine par 60-100 m d'alternances de calcaires argileux, marnes et des calcarénites parfois granoclassées. Il existe aussi des bancs de brèches calcaires. Les calcaires argileux se présentent essentiellement sous forme de plaquettes centimétriques. Les niveaux calcarénitiques et bréchiques contiennent principalement des clastes calcaires mais aussi des fragments lithiques de quartz polycristallin et des micas orientés. Les bioclastes sont nombreux : lamellibranches, ostracodes, polypiers, débris d'éponges, calcaires siliceux, dasycladales, polypiers. Parmi les foraminifères, on note : *Endothyra* sp., *Agathammina* sp., *Trochammina* sp. *Glomospirella* sp., *Gandina* ? et *Aulotortus* ex. gr. *friedli* du Trias supérieur.

2. Coupes à proximité du village de Néa Santa

Au niveau des ruines d'Antigoni au Sud de Néa Santa (fig. 23A), après les faciès condensés (1), nous avons 20-25 m d'alternances (2) de calcaires gris-beiges en bancs décimétriques à centimétriques, avec des calcaires fins argileux ; ces derniers dominent sur les derniers mètres.

Les calcaires gris et beiges sont des biomicrites de texture mudstone à wackestone à radiolaires, spicules de spongiaires et surtout de fins débris de coquilles de lamellibranches, ce qui leur donne un aspect de calcaires à filaments ; il existe aussi quelques rares débris de crinoïdes, ostracodes et des foraminifères. Les foraminifères sont en général de petite taille ; *Glomospira* sp. et *Aulotortus* gr. *friedli* indiquent le Trias supérieur. Les faciès filamenteux ont fourni des fragments de conodontes ramiformes et à plate-forme. Ces conodontes sont, selon B. Vrielynck, du Trias supérieur mais n'atteindraient pas le Norien, ils seraient donc d'âge carnien.

Les calcaires argileux sont des mudstones à rares débris d'organismes (fragments de bivalves), et quelques petits foraminifères unisériés. Le quartz est rare et ne représente pas plus de 1 % de ces roches. Entre les calcaires, s'intercalent quelques bancs de grès micacés et des siltites. Vers l'Ouest, la formation calcaro-détritique vient en contact tectonique avec la formation gréso-pélimitique et schisteuse.

Plus au Nord (fig. 23B), à l'Ouest de la crête de Péroti, les faciès noduleux rouges sont absents et ce sont les calcaires gris-blancs recristallisés (1) qui viennent au contact par faille avec les formations calcaro-détritiques (2). Ces dernières forment de fines plaquettes de calcaires argileux. Dans des passées plus épaisses de calcaires

wackestones, nous pouvons distinguer des filaments formés de débris de coquilles ainsi que des embryons d'ammonites. Ces calcaires ont fourni des débris de conodontes ramiformes. Il existe aussi quelques passées de calcarénites granoclassées contenant des *Aulotortus* ex. gr. *friedli* du Trias supérieur et des clastes de divers organismes.

B. L'AGE DE LA FORMATION CALCARO-DETRITIQUE DE VALTI

La formation a été rapportée au Lias supérieur (Domérien) par Mercier (1966) grâce à une faune de Nodosariidés. Papastavrou et Chatzidimitriades (1981) signalent la présence de spongiomorphes du Carnien-Norien (*Heterastridium conglobatum* REUSS) dans les derniers mètres de la série. Dans la région d'Antigoni (fig.23), les conodontes observés dans les niveaux filamenteux excluent naturellement le Lias et montrent, selon B. Vrielynck, un Trias anté-norien. Les niveaux noduleux rouges sous-jacents étant du Ladinien supérieur - Carnien inférieur, la formation calcaro-détritique de Valti date ici, pour l'essentiel, du Carnien.

Dans les affleurements situés à l'Est de Mandres et Kabanis ainsi qu'à l'endroit même où Mercier (1966) signale le Domérien (derniers mètres de la série, sous les piliers du pont sur le Mégalo potami de l'ancienne route nationale Thessaloniki-Kilkis et en bordure de cette route), existent des foraminifères du genre *Aulotortus* appartenant aux groupes *gachei* (= *friedli*) et *sinuosus*, en association avec *Endothyra* sp., *Trochammina* sp. et *Agathammina* sp. : cette faune est du Trias supérieur (Carnien à Rhétien). Le fait que ces foraminifères soient bien conservés dans la matrice micritique et non pas dans des clastes carbonatés exclut un remaniement des faunes. La formation calcaro-détritique de Valti est donc datée du Trias supérieur, au moins pour sa partie visible, non couverte par des formations quaternaires, et non pas du Domérien ou même du Lias en général.

C. LES FACIES ET LE MILIEU DE DEPOT.

Les premiers 15 à 20 mètres de la formation sont dominés par des calcaires gris, bien lités. Les microfaciès montrent le plus souvent des wackestones ou plus rarement des packstones. Les allochèmes sont presque exclusivement des bioclastes d'éponges siliceuses et calcaires, Dasycladales, crinoïdes, plaques et radioles d'oursin, lamellibranches, gastéropodes, ammonites, polypiers. Ces bioclastes sont tous brisés et dispersés dans la boue carbonatée (micrite) sans alignement préférentiel. Quelques niveaux présentent exclusivement des bioclastes et de fins tests de bivalves, ce qui donne à la roche l'aspect du calcaire à filaments. La grande diversité de la faune, le mélange d'espèces vivant sur la plate-forme avec des espèces plutôt pélagiques ainsi que leur usure, montrent un transport important et un dépôt en moyenne ou haute énergie dans les

milieux de type avant-récif ou de pente. Les calcaires à filaments sont souvent répandus dans les faciès subtidaux voir bathyaux [Flugel, 1982].

Les niveaux moyens et supérieurs de la formation de Valti forment un ensemble à caractère marnocalcaire constitué d'alternances de calcaires argileux et de marnes avec des intercalations de niveaux de calcarénites-calcirudites à grain fin et de niveaux bréchiques plus grossiers.

Les calcaires argileux en fines plaquettes centimétriques et les marnes dominent dans les derniers 60 à 100 m de la formation. Ils se présentent sous forme d'alternances monotones de plusieurs mètres d'épaisseur. En lames minces, les calcaires montrent des mudstones à radiolaires et rares bioclastes de coquilles de bivalves.

Les calcarénites-calcirudites à grain fin forment des bancs d'épaisseurs variées comprises entre quelques centimètres et plusieurs décimètres. Il s'agit de grainstones ou de packstones où sont remaniés des intraclastes de 0,1 à plusieurs millimètres, la phase de liaison étant micritique ou microsparitique. Les calcarénites sont plus fréquentes que les calcirudites et mieux triés. Les éléments calcaires sont arrondis à subanguleux ; les éléments les plus arrondis sont complètement micritisés. La plupart des intraclastes calcaires sont des wackestones à faune pélagique, radiolaires, spicules d'éponges, débris d'échinodermes, embryons d'ammonite, faciès qui rappellent les faciès des calcaires noduleux du Carnien. Il existe aussi des intraclastes de type wackestone à faciès algaires dont la source est probablement située sur la plate-forme. Les clastes non carbonatés sont des fragments de roches pélitiques bien arrondis et des grains de quartz. Les grains de quartz, toujours importants en nombre, sont anguleux ou subarrondis et forment parfois 10 à 20 % de la roche. Les bioclastes sont des débris d'algues, polypiers, mollusques et des foraminifères. Les calcarénites présentent souvent des granoclasses normaux et plus rarement les deux premiers termes de la séquence de Bouma (Ta, Tb), avec à la base des grainstones à clastes de quartz et intraclastes calcaires et à la partie supérieure, les mêmes éléments mais plus fins et des lamines ayant quelques intercalations de bioclastes fins alignés selon le plan de la stratification.

Plus rarement au sein des lithotypes précédents, s'intercalent des niveaux bréchiques grossiers à extension latérale limitée (quelques mètres ou dizaines de mètres) formant des bancs pluri-décimétriques à métriques. Les éléments remaniés sont essentiellement calcaires et la phase de liaison micritique. Les clastes sont des galets ou surtout des petits blocs anguleux ou sub-anguleux de taille très variée entre 1 et 10 cm. Il s'agit de wackestones à packstones remaniant à leur tour des bioclastes originaires de la plate-forme ou pélagiques. Les éléments originaires de la plate-forme sont rares (faciès à algues) et très recristallisés.

Cette alternance de dépôts fins calcaro-marneux (hémipélagiques) avec des calcarénites, d'origine turbiditique ou non, est typique des milieux de pente reliant la plate-forme au bassin. Les niveaux de brèches se sont très probablement déposés par un mécanisme de dépôt tel que les coulées de type "débris flow" très fréquents dans les milieux de pente.

VI. LA FORMATION PELITO-GRESEUSE (TRIAS TERMINAL - JURASSIQUE PROBABLE)

A. SECTEUR DE NEA SANTA

La formation périto-gréseuse qui succède aux faciès calcarodétritiques peut être observée autour du village de Néa Santa et à l'est du village de Mandres.

Au niveau des ruines d'Antigoni (fig. 23) nous avons des grès et des pélites micacées qui viennent au contact des formations calcaro-détritiques. Les niveaux de calcschistes sont rares. Il existe aussi quelques petits blocs métriques de calcaires recristallisés qui semblent être des petits olistolites disposés de façon chaotique au sein des pelites. Quelques centaines de mètres au Nord d'Antigoni au niveau du tournant de Megalo réma vers Néa Santa ce sont des faciès très plissés à prédominance schisteuse qui viennent en contact tectonique avec les calcaires massifs et recristallisés de Kamila ; les quelques niveaux gréseux sont ici transformés en quartzites.

L'affleurement à l'Est de Mandres (fig. 19) constitue une lame épaisse d'une centaine de mètres coincée entre les faciès calcarodétritiques. Il comprend surtout des pélites noires, jaunes et rouges avec quelques intercalations de grès micacés.

La formation en général affleure mal et peut être très métamorphique. C'est à cause de ce phénomène que les fossiles y sont mal préservés, même dans les olistolites. Etant donné sa position au contact des formations calcaro-détritiques du Trias supérieur nous pouvons supposer que son dépôt a commencé au cours du Trias supérieur et a continué très probablement pendant le Jurassique.

B. LES AFFLEUREMENTS DETRITIQUES FLYSCHOIDES DE MELISSOCHORI

Autour du village de Melissochori, nous avons l'affleurement le plus important des faciès périto-gréseux au Nord de Thessaloniki. Celui-ci se présente sous la forme d'alternances rythmiques de type flysch. Par ses faciès il ressemble à la partie supérieure (formation périto-gréseuse) de la série de Néa Santa au voisinage de laquelle il se trouve.

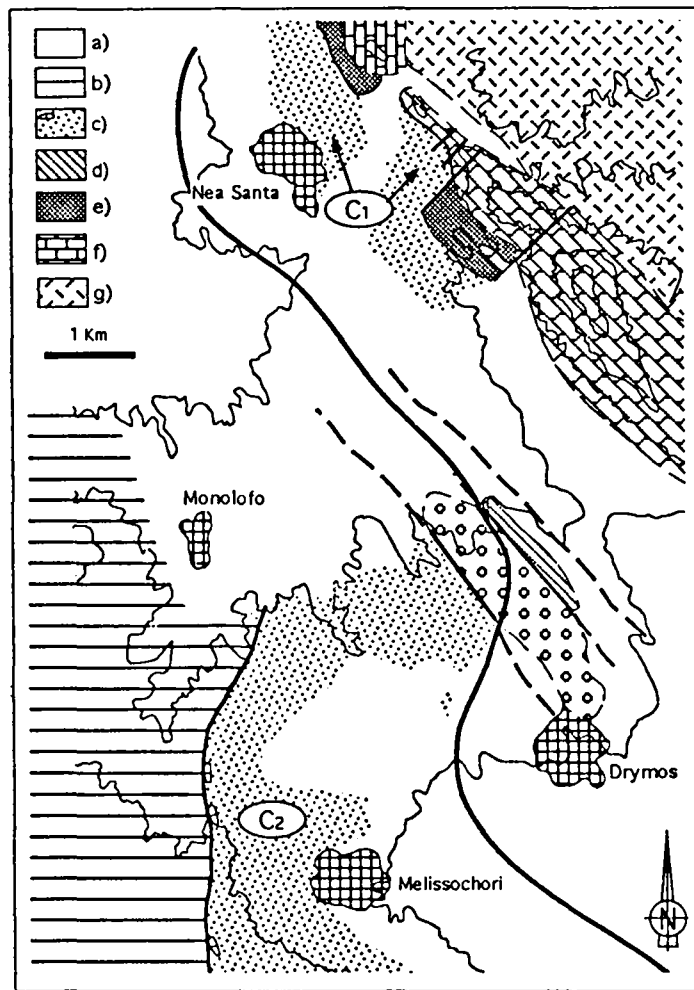


Fig.25.-Les affleurements détritiques flyschoides de Nea Santa-Melissochori.

a.: formation conglomératique d'âge jurassique sup.-crétacé inf.; b.: unité d'Oréokastro.; c1 : formations flyschoides de Néa Santa ; c2 : formations flyschoides de Mellissochori ; d: schistes d'âge trias final - jurassique.; e : formation calcaro-détritique.; f : calcaires de Kamila.; g: volcano-sédimentaire de Nea Santa.

Entre ces deux formations flyschoides pourtant, existent deux autres formations qui affleurent au niveau de la route nationale Thessaloniki-Kilkis (fig. 25) dont l'une est conglomératique et l'autre schisteuse. Celles-ci appartiennent très probablement aux conglomérats de Choryghi-Pikrolimni (d'âge kimméridgien supérieur - crétacé inférieur) et aux schistes de Vapistis (d'âge post-carnien) qui se trouvent dans le prolongement vers le Nord-Ouest.

Nous pouvons envisager deux hypothèses concernant la relation entre les deux formations flyschoides (C1 et C2, fig. 25).

Selon la première hypothèse, elles appartiennent à deux unités tectoniques différentes. La formation de Melissochori pourrait alors avoir une évolution indépendante de celle de la série de Néa Santa. Elle constituerait une écaïlle d'une série non connue séparée de sa partie inférieure pendant les phases tectoniques tardives.

- Selon la deuxième hypothèse, la formation de Melissochori constitue l'évolution de la partie supérieure de la série de Néa Santa. Dans ce cas, les formations schisteuses et conglomératiques apparaissent en fenêtre sous la formation flyschöide, comme Mercier (1966) l'a envisagé.

A l'Ouest et au Sud du village de Melissochori existent trois blocs décamétriques de calcaire au front du chevauchement de la formation de Melissochori sur le socle de la base de la formation d'Oréokastro. Ces blocs ont déjà été signalés par Mercier (1966) comme faisant partie de la série flyschöide. Cet auteur a découvert dans ces blocs des foraminifères qui ont été considérés, à l'époque, comme paléozoïques. Ultérieurement Kockel *et al.* (1976), après réexamen de ces faunes, ont signalé l'existence de Méandrospires triasiques et interprété ces blocs comme des olistolites. Dans l'un des blocs, situé à 1,5 km au Sud-Ouest de Melissochori, qui est assez recristallisé et lité en bancs centimétriques à décimétriques, j'ai pu reconnaître *Meandrospira pusilla*. Ce bloc est donc originaire de la plate-forme werféno-anisienne. Dans les deux autres blocs, je n'ai pas pu observer de fossiles permettant de les dater avec précision. Il s'agit probablement de blocs de même âge (Werféno-Anisien) ou plus récents (Anisien ou Ladinien par exemple). Je n'ai pas pu constater avec certitude s'il s'agissait bien de blocs calcaires resédimentés dans la formation détritique car leurs contacts avec le socle d'une part et la formation détritique d'autre part sont cachés par les formations récentes. L'un de ces blocs, situé à 1 km au WNW de Melissochori, présente à son sommet des faciès calcarénitiques et schisteux qui pourraient marquer un passage aux faciès détritiques de la formation de Melissochori, ou témoigner du caractère olistolitique du bloc.

Plusieurs hypothèses sont envisageables en ce qui concerne l'origine de ces blocs ; parmi celles-ci :

- a. il s'agit de blocs arrachés à la plate-forme triasique (Trias inférieur-moyen), émergée ou non, et resédimentés au Trias supérieur - Lias dans un environnement de talus (olistolites) ;
- b. ce sont les reliquats d'une plate-forme calcaire entraînés tectoniquement au niveau du contact de deux unités.

VII. CONCLUSIONS SUCCINCTES SUR LES SERIES DE L'UNITE DE NEA SANTA

Des résultats nouveaux ont été acquis sur cette série considérée antérieurement comme étant une série de haut-fond du Trias-Lias attribuée à la zone serbo-macédonienne [Mercier, 1966]. Parmi ces résultats, on peut signaler :

- la mise en évidence de l'âge Trias basal d'une partie de la formation volcano-sédimentaire acide à rhyolites, alors qu'un âge tertiaire est parfois envisagé dans Péonias pour de tels ensembles ;
- la datation de plusieurs niveaux d'âge triasique (Werfénien à Ladinien) dans l'ensemble carbonaté massif et surtout la distinction de deux ensembles à signification très différente, l'un néritique à la base et l'autre pélagique au sommet, à partir du Carnien (calcaires noduleux rouges et formation calcaro-détritique à Conodontes) ;
- la mise en évidence de passages progressifs entre la formation périto-gréseuse attribuée au Jurassique et les formations sous-jacentes.

L'ensemble de cette série, caractérisée par un approfondissement majeur au Carnien (Rifting) appartient à la marge d'un bassin en formation dès cette époque et non pas au "haut-fond serbo-macédonien".



TROISIEME CHAPITRE

LES FORMATIONS ANTE-JURASSIQUE SUPERIEUR DE METALLIKO

I. APERÇU GENERAL

Le village de Métalliko se trouve à 5 km au NE de la ville de Kilkis. Les affleurements qui nous intéressent ici sont situés autour du village et se prolongent sur environ 3 km vers le Sud et le Sud-Est à partir du village (fig. 26). Ils forment les collines de Trodos (alt. 266 m) et Pilion (alt. 342 m). C'est sur les versants de ces collines que l'on voit le mieux les successions lithologiques, le reste des affleurements étant partiellement masqué par les habitations du village au Nord et les champs cultivés au Sud.

La région a été étudiée par Mercier (1966) qui avait distingué d'Est en Ouest : une formation volcanique éocène-oligocène, une série de "diabases" à caractère volcano-sédimentaire du Lias reposant normalement sur une série calcaire datée à son sommet du Rhétien, et à l'Ouest après un contact tectonique, les formations du Lias-Dogger de l'unité de Lévétochori. Pour Kockel et Ioannidis (1979) et Ioannidis (1990) qui ont établi les cartes géologiques de Kilkis et Cherson, la formation volcanique daterait du Permo-Trias et à la base des calcaires de Métalliko, existerait du Trias détritique non daté. Les coupes (fig. 27) établies par ces auteurs démontrent aussi leur divergence d'interprétation stratigraphique et tectonique. Nous verrons que cette série volcano-sédimentaire est en fait du Trias et que la série est probablement inverse pour l'essentiel.

II. LA COUPE DE METALLIKO

La coupe a été réalisée à 700 m des dernières habitations du village, vers le SE dans une série à pendage principalement vers l'Est. On distingue du NE vers le SW (fig. 28):

- (1) Des roches volcaniques microgrenues gris-vert, à structure porphyrique de type rhyolitique, et des schistes sériciteux verts dont l'âge et la signification seront discutés plus loin. Ces roches montrent une épaisseur plurihectométrique.

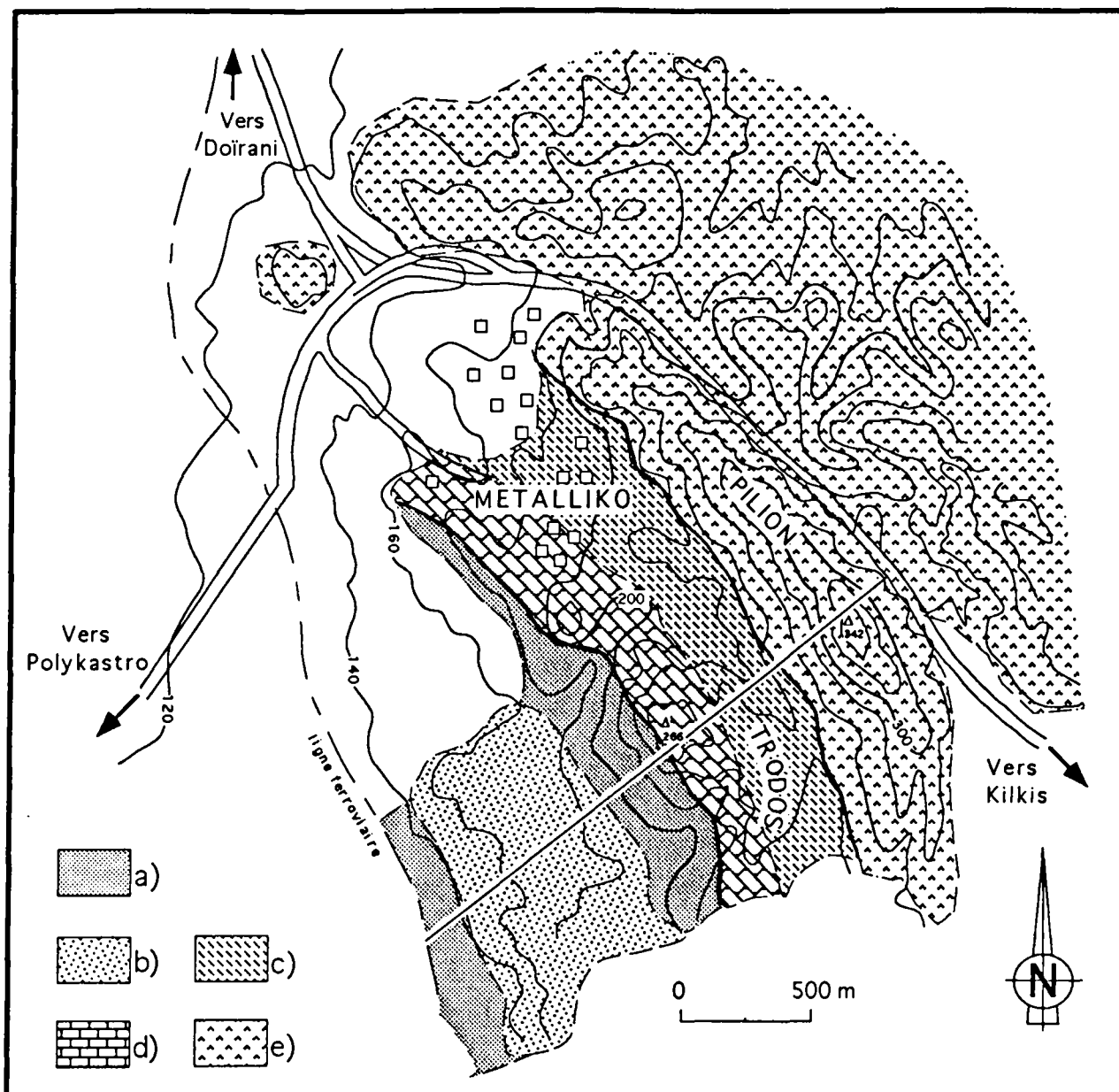


Fig.26.- Carte géologique et localisation de la coupe des affleurements de Metalliko.

a : formation calcaro-détritique ; b : formation pélito-gréseuse ; c : formation volcano-sédimentaire de Metalliko ; d : formation carbonatée de Metalliko ; e : formation volcano-sédimentaire de Néa Santa.

- (2) Une série volcano-sédimentaire à diabases dont l'épaisseur dépasse 100 m. Elle comprend des pélites noires, plusieurs niveaux de calcaires assez recristallisés et des niveaux de roches à structure doléritique souvent très altérées. Les niveaux calcaires contiennent des foraminifères du Trias supérieur.
- (3) Une série calcaire d'une puissance de 100 à 130 m. Au sein de cette série, apparaissent des niveaux bréchiques puis des calcaires en gros bancs fortement recristallisés. La série bréchiq ue contient des éléments du Ladinien supérieur - Trias supérieur.

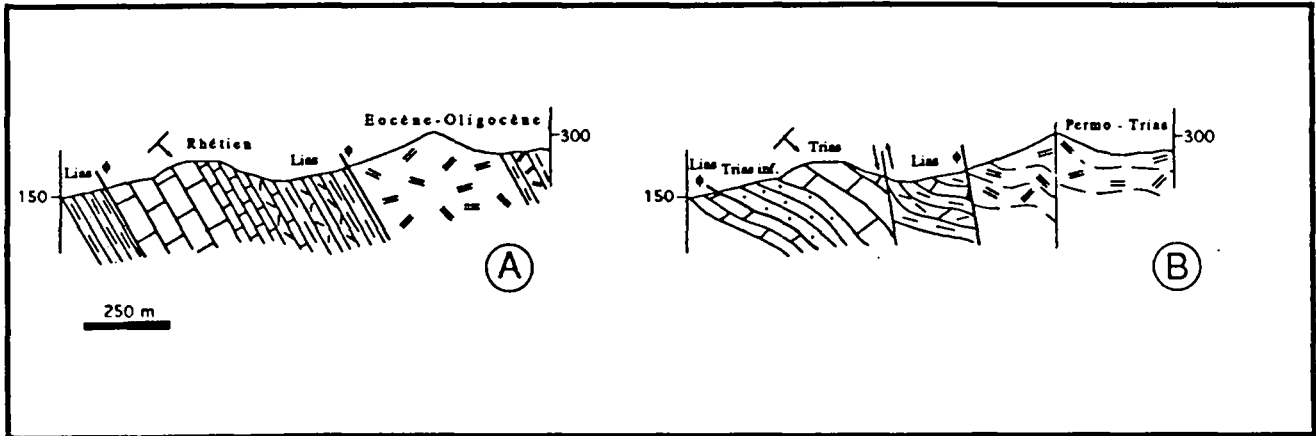


Fig.27.- Coupe de Metalliko. [Selon Mercier (1966) (A), Kockel et Ioannidis (1979) et Ioannidis (1990) (B)].

(4) Une formation calcaro-détritique plissée qui affleure sur les versants Ouest des collines de Metalliko. Elle comprend des niveaux de calcaires fins ou microbréchiques et des grès calcaires. Son épaisseur, difficile à évaluer en raison des replis et des conditions d'affleurement, peut dépasser 150 m. Elle est très probablement du Tias supérieur.

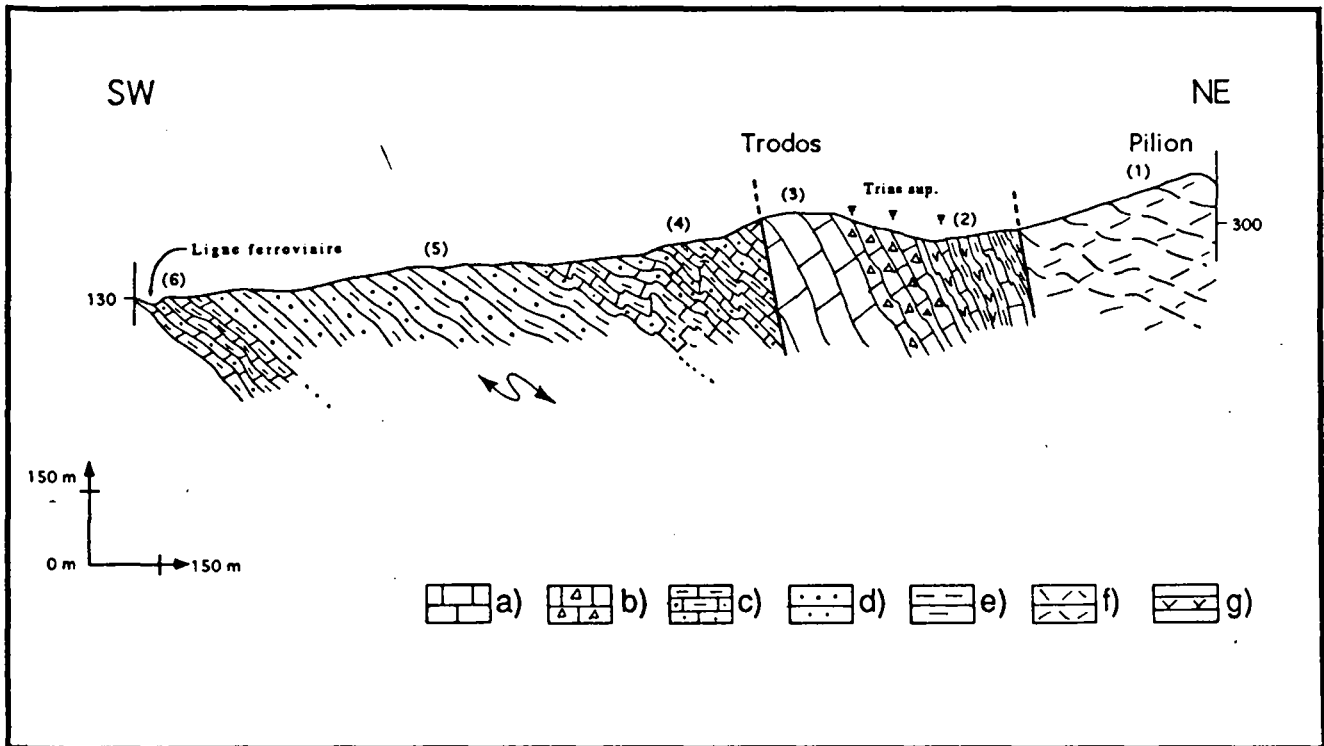


Fig.28.- Coupe de Metalliko.

a : calcaires ; b : calcaires bréchiques ; c : calcaires gréseux et argileux ; d : grès ; e : pélites ; f : tufs rhyolitiques ; g : laves et dolérites.

- (5) Une formation pélito-gréseuse succède à la précédente. La nature de leur contact est difficile à décrypter car elle est masquée par la végétation et les éboulis.
- (6) Des alternances de calcaires en plaquettes, par endroits à filaments, gris-beiges, avec des marnes, des pélites et des grès calcaires. Tout l'ensemble est très plissé.

Nous pouvons donc observer à Métalliko, d'Est en Ouest, trois ensembles tectoniques distincts séparés par des accidents majeurs : a) la formation volcano-sédimentaire rhyolitique de la colline de Pilion (1) ; b) les formations calcaire et volcano-sédimentaire triasiques (2) et (3) ; enfin c) les formations calcarodétritique (4) et (6) et pélitogréseuse (5) très probablement du Trias supérieur - Jurassique.

III. ANALYSE DES DIFFERENTES FORMATIONS

A. LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE RHYOLITIQUE DE LA COLLINE DE PILION

Cette formation est constituée de roches vertes, grises ou rouges, en niveaux épais et durs à phénocristaux de feldspaths (rhyolites ?). Il existe aussi des niveaux schisteux verts ainsi que des niveaux de quartzites lités en bancs centimétriques. Ces faciès ressemblent à ceux du volcano-sédimentaire de Néa Santa dont ils constituent le prolongement naturel vers le Nord (fig. 29). Un âge Paléozoïque supérieur (Permien terminal) - Trias inférieur est donc envisageable. Mercier (1966) leur a attribué un âge éocène-oligocène car il a trouvé, à environ 500 à 600 m à l'Est de Pilion (ex Kara-Koran), des cinérites qui seraient interstratifiées dans les niveaux rhyolitiques qui ont fourni des spores et des pollens de cet âge.

Je n'ai pas pu retrouver ces niveaux cinéritiques à microflore tertiaire. Le paysage tectonique étant assez complexe à cause de l'écaillage intense des différentes formations, il est possible que les niveaux volcaniques à cinérites constituent une lame coincée entre les formations antérieures lors des phases tectoniques de l'Eocène-Oligocène. L'implication de volcanites tertiaires dans les écaillures avec leur substratum anté-crétacé paraît pourtant surprenante car dans le domaine du Vardar toutes les roches sédimentaires qui sont de cet âge (Paléogène) sont légèrement plissées (Artzan) ou subhorizontales (Choryghi) et transgressives sur des structures anté-tertiaires. Le volcanisme paléogène, également observé dans l'ex-Yougoslavie, est de nature andésitique et interstratifié dans les molasses priaboniennes. De ce fait l'âge Eocène-Oligocène des cinérites pourrait être dû à une contamination au cours du Tertiaire. La grande partie des affleurements volcano-sédimentaires au Nord de Kilkis pourrait alors appartenir au volcano-sédimentaire rhyolitique de Néa Santa d'âge Trias inférieur (Permien ?).

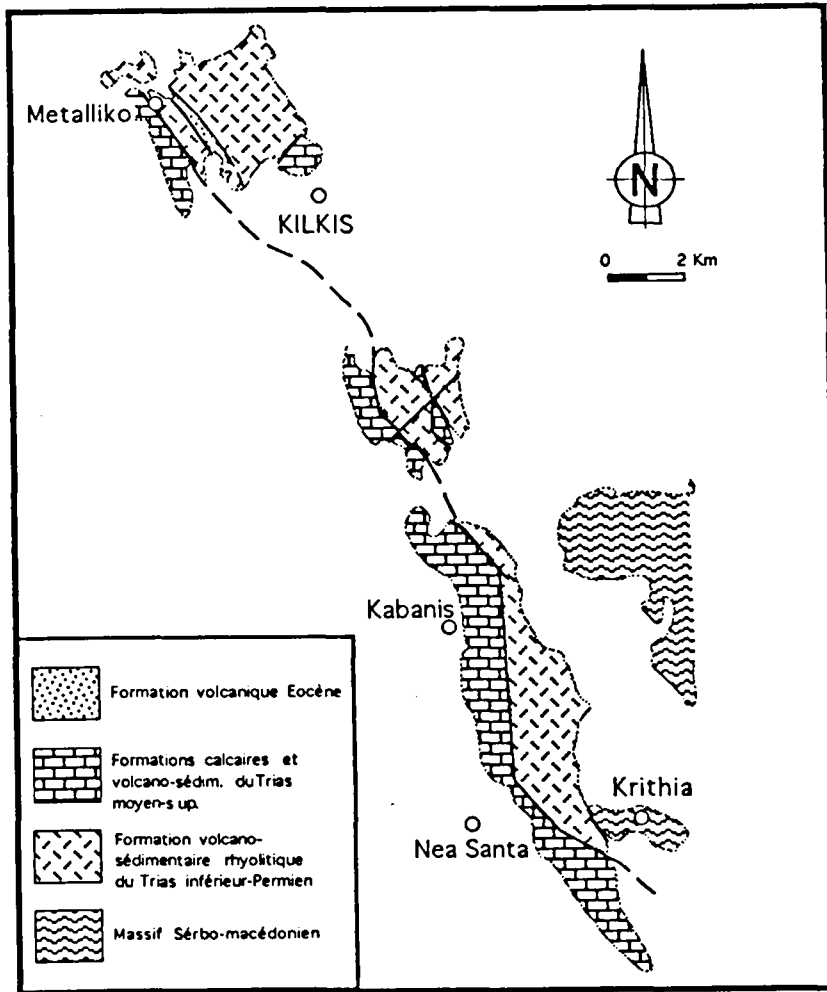


Fig. 29.- Les formations volcaniques entre Néa Santa et Metalliko.

B. LES FORMATIONS CALCAIRE ET VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE METALLIKO

D'après mes observations je considère, en accord avec Mercier (1966), que ces formations comme font partie du même ensemble tectonique. Ces formations sont propres aux collines de Métalliko, contrairement aux restes des formations; c'est pour cette raison que par la suite, lorsque j'utiliserai les termes "série ou formations de Métalliko", ils désigneront l'ensemble de ces deux formations.

1. Observations détaillées sur la série de Métalliko

1.1. Coupe dans les formations volcano-sédimentaires à roches basiques

Si nous détaillons la coupe type au niveau des formations volcano-sédimentaire et calcaire (fig. 28-2), nous distinguons d'Est en Ouest :

- (2a) 20 m de pélites noires écrasées, au contact avec les roches porphyriques rhyolitiques datées du Trias inférieur près de Néa Santa.
- (2b) 5 m de calcschistes gris-noirs.
- (2c) 8 m de roches à structure doléritique assez altérées et recristallisées.
- (2d) 15 m de calcschistes avec des intercalations de calcaires gris en plaquettes, recristallisés. Il s'agit de mudstones à bioclastes d'entrouques, gastéropodes et bivalves.
- (2e) 6 m de roches à structure doléritique.
- (2f) 5 m de calcaires en bancs décimétriques sombres. Il s'agit de wackestones partiellement dolomitisés, à paillettes de mica et cristaux de quartz secondaires. Ils contiennent quelques oolites et des bioclastes d'échinodermes et d'algues ainsi que *Glomospira* sp., ce qui nous indiquent que l'âge de ce niveau ne dépasse pas le Trias.
- (2g) 5 m de roches à structure doléritique.
- (2h) 15 m de calcaires en bancs décimétriques recristallisés. Dans des endroits préservés, nous avons pu observer des pelmicrites de type wackestone à packstone, contenant de rares bioclastes de crinoïdes et de lamellibranches, mais assez riches en foraminifères dont *Glomospira sinensis* HO, *Aulotortus* ex. gr. *communis* (KRISTAN), *Endothyra* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN. Ces calcaires se sont donc déposés pendant la période Ladinien terminal - Trias supérieur.
- (2i) 10 m de roches volcaniques à structure microlitique.
- (2j) 15 m de schistes de couleur verte.

1.2. Coupe dans les formations carbonatées (fig. 28-3)

Le niveau 2j passe directement vers l'W et sans contact tectonique majeur à :

- (3a) 30 m environ de calcaires bréchiques et microbréchiques en bancs épais pluridécimétriques à métriques, avec quelques passées de bancs plus fins décimétriques. La taille des clastes varie considérablement entre sables, graviers et galets et dans certains bancs, il s'agit même de petits blocs de 5 à 7 cm sur les sections visibles. Ces éléments toujours calcaires sont anguleux ou peu arrondis à subarrondis. Ils baignent en général en désordre dans la matrice mais il existe des passées où l'on peut voir un allongement des éléments parallèlement au litage. Tout l'ensemble est légèrement recristallisé et affecté par une schistosité de flux qui accentue localement cet aplatissement.

En lames minces, ces calcaires montrent des intra et biomicrites de texture wackestone à packstone, remaniant des clastes de calcaires variés et de nombreux clastes organiques. Il existe des clastes de calcaires wackestones à pellets, algues, *Meandrospira* sp. et *Glomospira* sp. originaires d'un milieu de plate-forme carbonatée du Trias moyen ou inférieur ; d'autres encore contiennent *Pillamina densa* (PANTIC) de l'Anisien ou des dasycladales dont *Aciculella* sp. et des intraclastes micritiques à contours irréguliers qui évoquent des intraclastes algaires. En dehors des éléments originaires de milieux peu profonds qui sont les plus communs, existent des intraclastes de mudstones à filaments et Radiolaires qui évoquent des milieux de dépôts plus profonds. Les bioclastes sont nombreux, représentés dans la matrice micritique souvent "néospartitisé" par des débris de brachiopodes, des lamellibranches, l'algue problématique *Tubiphytes* sp., des fragments d'algues rouges Solénoporacées.

Des foraminifères sont présents : *Endothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp., *Glomospirella* cf. *sinensis*, *Endothyranella* cf. *tricamerata*, *Gaudryina* sp., *Duostominidae*, *Nodosariidae* et *Aulotortus* ex. gr. *communis* (KRISTAN) qui nous permettent de rapporter ce niveau au Ladinien supérieur - Trias supérieur.

(3b) quelques 10-15 m d'un calcaire bien lité, en bancs décimétriques. Il s'agit de wackestones à oolites et bioclastes sparitisés et dolomités. Ils contiennent des fragments de lamellibranches, gastéropodes et crinoïdes et des foraminifères : *Glomospira* sp. et *Glomospira tenuifistula* HO d'âge skythien supérieur à rhétien.

(3c) les dernières mètres de la barre carbonatée (80-90 m) sont constitués d'un calcaire gris-blanc ou rosâtre, par endroit ferrugineux, lité en bancs métriques. Il est très recristallisé et plus altéré et cataclaté que les niveaux bréchiqes. Aucune trace de faune n'a été relevée.

2. Les âges des formations de Métalliko

Mercier (1966) cite un ostracode du Rhétien (*Carinobairdia* gr. sp., *Triasica alpina* KOLLEMANN) dans les faciès bréchiqes des calcaires de Métalliko (fig. 28-3). J'ai entrepris un échantillonnage dans les rares niveaux non bréchiqes de cette formation, pour éviter le problème des remaniements de faunes. Un seul échantillon, prélevé au niveau de la colline à 90 m au Sud de la dernière maison du village en allant vers Trodos, m'a fourni plusieurs fragments de conodontes ramiformes et de nombreux ostracodes mal conservés. Cette faune reste indéterminable jusqu'aujourd'hui. L'interprétation des âges donnés par les foraminifères des couches bréchiqes, présentes en abondance, doit se faire attentivement car il y a naturellement possibilité de remaniement des faunes. Comme exemple on peut citer les faunes à *Meandrospires* et *Pillamina densa* de l'Anisien visibles

dans des clastes provenant des calcaires de cet âge décrits dans la série d'Oreokastro par exemple. Malheureusement, les espèces trouvées dans la matrice sont des espèces à large répartition dans le temps. La présence des *Aulotortus ex. gr. communis* (KRISTAN) nous permet cependant de dater le Trias supérieur voire le Ladinien terminal. Si le Rhétien existe dans ces niveaux, il ne peut s'agir que du Rhétien inférieur-moyen car c'est l'époque limite pour les conodontes.

Pour la formation volcano-sédimentaire (fig. 28-2), un âge liasique a été proposé par Mercier (1966) et retenu par ceux qui ont ensuite étudié les roches volcaniques [Bebien, 1982 ; Davis *et al.*, 1989] car elle reposait géométriquement sur du Rhétien et par comparaison avec les niveaux volcano-sédimentaires supposés liasiques d'Asprovryssi. L'existence d'une petite faune de foraminifères nous permet, avec *Aulotortus ex. gr. communis* (KRISTAN) et *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMAN, d'attribuer à cette formation un âge Trias supérieur voire Ladinien supérieur.

3. Le problème de la polarité de la série

La série a été supposée en position normale [Mercier, 1966] parce que les niveaux volcaniques montrent une structure bulleuse à leur sommet, rappelant les bulles que l'on rencontre à la partie supérieure des épanchements sous-marins. En vérité, des vacuoles sont dispersés dans la masse des roches volcaniques de Métalliko et non pas seulement à leur sommet, ils ne peuvent donc pas constituer un critère fiable pour la polarité de la série. Des granoclassements fiables n'ont pas été observés et les faunes retrouvées ne permettent pas de proposer une polarité indubitable.

Deux hypothèses sont dès lors envisageables :

- 1re hypothèse : la série de Métalliko, d'âge Ladinien terminal - Trias supérieur, est en position normale et les calcaires sont donc plus anciens que le volcano-sédimentaire à dolérites. En faveur de cette hypothèse, on peut citer plusieurs observations :
 - aucun élément de roche volcanique doléritique n'a été observé dans les calcaires bréchiques situés au contact du volcano-sédimentaire ;
 - les calcaires recristallisés massifs sont surtout connus dans l'Anisien-Ladinien, notamment dans les séries datées d'Oreokastro et de Néa Santa.
- 2e hypothèse : la série de Métalliko est en série faiblement renversée. A l'appui de cette hypothèse, on peut retenir que :
 - les calcaires bréchiques montrent des éléments à *Aulototurs communis*, or ceux-ci n'ont été observés que dans des faciès postérieurs au "rifting" dans les séries d'Oreokastro et de Néa Santa ;

- le caractère inverse de la série s'accorde avec une évolution discontinue mais logique des âges en allant d'Est en Ouest avec le Permo-Trias à l'Est et le Trias supérieur - Jurassique à l'Ouest (fig. 28).

Dans l'état actuel des datations, il n'est donc pas possible de préciser la polarité de la série de Métalliko mais nous pouvons cependant retenir que les deux ensembles qui la constituent appartiennent au Ladinien terminal - Trias supérieur. La formation volcano-sédimentaire est donc en fait du Trias supérieur ou moyen et non pas jurassique comme cela était supposé.

4. La signification de la série de Métalliko

L'épaisseur assez importante des bancs de calcaires recristallisés de la base géométrique de la série conduit plutôt à envisager un dépôt peu profond de type plate-forme carbonatée. Cependant les calcaires de Métalliko sont bien lités et relativement ferrugineux, contrairement à des calcaires de plate-forme typiques tels que ceux de l'Anisien ou du Ladinien des unités d'Oréokastro ou de Néa Santa.

Les niveaux microbréchiques et bréchiques, d'âge Ladinien terminal - Trias supérieur, remanient un matériel de double origine. Nous avons des clastes de diverses tailles à algues dasycladales et foraminifères qui sont originaires de la plate-forme ainsi que d'autres à filaments et Radiolaires originaires de milieux plus profonds. Le remaniement de ces clastes différents dans une matrice micritique, désigne un dépôt gravitaire du type des coulées boueuses (débris flow) dans un milieu de pente de la plate-forme vers le bassin.

Une étude géochimique du volcanisme de Métalliko fait rapprocher le chimisme de ces roches de celui des basaltes classiques de fonds océaniques [Bebien, 1982]. Même si la polarité de la série n'est pas déterminée avec certitude, il n'en reste pas moins que ces niveaux volcaniques sont du Trias moyen-supérieur et probablement lié au rifting de cet âge mis en évidence dans ce travail.

C. LES FORMATIONS CALCARO-DETRITIQUE ET PELITO-GRESEUSE A L'OUEST DU TRODOS

1. Quelques observations

L'essentiel de la formation calcaro-détritique (fig. 26 et fig. 28-4) est couvert par les formations récentes et les observations ne peuvent être que ponctuelles. Pourtant dans les premiers mètres de cette formation, au contact des calcaires marmoréens, on peut distinguer (fig. 28-4) :

- (4a) 5 m de calcaires à filaments gris-noirs et en plaquettes. L'attaque à l'acide acétique de plusieurs échantillons n'a pas révélé de conodontes.
- (4b) 10 m d'un calcaire gris en bancs pluricentimétriques à décimétriques. Il s'agit de wackestones et packstones à bioclastes, lithoclastes et abondants grains de quartz subanguleux, par passées, indiquant une sédimentation plus ou moins gravitaire. Certains grains de quartz présentent des golfes de corrosion qui témoignent d'une origine "rhyolitique". Les lithoclastes sont essentiellement des morceaux d'un calcaire à filaments qui rappelle celui du niveau précédent, il existe aussi des clastes d'un calcaire oolitique. Les fossiles sont surtout des lamellibranches et des crinoïdes ainsi que des grands foraminifères agglutinants non déterminés.
- (4c) 20 m d'alternances de pélites, de calcaires en plaquettes fins et de grès calcaires à quartz, micas, fragments calcaires et rares foraminifères agglutinants remaniés.

La formation pelito-gréseuse (5) qui succède vers l'Ouest à la précédente est constituée essentiellement de bancs métriques ou décimétriques de grès micacés associés à des niveaux de pélites noires. Plus rarement s'y intercalent des passées de calcaires en plaquettes recristallisés et des calcschistes. En raison de l'intense déformation de cet ensemble son épaisseur est difficile à évaluer.

Les niveaux calcaro-détritiques (6), observés dans la tranchée de la ligne du chemin de fer au Sud du village de Mégali Vryssi, ne sont pas sans rappeler ceux de la formation précédemment décrite (4) dont ils constituent très probablement la réapparition en raison de plis ou de la présence d'une faille non visible. Les recherches de conodontes dans ce niveau sont restées infructueuses.

2. Age et signification

Un âge Trias inférieur (Permien ?) a été attribué aux formations détritiques situées à l'Ouest des calcaires de Métalliko (fig. 27B) par comparaison avec les faciès de base rouges gréseux (Org) d'Oréokastro [Kockel et Ioannidis, 1979 ; Ioannidis, 1990]. Le rapprochement de ces deux formations paraît cependant non justifié car les formations calcaro-détritiques et pelito-gréseuses qui affleurent à l'Ouest de Métalliko ne présentent pas les grès arkosiques et les conglomérats rhyolitiques qui caractérisent les faciès rouges gréseux d'Oréokastro.

Malgré les quelques foraminifères trouvés dans les calcaires, l'âge de ces formations n'a pas été établi avec précision. Leur ressemblance, au niveau des macro et microfaciès, avec les formations calcaro-détritiques d'Oréokastro et Néa Santa - Melissochori plaide en faveur d'un âge Trias supérieur pour cette formation calcaro-

détritique. De ce fait, la formation péliito-gréseuse se serait déposée, pour l'essentiel, au Jurassique. Comme pour les formations équivalentes d'Oréokastro et Néa Santa nous pouvons donc envisager un environnement de pente où alternent des faciès hémipélagiques et des dépôts gravitaires et turbiditiques.



QUATRIEME CHAPITRE

LES AFFLEUREMENTS ISOLES DE LA PLAINE DE THESSALONIQUE

I. LES AFFLEUREMENTS DE LEVENTOCHORI

Le village de Lévétochori est situé à 6 km au SW de la ville de Kilkis (fig. 3a). Les affleurements de Lévétochori sont limités à la colline Xinovouno à l'Ouest du village.

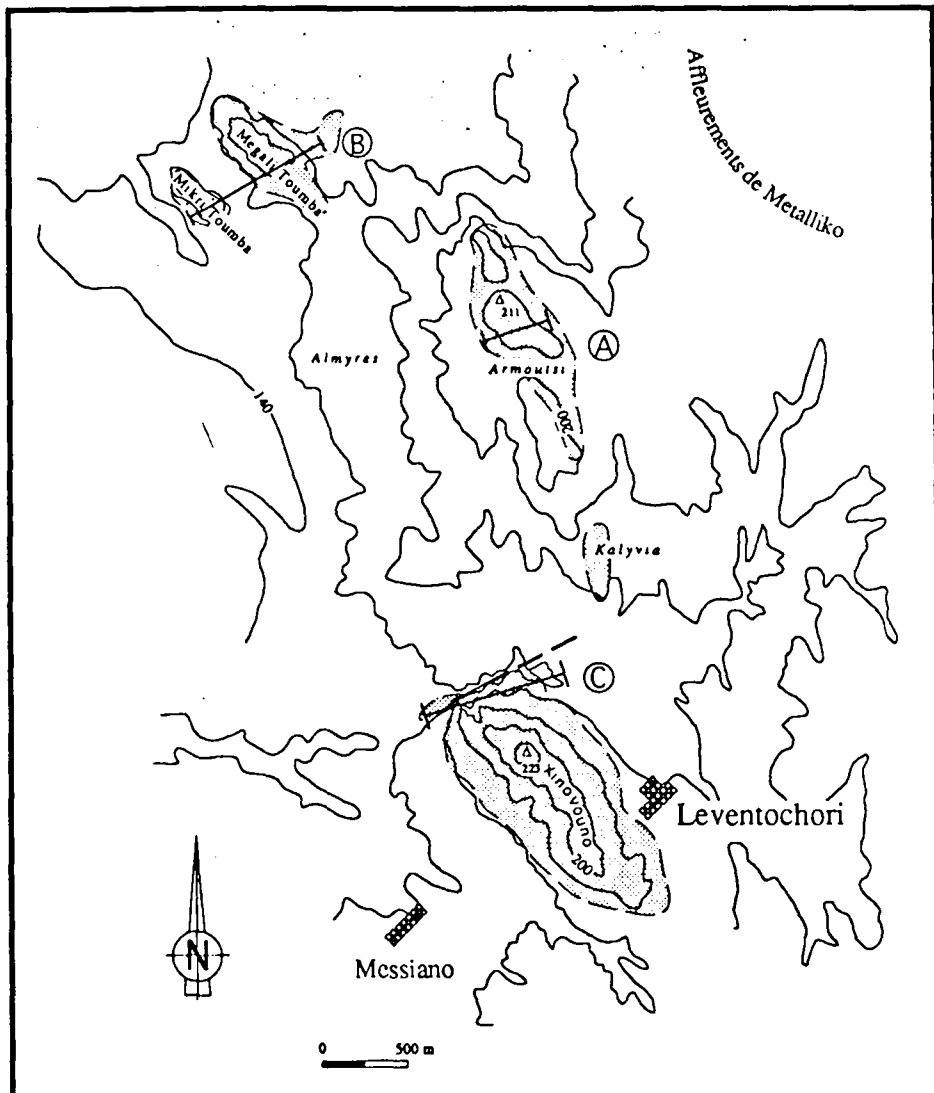


Fig. 30.- Localisation des coupes entre Leventochori et Metalliko.

A : Armoutsi ; B : M. Toumba ; C : Xinovouno.

La colline est bien connue des habitants de la région pour sa source naturelle d'eau minérale pétillante (xino néro) n'ayant pourtant qu'un débit réduit. Cette source se trouve au contact entre les calcaires de Lévéntochori et les niveaux volcano-sédimentaires au Nord Ouest du village.

A. LA COUPE DE XINOUVOUNO

Une coupe naturelle existe sur le versant Nord de la colline le long du ruisseau (fig. 30C). On peut y accéder par plusieurs chemins agricoles à partir des villages de Lévéntochori ou Messiano.

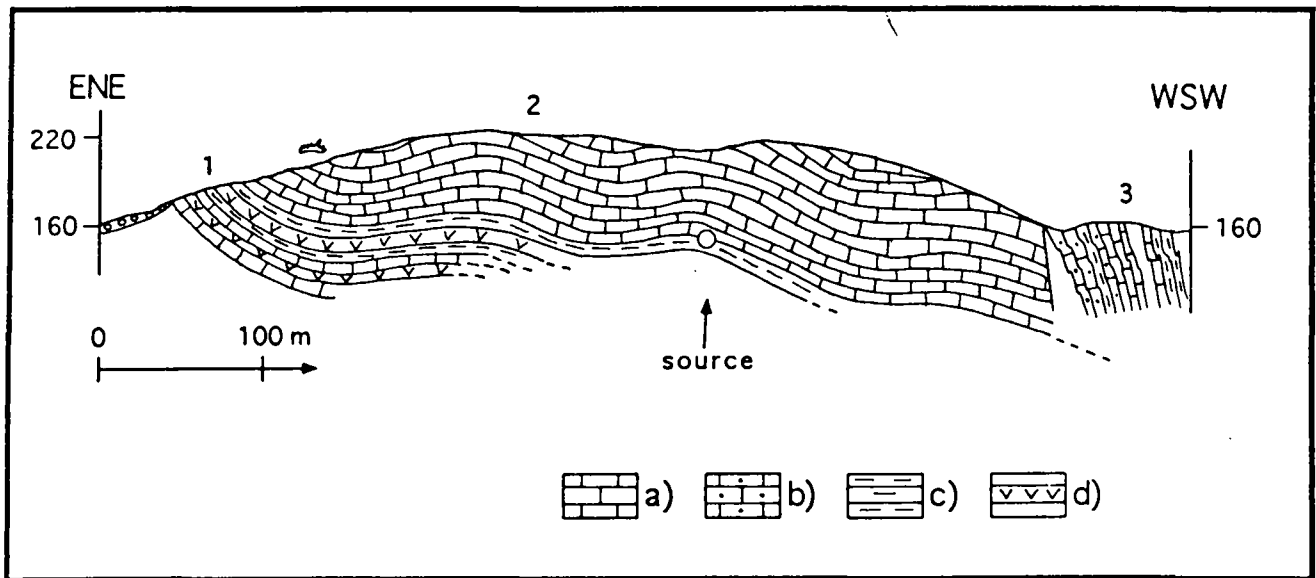


Fig. 31.- Coupe de la colline de Xinouvouno.

a : calcaires en plaquettes ; b : calcarénites ; c : pélites ; d : roches doléritiques.

D'Est en Ouest nous distinguons dans un ensemble à pendage faible (fig. 31) :

- (1) Une formation volcano-sédimentaire de 30 à 40 m d'épaisseur formée de :
- a. calcaires gris à veinules de calcite, très recristallisés et sans stratification apparente ;
 - b. 10 m de roches vertes assez altérées montrant au microscope une structure doléritique ;
 - c. 15 m de calcaires gris-noirs en bancs décimétriques et de calcschistes. Les calcaires sont des micrites à Radiolaires, des wackestones à filaments et rares *Lagenidae* ;
 - d. 20 m d'une formation de pélites rouges et jaunes contenant des intercalations de roches doléritiques et de calcschistes.

(2) Une formation calcaire d'une puissance d'environ 150 m qui repose sur la précédente.

Deux parties peuvent être distinguées : une partie basale, constituée essentiellement de calcaires en plaquettes de 3 à 5 cm d'épaisseur, et une autre sommitale qui comprend des alternances de bancs calcaires décimétriques et de calcaires argileux sombres.

Les calcaires sont des biomicrites à Radiolaires et rares bioclastes fins. Un échantillon de la base de cette formation (2) a livré quelques morceaux de conodontes ramiformes, malheureusement indéterminables, qui nous indiquent un âge triasique, au moins pour la partie inférieure de la formation calcaire.

(3) Après un contact tectonique une formation calcarodétritique peut être suivie vers l'Ouest, dans le lit du ruisseau sur une trentaine de mètres. Elle est plissée et redressée presque à la verticale au contact des calcaires. Elle comprend :

- a. 10 m de grès calcaires à veinules de quartz et des pélites noires ;
- b. 20 m de calcaires gris recristallisés alternant avec des calcschistes et des pélites beiges et noires.

Cette formation très recristallisée n'a pas fourni de fossiles.

B. AGE ET SIGNIFICATION

Nous avons à la base de la série de Lévéntochori une formation volcano-sédimentaire qui rappelle, par sa lithologie, celle de Métalliko. Les calcaires intercalés montrent un dépôt pélagique mais malheureusement ils n'ont pas fourni de formes significatives quant à leur âge. Si on les compare aux affleurements de Métalliko, on peut supposer un âge ladinien supérieur - trias supérieur.

La formation calcaire qui repose sur les niveaux volcano-sédimentaires montre un calcaire "pélagique" en bancs bien lités centimétriques ou décimétriques, de type musdtone, qui alternent avec des calcaires argileux ou des marnes. Ces derniers ayant subi une recristallisation prennent parfois l'aspect de calcschistes. Ils contiennent de rares organismes, de petites tailles et peu variés, comme des Radiolaires, des spicules d'éponges et des bivalves à test fin. L'absence de niveaux bréchiques et calcarodétritiques suggère un milieu calme et profond de bassin. Leur âge est du Trias (conodontes) à leur base géométrique.

Pour des raisons de ressemblance faciologique, nous considérons le volcano-sédimentaire de Lévéntochori comme équivalent de celui de Métalliko. A cause de l'absence de faune significative, il est difficile de déduire la polarité de la série. Pour des raisons de logique d'évolution du bassin établie sur les séries d'Oréokastro et de Néa

Santa les calcaires de Lévéntochori pourraient représenter la partie supérieure du volcano-sédimentaire.

La formation calcaro-détritique (fig. 31-3), observée à l'Ouest de la colline de Xinouvouno en contact tectonique avec les calcaires de Lévéntochori, constitue un affleurement occidental de la formation calcaro-détritique qui, à partir du flanc ouest de la colline Trodos de Métalliko, descend dans la plaine entre Métalliko, Lévéntochori et Vaptistis. Cette formation, par ces faciès, peut être l'équivalent des formations calcaro-détritiques de Néa Santa et d'Oréokastro d'âge ladinien - trias supérieur.

II. LES AFFLEUREMENTS DE LA PLAINE ENTRE LEVENTOCHORI ET METALLIKO

Dans la plaine, deux kilomètres au Nord Ouest de Lévéntochori, quelques faibles ondulations laissent apparaître le soubassement sous le fin manteau éluvial et les terrasses holocènes (lieux-dits Kalyvia, Almyres, Armoutsi) (fig. 30). Des observations peuvent être effectuées dans les tranchées des chemins de terre et les sillons de labourage des machines agricoles. Une coupe au parallèle du point coté 211 nous montre (fig. 30A et fig. 32A) :

- a. 15 m de calcaires gris sombre en bancs décimétriques assez recristallisés. En lames minces, quelques filaments et Radiolaires calcitisés ont été observés. Ils contiennent de rares conodontes à plate-forme, parmi lesquels *Gondolella* sp.
- b. Après un hiatus d'observation d'une vingtaine de mètres, affleurent 10 m de calcaires gris-sombres en plaquettes, découpés par des veinules calcitiques. Il s'agit de calcaires à filaments et petits *Nodosariidae* qui sont riches en conodontes dont *Paragondolella polygnathiformis*. (BUDUROV & STEFANOV), *Gondolella inclinata* Kovacs qui datent le Carnien.

Ces petits affleurements se trouvent à la même altitude (150 à 200 m) que les calcaires de Lévéntochori et présentent également le même "cachet" pélagique. En plus du fait qu'il manque des niveaux gréseux et pélitiques, on ne peut pas les assimiler, du point de vue faciologique, aux formations calcaro-détritiques du Trias supérieur de Néa Santa et Oréokastro. L'accident présent au Nord de la colline de Xinouvouno, au niveau des ruisseaux de direction NE-SW, qui les séparent des affleurements de Lévéntochori, ne nous permet pas d'établir une corrélation directe avec les niveaux des calcaires de Lévéntochori. La découverte de conodontes nous permet cependant de rapporter au Carnien ces niveaux considérés jusqu'à présent comme du Lias.

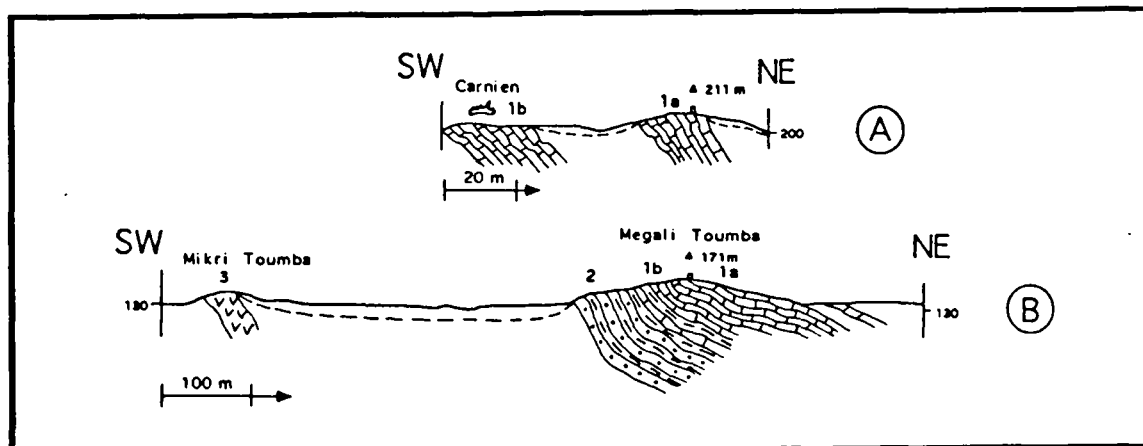


Fig. 32.- Coupe d'Armoutsi (A) et de Mégali Toumba (B).
Même légende que figure 31.

Un kilomètre plus loin, vers le Nord Ouest, on peut retrouver les mêmes calcaires sur la colline de Mégali Toumba récemment creusée de terrasses et plantée de pins. Une coupe à ce niveau nous montre (fig. 30B et fig. 32B) :

- (1a) 20 à 30 m de calcaires gris biomicritiques, en bancs décimétriques, à filaments et Radiolaires.
- (1b) 10-15 m de calcaires gris-noirs en plaquettes et de fins niveaux calcaires schistosés contenant de rares passées pélitiques. Quelques fragments de conodontes non déterminables trouvés dans ce niveau nous indiquent un âge triasique. Ce niveau qui se trouve dans la prolongation du niveau (b) de la coupe précédente pourrait avoir un âge similaire (Carnien).
- (2) 15 à 20 m d'une formation détritique. Les premiers 5-10 m sont marron-ocre pélito-gréseux, avec des pélites rouges et noires, des grès micacés et de fines plaquettes de calcaire gris recristallisé. Le reste de l'affleurement est occupé par des grès en bancs de 15 à 30 cm avec quelques intercalations pélitiques.
- (3) Après un hiatus d'observation et sur la colline de Mikri Toumba, existent 15-20 m d'une roche magmatique à structure doléritique.

Nous avons ici un passage progressif et normal entre les calcaires pélagiques et la formation gréso-pélitique. L'existence de conodontes dans des niveaux proches de ce passage nous indique que le changement de sédimentation s'est affectué au cours du Trias supérieur.

Les niveaux magmatiques de Mikri Toumba pourraient correspondre aux niveaux volcano-sédimentaires de Lévétochori ou à des affleurements "ophiolitiques" mais les formations récentes masquent les affleurements entre Mikri Toumba et Lévétochori.

III. LES AFFLEUREMENTS DE GHYNEKOKASTRO

Ces affleurements sont situés sur les collines qui dominent le village de Paléo-Ghynékastro, à 10 km au SW de la ville de Kilkis. Une barre de calcaires d'âge triasique forme les rochers de Pétrouvouni et Kastro qui est couronné par les ruines d'un château byzantin. On peut d'ailleurs suivre cette barre vers le Nord, le long de l'ancienne piste qui relie Paléo-Ghynékastro et Choryghi.

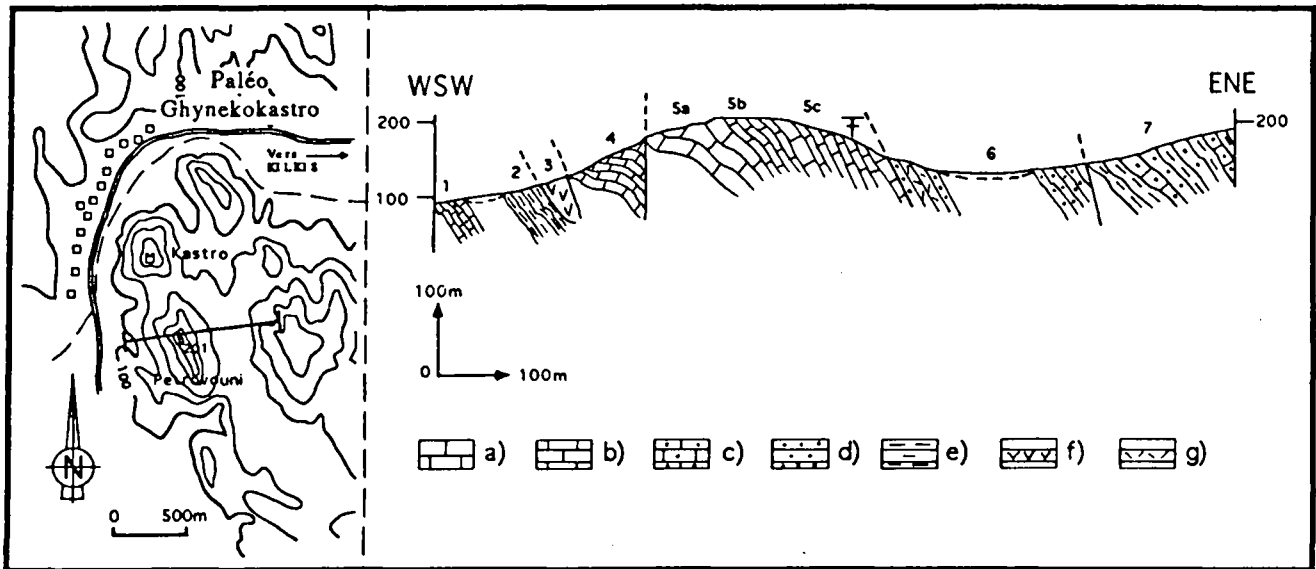


Fig. 33.- Coupe de Ghynékastro.

a : calcaires massifs ; b : calcaires en plaquettes ; c : calcaires gréseux ; d : grès ; e : pélites ; f : serpentinites ; g : rhyolites.

A. LA COUPE DE PETROVOUNI

La coupe a été effectuée sur le versant nord de la colline de Pétrouvouni. D'Ouest en Est, nous distinguons dans une série à pendage vers l'Est (fig. 33) :

- (1) A la base de la colline, 15-20 m d'alternances de calcaires en plaquettes gris assez recristallisés et de calcarénites.
- (2) Après un hiatus, nous avons quelques dizaines de mètres de niveaux plissés et écrasés de pélites noires et jaunes et des pélites micacées.
- (3) Une lame de 10-15 m de serpentinite.

- (4) Un niveau de 10-15 m de calcaires sombres en plaquettes, très recristallisés, et de calcschistes.
- (5) La barre calcaire de Ghynékokastro, d'une épaisseur maximale de 150 m, comprend :
- a. 50 m de calcaires gris-noirs, en bancs décimétriques, assez recristallisés. En lames minces, seuls des débris d'entrouques ont été découverts ;
 - b. 40 m de calcaires en plaquettes bioclastiques, assez recristallisés. Ils contiennent des entrouques, ostracodes, *Endothyra* sp. et *Spirillina* sp. ;
 - c. 60 m de calcaires gris micritiques, en bancs décimétriques, associés à des bancs métriques. Il s'agit de biomicrites à rares débris fins d'organismes dont des ostracodes. Ils contiennent l'Annélide polychète *Spirorbis phlyctaena* BRONNIMANN & ZANINNETTI qui indique le Trias inférieur. Les derniers mètres sont très schistosés.
- (6) Quelques dizaines de mètres d'une formation de pélites et grès rouges ou verts, avec quelques intercalations rhyolitiques.
- (7) Une formation détritique qui présente des grès quartzitiques, des microconglomérats à galets de quartz à sa base, des grès calcaires et des calcschistes à sa partie sommitale.

B. AGE ET SIGNIFICATION DES DIFFERENTES FORMATIONS OBSERVEES

Malgré l'absence de faunes, les niveaux (1) et (2), par leur faciès, peuvent être des équivalents des formations calcaro-détritiques et périto-gréseuses du Trias supérieur, voire Jurassique pour la dernière, de Péonias.

La lame de serpentinite (3) peut représenter soit un élément des volcano-sédimentaires du Trias supérieur (cf. Métalliko, Lévétochori), soit plus vraisemblablement un élément de l'ensemble ophiolitique du Jurassique pris en écaille pendant les phases orogéniques au Tertiaire.

Le niveau (4), en plaquettes recristallisées et calcschistes, n'a pas fourni de faune. Son rattachement aux calcaires de Ghynékokastro paraît incertain car il y a une faille qui les sépare. Il pourrait par contre faire partie des niveaux calcaires pélagiques du Carnien en raison de leurs ressemblances faciologiques.

La barre calcaire de Ghynékokastro a été rapportée au Trias par Osswald (1931) sans preuve paléontologique. Mercier (1966), à l'aide d'une faune de foraminifères, a attribué ces calcaires au Paléozoïque supérieur. Après un réexamen plus récent de cette faune de Mercier, Kauffmann *et al.* (1976) ont reconnu *Meandrospira pusilla* qui date le Skythien supérieur - Anisien plutôt basal. Cette faune a été trouvée dans les niveaux supérieurs (géométriquement) des calcaires. C'est dans ces mêmes niveaux que nous

avons signalé [Staïs et Ferrière, 1991] l'existence de l'Annélide polychète *Spirorbis phlyctaena* BRONNIMANN & ZANINETTI (dét. D. Vachard). Cet Annélide est un élément caractéristique du Trias inférieur. Le plus souvent, les niveaux contenant *Spirorbis phlyctaena* sont plus anciens (base du Trias inférieur) que ceux à *Meandrospira pusilla*, pourtant la coexistence de ces deux organismes a été mentionnée au Trias inférieur dans la péninsule de Kocaeli [Dager, 1978]. Les calcaires de Ghynékastro datent donc du Trias inférieur dans leur partie orientale. Par comparaison avec les calcaires d'Oréokastro, leur partie occidentale plus recristallisée pourrait représenter elle aussi, le Trias inférieur (niveau 5b en plaquettes) et l'Anisien (niveau 5a plus massif) ; dans ce cas, la série serait en position inverse. Les microfaciès préservés par les recristallisations nous montrent, comme pour les calcaires en plaquettes d'Oréokastro, un dépôt dans un milieu calme et peu profond de plate-forme carbonatée.

Dans les grès arkosiques rouges et les pélites rouges et vertes (6), Mercier signale l'existence de niveaux cinéritiques à spores et pollens d'âge éocène supérieur à oligocène inférieur. Pourtant cet ensemble ressemble par ces lithofaciès à celui qui se trouve à la base de la série calcaire d'Oréokastro (Org), d'âge probable trias inférieur ou permien. S'il est possible que des niveaux volcaniques paléogènes soient coincés en écaïlle entre des formations plus anciennes, il est surprenant de constater que cela se produit très souvent au sein des ensembles rhyolitiques anciens.

Les ensembles gréseux et calcaires (7) rappellent les formations calcaro-détritique et gréso-pélimitique que nous rapportons au Trias supérieur-Jurassique. Celles-ci avaient été signalées antérieurement sous le nom de flysch permo-triasique [Mercier, 1966] et flysch calcaire du groupe de Svoula [Kauffmann *et al.*, 1976].

Il est fort probable que toute la série de Ghynékastro soit en position inverse comme c'est le cas pour la série d'Oréokastro avec laquelle elle présente de grandes similitudes (formations gréseuses et rhyolitiques à la base, plate-forme carbonatée ensuite, formations calcaro-détritique et pélimo-gréseuse au sommet).

IV. LES AFFLEUREMENTS CALCAIRES DE VAPTISTIS ET ILIOLOUSTO

Ces affleurements (fig. 3a) sont répartis dans une zone d'environ un kilomètre de large et dix kilomètres de long, entre les villages de Vapistis au Sud et Iliolousto au Nord. Les extrémités de cette zone, aux alentours des villages, nous offrent des affleurements de bonne qualité. Par contre, les affleurements de la partie centrale restent

médiocres car ils ne sont observés qu'aux rares endroits où la couverture quaternaire est absente.

A. LA COUPE DE LA COLLINE DU VILLAGE DE VAPTISTIS

La colline de Vaptistis se trouve à l'Ouest du village et au sud de la route Nationale de Kilkis à Polykastro. Elle est constituée d'une formation carbonatée qui peut atteindre 300-350 m d'épaisseur. Une coupe peut être levée à partir de la Nationale vers le Sud Ouest.

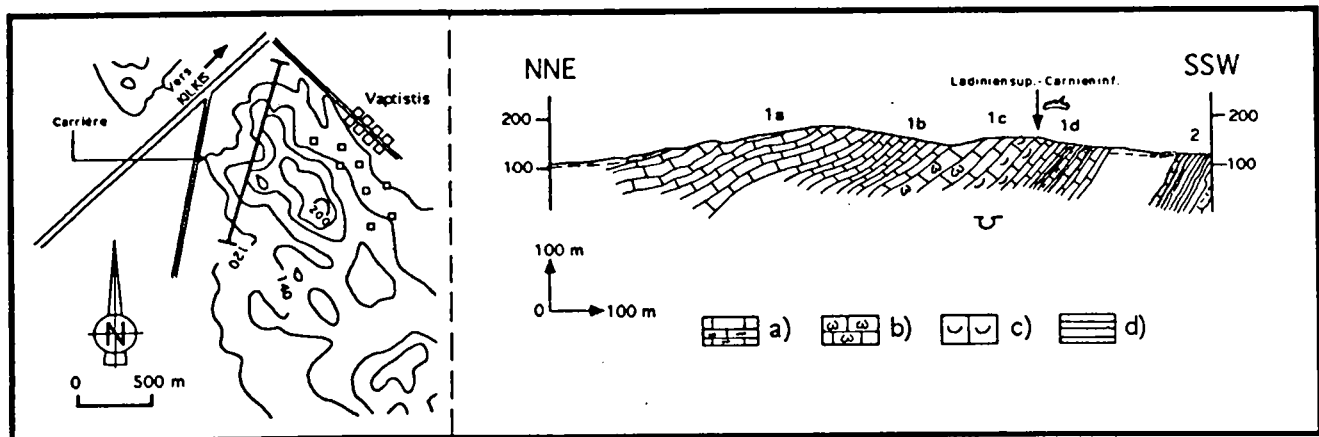


Fig. 34.- Coupe de la série de Vaptistis.

a : calcaires finement lités ; b : calcaires en bancs épais à *Megalodontes* ; c : calcaires à filaments ; d : schistes de Vaptistis.

Description

On rencontre successivement de haut en bas (fig. 34) :

(1) Une formation carbonatée litée.

- a. 100 m de calcaires gris-noirs en plaquettes, avec quelques intercalations d'ordre décimétrique. Ces calcaires sont en général assez recristallisés mais quelques échantillons nous montrent une structure biomicritique à petites *Nodosariidae* ;
- b. 60 m de calcaires très recristallisés en fines plaquettes micritiques qui n'ont pas livré de faune significative ;
- c. 50 m de calcaires gris à rares passées pélitiques schisteuses. Les calcaires en bancs pluridécimétriques ou métriques, à pendage vers le NE, montrent des mégalodontes souvent petits, à coquille peu épaisse. Ils sont bien représentés au niveau d'une carrière abandonnée. Il s'agit de biomicrites à fins bioclastes de bivalves qui forment des passées de calcaires à filaments. Il existe également des wackestones à radiolaires, embryons d'ammonites, débris d'échinodermes

et foraminifères non déterminés. Très peu affectés par la recristallisation les niveaux à filaments situés à la partie sud de la carrière, ont livré une faune de conodontes à *Gondolella inclinata* KOVACS connu du Ladinien supérieur au Carnien inférieur et d'autres espèces ramiformes qui n'offrent aucune indication stratigraphique particulière ;

d. 60 m de calcaires fins schistosés et de calcschistes.

(2) Après un hiatus d'observation de quelques dizaines de mètres, nous avons plusieurs mètres d'alternances de calcschistes avec des niveaux des schistes chloriteux de couleur verte. Les niveaux carbonatés deviennent de plus en plus rares vers l'ouest et passent à la formation des schistes chloriteux de Vaptistis (fig. 34-2). Cette formation très plissée affleure sur plusieurs centaines de mètres. Des niveaux de roches basiques très schistosées et altérées, qui affleurent sur quelques centaines de mètres au Sud de la coupe, pourraient appartenir à cette série.

Interprétation

Cette succession n'est pas sans rappeler, par son âge et son milieu de dépôt, la formation des calcaires en plaquettes du Ladinien qui affleure dans les parties nord et centrale du massif d'Oréokastro (Ocb 3). Cependant les calcaires de Vaptistis ont une puissance plus importante, contiennent des niveaux de calcschistes et évoluent vers des faciès schisteux ("phyllites"). Au contraire à Oréokastro, les calcaires lités ne présentent pas de niveaux de calcschistes (sauf peut-être dans le secteur Sud) et évoluent vers des faciès calcaro-détritiques.

Malgré l'absence de plusieurs niveaux datés, la série semble être en position inverse parce qu'elle montre un passage progressif vers une puissante série schisteuse (schistes de Vaptistis) au sein de laquelle apparaissent des roches basiques. Cette formation schisteuse de Vaptistis pourrait débiter au cours du Trias supérieur (Carnien ou post-Carnien).

B. COMPLEMENT : LES AFFLEUREMENTS D'ILIOLOUSTO

On peut les observer dans un vallon situé au Nord du village d'Iliolousto parcouru par la petite rivière Ayaki. Sur la paroi orientale le long du vallon, on distingue de haut en bas :

- des calcschistes à paillettes de séricite et de fines plaquettes de calcaires sombres très recristallisées. En avançant dans la série on rencontre de plus en plus de bancs décimétriques à calcaires gris marmoréens ;

- des calcaires en plaquettes et des calcschistes. Malheureusement, en raison de la recristallisation, aucune faune n'a été retrouvée à part des fragments d'échinodermes et bivalves abondants sur les quelques niveaux bioclastiques.

La succession lithologique, malgré le manque de chronologie, rappelle celle de la coupe de Vaptistis, ces affleurements étant alors leur équivalent vers le Nord.

C. CONCLUSIONS

1. L'âge et la polarité de la série de Vaptistis

Kauffman *et al.* (1976) ont signalé la présence de conodontes dans une carrière à 0,7 Km au NW de Vaptistis. Ils citent l'espèce *Neogondolella navicula steinbergeinsis* (MOSHER) qui date le Norien supérieur. Ces conodontes proviennent donc de la même localité que *Gondolella inclinata* KOVACS du Ladinien supérieur-Carnien inférieur que nous avons trouvé en plusieurs spécimens, le fait que le genre *Neogondolella* ainsi que l'espèce *navicula* aient été mis en synonymie postérieurement avec plusieurs espèces parmi lesquelles *Gondolella inclinata* [Vrielynck, 1987] nous fait penser qu'il s'agit probablement de la même espèce. Nous retenons donc pour les affleurements de la carrière de Vaptistis l'âge ladino-carnien. Nous n'avons pas trouvé, à cause des recristallisations, d'autres faunes significatives qui nous permettaient de déduire la polarité des affleurements avec sûreté. Toutefois nous pouvons observer, au Sud-Ouest de la carrière, un passage normal et progressif vers les schistes choriteux qui constituent probablement la partie supérieure de la série calcaire par comparaison avec Néa Santa. La série de Vaptistis-Illiouosto serait donc en position inverse.

2. La signification de la série carbonatée de Vaptistis

La formation calcaire de Vaptistis est une série de calcaires bien lités avec de rares intercalations de pélites schisteuses. Les microfacies dominants sont ceux des biomicrites de type mudstone à wackestone caractérisés par des faunes de milieux pélagiques (ammonites, radiolaires, micro-fragments d'organismes, microfilaments) tandis que les faciès typiques de plate-forme carbonatée sont plus rares. Les calcaires à Mégalodontes font normalement partie de ces derniers. Il est à remarquer que dans ces derniers, les faciès sont particuliers : des niveaux de pélites fines schisteuses s'intercalent dans les carbonates et les Mégalodontes ont des tests peu épais et sont souvent de petite taille. Quoi qu'il en soit, il s'agit ici d'une récurrence de faciès peu profonds à formes benthiques dans un milieu caractérisé par des faciès à tendance plus pélagique.

Nous n'avons pas observé, par ailleurs, de faciès calcarénitiques ou de niveaux bréchiques intercalés dans la série si fréquents à Oréokastro et Néa Santa. Les niveaux

calcaires deviennent moins importants vers le haut de la série où la sédimentation carbonatée cède sa place à une sédimentation de pélites aujourd'hui transformées en schistes de Vapistis dans lesquels s'intercalent des niveaux des roches basiques dont la signification précise reste à déterminer.

V. COMPLEMENTS SUR LES FORMATIONS DE LA PARTIE NORD DU DOMAINE PEONIEN

A. LA SERIE DE MEGALI STERNA

Elle occupe plus de 30 km² de surface en territoire grec, entre les villages de Megali Sterna et Akritas, et elle continue au-delà de la frontière vers la ville de Stari Dojran (fig. 3a).

Une succession représentative peut être observée sous la petite colline du poste frontière grec, sur la route qui mène de Iriniko à Akritas sur environ 60 m (fig. 3a). On distingue d'Ouest en Est dans une série à pendage Est et donc de bas en haut géométriquement :

- (1) Les conglomérats calcaires d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur.
- (2) Après un contact tectonique nous avons:
 - a. Des schistes chloriteux (30 m) verts-noirs, avec des intercalations de bancs de marbres gris ;
 - b. des marbres blancs à bancs métriques (10 m) ;
 - c. des calcschistes jaunâtres plissés, contenant des niveaux de marbre décimétriques (15 m);
 - d. des schistes chloriteux et des calcschistes.

Les mêmes faciès se rencontrent dans toute la formation jusqu'à sa limite Est, non loin du village d'Akritis où elle vient en contact tectonique, avec une prédominance des schistes à ce niveau, avec les formations volcano-sédimentaires rhyolitiques du Trias inférieur (volcano-sédimentaire de Néa Santa). Aucune trace de faune n'a été retrouvée dans les marbres.

Pour Mercier (1966) il s'agirait d'une formation paléozoïque. Pour Kauffmann *et al.* (1976), la formation de Megali Sterna constitue une prolongation vers le Nord des affleurements de Vapistis, ils auraient donc le même âge (*cf. supra*). Cependant les faciès de la formation de Megali Sterna ne correspondent pas tout à fait à ceux de Vapistis Illiolousto. Au sein des ces derniers en effet, les faciès carbonatés dominant dans toute leur épaisseur sauf dans les dernières dizaines de mètres où nous avons des intercalations

de schistes chloriteux avant de passer aux facies schisteux. A Megali Sterna en revanche, les alternances calcaires-schistes sont fréquentes dans toute l'épaisseur de la formation. Le caractère plutôt pélagique des deux ensembles fait penser qu'ils pourraient appartenir à un même bassin où Megali Sterna occuperait une position plus proximal par rapport aux terres émergées et par conséquent serait mieux alimenté en matériel terrigène que les calcaires ladino-carniens de Vaptistis.

B. LES FORMATIONS CARBONATEES MARMOREENES DU NORD-OUEST DE LA PLAINE ("ARTZAN", VAFIOCHORI)

Dans la partie nord de la plaine de Thessaloniki et non loin des ophiolites de Guévguéli existent des petits affleurements de carbonates recristallisés à l'Ouest des écailles ophiolitiques de Vafiochori et d'Artzan (fig. 3a). J'analyserai ces roches de façon sommaire car leur état de recristallisation ne permet pas une étude détaillée de leur microfaciès.

Sur les basses collines d'Orneofolia et Kolona, autour du village de Vafiochori (fig. 3a), nous distinguons d'Ouest en Est, de leur base géométrique vers leur sommet :

- a. Une série de marbres gris et blancs massifs ou lités en bancs métriques. Son épaisseur peut être supérieure à 150 m.
- b. Une série supérieure plissée constituée d'alternances de calcaires marmoreés avec des niveaux de calcschistes, cipolins et schistes chloriteux.

Ces affleurements sont en contact tectonique vers l'Est avec les roches ophiolitiques de Vafiochori. A l'Ouest, ils sont séparés des formations quaternaires par une faille.

Plus au Nord, au NW de la ville de Polykastro et sur la piste qui mène à Megali Sterna nous pouvons retrouver ces alternances de marbres et des schistes (fig. 3a).

Ainsi au niveau d'une carrière (hameau de Latomio), à côté de l'autoroute qui mène à la frontière, nous avons un affleurement de marbres épais d'une centaine de mètres qui est chevauché, au niveau de l'autoroute, par une formation de gneiss et de schistes. Cette formation très métamorphique de gneiss et schistes qui constitue très probablement une écaille de socle est elle-même chevauchée à l'Est par une formation de plusieurs centaines de mètres de marbres et de schistes qui rappellent la formation de Vafiochori (*cf.* partie W de la fig. 53). Cet ensemble de marbres et schistes est limité à l'Est par les roches ophiolitiques d'Artzan.

Faute de données stratigraphiques, plusieurs hypothèses concernant l'histoire de ces formations peuvent être envisagées. Mercier (1966) rapproche ces roches des

calcaires de Ghriva d'âge supposé triasico-jurassique et de la série de Kastaneri d'âge supposé jurassique supérieur, toutes deux assimilées à des formations païkoniennes anté-ophiolitiques. Si nous retenons cette hypothèse, et après la découverte de débris de rudistes dans les calcaires de Ghriva [Godfriaux et Ricou, 1991], il faudrait alors supposer qu'au moins la base marmoréenne de Vafiochori est elle aussi d'âge crétacé. En fait, il est très probable que ces affleurements constituent simplement des écailles avancées des formations triasiques de Péonias car ils ont des ressemblances avec les formations de Vaptistis et surtout de Megali Sterna.

VI. REMARQUES SUR LES FORMATIONS AU SUD-EST DE THESSALONIQUE : LES AFFLEUREMENTS DE DOUBIA

A 40 km au Sud-Est des affleurements de Néa Santa, au centre-nord de la péninsule de la Chalcidique nous trouvons quelques affleurements carbonatés situés sur les collines entre les villages de Doubia et Zagliveri. Kauffman *et al.* (1976) regroupent ces affleurements dans la même unité tectonique que ceux de Néa Santa qui forment ainsi l'unité de Néa Santa - Doubia.

Du point de vue stratigraphique, pour ces auteurs nous avons ici une série en position normale avec à la base une formation calcaire qui daterait de l'Anisien ou du Carnien ; cette formation est l'équivalent des calcaires de Kamila. Sur cette formation existerait une autre formation calcaire équivalente de la formation de Valti ; elle daterait donc du Lias.

La coupe que nous avons faite sur la colline de Profitis Ilias nous a montré que les considérations ci-dessus sont à revoir. Nous distinguons donc du NE vers le SW (fig. 35) :

- (1) Des roches métamorphiques (gneiss et schistes) très plissées appartenant au massif serbo-macédonien.
- (2) Une série calcaire assez recristallisée dont l'épaisseur dépasse les 200m.

Les calcaires de couleur gris sombre sont lités en bancs décimétriques mais il existe plusieurs passées de calcaires en plaquettes très schisteuses donnant ainsi l'impression de calcschistes. Les microfaciès montrent, dans des endroits préservés des recristallisations, des micrites de type mudstone à radiolaires, spicules d'éponges, embryons d'ammonites, et quelques débris fins d'entrouques et de bivalves. Il existe aussi quelques passées de calcaires à filaments sur toute la partie géométriquement inférieure de ces calcaires qui nous ont fourni des conodontes. Une association avec

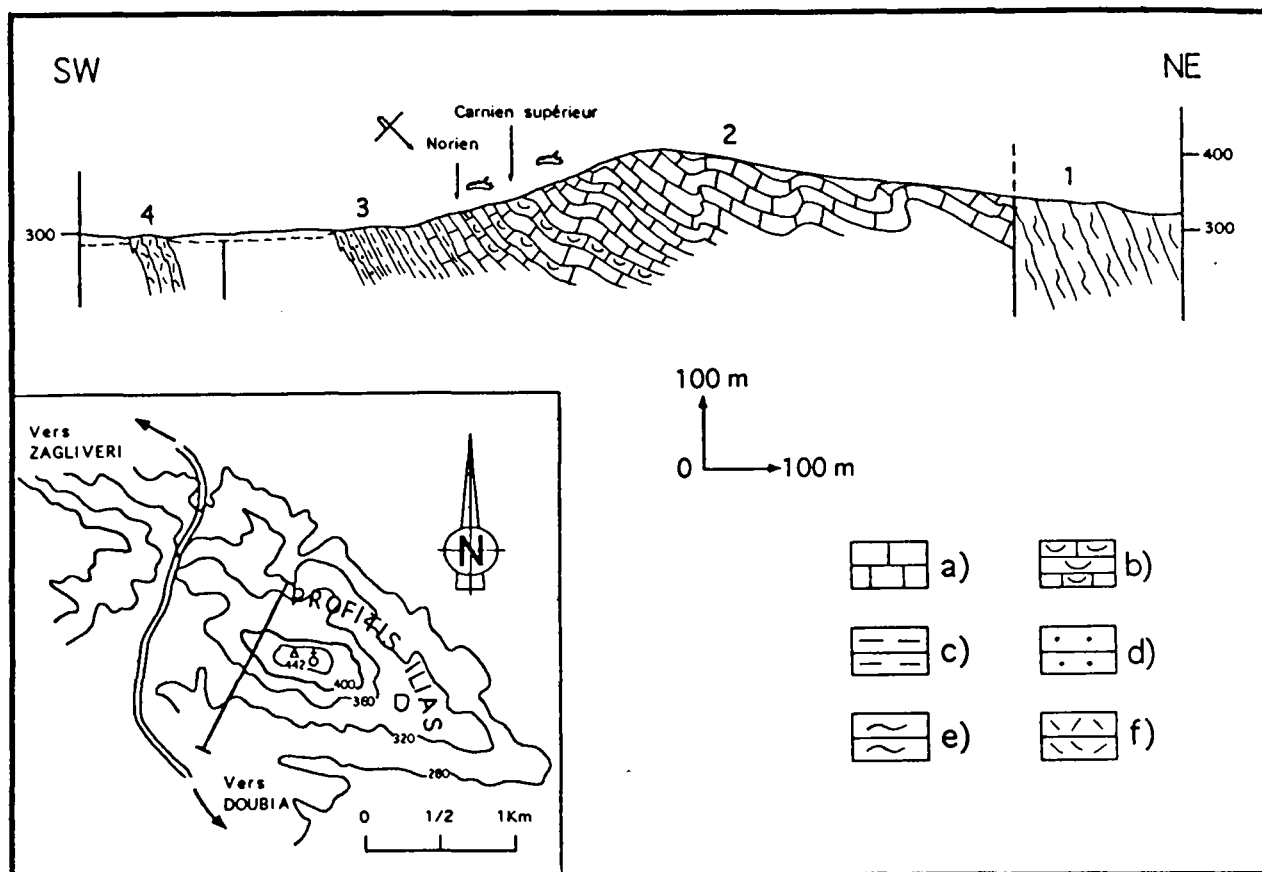


Fig. 35.- Coupe de Doubia.

a : calcaires ; b : calcaires à filaments ; c : schistes ; d : grès ; e : gneiss ; f : rhyolites.

Paragondolella polygnathiformis (BUDUROV & STEFANOV), et *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE) indique le Carnien terminal. Un échantillon prélevé plus bas nous a fourni les espèces *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE) et *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI) qui indiquent le Norien. Ensuite nous avons quelques mètres d'alternances de calcaires gris en plaquettes avec des calcschistes et des schistes qui forment un passage progressif vers :

- (3) 30 m d'une formation constituée essentiellement de schistes chloriteux avec quelques intercalations des bancs de grès à ciment calcaire ou siliceux.
- (4) Après un hiatus d'observation nous avons quelques mètres de roches magmatiques acides très schistosées.

La partie inférieure (orientale) des calcaires de Doubia est en contact avec le socle serbo-macédonien. Ce socle semble ici dénudé de sa couverture sédimentaire anté-rift.

La série calcaire de Doubia est une série monotone à caractère pélagique et en position inverse. Au niveau des faciès, elle ressemble plus aux formations de Vaptistis qu'aux calcaires de Kamila et présente, comme à Vaptistis, une évolution vers des faciès

fins schisteux. Grâce aux conodontes nous pouvons constater que le passage aux faciès pélitiques se produit au cours du Trias supérieur (Norien ou immédiatement après le Norien). Le niveau (4), qui se prolonge vers le Sud (village de Sana), correspond très probablement à une écaille du volcano-sédimentaire "rhyolithique" de type Néa Santa du Permien (?) - Trias basal.

CINQUIEME CHAPITRE

CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS ANTE-OPHIOLITIQUES DU DOMAINE DE PEONIAS

I. LES SERIES STRATIGRAPHIQUES

L'étude des microfossiles tels que les foraminifères et les conodontes a permis de montrer qu'une partie importante des terrains affleurant dans le domaine péonien était d'âge triasique. Cependant l'existence de terrains plus anciens et plus récents est déduite de l'analyse de leur relation avec les formations triasiques. Les principales séries sont reportées sur la figure 36.

A. LES SERIES MAJEURES

1. La série d'Oréokastro

Elle constitue la série la plus complète des formations anté-ophiolitiques dans le domaine de Péonias (fig. 5). Il s'agit d'une série cohérente, en série inverse, composée de formations attribuées par les auteurs antérieurs [Mercier, 1966 ; Kauffmann *et al.*, 1976] à des unités tectoniques distinctes.

Rappel des principales formations observées

- a) Le socle : il constitue le soubassement métamorphique (gneiss et micaschistes) de la série. Il s'agit d'un socle anté-hercynien et hercynien qui appartient à la bordure ouest de ce qui deviendra ultérieurement le continent serbo-macédonien.
- b) La formation à lydiennes : cette formation à lydiennes, schistes, grès et niveaux volcaniques basiques semble affectée par un métamorphisme de contact au Carbonifère supérieur. Elle pourrait constituer, malgré l'absence de datation, le témoin d'un bassin paléo-téthysien (Carbonifère voire même Dévonien) d'une profondeur mal définie.
- c) La formation "rouge" : elle est constituée de grès et pélites avec des intercalations rhyolitiques. Ces grès sont interprétés comme le produit de l'érosion de la chaîne hercynienne (molasse de type verrucano) déposé sur une surface aplanie (pénéplaine anté-triasique) envahie par une mer épicontinentale peu profonde, au Permo-Trias. Le volcanisme essentiellement rhyolitique peut témoigner d'un volcanisme intracratonique témoin d'une extension (gravitaire ?) tardive.

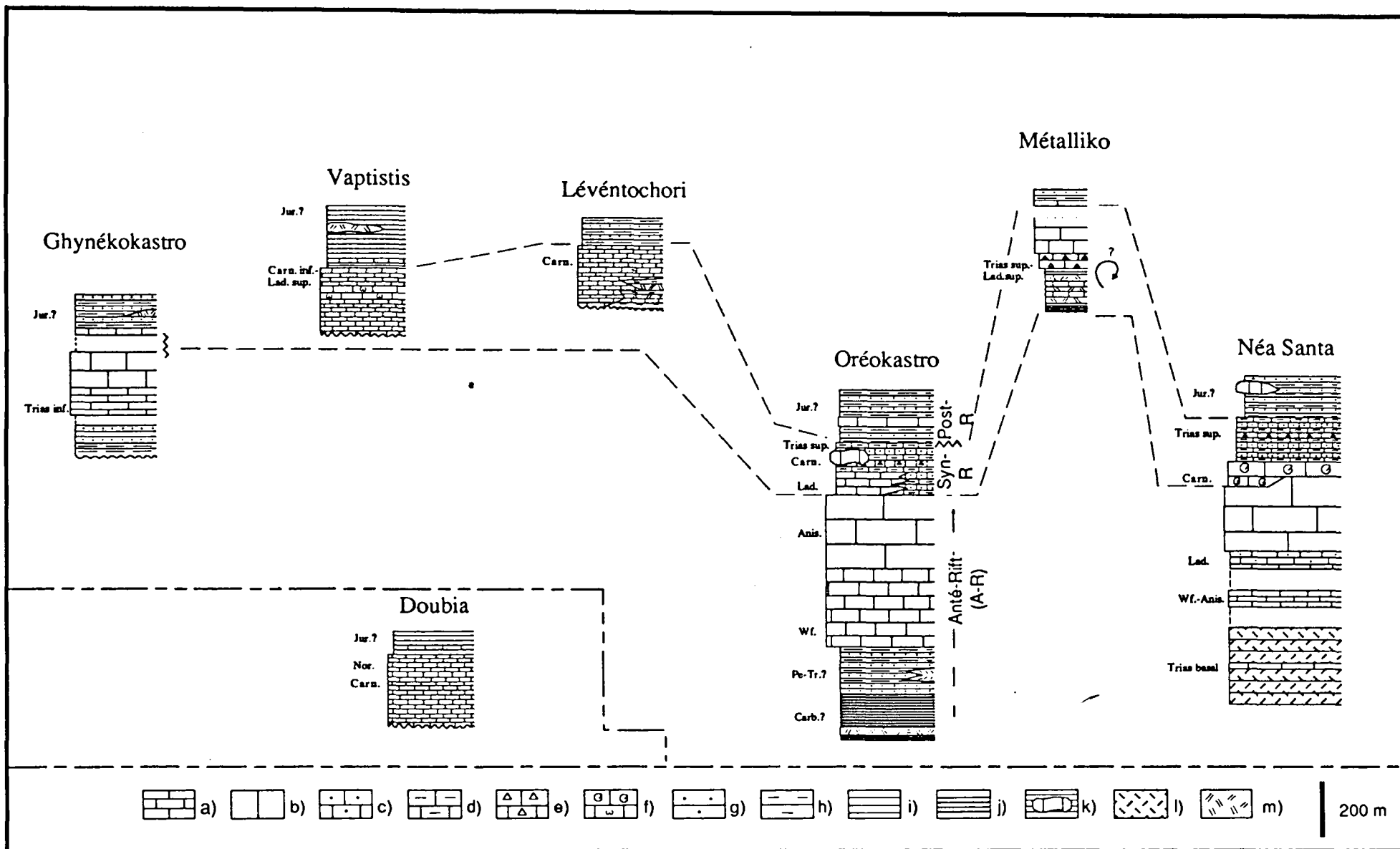


Fig. 36.-Colonnes lithologiques des séries ante-ophiolitiques du domaine de Péonias.

a.: calcaires en plaquettes et lités.; b : calcaires massifs.; c : calcarenites et calcaires gréseux.; d : calcaires argileux.; e : calcaires bréchiques.; f : calcaires à ammonites et à megalodontes.; g : grès.; h : pélites.; i : schistes.; j : lydiennes ; k : olistolites.; l : niveaux volcaniques acides ; m : niveaux volcaniques basiques.

- d) Les formations de calcaires en plaquettes et de calcaires massifs : ces formations correspondent à la plate-forme carbonatée werféno-anisienne.
- e) Les formations des calcaires lités et calcaro-détritiques : elles marquent l'approfondissement puis le démantèlement des plates-formes carbonatées, consécutives à l'instabilité liée à un rifting que nous pouvons ainsi dater du Ladinien - Carnien *p.p.*.
- f) Les formations pélito-gréseuses : elles enregistrent l'arrivée massive du matériel terrigène au Trias supérieur - Lias ? et la disparition des formations carbonatées importantes.

2. La série de Néa Santa

Elle forme, malgré un hiatus tectonique à sa base, la deuxième série complète que l'on peut observer dans le domaine de Péonias (fig. 36). Elle est elle aussi en série inverse.

Les formations observées dans cette série, par ordre chronologique, sont :

- a) Le socle serbo-macédonien.
- b) La formation volcano-sédimentaire rhyolitique. Cette formation est constituée des produits des émissions acides de volcans situés à la bordure ouest du serbo-macédonien qui se sont déposées dans une mer peu profonde marquée aussi par des événements carbonatés. Elle est ici datée, dans sa partie médiane, du Trias basal ce qui exclut son appartenance au Tertiaire.
- c) La formation calcaire : elle montre à sa base des éléments d'une plate-forme carbonatée werféno-anisienne. Pendant le Ladinien, malgré un court événement calcaro-détritique qui est l'écho de l'instabilité de cette époque, la plate-forme continue d'exister. A la fin de cet étage et au début du Carnien, la plate-forme s'approfondit brutalement (faciès de type Ammonitico-Rosso).
- d) La formation calcaro-détritique : pendant le Carnien - Trias supérieur, une sédimentation de type pente (slope) règne.
- e) La formation pélito-gréseuse : elle succède à la formation précédente au Trias terminal - Jurassique basal marquant ainsi un changement dans la sédimentation.

B. LES AUTRES SERIES PEONIENNES

Moins complètes que les deux séries majeures, elles offrent cependant des éléments très intéressants pour comprendre l'évolution du domaine de Péonias (fig. 36).

1. La série de Métalliko

Cette série, à pendage fort vers l'Est, nous montre d'Est en Ouest une formation volcano-sédimentaire comprenant des schistes, des calcaires et des roches de chimisme basaltique puis des calcaires bréchiques et une formation carbonatée recristallisée. Les calcaires bréchiques et le volcano-sédimentaire se sont déposés au cours du Trias supérieur (Ladinien supérieur compris). Quelle que soit la polarité de cette série (fig. 28), le fait majeur est la mise en évidence d'un volcanisme lié à la distension et au rifting au Ladinien supérieur - Trias supérieur. Ceci coïncide avec les observations faites dans les séries majeures qui ne contiennent pas de formations volcaniques à cette époque mais qui enregistrent le rifting au niveau de leurs sédiments.

2. La série de Ghynékastro

Le rocher de Ghynékastro présente une série qui montre des similitudes avec celle d'Oréokastro mais d'une épaisseur plus réduite. La formation calcaire de cette série nous a permis de dater le Trias inférieur basal. Ceci nous montre avec certitude que les plates-formes carbonatées se sont installées dès cette époque car dans les autres séries, les premiers fossiles datés indiquent le Werfénien (plutôt supérieur) -Anisien (plutôt basal). Rappelons qu'une partie des formations rhyolitiques de Néa Santa sont du Trias basal également.

3. Les affleurements de Lévénthochori

Bien qu'il s'agisse de séries discontinues, ces affleurements nous montrent des faciès carbonatés datés localement du Carnien. Dans la colline de Xinovouno, ces formations présentent des formations volcaniques basiques à leur base, tandis que dans la colline de Mégali Toumba elles évoluent normalement vers des faciès péligo-gréseux au cours, très probablement, du Trias supérieur (Carnien ou post-Carnien).

4. Les séries du Nord de Péonias

Les formations de Vaptistis et d'Iliolousto montrent une épaisse série carbonatée à caractère plutôt pélagique datée localement du Ladinien supérieur - Carnien inférieur par des Conodontes. Celle-ci évolue normalement durant le Trias supérieur (très probablement), vers des faciès schisteux à rares intercalations de roches basiques (Carnien et post-Carnien). Dans les carbonates du Ladinien-Carnien, s'intercale une passade à Mégaloodontes indiquant un milieu probablement moins profond dû aux variations du niveau de la mer ou plus probablement aux hétérogénéités topographiques résultant du rifting.

La série de Mégali Sterna, bien que plus métamorphique que le reste des séries péoniennes, pourrait constituer un équivalent plus riche en intercalations pélitiques de la série de Vapistis ; elle se serait par conséquent déposée au cours du Ladinien supérieur - Trias supérieur.

5. La série de Doubia

Elle montre une formation à caractère pélagique datée à sa partie supérieure du Carnien final et du Norien. Cette formation évolue au Norien ou immédiatement après, vers une série schisteuse.

6. L'écaille du "flysch" de Melissochori, qui existe entre les affleurements de Néa Santa et d'Oréokastro, pourrait constituer soit la suite de la formation péli-to-gréseuse, qui forme la partie supérieure de la série de Néa Santa, soit une formation de même type appartenant à une unité tectonique différente formant une écaille indépendante ou une série en fenêtre.

C. LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES RECONNUES DANS PEONIAS

1. Généralités

Ces principales formations sont celles qui ont été distinguées dans le chaînon d'Oréokastro (fig. 5 et fig. 36).

Des variations de faciès parfois non négligeables s'observent cependant. C'est le cas par exemple des formations bréchiques du Trias de Métalliko ou des schistes fins de Vapistis. On peut citer également l'apparition des roches volcaniques au sein du Trias (Métalliko, Lévétochori).

2. Remarques sur les faciès détritiques de type flysch du Trias terminal - Jurassique

Dans le domaine vardarien oriental et à partir du Ladinien et plus souvent du Carnien, la sédimentation carbonatée de plate-forme cède sa place à une sédimentation détritique d'abord carbonatée (faciès calcaro-détritiques) puis péli-to-gréseuse.

Ces faciès couvrent une grande partie de la bordure orientale du domaine du Vardar. Malheureusement, en Chalcidique où leur épaisseur atteint un maximum estimé à 3 km [Kockel *et al.*, 1977], ces affleurements sont très métamorphiques ; pratiquement tous les niveaux calcaires sont devenus des marbres, et les niveaux grésopélitiques des

quartzites et des schistes. Seuls les affleurements au Nord de Thessaloniki sont partiellement préservés.

Ces faciès détritiques ont été regroupés avec d'autres faciès schisteux par Osswald (1931) dans la série phyllitique (siluro-dévonienne).

Mercier (1966) a reconnu le premier les niveaux périto-gréseux non loin du village de Melissochori et a donné le nom de flysch permo-triasique de Melissochori à cette formation car les faunes trouvées dans les calcaires du flysch ont été considérées à l'époque comme permienes. Plus au Sud, Monod (1965) avait donné aux faciès similaires le nom de flysch d'Ayios Vassilios et d'Ardameri du nom des villages autour desquels ils affleurent.

Pour Mercier, il s'agit d'une alternance rythmique à allure de flysch de calcaires gréseux, grès et schistes. Cette formation épaisse, de type flysch, se serait déposée dans une mer épicontinentale qui aurait couvert, au cours du Paléozoïque supérieur, la région à l'Ouest du massif serbo-macédonien. Le matériel détritique aurait eu comme source ce massif qui aurait été émergé à cette époque.

Pour l'équipe allemande qui a cartographié la Chalcidique et les régions limitrophes, les faciès détritiques avec d'autres faciès schisteux et calcaires décrits par Mercier (schistes et marbres de Vaptistis et Megali Sterna) constituent le groupe de Svoula (nom d'un sommet en Chalcidique) qui constitue lui-même une unité tectonique : celle de Melissochori-Cholomon.

La série de Svoula, pour Kockel *et al.* (1977), comprend à la base des calcaires recristallisés très plissés, avec des intercalations de phyllites et de calcschistes. Au Nord de Thessaloniki ils affleurent à Vaptistis et à Mégali Sterna et sont, pour ces auteurs, d'âge norien supérieur. Sur cette série calcaire viendrait une série de schistes sériciteux et chloriteux (phyllites) avec des intercalations de roches basiques métamorphisées. D'une épaisseur maximale de 400 m, cette série évoluerait vers la série du flysch de Svoula (équivalent du flysch de Melissochori de Mercier).

Dans la région étudiée, les affleurements périto-gréseux autour du village de Melissochori, la partie supérieure de la série d'Oréokastro (y compris des formations calcaro-détritiques), les affleurements de Vaptistis et ceux à l'Est de Ghynékokastro (voir coupes correspondantes) ont été rapportés par Kockel *et al.* (1977) au groupe de Svoula. Au contraire, les formations calcaro-détritiques et pélagiques du Trias supérieur de Néa Santa et Lévéntochori ont été placées dans une autre série : celle de Dévé Koran (= Kamila).

Dans la région que j'ai étudiée, les formations pélito-gréseuses recouvrent en fait des formations de nature différente et ne semblent pas être liées exclusivement aux calcaires et schistes de Vapistis comme le suggèrent les initiateurs du terme Svoula. En effet, ces faciès pélito-gréseux peuvent recouvrir des calcaires de plate-forme (ex. : Oréokastro et Néa Santa) par l'intermédiaire de faciès calcaro-détritiques, mais aussi des calcaires pélagiques (à Lévéntochori) ou des schistes (à Vapistis). Il est donc évident que les formations pélito-gréseuses ne correspondent pas à une seule série stratigraphique mais qu'il s'agit d'une formation lithologique importante qui recouvre tout le domaine de Péonias avec éventuellement un léger diachronisme. Le terme "Melissochori" proposé par Mercier (1966) me paraît être le plus adapté pour désigner les formations pélito-gréseuses même si cet auteur leur a attribué à tort un âge paléozoïque. Le terme "Svoula" peut être conservé à la rigueur pour désigner les séries qui comprennent à leur base des calcaires pélagiques, puis des argiles et leur couverture pélito-gréseuse comme c'est le cas en Chalcidique. La répartition des faciès au sein des formations pélito-gréseuses sera discutée au chapitre Tectonique.

II. LES SERIES DE PEONIAS : TEMOINS D'UNE MARGE CONTINENTALE FOSSILE

Les séries étudiées dans le domaine de Péonias témoignent des diverses étapes de l'évolution d'une marge continentale en bordure orientale d'un élément (majeur ?) de la Téthys (bordure occidentale du Serbo-Macédonien) (fig. 37). Ces séries sont les seuls témoins de cette marge dans le domaine paléogéographique des Hellénides.

A. STADE DE ANTE-RIFT : PERMIEN - WERFENO-ANISIEN

Ce stade est marqué par une transgression marine en deux étapes :

- a) Pendant la première étape (Permien ? - Trias basal), nous avons le dépôt des séries volcano-sédimentaires et gréseuses à volcanisme rhyolitique dans un environnement littoral (volcano-sédimentaire de Néa Santa, faciès rouges d'Oréokastro), tandis qu'une sédimentation continentale pourrait exister plus à l'Est (formation d'Examili) [Kauffmann *et al.*, 1976]. Ces événements volcaniques sont peut-être des précurseurs de la fracturation qui se produira après 15 à 20 Ma au Trias moyen ; ils signalent la fin d'un cycle orogénique. Les lydiennes (carbonifères ?) et les diabases associées seraient les seuls témoins peu métamorphiques de ces cycles paléozoïques anciens (hercyniens ?).
- b) Pendant le Trias inférieur, la sédimentation détritique recule, l'activité volcanique cesse et la mer s'enrichit en carbonates. Nous avons ainsi une véritable sédimentation

de plate-forme carbonatée (Oréokastro, Néa Santa, Ghynékokastro) qui s'établit sur les dépôts volcaniques et détritiques.

B. STADE DE FRACTURATION (LADINIEN A CARNIEN *p.p.*) (RIFTING)

1. Les témoins

1.1. Le volcanisme

Le premier indice de la fracturation est un volcanisme basique qui se développe dans la série de Metalliko accompagné de niveaux de brèches grossières gréseuses et schisteuses pendant le Ladinien supérieur et le Trias supérieur. Ce volcanisme pourrait alors signaler un amincissement crustal et une remontée du manteau supérieur provoqués par l'étirement de la croûte continentale.

1.2. Les indices sédimentaires

Des témoins sédimentaires dans les séries principales nous aident à préciser d'avantage la datation du début de cette instabilité. C'est en effet au cours du Ladinien que nous avons, dans le massif d'Oréokastro, les premiers indices de l'approfondissement de la plate-forme qui se fait brutalement avec l'arrivée, dès cette époque, de faciès pélagiques et de formations turbiditiques calcaires à brèches et blocs d'olistolites.

Dans le massif de Néa Santa, la base de la formation calcaire enregistre cet évènement sous forme de faciès calcarénitiques mais la sédimentation néritique continue jusqu'à la limite Ladinien-Carnien où la plate-forme s'effondre brutalement avec l'apparition de faciès condensés. A cette époque (Ladinien supérieur - Carnien inférieur), nous avons déjà des aires de sédimentation carbonatée pélagique comme au niveau des affleurements de Vaptistis ; cependant ces derniers montrent encore des passées à faunes benthiques.

2. La paléogéographie

Beaucoup de modèles actuels sur l'ouverture des bassins recourent à des dispositifs de blocs qui basculent pendant la phase de distension le long de failles courbes (failles listriques) et présentent ainsi des sortes de horsts et grabens dus à l'étirement de la lithosphère [Bally *et al.*, 1981 ; Montadert *et al.*, 1974]. L'adoption d'un tel modèle pour la marge péonienne, malgré le petit nombre de séries complètes, pourrait expliquer la différence entre les deux principales séries. La série de Néa Santa se serait établie sur un bloc plus proche du continent que celle d'Oréokastro qui s'effondre à l'aide de failles

(listriques ?) dès le Ladinien (très probablement inférieur). Le bloc de Néa Santa se serait à son tour effondré à partir du Ladinien supérieur - Carnien inférieur, tandis que les failles facilitent la remontée de laves, donnant naissance à des formations volcano-sédimentaires (Métalliko, Lévétochori) et que dans les régions distales une sédimentation pélagique s'installe avec difficulté (Vaptistis).

C. LA DISPARITION DES PLATES-FORMES CARBONATÉES ET L'INSTALLATION D'UNE SÉDIMENTATION TERRIGÈNE (CARNIEN-MALM ?)

Après le Carnien, au cours du Trias supérieur, les organismes qui construisaient la plate-forme carbonatée pendant les stades précédents cessent d'exister, probablement à cause de l'augmentation de profondeur et peut-être de l'arrivée massive du matériel terrigène qui leur est défavorable. Néanmoins pendant le Carnien (Lévétochori et pour partie Vaptistis) jusqu'au Norien (Doubia), nous avons des faciès carbonatés pélagiques plus ou moins francs qui se déposent dans des secteurs distaux et profonds.

Cette sédimentation calcaire diminue et cesse à la fin du Trias - début Jurassique et cède sa place à une sédimentation argileuse, peu ou pas gréseuse, au moins dans certains secteurs, qui donnera par exemple les schistes "phyllites" de type Vaptistis. Ces roches sont le plus souvent sombres et graphitiques ; ceci montre que leur milieu de dépôt était relativement confiné car la circulation océanique n'est peut-être pas généralisée à ce stade. L'activité volcanique pourrait continuer à cette époque, comme en témoignent les corps de roches basiques présents dans les schistes (Vaptistis), à condition qu'il ne s'agisse pas là de corps étrangers (écailles tectoniques ou olistolites).

Au cours du Jurassique inférieur, les faciès turbiditiques silico-clastiques, qui ont déjà recouvert le domaine proximal des plates-formes depuis le Trias supérieur, s'étendent jusqu'aux domaines distaux et s'ajoutent aux argiles. Ce passage (schistes - formations grésopélitiques), difficile à observer dans les affleurements au Nord de Thessaloniki, est bien visible en Chalcidique, sur la route d'Aghios Prodromos à Polyghyros par exemple.

Cette sédimentation silico-clastique continue jusqu'à la fin de l'histoire du bassin qui s'achève avec l'obduction des ophiolites (fin du Dogger ? - début du Malm).

D. DISCUSSION

Le schéma proposé est celui qui nous paraît être le plus crédible en fonction des séries connues à l'affleurement et de l'intensité du métamorphisme qui les affecte. Si le

rifting d'âge ladino-carnien *p.p.* est un fait acquis et démontré, la reconstitution de la marge pose un certain nombre de problèmes.

- La reconstitution s'appuie sur un ordre des séries qui reprend l'ordre des unités tectoniques observées sur le terrain. La dispersion des affleurements au sein de terrains récents, vers le Nord surtout, ne permet pas d'être affirmatif quant à la présence ou à l'absence par exemple de fenêtre(s) tectonique(s) (série de Vapistis en fenêtre) (voir aussi § Tectonique).

- Certaines séries, comme celle de Vapistis, présentent dans leur partie supérieure, des formations détritiques essentiellement argileuses à l'origine (schistes de Vapistis) pratiquement dépourvues de grès alors que les autres séries en contiennent en abondance. Indépendamment des hypothèses d'ordre tectonique. Plusieurs interprétations sont alors possibles : ou il s'agit de faciès distaux par rapport aux secteurs d'alimentation, ou il s'agit d'un secteur qui a échappé aux apports turbiditiques gréseux du fait de l'organisation des chenaux d'alimentation (*cf.* haut-fond temporaire à Mégalodontes à Vapistis) ou bien encore ces "schistes de Vapistis" ne sont que la partie inférieure de la série périto-gréseuse (dite de Melissochori) plus ou moins bien développée selon les séries. La base anté-ladinienne de ces séries n'étant pas connue, sauf à Ghynékokastro, il est difficile de choisir entre ces différentes hypothèses.

Il est à remarquer que dans la première hypothèse interprétative, le secteur de Vapistis, qui est situé à l'Est de la série de Ghynékokastro, serait une série de bassin profond entre deux séries de marges moins profondes, caractérisées par des formations plus gréseuses, à savoir, les séries de l'unité de Néa Santa à l'Est et celles d'Oréokastro-Ghynékokastro à l'Ouest.

La première hypothèse a des implications non négligeables quant au problème de l'existence ou non, entre les domaines de Péonias (à l'Est) et d'Almopias (à l'Ouest), du domaine de sédimentation correspondant à la série du Paikon .

Les deux autres hypothèses nous paraissent plus probables.

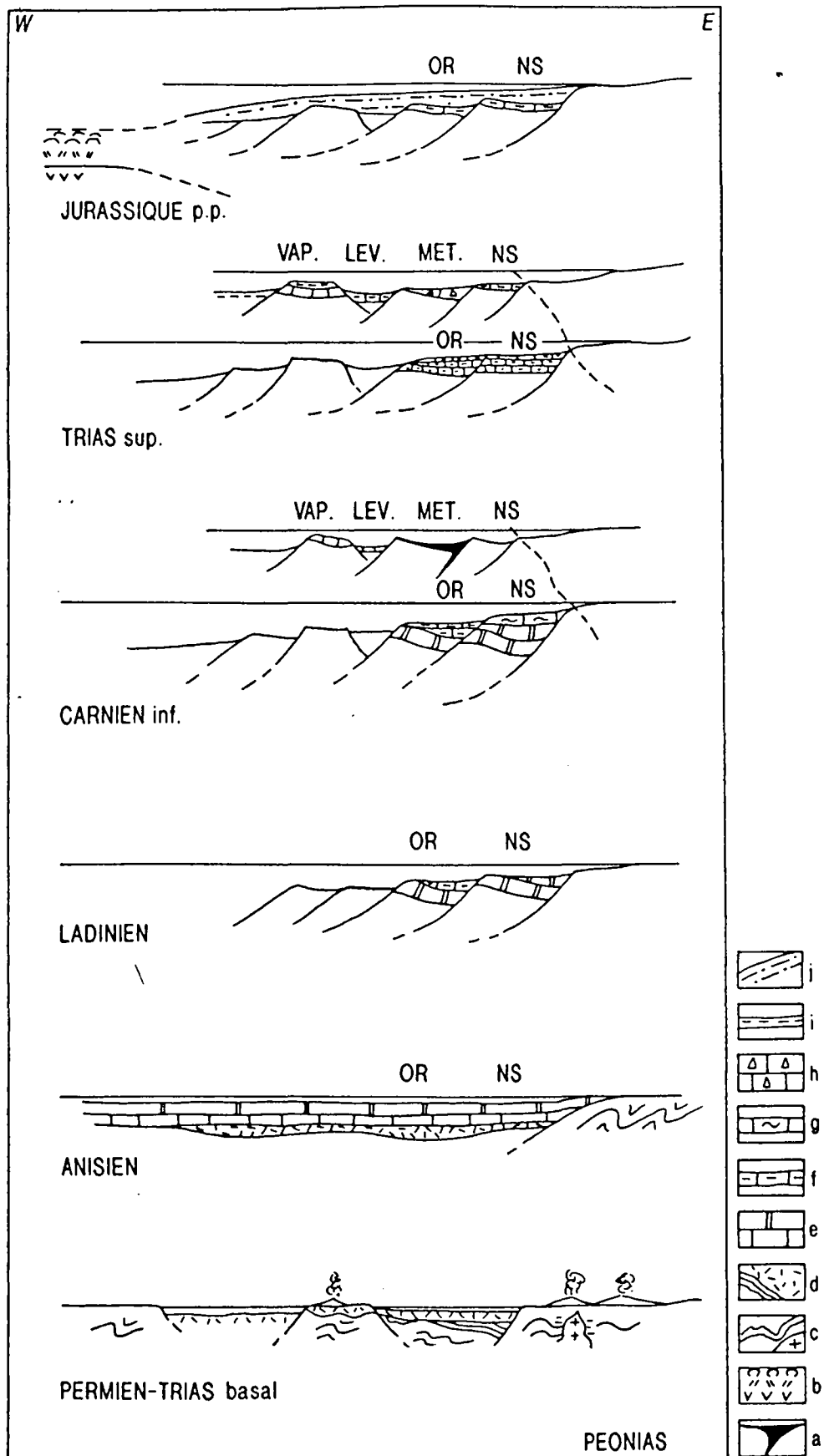
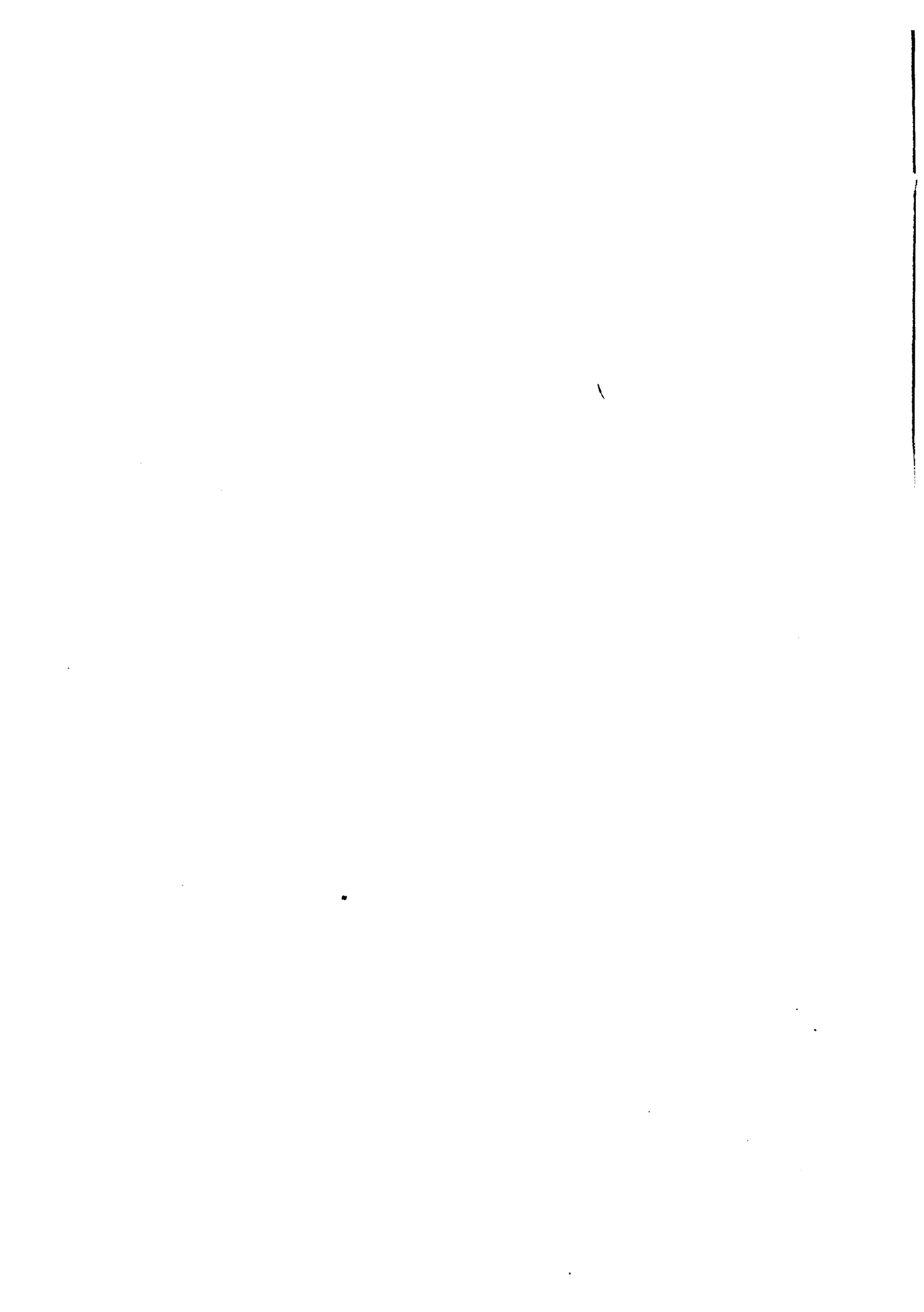


Fig. 37.-Reconstitution schématique de l'évolution de la marge péonienne.

a : laves basiques (Ladinien - Trias sup.) ; b : croûte océanique ; c : socle avec granites ; d : volcano-sédimentaire acide (rhyolitique) et lydiennes à la base ; e : plate-forme carbonatée werfeno-anisienne ; f : calcaires lités et calcaro-détritique Ladinien - Trias sup. ; g : Ammonitico-rosso (Carnien) ; h : brèches de Metalliko (Ladinien - Trias sup.) ; i : pélites fines (schistes) ; j : formations périto-gréseuses.



SIXIEME CHAPITRE

LES OPHIOLITES ET LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES

I. LES OPHIOLITES

A. GENERALITES ET HISTORIQUE SUCCINCT

Dans le schéma structural des Hellénides, deux alignements d'affleurements ophiolitiques sont connus depuis très longtemps. Le premier alignement, en position interne, existe dans le domaine vardarien et se prolonge dans la mer Egée avant de réapparaître en Turquie entre Izmir et Ankara (IRO, Kober, 1952 ; IMHOB, Haenel-Rémy et Bebien, 1985). Le deuxième alignement, en position externe, est celui des ophiolites du Pinde et d'Othrys qui se prolonge en Lycie en Asie Mineure (ERO, Kober, 1952). Les ophiolites de Péonias appartiennent à la ceinture interne des ophiolites des Hellénides [Haenel-Rémy et Bebien, 1985]. Ces ophiolites font partie d'un grand affleurement d'environ 300 km qui part du NW de Skopje (Skopska Crna Gora) et finit au Sud dans la presqu'île de Chalcidique. Ces affleurements sont malgré tout quelque peu discontinus car ils sont cachés partiellement par des formations quaternaires.

En Grèce (fig. 38), les principaux affleurements présents au Nord de Thessaloniki sont ceux de Guévguéli, connus en Grèce sur 500 km² et sur environ 1 500 km² sur le territoire de l'ex-Yougoslavie. Il existe deux autres petits affleurements au voisinage de Guévguéli, ceux d'Artzan et de Vafiochori. Plus au Sud, nous avons les ophiolites d'Oréokastro qui se prolongent vers Thessaloniki et Efkarpia. Au Sud de cette ville et sur 60 km selon une direction NW-SE, se trouve une série d'affleurements ophiolitiques qui sont dits ophiolites de Thessaloniki. Les derniers affleurements avant la mer sont situés à l'extrémité sud des péninsules de Kassandra et Sithonia à 110 km au SSE de Thessaloniki. Les ophiolites de Péonias ont fait l'objet de travaux détaillés de plusieurs auteurs sur le plan pétrographique. Au Nord, le massif de Guévguéli a été étudié au début par Mercier (1966) et a fait l'objet ensuite de la thèse de Bebien (1982). Les ophiolites d'Oréokastro ont été étudiées par Bebien (1982), Haenel-Rémy et Bebien (1984), Rémy (1984), Baroz et Rémy (1985). Les affleurements au NW et à l'W de Kilkis (Artzan et Vafiochori) ont été étudiés par Davis *et al.* (1989). La pétrographie des ophiolites de Thessaloniki a fait l'objet de travaux de Sapountsis (1969, 1979), Jung et Mussalam (1984) et Gauthier (1983, 1984). Enfin les ophiolites de Sithonia ont été étudiées par

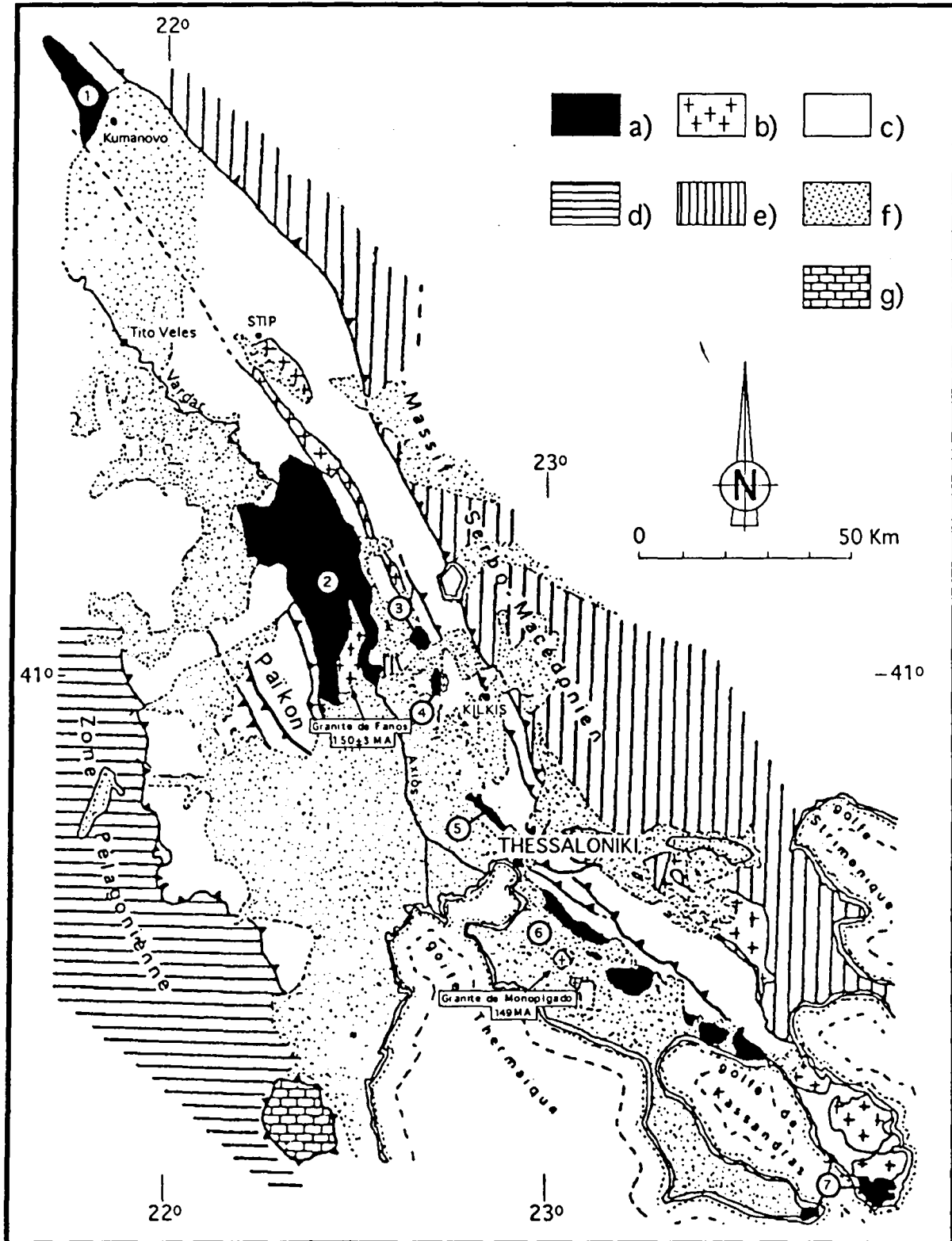


Fig. 38.- Carte de localisation des principaux affleurements ophiolitiques péoniens. (Modifié d'après Vergely, 1984).

1 : Karadagh (= Skopska Cma gora) ; 2 : Guevgueli ; 3 : Artzan ; 4 : Vafiochori ; 5 : Oréokastro ; 6 : Thessaloniki-Metamorphosis ; 7 : Kassandre Sithonia.

a : massifs ophiolitiques ; b : granites ; c : Mésozoïque et Tertiaire ; c : zone pélagonienne ; d : massif serbo-macédonien ; e : Néogène et Quaternaire ; f : autochtone de l'Olympe.

Gauthier (1984), Jung et Mussalam (1985), Mussalam et Jung (1986) et Mussalam (1991).

B. NATURE DES OPHIOLITES : VUE D'ENSEMBLE

1. Les affleurements de Guévguéli comportent un certain nombre d'éléments pouvant appartenir à un cortège ophiolitique, cumulats gabbroïques, sills, complexe filonien, brèches magmatiques, cependant ceux-ci sont ici associés à des formations granitiques et migmatitiques [Mercier, 1966 ; Bebien, 1982]. En outre, ce cortège n'est pas complet car il manque l'ensemble ultramafique [Bebien, 1982], si bien que le terme d'"ophiolites" pourrait être éventuellement critiquable.

Au delà de la frontière, les affleurements sont du même type [Stojanov, 1979].

2. Les ophiolites d'Oréokastro, Artzan et Vafiochori

Les affleurements d'Oréokastro comportent tous les niveaux qui composent habituellement la partie sommitale des cortèges ophiolitiques (cumulats gabbroïques, brèches magmatiques, laves en coussins basaltiques [Haenel-Rémy et Bebien, 1984].

Nos propres observations sur les ophiolites d'Oréokastro ont confirmé deux faits fondamentaux :

- la présence en majorité des roches basiques, gabbros surtout, par rapport aux roches ultrabasiques, connues cependant près de Petroto par exemple ; il s'agirait donc bien d'ophiolites ;
- le développement local d'un métamorphisme de contact à Andalousite dans les faciès pélitiques situés à proximité des gabbros, déjà signalé par Rémy (1984).

Des observations faites à Artzan et Vafiochori [Bebien, 1982 ; Davis, 1989] montrent des compositions pétrographiques et géochimiques similaires. Les arguments géographiques et pétrographiques conduisent à admettre que les affleurements d'Oréokastro, Artzan et Vafiochori appartiennent au même ensemble que ceux de Guévguéli.

3. Les ophiolites de Thessaloniki

A la base de ces ophiolites, on trouve une série ultrabasique qui comprend des dunités, des péridotites diverses et des pyroxénites sur laquelle se trouve une épaisse série de cumulats gabbroïques. Cette série est à son tour surmontée par une formation

comportant des diorites et des diorites quartziques [Kockel *et al.*, 1971]. L'association ophiolitique forme un ensemble épais de 4 à 5 km.

4. **A Sithonia**, l'ensemble ophiolitique peut avoir une épaisseur d'environ 2 km. A la base, il comporte un ensemble filonien et au sommet des roches basaltiques constituées d'une grande partie de hyaloclastites [Mussalam et Jung, 1986]. Là encore, les termes les plus caractéristiques des ophiolites sont absents.

5. **Bilan**. Si chacun des affleurements ne présente pas obligatoirement la totalité des termes caractéristiques des complexes ophiolitiques ; ceux-ci existent si l'on s'adresse à l'ensemble de ces affleurements qui occupent d'ailleurs des positions géographiques alignées sur un axe NW-SE. On peut donc penser que l'on a là des ophiolites au sens classique du terme.

Ce raisonnement ne vaut malgré tout que s'il existe dans un affleurement donné plusieurs termes présents ou un terme très caractéristique. Ainsi un ensemble basaltique ne constitue pas obligatoirement un témoin de complexe ophiolitique ; cela mérite une démonstration. Quoi qu'il en soit, il faut noter que cet ensemble ophiolitique probablement dissocié présente de nombreuses particularités : faible représentation des péridotites, métamorphisme de contact à andalousite, présence d'un granite et de migmatites subcontemporains de l'"obduction" au Jurassique supérieur.

C. L'AGE DE LA MISE EN PLACE DES OPHIOLITES

La partie occidentale du complexe de Guévguéli a été considérée comme kimméridgienne ou post-kimméridgienne car on croyait qu'elle reposait normalement sur des calcaires datés de cet étage. Cependant, ces calcaires se sont avérés être d'âge crétacé [Godfriaux et Ricou, 1991] et le contact entre les deux ensembles est tectonique (Godfriaux et Ricou, 1991 et observations personnelles). Dans la partie orientale nous n'avons pas davantage de sédiments et de contacts normaux. Néanmoins dans le territoire de l'ex-Yougoslavie, non loin du Démir Kapija (portes de fer), des conglomérats transgressifs qui comportent des éléments d'âge tithonique, sont signalés sur ce complexe ophiolitique [Kossmat, 1924 ; Stojanov, 1979]. Par ailleurs, l'âge du granite de Fanos, intrusif dans les ophiolites de Guévguéli, a été estimé par la méthode K/Ar et Rb/Sr à 150 ± 2 Ma [Borsi *et al.*, 1966]. La mise en place tectonique de l'ophiolite de Guévguéli a donc eu lieu avant le Tithonique et peut-être avant 150 Ma, cependant la signification du granite mériterait d'être établie avec plus de précision.

Pour les affleurements d'Artzan et Vafiochori qui sont en écailles tectoniques entre des formations différentes, on ne peut que se baser sur leur ressemblance pétrologique avec les ophiolites de Guévguéli peu éloignées, pour supposer qu'ils sont de même âge.

A Oréokastro, le petit affleurement ophiolitique est surmonté par des calcaires conglomératiques et des niveaux gréseux. Dans ces derniers, des ammonites du Tithonique inférieur ont été signalées [Kockel, 1986]. Pour notre part nous avons daté le Kimméridgien à la base de calcaires supra-ophiolitiques. L'âge de la mise en place tectonique de ces ophiolites est donc antérieur à un certain kimméridgien. Il pourrait donc être corrélé avec celui des ophiolites de Guévguéli.

Pour les ophiolites de Thessaloniki, il n'est pas possible de faire des datations en utilisant les âges des roches sus-jacentes car elles sont surmontées par une série détritique à intercalations magmatiques d'âge inconnu. Cependant, une estimation indirecte peut se faire grâce au granite de Monopigadon (149 Ma) [Kreuzer *in* Mussalam et Jung, 1986] qui semble intrusif dans les ophiolites. Cependant leur contact n'affleure pas correctement en raison du Quaternaire. L'âge de ces ophiolites pourrait être comparable à celui de Guévguéli.

Enfin les ophiolites de Kassandra et Sithonia sont surmontées par une série carbonatée datée du Kimméridgien supérieur à Sithonia [Sotiriadis et Sapountsis, 1970 ; Mussalam et Jung, 1986]. Cette série carbonatée est de type récifal et traversée par des sills basaltiques (liés aux ophiolites ?). Les ophiolites de Sithonia semblent être pour ces auteurs plus récentes que le reste des affleurements ophiolitiques péoniens, qui sont anté-kimméridgiens (*p.p.*) mais ceci ne paraît pas être établi.

D. SIGNIFICATION DES OPHIOLITES DE PEONIAS

Pour Bebien (1982), l'association ophiolitique de Guévguéli se serait mise en place dans un bassin de petite dimension s'ouvrant dans la croûte continentale. Ce bassin aurait été produit par un décrochement dextre [Bebien *et al.*, 1986]. Les affleurements moins importants d'Artzan, Vafiochori et Oréokastro, qui présentent des affinités avec Guévguéli, pourraient avoir la même signification [Haenel-Rémy et Bebien, 1984 ; Davis *et al.*, 1989]. Pour les ophiolites de Thessaloniki, Gauthier (1984) admet qu'elles présentent des affinités avec des tholéiites d'arc pour leur partie située entre Thessaloniki et Vavdos et une tendance calco-alkaline entre Vavdos et Metamorphosis. Les ophiolites de Sithonia enfin auraient un caractère de tholéiites abyssales [Gauthier, 1984].

Pour leur mise en place, d'après les travaux de Bebien *et al.* (1986), Vergely (1987) et Mussalam et Jung (1986), les ophiolites d'IMHOB forment une ceinture discontinue et généralement autochtone. La cassure continentale leur donnant naissance se

serait produite pendant le Jurassique moyen-supérieur avec l'ouverture d'un ou plusieurs bassins ophiolitiques de type pull-apart, qui se refermeraient lors de la phase tectonique du Jurassique terminal. L'ouverture de ces petits bassins se ferait par un mécanisme de failles décrochantes dextres [Bebien *et al.*, 1986] ou senestres [Dewet, 1989].

Des données géophysiques récentes [Kiriakidis, 1989] montrent que les ophiolites de Guévguéli rejoignent celles d'Oréokastro sous le bassin tertiaire d'Axios. De même, les ophiolites de Thessaloniki se prolongent vers celles de Sithonia sous le golfe de Kassandra. Les ophiolites du Vardar forment donc une zone continue mais couverte, pour partie, par les sédiments tertiaires et quaternaires. Pour cet auteur, leur base et leur épaisseur limitées mettent en doute leur autochtonie et indiqueraient un charriage les conduisant à leur emplacement actuel.

S'agissant de l'ophiolite de Thessaloniki qui semble différente au niveau de la géochimie de celles de Guévguéli et Sithonia, Vergely (1984) suppose qu'il s'agit d'un témoin d'un bassin qui se serait ouvert seulement au Sud de Thessaloniki au Trias moyen-supérieur. Une subduction intra-océanique aurait alors créé un arc volcanique fonctionnant au Jurassique moyen ; le flysch de Svoula serait alors un dépôt détritique comblant le bassin arrière-arc. Pour Mussalam (1991), cette subduction se ferait vers l'Ouest et les faciès détritiques auraient alors valeur de dépôts fore-arc.

Pour Bebien *et al.* (1986), l'abondance des ultramafites et la rareté des laves dans les ophiolites de Thessaloniki peuvent être liées à une remontée du manteau et des roches cristallines le long d'une zone de fracture. Des structures, observées dans des péridotites, indiquent d'ailleurs que cette remontée pourrait se faire durant des périodes d'expansion [Gauthier, 1984].

En l'absence de données géochimiques personnelles sur les ophiolites d'Oréokastro, nous ne pouvons préciser le contexte géodynamique en nous appuyant sur ce type d'argument. La présence d'un métamorphisme de contact à andalousite au niveau des gabbros conduirait plutôt à privilégier l'hypothèse d'une mise en place dans un contexte particulier à flux thermique élevé permettant le développement de ce type de métamorphisme : la notion de bassin pull-apart répond à cette exigence. Cependant une discussion à l'échelle de l'ensemble du domaine vardarien est nécessaire pour cerner le contexte de genèse de ces ophiolites dans la mesure où le Païkon pourrait être en fenêtre [Godfriaux et Ricou, 1991].

Par ailleurs, la mise en évidence d'un rifting ladinien permet désormais d'envisager une longue période d'expansion triasico-jurassique et rend plus difficile l'hypothèse d'une installation de divers pull-apart au Jurassique moyen - supérieur.

II. LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES

Trois affleurements sont connus depuis Mercier (1966) au Nord de Thessaloniki : les affleurements du massif d'Oréokastro ou affleurement de Pentalofos Neochorouda ; les affleurements de Choryghi-Pikrolimni et ceux de Iriniko Korona à la limite nord du territoire grec.

A. LES AFFLEUREMENTS POST-OPHIOLITIQUES DANS LE MASSIF D'OREOKASTRO : LA SERIE DE PENTALOFOS NEOCHOROUDA

1. Généralités - Historique

Ces affleurements forment les crêtes qui limitent le massif vers le Sud-Ouest près des villages de Pentalofos et Neochorouda à 15 km au NNW de Thessaloniki.

Mercier (1966), qui les a étudiés pour la première fois, a cru à tort que les formations calcaro-détritiques et péliito-gréseuses anté-ophiolitiques qui surmontent tectoniquement les ophiolites à l'Est étaient elles aussi du Jurassique supérieur et formaient un anticlinal ayant comme coeur les ophiolites. Mercier décrit la partie occidentale de ce faux anticlinal comme une formation de calcaires à polypiers et à conglomérats contenant *Pseudocyclamina* sp. Il attribue à cette formation, par comparaison avec d'autres formations post-ophiolitiques, un âge jurassique supérieur - Crétacé basal. [Kockel *in* Mussalam et Jung, 1986] signale la présence d'ammonites du Tithonique inférieur dans des niveaux schisto-gréseux. Le sommet de la série a été comparé aux couches détritiques de Prinochori connues en Chalcidique [Ricou, 1965] au sommet des calcaires de Katsika d'âge supposé jurassique supérieur - crétacé inférieur [Kockel *et al.* 1978].

2. Une coupe dans les formations post-ophiolitiques

Une belle coupe naturelle existe dans la vallée de Aghia Paraskevi aux abords de Neochorouda (fig. 39). Nous distinguons du NE au SW :

(1) Les roches ophiolitiques d'Oréokastro :

- a. des gabbros ;
- b. 5-10 m de roches leucocrates ;
- c. 10-15 m de laves en coussins.

(2) Les formations conglomératiques et calcaires. Les couches sont presque redressées au contact des ophiolites et l'épaisseur de cette formation est d'environ 450 à 500 m.

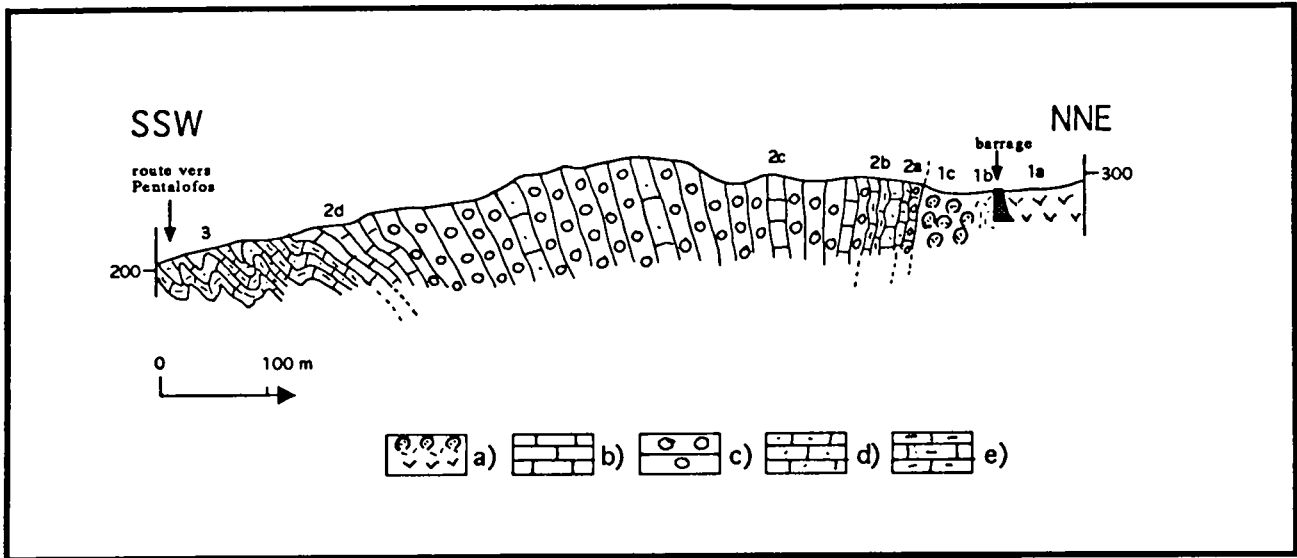


Fig. 39 .- Coupe dans la vallée de Néochorouda.

a : ophiolites ; b : calcaires ; c : conglomérats ; d : calcaires gréseux ; e : calcaires argileux.

a. Les premiers niveaux (2 m à 2,5 m) au contact des ophiolites sont constitués de bancs présentant des blocs, pour la plupart calcaires, de 5 à 80 cm de longueur. Ces blocs sont en contact les uns avec les autres. Lorsque du ciment existe il est fin, essentiellement carbonaté, parfois un peu gréseux. Les blocs calcaires sont mal triés et peu usés. Il existe aussi de plus petits galets de matériel ayant pour origine les ophiolites ainsi que quelques petits galets de grès.

Les échantillons prélevés dans les blocs calcaires montrent des biolithites de type boundstone, parfois stromatolitiques à polypiers, *Bacinella* sp., *Salpingoporella* sp., *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (YOKOYAMA). La présence dans tous les échantillons de l'organisme *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, connu dans le Kimméridgien, conduit à retenir cet âge pour cette association typique des faciès récifaux du Jurassique supérieur. Le fait que la brèche soit mal triée ("wild") et les blocs remaniés assez frais, indique que le dépôt de cette brèche serait pénécotemporain des récifs situés à proximité qui fourniraient les blocs observés.

b. Les 4 mètres qui suivent sont constitués de bancs fins de 2 à 5 cm d'épaisseur. Il s'agit de calcarénites présentant des intercalations de bancs de grès calcaires et de calcaires fins micritiques noirs assez schistosés. Les calcarénites sont des grainstones contenant quelques extraclastes volcaniques. Ils contiennent *Tubiphytes morronensis*, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Petrascula* sp. qui indiquent le Kimméridgien.

- c. Ensuite nous avons la grande masse des conglomérats où alternent des niveaux où prédominent des galets calcaires (80-90 % des roches) et des niveaux où les calcaires ne représentent que 10-20 % de la roche. Dans ce cas les autres clastes sont des galets de grès, de quartz, de quartzites rouges et vertes, de roches magmatiques acides ou d'origine ophiolitique et de roches métamorphiques (gneiss) originaires du socle. La matrice est un grès fin calcaire ou un calcaire gris micritique assez recristallisé.
- Parmi les galets, on trouve des microconglomérats et des microbrèches qui remanient le même matériel que l'encaissant, ce qui montre des remaniements internes. La taille des clastes varie entre quelques millimètres à plusieurs centimètres ; ils sont sub-arrondis à sub-anguleux. Les bancs conglomératiques et bréchiques sont souvent très compacts et on peut difficilement reconnaître la stratification. Parmi les conglomérats s'intercalent en lentille des niveaux épais décimétriques à métriques de calcaires récifaux à Polypiers et Nérinées.
- d. A la sortie sud de la vallée, au niveau d'une carrière abandonnée, après les conglomérats, nous avons un niveau calcaire gris-noir. Il s'agit de wackestones-packstones et grainstones à coraux, algues dasycladales, *Tubiphytes morronensis* et petits foraminifères.
- Ensuite sur 10-15 m, nous avons des alternances de niveaux décimétriques de conglomérats, de calcarénites et de marnes calcaires. Les calcarénites sont des grainstones qui nous ont fourni des *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Tubiphytes morronensis* et *Bacinella irregularis* RADOICIC.
- (3) Enfin nous avons quelques dizaines de mètres très plissés d'une alternance de niveaux de marnes calcaires avec des calcaires argileux et des grès qui sont recouverts par le Quaternaire.

3. Age et signification

L'âge des conglomérats semblent bien être kimméridgien. Les lames présentent, pour D. Vachard qui a examiné le matériel, des affinités avec le Kimméridgien supérieur. Du Tithonique inférieur est cité par Kockel en raison de la découverte d'ammonites ; de même, des ammonites sont citées par Mussalam et Jung mais celles-ci ne sont pas situées précisément dans la série. Quoiqu'il en soit, les conglomérats se sont déposés très probablement au Kimméridgien supérieur - Tithonique inférieur et la formation "flyschoïde" qui les surmonte pourrait donc se déposer au cours du Crétacé inférieur.

La grande épaisseur de ces conglomérats ne peut pas s'expliquer par de simples variations du niveau marin, la tectonique a dû intervenir pour créer l'espace nécessaire au

dépôt de ces faciès marins, qui recouvrent, rappelons-le, des ophiolites qui viennent de se mettre en place par obduction (*s.l.*).

B. LES AFFLEUREMENTS DE CHORYGHI-PIKROLIMNI

Ils s'allongent sur 17 km entre les villages de Choryghi et Pikrolimni sur un axe NW-SE et une largeur moyenne de 2 à 2,5 km. Les affleurements sont essentiellement conglomératiques en dehors de leur extrémité nord autour du village de Choryghi où existe un niveau calcaire (fig. 40).

1. Le problème de la formation détritique à l'Ouest de Choryghi

Pour Mercier (1966), entre les ophiolites de Vafiochori et les calcaires de Choryghi d'âge jurassique supérieur, existe une série grésopélitique qui présenterait des passages progressifs avec les calcaires. Elle serait, selon cet auteur, postérieure aux ophiolites et antérieure aux calcaires de Choryghi. Je n'ai pas pu observer de contact net entre cette formation grésopélitique et les ophiolites car les affleurements sont couverts par le Quaternaire. Même les tranchées de routes ne permettent que des observations ponctuelles.

En revanche, le contact des calcaires avec les formations grésopélitiques est visible mais il est tectonique, comme on peut le constater sur les affleurements de la nouvelle route nationale de Kilkis-Polykastro.

La formation périto-gréseuse présente les successions typiques des pélites-grès habituellement observées dans les formations de Svoula du Trias supérieur - Jurassique ; on pourrait donc les rapporter à celles-ci. Cependant, il existe quelques différences au niveau des grès qui sont ici plus arkosiques ; ils contiennent en effet une quantité importante de feldspaths de type microcline et plagioclastes, contrairement aux grès du groupe de Svoula. Il semble que cette formation contienne aussi plus de niveaux de grès calcaires. Un foraminifère remanié dans les grès présente une structure assez complexe pour un foraminifère triasique, ce qui paraît signifier une alimentation par des calcaires jurassiques.

Pour Kockel (1986), dans ce secteur, les conglomérats et les calcaires du Jurassique supérieur transgressent sur des formations périto-gréseuses et non sur des ophiolites ; donc ces formations périto-gréseuse appartiendraient pour cet auteur au groupe de Svoula anté-ophiolitique.

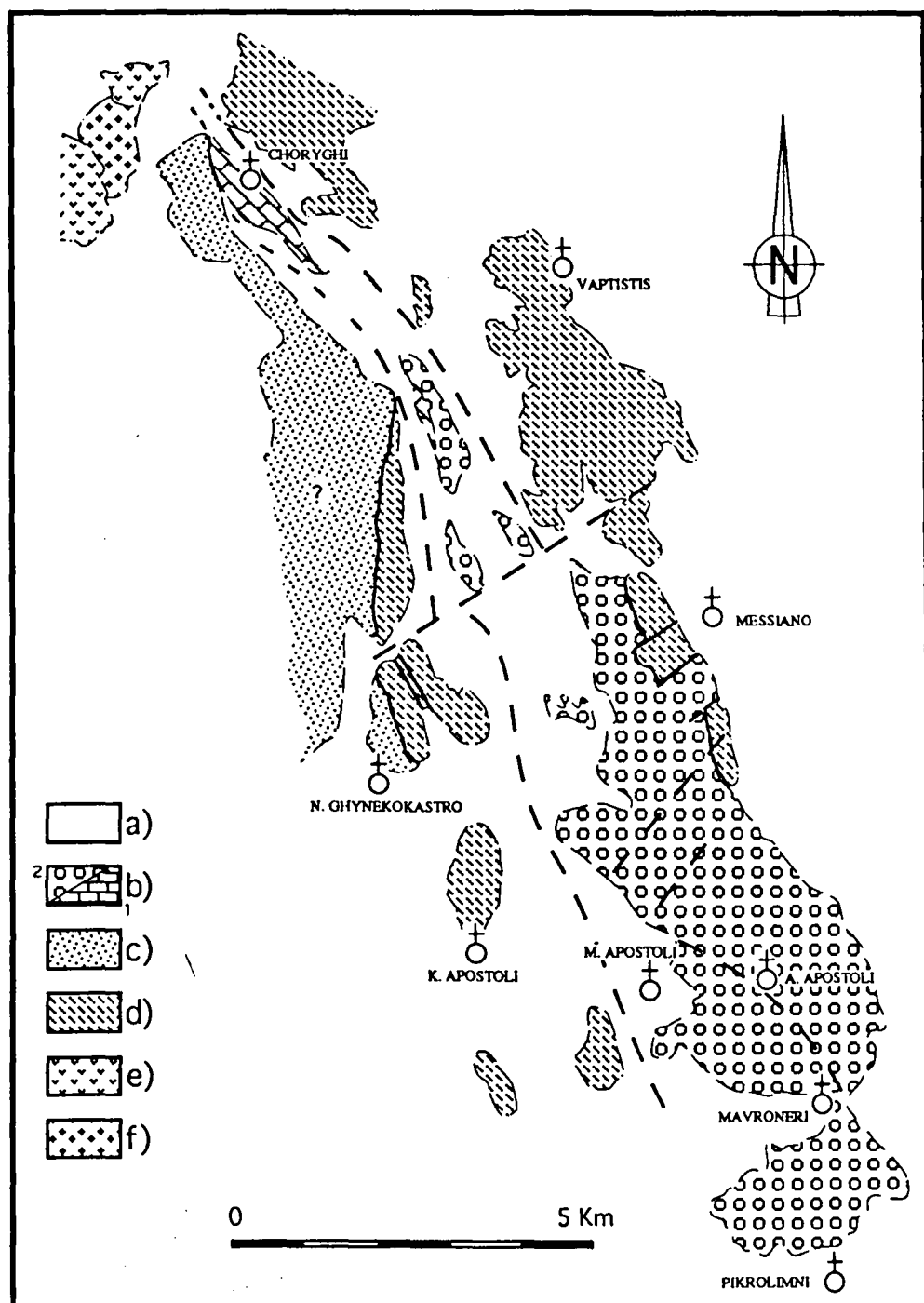


Fig. 40.- Carte des affleurements post-ophiolitiques de Choryghi-Pikrolimni.

a : Tertiaire et Quaternaire ; b : formations calcaires (1) et conglomératiques (2) Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ; c : formation gréso-pélimitique d'âge Trias supérieur - Jurassique inférieur ou Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ; d : formations anté-ophiolitiques ; e : ophiolites de Vafiochori ; f : granites.

2. Les calcaires de Choryghi

Ils forment une petite colline sur le versant de laquelle est situé le village de Choryghi. Les calcaires à faible pendage NE sont coincés tectoniquement entre des

formations détritiques à l'Ouest et les schistes à chlorite et séricite de Vapistis à l'Est d'âge triasique supérieur - jurassique possible.

Les affleurements révèlent des calcaires (50-60 m) assez recristallisés dans les premiers mètres qui montrent quelques polypiers et Nérinées. Dans une carrière située à l'extrémité sud des affleurements, on peut observer une succession de niveaux calcaires avec trois niveaux microbréchiques d'épaisseur métrique. Les calcaires qui sont entre ces niveaux sont très bien conservés et présentent de très belles associations de faunes et flores. Il s'agit de wackestones et packstones à thalles de *Bacinella irregularis* RADOICIC, accompagnés de *Salpingoporella* sp. et de dasycladales, *Petrascula guembeli* BERNIER, plusieurs sections de *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Placospillina* ? *coscinophragma*, "*Conicospirillina*" *basiliensis* MOHLER, *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), *Pseudocyclamina* sp., *Pseudocyclamina lituus* (YAKOYAMA), *Ammobaculites* sp., *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp. Ces faciès sont typiques des milieux peu profonds (dépôts sous une tranche d'eau inférieure à 10 m) de la plate-forme interne avec environnement moyennement agité du Kimméridgien supérieur [Bernier, 1984]. Les calcaires passent à des niveaux microbréchiques brutalement, ce qui montre des interruptions rapides de la sédimentation carbonatée et des apports d'un continent situé à proximité comme l'indique le mauvais classement des clastes des brèches. Les microbrèches sont constituées de clastes millimétriques de calcaires, quartz, quartzites, roches basiques et grès. L'ensemble est mal consolidé et possède un ciment carbonaté. Les niveaux calcaires intercalés entre les brèches contiennent les mêmes microfaciès, ce qui montre un retour à des conditions de sédimentation identiques après chaque événement bréchi que qui se surimpose à cette sédimentation propre au milieu considéré.

3. Les faciès conglomératiques

Le grand affleurement des faciès conglomératiques de Choryghi-Pikrolimni commence quelques 600-700 m au SE des calcaires du Kimméridgien supérieur. Entre ces deux affleurements existent des formations récentes. A la base des conglomérats existe toutefois un niveau calcaire de 2-3 m d'épaisseur qui rappelle les calcaires de Choryghi. Ils contiennent des *Alveosepta* sp., *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Nautiloculina* sp. et indiquent le Jurassique supérieur. Ce niveau, déjà signalé par Mercier (1966), a été attribué au Lias sur la carte géologique de l'IGME [Kockel et Ioannidis, 1979], probablement par erreur.

Les conglomérats qui surmontent les calcaires contiennent essentiellement des galets calcaires bien arrondis dont la taille peut dépasser 10 cm de longueur et qui sont en général assez recristallisés. Parmi les galets présents on trouve des galets à faciès récifaux du Jurassique supérieur à spongiostromides, *Tubiphytes morronensis* et petits

foraminifères ainsi que d'autres éléments à *Involutina cf. liassica*, *Nodosariides*, *Trocholina* sp. qui indiquent les milieux pélagiques du Trias supérieur ou plus probablement du Lias.

Plus au Sud, dans les collines situées à l'Ouest de Messiano et autour des villages d'Apostoli et Mavroneri, nous avons la partie supérieure de ces conglomérats qui s'observent sur 3 km de largeur maximum. Leur épaisseur n'est pas facile à estimer car ils sont affectés par plusieurs failles qui font répéter éventuellement certains niveaux. Ces formations sont constituées d'une alternance de niveaux conglomératiques avec des niveaux de grès, de pélites rouges micacées dont l'altération donne une teinte rouge aux collines où ils affleurent. Contrairement aux affleurements d'Oréokastro, les intercalations calcaires sont ici très rares voire absentes. Les seuls carbonates observés sont des galets intensément recristallisés. Un échantillon à l'Ouest de Messiano, exceptionnellement préservé, montre des *Aulotortus ex. gr. gaschei*, *Tolypamina gregoria*, *Glomospirella* sp. du Trias supérieur, ce qui montre que des faciès de cet âge affleuraient à cette époque.

Sur le sommet (alt. 192 m) à l'Ouest de Messiano ainsi qu'à 1 km au NE de Messia Apostoli, on peut observer sur quelques 15-20 m des alternances de bancs conglomératiques compacts de 30-50 cm et de niveaux pélitiques. Ces bancs présentent des granoclassements ; le matériel grossier (galets et graviers) se trouve à la base des bancs, le reste est occupé par des grès qui passent aux niveaux pélitiques. Ces granoclassements normaux indiquent que la série des conglomérats, et par conséquent sa base calcaire, sont en position normale contrairement à la majorité des affleurements anté-ophiolitiques qui sont renversés. Les niveaux gréseux sont très abondants. Il existe des passées de plusieurs mètres sans matériel carbonaté. La matrice de ces conglomérats est gréseuse, fine, siliceuse ou carbonatée.

C. LES AFFLEUREMENTS DE KORONA-IRINIKO

C'est une formation semblable à celle de Choryghi-Pikrolimi qui affleure à 10-15 km au Nord de cette dernière, à l'Est des villages de Korona et Iriniko (fig. 41). Ces niveaux conglomératiques ont été décrits par Osswald (1931) sous le nom de conglomérats de Doubkon, qui leur attribue un âge permien. Mercier (1966) a trouvé dans des galets de ces conglomérats des foraminifères, des algues et des nérinées du Jurassique supérieur. Maratos (1967) signale lui-aussi le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur dans les conglomérats ainsi que le Kimméridgien-Portlandien avec *Campbelliella* (ex. *Vaginella*) *striata* (CAROZZI) dans des calcaires interstratifiés dans les conglomérats. Pour cet auteur, les conglomérats sont transgressifs sur la formation de Megali Sterna. La formation de Korona-Iriniko est coincée tectoniquement entre, à l'Est, la formation des

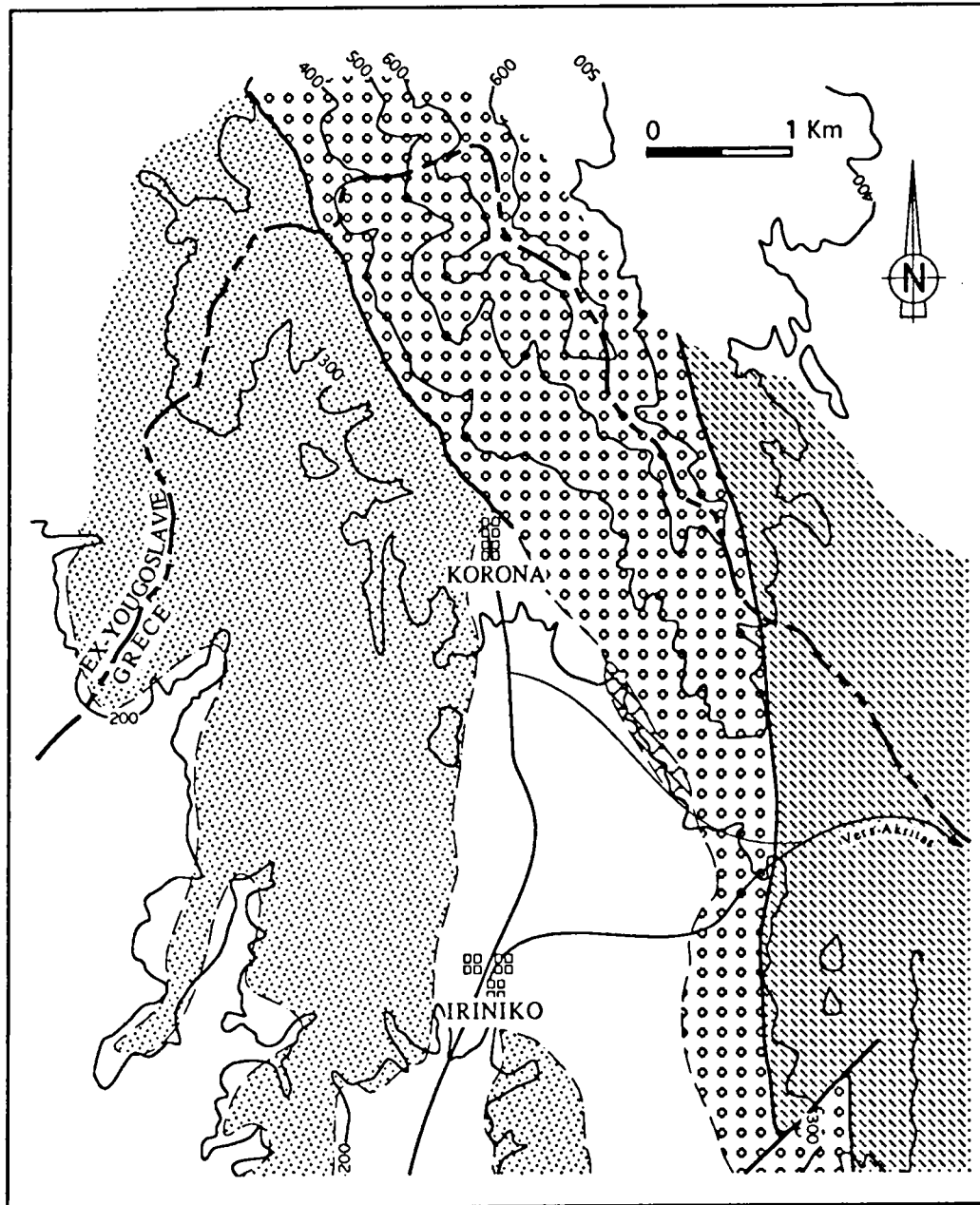


Fig. 41.- Carte des affleurements de Korona-Iriniko.

Même légende que figure 40.

calcaires du Trias moyen-supérieur (supposé) de Megali Sterna et, à l'Ouest, une formation pélito-gréseuse identique à celle observée à l'Ouest des calcaires de Choryghi.

A la base de cette formation post-ophiolitique, 700 m environ au SE du village de Korona sous la colline de la frontière, existent 10-15 m de calcaires surmontés par des conglomérats. Les calcaires sont des grainstones à pellicules qui contiennent *Trocholina* sp., *Salpingoporella* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Conicospirillina* sp., *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Zargabriella* (?), *Kurnubia palastinensis* HENSON, *Nautiloculina*

sp., *Bacinella sp.*, *Petrascula sp.*, *Alveosepta (Anchispirocyclina)*, *Cladocoropsis* et *Heteroporella sp.*, association qui indique le Kimméridgien supérieur-Portlandien inférieur et présente des affinités Kimméridgien supérieur. Les microfaciès, pourtant semblables du point de vue des organismes à ceux de Choryghi, montrent pour D. Vachard une tendance plus "externes" que ces dernières caractéristiques de la plate-forme interne carbonatée.

Les conglomérats peuvent être observés sur la piste qui suit la frontière entre Iriniko et Akritas. Les formations conglomératiques sont traversées par des niveaux gréseux présentant des stratifications obliques ou entrecroisées. Les galets carbonatés sont essentiellement des calcaires à faciès rappelant les faciès kimméridgiens à algues et foraminifères, mais aussi des calcaires du Trias supérieur à *Aulotortus gaschei*, *Tubiphytes sp.* et *Glomospirella sp.* Sont également présents des galets de grès, quartzites, roches volcaniques basiques et des galets métamorphiques provenant d'un socle. Les éléments arrondis ou anguleux sont très mal classés. Là encore il s'agirait de décharges périodiques de matériel grossier interrompant une sédimentation plus fine (grès) marquée cependant par un régime hydrodynamique assez agité comme en témoignent les stratifications obliques et entrecroisées. Je n'ai pu observer de turbidites classiques ni de slumps. Le secteur devait se situer non loin des terres émergées soumises à une forte érosion.

D. APERÇU SUR LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES DE LA CHALCIDIQUE

Au milieu de la Chalcidique, sur le granite de Monopigadon daté à 150 Ma [Mussalam et Jung, 1986], transgresse un calcaire gris bleuté lité en gros bancs partiellement recristallisés qui contiennent des niveaux bauxitiques et quelques intercalations gréseuses. Ce calcaire a été daté du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur [Ricou, 1965 ; Marinos *et al.*, 1965]. A son sommet, il passe progressivement à une formation pélitique à intercalations de calcaires et de cherts. Ces calcaires ont été interprétés comme des sédiments carbonatés déposés dans un environnement de plate-forme peu profonde qui a subi de courtes émergences ayant provoqué des karstifications piégeant des produits d'altération latéritique liés aux roches ophiolitiques [Christaras, 1987].

Les formations calcaires du Jurassique de Sithonia [Sotiriadis *et al.*, 1970] ont été rapportées au Kimméridgien supérieur [Mussalam et Jung, 1986] grâce à une faune et flore semblables à celles que nous avons trouvées à Oréokastro, Choryghi et Iriniko. Ces auteurs mentionnent sur des ophiolites des alternances de calcaires récifaux, de faciès de brèches d'avant récif et des faciès détritiques parmi lesquels s'intercalent des sills

basaltiques. Un examen attentif des relations de ces sills avec l'encaissant sédimentaire paraît nécessaire, avant de tirer des conclusions sur la signification de ces sills, car dans cette région la tectonique est assez complexe.

E. CONCLUSION SUR LES FORMATIONS MESOZOIQUES POST-OPHIOLITIQUES DANS LE DOMAINE DE PEONIAS

Trois affleurements existent au Nord de Thessaloniki. Les séries les plus représentatives sont reportées sur la figure 42. Elles nous ont permis de constater que la sédimentation qui a succédé à l'"obduction" des ophiolites a commencé au moins au Kimméridgien supérieur.

1. Les différentes formations

Les séries observées montrent au moins trois types de sédimentation différents qui sont :

- a) Une plate-forme carbonatée. Les affleurements de Chorighi, Korona et Pentalofos Neochorouda montrent des restes, certes non épais mais caractéristiques des plates-formes téthysiennes fini-jurassiques. Des témoins de ces plates-formes existent dans les blocs des faciès grossiers péné-contemporains des plates-formes.
- b) Des faciès détritiques grossiers. Il s'agit de formations épaisses de conglomérats et de brèches que l'on trouve dans toutes les séries au Nord de Thessaloniki.
- c) Des faciès détritiques fins. Ils sont observés au sommet de la série de Pentalofos-Neochorouda sur quelques dizaines de mètres. Il s'agit d'alternance de calcarénites, de grès et de pélites qui ont l'apparence d'un flysch.

Les formations grésopélitiques arkosiques à l'Ouest de Choryghi peuvent être rapportées soit aux formations post-ophiolitiques, soit aux formations anté-ophiolitiques de Melissochori.

2. L'origine du matériel resédimenté

Une partie du matériel détritique, importante à Pentalofos-Neochorouda, moins importante dans les autres séries, provient de la plate-forme sub-récifale et est issue des remaniements sous-marins contemporains de la sédimentation fini-jurassique - éocétacée.

L'abondance des fragments de roches vertes montre à l'évidence qu'une partie du matériel remanié provient du démantèlement continental ou sous-marin des massifs ophiolitiques. Mais il est certain qu'une partie importante des clastes de ces sédiments

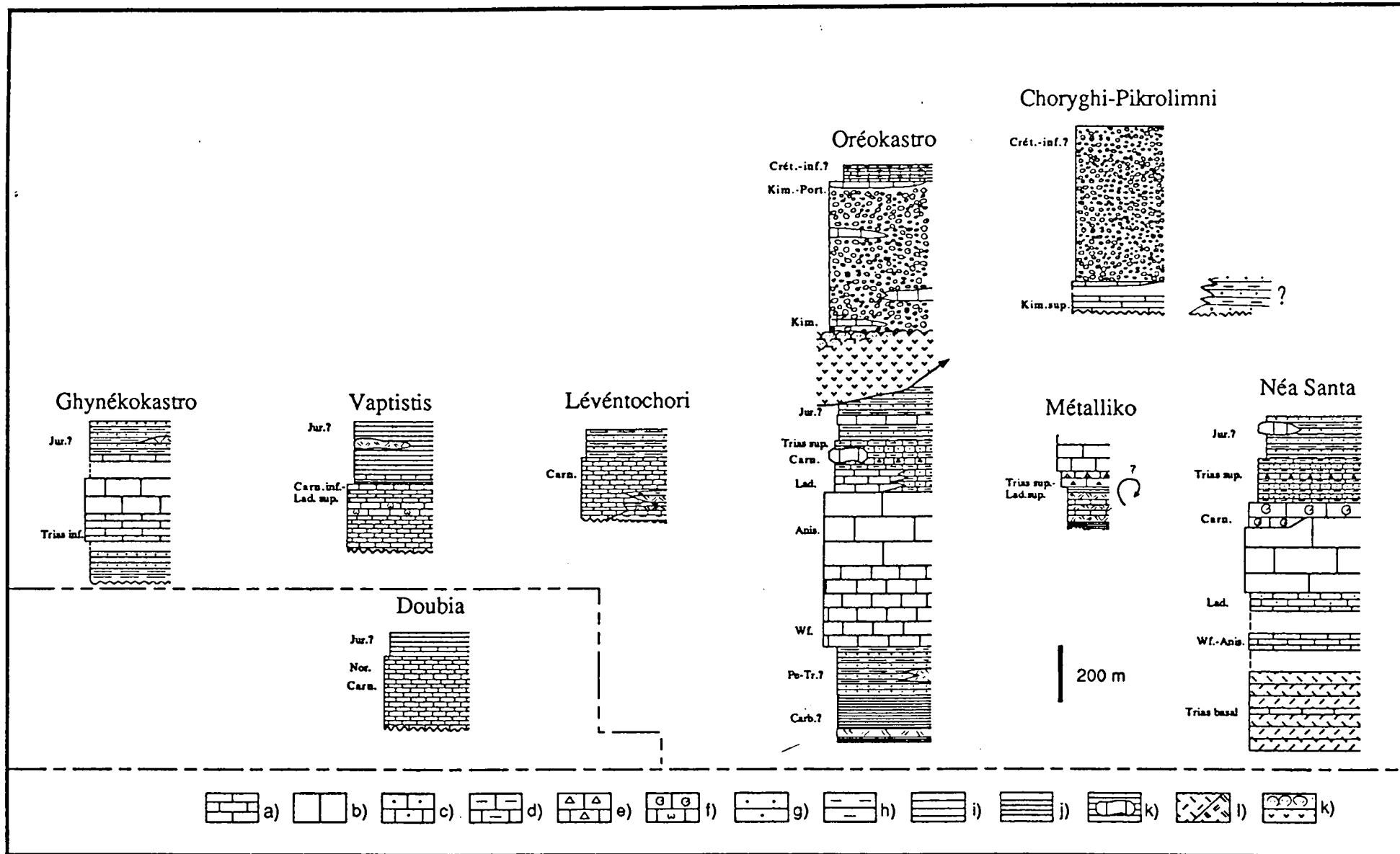


Fig. 42.- Colonnes lithologiques des séries ante et post-ophiolitiques du domaine de Péonias.

a.: calcaires en plaquettes et lités.; b : calcaires massifs.; c : calcarénites et calcaires gréseux.; d : calcaires argileux.; e : calcaires bréchiques.; f : calcaires à ammonites et à megalodontes.; g : grès.; h : pélites.; i : schistes.; j : lydienes ; k : olistolites.; l : niveaux volcaniques.; m : ophiolites.

résulte de l'érosion d'un continent qui vient d'être créé. Nous avons ainsi des galets de gneiss, micaschistes, microgranites, schistes tuffitiques, grès rouges arkosiques, calcaires triasiques de plate-forme, calcaires triasiques pélagiques, grès calcarénitiques, grès et quartzites. Tout ce matériel rappelle fortement le socle serbo-macédonien et les séries sédimentaires de la marge péonienne qui se trouvaient à cette époque à l'affleurement et étaient soumis à une forte érosion.

3. Esquisse paléogéographique

Après la fermeture du bassin triasico-jurassique, liée à la mise en place tectonique ("obduction") des ophiolites qui a eu lieu (selon les données paléontologiques et radiochronologiques que nous possédons) juste avant le Kimméridgien supérieur, une nouvelle paléogéographie s'installe. La mer envahit une partie du secteur émergé et des faciès carbonatés se déposent au Kimméridgien supérieur, époque où le niveau de la mer est d'ailleurs assez élevé au niveau mondial [Haq *et al.*, 1988]. Les plates-formes carbonatées sont presque immédiatement soumises à une forte érosion due probablement à une instabilité tectonique.

La construction des plates-formes s'arrête assez rapidement dans la région au Nord de Thessaloniki où leurs témoins sont rares et peu épais tandis qu'au Sud, au mont Katsika, nous avons une épaisse série néritique calcaire qui enregistre même, avec ses niveaux bauxitiques, des courtes périodes d'émersion.

Les faciès flyschoïdes turbiditiques qui succèdent à la sédimentation carbonatée (mont Katsika) et conglomératique (Pentalofos-Neochorouda) ne sont présents que sur de petits affleurements peu épais et non datés. Ainsi, il est difficile d'évaluer l'importance, l'ampleur mais aussi la signification de ces formations. En tout cas, il semble bien que les milieux de sédimentation sont de type marin côtier et au Kimméridgien-Tithonique.

Le domaine de Péonias n'a pas le caractère profond qu'a le domaine central d'Almopias à cette époque ni la marge occidentale du domaine pélagonien (Béotien). Il est peu probable que le Crétacé moyen-supérieur ait pu se déposer dans le domaine de Péonias car aucun affleurement de cet âge n'a été observé. Ce domaine reste donc très probablement émergé, au cours de cette période et jusqu'à l'Eocène supérieur, où un bassin molassique se crée presque parallèlement aux anciennes structures alpines.

DEUXIEME PARTIE
LES SERIES DU SECTEUR
D'ALMOPIAS



PREMIER CHAPITRE

INTRODUCTION

I. HISTORIQUE SUCCINCT

Osswald (1938) travaillant essentiellement sur le territoire yougoslave avait divisé la zone du Vardar en trois branches : a) la branche orientale (celle de Doirani), b) la branche centrale du Païkon), c) la branche occidentale de Crna (Erigon). La zone d'Almopias a été individualisée par Mercier (1966) et correspond approximativement à la branche de Crna d'Osswald. Selon Mercier, cette zone occupe l'aire entre le Païkon à l'Est et le Pélagonien à l'Ouest et a valeur de sillon ayant fonctionné au Crétacé moyen-supérieur et peut-être au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. Cet auteur a établi également la stratigraphie des séries almopiennes de la région d'Edessa et Aridea entre 1959-1966. La partie sud d'Almopias (Vermion) a été étudiée par Brunn (1959), Campion (1966), Pichon (1976), Braud (1967) et Didelot (1970), surtout la partie crétacée. Mercier a proposé la division de la zone d'Almopias en un certain nombre d'unités tectoniques qui se présentent comme des écaillés tectoniques superposées qui chevauchent, vers l'Ouest, le Pélagonien et sont chevauchées, à l'Est, par le massif du Païkon (fig. 43 et tableau ci-dessous).

UNITES OCCIDENTALES	UNITES MEDIANES	UNITES ORIENTALES
Loutra Pozar (=Loutra Arideas)	Peternik	Unité d'Ano Garéfi
Faille de Loutraki	Plaine d'Arideas	
Kerassia Kedronas (au Sud de la faille de Nission)	Margarita Liki \ Klissochori \ Nea Zoï Messimeri	Mavrolakos \ Kranies

Les unités de Kerassia et Kedronas, par exemple, sont constituées de roches carbonatées du Crétacé moyen-supérieur couronnées par un flysch à partir du Maestrichtien. Leur stratigraphie est relativement bien établie d'après le travail de Mercier (1966) et Campion (1966).

des montagnes de Voras, à l'Est du massif de Kaïmaktchalan, et présentent un relief impressionnant (altitude de plus de 2 000 m) par rapport aux restes des formations almopiennes.

Mercier (1966) a fait une première description des formations almopiennes en essayant de trouver des niveaux repères pour les corrélés avec les séries moins métamorphiques et mieux datées du Sud (Kerassia et Kedronas notamment). Cet auteur a reconnu trois unités coincées entre le massif de Pinovo qui les chevauche à l'Est et les versants orientaux du Kaimaktchalan appartenant au Pélagonien à l'Ouest sur lesquels elles se trouvent tectoniquement, à savoir d'Ouest en Est : 1. l'unité de Loutra Pozar, qui comprendrait essentiellement des formations créacées ; 2. l'unité de Peternik, riche en niveaux métamorphiques (gneiss, amphibolites, cipolins) et 3. l'unité orientale d'Ano Garefi, constituée en grande partie d'ophiolites.

En réalité, les séries nord-almopiennes sont plus complexes. Mountrakis (1976) montre qu'au sein de l'unité de Loutra Pozar existe aussi une série métamorphique et des roches ophiolitiques (serpentinites et gabbros).

Pour les auteurs postérieurs [Migiros et Galeos, 1987 ; Ricou et Godfriaux, 1991 ; Galéos *et al.*, 1992], les unités décrites par Mercier (1966) n'ont plus de sens. Le débat porte notamment sur la définition des différentes unités tectoniques et surtout leurs affinités orientales (Serbo-macédonien ?) ou occidentales (Pélagonien ?).

Si de grandes différences existent de part et d'autre de la (paléo)faille de Loutrakis, notons que diverses formations flyschoides du Nord pourraient être des équivalents du "flysch" créacé inférieur de Mavrolakkos-Krania ou du flysch créacé supérieur d'Almopias. Ce pourrait être là un fil directeur.

II. CHOIX ET BUT DU TRAVAIL

Dans la mesure où les unités occidentales paraissaient relativement bien datées et les faciès plutôt de bordure peu profonde, notre étude a porté principalement sur les unités orientales d'Almopias.

En outre l'analyse des séries de ces unités permettait d'envisager des comparaisons avec celles du secteur de Péonias et donc de poser le problème du Païkon situé entre ces deux ensembles de séries (fig. 2 et fig. 44).

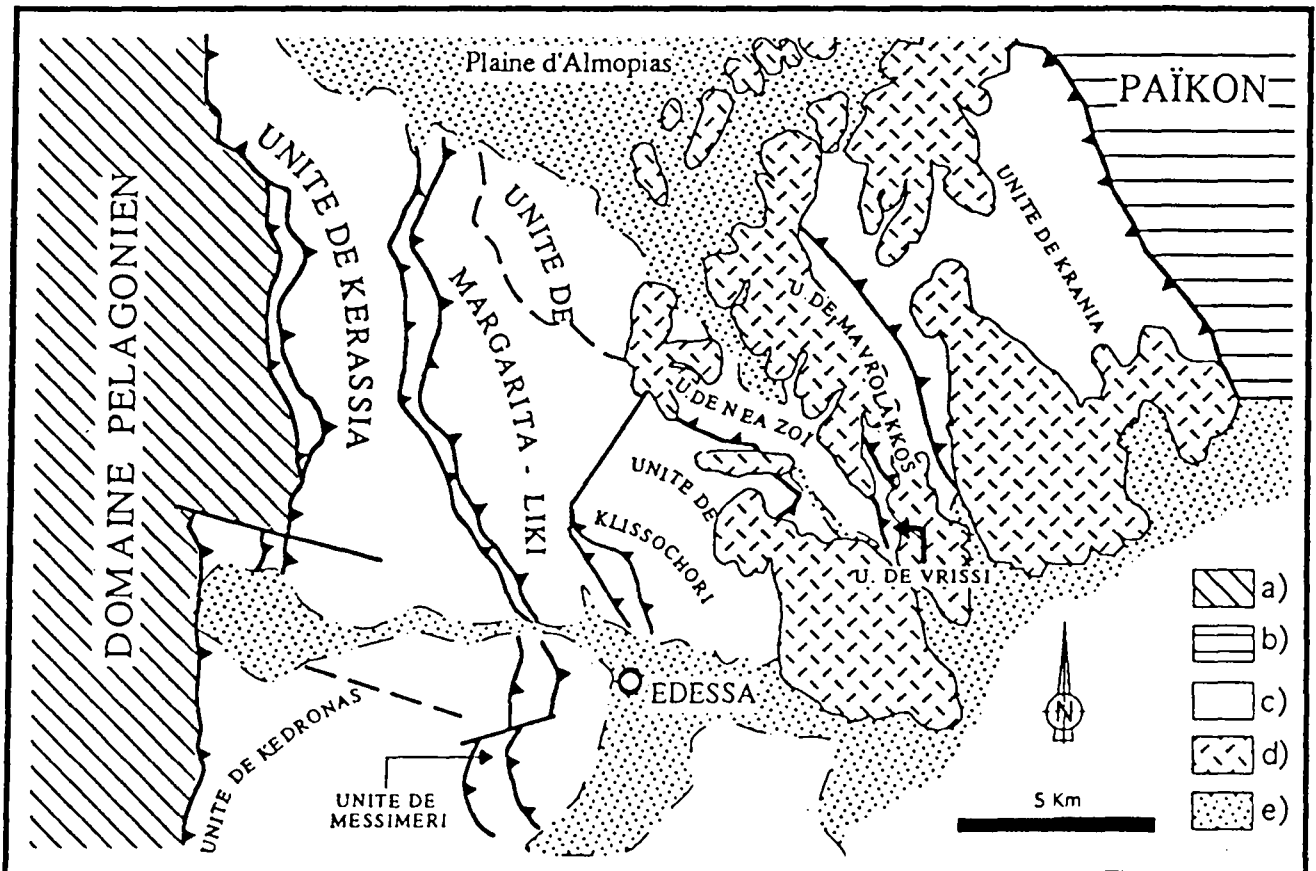


Fig. 44.- Carte structurale simplifiée du secteur central du domaine d'almopias (d'après les travaux de Mercier, 1966, Bizon, 1982 et Vergely, 1984, modifiée). a : domaine pélagonien.; b : domaine du païkon.; c : domaine d'almopias.; d : volcanisme pliocène.; e : Quaternaire.

L'abondance des formations volcaniques et volcano-sédimentaires aurait justifié des études plus approfondies de ces formations susceptibles, en théorie, d'apporter des renseignements sur les contextes géodynamiques. Ce travail a débuté en collaboration avec J. Bertrand de Genève notamment.

Par ailleurs, quelques études ont déjà été effectuées par divers auteurs [Bizon, 1982] mais la fiabilité des résultats reste à démontrer étant donné l'état du matériel observé (altération, métamorphisme).

Ces remarques sont également valables pour le secteur de Péonias.

DEUXIEME CHAPITRE

LES UNITES ORIENTALES DU SECTEUR D'ALMOPIAS

I. L'UNITE DE VRYSSI : PRESENCE DE TEMOINS D'AGE TRIASIQUE

Cette unité, non connue antérieurement, a été définie récemment [Staïs *et al.*, 1991]. L'unité de Vryssi est située à l'Est de la route nationale de Thessaloniki-Aridea et à 3,5 km au NNW du village de Profitis Ilias (fig. 45D). Le principal affleurement se trouve près d'une source aménagée (vryssi en grec).

A. LE TRIAS

1. Description de la coupe

Près de la source aménagée, nous pouvons distinguer sur une centaine de mètres d'Ouest en Est (fig. 46) :

- (1) La formation flyschoïde grésopélique de l'Unité de Néa Zoï. Cette formation, très peu calcaire, n'a pas fourni de fossiles mais son âge est supposé crétacé supérieur (post-turonien) car elle recouvre la série calcaire de Néa Zoï d'âge cénomanién-turonien [Mercier et Vergely, 1984].
- (2) Les radiolarites de Vryssi. D'épaisseur de 15-20 m, elles sont rouges et très peu péliques. Elles contiennent beaucoup de radiolaires visibles qui forment 20 à 40 % de la roche. Parmi ces nombreux radiolaires on note des *Eptingiidae* dont *Eptingium* cf. *monfredi*, des *Capnuchosphaeridae* dont *Capnuchosphaera* cf. *triassica*, des *Stylospanera* sp. ?, *Xiphotheca* sp., *Pseudostylosphaera* sp. Cette faune indique le Trias supérieur. On peut retrouver ces niveaux très caractéristiques de radiolarites le long des chevauchements de l'unité de Vryssi sur celle de Néa Zoï mais des discontinuités existent en raison de cette tectonique tangentielle. Ainsi un échantillon prélevé à 1 km à l'Est de Néa Zoï nous a fourni une faune mal préservée où l'on peut distinguer des épines de Nasselaires ?, *Triassocampe* sp. ? et *Xiphotheca* sp. qui suggèrent le Trias.

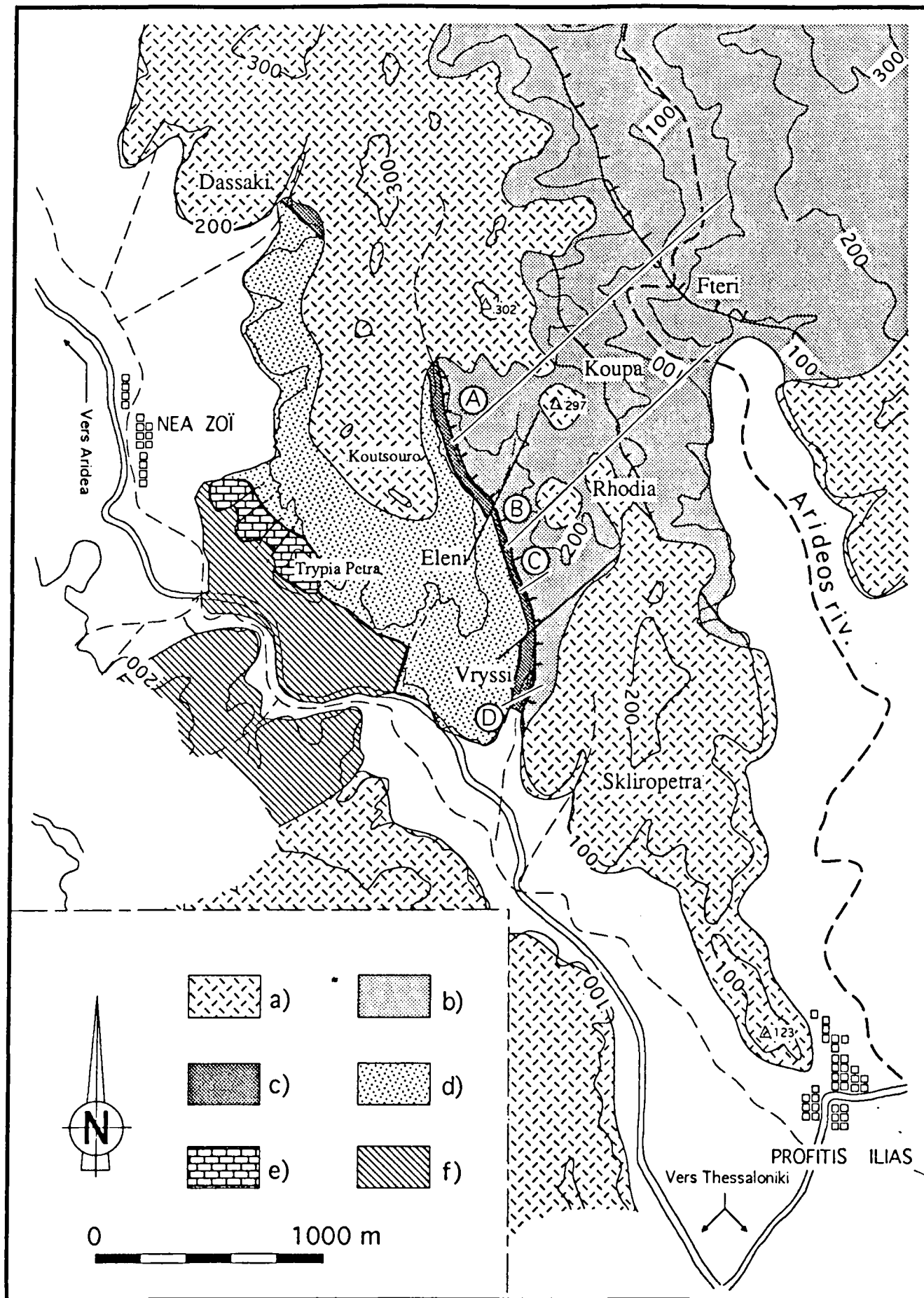


Fig. 45.- Carte de la partie sud des affleurements de Néa-Zoï - Krania - Mavrolakkos - Vryssi, avec localisation des coupes.

a : formations volcaniques pliocènes ; b : formation de Mavrolakkos-Krania ; c : unité de Vryssi ; d : série flyschôïde de Néa-Zoï ; e : calcaires néritiques à Orbitolines de Néa-Zoï ; f : calcaires pélagiques à Rotalipores de Néa-Zoï.

2. Signification des radiolarites triasiques de l'unité de Vryssi

La (sous)zone d'Almopias a été considérée, depuis les travaux de Mercier (1966), comme une zone de dépression (sillon) pendant le Crétacé (essentiellement supérieur) voire le Jurassique terminal. Dès les années soixante-dix les auteurs travaillant dans les Hellénides internes ou s'intéressant aux interprétations de la Téthys [Bernouilli et Laubscher, 1972 ; Dercourt, 1972 ; Aubouin, 1973 ; Ferrière, 1982 ; Vergely, 1984 ; Dercourt *et al.*, 1985] admettent qu'il existe au Jurassique, dans le domaine d'Almopias, un bassin téthysien à croûte océanique. La découverte des radiolarites du Trias dans l'unité de Vryssi [Staïs *et al.*, 1991 ; Staïs et Ferrière, 1992] nous a permis de supposer que le bassin existait dès le Trias.

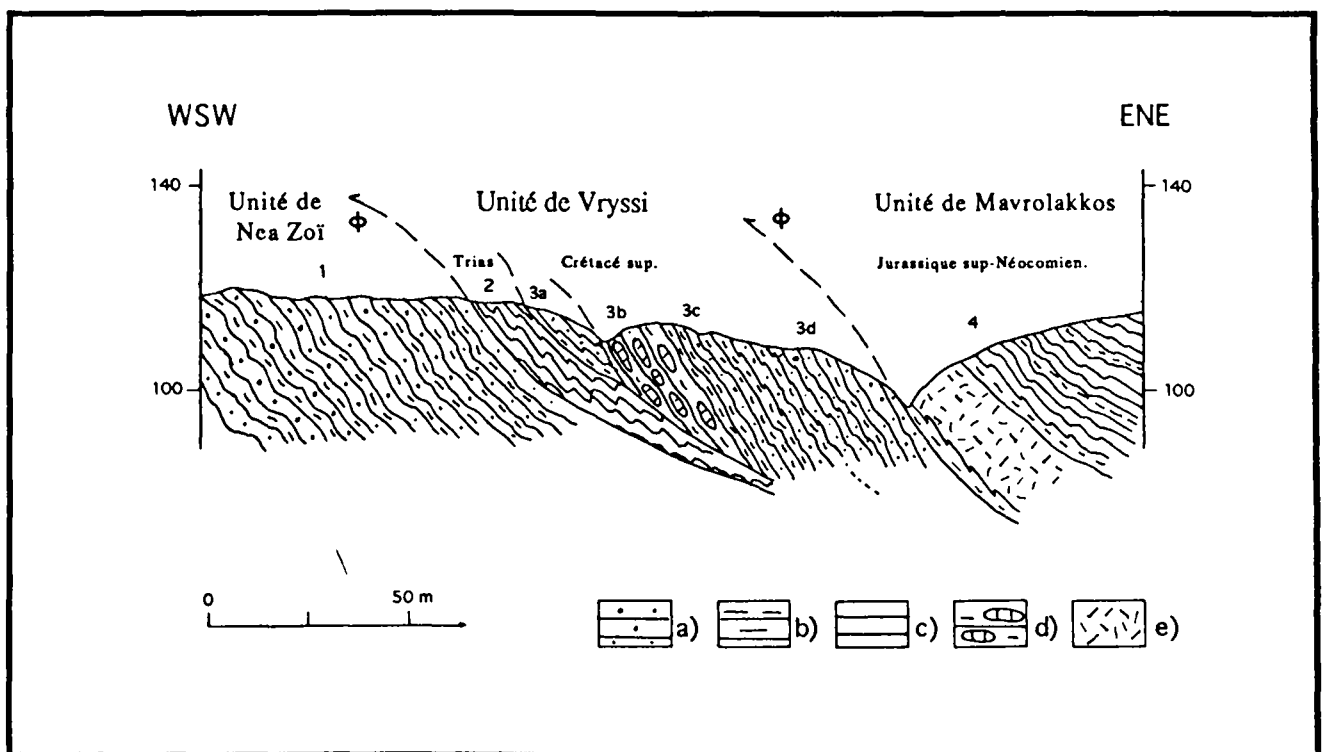


Fig. 46.- Coupe de l'unité de Vryssi.

a : grès ; b : pélites ; c : radiolarites ; d : pélites et blocs calcaires ; e : dolérites et laves.

Les radiolarites de Vryssi sont alors le seul élément de Trias daté qui existe à ce jour dans le secteur d'Almopias. A l'Est, du côté de Péonias, à cette époque (Trias supérieur) nous avons le dépôt de faciès calcaro-détritiques parfois turbiditiques tandis qu'à l'Ouest, sur le domaine pélagonien, nous avons des marbres qui correspondent à une épaisse série néritique dans laquelle Brunn (1956) et Mercier (1966) signalent des faciès à Dasycladales. Sur le Païkon, malgré l'absence de datation, la série de Gandatch [Mercier, 1966] pourrait avoir une logique de série de marge (de type péonien ou maliaque) avec par exemple des marbres de Ghandatch correspondant au Trias inférieur-

moyen néritique tandis que les calcaires et calcschistes à chlorite de Pirgos pourraient éventuellement être parallélisés avec des faciès calcaro-détritiques plus pélagiques du Trias supérieur.

Le petit affleurement de Vryssi à radiolarites franches peu pélitiques sans arrivées détritiques est donc le seul témoin d'une sédimentation qui pouvait avoir lieu dans un bassin déjà bien différencié au Trias supérieur.

B. LE CRETACE SUPERIEUR

1. Description de la coupe

Entre les radiolarites précédentes (2), fig. 46-2) et les radiolarites et les laves du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur de l'unité de Mavrolakkos (4), (fig. 46-4) nous avons, en contact tectonique, une formation détritique (3), au sein de laquelle nous pouvons distinguer :

- a. Quelques mètres de grès micacés affleurant sous un champ cultivé ;
- b. un niveau (~ 10 m) pélitique de couleur jaunâtre dans lequel "nagent" des blocs de calcaires bréchiqes qui ont une taille décimétrique à pluridécimétrique. Les éléments sont mal classés dans une matrice micritique à nombreux Globotruncanidés parmi lesquels *Globotruncana cf. ventricosa* (WHITE), *G. cf. gr. stuarti* (DELAPPARANT-DALBIEZ), *G. cf. elevata* (BROTZEN). Cette faune se situe dans le "Sénonien supérieur" (Campanien-Maestrichtien) (dét. J.J. Fleury).
Les clastes des calcaires bréchiqes ont une taille comprise entre quelques millimètres à 2-5 cm. Il s'agit de clastes à faciès récifaux à madréporaires et gastéropodes mais aussi de clastes témoignant d'une origine plus pélagique tels des micrites à radiolaires et à Globotruncanidés. Dans un échantillon prélevé dans un claste, J.J. Fleury a reconnu des Globotruncanides bicarénés plats de type "Turonien-Sénonien inférieur" (*Dicarinella asymetrica*) ;
- c. un ensemble de pélites jaunes-noires avec des intercalations de bancs gréseux ;
- d. un ensemble de grès micacés lités, en gros bancs, avec quelques intercalations pélitiques.

2. La signification du Crétacé de Vryssi

Le Crétacé de l'unité de Vryssi est essentiellement détritique. Les éléments calcaires se présentent sous l'aspect de blocs qui résultent d'un boudinage tectonique de couches. Tous les blocs sont bréchiqes et contiennent des éléments récifaux et pélagiques antérieurs ou quasi-contemporains du dépôt.

Par son âge campano-maestrichtien et son faciès dominant péliito-gréseux, le Crétacé de Vryssi se rapproche, et peut être un équivalent, du flysch maestrichtien (tertiaire ?) de l'unité de Kerassia. Les éléments calcaires dans les blocs bréchiques sont mal triés et anguleux ce qui montre un faible éloignement des sources ayant fourni ces éléments. Les clastes à Globotruncanidés du Turonien-Sénonien sont intéressants car ils montrent qu'un bassin existait à cette époque.

3. Bilan

La présence des radiolarites triasiques entre deux ensembles flyschoïdes pourrait faire penser qu'il s'agit là d'une simple écaïlle tectonique appartenant par exemple à une unité différente.

Cependant la présence de faciès crétacés à blocs calcaires inconnus par ailleurs, en association avec les radiolarites triasiques elles-aussi non connues à l'affleurement dans les autres unités, laisse penser qu'il pourrait s'agir là d'une série particulière différente des autres séries.

Le caractère très faiblement métamorphique de ces deux ensembles triasique et crétacé est compatible avec cette interprétation. Nous admettons donc qu'il s'agit là de deux éléments d'une même série que nous appelons "série de Vryssi". L'absence du Jurassique serait, dans cette hypothèse, due aux effets de la tectonique compressive post-Crétacé supérieur.

II. LES UNITES LES PLUS ORIENTALES (MAVROLAKKOS ET KRANIA) : PRESENCE DE JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE BASAL

Pour tous les auteurs précédents [Mercier, 1966 ; Vergely, 1982 ; Bijon, 1982 ; Bechon, 1984 ; Mercier et Vergely, 1984] les unités orientales sont constituées de deux unités tectoniques distinctes (Mavrolakkos et Krania) dont les séries présenteraient des âges différents. Pour ma part, je considère que les séries de ces deux unités présentent des ressemblances certaines. C'est pourquoi je les ai regroupées dans un paragraphe commun.

A. L'UNITE DE MAVROLAKKOS

Selon les auteurs précédents, l'unité de Mavrolakkos comprendrait de bas en haut : a) une formation de radiolarites et de pillow-lavas comprenant à sa base des calcaires à Pithonellides d'âge aptien ou post-aptien ; b) une série de type flysch

carbonatée à la base (500 m) et grésopélimitique au sommet (500 m) qui pourrait atteindre le Maastrichtien.

Cette unité affleure bien sur environ 8-10 km de longueur au niveau des collines situées entre le village de Profitis Ilias au Sud et Aloros au Nord. Les sommets des collines sont couverts par des formations volcaniques du Pliocène. La partie sud, au voisinage de l'unité de Vryssi, est moins couverte et offre de meilleures observations.

1. Une coupe type

La coupe la plus septentrionale (fig. 45A et 47A) nous montre de bas en haut :

- (1) Les grès micacés de l'unité de Vryssi qui se présentent écrasés au contact des formations sus-jacentes.
- (2) Une formation de 15 m environ qui comprend à la base des calcaires en gros bancs (5 m). Ils sont bréchiques et assez recristallisés. Les microfaciès montrent des débris de rudistes, échinodermes ainsi que des foraminifères de type "*Peneroplis*". Sur ces calcaires nous avons des alternances de bancs carbonatés avec des pélites verdâtres.

Les calcaires sont soit des biomicrites à radiolaires calcitisés et *Heterohelix*, soit des niveaux bréchiques remaniant des éléments néritiques (clastes de calcaire oolithique,

débris de rudistes, Orbitolinidés). Les 2 ou 3 derniers mètres présentent des alternances de pélites avec des grès micacés. La faune contenue dans les calcaires évoque le Crétacé supérieur.

- (3) 350 m environ d'alternances de pélites rouges à niveaux radiolaritiques avec des niveaux de diabases et de laves basiques souvent très altérées. Des niveaux de brèches volcaniques basiques s'y intercalent. Les laves montrent souvent un débit en boules qui est dû à l'érosion qui suit le réseau de diaclases entrecroisées.

Dans les niveaux volcaniques existent par endroit des méats remplis de carbonates rouges. Les radiolarites sont rouges ou plus rarement vertes et litées en bancs de 2 à 15 cm d'épaisseur découpés par des filonnets de quartz blanc. Elles forment des passées métriques dans les pélites que l'on retrouve également en fines intercalations entre les bancs radiolaritiques. Les niveaux radiolaritiques nous ont fourni de nombreux radiolaires dont certains ont pu être déterminés. Outre des échantillons à Nasellaires multisegmentés, à fragments d'*Hagiastridae* ou à *Pantanellium* à une épine ronde qui évoquent le Jurassique, les assemblages suivants ont été observés : *Praeconocaryomma* sp. et *Ristola* sp. du Jurassique-Néocomien, *Pseudodictyomitra apiaria* RUST) et ? *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER du Jurassique supérieur - Néocomien basal.

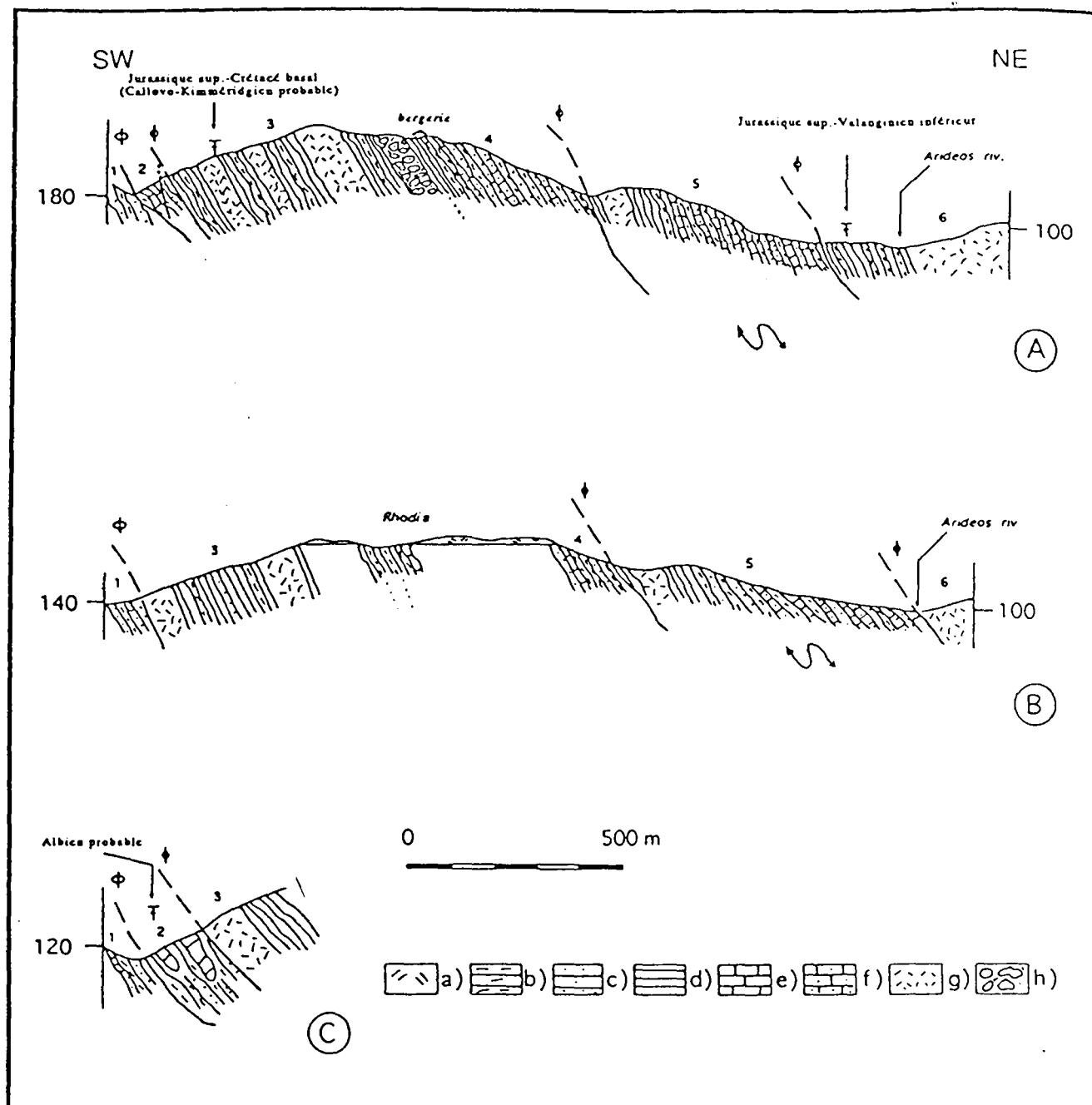


Fig. 47.- Coupes dans l'unité de Mavrolakkos.

a : formations volcaniques pliocènes ; b : pélites ; c : grès ; d : radiolarites ; e : calcaires ; f : calcarénites ; g : laves et dolérites ; h : brèche volcanique.

Un échantillon, en éboulis, au pied de ces formations radiolaritiques, présente un assemblage du Jurassique certain qui semble pouvoir être restreint au Callovo-Kimméridgien avec : *Archaeospongoprunum bipartitum* PESSAGNO, *Pseudodictyomitra* sp., *Podobursa* sp. ?, *Spongocapsula palmera* PESSAGNO, *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER, *Tetratrabs zealis* (OZVOLDOVA) et ? *Eucyrtidiellum pryctum* (RIEDEL).

Les niveaux radiolaritiques se sont donc déposés au cours de la période Jurassique supérieur - Néocomien et plus précisément dans la partie supérieure du Jurassique pour une partie de cet ensemble.

- (4) 300 m d'une formation de pélites et de grès à éléments volcaniques dans lesquels s'intercalent tous les 10-15 m des niveaux de calcarénites litées recristallisées en bancs décimétriques dans lesquelles est remanié du matériel volcanique.
- (5) Après un contact tectonique, nous avons quelques 15-20 m de roches volcaniques basiques surmontées par une dizaine de mètres de pélites rouges à rares niveaux radiolaritiques. Vient ensuite une série de type flysch, de 400 m d'épaisseur environ, constituée d'alternances gréso-pélitiques où s'intercalent des calcarénites et des calcaires micritiques recristallisés.
- (6) Après une faille sur cet ensemble flyschoïde, nous retrouvons des pélites (60-70 m) rouges à niveaux radiolaritiques qui nous ont fourni *Emiluvia cf. chica*, *Emiluvia cf. orea*, *Emiluvia sp.*, *Parvicingula sp.*, *Obesacapsula ? sp.*, *Praeconocaryomma sp.*, *Podobursa cf. spinosa*, *Podobursa sp.*, *Mirufusus sp.*, *Stichomitra sp.*, *Unuma sp.* Cette association indique l'intervalle Jurassique supérieur - Valanginien inférieur. Ces radiolarites semblent être en contact normal avec les laves et les dolérites de l'unité sus-jacente de Krania et appartiennent très probablement à cette unité.

2. Compléments : les relations entre les deux formations principales

Une deuxième coupe (fig. 45B et 47B) est intéressante car elle nous montre que les laves intercalées dans les radiolarites peuvent venir directement sur les grès micacés de l'unité de Vryssi. On y observe également un passage continu entre des radiolarites (3) et la formation flyschoïde sus-jacente (4). Ce passage entre les deux formations est souvent masqué par les formations volcaniques tertiaires, or ici sur 5-6 m affleurent des intercalations de niveaux radiolaritiques avec des calcschistes et des pélites qui passent progressivement à des pélites à niveaux calcarénitiques (sommet de Rhodia). Les radiolaires obtenus dans cet endroit (*Obesacapsula cf. verbana* PARONA, *Archaeodictyomitra sp.*) donnent un âge jurassique à crétacé inférieur sans précision supplémentaire. Il en est de même pour les radiolarites qui se trouvent dans les premiers mètres au-dessus des laves du niveau (5) qui ont fourni des Nassellaires et Spumellaires très déformés, *Hagiastridae*, *Hsuum sp.* et *Obesacapsula sp.* indiquant le Jurassique ou le Crétacé.

3. Remarques sur les écailles de la base

Une petite coupe (fig. 45C et 47C) faite à quelques dizaines de mètres au Sud de la précédente montre, entre les unités de Vryssi et Mavrolakkos, 10-15 m de pélites noires et des grès contenant des blocs calcaires microconglomératiques dont la matrice micritique montre des Globigérinidés à test épais (*Tucinella* sp. ?) et des débris d'Orbitolinidés. Ces calcaires sont très probablement d'âge albien. Cet âge est compatible avec les âges observés par Bijon (1982) et Vergely (1982) et ceux des blocs calcaires (2) de la coupe principale (fig. 47A).

Ainsi donc, entre l'unité de Mavrolakkos-Krania et l'unité de Vryssi s'intercalent, dans deux ou trois endroits, des niveaux pélito-gréseux à blocs carbonatés qui présentent des faunes d'âge albien ou post-albien. Ces niveaux pourraient constituer des lambeaux de poussée de la formation flyschöide qui surmonte les radiolarites car ils contiennent des débris volcaniques basiques qui peuvent avoir comme origine le démantèlement des niveaux de laves associés aux radiolarites. Néanmoins ces niveaux étant moins métamorphiques que la formation flyschöide de Mavrolakkos, il est plus raisonnable de les attribuer à l'unité sous-jacente de Vryssi dont on sait qu'elle est peu métamorphique.

B. L'UNITE DE KRANIA

Pour Mercier et Vergely (1984) l'unité de Krania, en contact tectonique majeur sur celle de Mavrolakkos, est chevauchée par le Païkon et constituée d'une grande masse de métadolérites et métalaves sur lesquelles reposent en contact normal une série volcanique et détritique (volcano-détritique) ayant à la base des tuffites et des laves et vers le haut, des pélites, des grès et des marbres. Cette formation est recoupée par des filons de granophyres. Des âges jurassique supérieur - crétacé inférieur ou crétacé supérieur ont été envisagés pour la série volcano-détritique sans argument paléontologique (carte d'Edessa : Mercier et Vergely, 1984).

En fait l'unité de Krania chevauche très probablement le flanc ouest du Païkon (fig. 48). Ce sont en effet les niveaux volcaniques et radiolaritiques de la base de la série qui viennent en contact avec les calcaires du Crétacé supérieur du Païkon tout le long du contact. A l'Ouest, ce sont soit les radiolarites de Krania soit les formations volcaniques qui viennent sur les formations flyschöides de Mavrolakkos.

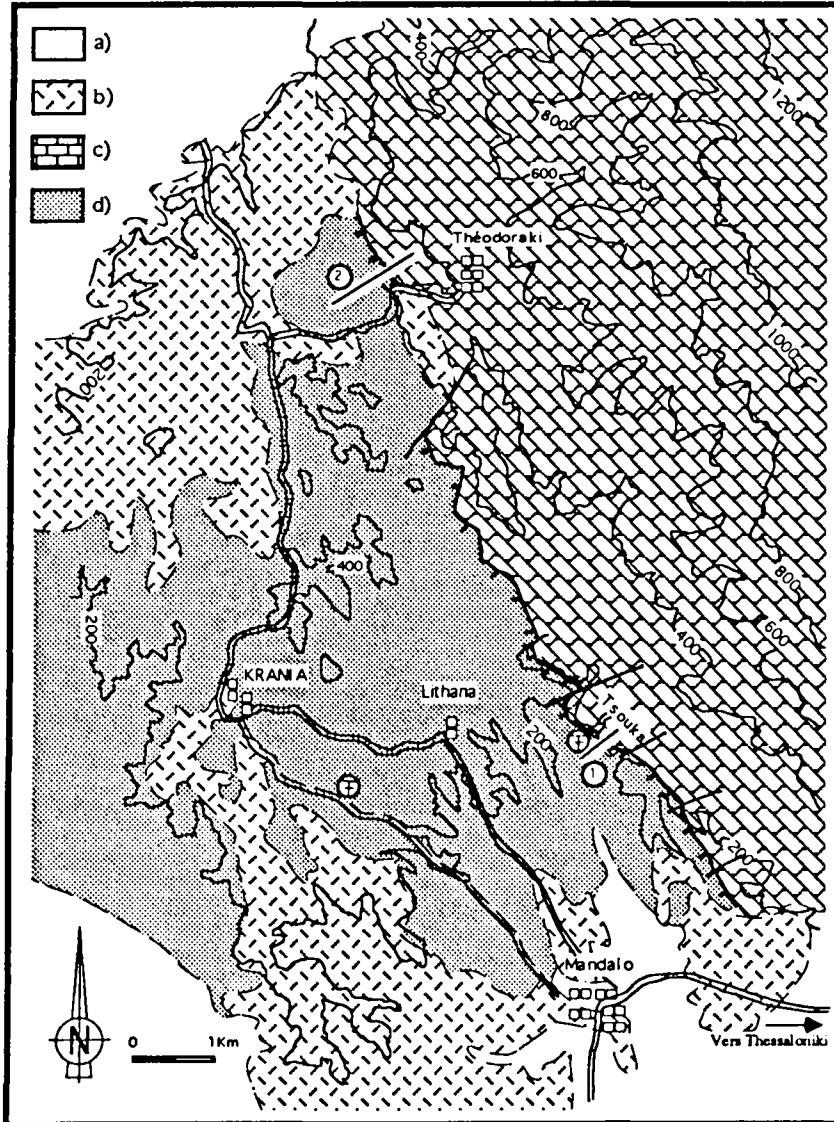


Fig. 48.- Carte géologique de la partie orientale de l'unité de Krania. (Simplifié et modifié d'après la carte d'Edhessa 1/50 000 ; Mercier et Vergely, 1982)

a : Quaternaire ; b : volcanisme pliocène.; c : calcaires du crétacé du Païkon.; d : unité de Krania.

1. Observations des mafites et radiolarites du Malm - Crétacé basal

1.1. Coupe-type : la coupe de Tsouka

On peut avoir accès aux affleurements de Tsouka (fig. 48-1) en empruntant la piste qui, à partir de Théodoraki, se dirige à Mandalo en longeant les contre-forts occidentaux du Païkon. Nous distinguons d'Est en Ouest (fig. 49A) :

- (1) Les calcaires néritiques du Crétacé supérieur du Païkon [cf. Mercier, 1966 ; Sharp et Robertson, 1992].
- (2) Un ensemble essentiellement constitué de laves et de radiolarites :
 - a. quelques mètres de laves ;

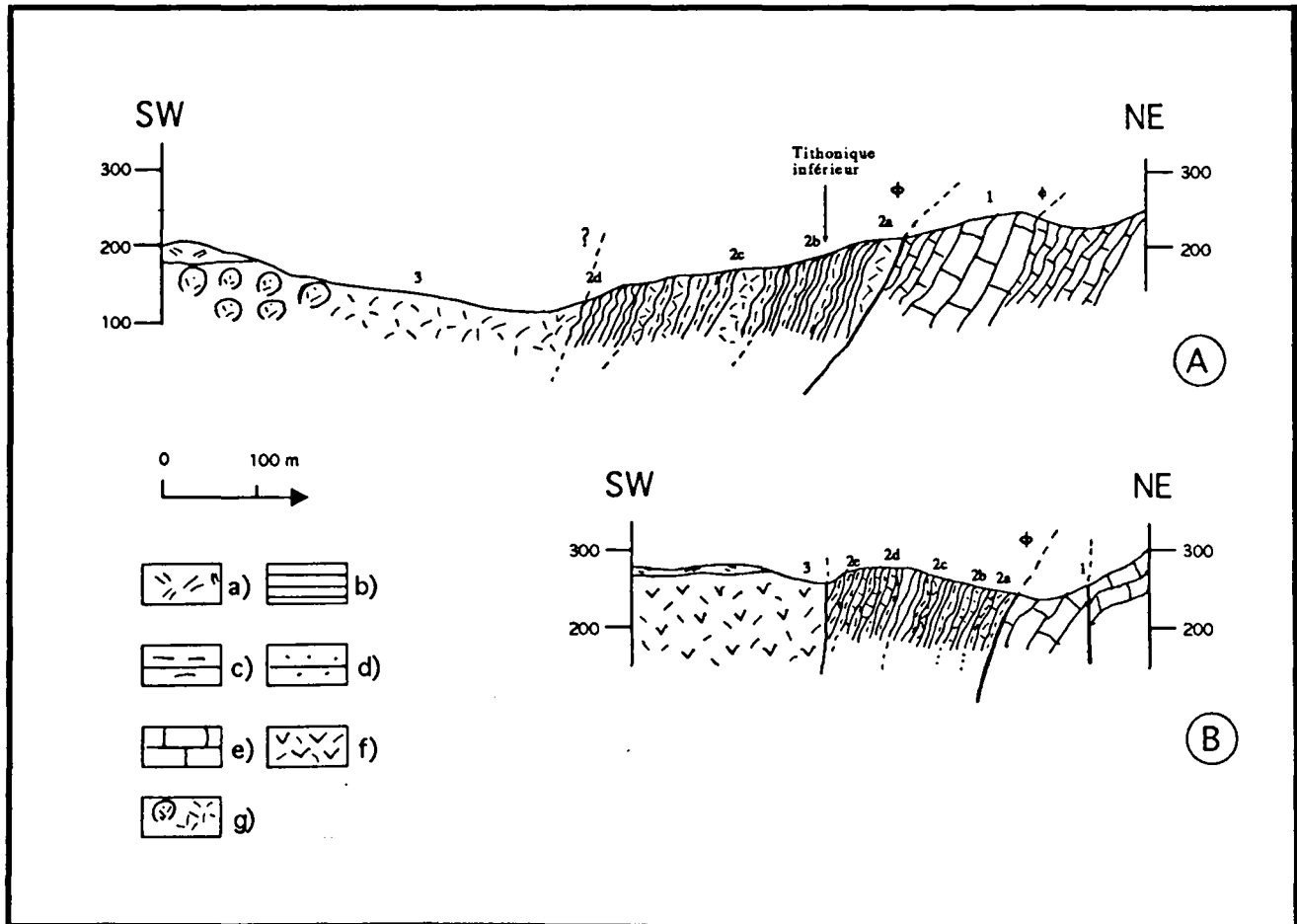


Fig. 49.- Coupes à la bordure occidentale de l'unité de Krania.

A : Tsouka ; B : Théodoraki.

a : volcanisme pliocène (trachyandésites) ; b : radiolarites ; c : pélites ; d : grès ; e : calcaires ; f : dolérites ; g : laves.

- b. 10-15 m de radiolarites rouges à noirâtres en plaquettes centimétriques avec des intercalations de pélites rouges ;
- c. 5 m de schistes tuffitiques avec des intercalations de laves ;
- d. 5 m de pélites rouges avec des radiolarites ;
- e. des laves et des laves en coussin.

Des échantillons de radiolarites prélevés dans le niveau (2d) ont fourni *Emiluvia* cf. *orea*, *Pantanellium* sp., *Podobursa* cf. *triacantha*, *Praeconocaryomna* sp., *Obesacapsula rotunda*, *Parvicula* cf. *dhimenaensis*, *Parvicula* cf. *cineta* (HINDE) sensu TAN, *Pseudodictyomitra apiarium*, *Pseudodictyomitra* sp., *Sethocapsa* sp., *Syringocapsa* sp., *Paronaella* sp., *Cinguloturris* ? cf. *carpatica* DUMITRICA, *Eucyrtidiellum* sp. et divers *Hagiastridae* indéterminables. Cette faune, selon P. De Wever qui l'a examinée, montre que ces radiolarites se sont très probablement déposés dans l'intervalle de temps compris entre le Kimméridgien inférieur et le Valanginien basal.

Dans le niveau (2b) un échantillon a fourni *Emiluvia* ? sp., *Pantanellium* cf. *riedeli*, *Parvicingula* cf. *dhimenaensis*, *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI, *Parvicingula* cf. *cosmoconica*, *Pseudodictyomitra apiarium*. Il s'agit d'un échantillon déposé dans l'intervalle de temps compris entre l'Oxfordien moyen et le Tithonique inférieur. Un deuxième échantillon du même niveau, prélevé à quelques décimètres en dessous du précédent, a fourni divers *Hagiastridae* dont *Ditrabs* sp., *Obesacapsula* cf. *rusconensis umbriensis* JUD, *Angulobracchia* sp., *Emiluvia* cf. *pessagnoii*, *Podobursa triacantha*, *Parvicingula dhimenaensis* gr. *Sethocapas* cf. *cetia* FOREMAN qui indiquent un dépôt d'âge jurassique supérieur probablement durant le seul Tithonique. Une partie des radiolarites de Tsouka est donc du Jurassique supérieur et le Tithonique (inférieur notamment) est très probablement représenté dans ces radiolarites.

1.2. La coupe de Théodoraki : présence de niveaux carbonatés

La coupe a été levée à 500-600 m à l'Ouest du village de Théodoraki. A cet endroit nous avons d'Est en Ouest et donc de bas en haut (fig. 48-2 et fig. 49B) :

- (1) Les calcaires du Crétacé supérieur du Païkon à gros bancs recristallisés. Leur pendage vers l'Ouest est parfois perturbé par les failles verticales qui les hachent.
- (2) Une formation volcano-sédimentaire qui comprend :
 - a. 10-15 m de pélites beiges et de grès polygéniques à éléments volcaniques présentant quelques passées radiolaritiques. Dans cet ensemble, existent deux passées métriques de roches volcaniques altérées à grain fin qui évoquent des coulées de laves ;
 - b. quelques 6 à 10 m de bancs gréseux à mica blanc et chlorite ;
 - c. 20 m de pélites rouges et beiges avec des intercalations de radiolarites rouges. Malheureusement, malgré leur grand nombre, les radiolaires dégagés sont très déformés si bien que leur détermination n'a pas été possible ;
 - d. 10 m environ de pélites jaunes dans lesquelles s'intercalent plusieurs niveaux de calcschistes et de calcaires en plaquettes recristallisés. Les calcaires sont des mudstones recristallisés dans lesquels existent quelques faunes d'*Ophthalmidium* et des radiolaires calcitisés ;
 - e. quelques mètres de pélites jaunes et rouges.
- (3) Des roches doléritiques à structure intersertale (60-100 m).

2. Les formations diversifiées supérieures (Crétacé inférieur p.p.)

Une grande partie des affleurements de Krania est couverte par les formations volcaniques du Pliocène.

2.1. A l'Ouest du village de Litharia (fig. 48), sur la route asphaltée de Krania qui coupe les collines boisées, nous pouvons observer des affleurements de brèches de couleur sombre à éléments de roches volcaniques basiques qui alternent avec des bancs siliceux massifs, des grès à ciment carbonaté contenant quartz, mica blanc, chlorite, des débris de laves et des schistes ardoisiers. Dans cet ensemble qui affleure sur 100-150 m, nous avons également des roches à texture doléritique et des roches acides à allure de quartzites ou d'aspect grenu probablement d'origine magmatique. Une étude pétrographique et géochimique du matériel prélevé dans cet endroit est en cours, en collaboration avec J. Bertrand (Université de Genève).

2.2. Sur la piste qui mène de Mandalo à Krania et qui passe à l'Ouest du village de Litharia (fig. 48), nous pouvons observer sur 150-200 m d'affleurement continu des alternances de pélites, calcschistes, de calcarénites recristallisées, des grès et des microconglomérats à éléments volcaniques basiques.

Les grès et les calcarénites contiennent des éléments de calcaires, des grains de quartz, des débris de roches volcaniques basiques et peut-être acides, des débris de roches métamorphiques ainsi que des clastes cryptocristallins constitués de quartz et d'oxydes qui rappellent des radiolarites. Ces niveaux gréseux fins ou moyennement fins présentent souvent des granoclassements évoquant des dépôts turbiditiques.

Entre les grès et les pélites s'intercalent plusieurs niveaux de calcaires bréchiques dont les plus épais font une dizaine de mètres d'épaisseur. Les brèches contiennent des clastes mal triés millimétriques à pluri-centimétriques de différents types, dont des mudstones à radiolaires et des calcaires wackestones bio et/ou pelmicritiques. Ces derniers contiennent des petits foraminifères benthiques, des gastéropodes, des débris d'échinodermes et de mollusques, des débris de cyanobactéries *Grivanella* NICOLSON & ETHERIDGE, des "Codiacées filamenteuses" *Ortonella* GARWOOD et l'algue dasycladale *Griphoporella cekici* (RADOICIC) qui indique l'Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur. (det.R.DELOFFRE). La matrice est une biomicrite sombre souvent colorée par des oxydes qui contiennent beaucoup de cristaux de quartz, de ferromagnésiens, d'opagues et de micas.

Le pendage de ces deux affleurements est vers le NW et les coupes (celle de Litharia vers Krania et de Mandalo vers Krania) se trouvent dans la prolongation l'une de l'autre mais leur relation est cachée par la végétation exceptionnellement abondante dans cet endroit ; de plus ces affleurements sont affectés par plusieurs failles tertiaires et quaternaires qui compliquent l'analyse de leur relation.

2.3. Entre Krania et la rivière d'Ardeos (Moglenitsa ou Mavropotamos) à l'Ouest, la région est dominée par des roches doléritiques et des laves parfois en coussins. Dans cet ensemble, lui aussi affecté par des failles, existent des intercalations de plusieurs dizaines de mètres de radiolarites et de pélites rouges où je n'ai pu obtenir que des radiolaires très déformés. Dans des niveaux radiolaritiques prélevés entre Krania et les ruines de Mavrolakkos existeraient des faunes d'âge néocomien à *Thanarla pulchra*, *Thanarlaconica*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. depressa*, *Xithus spicularius* ?, *Archaeodictyomitra* sp., (I. Sharp, comm. pers.). Ce niveau néocomien, d'après sa position, constitue très probablement la prolongation vers le Nord du niveau (6) de la coupe type de Mavrolakkos (fig. 47A).

C. LA POLARITE DES AFFLEUREMENTS DE MAVROLAKKOS ET KRANIA

1. L'unité de Mavrolakkos est constituée de deux formations : la formation à radiolarites à la base géométrique de l'unité et la formation flyschoïde au sommet.

Les collines dégarnies au nord de Profitis Ilias sont les seules à bien présenter des passages progressifs entre les deux formations. Le manque de fossiles stratigraphiques dans la formation flyschoïde et le fait que la série soit assez plissée nous oblige à discuter les deux hypothèses envisageables concernant la polarité de la série.

Selon la première hypothèse, les faciès flyschoïdes précéderaient les radiolarites et les laves. Selon la deuxième, les faciès flyschoïdes recouvriraient les radiolarites et les laves pendant le Crétacé inférieur (Néocomien).

Si l'on retient la première hypothèse, le "flysch" de Mavrolakkos-Krania se serait déposé avant le Kimméridgien - Tithonique inférieur (âge le plus ancien trouvé dans les radiolarites). Il pourrait alors être l'équivalent de la formation détritique des séries péoniennes du Trias supérieur - Jurassique ("flysch de Svoula") ou bien encore il serait lié aux premiers épisodes tectoniques de mise en place des ophiolites (il serait alors d'âge jurassique supérieur pour l'essentiel).

Si au contraire on envisage la deuxième hypothèse, le flysch qui repose sans discordance majeure sur les dépôts sous-jacents se serait déposé à partir du Néocomien et aurait continué à se déposer au cours du Crétacé inférieur voire supérieur. Le fait que nous trouvions des éléments radiolaritiques et volcaniques dans le flysch montre que des roches de ce type étaient soumises à l'érosion. La présence de tels faciès sous le flysch renforce l'hypothèse d'une série à polarité normale. A cette même époque, nous avons d'autres faciès détritiques plus ou moins comparables dans les Hellénides (cf. flysch

béotien, premier flysch du Pinde). Les datations obtenues dans l'unité de Krania conforte cette hypothèse.

2. Dans l'unité de Krania nous avons en général à la base géométrique de l'unité des roches volcaniques basiques surmontées par des pélites et radiolarites. Au contact de cet ensemble nous avons des formations à caractère volcanique (basique et acide) et/ou volcano-détritique (à l'Ouest de Litharia), et détritique flyschöide (au nord de Mandalos). A Litharia, la présence de dasycladales de l'Hauterivien-Barrémien dans la formation flyschöide montre clairement que celle-ci est plus récente que les formations à laves et radiolarites. D'ailleurs, ce sont les formations de la base de l'unité qui chevauche des deux côtés (sur le Païkon à l'Est et sur le Mavrolakkos à l'Ouest), tandis que les formations volcano-détritiques et flyschöides occupent la partie centrale de l'unité qui a la forme d'une klippe tectonique.

D. L'AGE DES SERIES

1. L'unité de Krania

L'âge certain le plus ancien que nous ayons trouvé pour les radiolarites intercalées dans les laves de la région de Tsouka (partie orientale) est le Jurassique supérieur (Tithonique inférieur voire Kimméridgien). L'âge le plus probable pour la base de la formation radiolaritique est donc le Kimméridgien - Tithonique inférieur, ce qui nous place pendant l'obduction et/ou juste au début de la période post-obduction dans le domaine de Péonias et les zones internes helléniques en général. Dans la partie occidentale nous avons trouvé (cf. coupe-type de Mavrolakkos) une association qui indique l'intervalle Jurassique supérieur - Valanginien inférieur. Un âge néocomien a été également trouvé dans les radiolarites à l'Est de Krania (cf. § B). Ces dernières radiolarites se seraient donc déposées pendant la période post-obduction.

L'algue dasycladale *Griphoporella cekici* (RADOICIC) trouvée dans la formation flyschöide de Krania indique l'Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur.

2. L'unité de Mavrolakkos.

Une association de radiolaires trouvés dans l'unité de Mavrolakkos présente des affinités callovo-kimméridgiennes, d'autres nous placent dans l'intervalle Jurassique supérieur - Néocomien basal. Il semble bien que les radiolarites de Mavrolakkos soient équivalentes tant au niveau des âges que des faciès de celles de Krania. Pour l'âge de la formation flyschöide, n'ayant pas trouvé de fossiles marqueurs, nous ne pouvons que faire des hypothèses. Si elle est postérieure aux radiolarites, comme cela semble être le

cas, elle a pu se déposer à partir du Néocomien. Si nous admettons que les écailles à la base de l'unité de Mavrolakkos font partie de la formation flyschoidé de cette unité, celle-ci peut alors atteindre l'Albien ou même la base du Crétacé supérieur. Cependant, ces lambeaux peu métamorphiques pourraient appartenir à l'unité de Vryssi.

E. LES DIFFERENTS FACIES DANS LES UNITES DE MAVROLAKKOS ET KRANIA ET LEUR SIGNIFICATION

1. La formation à laves, pélites et radiolarites du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur

Cette formation, avec sa couverture flyschoidé, repose en contact anormal à l'Est sur le Crétacé du Païkon et à l'Ouest sur les unités de Vryssi et Néa Zoï. Le grand affleurement de laves et de roches doléritiques à l'Est de Arideos (Moglenitsa) peut constituer la partie inférieure de cette unité. Son épaisseur est très difficile à évaluer avec précision car il est couvert partiellement par des formations tertiaires et il existe plusieurs failles qui peuvent multiplier l'épaisseur visible ; cette épaisseur est vraisemblablement de l'ordre de 500 m.

Les radiolarites, découpées par des filonnets de quartz, sont plus pélitiques que celles du Trias de Vryssi et forment des passées métriques dans les pélites. Les radiolaires sont nombreux et visibles à l'oeil nu et constituent 10 à 40 % de la roche. Les seuls "éléments" carbonatés sont les poches de quelques centimètres de carbonates colorés en rouge par des oxydes de fer présents entre certaines de ces laves. Les pélites sont rouges, jaunes ou beiges et contiennent parfois des corps lenticulaires de grès à quartz, feldspaths, micas et fragments lithiques de roches doléritiques. Entre les radiolarites et les pélites, on trouve des niveaux de laves et de brèches volcaniques que l'on peut suivre sur plusieurs centaines de mètres. Le magmatisme est très probablement contemporain de la série sédimentaire. Les faciès de pélites et de radiolarites à niveaux volcaniques dépourvus de niveaux carbonatés (en dehors de certains méats de la partie supérieure des laves et dolérites) pourraient indiquer un milieu de dépôt relativement profond, voisin du niveau de compensation des carbonates par exemple.

Les roches volcaniques basiques de Mavrolakkos-Krania ne sont pas associées aux termes gabbroïques et péridotitiques classiques des vraies ophiolites liées à un bassin océanique. Elles pourraient éventuellement représenter par exemple un volcanisme sous-marin intercalé dans une série sédimentaire déposée dans un bassin qui sera comblé au cours du Crétacé inférieur par des formations détritiques de type flysch.

Des analyses chimiques de laves intercalées dans les radiolarites de Mavrolakkos ainsi que de dolérites et laves de Krania ont été entrepris par Bijon (1982) et Bechon (1981). Ces auteurs trouvent pour ces formations volcaniques des ressemblances avec les tholéites abyssales et des analogies avec les roches basiques de l'association ignée de Guévguéli [Bebien, 1981], qui représentent classiquement des ophiolites même si celles-ci sont atypiques. Les âges des radiolarites associées à ces roches basiques indiquent que ces dernières sont plus ou moins contemporaines de l'obduction des ophiolites des Hellénides internes.

Ces deux hypothèses ne sont d'ailleurs pas incompatibles ; des coulées existent par exemple sur des sédiments océaniques supra-ophiolitiques dans le secteur alpin-apenninique [Dercourt *et al.*, 1976]

2. La formation volcano-détritique

Cette formation n'est bien définie que dans l'unité de Krania.

Dans le secteur de Litharia, entre les dolérites et les laves basiques à passées radiolaritiques d'une part et la formation flyschoïde d'autre part, existe effectivement une formation volcano-détritique sans radiolarites.

Remarque sur les niveaux acides

Des bancs siliceux massifs, d'aspect quartzitique ou plu grenu, sont associés aux laves basiques près de Litharia notamment. Si certains de ces bancs peuvent être sédimentaires, d'autres sont incontestablement d'origine magmatique (rhyolites ignimbristiques, voire granites). Des corps granitiques traversés par des filons basiques existent également sur la route de Théodoraki. Ils sont probablement contemporains des formations acides et basiques de Litharia (Malm - Crétacé basal) mais un doute subsiste car des granites affectant le Crétacé du Païkon ont été décrits à proximité par Davis *et al.* (1983). Quoi qu'il en soit, les associations de laves acides et basiques devraient être intéressantes quant à leur signification géodynamique (qui reste à déterminer) mais aussi pour comparaison avec des séries "volcano-sédimentaires" d'âge comparable telles que celles du Païkon.

3. La formation flyschoïde

Elle est surtout développée dans l'unité de Mavrolakkos. Plus à l'Est, on ne trouve de tels affleurements que près de Theodoraki et sur l'ancienne route Mandalos-Krania.

Dans la région de Mavrolakkos, nous pouvons distinguer deux membres au sein de cette formation : un membre basal qui remanie beaucoup de matériel volcanique avec des intercalations, peu serrées, de bancs de calcarénites et un membre sommital plus riche en carbonates.

- (1) Le membre basal comporte essentiellement des schistes grossiers et des microgrès à éléments volcano-clastiques (fragments quartzo-feldspathiques et débris de laves altérées) ainsi que des éléments de radiolarites. Dans ces schistes s'intercalent, tous les 15-20 m, des bancs carbonatés calcarénitiques recristallisés de quelques décimètres d'épaisseur maximum présentant souvent des joints pélitiques qui forment la partie supérieure de séquences granoclassées. Les rares petits foraminifères présents, souvent brisés, ne fournissent pas d'informations précises quant à leur âge.
- (2) Le membre sommital montre une alternance monotone et rythmé de bancs gréseux et calcarénitiques à bréchiques avec des pélites et des calcaires argileux. Tout l'ensemble est affecté par le métamorphisme. Les carbonates sont souvent recristallisés et montrent une schistosité de flux et les grès montrent des chlorites et des paillettes de micas blancs alignées. Dans les niveaux plissés se développe une schistosité de plan axial. Dans les grès, dans une matrice fine de quartz ou de calcite à proximité des bancs calcaires, sont remaniés des grains de quartz et de feldspaths et plus rarement des débris de roches volcaniques et métamorphiques. Dans les calcarénites sont surtout remaniés des calcaires mais aussi des grains de quartz, du matériel volcanique et des radiolarites. Dans certains niveaux, les calcaires contiennent des petits foraminifères indéterminés et des débris d'entrouques. Les calcaires fins argileux montrent des radiolaires calcitisés, des spicules et des débris d'échinodermes.

Certains faciès sédimentaires du membre sommital rappellent les turbidites et les faciès grossiers qui leur sont souvent associés. Sur la rive occidentale de la rivière Arideos, dans les bancs de grès et de calcarénites, on peut observer des granoclassements verticaux qui montrent presque tous les termes de la séquence de Bouma. Mais le plus souvent les épais bancs métriques gréseux ne montrent que des granoclassements incomplets avec la présence de la partie basale de séquence de Bouma. Les granoclassements ne permettent pas de préciser la polarité de la série du fait de l'existence de replis locaux.

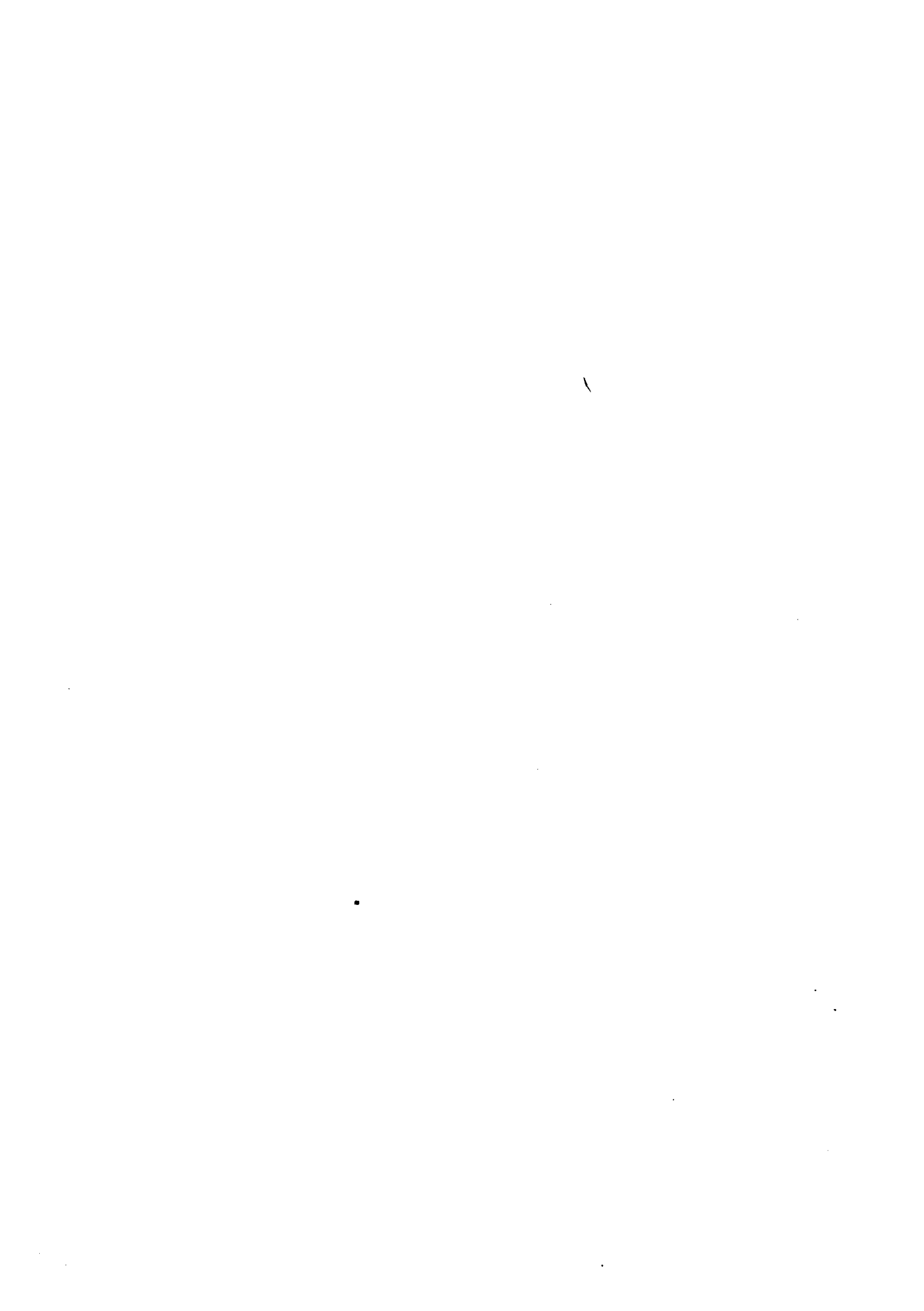
Les niveaux plus grossiers bréchiques de la région de Krania contiennent des clastes de faciès néritiques à Dasycladales. Ces brèches, qui forment des lentilles de plusieurs dizaines de mètres de longueur et d'épaisseur métrique ou plurimétrique, n'ont été observées que dans la région de Krania. Les niveaux bréchiques sont probablement d'origine gravitaire. Ces caractères montrent plutôt un dépôt dans un éventail proximal

alimenté par des terres où affleurent des roches volcaniques acides et basiques (dont des ophiolites) et des radiolarites mais aussi des plates-formes carbonatées installées en bordure du continent ou sur des hauts-fonds proches de celui-ci.

La présence de rares niveaux carbonatés à grain fin dans cette formation flyschöide, qui recouvre des formations à radiolarites, conduit à s'interroger sur le profonheur du bassin et sur celle de la C.C.D. dans ce bassin. Dans les zones helléniques externes (Pinde), Fleury (1980) et Thiébault (1982) admettent une profondeur de la C.C.D. de l'ordre de 2 500 m durant l'Oxfordien-Kimméridgien. Pour la période fini-Jurassique - Berriasien, la chute de la C.C.D. semble être générale dans le domaine de la Téthys (Bosellini et Winterer, 1975). Pour le sillon du Pinde-Olonos, Thiébault (1982) considère que cette chute de la C.C.D., qui entraîne la disparition des radiolarites, est essentiellement liée à l'orogénèse fini-Jurassique - Eocrétacé. Or c'est pendant cette même période fini-jurassique - crétacé basal que se déposent les radiolarites dans le secteur d'Almopias.

Cela montre qu'il peut être peu fiable de vouloir interpréter les variations de faciès uniquement en fonction de la C.C.D. dans un domaine aussi mobile que le secteur d'Almopias au Malm - Crétacé basal.

L'apparition des "flyschs" à la limite jurassique-crétacée est bien connue dans les chaînes alpines d'Europe [Durand-Delga, 1980]. Elles forment une large zone qui va des chaînes bétiques aux Hellérides sur plus de 7 000 km. En grèce, à cette même époque, nous avons la série détritique appelée "flysch béotien" [Celet *et al.*, 1976, Clément, 1983] qui affleure en Argolide, Monts Gérénées, Béotie, Othrys occidentale et Pinde septentrional. Des évènements détritiques ont été signalés, même dans les zones externes lors de cette période [Thiébault *et al.*, sous presse]. Ces évènements détritiques sont des témoins des évènements tectoniques liés à l'orogénèse fini-jurassique - éocrétacée.



TROISIEME CHAPITRE

LES UNITES MEDIANES DU SECTEUR D'ALMOPIAS : NEA ZOÏ, MESSIMERI, KLISSOCHORI ET LIKI-MARGARITA

Toutes ces unités (Fig. 44) ont été définies par Mercier (1966) et Mercier et Vergely (1972, 1984). Une étude détaillée pétrographique et géochimique des unités tectoniques volcaniques et volcano-détritiques du domaine d'Almopias, de Klissochori, Margarita-Liki et Messimeri a été faite par Bijon (1982). Vergely (1984) dans sa thèse donne aussi plusieurs informations concernant leur évolution tectonique. N'ayant pas effectué d'étude exhaustive de ces unités, je n'insisterai que sur les quelques éléments que j'ai pu observer et qui me paraissent importants.

I. L'UNITE DE NEA ZOÏ

Elle affleure de part et d'autre du défilé de Néa Zoï qui relie la plaine de Yannitsa-Thessaloniki à celle d'Aridea. Elle peut être facilement observée au Sud de Néa Zoï. Les principaux apports de cette étude par rapport à la coupe proposée par J. Mercier concernent l'ensemble (3). On peut distinguer d'Est en Ouest (fig. 45) :

- (1) Des serpentinites.
- (2) La formation calcaro-marneuse de Néa Zoï. Elle est constituée de 300-500 m d'alternances monotones de calcaires argileux de type mudstone à Radiolaires calcitisés, Calcisphaerulidés, Rotalipores et Globotruncanidés avec des marnes schisteuses (calcschistes) jaunes et noirs. A la partie supérieure existent des intercalations fréquentes de bancs de calcarénites de 5 à 30 cm remaniant des débris bioclastiques. La présence de *Rotalipora cushmani* (MORROW) et *Praeglobotruncana stephani* (GAND.) [Mercier et Vergely, 1984], confirmée par mes propres informations, indique le Cénomanién.
- (3) Un niveau de calcaires néritiques très recristallisés (calcaires de Trypia Petra) vient en contact tectonique sur les calcaires et marnes de Néa Zoï. Malgré les recristallisations, on peut observer des Orbitolines et des débris d'échinodermes et de gastéropodes. Son âge est très probablement barrémo-cénomanién.
- (4) Une formation "flyschöide" constitue le sommet de l'unité tectonique de Néa Zoï. Elle est en contact tectonique soit avec les calcaires néritiques de Trypia Petra, soit

avec les calcaires et marnes du Cénomaniens. Elle est constituée d'alternances péliogréseuses avec une prédominance de grès micacés. Ces grès remanient des quartz, des micas et des petits éléments d'origine métamorphique. Je n'ai pas observé de blocs de brèches ou d'éléments d'origine volcanique.

La relation entre la formation calcaro-marneuse (2) de Néa Zoï et les serpentinites de la base n'apparaît pas clairement au niveau de la coupe décrite vu la qualité des affleurements.

Les contacts entre les trois termes sédimentaires de cette unité sont, là où je les ai observés, tectoniques. Cependant les âges reconnus permettent d'envisager qu'il s'agisse d'une série stratigraphique unique simplement tectonisée.

La présence de blocs de calcaires à Orbitolines (3) peut cependant surprendre dans cet environnement, essentiellement "pélagique" et/ou flyschöide. Une hypothèse envisageable est que l'on ait là des olistolites importants provenant de la marge voisine. Malheureusement, l'état de tectonisation de ces calcaires ne permet pas de conclure avec certitude. A contrario, il faut remarquer que ces calcaires sont présents entre deux formations différentes, ce qui rend suspect l'interprétation précédente en terme d'olistolite.

II. LES AFFLEUREMENTS DE L'UNITE DE KLISSOCHORI OU EKKLISSIOCHORI

A l'Ouest de l'unité de Néa Zoï et à l'Est des écaillés de Liki-Margarita, se trouve la grande unité tectonique de Klissochori. Elle comprend deux formations superposées. Une formation sommitale recouvre une formation basale intensément marquée par des processus tectoniques :

- la formation basale est chaotique ("mélange") et comprend de grands et petits blocs de marbres, de serpentinites et de roches métamorphiques (amphibolites et gneiss), dans une matrice "prasinitique". Une description détaillée et une interprétation génétique de cette formation ont été faites par Vergely (1984) ;
- cette formation est surmontée par une formation sédimentaire ; cependant, là où le contact est visible, il semble être tectonique ou au moins disharmonique. Cette formation sédimentaire supérieure correspond aux formations (2) et (4) de la coupe (fig. 50A).

A. LA COUPE MAVRI KORYPHI - POINT COTE 371

Une coupe peut se faire non loin de la ville d'Edessa (à moins de 500 m) à la sortie nord de la ville, entre la colline de Mavri Koryphi à l'Ouest et la colline du point

coté 371 (aménagé en point de vue panoramique) à l'Est. Cette coupe, qui est l'une des rares qui puisse être faite sur cette formation, a déjà été décrite par Bijon (1982).

La colline orientale est dépourvue de végétation et une route est construite jusqu'à son sommet ce qui facilite les observations. La colline ouest au contraire est plantée de résineux ce qui empêche de faire des observations continues.

1. Observations

1.1. Sur la pente de la colline orientale

Nous distinguons de bas en haut (fig. 50a) :

- (1) Une écaille du mélange ophiolitique chaotique de base.
- (2) Une formation volcano-détritique comprenant des alternances grés-pélitiques avec des intercalations de laves basiques et des roches granophyriques. Les grès où sont remaniés d'abondants quartz rhyolitiques sont par endroit granoclassés.
- (3) Une écaille de serpentinites.
- (4) Une formation schisto-gréseuse avec des intercalations de carbonates. Les grès ressemblent aux grès de la formation sous-jacente (2). Les calcaires sont gréseux ou bréchiques, assez recristallisés, et souvent granoclassés ; ils contiennent des débris de mollusques et quelques Ataxophragmides.

Au sommet de la colline existe une barre calcaire de plusieurs mètres d'épaisseur. Il s'agit d'un calcaire bréchique où sont remaniés des bioclastes de rudistes, souvent de grande taille, des Nérinées, des madrépores ainsi que des éléments quartzeux dont la taille peut varier entre quelques millimètres et 2-3 cm. Il s'agit de quartz polycristallins parfois orientés provenant de roches métamorphiques, de quartz à extinction onduleuse et de grains de quartz qui baignent dans un fond quartzitique fin. Cette barre est surmontée par des schistes et des grès. Au niveau de la route nationale d'Edessa à Aridea existent dans les schistes et les grès, des blocs métriques de calcaire semblable à celui du sommet contenant des débris de rudistes, d'Orbitolinides, des fragments d'*Ortonella* et des algues dasycladales.

1.2. Sur la colline Ouest (Mavri Koryphi) (fig. 50a) affleure une formation qui ressemble à la formation affleurant sur la colline orientale (4). Elle repose à l'Ouest sur une écaille de serpentinites. A sa partie ouest et géométriquement basale, nous avons surtout des schistes dans lesquels s'intercale une barre calcaire à débris de rudistes et entroques. Il existe aussi des niveaux de calcaires bioclastiques à débris d'entroques, rudistes et madrépores et qui présentent, en lames minces, de nombreuses sections

d'Orbitolinidae. La discontinuité des observations due aux conditions d'affleurement ne m'a pas permis de voir s'il s'agissait de blocs remaniés ou d'intercalations sédimentaires déposées sur place. Ces calcaires contiennent aussi de rares débris de roches volcaniques basiques.

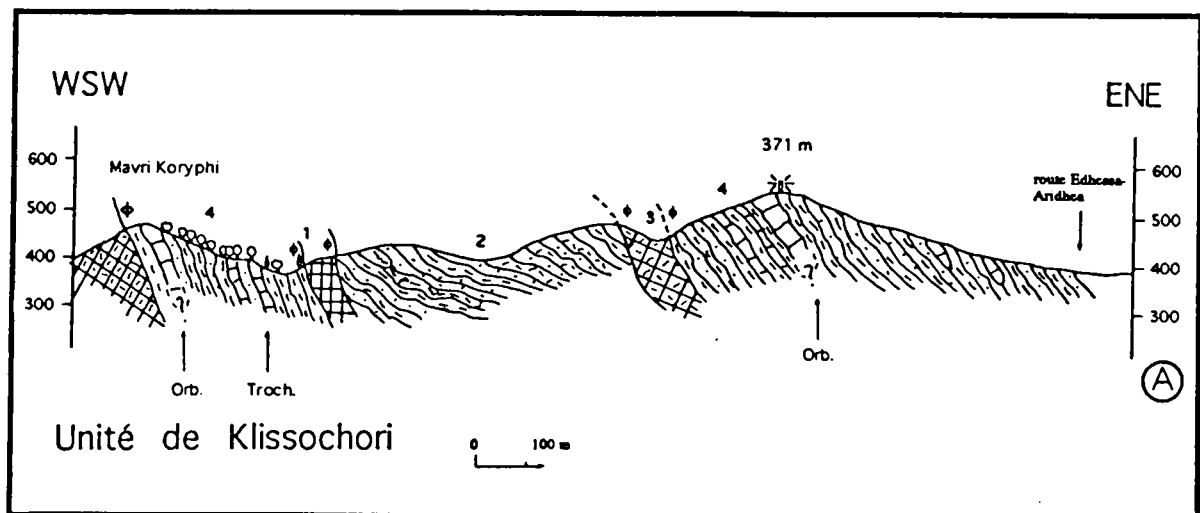


Fig. 50a.- Coupe au NE d'Edessa.

Même légende que figure 50b.

Dans la partie géométriquement sommitale de cette colline occidentale, existent aussi quelques rares niveaux métriques de calcaires biomicritiques à fossiles peu abondants parmi lesquels *Trocholina* sp. Le litage de ces calcaires est parallèle à celui des schistes et des grès qui les entourent. Les grès situés à proximité de ces calcaires ont une matrice carbonatée. Malgré les mauvaises conditions d'observation, les calcaires à Trocholines ne me semblent pas être des olistolites.

2. Une série continue ou plusieurs écailles ?

Selon les auteurs qui ont décrit les formations de Klissochori [Bijon, 1982 ; Vergely, 1984 et Vergely et Mercier, 1984], nous avons une série continue qui comprend à sa base un mélange tectonique qui passe, vers le haut, à une formation détritique qui constitue sa couverture sédimentaire. Ces auteurs, et malgré la superposition tectonique des deux formations pensent qu'ils constituent une suite car la formation détritique présente à sa base (colline occidentale), un niveau schisteux épais de 5 m qui comprend des lentilles de marbre rappelant les lentilles de marbre qui existent dans le mélange. Ce niveau a été décrit par Bijon (1982) et pour Vergely (1984), il pourrait traduire l'instabilité sédimentaire qui régnait pendant la création du mélange tectonique. Je n'ai pas pu retrouver ce niveau apparemment peu épais et affleurant localement. Cependant

certaines observations sur les affleurements me font penser qu'il n'est pas certain que ce niveau soit la base de la formation détritique. Il n'est pas au contact du mélange mais au niveau du chevauchement sur une autre unité tectonique (les serpentinites de Liki) et la série en cet endroit pourrait représenter un flanc inverse.

3. L'âge

Vergely (1984) signale la présence des *Orbitolina* sp. dans les niveaux fins du sommet de la série (4) ce qui indique, pour cet auteur, un âge aptien-cénomaniens. Il suppose alors un âge post-jurassique pour la base de la formation. La partie basale (géométriquement) de la colline occidentale nous a fourni plusieurs sections d'Orbitolinidés dont certaines pourraient appartenir au genre *Orbitolina*. La présence des *Trocholina* sp. -non remaniées ?- dans la partie sommitale indique plutôt un âge maximum crétacé inférieur, pour cette partie de la série. La formation détritique (2 et 4), malgré l'absence de datations plus précises, se serait donc déposée très probablement entre le Jurassique supérieur (période post-obduction) et la base du Crétacé supérieur.

Il est à remarquer que l'association des laves basiques et des roches granophyriques acides (2) rappellent des formations de l'unité de Krania qui sont d'âge jurassique terminal à néocomien (anté-Barrémien moyen).

4. La signification

La série semble s'être déposée dans un contexte où dominent les apports détritiques interrompus par des événements carbonatés (calcaires interstratifiés). Ces calcaires montrent des faunes et des flores typiques de la plate-forme carbonatée. Il existe, surtout au sommet de la formation (4), des blocs et des olistolites de calcaires néritiques intercalés dans les schistes.

Les niveaux des laves et des granophyres intercalés montrent une activité volcanique pendant le dépôt de cette formation. De plus les grès granoclassés et les brèches abondantes de la partie basale (à matériel volcanique acide) sont interprétés par Bijon (1982) comme des dépôts pyroclastiques. Ceci montre une proximité des centres volcaniques aériens ou sous-marins dont les produits s'accumulent sur des pentes mêlés avec des sédiments qui proviennent de l'érosion des massifs émergés. Ophiolites, roches métamorphiques du socle, dépôts sédimentaires pré-ophiolitiques, qui sont à l'affleurement à cette époque et dont des témoins existent dans la série, constituent les sources du matériel détritique. Les blocs calcaires à rudistes et orbitolines proviennent des endroits où et la sédimentation néritique (probablement Aptien-Cénomaniens) continue à

régner. La plate-forme Aptien-Cénomaniens de Kerassia, plus occidentale, pourrait en être un témoin..

B. COMPLEMENTS

Vers le Nord (en allant vers Apsalos), la série sédimentaire qui constitue une partie de l'unité de Klissochori (*cf.* carte d'Edessa ; Mercier et Vergely, 1984) s'enrichit en conglomérats présentant des blocs décimétriques à métriques de natures très variées dont des marbres, des roches volcaniques basiques et des blocs de granites (non rares) notamment. Certains des corps de serpentinites font probablement partie des blocs sédimentés dans ces conglomérats.

Ces ensemble conglomératique passe vers le Nord et vers le haut de la série à une formation de type flysch par l'intermédiaire de niveaux de marnes schisteuses rouges dans lesquelles s'intercalent des brèches à éléments carbonatés. Ce dernier ensemble (flysch) est attribué sur la carte d'Edessa [Mercier et Vergely, 1984] à l'unité de Margarita mais il semble plutôt représenter la partie supérieure de la série de l'unité de Klissochori (*cf.* § B).

III. LES UNITES DE MESSIMERI ET DE LIKI-MARGARITA

Le principal affleurement de l'unité de Messimeri se trouve à l'Ouest du village de Messimeri, à 2 km vers le SW de la ville d'Edessa (fig.44). Elle constitue une écaille coïncée entre les roches ophiolitiques serpentinisées de l'unité de Liki-Margarita sur lesquelles est bâtie pour partie la ville d'Edessa à l'Est et le flysch du Crétacé supérieur de Kerassia à l'W. On peut voir le contact avec le flysch sur la route nationale Edessa-Florina peu avant le village d'Agras.

A. LA SERIE DE L'UNITÉ DE MESSIMERI

1. Observations

- (1) et (2) : une coupe peut se faire suivant le ruisseau qui descend les pentes boisées du Vermion vers le village de Messimeri (fig. 50b). En descendant le ruisseau d'Ouest en Est, nous distinguons après le flysch crétacé supérieur (1), une série (2) comprenant des alternances monotones de grès, de microbrèches, de schistes, de calcschistes et de niveaux calcarénitiques. Dans les grès et les microconglomérats, du matériel volcanique basique et des roches métamorphiques sont remaniés. Dans les niveaux carbonatés pourtant assez recristallisés, on peut distinguer quelques débris d'échinodermes ainsi que des radiolaires calcitisés.

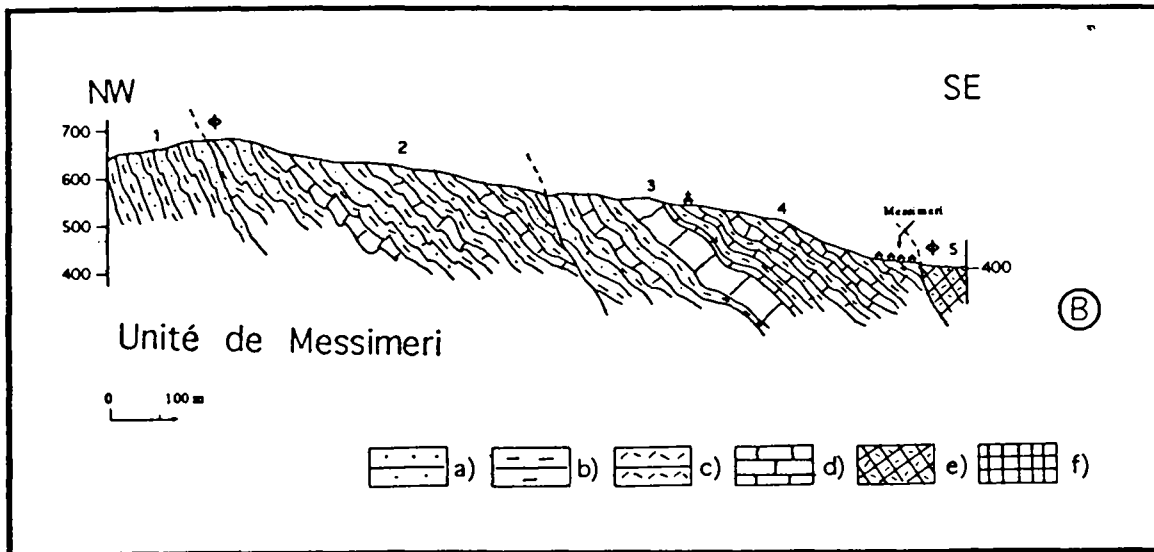


Fig. 50b.- Coupe de Messimeri

a : grès ; b : pélites ; c : niveaux volcaniques basiques ou acides ; d : calcaires ; e : serpentinites ; f : mélange ophiolitique de Klissochori.

- (3) et (4) : après une barre de 10-15 m de calcaires recristallisés (3), nous avons un faciès rythmique rappelant la formation (2) mais plus riche en niveaux carbonatés (4). Il s'agit d'alternances de bancs calcaires centimétriques à décimétriques, de calcschistes et de schistes de couleur verdâtre. Au sommet de ce niveau, Bijon (1982) signale une faune de fossiles remaniés constituant une association néritique à gastéropodes, algues, polypiers et *Cladocoropsis* sp. Pour Vergely (1984), cette faune et flore pourraient indiquer le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

2. Interprétation

La coupe-type de Messimeri montre donc une série ayant un aspect flyschoidé (2) constituée d'alternances de calcaires de schistes et de grès. Les recristallisations n'ont pas permis de trouver de fossiles déterminables. Cependant nous pouvons faire certaines hypothèses par comparaison avec la formation de type flysch de la partie supérieure de Mavrolakkos. En effet, la partie basale de Messimeri présente des analogies avec le membre basal du "flysch" de Mavrolakkos (alternances monotones de grès, schistes, microbrèches avec des niveaux de calcarénites). L'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur envisagé (*op. cit.*), pour la formation basale de Messimeri, paraît pouvoir être retenu.

Par son faciès métamorphisé et le remaniement de roches volcaniques, la formation basale de Messimeri (2), se distinguent nettement du flysch maestrichtien du Vermion (1) qui se trouve dans son voisinage.

La partie supérieure de Messimeri a en revanche un caractère beaucoup plus carbonaté que le membre supérieur de Mavrolakkos.

Les alternances de schistes, grès, microbrèches, calcaires pélagiques à Radiolaires et calcarénites parfois granoclassés (2), montrent un milieu de dépôt ouvert présentant des pentes le long desquelles se forment des turbidites et des débris flow. La partie supérieure plus calcaire (3 et 4), sans autres dépôts détritiques que des intercalations de schistes, peut correspondre à un milieu plus calme de bassin qui se trouve au-dessus de la C.C.D.

B. LES AFFLEUREMENTS DE L'UNITE DE LIKI-MARGARITA

Ces affleurements, que j'ai étudiés succinctement, couvrent une grande superficie et sont répartis en plusieurs écaïlles entre le village de Polykarpi au Nord et Messimeri au Sud. Ces écaïlles sont coïncées entre l'unité de Klissochori à l'Est et le Crétacé supérieur de l'unité de Kerassia à l'Ouest. D'après les travaux de Bijon (1982) et Vergely (1984), nous avons trois types d'écaïlles :

- a. les serpentinites qui correspondent, pour ces auteurs, aux restes de la nappe ophiolitique obductée au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ;
- b. des écaïlles volcano-détritiques ; il s'agit de laves basiques, de roches doléritiques, de brèches volcaniques et de schistes tuffitiques avec quelques intercalations de roches magmatiques de type granophyres.

Ces écaïlles sont visibles à l'Est et au Nord du village de Liki et rappellent les successions de roches que l'on rencontre sur la route Litharia-Krania ;

- c. une formation sédimentaire repose sur la précédente avec, par endroit, des contacts normaux. Il s'agit d'une succession qui rappelle fortement la succession visible à Messimeri. Elle peut être bien observée au sud à Stravorema à 2 km au NW de la ville d'Edessa et au nord au niveau du village de Margarita. Elle est constituée par une alternance de grès à matériel volcanique, schistes, calcschistes, calcaires micritiques et bancs calcarénitiques surmontés par des calcaires en gros bancs alternant avec les calcschistes comme à Messimeri.

Dans la partie nord de son affleurement, au niveau de Margarita, nous avons des alternances monotones de grès, schistes et calcaires qui comprennent quelques bancs conglomératiques où sont remaniés du matériel néritique, des calcaires à entroques et des dasycladales. La présence de traces de Rudistes et de *Nerinea cf. coquandi* [Mercier, 1966] dans ces niveaux pourrait indiquer un âge aptien-albien.

Cette formation serait surmontée transgressivement [Mercier, 1966] par des calcaires à rares débris de rudistes suivis d'une formation ayant l'allure d'un flysch. Le caractère transgressif des marbres n'est cependant pas évident.

QUATRIEME CHAPITRE

LE CRETACE DES UNITES OCCIDENTALES D'ALMOPIAS (KERASSIA ET KEDRONA)

I. APERCU SUR LA SERIE DE L'UNITE DE KERASSIA

L'unité de Kerassia forme un affleurement long de 15 km limité au Nord par la faille de Loutraki et au Sud par la faille de Nission (fig. 44). L'unité a été individualisée et décrite par Mercier (1966). Selon cet auteur, nous avons à la base une formation conglomératique à galets ophiolitiques et calcaires alternant avec des niveaux de grès. Sur les conglomérats vient une formation de calcaires bioclastiques à Orbitolines et Nérinées qui à son sommet contient des grès calcaires et des microconglomérats. Cette formation a été datée à sa base de l'Aptien supérieur - Albien inférieur. Son sommet peut atteindre le Cénomaniens. Une formation de calcaires et grès à Globotruncanidés datée du Coniacien-Santonien repose sur la précédente. La série se termine par une barre décamétrique de calcaires à rudistes couronnée par un flysch daté localement du Maestrichtien supérieur (cf. fig. 51).

J'ai parcouru les affleurements décrits par Mercier, notamment certaines coupes où l'on peut faire de bonnes observations.

A. LES CONGLOMERATS DE BASE

Les conglomérats de la base sont présents autour du village de Nission au contact du flysch maestrichtien "Pélagonien".

Les conglomérats remanient des éléments compris entre des petits galets de 1 à 2 cm d'épaisseur et des blocs de 30 à 40 cm d'épaisseur. Plus de la moitié du matériel remanié est originaire des ophiolites (serpentinites) le reste étant surtout des calcaires et des marbres gris ou roses. Les calcaires sont pélagiques à radiolaires ou néritiques à bioclastes de polypiers, gastéropodes et entroques. Les galets de roches métamorphiques sont rares ainsi que les galets de radiolarites. Le fait que les galets de serpentinite soient peu usés et mal triés montre que les ophiolites devaient être proches à l'époque du dépôt des conglomérats. La taille des blocs et le fait qu'il existe des calcaires intercalés, malheureusement recristallisés, mais à affinités néritiques montre un dépôt marin relativement proximal peu profond. La nature des éléments présents et l'absence de matériel métamorphique montrent que l'érosion a surtout affecté la couverture sédimentaire pré-ophiolitique mésozoïque (calcaires marmoréens) ainsi que des plates-

formes probablement contemporaines des conglomérats, installées dans des endroits préservés des apports détritiques, dont les produits des démantèlement rejoignent ceux des terres émergées. Les galets de calcaires à polypiers, plus frais que le reste des galets calcaires, sont les témoins de ces plates-formes.

L'âge de ces conglomérats est postérieur à l'obduction des ophiolites, c'est-à-dire post-jurassique supérieur. Pour Mercier et Vergely (1982), ces conglomérats sont affectés par un métamorphisme probablement pendant la phase JE 2, d'où un âge antérieur au Crétacé supérieur. Ces conglomérats marquent donc le premier événement sédimentaire dans la partie occidentale d'Almopias après l'obduction des ophiolites. Leur contact avec les formations sus-jacentes semble tectonique ou n'est pas visible.

B. LA BARRE INFÉRIEURE DES CALCAIRES A RUDISTES

Au Nord de Nission et à l'Est de Karidia (fig. 43), en contact avec le flysch "pélagonien" et des formations volcano-sédimentaires supposées d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur, nous avons une formation de calcaires gris en gros bancs à *Orbitolinidae*, débris de rudistes et bioclastes d'organismes littoraux. Mercier (1966), qui a entrepris une étude exhaustive et comparative de orbitolines, signale dans la base de la formation des *Orbitolina* cf. *gr. discoidea*, d'âge aptien - albien basal ; des niveaux plus élevés contiennent des *O. concava* LAM. et *O. subconca* LEYMERIE d'âge albien final et cénomanien.

C. UNE FORMATION PLUS PELAGIQUE A PARTIR DU TURONIEN

La formation néritique précédente est recouverte, au niveau des versants des collines boisées qui descendent vers Kerassia, par une formation qui présente une alternance de bancs de calcaires fins en plaquettes avec des pélites calcaires argileuses, des calcarénites et des calcaires bréchiques remaniant du matériel de la plate-forme. Les calcaires fins, malgré des recristallisations importantes, montrent des Globotruncanidés et des radiolaires calcitisés. Mercier signale dans ce niveau des Globotruncanidés d'âge turonien à maestrichtien.

D. LA BARRE SUPÉRIEURE DES CALCAIRES A RUDISTES ET LE FLYSCH

A l'Est de la route qui mène à Kerrassia et à 1 km de ce village, nous avons une barre de 30 à 50 m d'épaisseur de calcaires néritiques à rudistes qui surmontent normalement la formation pélagique. Cette barre, assez recristallisée, qui a fourni des rudistes d'âge sénonien moyen ou supérieur est ensuite surmontée par un flysch daté par Mercier plus au Sud du Maestrichtien supérieur.

E. COMPLEMENTS

Le niveau à pélites et calcaires pélagiques est bien développé des deux côtés de la route qui mène d'Edessa à Florina. La coupe au Nord de cette route a été décrite par Mercier et comprend des alternances de calcaires et des calcarénites d'âge coniacien-santonien couronnées par la barre supérieure calcaire à débris de rudistes.

Au Sud de la route et à l'Ouest du terrain de football du villages d'Agras, au sein de la formation à *Globo truncana*, on observe plusieurs blocs de 30 à 50 cm d'épaisseur de calcaires gris à débris de rudistes dans une matrice de calcaires argileux. Il existe aussi des niveaux calcarénitiques granoclassés ainsi que des niveaux de microbrèches qui remanient essentiellement des calcaires mais aussi des produits de démantèlement des ophiolites. Cet ensemble est recouvert par la barre calcaire supérieure à rudistes ici hâchée par des failles qui la décalent en plusieurs niveaux. Cette barre passe normalement au flysch.

II. APERCU SUR LA SERIE DE L'UNITE DE KEDRONAS

La série de Kedronas (fig. 44), décrite par Champion (1966), se situe sur les versants septentrionaux du Vermion, au Sud de la rivière Vodas. Dans cette série manque le soubassement néritique albo-cénomaniens tandis que les faciès Turonien-Campanien sont particulièrement développés et montrent de grands olistolites de calcaires néritiques et de gneiss, associés à des turbidites et débris-flow, qui passent latéralement à des faciès pélagiques à *Globo truncana*. Sur les formations à *Globo truncana* vient, comme à Kerassia, une barre calcaire à débris de rudistes datée ici du Campanien-Maestrichtien, suivie par le flysch daté à sa base du Maestrichtien supérieur.

III. BILAN SUCCINCT SUR LES SERIES DES UNITES DE KERASSIA-KEDRONAS

D'après mes observations, je n'ai pas pu confirmer que les conglomérats de Nission étaient à la base de la série de Kerassia.

La série des calcaires à Orbitolines représente une plate-forme néritique mise en place à la fin du Crétacé inférieur (Aptien-Albien). Cette plate-forme montre des signes de destruction (rifting) au Turonien-Coniacien (faciès pélagiques, turbidites, débris-flow, olistolites) mais au Campanien-Maestrichtien, une sédimentation néritique montre un retour des plates-formes carbonatées qui se poursuit jusqu'au Maestrichtien supérieur lorsque la sédimentation de type flysch commence. Cette histoire est intéressante par

rapport à ce qui a été décrit dans le Paikon [Sharp et Robertson, 1992], où une histoire comparable est signalée, au moins pour la base de la série.

CINQUIEME CHAPITRE

CONCLUSIONS RELATIVES AUX SERIES D'ALMOPIAS

I. BILAN DES OBSERVATIONS EFFECTUEES SUR LES SERIES D'ALMOPIAS ET INTERPRETATIONS

Je rappelle que mon travail a surtout porté sur la partie orientale du secteur almopien.

A. LES DIFFERENTES SERIES

La distinction entre ces différentes séries se heurte le plus souvent au fait qu'elles sont tectoniquement dissociées et que les datations sont difficiles à obtenir du fait des recristallisations de type métamorphique.

La figure 51 résume les résultats obtenus, en y ajoutant des données sur les séries des secteurs occidentaux qui ont été analysées de façon moins approfondie.

Il existe pratiquement autant de séries différentes que d'unités tectoniques reconnues, il est vrai que les contacts tectoniques majeurs retenus sont en général ceux qui séparent les unités constituées de séries différentes. Cependant dans le cas des unités de Krania et de Mavrolakkos par exemple, les séries présentent des ressemblances importantes. Signalons également la découverte d'éléments importants (Trias et Crétacé terminal) pouvant appartenir à une même série, dite de Vryssi, inconnue antérieurement.

B. LES AGES OBTENUS

Parmi les âges précis, obtenus sur les séries orientales, qui paraissent importants quant aux interprétations du secteur d'Almopias, citons :

1. le Trias supérieur avec des radiolarites (unité de Vryssi) ;
2. le Jurassique supérieur : toujours avec des radiolarites associées à des laves basiques et des dolérites voire des corps acides. De nombreuses datations sur ces roches ont donné des âges jurassique supérieur - crétacé inférieur (unités de Mavrolakkos et Krania) ;
3. l'Hauterivien supérieur - Barrémien dans des formations détritiques à éléments magmatiques et passées carbonatées à Algues (unité de Krania).

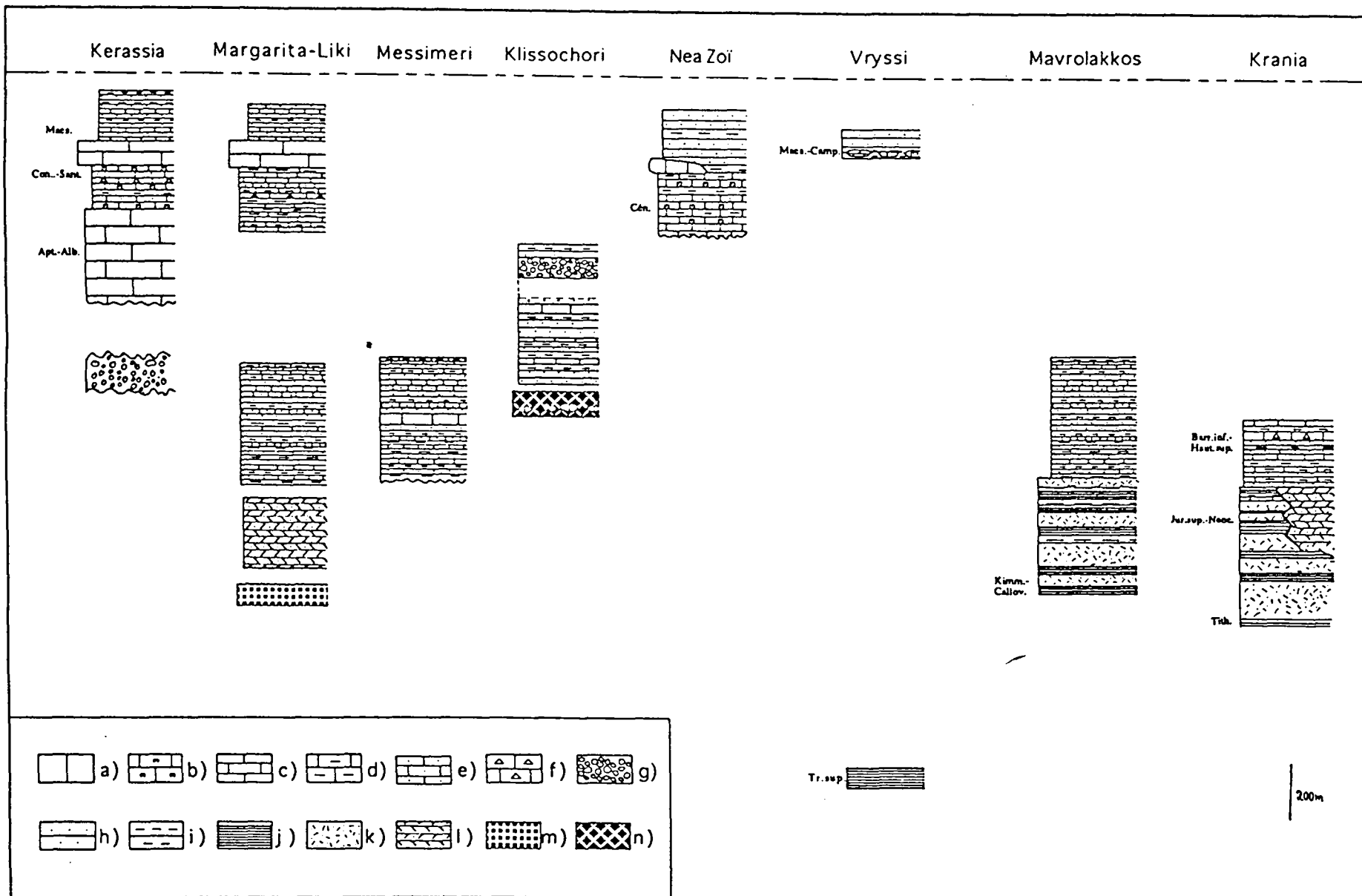


Fig. 51.- Colonnes lithostratigraphiques du secteur central du domaine d'Almopias.

a : calcaires néritiques ; b : calcaires pélagiques ; c : calcaires en bancs fins. ; d : calcaires argileux. ; e : calcaires gréseux. ; f : calcaires bréchiques. ; g : conglomérats ; h : grès. ; i : pélites. ; j : radiolarites. ; k : dolérites et laves. ; l : formations volcanodétritiques. ; m : serpentinites. ; n : mélanges tectoniques.

De nombreuses formations ont été attribuées au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur sur la carte d'Edessa [Mercier et Vergely, 1984] mais ces attributions sont le plus souvent hypothétiques.

4. A partir de l'Aptien-Albien (Orbitolines) les datations sont plus fréquentes (*Globotruncana* des unités de Néa Zoï et Vryssi par exemple).

C. LES FORMATIONS LITHOLOGIQUES SIGNIFICATIVES

1. Roches sédimentaires

1.1. Les radiolarites

Présentes dans les unités orientales, elles sont d'âge Trias supérieur, Jurassique supérieur et peut-être Crétacé basal. Ces différentes radiolarites seraient l'indice de bassins suffisamment profonds, même après l'obduction propre aux zones internes helléniques.

1.2. Les formations détritiques de type flysch

Le plus classique des flyschs est celui du Crétacé terminal - (Paléocène ?) qui termine en général les séries des zones internes, antérieures à la première tectonique tertiaire majeure. C'est le cas des unités de Vryssi, de Néa Zoï, des unités occidentales et probablement des unités de Margarita et Klissochori (affleurements du secteur nord de cette dernière).

D'autres formations détritiques plus anciennes, à grain fin, contenant pour certaines des éléments rhyolitiques, existent dans les séries d'Almopias :

- au Turonien - Sénonien inférieur dans les unités occidentales ;
- au Cénomaniens, dans les unités de Néa Zoï et peut-être de Margarita, où il s'agit surtout d'une formation calcaro-marneuse ;
- au Crétacé inférieur dans l'unité de Krania et probablement de Mavrolokkos où la formation de type flysch est très bien développée avec des calcarénites et des passées pélitiques à grain fin, jaunes et rouges, qui rappellent parfois les pélites radiolaritiques du Malm ;
- de nombreuses autres formations de ce type affleurent mais elles sont très mal datées : c'est le cas dans les unités de Messimeri et de Liki par exemple.

1.2. Les conglomérats grossiers et les formations à olistolites

Des lentilles de calcaires néritiques de plate-forme à Orbitolines ou à Rudistes existent dans certaines séries mais leur caractère olistolitique est souvent difficile à prouver (exemple : la série de Néa Zoi).

Les conglomérats grossiers sont peu représentés dans les unités orientales d'Almopias. On les trouve principalement :

- sur la bordure occidentale d'Almopias, dans les (ou à proximité des) unités charriées sur la zone pélagonienne (unité de Kerassia et de Kédronas) ;
- dans l'unité de Klissochori où indépendamment des "mélanges d'Edessa" qui seraient d'origine tectonique [Vergely, 1984] se développent dans la partie nord de l'unité de vrais conglomérats à blocs variés dont des granites et probablement des ophiolites. Ce qui surprend le plus est que cette unité affleure entre deux unités pratiquement dépourvues de conglomérats (Néa Zoï et Margarita). L'origine de cette particularité peut être paléogéographique mais aussi tectonique.

1.4. Les barres de calcaires à Rudistes

Elles sont bien développées dans les unités les plus occidentales où l'on en connaît deux principales : à l'Aptien-Albien et au Crétacé terminal. Il n'y en aurait plus qu'une (la barre supérieure) dans l'unité de Margarita et elles ne sont plus connues en allant vers l'Est... mais il est vrai que tous les étages crétacés n'y sont pas connus.

Il est à remarquer que la barre inférieure, ici signalée, pourrait correspondre à la barre à Rudistes anté-Turonien connue dans le Païkon [Mercier, 1966 ; Godfriaux et Ricou, 1991 ; Sharp et Robertson, 1992] .

2. Roches magmatiques

Elles sont abondamment représentées dans les unités d'Almopias.

En dehors des formations récentes (essentiellement pliocènes) il faut insister sur l'importance des ensembles de basaltes et dolérites souvent associés à des corps acides (granophyres...). Ces ensembles, d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur prouvé ou supposé, ont une signification géodynamique qui reste à déterminer.

Etant donné les âges de ces derniers ensembles magmatiques, on les assimile classiquement à des ophiolites. Si cela est envisageable, ce n'est pas la seule hypothèse possible (coulées intercalées, arc volcanique lié à une subduction, etc...).

Les ophiolites sont d'ailleurs rarement caractéristiques dans le secteur d'Almopias : des péridotites serpentinisées existent cependant en abondance dans l'unité de Klissochori et certaines des unités situées à l'Ouest de cette dernière.

Outre les corps acides (rhyolites, ignimbrites, granophyres), d'âge malm - crétacé basal probable, affleurent dans l'unité de Krania par exemple des corps granitiques d'âge mal précisé mais qui pourraient être contemporains de ces corps acides du Malm - Crétacé basal.

3. Roches métamorphiques

Les roches métamorphiques de haut grade sont absentes sauf au Sud d'Edessa (zone pélagonienne ?) ; cependant, même s'il s'agit d'un métamorphisme de faible degré, les séries d'Almopias ont toutes subi des recristallisations ou des transformations métamorphiques nettes, plus ou moins importantes selon les unités.

D. ESSAI D'INTERPRETATION DES SERIES D'ALMOPIAS

1. Rapport entre les séries d'Almopias et les séries des massifs contigus

1.1. Avec le Païkon

Il faut tout d'abord remarquer qu'un hiatus existe au niveau des faciès entre les séries des unités orientales d'Almopias à caractère de bassin franc et les séries voisines du Païkon de type récifal, au moins au Jurassique supérieur et au Crétacé *p.p.* Il est vrai que faute d'âges très précis et à cause des manques dus à la tectonique, les comparaisons sont parfois difficiles à établir.

Les quelques périodes bien datées (ex. : Malm) montrent que si les formations volcano-sédimentaires sont comparables dans les deux secteurs, les faunes associées peuvent être très différentes (Radiolaires dans Krania, Foraminifères benthiques dans le Païkon). De ce fait, on peut conclure qu'il n'existe pas de transition de faciès entre Krania et le Païkon. Ceci est à prendre en compte dans le cadre de la discussion du problème de la fenêtre du Païkon, encore que dans certaines formations les faciès néritiques puissent passer très rapidement à des radiolarites ; c'est le cas des arcs insulaires ou des sea-mounts [Caridroit et Ferrière, 1988; Vachard et Ferrière, 1991]. Dans mon secteur d'étude cependant cette absence de transition semble être valable pour l'ensemble de la série.

1.2. Avec le "Pélagonien"

Du côté pélagonien il n'en est pas de même, les séries crétacées des unités almopiennes occidentales présentent certaines ressemblances avec celles du Pélagonien voisin. Il semblerait même que certaines failles aient affecté à la fois les deux ensembles au Crétacé. Ceci impliquerait que ces séries devaient être proches au moment de leur dépôt. Là encore cette observation est importante quant au problème de la fenêtre du Païkon et plus particulièrement quant à celui du front de la nappe tertiaire.

2. Reconstitution paléogéographique

Au Trias supérieur un bassin bien différencié doit exister (radiolarites de Vryssi).

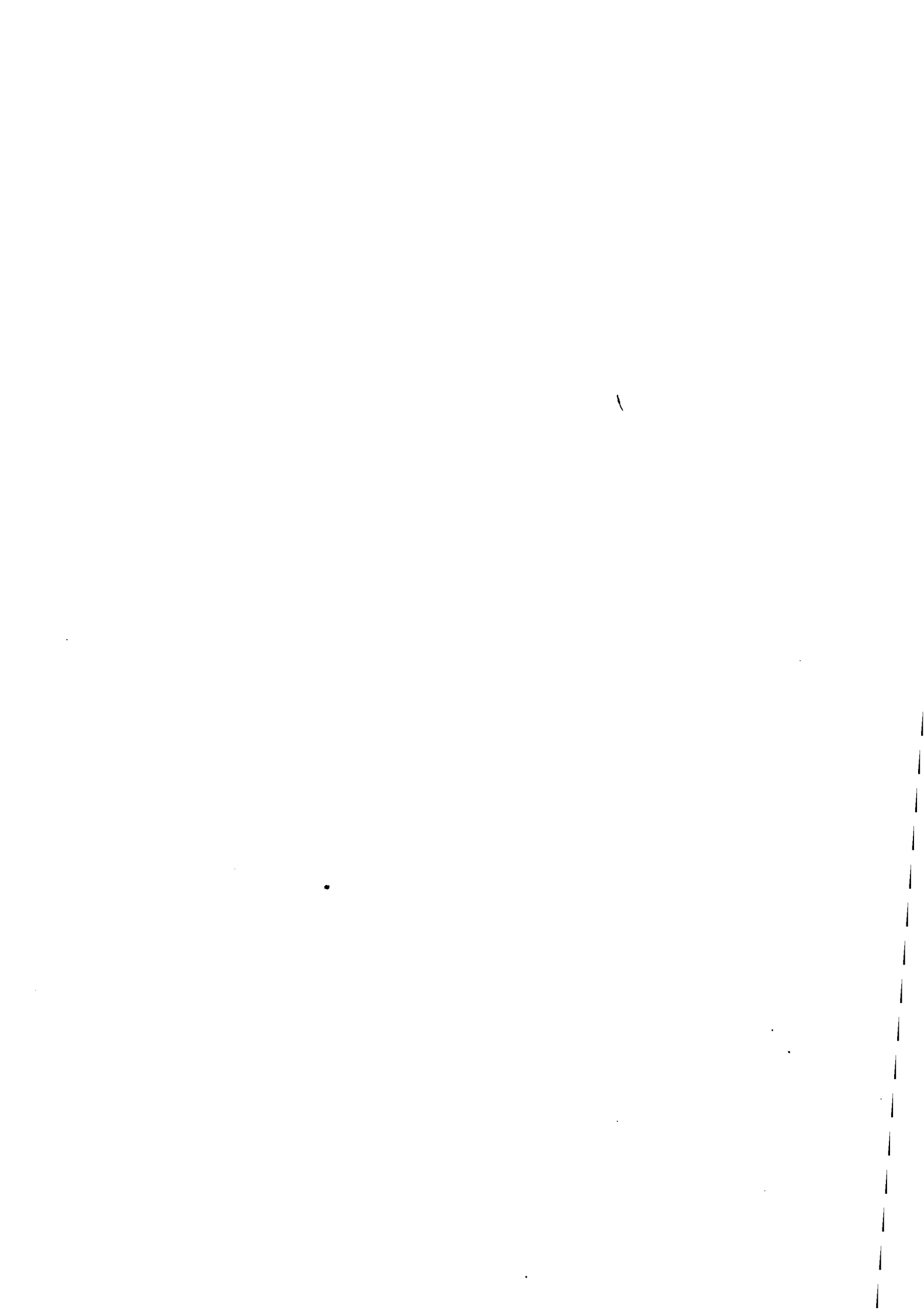
Au Jurassique supérieur, on retrouve des radiolarites témoignant à nouveau de l'existence d'un bassin important.

Au cours du Crétacé basal se déposent dans les unités orientales, des formations détritiques parfois de type flysch où sont remaniés les laves basiques ou acides et des sédiments sous-jacents. C'est là l'indice d'une instabilité majeure lors de cette période qui suit la mise en place des ophiolites. Il est à noter qu'un bassin bien différencié existe encore à cette époque. A l'Aptien-Albien en revanche, des bancs de calcaires néritiques sont connus à l'Ouest du domaine almopien.

Au Cénomaniens (Turonien ?) un bassin bien marqué existe encore, notamment là où se forment des séries telles que celles de l'unité de Néa Zoï. Cependant les plates-formes ne sont jamais très éloignées (cf. olistolites ?).

Parmi les événements majeurs au Crétacé, on peut également citer la tectonisation au Crétacé inférieur (?) des "mélanges d'Edessa" [Vergely, 1984] qui sont recouverts de sédiments détritiques fins puis bréchiques.

TROISIEME PARTIE
TECTONIQUE



TECTONIQUE

I. GENERALITES

A. LE CADRE DE L'ETUDE TECTONIQUE

Les résultats exposés dans ce chapitre sont partiels, l'étude détaillée de la déformation des séries concernées, notamment la microtectonique, n'ayant pas été abordée de façon approfondie. De telles études ont déjà été publiées notamment par Vergely (1984).et Patras *et al.* (1988)

L'apport de mon travail concerne principalement la définition des différentes unités tectoniques majeures, à partir de la reconnaissance des séries stratigraphiques principales et de l'analyse cartographique effectuée. Les résultats obtenus dans les secteurs de Péonias et d'Almopias s'avèrent être également intéressants quant à l'analyse du problème de la "fenêtre (double fenêtre) du Païkon" récemment envisagée par Godfriaux et Ricou (1991).

B. VUE D'ENSEMBLE

La première analyse structurale cohérente et détaillée de ces secteurs a été proposée par Mercier (1966) qui a décrit un ensemble d'écailles tectoniques tertiaires charriées vers l'Ouest. Il envisage également la présence de déformations alpines plus anciennes qui ont été détaillées par Vergely (1984) (JE 1 - JE 2 - CT 1-2 et 4).

II. LES APPORTS A L'ETUDE TECTONIQUE DU SECTEUR DE PEONIAS

Les principaux apports quant à la connaissance des structures tectoniques des domaines étudiés concernent le secteur de Péonias. Les apports stratigraphiques obtenus permettent en effet de proposer une organisation des unités tectoniques tertiaires plus simples que celles qui avaient été antérieurement envisagées par Mercier (1966) puis les auteurs allemands [Kockel *et al.*, 1971] notamment pour la moitié méridionale du secteur étudié, proche de Thessalonique.

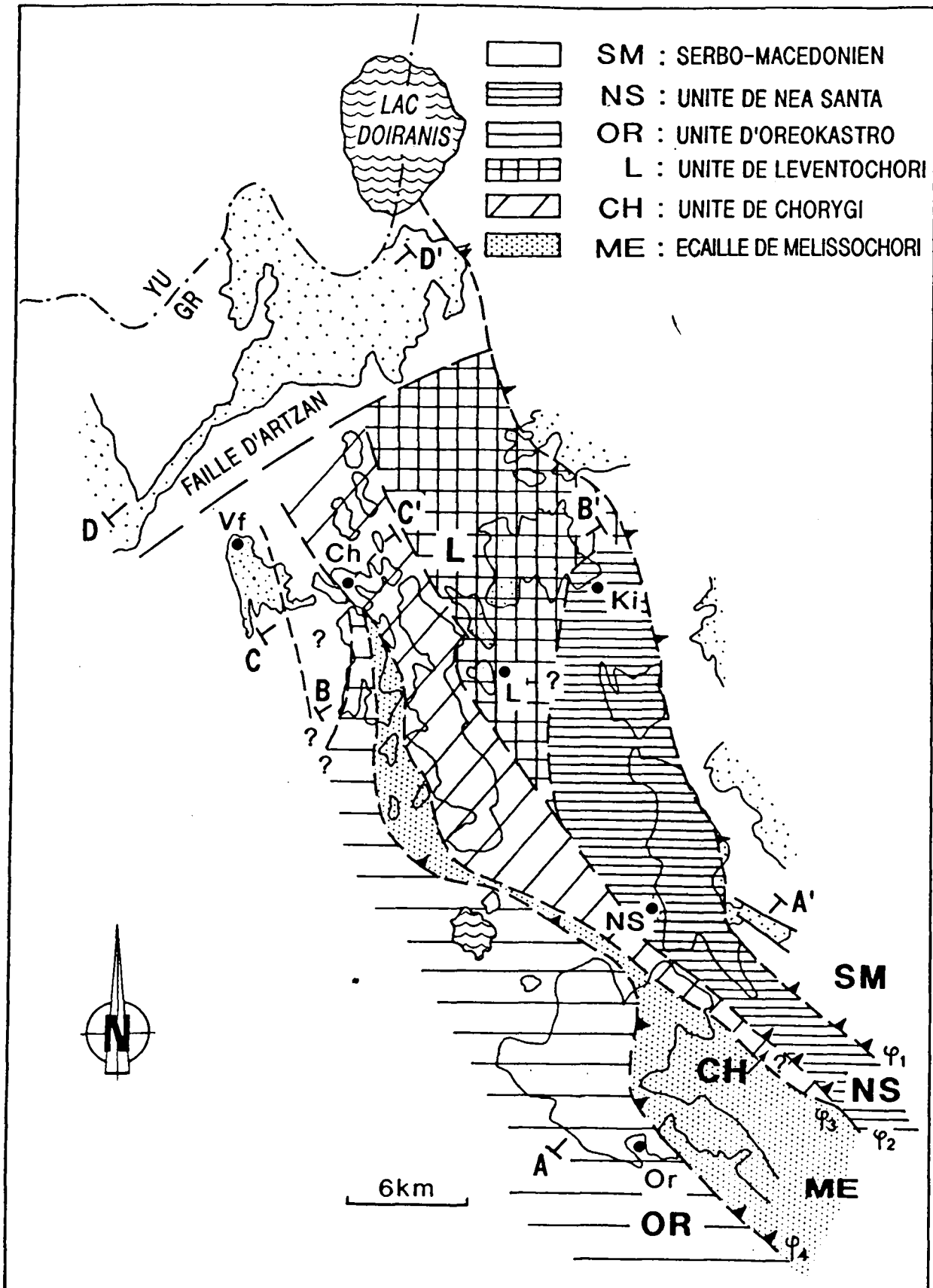


Fig. 52.- Schéma structural du domaine de Péonias au Nord de Thessaloniki et localisation des coupes tectoniques.

Or : Oréokastro ; NS : Néa Santa ; L : Léventochori ; Ki : Kilkis ; Ch : Chorygi ; Vf : Vafiochori.

A. LA GEOMETRIE DU DISPOSITIF

1. Vue d'ensemble

Quatre coupes sont proposées pour le secteur de Péonias (fig. 52 et 53), compris entre Thessalonique au Sud (fig. 53AA') et la frontière yougoslave au Nord (fig. 53DD'). Cette dernière coupe n'est proposée que pour comparaison en raison du manque de datations précises.

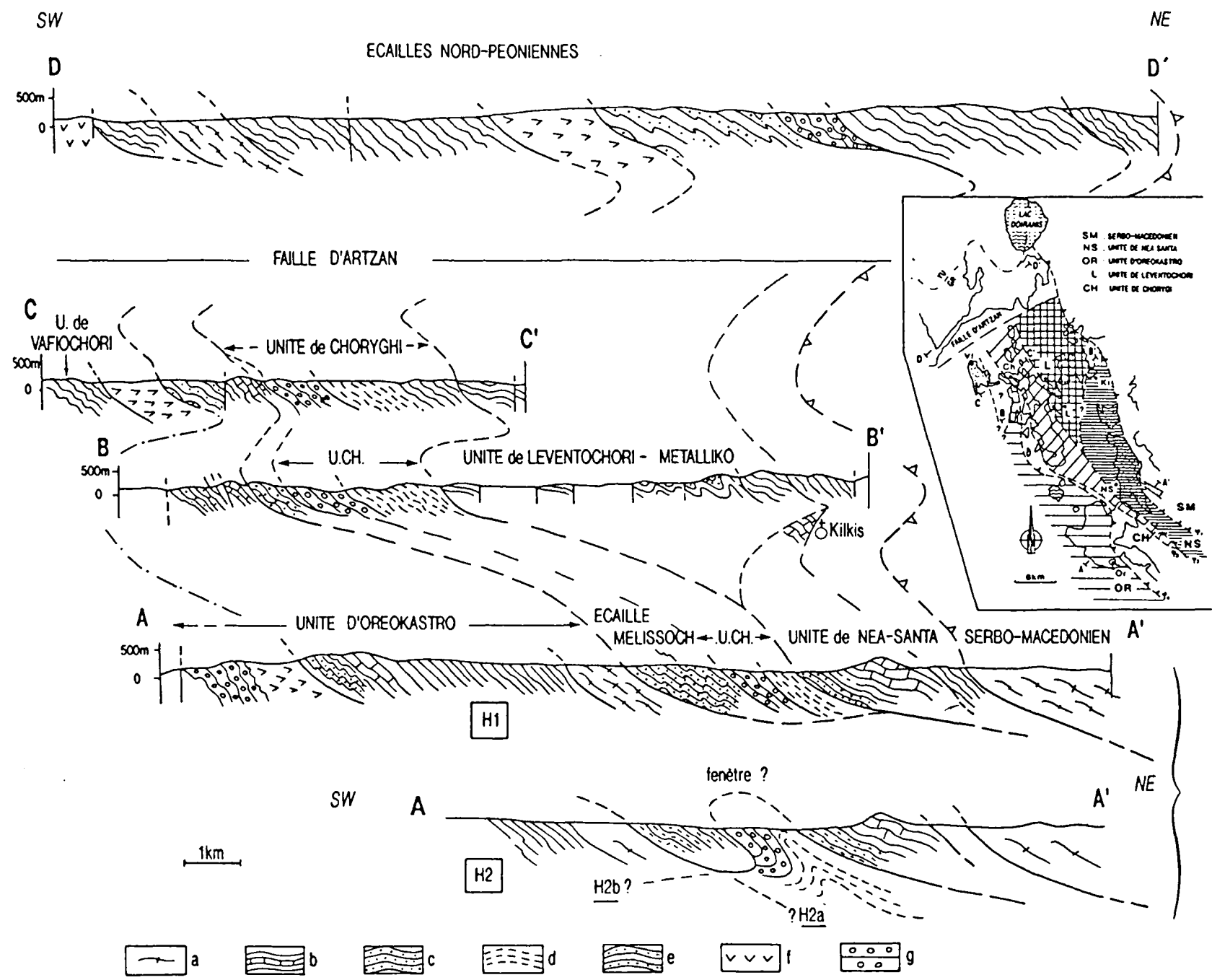
La coupe AA' est la plus intéressante dans la mesure où les affleurements sont relativement continus contrairement aux secteurs plus septentrionaux isolés par des sédiments récents postérieurs à la tectonique tertiaire compressive principale.

2. Un exemple d'organisation structurale : la coupe Néa Santa - Oréokastro

Cette coupe (fig. 52 et 53 AA') permet d'observer à l'Ouest du domaine serbo-macédonien plusieurs unités tectoniques dont deux unités tectoniques principales (unité de Néa Santa à l'Est, d'Oréokastro à l'Ouest), caractérisées chacune par une série peu perturbée du point de vue de la chronologie des formations. Les formations les plus anciennes (d'âge paléozoïque) se trouvent à l'Est et les plus récentes (d'âge jurassique, et peut-être localement crétacé basal) à l'Ouest dans les unités considérées. Il est à remarquer que Mercier (1966) et les auteurs allemands (Kockel *et al.*, 1977) admettaient l'existence de plusieurs unités (Oréokastro et Aspro Vryssi) pour la seule unité d'Oréokastro par exemple. Si les séries semblent assez peu perturbées dans l'organisation générale, elles sont en revanche en série inverse sur la totalité de la coupe AA'.

Des particularités locales compliquent le dispositif d'ensemble, il s'agit :

- de failles subverticales à rejet essentiellement vertical postérieures à la tectonique tangentielle tertiaire et donc probablement néogènes et/ou quaternaires. Ces failles sont bien visibles sur la coupe AA' (fig. 53). Elles limitent très probablement les formations récentes figurant sur les autres coupes BB' et CC' notamment.
- de plissements et/ou écaillages locaux, avec, dans l'unité d'Oréokastro près de Petroto, l'existence d'une fenêtre tectonique laissant apparaître des péridotites de l'ensemble ophiolitique sous la série jurassico-triasique renversée (fig. 6). Il s'agit en fait ici d'une antiforme dans une série inverse accentuée par la présence de failles verticales. Cette structure est donc en fait une boutonnière dans une série inverse laissant apparaître les formations les plus récentes (les péridotites) séparées des formations plus anciennes sus-jacentes par un contact tectonique ancien repris au Tertiaire, ce qui justifie le terme de "fenêtre tectonique". Localement une partie des affleurements de la



série inverse est à nouveau renversée près de la fenêtre, ce qui les fait apparaître en série normale.

Certaines des successions observées peuvent être interprétées de plusieurs façons (fig. 53, coupe AA', H1 et H2). C'est le cas pour les conglomérats tithoniques et l'ensemble des schistes apparaissant entre deux affleurements de la formation pélito-gréseuse du Trias supérieur - Jurassique de Melissochori-(Svoula).

Cet ensemble, qui pourrait être la terminaison vers le Sud de l'unité de Choryghi-Vapistis plus développée au Nord (fig. 52), peut correspondre soit à une unité intercalée en écaille entre les unités de Néa Santa et d'Oréokastro -ce qui est la solution la plus simple (H1, fig. 53)-, soit à une unité réapparaissant en fenêtre (H2, fig. 53). Dans ce cas, cette fenêtre pourrait être une structure mineure sous le chevauchement des formations pélito-gréseuses de l'unité de Néa Santa (H2a) et l'ordre des unités serait alors le même que dans l'hypothèse H1 ou bien il s'agirait d'une fenêtre sous une nappe constituée des unités de Néa Santa et d'Oréokastro (H2b), éventuellement reprise tectoniquement sur sa bordure occidentale. Dans ce dernier cas, l'unité de Choryghi serait alors une unité plus occidentale que les deux autres ; Mercier (1966) avait déjà envisagé une solution voisine (géométriquement).

C'est là un problème qui n'est pas mineur si l'on considère celui de la reconstitution paléogéographique de la marge péonienne et donc du sens de sa pente, ce qui revient à situer le bassin océanique lié à cette marge.

3. Analyse en carte : les corrélations entre les différentes coupes

Une tentative de corrélation entre les différents secteurs est proposée sur la figure 52, mais de nombreuses incertitudes demeurent.

D'Est en Ouest (fig. 52 et 53), nous avons les formations volcano-sédimentaires de Néa Santa du Trias inférieur qui reposent sur les formations de Métalliko. On peut donc se demander si ces formations de Métalliko représentent la prolongation des calcaires de Néa Santa. Les formations de Métalliko se différencient de celles de Néa Santa par la présence d'intercalations volcaniques et de brèches grossières, ainsi que par leur épaisseur réduite. Les affleurements les plus au Nord qui pourraient appartenir aux

Fig. 53.- Coupes tectoniques dans le domaine de Péonias.

a : socle ; b : formations du Paléozoïque au Trias terminal (dont calcaires anisiens) ; c : formations pélito-gréseuses (Trias supérieur - Jurassique) ; d : pélites schisteuses (Trias supérieur - Jurassique ?) ; e : formations grésopélitiques arkosiques (anté ou post-obduction) ; f : ophiolites ; g : formations post-ophiolitiques (Kimméridgien - Crétacé basal).

calcaires de Néa Santa forment la petite colline au pied de laquelle est bâtie la ville de Kilkis ; ils sont séparés des formations volcano-sédimentaires par une faille NE-SW. Les calcaires de Néa Santa n'existeraient alors qu'entre Kilkis au Nord et le mont Kamila au Sud. Cette extension réduite peut être liée à la tectonique mais elle peut également avoir une origine paléogéographique (topographie de la marge, blocs non continus et limités).

Les formations de Métalliko et Lévéntochori, proches géographiquement, présentent certaines affinités de faciès (calcaires pélagiques et formations pélitogréseuses). Elles pourraient appartenir à un même ensemble structural simplement écaillé à condition toutefois que le découpage tectonique ne soit pas trop oblique sur la paléogéographie initiale.

Les affleurements anté-ophiolitiques de Vaptistis et post-ophiolitiques de Choryghi Pikrolimni (coupes BB' et CC', fig. 52 et 53) semblent constituer une unité qui affleure entre Iliolousto au Nord et se termine au Sud de Drymos.

Entre Paléo-Ghynékastro et Pikrolimni, existe une écaille de formations pélitiques et gréseuses qui pourrait constituer un biseau de la formation de Melissochori (fig. 52).

Les affleurements de Ghynékastro et leur prolongement vers le Nord peuvent, quant à eux, constituer également la suite de l'unité d'Oréokastro malgré quelques différences d'épaisseur et de faciès.

Contrairement à celles d'Oréokastro, les "ophiolites" d'Artzan (coupe CC') viennent au contact à l'Ouest avec des marbres recristallisés et des schistes d'âge supposé Trias supérieur - Jurassique et non pas des conglomérats post-ophiolitiques.

La coupe DD' (fig. 53) est assez schématique et donnée ici pour comparaison. Les affleurements d'Artzan-Mégali sterna sont séparés de ceux du reste de Péonias par la faille NE-SW d'Artzan qui passe au milieu du lac asséché homonyme. Les seules datations sont celles des calcaires et conglomérats de Korona-Iriniko, les autres affleurements plus anciens ayant probablement été affectés par un métamorphisme non négligeable au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Néanmoins de part et d'autre de cette faille, nous pouvons tenter de faire quelques corrélations. D'Est en Ouest, nous avons les formations volcano-sédimentaires acides qui peuvent être l'équivalent de celles de Néa Santa. Ensuite la formation de Mégali sterna, malgré ces différences avec les formations de Vaptistis et Lévéntochori, montre comme eux une tendance pélagique. Les calcaires et les conglomérats d'Iriniko-Korona montrent des ressemblances certaines avec celles de Choryghi et Pikrolimni. Une équivalence

possible existe aussi entre les formations détritiques situées à l'Ouest de ces conglomérats de Korona et celles de Pikrolimni-Choryghi d'âge Trias supérieur - Jurassique inférieur ou Jurassique supérieur. Les "ophiolites" et les formations marmoréennes à schistes, qui viennent ensuite vers l'Ouest, peuvent constituer un équivalent des faciès de Vafiochori de l'autre côté (au Sud) de la faille d'Artzan mais ici nous avons en plus une écaille de gneiss (gneiss de Karatheodoro de Mercier, 1966).

En bref, si la définition des unités tectoniques reste possible en coupe, au niveau cartographique cela devient plus difficile en raison du caractère morcelé des affleurements. L'essai de schéma structural des unités tertiaires (fig. 53) est donc simplement proposé à titre indicatif, d'autant que l'on n'a que très peu d'informations sur le dispositif structural lié à l'obduction du Malm.

B. CHRONOLOGIE ET SIGNIFICATION DES DEFORMATIONS DANS LE SECTEUR DE PEONIAS

Les principales phases tectoniques responsables du dispositif structural étudié ont été définies par les auteurs précédents, notamment Mercier (1966), Kockel *et al.* (1977) et Vergely (1984). Mes observations sont en accord avec les résultats obtenus par ces auteurs.

Les principales unités tectoniques reconnues sont post-Jurassique supérieur (Crétacé basal) et anté-Lutétien, elles sont donc très probablement tertiaires (*cf.* secteur d'Almopias).

Un fait surprenant bien visible sur la coupe AA' (fig. 52 et 53) par exemple est que les niveaux les plus récents de l'unité de Néa Santa chevauchent directement sur les niveaux les plus anciens de l'unité d'Oréokastro plus occidentale.

Plusieurs hypothèses sont envisageables : 1) ou bien il s'agit d'un chevauchement tardif affectant des séries déjà renversées lors d'un processus continu d'âge tertiaire ; 2) ou bien il s'agit d'un système polyphasé débutant par des chevauchements classiques avec les niveaux anciens sur les plus récents qui seraient totalement renversés lors d'un épisode orogénique ultérieur d'âge tertiaire. Dans cette dernière hypothèse, la première phase orogénique pourrait être, par exemple, du Jurassique terminal et liée à l'obduction des ophiolites connues dans le secteur de Péonias.

Les ophiolites présentes dans ce secteur sont originales à divers points de vue :

- elles sont pauvres en péridotites mais des serpentines existent près de Pétroto par exemple ;

- un métamorphisme caractérisé par de l'andalousite, déjà signalé par Rémy (1984) est connu au contact des gabbros.

Si l'on admet qu'il s'agit là d'ophiolites, certes originales, qui représentent malgré tout la croûte océanique d'un bassin profond puisque les termes magmatiques habituels des ophiolites y sont représentés, l'hypothèse la plus simple -mais d'autres hypothèses existent- est d'admettre qu'elles proviennent du bassin mésozoïque à rifting ladinien situé à l'Ouest de la marge de Péonias et donc qu'elles sont charriées d'Ouest en Est. Ces premiers charriages auraient ensuite été renversés au Tertiaire vers l'Ouest avec les séries impliquées et leur couverture Jurassique terminal - Crétacé basal.

III. APPORTS A L'ETUDE DE LA TECTONIQUE DE LA ZONE D'ALMOPIAS

L'étude ayant porté principalement sur les unités tectoniques orientales du secteur d'Almopias, il n'est pas possible de proposer ici une synthèse tectonique globale de ce secteur. Des données relatives à l'ensemble de ce secteur figurent dans les thèses de Mercier (1966) et Vergely (1989).

A. ETUDE GEOMETRIQUE

1. En coupe

Les résultats obtenus par Mercier (1966) et Vergely (1984) restent globalement valables pour le secteur d'Almopias, à savoir qu'il s'agit d'une succession d'unités chevauchant vers l'Ouest, avec les niveaux les plus anciens à la base des unités (cf. fig. 54). Ces unités présentent le plus souvent des séries à polarité normale.

Deux résultats nouveaux paraissent pouvoir être retenus :

1. la présence d'une unité nouvelle (constituée en fait de deux écailles superposées) : l'unité de Vryssi coïncée entre l'unité de Néa Zoi à l'Ouest et l'unité sus-jacente de Krania à l'Est ;
2. Le contact entre l'unité de Krania à l'Ouest et la série du Païkon à l'Est ne plonge pas vers l'Est mais il est subvertical ou à plongement vers l'Ouest. Le fait a été récemment reconnu par plusieurs auteurs qui en tirent d'ailleurs des conclusions différentes [Godfriaux et Ricou, 1991 ; Sharp et Roberston, 1992]. La présence de radiolarites datées du Jurassique supérieur dans le contact alors que de telles radiolarites sont

connues à la base de l'unité de Mavrolakkos par exemple confirment cette interprétation quant à la géométrie du dispositif.

2. En carte

En carte (fig. 43 et 44), les unités s'organisent assez simplement d'Est en Ouest dans le secteur étudié. La carte d'Edessa à 1/50 000e [Mercier et Vergely, 1984] montre cependant des complications importantes à l'Ouest de l'unité de Klissochori.

Le problème essentiel en carte vient de l'absence de corrélation simple entre la transversale étudiée et les secteurs situés au Nord de la plaine d'Almopias (Aridhea) d'une part et au Sud de la ville d'Edessa d'autre part.

B. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS TECTONIQUES

La tectonique compressive tangentielle la plus évidente est postérieure au Crétacé terminal (Campanien-Maestrichtien des unités de Vryssi, et Kerassia par exemple).

Une période orogénique ancienne correspond très certainement à la mise en place des corps magmatiques basiques et acides observés. La présence d'abondantes serpentinites dans l'unité de Klissochori et les relations (éventuelles) avec les unités de Péonias laissent penser qu'il pourrait s'agir, là aussi, de véritables ophiolites obductées. Cette obduction, antérieure au Crétacé supérieur, serait probablement d'âge jurassique supérieur (crétacé basal ?).

La présence de terrains d'âge crétacé inférieur anté-aptien dans l'unité de Krania et très probablement dans la plupart des unités du secteur d'Almopias étudié, laisse penser que l'on doit distinguer une paléogéographie supplémentaire d'âge tithonique - crétacé basal, même si des arguments déterminants manquent. Cet épisode pourrait correspondre à l'épisode tectonique ayant provoqué la déformation des mélanges de Klissochori lors d'une phase majeure de décrochements (Vergely, 1984).

C. SIGNIFICATION DU DISPOSITIF STRUCTURAL OBSERVE

Le problème majeur qui se pose est de déterminer si la succession à l'affleurement, des unités structurales tertiaires plus particulièrement, est conforme à l'ordre paléogéographique initial.

Des relations étroites existent entre les séries des unités de Krania et de Mavrolakkos (âge des radiolarites et des magmatismes acide et basique associés).

Les unités de Néa Zoi et de Margarita, voire de Vryssi, présentent également des ressemblances entre elles, les différentes séries étant riches en flyschs au Crétacé supérieur. Les âges relatifs au Crétacé supérieur n'étant cependant pas très précis, il n'est pas aisé d'établir des corrélations étroites entre ces différentes unités.

Seule l'unité de Klissochori paraît être différente par l'abondance de ces conglomérats très probablement d'âge crétacé supérieur. Des explications paléogéographique ou tectonique (série en fenêtre écaillée tardivement ?) sont envisageables pour expliquer cette particularité.

Les unités occidentales du secteur d'Almopias paraissent être des séries de bordure de plate-forme. Les variations de faciès qui semblent exister de part et d'autre de la Faille de Nission [Mercier, 1966 ; Mercier et Vergely, 1984], aussi bien dans les unités d'Almopias occidentales que dans la série Crétacé supérieur pélagonienne, indiqueraient l'existence de relations paléogéographiques étroites entre ces deux ensembles au Crétacé supérieur. Nous verrons que cela a des conséquences non négligeables sur les hypothèses relatives à la probable fenêtre du Païkon (problème du front de nappe recouvrant le Païkon).

IV. LE PROBLEME DE LA "FENETRE DU PAIKON"

Je n'ai pas étudié moi-même le problème du Païkon de façon approfondie mais dans la mesure où mes secteurs d'étude sont situés de part et d'autre de ce massif, il est nécessaire de comprendre la signification du Païkon pour interpréter Péonias et Almopias, de même que l'interprétation de ces derniers peut éclairer celle du Païkon.

A. LA NOTION DE "FENETRE DU PAIKON"

Alors que Mercier (1966) et les auteurs suivants considéraient que la série du Païkon représentait un haut-fond au Trias-Jurassique et surtout au Crétacé entre les sillons de Péonias à l'Est et d'Almopias à l'Ouest, Godfriaux et Ricou (1991) ont émis l'hypothèse qu'il pouvait s'agir d'une fenêtre résultant d'un empilement de nappes au Tertiaire. Différents arguments conduisent d'ailleurs ces auteurs à envisager une double fenêtre au sein de cet ensemble. Ces auteurs admettent des mouvements d'Est en Ouest pour les nappes supérieures (séries péonienne et almopienne) ce qui les conduit à rapprocher la série du Païkon de la série pélagonienne. Sharp et Robertson (1992) proposent par la suite qu'il s'agisse de deux chevauchements à vergence opposée sur les deux flancs du Païkon dans la mesure où ils observent des plis déversés vers l'Est sur le flanc occidental du Païkon.

B. LES ARGUMENTS EN FAVEUR DE LA FENETRE

Godfriaux et Ricou (1991) s'appuient sur deux types d'arguments : des arguments géométriques, les pendages des deux flancs du Païkon (notamment le flanc ouest qui "paraît" plonger sous l'unité de Krania) et la présence de fossiles crétacés semblables dans les barres calcaires formant ces deux flancs.

Pour ma part j'ai pu montrer que les niveaux de radiolarites présents dans le contact entre la série du Païkon et l'unité de Krania était d'âge jurassique supérieur et donc équivalents aux niveaux de base des unités de Mavrolakkos - Krania, ce qui renforce l'idée que l'unité de Krania repose, par sa base, sur l'unité du Païkon et non pas l'inverse. Ceci est naturellement en faveur de l'hypothèse de la fenêtre.

L'existence de plis déversés vers l'Est sur le flanc occidental du Païkon (Sharp et Robertson, 1992) pourrait conduire à nier cette fenêtre. Différentes interprétations peuvent cependant être avancées pour expliquer ces plis, même dans le cas de mouvements des nappes d'Est en Ouest. On peut par exemple invoquer une phase de serrage postérieure au déplacement des nappes avec "rétrocharriage" sur le Païkon, ou des plis d'entraînement lors de la formation de l'antiforme du Païkon. On peut même envisager des plis simplement tardifs se développant au cours de la phase principale de formation des nappes lors du fonctionnement de rampes entraînant des avancées des unités inférieures plus compétentes par rapport aux unités sus-jacentes en nappes (fig. 54).

C. LES PROBLEMES MAJEURS POSES PAR L'EXISTENCE D'UNE FENETRE DU PAIKON

1. Le problème du front de la nappe tertiaire

Comme Godfriaux et Ricou (1991), si l'on admet que les mouvements principaux se font au Tertiaire d'Est en Ouest -et dans le cas contraire le problème est tout aussi difficile à résoudre- se pose le problème du front de la nappe tertiaire recouvrant le Païkon.

Ce front étant à l'Ouest du Païkon, la première idée est de le placer entre les unités almopiennes occidentales et pélagoniennes [Godfriaux et Ricou, 1991]. Cependant il semblerait qu'il existe des relations entre les faciès crétacés de ces unités (variations de faciès de part et d'autre d'une même faille -dite de Nission- par exemple). Il faudrait alors rechercher ce front plus à l'Est.

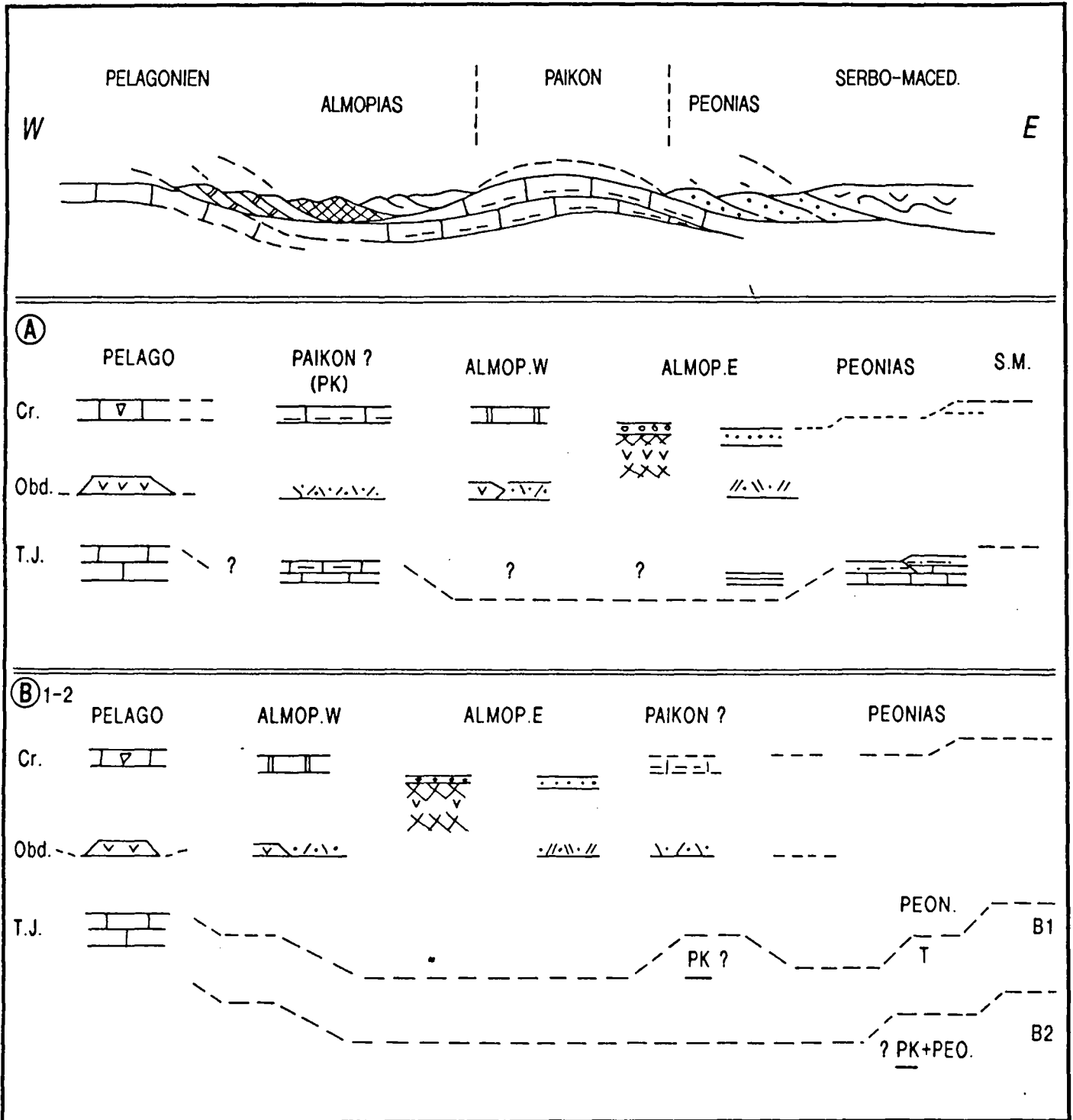


Fig. 54.- Coupe d'ensemble du secteur étudié.

Trois hypothèses (A, B1 et B2) sont proposées quant à la position éventuelle des séries du Païkon au Crétacé et au Trias-Jurassique. Le schéma supérieur correspond plutôt à l'hypothèse A.

L'unité de Klissochori, riche en serpentines, pourrait être l'unité frontale recherchée mais l'unité de Margarita (à l'Ouest) présente certaines ressemblances avec celle de Néa Zoï (à l'Est) par exemple, à moins que les unités ne soient pas dans leur ordre paléogéographique.

On voit que le problème est loin d'être réglé.

2. Le problème de l'absence d'ophiolites dans les séries du Païkon

Il pourrait s'agir d'une érosion, comme c'est probablement le cas dans certains secteurs pélagoniens, mais le Malm est bien représenté dans les séries du Païkon, ce qui ne permet pas d'envisager une érosion importante au Crétacé.

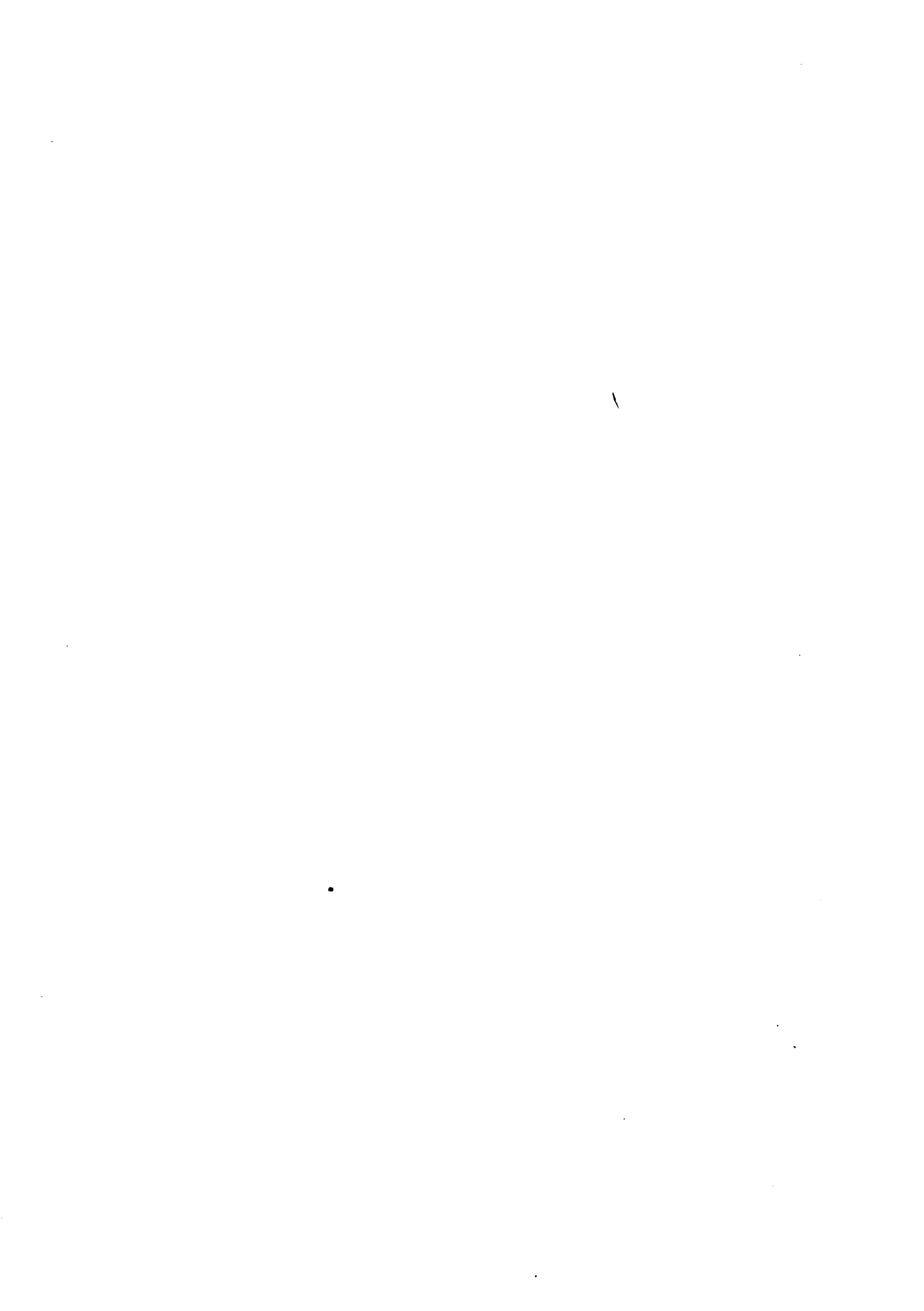
L'hypothèse d'un ensemble du Païkon séparant deux bassins présentant des obductions centrifuges à vergence opposée pourrait être une solution à ce problème. Il faudrait alors admettre que le bassin oriental (Péonias) soit charrié largement au Tertiaire sur le bassin occidental qui aurait fourni, quant à lui, les ophiolites supra-pélagoniennes... Cela suppose que le Païkon soit une vaste plate-forme séparant les deux bassins au Trias-Jurassique ce qui est loin d'être prouvé, la série du Gandatch montrant des formations métamorphiques dont certaines présentent des tendances apparemment pélagiques.

3. Le problème des formations magmatiques acides associées aux formations basiques dans le Païkon

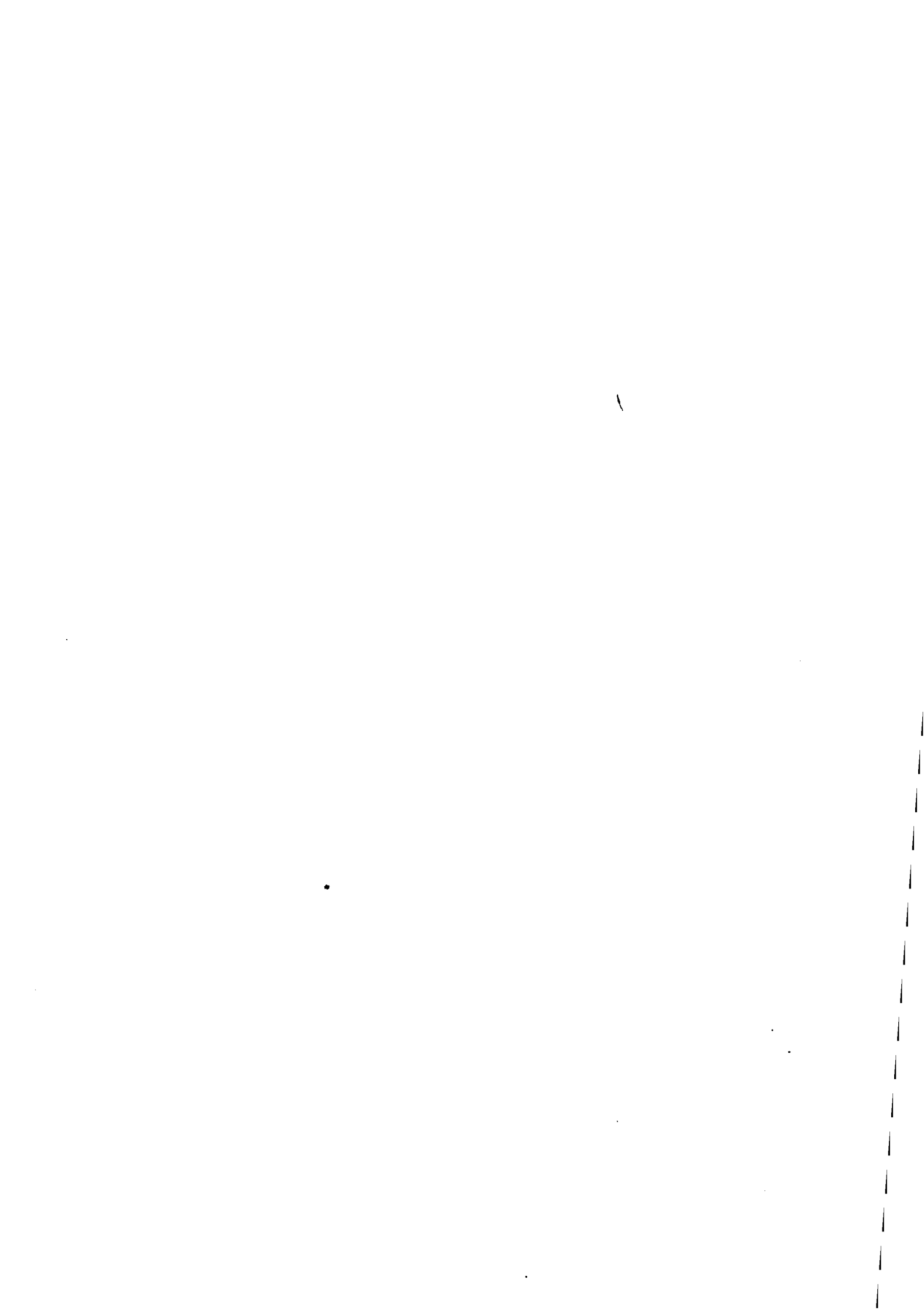
Certains auteurs [Mercier *et al.*, 1975 ; Bebien, 1982 ; Baroz *et al.*, 1987 ; Davis *et al.*, 1988] ont admis que ces formations probablement du Jurassique (supérieur) représentaient un arc insulaire formé au-dessus d'une Subduction. Si tel est le cas il conviendrait de déterminer le pendage de cette subduction, ce qui n'est pas évident que l'on place le Païkon du côté serbo-macédonien ou du côté pélagonien.

Fait surprenant, de telles formations acides, granitiques et rhyolitiques, associées à des ensembles basiques sont bien représentées au niveau de la nappe supérieure dans l'ensemble de Guévguéli - Fanos et dans l'unité de Krania qui sont les deux unités les plus proches du Païkon, même si ce ne sont pas là les seules unités qui en possèdent.

Il n'en reste pas moins que cette fenêtre reste très probable, même si toutes les conséquences ne sont pas encore totalement comprises.



CONCLUSION



BILAN ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SECTEUR ETUDIE

I. LES SERIES OBSERVEES

Les principales observations concernant les séries étudiées sont résumées sur les figures 55 et 56.

A. LES PRINCIPAUX APPORTS RELATIFS AUX SERIES DU SECTEUR DE PEONIAS

1. Les faits

De nombreuses formations ont été datées pour la première fois dans ce secteur où les transformations métamorphiques sont rarement négligeables (fig. 55).

Parmi les faits majeurs, signalons :

- la datation de formations rhyolitiques situées à l'Est de l'unité de Néa Santa qui ont pu être rapportées au Trias basal ;
- la datation, au sein de diverses séries, de nombreux niveaux triasiques correspondant à l'ensemble des étages connus. Les datations précises des niveaux de passage (verticalement) entre les faciès néritiques et les faciès plus pélagiques au cours du Trias (ex. : le Ladinien pour l'unité d'Oréokastro) ont permis de reconstituer avec quelques détails l'histoire de ce secteur de Péonias (*cf. infra*) ;
- la mise en évidence avec une quasi-certitude du caractère fini-triasique et anté-kimméridgien (supérieur ?) -et donc jurassique- de la formation détritique dite de Melissochori [Mercier, 1966] ;
- La datation enfin du Kimméridgien *p.p.* certain au sein des formations post-ophiolitiques.

La mise en place (tectonique) des corps basiques (basaltes, dolérites, gabbros) et des rares péridotites serpentinisées associées -ce qui peut justifier l'emploi du terme "Ophiolites"- est ainsi datée du Jurassique et plus probablement du Malm non compris le Tithonique.

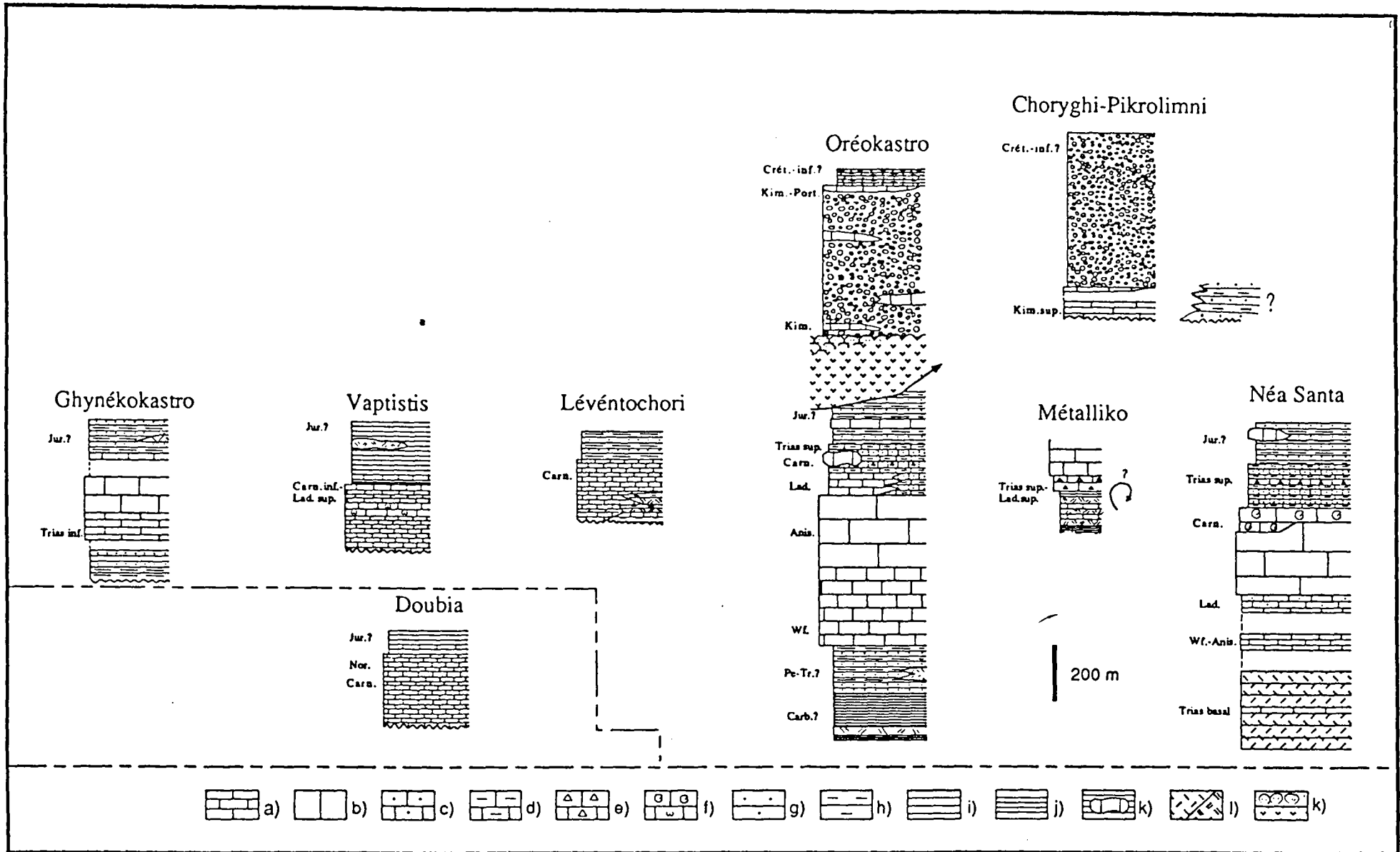


Fig. 55.- Colonnes lithologiques des séries ante et post-ophiolitiques du domaine de Péonias.

a.: calcaires en plaquettes et lités.; b : calcaires massifs.; c : calcarénites et calcaires gréseux.; d : calcaires argileux.; e : calcaires bréchiqes.; f : calcaires à ammonites et à megalodontes.; g : grès.; h : pélites.; i : schistes.; j : lydiennes ; k : olistolites.; l : niveaux volcaniques.; m : ophiolites.

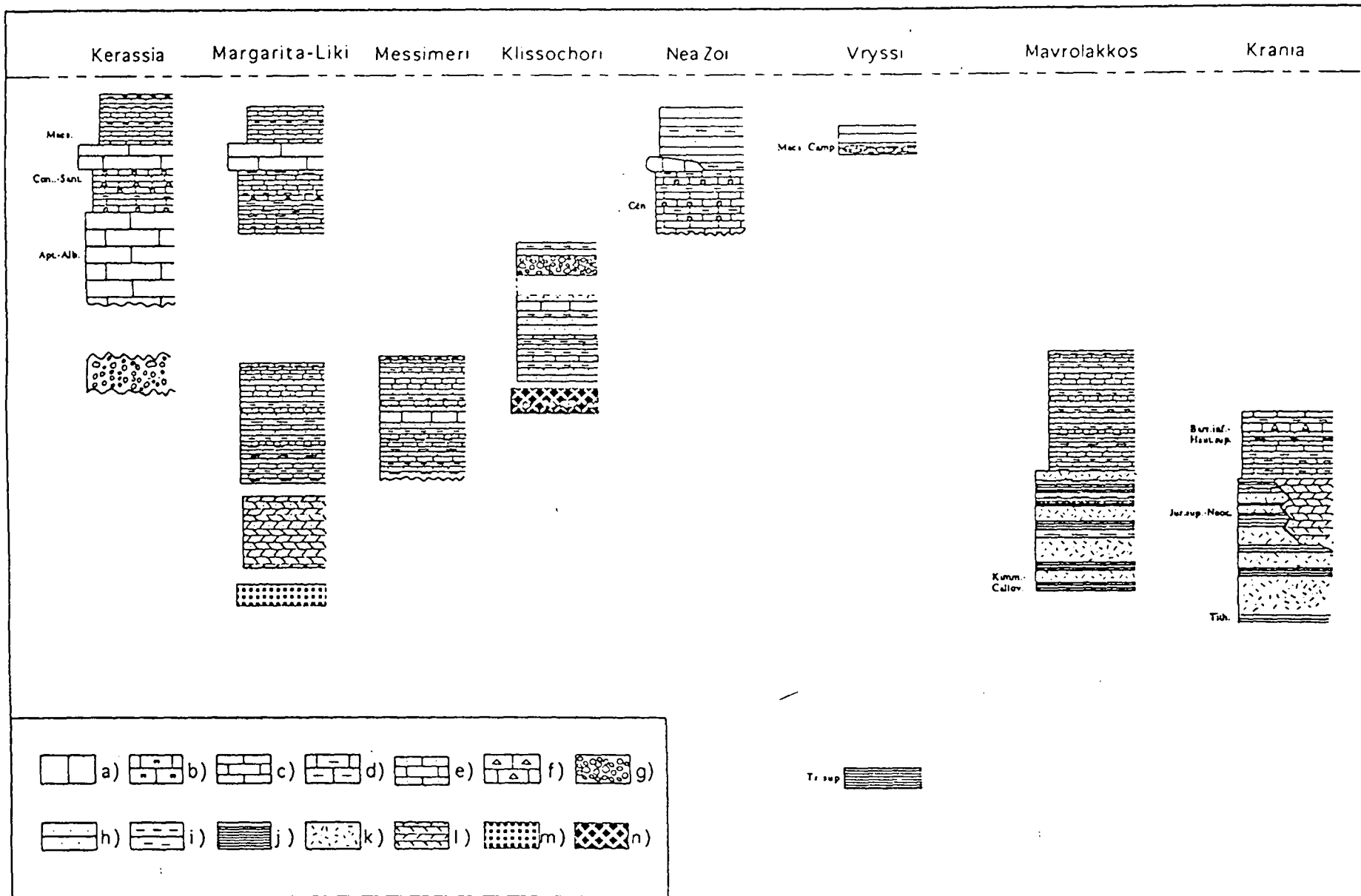


Fig. 56.- Colonnes lithostratigraphiques du secteur central du domaine d'Almopias.

a : calcaires néritiques ; b : calcaires pélagiques ; c : calcaires en bancs fins. ; d : calcaires argileux. ; e : calcaires gréseux. ; f : calcaires bréchiques. ; g : conglomérats ; h : grès ; i : nérites ; j : endocrautes ; k : ...

2. Signification

Les différentes datations obtenues, les comparaisons avec des séries d'autres secteurs helléniques et les observations de terrain ont permis de reconstituer, dans le secteur de Péonias, des séries homogènes et cohérentes allant du Paléozoïque (très probable) au Jurassique terminal (Crétacé basal ?) alors que de multiples portions de séries souvent mal datées étaient envisagées antérieurement.

L'ensemble de ces datations change l'interprétation que l'on se faisait de Péonias. Elles permettent en effet de reconstituer la marge d'un bassin, très probablement à fond océanique, s'approfondissant d'Est en Ouest, au moins sur la transversale Néa Santa - Oréokastro. L'évolution de ce bassin (fig. 37, 57 et 58) avec un rifting débutant au Ladinien, contrairement aux âges dogger-malm proposés antérieurement [Mercier, 1966 ; Kockel, 1986], et une obduction se terminant au Kimméridgien *p.p.* est conforme à celle d'autres marges des bassins helléniques internes tels le Maliaque [Ferrière, 1982]. Un résumé détaillé de cette évolution figure également dans les conclusions du chapitre relatif aux "formations anté-ophiolitiques du domaine de Péonias".

Kauffmann *et al.* (1976), Kockel *et al.* (1977) et Kockel (1986) ont utilisé le terme "Zirkum Rhodope Gürtel", plus connu également sous le nom de zone péri-rhodopienne, pour désigner les sédiments déposés pendant le Permien final - Crétacé inférieur autour du massif rhodopien. En dehors des affleurements de Péonias, cette zone comprend les roches méta-sédimentaires, datées localement du Trias et du Jurassique final - Crétacé basal, présents à l'Est du Rhodope, dans la région d'Alexandroupolis et de Samothrace (Thrace occidentale) [Maratos et Andronopoulos, 1965 ; Kopp, 1965 ; Pomoni-Papaïoanou et Papadopoulos, 1988]. Ce terme encore souvent utilisé, reflète l'ancien regard sur le Rhodope qui constituerait un ancien massif cristallin en position de noyau autour duquel transgresserait la mer au Permo-trias. Or, selon les nouvelles données fournies par les travaux dans le Rhodope [Ivanov, 1988], il s'avère que la région du Rhodope est constituée de plusieurs unités alpines qui se recouvrent. De plus, ce terme (péri-rhodopien) regroupe au moins deux paléogéographies distinctes (anté et post-ophiolites). Il est donc nécessaire de prouver une évolution géodynamique identique pour les séries de Péonias et celles de Thrace avant de les regrouper dans une zone commune. Ceci paraît impossible dans l'état actuel des connaissances. Il est donc plus prudent d'éviter le terme péri-rhodopien.

B. LES PRINCIPAUX APPORTS RELATIFS AUX SERIES DU SECTEUR D'ALMOPIAS

1. Les principales datations

Là encore les datations obtenues permettent d'avancer de façon non négligeable dans la connaissance de l'évolution du secteur d'Almopias (fig. 56).

- La mise en évidence de l'âge triasique de radiolarites dans l'unité de Vryssi permet de conclure à l'existence d'un bassin relativement profond à cette époque à l'Est de la zone pélagonienne. Aucune preuve directe de l'existence d'un tel bassin n'existait antérieurement au niveau des séries du secteur d'Almopias. Le bassin d'Almopias envisagé par Mercier (1966) correspondait, rappelons-le, à un bassin déduit de l'étude du Crétacé et des ophiolites.

- De la même façon, des radiolarites ont pu être datées du Jurassique supérieur - Crétacé basal pour la plupart et localement du Jurassique supérieur certain. Ces radiolarites sont associées de façon étroite à des laves basiques et des dolérites voire même des roches magmatiques acides dans les unités de Mavrolakkos-Krania. Ces formations magmatiques pourraient donc être de cet âge.

- Ceci est en partie confirmé par le fait qu'existent dans la série sus-jacente des calcaires à Algues qui ont été rapportés au Crétacé inférieur (Hauterivien supérieur - Barrémien inférieur). Bien que de tels niveaux d'âge jurassique supérieur - crétacé basal soient souvent envisagés pour les unités de ce secteur sur la carte d'Edessa à 1/50 000 (Mercier et Vergely, 1984), les datations rapportées ici semblent être les seules qui puissent permettre de conclure avec certitude à l'existence du Jurassique supérieur (Radiolaires) d'une part et du Crétacé basal (Algues) d'autre part.

Les corps magmatiques basiques associés aux radiolarites du Malm (Crétacé basal ?) posent le même problème que certains corps basiques du secteur de Péonias. S'agit-il de coulées isolées dans une série sédimentaire ou de la partie supérieure de nappes ophiolitiques qui auraient perdu leurs termes inférieurs lors des épisodes de tectonique tangentielle ?

La présence de niveaux acides associés aux termes basiques n'est pas un argument définitif permettant d'exclure leur attribution à un complexe ophiolitique dans la mesure où de tels niveaux existent dans des arcs insulaires par exemple, encore que le volcanisme acide soit assez rare dans les arcs résultant d'une convergence de deux lithosphères océaniques.

La présence de péridotites serpentinisées sous le Crétacé dans certaines unités (ex. : unité de Klissochori) conduit à attribuer par extension les niveaux basiques des unités orientales d'Almopias aux ophiolites *s.l.* mais une certaine prudence s'impose malgré tout.

Enfin divers niveaux d'âge crétacé supérieur ont été reconnus. C'est le cas notamment des niveaux de la partie supérieure du Crétacé supérieur de l'unité de Vryssi (Campanien-Maestrichtien ?)

La plupart des séries d'âge crétacé dans les unités orientales d'Almopias sont à tendance détritique à grain fin. Seule l'unité de Klissochori (près d'Edessa) montre des conglomérats abondants dont la signification exacte reste à préciser.

2. Signification d'ensemble

Les observations et les datations obtenues ont permis de préciser certaines séries déjà signalées mais aussi d'établir l'existence de nouvelles séries telle l'unité de Vryssi.

Les séries orientales du secteur d'Almopias (Vryssi, Mavrolakkos et Krania) montrent qu'il devait exister des zones profondes de type bassin au Trias et au Jurassique supérieur à l'emplacement du dépôt de ces séries. Les éléments de séries, datées du Crétacé inférieur ou du Crétacé supérieur dans ces mêmes séries orientales, sont plus détritiques mais ils confirment cette tendance profonde au cours de cette période pourtant postérieure à l'obduction caractéristiques des zones internes.

L'analyse détaillée de ces séries est également intéressante dans le cadre de la réflexion sur le problème de la "fenêtre du Païkon" [Godfriaux et Ricou, 1991] et notamment du problème de son front tertiaire. N'ayant pas étudié en détail l'ensemble des séries crétacées du secteur d'Almopias, notamment les séries les plus occidentales, il est difficile de conclure mais certaines remarques ont cependant été proposées (cf. Chap. Tectonique).

II. RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION DES SECTEURS DE PEONIAS ET D'ALMOPIAS

Sur la figure 57, nous avons représenté schématiquement l'évolution des secteurs de Péonias et d'Almopias, en relation avec le secteur est-pélagonien.

A. EVOLUTION AU PALEOZOIQUE - TRIAS BASAL (PEONIAS)

1. Les niveaux sédimentaires les plus anciens (Carbonifère ?)

Dans le secteur étudié il semble que ces niveaux soient représentés par les lydiennes de l'unité d'Oréokastro dans lesquelles s'intercalent des corps magmatiques basiques. De telles lydiennes sont bien connues dans le Paléozoïque supérieur d'Europe du Nord mais aussi dans les Hellénides et sont ici affectées par un métamorphisme de contact qui semble être dû à un granite ancien [Borsi *et al.*, 1965]. Des éléments de socle à amphibolites, gneiss, faciès pegmatitiques datés de près de 300 Ma [Borsi *et al.*, 1965] viennent en effet au contact de ces lydiennes.

2. Les niveaux rouges rhyolitiques et détritiques du Permien (?) - Trias basal (Péonias)

Ces niveaux sont bien représentés dans le secteur de Péonias. Ils ont été datés localement du Trias basal (unité de Néa Santa) mais la partie inférieure de cette formation pourrait être d'âge permien. De telles formations sont bien connues dans les Hellénides internes au sommet du Permien (*cf.* Bibliographie *in* Clément, 1983) où elles sont souvent désignées sous le nom de formations de type "verrucano".

Ces formations sont souvent dites épihercyniennes en ce sens qu'elles apparaîtraient au terme de la collision hercynienne lors de la détente ayant suivi l'épaississement crustal lié à la collision.

Quelques niveaux plus andésitiques ont été signalés [Rémy *et al.*, 1983] mais cela semble être le seul argument pour invoquer une subduction de cet âge dans un secteur proche, ce qui est peu en regard d'un tel évènement géodynamique.

B. LA PLATE-FORME CARBONATÉE WERFENO-ANISIENNE (PEONIAS)

Après des faciès carbonatés en plaquettes souvent schistosés d'âge werfénien, viennent les bancs massifs des calcaires anisiens à *Meandrospira dinarica*. Ces faciès, riches en Dasycladales, sont incontestablement les témoins d'une plate-forme carbonatée peu profonde, comme c'est le cas dans de nombreux secteurs téthysiens à l'Anisien [Zaninetti, 1971].

C. LES DEBUTS DE LA PERIODE DE RIFTING : LADINIEN - CARNIEN *p.p.*

Un changement radical de faciès intervient après l'Anisien. Dans l'unité d'Oréokastro, les calcaires de plate-forme anisiens passent à des alternances de pélites

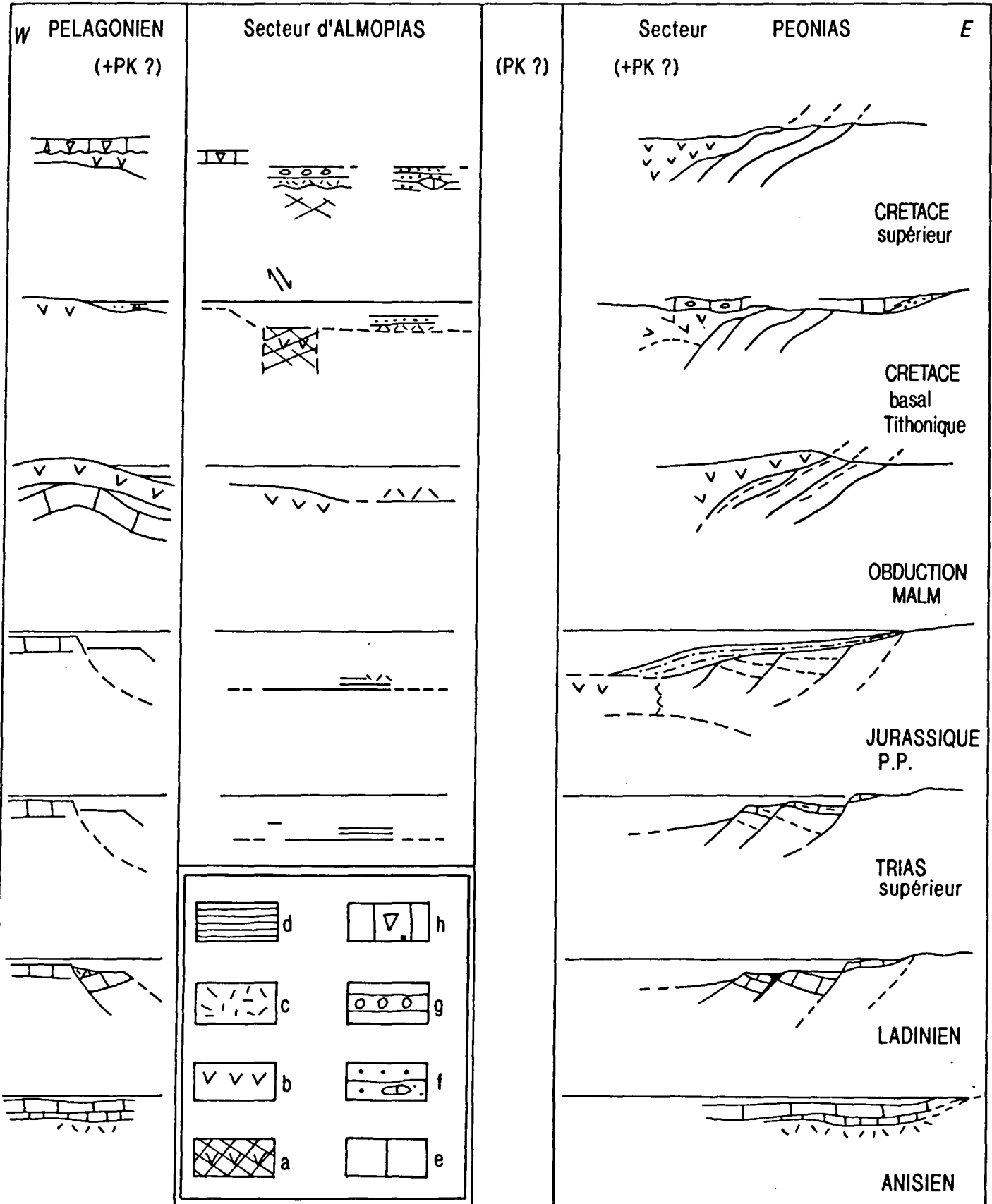


Fig. 57.-Schéma récapitulatif de l'évolution des secteurs de Péonias et d'Almopias.

Pour les figurés du secteur de Péonias, voir figure 37.

Almopias et Pélagonien - a : mélange ophiolitique ; b : ophiolites ; c : laves et/ou volcano-sédimentaire ; d : radiolarites ; e : calcaires de plate-forme ; f : détritique fin et olistolites ; g : conglomérats ; h : calcaires à rudistes.

plus ou moins gréseuses et de passées carbonatées parfois bréchiques dès le Ladinien. Dans l'unité de Néa Santa en revanche, le phénomène est plus tardif et marqué par l'apparition d'un ammonitico rosso Carnien sur les calcaires massifs du Ladinien. Ce diachronisme est un argument en faveur de l'existence d'une marge s'approfondissant d'Est en Ouest.

Du volcanisme d'âge triasique accompagne parfois cette structuration tectonique en extension (ex. : Métalliko, Lévétochori).

D. LA POURSUITE DE LA SUBSIDENCE AU TRIAS SUPERIEUR *p.p.*

1. Péonias

Les faciès du Carnien-(Norien ?) sont essentiellement des calcaires pélagiques, plus ou moins argileux, à Conodontes, qui indiquent une nette augmentation de la tranche d'eau par rapport à l'Anisien.

Une certaine diversité se manifeste cependant en fonction des particularités résultant de la fracturation antérieure qui se poursuit probablement au cours du Trias supérieur (pour partie au moins). Certains faciès sont d'ailleurs ambigus. Ainsi dans la série de Vapistis, on note la présence de calcaires à mégalodontes intercalés de pélites schisteuses qui passent vers le haut à des calcaires à Conodontes et embryons d'ammonites puis à des schistes fins.

A Métalliko existent des faciès bréchiques, à éléments pluricentimétriques, qui pourraient être de cet âge, ce qui confirmerait l'instabilité de cette zone au Trias supérieur.

2. Almopias

A la même époque, c'est-à-dire au Trias supérieur, des radiolarites rouges en fines plaquettes se développent dans le secteur d'Almopias indiquant la présence d'un bassin bien marqué. De telles radiolarites triasiques sont en effet connues dans les séries les plus pélagiques de la zone maliaque [Ferrière, 1974, 1976, 1982] par exemple.

3. Bilan

Un bassin téthysien vardarien pourrait se développer à cette époque avec une marge orientale "péonienne" et un coeur "almopien".

E. LE DEVELOPPEMENT DES FACIES TERRIGENES AU TRIAS TERMINAL - JURASSIQUE : LA PERIODE POST-RIFT

La période Trias terminal - Jurassique est caractérisée par le développement de faciès terrigènes grésopélitiques à rares intercalations carbonatées, rappelant par certains aspects un flysch. L'un de ces niveaux carbonatés, de taille plurimétrique, est situé dans la série d'Oréokastro et présente un faciès pélagique à embryons d'ammonites et foraminifères du Trias final - Lias mais dépourvu de conodontes ce qui inciterait à le placer dans le Jurassique.

L'arrivée de ces pélites et grès pourrait traduire le simple changement de polarité des flux détritiques d'abord orientés vers l'extérieur du rift puis lors de l'évolution de la marge subsidente vers l'axe de la dépression. Il se pourrait également qu'une instabilité particulière affecte à cette époque un domaine proche de cette marge, le domaine serbo-macédonien notamment. Il est à noter que des olistolites existent probablement dans la partie supérieure de la formation périto-gréseuse de l'unité orientale.

F. L'"OBDUCTION" DU MALM

Dans la mesure où le terme "Ophiolites" doit être employé avec prudence dans le secteur analysé puisque les termes les plus caractéristiques ne sont pas toujours représentés dans les différentes unités étudiées, il en est de même du terme "Obduction". Si les laves, dolérites et gabbros sont bien représentés, les péridotites sont plus rares mais elles peuvent cependant être localement relativement développées. Elles existent dans l'unité d'Oréokastro (Péonias) et dans certaines unités du secteur d'Almopias. L'abondance des gabbros est malgré tout un signe en faveur de l'attribution de ces ensembles à des ophiolites dans la mesure où ils sont associés aux basaltes et dolérites comme dans la plupart des ensembles ophiolitiques... même si des coulées acides sont parfois associées à ces dolérites (ex. : Krania).

1. Péonias

Dans le secteur de Péonias étudié, les plus beaux affleurements sont ceux de l'unité d'Oréokastro (laves rares, gabbros, péridotites serpentinisées) qui sont d'âge jurassique anté-kimméridgien supérieur - tithonique inférieur.

L'hypothèse la plus simple en fonction de la reconstitution paléogéographique proposée et de critères de "proximité" (apparition d'andalousite dans les formations pélitiques jurassiques au contact des gabbros) est d'admettre un chevauchement de ces ophiolites d'Ouest en Est sur la marge orientale du bassin. Le chevauchement pouvait être

de faible ampleur puisqu'il n'existe pas d'ophiolites (conservées) dans les unités les plus orientales (Néa Santa et Métalliko).

Ce raisonnement peut alors s'appliquer aux "ophiolites" qui sont dans le prolongement de celles d'Oréokastro, tant vers le Nord que vers le Sud.

Naturellement des hypothèses plus complexes sont envisageables mais elles supposent des complications tectoniques plus importantes.

2. Almopias

Le problème de l'obduction est encore plus complexe dans le secteur d'Almopias surtout si l'on tient compte de la probable fenêtre du Païkon dont les séries sont apparemment dépourvues d'ophiolites.

Alors que la plupart des séries des unités orientales observées montrent des dolérites et laves d'âge jurassique supérieur (Crétacé basal ?) prouvé ou supposé (Krania, Mavrolakkos, Margarita ?), une unité intercalée entre ces dernières paraît riche en corps serpentiniteux (unité de Klissochori avec les "mélanges d'Edessa" de Mercier et Vergely, 1972). S'agit-il d'un amalgame tectonique d'unités initialement séparées (unité de Klissochori en fenêtre ?) ou du reflet d'une paléogéographie particulière ? Le problème reste posé.

Le sens de chevauchement des ophiolites ne peut donc qu'être supposé. Les différentes hypothèses existant sur le sens de déplacement des nappes ophiolitiques dans les Hellénides en général sont alors applicables, qu'il s'agisse de mouvements principalement d'Ouest en Est [Smith *et al.*, 1972 ; Robertson *et al.*, 1991, Jones *et al.*, 1991] ou de mouvements d'Est en Ouest [Laubscher et Bernoulli, 1972 ; Dercourt, 1972 ; Ferrière, 1982 ; Thiébault *et al.*, sous presse, et même Vergely (1984) pour le Vourinos et ses prolongements orientaux du secteur d'Almopias].

Il est à remarquer que l'absence d'ophiolites dans le Païkon pourrait plaider en faveur d'un double déversement opposé à partir des secteurs de Péonias (vers l'Est) et d'Almopias (vers l'Ouest)... ce qui n'est pas obligatoirement contradictoire avec l'hypothèse d'une fenêtre tertiaire du Païkon (*cf.* discussion § V, C).

G. LES NIVEAUX POST-OBDUCTION : JURASSIQUE TERMINAL - CRETACE INFERIEUR *p.p.*

1. Péonias

Les faciès post-obduction sont datés dans ce secteur du Tithonique et même du Kimméridgien supérieur. Ils sont l'indice de faibles profondeurs (conglomérats grossiers, présence de Madréporaires) et sont nettement discordants et en "rupture" avec la paléogéographie anté-obduction. Il n'est pas impossible qu'un approfondissement se produise au Crétacé basal puisque des faciès périto-gréseux fins, dans lesquels des ammonites du Tithonique inférieur auraient été trouvées [Kockel *in* Mussallam et Jung, 1986], s'installent à cette époque (unité d'Oréokastro).

2. Almopias

Dans les unités de Krania - Mavrolakkos, on note la présence de faciès périto-gréseux fins, jaunes ou rougeâtres, à intercalations de calcarénites sur les formations dolérito-basaltiques et radiolaritiques du Malm. Ces faciès, datés localement par une intercalation de calcaire (marmoréen) à Algues d'âge hauterivien supérieur - barrémien inférieur, semblent se déposer dans un bassin assez éloigné des apports grossiers. La passée calcaire à algues pourrait correspondre à un haut-fond local ou à un ensemble (olistostrome) glissé, en provenance d'une plate-forme suffisamment proche.

Les faciès observés dans le secteur d'Almopias posent le problème de la permanence d'un fond de nature océanique à l'arrière de la nappe ophiolitique obductée.

Il semblerait que cette période du Jurassique terminal - Crétacé inférieur ait sa propre logique paléogéographique différente naturellement de la paléogéographie anté-obduction mais aussi de celle du Crétacé supérieur. C'est d'ailleurs pendant cette période que des décrochements auraient pu affecter les séries de l'unité de Klissochori près d'Edessa [Vergely, 1984]. Malheureusement, la qualité et la quantité des affleurements ne permettent pas d'en apporter la preuve indubitable.

H. LA PERIODE APTIEN - CRETACE TERMINAL - PALEOCENE (?) (ALMOPIAS)

Aucune formation de cet âge n'est connue dans le secteur de Péonias. Dans le secteur d'Almopias, on rencontre des formations variées essentiellement terrigènes et peu grossières à l'Est, au Cénomaniens (unité de Néa Zoï) et au Campanien-Maestrichtien (unité de Vryssi). Vers l'Ouest, dans un secteur que j'ai peu étudié, des bancs à rudistes marquent le début de cette série. Au centre, dans l'unité de Klissochori, apparaissent

d'importants conglomérats à blocs (présentant notamment des blocs de granites) qui marquent à nouveau l'originalité de cette série.

Des flyschs plus ou moins gréseux terminent la série des différentes unités y compris à l'Est du secteur d'Almopias ; c'est le cas des unités de Vryssi, Néa Zoï, Klissochori (?), Margarita et des unités occidentales.

Des faciès détritiques fins existent parfois (unité de Néa Zoï et unités occidentales) au Cénomaniens-Turonien, ce qui est en accord avec l'évolution observée dans le Païkon [Sharp et Robertson, 1992].

I. LA TECTONIQUE COMPRESSIVE TERTIAIRE

La totalité des séries étudiées sont affectées par la tectonique compressive tertiaire qui les débite en écaillés peu épaisses se chevauchant d'Est en Ouest. Cette tectonique post-maestrichtienne est aussi anté-lutétienne *p.p.* [Mercier, 1966].

Il est à noter que les séries du secteur d'Almopias (essentiellement syn à post-obduction) sont à polarité normale et que les séries du secteur de Péonias (essentiellement anté-obduction) sont à polarité inverse ou subverticales.

Cette dernière particularité structurale peut s'expliquer de différentes manières, la plus simple paraît être d'envisager un renversement, au Tertiaire, des unités formées au Jurassique supérieur, ce qui permet en outre d'expliquer simplement le fait que les formations les plus récentes chevauchent les formations les plus anciennes.

C'est lors de cette tectonique tertiaire anté-lutétienne que se forme la très probable fenêtre du Païkon.

J. LES STADES TERMINAUX DE L'EVOLUTION DU SECTEUR ETUDIE

Après une période de dépôts calmes d'âge lutétien, notamment dans le secteur de Péonias, les secteurs étudiés vont être affectés par des failles récentes en extension.

Un volcanisme récent "trachy-andésitique" affecte par ailleurs le secteur d'Almopias.

Des rhyolites tertiaires schistosées ont été signalées par Mercier (1966) dans différents secteurs. Rien ne permet de confirmer cet âge. Les seules venues acides plus ou moins bien datées sont celles du Trias basal (Permien ?) du secteur de Péonias et à moindre titre, celles du Jurassique terminal (unité de Krania et granite de Fanos, par exemple).

III. LES SECTEURS DE PEONIAS ET D'ALMOPIAS DANS LEUR CADRE HELLENIQUE : RESUME DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Sur la figure 58, nous avons essayé de reporter les principaux éléments étudiés, dans leur cadre hellénique en essayant de résumer les principales étapes de leur évolution géodynamique.

A. LA PREMIERE ETAPE (TRIAS-JURASSIQUE) est celle du rifting et de la genèse de la croûte (lithosphère) océanique qui sera obductée au Malm.

L'âge du rifting (ladinien - carnien *p.p.*), déduit de l'analyse des séries du secteur de Péonias, est compatible avec celui des séries pélagoniennes et de ses marges notamment la marge maliaque [Ferrière, 1982 ; Lefèvre *et al.*, 1993]. Cela rend possible l'existence d'un vaste bassin unique entre les zones serbo-macédonienne et pélagonienne au Trias supérieur - Jurassique (la Téthys vardarienne). Cela est également intéressant dans le cadre des diverses interprétations possibles de la fenêtre du Païkon, un haut-fond séparant Péonias d'Almopias n'étant pas indispensable d'après les observations effectuées.

B. LA DEUXIEME ETAPE géodynamique majeure est celle de l'obduction. Cette étape reste assez hypothétique. L'interprétation la mieux étayée par les faits étudiés correspond probablement au secteur de Péonias.

Cette étape pourrait être suivie par un épisode de déformation d'âge crétacé inférieur, essentiellement marqué par le fonctionnement de décrochements (secteur d'Edessa, unité de Klissochori [Vergely, 1984] et peut-être le développement d'un volcanisme acide et basique.

C. LA TROISIEME ETAPE qui correspond à la tectonique tertiaire produit un écaillage majeur des séries des secteurs de Péonias et d'Almopias, ainsi que la (très probable) fenêtre du Païkon. Un raccord est envisagé (fig. 58 et 54A) entre le Crétacé du Païkon et celui du Pélagonien (selon l'hypothèse de Godfriaux et Ricou, 1991) mais d'autres hypothèses sont envisageables (fig. 54 B1 et B2).

La série du Gandatch serait dans cette hypothèse (fig. 54A et 58) une série assez pélagique de la marge est-pélagonienne (Maliaque ?) par exemple (PK1, fig. 58). Dans l'hypothèse symétrique probable (chevauchements vers l'Est), cette série correspondrait à une série de la marge péonienne (PK3, fig. 58).

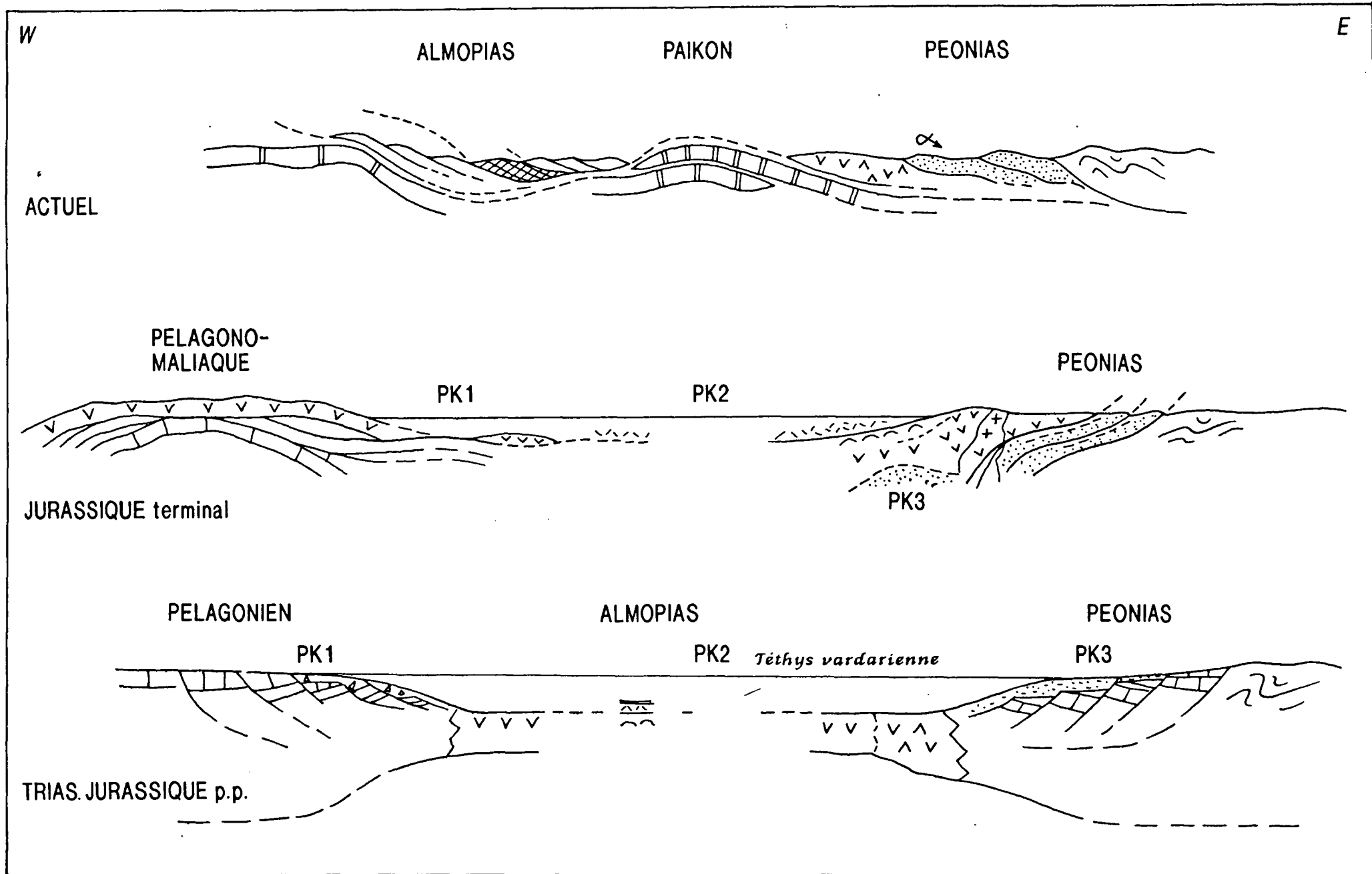


Fig. 58.-Principales étapes de l'évolution géodynamique du secteur étudié.

PK1-2-3: Différentes hypothèses relatives à la position des séries du Païkon.

Le problème de l'absence d'ophiolites dans le Païkon reste à expliquer (érosion ?, absence originelle ?).

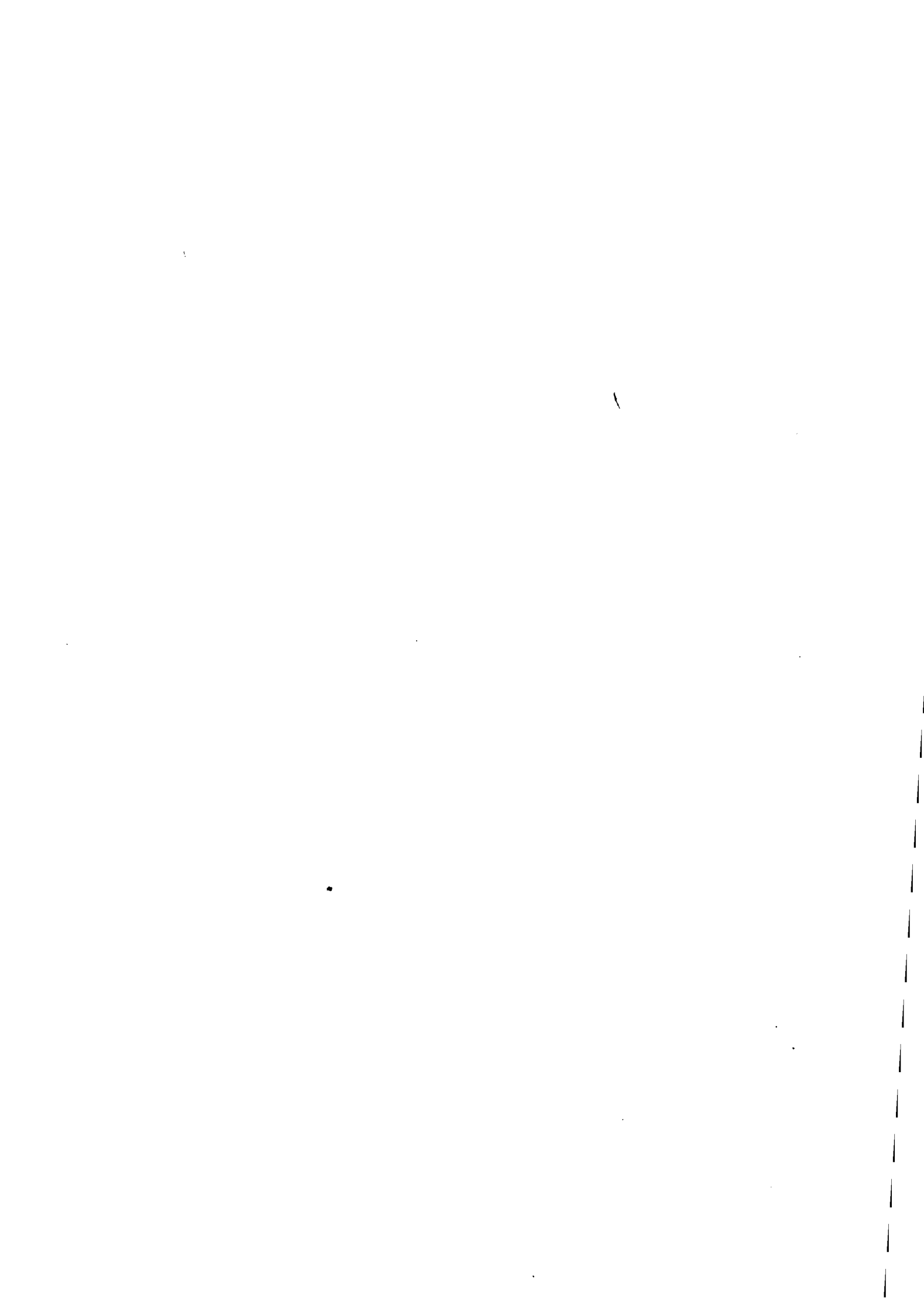
D. QUELQUES REMARQUES QUANT AUX TERMES A EMPLOYER

Le problème posé par les ophiolites a été signalé plusieurs fois (cf. par exemple les formations basiques et acides de l'unité de Krania qui sont ou ne sont pas des ophiolites).

Des remarques sur des termes très employés, comme groupe de Svoula ou zone péri-rhodopienne, ont également été formulées dans le texte.

Il faut également parler du problème des termes Péonias et Almopias. Ces termes correspondaient, pour Mercier (1966), à des zones isopiques-tectoniques à valeur de bassin au Jurassique moyen pour Péonias et pour la période post-obduction pour Almopias. Si l'on peut conserver ces noms pour désigner des secteurs donnés et donc parler de séries de Péonias et d'Almopias, il est préférable semble-t-il de ne pas parler de zones pour ces deux ensembles. A la rigueur pourrait-on parler de marge triasico-jurassique péonienne et de dépression crétacée d'Almopias mais c'est peut-être là une source de confusion avec les notions plus anciennes (notamment dans le cas du terme "Almopias")... surtout si la fenêtre du Païkon s'avérait être confirmée, ce qui est probable.

BIBLIOGRAPHIE



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARDAENS R. (1978).- Géologie de la chaîne du Vardoussia, comparaison avec le Massif du Koziakas (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- ARGYRIADIS I. (1978).- Le Permien alpino-méditerranéen à la charnière entre l'Hercynien et l'Alpin. Thèse, Univ. Paris-Sud, centre d'Orsay, 2 vol.: 302 p. et 190 p.
- ASVESTA A. et DIMITRIADIS S. (1992).- Sedimentation and magmatism related to the opening of a mesozoic oceanic basin in the Axios (Vardar) zone. *6th Congr. geol. Soc. Greece*, Athens, p. 10-11.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays helléniques*, X, p. 483.
- AUBOUIN J. (1964).- Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso". *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 6, p. 475-501.
- AUBOUIN J. (1973).- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides : paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, (1974), p. 426-460.
- BALLY A.W., BERNOULLI D., DAVIS G.A. et MONTADERT L. (1981).- Listric normal faults. *Oceanologica Acta*, 4 (supp.), p. 87-101.
- BAROZ F., BEBIEN J. et IKENNE M. (1987).- An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon Series (Innermost Hellenides, Greece). *J. metamorphic Geol.* 5, p. 509-527.
- BAROZ F., MARTINI R. et ZANINETTI L. (1990).- Un aspect de la plate-forme carbonatée triasique dans les Hellénides internes : le chaînon d'Oréokastro. *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 96, n° 1, p. 21-38.
- BAROZ F. et REMY P. (1985).- Calc-alkaline and tholeiitic magmas in a mesozoic ophiolitic domain : the Oreokastro range (Eastern Hellenides). *Ophioliti*, 10 (2/3), p. 161-180.
- BEBIEN J. (1976).- Manifestations volcaniques d'âge jurassique dans la zone du Vardar (Macédoine grecque). *IVe RAST*, Paris, p. 41.
- BEBIEN J. (1982).- L'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Univ. Nancy, p. 1-470.
- BEBIEN J., DUBOIS R. et GAUTHIER A. (1986).- Example of eusialic ophiolites emplaced in wrench zone : innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). *Geology*, 4, p. 1016-1019.
- BEBIEN J., DUBOIS R., MERCIER J.L. et VERGELY P. (1984).- Diversité du volcanisme jurassique dans les domaines les plus internes des Hellénides : l'unité d'Aspro Vrissi (Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298, II, 2, p. 49-52.
- BEBIEN J. et MERCIER J. (1977).- Le cadre structural de l'association ophiolites - migmatites - granites de Guévguéli (Macédoine, Grèce) : une croûte de bassin inter-arc ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, p. 927-934.

- BECHON F. (1981).- Caractères de tholéïtes abyssales des formations magmatiques basiques des unités orientales de la zone d'Almopias (Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 292, p. 105-108.
- BERNIER P. (1984).- Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura Méridional. Stratigraphie, Micropaléontologie, Sédimentologie. Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 92, (fasc 1-2), p. 1-803.
- BERNOULLI D. et LAUBSCHER H. (1972).- The Palinspatic Problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 107-118.
- BIJON J. (1982).- Géologie et géochimie des formations volcano-sédimentaires d'âge Jurassique supérieur et Crétacé de la région d'Edessa (Grèce, province de Pella). Thèse, Orsay, p. 1-192.
- BORGOMANO J.R.F. (1987).- La plate-forme et le talus carbonatés du Crétacé supérieur du Gargano et des Murges (Italie Méridionale). Thèse, Univ. Provence.
- BORSI S., FERRARA G. et MERCIER J. (1964).- Détermination de l'âge des séries métamorphiques du massif Serbo-Macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par des méthodes Rb/Sr et K/Ar. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXIV, p. 223-225.
- BORSI S., FERRARA G., MERCIER J. et TONGIORGI (1966).- Age stratigraphique et radiométrique jurassique supérieur d'un granite des zones internes des Hellénides (granite de Fanos, Macédoine, Grèce). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), VIII, fasc. 4, p. 279-287.
- BOSELLINI A. et WINTERER E. (1975).- Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. *Geology*, v. 3, p. 279-282.
- BRAUD J. (1967).- Stratigraphie, tectonique, métamorphisme et ophiolites dans le Vermion septentrional (Macédoine, Grèce). Thèse Univ. Paris, Orsay, p. 1-209.
- BRUNN J.H. (1956).- Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 138-139.
- BRUNN J.H. (1959).- Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, p. 1-358.
- BRUNN J.H. (1983).- Essai sur l'évolution de l'atmosphère; ses rapports avec le volcanisme, la vie, la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 25, 1, p. 117-128.
- BULLE J. et ROLLET M. (1970).- Essai de définition des zones internes des Dinarides en Macédoine (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 12, 6, p. 1048-1059.
- CAMPION G. (1966).- Etude géologique du massif de Gola Tsouka (Chaîne du Vermion, Macédoine, Grèce). D.E.S. Paris, Orsay, p. 1-173.
- CARIDROIT M. et FERRIERE J. (1988).- Premières datations précises du Paléozoïque par Radiolaires en Nouvelle-Zélande. Intérêts géologique et paléontologique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 306, p. 321-326.
- CECCA F., FOURCADE E. et AZEMA J. (1992).- The disappearance of the "Ammonitico Rosso". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 99, p. 55-70.
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 13, p. 1-446.

- CELET P., CLEMENT B. et FERRIERE J. (1976).- La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae geol. Helv.*, 69/3, p.577-599.
- CELET P. et CLEMENT B. (1971).- Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du flysch béotien. *C. R. Soc. géol. France*, p. 43-47.
- CELET P. et FERRIERE J. (1978).- Les Hellénides internes : Le Pélagonien. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 71/3, p. 467-495.
- CHAMLEY H. (1987).- Sédimentologie. p. 1-175. Dunod Paris.
- CHATZIDIMITRIADIS E. (1979).- Die Geologische Untersuchung der gebieten Valti bei Kilkis und Aswestochori bei Thessaloniki, Nordgriechenland (Ein petrographisch-tektonischer Vergleich). *Prak. Akad. Athinon*, vol. 54, p 458-488.
- CHATZIDIMITRIADIS E. et KELEPERTSIS A. (1984).- Contribution to the knowledge of the geology of Greece. The internal Hellenides in the context of classic geology and plate tectonics. *Mineral wealth*, Athènes, 33, p. 41-57.
- CHATZIDIMITRIADIS E. et PAPASTAWROU S.E. (1975).- Beitrag zur Geologie-Petrographie und Tektonik des serbomazedonischen Massivs : Das Profil Dorkas - Strymonikon. *Prak. Akad. Athinon*. 50, p. 130-153.
- CHRISTARAS B. (1987).- Les bauxites du karst du Chalcidique, caractères paléogéographique et paléoclimatique. Contribution à l'évolution géotectonique de la bordure orientale des Hellenides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 3, 5, p. 935-938.
- CLEMENT B. (1983).- Evolution géodynamique d'un secteur des Hellénides internes : l'Attique-Béotie (Grèce continentale). Thèse d'Etat, Univ. Lille, p. 1-521.
- CONIGLIO M. et DIX G. (1992) - Carbonates Slopes. In Walker R. et James N. (eds) : Facies models response to sea level change. *Geol. Ass. Canada*, p.349-373.
- COOK H.E. et MULLINS H.T. (1983).- Basin margin environment, In P. Scholle, D. Bebout and C. Moore (eds), Carbonate depositional environnements. *AAPG Memoir*, 33, p. 540-617.
- COOK H.E. et TAYLOR M.E. (1977).- Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. *SEPM*, Special Publication n° 25, p. 51-81.
- DAGER Z. (1978).- Les Foraminifères du Trias de la Péninsule de Kocaeli - Turquie. Notes du Lab. de Pal. de l'Univ. de Genève, Fasc. 3, n° 4, p. 23-69.
- DAVIS E., JUNG D., TSAGALIDIS A. et PAVLOPOULOS A. (1988).- Les spilites-kératophyres de Païkon. *Mineral wealth* 53, Athènes, p. 13-17.
- DAVIS E., JUNG D. et TSAGALIDIS A. (1983).- Eine postkretazische granitintrusion bei Neromiloi-Prodrornos (Païkon). *Prak. Akad. Atinon*, p. 459-465.
- DAVIS E., MIGIROS G., TSAGALIDIS A. et PAVLOPOULOS A. (1989).- Le magmatisme mésozoïque basique de Péonias. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXIII/2, p. 531-544.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponèse septentrionale. *Ann. géol. Pays hellén.* 15, p.1-418.

- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 9, p. 709-743.
- DERCOURT J., CELET P., COTTIN J.Y., DE WEVER P., FERRIERE J., GRANDJACQUET C., HACCARD D., TERRY J. et WIGNIOLLE E. (1977).- Importance d'une tectonique jurassique supérieur sur les marges de la plaque d'Apulie (Hellénides et Apennins ligures). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, 4, p. 917-925.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. et LAUER J.P. (1985).- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, n° 5, (8), p. 637-652.
- DEWET A.P. (1989).- Geology of part of the Chalkidiki peninsula, Northern Greece. Ph.D. thesis, Cambridge Univ., 1-177 p.
- DIDELOT J. (1970).- Géologie de la bordure orientale du Massif du Vermion (Macédoine centrale - Grèce). Thèse Paris, Orsay, p. 1-224.
- DIMITRIADIS S. (1974).- Petrologische Untersuchungen der migmatitischen Gneise und Amphibolite des Gebietes von Rendina-Asprovalta-Stavros-Olimbias. Thèse. Thessaloniki, p.1-231.
- DIXON J.E. et DIMITRIADIS S. (1984).- Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, North-east Greece. In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. publ. of the Geol. Soc., p. 603-618.
- DUHHAM R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1, p. 108-121.
- DURAND-DELGA M. (1980).- Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, 1, p. 15-30.
- ENOS P. et MOORE C. (1983).- Fore-reef Slope Environnement. In P. Scholle, D. Bebout and C. Moore (eds), Carbonate depositional environments. *AAPG Memoir*, 33, p. 507-537.
- FERRIERE J. (1974).- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys, Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 16, 5, p. 543-562.
- FERRIERE J. (1974).- Précisions sur la tectonique du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 58-59.
- FERRIERE J. (1976).- Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) : la zone isopique maliaque. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, p. 121-134.
- FERRIERE J. (1982).- Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pelion (Grèce continentale). *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 8, p. 1-970.

- FLEURY J.J. (1974).- Précisions sur la série de la nappe du Pinde: l'âge des "Radiolarites" (dogger-malm) et des "Marnes rouges à Radiolaires-Premier Flysch" (éocrétacé-sénonien basal) (Grèce). *C.R.Acad.Sc. Paris*, 278, p.201-204.
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 4, p. 1-.
- FLÜGEL E. (1982).- Microfacies analysis of limestones, p. 1-633. Springer-Verlag, Berlin.
- FOLK R.L. (1959).- Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43/1, p. 1-38.
- GALEOS A., POMONI-PAPAIOANNOU F., TSAILA-MONOPOLIS S. et IOACIM C. (1992).- Siliciclastic-Carbonatic transitions in the lower Cretaceous transgressive series of the Almopias subzone in the Aridaea area (Northern Greece). *6th Annual Meeting of IGCP 262*, Athens, p. 7-8.
- GAUTHIER A. (1984).- La ceinture ophiolitique de Chalcidique (Grèce du Nord) : Etude d'un cas de variations longitudinales, pétrologiques et structurales. Thèse 3e cycle, Univ. Nancy, 291 p.
- GODFRIAUX I. (1965).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse Univ. Lille et *Ann. géol. Pays hellén.*, 1968, 19, p. 1-282.
- GODFRIAUX I. et RICOU L.E. (1991).- Le Païkon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides Internes (Macédoine, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 313, II, p. 1479-1484.
- HAENEL-REMY S. et BEBIEN J. (1984).- A propos de l'existence de "petits" cortèges ophiolithiques : les ophiolites d'Oréokastro (Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298, II, 16, p. 705-708.
- HAENEL-REMY S. et BEBIEN J. (1985).- Dolérites et basaltes riches en magnésium dans l'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque). *Ofioliti*, 12(1), p.91-106.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In C.K. Wingus and B.S. Hastings *et al.* (eds), Sea-level changes : an integrated approach. *SEPM*, Special Publ. n° 42, p. 71-108.
- HARRE W., KOCKEL F., KREUZER H., LENZ H., MULLER P. et WALTHER H.W. (1968).- Über Rejuvenationen im Serbo-Mazedonischen Massiv (Deutung radiometrischer Altersbestimmungen). *Proc. 23rd Int. Geol. Congr. Prague*, 6, p. 223-236.
- HEATH K. C. et MULLINS H. T. (1984).- Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the northern Bahamas. In D.A.V. Stow and D.J.W. Piper (eds), Fine-grained sediments : deep water processes and facies. London, Blackwell Scientific Publications, p. 199-208.
- HEDBERG H. (1979).- Guide stratigraphique international. Doin Editeurs, 233 p.
- IOANNIDES K. (1990).- Geological map of Cherson *Publ. I. G. M. E.* Athens.

- IVANOV Z. (1988).- Aperçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 2, p. 227-240.
- JACOBESHAGEN V. (1986).- Geologie von Griechenland. *Gebrüder Borntraeger*, Berlin-Stuttgart, p. 1-363.
- JAEGER P. (1980).- Nouvelles données sur la géologie de la région de Mouzaki, province de Karditsa (Grèce continentale). Relations entre les séries pindique, béotienne et ultra-pindique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, p. 135-143.
- JENKYN H.C. (1978).- Pelagic environments. *In* : Reading H.G. (ed.), *Sedimentary Environment and Facies*, p. 314-371.
- JONES G., ROBERTSON A.H.F., CANN J.R. (1991).- Genesis and Emplacement of the Supra-Subduction Zone Pindos Ophiolite, Northwestern Greece. *In* Peters *et al* (eds), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, p. 771-799.
- JUNG D. et MUSSALAM .K. (1984).- The Sithonia ophiolites : a fossil oceanic crust. *Ophioliti*, 10(2/3), p. 329-342.
- KATSIKATSOS G. (1979).- La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Eubée. *Vie Colloq. Aegean region*, Athènes, 1977, I, p. 211-228.
- KAUFFMANN G., KOCKEL F. et MOLLAT H. (1976).- Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 7, p. 225-230.
- KELEPERTSIS A., CHATSIDIMITRIADIS E. et ANDRULAKIS J. (1985).- Geology Geochemistry and Tectonic Setting of the Volcanosedimentary Series, Kilkis-Central Macedonia, Greece. *Chem. der Erde*, 44, p. 151-174.
- KIRIAKIDIS L. G. (1989).- The Vardar ophiolite : a continuous belt under the Axios basin sediments. *Geophys J. Int.*, 98, p. 203-212.
- KOBER L. (1929).- Die grossgliederung der Dinariden. *Zbl. Mineral.*, B, p.426-437.
- KOBER L. (1952).- Yugoslavian tectonic oriented lines. *Serb. Akad. Wiss. Sonderausg.*, 189, 181p.
- KOCKEL F. (1986).- Die Vardar (Axios) Zone. *In* : V. Jacobshagen, *Geologie von Griechenland. Gebrüder Borntraeger*, Berlin-Stuttgart, p. 150-168.
- KOCKEL F., ANTONIADES P. et IOANNIDES K. (1978).- Geological map of Thessaloniki. *Publ. I. G. M. E.* Athens.
- KOCKEL F. et WALTHER J.W. (1965).- Die strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischen und Rila-Rhodope-Massif in Ost-Mazedonien. *Geol. Jb.*, 83, p. 575-602, Hannover.
- KOCKEL F., MOLLAT H. et WALTHER H.W. (1971).- Geologie des Serbo-Mazedoninchen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nordgriechenland). *Geol. Jb.*, 89, p. 529-551, Hannover.
- KOCKEL F., MOLLAT H. et WALTHER H.W. (1977).- Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

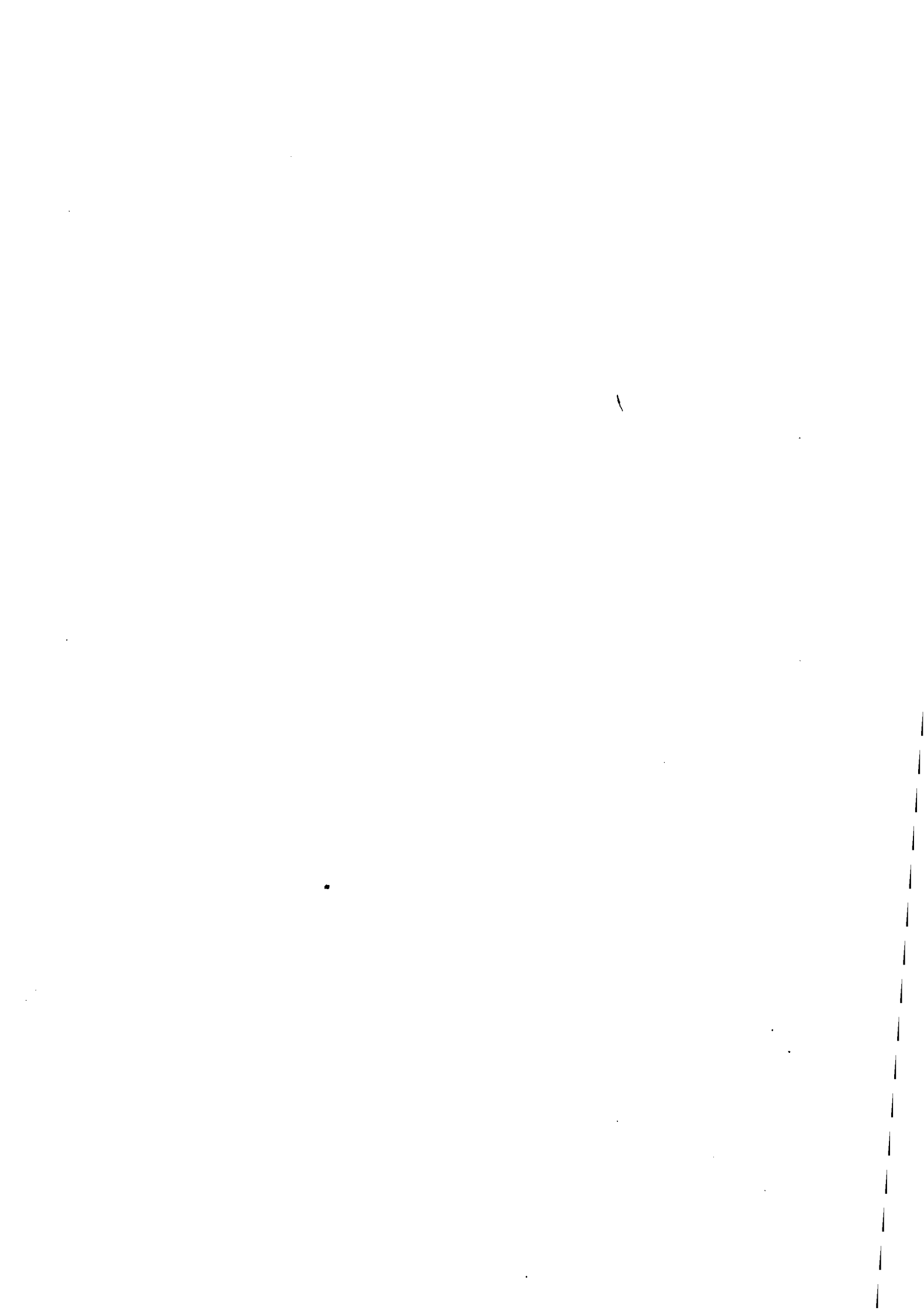
- KOCKEL F. et IOANNIDES K. (1979).- Geological map of Kilgis. *Publ. I. G. M. E.* Athens.
- KOPP K.O. (1965).- Geologie Thrakiens III. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 315-362.
- KOSSMAT F. (1924).- Geologie zur zentralen Balkanhalbinsel, mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbaues. *Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt*, Berlin, 12, p. 1-198.
- KOUKOUSAS C. (1972).- Le chevauchement de Strymon dans la région de la frontière gréco-bulgare. *Z. dt. geol. Ges.*, 123, p. 343-347.
- LAUBSCHER H. et BERNOULLI D. (1977).- Mediterranean and Tethys. *In* Nairn et al. (eds). *The ocean basins and margins*, 4A, p. 1-28.
- LAUER J.P. et KONDOPOULOU D. (1991).- Paleomagnetism of the Nea Santa rhyolites and comparison with the Pelagonian Permotriassic. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/3, p. 369-379.
- LEFEVRE C., CABANIS B., FERRIERE J., THIEBAULT F. et PLATEVOET R. (1993).- Mise en évidence d'une dualité dans le volcanisme triasique hellénique : apport de la géochimie des éléments traces. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, p. 1311-1318.
- LEIGH S. et HARTLEY A. (1992).- Mega debris flow deposits from the Oligo-Miocene Pindos foreland basin, western mainland Greece: implications for transport mechanisms in ancient deep marine basins. *Sedimentology*, 39, p. 1003-1012.
- LEKKAS E. (1988).- Geological structure and geodynamic evolution of the Koziakas mountain range (Western Thessaly). Thèse Athènes, p. 1-281.
- MARATOS G. (1965).- Carte géologique d'Atalanti. *Publ. I.G.M.E.*, Athènes.
- MARATOS G. (1967).- Les couches de Metamorphosis-Yinaikokastro (Kilgis) dans la zone d'Axios (Vardar). Leur analyse pétrologique, leur âge, leur position tectonique. *Bull. geol. Soc. Greece*, 6 (2), p. 422-439.
- MARATOS G. et ANDRONOPOULOS B. (1965).- Nouvelles données sur l'âge des phyllites du Rhodope. *Bull. geol. Greece*, 6 (1), p. 113-132.
- MARINOS G., SAKELLARIOU-MANE, SOTIRIADIS L. et SAPOUNTSIS H. (1970).- Sur la paléogéographie de L'Egée du Nord dans la région de Cassandra (Chalcidique, Macédoine, Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 22, p. 1-27.
- McILREATH I. et JAMES N. (1986).- Carbonate Slopes. *In* Walker G. (edit.) : *Facies Models. Geol. Ass. Canada*, p. 245-257.
- MELIDONIS N.G. (1972).- Der Bogen junger vulkanischer Gesteine zwischen Strymonikon und Metamorphosis (zentr. Macedonien). *Mineral Exploration*, n° 5, I.G.S.R., Athens.
- MERCIER J.L. (1966).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse. Paris et *Ann. géol. Pays hellén.*, 1973, 20, p. 1-792.
- MERCIER J.L. et VERGELY P. (1972).- Les Mélanges ophiolithiques de Macédoine (Grèce) : Décrochements d'âge anté-crétacé supérieur. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 123, p. 469-489.

- MERCIER J.L. et VERGELY P. (1972).- Les mélanges colorés (Coloured Melanges) de la zone d'Almopias (Macédoine - Grèce). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 2, p. 70-72.
- MERCIER J.L. et VERGELY P. (1984).- Carte géologique d'Edessa. *Publ. I. G. M. E.*, Athènes.
- MICHARD A. (1992).- Metamorphic zonation in Northern Greece and its bearing on the Eohellenic Obduction issue. *6th Congr. geol. Soc. Greece*, Athens, p. 73.
- MICONNET P. (1983).- La région de Lagonegro (Italie méridionale) : évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin. Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 185 p.
- MIGIROS.G., et GALEOS A. (1990).- Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefi ophiolitic rocks, northern Greece. Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. *Proceedings of the Symposium Troodos*, 1987, p. 279-284.
- MONOD O. (1964).- Etude géologique du Massif de Chortiatis (Macédoine, Grèce). Thèse Paris, p. 1-147.
- MONTADERT L., WINNOCK E., DELTEIL J.R. et GRAU G. (1974).- Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biscay. *In* : The Geology of Continental margins, Springer-Verlag (ed.), New York, p. 323-342.
- MOUNTRAKIS D. (1976).- Contribution à la connaissance de la géologie de la limite Nord des zones Axios (Vardar) et pélagonienne à la région de K. Loutraki Ormas (Almopias). Thèse, Univ. Thessaloniki.
- MOUNTRAKIS D. (1983).- Structural geology of the North Pelagonian zone *s.l.* and geotectonic evolution of the Internal Hellenides (Macedonia, Greece). Univ. of Thessaloniki, p. 1-290.
- MUSSALAM K. (1991).- Geology, geochemistry and the evolution of an oceanic crustal rift at Sithonia, NE Greece. *In* Peters *et al* (eds), Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, p. 685-704.
- MUSSALLAM K. et JUNG D. (1986).- Geologie und Bau des Sithonia-Ophioliths (Chalkidiki, NE-Criechenland) : Anmerkungen zur Bildung ozeanischer Krusten. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 75/2, p. 389-409.
- OSSWALD K. (1931).- Geologische Übersichtskarte von Mazedonien (2Blatt.). 1/300.000°. Griech. Geol. Landensanst., Athènes.
- OSSWALD K. (1938).- Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmazedonien. *Denkschr. geol. Landensanst von Griechenland*, fasc. 3, Athènes.
- PANTIC-PRODANOVIC S. et RADOSEVIC B. (1977).- The lithostratigraphic characteristics of Triassic sediments on Tara mountain Inner Dinarides, Yougoslavia. *VI Colloq. geol. Aegean Region Proceed*, Athènes, p. 1159-1167.
- PAPADOPOULOS CH. (1982).- Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs, nördlich des Volvi-Sees (Nord-Griechenland). Unveröff. Phil. Fak. Univ. Wien, p. 1-159.
- PAPANIKOLAOU D. (1984).- The three metamorphic belts of the Hellenides : a review and a kinematic interpretation. *Geol. Soc. London*, spec. Publ., 17, p. 551-561.

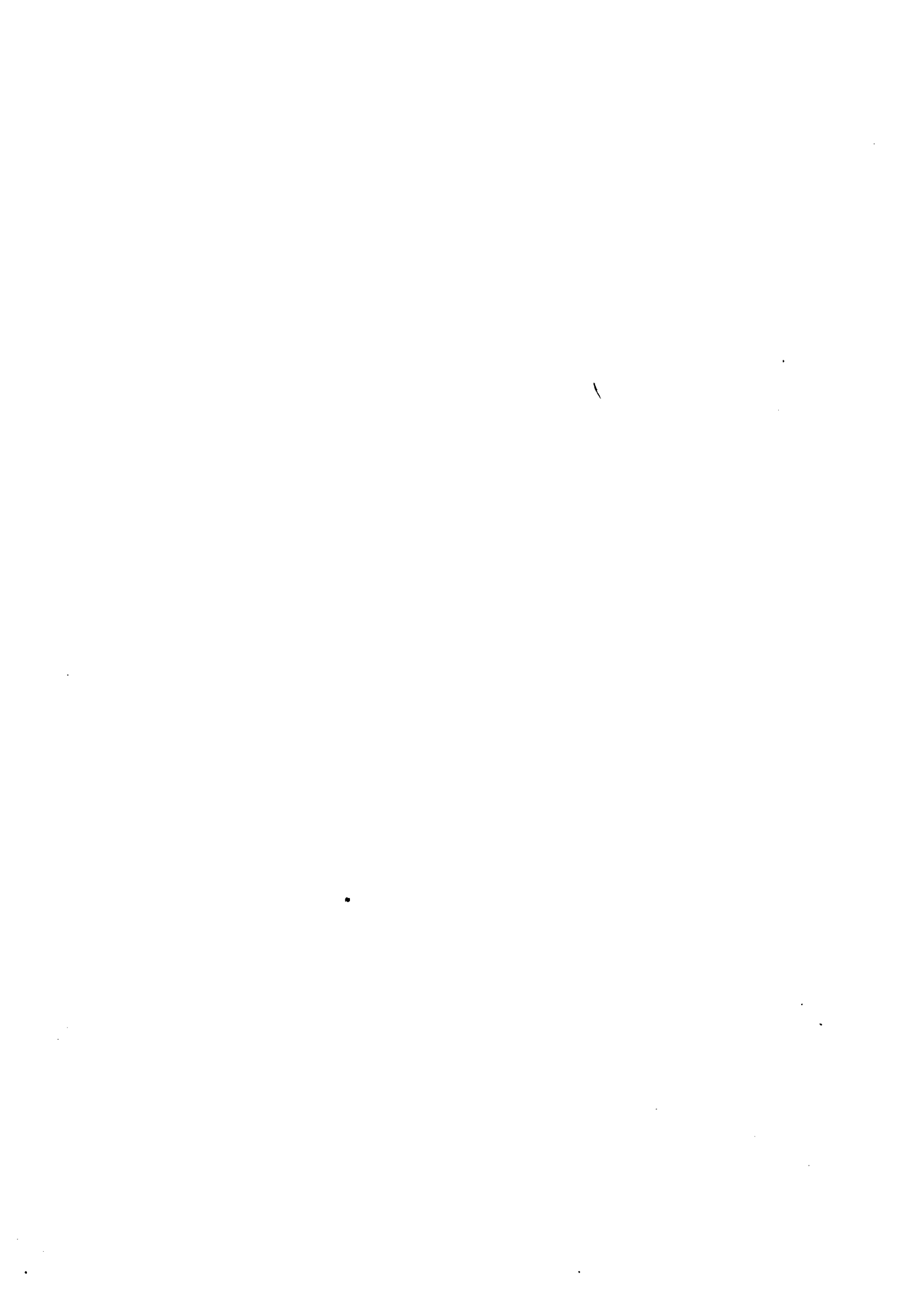
- PAPANIKOLAOU D. (1986).- La géologie de la Grèce (en grec). Athènes, p. 1-240.
- PAPANIKOLAOU D. et BAUD A. (1982).- Complexes à blocs et séries à caractère flysch au passage Permien-Trias en Attique (Grèce orientale). *9e R.A.S.T.*, Paris 1982, p. 492.
- PAPASTAVROU S.E. et CHATZIDIMITRIADES E.A. (1981).- Beitrag zur Geologie der Serbo-Mazedonischen zone : Die Karnisch-Norischen schichten von Walti (Z. Mazedonien - Griechenland). *Bull. geol. Soc. Greece*, XV, p. 1-23.
- PHILLIPSON A. (1898).- La tectonique de l'Egée. *Ann. Géogr.* 7, p.112-141. Paris.
- PICHON J.F. (1976).- Condition de gisement des ophiolites sur la bordure occidentale du Vermion (zone pélagonienne, Grèce). Thèse, Univ. Orsay, 183 p.
- POMONI-PAPAÏOANNOU F. et PAPADOPOULOS P. (1988).- Dolomitization of the metasedimentary limestones series of Makris Unit (SE-Rhodope). *Bull. geol. Soc. Greece*, XX/2, p. 429-447.
- RENZ C. (1940).- Die Tectonik der griechischen Gebirge. *Prak. Akad. Ath.*, 8, p.1-171.
- REMY P. (1984).- Mise en évidence d'un métamorphisme dynamothermal dans les sédiments au contact des ophiolites d'Oréokastro (Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, 1, p. 27-30.
- REMY P., BEBIEN J., CAPEDRI S. et VENTURELLI G. (1983).- Découverte d'andésites riches en magnésium parmi des formations d'âge jurassique probable dans les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297, p. 347-350.
- RICOU L.E. (1965).- Contribution à l'étude géologique de la bordure sud-ouest du massif serbo-macédonien aux environs de Salonique. Thèse Paris, p. 1-121.
- RICOU L.E. et GODFRIAUX I. (1991).- Une coupe à travers les ophiolites et gneiss allochtones entre le massif Pélagonien et la fenêtre du Païkon (Grèce du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, p. 1595-1601.
- ROBERTSON A.H.F., CLIFT P.D., DEGNAN P.J. et JONES G. (1991).- Palaeogeographic and paleotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, 87, p. 289-343.
- SAKELARIOU D. et DÜRR S. (1992).- Geological structure of the Serbomacedonian Massif in NE Chalkidiki peninsula. *6th Congr. geol. Soc. Greece*, Athens, p. 104-105.
- SALAJ J., BORZA K. et SAMUEL O. (1983).- Triassic Foraminifers of the West Carpathians. *Geologicky Ustav Dionyza stura*, Bratislava, p. 1-213, pl. I-CLVII.
- SALAJ J., TRIFONOVA E. et GHEORGHIAN D. (1988).- A biostratigraphic zonation based on benthic foraminifera in the triassic deposits of the Carpatho-Balcans. *Rev. Paleobiol.*, vol. Spéc. n° 2, p. 153-159, Genève.
- SAPOUNTSIS I.S. (1969).- Etude pétrographique et géologique des gneiss verts de Thessaloniki. (en grec avec résumé en anglais). *Arist. Univ. Thess.*, 11, p. 25-124, Thessaloniki.
- SAPOUNTSIS I.S. (1980).- The Thessaloniki gabbros. *J. Petrol.*, vol. 20, n° 1, p. 37-70.

- SCHNEIDER J. L. (1990).- Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens: exemple des Vosges du Sud (zone moldanubienne). Thèse, Univ. Strasbourg.
- SCOFFIN T. (1987).- An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks, p.1-274 Blackie Glasgow-London
- SHARP I. et ROBERTSON A.H.F. (1992).- Evidence for Turonian Rift related extensional subsidence and Tertiary backthrusting: the Almopias and Paikon isopic zones, northern Greece. *6th Congr. geol. Soc. Greece*, Athens, p. 107-108.
- SIDERIS C. (1988).- La séquence volcano-sédimentaire triasique d'Atalanti (Locride, Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, p. 353-369.
- SIDERIS C. (1989).- Late paleozoic in Greece. *Geol. prace, Spravy* 88, Bratislava.p.191-202.
- SOTIRIADIS L. et SAPOUNTSIS I.S. (1970).- Ein Vorkommen untertriassicher Kalke auf dem Inselchen Kelyphos in der Kassandra-Bucht der Halbinsel Chalkidiki. *Arist.Univ.Thess.*, 11, p. 207-258.Thessaloniki.
- STAIS A. et FERRIERE J. (1991).- Nouvelles données sur la paléogéographie mésozoïque du domaine Vardarien : Les bassins d'Almopias et de Péonias (Macédoine, Hellénides internes septentrionales). *Bull. geol. Soc. Greece*, XXV/1, p. 491-507.
- STAIS A., FERRIERE J., CARIDROIT M., DE WEVER P., CLEMENT B. et BERTRAND J. (1990).- Données nouvelles sur l'histoire anté-obduction (Trias-Jurassique) du domaine d'Almopias (Macédoine, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 310, p. 1475-1480.
- STOJANOV R. (1979).- Ophiolites of the Demir Kapija and Iberli region (The Vardar zone - Yougoslavia). *Abstr. Internat. ophiolite Symp.*, Nicosia (Cyprus), p. 78.
- THIEBAULT F.(1982).-Evolution géodynamique des Hellenides externes en Péloponnèse méridional (Grèce).*Soc. géol. Nord*, Publ. n° 6, p. 1-574..
- THIEBAULT F., FLEURY J.J. , CLEMENT B. et DEGARDIN J.M. (1993).- Paleogeographic and paleotectonic implications of clay mineral distribution in late Jurassic - early cretaceous sediments of the Pindos-Olonos and Beotian Basins, Greece. *Palaeogeography,Palaeoclimatology,Palaeoecology*. (sous presse).
- VACHARD D. et FERRIERE J. - Une association à *Yabeina* (Foraminifère fusulinoïde) dans le Midien (Permien supérieur) de la région de Whangaroa (Baie d'Orua, Nouvelle-Zélande). *Rev. Micropaléontologie*, 34, 3, p. 201-230.
- VERGELY P. (1984).- Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes : conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Thèse Orsay, 2 vol., p. 1-250 et 1-411.
- VERRIEZ J.J. (1976).- Sur les formations volcaniques basiques d'Atalanti (Locride, Grèce).*Bull. Soc. Géol. France*, 7, 18/2, p. 293-299.
- VRIELYNCK B. (1980).- Précisions sur la stratigraphie du Trias d'Argolide (Péloponnèse, Grèce) et conséquences structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17/3, p. 345-352.

- VRIELYNCK B. (1987).- Conodontes du Trias péri-méditerranéen. Systématique, Stratigraphie. Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 97, 301 p.
- WIGNIOLLE E. (1977).- Contribution à l'étude géologique du massif de l'Iti (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille, p. 1-239.
- WILSON J. L. (1969).- Microfacies and sedimentary structures in "Deeper Water" lime mudstones. In Friedman G. M. (ed.) : Depositional environments in carbonate rocks, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists*, Spec. Pub. 14, p. 4-19.
- ZANINETTI L. (1976).- Les Foraminifères du Trias. *Riv. Ital. Paleont.* Milano, p. 1-258.
- ZANINETTI L., BRÖNNIMANN P. et BAUD A. (1972).- Essai de zonation d'après les foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse, et Préalpes du Chablais, France). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 65, n° 2, p. 343-353.
- ZANINETTI L., CIARAPICA G., MARTINI R., SALVINI-BONNARD G. et RETTORI R. (1987).- *Turriglomina sccandonei*, n.sp., dans les calcaires récifaux du Trias moyen (Ladinien) en Apennin méridional. *Rev. Paléobiologie*, 6, 2, p. 177-182.
- ZANINETTI L., CIARAPICA G., MARTINI R., et RETTORI R. (1990).- Paléoécologie des Turrilominés (foraminifères) dans le Trias de l'Apennin méridional (bassin de Lagonegro) Italie. *Archs. Sci. Genève*, 43, 2, p. 295-305.



LISTE DES FIGURES
TABLE DES MATIERES



LISTE DES FIGURES

Fig. 1.- Esquisse structurale et zones isopiques des Hellénides	2
Fig. 2.- Esquisse structurale qui indique les trois domaines qui constituent la zone de Vardar	6
Fig. 3a.- Schéma géologique du domaine de Péonias	12
Fig. 3b.- Carte géologique simplifiée du massif d'Oréokastro	13
Fig. 4.- Localisation de coupes dans les secteurs central et nord du massif d'Oréokastro	14
Fig. 5.- Coupe de référence et colonne stratigraphique des formations anté-ophiolitiques dans le massif d'Oréokastro	16
Fig. 6.- Coupes dans le secteur nord du massif d'Oréokastro	19
Fig. 7.- Coupe de Rema Pournari	24
Fig. 8.- Coupe de Petrota	26
Fig. 9.- Localisation de coupes dans le secteur sud du massif d'Oréokastro	27
Fig. 10.- Coupe dans la région de Kastro Koryfi	31
Fig. 11.- Répartition verticale de <i>M. cheni</i> , <i>M. pusilla</i> et <i>M. dinarica</i>	31
Fig. 12.- Colonne synthétique des calcaires massifs anisiens dans le massif d'Oréokastro et répartition des principaux foraminifères rencontrés	33
Fig. 13.- Coupe-type des calcaires lités au Nord de Messeo	38
Fig. 14.- Coupe de la carrière	42
Fig. 15.- Coupes des collines de Koryfi et répartition des principaux fossiles observés	43
Fig. 16.- Coupes dans la région de Galliko Nossokomio	46
Fig. 17.- Origines possibles pour les blocs calcaires dans les formations calcaro-détritiques d'Oréokastro	53
Fig. 18.- Colonne et carte simplifiée de la partie basale de la série d'Oréokastro	60
Fig. 19.- Carte géologique simplifiée du chaînon de Néa Santa	68
Fig. 20.- Localisation de coupes dans le chaînon de Néa Santa	69
Fig. 21.- Coupe-type du chaînon de Néa Santa	70
Fig. 22.- Coupes dans la partie basale des calcaires de Kamila	77
Fig. 23.- Coupes aux environs du village de Néa Santa	82
Fig. 24.- Coupes dans la partie supérieure de la série de Néa Santa au NE de Mandres	86
Fig. 25.- Les affleurements détritiques flyschoïdes de Nea Santa-Melissochori	91
Fig. 26.- Carte géologique et localisation de la coupe des affleurements de Metalliko	96
Fig. 27.- Coupe de Metalliko	97
Fig. 28.- Coupe de Metalliko	97
Fig. 29.- Les formations volcaniques entre Néa Santa et Metalliko	99
Fig. 30.- Localisation des coupes entre Leventochori et Metalliko	107

Fig. 31.- Coupe de la colline de Xinovouno	108
Fig. 32.- Coupe d'Armoutsi (A) et de Mégali Toumba (B)	111
Fig. 33.- Coupe de Ghynékokastro	112
Fig. 34.- Coupe de la série de Vaptistis	115
Fig. 35.- Coupe de Doubia	121
Fig. 36.- Colonnes lithologiques des séries ante-ophiolitiques du domaine de Péonias	124
Fig. 37.- Reconstitution schématique de l'évolution de la marge péonienne	133
Fig. 38.- Carte de localisation des principaux affleurements ophiolitiques péoniens	136
Fig. 39.- Coupe dans la vallée de Néochorouda	142
Fig. 40.- Carte des affleurements post-ophiolitiques de Choryghi-Pikrolimni	145
Fig. 41.- Carte des affleurements de Korona-Iriniko	148
Fig. 42.- Colonnes lithologiques des séries ante et post-ophiolitiques du domaine de Péonias	151
Fig. 43.- Esquisse structurale du domaine d'Almopias	154
Fig. 44.- Carte structurale simplifiée du secteur central du domaine d'almopias	156
Fig. 45.- Carte de la partie sud des affleurements de Néa-Zoï - Krania - Mavrolakkos - Vryssi, avec localisation des coupes	158
Fig. 46.- Coupe de l'unité de Vryssi	159
Fig. 47.- Coupes dans l'unité de Mavrolakkos	163
Fig. 48.- Carte géologique de la partie orientale de l'unité de Krania	166
Fig. 49.- Coupes à la bordure occidentale de l'unité de Krania	167
Fig. 50a.- Coupe au NE d'Edessa	180
Fig. 50b.- Coupe de Messimeri	183
Fig. 51.- Colonnes lithostratigraphiques du secteur central du domaine d'Almopias	190
Fig. 52.- Schéma structural du domaine de Péonias au Nord de Thessaloniki et localisation des coupes tectoniques	196
Fig. 53.- Coupes tectoniques dans le domaine de Péonias	198
Fig. 54.- Coupe d'ensemble du secteur étudié	206
Fig. 55.- Colonnes stratigraphiques des séries ante et post-ophiolitiques du domaine de Péonias	210
Fig. 56.- Colonnes stratigraphiques du secteur central du domaine d'Almopias	211
Fig. 57.- Schéma récapitulatif de l'évolution des secteurs de Péonias et d'Almopias	216
Fig. 58.- Principales étapes de l'évolution géodynamique du secteur étudié	223

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS	I
RESUME	II
ABSTRACT	II
INTRODUCTION	1
I. APERCU SUR LES HELLENIDES	1
II. ZONEOGRAPHIE UTILISEE DANS CE MEMOIRE	3
A. LES ZONES EXTERNES	3
1. <u>Les zones externes occidentales</u>	3
2. <u>Les zones externes orientales</u>	4
B. LES ZONES INTERNES	4
1. <u>Paléogéographie anté-Jurassique supérieur</u>	5
1.1. La zone pélagonienne	5
1.2. La zone maliaque	5
1.3. Le domaine du Vardar	5
C. LE MASSIF SERBO-MACEDONIEN	6
III. BUT DE LA THESE ET METHODES UTILISEES	7
IV. LECTURE DU MEMOIRE : QUELQUES INDICATIONS	8
A. LE PLAN	8
B. LES FIGURES	9
C. TERMINOLOGIE	9

PREMIERE PARTIE : LES SERIES DU SECTEUR DE PEONIAS

PREMIER CHAPITRE : LES FORMATIONS ANTE-OPHIOLITQUES DE L'UNITE D'OREOKASTRO	11
I. GENERALITES	11
A. CADRE GEOGRAPHIQUE	11
B. HISTORIQUE	11
II. LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES DU MASSIF D'OREOKASTRO	15
A. UNE COUPE DE REFERENCE : LE SECTEUR CENTRAL DU MASSIF	16
B. LE SECTEUR NORD DU MASSIF : UNE SERIE COMPARABLE DANS UN SECTEUR TECTONIQUEMENT COMPLEXE	18
C. BILAN	20
1. <u>Les différentes formations</u>	20
2. <u>Les relations entre les formations et la polarité de la série</u>	21

III. LES FORMATIONS CARBONATEES ET DETRITIQUES TRIASICO-JURASSIQUES DU MASSIF D'OREOKASTRO	22
A. HISTORIQUE	22
B. LES FORMATIONS CARBONATEES PRINCIPALES : LES FACIES DE LA PLATE-FORME NERITIQUE WERFENO-ANISIENNE	23
1. <u>Les niveaux inférieurs : la formation des calcaires en plaquettes</u> (Ocb1)	23
1.1. Le secteur central	23
1.1.1. <i>La coupe de rema Pournari</i>	23
1.1.2. <i>La coupe de Petrota</i>	25
1.2. Les secteurs nord et sud : des variations latérales de faciès peu importantes	26
2. <u>Les niveaux supérieurs : la formation carbonatée massive</u> (Ocb2)	28
2.1. Les faciès anisiens du secteur central	28
2.2. Les faciès anisiens du secteur méridional	28
3. <u>Bilan</u>	29
3.1. Les âges	29
3.1.1. <i>Les calcaires en plaquettes</i> (Ocb 1)	29
3.1.2. <i>Les calcaires massifs</i> (Ocb 2)	32
3.2. Les faciès et milieux de dépôt	34
3.2.1. <i>Les calcaires en plaquettes</i> (Ocb 1)	34
3.2.2. <i>Les calcaires massifs</i> (Ocb 2)	36
C. LES FACIES POST-ANSIENS : DISPARITION DE LA PLATE-FORME ET DEVELOPPEMENT DES FACIES DETRITIQUES	37
1. <u>La formation des calcaires lités du Ladinien (Carnien moyen)</u> (Ocb 3)	37
1.1. Coupe-type des calcaires lités : le secteur nord	37
1.2. Les calcaires lités ladinien : le secteur central	39
2. <u>La formation calcaro-détritique du Trias supérieur</u> (Ocd)	39
2.1. Le secteur central : des faciès d'âge Trias supérieur	39
2.2. Le secteur nord : des olistolites anisiens dans le Trias supérieur	40
2.3. le secteur sud : des arrivées détritiques dès le Ladinien	41
2.3.1. <i>La coupe de la carrière</i>	41
2.3.2. <i>Les coupes des collines de Koryfi</i>	43
3. <u>La formation détritique périto-gréseuse</u> (Od) du Trias terminal - Jurassique probable	44
4. <u>Bilan</u>	47
4.1. Les âges	47
4.1.1. <i>La formation des calcaires lités (Ocb 3) : le Ladinien-Carnien inférieur ?</i>)	47
4.1.2. <i>La formation calcaro-détritique (Ocd) : Trias supérieur (localement Ladinien)</i>	47
4.1.3. <i>La formation périto-gréseuse (Od) : Trias terminal - Jurassique ?</i>	48
4.2. Les faciès et les milieux de dépôt des formations post-anisiennes	48
4.2.1. <i>La formation des calcaires lités.(Ocb 3 : Ladinien surtout)</i>	48
4.2.2. <i>La formation calcaro-détritique.(Ocd : Trias supérieur surtout)</i>	49
4.2.3. <i>La formation périto-gréseuse.(Od : Trias supérieur - Jurassique ?)</i>	54
IV. LES FORMATIONS NON CARBONATEES DE LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF D'OREOKASTRO : LE PALEOZOIQUE - TRIAS BASAL (?) ...	56
A. LE SOCLE :UN SOUBASSEMENT METAMORPHIQUE AVEC DES INTRUSIONS ACIDE	56
B. LA FORMATION A LYDIENNES:UNE FORMATION CONTENANT DE NIVEAUX VOLCANIQUES BASIQUES (PALEOZOIQUE SUPERIEUR ?)	57
1. <u>Vue d'ensemble</u>	57
2. <u>Les faciès</u>	58
3. <u>Age et signification</u>	59

C. LA FORMATION ROUGE GRESEUSE (Ogr) : UNE FORMATION DETRITIQUE	
A ELEMENTS VOLCANIQUES ACIDES	62
1. <u>Vue d'ensemble</u>	62
2. <u>Les faciès de la formation rouge (gr)</u>	63
3. <u>Age et signification</u>	64
V. CONCLUSION SUCCINCTE	65
DEUXIEME CHAPITRE : LES FORMATIONS ANTE-JURASSIQUE SUPERIEUR DE L'UNITE DE NEA SANTA	67
I. VUE D'ENSEMBLE SUR LES DIVERSES FORMATIONS PRESENTES DANS L'UNITE DE NEA SANTA	67
A. CADRE GEOGRAPHIQUE ET HISTORIQUE	67
B. UNE COUPE DE REFERENCE : LA TRANSVERSALE DE KRITHIA	70
II. LE SOCLE SERBO-MACEDONIEN	71
A. LES DONNEES LITHOLOGIQUES ET CHRONOLOGIQUES	71
B. L'AGE ET LA SIGNIFICATION DU SOCLE SERBO-MACEDONIEN	72
III. LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE RHYOLITIQUE DE NEA SANTA	72
A. COUPE DE REFERENCE	72
B. L'AGE DE LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE RHYOLITIQUE DE NEA SANTA	73
C. LES FACIES ET LE MILIEU DE DEPOT	74
1. <u>Les faciès</u>	74
2. <u>Les milieux de dépôt</u>	75
IV. LA FORMATION CARBONATEE (CALCAIRES DE KAMILA)	76
A. LES NIVEAUX CARBONATES DE BASE DU TRIAS INFERIEUR-MOYEN	76
1. <u>Les coupes ; la crête de Petroti</u>	76
1.1. La première coupe	76
1.2. Plus au Sud	76
1.3. Corrélation entre les coupes A et B	78
2. <u>Les âges</u>	78
3. <u>Les faciès et le milieu de dépôt</u>	78
3.1. Les niveaux carbonatés du Skythien supérieur-Anisien basal	78
3.2. Les niveaux carbonatés du Ladinien <i>p.p.</i>	79
B. LES NIVEAUX CARBONATES MASSIFS INTERMEDIAIRES (LADINIEN <i>p.p.</i>)	80
1. <u>Observations</u>	80
2. <u>L'âge des calcaires massifs</u>	80
3. <u>Les faciès et le milieu de dépôt des calcaires massifs</u>	80
4. <u>Le problème de l'Anisien dans la série de Nea-Santa</u>	81
C. LES NIVEAUX SOMMITAUX DE LA FORMATION CARBONATEE : LES CALCAIRES NODULEUX (CARNIEN)	81
1. <u>Les observations au niveau des calcaires noduleux</u>	81
2. <u>Les âges</u>	83
3. <u>Les faciès et milieu de dépôt</u>	84
V. LA FORMATION CALCARO-DETRITIQUE (FORMATION DE VALTI)	85
A. DESCRIPTION DES COUPES	85
1. <u>Coupes de la région de Valti</u>	85
2. <u>Coupes de la région du village de Néa Santa</u>	87
B. L'AGE DE LA FORMATION CALCARO-DETRITIQUE DE VALTI	88
C. LES FACIES ET LE MILIEU DE DEPOT	88

VI. LA FORMATION PELITO-GRESEUSE (TRIAS TERMINAL -JURASSIQUE PROBABLE)	90
A. SECTEUR DE NEA SANTA	90
B. LES AFFLEUREMENTS DETRITIQUES FLYSCHOIDES DE MELISSOCHORI	90
VII. CONCLUSIONS SUCCINCTES SUR LES SERIES DE L'UNITE DE NEA SANTA	92
TROISIEME CHAPITRE : LES FORMATIONS ANTE-JURASSIQUE SUPERIEUR DE METALLIKO	95
I. APERÇU GENERAL	95
II. LA COUPE DE METALLIKO	95
III. ANALYSE DES DIFFERENTES FORMATIONS	98
A. LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE RHYOLITIQUE DE LA COLLINE DE PILION	98
B. LES FORMATIONS CALCAIRE ET VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE METALLIKO ...	99
1. <u>Observations détaillées sur la série de Metalliko</u>	99
1.1. Coupe dans les formations volcano-sédimentaires à roches basiques	99
1.2. Coupe dans les formations carbonatées	100
2. <u>Les âges des formations de Metalliko</u>	101
3. <u>Le problème de la polarité de la série</u>	102
4. <u>La signification de la série de Métalliko</u>	103
C. LES FORMATIONS CALCARO-DETRITIQUE ET PELITO-GRESEUSE A L'OUEST DU TRODOS	103
1. <u>Quelques observations</u>	103
2. <u>Age et signification</u>	104
QUATRIEME CHAPITRE : LES AFFLEUREMENTS ISOLES DE LA PLAINE DE THESSALONIQUE	107
I. LES AFFLEUREMENTS DE LEVENTOCHORI	107
A. LA COUPE DE XINOVOUNO	108
B. AGE ET SIGNIFICATION	109
II. LES AFFLEUREMENTS DE LA PLAINE ENTRE LEVENTOCHORI ET METALLIKO	110
III. LES AFFLEUREMENTS DE GHYNEKOKASTRO	112
A. LA COUPE DE PETROVOUNI	112
B. AGE ET SIGNIFICATION DES DIFFERENTES FORMATIONS OBSERVEES	113
IV. LES AFFLEUREMENTS CALCAIRES DE VAPTISTIS ET ILIOLOUSTO	114
A. LA COUPE DE LA COLLINE DU VILLAGE DE VAPTISTIS	115
B. COMPLEMENT : LES AFFLEUREMENTS D'ILIOLOUSTO	116
C. CONCLUSIONS	117
1. <u>L'âge et la polarité de la série de Vaptistis</u>	117
2. <u>La signification de la série carbonatée de Vaptistis</u>	117
V. COMPLEMENTS SUR LES FORMATIONS DE LA PARTIE NORD DU DOMAINE PEONIEN	118
A. LA SERIE DE MEGALI STERNA	118
B. LES FORMATIONS CARBONATEES MARMOREENES DU NORD-OUEST DE LA PLAINE ("ARTZAN", VAFIOCHORI)	119

VI. REMARQUES SUR LES FORMATIONS AU SUD-EST DE THESSALONIQUE : LES AFFLEUREMENTS DE DOUBIA	120
---	-----

CINQUIEME CHAPITRE : CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS ANTE-OPHIOLITIQUES DU DOMAINE DE PEONIAS	123
---	-----

I. LES SERIES STRATIGRAPHIQUES	123
A. LES SERIES MAJEURES	123
1. <u>La série d'Oréokastro</u>	123
2. <u>La série de Néa Santa</u>	125
B. LES AUTRES SERIES PEONIENNES	125
1. <u>La série de Metalliko</u>	126
2. <u>La série de Ghynekokastro</u>	126
3. <u>Les affleurements de Leventochori</u>	126
4. <u>Les séries du Nord de Péonias</u>	126
5. <u>La série de Doubia</u>	127
6. <u>L'écaille du "flysch" de Melissochori</u>	127
C. LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES RECONNUES DANS LE SECTEUR DE PEONIAS	127
1. <u>Généralités</u>	127
2. <u>Remarques sur les faciès détritiques du Trias terminal - Jurassique</u>	127
II. LES SERIES DE PEONIAS : TEMOINS D'UNE MARGE CONTINENTALE FOSSILE	129
A. STADE DE PRE-FRACTURATION : PERMIEN - WERFENO-ANISIEN	129
B. STADE DE FRACTURATION (LADINIEN A CARNIEN <i>p.p.</i>)	130
1. <u>Les témoins</u>	130
1.1. Le volcanisme	130
1.2. Les indices sédimentaires	130
2. <u>La paléogéographie</u>	130
C. LA DISPARITION DES PLATES-FORMES CARBONATEES ET L'INSTALLATION D'UNE SEDIMENTATION TERRIGENE (CARNIEN-MALM ?)	131
D. DISCUSSION	131

SIXIEME CHAPITRE : LES OPHIOLITES ET LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES	135
---	-----

I. LES OPHIOLITES	135
A. GENERALITES ET HISTORIQUE SUCCINCT	135
B. NATURE DES OPHIOLITES : VUE D'ENSEMBLE	137
1. <u>Les affleurements de Guevgueli</u>	137
2. <u>Les ophiolites d'Oréokastro, Artzan et Vafiochori</u>	137
3. <u>Les ophiolites de Thessaloniki</u>	137
4. <u>Sithonia</u>	138
5. <u>Bilan</u>	138
C. L'AGE DE LA MISE EN PLACE DES OPHIOLITES	138
D. SIGNIFICATION	139
II. LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES	141
A. LES AFFLEUREMENTS POST-OPHIOLITIQUES DANS LE MASSIF D'OREOKASTRO : LA SERIE DE PENTALOFOS NEOCHOROUDA	141
1. <u>Généralités - Historique</u>	141
2. <u>Une coupe dans les formations post-ophiolitiques</u>	141
3. <u>Age et signification</u>	143

B. LES AFFLEUREMENTS DE CHORYGHI-PIKROLIMNI	144
1. <u>Le problème de la formation détritique à l'Ouest de Choryghi</u>	144
2. <u>Les calcaires de Choryghi</u>	145
3. <u>Les faciès conglomératiques</u>	146
C. LES AFFLEUREMENTS DE KORONA-IRINIKO	147
D. APERÇU SUR LES FORMATIONS POST-OPHIOLITQUES DE LA CHALCIDIQUE.	149
E. CONCLUSION SUR LES FORMATIONS MESOZOIQUES POST-OPHIOLITQUES DANS LE DOMAINE DE PEONIAS	150
1. <u>Les différentes formations</u>	150
2. <u>L'origine du matériel resédimenté</u>	150
3. <u>Esquisse paléogéographique</u>	152

DEUXIEME PARTIE : LES SERIES DU SECTEUR D'ALMOPIAS

PREMIER CHAPITRE : INTRODUCTION	153
---------------------------------------	-----

I. HISTORIQUE SUCCINCT	153
------------------------------	-----

II. CHOIX ET BUT DU TRAVAIL	155
-----------------------------------	-----

DEUXIEME CHAPITRE : LES UNITES ORIENTALES DU SECTEUR D'ALMOPIAS	157
--	-----

I. L'UNITE DE VRYSSI : PRESENCE DE TEMOINS D'AGE TRIASIQUE	157
--	-----

A. LE TRIAS	157
-------------------	-----

1. <u>Description de la coupe</u>	157
2. <u>Signification des radiolarites triasiques de l'unité de Vryssi</u>	159

B. LE CRETACE SUPERIEUR	160
-------------------------------	-----

1. <u>Description de la coupe</u>	160
2. <u>La signification du Crétacé de Vryssi</u>	160

3. <u>Bilan</u>	161
-----------------------	-----

II. LES UNITES LES PLUS ORIENTALES (MAVROLAKKOS ET KRANIA) :	
--	--

PRESENCE DE JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE BASAL	161
--	-----

A. L'UNITE DE MAVROLAKKOS	161
---------------------------------	-----

1. <u>Une coupe type</u>	162
--------------------------------	-----

2. <u>Compléments : les relations entre les deux formations principales</u>	164
---	-----

3. <u>Remarques sur les écailles de la base</u>	165
---	-----

B. L'UNITE DE KRANIA	165
----------------------------	-----

1. <u>Observations des mafites et radiolarites du Malm - Crétacé basal</u>	166
--	-----

1.1. <u>Coupe-type : la coupe de Tsouka</u>	166
---	-----

1.2. <u>La coupe de Théodoraki : présence de niveaux carbonatés</u>	168
---	-----

2. <u>Les formations diversifiées supérieures (Crétacé inférieur p.p.)</u>	168
--	-----

2.1. <u>A l'Ouest du village de Litharia</u>	169
--	-----

2.2. <u>Sur la piste qui mène de Mandalo à Krania</u>	169
---	-----

2.3. <u>La région entre Krania et la rivière d'Ardeos</u>	170
---	-----

C. LA POLARITE DES AFFLEUREMENTS DE MAVROLAKKOS ET KRANIA	170
---	-----

1. <u>L'unité de Mavrolakkos</u>	170
--	-----

2. <u>Dans l'unité de Krania</u>	171
--	-----

D. L'AGE DES SERIES	171
---------------------------	-----

1. <u>L'unité de Krania</u>	171
-----------------------------------	-----

2. <u>L'unité de Mavrolakkos</u>	171
--	-----

E. LES DIFFERENTS FACIES DANS LES UNITES DE MAVROLAKKOS ET KRANIA ET LEUR SIGNIFICATION	172
1. <u>La formation à laves, pélites et radiolarites du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur</u>	172
2. <u>La formation volcano-détritique</u>	173
3. <u>La formation flyschoidé</u>	173
TROISIEME CHAPITRE : LES UNITES MEDIANES DU SECTEUR D'ALMOPIAS : NEA ZOÏ, MESSIMERI, KLISSOCHORI ET LIKI- MARGARITA	177
I. L'UNITE DE NEA ZOÏ	177
II. LES AFFLEUREMENTS DE L'UNITE DE KLISSOCHORI OU EKLISSIOCHORI	178
A. LA COUPE MAVRI KORYPHI - POINT COTE 371	178
1. <u>Observations</u>	179
1.1. Sur la pente de la colline orientale	179
1.2. Sur la colline Ouest (Mavri Koryphi)	179
2. <u>Une série continue ou plusieurs écaillés ?</u>	180
3. <u>L'âge</u>	181
4. <u>La signification</u>	181
B. COMPLEMENTS	182
III. LES UNITES DE MESSIMERI ET DE LIKI-MARGARITA	182
A. LA SERIE DE L'UNITE DE MESSIMERI	182
1. <u>Observations</u>	182
2. <u>Interprétation</u>	183
B. LES AFFLEUREMENTS DE L'UNITE DE LIKI-MARGARITA	184
QUATRIEME CHAPITRE : LE CRETACE DES UNITES OCCIDENTALES D'ALMOPIAS (KERASSIA ET KEDRONA)	185
I. APERCU SUR LA SERIE DE L'UNITE DE KERASSIA	185
A. LES CONGLOMERATS	185
B. LA BARRE INFERIEURE DES CALCAIRES A RUDISTES	186
C. UNE FOMATION PLUS PELAGIQUE A PARTIE DU TURONIEN	186
D. LA BARRE SUPERIEURE DES CALCAIRES A RUDISTES ET LE FLYSCH	186
E. COMPLEMENTS	187
II. APERCU SUR LA SERIE DE L'UNITE DE KEDRONAS	187
III. BILAN SUCCINCT SUR LES SERIES DES UNITES DE KERALLIA- KEDRONAS	187
CINQUIEME CHAPITRE : CONCLUSIONS RELATIVES AUX SERIES D'ALMOPIAS	189
I. BILAN DES OBSERVATIONS EFFECTUEES SUR LES SERIES D'ALMOPIAS ET INTERPRETATIONS	189
A. LES DIFFERENTES SERIES	189
B. LES AGES OBTENUS	189
C. LES FORMATIONS LITHOLOGIQUES SIGNIFICATIVES	191
1. <u>Roches sédimentaires</u>	191

1.1. Les radiolarites	191
1.2. Les formations détritiques de type flysch	191
1.3. Les conglomérats grossiers et les formations à olistolites	192
1.4. Les barres de calcaires à Rudistes	192
2. <u>Roches magmatiques</u>	192
3. <u>Roches métamorphiques</u>	193
D. ESSAI D'INTERPRETATION DES SERIES D'ALMOPIAS	193
1. <u>Rapport entre les séries d'Almopias et les séries des massifs contigus</u>	193
1.1. Avec le Païkon	193
1.2. Avec le "Pélagonien"	194
2. <u>Reconstitution paléogéographique</u>	194
TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE	195
I. GENERALITES	195
A. LE CADRE DE L'ETUDE TECTONIQUE	195
B. VUE D'ENSEMBLE	195
II. LES APPORTS A L'ETUDE TECTONIQUE DU SECTEUR DE PEONIAS	195
A. LA GEOMETRIE DU DISPOSITIF	197
1. <u>Vue d'ensemble</u>	197
2. <u>Un exemple d'organisation structurale : la coupe Néa Santa - Oréokastro</u>	197
3. <u>Analyse en carte ; les corrélations entre les différentes coupes</u>	199
B. CHRONOLOGIE ET SIGNIFICATION DES DEFORMATIONS DANS LE SECTEUR DE PEONIAS	201
III. LES APPORTS A L'ETUDE TECTONIQUE DU SECTEUR D'ALMOPIAS ...	202
A. ETUDE GEOMETRIQUE	202
1. <u>En coupe</u>	202
2. <u>En carte</u>	203
B. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS TECTONIQUES	203
C. SIGNIFICATION DU DISPOSITIF STRUCTURAL OBSERVE	203
IV. LE PROBLEME DE LA "FENETRE DU PAIKON"	204
A. LA NOTION DE "FENETRE DU PAIKON"	204
B. LES ARGUMENTS EN FAVEUR DE LA FENETRE	205
C. LES PROBLEMES MAJEURS POSES PAR L'EXISTENCE D'UNE FENETRE DU PAIKON	205
1. <u>Le problème du front de la nappe tertiaire</u>	205
2. <u>Le problème de l'absence d'ophiolites dans les séries du Païkon</u>	207
3. <u>Le problème des formations magmatiques acides associées aux formations basiques dans le Païkon</u>	207
BILAN ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SECTEUR ETUDIE	209
I. LES SERIES OBSERVEES	209
A. LES PRINCIPAUX APPORTS RELATIFS AUX SERIES DU SECTEUR DE PEONIAS	209
1. <u>Les faits</u>	209
2. <u>Signification</u>	212
B. LES PRINCIPAUX APPORTS RELATIFS AUX SERIES DU SECTEUR D'ALMOPIAS	213

1. <u>Les principales datations</u>	213
2. <u>Signification d'ensemble</u>	214
II. RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION DES SECTEURS DE PEONIAS ET D'ALMOPIAS	
A. EVOLUTION AU PALEOZOIQUE - TRIAS BASAL (PEONIAS)	215
1. <u>Les niveaux sédimentaires les plus anciens (Carbonifère ?)</u>	215
2. <u>Les niveaux rouges rhyolitiques et détritiques du Permien (?) - Trias basal (Péonias)</u>	215
B. LA PLATE-FORME CARBONATEE WERFENO-ANISIENNE (PEONIAS)	215
C. LES DEBUTS DE LA PERIODE DE RIFTING : LADINIEN - CARNIEN <i>p.p.</i>	215
D. LA POURSUITE DE LA SUBSIDENCE AU TRIAS SUPERIEUR <i>p.p.</i>	217
1. <u>Péonias</u>	217
2. <u>Almopias</u>	217
3. <u>Bilan</u>	217
E. LE DEVELOPPEMENT DES FACIES TERRIGENES AU TRIAS TERMINAL - JURASSIQUE : LA PERIODE POST-RIFT	218
F. L'"OBDUCTION" DU MALM	218
1. <u>Péonias</u>	218
2. <u>Almopias</u>	219
G. LES NIVEAUX POST-OBDUCTION : JURASSIQUE TERMINAL - CRETACE INFERIEUR <i>p.p.</i>	220
1. <u>Péonias</u>	220
2. <u>Almopias</u>	220
H. LA PERIODE APTIEN - CRETACE TERMINAL - PALEOCENE (?) (ALMOPIAS)	220
I. LA TECTONIQUE COMPRESSIVE TERTIAIRE	221
J. LES STADES TERMINAUX DE L'EVOLUTION DU SECTEUR ETUDIE	221
III. LES SECTEURS DE PEONIAS ET D'ALMOPIAS DANS LEUR CADRE HELLENIQUE : RESUME DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE	
A. LA PREMIERE ETAPE (TRIAS-JURASSIQUE)	222
B. LA DEUXIEME ETAPE	222
C. LA TROISIEME ETAPE	222
D. QUELQUES REMARQUES QUANT AUX TERMES A EMPLOYER	224
BIBLIOGRAPHIE	225
LISTE DES FIGURES	237
TABLE DES MATIERES	239