

N° d'ordre : 593

50376  
1983  
328

Consultation sur place  
uniquement.

50376  
1983  
328

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR ES SCIENCES**

par

Bernard CLEMENT



**EVOLUTION GEODYNAMIQUE D'UN SECTEUR  
DES HELLENIDES INTERNES : MATHIQUE - BEOTIE  
(Grèce Continentale)**

Soutenue le 28 Juin 1983 devant la Commission d'Examen

MM. J. AUBOUIN            membre de l'Institut  
R. BLANCHET  
P. CELET  
J. DERCOURT  
I. GODFRIAUX  
C. LEFEVRE  
P.C. LEVEQUE  
N. SYMENOIDIS

Tome

N° d'ordre : 593

50376  
1983  
328

50376  
1983  
328

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR ES SCIENCES**

par

Bernard CLEMENT

## **EVOLUTION GEODYNAMIQUE D'UN SECTEUR DES HELLENIDES INTERNES : L'ATTIQUE - BEOTIE (Grèce Continentale)**



Soutenue le 28 Juin 1983 devant la Commission d'Examen

MM. J. AUBOUIN                    membre de l'Institut  
R. BLANCHET  
P. CELET  
J. DERCOURT  
I. GODFRIAUX  
C. LEFEVRE  
P.C. LEVEQUE  
N. SYMENOIDIS

Tome

**PREMIERE PARTIE**

**CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL**

# **INTRODUCTION**

**CADRE GEOGRAPHIQUE**

**ET GEOLOGIQUE**

## PREMIER CHAPITRE

# CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

## I. CADRE GEOGRAPHIQUE

### A. LIMITES.

Ce travail a pour objet l'étude d'une région située dans la partie méridionale de la Grèce continentale (fig. 1). C'est un secteur qui couvre presque entièrement les provinces de Béotie et d'Attique et partiellement celles de Locride et de Corinthe. Le secteur proposé a une longueur de 120 km de long et de 100 à 110 km pour sa plus grande largeur.

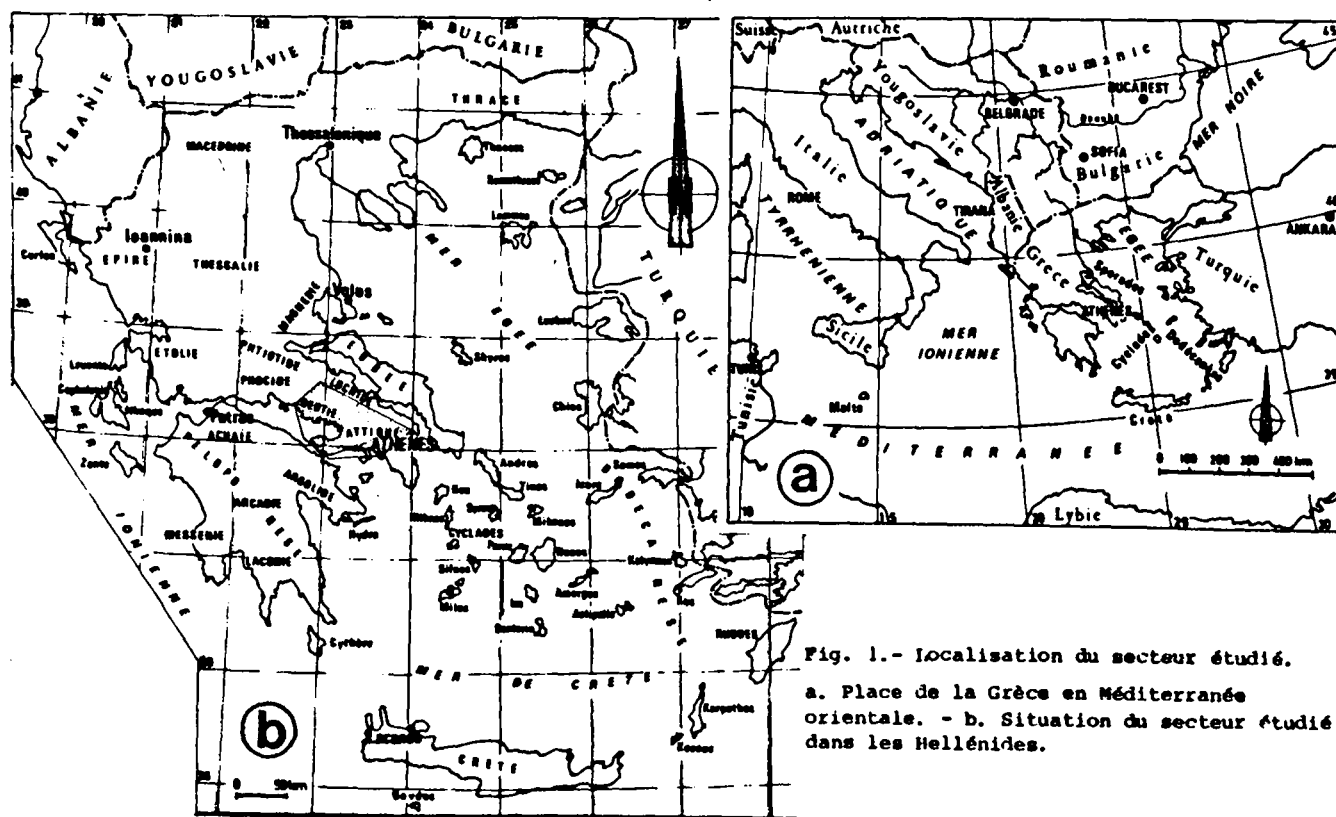


Fig. 1.- Localisation du secteur étudié.  
a. Place de la Grèce en Méditerranée orientale. - b. Situation du secteur étudié dans les Hellénides.



Fig. 2.- Principales localités, provinces et massifs montagneux essentiels.

## B. REGIONS NATURELLES.

Très diversifiées, les régions naturelles se découpent en plusieurs ensembles bien individualisés. (fig. 2).

### 1. LES PLAINES.

- La plaine de Copais, qui est un ancien lac asséché sur les conseils d'un ingénieur français nommé Sauvage (1846) et dont les eaux sont rejetées dans les lacs Iliki et Paralimni, en bordure du golfe d'Eubée.

- Les plaines de Thèbes et d'Erithrée (ou Erithrai), qui prolongent celle de Copais vers le Sud Est.
- Les plaines de Xironomi et de Leftra, coincées entre le Zagora et le Kitheron, qui s'ouvrent vers le golfe de Corinthe.
- La plaine d'Athènes, qui est une cuvette s'ouvrant vers le golfe du Pirée.
- La plaine de Megara qui relie le golfe de Corinthe au golfe Saronique.

## 2. LES ENSEMBLES MONTAGNEUX.

- Le massif de l'Helicon qui est le prolongement oriental du massif du Parnasse et dont le sommet, le Paleovouno, culmine à 1 800 m environ.
- Le massif du Zagora, qui frange le lac Copais sur son bord Sud.
- Le massif du Kitheron avec la chaîne du Patseras qui le relie à la Haute Plaine de Skourta.
- La chaîne du Parnis, qui borde la plaine d'Athènes au Nord.
- La montagne de l'Aigileo, qui ferme la plaine d'Athènes au Sud Ouest.
- Le mont Pateras, qui prolonge la chaîne du Parnis vers l'Ouest.
- La chaîne des Gérénées, formant la péninsule qui relie la Grèce continentale au Péloponnèse.

## II. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL : LES HELLENIDES

### A. HISTORIQUE SUCCINCT.

Les Hellénides (Kober, 1929) appartiennent à la partie méridionale des Dinarides (Suess, 1883) et constitueraient le prolongement occidental des Taurides s.l., par l'intermédiaire de l'arc égéen (Angelier, 1979). Des synthèses nombreuses et successives ont contribué à une connaissance de grandes lignes tectoniques de l'édifice dinarique depuis Philippson (1890, 1895, 1904) et Toula (1904) qui ont dressé des cartes structurales tout à fait acceptables pour l'époque. Les nombreux travaux portant sur les Hellénides ont été rassemblés dans trois ouvrages bibliographiques (Haralambous, 1961, 1975 ; Brunn *et al.*, 1977). Il est à noter toutefois que la géologie des Hellénides a été influencée par plusieurs publications marquantes qui ont concouru à modifier les conceptions géologiques de l'époque :

- Kober (1929, 1931), après un court séjour en Grèce, a eu l'intuition géniale que l'édifice hellénique était constitué d'un empilement de nappes de charriage comparable à celui des Alpes orientales ;
- Aubouin (1959), à la suite de travaux de Renz (1940-1955) et ceux de Brunn (1956), a proposé une interprétation géosynclinale reprise par Aubouin *et al.* (1963) ;
- Dercourt (1970) et Bernoulli et Laubscher (1972) ont été les premiers à donner une

interprétation géotectonique détaillée portant sur l'évolution du rameau dinarique dans le cadre de la tectonique des plaques.

Parmi les travaux de synthèses qui ont apporté des précisions importantes sur la géologie, plusieurs publications demeurent importantes :

- Renz (1955) a rassemblé toutes les données stratigraphiques de l'époque ;
- Aubouin *et al.* (1960), dans le Livre Jubilaire consacré à P. Fallot, fait le point des connaissances de l'Ecole Française ;
- Aubouin *et al.* (1970), à l'occasion du centenaire de la Société géologique du Nord, aborde des problèmes liés aux zones internes helléniques ;
- l'Ecole Allemande, dans un ouvrage de synthèse (Alpes, Apennins et Hellénides, Closs *et al.* Ed., 1978), a compilé les résultats des dix dernières années et proposé de nouvelles vues sur la liaison Hellénides-Taurides ;
- le VI<sup>e</sup> Colloque de la géologie des régions égéennes (Athènes, 1977) a donné naissance à trois volumes importants synthétisant les différents points de vue des équipes de recherche internationale travaillant dans les Dinarides s.l. ;
- les différents articles du 26<sup>e</sup> Congrès géologique international tenu à Paris (juillet, 1980) tels que : Géologie de la Grèce (Dercourt *et al.*, 1980), les chaînes issues de la Téthys et les Hellénides (Bonneau *et al.*, 1980) ;
- après les travaux des pionniers (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Dercourt, 1964 ; Mercier, 1966 ; Godfriaux, 1968), de nombreuses synthèses portant sur des transversales helléniques ont vu le jour au sein de l'Ecole Française depuis une douzaine d'années (I. G. R. S. et I. F. P., 1966, sur les zones externes ; Guernet, 1971, sur l'Eubée ; Fleury, 1980, sur le Gavrovo et le Pinde ; Thiébault, 1982, sur les zones externes en Péloponnèse ; Ferrière, 1982, sur les zones internes au Nord du Sperchios).

## B. ZONEOGRAPHIE DES HELLENIDES.

Les grandes articulations de la zonéographie alpine des Hellénides sont tirées d'Aubouin (1959), additionnées des travaux les plus récents. Depuis Brunn (1956), les Hellénides sont découpées en deux ensembles distincts : les zones externes occidentales, dépourvues de trace d'une tectonique précoce Jurassique supérieur-Crétacé inférieur qui a affecté les zones internes ; plus récemment, à l'instar des géologues français ayant travaillé en Yougoslavie, Thiébault (1982), après Fleury (1980), a proposé de regrouper la zone du Pinde, celle du Parnasse et la zone béotienne, dans des zones intermédiaires "dont la lithostratigraphie est nettement influencée par les tectoniques précoces des zones internes. Cette notion me paraît bien adaptée car les grands événements tectoniques liés aux diverses phases mésozoïques et cénozoïques sont enregistrés par des changements de faciès plus ou moins importants, sans que l'on puisse observer avec certitude des discordances très nettes.(fig. 3).

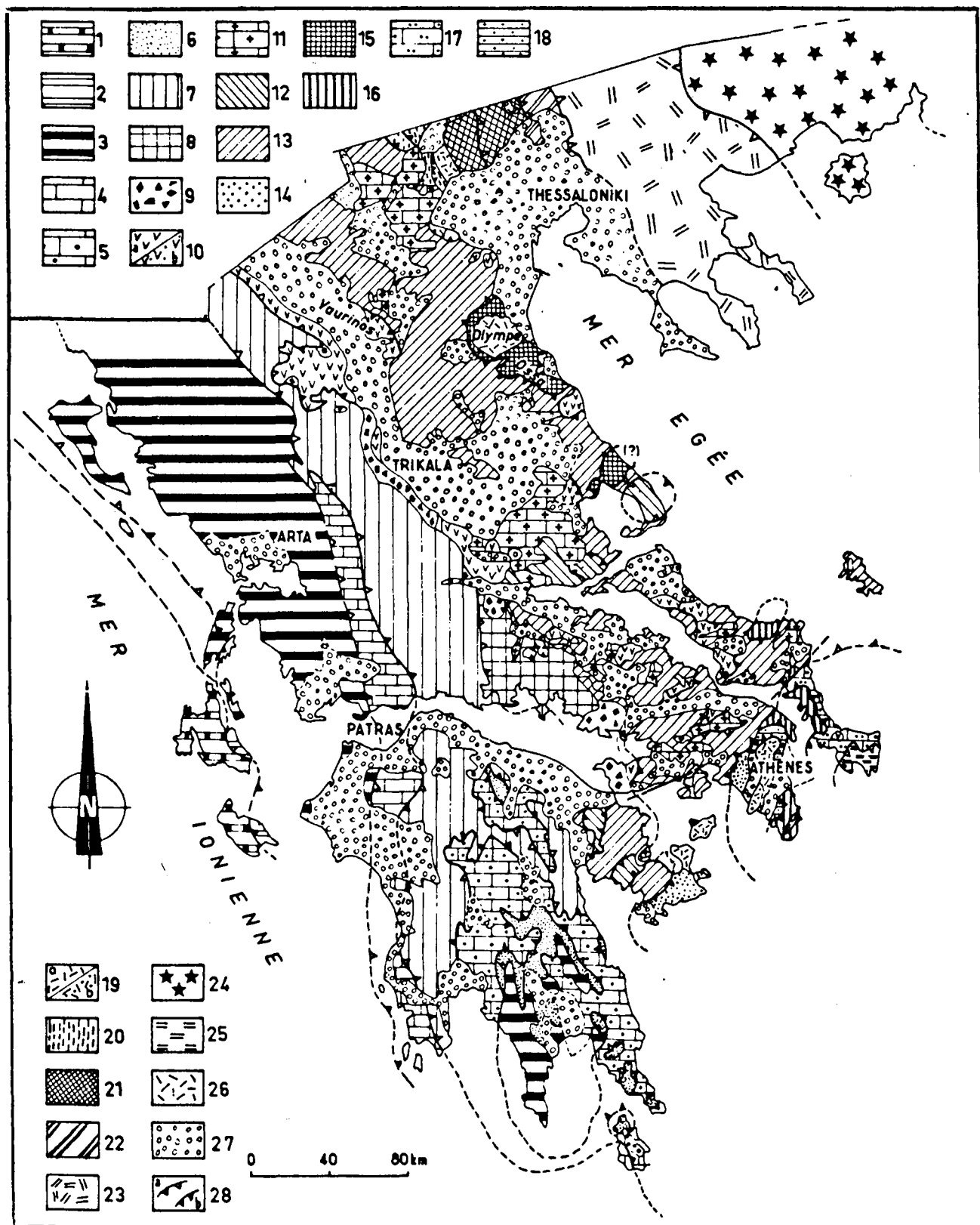


Fig. 3. - Carte structurale simplifiée et zones isopiques des Hellénides (d'après Aubouin, 1974, modifiée par Dercourt et al. (1980) pour les zones internes, et Thiébaud (1982) pour les zones externes).

- 1. Sous-zone de Zante-Céphalonie. - 2. Sous-zone de Paxos. - 3. Zone ionienne. - 4. Sous-zone de Gavrovo. - 5. Sous-zone de Tripolitza. - 6. Nappes des Phyllades. - 7. Zone du Pinde-Olonos. - 8. Zone du Parnasse. - 9. Zone béotienne. - 10a. Complexe ophiolitique. - 10b. Formations des Adhères. - 11. Zone pélagonienne : couverture post-crétacée. - 12. Zone maliaque. - 13. Zone pélagonienne - formations anté-crétacées. - 14. Unité des Schistes d'Athènes. - 15. Unité de l'Ossa-Makrinitza (?). - 16. Unité d'Almyropotamos. - 17. Unité de Styra. - 18. Unité d'Ekali. - 19a. Fenêtre de l'Olympe (Gavrovo). - 19b. Fenêtre de Pentelique (zone externe ou intermédiaire). - 20. Zone d'Almopias. - 21. Zone de Paikon. - 22. Zone de Peonias. - 23. Zone serbo-macédonienne. - 24. Domaine rhodopien. - 25. Unité supérieure à Schistes Bleus (Ochi-Laurium). - 26. Formations volcaniques récentes. - 27. Tertiaire et Néogène discordants. - 28a. Contacts tectoniques Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. - 28b. Contacts tectoniques tertiaires.



## 1. LES ZONES EXTERNES.

D'Ouest en Est, on trouve :

### a. LA ZONE DE PAXOS-ZANTHE.

Elle réunit la zone de Paxos (Renz, 1940) et la zone préapulienne (Aubouin, 1959). Elle se caractérise par une sédimentation néritique connue à partir du Dogger, très épaisse au Mésozoïque, avec quelques lacunes de sédimentation au Paléocène et une sédimentation marno-calcaire à l'Eocène et à l'Oligocène. La sédimentation calcaire puis marneuse s'arrête au Miocène supérieur. Cette zone a valeur de ride.

### b. LA ZONE IONIENNE.

Premier sillon externe, la zone ionienne possède une série épaisse datée du Trias supérieur au Miocène inférieur (Aubouin, 1959 ; I. G. R. S. et I. F. P., 1966). Sa sédimentation est variée ; néritique au Trias supérieur, elle devient pélagique au Lias moyen jusqu'à l'Eocène supérieur, puis se poursuit par un flysch qui se dépose de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur.

### c. LA ZONE DU GAVROVO-TRIPOLITZA.

Elle représente une plate-forme dont les sédiments néritiques sont connus du Trias supérieur, pour la sous-zone de Tripolitza, à l'Eocène supérieur, pour la sous-zone du Gavrovo. Le dépôt du flysch débute soit au Priabonien, dans la sous-zone de Tripolitza, soit à l'Oligocène inférieur, dans la sous-zone de Gavrovo.

### d. REMARQUES CONCERNANT LA TECTONIQUE ALPINE DANS LES ZONES EXTERNES.

La zone de Paxos-Zanthe est chevauchée par la zone ionienne au Pliocène inférieur (Sorel, 1976).

La zone ionienne, déformée à la fin de l'Aquitaniien et du Burdigalien, est chevauchée soit par la zone du Gavrovo-Tripolitza, soit par la zone du Pinde.

La zone du Gavrovo-Tripolitza est amplement chevauchée par les zones intermédiaires, voire même internes, puisqu'on retrouve une fenêtre tectonique appartenant à la sous-zone de Gavrovo au sein de la zone pélagonienne, au niveau du massif de l'Olympe (Godfriaux, 1965 ; Fleury et Godfriaux, 1974).

Il ne sera pas traité de la néotectonique dont les analyses et les résultats ont été exposés par Angelier (1979).

## 2. LES ZONES INTERMÉDIAIRES.

### a. LA ZONE DU PINDE-OLONOS.

C'est un sillon caractéristique, plus ou moins profond selon les époques, dont les sédiments détritiques puis pélagiques débutent au Trias supérieur jusqu'au Crétacé supérieur. Une seconde incursion terrigène flyschoïde apparaît au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ("Premier Flysch" ; Aubouin, 1956) et enfin du Maestrichtien supérieur à l'Eocène, s'installe une puissante série flyschoïde.

#### b. LA ZONE DU PARNASSE.

Bien étudiée par Celet (1962), elle représente une plate-forme néritique indépendante de la zone pélagonienne dès le Dogger-Malm inférieur. La zone du Parnasse est formée de calcaires du Trias supérieur au Crétacé supérieur et dès le Maestrichtien supérieur, il s'installe un flysch moins épais que celui du Pinde et dont la partie sommitale n'a jamais été datée. La sédimentation mésozoïque est interrompue par trois niveaux bauxitiques dont l'un est dogger, l'autre jurassique supérieur et le dernier mésocrétacé.

#### c. LA ZONE BEOTIENNE.

A l'exemple de ce que l'Ecole Française avait découvert en Yougoslavie (la zone bosniaque Blanchet, Cadet, Charvet, Rampnoux, 1969), nous avons proposé la création de cette zone (Clément, 1971 ; Celet et Clément, 1971 ; Celet *et al.*, 1976). Elle se caractérise sur notre transversale par un soubassement néritique du Trias supérieur au Dogger-Malm inférieur (?), surmonté par des radiolarites puis des formations terrigènes (flyschoïdes ?) d'âge crétacé inférieur à crétacé supérieur dans les monts Gérénées. Quelques indices de la présence de Crétacé supérieur-Paléocène néritiques existent dans les monts Gérénées. Dans le mont Iti (Wigniolle, 1977) et au Nord de la rivière Sperchios (Lybérís et Jaeger, 1979 ; Courtin, 1979), une série d'âge crétacé supérieur puis un flysch paléocène à éocène (?) surplombent le flysch éocrétacé.

#### d. REMARQUES CONCERNANT LA TECTONIQUE ALPINE AYANT AFFECTEE LES ZONES INTERMEDIAIRES.

Les zones intermédiaires enregistrent, dans leurs séries stratigraphiques, les échos des phases tectoniques ayant secoué les zones internes à partir du Jurassique jusqu'à l'Eocène.

L'obduction téthysienne Jurassique supérieur-Crétacé inférieur est soulignée par l'apparition du "Premier Flysch" du Pinde, le dépôt du deuxième niveau de Bauxite ( $b_2$ ) dans la zone du Parnasse et la sédimentation du flysch béotien dans la zone béotienne.

Les déformations observées au Crétacé moyen dans les terrains métamorphiques, rapportées au Pélagonien, trouvent un écho sédimentaire dans la zone du Parnasse par l'installation du troisième niveau de Bauxite et par l'émergence partielle et locale de la zone béotienne.

Le début de la structuration en édifice de nappes des zones internes, achevées à l'Eocène supérieur dans le Pélagonien, est ressenti dans les zones intermédiaires dès le Maestrichtien, par l'apparition d'un flysch très puissant dans la zone du Pinde (2 000 à 3 000 m selon les auteurs), dont l'épaisseur diminue vers le secteur oriental parnassien ou béotien (?).

*Remarque* : la création du sillon béotien concomitante du premier niveau de Bauxite du Dogger-Malm inférieur dans la zone du Parnasse sera traitée dans le chapitre consacré au Jurassique.

### 3. LES ZONES INTERNES.

Elles sont caractérisées par des paléogéographies superposées (Aubouin, 1973) liées à des crises tectoniques précoces d'intensité variable compliquant la stratigraphie et l'identification longitudinales de certaines zones (?). Comme l'avait fait fort justement remarquer Fleury (1980), "le fait de se trouver confronter à des questions de nomenclatures signale l'approche des zones internes." En effet, selon les écoles (allemande, anglaise, grecque ou française) ou selon les concepts utilisés pour les définitions (stratigraphique, paléogéographique, sédimentologique ou structurale), la nomenclature adoptée est très variable.

#### 31. LA PALEOGEOGRAPHIE ANTE-CRETACEE.

##### a. LA ZONE MALIAQUE.

Définie par Ferrière (1976 d), elle s'est individualisée aux époques triasique et jurassique. Bien représentée au niveau de l'Othrys et du Pelion (?), elle apparaîtrait en Eubée et en Argolide en position supra-pélagonienne.

Du point de vue tectonique, là où elle a été citée, elle ne se trouve jamais sous l'édifice pélagonien. Sa position paléogéographique initiale demeure difficile à cerner, c'est ainsi qu'elle a été citée en position :

- subpélagonienne (béotienne ?) : Ferrière (1976 d), Ferrière et Vergely (1976, hypothèse 2), Courtin (1979), Fleury (1980), Ferrière (1982, hypothèse A, p. 472) ;
- intrapélagonienne : Katsikatos *et al.* (1977), Vergely (1979) ;
- ultrapélagonienne (almopienne ?) : Ferrière et Vergely (1976, hypothèse 1), Ferrière (1982, hypothèse B, p. 472).

En résumé, les difficultés qui entourent la position de cette zone et toute la complexité qui découle du choix à opérer lors de l'examen de cette zone ont été notées par Ferrière (1982, p. 18) : "Elle représente, avec certitude, l'un des bassins situés en bordure de la zone pélagonienne, mais la position de celui-ci reste à définir".

##### b. LA ZONE PELAGONIENNE.

Elle est représentée par une série paléozoïque détritico-carbonatée qui s'étage du Viséen supérieur (Clément, 1976) au Permien supérieur, puis d'une série continue du Werfénien au Malm pouvant être quelquefois érodée jusqu'au Trias inférieur. Constituée de carbonates avec un épisode volcanique au Trias moyen, elle s'est comportée comme une plate-forme plus ou moins subsidente pendant tout le Mésozoïque.

##### c. LA ZONE DU VARDAR.

Découverte par Kossmat (1924), elle a été subdivisée en trois sous-zones (ou zones) par Mercier (1966 a, b, 1968) qui sont désignées d'Ouest en Est :

- sillon d'Almopias, formé de dolérites, d'ultrabasites et de serpentines téthysiennes ;

- plate-forme du Paikon, composée d'une alternance de marnes et de calcaires triasico-jurassique interrompue par des rhyolites alcalines, des keratophyres et des spilites au Jurassique supérieur ;

- sillon de Peonias, créé au cours du Jurassique au sein d'une plate-forme néritique triasico-liasique et qui se complète à partir du Dogger de formations volcano-sédimentaires et de formations flyschoides au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. C'est dans cette sous-zone que l'on trouve l'unité de Guevgueli (Mercier *et al.*, 1976 ; Behien, 1982) qui montre des gabbros et des granites associés (?).

La zone du Vardar constitue un domaine clef dont l'évolution est vraisemblablement étroitement liée à la Téthys alpine.

#### d. LA ZONE SERBO-MACEDONIENNE.

Située à l'avant du "noyau rhodopien" (Mercier, 1968), la zone serbo-macédonienne métamorphique est traversée par des pegmatites de 300 MA et recouverte par une série carbonatée triasico-liasique.

### 32. LA PALEOGEOGRAPHIE POST-CRETACEE-ANTE-EOCENE.

Exception faite de la zone mallaque et de la zone serbo-macédonienne, le Crétacé est présent dans toutes les autres zones et d'une manière générale, il est transgressif dès l'Albio-Aptien sur la zone pélagonienne en Béotie et se caractérise par des dépôts terrigènes dans la sous-zone du Paikon et dans les unités externes de la zone de Peonias. Les zones internes possèdent des indices de déformations anté-Albio-Aptien qui modifient la paléogéographie du Crétacé inférieur. Dès le Crétacé supérieur, il s'installe une sédimentation carbonatée de plate-forme dans la zone pélagonienne et dans la sous-zone de Paikon, alors que dans les sous-zones d'Almopias et de Peonias, il se sédimente des séries terrigènes.

Au Maestrictien supérieur-Paléocène, de la zone du Pinde à l'Ouest à la zone d'Almopias, il s'installe un flysch très épais à l'Ouest et daté du Lutétien inférieur qui s'amenuise vers l'Est.

Si l'on se rapporte aux événements tectoniques (*cf. supra*) ayant modifié la paléogéographie des zones internes, il paraît indubitable que des zones isopiques nouvelles se sont "superposées" aux paléohellénides (Aubouin, 1973 ; Jacobshagen *et al.*, 1978).

### 33. LES PALEOGEOGRAPHIES POST-EOCENES.

Elles sont liées aux évolutions tardi-géosynclinales et post-géosynclinales (Aubouin, 1959 ; Angelier, 1979).

### 34. PHASES TECTONIQUES, METAMORPHISMES ET MAGMATISMES DES ZONES INTERNES.

#### a. LES EVENEMENTS ANTE-ALPINS DES ZONES INTERNES.

Depuis Mercier (1966), dans la zone du Vardar on découvre peu à peu des événements anté-alpins magmatiques et métamorphiques dans la zone pélagonienne (en Thessalie : Yarwood et Aftalion, 1976 ; dans les Cyclades : Ios : Kreuzer et Kunst, 1982 ; Othrys : Ferrière, 1982).

#### b. LES EVENEMENTS ALPINS DES ZONES INTERNES.

Les événements tectoniques alpins débutent au Trias moyen dans la zone pélagonienne où l'on observe des phénomènes d'extension. Ces mêmes phénomènes vont réapparaître au Dogger-Malm inférieur dans la zone pélagonienne où la plate-forme triasico-liasique va se fracturer et donner naissance au sillon béotien. Ensuite, l'évolution tectonique va être guidée par une succession de phases majeures générales affectant les zones internes (Aubouin, 1974) : phase paléohellénique (Jacobshagen, 1979) ; une paléotectonique liée à l'obduction téthysienne se traduisant par deux phases de déformation (l'une anté-Tithonique, l'autre anté-Albo-Aptien ; Mercier *et al.*, 1972) et qui structure les zones internes. Pendant la même période, on assiste à un métamorphisme HP-BT en Thessalie (Altherr *et al.*, 1977 ; Derycke et Godfriaux, 1978 ; Ferrière, 1982) et en Eubée (Bavay *et al.*, 1980) et à un des phénomènes de granitisation dans la zone du Vardar (granite de Guevqueli : Bebien, 1982).

Une tectonique, c'est la période de structuration de toutes les Dinarides et les Hellénides internes qui s'accompagne d'une succession de phases de déformations et de métamorphismes dans le domaine oriental (Mercier *et al.*, 1972 ; Altherr et Seidel, 1979 ; Bavay *et al.*, 1980).

Une tardi-tectonique : d'âge oligo-miocène, elle est responsable de l'installation du sillon albano-thessalien (Bourcart, 1922) ou du sillon mésohelléniques (Brunn, 1956) qui colmate toutes les tectoniques antérieures. Il se produit des granitisations dans les Cyclades.

Une néo-tectonique : couvrant l'intervalle plio-quadernaire, elle est liée à l'extension égéenne provoquant la subduction mésogéenne (Le Pichon et Angelier, 1979 ; Angelier, 1979).

#### C. HABITAT, POPULATION.

La répartition de la population dans les provinces de Béotie, Locride, Corynthie et Attique est fortement liée à la richesse du sol. Population essentiellement agraire, elle est relativement riche en bordure des plaines convenablement irriguées où une exploitation agricole intensive des agrumes, des céréales et du coton contribue à l'essor économique du pays. Dans les montagnes, la population dispersée est essentiellement pastorale et les villages sont en voie de disparition, à l'exception de ceux comme Distomon, Stiri ou Kiriaki qui jouissent de la présence de l'usine Pechiney à Aspra-Spitia. L'existence de la bauxite dans la zone du Par-nasse a transformé la vie des populations dans un rayon de plus de 20 km au Nord du golfe de Corinthe.

Les villes construites à la périphérie de la plaine de Copais sont plutôt des gros bourgs agricoles, qui à l'image de Levadia, s'ouvrent au tourisme de passage pendant l'été.

Athènes, ville que l'on ne présente plus, ville moderne, touristique, cosmopolite, que baigne un soleil de plomb sous un ciel d'azur, ville typique par ses hauts lieux historiques vestiges d'un passé prestigieux, enfin ville qui symbolise le berceau de la culture occidentale et l'origine de nos libertés démocratiques, possède avec son agglomération, le 1/5e de la population hellénique.

Pour terminer ce bref aperçu, je ne peux résister à l'évocation de l'histoire et de la mythologie qui se mêlent agréablement dans toutes les montagnes, les cités et les plaines. Si dans la ville d'Athènes les monuments et les collines sont chargés d'histoire et de mythes, les provinces d'Attique et de Béotie interpellent notre culture historique et mythologique par leurs toponymies : j'en veux pour exemple, Marathon, Eleuthère, Platée... Comment ne pas rêver à la lecture de "Kithéron" où selon certains auteurs le jeune Oedipe aurait été abandonné et de s'effrayer au nom de "Thèbes-la-Maudite", symbole de la Fatalité des Dieux. Mais tous les lieux ne possèdent pas cette charge pathétique ; ainsi le Val des Muses, là où les poètes de l'Antienne Athènes venaient chercher l'inspiration, nous incite aux voyages oniriques. La source d'Hyppocrène, qui jaillit de l'un de ses flancs n'évoque-t-elle pas l'image de Pégase qui, d'un coup de sabot, lui a donné vie et surtout a ramené l'orgueilleuse Hélicon à plus de modestie ? Cette légende s'impose avec force à notre réflexion et nous invite le mieux à chasser la Vanité qui tenterait de nous habiter avant une épreuve difficile.

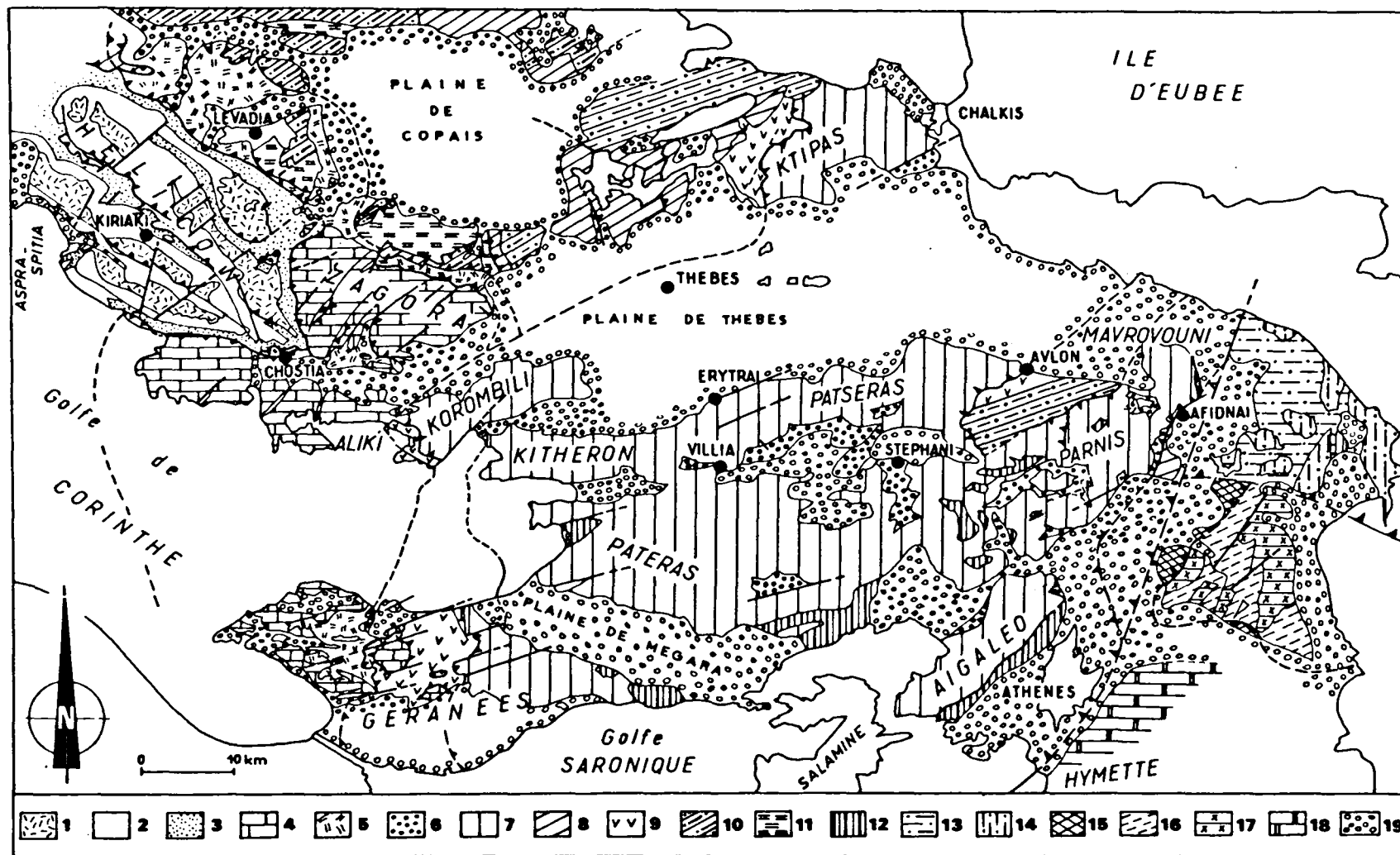


Fig. 4.- Zone du Parnasse - 1. Calcaires néritiques jurassiques néocomiens. - 2. Calcaires néritiques crétacés. - 3. Formations flyschoides paléogènes.  
 Zone béotienne - 4. Semelle néritique triasico-liasique. - 5. Formations flyschoides crétacées.  
 Zone pélagonienne - 6. Formations détritiques paléozoïques. - 7. Formations néritiques et volcaniques du Trias. - 8. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 9. Ophiolites. - 10. Calcaires néritiques crétacés. - 11. Formations flyschoides tertiaires. - 12. Calcaires néritiques et formations flyschoides crétacées-tertiaires. - 13. Schistes oeilés et micaschistes. - 14. Marbres.  
 Formations métamorphiques d'appartenance incertaine - 15. Marbres et schistes du groupe d'Ekali. - 16. Micaschistes. - 17. Marbres blancs. - 18. Groupe de l'Hymette. - 19. Formations récentes.

## DEUXIEME CHAPITRE

### CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

#### A. HISTORIQUE SUCCINCT DES TRAVAUX DU SECTEUR ETUDIE.

Après les différents travaux de synthèse à l'échelle de la péninsule hellénique (*cf. supra* : cadre géologique général) résumés sur la carte géologique de la Grèce au 1/500 000 (Liatsikas et al., 1955) et dans une monographie importante (Renz, 1955), il n'y a pas eu de travaux d'ampleur régionale sur notre secteur d'étude qui est bordé à l'Ouest par le secteur d'étude de Celet (1962) et au Nord par celui de Guernet (1971).

Dans le massif de l'Helicon, en particulier, des travaux de détails portent sur la stratigraphie et la tectonique (Celet et Clément, 1969 ; Papastamatiou et al., 1971). La présence de bauxites a suscité de nombreuses études sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques (Papastamatiou, 1965, 1966 ; Combes, 1978 a-b) ayant conduit à des reconstitutions paléogéographiques de la zone du Parnasse.

En Béotie, Locride et Attique septentrionale, quelques publications résument les faits les plus saillants traitant de la stratigraphie et de la tectonique régionale (Roubanis, 1963 ; Tataris et Kounis, 1967, 1968 ; Christodoulou, 1969 ; Tataris, 1970, 1972 ; Albandakis, 1971 ; Dounas, 1971).

Au Nord de notre secteur, en Locride, Guernet (1971) a contribué à affiner la connaissance des zones internes en soulevant pour la première fois le problème de la distinction entre la notion de zone pélagonienne et de zone subpélagonienne qui a été repris par Kauffmann (1976).

Dans les monts Gérénées, Tataris et Kallergis (1965), Christodoulou (1970) et Clément (1972) ont apporté l'essentiel des informations stratigraphiques sur les terrains anté-néogènes mais les interprétations structurales font toujours l'objet d'hypothèses différentes.

Des résultats importants sont contenus dans plusieurs Diplômes d'Etudes Approfondies dans des secteurs limitrophes à notre domaine (Degardin, 1971 ; Verriez, 1971 ; Leluc, 1976) ou sur notre secteur (Dereuder, 1973), sur le Paléozoïque des monts Parnis et Pateras. Dans la région d'Atalanti, s'appuyant sur une étude pétrographique, minéralogique et géochimique, Verriez (1980) a proposé un modèle d'évolution pour un volcan d'âge anté-carnien.



En Attique et dans le Laurium (après les publications de Philippson) (*cf. supra*), les travaux de Tataris (1967 a-b) et de ses collaborateurs (1971), de Katsikatsos (*in Fantinet et al.*, 1976) et d'Albandakis (1977) sur la stratigraphie et la tectonique régionale donnent un éclairage stratigraphique nouveau sur les "Schistes d'Athènes" et sur leurs relations structurales avec les terrains métamorphiques des massifs du Pentelique et de l'Hymette.

Du point de vue stratigraphique et particulièrement sur le Paléozoïque, les travaux de Renz et Reichel (1945) et de Renz (1955) font encore autorité aujourd'hui.

Du point de vue strictement structural, Kober (1929, 1951), Renz (1940) et Trikkalinos (1958) ont proposé plusieurs interprétations sur l'existence d'un socle anté-paléozoïque métamorphique. Le dernier auteur considérait même que toutes les formations métamorphisées étaient attribuables à un socle très ancien. Les travaux d'Argyriadis (1967) sur Marathon, et de Marinou (1956), ont montré que les formations métamorphiques pouvaient être mésozoïques.

## B. BUTS DE L'ETUDE ET METHODES EMPLOYEES.

Dans le cadre de l'étude des Hellénides par l'Ecole Française, il m'a été proposé le secteur situé dans le prolongement oriental de celui qu'avait étudié Celet (1962).

Le travail a consisté en un lever de terrain ayant comme support les reproductions de la carte topographique allemande au 1/100 000, dressée en 1938. Les cartes utilisées, quelquefois très partiellement, sont : Delphi-Xylokastron 7H, Atalanti 8G, Levadia 8H, Corinthe 8J, Athènes-Chalkis 9H, Athènes-Pirée 9J, Athènes-Marathon 10H, Athènes-Laurium 10J.

Je me suis servi également des cartes au 1/50 000 de Levadia, Vagia, Erythrai, Atalanti. De plus, j'ai consulté la carte au 1/500 000 de Renz *et al.* (1954). J'ai bénéficié des cartes de détails levées à la périphérie de mon secteur d'étude, dressées par des étudiants en D. E. A. dans la région d'Exarchos (Degardin, 1971) et dans le Kallidromon (Leluc, 1976).

J'ai pu bénéficier des photos aériennes prises par satellite Landsat I ainsi que quelques clichés couleur intéressants des régions limitrophes de l'ancien lac Copais. Ces documents m'ont été confiés par les membres du laboratoire de Radiogéologie et de Mécanique des Roches de Bordeaux I.

L'étude des différentes séries sédimentaires a été réalisée en collaboration avec de nombreux spécialistes en paléontologie et surtout en micropaléontologie :

- Paléozoïque : Lys (Algues et Foraminifères) ;
- Trias : Zaninetti (Foraminifères), Kauffmann (Conodontes), Dubar (Mégalo-dontes) ;
- Jurassique : De Wever, El Kadiri (Radiolaires), Bassoulet (Foraminifères), Jaffrezo (Algues), Beauvais (Madréporaires) ;
- Crétacé : Durand-Delga (Calpionelles), Raoult (Foraminifères), Fourcade, Fleury et Rat (Foraminifères), Kuhn (Rudistes du Crétacé inférieur et Algues), Sornay (Rudistes) ;
- Paléocène-Eocène : Fleury (Foraminifères), Poignant (Algues), Blondeau (Nummulites) ;

- Pétrographie éruptive : Lapière (laves paléozoïque et triasique).

Parmi les roches sédimentaires, j'ai utilisé partiellement la classification de Folk (1968), le manuel de Humbert (1976) et le dictionnaire de Foucault et Raoult (1980) pour les terminologies délicates. Il est évident qu'il subsiste de nombreuses insuffisances dans les parties traitant du métamorphisme ou des formations éruptives, par exemple, qui représentent une faible partie de ce mémoire, mais les méthodes employées et les techniques utilisées demeurent une affaire de spécialistes pour laquelle je n'ai pas acquis une expérience suffisante.

## C. PRESENTATION DU MEMOIRE.

### 1. LE PLAN.

J'ai choisi d'adopter un plan très classique en procédant à un examen des zones isopiques successives. L'inconvénient de ce choix apparaît dans la deuxième partie où je décris la stratigraphie d'Est en Ouest jusqu'au Trias et qu'à partir du Jurassique, j'ai procédé à une description plus habituelle de l'Ouest vers l'Est.

#### a. DEUXIEME PARTIE : STRATIGRAPHIE.

Elle est consacrée à l'étude analytique des différentes séries rencontrées dans les différentes zones isopiques. J'ai intégré les analyses de pétrographie éruptive dans la stratigraphie.

#### b. TROISIEME PARTIE : DESCRIPTIONS DES TERRAINS METAMORPHIQUES.

Cette partie est faiblement représentée puisqu'elle couvre une superficie très peu importante. Je me suis borné à dresser quelques colonnes lithostratigraphiques en essayant, dans la mesure du possible, de les comparer à des séries stratigraphiques non métamorphiques connues par ailleurs.

#### c. QUATRIEME PARTIE : TECTONIQUE.

L'analyse tectonique est centrée sur :

- l'utilisation de documents photographiques aériens ;
- l'examen de la tectonique de chaque zone isopique ;
- l'approche microstructurale des terrains métamorphiques.

#### d. CINQUIEME PARTIE : SYNTHESE GEODYNAMIQUE.

L'interprétation géodynamique de cette partie de la chaîne hellénique a été basée surtout à partir des résultats acquis dans les zones internes ces dernières années.

En m'attachant à regrouper les faits stratigraphique et tectonique du secteur envisagé,

j'ai essayé de montrer qu'un certain type de modèle géodynamique pouvait être appliqué à la chaîne hellénique. Il va de soi que cette tentative reste imparfaite car elle ne rend pas compte de toutes les découvertes extérieures à notre secteur.

## 2. TOPONYMIE.

L'utilisation des cartes topographiques allemandes au 1/100 000 m'a conduit à choisir une transcription de la toponymie selon des règles de traduction de cette langue en français mais pour aider à la lecture, j'ai orthographié certains lieux en m'appuyant sur des cartes routières touristiques latinisées à partir du grec moderne. Par ailleurs, pour certaines transcriptions des cartes grecques en français, j'ai pris la liberté de la traduction phonétique. Certaines incohérences peuvent apparaître aux yeux d'hellénistes distingués, je les prie de bien vouloir accepter mes excuses.

**DEUXIEME PARTIE**

**ANALYSE STRATIGRAPHIQUE**

**ETUDES DES TERRAINS**

**NON METAMORPHIQUES**

## PREMIER CHAPITRE

# LE PALEOZOIQUE

### I. GENERALITES SUR LE PALEOZOIQUE

#### A. HISTORIQUE SUCCINCT.

##### 1. LE PALEOZOIQUE DATE EN GRECE CONTINENTALE ET EN PELOPONNESE.

Le Paléozoïque, non métamorphique, des Hellénides est connu depuis Stache (1876) et Teller (1886) qui ont décrit des Bivalves dans des calcaires biodétritiques intercalés dans des formations terrigènes de l'île de Chios.

Il faut attendre Deprat (1904) en Eubée, et surtout Ktéas (1924, 1926), pour commencer à voir s'esquisser une échelle micropaléontologique. Avec Renz (1908, 1910 a-b, 1911 c, 1912, 1937) en Attique-Béotie, et Renz et Reichel (1945) dans la zone "Est-hellénique", nous allons être en présence de deux découvreurs de gîtes fossilifères particulièrement attachés à la micropaléontologie des Foraminifères et des Algues du Paléozoïque. Il revient à ces deux précurseurs, la primeur d'avoir publié un inventaire micropaléontologique des principaux affleurements des zones internes helléniques. Malheureusement, si du point de vue paléontologique et stratigraphique, les publications de ces auteurs demeurent très précieuses, il n'existe pas de coupes ou de cartes précises conduisant à des analyses historiques et paléogéographiques. Puis enfin, dans une monographie importante portant sur la géologie de la Grèce, Renz (1955) passe en revue tous les gisements fossilifères connus et dresse une échelle stratigraphique précise du Permio-Carbonifère. Les premières coupes détaillées de la région qui nous intéresse furent tracées par Spiliadis (1961) qui cite des *Fusulinidae* s.l. dans le mont Pateras et plus tard, en 1971, nous avons décrit une coupe levée au coeur de ce même massif, en montrant que la plupart des formations détritiques appartenaient au Permien supérieur. Sur la face septentrionale du mont Parnis, Roubanis (1971) mentionne des niveaux d'âge permien, à microfaune et à microflore, sous-jacents au Mésozoïque.

Dans le mont Beletsi, en 1971, avec Guernet et Lys, nous avons complété la série déjà examinée par Renz et Reichel (1945) en ajoutant à la série déjà connue, des niveaux d'âge carbonifère moyen et de plus, nous avons précisé la stratigraphie du Permien inférieur. Dans sa monographie régionale sur l'Eubée, Guernet (1971) publie des coupes très détaillées de la série de Séta et du mont Mavrovouni en Attique septentrionale appartenant au Paléozoïque supérieur.



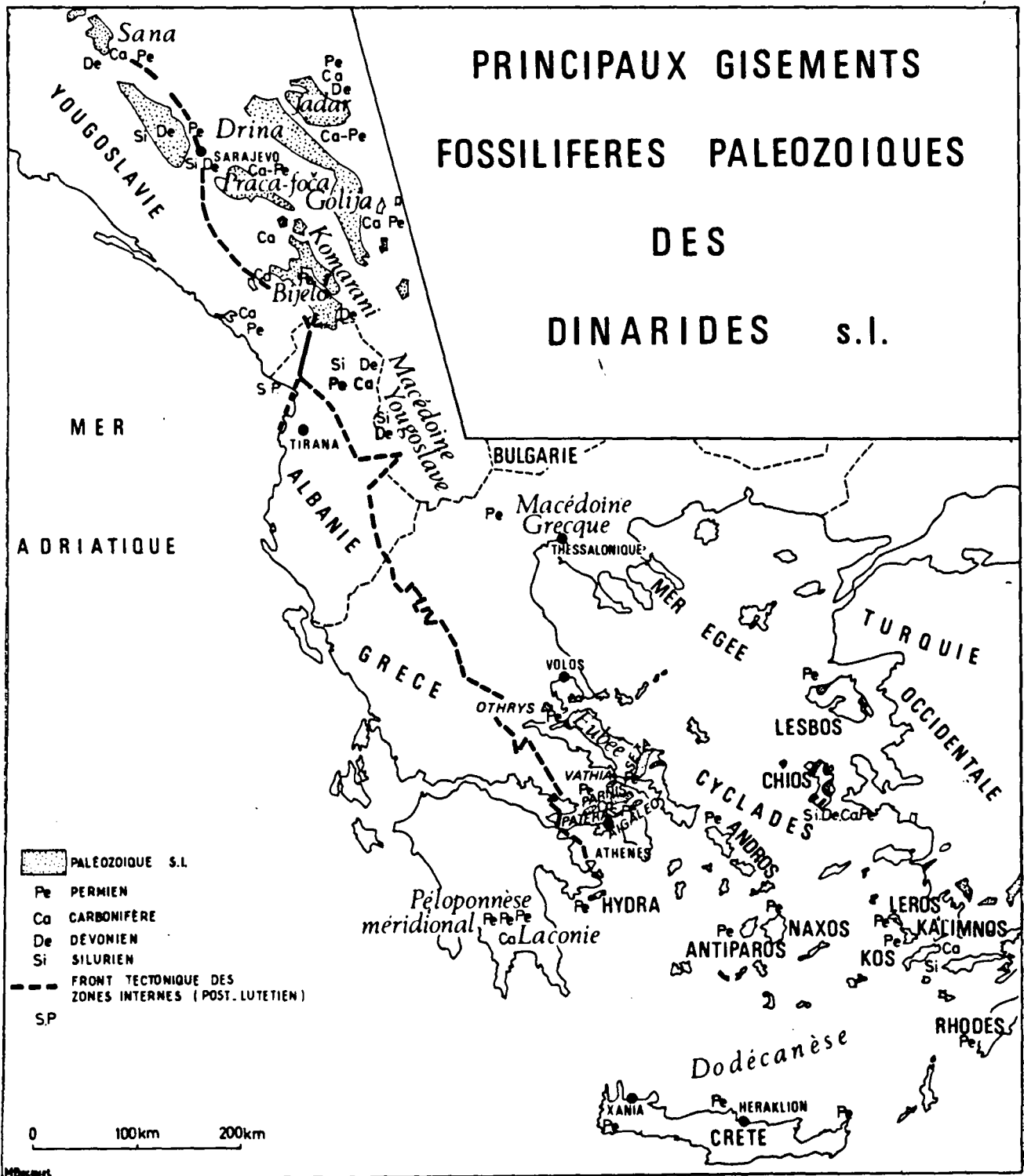


Fig. 5.- Carte schématique de la répartition des principaux gisements paléozoïques non métamorphiques (tirée de Papa, 1970 ; Rampoux, 1970 ; Guernet, 1971 ; Blanchet, 1973 ; Cadet, 1976 ; Chorowicz, 1977 ; Charvet, 1978 ; Cousin, 1981 ; Thiébault, 1982).

En Othrys, Marinos et Reichel (1958), Marinos (1968), puis Ferrière (1974), montrent qu'il existait des niveaux datés du Permien supérieur dans des séries essentiellement détritiques.

Dans une étude sur le Trias, Kauffmann (1976) signale les horizons fossilifères du Paléozoïque supérieur des zones internes. Maratos et Liatzikas (1965-1967), dans les légendes des cartes d'Elatia et d'Atalanti au 1/50 000, citent des Foraminifères datés du Paléozoïque supérieur dans des formations clastiques accompagnant un matériel effusif important.

En Péloponnèse méridional, dans la région de Monenvathia (Laconie), Kténas (1929), puis Paraskevopoulos (1950) décrivent une série terrigène dans laquelle ils identifièrent une flore d'âge carbonifère supérieur. Il faut remarquer que ce type de formations, riches en paléoflores, ne se trouve que très rarement dans les Hellénides et il faut examiner les gisements carbonifères de Turquie occidentale, de Lybie ou de Tunisie pour amorcer un rapprochement floristique. Récemment, toujours en Péloponnèse, près des gisements cités plus haut, Lys et Thiébault (1971) et Thiébault (1982) montrent que des formations datritiques de l'unité structurale " des Phyllades " pouvaient appartenir au Paléozoïque supérieur (Djulvien) grâce à une riche faune de Fusulines bien conservées.

## 2. LE PALEOZOIQUE DATE DANS LES ILES.

En Crète (fig. 5 et 6), Epting *et al.* (1972), Bonneau (1978), dans le mont Ida (unité de Vatos) et Bonneau et Karakitsos (1979) signalent la présence de séries détritiques intercalées de calcaires biodétritiques, peu ou pas métamorphisés, dans lesquels ils décrivent des Fusulinidés et des Algues indiquant le Paléozoïque supérieur (Permien moyen-supérieur). Dernièrement, Krahl *et al.* (1981) a montré que l'unité structurale des "Phyllades-Quartzite" appartenait en partie au Paléozoïque supérieur, en s'appuyant sur des sections de *Fusulina* sp. et de Bryozoaires préservées du métamorphisme alpin. L'examen rapide de cette série nous apprend que le passage du Paléozoïque supérieur au Mésozoïque s'opère sans discordance visible. Cependant, il apparaît que le Trias supérieur est transgressif sur les "couches de Seis".

Dans l'île de Chios (fig. 5 et 6), l'unité inférieure "Autochtone de Chios" (Philippon, 1911 ; Ktenas, 1921 ; Weissermel, 1938 ; Paeckelmann, 1938 ; Renz, 1955 Besenecker *et al.*, 1968 Kauffmann, 1969 ; Tietze, 1969) est composée d'une série détritico-carbonatée qui s'étage du Siluro-Dévonien au Permien. Les différents niveaux sont datés par une microfaune remarquable de Brachiopodes, Bryozoaires, Trilobites, Graptolites, Conodontes et Fusulinidés. Il est à noter qu'il existe une discordance entre le Permien inférieur et le Permien supérieur qui passe sans discontinuité stratigraphique au Trias inférieur.

Dans les îles de Leros et de Kalimnos, Renz (1955) cite les découvertes de Brachiopodes carbonifères que Desio avait signalés en 1931 dans des formations détritiques légèrement métamorphisées.

Dans l'île de Rhodes, depuis les travaux micropaléontologiques de Migliorini et Desio (1931) et de Lys et Leboulenger (1977), on sait qu'il existe des niveaux de calcaires biodétritiques à Fusulines affleurant dans une unité composée de sédiments clastiques et effusifs (diabases).



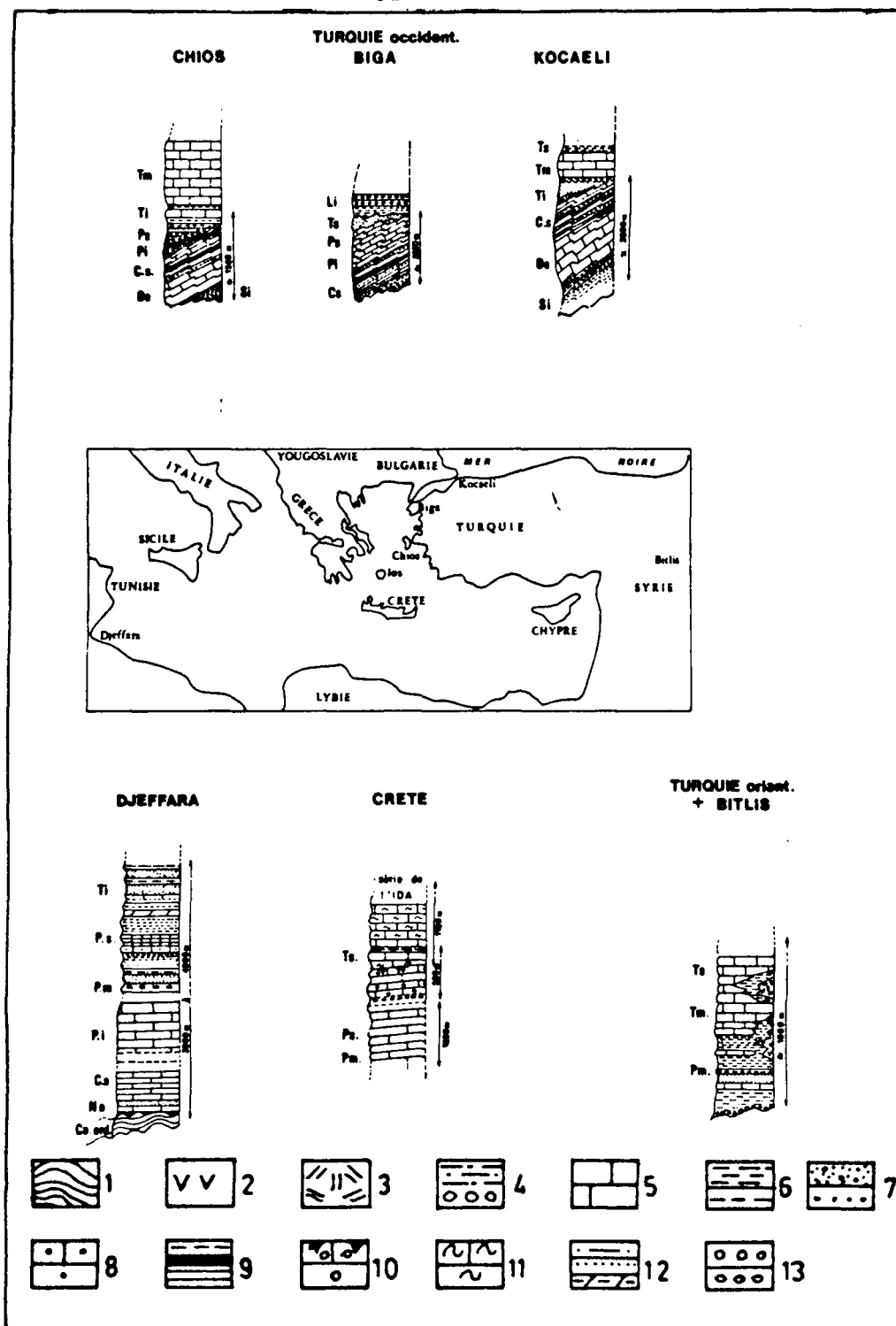


Fig. 6.- Répartition géographique de différents gisements de Paléozoïque fossilifère en Méditerranée orientale et moyenne.

1. Schistes. - 2. Coulées volcaniques basiques. - 3. Coulées volcaniques acides. - 4. Conglomérats et schistes gréseux. - 5. Calcaires biodétritiques et calcaires néritiques fossilifères. - 6. Pélites schisteuses contenant des bancs indurés. - 7. Sables et grès non consolidés. - 8. Grès calcaireux. - 9. Phanites et lydiennes. - 10. Calcaires bréchiques et oolitiques possédant des poches karstiques remplies de bauxite. - 11. Stromatolites. - 12. Dolocalcarénites, sables et pélites gréseuses. - 13. Formations détritiques et conglomérats liasiques.

Ca-ord. Cambro-rodovicien. - Si. Silurien. - De. Dévonien. - Vi. Viséen. - Na. Namurien. - Cs. Carbonifère supérieur. - Pi. Permien inférieur. - Pm. Permien moyen. - Ps. Permien supérieur. - Ti. Trias inférieur. - Tm. Trias moyen. - Ts. Trias supérieur. - L. Lias.

Documents consultés : Besenecker et al. (1968), Busson et Buroillet (1973), Brinkman (1976), Bonneau et al. (1980), Senghor et Yilmaz (1981).

Dans les Cyclades, dans l'île d'Amorgos, Ozawa et Tobler (1929), puis Renz (1933-1940) ont mis en évidence une microfaune de Fusulines d'âge permien. Dans l'île de Naxos, Marks et Schuiling (1965) citent la présence de Permien non métamorphique dont la position structurale est difficilement interprétable.

Dans les îles orientales de la mer Egée, là où les niveaux les plus anciens ont été identifiés, le Paléozoïque est complet et ressemble à celui de la Turquie occidentale et septentrionale. Grâce à une macrofaune particulièrement riche, Desio (1931), dans l'île de Kos, a décrit de Bryozoaires et des Brachiopodes caractéristiques du Silurien supérieur.

Dans l'île de Lesbos, Hercht (1972) a décrit des formations paléozoïques datées du Viséen supérieur au Permien moyen, sans discordance apparente.

Plus récemment, Papanikolaou (1978), dans les schistes et quartzites métamorphiques de l'île d'Andros, a découvert une faune de Fusulinidés évoquant le Permien supérieur.

Dans l'île d'Hydra (fig. 5), le Paléozoïque supérieur, dont les faciès sont identiques à ceux que nous examinerons dans la zone pélagonienne, a été mis en évidence pour la première fois par Renz (1911) et Ozawa et Tobler (1929) et précisé par la suite par différents auteurs (Renz et Reichel, 1945 ; Römermann, 1948 ; Argyriadis, 1978).

### 3. LES AFFLEUREMENTS LIMITROPHES DES HELLENIDES.

Dans les Dinarides yougoslaves, divers massifs et pointements s'étagent du Siluro-Dévonien au Permien (fig. 5), ont été étudiés par de nombreux chercheurs, parmi lesquels quelques géologues français : Rampoux (1970) en Serbie méridionale et au Monténégro, ou Blanchet (1973) en Bosnie centrale, ou Cadet (1977) en Bosnie et au Monténégro, ou Chorowicz (1977) en Croatie et en Bosnie, ou Charvet (1978) en Bosnie-Herzégovine, ou enfin Cousin (1980) à la limite des Dinarides et des Alpes juliennes. En Albanie, dans la zone de Korab, Papa (1970) décrit des séries datées du Siluro-Dévonien au Permien. Il est à noter que toutes les formations décrites par les différents auteurs sont représentées par des faciès détritiques intercalés, par endroits, de biomicrites fossilifères. A l'exception de quelques affleurements comme les "Montagnes Schisteuses de Bosnie centrale" en Yougoslavie, la plupart des grands massifs appartiennent aux zones internes dinariques s.l.

En ce qui concerne les gisements paléozoïques de Turquie occidentale, Brinkman (1976) et Dür et al. (1976) ont compilé des documents montrant que grâce à une faune de Graptolites, Brachiopodes et Crinoïdes, le Silurien avait pu être identifié. A partir de cette période, tous les étages du Paléozoïque ont été paléontologiquement identifiés jusqu'au Permien supérieur, à l'exception du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur. L'orogénèse varisque a créé une discordance en Anatolie septentrionale et autour du craton de la Turquie centrale, alors qu'en Anatolie moyenne, cette orogénèse ne s'est pas fait sentir.

En Turquie, nous retiendrons trois profils :

- dans la presqu'île de Biga (fig. 6 ; Brinkmann, 1976), située dans la partie nord-occidentale de la Turquie, la série paléozoïque, composée de formations détritiques intercalées de bancs carbonatés, est datée du Carbonifère supérieur au Permien supérieur par des Fusulinidés, des Brachiopodes et des Algues. Le Trias supérieur schisto-gréseux transgresse les niveaux paléozoïques déformés par les phases tectoniques liées à une orogénèse paléozoïque supérieur ;

- dans la région de Kocaeli (fig. 6) , au Sud d'Istanbul, la série paléozoïque débute au Siluro-Dévonien et se termine au Carbonifère moyen qui est transgressé par le Trias inférieur détritique ;

- dans le Sud Est de la Turquie (fig. 6) , dans les monts Bitlis (Brinkmann, 1976, 1980), on observe une série détritique contenant des bancs de calcaires biodétritiques à Fusulinidés, s'étageant du Permien moyen au Permien supérieur. Le Trias supérieur détritique est concordant sur le Permien supérieur.

## II. LE CARBONIFERE

C'est grâce à la présence soit de Fusulinidés, soit d'Algues bien conservées, que la stratigraphie précise du Carbonifère a été mise sur pied. Les affleurements, peu nombreux, apparaissent surtout dans les secteurs qui deviendront les zones internes au cours du cycle alpin. Comme l'ont noté Ranz, Liatzikas et al. (1955) sur la carte au 1/500 000 des Hellénides, et comme je l'ai figuré ci-dessus (fig. 5), les terrains d'âge carbonifère sont, la plupart du temps, liés à ceux du Permien. Seule l'étude des microfaciès carbonatés nous a permis de séparer les formations terrigènes d'une part, et celles du Permien d'autre part.

### A. SUBDIVISIONS ET ECHELLE BIOSTRATIGRAPHIQUE.

Nous utiliserons la nomenclature retenue pour la Méditerranée moyenne et orientale et la plate-forme russe. Ce tableau a été dressé avec les conseils de M. Lys.

Système	Sous-système	"Séries" d'après Bourou et al. (1978)	Etages d'après Lys (1978)		Bionozones (Foraminifères)		
			(Europe occidentale)	(U. R. S. S.)			
CARBONIFERE	supérieur	Stéphanien	Stéphanien	Gzhelien	<i>Pseudofusulina</i> ( <i>Dalozina</i> )		
				Kassimovien	<i>Triticotites</i>		
	moyen	PENNSYLVANIE	Non défini	A	Moscovien	<i>Prottriticotites</i>	
				D		<i>Fusulina</i>	
				C		<i>Fusulinella</i>	
				B		<i>Hemifusulina</i>	
				A	Bashkirien	<i>Aljutovella</i>	
				C		<i>Profusulinella</i>	
				Nemurien	B	Serpukhovien	<i>Millerella</i>
					A		<i>Eostaffella</i>
inférieur	Mississipien	Mississipien	Viséen	Viséen	<i>Asterodiscus</i>		
					v <sub>3</sub> v <sub>2</sub> v <sub>1</sub>	<i>Eoparastaffella</i>	
			Tournaisien	Tournaisien	<i>Tourmayella</i> <i>Chernyshtinella</i>		

Tabl. I.- Subdivisions du Carbonifère selon la répartition des Foraminifères.  
L'échelle géochronologique est tirée d'Odin et Gale (1982).

## B. LE CARBONIFERE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

### 1. LE CARBONIFERE DU MONT PARNIS.

Datés dans la partie orientale et méridionale du mont Parnis, il est vraisemblable que des niveaux azoïques appartenant au Carbonifère existent en plusieurs endroits de cette chaîne, mais leur caractère, essentiellement détritique, ne permet pas une datation sûre. (fig. 7).

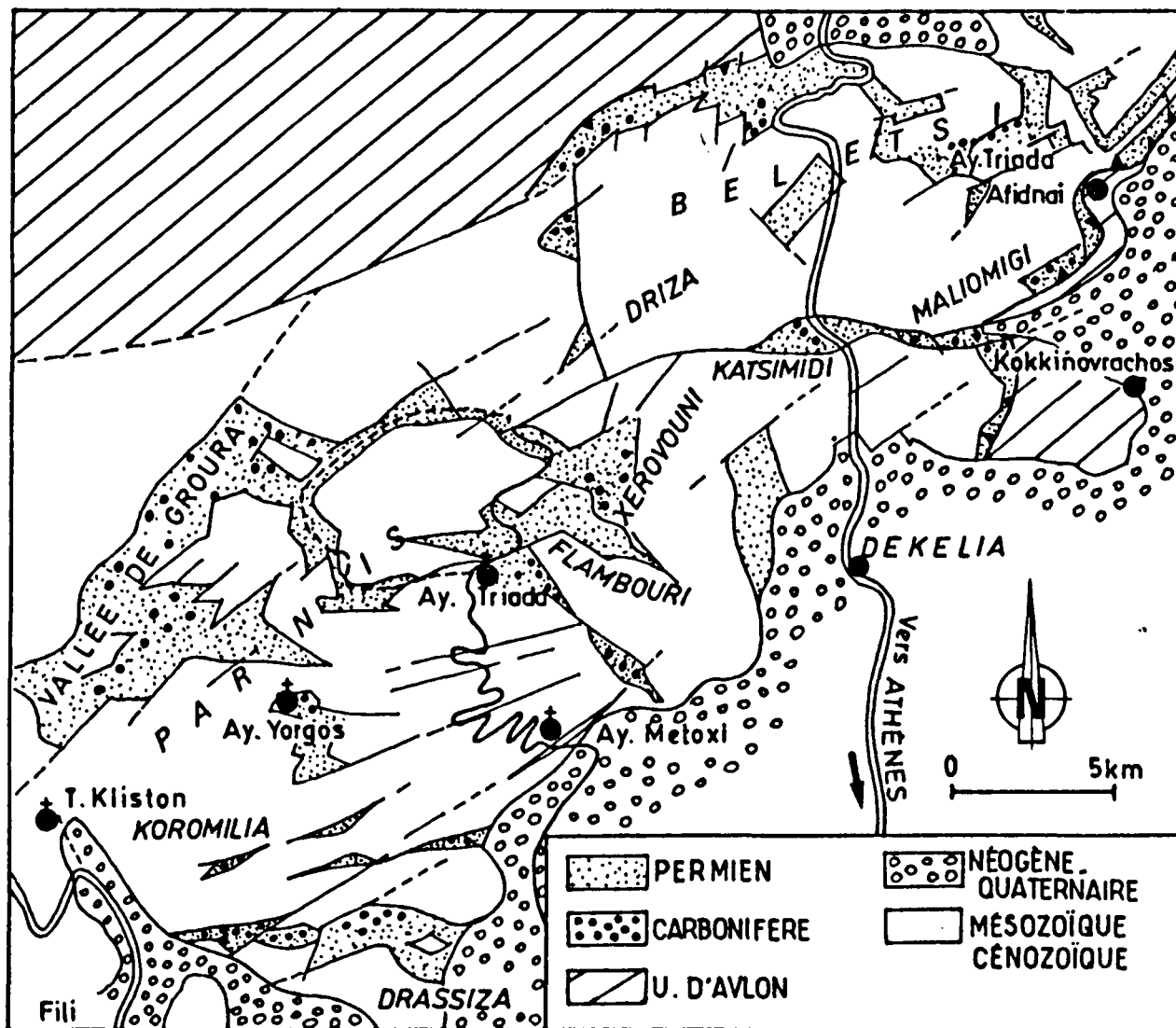


Fig. 7.- Localisation des gisements carbonifères dans les secteurs orientaux et méridionaux du mont Parnis et dans le mont Belets.

#### a. COUPE DU MONT FLAMBOURI.

A 900 m d'altitude, dans le mont Parnis il existe une route périphérique qui, partant de la chapelle Aya Triada au Sud, circule autour des sommets formés de calcaires triasiques en passant par différentes chapelles installées, la plupart du temps, sur des formations paléozoïques et près de sources jaillissant des calcaires. Le mont Flambouri se dresse dans la partie orientale de la chaîne du Parnis. Située à l'Est du mont Flambouri, cette coupe a été levée entre la

route périphérique et celle qui descend vers la forêt de Tatoi (fig. 8 a).

De bas en haut on observe :

- (1) des pélites gréseuses, riches en quartz et en micas blancs ;
- (2) 3 à 4 m de calcaires gris à noirs, intercalés de petits lits de schistes noirs écaillés. Les lames minces de biomicrites contenant de rares quartz détritiques ont livré :
  - des Algues : *Girvanella* sp. ;
  - des Foraminifères : *Koninckopora* sp., *K. inflata* (de Koninck), *Globivalvulina* sp., *Earlandia* sp., *Forschiella* sp., *Archaediscus* sp., *Lituobella* sp. ;
  - des Bryozoaires ;
  - des Crinoïdes ;
  - des fragments de coquilles de Brachiopodes. Cette association indique un âge viséen supérieur ;
- (3) 3 à 5 m de pélites noires, intercalées de schistes ;
- (4) 3 à 4 m de calcaires noirs bien lités. Les lames de biomicrites recèlent
  - des Algues : *Girvanella* sp. ;
  - des Foraminifères : *Bradyina (concinna ?)* Reitlinger, *Globivalvulina scaphoidea* Reitlinger, *Cribrostomata* sp., *Eostaffela* sp., *Tuberitina reitlingerae*. Cette association date le Namurien (A ou supérieur) ;
- (5) 20 m de pélites gréseuses noires, micacées (micas blancs), dans lesquelles on peut distinguer des calcaires gréseux noirs en boules. Dans l'une des boules de calcaires, on a pu reconnaître des fragments de *Globivalvulina* sp. et de *Fusulinidae* très mal conservés. Au sommet de cette formation, on peut voir des schistes et des calcaires en alternance, qui passent latéralement à des grès conglomératiques ;
- (6) 10 m de calcaires biomicritiques gris, à Entroques, qui ont livré une microfaune :
  - des *Incertae sedis*: *Eotuberitina reitlingerae* Mikluko-Maklay ;
  - des Foraminifères : *Climacammina postprisca* Brazhnikova et Vinn, *Eostaffela pseudostruvei* (Rausser-Chernousova et Betjaev), *Eolasiiodiscus donbasicus* Reitlinger, *Globivalvulina moderata* Reitlinger, *G. scaphoidea* Reitlinger, d'âge namurien.

Remarque : d'après certains auteurs (Lys et al., 1976 ; Conil et al., 1976 ; Altiner, 1981), il a été constaté que la présence de *Eostaffela pseudostruvei* indiquait, la plupart du temps, le passage entre le Viséen supérieur et le Serpukhovien ;
- (7) plus de 150 m de grès blancs, de conglomérats hétérométriques et mal consolidés, et de schistes gris-beiges.

- des conglomérats à nombreux galets de quartz, de quartzites, de granite, de tuf volcanique, de dolérites et de lydiennes et des phtanites ;

- des grès à ciment quartzeux ou pélitique, à quartz abondants, à chlorite, muscovite, biotite, épidote et feldspath ;

- des pélites gréseuses à nombreuses particules de quartz fin, de muscovite et de biotite ;

- des lydiennes (ou phtanites) dont les Radiolaires sont difficilement dégageables et dont le ciment siliceux renferme des traces de matières organiques noires, des amas chloriteux abondants, des petits grains de quartz anguleux et de nombreux cubes de pyrites. Par endroits, ces roches siliceuses sont intercalées de pélites schisteuses et charbonneuses.

Il est à remarquer qu'il n'existe pas de continuité lithologique horizontale dans cet ensemble détritique, ce qui se traduit par de nombreuses lentilles de conglomérats relayées horizontalement par des grès fins et des pélites gréseuses et schisteuses.

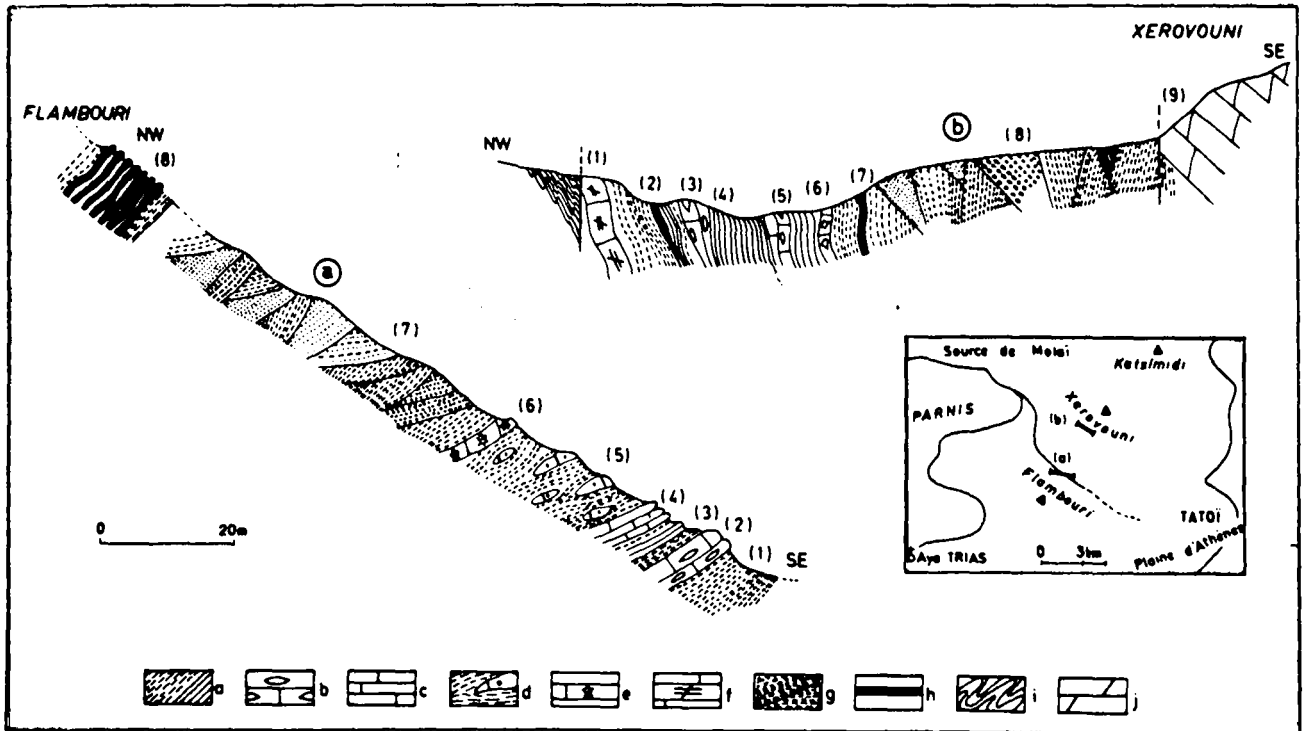


Fig. 8.- Coupes dans la partie orientale du mont Parnis.

a. Profil du flanc oriental du mont Flambouri. - b. Profil du flanc occidental du mont Xerovouni.

a. Pélites schisteuses-pélites gréseuses. - b. Biomicrites fossilifères. - c. Calcaires néritiques azoïques. - d. Pélites noires contenant des boules de grès fins. - e. Calcaires néritiques à Entroques. - f. Calcaires blancs recristallisés. - g. Formations détritiques versicolores. - h. Phtanites. i. Schistes. - j. Calcaires gris-blanc à passées dolomitiques.

En l'absence de niveaux repères précis et des conditions d'affleurements favorables, il est assez délicat de donner la valeur de l'épaisseur de cette série détritique.

(8) 10 m de phtanites litées qui sont associés à des pélites écrasées alternant avec des pélites noires qui peuvent passer latéralement à des grès. Par analogie avec ce que l'on connaît par ailleurs, cette formation pourrait appartenir au Permien.

Remarque : à 1 km au Nord de cette coupe, Dereuder (1973) décrit une série stratigraphique détaillée qui ressemble sensiblement à celle que nous venons d'examiner.

#### b. COUPE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU MONT XEROVOUNI.

Sur le flanc occidental du mont Xerovouni, en contre-bas de la route périphérique tracée dans les schistes paléozoïques, affleure une série détritique intercalée de bancs carbonatés (fig. 8 b). On observe de bas en haut :

- (1) des calcaires blancs, cristallins, non datés ;
- (2) des schistes gris-noirs, avec des passées discontinues de phtanites mesurant quelques décimètres d'épaisseur ;
- (3) 4 à 5 m de calcaires gris-noirs, avec quelques vésicules rubéfiées. Les plaques ont livré :
  - de nombreux Radiolaires mal conservés ;
  - des Foraminifères : *Eolasiodiscus (priscus ?)* (Brazhnikova et Jarzeva), d'âge namurien (A ?) ;
- (4) 15 à 20 m de schistes noirs, avec quelques passées microbréchiques et gréseuses. Dans les niveaux plus gréseux, on peut trouver des bancs de microbrèches à éléments de quartz, phtanite, tufs... ;
- (5) 5 m de calcaires gris à Entroques, avec des Foraminifères : *Climacammina* sp., *Asteroarchaediscus rugosus* (Rauser), *Bradyina* cf. *cribrostomata* Rauser et Reitlinger, *Eolasiodiscus donbassicus* Reitlinger, *Eostaffela* sp., datant le Namurien A ;
- (6) 7 à 8 m de schistes noirs interrompus par un banc de calcaires à Entroques, débris de Brachiopodes et de Bryozoaires. En plaques minces, on reconnaît :
  - des Foraminifères : *Climacammina aljutovica* Reitlinger, *Bradyina cribrostomata* Rauser et Reitlinger, *B. concinna*, Reitlinger, d'âge namurien (A) possible (Serpukhovien) ;
- (7) 16 à 20 m de schistes noirs gréseux, au sommet desquels on observe des phtanites et des lydiennes difficilement dégageables et dont le ciment siliceux contient de nombreuses traces de matières organiques et ferrugineuses ;
- (8) 50 à 60 m de conglomérats à stratification entrecroisée dans des pélites gréseuses et silteuses. D'une manière générale, les conglomérats polygéniques alternent avec des pélites, des shales et des schistes noirs, vers la base de la série. En revanche, à son sommet, s'installe des grès à stratification entrecroisée avec des niveaux rubéfiés témoignant d'une oxydation très active au moment du dépôt ;
- (9) des calcaires néritiques gris-blanc, triasiques, qui occupent la crête du mont Xerovouni.

c. COUPE DU FLANC MERIDIONAL DU MONT PARNIS.

La route asphaltée que conduit de la plaine d'Athènes au sommet du mont Parnis serpente à travers une masse importante de calcaires néritiques faillés. A 670 m d'altitude, près de la

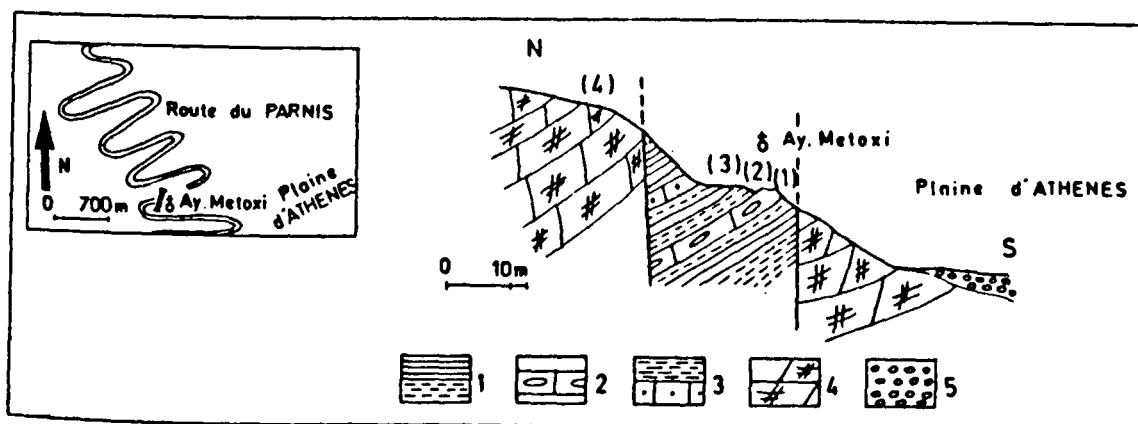


Fig. 9. - Coupe sur le versant méridional du mont Parnis.

(Légende dans le texte). - 5. Formations néogènes de la plaine d'Athènes.



chapelle Ayos Metoxi affleurent des formations détritiques à la faveur de failles verticales affectant la série carbonatée rapportée au Trias moyen à supérieur (?). De bas en haut on observe (fig. 9) :

- (1) des schistes gréseux marrons ;
- (2) des calcaires microbréchiques à éléments détritiques variés (quartz, feldspaths, phtanites, pélites). Les lames minces contiennent :
  - des Foraminifères : *Eolasiiodiscus* sp., *Bradyina cribrostomata* Rauser et Reitlinger, *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* sp. ;
  - des Algues : *Ammovertella* sp. datant le Namurien A probable (= Serpukhovien) ;
- (3) des grès à ciment pélitique et microgalets de tufs verts, phtanites, lydienes, quartz et feldspaths ;  
des pélites gréseuses et des shales gris-noirs.

*Remarque* : Il est à noter que dans la série détritique que nous venons de décrire, nous n'avons pas observé de minéraux de néogénèse attestant d'un métamorphisme "léger". En revanche, dans la masse carbonatée qui encadre cette série, il est aisé de constater que les calcaires sont légèrement recristallisés et que de plus, il existe quelques quartz et feldspaths authigènes.

#### d. COUPE DU MONASTERE DE FILI-MONT KOROMILIA.

En empruntant le chemin qui part du monastère de Fili pour se diriger vers le mont Koromilia, on traverse des formations néogènes au sein desquelles peuvent apparaître des schistes paléozoïques légèrement métamorphisés (fig. 10). De bas en haut, on observe :

- (1) des calcaires noirs fins, micritiques, recristallisés, d'âge crétacé supérieur, en contact anormal avec l'ensemble paléozoïque sus-jacent ;
- (2) 30 m de schistes gréseux, de couleur ocre-jaune, intercalés de pélites sableuses ;
- (3) 60 à 65 m de schistes fins, marron foncé, intercalés de bancs de grès consolidés de 1 à 2 m d'épaisseur, ces grès fins sont à ciment siliceux à éléments de quartz, feldspaths, tourmaline et micas blancs ;
- (4) 12 m environ d'une coulée basaltique (F<sub>1</sub> ; F<sub>2</sub> ; F<sub>3a</sub> ; F<sub>3b</sub> ; F<sub>3c</sub> ; F<sub>3d</sub> et F<sub>4</sub>)
- (5) 15 m de schistes gris-vert, à passées sableuses ;
- (6) 5 m de calcaire gris-blanc recristallisé ;
- (7) 70 à 80 m de grès, pélites, sables et microconglomérats versicolores ; cette formation détritique comporte à la base, des sables fins, rouges homogranulaires, puis, dans la partie moyenne, une séquence de microconglomérats et de grès à stratification entrecroisée ; enfin, vers le sommet, des grès devenant de plus en plus fins. Cette série est interrompue par une faille oblique ;
- (8) une masse de calcaires néritiques rouges et blancs, légèrement métamorphisés et datés du Trias moyen par des Conodontes, vient buter par faille contre la série paléozoïque ; ces calcaires affleurent sur 700 à 800 m ;
- (9) des brèches de pente et des colluvions ;
- (10) 30 à 50 m de grès, pélites et sables versicolores ; cette formation détritique est tout à fait analogue à celle que nous avons décrite plus haut (cf. fig. 8, (7))
- (11) 20 à 25 m de schistes gris-vert, à passées sableuses dans lesquelles on trouve une dizaine de mètres de basaltes ;

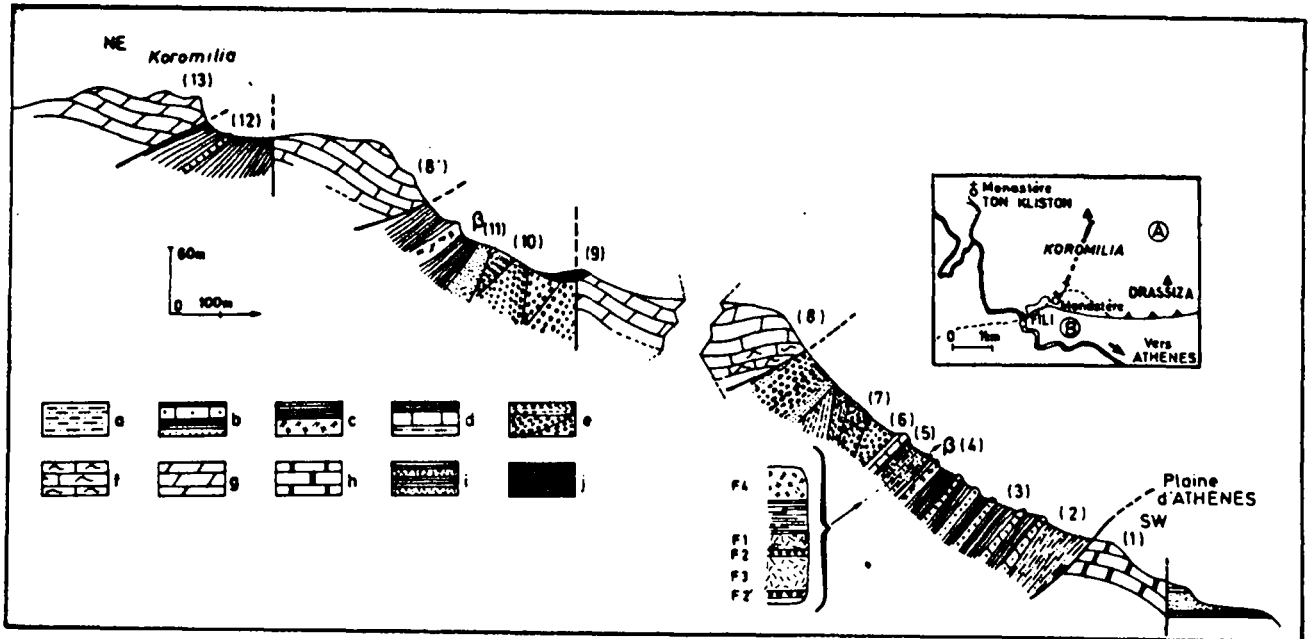


Fig. 10. - Coupe de Fili à Koromilia.

a. Pélites gréseuses. - b. Alternance de schistes, de calcaires gréseux et de grès. - c. Couléés volcaniques (F 1 à F 4 ; détail de la coulée). - d. Calcaires recristallisés. - e. Formations détritiques versicolores. - f. Calcaires micritiques rouges à filaments légèrement marmorisés. - g. Calcaires gris-blanc à passées dolomitiques. - h. Calcaires noirs néritiques à Rudistes. - i. Marnes gris-blancs néogènes. - j. Colluvions.

- (8') un ensemble de calcaires néritiques, rouges et blancs, attribués au Trias s.l., vient en contact anormal contre les schistes paléozoïques ;
- (12) 45 à 50 m de schistes verts à passées gréseuses et micacées ;
- (13) des calcaires magnésiens triasiques formant le sommet du mont Koromilia.

e. COUPE DU MONASTERE DE DRASSIZA (AYA PANAGHIA).

En descendant du mont Korifi Keramidi par le chemin qui conduit de la chapelle Ayos Yorgos pour se diriger vers le monastère de Drassiza (Aya Panaghia) (fig. 11), on observe :

- (1) des calcaires blancs néritiques, à passées rougeâtres. Ces calcaires sont légèrement marmorisés ;
- (2) 20 à 30 m de pélites fines gréseuses, rouges, au sein desquelles il existe des tufs rhyolitiques (2a). A quelques mètres au-dessus de ces tufs rhyolitiques, affleurent des basaltes (2b) trop altérés pour être analysés ; en effet, la mésostase est entièrement phyllitisée et les phénocristaux complètement calcitisés. Ces coulées volcaniques sont désignées  $Dr_{1a}$  ;  $Dr_{1b}$  ;  $Dr_2$  ;  $Dr_3$  ; 72-399 ; 72-400 dans le tableau II<sub>A</sub> ;
- (3) une série détritique d'une épaisseur de plus de 100 m composée de grès, sables, pélites gréseuses, pélites schisteuses, shales, schistes fins à stratifications entrecroisées. Dans les grès à matrice pélitique, les éléments sont essentiellement composés de quartz blancs laiteux cataclasés, de feldspaths mal conservés, de phtanite et de micaschistes à deux micas, très altérés. De rares minéraux lourds (tourmaline, zircon, épidote, rutile) ont pu être isolés. Dans les pélites fines, il apparaît des petits bancs sableux à stratifications entrecroisées composés presque uniquement de grains de quartz (ronds mats et émoussés luisants) ;
- (4) 10 à 20 m de schistes fins intercalés de quelques bancs de grès friables ;

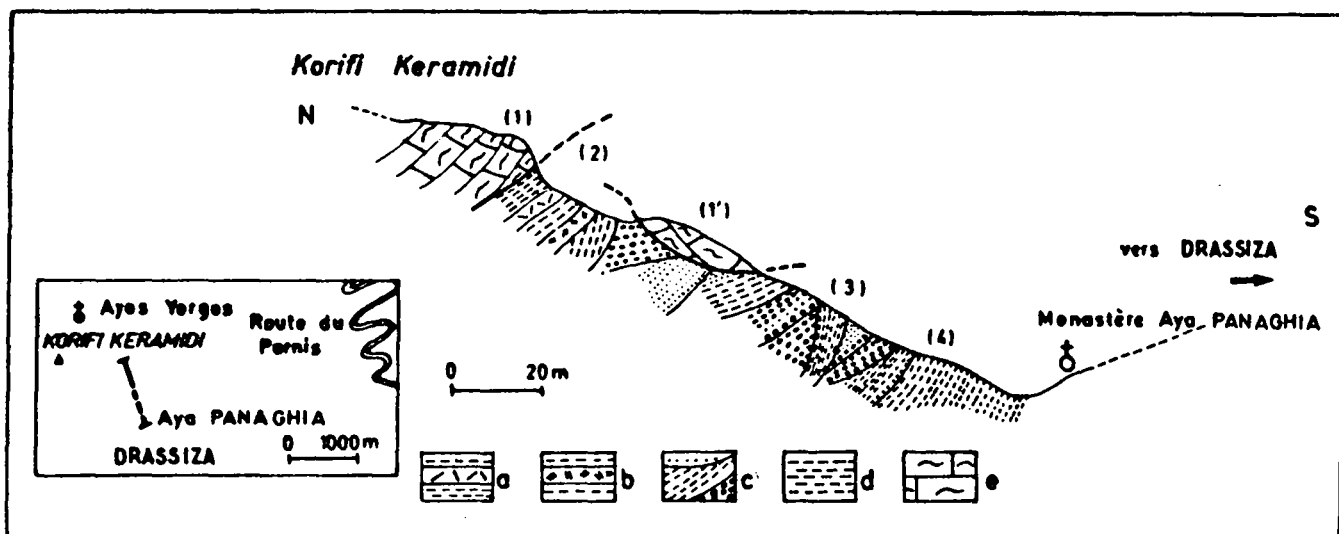


Fig. 11.- Coupe du Monastère de Drassiza.

a. Coulées volcaniques basiques intercalées dans des pélites schisteuses. - b. Coulées volcaniques acides. - c. Formations détritiques versicolores. - d. Pélites schisteuses. - e. Calcaires micritiques rouges à filaments.

- (5) un ensemble détritique puissant, formé de schistes marrons, de pélites silteuses et de pélites gréseuses. Au-delà du monastère d'Aya Panaghia, vers le Sud, il existe des niveaux datés du Permien supérieur par des Fusulinidés. L'absence de bancs carbonatés datant le Permien inférieur nous amène à penser que cette série est peut-être écaillée en bordure du site d'Athènes. Il paraît, en effet, très improbable que tout le Paléozoïque supérieur connu puisse être représenté sur cette coupe.

Du point de vue tectonique, il est à remarquer que sur cette coupe, affleure une klippe de calcaires rouges (1) recristallisés, sur les formations détritiques paléozoïques. Cet affleurement est situé à quelques centaines de mètres à l'avant du contact entre le Mésozoïque et le Paléozoïque et surtout, il est l'indice de la grande complexité du dispositif structural à l'approche d'Athènes.

#### f. CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES COULEES DE FILI ET DE DRASSIZA.

L'étude pétrographique et géochimique des coulées volcaniques de Fili et Drassiza (fig. 10 et 11) a été menée en collaboration avec Lapiere, du Laboratoire de Pétrologie de Nancy (Clément et Lapiere, 1981). Cette étude de ce genre est la première à avoir été effectuée dans la zone pélagonienne sur des formations paléozoïques bien datées. Au cours de cet exposé, nous désignerons les prélèvements de roches volcaniques dans le gisement de Drassiza par  $Dr_{1a}$ ,  $Dr_{1b}$ ,  $Dr_2$ ,  $Dr_3$ , 72 399, 72 400, et ceux du gisement de Fila par :  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_{3a}$ ,  $F_{3b}$ ,  $F_{3c}$ ,  $F_4$ .

Les coulées Paléozoïque supérieur des zones internes helléniques sont comme le volcanisme de cette époque en Mésogée paléozoïque constituées de laves acides et basiques.

##### f1. Caractères pétrographiques des laves acides.

Les laves acides, très riches en phénocristaux de quartz et de plagioclase, ont subi de profondes modifications secondaires avec la destruction complète des orthoclases, ce qui se traduit chimiquement par de très faibles teneurs en  $K_2O$  (tabl. II A). Elles sont donc considérées

<b>A</b>	Dr <sub>1a</sub>	Dr <sub>1b</sub>	Dr <sub>2</sub>	Dr <sub>3</sub>	72 399	72 400	<b>B</b>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3a</sub>	F <sub>3b</sub>	F <sub>3c</sub>	F <sub>3d</sub>	F <sub>4</sub>
<i>Analyses brutes</i>														
SiO <sub>2</sub>	75,68	75,29	62,21	60,43	75,87	76,52	SiO <sub>2</sub>	49,01	57,35	49,68	54,15	53,53	50,81	49,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	12,74	12,85	18,41	18,01	12,21	10,78	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	15,43	13,23	15,43	14,38	14,30	14,34	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	2,67	2,68	7,09	9,96	2,61	3,02	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	9,18	8,90	10,91	9,80	9,37	9,93	10,24
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	0,99	1,14	0,24	0,20	TiO <sub>2</sub>	1,14	0,89	1,19	0,98	0,96	1,07	1,11
CaO	0,71	0,86	1,32	0,84	0,86	0,87	CaO	8,86	11,40	9,31	6,65	12,09	9,54	8,32
MgO	1,76	1,81	2,09	1,51	1,51	2,45	MgO	6,11	3,93	5,59	5,19	4,17	6,68	5,38
MnO	0,03	0,03	0,10	-	0,03	0,05	MnO	0,17	0,16	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18
K <sub>2</sub> O	0,61	0,62	1,44	1,79	0,69	0,46	K <sub>2</sub> O	2,09	0,50	1,45	1,93	0,04	1,26	2,69
Na <sub>2</sub> O	2,26	2,34	1,95	1,85	2,62	1,71	Na <sub>2</sub> O	3,11	0,81	2,58	2,78	1,43	2,31	2,98
PF	2,83	2,84	3,82	3,85	2,48	3,28	CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,53	99,56	99,42	99,38	99,12	99,34	PF	4,78	2,66	3,87	3,84	3,49	3,79	5,11
							Total	99,88	99,83	100,17	99,87	99,55	99,91	100,05
<i>Minéraux virtuels</i>							<i>Minéraux virtuels</i>							
Quartz	55,60	54,60	36,44	33,84	54,18	59,22	Quartz	-	21,49	-	6,10	14,07	1,83	-
Orthose	3,61	3,67	8,52	10,59	3,89	2,78	Orthose	12,36	2,96	8,58	11,41	0,24	7,45	15,91
Albite	19,10	19,78	16,48	15,64	22,01	14,15	Albite	25,24	6,84	21,64	23,50	12,08	19,52	24,20
Anorthite	3,53	4,27	6,55	4,17	4,17	4,45	Anorthite	21,93	30,95	26,28	21,02	32,45	25,00	18,97
Néphéline	-	-	-	-	-	-	Néphéline	0,57	-	-	-	-	-	0,53
Cpx	-	-	-	-	-	-	Cpx	17,97	21,20	16,42	9,86	22,79	18,24	18,38
Opx	4,75	4,89	11,77	14,61	3,70	6,50	Opx	-	9,13	16,56	19,27	9,61	19,02	-
Olivine	-	-	-	-	-	-	Olivine	11,92	-	1,44	-	-	-	11,79
Magnétite	2,18	2,18	2,18	2,18	1,62	2,55	Magnétite	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18
Ilménite	0,46	0,46	1,88	2,17	0,61	0,46	Ilménite	2,17	1,69	2,26	1,86	1,83	2,03	2,11
Hématite	-	-	-	-	0,64	-	Corindon	-	-	-	-	-	-	-
Corindon	7,07	6,76	11,24	11,49	5,71	5,92	PF	5,55	3,40	4,82	4,67	4,28	4,64	6,02
PF	2,95	2,96	4,38	4,70	2,55	3,40	Total	99,88	99,83	110,17	99,87	99,52	99,91	100,08
Total	99,53	99,56	99,42	99,38	99,08	99,43								

Tabl. II.- Analyses chimiques des coulées volcaniques du Parnis.

A. Coulées acides de Drassiza.

B. Coulées basaltiques de Fili.

comme des métarhyolites. Elles apparaissent en outre nettement plus magnésiennes que leurs équivalents non transformés.

Ce sont de belles roches ( $Dr_1$ , 72 399, 72 400), de couleur bleu-gris-mauve, contenant des passées plus sombres phylliteuses, allongées dans le plan de la fluidalité et des enclaves.

Le quartz, abondant, se présente soit en phénocristaux (3-4 mm) corrodés, riches en inclusions de verre, soit en petites esquilles de 0,1 à 0,4 mm. Les plagioclases (An 20-30) sont les seuls feldspaths encore reconnaissables. Mais ils sont pour la plupart transformés en albite et en damourite. Il existe en outre d'autres minéraux en tablettes, entièrement transformés en séricite et phyllites, qui pourraient être d'anciens feldspaths alcalins.

Certaines coulées ( $Dr_1$ ) contiennent des enclaves de quelques millimètres, constituées soit d'anciennes laves acides à phénocristaux de quartz et d'albite, dont le fond microgrenu renferme de l'épidote et de la calcite, soit des silts fins micacés, soit des associations quartz-feldspaths en texture graphique.

La mésostase, entièrement dévitrifiée en petits cristaux de quartz, contient, entre les plages phylliteuses mentionnées précédemment, de la pistachite et un peu de calcite secondaire.

La base des coulées est formée de niveaux tufacés ( $Dr_2$  et  $Dr_3$ ) à interlits pélitiques constitués d'esquilles anguleuses millimétriques, blanches ou roses, plus ou moins disposées dans le plan de stratification. En lame mince, la roche est entièrement constituée de fragments de verre séricitisé et de quelques phénocristaux de feldspaths totalement transformés. L'analyse diffractométrique a révélé la présence de quartz, de plagioclases acides, de chlorites et des micas.

Chimiquement, ces métarhyolites inversement sont plus siliceuses et plus magnésiennes que leurs homologues non altérées. Ces laves, de plus, ne peuvent être dénommées quartz-kératophyres car elles n'en possèdent pas les caractères pétrographiques et chimiques à savoir :

- pas de phénocristaux et de microlites d'albite ;
- aucune trace de minéraux ferriques ;
- pas de chlorite ;
- les teneurs en  $Na_2O$  sont nettement inférieures aux teneurs habituelles des kératophyres (5 %).

Dans le tableau II A, il apparaît que les roches possèdent toutes du corindon. A la lecture de ce tableau, on constate que l'alumine est nettement excédentaire à la somme des alcalins et de la calcite, ce qui indique que la roche a subi une altération provoquant le lessivage de ces alcalins et de la calcite. En rétablissant théoriquement la composition initiale de la roche, il semble que le terme de métarhyolite est justifié.

## f2. Caractères pétrographiques des laves basiques.

Les basaltes, plus développés, possèdent une texture microlitique typique à phénocristaux de clinopyroxène frais et d'olivine altérée. Les coulées vertes et rouges superposées de Pili sont en outre très vacuolaires. Les vésicules, dont la taille varie du centimètre au demi-millimètre, sont constituées de calcite fibroradiée ou non avec une bordure siliceuse. Les vésicules

exclusivement siliceuses sont beaucoup plus rares. On observe souvent des figures de fluidalité autour des phénocristaux et des vésicules. Les phénocristaux, très abondants, de clinopyroxène ( $Z \wedge c = 40^\circ$ ) sont groupés en ilots de 5 à 6 mm. Les plus petits (0,5 mm) sont soit isolés au sein de la mésostase, soit en inclusions dans les plus gros. Les pyroxènes sont zonés, parfois cataclasés, et en voie de calcitisation. Les rares phénocristaux (0,5 à 1 mm) d'olivine sont entièrement iddingsitisés. Les microlites, orientés de feldspaths (0,1 à 1 mm), sont entièrement phyllitisés. La mésostase, sans verre, est très riche en oxydes, surtout hématite, responsable de la couleur rouge de certaines coulées. La calcite est présente aussi sous forme de filonnets plus ou moins anastomosés.

Les sommets de coulée se caractérisent par une très forte cataclase des clinopyroxènes et une moins grande abondance de vésicules.

Ces basaltes, comme toutes les paléovolcanites, ont subi des altérations plus ou moins poussées, visibles au sein d'une même coulée, affectant leur composition originelle. Les éléments les plus sensibles sont la silice, la calcite et les alcalins. Titane, fer, aluminium, et dans une moindre mesure, magnésium, présentent une plus grande stabilité. Les échantillons  $F_1$ ,  $F_{2a}$ ,  $F_4$  (tabl. II B), prélevés au sommet ou à la base des coulées, sont les plus frais et montrent des teneurs normales en  $SiO_2$ , alcalins et calcite. Inversement, on note une importante silicification des échantillons prélevés au coeur des coulées ( $F_{3a}$ ,  $F_{3b}$ ,  $F_{3c}$ ; tabl II B), silicification due en partie à la présence de vésicules siliceuses. Parallèlement, on remarquera le lessivage des alcalins, tout particulièrement de  $K_2O$  et dans une moindre mesure, de  $Na_2O$ . Ces altérations, masquant les caractéristiques chimiques primaires de ces laves, rendent plus difficile la caractérisation géochimique du magma parental.

	1	2	3	4	5	6	7
$SiO_2$	51,05	51,48	51,76	51,15	51,94	51,45	51,68
$TiO_2$	0,53	0,51	0,42	0,52	0,40	0,28	0,45
$Al_2O_3$	3,04	3,03	2,68	3,00	3,38	3,17	2,73
FeO	5,85	6,06	5,52	6,07	6,18	5,76	5,53
MnO	0,15	0,10	0,11	0,06	0,19	0,18	0,17
MgO	15,70	15,50	15,77	15,58	16,01	16,42	15,96
CaO	22,45	22,45	22,41	22,74	20,92	21,30	21,88
$Na_2O$	0,28	0,26	0,29	0,27	0,29	0,27	0,28
$K_2O$	0,00	0,01	0,01	0,00	0,002	0,001	0,00
Total	99,06	99,40	98,97	99,39	99,32	98,84	98,70
<i>Nombre d'ions sur la base de six oxygènes</i>							
Si	1,9021	1,9105	1,9241	1,9020	1,9494	1,9117	1,9240
Al	0,0979	0,0895	0,0759	0,0980	0,0800	0,0883	0,0760
Al	0,0356	0,0431	0,4113	0,0333	0,0670	0,0506	0,0439
Ti	0,0149	0,0143	0,0118	0,0145	0,0112	0,0079	0,0126
$Fe^{2+}$	0,1822	0,1881	0,1715	0,1887	0,1910	0,1789	0,1723
Mg	0,8718	0,8576	0,8735	0,8634	0,8820	0,9095	0,8858
Mn	0,0049	0,0032	0,0034	0,0019	0,0058	0,0056	0,0055
Ca	0,8963	0,8926	0,8927	0,9061	0,8283	0,8479	0,8728
Na	0,0205	0,0185	0,0211	0,0192	0,0205	0,0197	0,0204
K	0,0000	0,0005	0,0005	0,0000	0,0011	0,0006	0,0000

Tabl. III<sub>A</sub> - Analyses chimiques des clinopyroxènes des coulées basaltiques du Parnis.  
Echantillon F 3a.

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,79	52,01	52,64	51,85	51,62
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,53	0,33	0,46	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,96	2,71	2,02	2,69	2,23
FeO	7,50	7,17	5,42	5,94	5,92
MnO	0,28	0,27	0,18	0,19	0,16
MgO	15,99	16,01	16,60	15,81	16,32
CaO	21,55	21,79	21,75	22,53	22,61
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,19	0,21	0,24	0,24
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	100,82	100,69	99,17	99,71	99,50
Si	1,9031	1,9114	1,9460	1,9178	1,9157
Al	0,0969	2,00	1,00886	2,00	0,0843
Al	0,0312	0,0290	0,0342	0,0349	0,0131
Ti	0,0149	0,0147	0,0092	0,0128	0,0116
Fe <sup>2+</sup>	0,2305	0,2203	0,1674	0,1838	0,1837
Mg	0,8758	0,8773	0,9145	0,8715	0,9026
Mn	0,0088	0,0083	0,0056	0,0059	0,0050
Ca	0,8486	0,8582	0,8615	0,8929	0,8989
Na	0,0150	0,0137	0,0152	0,0176	0,0169
K	0,0002	0,0002	0,0007	0,0000	0,0004

Tabl. III<sub>B</sub> - Analyses chimiques des clinopyroxènes des coulées basaltiques du Parnis.  
Echantillon F 2 (fig. 10).

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,60	49,97	52,44	50,03	50,99	51,35	50,77	51,76
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,90	0,42	0,75	0,59	0,58	0,63	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	4,46	2,71	4,07	2,81	3,30	3,53	2,84
FeO	6,86	7,27	5,34	6,98	7,22	6,24	5,83	5,92
MnO	0,16	0,20	0,12	0,21	0,20	0,16	0,13	0,16
MgO	14,83	14,63	16,24	14,78	15,48	15,45	14,82	15,60
CaO	22,74	22,15	22,84	22,08	21,07	2,82	22,66	22,28
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,24	0,29	0,26	0,23	0,26	0,26	0,28
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	100,12	99,84	100,41	99,17	98,60	100,15	98,62	99,29
Si	1,8757	1,8595	1,9204	1,8719	1,9130	1,8960	1,8997	1,9206
Al	0,1243	2	0,1405	2	0,0870	2	0,1003	2
Al	0,0463	0,0533	0,0373	0,0515	0,0372	0,395	0,0555	0,0449
Ti	0,0210	0,0252	0,0115	0,0210	0,0166	0,0162	0,0178	0,0122
Fe <sup>2+</sup>	0,2125	0,2264	0,1634	0,2183	0,2267	0,1926	0,1824	0,1839
Mg	0,8193	2,02	0,8118	2,02	0,8658	2,01	0,8503	2,02
Mn	0,0049	0,0062	0,0037	0,0066	0,0063	0,0049	0,042	0,0050
Ca	0,9032	0,8831	0,8962	0,8850	0,8469	0,9027	0,9084	0,8856
Na	0,0194	0,0173	0,0207	0,0189	0,0165	0,0186	0,0189	0,0203
K	0,0001	0,0008	0,0003	0,0010	0,0004	0,0001	0,0000	0,004

Tabl. IV.- Analyses chimiques des clinopyroxènes des coulées basaltiques du Parnis. Echantillon F 3b (fig. 10).

f3. Caractères géochimiques des laves acides et des laves basiques.

Pour l'étude géochimique des laves Paléozoïque supérieur des zones internes helléniques, on a fait appel d'une part à des diagrammes normatifs et d'autre part, aux diagrammes chimiques

de Miyashiro (1975). La totalité des coulées, tant basiques qu'acides, a été analysée au laboratoire de chimie du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Nancy I.

Dans le diagramme normatif de Yoder et Tilley (1962) (fig. 12 A), seuls les basaltes ont été représentés. On remarquera la dispersion des points, tout particulièrement les faciès altérés

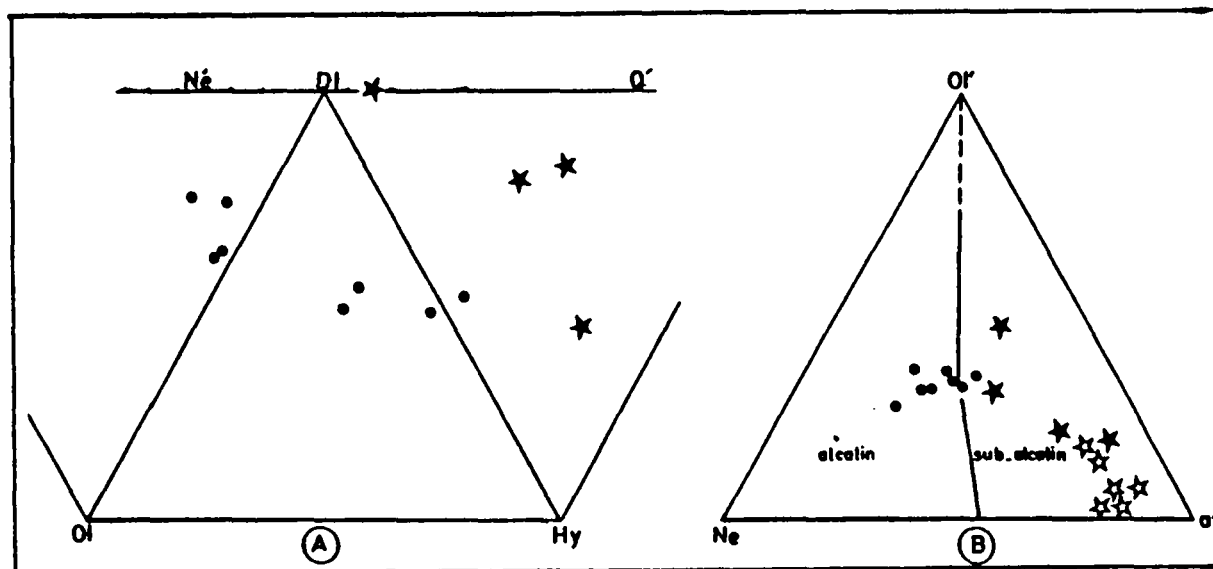


Fig. 12 A.- Diagramme normatif de Yoder et Tilley (1962). - B. Diagramme normatif d'Irvine et Baragar (1971).

Cercles noirs : basaltes frais. - Etoiles noires : basaltes altérés. - Etoiles blanches : métarhyolites.

qui se situent dans le domaine des tholéites à quartz. Les laves les plus fraîches sont soit dans le champ des tholéites à olivine, soit en bordure de ce dernier, dans les basaltes alcalins.

Dans le diagramme  $Ne'$  ( $Ne + 3/5 Ab$ ),  $Ol'$  ( $Ol + 3/4 Opx$ ),  $Q'$  ( $Q + 2/5 Ab + 1/4 Opx$ ) d'Irvine et Baragar (1971) (fig. 12 B) les basaltes non altérés tombent soit en bordure du champ alcalin, soit dans le domaine subalcalin. On remarquera comme précédemment, la silicification des basaltes altérés qui les déporte vers le pôle  $Q'$ . Les métarhyolites se placent naturellement près du pôle  $Q'$ . En l'absence de termes de transition indubitablement reconnus, il apparaît nettement que les métarhyolites ne dérivent pas de la différenciation des basaltes.

Dans le diagramme  $Al_2O_3/\% An$  du plagioclase normatif  $100 = An/(An + Ab')$  avec  $Ab' = Ab + 5/3 Ne$  ; (fig. 13 B) d'Irvine et Baragar (1971), tous les points des basaltes se situent dans le champ tholéitique. La distinction, par contre, pour les termes acides est plus aléatoire.

Dans le diagramme "Index de coloration" en fonction du  $\% An$  du plagioclase normatif d'Irvine et Baragar (1971) (fig. 13 A), les basaltes frais et altérés sont bien dans le champ des basaltes. Les métarhyolites se situent dans le domaine dacitique ; comme nous l'avons déjà signalé plus haut et comme le confirme l'analyse de cette première série de diagrammes, l'absence de séries de transition nous amène à confirmer que les métarhyolites ne dérivent pas des basaltes par différenciation. Les basaltes frais se placent soit en bordure du champ alcalin, soit dans le champ tholéitique. L'appartenance des métarhyolites à un champ alcalin ou subalcalin n'est pas déterminante, du fait du lessivage des alcalins.



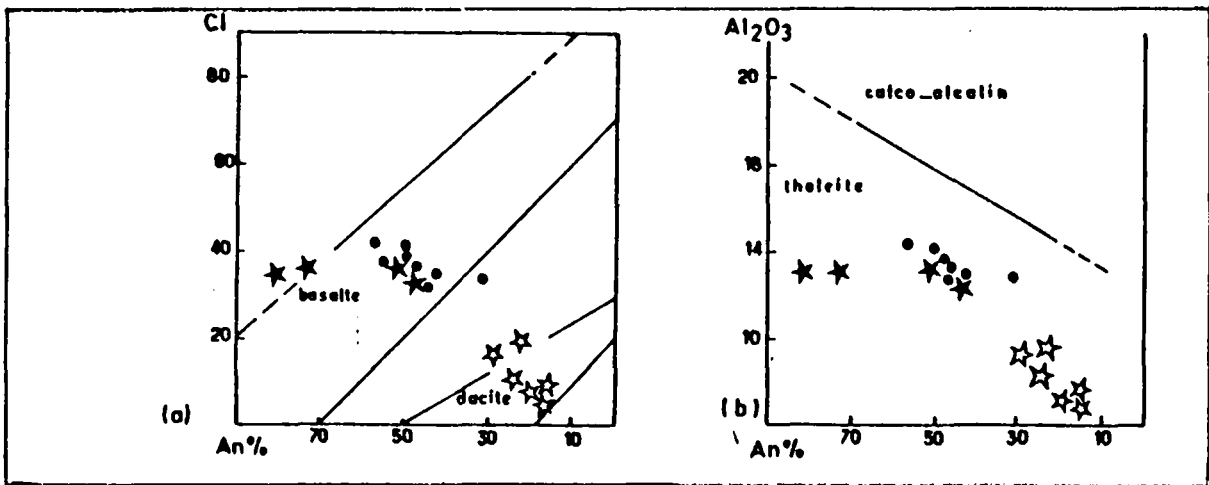


Fig. 13.- Diagrammes rectangulaires "color index" teneur en anorthite du plagioclase normatif (Irvine et Baragar, 1971). b. Diagramme rectangulaire Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/teneur en anorthite du plagioclase normatif. Même légende que figure 12.

Les basaltes sont reportés dans les trois diagrammes SiO<sub>2</sub>, FeO<sup>2+</sup> et TiO<sub>2</sub>, en fonction de FeO<sup>2+</sup>/MgO (fig. 14) (Miyashiro, 1975). Dans le diagramme de la silice, les basaltes frais ne présentent pas d'enrichissement en SiO<sub>2</sub> et se localisent dans le domaine tholéitique. L'altération déporte les points dans le champ calco-alcalin. Les basaltes frais montrent un enrichissement assez net en fer et titane, ce qui est caractéristique des tholéites à olivine.(fig. 15a).

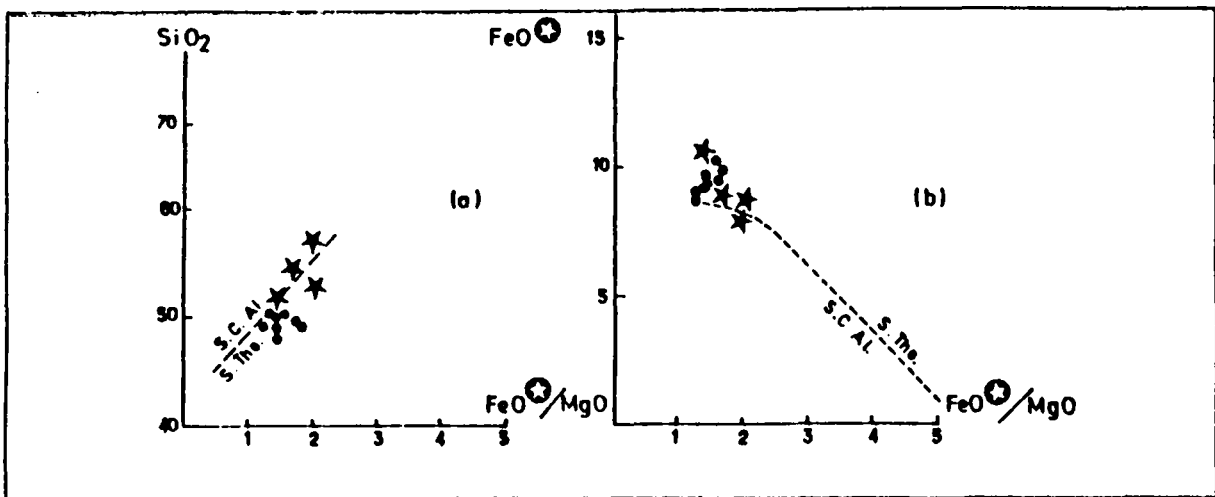


Fig. 14.- Diagrammes de Miyashiro (1975).  
Même légende que figure 12.

La comparaison du comportement des basaltes dans ces deux séries de diagrammes montre combien l'étude géochimique à l'aide de diagrammes faisant intervenir les éléments peu stables comme SiO<sub>2</sub> et alcalins peut être dangereuse et sujette à caution.

Les analyses des clinopyroxènes ont été faites sur des basaltes frais (tabl. III A) et altérés (tabl. III B et IV). En revanche, les pyroxènes analysés étaient rigoureusement intacts. Ils

<sup>2+</sup> Fer total exprimé en FeO.

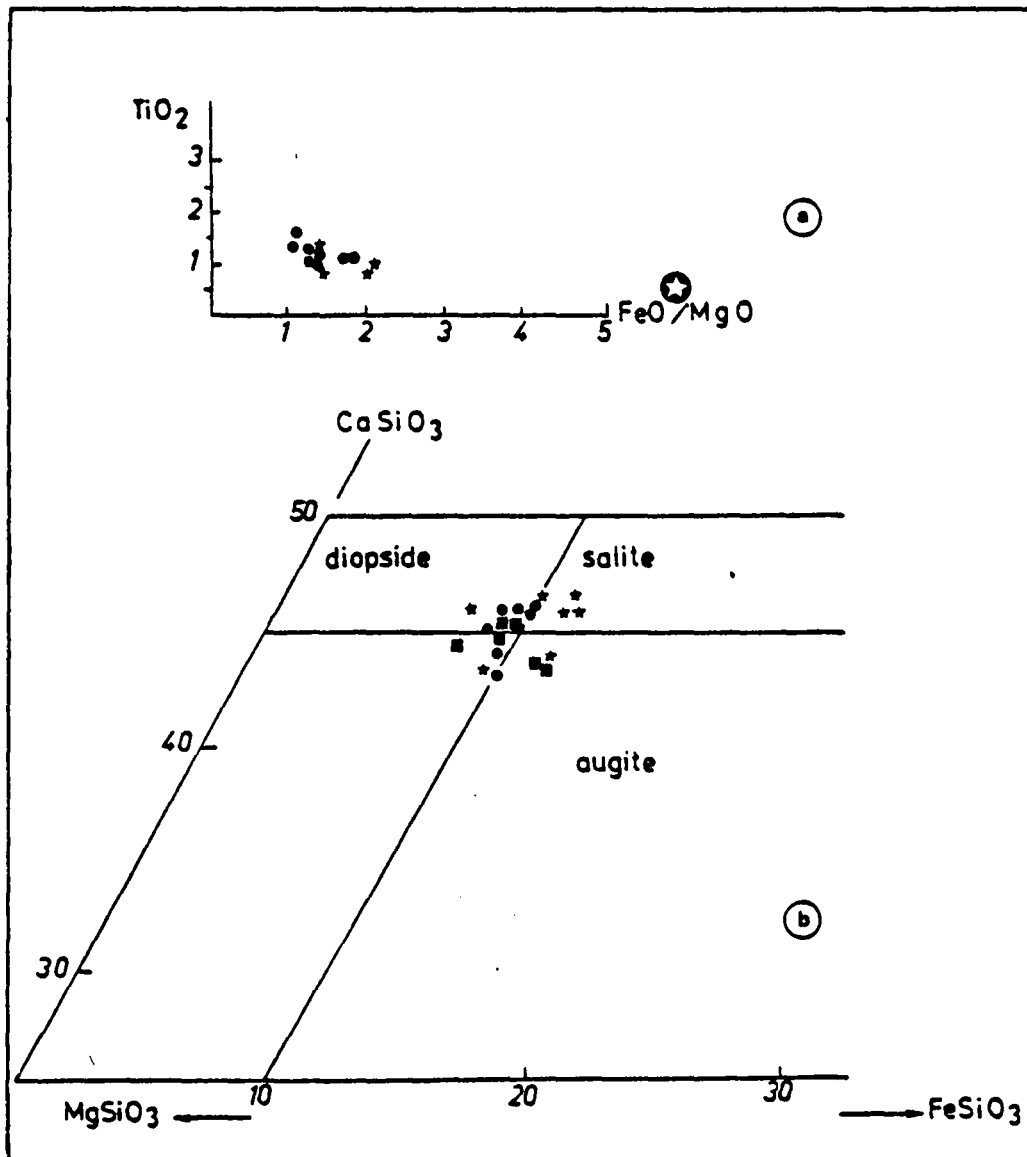


Fig. 15a.- Diagramme de Miyashiro (1975). - b. Position des clinopyroxènes et des basaltes dans le diagramme de Poldervaart et Hess (1951).

Même légende que figure 12.

appartiennent à la famille des augites avec une tendance vers les salites (fig. 15) ; échantillon  $F_{3b}$ ). Dans les diagrammes  $SiO_2/Al_2O_3$  et  $Al/Si$  de Le Bas (1962)(fig. 16 A et B) remarque la bonne corrélation dans les pyroxènes entre l'alumine et la silice. L'ensemble des pyroxènes des basaltes se situe bien dans le champ non alcalin-tholéitique. Le diagramme  $Al_z/TiO_2$  (fig. 17 A), avec  $Al_z = (Al^{IV} \times 100)/2$ ,  $z = 2$  de Le Bas (1962) confirme les précédents. De plus, il y apparaît un enrichissement en  $TiO_2$  plus ou moins important suivant les échantillons mais plus net pour l'échantillon  $F_{3b}$ .

Enfin, dans le diagramme triangulaire, plus contestable,  $MnO$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  de Nisbet et Pearce (1977) (fig. 17 B) les analyses des clinopyroxènes se regroupent dans les champs des basaltes tholéitiques intraplaques (D et E).

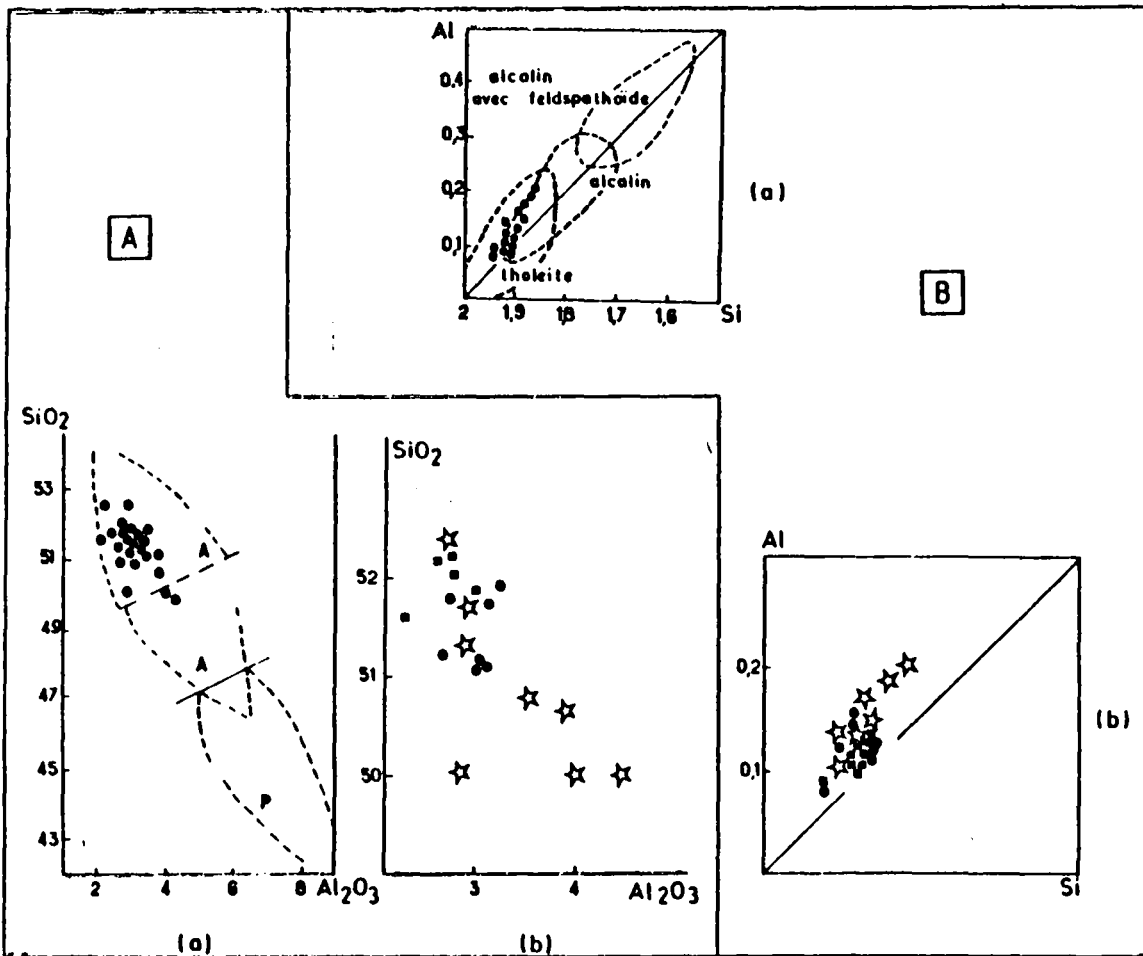


Fig. 16 A. - Diagrammes de Le Bas (1962) - SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. - B. Diagrammes de Kushiro (1960) - Al/Si. Môme légende que figure 12.

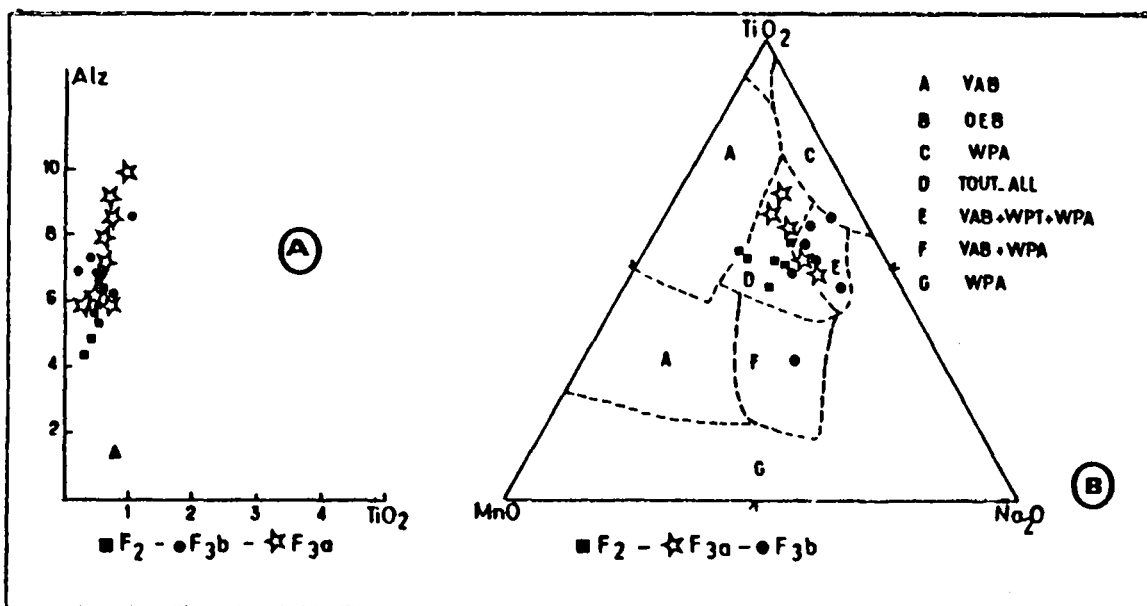


Fig. 17 A. - Diagramme de Le Bas (1962) - Al<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub>. - B. - Diagramme de Nisbet et Pearce (1977). Môme légende que figure 12.

VAB. Basaltes d'arc insulaire. - OEB. Basaltes océaniques. - WPA. Basaltes alcalins intraplaques. - WPI. Basaltes tholéitiques intraplaques.

L'étude géochimique des clinopyroxènes confirme bien celle des laves. Les basaltes paléozoïques supérieurs des zones internes helléniques appartiennent bien au domaine tholéitique à olivine. Les métarhyolites ne dérivent pas de la différenciation de ces derniers. Leur état de transformation est tel que l'on ne peut définir leur appartenance ni à un magma parental, ni leur origine.

g. COUPE DE LA PARTIE NORD DU MONT ROUMANI.

La coupe est levée à partir de la confluence de deux torrents (fig. 18). L'un d'eux prend sa source dans le mont Parnis et coule du Sud vers le Nord ; l'autre a une direction Est-Ouest. Il matérialise la séparation entre les formations alpines de la demi-fenêtre d'Avlon, des formations paléozoïques de l'unité structurale du Parnis. Du Nord au Sud et de bas en haut, on observe :

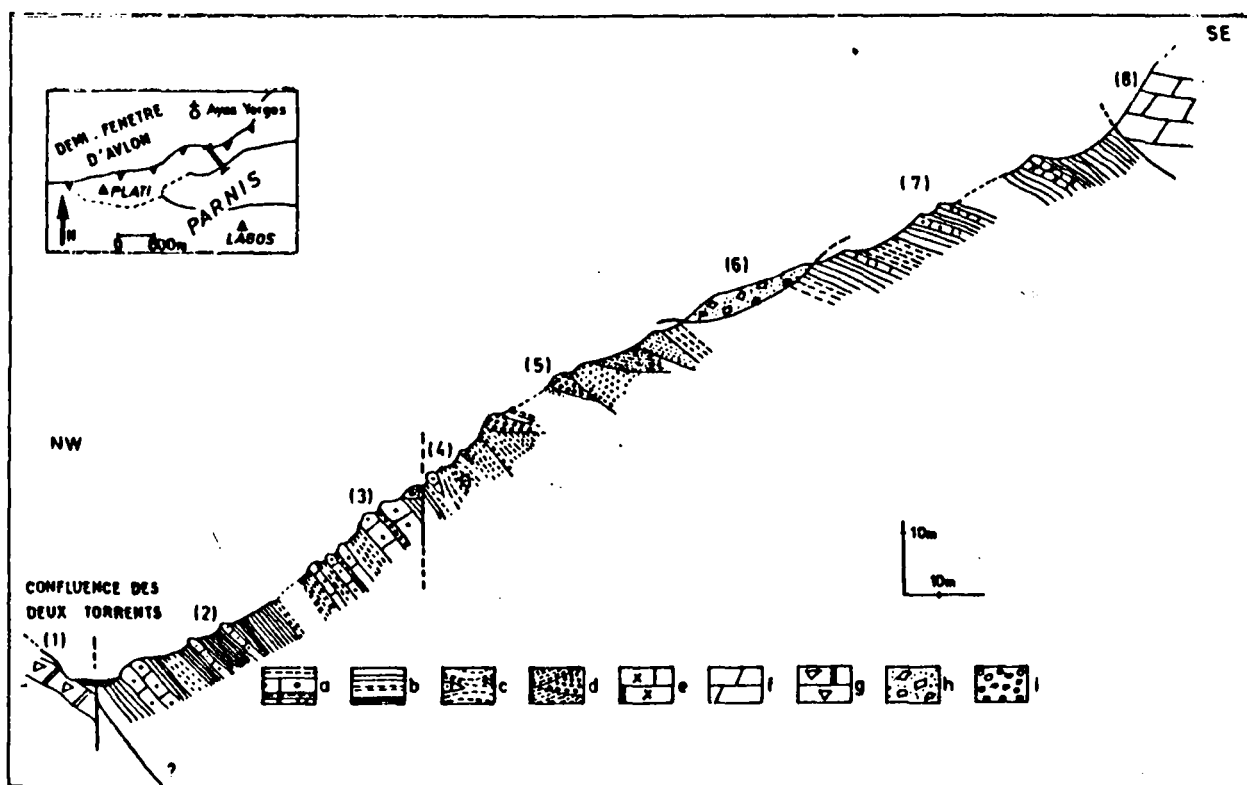


Fig. 18. - Coupe de la partie Nord du mont Roumani.

a. Grès fins alternant avec des pélites schisteuses et gréseuses. - b. Pélites marneuses et gréseuses. - c. Pélites schisteuses noires et boules de grès fins. - d. Formations détritiques versicolores. - e. Calcaires biomicritiques Permien supérieur. - f. Calcaires néritiques gris-blanc triasiques. - g. Calcaires néritiques à Rudistes. - h. Eboulis. - i. Alluvions torrentielles.

- (1) des calcaires néritiques gris-bleu, à Rudistes, du Crétacé supérieur ;  
- un contact anormal chevauchant, recoupé par une faille verticale.
- (2) 100 à 150 m d'une alternance de pélites marneuses, pélites schisteuses, grès à ciment pélitique, grès à ciment calcaire et des grès mal consolidés. Il est à remarquer que dans cette série, nous n'avons pas trouvé de biomicrites contenant de la microfaune ou de la microflore ;
- (3) des grès fins micacés bleuâtres, en gros bancs de plusieurs décimètres d'épaisseur, séparés par des pélites schisteuses écrasées. A la surface

des bancs de grès, on observe des rides simples asymétriques de tailles diverses. Si l'on en croit Kuenen (1960), elles seraient indicatrices de milieux deltaïques proches de la sédimentation fluviale. Cette remarque confirme le caractère peu profond à la limite de l'émergence de ce type de sédiment ;

- une faille verticale recouverte par des éboulis.
- (4) 5 à 10 m de pélites schisteuses noires, avec des calcaires gréseux en boules. Cette série évoque celle de la coupe du flanc Est du mont Flambouri (fig. ) ;
- (5) 50 à 60 m d'une formation détritique versicolore, à stratifications entrecroisées, dans laquelle on peut reconnaître :
  - des microbrèches à ciment pélitique et à éléments quartzeux et feldspathiques ;
  - des grès à ciment quartzo-feldspathique, à gros galets de quartz cataclasés et de feldspaths altérés ;
  - des pélites gréseuses ;
  - des pélites silteuses ;
  - des schistes bariolés ;
- (6) des éboulis ;
- (7) 150 à 200 m de pélites schisteuses, schistes fins, intercalés de grès pélitiques en fines plaquettes, au sommet desquels affleurent des biomictites à Fusulines (cf. Permien supérieur du Parnis) ;
- (8) des calcaires néritiques gris-blanc, à passées dolomitiques, du Trias moyen.

Il est à noter que dans le profil qui vient d'être décrit, seules les formations de pélites noires et la série versicolore qui les surmontent peuvent être rattachées au Carbonifère supérieur, par comparaison avec les coupes que nous avons examinées précédemment. Il se pose alors le problème de l'appartenance de la série sous-jacente. D'après ce que nous venons d'examiner dans les coupes précédentes, nous ne reconnaissons pas les faciès fossilifères namurien et viséen ; on peut alors penser que cette différence de faciès est due au fait que dans la Mésogée carbonifère, il pouvait exister des domaines localement confinés interdisant toute installation de milieux récifaux ou pararécifaux.

#### h. COUPE DE LA ROUTE DE STEPHANI A KOKKINI.

Pour se rendre à Athènes en passant par le village abandonné de Kokkini et arriver dans la plaine d'Eleusis par la localité de Mandra, on emprunte un chemin peu carrossable, creusé dans des formations détritiques versicolores, à stratifications entrecroisées et à détritiques grossiers, analogues à celles que nous venons de voir dans les coupes précédentes. Ces formations affleurent sur près de 1 300 m, en bordure du chemin ; elles représentent ici des divergences tectoniques indépendantes les unes des autres. Elles sont en effet séparées par des failles marquées de la mylonite. La lithostratigraphie fine de détail montrant des séquences très hétérogènes, les corrélations de détail demeurent très difficiles à réaliser (fig. 19).

Dans le fond de la vallée qui borde la route, on reconnaît des formations détritiques formées de schistes noirs, de grès fins micacés, de pélites gréseuses et de pélites schisteuses. Il semble que ces séries, par ailleurs très tectonisées, peuvent être comparées aux formations détritiques non datées de la vallée de Roumani. Selon toute vraisemblance, le sommet de cette formation est représenté par des pélites marneuses interrompues par des calcaires fins en plaquettes, dans lesquelles on voit des niveaux très fins marqués par des rhomboédres de dolomite de grande taille. De plus, comme dans le mont Patseras dans la partie moyenne de la zone péla-

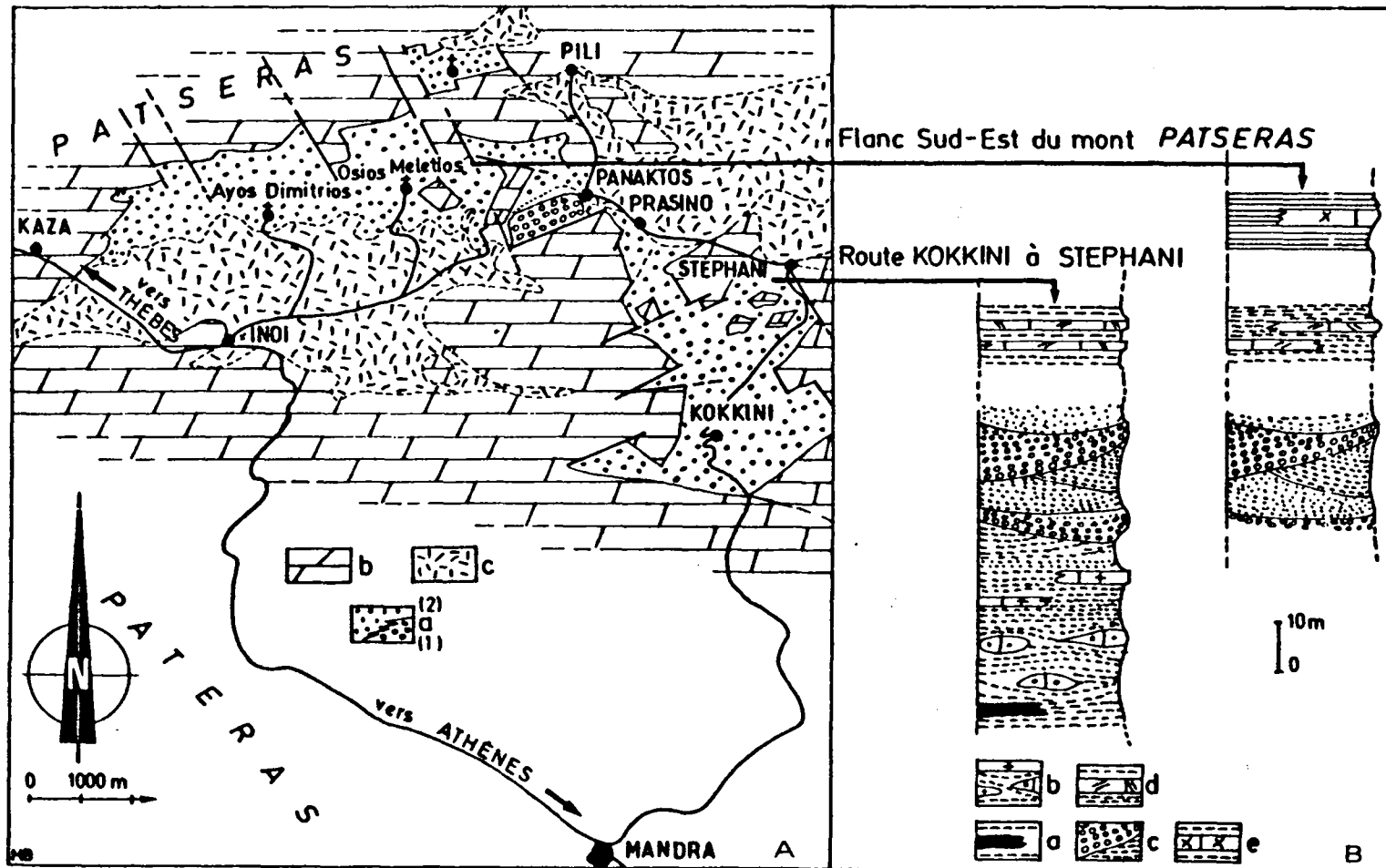


Fig. 19 A.- Carte géologique simplifiée de la bordure occidentale du mont Parnis et du mont Patseras.

a<sub>1</sub>. Formations métamorphiques. - a<sub>2</sub>. Paléozoïque supérieur. - b. Trias inférieur, moyen et supérieur.  
c. Formations récentes. -

Fig. 19 B.- Profils stratigraphiques du mont Parnis occidental et du mont Patseras.

a. Pélites schisteuses noires et phtanites. - b. Pélites gréseuses, boules de grès fins et calcaires gréseux en plaquettes. - c. Formations détritiques versicolores. - d. Calcaires marneux et pélites schisteuses. - e. Dolomicrite à *Glanospira* sp.

gonienne, il a été trouvé des calcaires micritiques fins, en plaquettes, contenant des *Glomos-*  
*Pira* sp. de petite taille, dont l'attribution stratigraphique par les spécialistes pourrait  
être permo-carbonifère (communication orale de D. Altiner - Genève).

## 1. CONCLUSION SUR LE CARBONIFERE DU MONT PARNIS.

L'examen des différents profils montre que seuls le Viséen et le Namurien ont été identifiés avec précision, grâce à des bancs de calcaires biodétritiques en alternance dans la série terrigène ; en revanche, à partir du Moscovien, cette série terrigène a été remplacée par des formations détritiques grossières ne contenant pas de repères paléontologiques précis, à l'exception d'un indice micropaléontologique (*Putrella brazhnikhvae*) découvert par Dereuder (1972) dans un galet. Ce repère important a été trouvé à la base de la formation détritique versicolore sur le flanc oriental du mont Flambouri.

Les coulées volcaniques sous-jacentes à la formation détritique versicolore apparaissent sporadiquement sous la forme de sills peu épais et leur nature pétrographique, minéralogique et géochimique indique qu'elles sont liées à des phénomènes volcaniques fissuraux intracontinentaux.

## 2. LE CARBONIFERE DU MONT BELETSI.

Dans le mont Beletsi, le Paléozoïque est surtout connu pour ses niveaux d'âge permien ; en revanche, les horizons datés du Carbonifère sont rares, voire même exceptionnels (fig. 7).

### a. COUPE DE LA CHAPELLE AYA TRIADA.

Sur la retombée méridionale du mont Beletsi, au Nord Est de la chapelle Aya Triada (fig. 20), des affleurements de calcaires paléozoïques ont déjà été examinés par Renz et Reichel (1945) pour ce qui concerne le Permien. La série a été réétudiée par Guernet (*in* Clément *et al.*, 1971) qui a découvert des calcaires biodétritiques du Bashkirien.

Du vallon creusé dans des schistes, à l'Est de la chapelle Aya Triada jusqu'au sommet des premiers bancs de calcaires mésozoïques, on peut lever la coupe suivante en partant des calcaires blancs du Trias moyen :

- (1a) 25 à 30 m de schistes gris et quelquefois noirs, avec des lits de calcaires biodétritiques à Bryozoaires, fragments de Brachiopodes, Stromatopores et Tabulés (Guernet (1971) cite *Amphiroa* sp. et *Waagenophyllinae* sp. ;
- (1b) un banc de metabasites discontinu, d'une puissance de 0,50 m au maximum. La composition pétrographique est la suivante :
  - des vésicules de calcite fibroradiée. La taille de ces vésicules peut atteindre quelquefois le centimètre ; elles sont frangées d'une auréole de silice plus ou moins continue ;
  - des phénocristaux composés essentiellement de clinopyroxènes zonés et parfois altérés en calcite ;
  - de rares cristaux d'olivine iddingstisée, des microlites et des plagioclases altérés.La mésostase est complètement phyllitisée ;
- (2) 20 à 30 m de biomicrite à bioclastes, extraclastes et ooclastes. On peut y reconnaître de nombreux Crinoïdes et des débris de Brachiopodes, de Coelentères et de Bryozoaires. Les lames minces ont livré une faune abondante :
  - de Foraminifères : *Endothyra* sp., *Glomospira* sp., *Archæodiscus* sp., *Ammovertella* sp., *Climacamina* sp., *Cribrostomum* sp., *Ozawainella* sp., *Eolasiiodiscus donbassicus* Reitlinger, *Globivalvulina moderata* Reitlinger, *G. scaphoidea* Reitlinger, *Plectogyra bradyi* (Mikhlouch), *Bradyina concinna* Reitlinger, *Pseudostaffella antiqua grandis* (Schlykova), *Millerella elegantula* Rauser ;

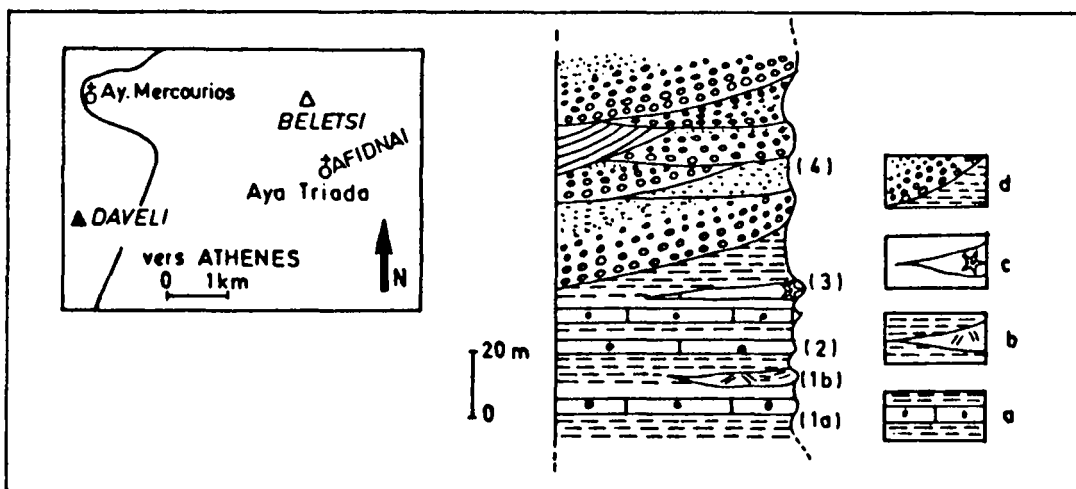


Fig. 20. - Coupe de la chapelle Aya Triada.

a. Schistes et calcaires biodétritiques. - b. Métabasites. - c. Biomicrite à Crinoïdes. - d. Formation détritique versicolore.

- d'Incertae sedis : *Eotuberitena reitlingerae* Mikluko et Maklay ;
  - d'Algues : *Donezella* sp.
- datant le Carbonifère moyen (Bashkirien supérieur) ;
- (3) 0,50 m à 1 m de calcaires biomicritiques à débris de Crinoïdes, de Brachiopodes et de Bryozoaires, parmi lesquels des Foraminifères mal conservés ont pu être identifiés : *Bradyina* sp., *Pseudostaffella* sp., *Arohaediscus* sp., *Globivalvulina* sp., *Paleotextularia* sp., datant le Carbonifère moyen ;
- (4) 40 à 50 m de schistes gris-moyen et noirs, dans lesquels s'intercalent des bancs de 10 à 15 cm de grès à ciment siliceux et pélitique dont les éléments figurés sont essentiellement constitués de :
- quartz laiteux, en grains arrondis, pouvant atteindre 1 cm de diamètre ;
  - feldspaths cataclasés, principalement de l'albite. Quelques micas blancs chloritisés ;
  - chlorites ;
  - fragments de phtanites ;
  - fragments de micaschistes à biotite ;
  - fragments de microgranites à deux micas ;
  - fragments d'amphibolites.

#### b. AUTRES AFFLEUREMENTS.

Dans de nombreux secteurs du mont Beletsï, comme par exemple dans son prolongement oriental vers le village d'afidnai, dans la grande vallée à l'Ouest de la chapelle Ayos Mercurios, ou même dans les monts Malyomigi et Katsimidi vers le Sud, on observe des formations détritiques versicolores, dont la taille des éléments est très hétérométrique. Partout où elle existe, cette formation montre de nombreux exemples de stratifications obliques. Par comparaison avec ce que nous avons examiné dans le mont Parnis, il apparaît qu'on puisse la rattacher au Carbonifère moyen (*pro-parte* ?) à supérieur.

#### c. CONCLUSION SUR LE CARBONIFERE DU MONT BELETSI.

La série carbonifère du mont Beletsï est caractérisée surtout par la présence :

- de formations détritiques ;



- de rares niveaux datés ;
- de coulées basaltiques peu épaisses ;
- d'une puissante formation détritique versicolore, à stratifications obliques.

### 3. COUPE DU CARBONIFERE DU MONT PATERAS.

En empruntant le chemin qui conduit au sommet du mont Pateras, juste avant d'entrer dans les calcaires triasiques, la route est creusée dans des formations calstiques dans lesquelles il est assez difficile de repérer une succession stratigraphique cohérente (fig. 21). Néanmoins, on peut retenir de bas en haut :

- (1a) des pélites schisteuses, contenant des calcaires gréseux en boule ;
- (1b) des lentilles de calcaires noirs, de quelques décimètres d'épaisseur. Ces calcaires biomicritiques ont livré :
  - des Algues : *Anthracoporella* sp., *Donaxella lutigini* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Bradyina concinna* Reitlinger, *Eostaffella* sp., *Endothyra* sp., *Pseudostaffella* sp.
 datant le Carbonifère moyen et plus précisément le Bashkirien supérieur à Moscovien inférieur (Westphalien B) ;
- (2) 80 à 100 m d'une formation de microbrèches, grès, sables, pélites, schistes et shales. Ces formations versicolores sont à stratification entrecroisée et les éléments qui composent les grès, à ciment quartzo-feldspathique et pélitique, sont essentiellement à éléments quartzeux et albitiques. En de rares endroits, on peut trouver quelques galets de schistes à deux micas, de marbres blancs et quelquefois même, des granites altérés.

Le chemin continue dans des schistes marrons, fins, qui viennent en contact anormal contre des calcaires néritiques triasiques.

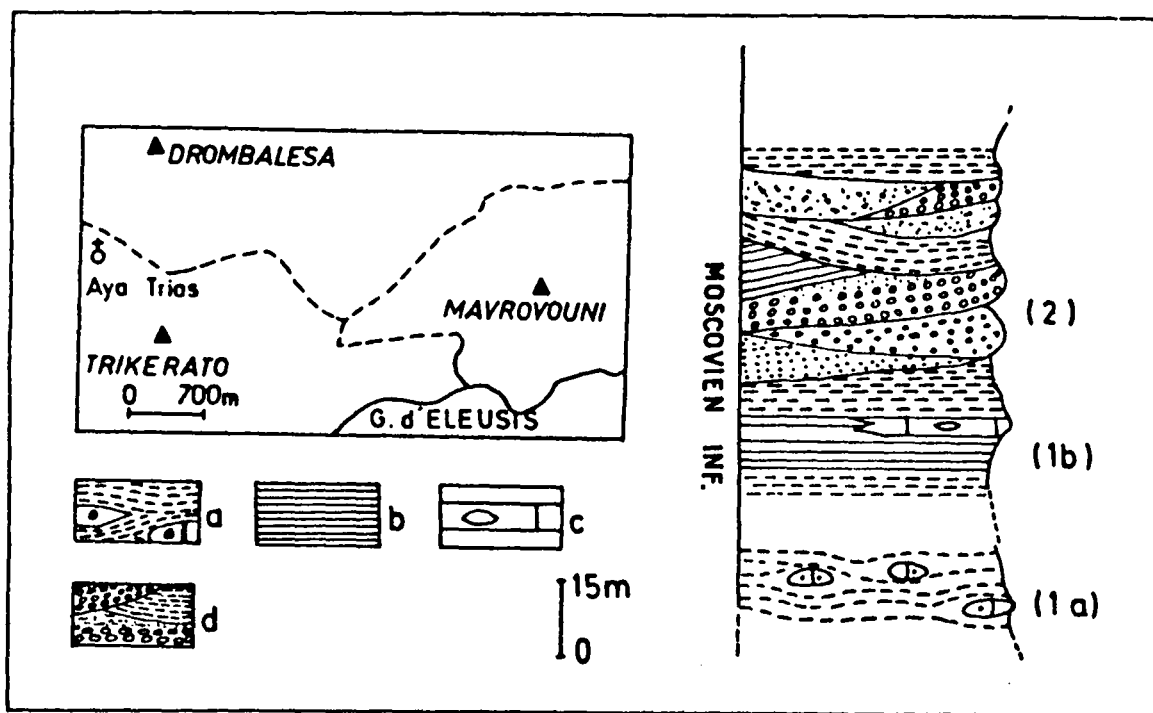


Fig. 21.- Profil stratigraphique du mont Pateras.

a. Schistes noirs et grès fins en boules. - b. Schistes fins. - c. Formations détritiques versicolores.

#### 4. LE CARBONIFERE DU MONT PATSERAS.

Le prolongement oriental du massif du Kitheron est constitué par une chaîne formée essentiellement par des terrains d'âge paléozoïque supérieur et triasique. Au Nord Est du monastère d'Osios Meletios, au lieu-dit Portaes, Renz (1955), puis Dounas (1971) ont daté du Permien supérieur, dans une série de schistes fins intercalés de biomicrites. Cette série recouvre des formations détritiques grossières, versicolores à stratifications entrecroisées. Du point de vue sédimentologique (fig. 19 A et B), ces formations se distinguent par :

- des grès grossiers, à ciment quartzeux, dont les éléments sont surtout des galets de quartz roulés, blanc-laiteux et des galets de feldspaths blancs, altérés ;
- des grès fins à ciment pélitique. Ce sont ces lits pélitiques qui soulignent les stratifications obliques ;
- des pélites gréseuses, avec de nombreux grains de quartz et de feldspaths ;
- des pélites silteuses, rouges et grises, en alternance avec de petits bancs de grès à granulométrie plus grossière.

Au sommet de cette série, dans les coupes d'Ayos Dimitrios et du mont Boursouresa (cf. chapitre II : le Trias), on observe des pélites fines avec de rares bancs de calcaires gréseux, parfois envahis par de petits niveaux constitués de rhomboédres de dolomite. Dans ces bancs de dolomicrites fines, gris-bleu, à veinules rouge-violacé, nous avons observé des *Glomospira* sp. dont l'attribution au Carbonifère est très incertaine.

#### 5. CONCLUSION SUR LE CARBONIFERE.

##### a. REMARQUES SUCCINCTES SUR LA SEDIMENTATION DU CARBONIFERE.

L'étude sédimentologique très générale du Carbonifère nous permet de remarquer que les séquences que nous avons décrites demeurent essentiellement clastiques.

La colonne stratigraphique synthétique (fig. 22) du Carbonifère montre un cycle sédimentaire franchement détritique, interrompu par quelques rares séquences carbonatées. L'abondance de shales, pélites, grès, conglomérats, microconglomérats indique qu'une érosion intense a dû se produire sur un futur continent, brutalement rajeuni par une orogénèse synchrone de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale.

Les formations détritiques versicolores contiennent des galets :

- de grains de quartz blanc laiteux, aux formes arrondies. Ces éléments quartzeux sont quelquefois enveloppés d'une patine d'oxydes de fer ;
- de quartzites blanches ;
- de granites roses à grains fins, à structure grenue et à deux micas. Ces granites sont souvent très altérés ;
- de micaschistes dont les micas sont chloritisés ;
- de roches pyroclastites (tufs acides à rares fragments de rhyolites à feldspaths alcalins et à phénocristaux de quartz baignant dans une mésostase quartzo-feldspathique) ;

- de roches sédimentaires métamorphisées. Ce sont surtout des grès à ciment calcaire recristallisé et des calcaires faiblement marmorisés.

Le problème est de savoir si cette recristallisation des carbonates est la conséquence d'un métamorphisme ancien ou due à des contraintes tectoniques antérieures à la sédimentation carbonifère. Si les galets proviennent bien d'une chaîne "hercynienne" en voie de démantèlement, il est vraisemblable que cette recristallisation atteste d'un métamorphisme ancien antérieur au Paléozoïque supérieur ;

- d'amphibolites bien lités ;

- de phthanites à concrétions ferrugineuses isotropes à chlorites épigéniques et à passées argileuses.

L'examen microscopique des microconglomérats et des grès à éléments hétérométriques s'est avéré très monotone car les grains des différents silicates ont toujours la même morphologie, c'est-à-dire peu anguleux, de tailles diverses, sans classement significatif. Le ciment est peu abondant dans les roches à granulométrie élevée ; en revanche, on voit apparaître un ciment pélitique et quartzeux pour des roches à granulométrie plus fine. Dans la plupart des cas, le ciment ne semble pas être affecté par un métamorphisme léger.

Fréquemment, on trouve des veines de détritiques grossiers qui sont composées de galets de roches granitiques, métamorphiques et pyroclastites. Ces galets sont noyés la plupart du temps dans une matrice pélitique plus ou moins abondante.

Dans cette série carbonifère, l'apparition de phthanite indique vraisemblablement un enrichissement en silice du milieu de sédimentation favorisant le développement d'organismes planctoniques siliceux.

Si nous examinons les phthanites ou les lydiennes des différentes séries détritiques, on peut avancer que la silice libre a été libérée sur le continent pour venir augmenter le taux de silice contenu dans le milieu marin, mais nous pensons là aussi, que l'augmentation du taux global de silice ne trouve pas seulement son origine dans un cycle terrestre pédologique, mais également dans le fait que l'équateur était proche de la région considérée.

A travers les profils examinés, il ressort que le Carbonifère se caractérise surtout par une sédimentation de séries clastiques interrompues par de rares épisodes carbonatés, riches en Foraminifères. Les Foraminifères, les Bryozoaires, les Coelentérés et les Brachiopodes, abondants dans ces niveaux, peuvent être considérés comme des faunes de mers chaudes épicontinentales.

En résumé, ces veines détritiques grossières, intercalées dans des pélites schisteuses fines, pourraient correspondre à des courants boueux provoqués par les vicissitudes tectoniques auxquelles étaient soumises l'aire cratonique et sa plate-forme marine de l'époque. L'apparition de phthanites dans des séquences détritiques et leur association avec des grès à stratifications entrecroisées posent le problème des climats et de la physiographie des continents de l'époque.

Du point de vue de l'analyse des minéraux lourds, il apparaît qu'en règle générale, ce sont les zircons automorphes, quelquefois roulés, que l'on trouve en grande quantité, ensuite la tourmaline et le rutile, et enfin de rares épidotes qui apparaissent sporadiquement. Par

leur présence, ces minéraux attestent également de l'existence d'une aire continentale cratonisée et soumise à l'érosion.

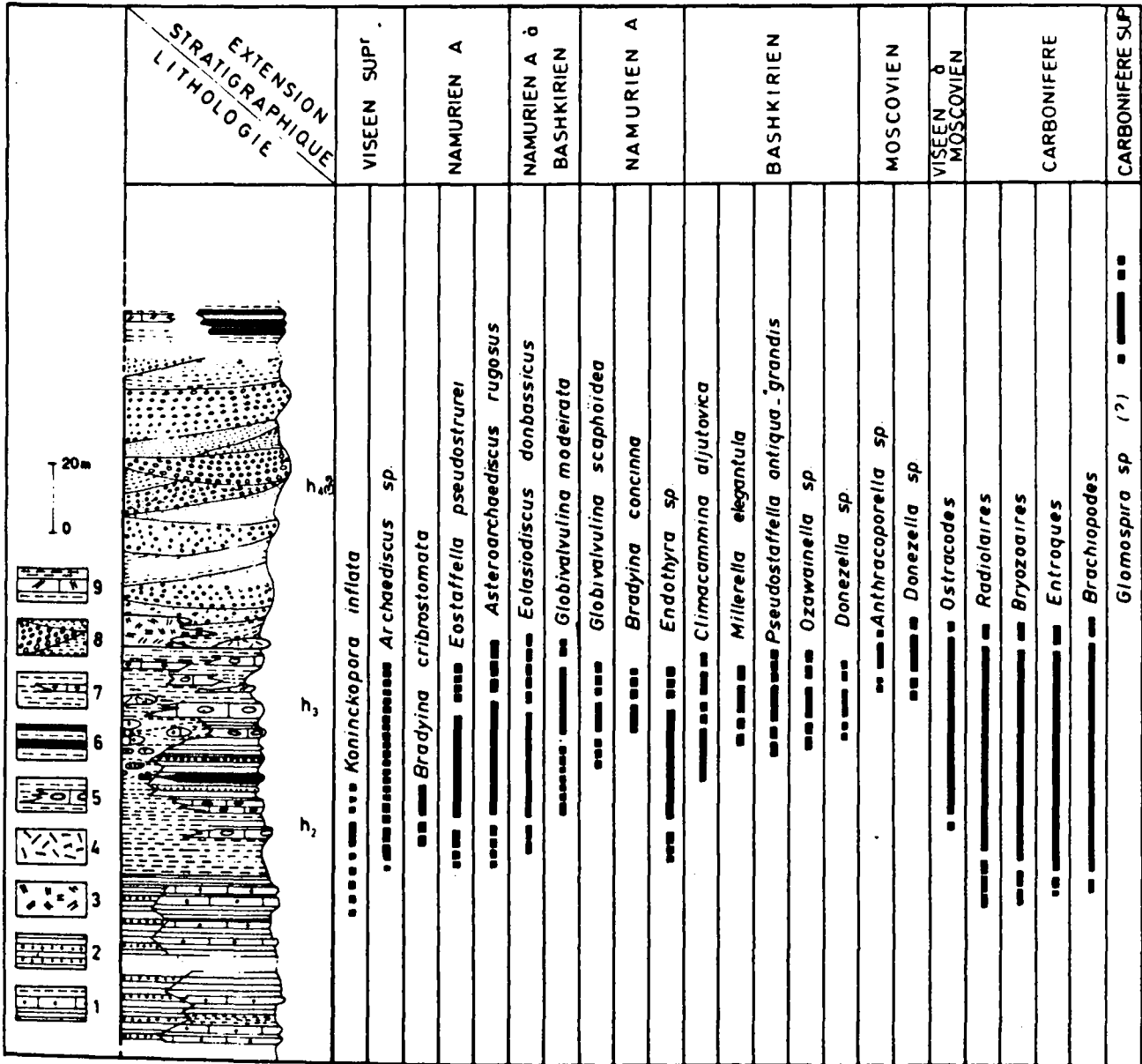


Fig. 22.- Colonne stratigraphique schématique du Carbonifère de la zone pélagonienne.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéressés exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Pérites schisteuses, Gréseuses et grès calcaireux. - 2. Alternance grès et schistes. - 3. Formations volcaniques basiques. - 4. Formations volcaniques acides. - 5. Biomicrites à Foraminifères. - 6. Phtanite ou lydiennes. - 7. Schistes noirs et grès en boules. - 8. Formations détritiques versicolores. - 9. Calcaires et dolomicrites à *Glomospira sp.*

b. RESUME DES PRINCIPAUX MICROFACIES CARBONIFERES RENCONTRES.

b1. Le Viséen (V<sub>3b</sub>)

Dans la partie orientale du mont Parnis, le Viséen supérieur a pu être identifié pour la première fois, grâce à : *Koninckopora*, *Forschiella sp.*, *Archaeodiscus sp.*, *Lituotubella sp.* et *Girvanella sp.*

b2. Le Namurien A (Serpukhovien).

Dans la même région que précédemment et dans la partie méridionale du Parnis, nous avons pu le mettre en évidence en découvrant, dans des biomicrites, des Entroques et des Foraminifères (*Eotuberitina reitlingerae*, *Bradyina concina*, *Globivalvulina scaphoidea*, *Eostaffella* sp.).

b3. Le Bashkirien (Namurien B-C et Westphalien A-B).

Dans le mont Parnis, dans le mont Beletsi et dans le mont Pateras, au sein de schistes noirs, les biomicrites ont livré des Entroques et des Foraminifères (*Endothyra* sp., *Glomospira* sp., *Eolastiodiscus donbassicus*, *Climacammina postprica*, *Globivalvulina moderata*, *Plectogyra bradyi*, *Pseudostaffella antiqua grandis*, *Millerella elegantula*) datant le Bashkirien.

On remarque alors que dès le sommet du Bashkirien (Westphalien A), les niveaux carbonatés à microfaune disparaissent à la faveur des formations versicolores à stratifications entrecroisées.

b4. Le Moscovien inférieur (Westphalien C).

Il est peu ou mal représenté. Renz (1955) considérait que les plus anciens niveaux datés en Attique appartenaient au Moscovien, mais d'après les travaux de Lys *et al.* (1978), portant sur l'extension de certaines espèces, la répartition stratigraphique de la faune et de la flore ont été révisées et de ce fait, il ne reste plus beaucoup de formations moscoviennes. Dans le mont Pateras, il a été identifié grâce à des Algues (*Anthracoporella* sp., *Donezella lutigini*) accompagnées de Foraminifères (*Bradyina concina* et *Eostaffella* sp.) indiquant le Moscovien inférieur.

Les formations détritiques grossières, versicolores, à stratifications entrecroisées étaient considérées par Renz (1955) comme appartenant au Carbonifère inférieur, mais l'examen détaillé des coupes précédentes et le passage du Carbonifère au Permien inférieur nous montrent qu'elles appartiennent à la partie supérieure du Carbonifère supérieur. De plus, la découverte, par Dereuder (1973), d'un galet contenant de la microfaune d'âge carbonifère inférieur conforte notre opinion.

c. QUELQUES INDICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.

Si l'on se replace dans le contexte général de l'Europe occidentale moyenne et centrale, il ne faut pas oublier qu'il s'érigait dans ces régions, au Carbonifère, une vaste cordillère au pied et au sein de laquelle, sous un climat tropical favorisant une flore luxuriante, se sédimentaient les futurs bassins houillers paraïques et limniques. En Méditerranée moyenne et orientale, s'étendait "la Mésogée carbonifère" largement ouverte vers l'Est ("Ere mésogéenne" ; Gignoux, 1960). Les conditions de vie dans cette "Mésogée carbonifère" étaient relativement peu favorables à l'explosion des récifs car le fond marin était très instable et les eaux parfois perturbées par les brusques arrivées de matériels détritiques empêchant l'installation de barrière récifales baignées par la "Mer à Fusulines" (Termier, 1979).

La forte quantité de sédiments détritiques ne peut s'expliquer que par la destruction de reliefs jeunes soumis aux agents d'érosion continentaux très actifs. On peut penser que les domaines d'alimentation devaient être assez divers car au Namurien, on trouve des grès et des shales dans lesquels on discerne de la matière organique, alors qu'au Carbonifère supérieur, nous n'avons plus de trace de cette matière organique ; à cette époque, l'ensemble est alors franchement détritique avec de nombreux niveaux de conglomérats et de grès à stratifications entrecroisées. Nous avons vainement recherché des pollens et des spores dans les niveaux les plus argileux de la série détritique versicolore.

L'apparition de détritique grossier à la fin du Carbonifère montre bien qu'un continent émergé est sollicité activement par les agents de désagrégation mécanique. En Europe centrale, la phase sudète ayant rajeuni les Variscides, il ne fait pas de doute que les sédiments nés de la destruction de cette chaîne ont dû se concentrer dans des secteurs situés en bordure de la cordillère, mais il n'est pas du tout prouvé que ces sédiments aient pu se concentrer dans toute la "Mésogée carbonifère" car cela reviendrait à nier l'existence probable d'une Paléotéthys (cf. conclusions sur le Paléozoïque).

Au Carbonifère, dans les Dinarides s.l., on observe l'arrivée de sédiments d'origine détritique qui peut être mise en relation avec l'instabilité tectonique ("épirogenèse") de la bordure d'un futur continent (?) dont nous ne connaissons quasiment rien de sa physiographie. On peut seulement avancer qu'un ou des continents fournissaient un matériel clastique à une "Mésogée carbonifère" ou à une bordure cratonique qui était peu profonde dans les régions qui nous intéressent. A cette sédimentation monotone et particulière, de type épicontinental, venaient s'ajouter des venues volcaniques annonciatrices d'une grande cassure séparant l'Europe de l'Afrique ou isolant un microcraton intermédiaire (cf. fin du Paléozoïque).

Les affleurements de Carbonifère sont rares en Grèce, sauf dans l'île de Chios où Teller (1880), Philippson (1911), Ktéas (1921-1923, 1928), Paeckelmann (1939), Renz (1955), Tietze (1967) et Lüdtke (1969), Kauffmann (1969), après avoir apporté des précisions stratigraphiques importantes, ont montré qu'il pouvait exister une discordance entre le cycle hercynien et le cycle alpin. Kauffmann (1969) parle de discordance varisque en soulignant qu'elle ne peut être reconnue que dans la partie Nord Est de l'île de Chios, ce que confirme Brinkmann (1979) en Turquie occidentale (Biga-Kocaeli, fig. 6).

Ce qui est remarquable, c'est que le passage entre le Carbonifère et le Permien est caractérisé par des faciès constamment détritiques indiquant des phénomènes de régression et de transgression marine ou d'accumulation sous de faibles épaisseurs d'eau dans des aires deltaïques en milieu fluvio-marin.

### III. LE PERMIEN

#### A. SUBDIVISIONS ET ECHELLE BIOSTRATIGRAPHIQUE.

Nous utiliserons la nomenclature retenue pour la Méditerranée moyenne et la plate-forme russe.

Systèmes		Sous/système Europe occidentale	Etages (Plate-forme russe)	Biozones (M. Lys, 1978)
P E R M I E N	SUPERIEUR	245 <sup>+5</sup> <sub>-5</sub>	Djulfien (= Tatarien)	<i>Codonofusiella</i> <i>Palaeofusulina</i> <i>Reichelina</i> <i>Yabeina</i>
		Thuringien 250 <sup>+5</sup> <sub>-5</sub>	Murghabien (= Kazanien)	<i>Neoschwagerina</i>
		258 <sup>+7</sup>	Kubergandien	<i>Cancellina</i>
		265	Kungourien	<i>Misellina</i>
	INFERIEUR	Saxonien	Artinskien	<i>Pseudofusulina</i> et <i>Parafusulina</i>
		Autunien	Sakmarien	<i>Robustoschwagerina</i> <i>Paraschwagerina</i>
		285 <sup>+8</sup> <sub>-5</sub>	Assélien	<i>Schwagerina</i>
		290 <sup>+10</sup> <sub>-5</sub>		

Tabl. V.- Subdivisions du Permien selon la répartition des Fusulines (l'échelle géochronologique est tirée d'Odin et Gale, 1982).

## B. LE PERMIEN DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Les affleurements les plus célèbres de la Grèce continentale sont concentrés dans la zone pélagonienne et plus particulièrement dans les massifs du Parnis et du Beletsis (Renz et Reichel, 1945 ; Roubanis, 1971). Renz (1955), dans sa monographie sur la Grèce, publie une carte de répartition des formations paléozoïques datées dans ces deux massifs mais ce document à très petite échelle, très imprécis, couvre parfois des formations terrigènes attribuées au Crétacé (Clément et Katsikatsos, 1981). La richesse floristique et faunistique des gisements de cette zone a conduit un certain nombre d'auteurs à publier de nombreuses descriptions de gîtes fossilifères sans exposer de coupes détaillées (*cf. supra*, Introduction sur le Paléozoïque). Les premières coupes précises de ce secteur ne furent éditées qu'en 1971 (Clément *et al.*, Guernet, Roubanis). Le découpage en unités structurales de la zone pélagonienne rend très délicat le lever de coupes stratigraphiques continues, et c'est la raison essentielle qui nous a obligé à subdiviser notre exposé en Permien supérieur et Permien inférieur (fig. 23)

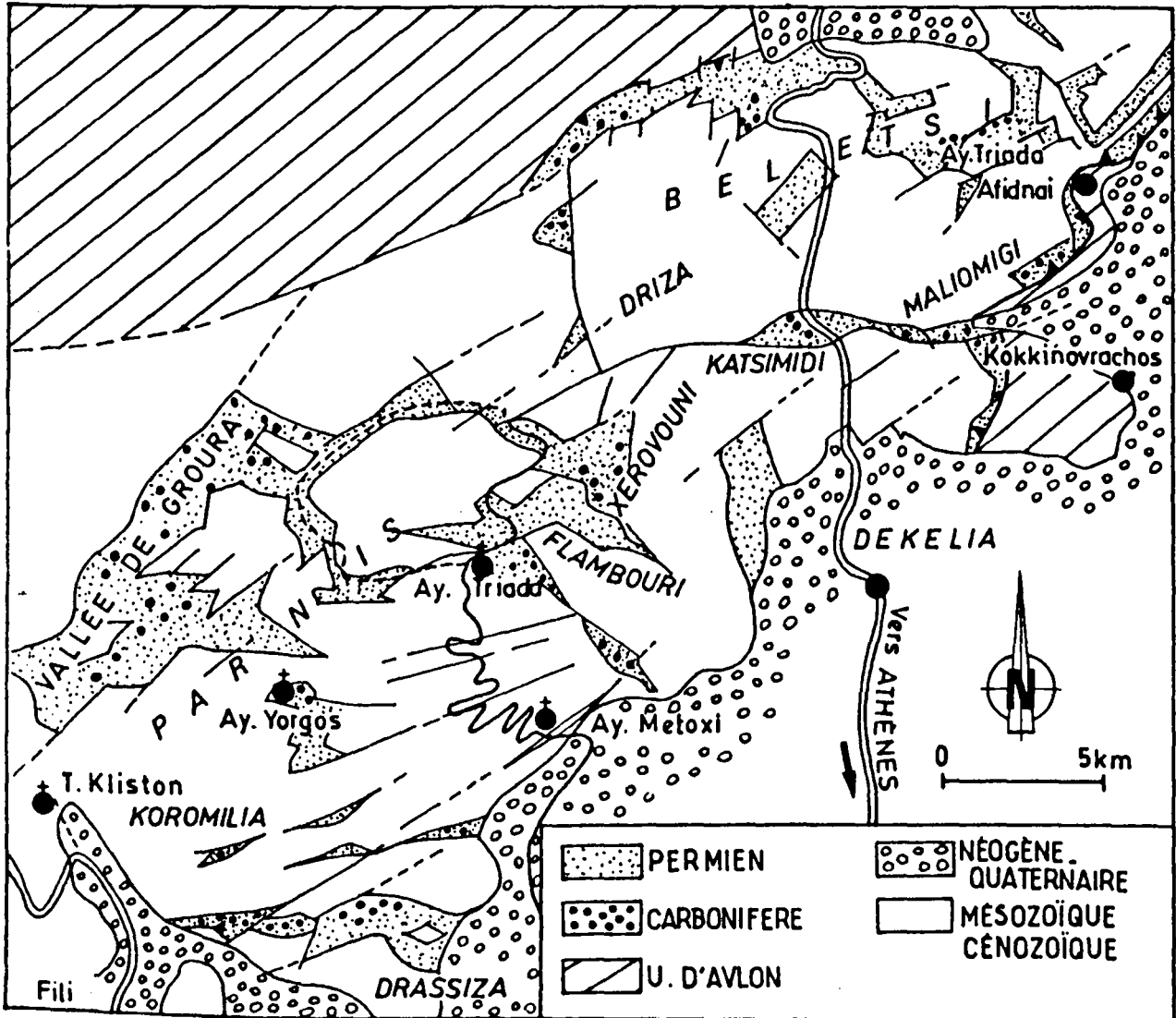


Fig. 23.- Localisation des gisements permien dans les secteurs orientaux et méridionaux du mont Parnis et dans le mont Beletsis.



## B<sub>1</sub>. LE PERMIEN INFÉRIEUR DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Les premiers niveaux datés du Permien inférieur demeurent assez rares, car la sédimentation détritique du Carbonifère supérieur se poursuit durant tout le Permien. Dans les massifs du Parnis, du Beletsi et du Patseras, Renz et Reichel (1945) datent souvent les formations détritiques, intercalées de calcaires bioclastiques du Carbonifère-supérieur Permien moyen sans indication supplémentaire.

### 1. LE PERMIEN INFÉRIEUR DU MONT PARNIS.

Dans le mont Parnis, sur le chemin forestier en direction du village de Fili, en plusieurs endroits, nous avons reconnu les termes de passage entre le Carbonifère et le Permien. La plupart des affleurements figurant cette limite sont distribués dans la vallée de Groura qui est creusée dans la partie occidentale du mont Parnis.

#### a. COUPE ENTRE LE MONT ROUMANI ET LE MONT PLATI.

Sur la route qui conduit de Fili à Avlon, à 1,5 km de la chapelle Aya Paraskevi, on emprunte un chemin muletier sur la droite qui conduit à des bergeries construites en bordure de la vallée de Groura (fig. 24a). La bordure orientale du mont Roumani est formée de calcaires gris-bleu, à nombreuses sections de Rudistes. Cette série crétacée repose en discordance sur une série néritique triasique (cf. chapitre II : le Trias) qui surmonte tectoniquement le Paléozoïque. Du bas de la vallée de Groura vers le mont Roumani, on observe :

- (1) 150 à 200 m d'un ensemble détritique formé de grès versicolores tapissant les deux flancs de cette vallée. Au sein de cet ensemble, la lithologie est très variée :
  - des pélites fines, rouges et violettes, à sédimentation entrecroisée, dans lesquelles des shales noires de 3 à 4 cm d'épaisseur soulignent la stratification ;
  - des grès grossiers, à éléments hétéro-centimétriques, composés de galets de quartz laiteux et de feldspaths albitiques cataclasés.Cet ensemble appartient vraisemblablement au Carbonifère supérieur ;
- (2) 15 à 20 m de schistes bruns, avec des intercalations gréseuses, interrompus par des bancs de calcaires gris foncé gréseux, de quelques centimètres d'épaisseur, dans lesquels nous avons reconnu des Foraminifères : *Schwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp., suggérant un âge assélien ;
- (3) 15 à 20 m de schistes bruns, contenant des biomicrites noires à Entroques, débris de Brachiopodes et à Foraminifères : *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* sp., *Quasifusulina* sp., *Q. longissima* (Moeller), *Rugofusulina* sp., de l'Assélien supérieur probable ;
  - une faille verticale ;
- (4) 10 à 15 m de calcaires à grosses oolites ;
- (5) une série triasique ;
- (6) une série crétacée.

#### b. COUPE A LA FACE OUEST DU MONT PLATI.

Sur le chemin forestier qui conduit de la route périphérique du mont Parnis au mont Plati puis se dirige vers Fili, on rencontre une masse de calcaires blancs, légèrement métamorphisés,

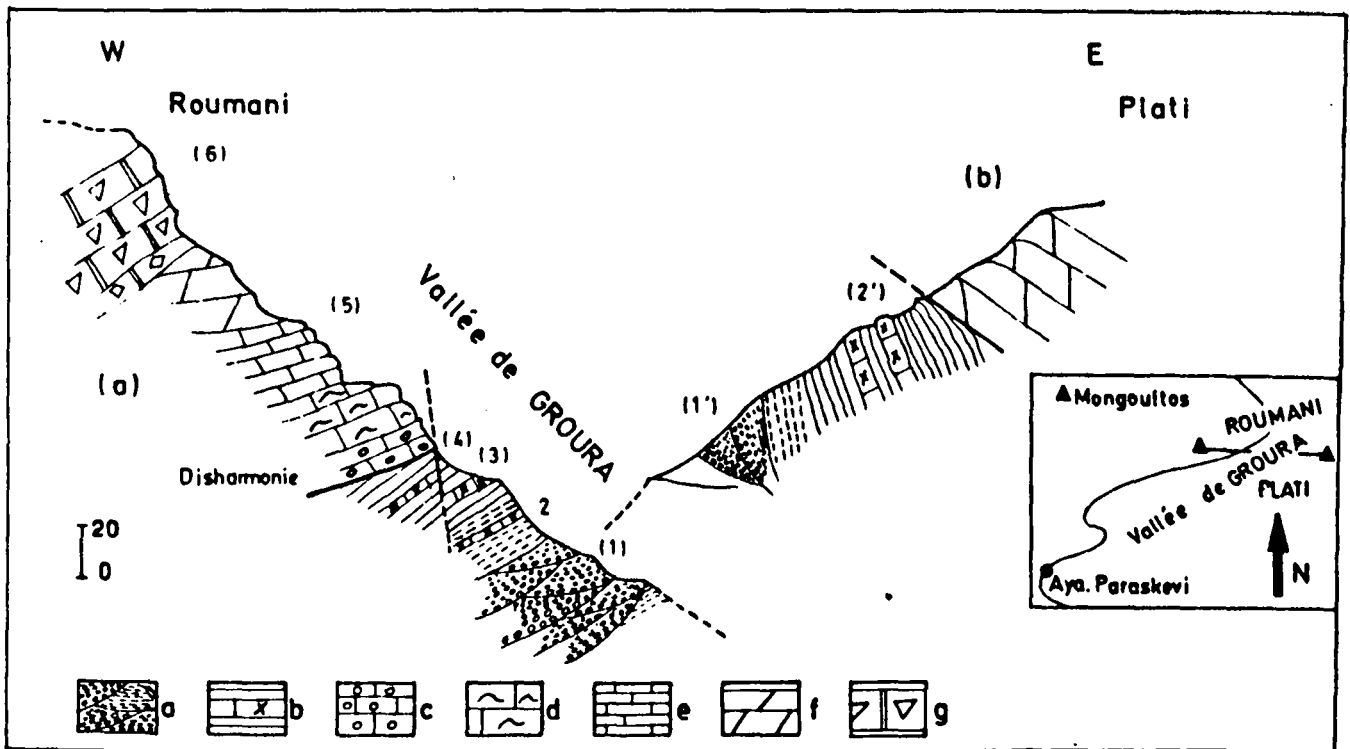


Fig. 24.- Coupes de la vallée de Groura.

a. Coupe entre le mont Roumani et le mont Plati. - b. Coupe de la face Ouest du mont Plati.

a. Formations détritiques versicolores. - b. Biomicrites à Foraminifères intercalées dans des schistes. c. Oosparites. - d. Micrites rouges à filaments. - e. Calcaires gris en fines plaquettes. - f. Calcaires néritiques triasiques. - g. Calcaires néritiques à Rudistes.

datés du Trias moyen qui surmonte des couches de schistes et de calcaires redressés presque à la verticale, dans lesquelles on trouve (fig. 24b) :

(1') l'ensemble détritique versicolore décrit plus haut (1) ;

(2') 10 à 15 m de calcaires gris-noir à interlits schisto-gréseux. Les lames minces ont livré des Foraminifères : *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp., attribués au Gzelien supérieur à Asselien inférieur ;

c. COUPE DE L'EMBRANCHEMENT DE LA ROUTE DE FILI A STEPHANI ET DE LA ROUTE D'AYA PARASKEVI.

En remontant la route de Fili à Stephani, à l'embranchement de la route d'Aya Paraskevi (fig. 25), au sein d'une série détritique hachée par un système de failles à géométrie particulièrement complexe, on peut voir une antiforme constituée de calcaires gris, lézardés de filonets de calcite, dans lesquels on distingue des sections d'Entroques, Bryozoaires, Brachiopodes et des Foraminifères: *Rugosofusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Calcitornella* sp., datant l'Asselien s.l.

Sur cette structure, il est aisé de reconnaître la transgression crétacée qui est soulignée par un niveau discontinu d'oxyde de fer sur lequel repose un poudingue d'âge crétacé supérieur.

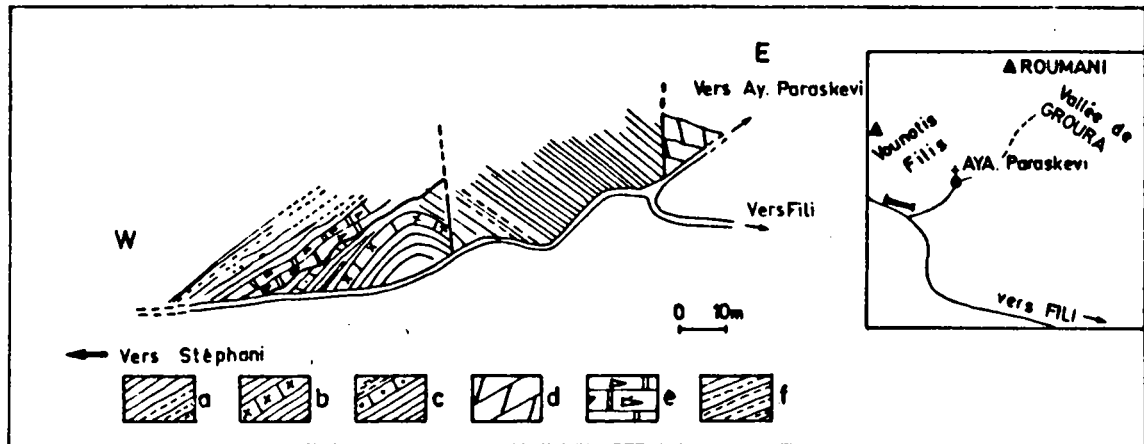


Fig. 25. - Coupe de l'embranchement de la route de Filii à Stephani et de la route d'Aya Paraskevi.

a. Pélites schisteuses et pélites gréseuses. - b. Biomicrite à Foraminifères. - c. Grès pélitiques en plaquettes. - d. Calcaire néritique triasique. - e. Calcaires à Rudistes. - f. Formations flyscholites tertiaires.

#### d. AFFLEUREMENT DE LA ROUTE DU MONT SOUTA AU MONT PLATI.

Au col qui surplombe la vallée de Groura, affleurent des calcaires rouges triasiques, cataclasés, à Conodontes. Contre une faille, on observe une série inverse qui comprend de bas en haut :

- une alternance de schistes gris, avec quelques passées de pélites gréseuses et des microbrèches à galets de quartz ;
- 5 à 6 m de pélites grises au sein desquelles on voit quelques niveaux de calcaires à Algues et à *Parafusulina* sp., datant le Permien s.l. ;
- une masse de grès colorés et de pélites rouges. Les grès forment quelquefois des bancs réguliers à gros galets de quartz et de feldspaths.

#### e. COUPE DU COL ENTRE LE MONT ROUMANI ET LE MONT PLATI.

La terminaison septentrionale de la vallée de Groura est marquée par un col creusé dans les formations détritiques paléozoïques. En partant du fond de la vallée, on rencontre successivement (fig. 26) :

- (1) un ensemble déritique formé de grès versicolores (cf. coupe 24) ;
  - un ensemble de schistes gris à intercalations de pélites gréseuses ;
- (2) 20 à 30 m de grès fins et de pélites schisteuses ;
- (3) 2 à 3 m de calcaires gris clair à Entroques. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Parafusulina (vulgarisiformis)* Mor. ; datant le Permien inférieur (Artinskien ?) ;
- 10 m de pélites fines, rouges, avec quelques bancs de calcaires blancs recristallisés, à Entroques et à Algues ;
- (4) 25 m de schistes gris à passées pélitiques ;
- (5) 10 m de calcaires récifaux à Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, datant le Permien ;
- (6) des calcaires blancs néritiques du Trias moyen.

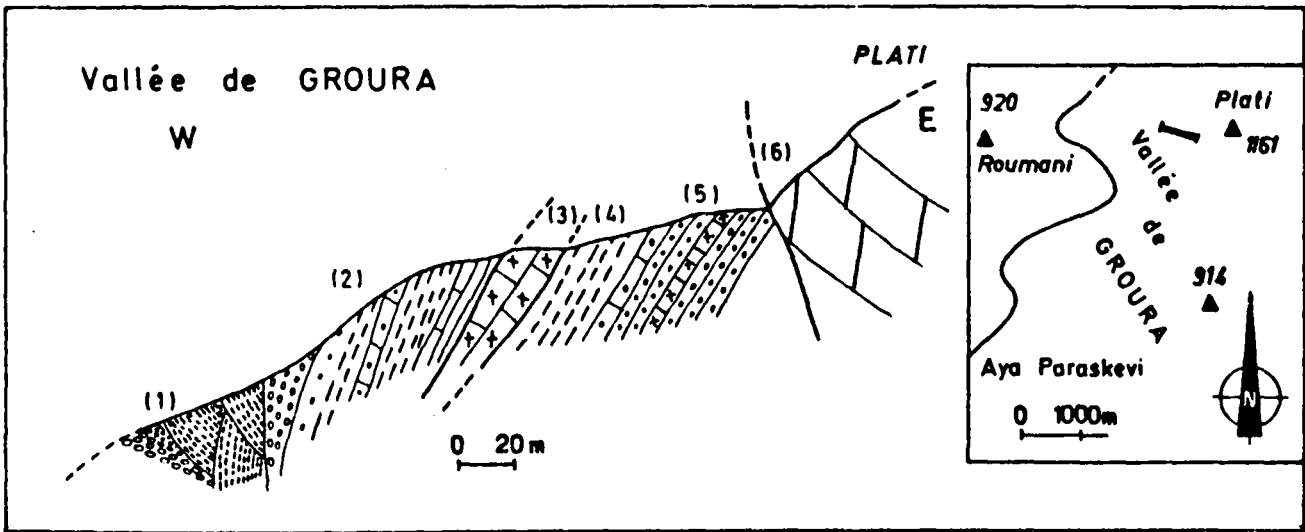


Fig. 26.- Coupe au col entre le mont Roumani et le mont Plati.  
Légende dans le texte.

f. COUPE DU MONT VERRORI EN PARTANT DE KOKKINOVRACHOS.

En prenant le chemin qui conduit de la localité de Kokkinovrachos au sommet du mont Verrori, après avoir marché dans le Néogène sur environ 500 m (fig. 27), on arrive dans des schistes gris à passées gréseuses. De bas en haut, on rencontre :

- (1) des schistes gris, écaillés, avec quelques passées gréseuses ;
- (2) 0,20 m de calcaires gris clair dans lesquels on reconnaît :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Climacamina* sp., *Pseudofusulina* sp. ;indiquant le Permien ;
- (3) 10 m de schistes gris micacés ;
- (4) 5 à 6 m de calcaires bioclastiques, gris foncé, à filonnets rouges d'oxyde de fer, faciès très diodétritique, dans lesquels on distingue :
  - des coquilles de Brachiopodes ;
  - des Bryozoaires ;
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Calcitornella* sp., *Rugosofusulina* sp., ? *R.* aff. *complicata* (Schellvien), *Schwagerinidae* s.l., *Pseudofusulina* sp., *Deckerella* sp., *Tuberitina collosa* Reitlinger, *Boultontia willsi* Lee, *Climacamina* sp., *Palaeomubecularia universalis* Reitlinger ;datant l'Assélien moyen-supérieur ;
- (5) 10 m de schistes gris foncé ;
- (6) 1 m de calcaires blancs, recristallisés, dans lesquels on peut voir des *Schwagerinidae* s.l. (Permien inférieur) ;
- (7) 15 à 20 m de grès fins et de schistes rouges et verts ;
- (8) 3 m de calcaires noirs, micritiques, en bancs réguliers ;
- (9) 30 m d'une alternance de grès, de sables et de silt.  
Cette formation, constituée essentiellement d'éléments détritiques, se compose :
  - de grès grossiers, à dragées de quartz et de feldspath noyées dans un ciment quartzitique ;
  - de grès plus fins, versicolores ;
  - de silts lie-de-vin, dans lesquels une recherche palynologique systématique a été entreprise mais hélas sans succès ;

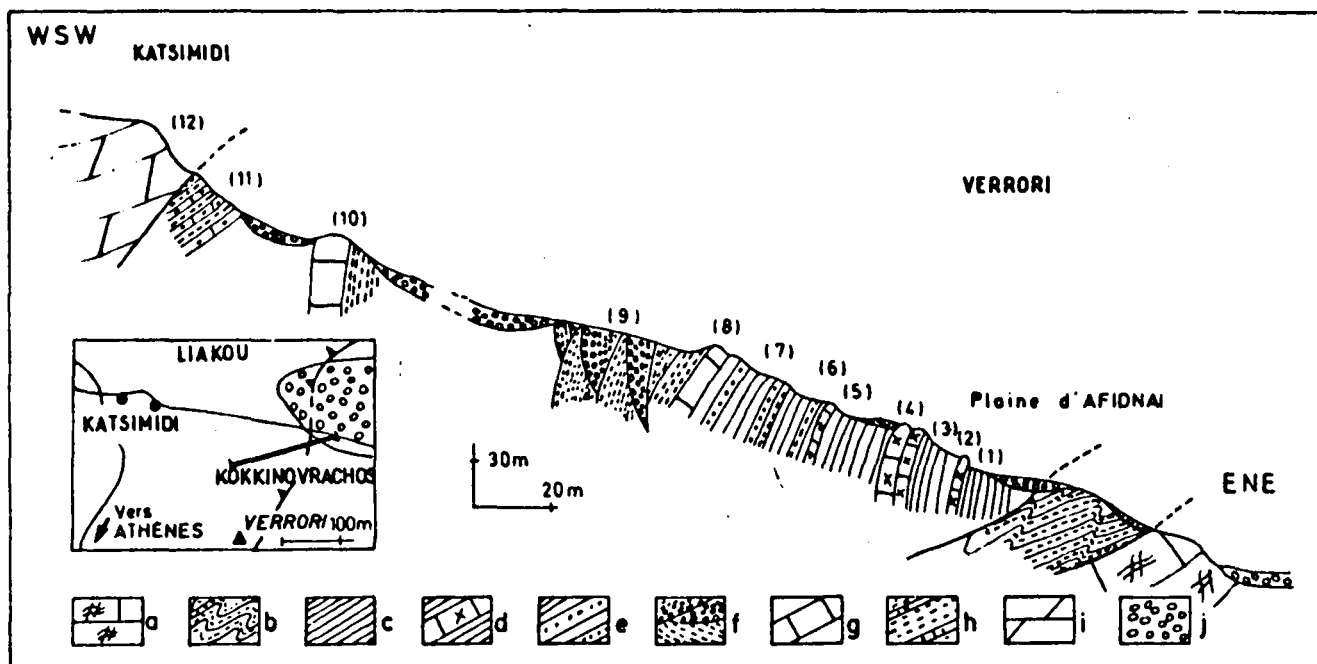


Fig. 27.- Coupe du mont Verrori.

a. Calcaires marmoréens. - b. Chloritoschistes. - c. Pérites schisteuses. - d. Niveaux fossilifères. - e. Schistes rouges et grès fins. - f. Formations détritiques versicolores. - g. Calcaires noirs fins. - h. Schistes et grès en fines plaquettes. - i. Calcaires néritiques dolomitiques triasiques. - j. Formations néogènes et quaternaires.

- (10) 5 m de calcaires gréseux recristallisés, noirs, qui apparaissent au sommet de la formation détritique surplombant quelques mètres de schistes gréseux fins ;
- (11) des schistes gris où apparaissent des calcaires gréseux azoïques ;
- (12) une masse de calcaire blanc triasique, recristallisé, venant buter par faille contre cette série du Carbonifère supérieur.

*Remarque* : du point de vue structural, cette coupe, dont les bancs sont très redressés, a été levée à l'extrémité orientale du mont Parnis là où l'unité tectonique du Parnis repose sur l'unité structurale de Kokkinovrachos (Clément et Katsikatsos, 1981). L'unité de Kokkinovrachos, formée à l'affleurement de marbres et de micaschistes très plissés, représente la couverture mésozoïque et cénozoïque des roches vertes.

#### g. CONCLUSION SUR LE PERMIEN INFÉRIEUR DU MONT PARNIS.

Les quelques profils levés dans le mont Parnis nous apprennent que :

- le passage entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur est marqué par la présence de biomicrites datées de l'Assélien moyen à supérieur, ce qui indique que le faciès détritique versicolore peut envahir la partie basale du Permien inférieur ;
- les faciès détritiques persistent pendant tout le Permien inférieur, mais leur granulométrie est plus fine ;
- les transitions fossilifères entre le Permien inférieur et le Permien supérieur n'ont pas été découvertes.

## 2. LE PERMIEN INFÉRIEUR DU MONT BELETSI.

Après les découvertes de Renz et Reichel (1945), Renz (1955), plusieurs gisements fossilifères appartenant au Permien ont été décrits dans le mont Beletsi, non loin de la chapelle Aya Triada (fig. 23 et 28). Plus récemment, Clément *et al.* (1971), Guernet (1971), Argyriadis (1978) ont apporté de nouvelles précisions stratigraphiques sur le Permien de ce secteur.

### a. COUPE ENTRE LA CHAPELLE AYA TRIADA ET LE SOMMET DU MONT BELETSI.

Sur la route qui contourne le mont Beletsi par le Sud, à 200 m environ de la chapelle Aya Triada, en se dirigeant vers le sommet du mont (fig. 28a), on observe de bas en haut :

- (1) des schistes gris, à passées pélitiques gréseuses, avec quelques bancs de grès indurés ;
- (2) 3 à 4 m de calcaires gris foncé, vraisemblablement en lentilles. Les lames minces ont livré des fragments de Brachiopodes, de rares Entroques et des Foraminifères : *Pseudofusulina* sp., *Paraschwagerina* sp., *Rugosofusulina* sp., *Boultonia* sp., *Quasifusulina cayeuxi caspiensis* Sherbovich, datant l'Assélien moyen (à supérieur ?) ;
- (3) 30 à 40 m d'une alternance de schistes, de pélites gréseuses et de grès fins, à l'intérieur de laquelle on rencontre un banc de calcaires néritiques gris clair dans lequel on trouve quelques Foraminifères abimés : *Fusulina* sp., *Endothyra* sp., pouvant appartenir au Permien s.l. ;
- (4) des calcaires micritiques rouges à filaments.

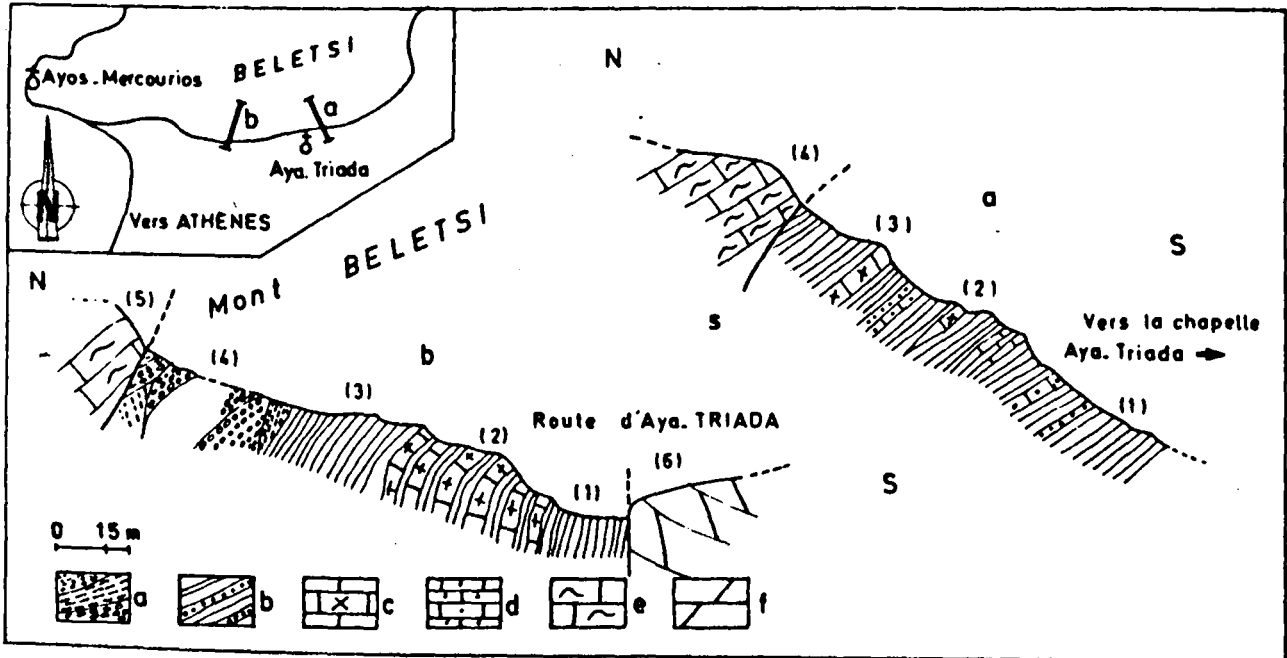


Fig. 28. Coupes de la bordure méridionale du mont Beletsi.

a. Coupe entre la chapelle Aya Triada et le sommet du mont Beletsi. - b. Coupe du flanc Sud du mont Beletsi.

a. Formations détritiques versicolores. - b. Pélites schisteuses et grès en plaquettes. - c. Biomicrites fossilifères. - d. Calcaires gréseux. - e. Micrites rouges à filaments. - f. Calcaires néritiques gris-blanc triasiques.

b. COUPE DU FLANC SUD DU MONT BELETSI.

Sur le chemin qui conduit de la chapelle Ayos Mercurios à la chapelle Aya Triada, à 1 km de celle-ci, on emprunte un chemin qui se dirige vers le sommet du mont Beletsi (fig. 28b). De bas en haut, on observe :

- (1) des schistes gris, fins, avec des intercalations gréseuses ;
- (2) 25 à 30 m de calcaires bleus, à filonnets rouges, stratifiés en bancs réguliers de 15 à 20 cm d'épaisseur. Dans la partie basale, on peut reconnaître :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Epimastopora* sp., *Pseudoepinastopora* sp., *Palaeomubecularia* sp. ;
  - des Foraminifères : *Boultonia willsi* Lee, *Pseudofusulina* sp., *Occidentoschwagerina* cf. *primaeva*, *Tetrataxis* sp., *Kockeptensis* sp., *Deckerella* sp., *Rugosofusulina* sp., *Lasiodiscus minor* Reichel, *Hemigordius* sp., *Calcitormella* sp., *Quasifusulina* sp., *ayaxi caspiensis* Sherbovich, *Eogonophyllum* sp., *Geinitzina postcarbonica* Spandel, *Globivalvulina* sp., *Endothyra* sp. ; datant le Permien inférieur et particulièrement l'Assélien moyen ;
- (3) 30 m de schistes à intercalations gréseuses, surtout vers le sommet. Il existe en plus des bancs de calcaires fins, micritiques, avec de rares grains de quartz et d'albite détritiques ;
- (4) 80 à 120 m d'une série de grès grossiers, à stratification entrecroisée de conglomérats à galets de quartz et d'albite, avec de rares micas blancs, des passées silteuses. Le ciment des grès est quartzeux et phylliteux. Par endroits, on observe une grande quantité de micas blancs, des zircons brisés, quelques tourmalines et de rares rutiles. Vers le haut, une faille met au contact cette série et les calcaires à filonnets rouges du Trias inférieur.
  - une faille oblique ;
- (5) des calcaires micritiques rouges à filaments ;
- (6) au Sud de la route d'Ayos Mercurios à Aya Triada, des calcaires néritiques blancs viennent buter par faille contre le Permien inférieur.

c. COUPE DANS LA VALLEE AU PIED DES MONTS SALONIKI-MNIMA.

En remontant la vallée qui part d'Ayos Mercurios vers le mont Saloniki, on chemine sur la

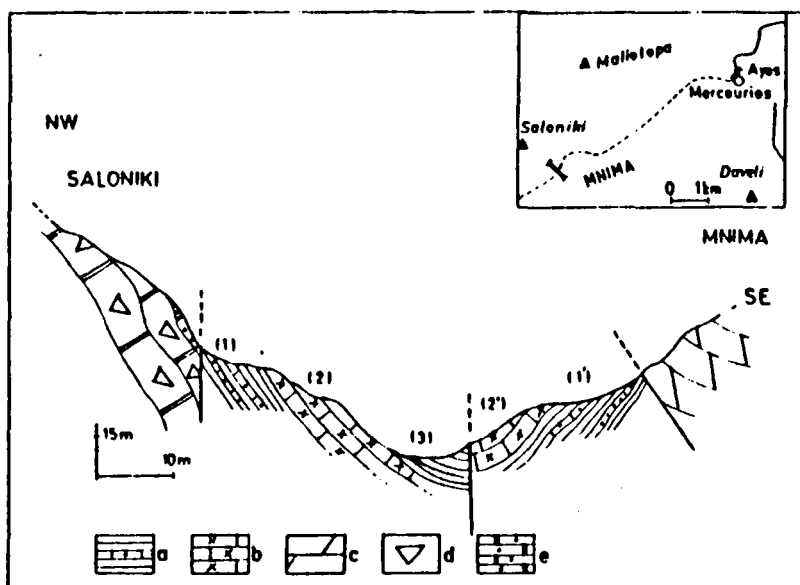


Fig. 29.- Coupe dans la vallée au pied des monts Saloniki-Mnima.

a. Pélites schisteuses et schistes intercalés. - b. Biomicrites fossilifères. - c. Calcaires néritiques gris-blanc triasiques. - d. Calcaires néritiques gris-bleu à Rudistes du Crétacé. - e. Micrite rose à Globotruncanidés.

rive droite d'un torrent, dans des formations détritiques qui sont à rapprocher des schistes et grès du Permien qui affleurent sur le pourtour du mont Beletsi (fig. 29). A 200 m en aval du pied du mont Mnima, sous une masse de calcaires blancs datés du Trias moyen à supérieur (?), on voit un synclinal faillé dont les différents niveaux repères sont les suivants :

- (1) et (1') des pélites schisteuses intercalées de bancs de grès en plaquettes ;
- (2) et (2') 10 à 15 m de biomicrites gris-blanc, à débris d'Entroques, de Brachiopodes et de Bryozoaires. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Pseudofusulina* sp., *P. krotori*, *Quasifusulina* sp., *Deckerella* aff. *composita* Reitlinger, *Rugosofusulina* sp., *R. aff. compliata* (Schellvien), *Schwagerina* sp., *Quasifusulina* sp., *Q. cayeuxi caspiensis* Sherbovich, *Archaeosphaera inaequalis*, *Pseudoschwagerina* sp.Cette association indique l'Assélien ;
- (3) des pélites schisteuses marrons.

Remarque : ce synclinal faillé appartient au Paléozoïque supérieur de l'unité structurale du Beletsi (cf. quatrième partie : Tectonique) qui chevauche les calcaires à Rudistes de l'unité d'Avlon. Ce contact est masqué par une faille verticale.

#### d. COUPE DE LA ROUTE DE MALAKASSA A AYOS MERCOURIOS.

En prenant la route qui conduit du carrefour de Malakassa sur la route nationale hellénique, à la chapelle Ayos Mercourios (ancienne route d'Athènes), on circule pendant un kilomètre environ dans des formations néogènes puis on observe de bas en haut (fig. 30) :

- (1) 40 m de calcaires gris, biomicritiques, avec des Polypiers, des Brachiopodes et des Bryozoaires. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Vermiporella* sp., *Macroporella* sp., *Mizzia velebitana* (Schubert) ;
  - des Foraminifères : *Tetrataxis* sp., *Glomospirella* sp., *Pachyphlofa* sp., *Geinitzina* sp., *Globivalvulina* sp., *Permodiscus padangensis* (Lange), *Globivalvulina graeca* Reichel, *Staffella* sp., *S. sphaerica* (Abich), *Nankinella deprati* (Yabe).Cette association date la base du Permien supérieur grâce à la présence de *Permodiscus padangensis*.  
A la partie basale de cette formation carbonatée, affleurent des calcaires noirs, très durs, microcristallins, à Bryozoaires, dans lesquels nous avons pu reconnaître :
  - des Algues : *Girvanella* sp., *Macroporella* sp., *Vermiporella* sp. ;
  - des Foraminifères : *Glomospirella* sp., *Hemigordius* sp., *Geinitzina* sp., *Climacammina* sp., *Schwagerinidae* s.l., *Pseudofusulina* sp., *Rugosofusulina yabei* (v. Staff).Cette association date le Koungourien ;
- (2) 40 à 50 m de calcaires blancs, descendus par failles, datés du Trias moyen à supérieur ;
- (3) 15 m de calcaires bleus, microcristallins, biomicritiques, à Ostracodes, affleurant sur près de 40 m en bordure de la route, dans lesquels il a été reconnu :
  - des Algues : *Vermiporella* sp., *Macroporella* sp., *Girvanella* sp. ;
  - des Foraminifères : *Pseudofusulina* sp., *Paraschwagerina* sp., *Staffella* sp., *Rugosofusulina* sp., *R. yabei* (v. Staff), *Geinitzina* sp., *Pseudofusulina moelleri* (Schellvien), *P. sulcata* Korzhenevsky, *Climacammina major* Morozova, *C. sphaerica* Potievskaya, *Globivalvulina bulloides* (Brady) ;datant le Permien inférieur ;
- (4) 5 à 6 m de schistes gris à passées gréseuses ;
- (5) 3 à 4 m de calcaires microcristallins, en plaquettes fines, séparées par des intercalations schisteuses. Les calcaires ont livré :
  - des Algues : *Epimastopora* sp., *Anthracoporella* sp. ;
  - des Foraminifères mal conservés : *Glomospirella* sp., *Globivalvulina* sp.,



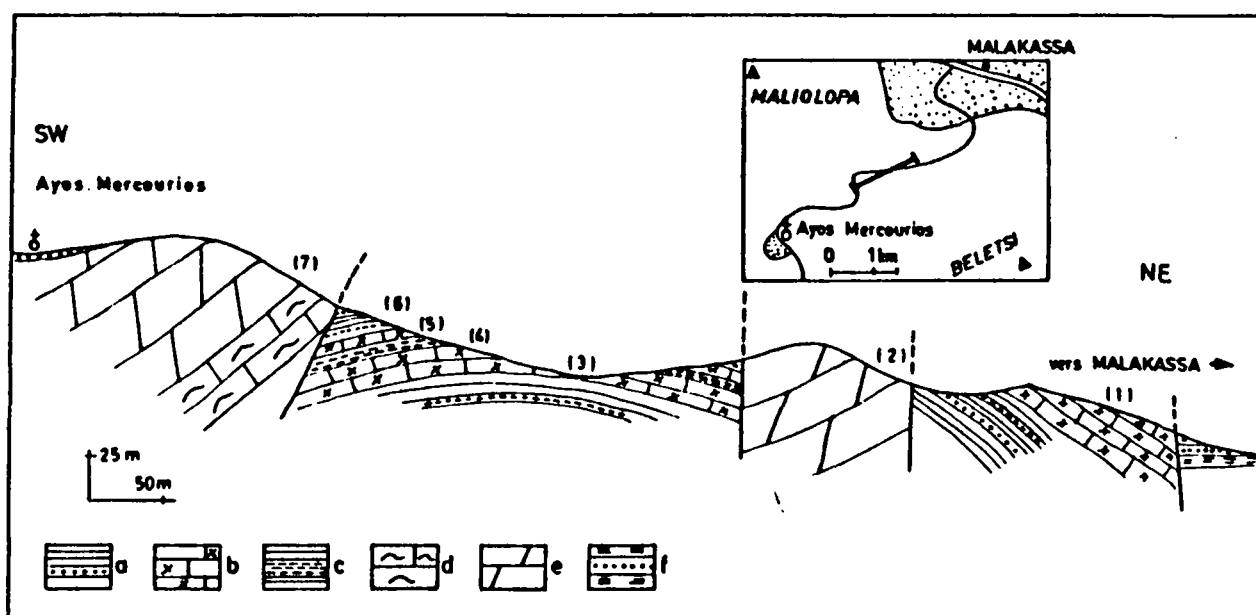


Fig. 30.- Coupe de la route de Malakassa à Ayes Mercurios.

a. Pélites gréseuses et pélites schisteuses. - b. Biomicrites fossilifères. - c. Alternance de schistes et de pélites. - d. Micrites rouges à filaments. - e. Calcaires néritiques gris-blanc triasiques. - f. Formations récentes néogènes et quaternaires.

*Schwagerinidas.*

L'âge de cette association suggère le Permien inférieur et peut-être le Carbonifère supérieur ?, mais les remaniements sont possibles compte tenu de leur état de conservation.

- (6) une alternance de schistes et pélites ;
- une faille oblique ;
- (7) des calcaires néritiques triasiques à la base desquels on observe des micrites rouges à filaments de l'Anisien probable.

e. CONCLUSION SUR LE PERMIEN INFÉRIEUR DU BELETSI.

Comme dans le massif du Parnis, celui du Beletsi, le passage du Carbonifère supérieur n'est pas daté avec précision par des biomicrites fossilifères.

Il est à remarquer que le Koungourien se caractérise par une belle microfaune alors que l'environnement sédimentologique reste toujours le même.

B<sub>2</sub>. LE PERMIEN SUPÉRIEUR DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Dans les massifs du Parnis, Beletsi et Pateras, Renz et Reichel (1945), Renz (1955), Roubanis (1971), Spiliadis (1961), Clément *et al.* (1971), Clément (1972, 1976) et Clément et Katsikatsos (1981) ont apporté des précisions stratigraphiques sur le Permien supérieur, grâce à une abondante microfaune. Malheureusement, la plupart du temps, soit parce que les niveaux fossilifères sont lenticulaires, soit parce que ces mêmes niveaux ont été faillés, les coupes continues sont très rares.

## 1. LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONT PARNIS.

### a. COUPE DE LA ROUTE DU RADAR.

En empruntant la route asphaltée qui conduit au sommet du mont Parnis, on rencontre une série Paléozoïque supérieure qui commence à apparaître après l'embranchement de la route périphérique et du chemin de Tatoi (fig. 31). On observe alors, sur un ensemble formé de grès et de pélites versicolores, une série remarquable qui affleure en bordure de la route, sur un kilomètre environ. On y reconnaît, de bas en haut :

- (1) 10 m environ de schistes et grès fins ;
- (2) 0,40 m de calcaires noirs à Entroques, dans lesquels on trouve :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Vermiporella nipponica* Endo ;
  - des Foraminifères : *Dagmarita chanakohiensis* Reitlinger, *Stipulina* sp. (?), *Codonofusiella* sp., *Globivalvulina graeca* Reichel, *Reichelina* sp., *Agathammina* sp., *Deckerella* sp., *Endothyra bowmani* Phil., *N. reicheli* Reitlinger, *Hemigordius* sp. ;datant le Murghabien moyen ou supérieur ;
- (3) 25 m de schistes, pélites schisteuses, grès, microbrèches, en alternance. Cette série se termine par des schistes fins puis des calcaires fins, gréseux sans trace de fossiles ;
  - une faille oblique ;
- (4) 0,40 m de calcaires noirs à Entroques, dans lesquels il a été reconnu :
  - des Algues : *Tuberitina* sp., *Vermiporella nipponica* Erk ;
  - des Foraminifères : *Geinitzina reperta*, *Reichelina cribroseptata* Erk (abondantes), *Codonofusiella* sp., *Globivalvulina* sp. (petites), *Dagmarita chanakohiensis* Reitlinger, *Colaniella* sp., *Neoendothyra* sp. ;datant le Djulfien supérieur ;
- (5) 20 à 30 m de schistes à passées gréseuses ;
- (6) 0,10 m de calcaires à Entroques, dans lesquels on voit :
  - des Algues : *Vermiporella* sp., *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Climacamina sphaerica* Potievskaja, *Hemigordius padagensis* (Lang), *Codonofusiella* sp. ;
- (7) 5 à 6 m de schistes à passées gréseuses ;
- (8) 0,40 m de calcaires noirs, gréseux, azoïques ;
- (9) 5 à 8 m de pélites gréseuses fines ;
- (10) 4 à 5 m de calcaires à Entroques et à Gastéropodes, dans lesquels on observe :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Vermiporella nipponica* Erk ;
  - des Foraminifères : *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel, *Colaniella* sp., *Reichelina cribroseptata* Erk, *Hemigordius* sp. ;
  - et des Radiolairesdatant le Djulfien supérieur ;
- (11) 25 à 30 m de schistes et de pélites schisteuses grises, dans lesquels s'intercale un banc de calcaire gris foncé ;
  - une faille oblique ;
- (12) 7 à 8 m de calcaires noirs, massifs, mal lités, avec des traces de Gastéropodes et de Bryozoaires. On peut y reconnaître des Foraminifères : *Parafusulina gigantea* (Deprat), *Polydiexodina* (?), *Verbeckina* (?), *Paraschwagerina* (?), datant le Murghabien (supérieur ?) ;
- (13) 40 à 50 m de grès à galets de quartz blanc laiteux, feldspaths et schistes micacés. Ces grès friables, mal consolidés, sont rarement indurés. On peut y voir un classement vertical très grossier ; c'est ainsi qu'au sommet de la série, on voit apparaître des pélites gréseuses qui passent à des schistes fins ;

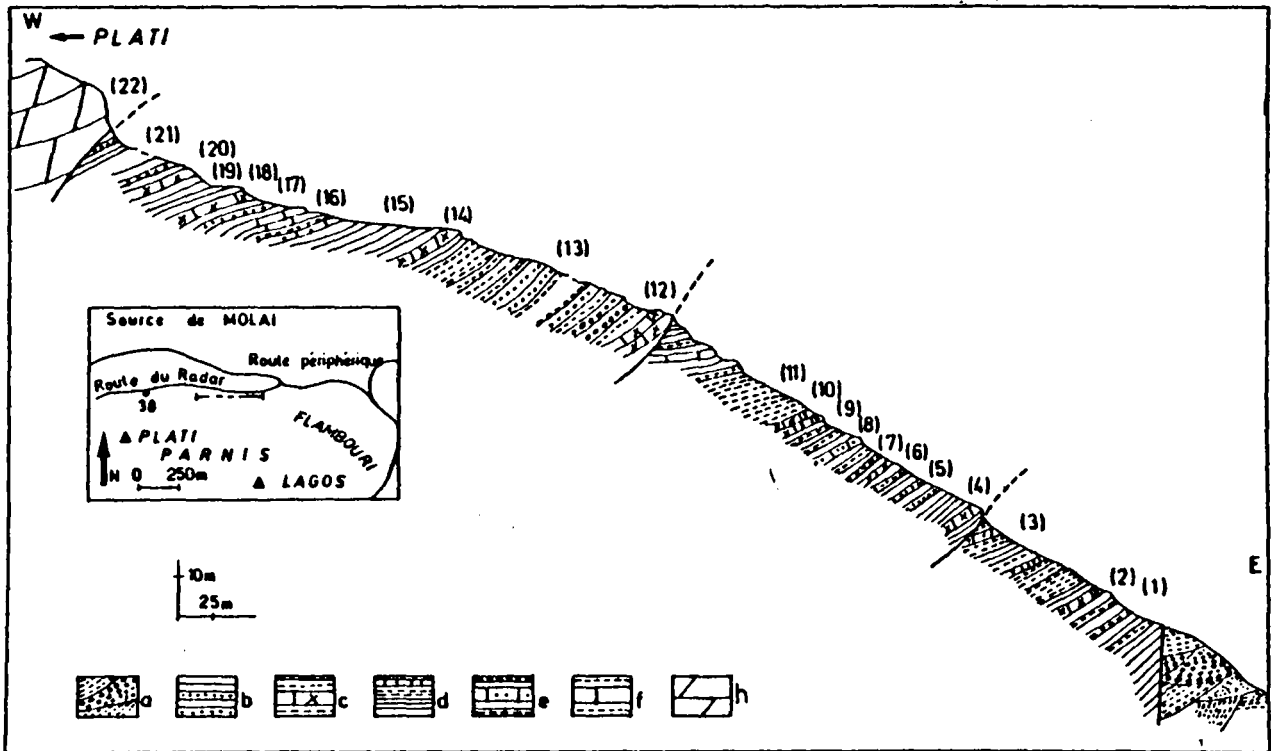


Fig. 31.- Coupe de la route du Radar.

a. Formations détritiques versicolores. - b. Alternance de pélites schisteuses et de pélites gréseuses. - c. Biomicrites fossilifères. - d. Schistes, pélites et grès en plaquettes. - e. Calcaires néritiques azoïques. - f. Formations détritiques composées de grès, de pélites et de schistes. - g. Calcaires néritiques blancs triasiques.

- (14) 1,50 m de calcaires noirs, noduleux à la base, qui deviennent compacts vers le sommet. Les lames minces ont livré des Foraminifères : *Colaniella parva* (Colani), *Codonofusiella* sp., *Dagmarita* sp., *Reichelina* sp., datant le Djulfien ;
- (15) 20 à 30 m de schistes gris, au sommet desquels on trouve des grès fins de couleur blanc-crème ;
- (16) 0,40 m de calcaires blancs ;
- (17) 1 m de schistes gréseux, très fins ;
- (18) 0,80 m de calcaires noirs à Entroques, dans lesquels on peut reconnaître des Foraminifères : *Codonofusiella* sp., *Colaniella parva* Colani, *Dagmarita* sp., *Reichelina* sp., *Lasiodiscus* sp. ;
- (19) 5 à 10 m de schistes gris, fins ;
- (20) 0,80 m de calcaires noirs à Entroques, dans lesquels il existe :
  - des Algues : *Tubiphytes* sp. ;
  - des Foraminifères : *Hemigordius* sp., *Pachyphlofa* sp., *Codonofusiella* sp. ;
 datant le Djulfien ;
- (21) une série de schistes intercalés de grès fins ;
- (22) des calcaires dolomitiques fins broyés, appartenant au Trias moyen.

*Remarque* : cette coupe, remarquable par sa microflore et sa microfaune, est malheureusement hachée de failles verticales et obliques repérées grâce aux différents niveaux fossilifères,

b. AFFLEUREMENTS AUTOUR DU CAMP MILITAIRE - FLANC NORD DU PARNIS.

En partant de la source de Molai (fig. 31) et en se déplaçant d'Est en Ouest en bordure

du camp militaire, au Sud de la route périphérique, nous trouvons:

- un ensemble de schistes à intercalations gréseuses et calcaires ;
- 1,25 m de tuf gris-vert, dans lequel on peut encore y reconnaître des phénocristaux de plagioclases fortement silicifiés. La pâte est cryptocristalline avec beaucoup de corpuscules opaques ;
- 0,50 m de calcaires noirs gréseux, bioclastiques, dans lesquels on trouve :
  - des Algues très abondantes : *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Vermiporella nipponica* Endo, *Gymnocodium nodosum* Ogilvie-Gordon ;
  - des Foraminifères : *Globivalvulina* sp., *Reichelina* sp. ;datant le Permien supérieur ;
- 1,50 m de pélites gréseuses, fines, intercalées de bancs de grès friables en plaquettes ;
- 0,50 m de calcaires gréseux, à nombreux débris de Brachiopodes, Entroques et Bryozoaires. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Hikorocodium* (?), *Vermiporella nipponica* Endo, Gymnocodiacées ;
  - des Foraminifères : *Agathammina pusilla* (Geinitz), *Hemigordius* sp., *Geinitzina* sp., *Nodosaria* sp. ;datant le Permien supérieur ;

Dans la partie supérieure de la figure 18 (7) (cf. supra : Carbonifère) affleurent :

- une série de pélites schisteuses et gréseuses qui s'enrichit en niveaux carbonatés vers le sommet ;
- 0,50 m de calcaires noirs, à Bryozoaires et Entroques, dans lesquels on observe :
- des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, Gymnocodiacées, *Mizzia velebitana* (Schubert) ;
  - des Foraminifères : *Tubaritina collosa* Reitlinger, *Codonofusiella* (aff.) *paradoxia* D. et S. Kinner ou *C. (aff.) ussuriensis* (?), *Pachyphloa schwagari* De Civireux et Dessauvagie, *Pseudolangella* sp., *Reichelina* sp. ;
- datant le Djulfien.

Près de la source, sous le sommet du mont Roumaniles schistes contiennent :

- 1,5 à 2 m de calcaires noirs, dans lesquels on trouve :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Reichelina* sp. (forme juvénile), *Agathammina* sp., *Pachyphloa* sp. ;datant le Permien supérieur ;
- 30 à 40 m de schistes avec des bancs calcaires intercalés. Dans les calcaires, on observe des Entroques et des Brachiopodes. Vers le sommet de la série, apparaissent quelques bancs de calcaires, d'une faible épaisseur (1 à 3 dm) à oolites et pisolites.

*Remarque* : les différents affleurements fossilifères cités ci-dessus jalonnent le contact faillé à la limite Paléozoïque-Mésozoïque.

Les tufs gris-vert, complètement phyllitisés, sont vraisemblablement d'anciens tufs rhyolitiques qui se sont déposés sur une plate-forme en voie de fracturation.

Les calcaires à oolites et à pisolites constituent un excellent repère stratigraphique au passage Paléozoïque-Trias inférieur, cité de nombreuses fois dans les zones internes helvétiques (Clément, 1976 ; Ferrière, 1982).

c. COUPE DU FLANC SUD DU MONT PARNIS -LE REFUGE DE BAFI-.

Cette coupe a été levée en partant de la route périphérique en face du refuge de Bafi, jusqu'au relai de TV. On observe de bas en haut, sur le chemin qui conduit vers le sommet (fig. 32)

- (1) un ensemble de schistes gris à ocre, très altérés, sur lesquels reposent des calcaires blancs du Trias supérieur ;
- (2) 0,80 à 1 m de calcaires gréseux, à Entroques et Bryozoaires ;
- (3) 20 m de pélites gréseuses, grises, à passées schisteuses ; par endroits, il apparaît des bancs de grès fins en plaquettes. A l'analyse microscopique, ces grès comportent surtout des grains de quartz et de feldspaths. Leur ciment est quartzeux et quelquefois pélitique ;
- (4) 4 à 5 m de calcaires massifs à Entroques, Gastéropodes et Bryozoaires, en un seul banc. Les lames minces révèlent :
  - des Algues : *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz), *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Mizzia velebitana* (Schubert) ;
  - des Foraminifères : *Staffella zisongzhengensis* (Sheng), *Climacammina* sp., *Parafusulina mira* Erk., *Reichelina cribroseptata* Reitl., *Palaefusulina* sp., *Pachyphlofa* sp., *Lasiodiscus (granifer ?)* Reichel, *Colaniella parva* (Colani), *Hemigordius* sp. datant le Djulfien supérieur.
 Au sommet du banc calcaire, on trouve d'autre part quelques Radiolaires, dans des passées beaucoup plus fines ;

(5) 10 à 15 m de schistes fins, intercalés de calcaires en bancs réguliers à oolites et des fragments de calcaires bréchiques ;

(6) une masse de calcaire blanc qui forme le sommet est attribuée au Trias moyen à supérieur.

A 300 m à l'Ouest, sous cette masse calcaire, les bancs de calcaire oolitique ont disparu et l'on peut constater que les biomicrites bleues viennent pratiquement au contact des calcaires blancs. Dans les biomicrites, les lames minces ont livré :

- des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Gymnocodium* sp., *Vermiporella nipponica* Endo, *Tuberitina* sp. ;
- des Foraminifères : *Climacammina sphaerica* Potievskaja, *C. valvulina*, *C. samatrana*, *Colaniella* sp., *C. parva* (Colani), *C. inflata*, *Reichelina cribroseptata* Erk, *Palaefusulina* sp., *Codonofusiella* sp., *Hemigordius* sp. ; datant le Djulfien.

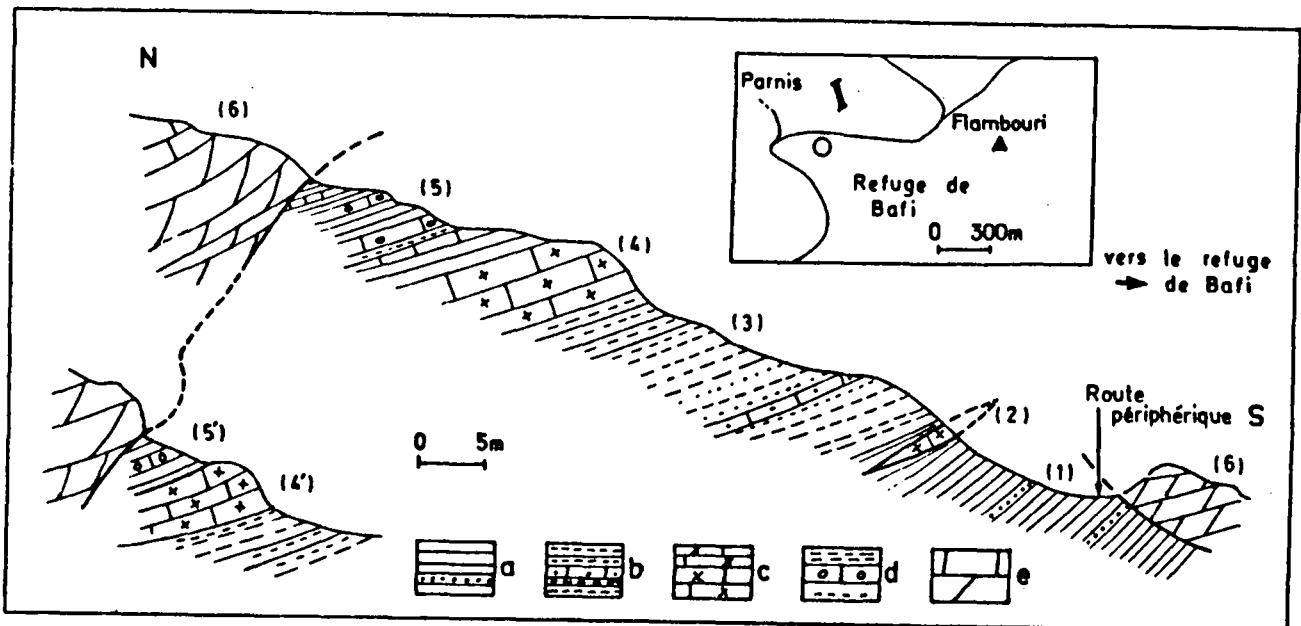


Fig. 32.- Coupe du flanc Sud du mont Parnis - Le refuge de Bafi.  
Légende dans le texte.

A l'Ouest de la coupe levée ci-dessus affleurent :

- (4') 3 à 4 m de calcaires biodétritiques, à nombreux Foraminifères (cf. 4), mais en plus il apparaît : *Codonofusiella nana* Erk. qui confirme le Djulfien ;
- (5') quelques mètres d'une alternance de schistes fins et de calcaires à grosses oolites.

Remarque : cette coupe appelle plusieurs observations :

- les calcaires à oolites affleurent au-dessus des niveaux datés du Djulfien supérieur (cf. supra) ;
- il existe des Radiolaires associés à *Lasiodiscus* sp. et *Coloniella* sp. Cette association indiquerait une tendance à un approfondissement du milieu de sédimentation (Argyriadis et Lys, 1978).

#### d. AFFLEUREMENT DANS LA REGION MERIDIONALE DU MONT PARNIS.

En bordure de la route périphérique, à 200 m à l'Ouest du carrefour d'Aya Triada, dans le remblai, on observe une série schisteuse formée de :

- pélites silteuses grises, micacées ;
- 5 m de schistes indurés ;
- 10 m de pélites fines, à passées sableuses ;
- 12 m d'une alternance de schistes et de calcaires gris foncé à Entroques, dans lesquels on reconnaît des Foraminifères : *Paraglobivalvulina mira* Reitlinger, *Globivalvulina graeca* Reichel, *Staffella zisongzhengensis* (Sheng), *Hemigordius priscus*, *Dagmarita* sp., *Globivalvulina* sp., *Agathammina* sp., datant le Djulfien (inférieur ?) ;
- des pélites gréseuses, en dessous de calcaires du Trias triasique.

#### e. COUPE DE LA CHAPELLE AYOS YORGOS A LA ROUTE PERIPHERIQUE.

Sur le flanc Sud du mont Parnis, dans la dépression où se dresse la chapelle Ayos Yorgos, il existe des formations détritiques légèrement métamorphisées. Partant du refuge C. A. E. (club alpin hellénique), à partir de 150 m environ de la chapelle, on observe (fig. 33) :

- (1) une alternance de schistes, de pélites schisteuses, de pélites gréseuses, de grès et de calcaires gréseux. Au sein de celle-ci, il apparaît des calcaires biodétritiques à Entroques, Brachiopodes et Gastéropodes. Dans les plaques minces on voit :
  - des Algues : *Tubiphytes* sp., *Vermiporella nipponica* Endo ;
  - des Foraminifères : *Globivalvulina* sp., *Calcitornella* sp., *Nodosaria* sp., *Geinitzina* sp.datant le Permien supérieur s.l. ;
- (2) une série formée de schistes gris, interrompus par des bancs de grès en plaquettes et par des pélites gréseuses mal consolidées ;
- (3) en contact anormal sur la série permienne, des formations détritiques verticillaires composées de conglomérats, grès grossiers, grès fins, pélites gréseuses et pélites schisteuses, rattachées au Carbonifère supérieur ;
- (4) des micrites rouges à filaments recristallisées ;
- (5) des calcaires néritiques gris-blanc, du Trias moyen à supérieur.

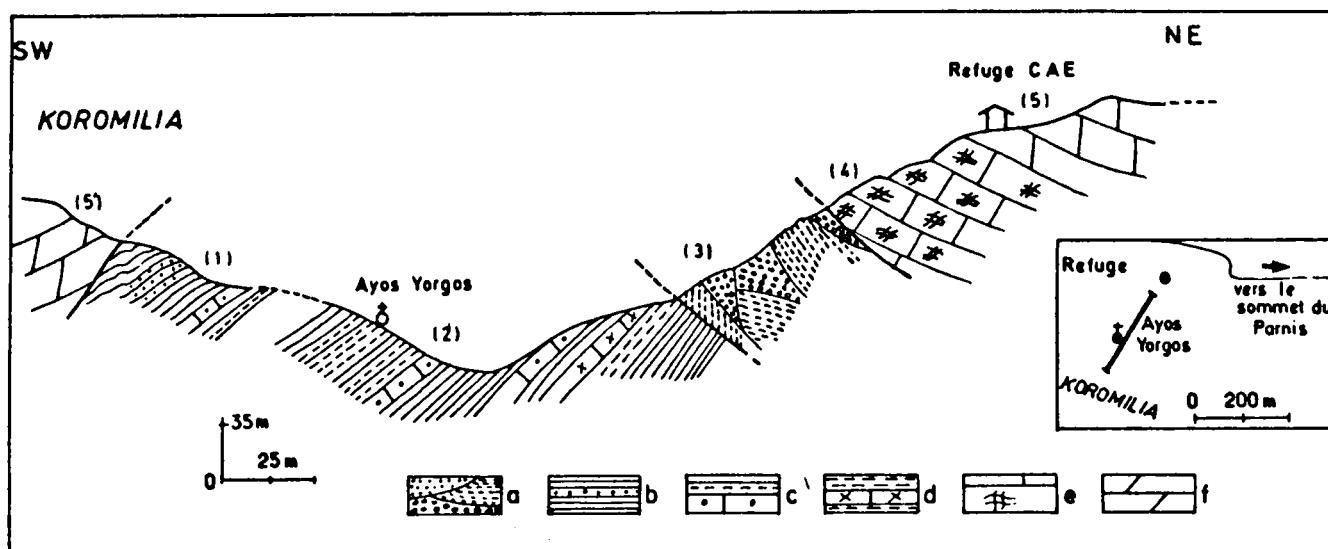


Fig. 33.- Coupe de la route périphérique à la chapelle Ayos Yorgos.

a. Formations détritiques versicolores. - b. Schistes et grès mal consolidés. - c. Calcaires gréseux et pélites gréseuses. - d. Calcaires biodétritiques à fossilifères. - e. Micrites rouges à filaments. - f. Calcaires néritiques dolomitiques.

f. COUPE DU MONASTERE AYA PANAGHIA.

La partie inférieure de cette coupe a été examinée dans le chapitre précédent réservé au Carbonifère moyen (?) - supérieur. Nous n'avons pas pu mettre en évidence les niveaux habituels carbonatés du Permien inférieur. En partant du monastère Aya Panaghia et en se dirigeant vers le Sud en direction du mont Drassiza, on rencontre de bas en haut (fig. 34) :

- (1) un ensemble de schistes fins, marrons, de pélites silteuses et de pélites gréseuses ;
- (2) 0,80 m de calcaires néritiques blancs, recristallisés, à filonnets rubéfiés remplis d'oxydes de fer ;
- (3) 10 m de schistes bruns et de pélites grises ;

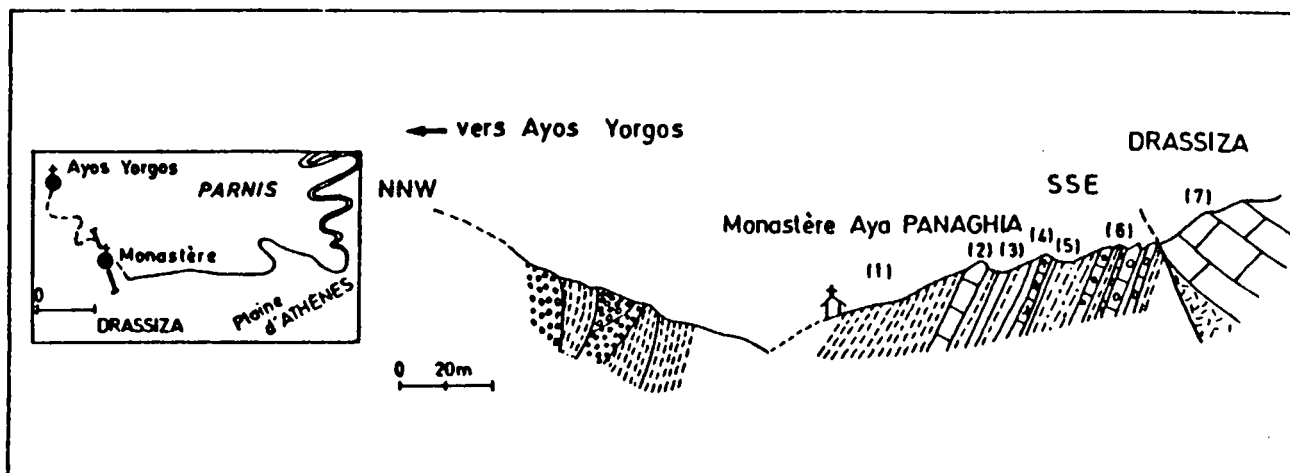


Fig. 34.- Coupe du monastère de Panaghia.

Légende dans le texte.

- (4) 0,50 m de calcaires biomicritiques gris, à débris d'Entroques, dans lesquels on reconnaît, malgré un métamorphisme léger :
  - des Algues : *Macroporella* sp., *Mizzia velebitana* Schubert ;
  - des Foraminifères : *Glomospirella* sp., *Globivalvulina* sp., *G. graeca* Reichel ;datant le Permien supérieur ;
- (5) 3 à 4 m de pélites gréseuses ;
- (6) 8 à 10 m de calcaires néritiques gris, à Entroques et à Algues recristallisées qui ont subi un léger métamorphisme se traduisant par l'apparition de quelques minéraux de néogenèse tels que du quartz et de l'albite. A la partie supérieure de ces calcaires, on peut voir des oolites et des pisolites qui sont assez bien conservées ;
  - une faille marquée par de la mylonite dans les calcaires ;
- (7) une série de calcaire blanc, recristallisé, appartenant au Trias moyen à supérieur.

#### g. CONCLUSION SUR LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONT PARNIS.

Les profils exposés ci-dessus nous apprennent que dans le mont Parnis :

- le Permien supérieur est bien identifié grâce à une microfaune abondante, particulièrement dans les niveaux djulfiens ;
- de rares coulées volcaniques acides sont apparues dans l'aire de sédimentation permienne ;
- des indices de sédimentations plus profondes existent au Permien supérieur mais que des faciès de faible bathymétrie s'installent au passage Permien supérieur-Werfénien.

## 2. LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONT AIGALEO.

Dans la montagne Aigaleo, qui constitue la bordure occidentale de la plaine d'Athènes, le Permien s.l. a été identifié à plusieurs reprises. Tataris (1967) attribue un âge permien aux schistes et pélites gréseuses de la région de Skaramanga, puis plus récemment, Paraskevaidis et Chorianopoulou (1977), grâce à la présence de *Mizzia* sp., donnent un âge permien supérieur à l'alternance de pélites-schistes, de calcaires gréseux et de calcaires bioclastiques affleurant en bordure de la plaine d'Aspro-Pyrgos.

#### a. COUPE DE LA ROUTE DU PIREE A ELEUSIS.

La route du Pirée à Eleusis est taillée dans un ensemble de calcaires blancs, massifs, légèrement métamorphisés et fortement tectonisés. A 2 km d'Eleusis, on peut voir une écaille formée de schistes, de calcaires (fig. 35a), de grès et de pélites gréseuses, sur une centaine de mètres, qui affleurent en bordure de route. Elle recèle des niveaux fossilifères remarquables du Permien supérieur.

Sur des calcaires métamorphisés et broyés, viennent en contact anormal :

- (1) des schistes gréseux, microplissés ;
- (2) des bancs de calcaires micritiques noirs, en lentilles, avec des Entroques ;
- (3) des schistes gris, intercalés de calcaires biomicritiques lenticulaires ;



- (4) 0,50 m de calcaires gréseux, noirs, à Entroques et Brachiopodes, contenant :
  - des Algues : *Hikorocodium* sp., *Tubiphytes* sp., *Gymnocodium* sp. ;
  - des Foraminifères : *Colaniella parva* (Colani), *Pseudocolaniella* sp., *Staffella* sp., *Abadehella coniformis* Ikimura et Ishii, *Hemigordius padangensis* (Lange), *Robuloides* sp., *Reichelina* sp., *Parareichelina* sp., *Tubeitina collosa* Reitlinger, *Endothyra boumani* Phil. ;
  - et des Radiolaires ;
 datant le Djulfien supérieur ;
- (5) 20 m de schistes gréseux ;
- (6) 0,50 m de calcaire noir, à Entroques et Bryozoaires, dans lequel on trouve :
  - des Algues : *Gymnocodium* sp., *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Hikorocodium* sp. ? ;
  - des Foraminifères : *Pachyphlofa* sp., *Geinitzina* sp., *Endothyra boumani* Phil., *Calcitornella* sp., *Colaniella parva* (Colani), *Climacammina* sp., *Abadehella coniformis* Ikimura et Ishii, *Agathammina pusilla* (Geinitz) ;
- (7) 50 à 60 m de schistes, de grès et de pélites rouge-violacé. Cette série détritique est formée surtout de grès à éléments de Q, F, et minéraux lourds tels que zircon, tourmaline et rutile ;
- (8) un ensemble de calcaire néritique, blanc, recristallisé.

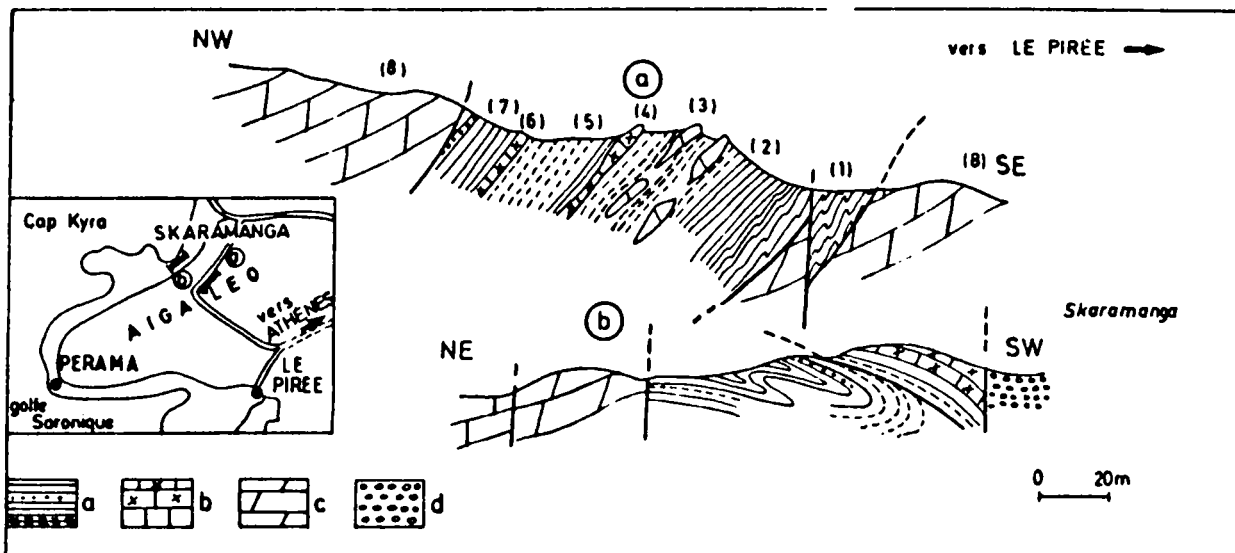


Fig. 35a.- Coupe de la route du Pirée. - b. Coupe en bordure du golfe Saronique.

a. Pélites schistes, gréseuses. - b. Calcaires gréseux et calcaires biodétritiques. - c. Calcaires néritiques fossilifères. - d. Formations néogènes et quaternaires.

d. COUPE EN BORDURE DU GOLFE SARONIQUE.

A l'intérieur du domaine militaire, dans la baie de Skaramanga, sortant des formations néogènes, apparaissent quelques affleurements paléozoïques (fig. 35b).

L'un d'eux, dans lequel les schistes sont particulièrement écrasés, plissés et faillés, montre :

- 1 à 2 m de calcaires bioclastiques recristallisés contenant :
  - des Entroques ;
  - des Algues gymnocodiées ;
  - des Foraminifères : *Colaniella* sp., *Reichelina* sp., *Hemigordius padangensis* (Lange)
 datant la partie supérieure du Permien supérieur.

Remarque : ces deux profils levés dans le mont Aigaleo possèdent des faciès identiques à ceux que l'on a décrit dans le mont Parnis. Cette remarque nous permet d'avancer que les séries paléozoïques de la bordure occidentale de la plaine d'Athènes ressemblent bien à celles du mont Parnis.

### 3. LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONT BELETSI.

Le Permien supérieur du mont Beletsi a été étudié par Renz et Reichel (1945), puis réexaminé par Clément *et al.* (1971) près de la chapelle Aya Triada et sur la route de Malakassa à Ayos Mercourios (*cf. supra* : le Permien inférieur). En réalité, il existe peu de gisements fossilifères mais par comparaison avec le mont Parnis et le mont Pateras, nous pensons que la grande quantité de schistes marrons et de pélites schisteuses brunes qui affleure sur le pourtour du sommet du mont Beletsi appartient au Permien supérieur.

#### a. COUPE DU FLANC SUD EST DU MONT BELETSI.

En empruntant le chemin qui conduit du village d'Afidnai au sommet du mont Beletsi, à 1,3 km du village (fig. 36), avant d'arriver près d'un puits creusé dans des tufs, en bordure d'un chemin se dirigeant vers le Sud, au passage du premier ruisseau, on observe une série redressée coincée entre deux failles qui contient :

- (1) 10 m de calcaires gris-noir, à Entroques, légèrement recristallisés. Ils contiennent :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Vermiporella nipponica* Endo, *Mizzia* sp. ;

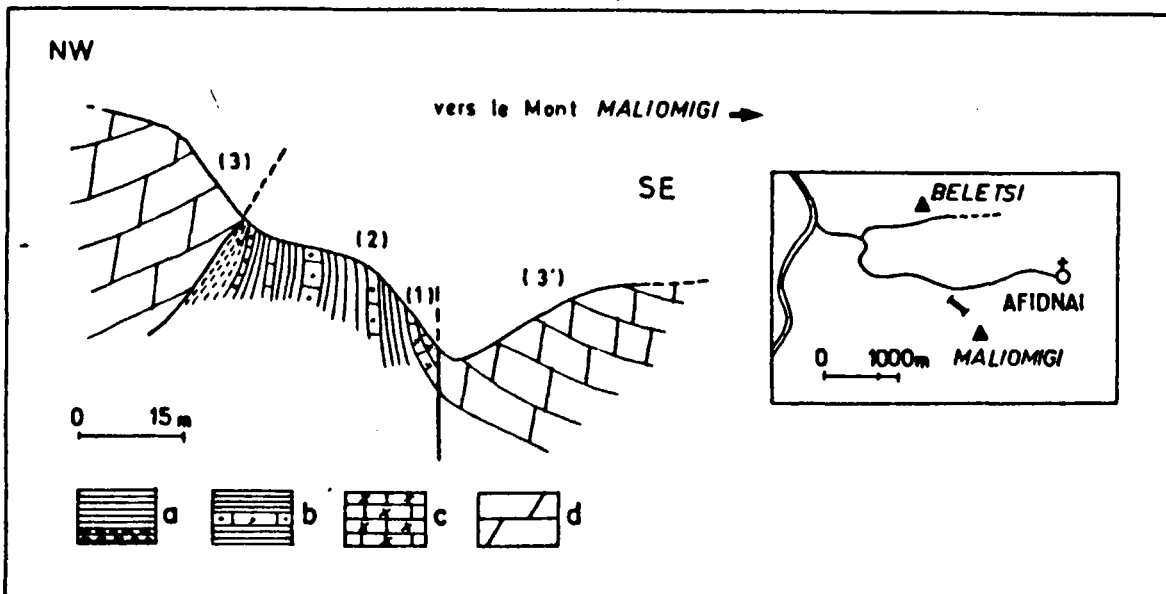


Fig. 36.- Coupe du flanc Sud Est du mont Beletsi.

a. Pélites schisteuses et gréseuses. - b. Grès et schistes. - c. Biomicrites noires. - d. Calcaires néritiques triasiques.

- des Foraminifères : "*Cribrogenina*" *sumatrana*, *Reichelina* *cribroseptata* Erk, *Deckerella* aff. *composita* Reitlinger, *Neoendothyra* *reicheli* Reitlinger, *Agathammina* *pusilla* (Geinitz), *Globivalvulina* *vonderschmitti* Reichel, *Dagmarita* *chanakchiensis* Reitlinger, *Hemigordius* gr. *reicheli* Lys, *Codonofusiella* sp., *C. nana* Erk, *C. paradoxica* Dunbar et Skinner, *Palaeofusulina* sp., *Rubulofides* *gourisiensis* Reichel, *Lasiodiscus* *granifer* Reichel, *Pachyphloia* sp., *Colaniella* sp., *Hemigordius* sp., biozone à *Colaniella* datant le Djulfien supérieur ;

- (2) des schistes gris, alternant avec des grès fins, en bancs décamétriques, qui viennent buter contre une faille ;
- (3) des calcaires blancs, du Trias moyen à supérieur (3').

#### b. COUPE DU MONT ROUBANI.

En venant du village d'Afidnai par le flanc oriental du Beleti vers 500 m d'altitude (fig. 37), on rencontre des carrières de calcaire triasique qui sont exploitées pour l'empierrement. Au-dessus de la carrière la plus occidentale, on voit apparaître :

- (1) une masse de schistes gris, avec quelques passées pélitiques ;
- (2) 1 à 2 m de calcaires biomicritiques, à Entroques, Bryozoaires et Brachiopodes. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Tubiphytes* sp. ;
  - des Foraminifères : *Pachyphloia* sp., *P. iranica* Bozorgnia, *Reichelina* sp. ;
 datant le Permien supérieur ;
- (3) 10 m de schistes à passées gréseuses ;
  - une faille verticale ;
- (4) des micrites rouges à filaments ;
- (5) des calcaires néritiques dolomitiques du Trias ;
- (6) des éboulis de pente.

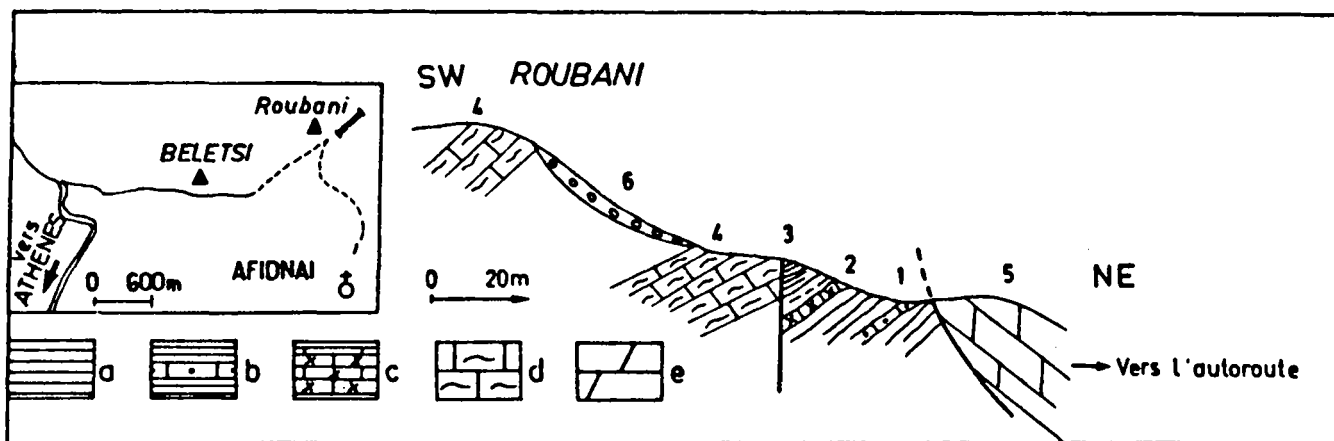


Fig. 37. - Coupe du mont Roubani.

a. Pélites schisteuses et grès. - b. Grès et schistes. - c. Biomicrites. - d. Calcaires micritiques rouges à filaments triasiques. - e. Calcaires néritiques dolomitiques triasiques.

#### c. COUPE DU MONT MAVRINORA.

Dans le prolongement oriental du mont Beletsi, de l'autre côté de la route nationale hellénique, se dresse le mont Mavrinora. Sur le flanc Sud, les formations néogènes ocre recouvrent

en partie un ensemble schisteux. Sur les schistes apparaissent (fig. 38) :

- (1) 2 à 3 m de calcaires gris-bleu, à Entroques, en bancs réguliers de 10 cm d'épaisseur environ. Les lames minces ont livré : des Foraminifères : *Fron-dina permica* De Civry et Dessauvagies, *Codonofusiella* sp., *C. nana* Erk, *Rei-chelina* sp., et des Radiolaires, datant le Murgabien moyen à supérieur ;
- (2) 4 à 5 m de pélites rouges, fines, avec quelques bancs de grès en plaquettes ;
- (3) 0,50 à 1 m de calcaires bleutés, légèrement recristallisés et traversés par des filonnets argileux rouilles, ferrugineux. Vers le sommet, les lames minces ont montré : des Foraminifères : *Reichelina* sp., *Tuberitina* sp., et des Radiolaires, datant le Permien supérieur ;
- (4) 2 à 3 m de schistes bruns ;
- (5) 2,50 m de calcaires noirs, légèrement métamorphisés, biodétritiques, contenant de très belles microfaune et microflore telles que :
  - des Algues : *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
  - des Foraminifères : *Paleofusulina* sp., *Eogonionina* sp., *Deckerella* sp., *Calcitornella* sp., *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel, *Dagmarita chanack-chenis* Reitlinger, *Lasiotrochus* sp., *L. tatofensis* Reichel, *Calvezina otto-mana* De Civry, *Geinitzina* sp., *Hemigordius padangensis* (Lange), *Paraglobivalvulina mira* Reitlinger, *Climacamina sphaerica* Potievskaja ; datant le Djulfien ;
- (6) 8 à 10 m de schistes gréseux ;

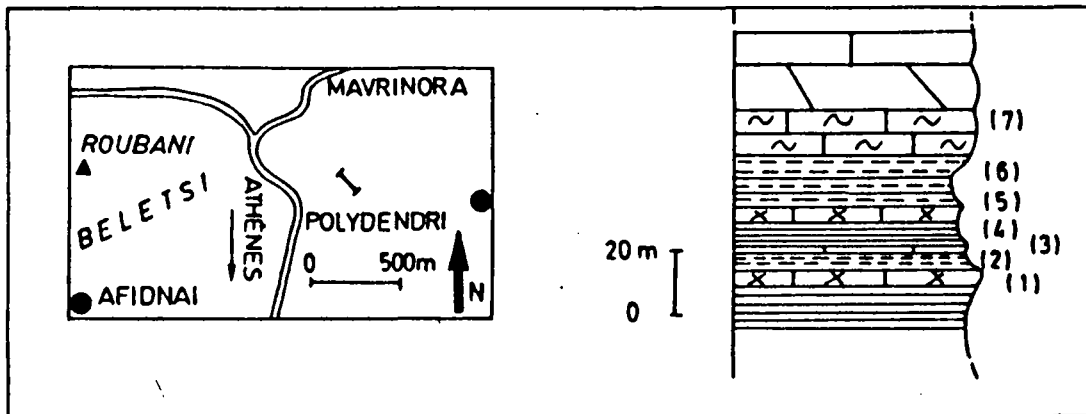


Fig. 38.- Coupe du mont Mavrinora.

Légende dans le texte.

- (7) des calcaires micritiques rouges qui passent vers le sommet du mont Mavrinora à des calcaires dolomitiques blancs recristallisés

*Remarque* : dans le mont Mavrinora, Renz et Reichel (1945) citent du Carbonifère supérieur et Guernet (1971) décrit une abondante microfaune trouvée à quelques kilomètres à l'Est du gisement que nous venons de décrire. En outre, ce dernier auteur a trouvé des blocs non en place à microfaune du Permien inférieur.

#### 4. LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONT PATERAS.

Le mont Pateras forme un anticlinal complexe dans le coeur duquel affleurent des formations Permo-Carbonifère. Spiliadis (1961) fut le premier à publier la présence du Permien s.l. à Fusulinidés. J'ai moi-même, avec l'aide de M. Lys (1970), précisé l'âge d'une partie des calcaires biodétritiques (base du Permien supérieur) dans une coupe incomplète dont la partie

méridionale est erronée puisqu'à l'époque, j'avais considéré que les formations détritiques versicolores pouvaient appartenir au Permien supérieur. Reprenant partiellement mes résultats, Dereuder (1973) a montré que les schistes et calcaires montaient dans le Djulfien.

a. COUPES AU NORD DE LA CHAPELLE AYA TRIADA.

Dans la vallée située au Nord de la chapelle Aya Triada (fig.39a), nous trouvons une série de grès grossiers, à stratifications entrecroisées, et de pélites rouges, qui viennent au contact par faille d'un ensemble de schistes, grès, pélites intercalées de calcaires. De bas en haut, on observe :

- (1) des schistes gris, fins, à passées sableuses ;

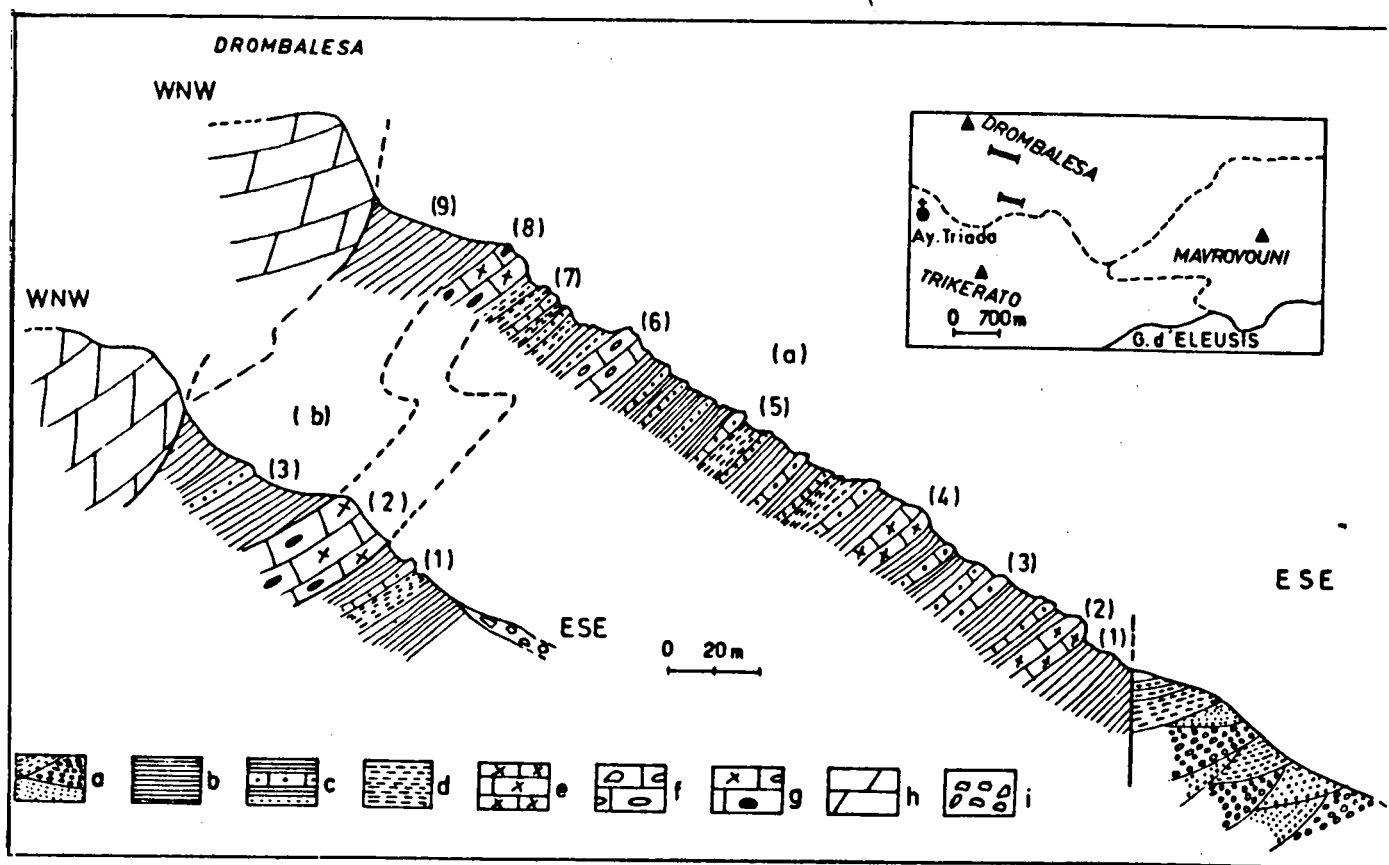


Fig. 39.- Coupes au Nord de la chapelle Aya Triada.

a. Profil au Sud Est du mont Drombalesa. - b. Profil près du mont Trikerato.

a. Formations détritiques versicolores. - b. Schistes. - c. Grès et schistes. - d. Pélites gréseuses. - e. Calcaires biodétritiques et biomicrites. - f. Calcaires oolitiques et pisolitiques. - g. Calcaires oolitiques contenant des cherts. - h. Calcaires néritiques triasiques. - i. Eboulis.

- (2) 15 m de biomicrites noires, à passées microbréchiques vers le haut, dans lesquelles on peut reconnaître :

- des Algues : *Vermiporella nipponica* Endo, *Gymnocodium bellerophonis* (Rothpletz), *G. nodosum* (Rothpletz), Gymnocodiaceés ;
- des Foraminifères : *Paraglobivalvulina mira* Reitlinger, *Codonofusiella* sp., *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel, *Climacammina* sp., *Pachyphloa schwageri* De Civrieux et Dessauvages, *Hemigordius padangensis* (Lange) (à parois frittées), *Dagmarita chanakchiensis* Reitlinger, *Hemigordius sigmofidalis*, *Geinitzina* sp., *Palaeofusulina* sp., *Staffella zisongzhengensis* (Sheng), *Codonofusiella* sp., *Tuberitina* sp. ;

- datant le Djulfien (biozone à *Colaniella*) ;
- (3) 20 m environ de schistes rouges, intercalés de petits bancs de grès dont l'épaisseur ne dépasse jamais le décimètre ;
  - (4) 15 à 20 m de calcaires gréseux, gris-bleu, avec quelques cherts dans la partie moyenne. Les lames minces ont livré :
    - des Algues : *Macroporella* sp., *Gymnocodium* sp. ;
    - des Foraminifères : *Climacammina* sp. *valvulinoides* ?, *Hemigordius padangensis* (Lange) ;datant le Djulfien supérieur ;
  - (5) 30 m de schistes, pélites gréseuses et grès en alternance ;
  - (6) 8 à 10 m de calcaires à oolites et pisolites ;
  - (7) 10 à 12 m de grès fins, mal consolidés, et de pélites gréseuses.
  - (8) 15 à 20 m de calcaires gris-bleu, à cherts, dans lesquels à la partie sommitale, on trouve des calcaires oolitiques et pisolitiques. Les lames minces ont révélé :
    - des Algues : Gymnocodiaceés, *Vermiporella nipponica* Endo, *Tubiphytes obscurus* Maslov ;
    - des Foraminifères : *Dagmarita chanakhiensis* Reitlinger, *Paraglobivalvulina mira* Reitlinger, *Hemigordius sigmoidalis*, *Reichelina media*, *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel, *Hemigordius* sp., *Pseudotrinitix* sp., *Reichelina* sp., *Parafusulina* sp., *Geinitzina* sp., *Pachyphlofa* sp. ;
    - et des Radiolaires remaniés dans des éléments de calcaires microbréchi-ques.Cette association date le Djulfien supérieur ;
  - (9) des schistes fins, gréseux, qui viennent buter contre une faille mettant au contact une série calcaire appartenant au Trias moyen et supérieur ;

A 500 m au Sud vers la bordure du mont Trikerato, nous retrouvons les mêmes niveaux que ceux que nous venons de citer (fig. 39b) avec les corrélations suivantes :

- (1) (cf. 7) ;
- (2) (cf. 8), mais contenant la microflore et la microfaune suivante :
  - des Algues : *Tubiphytes* sp., *T. obscurus* Maslov, Gymnocodiaceés, *Gymnocodium nodosum* (Rothpletz), *Mizzia* sp., *Macroporella* sp., *Vermiporella nipponica* Endo ;
  - des Foraminifères : *Hemigordius* sp., *H.* (gr. *reicheli*) Lys, *H. padangensis* (Lange), *H. sub sp. sigmoidalis*, *H. sigmoidalis* (formes A et B), *Codonofusiella* sp., "*Cribrrogenerina*" *sumatrana*, *Pachyphlofa* sp., *P. schwageri* De Civrieux et Dessauvages, *P. cikurkoyi* De Civrieux et Dessauvages, *Climacammina sphaerica* Potievskaja, *Globivalvulina* sp., *G. vonderschmitti* Reichel, *Paraglobivalvulina* sp., *Tuberitina* sp., *Dagmarita* sp., *D. chanakhiensis* Reitlinger, *Langella* sp., *L. perforata langei* De Civrieux et Dessauvages, *Pseudokalherina* sp., *Endothyra bowmani* Phil., *Reichelina* sp., *Dagmarita* sp., *Climacammina* sp., *C. sphaerica* Potievskaja, *C. gigas* Suleimanov, *Calcitornella* sp., *Colaniella parva* Colani, *Palaeofusulina* sp., *Baisalina pulchra* Reitlinger, *Kalherina pachythea* Kochansky-Devidé et Ramovs ; datant le Djulfien supérieur et plus particulièrement la biozone à *Palaeofusulina* sp. et à *Colaniella* sp. ;
- (3) (cf. 9) ;

#### b. COUPE A 500 m A L'OUEST DE LA CHAPELLE AYA TRIADA.

En partant du fond de la vallée (fig. 40) dans laquelle nous trouvons un ensemble détritique bariolé reposant sur des schistes bruns, et en se dirigeant vers Aya Triada, on rencontre :

- (1) un ensemble de schistes et de pélites schisteuses ;

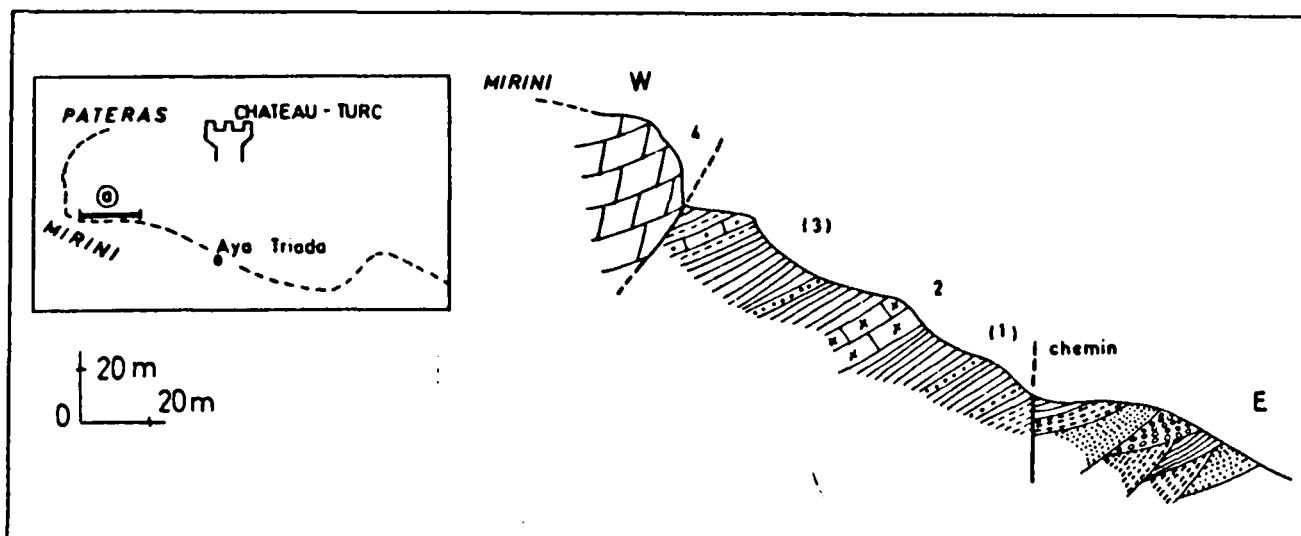


Fig. 40a.- Coupe à l'Ouest de la chapelle Aya Triada.

Légende dans le texte.

- (2) 8 à 10 m de calcaires biodétritiques à Entroques, débris de Brachiopodes contenant :
  - des Algues : *Gymnocodium nodosum* (Rothpletz), *G. bellerophontis* Rothpletz, *Mizzia velebitana* (Schubert) ;
  - des Foraminifères : *Climacamina* sp., *Hemigordius* sp., *Staffella* sp., *Geinitzina* sp., *Hemigordius padangensis* (Lange), *Pachyphlota* sp., *P. schwaegeri* De Civrieux et Dessauvagies, *Fronidina permica* De Civrieux et Dessauvagies, *Codonofusiella* sp., *Rubulofides* sp., *Abadehella conformis* Ikimura et Ishii, *Paraglobivalvulina mira* Reitlinger ;
 datant le Djulfien supérieur.  
 Cette association correspond au faciès à *Hemigordius* sp. que l'on retrouve également dans le mont Mavrinora ;
- (3) un ensemble de schistes et de pélites schisteuses renfermant des grès en plaquettes vers le sommet ;
  - une faille oblique ;
- (4) des calcaires massifs néritiques, triasiques.

#### c. AFFLEUREMENT AU PIED DU CHATEAU TURC.

Dans la dépression formée par les formations détritiques du Paléozoïque supérieur, on trouve, au Nord Est de la chapelle Aya Triada, une série de schistes intercalés de calcaires biodétritiques. En partant de l'ensemble des formations clastiques versicolores (fig. 40), datées du Carbonifère moyen à supérieur, nous voyons de bas en haut :

- 20 m de schistes rouges, finement lités, à nombreuses concrétions ocrees remplies de dolomite ;
- 35 m de calcaire noir massif, compact, recelant une très belle microflore et microfaune. Les lames minces nous livrent :
  - des Algues : *Mizzia velebitana* (Schubert), *Macroporella* sp., *Vermiporella* sp. ;
  - des Foraminifères : *Hemigordius* sp., *Kalherina* sp., *Pachyphlota* sp., *Reichelina* sp., *Climacamina* sp., *Agathammina* sp., *Parareichelina* sp., *Globivalvulina* sp., *Plectogyra* sp., *Geinitzina* sp., *Staffella* sp., *S. sphaerica* (Abich), *Nankinella deprati* (Yabe) ?, *Permodiscus padangensis* (Lange).
 Cette association appartient au Permien supérieur, mais la présence de *Permodiscus padangensis* suggère plutôt la partie inférieure de ce Permien supérieur ;

d. CONCLUSION SUR LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONT PATERAS.

Le Permien supérieur du mont Pateras est caractérisé par une puissante série schisteuse qui se développe entre le Murghabien et le Djulfien. La caractéristique de ces schistes, c'est qu'ils possèdent des petits nodules de dolomites (analyse R. X Ponchel) de la grosseur d'une noix.

Les calcaires à oolites et pisolites sont situés au-dessus du Djulfien supérieur et limitent le Paléozoïque supérieur.

5. LE PERMIEN SUPERIEUR DE LA REGION DE VATHIA.

Sur la route de Chalkis à Athènes, à environ un kilomètre environ de la localité de Vathia, on observe des formations détritiques en contact par faille avec les carbonates du Trias moyen (fig. 41). Datées du Permien supérieur par Marinou et Reichel (1958), grâce à des Algues (*Mizzia velebitana*) et des Foraminifères (*Hemigordius* sp., *Valvulinella* sp.), ces formations, légèrement métamorphosées et particulièrement broyées, possèdent de rares bancs carbonatés peu fossilifères. Près de la carrière creusée pour l'exploitation des calcaires triasiques pour l'empiècement, j'ai découvert quelques bancs de calcaires biodétritiques gris-bleu, épais d'une trentaine de mètres, affleurant dans des pélites silteuses. Ces niveaux ont livré des fragments d'Algues (*Mizzia* sp.), de Brachiopodes, et des Foraminifères (Fusulinidés mal conservées, *Hemigordius* sp. et *Lasiotrochus tatofensis* Reichel). Grâce à cette association, j'ai confirmé l'existence de la partie supérieure du Permien supérieur.

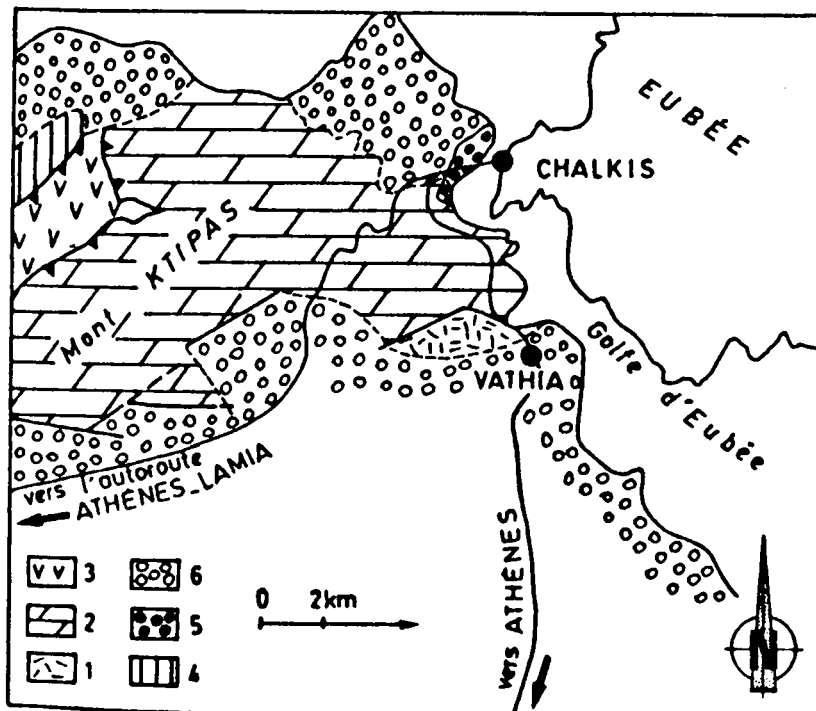


Fig. 41.- Localisation des affleurements paléozoïques dans la région de Vathia.

1. Formations biodétritiques paléozoïques. - 2. Calcaires néritiques triasiques. - 3. Complexe ophiolitique. - 4. Calcaires fins à silex, jurassiques. - 5. Calcaires néritiques du Crétacé supérieur. - 6. Formations néogènes et quaternaires.



## 6. LE PERMIEN SUPERIEUR DU MONASTERE OSIOS MELETIOS.

J'ai déjà évoqué, dans le paragraphe réservé au Carbonifère (fig. 19), le gisement à Fusulinidés cité par Renz (1955), situé au Sud du monastère Osios Meletios. Sur des formations détritiques grossières, versicolores, reposent des schistes, des pélites schisteuses, des pélites gréseuses et des bancs de grès ; au sein de cette série formée de sédiments fins, il existe des bancs peu épais de calcaires micrograveleux avec des veinules rouges d'oxydes de fer. Je n'ai pas retrouvé de Fusulines (*Verbekina verbeecki*) citées par Renz. En revanche, dans un fragment de calcaire biodétritique, non en place, trouvé en bordure de route sous le monastère, j'ai observé en lame mince, des fragments d'Algues à rapprocher de *Mizzia* sp.

## B3. CONCLUSION SUR LE PERMIEN DE LA ZONE PELAGONIENNE.

### a. REMARQUES SUCCINCTES SUR LA SEDIMENTATION DU PERMIEN.

D'une manière générale, on constate que d'une part, la sédimentation reste détritique pendant toute la durée du Permien et que d'autre part, la granulométrie des dépôts est inférieure à celle des formations carbonifères (fig. 42).

Comme nous l'avons vu (cf. *supra* : Conclusions sur le Carbonifère), il n'existe pas de repère lithostratigraphique précis dans les formations détritiques versicolores du Carbonifère supérieur qui autorise à mettre en évidence une émergence accompagnée d'une absence de dépôt. Le passage permo-carbonifère n'est pas souligné par un changement de régime sédimentologique.

L'ensemble des profils levés dans notre secteur d'étude permet d'affirmer que la sédimentation permienne est caractéristique d'une sédimentation épicontinentale de plate-forme alimentée par des formations terrigènes en provenance de reliefs en voie de destruction.

Il est à remarquer, toutefois, que la plate-forme qui s'ouvrirait peut-être, vers le Nord Est, sur la Paléotéthys (cf. Conclusion sur le Paléozoïque) était instable car nous avons observé des tufs rhyolitiques en faible quantité à la base du Permien supérieur et de plus, si nous suivons les idées de Miklukho-Maclay (1964), d'Ischii (1975), reprises par Argyriadis et Lys (1977), l'abondance de *Lasiodiscus* sp. et de *Colaniella* sp. annonce un milieu à tendance pélagique et une mer ouverte.

La présence soit de biomicrites, soit de calcaires biodétritiques à Fusulines en bancs discontinus dans des séries clastiques, atteste, peut-être, de la difficulté d'installation de faciès récifaux. Les rares Polypiers découverts sont isolés et de faible taille. Les tentatives d'incursion de la "Mer à Fusulines" (Termier, 1978) sont repoussées par l'épandage de sédiments détritiques sur une plate-forme peu profonde.

### b. RESUME DES PRINCIPAUX MICROFACIES PERMIENS RENCONTRES.

#### b1. L'Assélien.

Le passage carbonifère-permien n'a pu être identifié paléontologiquement ; en revanche,

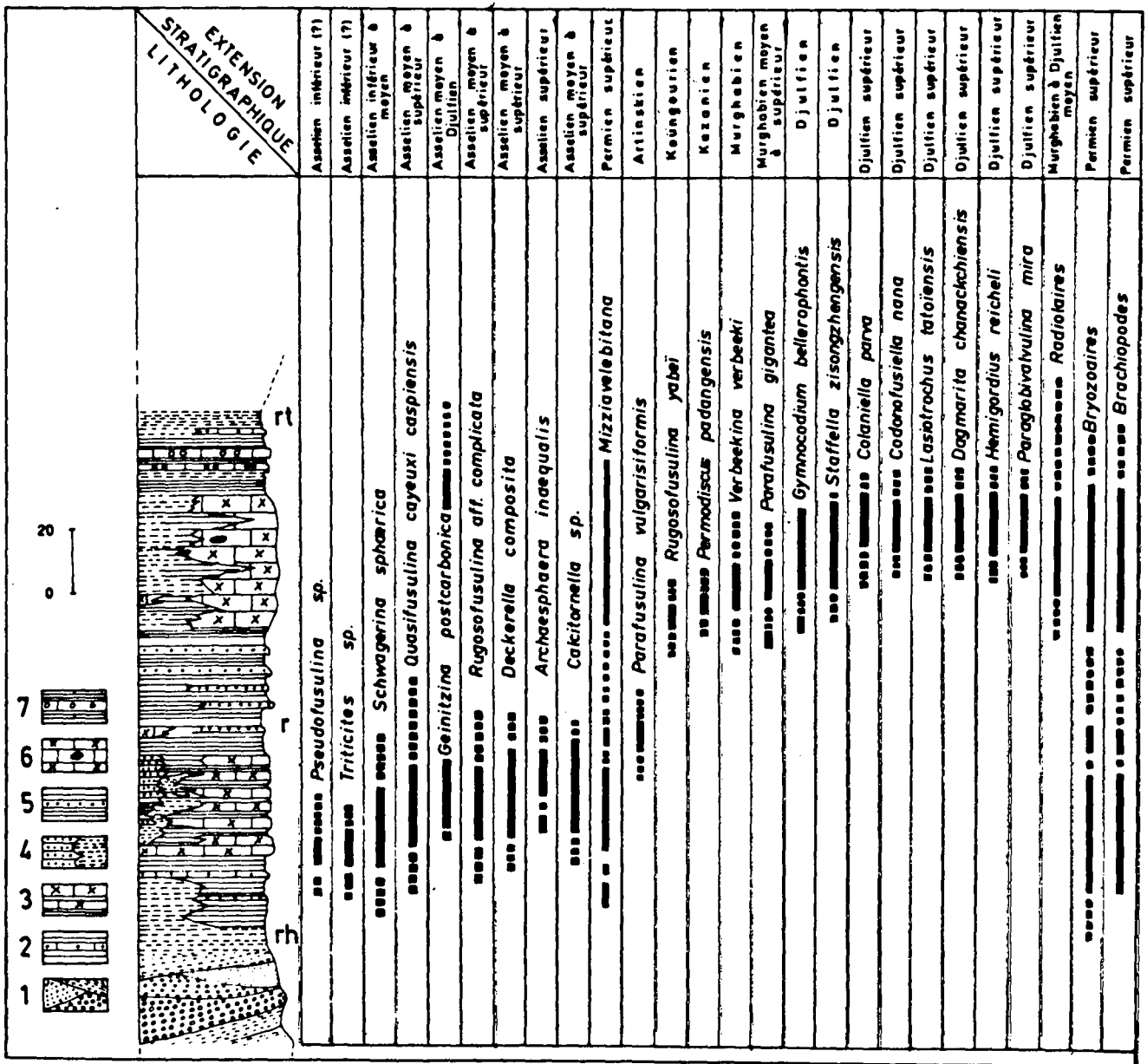


Fig. 42.- Colonne stratigraphique schématique du Permien de la zone pélagonienne.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Formations détritiques versicolores. - 2. Calcaires gréseux. - 3. Calcaires biodétritiques et biomicrites. - 4. Pérites gréseuses et pérites schisteuses. - 5. Schistes et grès mal consolidés. - 6. Calcaires biodétritiques et cherts. - 7. Calcaires à oolites et oncolites.

la partie moyenne et la partie supérieure de l'Assélien ont été bien datées par des biofaciès à Fusulines tout à fait remarquables (*Quasifusulina cayeuxi caspiensis*, *Schwagerina* sp., *Boultonia* sp., *Rugosofusulina* sp., *Pseudofusulina* sp.). Du point de vue lithologique, la partie basale du Permien inférieur est constituée de schistes fins grisâtres, de pérites rouges et de grès micacés sur lesquels repose une série de schistes bruns. Dans le mont Beletsi et dans la partie sud-orientale du mont Parnis (mont Plati), on observe des calcaires gris-bleu à interlits schisteux reposant sur les schistes bruns. Cette série calcaire, probablement lenticulaire, est épaisse d'une vingtaine de mètres dans le mont Beletsi, alors que dans le mont Parnis, cette série ne mesure que cinq mètres au maximum.

b2. Le Sakmarien s.s.-Artinskien-Koungourien.

La partie supérieure du Permien inférieur est caractérisée dans le mont Parnis par la présence de niveaux détritiques (schistes et pélites silteuses) au sein desquels on trouve quelques rares bancs de calcaires biodétritiques à Entroques et à Fusulines (*Parafusulina (vulgarisiformis)*), probablement de l'Artinskien. Au-dessus, en contact normal, viennent des pélites rouges et 25 à 30 mètres de schistes gris à passées pélitiques sur lesquels le Permien supérieur a été reconnu.

Le passage de l'Assélien au Sakmarien s.s. n'a pas été observé dans le secteur étudié ; toutefois, dans des séries clastiques apparaissant dans la chaîne du Parnis (vallée de Groua), au milieu de pélites fines et de grès mal consolidés, affleurent quelques bancs calcaires biodétritiques à Fusulines (*Pseudofusulina* sp., *Tricites* sp.) mal conservés. Ces associations fauniques indiquent un âge sakmarien s.s.

La partie sommitale du Permien inférieur n'a été reconnue que dans le mont Beletsi grâce à la présence de calcaires bleus en bancs décimétriques, d'une épaisseur de quelques mètres seulement, contenant des Brachiopodes, Entroques et Fusulines (*Rugosofusulina yabei*). Les faciès qui accompagnent cet épisode carbonaté sont franchement détritiques, c'est-à-dire que l'on trouve surtout des alternances de pélites fines, de schistes et de grès fins.

Dans le mont Beletsi, au-dessus des niveaux calcaires datés du Koungourien, il a été reconnu une microfaune qui pourrait indiquer la base du Permien supérieur (présence possible d'*Hemigordius* ?, *pinguis* n. sp., d'après M. Lys).

b3. Le Murghabien.

Dans la partie septentrionale du mont Parnis et dans le mont Mavrïnora, affleurent des calcaires bioclastiques qui reposent sur des formations détritiques (schistes, sills, pélites) avec quelques passées gréseuses. Dans les calcaires, il a été observé des Radiolaires et des Foraminifères en abondance (*Hemigordius reicheli*, *Froncina permica*, "*Permodiscus*" sp., *Paraschwagerina* sp., *Parafusulina gigantea*). La série se poursuit par des grès fins et des schistes.

b4. Le Djulfien.

Bien représenté dans la zone pélagonienne, cet étage est toujours repérable par l'abondance de niveaux fossilifères. Après un épisode détritique épais de 35 à 40 mètres, constitué de micro-conglomérats, grès, silts, pélites schisteuses et gréseuses, s'installent quelques bancs formés de calcaires biodétritiques. La partie inférieure du Djulfien affleure sur la face Sud du mont Parnis ; là on trouve des pélites schisteuses et des calcaires fossilifères (*Paraglobivalvulina mira*, *Staffella zisongzhengensis*, *Globivalvulina graeca* ?). Généralement nous trouvons sur le terrain, la partie supérieure du Djulfien (biozone à *Codonofusiella* sp., *Reichelina* sp., *Colomiella* sp.) qui est constituée d'une série alternante de biomictites sp. gris-bleu, biodétritiques, et de pélites schisteuses. Les calcaires recèlent des Entroques, des Algues, des Brachiopodes et des Foraminifères (*Agathammina pusilla*, *Hemigordius pinguis*, *Globivalvulina vonderschmitti*, *Dagmarita chanakhiensis*, *Codonofusiella paradoxica*, *Reichelina minuta*).

Contrairement à ce que l'on trouve en Turquie ou en Afghanistan où cet étage est formé d'une épaisse série calcaire, là où elles ont été décrites dans la zone pélagonienne, les séries d'âge djulfien sont constituées de calcaires biodétritiques et de biomicrites interpalés de pélites gréseuses.

### c. QUELQUES INDICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.

Si nous comparons les données stratigraphiques, paléobioécologiques et sédimentologiques fournies par les différentes coupes levées dans notre secteur, nous nous apercevons qu'il n'existe pas de variations notables entre le Carbonifère et le Permien, à l'exception du dépôt des formations détritiques versicolores attribuées au sommet du Carbonifère supérieur.

Pendant toute la durée du Permien, la sédimentation détritique de plate-forme reste assez monotone. Par l'apparition de faunes plus pélagiques (*Lasiodiscus* sp., *Colaniella* sp.) et de Radiolaires accompagnés de sédiments terrigènes à granulométrie plus fine, nous percevons l'écho d'un changement dans la paléogéographie : communication avec une mer plus ouverte. Selon Argiriadis et Lys (1977), les bouleversements lithosphériques importants dans les provinces orientales (Oman, Oural, Indes) auraient provoqué ce changement paléogéographique. Un rapide coup d'oeil sur les formations permienes de Yougoslavie nous apprend qu'elles affleurent la plupart du temps (Grubic, 1980), soit sous forme calcaires, soit sous forme gréso-conglomératique (faciès Verrucano), accompagnées de gypse. D'après les travaux de Dimitrijevic et Dimitrijevic (1970 ; *in* Charvet, 1978), il ne fait plus de doute que des phases hercyniennes ont affecté les Dinarides, ce qui oblige, en outre, le Permo-Werfénien à transgresser sur un socle déformé.

Dans les provinces plus orientales à notre secteur, les formations permienes du Sud de la Turquie (Graciansky (de), 1972 ; Lys et Marcoux, 1978 ; Monod, 1977 ; Argiriadis, 1978 ; Ozgül et al., 1973 ; Altiner, 1980 (*in* Altiner, 1981) et Brinkmann, 1976) montrent dans des séries continues, une disparition progressive des faciès détritiques au profit des carbonates en se dirigeant d'Ouest en Est. Cette observation s'oppose à ce que nous trouvons en Anatolie septentrionale (fig. 44), où les faciès permienes, lorsqu'ils existent, sont détritico-carbonatés, peu épais, et de plus enregistrent des phénomènes nets de discordance.

En résumé, le Permien de notre secteur pourrait représenter un domaine de transition entre les Dinarides et les Taurides méridionales à l'avant duquel commencerait à s'individualiser un microcraton intermédiaire (*cf.* chapitre Interprétation géodynamique). L'instabilité de la plate-forme "perigondwanienne" est attestée par la venue de coulées volcaniques dans le Permien supérieur (tufs rhyolitiques dans le Parnis) et par un volcanisme basique dans la série du Teke Dere (Graciansky (de), 1972) en Turquie méridionale occidentale.

1944

#### IV. CONCLUSIONS SUR LE PALEOZOIQUE

##### 1. RESUME DES PRINCIPAUX FACIES.

Nous n'entrerons pas dans les détails sédimentologiques traités dans les conclusions sur le Carbonifère et sur le Permien. Compte tenu du fait que les différentes séries paléozoïques ont subi une ou plusieurs tectonisations et des transformations liées au(x) métamorphisme(s), il ne nous a pas été possible d'identifier avec certitude tous les affleurements rapportés à cette ère, mais grâce à des profils détaillés, nous avons daté certains membres qui jusqu'ici posaient quelques problèmes d'attribution stratigraphiques. D'après nos observations dans les monts Parnis, Beletsi, Pateras et Patseras, les formations détritiques versicolores à stratifications entrecroisées occupent à peu près toujours les mêmes positions structurale et stratigraphique, c'est-à-dire qu'elles sont situées à la partie supérieure du Carbonifère supérieur et vraisemblablement au passage Ghzelien-Asselien inférieur.

Après le Moscovien, une plate-forme épicontinentale, alimentée par des fleuves chargés en détritiques fins et grossiers, est baignée par une mer chaude et peu profonde. Aucune trace d'origine carbonée ne nous invite à imaginer une végétation tropicale à proximité de cette bordure.

La grande quantité d'apports détritiques rubéfiés, mal classés, issue de la désagrégation continentale "remobilisée" pendant les périodes d'activité tectonique de grande intensité, nous donne une idée générale de la physiographie continentale. D'après les spécialistes (Nairn, 1963 ; Furon, 1972), on sait que l'Equateur passait, avec toute vraisemblance, sur des aires émergées. Ces domaines cratoniques, probablement très montagneux, soumis à une forte érosion, n'étaient pas colonisés par une intense végétation. Les recherches de spores et de pollens, réalisées dans les bancs les plus argileux des formations rouges, se sont révélées dépourvues de toute trace végétale. Chassés vers les provinces orientales par les arrivées brutales de détritiques grossiers, les Fusulines, les Brachiopodes, les Bryozoaires et les Polypiers du Carbonifère proliférant dans un environnement sub-récifal, vont essayer de reconquérir le milieu marin au Permien, au moment où les conditions de vie deviennent plus clémentes. En Europe occidentale, les nouveaux grès rouges s'installent sur un continent semi-désertique, les eaux saumâtres de la mer du Zechstein transgressent sur ce continent où les conditions de vie semblent difficiles tant pour les Vertébrés semi-aquatiques que pour les Foraminifères benthiques. Alors qu'au Permien supérieur, sur le "continent européen" oriental, un climat aride s'instaure

en engendrant des masses considérables d'évaporites (10 000 m de sel au niveau de la mer Caspienne). Dans les Dinarides s.l., à l'exception de quelques traces de sédiments évaporitiques dans les Dinarides s.s., nous allons voir des récifs tenter une colonisation dans un milieu perturbé par des arrivées de sédiments argileux.

À la fin du Permien, il existe une légère régression donnant naissance à des séries peu épaisses proches de l'émergence. Comme nous venons de le voir, il n'y a vraisemblablement pas de chaînes de montagnes au niveau des Hellénides actuelles mais une plate-forme épicontinentale qui enregistre, du point de vue sédimentologique, les conséquences de l'érosion d'une chaîne éloignée en voie de disparition. Alors que dans les Appenins et dans toute la Méditerranée moyenne et occidentale s'installe le faciès Verrucano, nous nous apercevons que dans les Dinarides s.l., ce faciès, si caractéristique en Italie, est fortement atténué et même assez discret. Le cortège de venues effusives dans des formations grossièrement détritiques, bien connues en Appenins et les Alpes franco-italiennes, n'existent plus d'une manière aussi marquée dans le rameau alpin dinarico-aurique.

## 2. REMARQUES GÉNÉRALES SUR LES CLIMATS.

La présence de flores ou de faunes particulières en Europe occidentale et moyenne nous apprend qu'au Carbonifère supérieur, se sont déposés, dans des bassins intracratoniques, ou en bordure de plate-forme, des niveaux de charbons nés de la destruction de la forêt houillère. D'où l'idée, admise par tous les spécialistes qu'un climat tropical humide, à saisons alternantes introduisant une notion de périodes humides et de périodes sèches (Furon, 1972 ; Frakes, 1979) a envahi cette partie de l'Europe. En revanche, dans les régions qui nous intéressent les seuls indices d'une forêt houillère probablement avortée se trouve en Péloponnèse (Kténas, 1922 ; Paraskevopoulos, 1959). Tous les autres affleurements helléniques actuellement visibles nous montrent qu'au Carbonifère supérieur, les conditions n'étaient pas réunies pour favoriser le développement d'une végétation tropicale luxuriante.

En résumé, les climats du Paléozoïque supérieur, chaud et humide au Carbonifère supérieur, vont se différencier au Permien où les rivages périgondwaniens et périhercyniens seront baignés par une mer chaude alors que plus au Nord, des climats arides envahissent les continents asséchant les lacs riches en Crustacés et Vertébrés aquatiques.

## 3. LE VOLCANISME PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR.

En Méditerranée moyenne, le volcanisme paléozoïque supérieur-mésozoïque inférieur est marqué par des coulées de faibles épaisseur, comparativement à ce que l'on peut observer dans le Trias moyen ou supérieur. Le volcanisme de cette époque est très répandu dans le "domaine européen". Au Carbonifère supérieur, dans certaines régions d'Europe occidentale, avant le dépôt du Houiller (Westphalo-Autunien), on trouve un volcanisme important tant au Carbonifère supérieur qu'au Permien inférieur. On note également qu'au Saxonien, en Allemagne du Nord, pendant le dépôt des Rothliegendes (avant l'installation de la mer du Zechstein), des épanchements basaltiques sont concomitants à la phase saalienne.

Dans le domaine alpin méditerranéen de nombreuses manifestations volcaniques sont associées à des formations détritiques traduisant les échos des nombreuses phases Tectonique-Paléozoïque supérieur et parmi de nombreux exemples, on peut citer :

- au Maroc, un volcanisme attribué au Permo-Werfénien ;
- en Corse, un volcanisme important basaltique qui occupe la partie sommitale du Carbonifère alors qu'au Permien, ce sont des rhyolites qui terminent le Paléozoïque supérieur ;
- en Provence cristalline, le Permien (porphyre rouge de l'Estérel) discordant sur le Carbonifère ;
- dans les Alpes, Trümpy (1966), examinant les différents types de Verrucani, dresse une revue des gisements attribués à ce "groupe de formations" et constate qu'il existe une dualité de volcanisme rhyolitique et andesito-basaltique s'étageant du Carbonifère supérieur à l'Éopermien. Ce volcanisme est toutefois assez mal daté car les formations détritiques qui l'accompagnent sont la plupart du temps azoïques ;
- en Yougoslavie (Charvet, 1978), un gabbro intrusif (gabbro de Jablanica) que l'auteur date du Permien supérieur ;
- en Turquie (Graciansky (de), 1972), des roches basaltiques (série du Teké Deré) affleurant dans une série arkosique permienne ;
- en Grèce (Verriez, 1976), des roches basaltiques tholéitiques qui s'épanchent dans un environnement détritique composé essentiellement de schistes et de pélites ;
- à Chios (Besenecker *et al.*, 1968), des coulées basaltiques de faible épaisseur apparaissant dans des formations clastiques.

Dans le secteur qui nous intéresse (Clément et Lapière, 1980 et *cf. supra*), nous n'avons pas pu mettre en évidence de grande quantité de volcanites.

L'étude des différentes coulées volcaniques dans la zone pélagonienne affleurant dans le massif du Parnis montre qu'il existe deux types de magmas ayant donné naissance à deux familles de roches pétrologiquement assez éloignées : d'une part des métarhyolites et d'autre part, des basaltes tholéitiques à olivine. La présence d'un volcanisme basaltique tholéitique à olivine pourrait être interprétée comme un épanchement en milieu océanique, mais la faible quantité de basalte, la présence de rhyolites et l'environnement sédimentaire nous indiquent que le Paléozoïque de la zone pélagonienne ne correspond pas à la subduction d'un océan. Ce qui reste néanmoins important et significatif, c'est que les émissions basaltiques, accompagnées de rhyolites, témoignent d'un volcanisme intracratonique précurseur d'une océanisation. Ce magmatisme fissural, lié à une sédimentation détritique grossière, pourrait être considéré comme l'amorce d'une phase de "doming" précédant le rifting ayant donné naissance à la Téthys alpine (néo-Téthys ?) (*cf. cinquième partie : Interprétation géodynamique*).

#### 4. LE PASSAGE HERCYNIEN-ALPIN.

##### a. LA COUPURE ENTRE PALEOZOIQUE ET MESOZOIQUE DANS LES DINARIDES s.l.

Dans les Dinarides s.l. la coupure, lorsqu'elle existe, semble se placer plutôt à la base du Permo-Werfénien.



Dans le massif du Rhodope, les nombreuses datations géochronologiques situent un grand nombre de phénomènes magmatiques et métamorphiques entre l'Archéen et l'Hercynien terminal (Dimitrijevic, 1972). Sur les terrains transformés transgressent des formations alpines mésozoïques.

Dans les Dinarides plus externes, Ciric et von Gartner (1962) ont montré que le Permo-Werfénien détritique transgressait sur le Culm carbonifère sans discordance nette. A la périphérie du massif de Foca-Praca (fig. 5), Cadet (1976) montre que les formations permo-werfénienne transgressent sur les faciès Culm du Carbonifère. De plus en Yougoslavie, le passage du cycle hercynien au cycle alpin est marqué, comme dans les régions alpines plus septentrionales, par l'apparition de gypses et d'évaporites (*in* Rampnoux, 1970 ; Cadet, 1976 et Charvet, 1978). Des formations analogues sont connues dans les zones externes dinariques dans des structures diapiriques mais leur attribution au Paléozoïque est très problématique. En Albanie, elles sont attribuées au Permo-Werfénien dans les zones internes. Dans les Hellénides, on en connaît actuellement pas dans les zones internes mais il en existe dans les zones externes : ionienne (Bornovas, 1960 ; I. F. P., 1966 ; Jenkyns, 1972) ; Gavrovo (Dercourt, 1964) et en Crète (Dercourt et Aubouin, 1964), mais leur rattachement à une époque bien précise est encore très contesté (Permo-Werfénien ? ou Tertiaire ?).

Dans les Hellénides et particulièrement dans le Nord de la Grèce, Mercier (1968) en Macédoine grecque date des calcaires conglomératiques et des faciès de "type flysch" au Permien supérieur dans la zone du Vardar (Unité de Melissochorio et de Ghynekokastro). Plus à l'Est, dans les massifs serbo-macédoniens, ce même auteur a daté des filons hercyniens de pegmatite (- 300 MA) dans des micaschistes et des gneiss..

Trikkalinos (1958), dans les zones internes (massif du Parnis), décrit une discordance nette des formations triasiques sur le Paléozoïque. Nous n'adhérons pas à cette hypothèse car toutes les coupes levées dans cette région nous apprennent que le Mésozoïque est généralement en position tectonique sur le Paléozoïque. La différence de lithologie est très grande entre les séries schisto-gréseuses du Paléozoïque et les séries carbonatées du Trias, à l'exception de deux niveaux : le Trias inférieur schisto-gréseux et une partie du Ladinien inférieur qui est constituée de séries volcano-détritiques. Cette superposition d'un Trias plutôt rigide sur un Paléozoïque plutôt souple, induit un comportement mécanique différentiel au moment de la tectogenèse alpine.

Dans le détail, mais à de rares endroits, nous constatons que les dernières séries paléozoïques d'âge djulfien passent vers le haut à des séries mésozoïques d'âge werfénien supérieur par l'intermédiaire de formations détritiques qui ne subissent pas de changements fondamentaux dans leur faciès. En effet, du point de vue sédimentologique, les derniers niveaux paléozoïques datés du Djulfien supérieur sont représentés par des calcaires biodétritiques en bancs assez peu épais alternant avec des schistes gréseux, et les premiers niveaux de calcaires gréseux en plaquettes très fines sont séparés dans le mont Beletsi par des schistes finement lités à macrofaune de Lamellibranches vivant sous une faible épaisseur d'eau. Nous avons trouvé dans ces schistes de nombreuses valves dolomitisées d'Ostracodes indéterminables.

Le changement de faciès vraiment contrasté et significatif arrive à l'Anisien, période

pendant laquelle va s'installer sur les zones internes helléniques la première plate-forme carbonatée. Les "Werfener Schisten" (Renz, 1908, n'existaient pas partout dans les zones internes helléniques comme niveau repère ; en revanche, par endroits on peut trouver un poudingue à ciment calcaire et pélitique, dans lequel les galets carbonatés sont formés de calcaires gréseux, de calcaires néritiques à filonnets, à grosses oolites, pisolites et oncolites. Ce poudingue, rarement mis en évidence, très peu épais, correspond très probablement à l'écho sédimentaire de faibles mouvements épigénétiques ressentis dans le domaine périgondwanien aux aurores des temps mésozoïques.

b. ESSAI DE COMPARAISON ENTRE LE PALEOZOIQUE D'UNE BORDURE EUROPEENNE ET DES PROFILS CHOISIS EN MEDITERRANEE MOYENNE ET ORIENTALE.

b1. Si l'on examine un diagramme (fig. 43). représentatif des formations paléozoïques caractéristiques de la zone briançonnaise (Fabre, 1958) résumant la sédimentation sur la plate-forme européenne orientale sans entrer dans les détails sédimentologiques, on constate que :

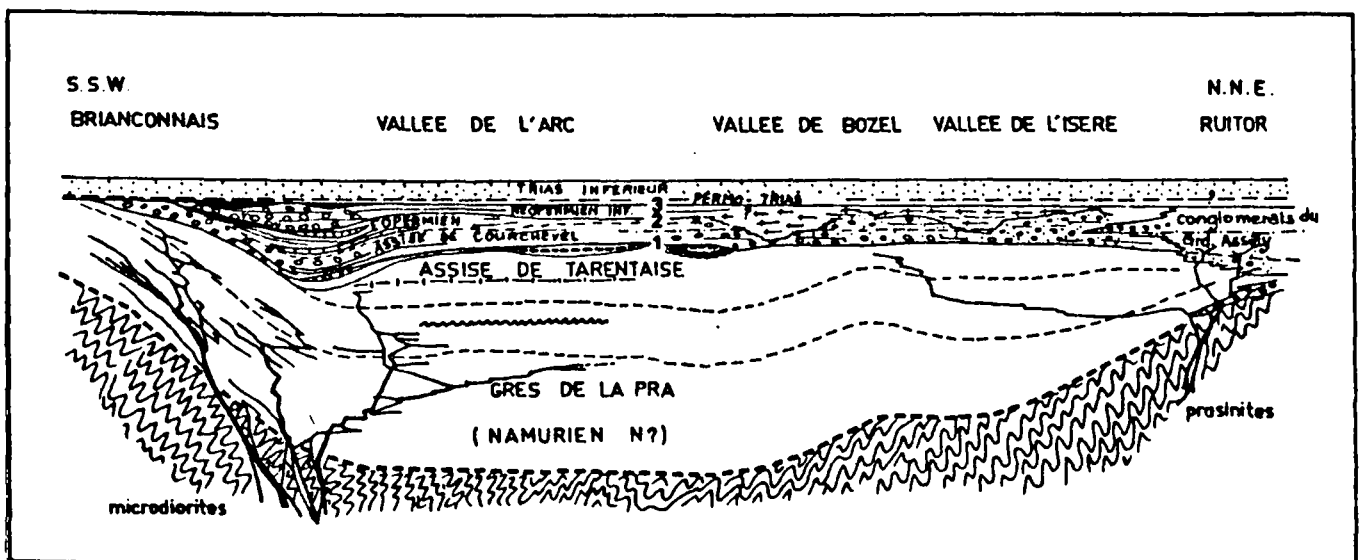


Fig. 43.- Schéma montrant la succession des couches dans la partie savoyarde de la zone Houillère (d'après Fabre, 1961, simplifié).

1. Discordance asturienne. - 2. Discordance saalienne. - 3. Limite inférieure du Permo-Trias.

Tirets lourds et épais : horizons de phanites.

- le socle anté-namurien est plissé et forme une surface morphologique irrégulière ;
- le Carbonifère moyen et supérieur sont formés essentiellement de séries terrigènes plus ou moins grossières ;
- les formations détritiques se sont sédimentées sur une plate-forme instable qui se fracture, donnant naissance à un volcanisme fissural marqué par l'apparition de sills, de microdiorites et de prasinites ;
- les formations permianes détritico-carbonatées sont transgressives sur le Carbonifère ;
- les séries permianes sont constituées de sédiments clastiques représentés par des conglomérats hétéro-granulaires ;

- le Permo-Werfénien transgresse sur le Carbonifère inférieur dans le Briançonnais et sur la plupart des séries permienes.

En résumé, on reconnaît dans ce diagramme l'influence :

- d'une phase qui induit une discordance anté-namurienne (bretonne ?) ou d'une orogénèse anté-hercynienne (?) ;
- des phases tectoniques Paléozoïque supérieur, qui provoquent des transgressivités pendant toute cette période ;
- de la phase paroxysmale fini-paléozoïque, qui soulève l'ensemble permo-carbonifère avant l'arrivée du Trias inférieur dans le Ruitor ou dans le Chardonnet.

b2. En Afrique du Nord, dans la Djeffara (Tunisie), nous voyons qu'il se sédimente, du Namurien au Trias inférieur, une puissante série détritico-carbonatée en continuité stratigraphique. Il est à noter que sous le Namurien A, une série cambro-ordovicienne légèrement plissée apparaît presque régulièrement. Busson et Burollet (1973) font remarquer que le socle gondwanien est transgressé par tous les termes paléozoïques quand on se dirige du Nord vers le Sud. Les traces d'une phase bretonne ont été mises en évidence récemment en Petite Kabylie (Algérie) (Bouillin et Perret, 1982), où le Dévonien schistosé est transgressé par des conglomérats intercalés de niveaux calcaires et de pélites non remaniés à Conodontes, du Tournaisien supérieur. Du point de vue métamorphisme, se basant sur la schistosité, Raoult (1974) avait déjà montré que le Carbonifère possédait des traces de linéations peu marquées, alors que les terrains sous-jacents présentaient plusieurs schistosités consécutives à des déformations plus marquées. Donc la sédimentation clastique Paléozoïque supérieur, très épaisse, trouve son origine dans l'érosion d'une "chaîne gondwanienne".

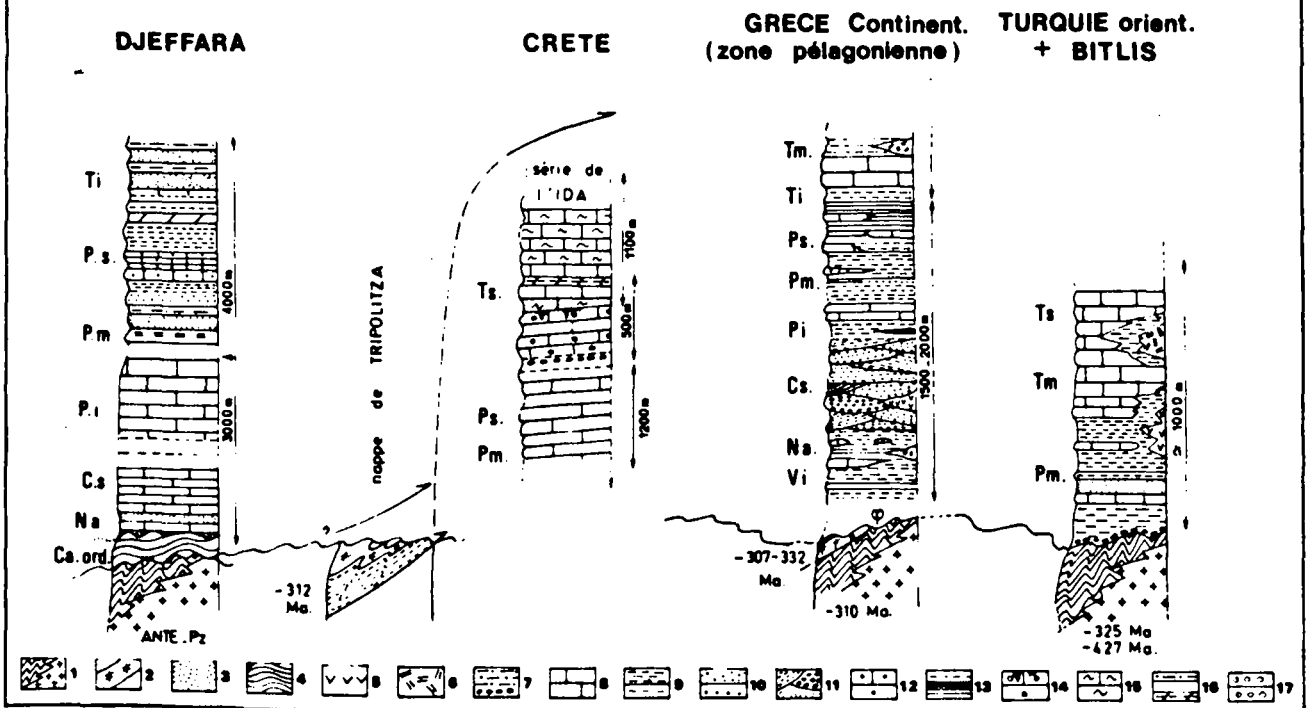
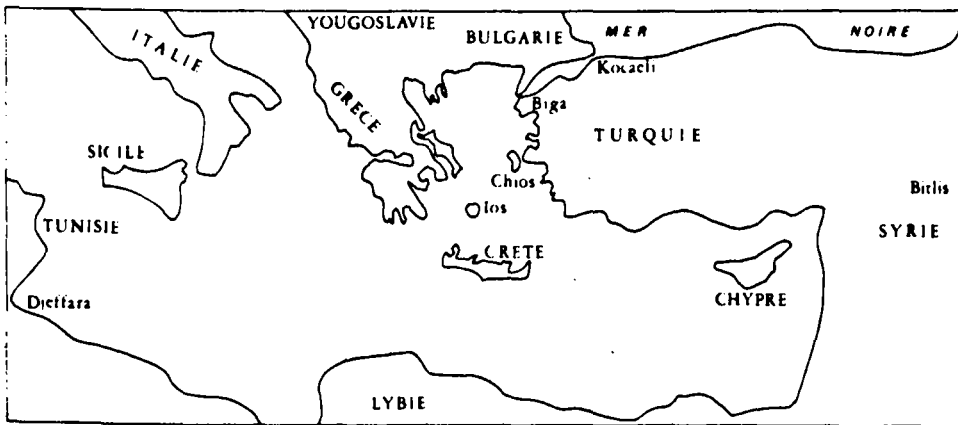
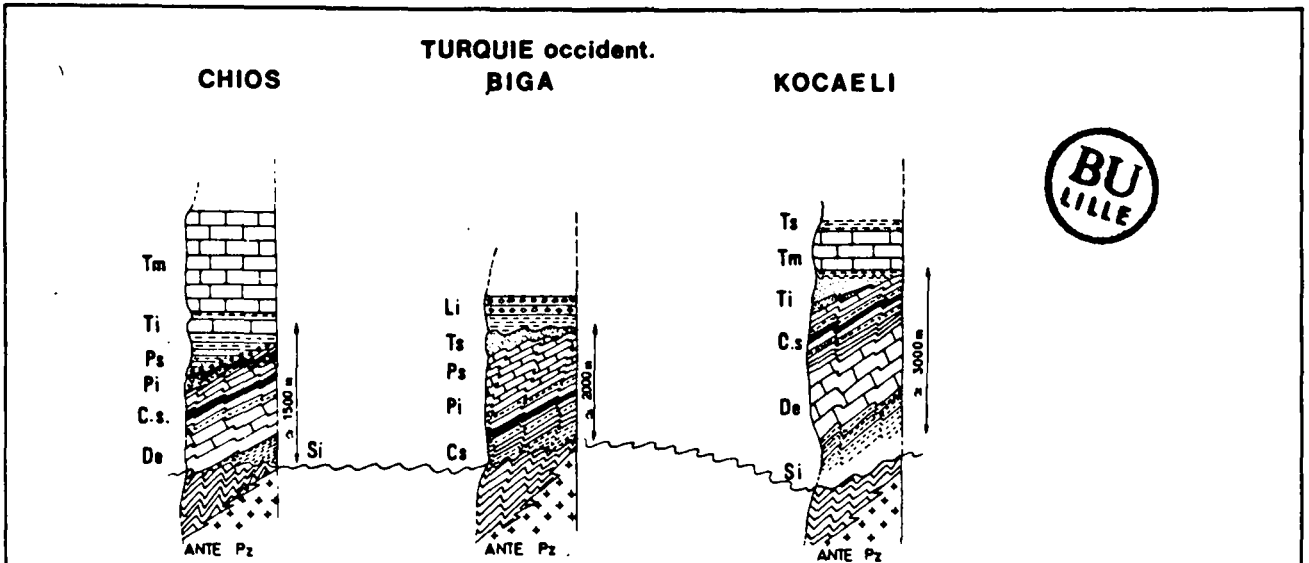
b3. En Crète, dans la série de l'Ida (Epting, 1972 ; Bonneau, 1980), il apparaît une faible discordance au Trias supérieur dont les faciès de base sont composés d'une part de doloarénites et d'autre part, de brèches transgressant sur des poches de bauxite témoignant d'une émergence. Structuralement sur la série de l'Ida, apparaît la série des Phyllades contenant des amphibolites qui appartiendraient au soubassement (tectonique ?) de la zone de Tripolitza. La datation des amphibolites par les méthodes radiochronologiques fournit un âge de 314 MA (Seidel *et al.*, 1977 ; Seidel, 1982). La complexité structurale de l'édifice crétois nous oblige à examiner les faits avec beaucoup de prudence ; cependant, la présence de ces

Fig. 44. - Répartition géographique de différents gisements de Paléozoïque fossilifère en Méditerranée orientale et moyenne.

1. Granites et micaschistes. - 2. Amphibolites. - 3. Phyllades. - 4. Schistes. - 5. Coulées volcaniques basiques. - 6. Coulées volcaniques acides. - 7. Conglomérats et schistes gréseux. - 8. Calcaires bio-détritiques et calcaires néritiques fossilifères. - 9. Pélites schisteuses contenant des bancs indurés. - 10. Sables et grès non consolidés. - 11. Formations détritiques versicolores. - 12. Grès calcaires. - 13. Phtanites et lydiennes. - 14. Calcaires bréchiques et oolitiques possédant des poches karstiques remplies de bauxite. - 15. Stromatolites. - 16. Dolocalcarénites, sables et pélites gréseuses. - 17. Formations détritiques et conglomérats liasiques.

Ca-ord. Cambro-ordovicien. - Si. Silurien. - De. Dévonien. - Vi. Viséen. - Na. Namurien. - Cs. Carbonifère supérieur. - Pi. Permien inférieur. - Pm. Permien moyen. - Ps. Permien supérieur. - Ti. Trias inférieur. - Tm. Trias moyen. - Ts. Trias supérieur. - L. Lias.

Documents consultés : Besenecker *et al.* (1968), Busson et Burollet (1973), Brinkman (1976), Bonneau *et al.* (1980), Senghor et Yilmaz (1981).



amphibolites est peut-être l'indice de phénomènes métamorphiques paléozoïques anté-carbonifères inférieurs liés à une tectonique "d'âge hercynien".

b4. En Grèce continentale, Marakis (1970), près de Florina en Thessalie septentrionale, a daté un granite à  $661 \pm 465$  MA ; Ferrière (1982), en Thessalie méridionale, cite des amphibolites à  $307 \text{ MA} \pm 11$  pour les plus jeunes et  $332 \text{ MA} \pm 11$  pour les plus anciennes, selon les méthodes de calcul employées ; Dixon et Yarwood (1976), pour les granodiorites de Kataphygon affleurant au pied du mont Olympe dans des conditions structurales difficiles, proposent un âge de  $302 \text{ MA} (\pm 5)$ .

Plus récemment, Künst et Kreuzer (1982), dans l'île d'Ios, datent des faciès à amphibolites ayant affecté un orthogneiss de 300-305 MA, sur des zircons (U-Pb) et sur des muscovites (295-288 MA). Künst (1980) note (Rb-Sr) une discordance angulaire que Philippson (1901) avait déjà signalée entre un complexe formé de gneiss, de schistes et granites tonalitiques et une série supérieure formée de marbres et de schistes. Ces auteurs proposent de rapporter les formations d'Ios à la zone pélagonienne. Comme nous l'avons vu à divers reprises dans le Paléozoïque supérieur de la zone pélagonienne, nous n'avons pas noté de discordances nettes. Le Trias inférieur est en continuité stratigraphique avec le Paléozoïque sous-jacent. Nous n'avons pas observé de phénomènes de transgressivité dans le Paléozoïque supérieur mais la nature des terrains et les conditions d'affleurement ne favorisent pas ce genre d'observations fines.

b5. A la limite de la plaque arabe et des Taurides, Senghor (1981) cite une série paléozoïque qui débute au Permien moyen et qui passe au Trias inférieur sans discordance. Là aussi, il existe un socle daté à 427 MA et à 325 MA. Le Paléozoïque supérieur est transgressif sur ce socle.

b6. Dans les séries de Chios (Besenedecker *et al.*, 1968), de Biga et de Kocaeli (Brinkmann, 1976), un socle paléozoïque formé de granites et de schistes métamorphiques a été reconnu. Sur ce socle, le Siluro-Dévonien transgresse et quelquefois même, le Carbonifère supérieur. La série paléozoïque n'est pas complète puisqu'à Chios, les auteurs citent une discordance du Permien inférieur qui est à corréliser avec la discordance du Permien sur le Carbonifère à l'extrémité occidentale de la péninsule de Biga (Assereto, 1972).

b7. Discussion. Si l'on s'attache à la définition générale du concept d'Hercynides, on s'aperçoit après avoir comparé les colonnes stratigraphiques du Briançonnais avec celles de Méditerranée moyenne et orientale que :

- la discordance du Paléozoïque supérieur sur le socle anté-namurien n'est pas spécifique aux Hercynides ;

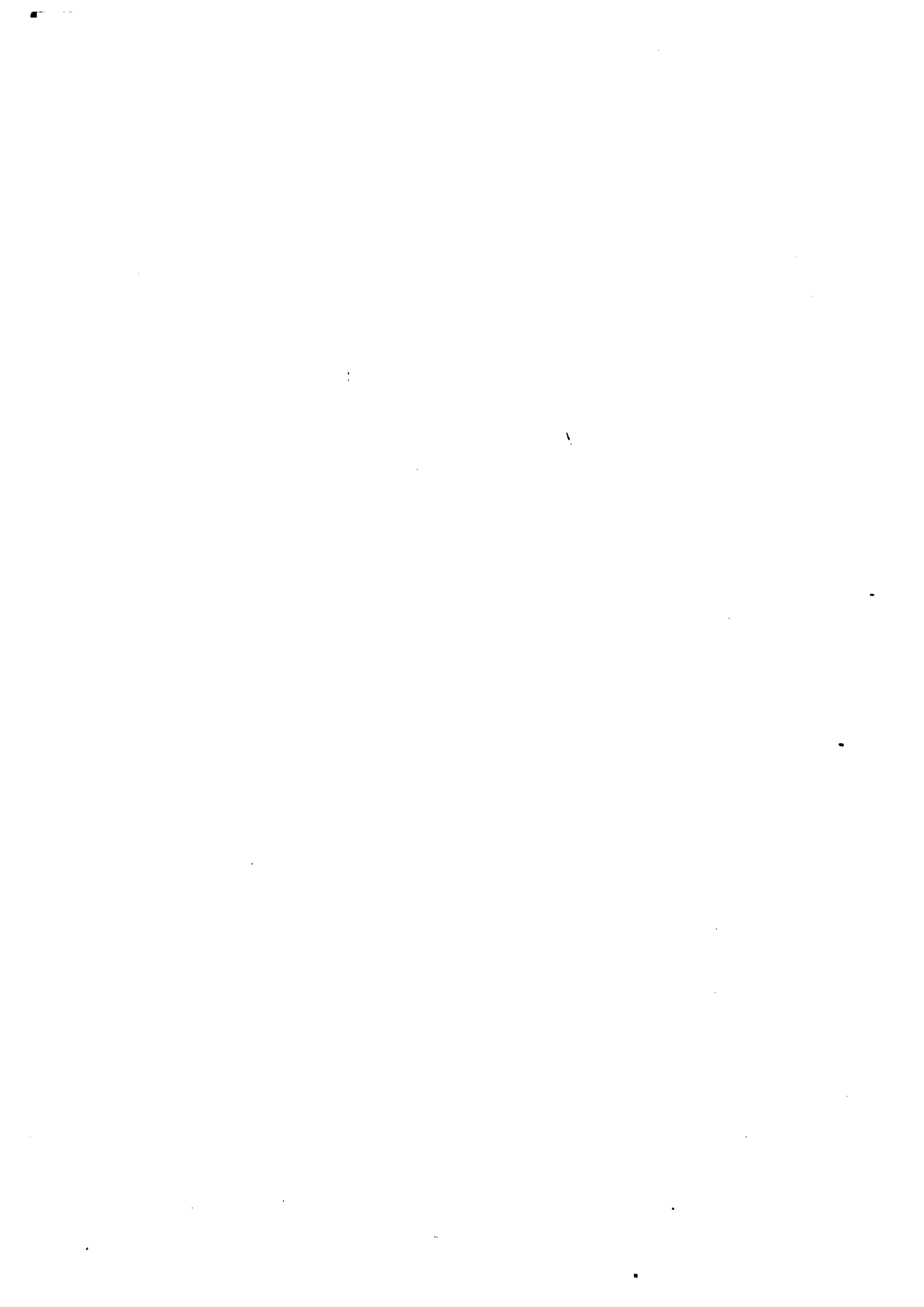
- les phénomènes volcanique et métamorphique touchant ce socle anté-namurien ne peuvent pas être pris en compte pour en déduire un lien de parenté avec le socle anté-paléozoïque "européen" ;

- les traces de transgressivité dans le Paléozoïque supérieur ne peuvent constituer un critère absolu de rattachement aux Hercynides. Si l'on s'attarde sur cette notion de trans-

gressivité, on découvre qu'il est difficile de la mettre en évidence dans des séries détritico-carbonatées de faible profondeur déposées sur des plates-formes instables.

Seule la convergence de plusieurs critères et la discordance du Permo-Werfénien semblent être le moins discutables, mais ils ne doivent pas avoir une valeur absolue et nous nous devons de le confronter à l'environnement géodynamique.

En résumé, les colonnes portant sur la Djeffara en Tunisie, la Crète, la Turquie orientale (monts Bitlis) plaident en faveur d'un rattachement de ces régions au "continent gondwanien". En revanche, s'agissant des séries de Chios, Biga et Kocaeli, l'existence d'une discordance fini-hercynienne et des transgressivités intra-paléozoïques supérieures indiquent une appartenance à une bordure instable "périgondwanienne" préparant la naissance d'un "microcontinent intermédiaire" au cours du Mésozoïque.



## DEUXIEME CHAPITRE

### LE TRIAS

#### A. BREF APERCU HISTORIQUE.

A la lecture de la carte géologique de Grèce au 1/500 000, parue en 1955, nous pouvons voir que les formations carbonatées triasiques affleurent surtout dans les zones internes. Il est surtout représenté par du Trias moyen et supérieur.

Découvert dès 1898 grâce à une Ammonite signalée par Douvillé dans la région de Mycène en Argolide, le Trias est resté très longtemps mal connu du point de vue biostratigraphique. Ses divisions paléontologiques sont restées très longtemps les suivantes :

- le Trias inférieur : Renz (1908-1909 et 1955) cite des formations verféniennes représentées par des schistes gréseux et micacés et des niveaux carbonatés, noirâtres, discontinus. Cependant, il note la rareté des affleurements qui apparaissent la plupart du temps associés aux formations d'âge paléozoïque supérieur des monts Beletsi, Parnis et Kitheron ou en Argolide et dans l'île d'Hydra. Grâce à la découverte d'une faune qu'il compare aux couches de Seis et de Campil du Trias alpin (dolomites), Renz a donné des indications précieuses sur la bathymétrie de l'époque ; en effet, selon l'auteur, les Gastropodes et les Lamellibranches découverts plaident en faveur d'une plate-forme peu profonde proche de l'émergence. De plus, comme dans les Alpes méridionales, il note la présence de calcaire oolitique associé aux niveaux à Gastéropodes ;

- le Trias moyen : il a été identifié assez rapidement par la découverte :

- + Céphalopodes en Argolide (Renz et Frech, 1906 ; Frech, 1907 ; Dufour, 1962 et Kottek, 1964), puis en Othrys (Mitzopoulos et Renz, 1938) ;
- + d'Algues (*Diplopora annulata*) dans la partie externe des zones internes ("zone Est-hellénique") par Renz (1910) et Marinis (1956). Les faciès rouges (Anisien)



des Hellénides ont été comparés pour la première fois aux faciès "Han Balog" de Yougoslavie par Renz (1955) ;

- le Trias supérieur : il a été reconnu grâce à la présence :
  - + de Mégalodontes dans les carbonates néritiques de toutes les plates-formes réputées triasiques des Hellénides depuis les travaux de Deprat (1909) ;
  - + d'Algues associées aux Mégalodontes, telles que *Gyroporella vesiculifera* (Negris, 1913 ; Cayeux, 1911 ; Renz, 1955 ; Godfriaux, 1965 ; Mercier, 1966, etc...) ;
  - + de Polypiers (Renz, 1955 ; Celet, 1962) dans le Parnasse et Dercourt (1964) en Argolide.

Avec la recherche quasi-systématique de Conodontes dans les carbonates triasiques, la stratigraphie de cette période s'est considérablement améliorée. En fait, la découverte de ces fossiles et leur utilisation dans les échelles biostratigraphiques par Bender et Zockel (1963), Kauffmann (1976) et par Vrielynck (1980) ont permis de regarder le Trias sous un jour nouveau.

Il est à noter que tous les niveaux classiques du Trias alpin sont désormais connus dans les zones internes helléniques. Par exemple, nous devons les premières découvertes de *Triasina nantkeni* à Tataris et Maragoudakis (1967) en Péloponnèse, à Christodoulou (1968) et Bignot et Guernet (1968) en Eubée. Christodoulou et Tsalia-Monopoli (1975) ont recensé, dans un ouvrage iconographique important, tous les Foraminifères benthiques du Mésozoïque hellénique. Parmi les microfossiles utilisés, désormais, dans la stratigraphie grecque nous devons à Dewar et al. (1979), Baumgartner (1981) et De Wever (1982), les descriptions des premiers Radiolaires du Trias des zones externes et des zones internes de Grèce.

B. SUBDIVISIONS ET ECHELLE BIOSTRATIGRAPHIQUE SOMMAIRE BASEE SUR QUELQUES FORAMINIFERES.

Systèmes	Stages		Répartition selon Zaninetti (1976)																			
T R I A S	SUPERIEUR	Rhétien	-204 <sup>+4</sup>																			
		Norien		-220																		
		Carnien																				
	MOYEN	Ladinien	-229																			
		Anisien	-233																			
	INFERIEUR		-239																			
		Verfénien																				
				245 <sup>+5</sup>																		
	Tabl. VI. Subdivisions du Trias basées sur la répartition des Foraminifères principaux. L'échelle géochronologique est tirée d'Odin et Gale (1982).																					
					Cyclogyra ? mabajani	Meadrospira pusilla	Meadrospira dimaria	Trochammina almatensis	Endothyranella wirt	"Turitella" mesotriatica	Ambovalites palatensis	Agathemina austroalpina	Glenospira densa	Imolimitis s.l.	Triasina sp.							

## C. LE TRIAS DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Le Trias de la zone pélagonienne affleure sur une très grande partie du secteur étudié ; il est formé surtout de calcaires néritiques gris-blanc contenant de nombreuses passées dolomitiques. Depuis Renz (*cf. supra*), il a donné lieu à peu de publications (Bender, 1962 ; Clément, 1968, 1976 ; Kauffmann, 1976 ; Clément et Katsikatsos, 1981).

### 1. LE TRIAS DU MONT PARNIS.

La plupart des sommets de la chaîne du Parnis sont occupés par des formations carbonatées triasiques, surtout dans les secteurs les plus orientaux.

#### a. LE POUDINGUE DE BASE DU TRIAS DANS LE SECTEUR D'AYA PARASKEVI.

En prenant le chemin qui conduit de la chapelle Aya Paraskevi à Avlon, on rencontre des formations schisteuses paléozoïques bien datées dans la vallée de Groura. A 500 m environ de la chapelle affleurent, en bordure du chemin, des poudingues à éléments arrondis pouvant atteindre quelques mètres d'épaisseur. L'analyse de ce poudingue fait apparaître différents galets dont la taille varie de quelques centimètres à un décimètre. Ce poudingue possède généralement un ciment calcaire microcristallin avec de nombreuses passées d'oxyde de fer, des cristaux cubiques de pyrite, et surtout beaucoup de grains de quartz de taille variable pouvant atteindre 5 mm. Ces quartz sont anguleux, cataclasés et à extinction roulante. Dans les grains de quartz, les microfissures sont remplies par de la calcite cryptocristalline et autour des plus gros d'entre eux, on trouve fréquemment de la calcite palissadique bien cristallisée. Il est à noter que par endroit le ciment carbonaté est remplacé par un ciment pélitique.

Les éléments du poudingue sont représentés par des galets de :

- grès à ciment calcaire, quelquefois cryptocristallin ou même pélitique. Ces grès comportent des petits grains de quartz anguleux souvent aciculaires, des micas blancs, des micas noirs peu altérés et quelques intraclastes de petite taille ;
- calcaires oolithique et pisolitiques. Les éléments figurés sont représentés par des pisolites de forme allongée et d'oolite souvent bien calibrés dont le nucléus est quelquefois formé de sparite cristalline. Ces éléments "baignent" dans un ciment microsparitique. On y rencontre rarement des bioclastes ou des lithoclastes ;
- micrite fine microcristalline, avec quelques grains de quartz épars, quelques lamelles aciculaires de mica blanc et des grains d'oxydes de fer ;
- calcaire néritique à ooclastes, bioclastes à ciment pélitique et micritique dans lesquelles il a été trouvé des Foraminifères.

Il est à remarquer que la présence de ce poudingue à l'affleurement reste exceptionnellement rare. Néanmoins, par comparaison avec quelques observations faites dans le mont Parnis et dans la région de Panaktos (fig. 56), on peut considérer qu'il existe, en lentilles, à la base soit de calcaires micritiques azoïques gris-bleuté, soit de calcaires rouges noduleux datés de l'Anisien. Nous reviendrons sur la signification de ce poudingue dans les conclusions portant sur le Trias.

b. COUPE DE LA FACE SEPTENTRIONALE DU MONT PARNIS.

A 200 m environ de l'entrée du camp militaire, sur les formations Paléozoïque supérieur datées du Djulfien (fig. 45a), viennent de bas en haut :

- (1) quelques mètres de pélites fines avec des grès ;
- (2) 3 à 4 m de calcaires à grosses oolites et pisolites à la base et des oolites mieux calibrées au sommet. Ce niveau repère se retrouve à plusieurs endroits au-dessus du Paléozoïque supérieur et particulièrement en galets dans le pou dingue anisien d'Aya Paraskevi ;
- (3) 1 m de schistes fins ;
- (4) 3 à 5 m de calcaire gréseux roux, en plaquettes de quelques centimètres d'é-paisseur, séparées par des bancs de marnes gréseuses. Dans ces calcaires à nombreux petits grains de quartz non usés et micas blancs, on a pu reconnai-tre des Foraminifères : *Cycologyra* (?) *mahajeri* Brönmann, Zaninetti et Bozor gnia, datant le Werfénien. La présence de ce Foraminifère indique des milieu peu profonds de "tidal-flat" (in Zaninetti, 1976, p. 133) ;
- (5) 10 m de schistes fins avec quelques bancs de grès fins micacés ;
- (6) 2 à 3 m de poudingue rouge. Le ciment de ce poudingue est micritique et cryp-tocristallin. Les éléments qui le constituent sont des calcaires néritiques

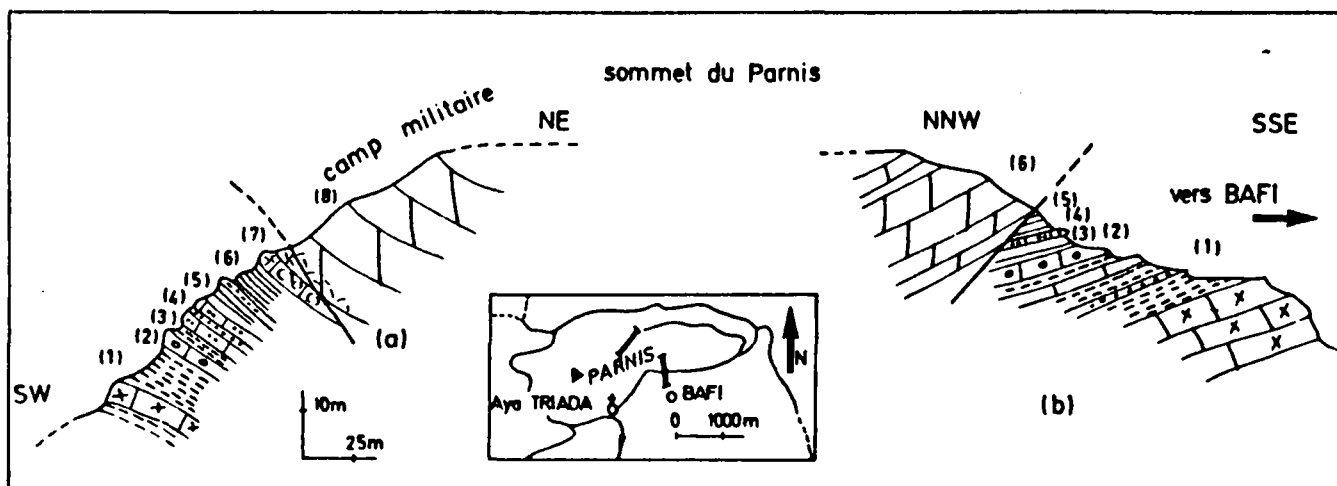


Fig. 45.- Coupes au Nord et au Sud du sommet du mont Parnis.

a. Coupe à l'entrée du camp militaire. - b. Coupe au Nord du refuge de Bafi.

Légende dans le texte.

à oolites, oncholites et pisolites puis des calcaires rouges néritiques à Foraminifères du Trias inférieur (*Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. et *Oph-talmidium* sp.). Ce poudingue est à rapprocher de celui que l'on trouve sur la route d'Aya Paraskevi et Avlon et sur la route d'Inoi à Panaktos ;

- (7) une masse de calcaires blancs néritiques, à passées dolomitiques, que l'on peut attribuer au Trias moyen à supérieur (?).

c. COUPE DE LA FACE MERIDIONALE DU MONT PARNIS.

Au même endroit, nous avons déjà décrit une série détritique, d'âge djulfien (coupe de Ba-fi), et sur celle-ci, sans trace de discordance visible (fig. 45b), on observe :

- (1) 12 à 15 m de pélites schisteuses, micacées, avec de petits niveaux de grès

mal consolidés. Vers le sommet de la série apparaît un banc de calcaire fin, micritique, contenant quelques valves d'Ostracodes ;

- (2) 1 à 2 m de calcaires néritiques, gris, à grosses oolites passant par moment à une véritable oosparite ;
- (3) quelques mètres de schistes fins, marrons, friables ;
- (4) 1 à 1,5 m de calcaires gréseux, roux, contenant de nombreux grains de quartz et des paillettes de micas blancs chloritisés ;
- (5) des schistes écrasés ;
- un contact anormal ;
- (6) une masse de calcaire néritique dolomitique contenant des bancs de dolomie pulvérulente. On peut rattacher cette formation au Trias moyen à supérieur (?).

#### d. COUPE DE LA FACE EST DU MONT KOROMBILIA.

En partant du col qui sépare les calcaires du mont Beloujianni de ceux du mont Korombilia et en se dirigeant vers Ayos Jorgos, on observe de bas en haut (fig. 46) :

- (1) des formations détritiques composées d'une alternance de grès fins et de silts gréseux attribuée au Paléozoïque supérieur ou au Werfénien inférieur (?) ;
- (2) 3 à 5 m de calcaires fins, micritiques, lités, noirs, légèrement gréseux à Foraminifères peu abondants : *Meandrospira pusilla* (Ho), datant le Werfénien supérieur ;
- (3) 10 à 15 m de calcaires micritiques, gris-bleu, en plaquettes peu épaisses à la base et devenant plus massifs vers le sommet. Les plaques minces ont livré : *Glomospirella* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Glomospira densa* (Pantic), *Endothyranella* sp., *Microtubus* sp., Algues codiacées, datant l'Anisien ;
- (4) 100 m de calcaires néritiques blancs et gris, à Algues dasycladacées. La présence de *Glomospira* sp., d'*Endothyranella* sp. et de Duostominidés mal conservés indique que nous nous trouvons toujours dans le Trias moyen.

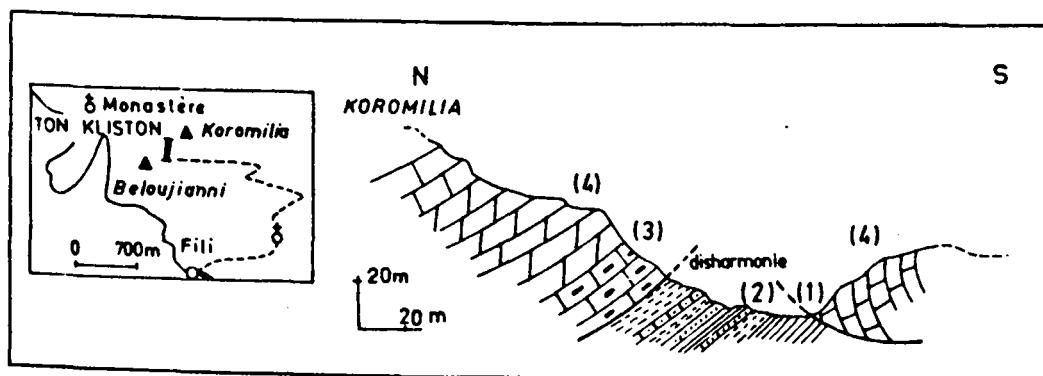


Fig. 46.- Coupe de la face Ouest du mont Korombilia.

Légende dans le texte.

#### e. COUPE DU FLANC MERIDIONAL DU MONT PLATI.

Sur le flanc méridional du mont Plati, en prenant la route qui conduit de la route péripérique du Parnis à la chapelle Ayos Yorgos, on rencontre (fig. 47a) :

- (1) des calcaires rouges, légèrement marmorisés, d'âge vraisemblablement anisien en contact anormal sur la série sous-jacente exempte de métamorphisme ;

- (2) des schistes et des grès en fines plaquettes que l'on attribue au Permo-Werfénien ;
- (3) des calcaires noirs micritiques, dans des schistes gris peu consolidés. Ces calcaires fins comportent quelques passées plus néritiques contenant des Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Meandrospira* sp., *M. dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien ;
- (4) 4 à 5 m de pélites gréseuses recélant des calcaires micritiques azoïques, en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur ;
- (5) 8 à 10 m de calcaires rouges noduleux passant vers le sommet à des calcaires dolomitiques plus clairs remplis de rhomboédres zonés de dolomite. Les niveaux néritiques préservés de la dolomitisation renferment : *Ophthalmidium* sp., *Glomospirella* sp., *Glomospira* sp., *Endothyranella wirsi* (Koehn-Zaninetti), datant l'Anisien ;
- (6) la série se poursuit par des calcaires dolomitiques azoïques en gros bancs. Dans cette série, il a été observé de nombreux changements de pendage marqués par des niveaux broyés indiquant le passage d'accidents tectoniques.

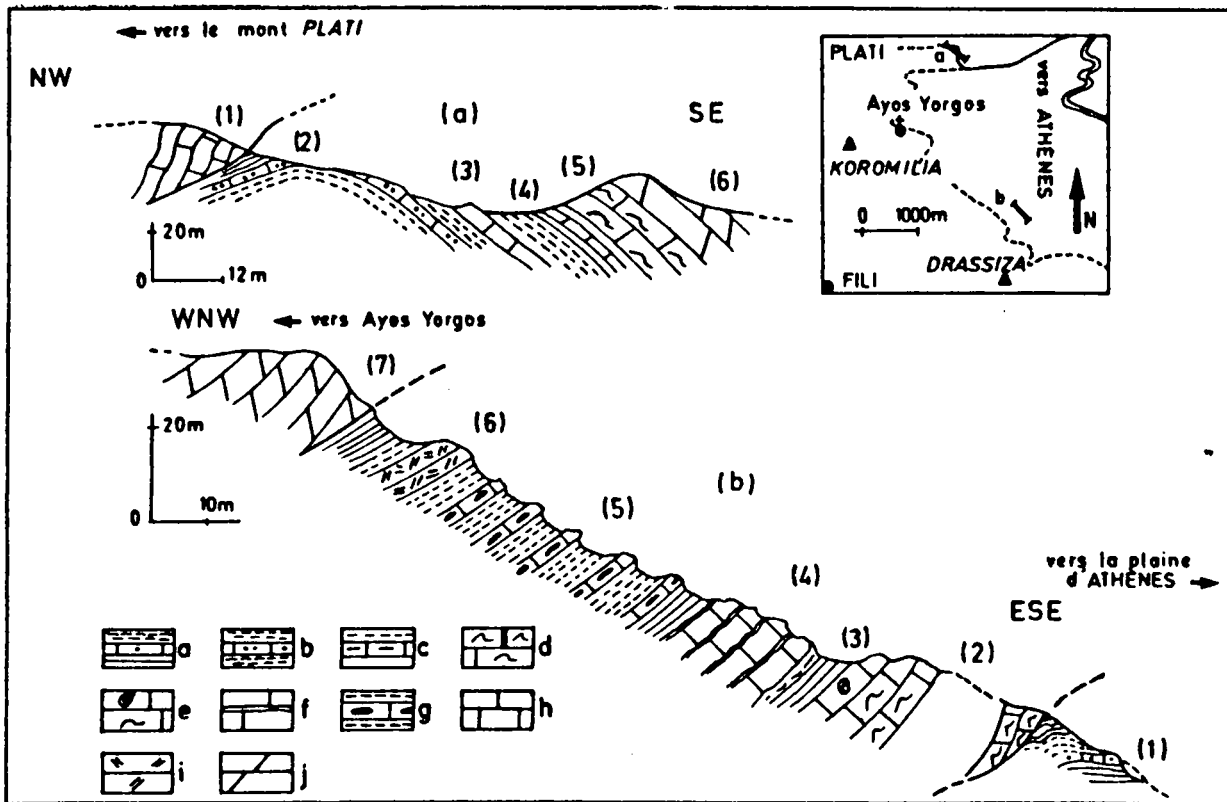


Fig. 47.- Coupes à l'Ouest du mont Parnis.

a. Coupe à l'Est du mont Plati. - b. Coupe au Sud Est de la chapelle Ayes Yorgos.

a. Schistes, pélites gréseuses et grès. - b. Schistes et grès. - c. Micrites noires à niveaux fossilifères. - d. Micrites rouges à filaments. - e. Empreintes d'Ammonites sur des micrites rouges. - f. Calcaires marneux. - g. Bancs micritiques à silex séparés par des pélites schisteuses. - h. Calcaires néritiques. - i. Tufs rhyolitiques. - j. Calcaires dolomitisés.

f. COUPE DE LA VALLEE DE DARDESA AU PIED DU MONT PARNIS.

En remontant la vallée qui sépare le flanc méridional du mont Parnis du mont Dardesa (fig. 47b), on emprunte un chemin muletier qui mène de la dépression d'Athènes à la chapelle Ayes Yorgos. De bas en haut on observe :

- (1) des schistes fins dans lesquels s'intercalent de rares bancs de grès grossiers. Par analogie avec les formations rencontrées près de la chapelle Metoxi, cette série détritique est à rapprocher du Carbonifère moyen
- (2) 50 m de calcaires à filonnets rouges, légèrement recristallisés représentant des biosparites envahies par des niveaux dolomités secondairement. Dans des lits plus noduleux, vers le sommet, il existe des Conodontes : *Gondolella* sp., *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Neogondolella* sp., *Prioniodina* sp., datant l'intervalle Anisien-Carnien. De plus, les lames minces ont livré des Foraminifères : *Glomospira densa* (Pantic), *Meandrospira dinarica* (Kochansky-Devidé et Pantic), *Trochammina almtalensis* (Koehn-Zaninetti), *Endothyranella* sp., datant l'Anisien.  
Au sommet de la série calcaire, plusieurs contre-empreintes d'Ammonifères ont été reconnues ;
- (3) 5 à 6 m de schistes fins ;
- (4) 8 à 10 m de calcaires marneux. Il s'agit de micrites fines à passées pélimitiques brunes. Les niveaux plus néritiques renferment : *Glomospira densa* (Pantic), *Ophthalmidium* sp., *Ammobaculites* sp., *Meandrospira dinarica* (Kochansky-Devidé et Pantic), *Neoendothyra* sp., "*Hemigordius*" sp., *Diplostromina* sp., datant l'Anisien ;
- (5) 20 m environ d'une alternance de calcaires micritiques fins à silex, contenant de nombreux filaments et de schistes fins micacés ;
- (6) 5 m de tuf rhyolitique, de teinte verte, à cassure conchoïdale parsemée de vacuoles plus foncées dont la taille varie du millimètre au centimètre. Ces vacuoles sont remplies de feldspaths chloritisés et de phyllites. Par endroits, on y trouve même quelques lithoclastes calcitisés. Dans la mésostase, riche en minéraux opaques (composés ferrifères), apparaissent des phyllites et des filonnets remplis de quartz secondaire. Quelques cristaux de quartz et de feldspath baignent dans cette mésostase. Très souvent, les phénocristaux de quartz, dont la taille varie de 0,5 à 1 mm, présentent des faces arrondies percées par des golfes de corrosion ; en outre, les phénocristaux de feldspath sont toujours altérés en donnant des minéraux secondaires (chlorites, calcite, etc...).
- (7) des schistes fins ;  
- un contact anormal ;
- (8) une masse de calcaires blancs biomicritiques, à débris d'Algues et microfaunes recristallisées.

#### 9. COUPE DE LA FACE SUD EST DU PARNIS.

La route asphaltée qui part de l'autoroute de Lamia à Athènes pour se rendre au sommet du mont Parnis passe par la chapelle Metoxi construite sur des schistes anciens. Après avoir traversé les formations récentes de la plaine d'Athènes (fig. 48), on rencontre de bas en haut :

- (1) des schistes fins marrons, intercalés de grès mal consolidés. Cette formation a été datée du Carbonifère moyen grâce à une belle microfaune de Fusulinidés ;
- (2) des calcaires néritiques gris foncé recristallisés. Les lames minces ont livré des Foraminifères mal conservés tels que : *Endothyranella* sp., Duostominidés, Trochaminidés, datant le Trias inférieur et moyen ;  
- une faille ;
- (3) 15 m de calcaires blancs recristallisés, à Algues et Mégalodontidés. Du point de vue microfaciès, ces calcaires biomicritiques à oncolites contiennent des minéraux néoformés de quartz en baguettes bipyramidées, et d'albite ;
- (4) 50 m de calcaires gris gris-blanc recristallisés, au sommet desquels on trouve des passages de calcaires rouges et gris foncé (Algues laminées) et de calcaires bréchiques à éléments arrondis ;

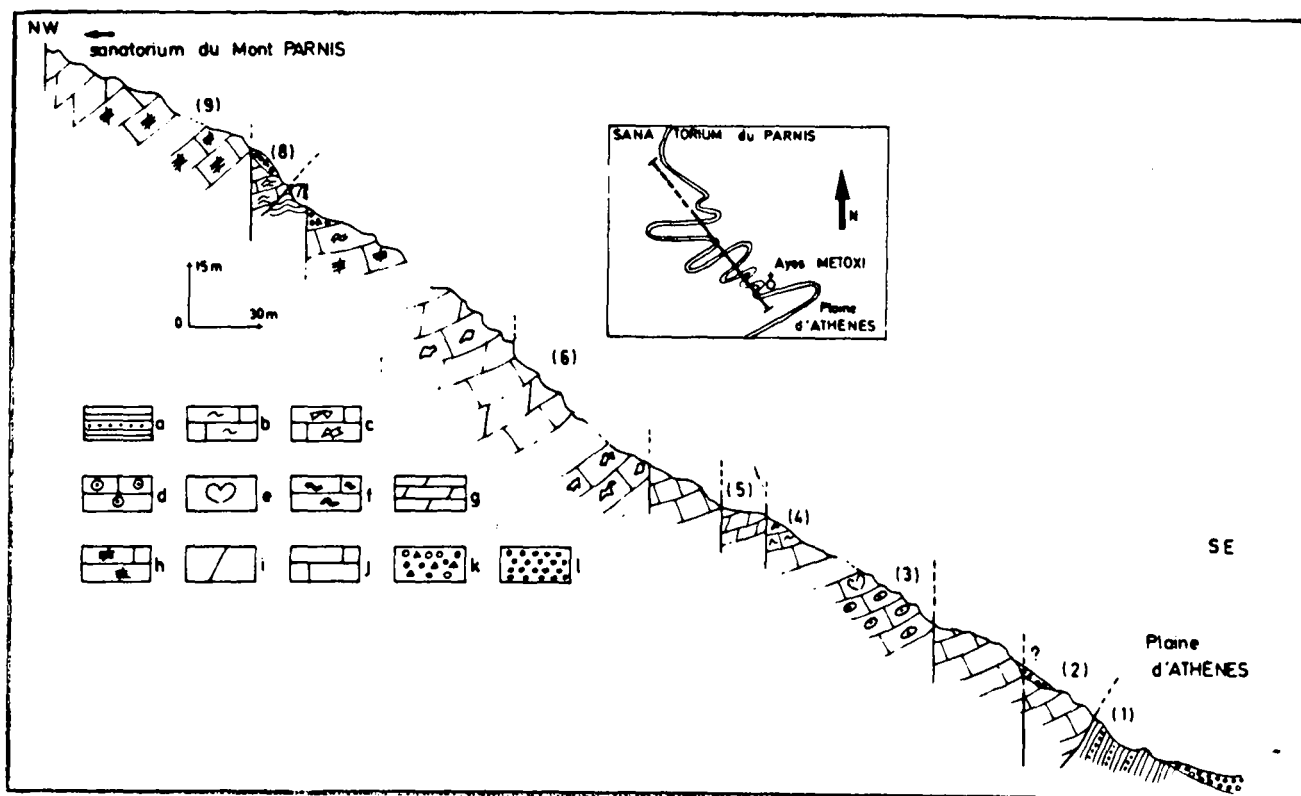


Fig. 48. - Coupe de la face Sud Est du mont Parnis.

a. Schistes et grès. - b. Micrites rouges à filaments. - c. Calcaires bréchiques. - d. Calcaires à Algues recristallisés. - e. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - f. Calcaires rubanés rouges et noirs à passées dolomitiques. - g. Calcaires dolomitiques. - h. Calcaires recristallisés. - i. Dolomies pulvérulentes. - j. Calcaires néritiques blancs. - k. Brèches de pente. - l. Formations néogènes et quaternaires.

- (5) 5 m de calcaires en plaquettes, coincés entre deux failles verticales. Ces calcaires, légèrement métamorphisés et partiellement dolomités, contiennent une belle faune de Foraminifères tels que : *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Endothyranella wirzi* (Koehn-Zaninetti), *Endothyranella* sp., *Endothyra* sp., datant l'Aniso-Ladinien ;
- (6) 300 à 400 m de calcaires blancs néritiques, légèrement recristallisés, haché par des failles verticales. Dans cette série azoïque, il existe quelques bancs repères, comme les calcaires bréchiques à éléments gris-noir, identiques à ceux que nous décrivons dans le massif du Kitheron ou les calcaires rubanés rouges et noirs, à passées dolomitiques blanches, que l'on voit dans des niveaux d'âge anisien ;
  - une faille verticale ;
- (7) 5 m de micaschistes interrompus de bancs de grès à ciment calcaires recristallisés. Cette formation détritique appartient vraisemblablement au Paléozoïque supérieur ;
- (8) 3 à 4 m de calcaires blancs et roses, recristallisés, dans lesquels on a pu reconnaître : *Glamospira* sp., *Meandrospira* sp., *Ammobaculites* sp., indiquant le Trias inférieur ou moyen ;
  - 20 m d'éboulis ;
- (9) 180 m environ d'une masse de calcaires blancs, à passées rouge et noire, métamorphisés. Ces calcaires marmorés ne nous ont pas révélé de microfaune identifiable en lame mince.

On arrive enfin au sommet du Parnis dans des calcaires blancs métamorphisés et dolomités

*Remarque* : cette coupe, apparemment très complexe, montre, comme c'est le cas dans le mont Dafna, qu'il existe probablement plusieurs unités structurales triasiques superposées dans ce secteur de la zone pélagonienne. Il paraît en effet très difficile d'admettre qu'un simple jeu de failles verticales en bordure de la plaine d'Athènes puisse faire affleurer des horizons triasiques aussi diversement recristallisés.

#### h. COUPE DU FLANC NORD DE LA VALLEE DE GROURA.

Sur le flanc Nord de la vallée de Groura, le chemin muletier qui rejoint la route d'Aya Paraskevi à Avlon traverse différentes séries bien datées. De bas en haut, affleurent (fig. 49

a) :

- (1) une série détritique appartenant au Paléozoïque supérieur ;
- (2) 15 m de calcaires rouges à filaments interrompus par quelques passées de calcaires roses dolomitisés secondairement. Vers le sommet de la formation, les niveaux deviennent plus bioclastiques et l'on y trouve des débris de Lamellibranches, d'Algues, d'Ostracodes et des Foraminifères : *Meandrospirella samueli* Salaj, *Ophthalmidium* sp., *Meandrospira* sp., datant l'Anisien ;
- (3) 5 à 8 m de schistes friables, marrons, intercalés de calcaires blancs micritiques azoïques, en fines plaquettes ;
- (4) 5 m de calcaires en plaquettes, légèrement rouges, contenant de minces passées dolomitiques remplies de rhomboédres néoformés d'assez grande taille (dolomite en puzzle).  
Dans quelques uns des bancs préservés de la dolomitisation, on peut voir quelques Foraminifères : *Glomospirella densa* (Pantic), *Ophthalmidium* sp., Duostominidés, datant l'Anisien ;
- (5) 40 m de calcaires néritiques blancs, magnésiens, en bancs massifs de 0,50 à 1 m de puissance. Ces calcaires renferment des passées bioclastiques et oolithiques dans lesquelles des Foraminifères ont été trouvés : *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Glomospira densa* (Pantic), *Ammobaculites* sp., *Diplotremina* sp., *Ophthalmidium* sp., datant l'Anisien ;
- (6) un niveau ferrugineux de quelques centimètres de puissance ;
- (7) des calcaires massifs crétacés, à débris de Rudistes.

#### 1. COUPE DE LA VALLEE DE GROURA VERS AYA PARASKEVI.

Vers le Sud Ouest, à 1 km environ de la coupe précédente, on emprunte un autre chemin muletier qui mène également à la route d'Aya Paraskevi à Avlon (fig. 49b). Le long de ce chemin et de bas en haut, on observe :

- (1) une série détritique formée de schistes et de grès fins, datée du Paléozoïque supérieur ;
- (2) 10 m de calcaires néritiques gris-blancs, microbréchiques, qui recèlent de minces petits niveaux oolithiques et pisolitiques. Les éléments des microbrèches sont formés essentiellement de calcaires à filaments, micritiques, azoïques ;
- (3) 20 m de calcaires rouges à filaments, avec des passées bioclastiques à Ostracodes et Foraminifères : *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Glomospira densa* (Pantic), datant l'Anisien ;
- (4) 50 m de calcaires néritiques blancs, dolomitisés, azoïques, que l'on peut rattacher au Trias moyen (?)



(5) un contact anormal ;

(6) une série crétacée à Rudistes à la base, dans laquelle on trouve des calcaires néritiques broyés.

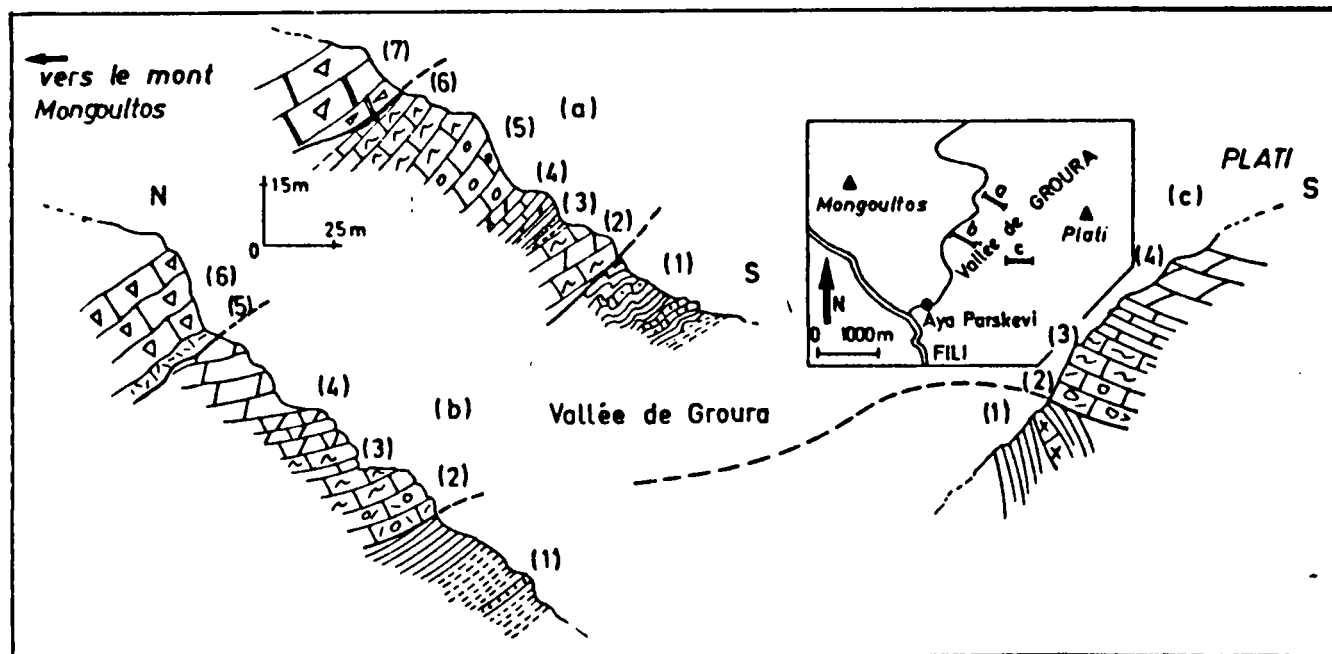


Fig. 49.- Coupes en bordure de la vallée de Groura.

a. Coupe du flanc Nord de la vallée de Groura. - b. Coupe au Sud Ouest de la vallée de Groura. - c. Coupe du flanc Sud Ouest du mont Plati.

Légende dans le texte.

#### j. COUPE DU FLANC SUD OUEST DU MONT PLATI.

Sur le bord de la route qui conduit au captage d'eau potable aménagé pour l'alimentation de la localité de Fili, nous avons mis en évidence (cf. *supra*, fig. 26) des niveaux fossilifères datés du Permien inférieur. A 200 m au Sud de l'affleurement décrit, il affleure :

- (1) des formations schisteuses, contenant des calcaires bioclastiques à sections de Fusulinidés recristallisés ;  
- un contact anormal ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires bréchiques, gris-blanc, à passées colitiques et pisolitiques ;
- (3) 10 à 15 m de calcaires rouges, fins, à filaments et passées néritiques. Dans les niveaux néritiques, nous voyons apparaître les lits centimétriques de dolomites en cristaux zonés dont la taille varie entre 0,5 et 1 mm. Les lames minces ont livré : *Ophthalmidium* sp., *Glomospirella* sp., *Glomospira* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien ;
- (4) la série se poursuit par une série néritique sans fossiles, puissante, formée de carbonates dans lesquels il existe de nombreux niveaux dolomitisés.

#### k. COUPE DE LA ROUTE DE TATOI.

Dans la partie Est de la chaîne du Parnis, entre les monts Flambouri et Xerovouni, affleurent des formations détritiques datées du Paléozoïque supérieur. Sur celles-ci, reposent, en contact anormal, des unités structurales triasiques. Le profil levé dans ce secteur (fig. 50)

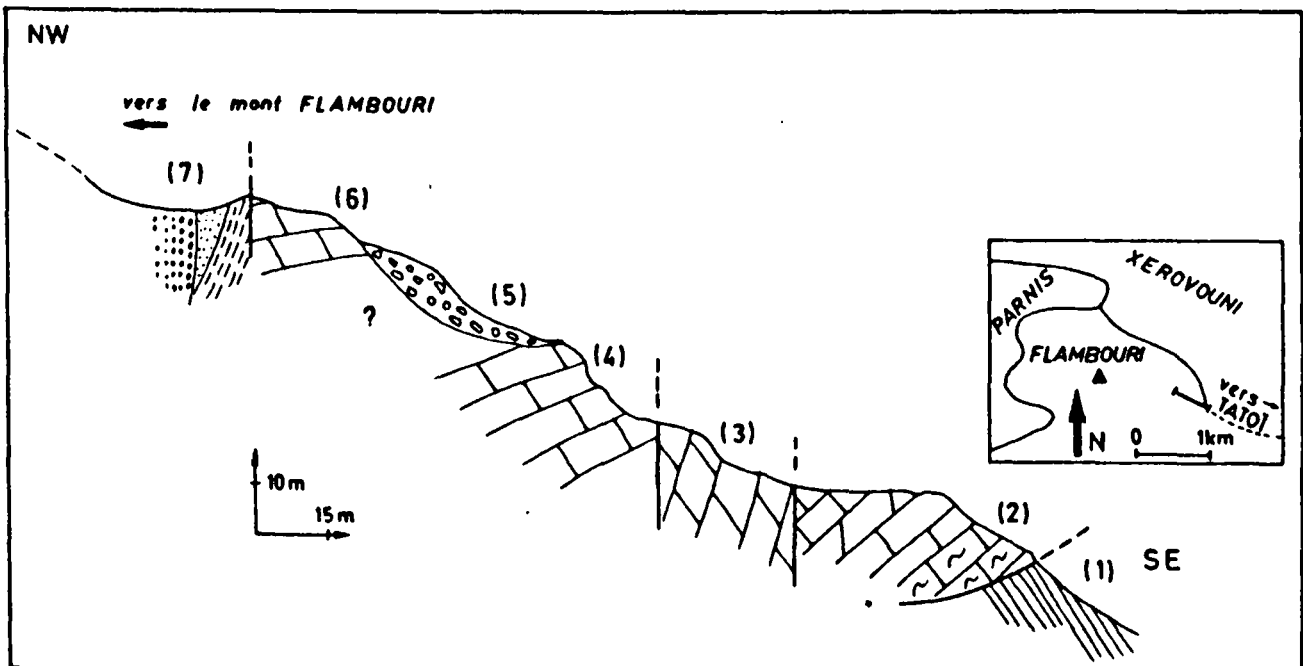


fig. 50.- Coupe dans le secteur oriental du mont Parnis.

Légende dans le texte.

part du refuge construit en bordure de la grande vallée qui sépare la chaîne du Parnis et la partie méridionale du mont Xerovouni, pour se diriger vers le sommet du mont Flambouri :

- (1) des formations détritiques très épaisses, composées de schistes et de grès, appartenant au Paléozoïque supérieur ;
- (2) 20 m de calcaires néritiques blanc et rouges. A la base de cette série, les calcaires sont lités et contiennent des Foraminifères : *Lagénidés*, *Endothyra* sp., *Glomospirella* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien.  
Dans des niveaux plus fins à "filaments" de calcaire, il a été trouvé des Conodontes : *Gondolella navicula* (Huckriede), *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Prioniodina* *Cypridodella muelleri* (Tatge), s'étageant de l'Anisien au Carnien inférieur ;
  - une faille verticale ;
- (3) 12 m de calcaires massifs, blancs, dolomitisés, dans lesquels il n'a pas été trouvé de microfaune ;
  - une faille verticale ;
- (4) 10 m de calcaires rouges, recristallisés, dans lesquels on a pu reconnaître des Foraminifères : *Duostominidés*, *Endothyra* sp., *Glomospirella* sp., *Meandrospira* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, datant l'Anisien ;
- (5) des éboulis sur une vingtaine de mètres ;
  - une faille verticale ;
- (6) 5 à 6 m de calcaire blanc recristallisé ;
- (7) des formations paléozoïques datées du Carbonifère supérieur.

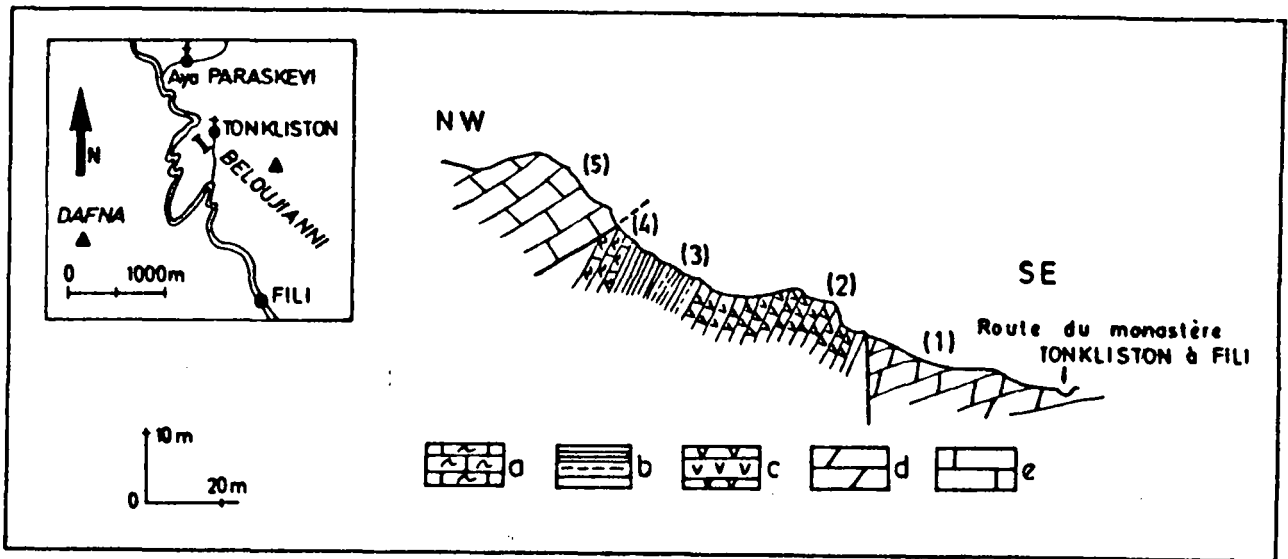


Fig. 51.- Coupe au Sud Ouest du monastère Ton Kliston.

a. Micrites rouges à filaments. - b. Pérites schisteuses et gréseuses. - c. Tufs rhyolitiques. - d. Calcaires magnésiens. - e. Calcaires néritiques gris-bleu.

#### 1. COUPE AU SUD OUEST DU MONASTERE TON KLISTON.

Au Nord du village de Fili, en bordure de la route qui s'arrête au monastère Ton Kliston, le chemin qui rejoint le chemin de Fili à Aya Paraskevi traverse (fig. 51) :

- (1) des calcaires néritiques blancs, recristallisés ;
- (2) 8 à 10 m de tuf rhyolitique, de couleur vert clair, avec de nombreuses traces de couleur vert foncé. Ces traces, qui donnent un aspect moucheté à la roche, représentent très souvent des lithoclastes phyllitisés. La mésostase vitreuse et porphyrique renferme de nombreux grains de cristaux opaques arrondis ou oblongs. Les rares phénocristaux de quartz, dont les contours dessinent des golfes de corrosion très profonds, sont presque toujours cataclasés et à extinction roulante. Les phénocristaux d'orthose et d'albite, parfois déterminables, sont très souvent altérés en chlorite.
- (3) 3 à 4 m de grès à éléments volcaniques et des schistes gris. Ces grès friables, à matrice péritique, renferment de nombreux éléments anguleux formés de tufs rhyolitiques, de grains de quartz cataclasés, de feldspaths altérés
- (4) 2 à 3 m de calcaires néritiques noirs, à filonnets rouges, dans lesquels on peut voir des Foraminifères : *Duostominidés*, *Ophthalmidium* sp., *Endothyra nels-la* sp., *Glomospira* sp., *Diplostromina* sp., *Endothyra* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien ;
- (5) une masse de calcaire blanc, à passées dolomitiques, appartenant au Trias moyen à supérieur (?), venant en contact anormal avec la série d'âge anisolinien.

Il est à remarquer que cette série est légèrement renversée car les tufs sont considérés comme ladinien et la série sous-jacente représente la partie sommitale de l'Anisien et le passage au Ladinien.

m. AUTRES AFFLEUREMENTS : LE MONT VOUNO-TIS-FILIS.

En bordure de la route qui conduit d'Aya Paraskevi à Avlon, on emprunte un chemin qui part du premier col pour se diriger vers le monastère Ton Kliston. Le chemin est creusé dans les formations clastiques du Paléozoïque supérieur sur lesquelles repose, en contact anormal, un ensemble de calcaires massifs qui se divise en deux sous-ensembles distincts :

- 30 à 40 m de calcaires noduleux, gris et rouges. Les lames minces ont livré des Ostracodes et des Foraminifères : *Lagénidés*, *Ophtalmidium* sp., *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Involutina eomesozoïca praecursor* Gazdzicki, *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien supérieur ;
- 100 à 150 m de calcaires gris-bleu, néritiques, en bancs réguliers, azoïques à la base. Ces biomicrites à bioclastes, pellets, oncolites, recèlent vers le sommet de nombreux Foraminifères : fantômes d'Involutinidés, *Agathammina* sp., *Involutira sinuosa sinuosa* Weynschenk, datant le Trias supérieur.

n. COUPE DE LA CARRIERE DU "MINERAL DE FER" DE STEPHANI DANS LA HAUTE PLAINE DE SKOURTA

En abordant par le Sud Ouest sur le site de la "mine de fer" de Stephani, on arrive par un

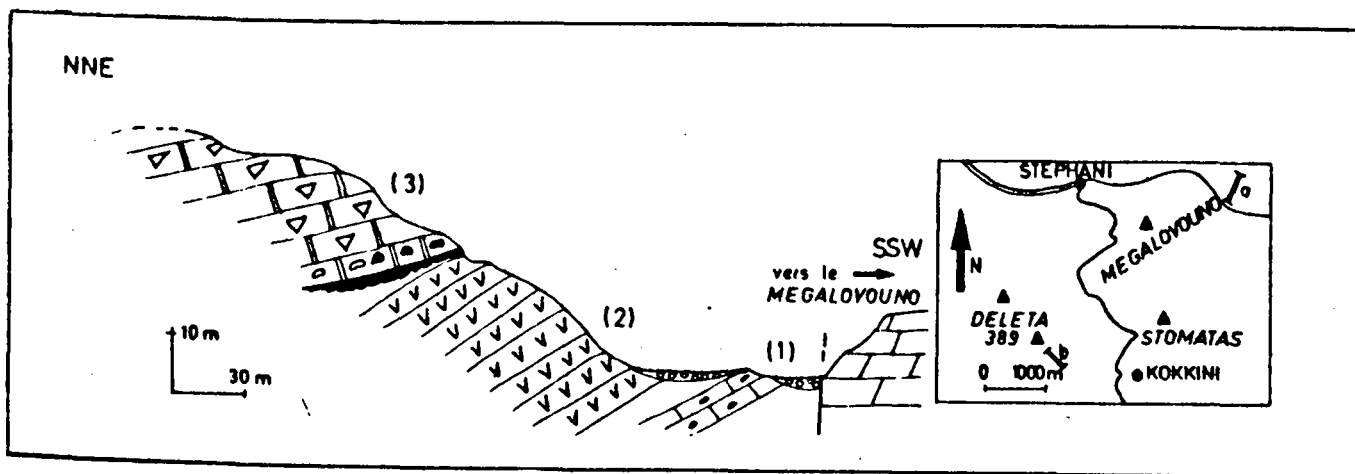


Fig. 52.- Coupe de la carrière de "minéral de fer".

Légende dans le texte.

chemin qui est tracé dans les formations récentes de la haute plaine de Skourta (fig. 52) :

- (1) à l'extrémité Sud de la dépression, des calcaires en bancs irréguliers affleurent au milieu du Néogène. Ces calcaires noduleux sont représentés par des biomicrites à pellets et passées pélitiques. Ils apparaissent sur quelques mètres seulement. Au microscope, ils recèlent une microfaune remarquable d'*Ammodiscinae* : *Glomospira densa* (Pantic), *Glomospirella grandis* (Salaj), de l'Anisien ;
- (2) 25 à 30 m de tuf rhyolitique, de couleur verte et rouge. A l'affleurement, cet ensemble occupe 200 à 300 m de long sur 25 à 30 m d'épaisseur. Au sommet de la formation, la croûte ferrallitique, épaisse de plusieurs mètres, recouvre les formations effusives. La carrière, qui n'est plus en exploitation, a été creusée dans un chapeau de fer provenant de l'altération aérienne des roches effusives sous-jacentes. Ces tufs, bien distincts par la couleur sur le terrain, ne présentent pas de différences tant du point de vue pétrographique que du point de vue géochimique.

Du point de vue pétrographique, dans une mésostase fluidale émaillée de nombreux filonnets de quartz secondaire à extinction roulante, on reconnaît des phénocristaux de quartz corrodés et de feldspaths phyllitisés, quelquefois mâclés (mâcle de Carlsbad). En revanche, les petits grains de feldspath (microlite), préservés de l'altération, sont très souvent finement mâclés selon la mâcle de l'albite. Les minéraux secondaires sont de la magnétite, de l'hématite, un peu de sphène, des chlorites, des zéolites et des vermiculites. Du point de vue géochimique (tabl. VII) ces rhyolites voient leur teneur en silice décroître tout en gardant un fort pourcentage en potassium. De plus, elles sont plus alumineuses et plus ferriques.

Du point de vue normatif, quartz et feldspaths occupent toujours 88,3 % de la roche mais la quantité de quartz n'est plus que de 25,54 %. Il est à noter que l'orthopyroxène apparaît. Ces roches sont à rapprocher des dacites ;

- (3) une formation transgressive Crétacé supérieur qui repose en discordance sur les venues effusives.

#### o. COUPE AU PIED DU MONT 389 A L'OUEST DE KOKKINI.

En remontant la vallée sèche située à l'Ouest de Kokkini pour se diriger vers le mont 389, on rencontre du Sud vers le Nord (fig. 53.)

- (1) une masse de calcaires néritiques blancs, à passées dolomitiques. Cette masse calcaire constitue le rebord septentrional de la plaine d'Aspropyrgos ;
- (2) entre deux failles verticales, des tufs rhyolitiques rouges (2b). C'est une roche microlitique-porphyrique dont la mésostase phyllitisée est parsemée de vacuoles remplies de phénocristaux de quartz corrodés, feldspaths altérés et de composés ferrugineux opaques. Les phénocristaux de feldspaths sont transformés en micas blancs, chlorites, apatites et séricites. Les microlites, préservés de l'altération, sont mâclés selon la mâcle de l'albite. A la base de ces roches effusives, affleurent des formations détritiques composées de pélites gréseuses et de pélites schisteuses. Dans un banc de microbrèches (2a) intercalées dans ces pélites, on trouve des fragments de tufs rhyolitiques verts et rouges, des éléments calcaires contenant des filaments de grains de quartz et de feldspaths. Le ciment renferme des Foraminifères *Glomospira* sp., *Rheofax* sp., *Agathammina* sp., *Ammobaculites*, *Earlandia tintinniformis* (Misik), du Trias moyen ;
- (3) 5 à 6 m de calcaires plus rouges, plus foncés, dans lesquels on a pu mettre en évidence des Conodontes : *Gladigondolella tethydis* (Buckriede), *Neospathodus homeri* (Bender), *Gondolella* sp., datant l'Aniso-Ladinien ;
- (4) 7 à 8 m de calcaires marneux jaunâtres, à ciment pélitique, dans lesquels il existe des niveaux détritiques grossiers, à débris de pyroclastites mélangés à des éléments carbonatés à filaments ;

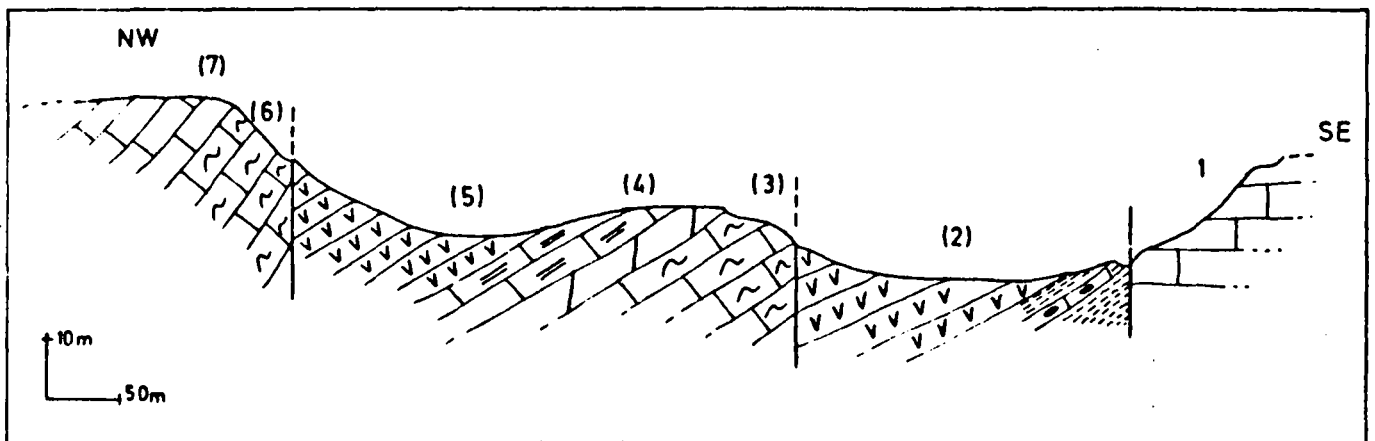


Fig. 53.- Coupe à l'Ouest de Kokkini.

Localisation fig. 52. Légende dans le texte.

- (5) 20 m de tuf vert rhyolitique. Ce sont des roches vert clair, remplies de vacuoles, qui donnent à la roche un aspect moucheté. Ces vacuoles sont remplies de feldspaths altérés qui donnent des traces brunes. La texture est fluidale et par endroit, microlitique. La mésostase est riche en cristaux opaques (magnétite). Les rares phénocristaux présents sont des quartz et des feldspaths. Les quartz sont cataclasés, à extinction roulante, et présentent de nombreux golfes de corrosion. Les feldspaths sont phyllitisés en chlorite ;
- (6) 15 m de calcaires néritiques rouges, à filaments, à Algues Diplopores, à Ostracodes et à Foraminifères, parmi lesquels nous avons reconnu : *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *E. wirzi* (Koeht-Zaninetti), de l'Anisien ;
- (7) une série de calcaires blancs néritiques, à Algues et débris de Brachiopodes, dans laquelle aucune microfaune n'a été reconnue.

p. COUPE AU PIED DU MONT MEGALOVOUNO.

Le chemin muletier qui conduit de Stephani à la mine de fer, dont la coupe a été décrite plus haut, passe au Sud du mont Megalovouno. En contact anormal, sur les formations détritiques

(1) versicolores attribuées au Paléozoïque supérieur, on observe (fig. 54a) :

- (2) 8 à 10 m de calcaires fins, marneux, jaunâtres, à ciment pélitique, intercalés dans une série détritique ;
- (3) 15 à 20 m de tufs rhyolitiques verts, à texture microlitique porphyrique et fluidale autour des phénocristaux. La mésostase est complètement phyllitisée et remplie de minéraux opaques. Les phénocristaux sont composés de cristaux de quartz à extinction roulante et à nombreux "golfes de corrosion" et de feldspaths altérés. Ces phénocristaux ont une taille variant entre 0,5 et 2 mm ;
  - une faille verticale ;
- (4) une masse importante de calcaires blancs néritiques, formant le mont Megalovouno. Dans ces calcaires, on trouve des bancs de calcaires dolomitiques, épais de plusieurs mètres. En se déplaçant vers l'Est, avant d'arriver dans la clairière de la mine de fer, affleurent des calcaires néritiques à passées oncolitiques et gris clair, en bancs réguliers de 5 à 10 cm d'épaisseur, dans lesquels nous avons trouvé :
  - des Algues : *Sphaerocodium* sp. ;
  - des Foraminifères : Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., *Endothyranella* sp., *Agathammina* sp., *Ammobaculites*, *Rheofax* sp. ;datant l'intervalle ladino-carnien.

q. COUPE DE LA ROUTE DE STEPHANI A KOKKINI.

La route qui conduit de Kokkini à Stephani présente de nombreux affleurements datés sporadiquement par des Foraminifères pour le Trias, et par homologie, de faciès pour le Paléozoïque.

Au col, à 2 km de Stephani, on observe une série de passage paléozoïque supérieur-trias inférieur moyen. De bas en haut, on voit (fig. 54b) :

- (1) une série détritique versicolore dans laquelle il est aisé de reconnaître des poudingues à galets arrondis et mats de quartz blanc laiteux et de feldspaths passablement altérés, des grès à ciment quartzeux dont les éléments siliceux sont hétérocentimétriques, des silts et des schistes de couleurs variées ;
- (2) 25 à 30 m de calcaires gris-noir, à taches rouilles, en bancs réguliers décimétriques, séparés par des bancs de silts et de schistes de quelques centimètres. La recherche de pollen et de spores dans ces bancs argileux s'est

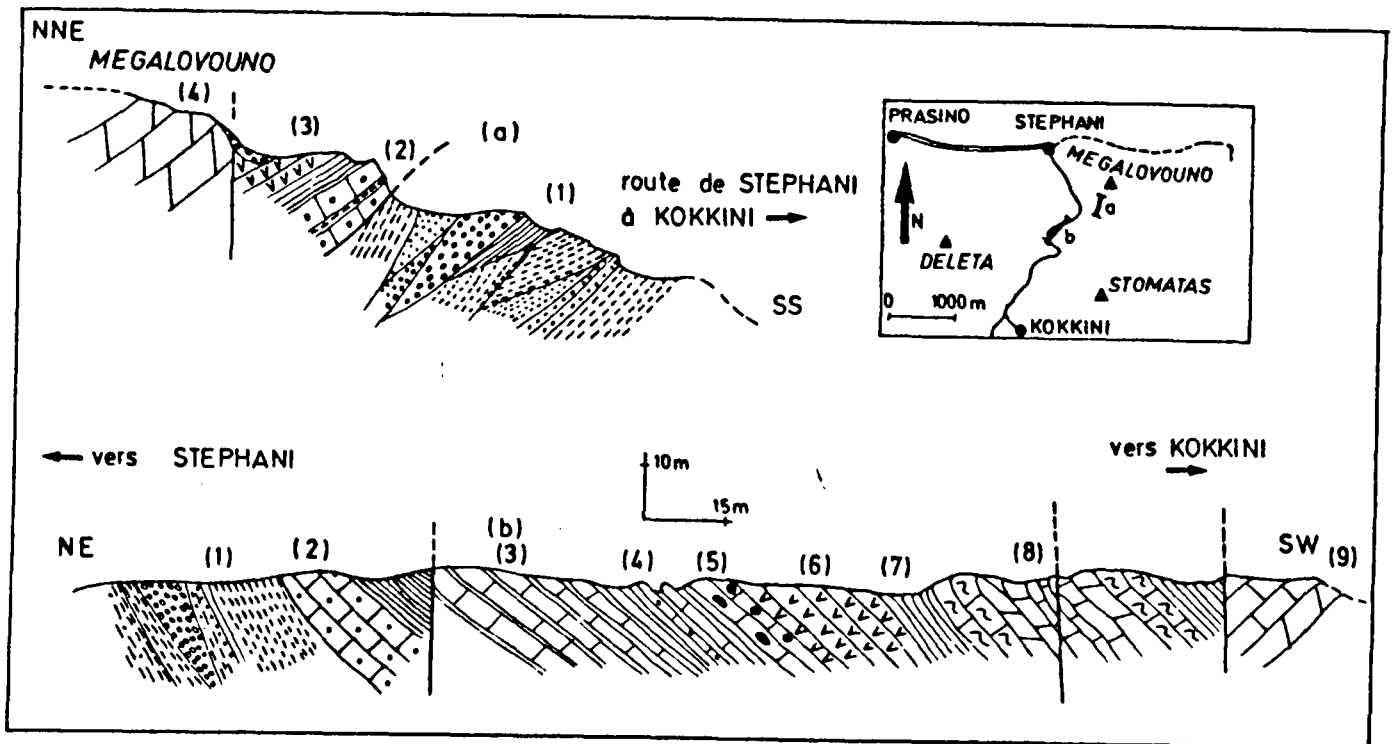


Fig. 54.- Coupes dans la partie occidentale du mont Parnis.

a. Coupe au pied du mont Megalovouno. - b. Coupe de la route de Stephani à Kokkini.

Légende dans le texte.

avérée infructueuse. Dans les calcaires gris-noir à taches rouilles, qui sont des micrites fines épigénisées par place par de la dolomite microcristalline, on rencontre des valves d'Ostracodes, des filaments de coquilles, de petits Gastéropodes et quelques Foraminifères : *Glomospirella* sp., qui pourraient dater le Trias inférieur ou peut-être même moyen (d'après Zaninetti et Altiner (1981).

Cette espèce de *Glomospirella*, probablement nouvelle, est actuellement en cours d'étude au laboratoire de Micropaléontologie de l'Université de Genève ;

- une faille verticale ;

- (3) 15 à 20 m de micrites gris-bleu, intercalées de niveaux de pélites fines. Ces micrites à filaments n'ont pas pu être datées ;
- (4) 8 à 10 m de schistes, grès roses, et de calcaires très peu épais. Ce sont des pelmicrites avec de rares filaments et n'ayant livré aucune microflore ou microfaune. Quant aux grès roses, ils sont à ciment pélitique et contiennent des éléments tels que des quartz, des feldspaths, des micas blancs et des chlorites altérées ;
- (5) 10 m environ de calcaires micritiques noirs, à silex, recélant de petits filaments et quelques petits cristaux de dolomite recristallisés ;
- (6) 5 à 8 m de tufs verts rhyolitiques.

L'analyse microscopique montre que ce sont des roches microlitiques porphyriques contenant de rares phénocristaux de quartz ou de feldspaths visibles à l'œil nu. La mésostase, riche en grains de minéraux opaques (composés du fer) est vitreuse. Les filonnets, remplis de quartz secondaire, donnent à la roche un aspect tigré. Les phénocristaux de quartz, dont la taille varie de 0,5 à 2 mm, présentent de nombreuses traces de corrosion et sont à extinction roulante. Les phénocristaux de feldspaths sont difficilement déterminables car ils sont très altérés en chlorite, séricite, épidote. Les moins altérés peuvent être rangés parmi les oligoclases (An 25) ;

- (7) 2 à 3 m de schistes brun-roux ;
- (8) 10 à 15 m de calcaires néritiques, gris à la base, mais qui deviennent rouges vers le sommet, formant un anticlinal. Dans ces calcaires rouges, noduleux dans la partie supérieure, on peut voir des fragments d'Algues, d'Echinodermes et des Conodontes peu nombreux : *Spathognathodus homeri* Bender, *Gladigondolella tethydis* Huckriede, *Hindeodella* sp., datant l'Aniso-Ladinien
- (9) des calcaires magnésiens, blancs, à passées néritiques, contenant des sections d'Algues, des fragments de Lamellibranches et des valves d'Ostracodes recristallisées. Ces calcaires sont à rapprocher du Trias moyen à supérieur (?).

r. COUPE A 1 km A L'OUEST DE PANAKTOS EN DIRECTION D'INOI.

Avant d'arriver sur la haute plaine de Skourta, à 1 km à l'Ouest de Panaktos, dans un virage en épingle à cheveux de la route d'Inoi à Stephani, on voit une série complexe d'âge inconnu (1), formée de schistes verts épimétamorphiques, de calcaires marmoréens et de coulées rhyolitiques, venir en contact par faille contre des calcaires rouges triasiques. De bas en haut, (fig. 55) affleurent :

- (2) 4 à 5 m de calcaires rouges néritiques, compacts. Ces calcaires sont des biosparites à débris d'Echinodermes, d'Algues, de valves d'Ostracodes et des Foraminifères : *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien. Une recherche de Conodontes a livré une rare faune : *Neogondolella* sp., *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), couvrant l'intervalle ladino-carnien :

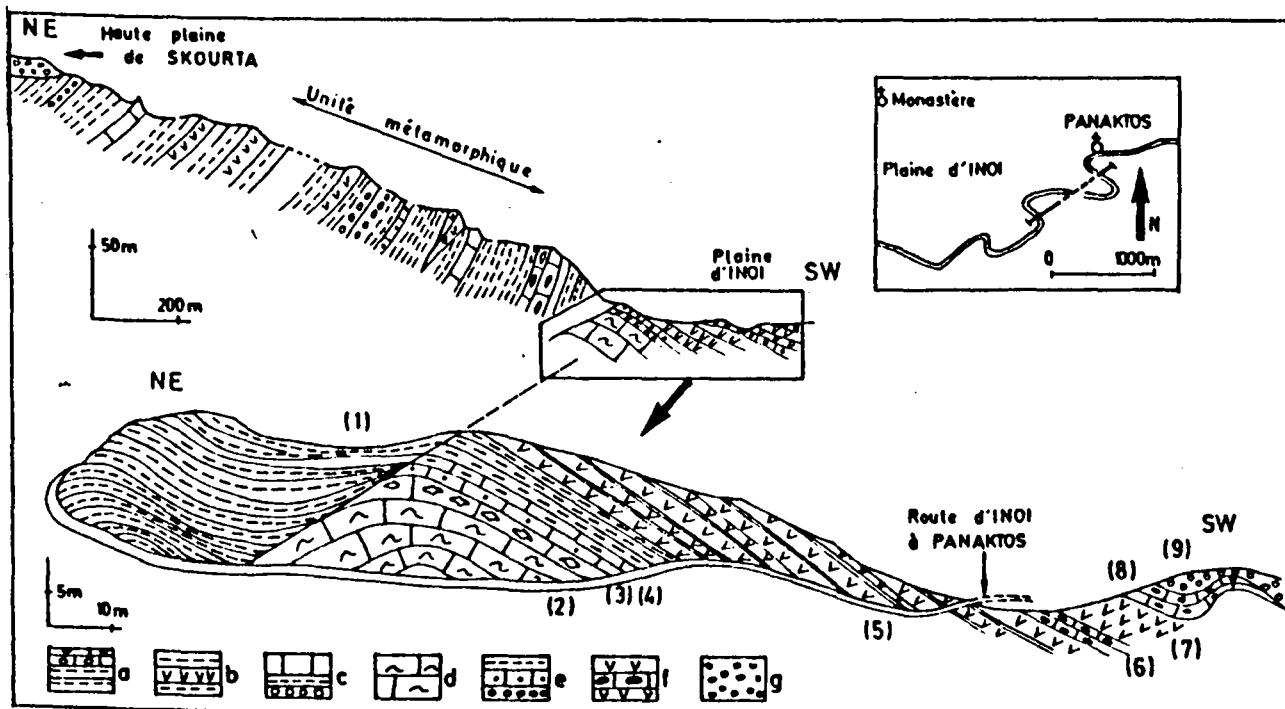


Fig. 55.- Coupe à 1 km à l'Ouest de Panaktos.

La partie supérieure de la figure (1) et l'unité métamorphique seront traitées dans la troisième partie de ce mémoire, réservée à l'étude des terrains métamorphiques.

a. Schistes verts et calcaires bréchiques marmoréens. - b. Venues effusives rhyolitiques. - c. Conglomérats dans des pélites gréseuses et calcaires recristallisés blancs azoïques. - d. Micrites rouges à filaments. - e. Microbrèches et conglomérats. - f. Calcaires micritiques noirs à silex intercalés dans des tufs rhyolitiques. - g. Formations néogènes et quaternaires.



- (3) 2 à 3 m de poudingue à ciment calcaire et éléments roulés de calcaires rouges et gris-bleu. J'ai pu découvrir *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, des filaments et des débris d'Algues. Les calcaires rouges et les galets de calcaires gris-bleu contiennent des oolites identiques à celles que j'ai décrites dans le Parnis ;
- (4) 3 à 4 m de grès fins, roses, et de schistes gréseux au sommet. Dans les grès à ciment calcaire, on trouve des éléments quartzeux et des éléments calcaires. L'un d'entre eux a livré *Glomospira* sp. ;
- (5) 50 à 60 m de tufs rhyolitiques avec des niveaux schisteux intercalés. Ces niveaux ont une épaisseur de quelques centimètres. Cette roche effusive, de couleur verte, présente de nombreuses traces vert foncé. Il s'agit d'une roche à texture fluidale, bien visible autour des phénocristaux et à texture la plupart du temps microlitique-porphyrrique. La roche est très souvent cataclasée. La mésostase vitreuse renferme de nombreux grains de cristaux opaques (composés du fer). Des filonnets de quartz secondaire traversent la roche. Les rares phénocristaux sont représentés essentiellement par du quartz avec de nombreux "golfs de corrosion" et des feldspaths phyllitisés. Les petits microlites sont souvent préservés de l'altération et présentent les mâcles de l'albite. Les minéraux accessoires, nés de l'altération, sont très souvent représentés par de l'épidote, des chlorites, des mica blancs, de la séricite.  
La teneur en SiO<sub>2</sub> est de 76 %. Sodium et potassium sont à peu près équivalents, se situant aux environs de 3,5 % alors que les teneurs en TiO<sub>2</sub> et en MnO sont très faibles et que CaO et MgO sont inexistantes. Cette roche contient du corindon et de l'orthopyroxène normatifs (tabl. VII) ;
- (6) 4 à 5 m de calcaires micritiques fins, à silex, dans lesquels je n'ai pu découvrir de faune ;
- (7) 10 à 12 m de tufs rhyolitiques (5') verts, identiques à ceux que nous avons décrits précédemment ;
- (8) 4 à 5 m de micrites (6') fines, azoïques, à silex ;
- (9) des formations néogènes transgressives.

La partie Nord Est de la coupe, vers la haute-plaine de Skourta, sera traitée dans le chapitre consacré au métamorphisme ;

#### s. COUPE AU SUD OUEST DE PRASINO.

En suivant le chemin muletier qui passe près de la route de Prasino à Inoi et en se dirigeant vers Kokkini, on passe près du mont Paléokastro (fig. 56). Au pied de ce mont, il apparaît :

- (1) une série détritique paléozoïque renfermant des niveaux de phtanites, des pélites schisteuses et gréseuses, des rhyolites très altérées et des minces bancs de calcaires micritiques azoïques ;
- (2) 0,50 à 1 m de poudingue rouge en éboulis. Ce poudingue, à ciment calcaire, est formé de galets de :
  - calcaires gréseux fins, à grains de quartz détritique. Dans le ciment spathique, on trouve parfois des granules opaques (composés ferrugineux) ;
  - calcaire oolitique et pisolitique ;
  - micrites fines à filaments ;
- (3) 8 à 10 m de calcaires fins, noirs, en plaquettes, dans lesquels les lames minces ont livré des Foraminifères : Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Glomospirella* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien ;
- (4) 10 à 15 m de calcaire rouge, dolomitisé secondairement. Dans des niveaux néritiques préservés de la dolomitisation, j'ai pu observer des Foraminifères *Meandrospirella* sp., *Glomospira* sp., *Endothyra* sp., du Trias moyen ;

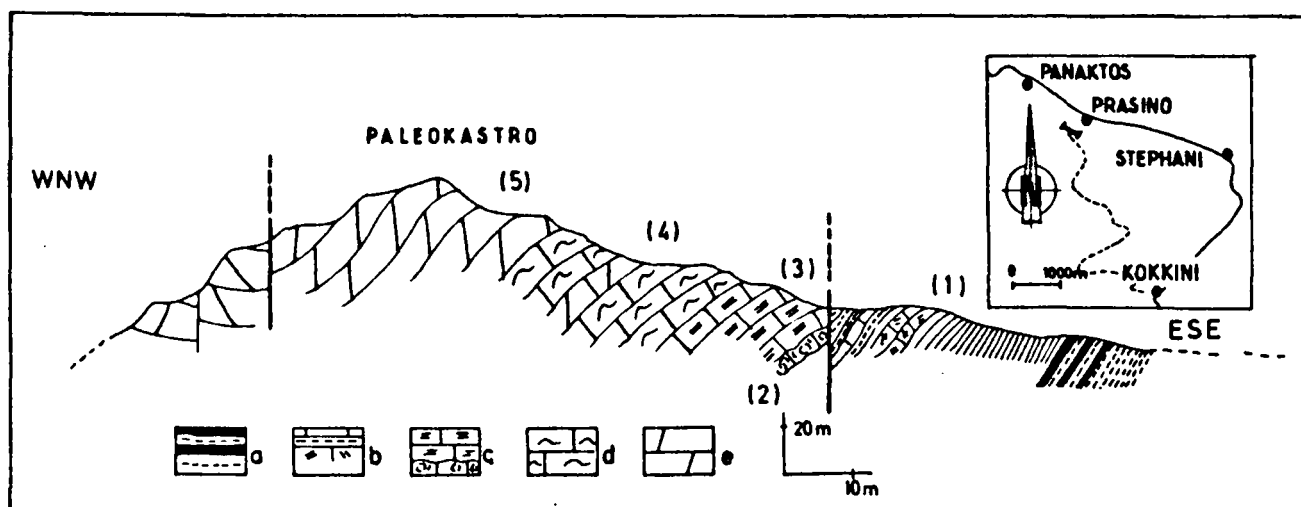


Fig. 56.- Coupe au Sud Ouest de Prasino.

a. Férites gréseuses et phylites intercalées. - b. Rhyolites altérées, pélites gréseuses et calcaires azoïques. - c. Conglomérats, calcaires fins. - d. Micrites à filaments. - e. Calcaires néritiques dolomitisés.

(5) 30 à 40 m de calcaires néritiques blancs, dolomitiques, dans lesquels aucune faune n'a été repérée.

#### t. COUPE DU MONT DAFNA.

Le mont Dafna se dresse au Nord Ouest de la localité de Fili ; pour y accéder, on longe le mont Vouno-tis-Fili par le Nord et l'on prend la vallée Mavrorema jusqu'au carrefour de cette vallée avec le chemin muletier qui conduit au sommet du mont Dafna. On observe de bas en haut (fig. 57a)

- (1) 150 à 200 m de calcaires blancs néritiques, avec de nombreux bancs de calcaires magnésiens. Cette masse de calcaires contient des traces de Mégalodontidés, des Ostracodes et des traces d'Algues. Dans les niveaux plus bioclastiques, il est à noter la présence de traces recristallisées suggérant des Involutinidés. Il pourrait alors s'agir des calcaires massifs du Trias supérieur ;
- (2) 3 à 4 m de calcaires bréchiques, avec des blocs anguleux et striés. La présence de ces blocs indique probablement le passage d'un accident tectonique, car nous l'avons retrouvé à plusieurs endroits sur la face orientale du mont Dafna ;
- (3) 50 à 60 m de calcaires blancs néritiques contenant des passées oolitiques, oncolitiques et finement micritiques. A la base, les lames minces ont livré des Foraminifères : *Ophtalmidium* sp., *Endothyranella* sp., *Spiriamphorella* sp., datant le Ladin-Carnien ;
- (4) vers le sommet, on peut voir des traces de cuirasses latéritiques formées de galets roulés, hétérocentimétriques.
- (5) 10 à 15 m de micrites roses à Globotruncanidés, en fines plaquettes, contenant des fragments roulés de latérites.

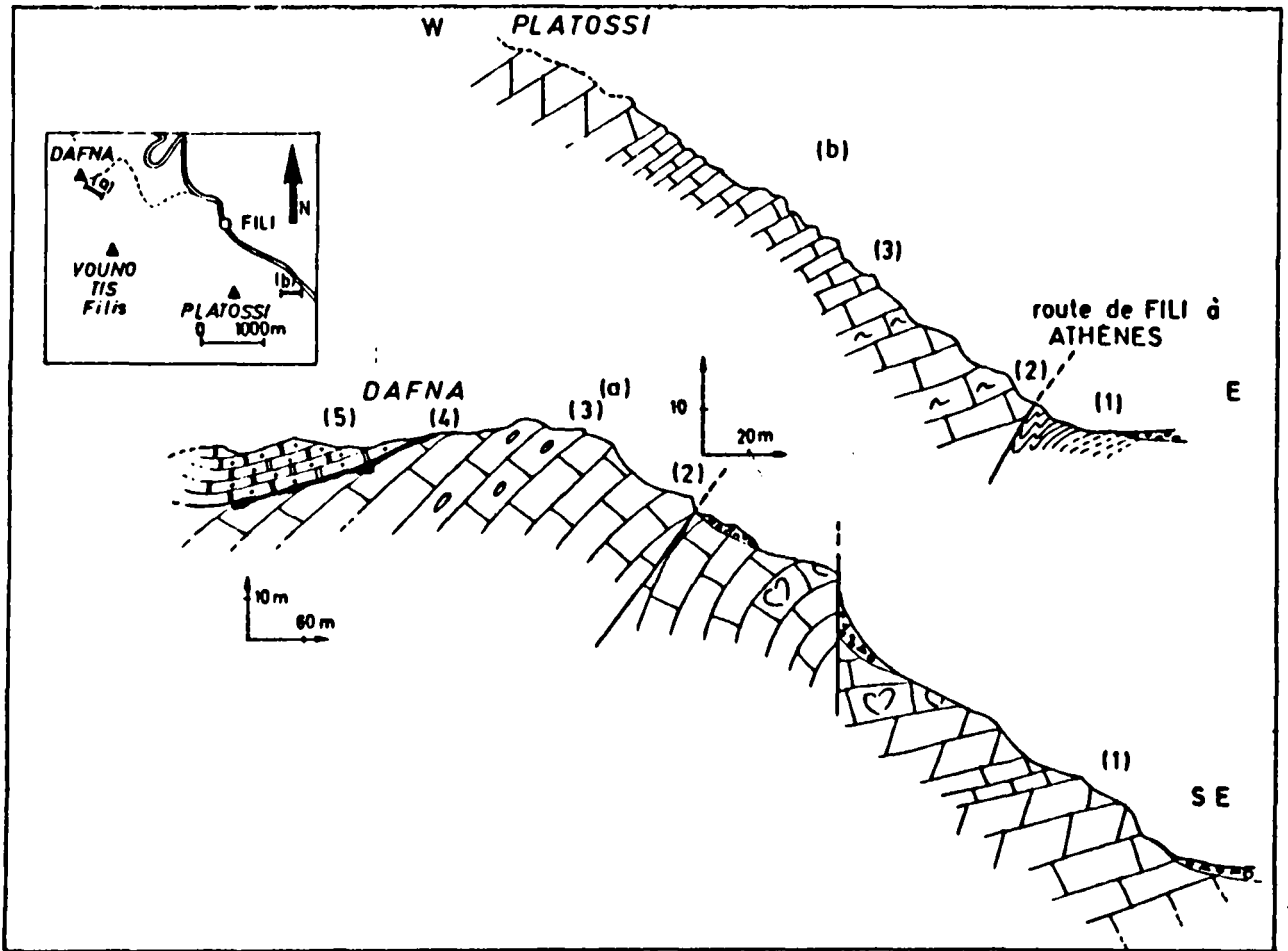


Fig. 57.- Coupes du mont Dafna et du mont Platossi.

a. Coupe du flanc Sud Est du mont Dafna. - b. Coupe du mont Platossi.

Légende dans le texte.

La coupe b appartient à la chaîne de l'Aigaleo.

#### u. AUTRE AFFLEUREMENT.

En se dirigeant vers le mont Naskari, sur les calcaires rouges à *Globotruncana*, chevauchent des calcaires blancs néritiques dans lesquels nous avons trouvé des Algues et des Foraminifères : Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Endothyranella* sp., datant le Trias moyen à supérieur.

#### v. CONCLUSION SUR LE TRIAS DU MONT PARNIS.

Les nombreux profils traités dans la chaîne du Parnis nous apprennent que :

- le passage progressif paléozoïque-mésozoïque n'est pas marqué par un changement de faciès important ; en effet, la série carbonatée permo-werfénienne se substitue à la série carbonatée werfeno-anisienne ;

- l'installation des carbonates de l'Anisien est quelquefois précédée localement d'un poudingue ;

- le Ladinien se différencie par un ensemble de formations détritiques intercalées de tufs rhyolitiques ;

- la plate-forme carbonatée s'installe au Ladino-Carnien.

## 2. LE TRIAS DU MONT AIGALEO.

Le mont Aigaleo constitue la partie occidentale de la plaine d'Athènes. Il représente un vaste anticlinal faillé dont le coeur est occupé par des formations d'âge paléozoïque qui affleurent sur le flanc occidental de la chaîne. Le flanc oriental est occupé par des formations crétacées et tertiaires qui plongent sous le Néogène et le Quaternaire de la dépression athénienne.

### a. COUPE DU MONT KATRISA.

Le long de la chaîne de l'Aigaleo et au Nord de celle-ci, s'élève le mont Katrissa. Il est essentiellement constitué de calcaires gris-blanc, massifs, dans lesquels nous avons pu reconnaître des Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., *Endothyranella* sp., *Ammobaculites* sp., *Endothyra* sp., *Ammobaculites radstadtensis* Kristan-Tollmann, datant probablement le Ladinien.

### b. COUPE DU MONT PLATOSSI.

Le mont Platossi représente à la fois la terminaison septentrionale de la chaîne de l'Aigaleo et le contact avec la chaîne du Parnis. Le profil débute près de l'aqueduc (fig. 57b) qui alimente Athènes en eau potable et s'arrête près du sommet du mont Platossi. De bas en haut, on reconnaît :

- (1) des formations détritiques, vraisemblablement d'âge paléozoïque supérieur ;
- (2) 50 à 60 m de calcaires néritiques blancs, avec quelques passées de calcaires rougeâtres très peu développées. Ces calcaires bioclastiques ont fourni une rare faune de Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Endothyranella* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, datant l'Anisien ;
- (3) 30 à 40 m de calcaires fins micritiques, noirs, dans lesquels il a été trouvé des traces de Foraminifères attribués à des Duostominidés. Ces micrites gris foncé, bien litées, recèlent quelques niveaux peu épais contenant soit des rhomboédres de dolomite, soit des filaments très fins ;
- (4) des calcaires blancs dolomitiques, se poursuivant jusqu'au sommet. Dans ces calcaires, aucune faune ou flore n'a pu être dégagée.  
En franchissant le sommet et en descendant en direction de l'Ouest, on retrouve les mêmes niveaux repères. En bordure de la plaine d'Aspropyrgos, dans les calcaires blancs, il existe des passées bioclastiques à oncolites, débris d'Algues recristallisées, fragments de Lamellibranches et Foraminifères : Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Endothyra* sp., pouvant indiquer le Trias moyen.

### c. COUPE DU MONT AIGALEO.

En bordure de la plaine d'Aspropyrgos, on emprunte un chemin qui conduit au terrain militaire occupant le sommet aplati du mont Aigaleo. La coupe (fig. 58) levée le long de ce chemin

est interrompue au niveau du domaine militaire mais elle a pu être complétée à l'Est, par un chemin pédestre qui part de la plaine d'Athènes pour s'approcher du sommet. D'Ouest en Est, on rencontre :

- (1) 20 à 30 m de calcaires gris à noirs, en bancs réguliers avec des filonnets rouges. Cette série est datée de l'Anisien par des Foraminifères : *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Glomospira* sp., *Ophtalmidium* sp., *Ammobaculites* sp., *Endothyra* sp., *Diplotremina* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti ;
- (2) 40 à 50 m de schistes et grès paléozoïques ;  
- une faille ;
- (3) 10 m de calcaires néritiques, rouges et blancs. Dans ces calcaires néritiques, biomicritiques par endroits, il apparaît des valves d'Ostracodes, des débris de Lamellibranches, des petits Polypiers isolés, des débris d'Algues (*Oligoporella* sp.) et des Foraminifères : *Ammodiscus* sp., *Ophtalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Glomospira densa* Pantic, *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, datant l'Anisien ;
- (4) 10 à 15 m de calcaires blancs fins, à filonnets roses, dans lesquels s'intercalent des passées bioclastiques à débris d'Algues recristallisées, fragment de Lamellibranches, valves d'Ostracodes et à rares Foraminifères : Duostomionidés, Lagénidés, *Glomospirella* sp., *Endothyra* sp., datant le Trias moyen ;
- (5) la coupe se poursuit dans des calcaires gris-blanc, néritiques, en gros bancs, contenant des passées dolomitiques. Cette formation assez épaisse, qui occupe toute la crête du mont Aigaleo, n'a livré aucun fossile susceptible de fournir une datation précise. Néanmoins, d'après ce que l'on observe sur le flanc oriental de ce mont, en bordure de la plaine d'Athènes, il semble que nous sommes en présence de Trias moyen à supérieur (?).

Juste avant d'arriver à l'entrée du camp militaire, dans une dépression sous des calcaires blancs en bancs réguliers, affleurent :

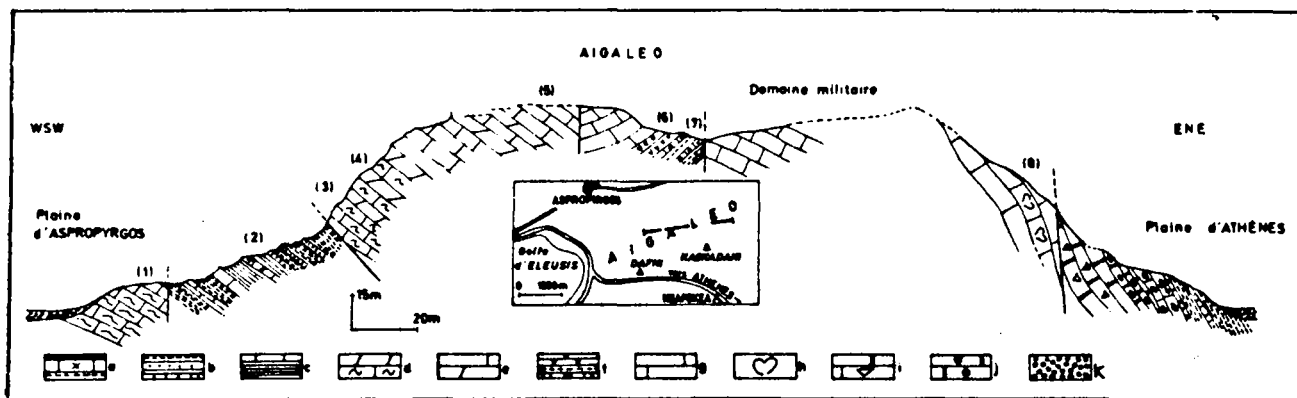


Fig. 58.- Coupe du mont Aigaleo.

a. Calcaires bioclastiques dans des pélites schisteuses et gréseuses. - b. Grès en fines plaquettes mal consolidés. - c. Micrites azoïques en plaquettes. - d. Micrites rouges à filaments et calcaires dolomitiques. - e. Calcaires néritiques gris-blanc intercalés de bancs de dolomie. - f. Calcaires à silex, pélites et tufs rhyolitiques. - g. Calcaires néritiques. - h. Calcaires à Mégalodontidés. - i. Calcaires néritiques à Rudistes. - j. Calcaires micritiques à silex et à Globotruncanidés. - k. Formations néogènes et quaternaires de la plaine d'Athènes.

- (6) 5 à 6 m de tuf rhyolitique vert, microlitique-porphyrrique, au sein duquel on observe de rares phénocristaux de quartz corrodé, à extinction roulante et de rares phénocristaux de feldspath altérés en chlorite et épidote. La mésostase phyllitisée contient également quelques microlites d'albite et d'orthose préservés de l'altération ;

- (7) sous ces tufs, il existe des formations détritiques intercalées de microbrèches, à ciment pélitique et à éléments divers, tels que des grains de quartz des fragments de calcaires rouges à filaments et des pyroclastites ;
- une faille verticale ;
- (8) une série formée de calcaires gris-blanc, néritiques, en gros bancs identiques à ceux que nous venons de décrire plus haut. Au sommet de cette série, il a été trouvé des traces de Mégalodontidés mal conservés et quelques Foraminifères recristallisés.

La limite Trias-Crétacé est marquée par une faille verticale.

#### d. CONCLUSION SUR LE TRIAS DU MONT AIGALEO.

Les formations triasiques du mont Aigaleo se caractérisent par leur ressemblance, du point de vue faciès, avec les séries du mont Parnis mais toutefois, il est intéressant de noter que l'épaisseur du Trias supérieur néritique semble plus faible que celle des formations de même âge décrites ci-dessus.

L'épisode volcanique ladinien, incomplet à l'affleurement, n'est pas différent de celui du mont Parnis.

Comme nous le verrons dans la partie Tectonique (*cf. infra*), le Trias du mont Aigaleo constitue une unité intermédiaire entre le Pélagonien interne et le Pélagonien externe.

### 3. LE TRIAS DU MONT BELETSI.

La chaîne du Beletsi est séparée au Sud de celle du Parnis par l'accident de Kokrinovrachos et au Nord de la demi-fenêtre d'Avlon par un contact tangentiel.

#### a. COUPE DE LA PENTE NORD-EST DU MONT BELETSI.

En partant des formations néogènes de la dépression d'Afidnai-Malakassa, en bordure de la voie ferrée Athènes-Lamia, là où elle sort des calcaires rouges triasiques qui reposent sur des schistes et grès datés du Permien supérieur dans le mont Mavrovouni à 1 km environ plus à l'Est (fig. 59), on voit :

- (1) 25 à 30 m de calcaires et blancs, fortement bréchiques et légèrement recristallisés, dans lesquels les lames minces ont livré des Algues calcitisées et des Foraminifères : Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Amobaculites* sp., *Glomospira* sp., *Trochammina* sp., *Meandrospira* sp., *M. dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien ;
- (2) des éboulis remplis de fragments de calcaires rouges en abondance ;
- (3) 50 m de tufs rhyolitiques verts. A l'oeil nu, on remarque des taches vert foncé ou marron, d'une taille variant de 0,5 à 2 mm. L'analyse microscopique de ces tufs montre une texture microlitique, porphyrique, quelquefois fluidale autour des phénocristaux. La mésostase vitreuse est parsemée d'une part de vacuoles remplies de feldspaths altérés en chlorite et séricite, et d'autre part de grands cristaux opaques (magnétite et hématite). Des filonnets de quartz secondaire soulignant l'aspect cataclastique de la roche traversent la mésostase et les phénocristaux de quartz corrodés et de feldspaths très altérés. Nous constatons que de nombreux microlites sont cristallisés selon la macle de l'albite.

- (4) dans cette série de tufs, vers le sommet, on trouve des calcaires noirs, fins, micritiques, à silex et à filaments.

La présence de calcaires fins à petits silex intercalés dans les formations effusives, s'observe surtout dans les secteurs non métamorphiques les plus internes de la zone pélagonienne, alors que dans les régions les plus externes (monts Kitheron et Pastras), des calcaires à silex assez épais apparaissent fréquemment au sommet de l'intervalle aniso-carnien ;

- une faille verticale ;

- (5) 150 à 200 m de calcaires néritiques blancs, à Ostracodes et fragments de coquilles de Mégalodontidés. Des Algues recristallisées et des Foraminifères : *Arnobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina* sp., *Eaxlandia tintinniformis* (Misik), suggèrent un âge trias moyen à supérieur.

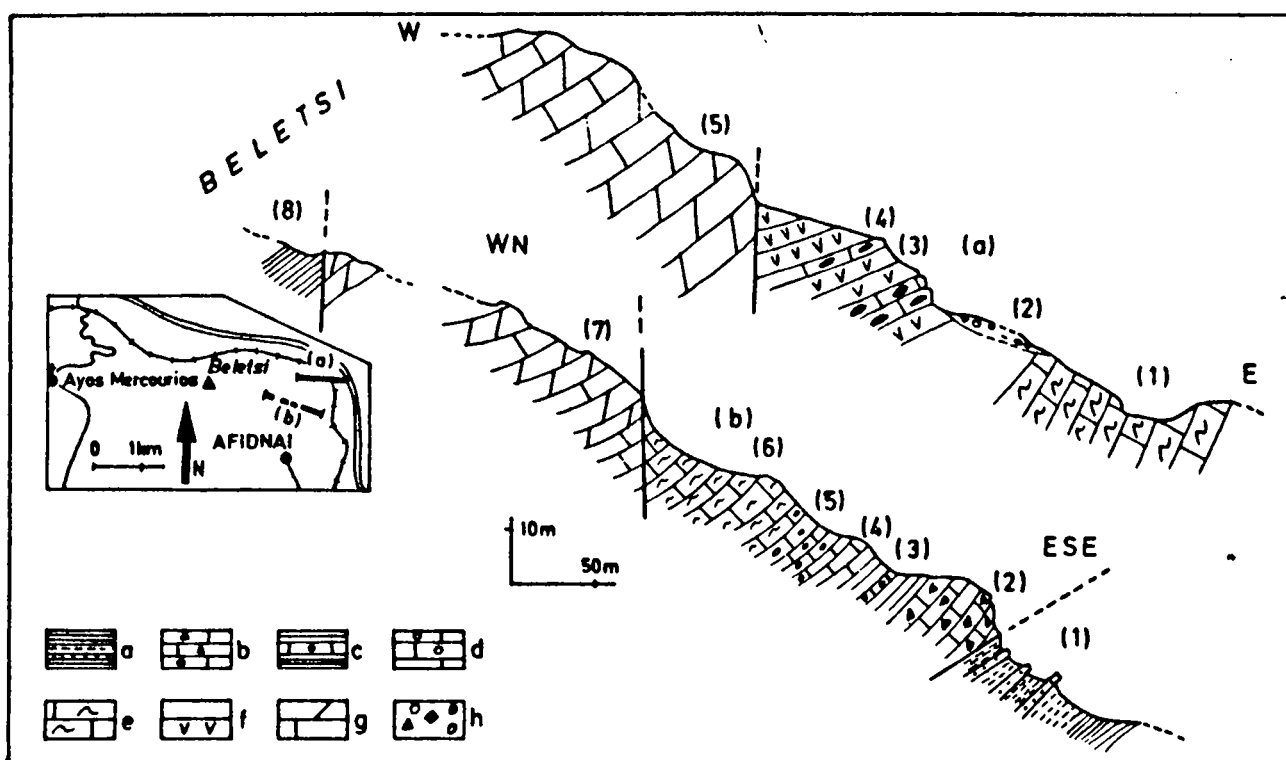


Fig. 59.- Coupes sur le flanc oriental du mont Beletsi.

a. Coupe de la pente Nord Est du mont Beletsi. - b. Coupe de la face Est du mont Beletsi.

a. Pélites schisteuses et gréseuses intercalées de bancs de grès en plaquettes. - b. Calcaires gréseux à oolites et oncolites. - c. Pélites schisteuses jaunâtres renfermant des bancs indurés à microfaune. - d. Calcaires à oolites et oncolites. - e. Micrites rouges à filaments. - f. Tufs rhyolitiques et micrites à silex intercalées. - g. Calcaires néritiques à passées dolomitiques. - h. Eboulis.

#### b. COUPE DE LA FACE EST DU MONT BELETSI.

Pour accéder au sommet du mont Beletsi en partant de la voie ferrée Lamia-Athènes, on prend un chemin muletier qui rejoint la route forestière périphérique tracée dans des formations détriquées. De bas en haut, (fig. 59b) se superposent :

- (1) un ensemble de schistes, grès et pélites, datés du Paléozoïque supérieur ;
- (2) 15 m de calcaires gréseux noirs, à filonnets rouges, dans lesquels on distingue des *Fusulinidés* brisées, des oolites de grande taille, des oncolites et

des fragments de grès en galets provenant de l'altération des formations d'âge paléozoïque ;

- (3) 5 à 8 m de pélites schistes jaunâtres, fines, micacées, avec de nombreux cristaux de pyrite cristallisés en petits cubes. Dans cette formation, apparaissent très rarement des petits bancs de calcaires gréseux dans lesquels nous avons trouvé *Meandrospira pusilla* Ho, *Cornuspira* sp., datant le Werfénien ;
- (4) 1 à 2 m de schistes indurés sous un faciès de calcschistes. Les lames minces ont fourni des Foraminifères : "*Hemigordius*" sp., *Glomospirella* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospirella grandis* Biely et Bistricky, datant un Anisien probable ;
- (5) 5 m de calcaires oolitiques, formés d'oncolites et de passées sparitiques sur quelques centimètres. Les passées plus micritiques renferment des Foraminifères : *Meandrospira* sp., *Glomospirella* sp., *Ammodiscus* sp., datant le Trias inférieur ;
- (6) 40 à 50 m de calcaires rouges, à filaments et à passées dolomitiques, constitués de cristaux de dolomites atteignant parfois plusieurs millimètres d'épaisseur. Les calcaires ont livré une belle microfaune de Foraminifères : *Glomospirella* sp., *Glomospira densa* (Pantic), *Meandrospira iulia* (Premoli Silva), datant l'Anisien, et des Conodontes : *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Neogondolella navicula navicula* (Huckriede), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* Tatge, *Hibardella* sp., datant le Trias moyen ;
- (7) plus de 100 m de calcaires néritiques blancs, à nombreuses traces d'Algues recristallisées et fragments de Lamellibranches. Les lames minces ont livré de rares Foraminifères : *Agathammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Glomospirella* sp., *Earlandia tintinniformis* (Misik), datant le Trias moyen à supérieur ? Les calcaires néritiques blancs forment la crête du mont Beletsi et par le jeu successif de failles verticales et du décollement des niveaux carbonatés sur les pentes, ces calcaires rigides reposent sur n'importe quels horizons stratigraphiques détritiques du Paléozoïque ;
- (8) un ensemble de schistes fins micacés, intercalés de bancs de grès friables appartenant au Paléozoïque supérieur.

#### c. AUTRES AFFLEUREMENTS.

Le versant Nord Est du mont Beletsi est constitué par des formations détritiques datées, en bordure de l'autoroute Athènes-Lamia, du Permien supérieur, grâce à des Algues (*Mizzia* sp.). Contre ces formations, vers le sommet, on peut voir 15 à 20 m de calcaires rouges à filaments, coincés entre deux failles, contenant des Conodontes : *Neogondolella navicula navicula* (Huckriede), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* Tatge, *P. venusta* (Huckriede), datant le Trias moyen.

#### d. COUPE DU CHEMIN D'AFIDNAI AU MONT BELETSI.

En se dirigeant vers la chapelle Aya Triada au pied du mont Beletsi par le chemin qui quitte la localité d'Afidnai par le Sud, on parcourt un kilomètre environ dans des calcaires blancs, d'âge triasique supérieur (fig. 60a). Dans une petite vallée creusée dans les calcaires, affleurent des formations détritiques (1) entrecoupées de bancs calcaires noirs à Fusulines, d'âge paléozoïque supérieur, sur lesquelles repose une série triasique montrant :

- (2) 8 à 10 m de calcaires micritiques gris, azoïques ;  
- une faille verticale ;



- (3) 10 à 15 m de calcaires gris, en plaquettes, intercalés de niveaux dolomitiques à gros rhomboédres de dolomie ankéritiques zonés ;
- (4) 15 m de calcaires micritiques rouges, à filaments et à Foraminifères : Duostominidés, *Endothyranella wirsi* (Koehn-Zaninetti), *Glomospira* sp., datant l'Anisien ;
- (5) 20 à 25 m de formations détritiques, au sein desquelles affleurent des tufs rhyolitiques verts ;
- (6) quelques mètres de calcaires noirs en plaquettes. Ce sont des micrites fines à filaments contenant quelques niveaux remplis de rhomboédres de dolomites ;
- (7) 8 à 10 m d'éboulis de pente ;
- (8) 5 à 8 m d'une alternance de pélites gréseuses brun-chocolat et de calcaires noirs, fins, en plaquettes décimétriques. Les lames minces ont livré de rares Foraminifères mal conservés : *Glomospira* sp., Duostominidés, *Meandrospira* sp., datant vraisemblablement le Trias moyen ;

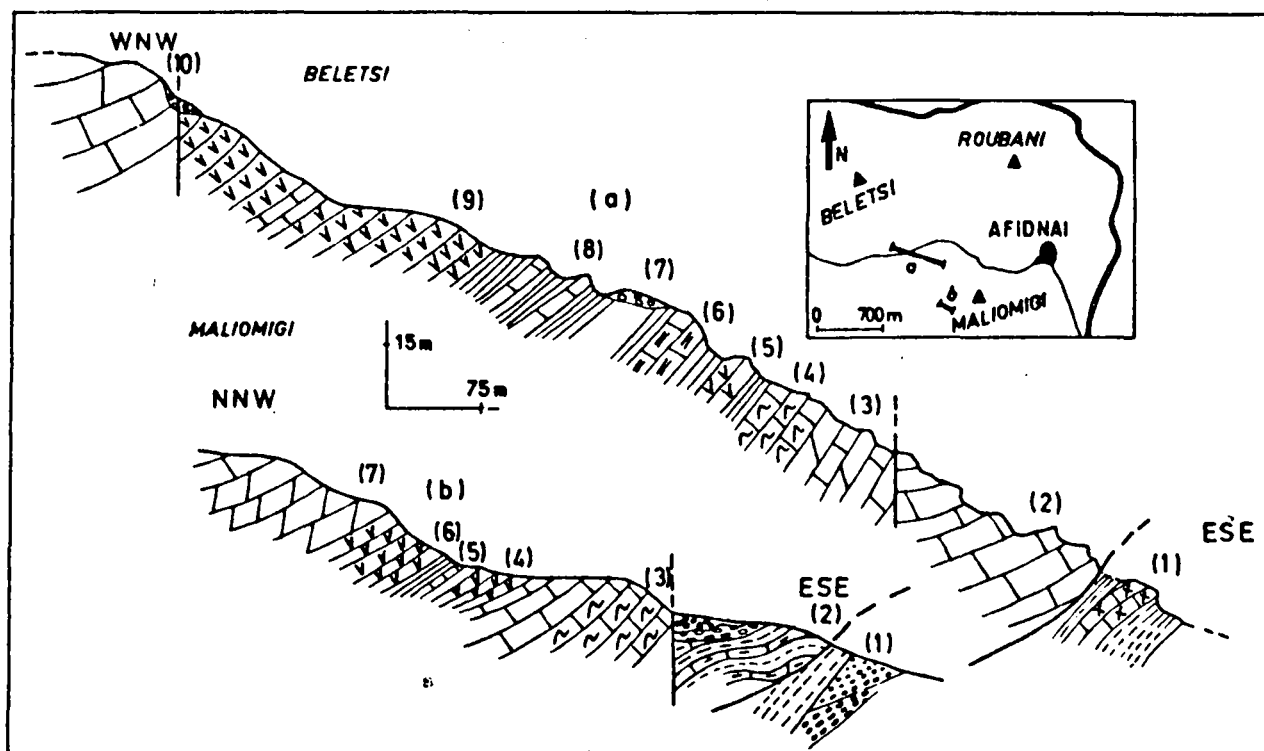


Fig. 60.- Coupes dans le secteur méridional du mont Belets.

a. Coupe du chemin d'Afidnai au mont Belets. - b. Coupe du mont Maliomigi.

Légende dans le texte.

- (9) 50 à 60 m de tufs rhyolitiques à taches vert foncé qui représentent des vacuoles remplies de minéraux altérés, comme des feldspaths phyllitisés en mica blanc, apatite, séricite. La texture est microlitique, porphyrique et parfois fluidale. Les phénocristaux de quartz sont à extinction roulante et fortement corrodés. Les phénocristaux de feldspaths sont phyllitisés et sont les plus nombreux. Les microlites, peu altérés, présentent la plupart du temps, la mâcle de l'albite. Cette roche est très cataclasée et l'on note la présence de nombreux filonnets de quartz secondaire. Du point de vue géochimique (tabl. VII) ce sont des laves sodiques. La teneur en quartz normatif est de l'ordre de 76 %. Les teneurs en CaO, MnO et TiO<sub>2</sub> sont faibles. De plus, toutes ces laves contiennent du corindon normatif. Dans ces tufs, on trouve des petits bancs de calcaires noirs, micritiques à *Glomospira* sp., datant vraisemblablement le Trias moyen ;
- (10) une faille met au contact des calcaires néritiques blancs, à filonnets rouges à rares Foraminifères : Duostominidés, *Meandrospira* sp., *Endothyra* sp., *Glomospira* sp., suggérant un âge trias moyen.

A quelques centaines de mètres vers l'Ouest, cette série carbonatée bute contre une faille qui la met au contact avec des schistes d'âge paléozoïque supérieur.

#### e. COUPE DU MONT MALIOMIGI.

Entre le flanc oriental du mont Beletsi et le mont Maliomigi, sur les schistes paléozoïques supérieurs et en contact par faille avec ceux-ci (fig. 60b)affleurent :

- (2) des calcschistes jaunâtres se débitant en dalles de 20 cm d'épaisseur. Dans les bancs de calcaires gréseux et micacés, il existe des passées à petites oolites, à bioclastes et Foraminifères : *Meandrospira pusilla* (Ho), Lagénidés, datant le Werfénien supérieur.  
Dans ces calcschistes, nous avons trouvé également de nombreuses empreintes de Gastropodes et de Lamellibranches. Cette faune, composée de *Anoplophora fassaensis* Wiss, *Myophora praeorbicularis* Bittner, *Gervillia* sp., *Holopella gracillior* Schaur, *Lingula tenuissima* Brons, *Pseudomonis inaequicostata* Bencke et *Pecten* cf. *oliscites* Schloth var. *microtis* Bittner, a été comparée par Renz à celle que l'on trouve dans les couches de Seis et de Campil des Alpes orientales ;
- 3) 15 à 20 m de calcaires micritiques, rouges à la base, et devenant plus clair vers le sommet. Dans les calcaires rouges, il a été reconnu quelques Conodontes : *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Paragondolella excelsa* (Mosher), *Polygnathus* sp., *Neogondolella* sp., datant l'Aniso-Carnien inférieur ;
- (4) 20 à 25 m de tufs rhyolitiques, intercalés d'une passée de pélites silteuses et de grès fins.  
Du point de vue pétrographique, ces roches présentent une texture microlitique porphyrique, avec quelques passées fluidales avec une tendance à la réorientation des microlites. La mésostase est complètement dévitriifiée et recristallisée en quartz. On observe de petits cristaux de quartz coalescents recristallisés, formant des amas sphériques. Les feldspaths sont pratiquement tous transformés en plages de calcite, en chlorite, voire même en biotite. Les quartz sont à extinction roulante. Ces tufs rhyolitiques, légèrement métamorphisés, n'ont pas été étudiés du point de vue géochimique ;
- (5) 20 à 25 m de calcaire néritique blanc, légèrement métamorphisé.

#### f. CONCLUSION SUR LE TRIAS DU MONT BELETSI.

Les formations triasiques du mont Beletsi sont caractérisées par la présence de schistes werfénien à Lamellibranches vivant en milieux peu profonds. Par ailleurs, il est intéressant de noter que les faciès à *Meandrospira pusilla* sont associés à cette série intertidale à supratidale, ce qui indique une communication avec un milieu marin franc.

Les formations effusives sont plus épaisses que dans les monts Parnis et Aigaleo mais les tufs rhyolitiques sont intercalés de calcaires azoïques qui témoignent d'une sédimentation marine temporaire.

#### 4. LA TRIAS DU MONT KITHERON.

Le mont Kitheron constitue une chaîne puissante formée essentiellement de calcaires néritiques triasiques. Cette chaîne, allongée d'Ouest en Est, est coupée par une route qui passe en défilé entre Inoi et Erythrai. Par le jeu de failles verticales très nombreuses, on peut voir apparaître les séries, plutôt rares, du Trias inférieur.

a. COUPE DU MONT PETRA AETA.

Dans le défilé de la route d'Athènes à Thèbes, au niveau de Kaza, se dresse le mont Petra à l'Ouest de la route. A 200 m en aval des restaurants touristiques près de l'iconostation, on observe de bas en haut (fig. 61 a) :

- (1) 10 à 15 m d'une alternance de calcaires gréseux et de marnes. Dans les calcaires pelmicritiques, de nombreux grains de quartz détritique de petite taille, des filaments, des coquilles de Lamellibranches et des Foraminifères : *Glomospira* sp., pouvant indiquer le Trias inférieur à moyen ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires rouges néritiques, biomicritiques, recelant des niveaux micrograveleux dans lesquels on peut reconnaître des Algues, des valves d'Ostracodes, des filaments, des Stromatopores, des débris d'Echinodermes et d'Hydrozoaires, des Foraminifères : *Trochammina* sp., *Diplostromina* sp., *Ammobaculites* sp., *Glomospirella* sp., *G. grandis* (Salaj), *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien, et des Conodontes qui furent étudiés pour la première fois par Bender et Kockel (1963). C'est ainsi que ces deux auteurs ont découvert des espèces qu'ils considéraient alors comme Werfénien supérieur-Anisien. Plus tard (1968), j'ai moi-même découvert une faune anisienne (déterminée par Kauffmann) caractérisée par *Spathognathodus homeri* Bender et *Polygnathus carinata* Bender ;
- (3) 8 à 10 m d'une alternance de calcaires à silex et de radiolarites. Dans cette formation, on observe des calcaires micritiques à filaments et à Radiolaires. Les niveaux plus siliceux contiennent également des Ostracodes : *Bairdia* sp. 1, *Bairdia* sp. 2, *Bairdyacypis* cf. *anisica* Kozur, *Polyopsis* cf. *hungarica* Kozur, *Nemoceratina* (?) sp., *Spinocypris* cf. *nepalensis* Kozur, caractéristiques du Trias inférieur à moyen. D'après Colin qui a identifié ces diffé-

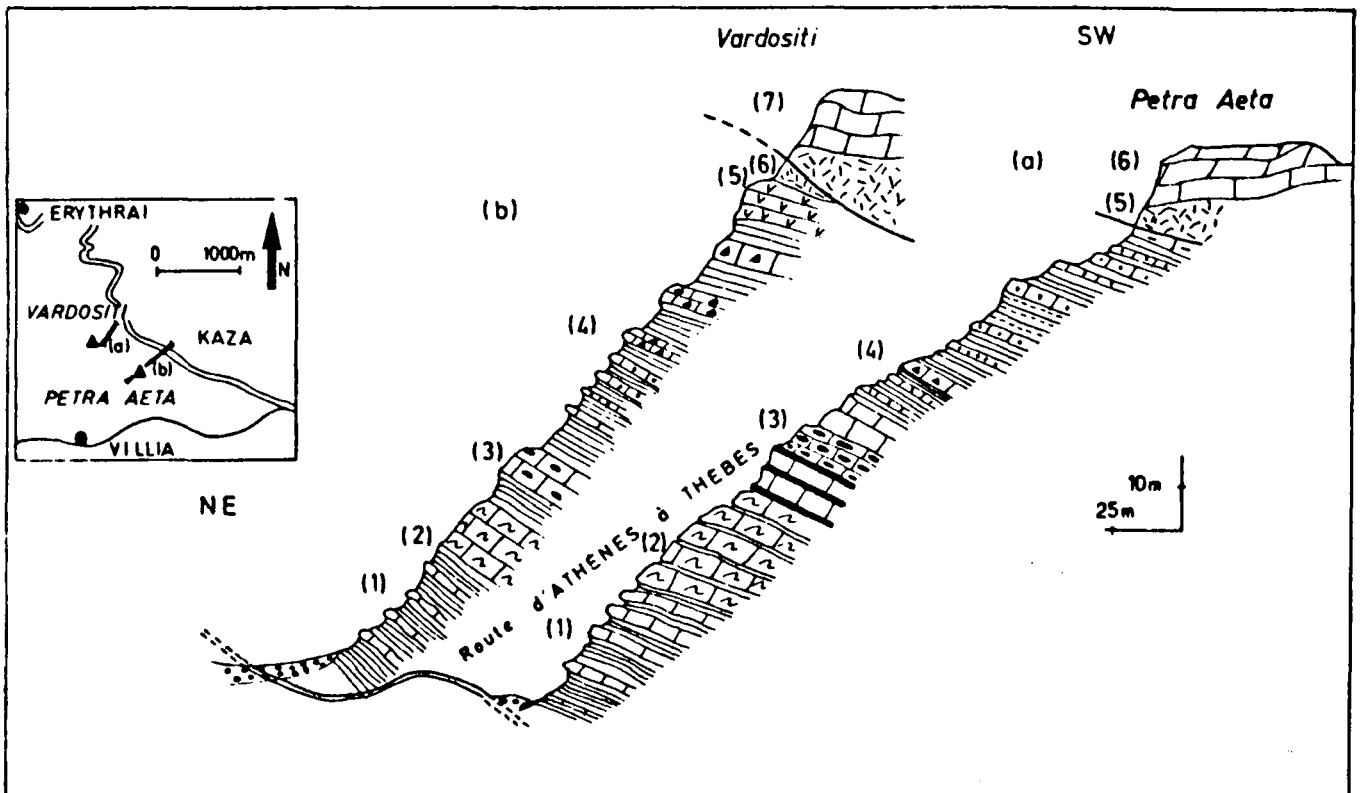


Fig. 61.- Coupes de la bordure orientale du mont Kithéron.  
a. Coupe du mont Petra Aeta. - b. Coupe du mont Vardositi.  
Légende dans le texte.

rentes espèces, elles ne peuvent pas être plus jeunes que l'Anisien. Vers le sommet de la formation, il existe 1 à 2 m de calcaires azoïques avec quelques passées dolomitiques ;

- (4) 40 à 50 m de formations détritiques constituées par des :
  - grès à grains fins, à ciment pélitique. Les éléments de ces grès sont essentiellement des grains de quartz détritiques, de feldspaths chloritisés, de micas blancs altérés et de débris de pyroclastites ;
  - calcaires bréchiques dans lesquels on rencontre des micrites roses à filaments ou des sparites dolomitiques. L'ensemble est cimenté par une mésostase calcaro-pélitique ;
- (5) un niveau de quelques mètres de calcaire broyé, dolomitisé ;
- (6) 50 à 60 m de calcaires blancs néritiques. Dans ces calcaires, la faune est peu abondante mais nous avons pu reconnaître quelques traces d'Algues recristallisées et de rares Foraminifères : Lagénidés, Ostracodes, *Ophtalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Agathammina* sp., pouvant dater le Ladin-Carnien.

#### b. COUPE DU FLANC ORIENTAL DU MONT VARDOSITI.

Sur la route d'Athènes à Thèbes, au niveau de Kaza, dans la montée du col situé au-dessus de la localité d'Erythrai en Béotie, on se trouve sur la retombée de la chaîne de Kitheron. Le mont Vardositia (fig. 61b) représente la liaison entre le Kitheron et le Pastras. En partant de la bordure de la route pour se diriger vers le sommet, on voit de bas en haut :

- (1) 15 à 20 m de schistes rouges interrompus par des bancs de calcaires fins à filaments de quelques centimètres d'épaisseur à : Lagénidés, *Ophtalmidium* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Glomospira densa* (Pantic), *Endothyranella wirzi* Koehn-Zaninetti, datant l'Anisien ;
- (2) 10 à 12 m de calcaires micritiques rouges, à filaments. Ces calcaires contiennent des niveaux de dolomie ankéritique contenant des rhomboèdres de dolomites de grande taille. Les Foraminifères sont identiques à ceux que l'on trouve dans les bancs calcaires sous-jacents. Les passées plus micritiques sont à filaments et à Conodontes : *Gladiogondolella tethydis* Huckriede, *Spathognathodus gondolelloides* Bender, *Gondolella aegaea* Bender, *Prioniodina* (*Cypriodella*) *muelleri* (Tatge), datant l'intervalle Anisien-Ladinien ;
- (3) 7 à 8 m de calcaires micritiques noirs, à silex, filaments et Radiolaires mal conservés, mais à Ostracodes pélagiques : *Bairdia* sp. 2, *Bairdiacypris* cf. *anisica* Kozur, *Polycopsis* sp., datant le Trias inférieur à moyen ;
- (4) 50 à 60 m de formations détritiques composées d'une alternance de :
  - pélites gréseuses fines ;
  - grès à grains fins, à éléments formés de quartz détritiques, feldspaths altérés, micas blancs et à débris de pyroclastites ;
  - microbrèches à ciment calcaro-pélitique et à fragments de tufs rhyolitiques, lithoclastes, calcaires fins micritiques à Foraminifères de l'Anisien ;
- (5) 7 à 8 m de tufs rhyolitiques verts dont la mésostase phyllitisée est parcourue de filonnets de calcite secondaire. La texture de ces roches est microlitique, porphyrique, à passées fluidales autour des phénocristaux de quartz corrodés à extinction roulante, ou des feldspaths chloritisés. Dans la mésostase vitreuse, apparaissent quelques microlites d'albite ou d'orthose en voie d'altération ;
  - une faille oblique ;
- (6) des roches broyées formant un niveau de mylonite ;
- (7) 50 m environ de calcaire blanc néritique, avec des traces d'Algues recristallisées et de rares Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Agathammina* sp., *Trochammina* sp., *Earlandia* sp., datant probablement le Trias moyen (?).

c. COUPE DU FLANC MERIDIONAL DU MONT VARDOSITI.

Entre le croisement de la route d'Athènes à Thèbes et la localité de Villia, on circule dans une dépression qui sépare la chaîne du Kitheron au Nord et les avants monts de la chaîne du Pateras. Vers le Sud, le mont Vardositi se dresse en bordure de cette route (fig. 62a). A 1 km environ du croisement, on prend un sentier qui conduit au sommet de ce mont et de bas en haut on observe :

- (1) 100 à 120 m de calcaires noirs à silex, en plaquettes. Ce sont des micrites fines à filaments et à Radiolaires. Vers le sommet on y trouve quelques Foraminifères : Duostominidés, *Glamospira* sp., *Endothyranella* sp., *Ophthalmidium* sp., datant le Trias moyen ;  
- une faille verticale ;
- (2) 35 à 40 m de schistes fins, marrons, dans lesquels apparaissent d'une part des grès mal consolidés à ciment pélitique et d'autre part, des calcaires microbréchiques. Les éléments des grès sont surtout des grains de quartz, de feldspaths, des pélites silteuses, des fragments de tufs rhyolitiques. Dans les microbrèches, on observe des éléments de calcaires fins à *Meandrospira* sp. et à filaments ;
- (3) 8 à 10 m de tufs rhyolitiques. Du point de vue pétrographique, la texture de ces roches est microlitique, porphyrique, à passées fluidales autour des phénocristaux. La mésostase est vitreuse et parsemée de microlites feldspathiques altérés, de lithoclastes calcitisés, et de grains de minéraux opaques (composés du fer). Les phénocristaux sont soit des cristaux de quartz corrodés dont les dimensions varient entre 0,5 à 2 mm, soit des cristaux de feldspaths altérés en chlorite, séricite et damourite. Les microlites préservées de l'altération sont souvent composées d'albite ;

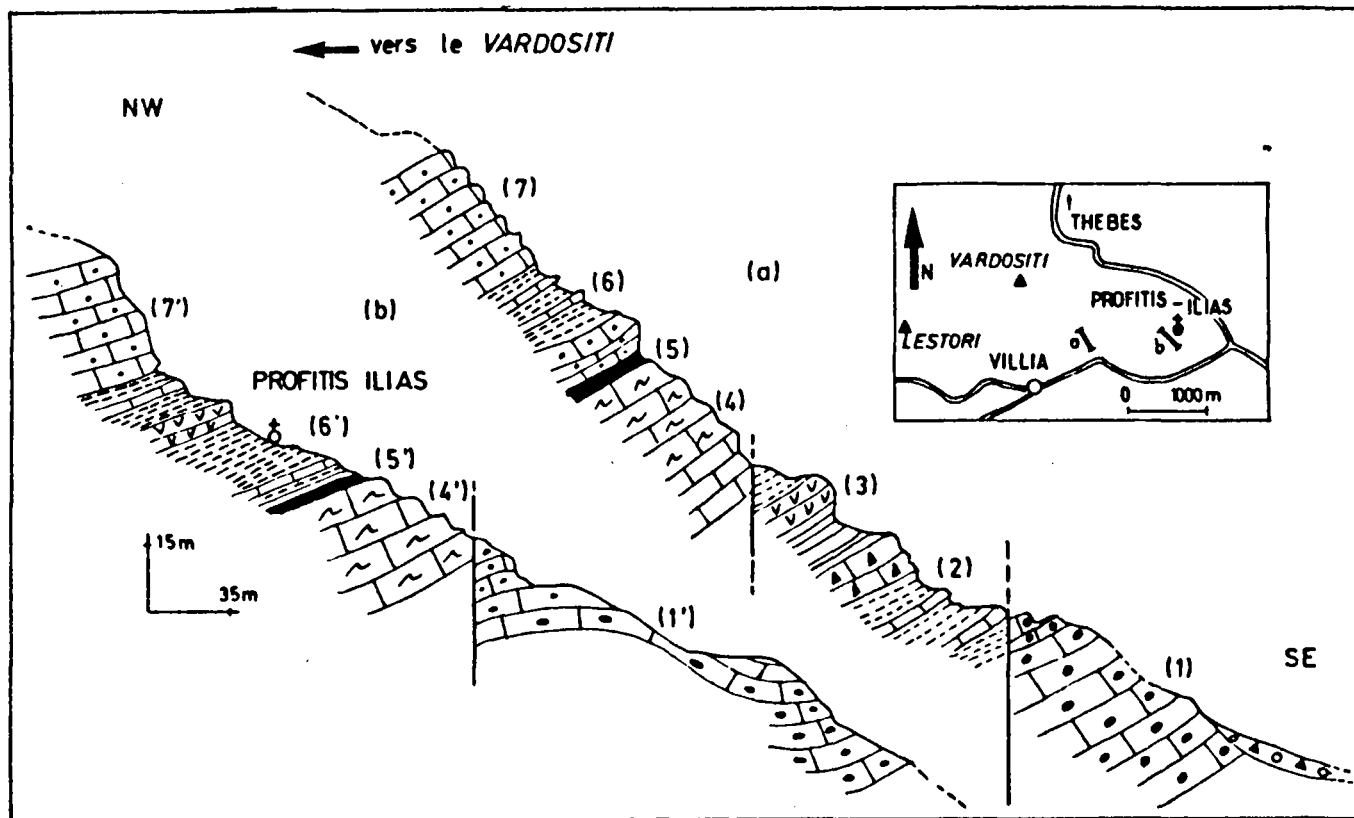


Fig. 62.- Coupes du flanc méridional du mont Kitheron.

a. Coupe sur le flanc méridional du mont Vardositi. - b. Coupe de la chapelle de Villia.

Légende dans le texte.

- (4) 25 à 30 m de calcaires micritiques rouges, à filaments, débris d'Ostracodes et Foraminifères : *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Ammobaculites* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Endothyranella wirsi* Koehn-Zanetti, datant l'Anisien.  
Dans ces calcaires, on trouve également des sections de Polypiers et d'Hydrozoaires indéterminables ;
- (5) un banc de radiolarites holosiliceuses rouges, de quelques décimètres d'épaisseur. Les Radiolaires observés n'ont pas pu être dégagés ;
- (6) 8 à 10 m de formations terrigènes composées de :
  - microbrèches à éléments fins ;
  - grès à ciment pélitique mal consolidés ;
  - fragments de tufs rhyolitiques ;
  - grains de quartz et de feldspaths altérés dont la taille peut atteindre 5 mm ;
  - pélites schisteuses micacées ;
  - lithoclastes constitués de calcaires azoïques.
- (7) une puissante série de micrites grises, à silex, passant vers le haut à des calcaires dolomitiques. Cette série de calcaires à silex est à rapprocher de celle qui affleure sur le sommet du mont Kitheron et au Sud de la localité d'Erythrai. D'après les sections de Lamellibranches trouvées dans ces sections, nous pensons que ces calcaires appartiennent au Ladinien supérieur.

#### d. COUPE DE LA CHAPELLE DE VILLIA.

Sur le flanc méridional du mont Vardositi (fig. 62b), près de la chapelle de Villia, il a été reconnu des formations identiques à celles que nous venons de décrire précédemment. De bas en haut on voit :

- (1) 30 à 40 m de micrites grises, à petits silex et à filaments. Ces calcaires sont plissés en anticlinal ;
  - une faille verticale ;
- (2) 25 à 30 m de pélites schisteuses renfermant des grès mal consolidés en alternance et interrompus par quelques mètres de tufs rhyolitiques verts, très altérés ;
  - une faille verticale ;
- (3) 15 à 20 m de calcaires micritiques rouges, qui deviennent noduleux vers le sommet. Ces calcaires noduleux sont riches en bioclastes, débris d'Algues, fragments de Lamellibranches et de Brachiopodes et en Foraminifères de l'Anisien : *Endothyra* sp., *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Ammodiscus* sp., *Endothyranella* sp., *Trochammina* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic ;
- (4) un banc de radiolarites rouges contenant des Radiolaires indégageables, passant vers le haut à des calcaires fins à silex ;
- (5) 25 à 30 m de schistes gréseux intercalés de calcaires gréseux très altérés ;
- (6) une série de micrites grises, à silex, analogues à celles que nous trouvons sur la figure

#### e. AUTRES AFFLEUREMENTS : LE FLANC SUD DU MONT LESTORI.

A la sortie du village de Villia, en prenant la direction de Porto Jermeno, à 1,5 km est installée une source captée appelée "La fontaine du Roi". De bas en haut, il apparaît :

- . 50 à 60 m de schistes gris dans lesquels on peut voir des coulées volcaniques du tuf rhyolitique ;  
une faille ;
- 15 à 25 m de calcaires noduleux rouges, en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur, dans lesquels une microfaune abondante a été découverte : Agglutines, Duostominidés, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic ;
- 5 à m de calcaire fin en petits bancs, avec des silex ;
- 25 à 30 m de schistes et grès friables, dans lesquels affleurent des tufs rhyolitiques identiques à ceux qui apparaissent à la fontaine du Roi ;  
- une faille ;
- 50 à 60 m de calcaires néritiques blancs, formant le sommet du mont Lestori. Dans ces calcaires, il apparaît de temps en temps de la microfaune : *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Eurlandia tintinniformis* Misik, *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann, du Ladin-Carnien.

f. COUPE DU VERSANT SEPTENTRIONAL DU MONT KITHERON AU DROIT DU VILLAGE DE PLATAI.

Le village de Platai est construit sur des formations récentes qui tapissent le fond de la plaine d'Erythrai. Par un chemin muletier, il est relativement aisé de rejoindre la chapelle Profitis Ilias installée près du sommet accessible du mont Kitheron (fig. 63), le sommet véritable, lui, étant occupé par un domaine militaire interdit. De bas en haut, on observe :

- (1) 150 à 200 m de calcaires gris néritiques, avec de nombreuses traces d'Algues recristallisées et quelques sections de Mégalodontidés.  
Etant donné les fréquents changements de pendages, il est probable qu'il existe beaucoup plus de failles verticales que nous en avons dessinées sur la coupe ci-dessus. Les lames minces ont livré de rares Foraminifères, au sein de microfaciès à pellets et à bioclastes : Duostominidés, *Agathammina* sp., *Neoendothyra* sp., *Ophthalmidium* sp., datant probablement le Trias supérieur ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires micritiques rouges, à filaments, avec des niveaux noduleux. Dans les micrites, il existe des passées pélitiques plus rouges, associées à des niveaux de cristaux zonés de dolomite, leur taille pouvant atteindre 0,5 à 1 mm.  
En lame mince, les calcaires finement recristallisés et dolomités ne présentent que quelques fantômes de Foraminifères : Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Endothyra* sp. et *Meandrospira dinarica* (?) Kochansky-Devidé et Pantic, caractéristiques de l'Anisien ;
- (3) 25 à 30 m de formations terrigènes sur lesquelles a été construite la chapelle Aya Trias. Ces formations sont composées de pélites gréseuses, de pélites silteuses et de grès mal consolidés. Les grès, à ciment pélitique, renferment beaucoup d'éléments pyroclastiques, des quartz, des feldspaths altérés et des micas blancs chloritisés ;
- (4) 8 à 10 m de tufs rhyolitiques verts, très altérés, apparaissent au Sud de la chapelle. C'est une roche microlitique-porphyrrique et quelquefois fluidale autour des phénocristaux. Ces phénocristaux, composés de quartz corrodés et de feldspaths très altérés, "baignent" dans une mésostase phylliteuse et sont préservés localement de la corrosion. Beaucoup de minéraux secondaires, tels que les chlorites, l'apatite, la vermiculites et des composés du fer en amas opaques parsèment la mésostase ;
- (5) 250 m de calcaires blancs néritiques (des failles verticales pouvant répéter la série). Il s'agit d'une biomicrite avec des passées bioclastiques. De nombreuses sections d'Algues telles que *Microtubus* sp. sont, malheureusement, recristallisées. Par endroits, sur quelques décimètres, il est courant d'observer des niveaux plus ou moins dolomitiques rubanés. Les Foraminifères reconnus au microscope sont : Duostominidés, *Trocholina* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina* sp., *Fronicularia* sp., *Ammobaculites* sp., *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, indiquant le Trias supérieur ;

- (6) 350 à 400 m de calcaires blancs néritiques, intercalés de bancs dolomitiques azoïques. Les nombreux changements brutaux de pendage dans cette série de calcaires blancs néritiques, massifs, invitent à penser qu'il existe un grand nombre de failles verticales. Celles-ci sont difficilement observables car les niveaux repères cartographiables demeurent très rares. Les bancs de calcaires néritiques montrent des sections d'Algues recristallisées, des bioclastes et des pellets. Des lames minces ont livré des Algues indéterminables et des Foraminifères : Duostominidés, *Agathammina* sp., *Frondicularia* sp., *Trochilina* sp., *Glomospirella* sp., datant le Trias supérieur ;
- (7) 40 à 50 m de calcaires micritiques, avec quelques sections d'Algues, des fragments de Gastéropodes et des valves d'Ostracodes ;
- une faille ;
- (8) des calcaires micritiques gris-noir, dans lesquels on reconnaît des passées plus claires, à bioclastes et à niveaux siliceux. Les silix se présentent soit "en tête de clous", soit en bancs continus de quelques centimètres d'épaisseur. Ces calcaires micritiques à silix, qui affleurent sur le flanc nord-occidental du mont Kithéron et en quelques pointements dans la plaine de Thèbes, avaient été attribués au Lias par Renz (1955) ou au Trias supérieur par Dounas en 1971. A 1,5 km à l'Ouest de la chapelle Profitis Ilias, à l'entrée du camp militaire, nous avons découvert des petits Lamellibranches (appartenant aux Lucinidés, *Gonodon* aff. *philippsii* Assman). Maubeuge pense qu'ils appartiennent à la partie supérieure du Muschelkalk, en se référant à la nomenclature portant sur le Trias à faciès germanique, ce qui pourrait correspondre au Ladinien dans la nomenclature du Trias à faciès alpin.

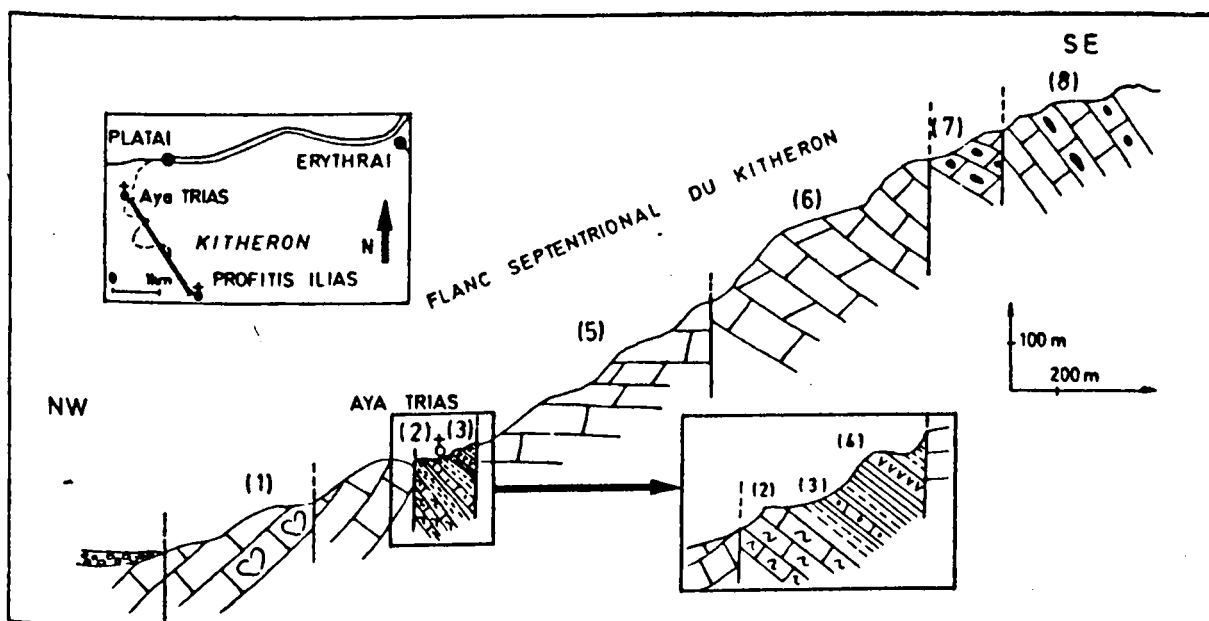


Fig. 63.- Coupe du versant septentrional du mont Kithéron au droit du village de Platai.  
Légende dans le texte.

#### 9. COUPE DE LA RETOMBEE OCCIDENTALE DU MONT KITHERON.

En empruntant le chemin qui conduit du village de Platai à la chapelle Ayos Vassilios, en bordure du golfe de Corinthe, au niveau du dernier virage en épingle à cheveux, on quitte la route pour se diriger droit vers la plage de Kalamaki en traversant la région de Livradostrata (fig. 64). On rencontre de bas en haut stratigraphiquement :



- (1) 15 à 20 m de calcaires néritiques blancs, en gros bancs, dans lesquels il existe un très grand nombre de Mégalodontidés : *Neomegalodon paronai* Di Stephano, du Trias supérieur ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires néritiques gris-blanc. Ce sont des biomicrites à bioclastes, oolites, oncolites, fragments d'Algues recristallisées, valves d'Os-

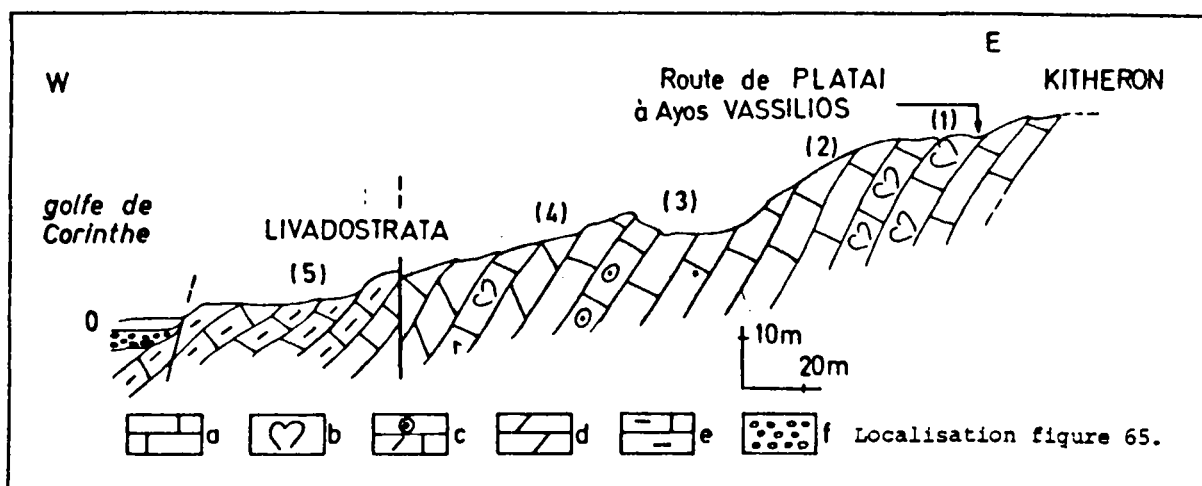


Fig. 64.- Coupe de la retombée occidentale du mont Kitheron.

a. Calcaires néritiques blancs. - b. Calcaires à Mégalodontidés. - c. Calcaires néritiques à Involutinidés. - d. Calcaires néritiques dolomitiques. - e. Calcaires liasiques - f. Formations récentes.

tracodes, débris d'Echinodermes et à Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Trocholina* cf. *crassa* Kristan, *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser, *Galeanella pantioae* Zaninetti, datant le Norien ;

- (3) 8 à 10 m de calcaires néritiques blancs, à passées micritiques et à taches grises. Dans des passées bioclastiques, on rencontre des Lagénidés, Duostominidés, *Involutina* sp., *I. sinuosa pragsoides* Oberhauser, *Triasina hantkeni* Majzon, datant l'intervalle Norien-Rhétien ;
- (4) 40 à 50 m de calcaires néritiques gris-clair, à passées dolomitiques et à nombreuses empreintes de Mégalodontidés (*Conchodus infraliasicus* Stop), du Trias terminal-Rhétien. Les microfaciès sont pauvres en microfaune car la dolomitisation a transformé les bioclastes et les Foraminifères ;
- une faille verticale ;
- (5) une série de calcaires fins gris-bleuté, bien stratifiés, appartenant au Lias se poursuivant jusqu'à la plage de Kalamaki en bordure du golfe de Corinthe.

#### h. COUPE DE LA BORDURE OUEST DU MONT KITHERON DIRECTION D'AYOSS VASSILIOS.

A 1,5 km de la coupe précédente (fig. 65), en se dirigeant vers le petit port d'Ayoss Vassilios, par un chemin peu carrossable, on lève une coupe en partant du coeur de l'anticlinal faillé et en descendant le chemin vers le Nord. De bas en haut, stratigraphiquement, on voit :

- (1) 10 à 15 m de calcaires néritiques gris-blanc, en gros bancs et passées dolomitiques. Dans les calcaires, il apparaît des lits réguliers formés de Stomatopores en partie recristallisées, donnant à la roche un aspect rubané ;
- (2) 3 à 5 m de calcaires néritiques blancs, bréchiques, contenant des éléments noirs. Cette roche est constituée d'éléments ayant la même nature que le ciment, c'est vraisemblablement une brèche intraformationnelle. Dans le Parnasse, Celet (1962) l'a désignée sous le nom de "brèche à cailloux noirs". On peut considérer qu'elle est née probablement au cours de la diagenèse et qu'elle indique une instabilité de la plate-forme pélagonienne en cours de formation ;

- (3) 5 à 10 m de calcaires néritiques gris-blanc, à passées dolomitiques et lits algaires, donnant à la roche un aspect rubané ;

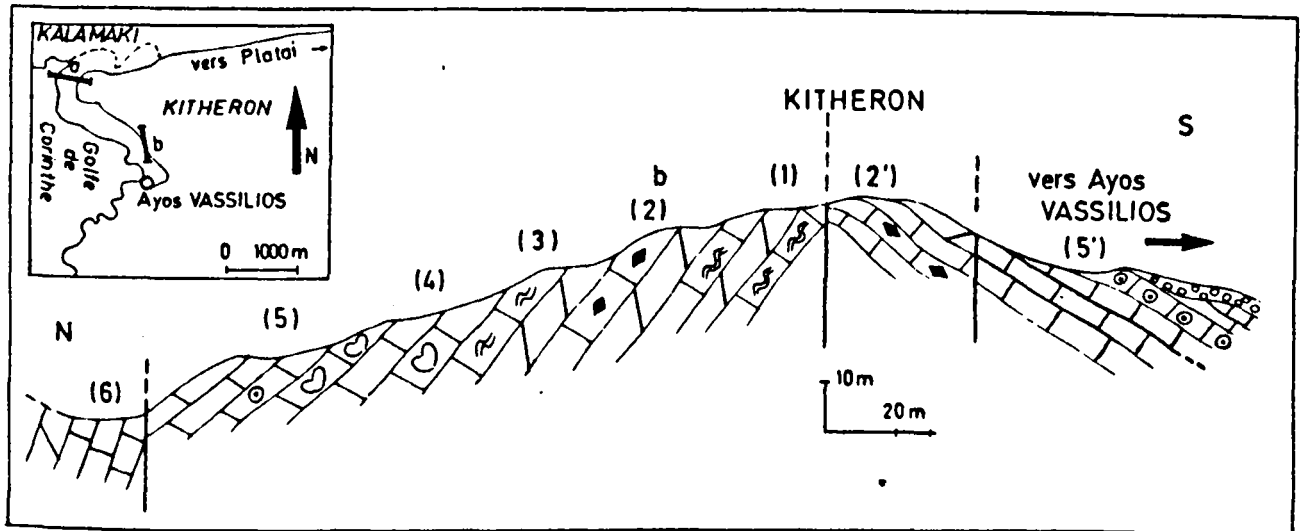


Fig. 65.- Coupe de la bordure Ouest du mont Kithéron en direction d'Ayos Vassilios.  
Légende dans le texte.

- (4) 10 à 15 m de calcaires néritiques gris, à nombreuses coquilles de Mégaloodontidés dont certaines peuvent atteindre 30 à 40 cm de longueur ;
- (5) 10 à 15 m de calcaires néritiques gris-blanc, avec des sections d'Algues, des *Fronicularia* sp. et des Involutinidés recristallisés ;
- une faille verticale ;
- (6) des calcaires gris-blanc, bien stratifiés, redressés à la verticale, dans lesquels s'intercalent des brèches intraformationnelles.

Si l'on reprend la coupe, au niveau de l'anticlinal, en direction d'Ayos Vassilios, il apparaît :

- (2') 10 à 15 m de calcaires néritiques blancs, bréchiques, à éléments noirs. Ils présentent fréquemment des laminations algaires et de nombreuses oncolites. Les microbrèches renferment des faciès variés à Stromatolites brisés et à fragments de micrites rubanés, rouges et noirs ;
- une faille verticale ;
- (5') des calcaires néritiques gris-blanc, broyés, à empreintes de Gastéropodes, Lamellibranches, coprolites de Crustacés. Les microfaciès sont à pellets et à passées bioclastiques recelant des Lagénidés, des Duostominidés et des Involutinidés partiellement recristallisés (*Involutina sinuosa sinuosa* Weynschenk) indiquant le Trias supérieur.

#### 1. CONCLUSION SUR LE TRIAS DU MONT KITHERON.

L'étude des formations triasiques du mont Kithéron, qui représentent la partie occidentale de la plate-forme pélagonienne, montre que :

- le Trias inférieur est peut-être représenté par les formations flyschoides des monts Petra Aeta et Vardositi ;

- les micrites rouges à filaments du Trias moyen soulignent le début de l'installation d'une plate-forme. Cette plate-forme, caractérisée par une alternance de micrites rouges et de calcaires néritiques dolomitiques, est vraisemblablement instable car les microfaunes appartiennent alternativement à un milieu peu profond et à un milieu pélagique. La présence, dans le mont Kitheron, de calcaires micritiques noirs à silex datés par des petits Lamelli-branches du Trias moyen montre qu'il existe sur la plate-forme des domaines subsidents qui passent latéralement à des secteurs où se développe l'épisode effusif ladinien. Il est à remarquer que Renz (1955) attribue un âge liasique à ces faciès micritiques noirs à silex sans fournir de preuve paléontologique ;

- le Trias supérieur, érodé dans la partie orientale de la chaîne du Kitheron, est bien développé dans sa partie occidentale. Outre les faciès néritiques de faible profondeur, il a été observé des brèches intraformationnelles témoignant d'une instabilité du domaine de sédimentation.

### 5. LE TRIAS DU MONT PATSERAS.

S'étendant à l'Est du mont Kitheron, il en est séparé par la route d'Inof à Erythrai. Vers l'Est, il se continue par la haute-plaine de Skourta.

#### a. COUPE DU MONT KOURTISA.

Cette coupe est située à un kilomètre environ de la coupe du mont Petra Aeta mais sur le flanc occidental du Patseras (fig. 66). De bas en haut, affleurent :

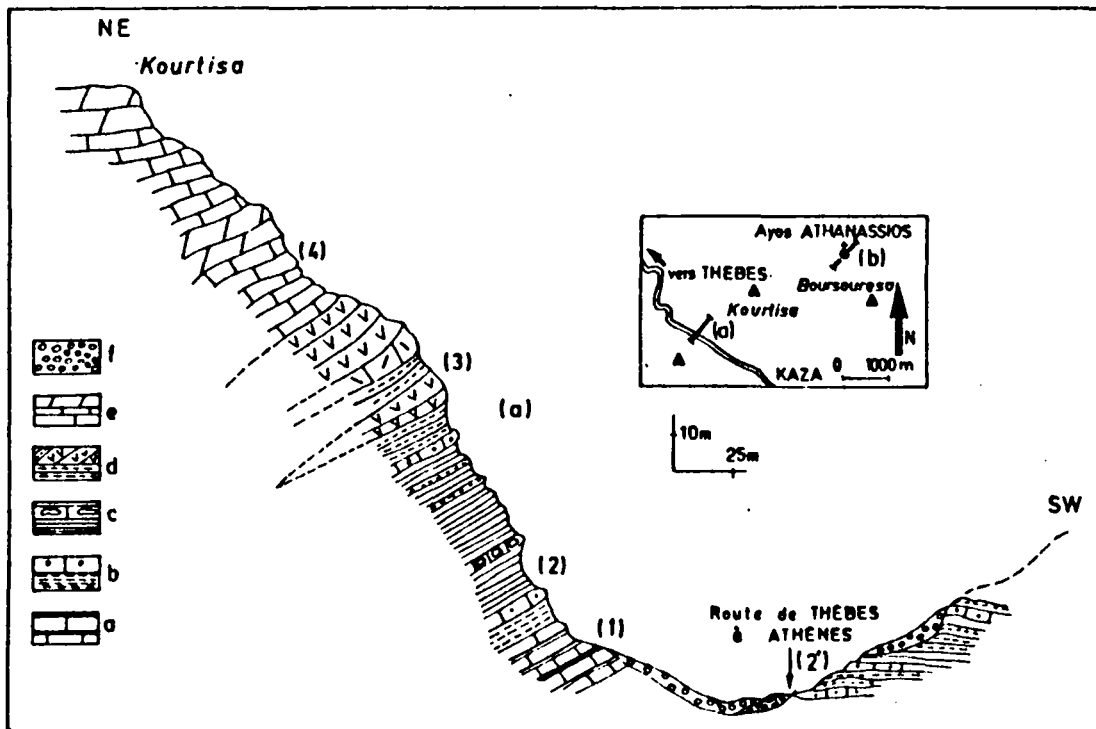


Fig. 66.- Coupe du mont Kourtisa.

a. Calcaires fins à intercalations marneuses et niveaux de radiolarites. - b. Schistes, pélites et calcaires gréseux. - c. Microbrèches. - d. Pélites et tufs rhyolitiques. - e. Calcaires néritiques gris-bleu et blancs dolomitiques. - f. Formations récentes.

- (1) 10 à 15 m de calcaires brun clair, avec des intercalations marneuses. Dans les calcaires, on peut trouver des filaments et des fragments de coquilles de Lamellibranches. Il existe également des radiolarites holosiliceuses, rouges qui viennent s'intercaler dans les calcaires ; elles contiennent des Radiolaires indégeables ;
- (2) 30 à 40 m de formations détritiques, formées de grès peu consolidés, de microbrèches calcaires, de pélites gréseuses fines et de schistes fins, identiques à ceux que l'on trouve dans la coupe du mont Petra Aeta située à 1,5 km au Sud de celle-ci. Les éléments des grès, noyés dans cette matrice pélitique, sont essentiellement des lithoclastes de calcaires à filaments, des fragments de tufs rhyolitiques, des grains de quartz et de feldspaths. Les microbrèches à ciment calcaire sont riches en éléments calcaires roulés, de tailles assez diverses. Cette série détritique se retrouve au Sud Ouest de la route de Thèbes à Athènes. Le dernier banc de microbrèches qui affleure sous le premier niveau de tufs rhyolitiques contient des Algues recristallisées se rapprochant des Diplopores et des Foraminifères (Duostominidés, *Eerlandia tintinniformis* Misik), datant le Ladinien.  
Vers le Sud Ouest, en traversant la route de Thèbes à Athènes, au-delà de la dépression remplie de formations récentes, affleure une série détritique composée de grès mal consolidés, de pélites gréseuses et silteuses, et de rares bancs de microbrèches analogues à celles que nous venons de décrire ci-dessus ;
- (3) 20 à 30 m de tufs rhyolitiques vert clair, interrompus par des pélites gréseuses mal consolidées. Ce sont des roches à texture microlitique-porphyrrique et quelquefois fluidale autour des phénocristaux. De nombreuses vacuoles vert foncé, contenant des feldspaths phyllitisés et des grains de quartz corrodés, donnent à la roche un aspect tacheté. La mésostase phyllitisée est parsemée de minéraux opaques ferrugineux. Les phénocristaux de quartz, assez rares, sont tous corrodés et ceux de feldspaths, plus nombreux, sont altérés en micas blancs, chlorites et épidotes ;
- (4) 60 à 70 m de calcaires néritiques gris-blanc, à niveaux dolomitiques qui donnent des bandes plus claires dans les falaises. En lame mince, on y trouve des Algues recristallisées, des coquilles de Lamellibranches, des Gastéropodes et des Foraminifères préservés de la dolomitisation : Duostominidés, Lagénidés, *Ophtalmidium* sp., *Frondicularia* sp., *Agathammina* sp., *A. gr. austroalpina* Kristan-Tollmann, *Praegaleanella* sp., *Glomospirella* sp., indiquant un âge triasique moyen à supérieur.

Le sommet du mont Kourtisa est situé à 800 m vers le Nord Est.

#### b. COUPE DE LA CHAPELLE AYOS ATHANASSIOS AU SOMMET DU PATSERAS.

En arrivant du col, entre la localité d'Erythrai et Kaza, par le sentier qui mène à la chapelle Ayos Athanassios, on descend dans une dépression formée de schistes, pélites, grès fins. De la chapelle Ayos Athanassios (fig. 67), on se rend vers la plaine d'Erythrai en traversant une série de calcaires blancs néritiques (1), massifs, du Trias supérieur, à Mégalodontidés, traces d'Algues recristallisées, Ostracodes et nombreuses passées de calcaires dolomitiques blancs, pulvérulents. D'une manière générale, ces calcaires plongent vers la plaine d'Erythrai, mais il n'est pas exclu de penser qu'un jeu très complexe de failles verticales vienne perturber localement l'allure tranquille de la série carbonatée.

Contre la faille qui met au contact cette série carbonatée et ces formations détritiques de la dépression, viennent :

- (2) 4 ou 5 m de calcaires noirs micritiques, à filaments, qui recèlent des Foraminifères : Duostominidés, *Ophtalmidium* sp., *Glomospirella* sp., *Ammobaculites* sp., *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, datant l'Anisien ;

- (3) 5 à 6 m de schistes fins pélitiques, au sein desquels on peut retrouver des calcaires noirs en plaquettes, identiques à ceux que nous avons décrits ci-dessus ;
  - (4) 8 à 10 m de tufs rhyolitiques verts. De nombreuses taches vertes plus foncées apparaissent dans ces roches. Ces taches correspondent, à l'œil nu, à des vacuoles occupées par des phyllites et des feldspaths altérés. La mésostase microlitique-porphyrrique, localement fluidale, est riche en minéraux opaques. Les phénocristaux de quartz présentent souvent des traces de corrosion et ceux de feldspaths sont phyllitisés ;
  - (5) 25 à 30 m de schistes fins, pélitiques, avec des bancs de grès mal consolidés. Les lames minces dans les grès montrent de nombreux éléments de tufs verts, beaucoup de grains de quartz détritiques et néoformés, des pélites et de rares fragments carbonatés. La mésostase est pélitique ou quelquefois même absente ;
- une faille verticale ;
- (6) 70 à 80 m de calcaires blancs néritiques, légèrement rouges près de la faille montrant de nombreux niveaux de calcaires magnésiens blancs, des traces de Gastéropodes, de Lamellibranches (Mégalo-dontidés), des valves d'Ostracodes, des Bryozoaires, des débris d'Algues (Stromatolites) et des Foraminifères ;

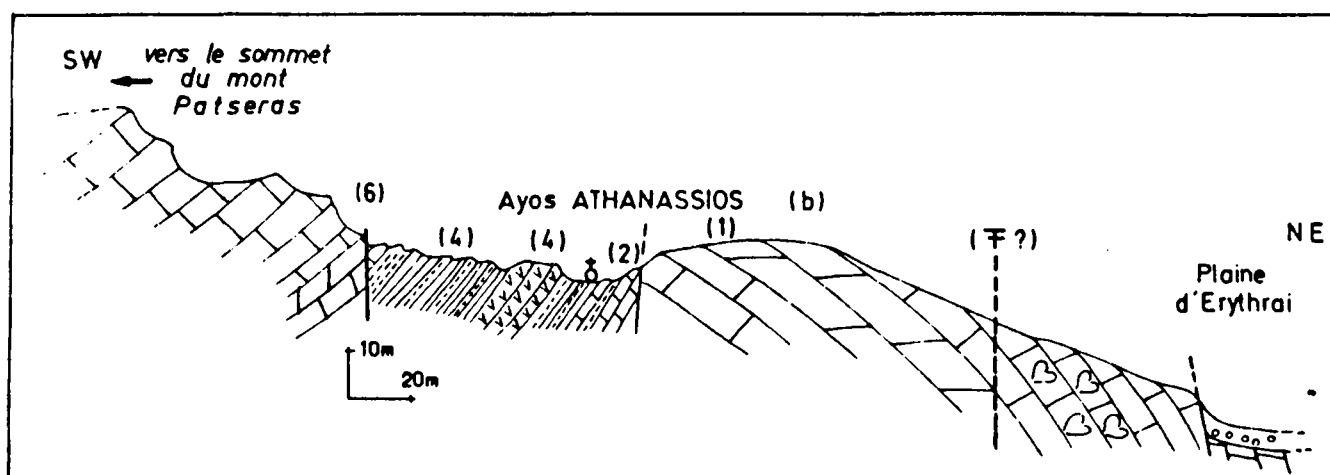


Fig. 67.- Coupe de la chapelle Ayos Athanassios.  
Localisation sur la figure 66. Légende dans le texte.

Duostominidés, Lagénidés (*Fronicularia* sp.), *Trochammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. sinuosa pragsoides* (Oberhauser), indiquant le Trias supérieur.

#### c. COUPE DU MONT BOURSOURSERA.

Sur la route d'Inoi à Panaktos, à la sortie du village d'Inoi, on emprunte un chemin muletier qui mène au sommet de la chaîne du Patseras en passant par le mont Boursoursa. De bas en haut, viennent (fig. 68a) :

- (1) des formations détritiques versicolores, à stratification entrecroisée, attribuées au Carbonifère ;
- (2) des calcaires biomicritiques noduleux, rouges, à la base desquels il existe une faille qui les met au contact avec les formations paléozoïques. Ils recèlent des passées graveleuses à oncolites, Ostracodes, Polypiers isolés, et à Foraminifères : *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky et Pantic, datant l'Anisien ;

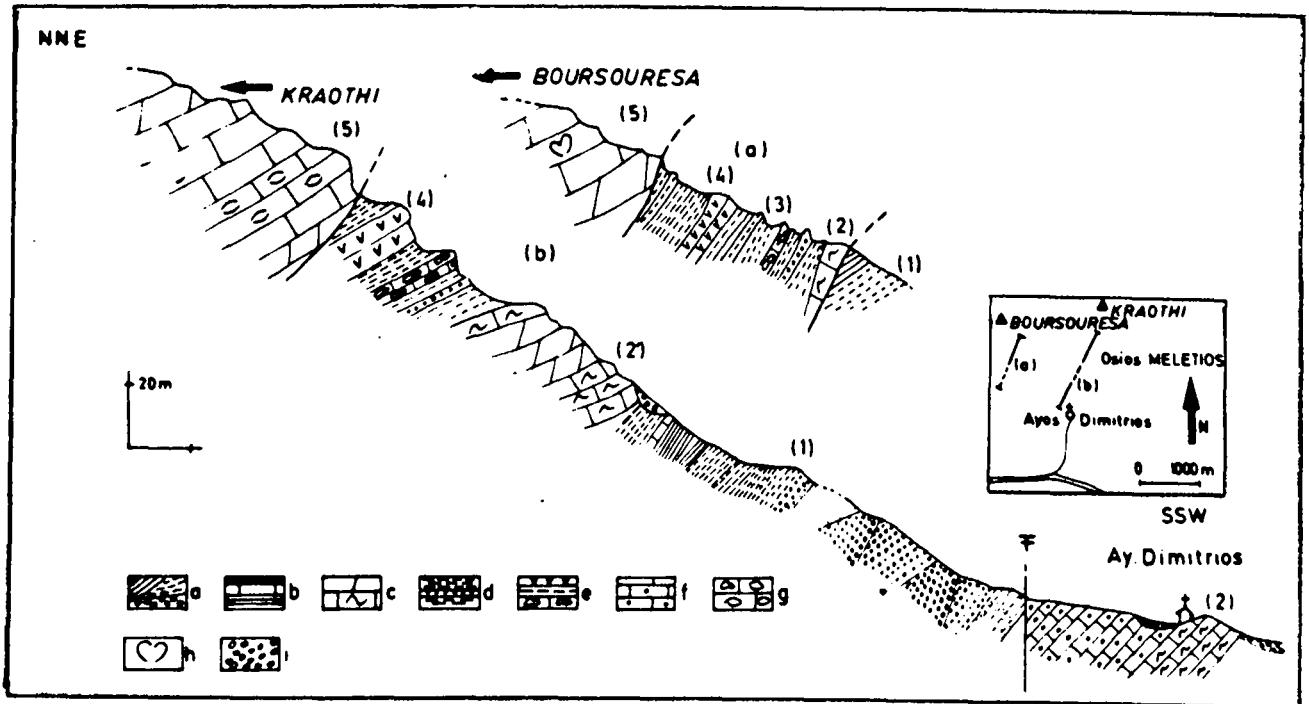


Fig. 68.- Coupes du flanc méridional du mont Patseras.

a. Coupe du mont Boursouresa. - b. Coupe du mont Kraothi.

a. Formations détritiques versicolores. - b. Calcaires en plaquettes à *Glomospira* sp. (?). - c. Micrites rouges à filaments et calcaires dolomitiques. - d. Pérites gréseuses et schisteuses. - e. Microbrèches, pélites, grès et tufs rhyolitiques. - f. Calcaires micritiques gris à petits silex. - g. Calcaires néritiques à *Involutinidés*. - h. Calcaires néritiques blancs à *Mégalodontidés*. - i. Formations récentes.

- (3) 20 m de formations terrigènes composées de :
- pélites silteuses grises ;
  - grès mal consolidés ;
  - microbrèches à ciment pélitique. Les éléments de ces microbrèches sont formés de quartz, feldspaths, pyroclastites et lithoclastes. Dans ces lithoclastes, on reconnaît des micrites à filaments, des calcaires dolomitiques à gros rhomboédres de dolomite ;
- (4) 15 à 20 m de tufs rhyolitiques verts montrant, à l'œil nu, des taches d'un vert plus foncé, voire même brunes et d'autres taches de couleur mauve, représentant des grains de quartz cataclasés.
- Au microscope polarisant, la texture est microlitique, porphyrique et fluidal autour des phénocristaux. La mésostase, complètement phyllitisée, est parsemée de grains opaques (composés du fer) et de microlites dont certains présentent la mâcle de l'albite. Ces microlites, préservées la plupart du temps de l'altération, sont assez peu nombreux. Les phénocristaux de quartz arrondis, dont la taille varie entre 0,5 à 2 mm, sont corrodés et dans les "golfs de corrosion", on peut distinguer de nombreux amas phylliteux. Les phénocristaux de feldspaths sont très altérés en chlorites, micas blancs, séricite, etc... ;
- (5) 50 à 60 m de calcaires blancs néritiques à *Mégalodontidés* vers le sommet et rares fragments d'Algues et Foraminifères recristallisés : *Duostominidés*, *Fronicularia* sp., *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Involutina* sp., indiquant vraisemblablement le Trias supérieur.

d. COUPE DE LA CHAPELLE AYOS DIMITRIOS AU MONT KRAOTHI.

La chapelle Ayos Dimitrios est construite en bordure de la plaine d'Inof, sur des calcaires rouges (fig. 68b), identiques à ceux de l'Anisien. Ces calcaires rouges (2') sont surmontés de calcaires gris en plaquettes, non datés. Le chemin muletier qui va de la chapelle au mont Krao-

thi traverse des formations détritiques versicolores, à stratification entrecroisée (1), attribuées au Carbonifère sur plus de 500 m. Sur ces formations reposent :

- (2) 30 à 40 m de calcaires rouges butant par faille contre les formations détritiques et contenant des niveaux micritiques noduleux, rouges, et des passées dolomitiques. Les niveaux noduleux renferment des filaments, des valves d'Ostracodes, des Algues et des Polypiers recristallisés, mais pas de microfaune identifiable ;
- (3) 20 à 25 m de formations terrigènes intercalées de pélites gréseuses, microbrèches et grès mal consolidés.  
Les microbrèches sont à ciment pélitique et contiennent des éléments pyroclastiques et des lithoclastes carbonatés parmi lesquels nous avons observé :
  - des micrites rouges à filaments, Polypiers et Ostracodes ;
  - des calcaires gréseux à petits cristaux de dolomite zonée ;
  - des calcaires graveleux biodétritiques à *Meandrospira pusilla* Ho, du Werfénien.Il est à remarquer que la présence dans les microbrèches de calcaires remaniés à *Meandrospira* indique une transgressivité locale du Trias inférieur et moyen. Ce fait est à mettre en relation avec l'existence du poudingue intra-anisien rencontré non loin de là sur la route d'Inof à Panaktos
- (4) 15 à 20 m de tufs vert clair rhyolitiques dans lesquels on voit de nombreuses vacuoles remplies de phyllites vertes ou marrons, de feldspaths altérés ou de grains de quartz gris et mauves.  
La texture microlitique, porphyrique et fluidale est riche en minéraux opaques (hématite et magnétite). Les phénocristaux de quartz, à extinction roulante, arrondis et corrodés et ceux de feldspaths sont entourés de phyllites. L'apatite, l'épidote, les micas blancs, le zircon, peuvent être considérés comme des minéraux secondaires ;
  - une faille oblique ;
- (5) 50 à 60 m de calcaires blancs néritiques, à nombreuses traces d'Algues recristallisées, biomicritiques, à bioclastes, pellets et passées de dolomites secondaires. Les niveaux préservés de la dolomitisation renferment des Algues (*Sphaerocodium* sp.) et des Foraminifères : Lagénidés, Duostominidés, *Agathammina* sp., "*Turritelella*" *mesotriassica* Koehn-Zaninetti, *Reophax* sp., datant le Ladinien

Plus haut, dans la série carbonatée, en se rapprochant du sommet du mont Kraothi, on rencontre de rares Foraminifères (Duostominidés, Lagénidés, *Fronicularia* sp., *Praegaleanella* sp.) indiquant un âge ladino-carnien (?). Il existe également des niveaux algaires recristallisés et des brèches intraformationnelles comparables à celles que nous avons trouvées dans le mont Kithron.

#### e. COUPE DU MONASTERE OSIOS MELETIOS A PORTAES.

Le chemin qui mène à Osios Meletios traverse les formations néogènes de la vallée d'Inof. A 1 km environ du monastère vers le Sud Ouest (fig. 69), on observe des formations détritiques grossières (1) surmontées de schistes marrons fins, à bancs de grès centimétriques du Paléozoïque supérieur. De bas en haut, se superposent :

- (2) 3 à 4 m de calcaires noirs micritiques, fins, à filaments, en contact anormal sur les schistes marrons ;
- (3) 30 à 40 m de calcaires rouges, bréchiques à la base mais qui deviennent plus fins vers le sommet avec un enrichissement en filonnets rouges. Cette série calcaire qui se continue vers l'Est est très riche en Polypiers et Algues : *Macroporella* sp., *Oligoporella* sp., et en Foraminifères : *Ophthalmidium* sp., *Ammobaculites* sp., *Diplotremina* sp., *Endothyra* sp., *Glomospira* sp., *G. densa* (Pantic), *Glomospirella grandis* (Salaj), *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide et Pantic ;

- (4) 3 à 4 m de schistes noirs contenant des empreintes de Lamellibranches ;
- (5) 5 à 10 m de schistes rouges, avec des bancs de marnes indurées ;
- (6) 10 à 15 m de tufs rhyolitiques vert clair. Ces roches sont parsemées de vacuoles centimétriques bourrées de phyllites et de feldspaths altérés. La

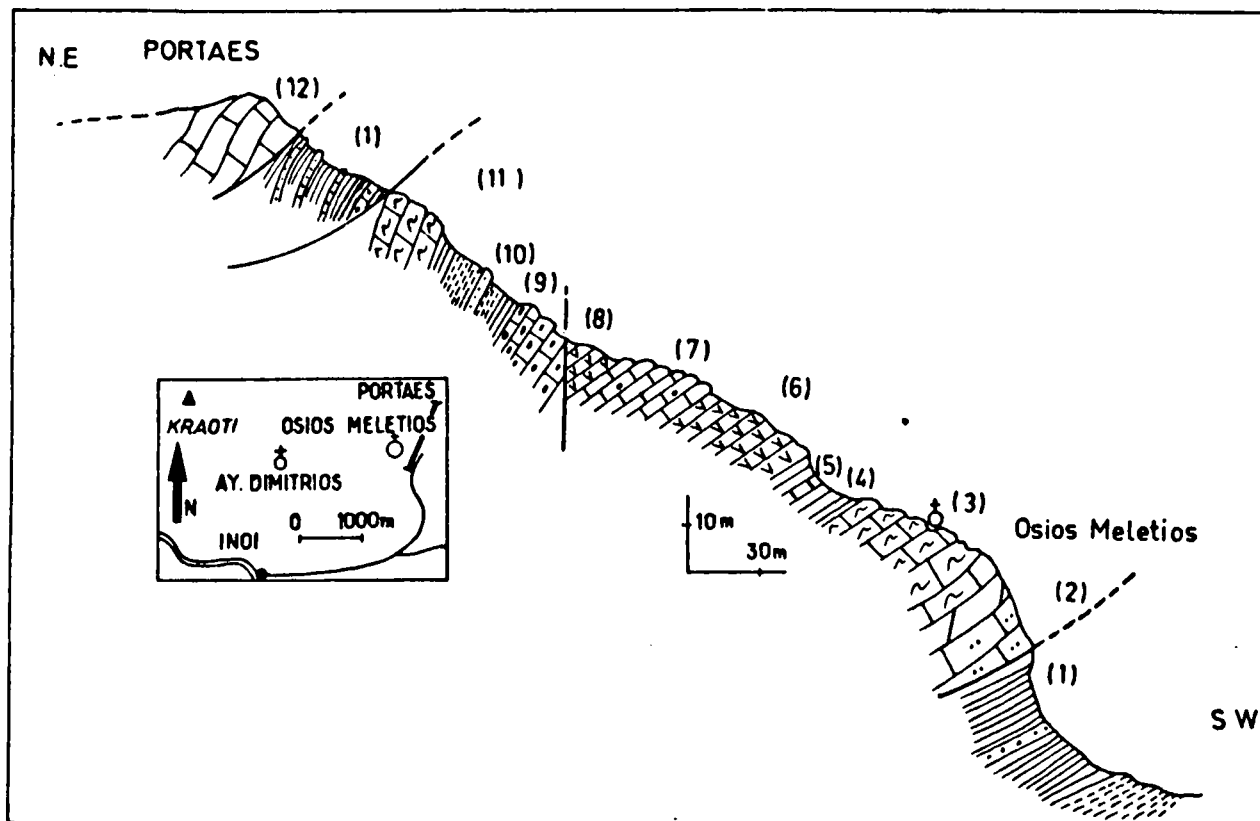


Fig. 69.- Coupe d'Osios Meletios à Portaes.

Légende dans le texte.

texture microlitique-porphyrique est fluidale autour des phénocristaux. La mésostase est phyllitisée et remplie de minéraux riches en fer. Les phénocristaux de quartz, aux contours corrodés sont assez rares, quant aux phénocristaux de feldspaths plus nombreux et plus grands que les quartz, ils sont chloritisés et phyllitisés.

- (7) 8 à 10 m de calcaires fins micritiques, avec de rares silix et des filaments. Les lames minces ont livré : *Endothyranella* sp., *Sphaerocodium* sp., indiquant un âge trias moyen ;
- (8) 8 à 10 m de tufs rhyolitique verts très altérés ;
  - une faille verticale qui cache vraisemblablement un contact oblique en profondeur ;
- (9) 10 à 12 m de calcaires noirs à silix et à filaments ;
- (10) 15 à 20 m de grès fins à passées schisteuses ;
- (11) 10 à 15 m de calcaires gris-noir, à nombreuses valves d'Ostracodes, débris de Lamellibranches et Gastéropodes. Ces calcaires dolomitisés renferment de gros cristaux de dolomite ankéritique et présentent souvent des points rouilles. On y a trouvé de rares Foraminifères : *Endothyra* sp., *Glomospirella* sp., *G. grandis* (Salaj), datant l'Anisien ;
  - une faille oblique limite cette unité structurale écaillée datée de l'Anisien ;



- (1') 25 à 30 m de formations détritiques formées d'une alternance de grès fins, à matrice quartzitique, et de grès grossiers extrêmement friables à galets de quartz blanc-laiteux cataclasés, de feldspaths et de phanites altérés, de pélites gréseuses, de pélites schisteuses, de schistes. Ces formations sont à rattacher à la série d'âge paléozoïque supérieur qui affleure entre le col de Portaes et la chapelle de Sooda-Pili;
- un contact anormal oblique ;
- (12) 30 à 35 m de calcaires blancs néritiques, à nombreuses passées dolomitiques, valves d'Ostracodes, fragments de Lamellibranches (Mégaloodontidés ?), Algues (*Thaumatoporella* sp.) et vers le sommet de la série, à Foraminifères : Lagénidés, fantômes d'Involutinidés, *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), du Trias supérieur.
- Renz (1955) considérait que ces calcaires de Portaes appartenaient au Trias moyen à Diplopores mais la présence d'Involutinidés montre qu'ils appartiennent au Trias supérieur.

#### f. AUTRES AFFLEUREMENTS.

f1. Le flanc oriental du mont Pírgaki, qui prolonge le mont Patseras vers l'Est, est constitué de calcaires gris-noir, à filonnets rouges. Dans cette formation, il existe des pelmicrites à bioclastes remplies de débris d'Echinodermes, Polypliers isolés, fragments de Lamellibranches, des Algues Dasycladacées (*Diplopora* sp.), des valves d'Ostracodes et des Foraminifères : Lagénidés, *Endothyra* sp., *Diplostromina* sp., *Amnobaeculites* sp., *Endothyranella* sp., *Ophtalmidium* sp., *Trochammina* sp., *Meandrospira* sp., *M. dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Glomospira densa* (Pantic), datant l'Anisien supérieur.

La partie supérieure du mont Pírgaki est formée de calcaires néritiques gris-blanc, en gros bancs. Les microfaciès sont à bioclastes, débris de Mégaloodontidés, de Gastéropodes, Algues cordiacées, *Thaumatoporella* sp., et Foraminifères (fantômes d'*Involutina* sp., *Agathammina* sp., *i. janiensis* Bronnimann et Page, *Endothyranella* sp., *Endothyra* sp.

f2. Le mont Pírgaki rejoint la plaine d'Avlon par le mont Paleokourissa qui est interrompu par la grande vallée de Mavrorema. En partant du fond de cette vallée pour gravir le versant oriental du mont Paleokourissa dans un secteur très faille, on rencontre des tufs rhyolitiques verts, écrasés, chevauchés par une série de calcaires néritiques blancs, à passées dolomitiques. Quelques niveaux bioclastiques, préservés de la dolomitisation, ont fourni des fantômes d'*Involutina* sp. et *Triasina hantkeni* Majzon, caractéristiques du Trias supérieur (Rhétien).

#### g. CONCLUSION SUR LE TRIAS DU MONT PATSERAS.

En position tectonique sur le Paléozoïque, les formations triasiques sont à peu près identiques à celles qui ont été décrites dans le mont Kitheron situé à l'Ouest. Il est à noter toutefois que les faciès micritiques noirs à silex ne sont pas aussi épais que dans le mont Kitheron.

#### 6. LE TRIAS DU MONT PATERAS.

Le mont Pateras se dresse sur la bordure orientale de la plaine de Megara, à l'Ouest. Il est limité à l'Est par l'ancienne route d'Athènes à Thèbes et la dépression récente de Mandra.

Sur son flanc Sud, existent d'importants gisements de bauxites recouverts par des formations datées du Crétacé supérieur.

a. COUPE DU MONT MALIA PSATHA.

Entre l'iconostation, vers 320 m d'altitude, et le sommet du Malia Psatha à 915 m, on recoupe un anticlinal de calcaires blancs du Trias moyen. La coupe est réalisée sur le flanc oriental de cet anticlinal (fig. 70). D'Ouest en Est, on rencontre :

- (1) des calcaires blancs massifs, azoïques, en gros bancs ;
- (2) 75 m environ de calcaires néritiques gris-blancs, en bancs massifs. Ce sont des biomicrites à oncolites recristallisées, à Stromatopores, Bryozoaires, Duostominidés (*Diplotremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann), *Ophtalmidium* sp., Ostracodes, *Baccanella floriformis* Pantic, du Trias moyen à Carnien ;
- (3) un petit graben, entre deux failles verticales, dans lequel on trouve des calcaires broyés. Dans ces calcaires, nous avons pu reconnaître des fragments de brèche intraformationnelle identiques à ceux que nous avons découverts sur la route de Platai à Ayos Vassilios (fig. 65) ;
- (4) 350 à 400 m de calcaires néritiques blancs, alternant avec des dolomies blanches saccharoïdes, puis des calcaires micritiques rosés, gris, blancs, et des calcaires graveleux en bancs métriques. La partie moyenne du mont est constituée de calcaires dolomitiques cristallins, blancs ou gris-clair, à intercalations de dolomies blanches et de calcaires rubanés gris, à Stromatopores et laminations algaires. Les bancs de calcaires graveleux bioclastiques contiennent une association faunistique du Trias supérieur : *Ophtalmidium* sp., *Trochammina* cf. *alpina* Kristan-Tollmann, *Agathammina* sp., *Glomospirella* sp., *G. friedli* Kristan-Tollmann, Ostracodes et coprolites de crustacés ;
- (5) le sommet est occupé par des calcaires dolomitiques blancs, en plaquettes fines, de quelques centimètres d'épaisseur. Les lames minces ont livré de nombreux fantômes de Foraminifères, parmi lesquels on peut reconnaître : Duostominidés, Lagénidés, grosses Involutinidés, *Trasina* sp. (?), datant vraisemblablement la partie sommitale du Trias supérieur.

En partant du coeur de l'anticlinal et en se dirigeant cette fois vers l'Ouest, nous rencontrons :

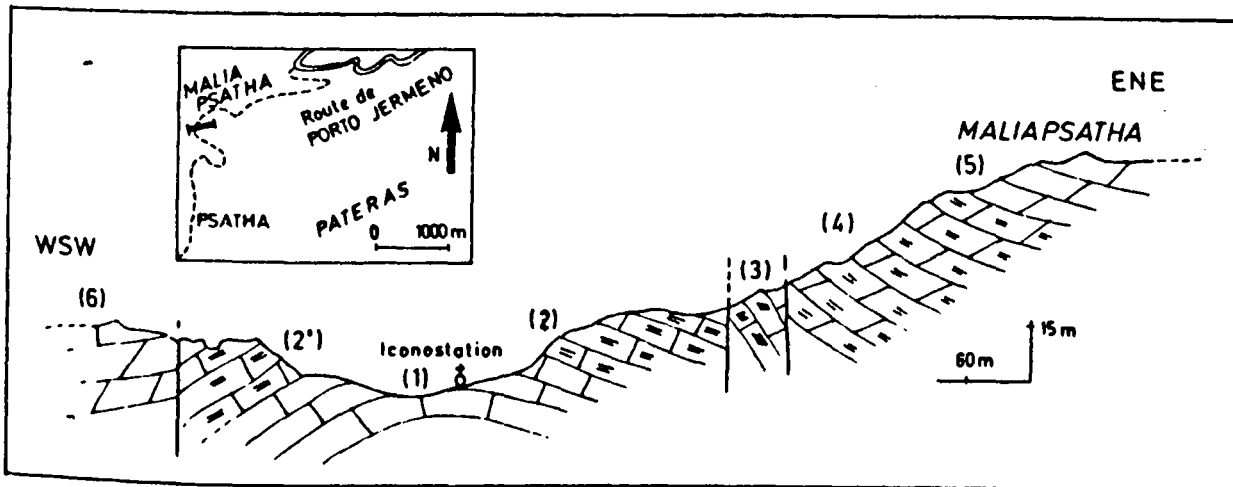


Fig. 70.- Coupe du mont Malia-Psatha.

Légende dans le texte.

- (2') des calcaires gris-blanc, analogues à ceux que nous avons décrits plus haut (2) ;
- une faille verticale ;
- (6) des calcaires gris-blanc à la base, qui passent vers le sommet à des calcaires magnésiens plus clairs. Les calcaires de la base sont des biosparites à débris de Lamellibranches et à Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., *Agathammina* sp., *Trochammina* sp., *Glomospirella* sp., et des fantômes d'Involutinidés.

Cette série se continue jusqu'au golfe de Corinthe par une série de horst et de graben, dans lesquels nous avons découvert des calcaires liasiques.

b. COUPE DANS LA VALLEE ENTRE LE MONT ELATOS ET LE MONT PATERAS.

En partant du sommet du mont Elatos (1 131 m) pour se diriger vers le Sud Est (fig. 71), on rencontre :

- (1) une série carbonatée, broyée par de nombreuses failles verticales. Le sommet du mont Elatos est occupé par des calcaires blancs néritiques, avec de nombreux passages dolomitiques pulvérulents à l'approche des nombreuses failles. Très recristallisés, ces calcaires montrent, en plaques minces, des microfaciès évoquant le Trias supérieur : anciennes biosparites à biointrasparites contenant de rares Duostominidés, Lagénidés et fantômes d'Involutinidés ;
- une faille verticale ;
- (2) 200 m de calcaires gris-blanc néritiques, plus massifs, à pendage Sud, renfermant quelques traces d'Algues recristallisées qui ne permettent pas de préciser l'âge de la formation ;
- (3) 50 m de calcaires rouges bréchiques, à veinules roses et traces grises, que l'on peut rapporter à des Algues rubanées ;
- (4) 10 à 15 m de calcaires bréchiques rouges, avec quelques bancs de calcaires dolomitiques gris foncé (brèches dolomitiques intraformationnelles) ;
- (5) 5 m de calcaires néritiques gris foncé, bien lités, sur lesquels repose de la bauxite pisolitique. Ces calcaires contiennent quelques traces d'Algues et des Foraminifères : Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Trochammina alpina* Kristan-Tollmann, datant le Trias supérieur.

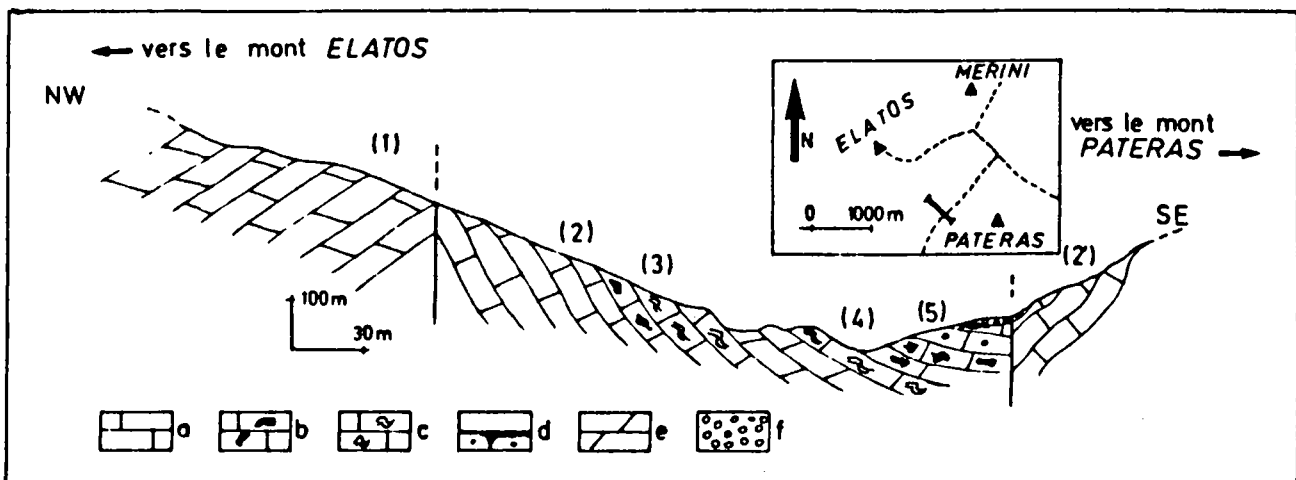


Fig. 71. - Coupe entre le mont Elatos et le mont Pateras.

a. Calcaires néritiques blancs. - b. Calcaires néritiques à passées alcaires. - c. Calcaires néritiques rouges contenant des niveaux bréchiques. - d. Calcaires néritiques gris-bleu renfermant des poches kars tiques de bauxites. - e. Calcaires dolomitiques. - f. Formations récentes.

En poursuivant la coupe vers le Sud Est, on rencontre des calcaires néritiques blancs, bien lités, dolomitisés, à pendage dirigé vers le Nord Ouest. Ces calcaires constituent le versant occidental du mont Pateras et viennent buter par faille contre le niveau de bauxite qui, localement, est masqué par des éboulés de pentes.

#### c. COUPE AU TRAVERS DES MONTS KOKKINO-XROME-MOSCARI ET MACRON-ORON

La route d'Athènes à Thèbes sillonne à travers les différents monts de la chaîne du Pateras. A partir de cette route nationale et en remontant vers le mont Macron-Oron, on coupe successivement (fig. 72a):

- (1) une structure anticlinale au coeur de laquelle affleurent des calcaires néritiques massifs, bien lités et à filonnets rouges. On distingue, en plaques minces : des biomicrites à oncolites recristallisées, à Algues (*Thaumatoporella* sp.), des Stromatopores, débris d'Echinodermes, de Gastropodes, et à Foraminifères : Duostominidés à doubles parois, *Ophthalmidium* sp., *Trochammina* sp., *T. alpina* Kristan-Tollmann, *Glomospira* sp., *Reophax* sp., datant probablement le Trias supérieur ;
- (2) 150 à 200 m de calcaires néritiques blancs, formant le flanc oriental du mont Moscarì. Ce sont des biosparites à bioclastes et ooclastes, intercalées de dolomies gris clair, passant à des calcaires cristallins blancs. Les plaques minces sont très pauvres en microfaunes préservées de la recristallisation : fantômes d'Involutinidés, *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., évoquant le Trias supérieur ;
- (3) 50 à 60 m de calcaires néritiques gris-blanc, massifs, dans lesquels il existe des Algues (oncolites, *Thaumatoporella* sp., *Sphaerocoelium* sp.), des Ostracodes, des Gastropodes et des Mégalodontidés rapportés au genre *Neomegalodon* (*N. paronai* (Di Stefano), du Norien ;  
- une faille verticale ;
- (4) une série de calcaires néritiques gris clair, alternant avec des dolomies et des calcaires dolomitiques. Le microfaciès est celui d'une dolosparite à grains fins pour ce qui concerne les horizons dolomitiques ; en revanche, pour les calcaires dolomitiques, ce sont d'anciennes microsparites épigénisées par de la dolomite. Dans les rares niveaux préservés de la dolomitisation, il existe des Algues codiacées et *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), des valves d'Ostracodes et des Foraminifères recristallisés. Il n'est pas interdit de penser que, localement, cette série mal datée puisse passer au Lias.

Sur la bordure septentrionale du mont Moscarì, en se dirigeant vers le Nord Ouest, les faciès et les microfaciès ne varient guère, malgré les nombreux changements de pendage liés au passage de failles verticales d'orientation WNW-ESE. Les traces de microflore et de microfaune sont rares : *Thaumatoporella* sp., *Gyroporella* sp., *Endothyra* sp., *Trochammina* sp., *Frondicularia* sp., *Glomospirella* sp. et *Involutina* sp. mal conservés, indiquant probablement le Trias supérieur. La monotonie de faciès relevée dans ce profil illustre tout à fait ce secteur de la chaîne du Pateras.

#### d. COUPE DU MONT MALIA-BLETTA.

A 800 m environ au Sud de la coupe précédente, se dresse le mont Malia-Bletta qui renferme des séries mieux caractérisées par des restes de microflore et de microfaune.

En partant de la partie orientale du mont Malia-Bletta pour se diriger vers la route d'Athènes à Thèbes, on rencontre une structure synclinale faillée, formée de calcaires datés du Trias supérieur (fig. 72b):

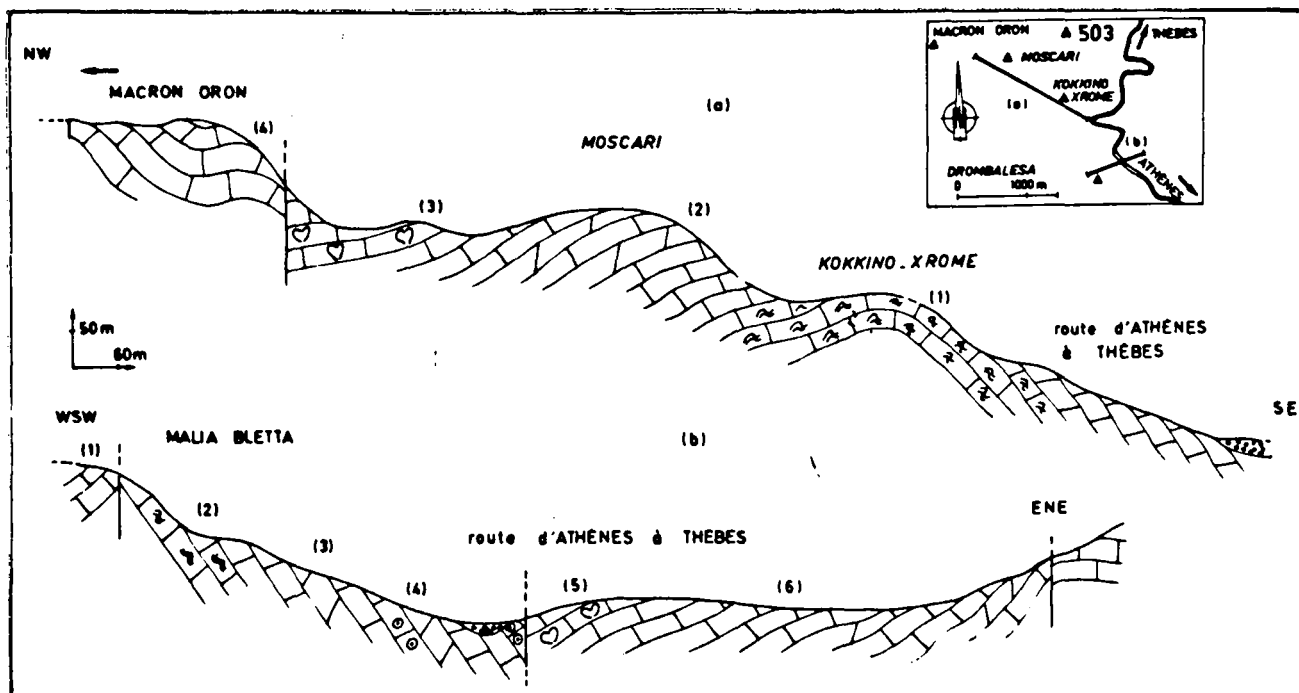


Fig. 72.- Coupes de la brodure orientale du mont Pateras.

a. Coupe au travers des monts Kokkinôrome Moscari-Macron-Oron. - b. Coupe du mont Malia Bletta.  
Légende dans le texte.

De bas en haut, stratigraphiquement, il apparait :

- (1) des calcaires néritiques massifs, en gros bancs, et à passées dolomitiques  
- une faille verticale ;
- (2) 50 m de calcaires néritiques gris-blanc, à filonnets rouges, à Algues recristallisées et Foraminifères : *Duostominidés*, *Ophtalmidium* sp., *Reophax* sp., *Trochammina* sp., *T. alpina* Kristan-Tollmann, datant le Trias supérieur
- (3) 80 à 100 m de calcaires néritiques blancs, en gros bancs, dans lesquels les lames minces n'ont livré que des valves d'Ostracodes calcitisées, de rares fantômes de microfaune ou de microflore : *Duostominidés*, *Reophax* sp., *Ophtalmidium* sp., *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Endothyranella* sp., traces d'Algues recristallisées, pouvant appartenir au Trias supérieur ;
- (4) 80 à 100 m de calcaires néritiques gris-blanc, à empreintes de Mégalodontidés dans lesquels apparaissent des bancs de calcaires dolomitiques azoïques. Les microfaciès des calcaires gris, sans trace de Mégalodontidés, sont des biomicrites à Algues : *Gyroporella* sp., *Thaumatoporella* sp., et à Foraminifères : *Duostominidés* à doubles parois, identiques à ceux que l'on trouve dans les faunes du Dachstein (selon Mme Zaninetti), *Ophtalmidium* sp., fantômes d'*Involutinidae*, *Trochammina* sp., *T. jaunensis* Bronnimann et Page, *Glomospirella* sp., *Duotaxis* sp., *D. birmanica* Zaninetti et Bronnimann, datant le Norien.

Après avoir traversé la route d'Athènes à Thèbes, on retrouve les microfaciès identiques à ce que l'on vient de voir dans la branche occidentale du synclinal. A 100 m environ de la route, il existe des coquilles de Mégalodontidés (*Megalodon* sp.) et de Gastropodes dans des calcaires massifs néritiques.

#### e. COMPLÉMENTS.

En poursuivant la route d'Athènes à Thèbes, on rencontre le mont 503 (fig. 72) formé de

calcaires massifs néritiques, bien lités, à passées dolomitiques gris clair azoïques. Les microfaciès sont ceux de biomicrites à bioclastes, ooclastes, renfermant des Algues codiacées, des oncolites, des valves d'Ostracodes, des débris de Bryozoaires et des Foraminifères : *Trochammina* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina* ? *iranica* Zaninetti, *Triasina hantkeni* Majzon, *Involutina sinuosa pragsoides* Oberhauser, du Trias terminal-Rhétien.

#### f. COUPE DU MONT TRAPEZOIDIS.

Le mont Trapezoidis constitue une partie de la retombée méridionale de la chaîne du Pateras vers le plaine de Megara. Le chemin muletier qui conduit d'Ano Veniza à Megalo-Kriptis débute dans les formations néogène (fig. 73) et quaternaire de la plaine de Megara. De bas en haut, on observe :

- (1) 50 à 60 m de calcaires néritiques blancs, dolomitisés. Dans les niveaux peu dolomitisés, il existe des débris d'Algues (Diplopores) et de gros Lamelli-branches (Mégalodontidés) ;  
- une faille verticale ;
- (2) 30 à 35 m de calcaires noduleux rouges, à passées micritiques fines, alternant avec des niveaux remplis de gros cristaux zonés de dolomite. Les passées micritiques fines recèlent des filaments et des Conodontes : *Gladigondolella* sp., *Neogondolella excelsa* (Mosher), *Neohindeodella triassica triassica* (Müller), *Prioniodina* (*Cypridodelella*) *muelleri* Tatge, indiquant l'intervalle anisien-carnien.  
Les lames minces ont livré de rares Foraminifères : Lagénidés, *Agathammina* sp. et *Meandrospira* sp. (?). Cette association pourrait évoquer le Trias moyen ;
- (3) 50 à 60 m d'un ensemble terrigène avec des tufs rhyolitiques lenticulaires intercalés, grès fins mal consolidés à matrice pélitique, pélites gréseuses et pélites schisteuses représentant la plus grande partie de l'ensemble terrigène. Les éléments des grès sont principalement constitués de quartz cataclasés, de feldspaths altérés et de pyroclastites mal conservées.

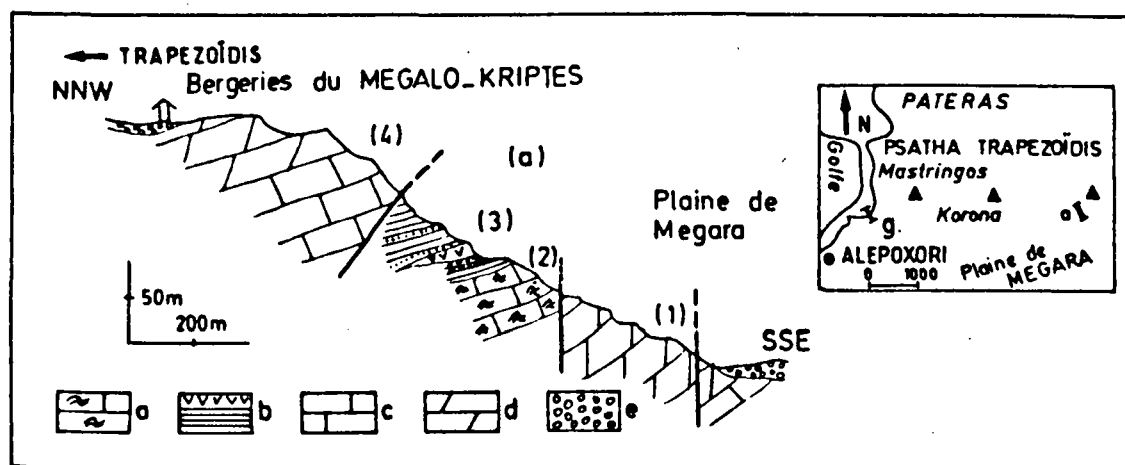


Fig. 73.- Coupe du mont Trapezoidis.

a. Micrites à filaments. - b. Formations détritiques et tufs rhyolitiques. - c. Calcaires néritiques blancs. - d. Calcaires dolomitiques. - e. Formations néogènes et quaternaires.

Dans la matrice argileuse, il existe de nombreux micas blancs, chloritisés, donnant par endroits au grès un aspect rubané. Les tufs rhyolitiques verts affleurent sur une bande de 100 à 150 m de longueur dont l'épaisseur varie

de 5 à 10 m. C'est une roche de couleur vert clair avec de nombreuses taches vert foncé dont la taille oscille entre 0,5 et 2 mm et montrant une texture microlitique, porphyrique et fluidale autour des phénocristaux. Ceux-ci sont composés de quartz corrodés, à extinction roulante et de feldspaths phyllitisés ;

- une faille oblique ;

- (4) 70 à 80 m de calcaires néritiques gris-blanc. Vers le sommet, ils sont constitués de calcaires micritiques en plaquettes. Les lames minces ont livré des Foraminifères : *Lagénidés*, *Agathammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Glomospirella* sp., *Earlandia tintinniformis* (Misik), datant le Trias moyen. Vers le sommet de la formation, les calcaires néritiques deviennent plus massifs et très dolomitisés. Des dépôts néogènes masquent la série carbonatée au niveau des bergeries de Megalo-Kriptes.

g. AUTRES AFFLEUREMENTS EN BORDURE DE LA ROUTE D'ALEPOCHORI A PSATHA.

En partant du bord de la mer (fig. 73g) on longe un piton formé de calcaire blanc, émergeant des formations néogènes. Cet affleurement est très intéressant car il recèle une très belle microfaune. Dans des calcaires néritiques blancs, il existe des calcaires domolitiques gris clair à sections de *Megalodon* sp. recristallisées. Dans les niveaux préservés de la dolomitisation, on reconnaît des biomicrites à valves d'Ostracodes, sections de Gastropodes, fragments de Stromatolites, Algues codiacées et Foraminifères : *Lagénidés*, *Duostominidés*, *Frondicularia* sp., *Spirillina* sp., *Glomospirella* sp., *Involutina sinuosa pragsoides* Oberhauser, *Triasina hantkeni* Majzon, datant le Norien-Rhétien.

h. COUPE DU MONT RACHI-DOUSKOURA AU MONT ZOIREZA.

En bordure de la plaine néogène de Megara, s'élèvent les avants-monts de la chaîne du Pa-

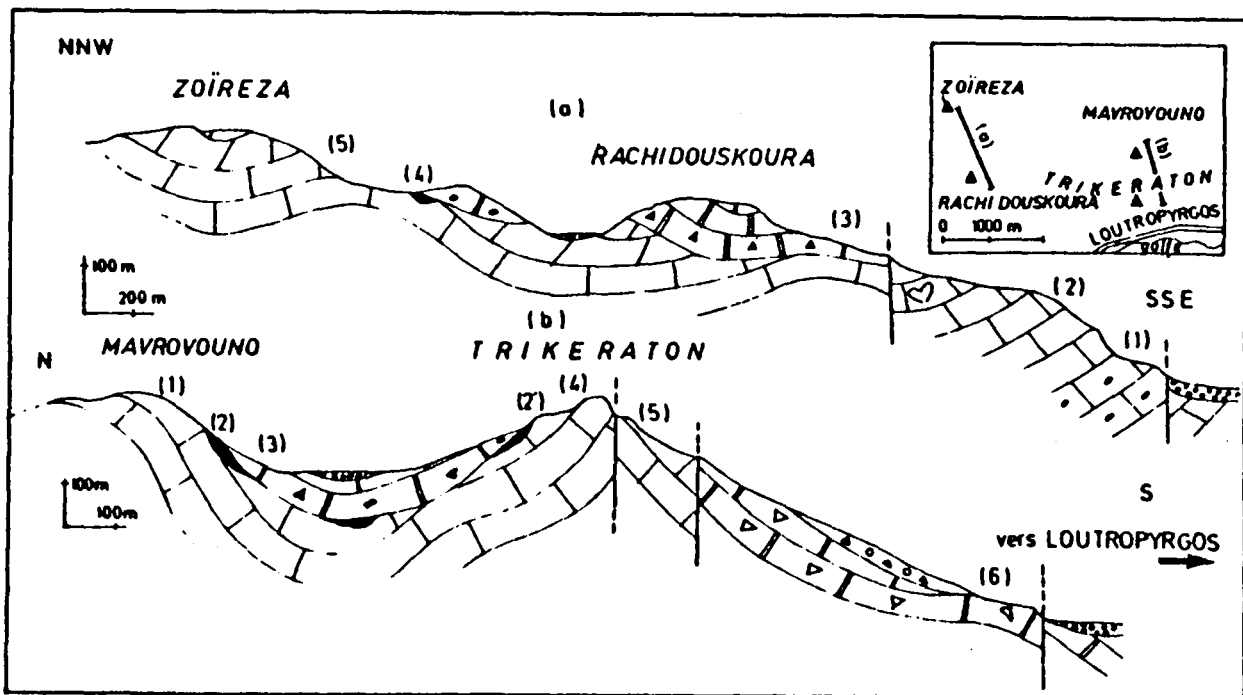


Fig. 74.- coupes de la bordure méridionale du mont Pateras.

a. Coupe du mont Rachi Douskoura au mont Zoïresa. - b. Coupe du mont Mavrovouno au mont Trikeraton.

Légende dans le texte.

teras, découpés par des failles verticales de direction NW-SE, qui relèvent des compartiments de calcaires massifs dont les pendages sont orientés vers le NW. De bas en haut, contre les formations récentes, se succèdent (fig. 74a)

- (1) des calcaires micritiques très fins, gris-noir, à rares petits silex ;
- (2) des calcaires néritiques blancs, massifs, à Algues, Mégalodontidés et Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Endothyranella* sp., *Trochammina* sp., *Glomospira grandis* (Sala), datant le Trias moyen à supérieur ;  
- une faille verticale ;
- (3) des calcaires néritiques gris-blanc, à Rudistes, du Crétacé supérieur, transgressifs sur un niveau de bauxite dans la dépression méridionale au pied du mont Zolreza ;
- (4) 80 à 100 m de calcaires micritiques, à rares sections de Mégalodontidés. Les bancs sont épais de 20 à 50 cm. En lame mince, il s'agit de calcaires fins (pelmicrite à intramicrosparite) épigénisés par de la dolomite microcristalline et contenant des valves d'Ostracodes, des fragments de Lamellibranches, des sections d'Algues codiacées et *Thaumatoporella* sp., des coprolites de crustacés et de rares Foraminifères : *Trochammina* cf. *alpina* Kristan-Tollmann, *Glomospira* sp., *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, du Trias supérieur.

Si l'on se dirige en direction du sommet du mont Pateras, vers le Nord Ouest, on constate que les affleurements de calcaires micritiques bien lités ne présentent pas de changements notables ; en effet, il existe toujours des microfaciès pelmicritiques à intramicrosparitiques très pauvres en niveaux fossilifères repérés.

#### 1. COUPE DES MONTS MAVROVOUNO ET TRIKERATON.

Sur la bordure méridionale de la chaîne du Pateras, dans les monts Mavrovouno et Trikeraton, plusieurs carrières pour l'exploitation de la bauxite ont été creusées à la limite Trias-Crétacé (fig. 74b) :

- (1) le mont Mavrovouno est entièrement formé de calcaires néritiques gris-blanc, contenant des niveaux pelmicritiques gris. Dans les bancs néritiques, on observe des plages dolomitisées par de la dolomite microcristalline, des bioclastes, des oncolites, des Algues (*Thaumatoporella* sp.), des valves d'Ostracodes, des coprolites de crustacés et de rares Foraminifères : Duostominidés, *Endothyra* sp., *Glomospira* sp., *Ophtalmidium* sp., *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann, indiquant le Trias supérieur (Norien) ;
- (2) un niveau bauxitique ;
- (3) une série transgressive formée de calcaires néritiques à Rudistes, d'âge crétacé supérieur ;
- (2') un niveau de bauxite ;
- (4) le sommet du mont Trikeraton est occupé par des calcaires néritiques blancs, massifs, redressés à la verticale, qui contiennent des débris d'Algues et de Mégalodontidés attribués au Trias supérieur s.l. ;
- (5) un petit graben constitué de calcaires fins blancs, massifs, localement broyés. Ces calcaires biomicritiques recèlent des fragments de Lamellibranches, des oncolites, de rares Foraminifères mal conservés : Duostominidés, *Endothyra* sp., *Glomospira* sp., fantômes d'*Involutina* sp., pouvant indiquer le Trias supérieur.



#### j. CONCLUSION SUR LE TRIAS DU MONT PATERAS.

Vaste anticlinal faillé à coeur paléozoïque (cf. supra, Carbonifère et Permien), le mont Pateras se caractérise surtout par ses formations triasiques peu diversifiées.

La plupart des sommets qui forment la chaîne du Pateras sont constitués de calcaires néritiques blancs à passées dolomitiques nombreuses appartenant au Trias supérieur. Il est vraisemblable que c'est dans ce secteur de la zone pélagonienne que la plate-forme triasique est la moins érodée.

#### 7. LE TRIAS DES MONTS GERANÉES.

Les monts Gérénées constituent un édifice structural complexe hâché de failles verticales récentes, formant une série de horsts et de grabens dans lesquels il est peu aisé de lever des coupes continues. Ils représentent le lien entre la Grèce continentale et le Péloponnèse.

##### a. COUPE DU MONT KASTRAKI.

Pour accéder au sommet des monts Gérénées occupé par un relai de télévision, il existe une route carrossable qui part de la localité de Megara et qui serpente sur le flanc oriental de la chaîne. Cette façade, découpée par un réseau de failles verticales, ne se prête pas au lever de profils homogènes. A 900 m d'altitude, au carrefour de la route d'Ay. Theodori, près d'un puits où sont installés des bergers (fig. 76), en partant de la bordure de la route près des bergeries pour se rendre au sommet du mont Lissi et en passant par le flanc occidental du mont Kastraki, on coupe successivement :

- (1) 15 à 20 m de calcaires gris-blanc néritiques, micrograveleux, à intraclastes, bioclastes et oncolites. La présence de fragments de Stromatopores, Gastéropodes et de valves d'Ostracodes indique un milieu très biogène. Les lames minces ont livré des Algues : *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Dasycladacées et des Codiacées, et une belle faune de Foraminifères : Duostominidés, Miliolidés, Lagénidés, *Ophtalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Glaospirella* sp., *J. friedli* Kristan-Tollmann, *Trochammina* sp., *T. austroalpina* Kristan-Tollmann, *Amobaculites* sp., *Involutina* sp., *I. communis* (Kristan), *I. gashel* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), *I. sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. tumida* (Kristan-Tollmann), caractéristique du Norien ;
- (2) 250 à 300 m de calcaires gris-blanc, formant le mont Kastraki. Près de la route, ce sont des biomicrites en bancs réguliers, dans lesquels nous avons pu reconnaître de nombreuses valves d'Ostracodes, des coquilles de Lamellibranches, des petits Gastéropodes, des fragments d'Algues recristallisés et de rares Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Endothyra* sp. et *Involutina* sp. (?), mal conservés. Dans la montée du mont Kastraki, on observe des calcaires à débris de Mégalodontidés et des bancs de calcaires magnésiens blancs. Ces associations indiquent le Trias moyen à supérieur (?) ;
- (3) entre le mont Kastraki et le mont Lissi, il existe un petit graben, dans lequel affleurent des calcaires néritiques gris-bleu, bien lités, contenant des Paleodasycladacées du Lias ;
- (4) 250 à 350 m de calcaires biomicritiques, à passées bioclastiques, contenant des ooclastes et des pellets, de nombreuses valves d'Ostracodes, des fragments de coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes, des débris d'Algues codiacées, partiellement recristallisés, et de rares Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Fronicularia* sp., *Ophtalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Agathammina* sp., vraisemblablement d'âge triasique moyen ou supérieur (?) ;

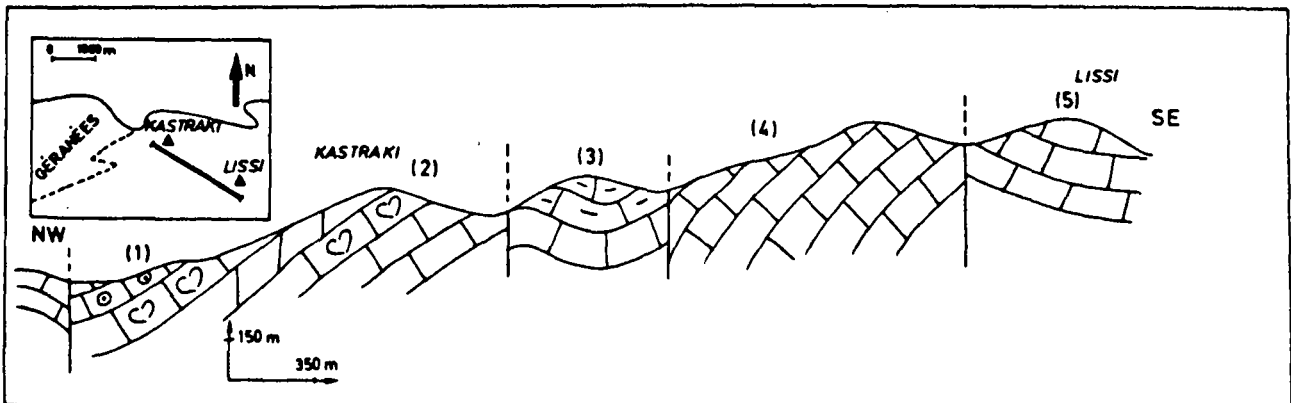


Fig. 75.- Coupe du mont Kastraki.

Légende dans le texte.

- une faille verticale ;

- (5) 100 à 150 m de calcaires néritiques gris-blanc, biomicritiques, bien lités, renfermant de nombreuses valves d'Ostracodes, des débris de Lamellibranches, des Algues : *Gyroporella* sp., *microtubus* sp., *Bacanella* sp., et des Foraminifères : Duostominidés, *Ophtalmidium* sp., *Trochammina* sp., *Agathammina* sp., *Earlandia tintinniformis* (Misik), datant le Trias moyen (Ladinien).

En continuant la coupe vers le Sud Est, on arrive très vite en bordure d'une paroi subverticale, dont la naissance est liée à la néotectonique de l'Egée, et qui descend vers le golfe saronique. Au pied de cette paroi, nous avons découvert des calcaires néritiques gris-blanc, avec des sections de Mégalodontidés et des blocs de calcschistes à Globotruncanidés du Crétacé supérieur.

#### b. AUTRE AFFLEUREMENT.

A l'extrémité sud-orientale de la grande plaine récente de Megara, se dresse le mont Kakkiskala. Non loin de son sommet, sous une couverture transgressive d'âge crétacé supérieur, reposant sur un niveau de bauxite peu épais et discontinu, affleurent des calcaires massifs gris-bleu, bien lités. Ce sont des biomicrites à débris d'Algues, coprolites de crustacés, Algues co-diacées et *Gyroporella* sp., et Foraminifères : *Trochammina* sp., *Agathammina* sp., *Earlandia* sp., du Trias moyen.

### 8. ANALYSE SUCCINCTE DES ROCHES VOLCANIQUES TRIASIQUES DANS LA ZONE PELAGONIENNE.

Lorsqu'on récapitule les endroits où l'on rencontre du volcanisme triasique, il est frappant de constater que les vulcanites s'observent surtout dans les secteurs les plus internes de la zone pélagonienne non métamorphique, là où affleure la plus grande partie des séries paléozoïques. De plus, il est à noter que dans les massifs les plus externes (Kitheron et Patseras), l'intervalle aniso-carnien est marqué par un volcanisme peu abondant, voire même quelquefois absent, en revanche il est alors occupé par des calcaires fins à silex, bien lités.

	75 116 B	75 110	69 560	69 559	69 556	72 384	72 385	AP <sub>1</sub>	AP <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	75,31	76,70	75,31	74,01	68,32	75,06	74,39	76,27	77,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,61	11,59	12,57	11,72	13,87	12,82	13,10	13,24	11,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,74	1,74	1,62	1,79	1,82	1,55	1,36	1,44	1,00
FeO	0,61	0,75	0,03	2,17	1,77	-	-	0,03	0,04
MgO	1,01	1,03	0,58	0,33	1,11	0,57	0,69	0,15	-
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	-	-
CaO	0,88	0,80	0,19	0,07	0,41	0,26	0,18	0,06	0,10
Na <sub>2</sub> O	3,02	2,78	2,48	3,95	2,04	1,90	3,32	3,68	2,44
K <sub>2</sub> O	0,61	0,82	4,86	3,67	7,64	5,29	3,54	3,72	4,64
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	0,12	0,29	0,32	0,12	0,14	0,12	0,10
P. F.	4,43	2,25	1,71	1,29	1,38	1,91	2,82	1,60	1,20
Total	99,32	98,77	100,10	100	99,32	99,35	99,78	100,31	98,61
<i>Minéraux virtuels</i>									
Quartz	52,56	54,06	41,46	33,96	24,54	42,30	40,92	39,98	45,72
Orthose	3,34	5,00	28,91	21,68	45,04	31,14	20,57	22,00	27,44
Albite	22,15	23,58	20,96	33,54	16,77	16,24	27,77	31,10	20,62
Anorthite	4,17	3,89	1,11	3,34	1,95	1,39	0,53	-	-
Cpx	-	-	-	0,25	-	-	-	-	-
Opx	2,50	-	1,40	2,78	4,02	1,40	1,70	1,38	0,32
Magnétite	1,16	1,86	-	2,55	2,55	1,60	-	0,73	0,73
Hématite	0,96	-	1,60	-	-	-	1,44	-	-
Ilmenite	0,46	0,46	-	-	-	-	-	0,23	0,19
Corindon	4,59	4,69	2,96	-	1,63	3,37	3,57	3,15	2,24
P. F.	4,43	2,25	1,71	1,29	1,38	1,91	2,82	1,75	1,35
Total	99,77	98,73	99,61	99,32	99,44	99,51	99,57	100,31	98,61

Tabl. VII. - Analyses chimiques des laves trachytiques.

Fig. 60. - Coupe 169 556 pes dans le secteur méridional du mont Behtetsi.

Fig. 52. - Coupe 169 559 au Sud Ouest du monastère Ton Kilaton.

Fig. 69. - Coupe AP<sub>1</sub> A 1 km à l'Ouest d'Ostos Meletios A Portaes.

Fig. 55. - Coupe AP<sub>2</sub> A 1 km à l'Ouest de Panakos.

a. RESUME DES CARACTERES PETROGRAPHIQUES.

Il existe une grande monotonie dans la composition minérale des roches. Il s'agit généralement de roche à texture porphyrique contenant des phénocristaux de quartz et de feldspaths autour desquels la texture devient fluidale. La mésostase est presque systématiquement phyllitisée. Les phénocristaux de feldspaths sont ordinairement altérés en minéraux secondaires (calcite, actinote, micas blancs, chlorite, etc...). Les composés du fer, toujours oxydés (hématite, magnétite), sont des minéraux accessoires.

b. RESUME DES CARACTERES CHIMIQUES ET GEOCHIMIQUES.

Dans la grande majorité des affleurements décrits, il apparaît des laves rhyolitiques, à l'exception de la carrière de la "mine de fer" de Stephani (fig. 52 ; échantillon 69 556) où nous trouvons une roche que l'on range dans les dacites. D'une manière générale, dans les laves rhyolitiques, les pourcentages entre  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ne sont pas assez significatifs pour faire une différenciation valable. La quantité de  $\text{TiO}_2$  reste toujours extrêmement faible (inférieure à 0,32). La teneur en  $\text{MgO}$ , toujours inférieure à 1 (à l'exception de trois échantillons qui s'étagent entre 1,01 et 1,11) reste extrêmement peu représentative. Le taux de  $\text{CaO}$ , très bas, peut ne pas exister. Le quartz, la plupart du temps, et l'orthose forment 60 à 70 % de la roche dans les rhyolites. L'analyse chimique de quelques microlites dans des laves rhyolitiques nous apprend qu'ils sont en grande partie formés d'orthose et que le pourcentage d'albite reste très faible. Les laves dacitiques, mises en évidence en un seul endroit, montre d'une part une teneur en orthose supérieure à celle des autres roches analysées et d'autre part, une quantité de silice inférieure à ces mêmes roches. De plus, il est à noter que quartz et feldspaths participent à 88 % environ de la constitution de la roche. Il existe de l'orthopyroxène en quantité peu élevée et sa composition globale est sensiblement plus ferrique et plus alumineuse que la moyenne des autres laves rhyolitiques (tabl. VII).

c. CONCLUSION SUR LE VOLCANISME TRIASIQUE.

Riches en corindon normatif, trop altérées pour être friables, et très peu diversifiées du point de vue chimique et géochimique, ces roches n'ont pas été figurées sur des diagrammes.

L'altération ayant conduit à un lessivage important des alcalins, le pourcentage en quartz devenant du même coup très élevé, l'analyse des conditions de formation de ces roches est sujette à caution.

9. CONCLUSION SUR LE TRIAS DE LA ZONE PELAGONIENNE.

D'une manière générale, on constate que là où existait des formations datées du Paléozoïque supérieur, se trouvent les séries triasiques les plus anciennes (Trias inférieur et moyen). Ces séries sont surtout visibles dans les secteurs les plus internes de la zone pélagonienne, mais il faut souligner une nouvelle fois que le passage paléozoïque-mésozoïque est marqué par la présence d'accidents tectoniques verticaux ou obliques. Dans les secteurs les plus externes, les séries appartenant au Trias supérieur sont plus épaisses et largement représentées (fig. 76)

Les formations werfénienues connues depuis Renz (1908) possèdent un faciès analogue à celui du Permien supérieur sous-jacent, c'est-à-dire que la sédimentation détritique permo-werfénienne continue.

Avec l'Anisien, s'installe un régime carbonaté qui succède aux faciès terrigènes et bioclastiques du Permo-Werfénien. L'apparition des micrites rouges à filaments contenant quelques empreintes d'Ammonites a été comparée par Renz (1955) aux faciès du "Halstatt autrichien" que l'on rapproche des faciès "Ammonitico-Rosso" (Aubouin, 1969) d'Italie du Nord ou des faciès "Han Bulog" en Yougoslavie (Charvet, 1978). Témoin de la première paléogéographie alpine dans notre secteur, ce niveau rouge condensé est l'indice d'un régime sédimentaire particulier troublé par des oscillations saccadées de la première plate-forme pélagonienne (stade d'individualisation marqué par la présence "d'Ammonitico-Rosso calcaires" ; Aubouin, 1964 ; cf. *infra*, conclusion sur le Trias).

Le Ladinien, période de "crise volcanique", est caractérisé par la naissance d'un complexe effusif dacito-rhyolitique accompagné de dépôts terrigènes. Il est à remarquer la présence de calcaires à silex dans le secteur le plus externe de la zone pélagonienne (cf. *supra* : conclusion sur le Trias du massif du Kithéron).

Enfin, le Trias supérieur, comme dans tous les équivalents albanais (zone du Korab) ou yougoslaves (zone de Golija), le "stade d'état" (Aubouin, 1961), est acquis au Trias supérieur avec l'installation d'une vaste plate-forme néritique et subsidente.

Nous avons observé, dans la zone pélagonienne, des poches soit de bauxite, soit de fer, enfouies dans un karst creusé dans les calcaires blancs du Trias supérieur (Bauxite de Mandra ou des Gérénées et Fer du mont Parnis ou du mont Dafna, etc...). La couverture transgressive sur la Bauxite est d'âge cénonanien alors qu'elle est sénonienne ou même maestrichtienne sur les poches de fer. L'âge de cette couverture n'est pas assez ancien pour assurer que l'émer-sion a pu naître pendant le Trias supérieur.

Du point de vue de l'analyse des microfaciès, nous n'avons perçu aucun indice susceptible d'étayer l'hypothèse d'une émer-sion triasique au niveau de la transversale Parnasse-Béotien-Pélagonien. Un tour d'horizon rapide des différents microfaciès nous apprend qu'au sein de cette plate-forme, nous pouvions avoir une sédimentation hétérogène. On observe par exemple sur la route de Platée à Ayos Vassilios, des Mégalodontes géants (certains d'entre eux atteignant 30 à 40 cm de longueur) et non loin de là, en bordure de la route, nous trouvons des brèches sédimentaires monogéniques. Déjà citées par Celet (1962) et par Guernet (1971), ces brèches, formées au moment de la diagenèse, comportent quelques éléments de micrites fines

Fig. 76.- Colonne stratigraphique schématique du Trias de la zone pélagonienne.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Pérites gréseuses et calcaires fossilifères intercalés du Permien supérieur. - 2. Calcaires gréseux et oolitiques dans des pérites gréseuses. - 3. Conglomérats et micrites rouges à filaments. - 4. Micrites rouges à filaments contenant des microbrèches et niveaux fossilifères. - 5. Alternance de calcaires gréseux et de schistes. - 6. Micrites à silex et radiolarites. - 7. Calcaires à empreintes d'Ammonites, pérites gréseuses et microbrèches. - 8. Tufs rhyolitiques et pérites gréseuses. - 9. Calcaires à silex et pérites. - 10. Calcaires magnésiens. - 11. Calcaires néritiques. - 12. Calcaires à Mégalodontidés. - 13. Brèche intraformationnelle et calcaires à Algues. - 14. Faciès néritiques à fenestrés. - 15. Lamelli-branches et Gastéropodes (Renz, 1908).



noires noyées dans un ciment calcaire cryptocristallin. Ces brèches pourraient correspondre à l'écho sédimentaire de l'ouverture téthysienne plus orientale. D'une manière très générale, les microfaciès sont assez monotones, traduisant une certaine stabilité de l'environnement. Nous observons du Carnien au Rhétien, des faciès algaires, à rares Foraminifères, des roches micritiques à pellets, oncolites, intraclastes, traduisant des milieux agités mais peu profonds.

Dans le Trias supérieur de la partie externe de la plate-forme (Renz et Frech, 1908 ; Renz, 1911), existent des Polypiers associés à des Algues, des Mégalodontes et des Involutini-dés. Le milieu de sédimentation peut correspondre au domaine intertidal à infratidal interne.

#### D. LE TRIAS DE LA ZONE BEOTIENNE.

##### 1. LE TRIAS DE LA CHAÎNE DU ZAGORA ET DE SES BORDURES.

Il est à remarquer que d'une part, seules les parties supérieures du Trias, très souvent recouvert par le Lias, sont représentées et que d'autre part, il n'existe que très peu de séries continues dans le Trias supérieur car la tectonique récente, liée à la naissance de grandes plaines néogènes ou à l'évolution du golfe de Corinthe, a découpé en horst et en graben les confins de la chaîne du Zagora.

##### a. COUPE DU TSOUKA-LOUKAS.

Au Nord de l'ancienne route de Dombvrena à Chostia, se dresse la chaîne du Zagora. Le long de cette route, des calcaires blancs triasico-liasiques, faillés, viennent en contact des formations néogènes de la plaine de Xironomi (fig. 77). Un profil Sud Est et Nord Ouest montre :

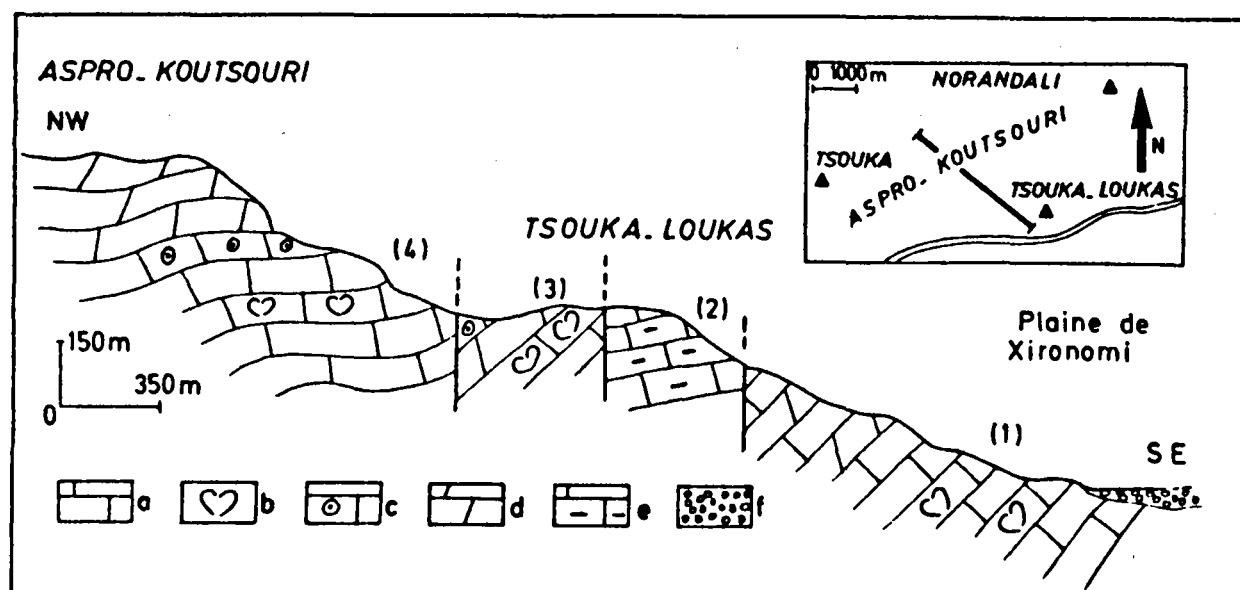


Fig. 77. - Coupe du mont Tsouka-Loukas.

a. Calcaires néritiques blancs. - b. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - c. Calcaires à Involutinidés. - d. Calcaires magnésiens. - e. Calcaires gris-bleu liasiques. - f. Formations néogènes et quaternaires.

- (1) une puissante série formée de calcaires néritiques gris-blanc, en bancs massifs, constitués de lithoclastes, bioclastes, ooclastes et quelquefois même, de micrites très fines. La plupart du temps, les éléments figurés sont représentés par des bioclastes et des oncolites recristallisés. Les lames minces ont livré une microfaune rarement bien conservée : fantômes d'*Involutina* sp., Duostominidés, Lagénidés, Ostracodes, *Ophtalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp. (?), *Trochammina* sp., *T. alpina* Kristan-Tollmann, datant le Trias supérieur ;
  - une faille verticale ;
- (2) des calcaires gris en plaquettes, formés de biomicrites à Algues, du Lias ;
- (3) 50 à 60 m de calcaires gris-blanc néritiques, en gros bancs, à Mégalodontidés intercalés de calcaires dolomitiques azoïques, formant de minces lits gris foncé. En lame mince, on distingue des biosparites à passées bioclastiques épigénisées par de la dolomite microcristalline, quelques traces d'Algues codiacées, des tests d'Ostracodes recristallisés et des Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Endothyra* sp., *Agathammina* sp., *A. austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), datant le Trias supérieur ;
  - une faille verticale ;
- (4) 300 à 400 m de calcaires gris-blanc néritiques, massifs, alternant avec des calcaires dolomitiques blancs, bréchiques, à nombreuses empreintes de Mégalodontidés, des bancs laminés (Algues) contenant des oncolites de grande taille. Les lames minces comprennent des biomicrites (plus ou moins épigénisées par de la dolomite), des microbrèches à Stromatolites resédimentés, des biosparites à débris d'Algues (*Thaumatoporella* sp.), des coprolites de crustacés, des débris de Lamellibranches et de Foraminifères : Duostominidés, *Trochammina* sp., fantômes d'*Involutina* sp., *Galeanella* sp.

La série se continue par des calcaires fins gris foncé, du Lias.

#### b. COUPE DU VILLAGE DE CHOSTIA A LA BORDURE DU GOLFE DE CORINTHE.

Le chemin qui conduit du village de Chostia au golfe de Corinthe débute dans des formations néogènes qui viennent en contact par faille avec la série triasico-liasique (fig. 78). Du Nord au Sud, on observe :

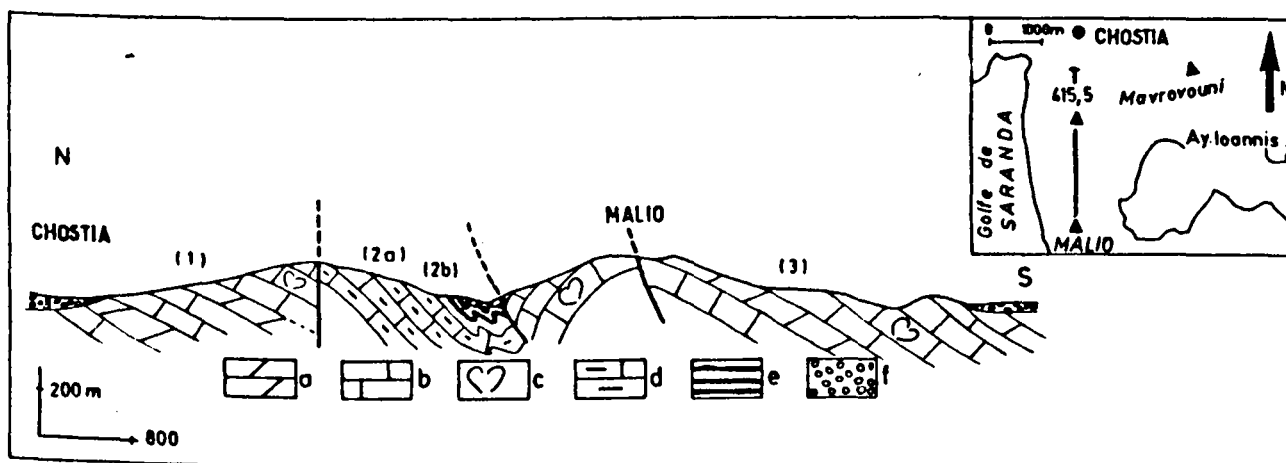


Fig. 82.- Coupe du mont Malio au Sud de la localité de Chostia.

a. Calcaires magnésiens. - b. Calcaires néritiques blancs. - c. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - d. Calcaires gris-bleu liasiques. - e. Radiolarites. - f. Formations néogènes et quaternaires.

- (1) 250 à 300 m de calcaires massifs gris-blanc, dans lesquels on rencontre des passées de calcaires magnésiens et des dolomies. Les calcaires gris-blanc



sont des biomicrites à oncolites, à nombreuses empreintes de Mégalodontidés (*Neomegalodon paronai* Di Stefano), des Algues (*Thaumatoporella* sp.), et de rares Foraminifères (*Glomospirella* sp., *Trochammina* sp., *Agathammina* sp.). La présence de *Neomegalodon paronai* pourrait indiquer le Trias terminal (Norien) ;

- une faille verticale ;
- (2) des calcaires gris-bleu, bien lités, surmontés de radiolarites, formant un synclinal. Cette série a été datée du Lias ;
- (3) un anticlinal faillé, formé de calcaires gris-blanc biomicritiques, à intercalations de calcaires dolomitiques cristallins, blancs ou gris clair, et de calcaires rubanés à laminations et Stromatopores. Les lames minces ont livré des Algues codiacées et des Foraminifères : Duostominidés, *Ophthalmidium* sp., *Galeanella* sp. (mal conservée), indiquant le Trias supérieur s.l.

### c. COUPE DU MONT TSOUMA-DANILI.

Le mont Danili représente le front tectonique de la zone béotienne chevauchant sur le flysch tertiaire de la zone du Parnasse (fig. 79). En venant de Chostia et en se dirigeant vers la baie de Saranda, une masse de calcaires blancs forme une corniche limitée par une faille verticale. La série calcaire contient quelques niveaux repères :

- (1) 130 à 150 m de calcaires gris-blanc néritiques, à passées biomicritiques, à ooclastes, bioclastes et oncolites, ainsi que des valves d'Ostracodes, fragments d'Algues et de Lamellibranches. Des horizons dolomitiques, plus blanchâtres, s'intercalent dans les calcaires néritiques, en de rares endroits préservés de cette dolomitisation, il subsiste quelques Foraminifères : Duostominidés (*Diplotremina* sp.), Lagénidés, *Trochammina* sp., *Agathammina* sp., *austroalpina* Kristan-Tollmann.
- Dans des biomicrites au sommet de la formation, apparaît un niveau rempli de nombreuses empreintes de Mégalodontidés, surmontés par quelques bancs bien lités de biointrasparites à Involutinidés : *Involutina sinuosa sinuosa* Weynschenk, *I. gashel* Zaninetti-Brönnimann. L'association afunistique indique le Trias supérieur ;

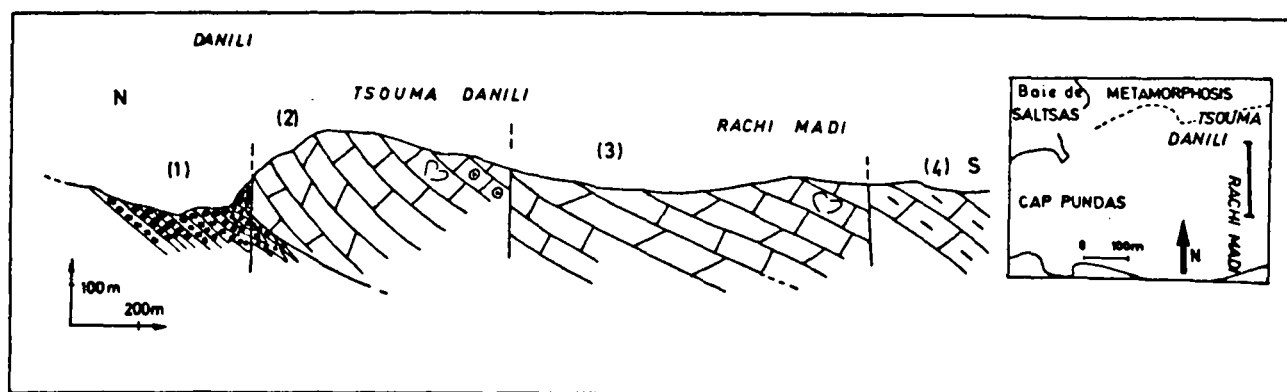


Fig. 79.- Coupe du mont Tsouma Danili.

Légende dans le texte.

- une faille verticale ;
- (2) une série formée de calcaires néritiques gris-blanc, en gros bancs, alternant avec des calcaires dolomitiques blancs, donnant à la roche un aspect rubané. Cette série est identique à celle que nous venons de décrire ci-dessus. En se déplaçant à l'Est du Rachi-Madi, en bordure de la plage de Saranda, affleurent des calcaires gris-blanc, montrant de nombreuses sections de Mégalodontidés dont certaines ont pu être dégagées et déterminées : *Neomegalon paronai* Di Stefano, datant vraisemblablement le Trias supérieur (Norien) ;

- une faille verticale ;

(3) des calcaires liasiques bien lités, qui affleurent jusqu'en bordure du golfe de Corinthe .

d. COMPLEMENTS.

Sur la bordure occidentale de la chaîne du Zagora, près de la localité de Koukoura, affleure une puissante série carbonatée triasique percée de dolines. Elle est formée de calcaires magnésiens rubanés à Algues avec présence de Stromatolites et de veinules argileuses rougeâtres. Le microfaciès correspond à une microsparite épigénisée par de la dolomite donnant naissance alors à une dolosparite. Fréquemment, dans les calcaires magnésiens, il apparaît des coquilles de Mégalodontidés mal conservées.

2. LE TRIAS DES MONTS GERANEES.

La bordure sud-occidentale des monts Géraneés ressemble, du point de vue structural, à sa bordure nord-orientale. En effet, la descente vers les formations récentes de Loutraki se fait grâce à de grands panneaux composés de calcaires et limités par des failles verticales parallèles au golfe de Corinthe.

a. COUPE DE LA FACE SUD EST DU MONT PALEOVOUNO.

Le sentier qui, à partir du monastère Patapios situé à quelques kilomètres de la localité de Loutraki, permet l'ascension délicate du flanc Sud Est du mont Paleovouno, offre une coupe stratigraphique hachée de failles verticales du Trias supérieur au Lias supérieur. On distingue la succession suivante (fig. 80) :

(1) 120 à 150 m de calcaires néritiques gris-blanc, coincés entre deux failles

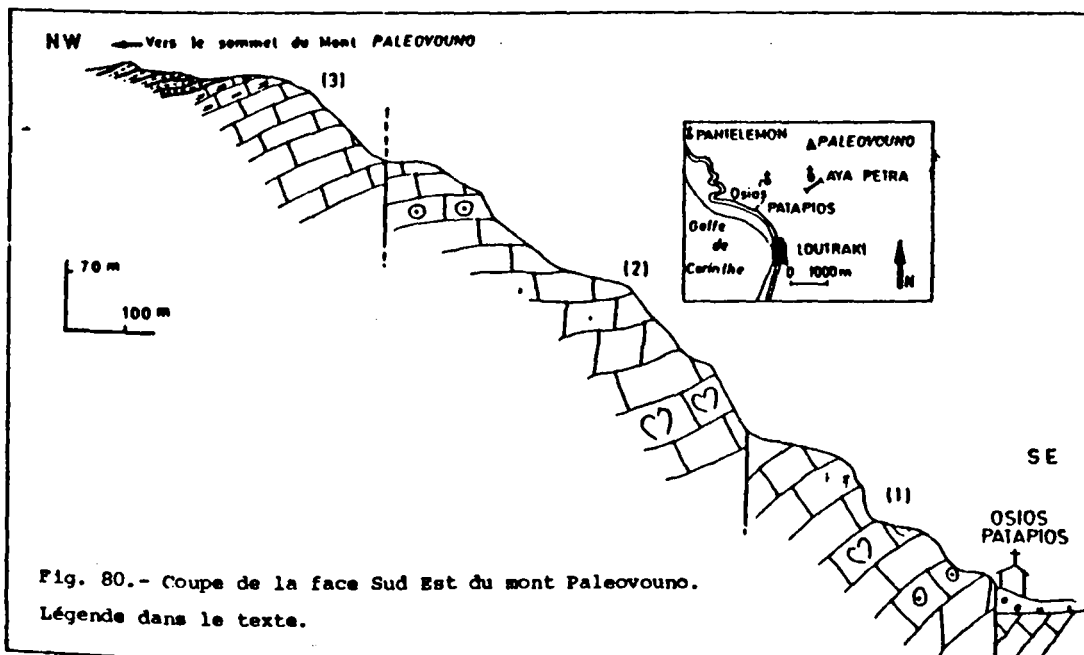


Fig. 80.- Coupe de la face Sud Est du mont Paleovouno.

Légende dans le texte.

verticales principales, à passées magnésiennes et niveaux franchement dolomitiques qui se débitent en fines plaquettes. Dans les niveaux préservés de la dolomitisation, il n'est pas rare de trouver des biomicrites à intraclastes et bioclastes renfermant des valves d'Ostracodes, des fragments de Gastéropodes, de Lamellibranches, des coprolites de crustacés, des Algues codiacées et *Thaumatoporella* sp., et des Foraminifères : Duostominidés, Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., *Endothyra* sp., *Agathammina* sp., *A. gr. austroalpina* Kristan-Tollmann, *Involutina* sp., *I. sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Glomospirella* sp., *G. friedli* Kristan-Tollmann, datant le Trias supérieur. Les niveaux riches en bioclastes et Mégalodontidés recèlent des passées très fines à pellets alternant avec des horizons riches en "gâteaux" algaires et oncolites ;

- (2) 200 à 220 m de calcaires néritiques blancs, limités dans leur partie supérieure par une nouvelle faille verticale, analogues aux précédents. Toutefois la partie supérieure a pu être datée du Norien supérieur-Rhétien par la présence de *Triasina hantkeni* Majzon associée à des Involutinidés recristallisés ;
- (3) une série carbonatée d'âge liasique, qui vient au contact anormal avec le Trias sous-jacent.

#### b. COMPLEMENTS.

b1. En bordure de la route longeant la corniche entre Loutraki et Perachora, au niveau du club Poséidon, une série radiolaritique, alternant avec des calcaires siliceux à filaments et associée à des pélites rouge - lie-de-vin, a été datée par des Conodontes : *Neohindecdella triassica* (Müller), *Neogondolella excelsa* (Mosher), *N. navicula navicula* (Huckriede), *Prioniodina* (*Cypriododella*) *venusta* (Huckriede), datant le Ladinien-Carnien (inférieur ?).

b2. Au Nord Ouest de la localité de Villia, se dresse le mont Prosilion Mertèse. Contre une faille directionnelle, on trouve des calcaires néritiques blancs, en gros bancs. Ce sont des biomicrites à ooclastes, bioclastes, coprolites de crustacés, débris d'Algues (*Thaumatoporella* sp.), de Lamellibranches (Mégalaodontidés) et des Foraminifères : Duostominidés, *Fron-dicularia* sp., *Agathammina* sp., *Involutina* sp., *I. sinuosa pragsoides* (Oberhauser), datant le Trias supérieur (Carnien).

b3. Plus au Sud, à 1 km environ de la sortie septentrionale de la localité de Perachora, le mont Prosilion Mertèse montre sur son flanc méridional les mêmes fossiles et microfossiles associés à *Triasina hantkeni* Majzon, datant le Rhétien.

b4. Au Sud Est du village de pêcheurs de Skinos, se dressent des formations carbonatées puissantes, limitées au Nord par une grande faille verticale. Dans la muraille qui constitue la base de la série carbonatée néritique liasique vers la mi-pente, apparaissent des Mégalaodontidés indégageables dans des calcaires néritiques gris-blanc à Stromatolites.

b5. Enfin, en bordure de la route de Loutraki à Perachora, au niveau du monastère Pantélemon et à l'Est de celui-ci, des calcaires blancs néritiques, à passées dolomitiques et à Mégalaodontidés, viennent buter par faille contre les formations effusives liées à l'expansion égéenne.

Ces calcaires biocritiques à bioclastes, Algues codiacées et Involutinidés recristallisés datant le Trias supérieur s.l., sont légèrement marmorisés à l'approche des intrusions volcaniques.

Dans le chapitre suivant, consacré au Jurassique, nous examinerons les profils se rapportant au Trias de b2, b3, b4, b5.

### 3. CONCLUSION SUR LE TRIAS DE LA ZONE BEOTIENNE.

L'étude des formations triasiques de la zone pélagonienne en Béotie et dans les monts Gérénées montre que seuls les niveaux élevés du Trias supérieur sont présents dans ces deux régions.

Très souvent, on observe le passage du Trias supérieur au Lias sans changement de faciès ; la datation des différents horizons s'effectue par la présence de microfaune car les calcaires néritiques à Mégalodontidés s'étagent du Trias supérieur au Lias moyen.

L'affleurement d'une série de calcaires à silice et de radiolarites dans un compartiment effondré en bordure du golfe de Corinthe pose le problème du soubassement des calcaires néritiques du Trias supérieur de la zone béotienne. Les conditions d'observation de cette série sont peu claires mais sa présence n'est-elle pas l'indice de l'amorce de la naissance précoce d'un sillon au sein d'une plate-forme s'étendant de la future zone du Parnasse à la zone pélagonienne.

### E. LE TRIAS DE LA ZONE DU PARNASSE.

Dans le secteur que j'ai étudié, je n'ai pas mis en évidence de formations triasiques, mais dans la région de Distomon située entre les chaînes du Parnasse, à l'Ouest, et de l'Helicon, à l'Est, et décrite par Celet (1962, p. 58), il existe des horizons triasiques. Sur le flanc Sud du mont Xerovouni et au Sud Est du mont Soumalies, l'auteur souligne la présence d'alternances "de dolomies calcaires mal stratifiées..." et "de bancs moins dolomitisés à texture graveleuse". Dans ces horizons, j'ai pu découvrir des valves d'Ostracodes, des débris de Lamellibranches, de Algues recristallisées et des Foraminifères : *Ophthalmidium* sp., *Ammovertella* sp., *Involutina* sp., *I. sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. sinuosa pragoëdes* (Oberhauser), *Agathammina* sp., *A. austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, datant la partie supérieure du Trias supérieur.

L'intérêt principal de cette coupe réside surtout dans le fait qu'on peut penser qu'à une même époque (Trias supérieur), de la bordure interne du sillon pindique à l'Ouest jusqu'au Pélagonien à l'Est, il existe vraisemblablement une plate-forme néritique unique.

## F. CONCLUSIONS SUR LE TRIAS.

### 1. RESUME DES PRINCIPAUX FACIES.

#### a. LE TRIAS INFERIEUR.

Dans les différents massifs examinés de la zone pélagonienne interne, il apparaît une continuité de faciès remarquable entre le Permien supérieur et le Werfénien inférieur.

Comme nous l'avons déjà souligné (*cf. supra* : conclusion sur le Paléozoïque), les apports clastiques restent assez continus pendant le passage du cycle hercynien au cycle alpin. Nous assistons à de timides incursions des faciès carbonatés au Werfénien supérieur. La présence d'une faune de Lamellibranches (Renz, 1908) dans des calcschistes gréseux du mont Baletsi et la découverte de sections d'une Annelide Polychetes dans des faciès analogues, attestent de milieux peu profonds probablement confinés.

La première manifestation du régime carbonaté apparaît sous forme de faciès oosparitique à ciment spathique, voire même quelquefois pélitique. Les éléments détritiques qui constituent les nucleus sont très variés : grains de quartz, lithoclastes ou bioclastes. La fin du régime détritique est marquée par l'apparition, au Werfénien supérieur, de calcaires gréseux puis de calcaires francs à *Meandrospira pusilla*, quelquefois envahis par des passées dolomitiques.

#### b. LE TRIAS MOYEN.

La première paléogéographie alpine débute véritablement avec les carbonates de l'Anisien qui s'installent dans la zone pélagonienne. La base de la série anisienne est soulignée par des poudingues, des brèches remaniant les faciès oolitiques permo-werféniens et des calcaires micritiques rouges anisiens. La présence d'une part de calcaires à *Meandrospira dinarica* qui, selon Zaninetti (1976), indique un faciès à "tendance" pélagique en relation avec une mer ouverte et d'autre part, des calcaires à Conodontes et Ostracodes indicateurs de milieux pélagiques, semble indiquer que la plate-forme pélagonienne s'approfondit par saccades (*cf. supra* : conclusion sur le Trias de la zone pélagonienne). De plus à l'Anisien, le faciès "Ammonitico-Rosso", indicateur d'une sédimentation en bordure de plate-forme, fait son apparition. D'après les auteurs qui se sont intéressés à ce type particulier de sédimentation (Aubouin, 1964 ; Zankl, 1967-1971 ; Wendt, 1969 ; Kristin *et al.*, 1971 ; Bernoulli et Jenkins, 1974), il semblerait qu'il règne une grande confusion sur la profondeur retenue.

Il n'est pas exclu de penser que la plate-forme pélagonienne a été soumise à des mouvements tectoniques verticaux et distensifs, responsables de l'alternance de faciès alternativement profonds et néritiques.

Au Ladinien, on assiste au dépôt de vulcanites acides accompagnées de formations terrigènes. Elles témoignent de phénomènes distensifs ayant précédé l'ouverture d'une Néo-Téthys plus à l'Est (*cf. infra* : remarques paléogéographiques).

#### c. LE TRIAS SUPERIEUR.

Après la période de distension du Trias moyen, il apparaît que le Trias supérieur bénéficie

d'une certaine accalmie favorisant une sédimentation néritique presque homogène. Nous observons en effet l'installation à l'Est du bassin pindique, d'une plate-forme couvrant le domaine "parnasso-béotico-pélagonien". Cette plate-forme s'ouvrirait probablement sur la Néo-Téthys au Nord Est. Dans le détail, il ressort que nous sommes en présence d'une plate-forme à sédimentation néritique variée au sein de laquelle nous n'avons pas observé de traces d'émergence, mais seulement l'arrivée de brèches intraformationnelles concomitantes à de lointaines secousses tectoniques.

## 2. REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES SUCCINCTES.

### a. EVOLUTION DE LA PLATE-FORME "PARNASSO-BEOTICO-PELAGONIENNE".

L'examen des différents faciès (*cf. supra*) permet de constater :

- qu'après la sédimentation terrigène permo-werfénienne, s'installe une plate-forme carbonatée peu épaisse et instable à l'Anisien. Il est à remarquer néanmoins que sur la bordure occidentale de la plate-forme, dans la chaîne du Vardoussia, s'épanchent des laves très altérées à l'affleurement, au Werfeno-Anisien (Ardaens, 1978) ; ce volcanisme, lié à l'ouverture du bassin pindique, accompagne des phénomènes de distension ;

- qu'au Ladino-Anisien, s'amorce une époque fondamentale dans les Dinarides s.l. C'est à partir du Trias moyen en effet, que s'opère les grands bouleversements paléogéographiques : la plate-forme anisienne se transforme en sillons et en rides nés d'un système de failles en extension accompagné d'un volcanisme rhyodacitique sur les rides et basaltiques dans les sillons (Jenkyns, 1970). Dans notre secteur, il apparaît que le volcanisme acide envahit la plate-forme pélagonienne. Dans la région d'Atalanti, à l'Ouest de la zone pélagonienne, un volcanisme particulier (tholéitique-sub-alkalin ?) semble être indépendant des venues rhyodacitiques plus orientales ;

- qu'au Trias supérieur, après la période de distension du Trias moyen, s'établit un régime plus calme favorisant l'édification d'une plate-forme à sédimentation néritique quasiment homogène. A l'Est de cette plate-forme s'ouvrirait la Néotéthys.

### b. NAISSANCE D'UNE NEOTETHYS PAR LIBERATION D'UN MICROCRATON INTERMEDIAIRE ?

S'appuyant sur l'étude de la limite Paléozoïque-Mésozoïque, Argyriadis (1975) a montré que la Téthys n'apparaissait qu'au Trias moyen à supérieur en provoquant une "cassure téthysienne" entre l'Europe et l'Afrique, réfutant du même coup au droit des Hellénides l'existence d'une Paléotéthys (cette notion a été reprise par Senghor *et al.*, 1980).

Dans les conclusions sur le Paléozoïque (*cf. supra*), nous avons admis la présence d'une Paléotéthys compatible avec les données du paléomagnétisme (Scotese *et al.*, 1979 ; Smith *et al.*, 1973 ; Lauer, 1981 ; Wensink, 1981 ; Patriat *et al.*, 1982) et les données de terrain (Clément, ce volume).

Pendant le Trias moyen à supérieur (fig. 81), la nature du volcanisme permet d'étayer en partie cette hypothèse. Si la zone maliaque se place en position ultrapélagonienne (hypothèse B 2 : Ferrière, 1982), les basaltes transitionnels à tendance hyperalkaline (Hynes, 1974 ;

Courtin, 1979 ; Ferrière, 1982) de cette zone s'intégreront bien avec un stade d'évolution de type Mer Rouge (Girod *et al.*, 1978), en soulignant toutefois l'absence de laves rhyolitiques des séries alcalines et transitionnelles (comendites et pentalerites).

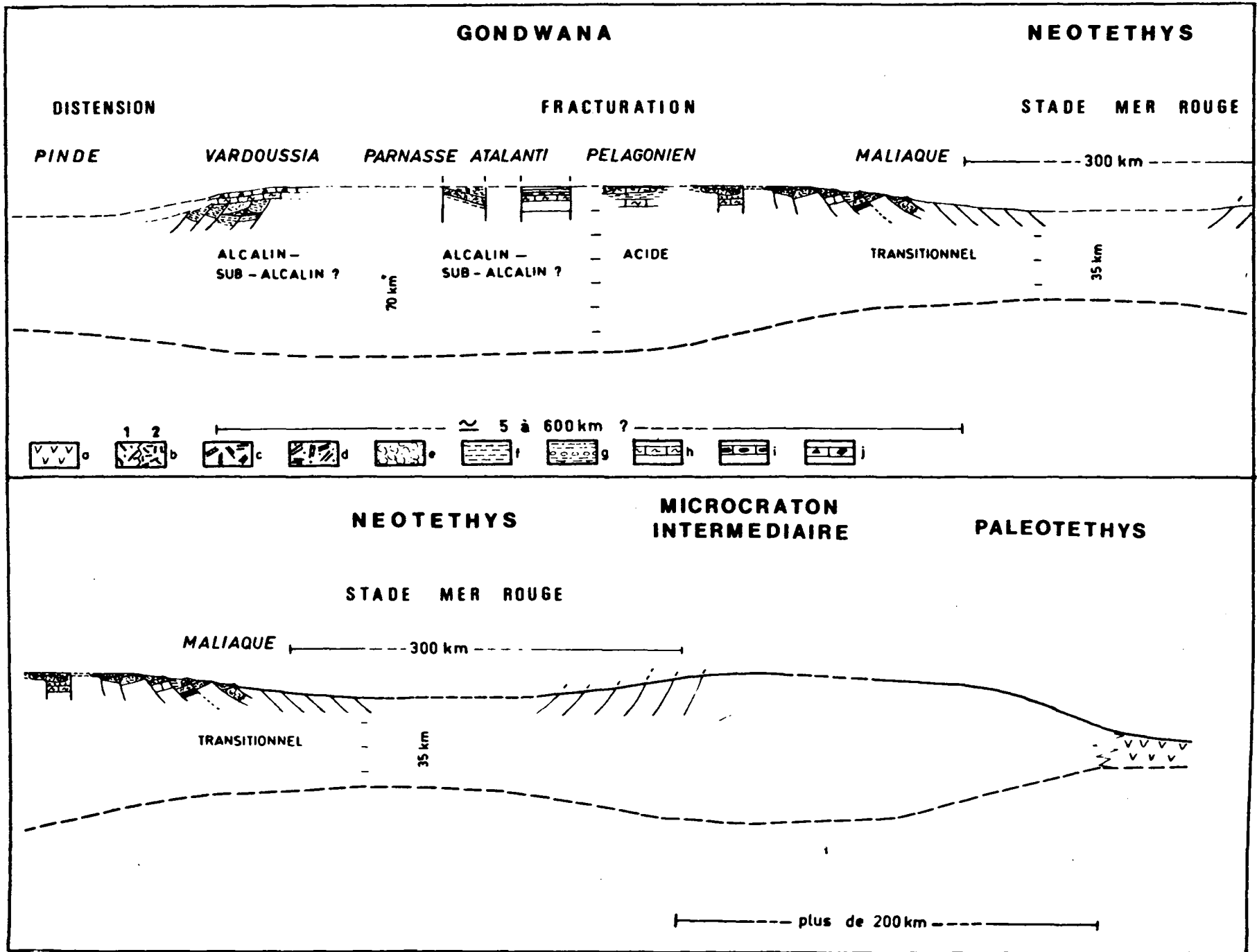
Si l'on s'en tient à ce stade, nous observons que la Mer Rouge actuelle est ouverte sur 250 à 300 km et que la lithosphère amincie est réduite à 35 km environ selon les auteurs.

Nous remarquons que la lithosphère va se résorber par amincissement pour permettre l'apparition des péridotites du cortège ophiolitique (cinquième partie : Interprétation géodynamique) pendant une partie du Jurassique.

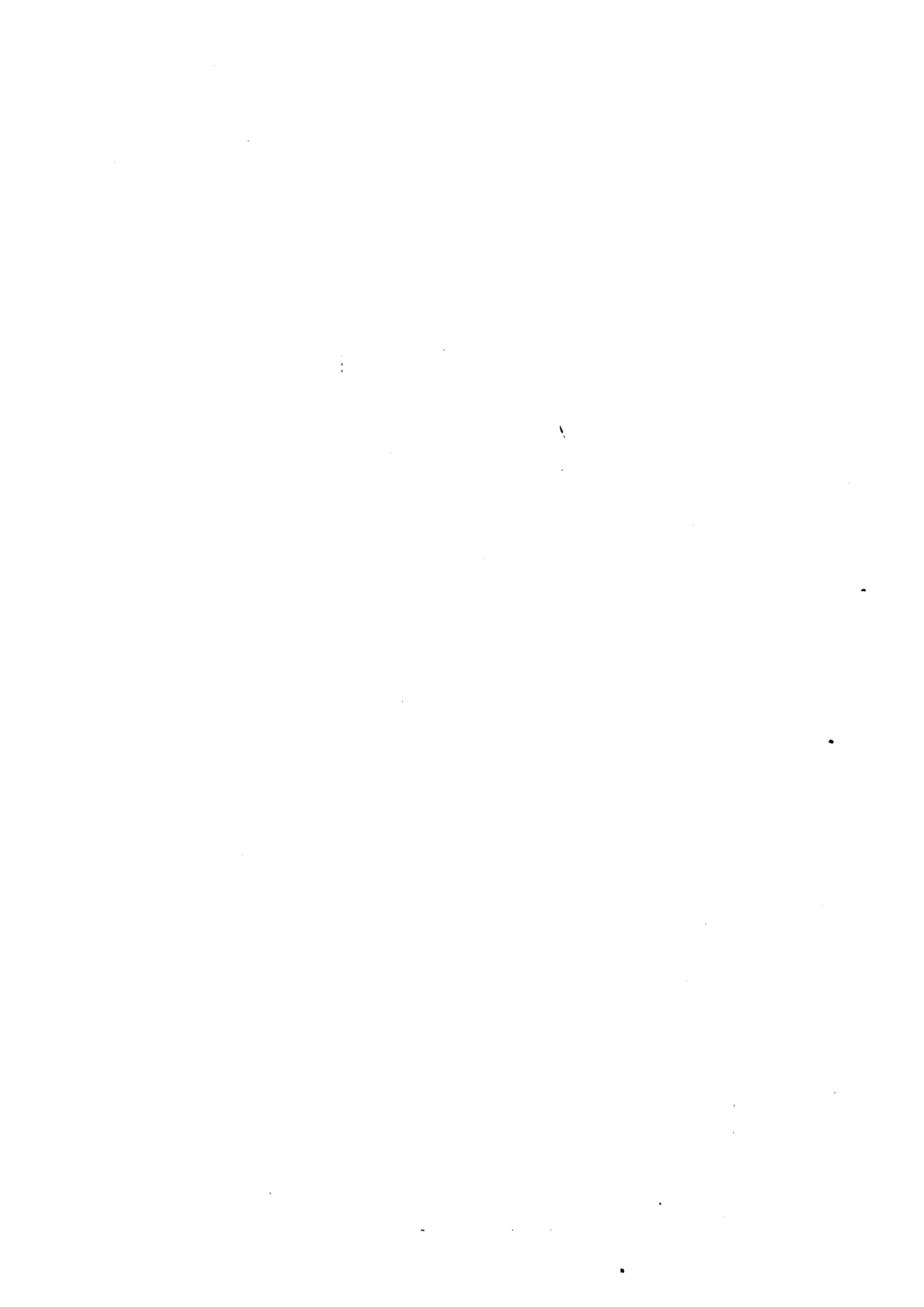
Parmi les nombreuses hypothèses avancées jusqu'ici, j'en retiendrai une qui s'appuie sur la présence d'un volcanisme calco-alcalin dans les Dinarides yougoslaves (Blanchet, 1977 ; Bebien *et al.*, 1978 ; Charvet, 1978 ; Rocci *et al.*, 1980). En effet, d'après ces auteurs, la présence de ces volcanites particulières accreditte l'idée de la subduction d'une Paléotéthys vers le Sud, figurant ainsi un modèle de marge active illustrée par un arc insulaire. Dans les Hellénides, au droit de notre transversale, il ne semble pas que ce modèle soit satisfaisant, car même dans le cas où nous considérons le bassin maliaque comme un bassin d'arrière-arc, l'absence quasi totale d'ingnimbrites volcaniques (Karig, 1971) réfute cette hypothèse. Il subsiste encore un argument développé par Pe-Piper (1982), qui étudiant les laves pindiques des montagnes du Lakmon (Grèce continentale) (Aubouin, 1959), conclut à un volcanisme shoshonitique en relation avec une subduction méridionale. Si l'on en croit Girod *et al.* (1978), Lefevre (1979) et Thiébault (1982), l'existence de laves shoshonitiques dans un sillon n'impliquerait pas obligatoirement la subduction d'une plaque océanique mais seulement la présence de phénomènes distensifs associateurs d'une extension.

En résumé, nous pouvons avancer qu'au Trias moyen à supérieur, il se forme deux bassins importants : l'un à l'Est de la plate-forme parnasso-béotico-pélagonienne (la Néotéthys) et l'autre à l'Ouest (le bassin pindique). Nous pensons que le devenir de ces deux bassins au cours du Mésozoïque sera différent (*cf. infra* ; cinquième partie : Interprétation géodynamique). Il est évident que nous privilégions le bassin oriental (Néotéthys) dans nos reconstitutions alors qu'à notre avis, le bassin occidental pindique ne semble pas avoir joué un rôle fondamental (Le Pichon *et al.*, 1981 ; Thiébault, 1982), comme l'ont supposé Dercourt (1970) et Bonneau (1982).

Fig. 81.- Reconstitution de la marge périgondwaniennne au Trias moyen-supérieur : naissance d'une Néotéthys ?  
a. Croûte océanique. - b. Laves alcalines. - b<sub>2</sub>. Volcanisme acide. - c. Trachytes. - d. Volcanisme tholéitique alcalin à sub-alcalin (?). - e. Pillow et laves associées. - f. Pélites. - g. Pélites et conglomérats. - h. Micrites rouges à filaments. - i. Calcaires à silex. - j. Calcaires bréchiques.  
Il n'a pas été figuré de calcaires néritiques du Trias supérieur sur la plate-forme parnasso-pélagonienne.







## TROISIEME CHAPITRE

# LE JURASSIQUE

Avec le Jurassique, s'instaure une période où les fluctuations paléogéographiques vont modifier le domaine interne hellénique. Les affleurements de terrains jurassiques de la zone pélagonienne sont visibles surtout dans sa partie la plus externe ; en revanche, dans les zones béotienne et du Parnasse, ils occupent une très grande place.

### A. BREF APERCU HISTORIQUE SUR LES FORMATIONS JURASSIQUES DES ZONES INTERNES HELLENIQUES.

Dans la deuxième moitié du XIXe siècle, de nombreux auteurs identifièrent des terrains jurassiques grâce à des découvertes macropaléontologiques. C'est ainsi que Boblaye et Virlet (1833) en Argolide, ont décrit des Nérinées et que Sauvage (1846) parle de Jurassique à propos des calcaires jurassico-crétacés de Béotie et de Locride. Lepsius (1893) cite des terrains d'âge jurassique sur sa carte d'Attique sans préciser ses critères d'appréciation. Philippson, en 1894, rapporte au Jurassique les terrains qui jouxtent le lac Copais.

Avec le XXe siècle, Renz (1906 d, 1907 b, 1909 b, 1910 b, 1913, 1937 et surtout dans son ouvrage de 1955) va apporter des précisions originales paléontologiques et micropaléontologiques sur le Jurassique des zones internes helléniques.

En examinant les nombreux travaux exécutés sur les zones internes, nous retiendrons surtout dans le Vardar Kossmat (1933) et Mercier (1966), dans le Vourinos Brunn (1958), dans l'Olympe Godfriaux (1968), en Othrys Marinos (1946), Ferrière (1970-1972) et Katsikatsos (1978), dans le Parnasse Celet (1962), en Locride-Béotie Guernet (1971), Dounas (1973), Tataris (1973-1974), en

Argolide Blumenthal (1933), Dercourt (1964), Süsskoch (1970), Jacobshagen *et al.* (1976), Bachmann et Risch (1976), en Attique Marinos (1960), Papadeas (1967), et en Eubée Chanevart et Katsikatsos (1965), Katsikatsos (1970), Guernet (1971), , Katsikatsos *et al.* (1976).

Examinons maintenant quelques découvertes paléontologiques qui ont le plus contribué à l'identification de certains niveaux repères. Parmi les Lamellibranches, après Nöth (1931), c'est à Celet (1962), dans le Parnasse, Dercourt (1964) en Argolide, Guernet (1965) en Eubée, et à Mercier (1966) en Macédoine septentrionale, que l'on doit la répartition des Mégalodontidés (*Durga* sp., *Neomegalodon* sp., *Pachymegalodon* sp. et *Protodicerias* sp., s'étageant du Trias supérieur au Lias

Après l'utilisation de la microflore et des Foraminifères, il va de soi que les principaux niveaux du Jurassique vont être identifiés :

- le Lias par une Algue (*Paleodasycladus mediterraneus*), grâce à Marinos et Reichel (1946) en Othrys, Renz et Reichel (1948) en Locride, Celet (1962) dans le Parnasse, et Guernet (1971) en Eubée ;

- le Domérien, par un Foraminifère (*Orbitopsella praecursor*) découvert pour la première fois par Celet (1962) dans le Parnasse ;

- le Malm supérieur par une autre Algue (*Clypeina jurassica*) grâce à Celet (1962) dans le Parnasse, Dercourt (1964) en Argolide, Mercier (1965) dans le Vardar, et Guernet (1971) en Eubée.

Une place tout à fait particulière doit être faite à un Hydrozoaire (?) (*Cladocoropsis mirabilis*) du Kimméridgien, découvert pour la première fois en 1913 dans les zones externes et qui a été utilisé depuis cette date comme un marqueur précieux dans toutes les zones isopiques.

L'identification d'une microfaune et d'une microflore abondantes dans les séries néritiques du Malm s.l. va aider à une reconstitution biostratigraphique relativement précise de l'époque, grâce à Renz et Reichel (1945), Bassoulet et Guernet (1970), et Albandakis (1968) en Eubée et en Locride, Celet (1962) dans le Parnasse, Dercourt (1964) dans le Nord du Péloponnèse, Spiliadis (1964), Tataris et Kallergis (1965), Christodoulou (1970), et Clément (1971) dans les monts Géranéés, Aubouin *et al.* (1970), Celet *et al.* (1976), et Celet et Ferrière (1978) dans les zones internes, Clément (1970), Dounas (1971), Tataris et Kounis (1971) en Attique-Béotie, et enfin Bannert et Bender (1968), Bornovas *et al.* (1970), Jacobshagen *et al.* (1978), et Vrielynck (1978, 1982) en Argolide.

Récemment, Barnoulli et Baumgartner (1974) en Eubée, Vrielynck (1978) en Argolide, Baumgartner *et al.* (1980), De Wever et Thiébaud (1981), De Wever et Origlia-Devos (1982 a et b), et De Wever (1982) dans les zones externes, ont contribué à la connaissance de la stratigraphie des radiolarites du Jurassique hellénique.

Les différents niveaux jurassiques des zones internes, bien étudiés par Bassoulet et Guernet (1970), ont été repris par Christodoulou et Tsalia-Monopoli (1976) dans une iconographie originale et complétés par Mavridis *et al.* (1977).

B. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE.

Jurassique supérieur MALM	130 <sup>3</sup>	Malm supérieur	Tithonique. Portlandien
	140	Malm inférieur	Kimméridgien Oxfordien s.l.
Jurassique moyen DOGGER	150		Callovien
	158		Bathonien
	170		Bajocien
	178		Aalenien
Jurassique inférieur LIAS	181	Lias supérieur	Toarcien
	189		
	195	Lias moyen	Pliensbachien Domérien Carixien
		Lias inférieur	Sinemurien Rettangien
	204 <sup>4</sup>		

Tabl. VIII.- Subdivisions du Jurassique.

L'échelle géochronologique est tirée d'Odin et Gale (1982).

C. LE JURASSIQUE DE LA ZONE DU PARNASSE.

Cette période est particulièrement bien connue dans le Parnasse et l'Hélicon pour des raisons essentiellement économiques liées à l'existence de deux niveaux bauxitiques, l'un étant du Dogger et l'autre du Jurassique supérieur. Renz (1955) a résumé les principaux faciès rencontrés dans la zone du Parnasse et particulièrement dans les secteurs les plus élevés de la chaîne ; dans les contrées qui nous intéressent, il cite des calcaires liasiques (vers le sommet de l'Hélicon ?), que nous n'avons pas rencontrés ; en revanche, les formations du Malm-(Tithonique) à *Cladocoropsis mirabilis* et à *Ellipsactinies* ont été reconnues une nouvelle fois dans toute la chaîne de l'Hélicon.

En 1924, Moret et Roch découvrent près d'Aspra-Spitia, sur la retombée occidentale de l'Hélicon ; une faune particulièrement riche en Gastéropodes (Nérinées) du Malm supérieur. Nöth (1931) a retrouvé ces faunes dans la chaîne du Parnasse.

Dans deux publications importantes sur la zone du Parnasse, Papastamatiou (1960) et Papastamatiou *et al.* (1971) ont donné des précisions stratigraphiques sur les différents niveaux jurassiques associés aux deux horizons de bauxite. Par une série de coupes stratigraphiques remarquablement précises et par la découverte d'horizons paléontologiques bien datés par *Orbitopsella precursor*, dans le Lias moyen, et *Ellipsactinia* sp., dans le Tithonique, Celet (1962) a fourni dans sa thèse une description du Jurassique particulièrement détaillée. Il est à noter que pour ce qui concerne les bauxites de la zone du Parnasse, il existe une bibliographie exhaustive dans les volumes des congrès (I. C. S. O. B. A.) qui se sont tenus à Nice (1973) et à Athènes (1978) ; de plus, s'intéressant à la genèse des bauxites, Combes (1979) apporte une interprétation paléogéographique du deuxième horizon que nous discuterons dans les conclusions sur le Jurassique.

Du point de vue structural, Papastamatiou *et al.* (1960, 1971), Celet et Clément (1969), Ce-

let (1977), Clément (1977), Schwann (1978), et Kiskyras (1978), ont publié des cartes simplifiées ou des coupes montrant que le Jurassique supérieur affleure très souvent au coeur des anticlinaux.

a. COUPE DE LA BORDURE MERIDIONALE DU MONT MEGALO-LOUTSA.

Ce profil déjà publié (fig. 82) par Calet et Clément (1969) dont les niveaux fossilifères ont été rééchantillonnés et revus par Bassoulet et Jaffrezo. En partant de la dépression de Koukoura pour se rendre au village de Kiriaki, le chemin recoupe la bordure méridionale du mont Megalo Loutsa. De bas en haut on rencontre :

- (1) 150 à 180 m de calcaires gris néritiques, biodétritiques à passées biomicritiques vers le sommet. Des niveaux ooclastiques et intraclastiques s'observent surtout à la base et dans la partie moyenne de la formation. Dans la partie inférieure de la série, les lames minces ont livré :
  - des Algues : Solénoporacées, Nubecularidés (*Tubiphytes* sp.), *Cayeuxia* sp., Dasycladacées, "*Petrascula* sp." de grande taille, *Thaumatoporella parvo-vesiculifera* Raineri, Codiacées ;
  - des Foraminifères : Ataxophragmidés, Lagénidés, *Ophtalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Kurnubia* sp., *Pfenderina* sp., *Kilianina* sp., *Parurgonina caeliniensis* Cuvillier, Foury, Pignatti-Morano, *Pseudocyclammina* sp., "*Conicospirulina*" *basiliensis* Mohler, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Protopenneropsis*

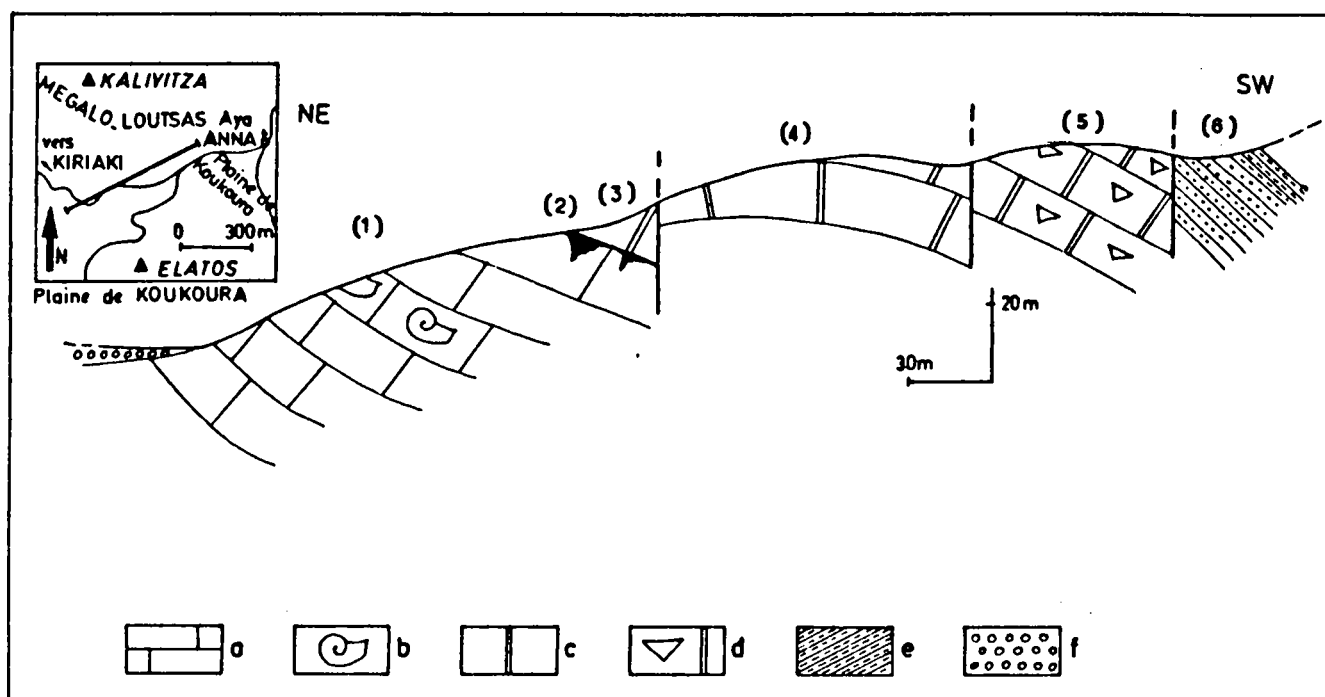


Fig. 82.- Coupe de la bordure méridionale du mont Megalo-Loutsas.

a. Calcaires néritiques jurassiques en gros bancs. - b. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis mirabilis* surmontés d'un niveau de bauxite. - c. Calcaires néritiques gris-blanc. - d. Calcaires à Rudistes. - e. Formations flyschoides. - f. Dépôts quaternaires.

*striata* Weynschenk ;  
datant le Malm (Oxfordien-Tithonique inférieur).  
Dans la partie supérieure, les niveaux paléontologiquement bien datés sont plus rares. Néanmoins, nous avons pu mettre en évidence dans des calcaires néritiques blancs, des biomicrites à intrasparites et oosparites à oncolites contenant des Polyptiers et des Algues : *Lithocodium* sp., *Bacinella irregula-*

ris Radoicic, *Macroporella* sp., *Actinoporella* sp., *Salpingoporella annulata* Carrozi, *Polygonella* sp., *Munieria baconica* Deescke, des Foraminifères : *Ophthalmidium* sp., Miliolidés, Lituolidés, *Glomospira* sp., *Coskinolinopsis* sp., *Pseudocyclammina* sp., *P. lituus* (Yokoyama), *Trocholina alpina* (Leupold), et un Hydrozoaire (?) : *Cladocoropsis mirabilis* Felix.

Cette association suggère un Malm supérieur-Crétacé inférieur (?) ;

- (2) un niveau de bauxite ;
- (3) 10 à 15 m de calcaires néritiques blancs. Ce sont des micrites à traces d'Ellipsactinies recristallisées, Echinodermes et spicules d'Eponges, Polypiers recristallisés ;
  - une faille verticale ;
- (4) une masse importante de calcaires néritiques gris-blanc, assez pauvres en repères stratigraphiques, à l'exception de quelques sections de Polypiers, d'Algues et d'Ellipsactinies partiellement recristallisés ;
  - une faille verticale ;
- (5) une série carbonatée à Rudistes du Crétacé supérieur ;
- (6) des formations flyschoides tertiaires en contact par faille contre les calcaires à Rudistes.

#### b. COUPE DE LA RETOMBÉE ORIENTALE DU MONT PALEOVOUNO EN DIRECTION DE KOUKOURA.

Le chemin muletier qui descend du sommet du mont Paleovouno serpente dans des calcaires blancs néritiques du Crétacé supérieur qui constituent la crête du massif (fig. 83). Après 700 à 800 m dans ces calcaires, le chemin traverse une zone faillée juste avant d'arriver dans une structure anticlinale formée de calcaires Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. On observe alors :

- (1) des niveaux graveleux et micrograveleux à fragments de Polypiers, de Bryozoaires, de Spongiaires, des Gastéropodes indéterminables et des valves d'Ostracodes. On y trouve également :
  - des Algues : *Lithocodium* sp. ("*Pseudolithocodium*" sp.), *Cayeuxia* sp., Codiacées, *Bacinnella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, Dasycladacées, *Salpingoporella annulata* Carrozi, *Tubiphytes* sp. ;
  - des Foraminifères : Lituolidés, *Valvulammina* sp., *Urgonina* (*Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury et Pignatti-Morano, *Pfenderina* sp., *Kurmubia* sp., *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Nautiloculina* sp., *N. oolithica* Mohler ;
  - et un Hydrozoaire (?) : *Cladocoropsis mirabilis* Felix.Cette association date le Malm (Oxfordien-Kimméridgien) ;
- (2) 150 m environ de calcaires gris-blanc néritiques, à passées dolomitiques plus claires présentant des laminations et des structures en "birdeyes". Dans la partie supérieure, des biomicrites à ooclastes, oncolites et bioclastes contiennent :
  - des Algues : Codiacées, Dasycladacées, "*Pseudolithocodium*" sp., *Bacinnella* sp., *Solenopora* sp., *Salpingoporella* sp., *Thaumatoporella* sp., *Clypeina jurassica* Favre, en grande quantité ;
  - et des Foraminifères peu nombreux : quelques rares Lituolidés, *Nautiloculina* sp., *N. oolithica* Mohler, Trochaminidés, *Valvulammina* sp., *Pseudocyclammina* sp.

Ce niveau appartient à la partie supérieure du Malm supérieur (Kimméridgien-Portlandien) ;

- une faille verticale ;
- (3) 50 à 60 m de calcaires néritiques gris-blanc en gros bancs. Ce sont des biomicrites à passées micritiques et pelmicritiques. Vers le sommet de la formation, à quelques mètres sous le niveau de bauxite, on observe des structures fenestrées contenant des valves d'Ostracodes, des coprolites de crustacés, des petits Polypiers isolés. Les lames minces révèlent :

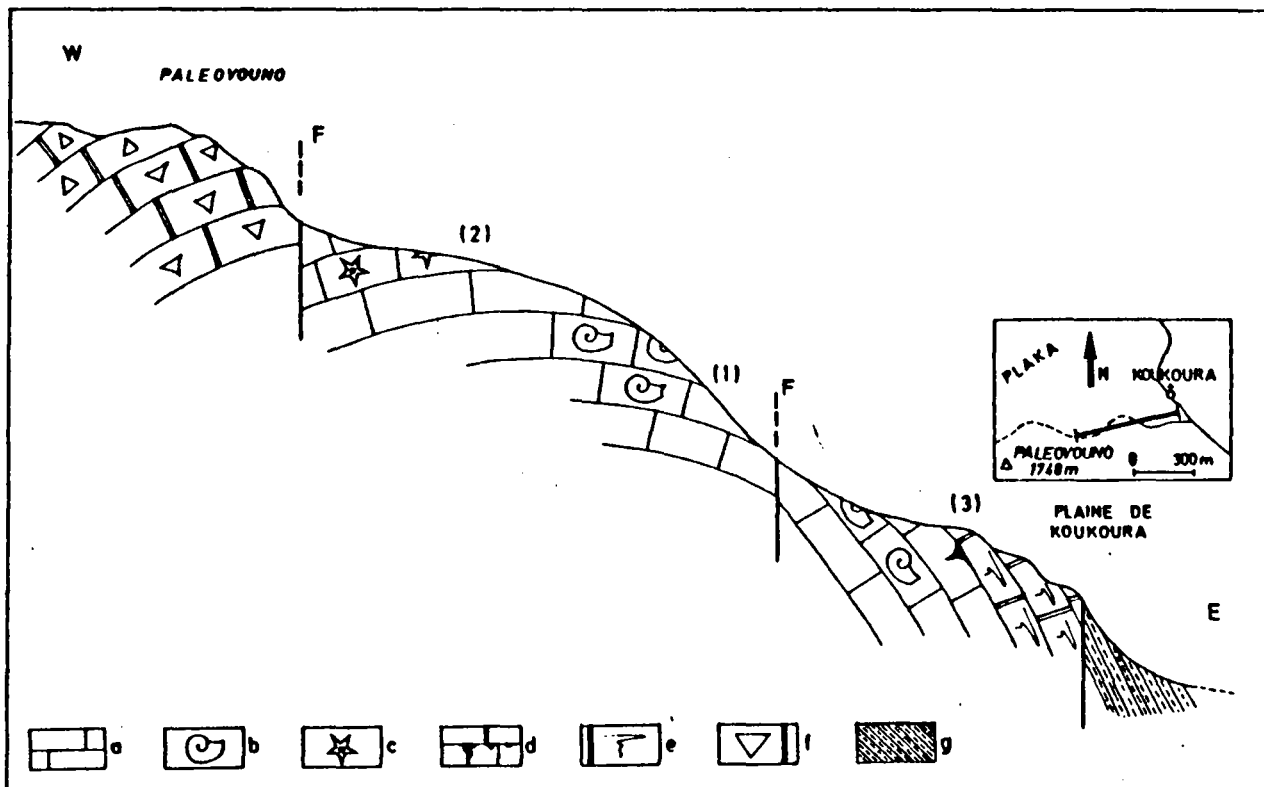


Fig. 83.- Coupe de la retombée orientale du mont Paleovouno.

a. Calcaires néritiques jurassiques en gros bancs. - b. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis mirabilis*. - c. Calcaires néritiques à *Clypeina jurassica*. - d. Niveau karstique bauxitique. - e. Calcaires gris-blanc à *Ellipsactinia* sp. - f. Calcaires néritiques à Rudistes. - g. Formations flyschoides.

- des Algues : "*Pseudolithocodium*" sp., Solenoporacées, Dasycladacées, *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes* sp., *Macroporella* sp., *Salpingoporella* sp., *Bacinella* sp. ;

- des Foraminifères : Lituolidés, *Nautiloculina* sp., *Pfenderina* sp., *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama) ;

Cette association indique l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien ;

(4) un niveau peu épais de bauxite dont le mur est formé de calcaires micritiques karstifiés ;

(5) 10 à 15 m de calcaires gris-blanc néritiques au toit de la bauxite. Dans ces biomicrites, à la base desquelles on ne décèle pas d'indices sédimentologiques de transgression, il existe beaucoup de niveaux biopelmicritiques à oncolites, intrasparitiques et oolitiques. Les lames minces contiennent :

- des Foraminifères épars : quelques Foraminifères "encroûtants" indéterminables, *Pseudocyclammina* sp., *Valvulammina* sp. ;

- des Algues en abondance : *Tubiphytes* sp., Codiacées, Dasycladacées nombreuses, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Salpingoporella annulata* Carrozi, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Macroporella incerta* Sokaj et Nikler, *Suppiluliumaella* sp. ;

qui indiquent la partie inférieure du Crétacé inférieur.

Grâce à cette microflore, le deuxième horizon de bauxite est daté du passage jurassique-crétacé ;

- une faille verticale met au contact le Crétacé inférieur et les formations flyschoides tertiaires de la plaine de Koukoura.

#### c. COUPE DU FLANC ORIENTAL DU MEGALO-LOUTSA. LE KALIVETZA.<sup>3</sup>

En prenant le chemin muletier qui conduit de la dépression de Koukoura au village de Zeri-

kia (fig. 84), en passant par le col de Kalivetza, on rencontre de bas en haut :

- (1) 120 à 150 m de calcaires néritiques gris-bleu en bancs réguliers. Ce sont des biopelmicrites à intraclastes, bioclastes et ooclastes qui contiennent des oncolites, des nombreux débris de Lamellibranches, de Bryozoaires, de Spongiaires, des valves d'Ostracodes et quelques Polypiers isolés. Ces calcaires sont riches en microorganismes tels que :
  - des Algues : Codiacées, *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes* sp., *Clypeina jurassica* Favre, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Thaumatoporella* sp., *Salpingoporella* sp. ;
  - des Foraminifères : Lituolidés, *Valvulammina* sp. ;
  - et un Hydrozoaire (?) : *Cladocoropsis mirabilis* Felix.
 Cette série peut être attribuée au Malm supérieur (Kimméridgien-Portlandien) ;
- (2) 60 à 85 m de calcaires gris-bleu à filonnets pélitiques rouges. Ces biomicrites à passées micritiques fines et intrasparitiques montrent des lamina à oncolites et à "bird-eyes", des valves d'Ostracodes qui représentent d'excellents indicateurs de faibles épaisseurs d'eau, voire même d'émerision. A ces faciès, sont associées une microflore et une microfaune assez pauvres
  - Algues : Codiacées, Solenoporacées, *Actinoporella* sp. ;
  - et quelques Foraminifères : *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Valvulammina* ;
  - et des Foraminifères "encroûtants" mal conservés.
 Ces niveaux représentent probablement les horizons les plus élevés du Jurassique supérieur.

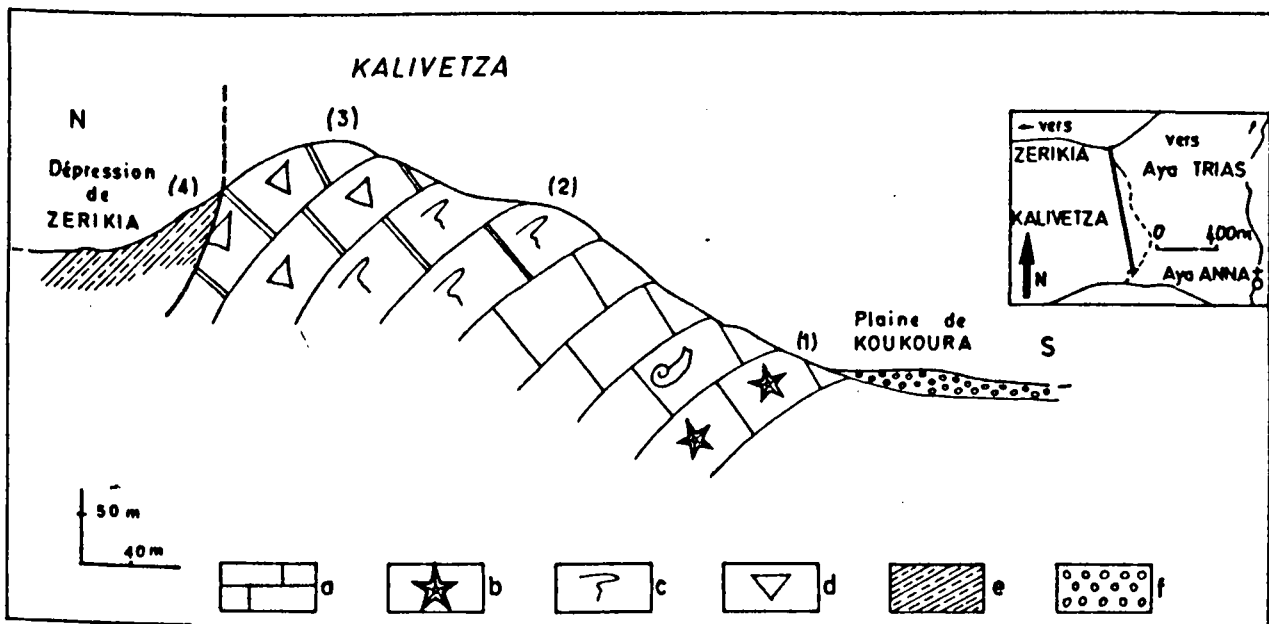


Fig. 84.- Coupe du flanc oriental du Megalo-Loutsa : le Kalivetza.

a. Calcaires néritiques jurassiques. - b. Calcaires néritiques à *Clypeina jurassica*. - c. Calcaires gris-blanc à *Ellipsactinia* sp. - d. Calcaires néritiques à Rudistes. - e. Formations flyschoides. - f. Dépôts quaternaires.

Vers le sommet de la formation, on trouve une faune remarquable de *Nerinea* sp. et d'Ellipsactinies du Tithonique-Barrémien : *Ellipsactinia* sp., *E. ellipsoldea* Steinmann, *E. caprense* ? Canavari, *E. ramosa* Canavari, *E. aff. ellipsoldea* Steinmann, *Sphaeractinia dichotoma* Canavari ;

Cette association indique le Tithonique-Valanginien ;

- (3) un ensemble de calcaires néritiques blancs, renfermant des Polypiers isolés, des sections d'Algues recristallisées, des Bryozoaires, des spicules d'Eponges et des Rudistes. Cette formation appartient vraisemblablement au Crétacé ;
- (4) des formations flyschoides tertiaires viennent par faille contre les calcaires précédents.



d. COUPE DU VILLAGE D'ANO SOURPI AU SOMMET DU MONT KOLIEDES.

L'ascension du flanc Nord du mont Koliedes, à partir d'Ano-Sourpi, m'a permis de lever un profil au-dessus de la faille inverse qui met au contact une série carbonatée jurassique et les formations détritiques du flysch tertiaire parnassien. De bas en haut on observe (fig. 85) :

- (1) 100 à 150 m de calcaires gris-blanc néritiques. Ce sont des biopelmicrites, des biomicrites à intraclastes, ooclastes et bioclastes. Ils contiennent beaucoup de débris de Lamellibranches, Brachiopodes, Bryozoaires, des sections de Nérinées et de Polypiers, des spicules d'Eponges, des Algues : *Solenoporacées*, *Cayeuxia* sp., *Bacinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, des Foraminifères : *Kurmubia palastiniensis* Henson, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Kilianina* sp., *Trocholina* sp., *Valvulina* sp., *Pseudocyclamina* sp., et un Hydrozoaire (?) : *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Cette association indique l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien ;

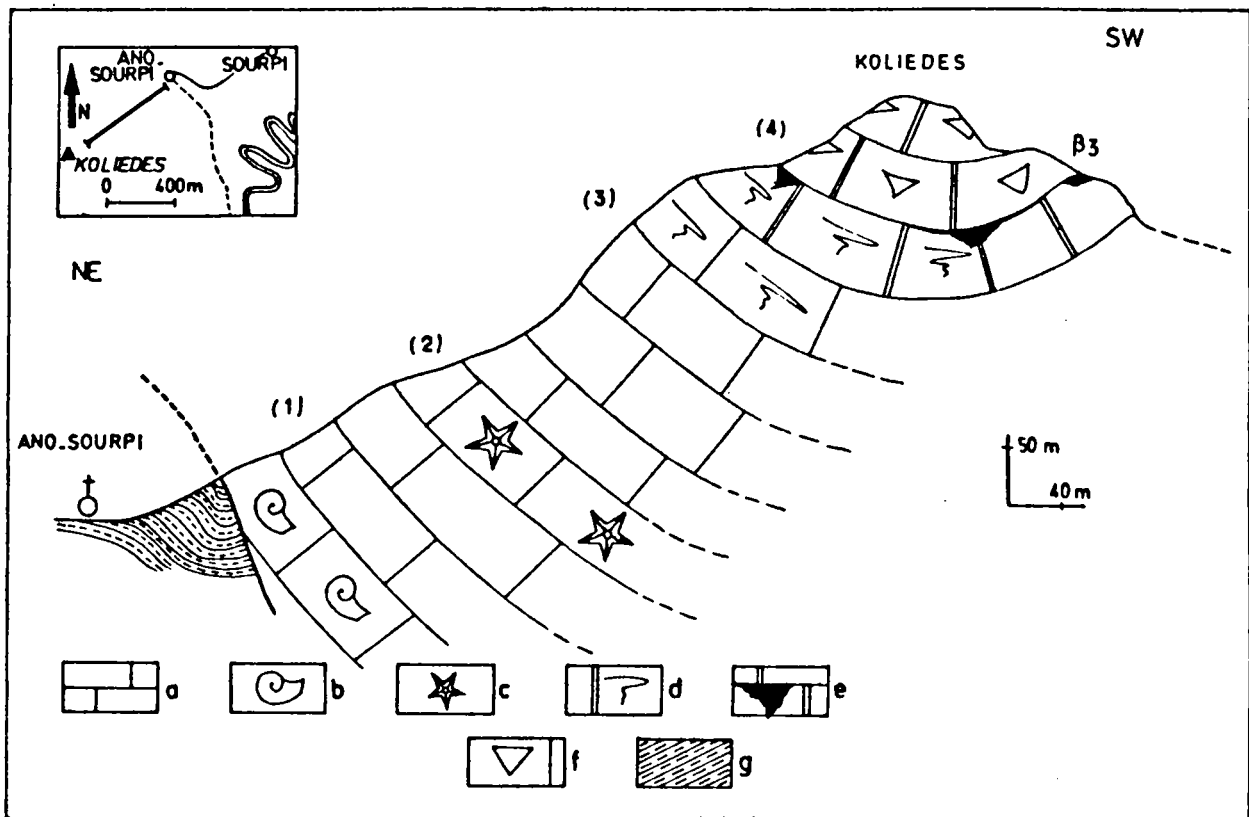


Fig. 85.- Coupe du village d'Ano-Sourpi au sommet du mont Koliedes.

a. Calcaires néritiques jurassiques. - b. Calcaires à *Cladocoropsis mirabilis*. - c. Calcaires à *Clypeina jurassica*. - d. Calcaires gris-blanc à *Ellipsactinia* sp. - e. Calcaires néritiques et karst bauxitique. - f. Calcaires néritiques à Rudistes. - g. Formations flyschoides.

- (2) 80 à 100 m de calcaires gris clair néritiques, à passées dolomitiques. Ce sont des micrites avec des structures fenestrées. Il y a peu de microfossiles à l'exception d'une Algue (*Clypeina jurassica* Favre) et de quelques valves d'Ostracodes et *Favreina* sp. Ce niveau est à rapporter au Portlandien ;
- (3) 50 à 60 m de calcaires néritiques gris-beige. On observe dans ces calcaires gris, des intercalations de calcaires à ciment rubéfié. Ces niveaux sont riches en intraclastes, bioclastes et ooclastes. On y trouve également des Polypiers isolés, des Nérinées et des Ellipsactines : *Ellipsactinia* sp., *E. ellipsoidea* Steinmann, *E. ramosa* Canavari, *E. caprense* Canavari, *Sphaeractinia dichotoma* Canavari. Ces faunes datent le Tithonique-Valanginien ;
- (4) un ensemble de calcaires néritiques en gros bancs, du Crétacé supérieur.

e. REMARQUES.

Il est à noter que les deux profils examinés ci-dessus sont révélateurs d'une sédimentation continue à la limite Jurassique-Crétacé. Ce fait important, qui avait déjà été souligné par Célet (1962), infirme l'existence d'une discordance entre les deux périodes, comme l'avaient suggéré Papastamatiou (1960, 1964). Les faciès qui précèdent le dépôt de la bauxite sont très proche de l'émergence et ceux qui la surmontent sont para-récifaux, ce qui pourrait expliquer, localement, de légères transgressivités. Cartographiquement, nous n'avons jamais observé de discordances géométriques.

f. AFFLEUREMENT ENTRE LE MONT XEROVOUNO ET LE MONT KATO AKLADES.

Cette coupe sera étudiée en détail dans le chapitre consacré au Crétacé. Néanmoins, compte tenu du fait que le deuxième niveau de bauxite a été largement exploité, nous avons pu étudier les séries infra-bauxitiques qui comprennent :

-70 à 80 m de calcaires gris-bleu néritiques, en gros bancs. Ce sont des biopelmicrites à bioclastes et intraclastes. On y trouve de nombreux débris de Lamellibranches, des Bryozoaires, des valves d'Ostracodes, des oncolites, des Algues : Codiacees, *Cayeuxia* sp., *Bacinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Salpingoporella annulata* Carrozi, *Tubiphytes* sp., et des Foraminifères : Lituolidés, *Valvulammina* sp., *Urgonina* (*Parurgonina*) *caelinensis* Cuvillier, Foury et Pignatti-Moretti, *Pfenderina* sp., *Kurnubia palastinensis* Henson, *Nautiloculina oolithica* Mohler. De plus, nous avons découvert un Hydrozoaire (?) : *Cladocoropsis mirabilis* Felix, qui date l'Oxfordien-Kiméridgien.

Dans les derniers décimètres du mur de la bauxite, il existe des brèches bariolées dont le ciment, très souvent de couleur rouille, indique une oxydation aérienne. Les éléments de la brèche se composent de lithoclastes, fragments de bauxite, divers oxydes de fer en petits galets (hématite, latérite, limonite...) et également des fragments d'Algues, des Ostracodes, des oogones de Characées et de petits Gastéropodes parmi lesquels Mongin (*in* Combes, 1979) a reconnu : *Ampullospira* sp., *Procerithium* sp., *Valdata* sp., *Nerita* sp. ou *Naricopsina* sp. Sur ces brèches bariolées, il est courant d'observer des encroûtements noir et brun foncé riches en manganèse.

g. REMARQUES SUCCINCTES SUR LES HORIZONS DE BAUXITES JURASSIQUES.

g1. Le premier niveau de bauxite  $\beta_1$ .

Comme nous venons de le voir, ce niveau n'a pas été reconnu dans le massif de l'Helicon car les plus anciennes formations datées de ce secteur débutent dans la partie supérieure du Malm. En revanche, dans le massif du Parnasse, il a été identifié à plusieurs endroits sur la bordure interne de ce massif. Il est peu épais et recèle une bauxite karstique pauvre en éléments traces mais riches en oxyde de fer (Papastamatiou, 1960).

g2. Le deuxième niveau de bauxite  $\beta_2$ .

Abondamment exploité dans le massif du Parnasse, il est moins fréquent que celui du Crétacé dans le massif de l'Helicon. Ce deuxième niveau a été l'objet de nombreuses études structurales, chimiques et géochimiques. Les différentes analyses chimiques réalisées par Aronis (1954), Pa-

dans le massif de l'Helicon. Ce deuxième niveau a été l'objet de nombreuses études structurales, chimiques et géochimiques. Les différentes analyses chimiques réalisées par Aronis (1954), Papastamatiou (1964-1965), Maksimovic et Papastamatiou (1973), Petraschek (1956), Bardossy et Mack (1967) et Nia (1971) montrent que sa composition est très hétérogène et qu'on y rencontre une forte proportion de boehmite (hydroxydes d'alumine), d'hématite (oxyde de fer ferrique), de goëthite (hydroxydes de fer) et une certaine quantité d'Anatase (oxyde de titane). La présence de cet oxyde ( $TiO_2$ ) en doses significatives revêt une grande importance du point de vue de la genèse des bauxites, puisque nous savons, par ailleurs, que ce minéral n'existe pas en grande quantité dans les carbonates de la plate-forme parnassienne. La recherche des éléments en traces a montré de bonnes proportions en Cr, Ni, Co, Cu et Zn (Maksimovic et Papastamatiou, 1973), (tabl. XI; cf. *infra*: Crétacé). Sans entrer dans le détail sur l'origine des bauxites, sujet très controversé, et qui n'est pas l'objet de ce travail, nous pouvons avancer quelques remarques générales concernant leur présence dans la zone du Parnasse :

- elles se sont déposées dans un karst émergé et soumis aux actions de l'érosion aériennes. Une partie des carbonates dissous par des agents météoriques a vraisemblablement produit de la "terra rossa" qui a pu évoluer en boehmite et en goëthite pour les principaux minéraux ;

- elles sont allochtones, en partie, puisqu'on peut admettre d'une part que les apports alumineux et les éléments traces d'autre part proviennent, selon toute vraisemblance, de l'altération des ophiolites obductées sur les zones internes en voie de structuration ;

- pour les apports alumineux, en plus de l'altération des ophiolites, il est intéressant de souligner que les zones internes soumises aux effets tectoniques de la phase éohellénique (Jacobshagen, 1976) ont dû être précocement exondées, mettant à nu les formations détritiques schisteuses anté-mésozoïques.

Nous reviendrons sur la signification paléogéographique de ces deux niveaux de bauxites jurassiques dans le paragraphe réservé à l'interprétation de la plate-forme parnassienne.

#### h. CONCLUSION SUR LE JURASSIQUE DE LA ZONE DU PARNASSE.

L'analyse de quelques profils du domaine nous a permis de constater que (fig. 86) :

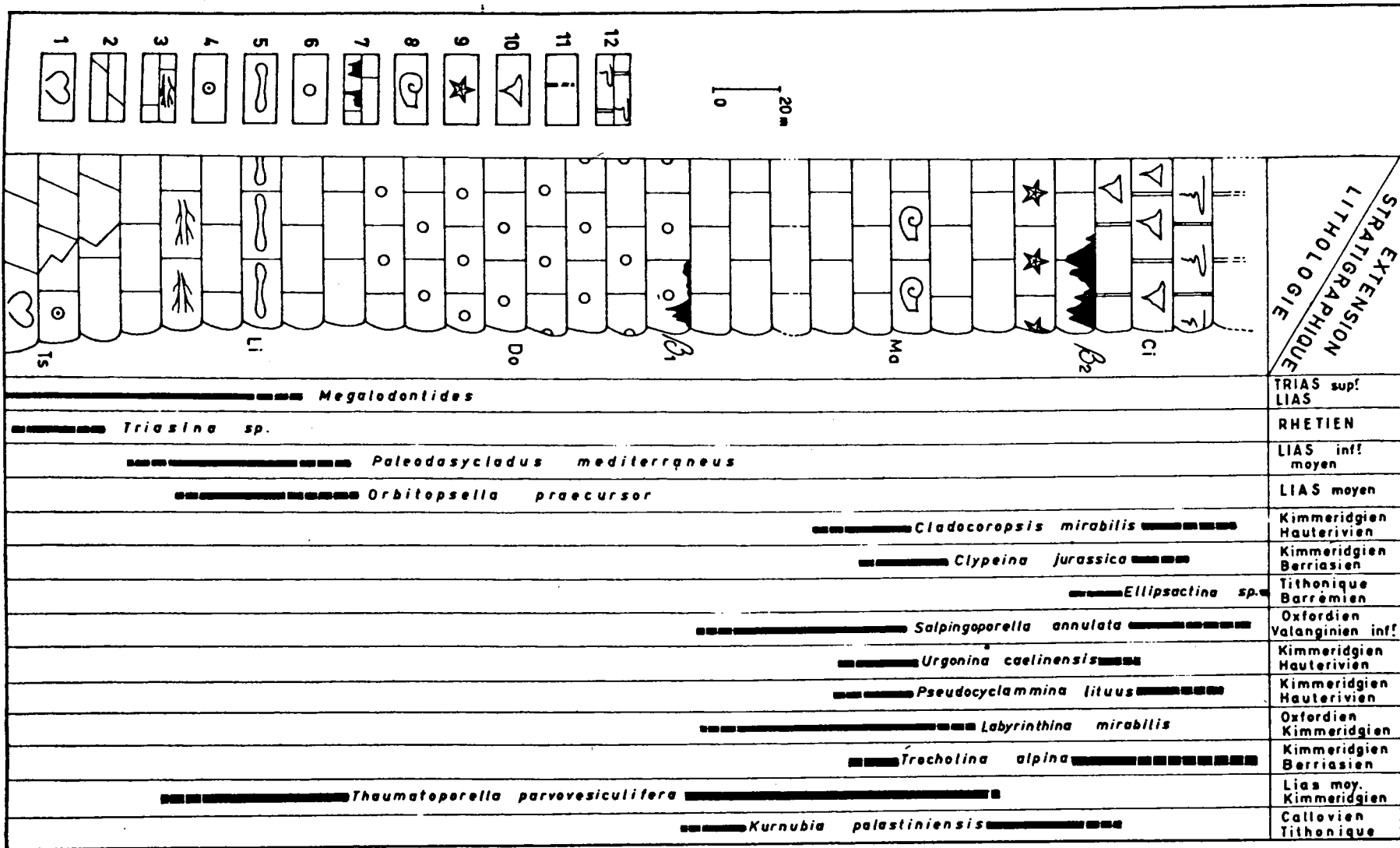
- la sédimentation carbonatée est continue du Trias au Malm. Le passage Trias-Lias se fait sans transition avec un faciès calcaire dolomitique alternant avec des calcaires néritiques qui "monte" dans le Lias ;

- le Lias (dans le massif du Parnasse : Celet, 1962), avec ses microfaciès néritiques riches en microfaune et en microflore, possède un faciès de plate-forme ;

Fig. 86.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone du Parnasse.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié et les travaux de Celet (1962) sur la zone du Parnasse.

1. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - 2. Calcaires dolomitiques. - 3. Calcaires néritiques massifs à Algues. - 4. Calcaires à Involutinidés. - 5. Calcaires à *Orbitopsella* sp. - 6. Calcaires à oolites, oncolites, bioclastes et "birdeyes". - 7. Poches de bauxite. - 8. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis mirabilis*. - 9. Calcaires néritiques à *Clypeina jurassica*. - 10. Calcaires bioclastiques pararécifaux. - 11. Calcaires Tithonique-Valanginien. - 12. Calcaires à Ellipsactinies.



- le fait majeur est l'émergence partielle, côté interne du Parnasse, de la plate-forme. Cette émergence, suivie d'une érosion karstique, est marquée par l'apparition du premier niveau de bauxite ( $\beta_1$ ) au Dogger supérieur-Malm inférieur (?) ;

- l'abondance de la faune pararécifale au Malm supérieur traduit une sédimentation de faible profondeur ;

- le passage Jurassique-Crétacé est marqué par la coexistence de deux régimes sédimentologiques :

- + d'une part, une sédimentation de très faible profondeur sur une plate-forme avec la manifestation d'un régime pararécifal très intense (Lamellibranches, Echinodermes, Algues, Hydrozoaires, Ostracodes, Charophytes...) ;
- + d'autre part, une émergence accompagnée par une karstification des calcaires de la plate-forme. Dans ce karst bien développé, les bauxites du deuxième horizon ( $\beta_2$ ), nées à la fois de l'altération des calcaires, de l'érosion des roches vertes et peut-être même des massifs anciens des zones internes, viennent se "piéger" dans le karst parnassien.

En résumé, nous pouvons déjà avancer que la zone du Parnasse s'est individualisée au Dogger-Malm inférieur (?) par rapport à la zone Pélagonienne dont elle restera néanmoins dépendante jusqu'au Malm supérieur-Tithonique.

## D. LE JURASSIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE.

Depuis la découverte du flysch béotien d'âge éocrétaqué (Clément, 1971 ; Celet et Clément, 1971 ; Terry et Mercier, 1971), nous avons toujours considéré qu'au Sud du Sperchios il existait une semelle sédimentaire à ce flysch. Sur la carte géologique au 1/500 000 de Grèce (Renz et Liatsikas *et al.*, 1955), l'ensemble des formations intéressant cette zone était rangé dans le Trias-Jurassique de la zone Est-hellénique (Renz, 1940).

### 1. LE JURASSIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE EN BEOTIE.

Les formations jurassiques en Béotie affleurent essentiellement dans la chaîne du Zagora et en bordure du golfe de Corinthe. Selon les cartes au 1/50 000 de Levadia (Papastamatiou *et al.*, 1971) et de Vayia (Tataris *et al.*, 1970), les séries carbonatées triasico-jurassiques et les radiolarites qui les recouvrent appartiennent à la zone Est-hellénique (zone subpélagonienne ; Aubouin, 1958) (fig. 87)

#### 1A. LE JURASSIQUE DE LA CHAÎNE DES MONTS ZAGORA.

Considérée par Renz et Liatsikas (1956) comme l'unité tectonique frontale de la zone Est-hellénique (subpélagonienne), la chaîne du Zagora représente la semelle néritique du flysch béotien éocrétaqué (Celet et Clément, 1971). Elle est constituée d'un ensemble d'anticlinaux et de synclinaux tectoniquement déformés.



a. COUPE DE LA PLAINE DE XIRONOMI AU MONT TSOUKA-LOUKAS.

Le mont Tsouka-Loukas (fig. 88) représente la bordure méridionale de la chaîne du Zagora. Cette bordure hachée de grandes failles verticales de direction Sud Ouest-Nord Est est structurée en horsts et en grabens contenant tantôt des calcaires triasiques (fig. 77), tantôt des calcaires jurassiques. Le plus proche de la plaine de Xironomi contient de bas en haut :

- (1) 35 à 40 m de calcaires néritiques en gros bancs, gris moyen, bien stratifiés. Ce sont des biopelmicrites à passées oosparitiques et micritiques, contenant des débris d'Echinodermes, des valves d'Ostracodes, des oncolites, des laminaées, des structures fenestrées, des coprolites de crustacés (*Favreina* sp.),

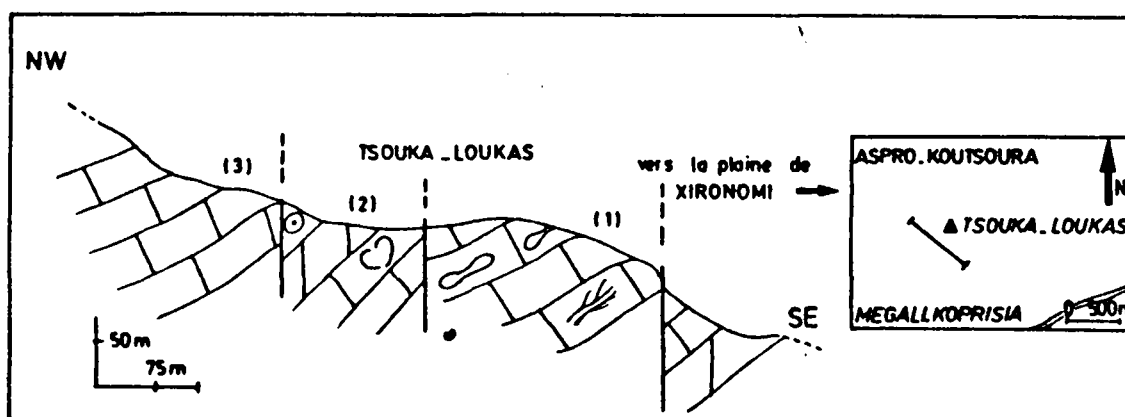


Fig. 88.- Coupe de la plaine de Xironomi au mont Tsouka-Loukas.  
Légende dans le texte.

des Algues : Solenoporacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., Dasycladacées dont *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, et des Foraminifères : *Ophthalmidium* sp., Ataxophragmidés, *Trochammina* sp., *Fronciolaria* sp., *Glomospira* sp., *Labyrinthina* sp., *Haurania* sp. et *Orbitopsella praeursor* (Gümbel). Cette association indique le Lias moyen ;

- (2) un horst composé de calcaires blancs datés du Trias supérieur par des Mégalodontidés et des Involutinidés recristallisés ;
- (3) sur les pentes du mont Koutsoura, en se dirigeant vers le sommet du mont Diakopi, on rencontre des calcaires gris moyen, localement faillés, renfermant des Algues dasycladacées : *Paleodasycladus* sp., et des *Thaumatoporella* sp., du Lias s.l.

b. COUPE DE LA PLAINE DE XIRONOMI AU MONT NORANDALI.

A quelques kilomètres à l'Est de la coupe précédente et dans l'alignement du mont Tsouka-Loukas, se dresse le mont Norandali qui montre un profil plus complet du passage Trias-Lias (fig. 89)

- (1) des calcaires néritiques gris-blanc, en gros bancs, qui plongent vers le Nord Ouest, à Mégalodontidés, Lamellibranches, bryozoaires, Echinodermes et valves d'Ostracodes. Les microfaciès sont des biopelmicrites, des biomicrites à passées micritiques qui sont parfois intercalées de dolosparites. Ces niveaux correspondent vraisemblablement au Trias supérieur ;
- (2) 50 à 60 m de calcaires gris-blanc néritiques, en bancs réguliers à faible pendage vers le Sud. Ce sont des biopelmicrites, intrabiosparites à passées micritiques azoïques et oosparitiques. Les lames minces ont révélé :
  - des Algues : Codiacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *T. parvovesiculifera* (Raineri), Dasycladacées, *Paleodasycladus mediterraneus* (Pia) ;

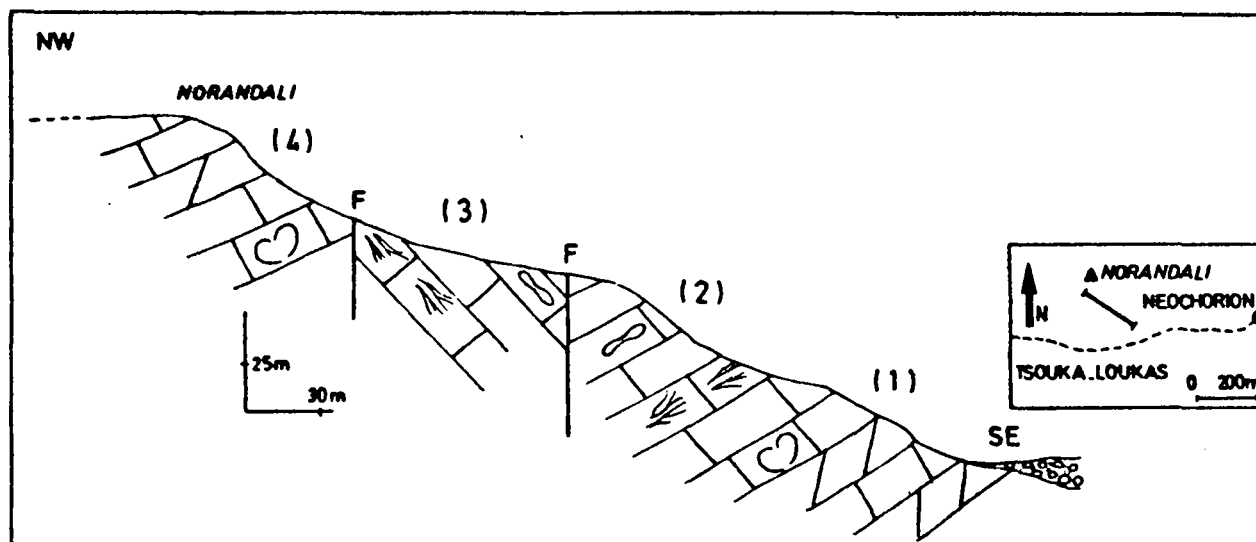


Fig. 89.- Coupe de la plaine de Xironomi au mont Norandali.

Légende dans le texte.

- et des Foraminifères : *Dentalina* sp., *Ataxophragmidés*, *Ophtalmidium* sp., *Glamospira* sp., *Baurantia* sp. et *Orbitopsella* sp.  
Cette association date le Lias moyen ;

- (3) un petit graben (?) coincé entre deux failles verticales, dans lequel nous avons identifié des calcaires néritiques gris-blanc, broyés et recristallisés à Algues : *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus* sp., et à Foraminifères : *Glamospira* sp., *Lenticulina* sp. et *Dentalina* sp. Grâce à la présence de *Paleodasycladus* sp., nous pensons que cette série appartient au Lias moyen (?) ;
- (4) vers la crête du mont Norandali, on voit des calcaires gris moyen néritiques, en bancs réguliers. Ce sont des biopelmicrites, des intrabiosparites biomicritiques, à passées micritiques et oosparitiques. Il existe des structures fenestrées à valves d'Ostracodes et coprolites de crustacés. On y observe également des débris de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Bryozoaires et des spicules d'Eponges, des Algues : *Macroporella* sp., Solenoporacées et *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), et des Foraminifères : *Ophtalmidium* sp., *Glamospira* sp., *Ataxophragmidés* et *Labyrinthina* sp. Bien que les lames ne soient pas très riches en microfane spécifique d'un étage, on peut rattacher cette série au Lias s.l.

#### c. COUPE DU MONT KAPSALA A LA CHAPELLE PROFITIS ILIAS.

La coupe débute sur les pentes du mont Kapsala (fig.90) découpées de failles verticales d'orientation Sud Ouest-Nord Est où affleurent des formations carbonatées triasico-liasiques à Mégalodontidés, *Triasina* sp. et à Algues (Dasycladacées), extrêmement recristallisées. Nous nous contenterons d'examiner le soubassement de la série détritique Jurassique supérieur-Méocène. En partant de la dernière faille méridionale visible dans la morphologie, on peut voir :

- (1) 40 à 50 m de calcaires gris biopelmicritiques, des biomicrites, des intrasparites à passées oosparitiques et micritiques. On y observe dans la partie supérieure, des structures fenestrées accompagnées de laminites et de coprolites de crustacés. Il existe également des débris de coquilles de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Bryozoaires, de Brachiopodes, des spicules de Spongiaires, des valves d'Ostracodes et des oncolites. Les lames minces ont révélé :



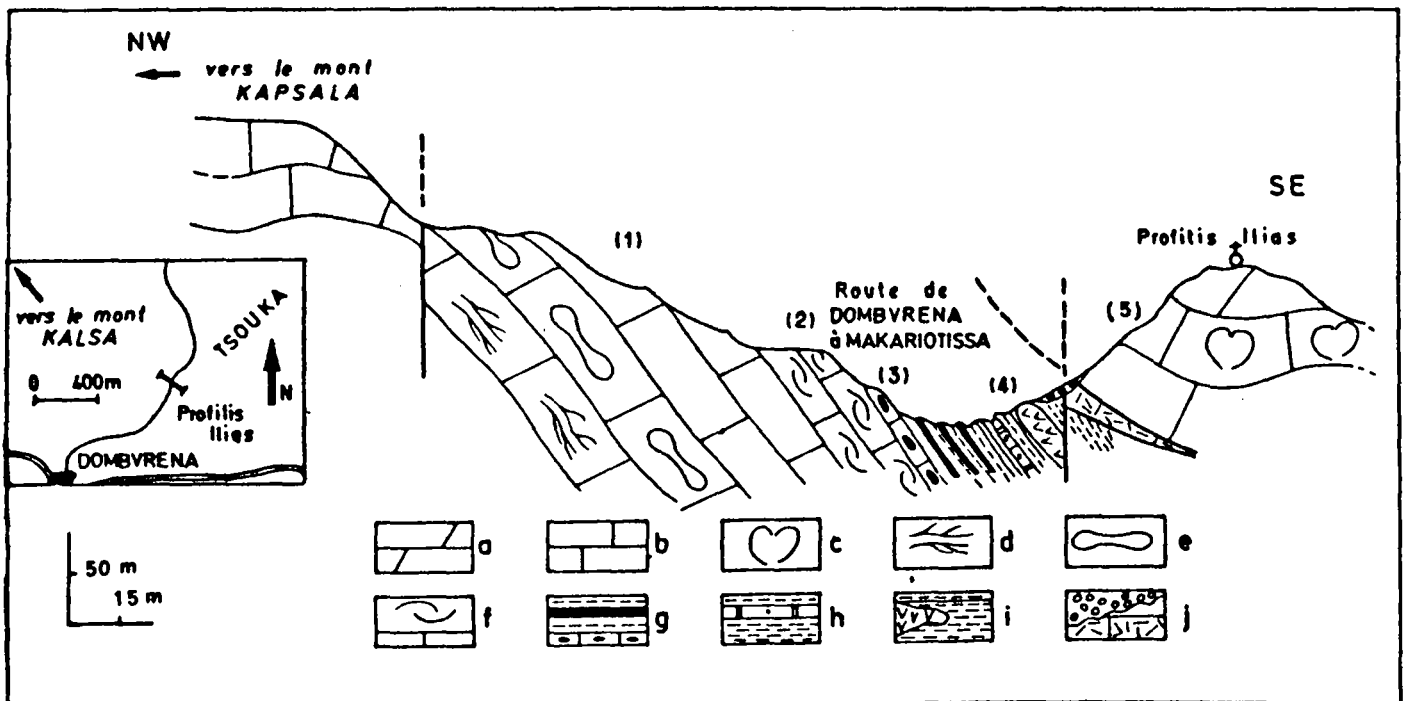


Fig. 90.- Coupe du mont Kapsala à la chapelle Profitis Ilias.

a. Calcaires dolomitiques. - b. Calcaires néritiques massifs. - c. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - d. Calcaires néritiques à Algues. - e. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - f. Micrites rouges à filaments. - g. Calcaires micritiques surmontés de radiolarites et pélites. - h. Pélites schisteuses et micrites à Calpionelles. - i. Pélites gréseuses et xénolites de serpentines. - j. Calcaires mylonitisés et éboulis.

- des Algues : *Cayeuxia* sp., Solenoporacées, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, Dasycladacées, *Paleodasycladus mediterraneus* Pia ;  
 - et des Foraminifères : Lagénidés, Ataxophragmidés, *Glamospira* sp., *Frondiularia* sp., *Dentalina* sp., *Ophtalmidium* sp., "*Vidalina*" *martana* Farnacci, *Orbitopsella praecursor* Gümbel et "*Rectocyclammina*" sp.  
 Cette association indique le Lias moyen ;

- (2) 10 à 12 m de calcaires rouges que nous appellerons "Marbre de Dombvrena". Ce sont des biomicrites à nombreux embryons d'Ammonites (+), coquilles de Gastéropodes, de filaments et de Radiolaires. On peut considérer ce niveau comme un "Ammonitico-Rosso" peu développé. Les lames minces montrent des *Protoglobigerina* sp., des *Globochaste alpina* Lombard et des *Gupkinella* sp., indiquant un âge dogger-malm inférieur (?) ;
- (3) quelques mètres de calcaires micritiques fins, à petits silex rouges en "tête de clous". Ces calcaires contiennent des filaments et de rares Radiolaires calcitisés ;
- (4) 30 à 35 m de formations pélitiques rouges, en alternance avec des radiolarites, qui renferment une belle microfaune de Radiolaires : *Archasospongo primum* sp., *Syringocapsa* sp., *Pantanelium* sp., *Triactomablakei* Pessagno, *T. jonesi* Pessagno, de l'Oxfordien ou du Tithonique ;
- des calcaires en plaquettes peu épaisses, à Calpionelles, au milieu de pélites fines, de microbrèches et de xénolites de roches vertes ;
- (5) la série carbonatée triasico-liasique du mont Tsouka-Loukas.

#### d. COUPE DE LA VALLEE D'AYOS PANDES A LA DEPRESSION DU MONASTERE MAKARIOTISSA.

En descendant du mont Kapsala et en se dirigeant vers la localité de Dombvrena, on voit (fig. 91) :

(+) Dans l'abreuvoir municipal de Dombvrena, ce "marbre" à *Phylloceras* est utilisé comme parement.

- une masse importante de calcaires néritiques gris-blanc, découpés par des failles. Ces biomicrites contiennent des Mégalodontidés, des Involutinidés et *Triasina* sp. Parfois ils peuvent être complètement dolomitisés ;

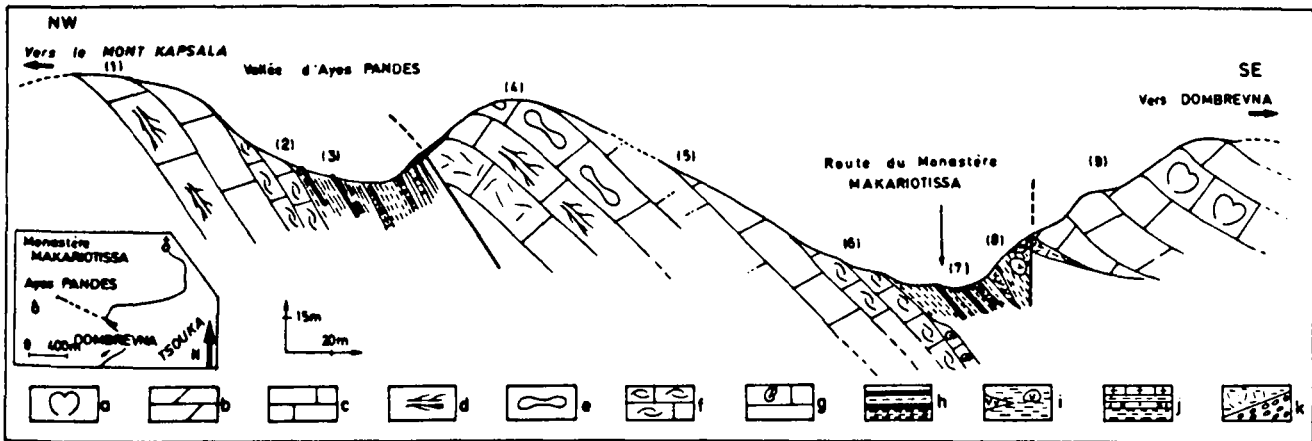


Fig. 91.- Coupe de la vallée d'Ayos Pandés à la dépression du monastère Makariotissa.

a. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - b. Calcaires dolomitiques. - c. Calcaires néritiques massifs. - d. Calcaires néritiques à Algues. - e. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - f. Micrites rouges à filaments. - g. Micrites à nombreuses empreintes de Céphalopodes. - h. Radiolarites et pélites schisteuses. - i. Marnes blanches à xénolites de péridotites et de pillows. - j. Pélites schisteuses et micrites à Calpionelles. - k. Calcaires mylonitisés et éboulis.

- (1) des calcaires gris, affleurant juste avant la dépression d'Ayos Pandés. Ce sont des biopelmicrites alternant avec des micrites fines, puis des biomicrites à intraclastes, à bioclastes, parmi lesquels on reconnaît des fragments de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Bryozoaires, de Spongiaires, des débris d'Algues, des oncolites, des coprolites de crustacés et des structures fenestrées avec des valves d'Ostracodes. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Cayeuxia* sp., *Thaumtoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Dasycladacées*, *Paleodasycladus* sp. ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Haurania* sp., *Labyrinthina* sp. (probable), *Orbitopsella praecursor* Gumbel ; datant le Lias moyen ;
- (2) 8 à 10 m de micrites rouges à faciès "Ammonitico-Rosso" ("Marbre de Dombrevna") dans lesquelles on a trouvé des filaments, des embryons d'Ammonites, des coquilles de petits Gastéropodes, des *Spirillina* sp., des *Globochaete alpina* Lombard et des *Protoglobigerina* sp. Cette association évoque le Dogger-Malm inférieur ;
- (3) 30 à 35 m d'une alternance de formations détritiques, de microbrèches et de radiolarites à la base. Les radiolarites ont fourni des Radiolaires : *Acanthocircus variabilis* (Squinabol), *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *Podoburca triacantha* Fischli, *Parvicingula altissima* (Rüst), *Tritrabs exotica* (Pessagno), de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur. Dans les microbrèches à ciment calcaire et à éléments lithoclastiques, radiolaritiques et carbonatés, nous avons trouvé des Lituolidés et des *Protopenneroplis striata* Weynschenk, évoquant le Malm. Vers le sommet de la formation, viennent des calcaires en plaquettes roses, à Calpionelles, du Berriasien supérieur, au sein de pélites et grès mal consolidés ;
  - une faille ;
- (4) 30 à 35 m de calcaires néritiques gris-bleu, à Algues : *Cayeuxia* sp., *Thaumtoporella* sp., *Paleodasycladus* sp., *P. elongatulus* Praturlon, et à Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Haurania* cf. *amigi* Henson, *Orbitopsella* sp., *Labyrinthina recoarensis* Cati, *Mayencina terméri* Hottinger. Cette association évoque le Lias moyen à supérieur (?) ;
- (5) un ensemble de calcaires néritiques gris-blanc, à sections de Mégalodontidés, *Lithotis* et *Protodicerus* sp. qui confirment l'âge triasico-liasique de cette formation ;

- (6) 10 à 15 m de micrites rouges à faciès "Marbre de Dombvrena", à filaments, embryons d'Ammonites et Protoglobigérinidés. A l'Est du monastère de Makariontissa, il existe une petite carrière où est exploité ce "marbre". Dans ce site, nous avons découvert plusieurs fragments brisés de coquilles de Céphalopodes (*Phylloceras* sp.) analogues à ceux que nous avons découverts dans la dépression d'Ayos Nikolaos;
- (7) 30 à 35 m de formations détritiques contenant des pélites gréseuses, des grès mal consolidés et quelques bancs de radiolarites contenant des Radiolaires : *Archaeospongoprumum* sp., *Pseudodictyomitra* aff. *carpatica* (Loziniak), *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *A. vulgaris* Pessagno (?), *Kitus spicularius* Pessagno (?), *Acanthocircus variabilis* (Squinabol), *Podobursa triacantha* Fischli, *Parvicingula altissima* (Rüst), *Tritrabs exotica* Pessagno). Cette association indique l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien ;
- (8) vers le sommet des formations détritiques, apparaissent des marnes blanches contenant des galets d'ophiolitesserpentinisées, de radiolarites cataclasées, de calcaires néritiques, du Trias et du Lias ;
  - un contact anormal ;
- (9) un ensemble de calcaires néritiques gris-blanc, triasico-liasiques, appartenant au mont Tsouka-Loukas.

*Remarque* : il est à noter dans ce profil qu'il apparaît un excellent repère lithologique : les marnes blanches à galets d'origines diverses. Ce repère, que l'on retrouve d'une façon homogène en Béotie et dans les unités chevauchantes sur la zone du Parnasse, va nous permettre de distinguer les formations éocènes flyschoides béotiennes du flysch tertiaire parnassien.

#### e. COUPE DU VILLAGE DE KOUKOURA A LA VALLEE D'AYOS NIKOLAOS.

En partant du village de Koukoura pour se diriger vers la vallée d'Ayos Nikolaos, en passant par les avants-monts du Kapsala, on traverse une région de faible altitude qui oscille entre 700 et 900 m, truffée d'un grand nombre de dolines (fig. 92). Ce secteur, dans lequel les formations triasico-liasiques affleurent sur plusieurs kilomètres carrés, est assez peu varié et il faut se rapprocher des vallées d'Ayos Nikolaos et d'Ayos Pandès pour rencontrer quelques changements notables de faciès. Ces formations triasico-liasiques sont représentées par des calcaires gris-blanc néritiques, à Mégalodontidés, *Involutina* sp. et Algues (Codiacées et *Thaumatoporella* sp.).

En commençant la coupe à quelques centaines de mètres à l'Ouest de la dépression d'Ayos Nikolaos, on rencontre successivement :

- (1) 50 à 60 m de calcaires gris-blanc à passées magnésiennes, dans lesquels on trouve des Involutinidés recristallisés, des Algues, des Mégalodontidés à tests minces et des débris de Lamellibranches. Ces niveaux peuvent être considérés comme représentant le Trias supérieur et le Lias ;
  - une faille verticale ;
- (2) 15 à 30 m de calcaires néritiques gris, en bancs réguliers. Ce sont des intrasparite, biopelmicrite, biomicrite à passées oosparitiques. Les micrites recèlent des structures fenestrées à coprolites de crustacés et valves d'Ostracodes. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : *Thaumatoporella* sp., Dasycladacées ;
  - et des Foraminifères : Trochaminidés, Ataxophragmidés, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Aeolisaccus* sp., *Haurania amigi* Henson, "*Vidalina*" *martana* Farinacci, *Orbitopsella* sp. ;du Lias moyen ;

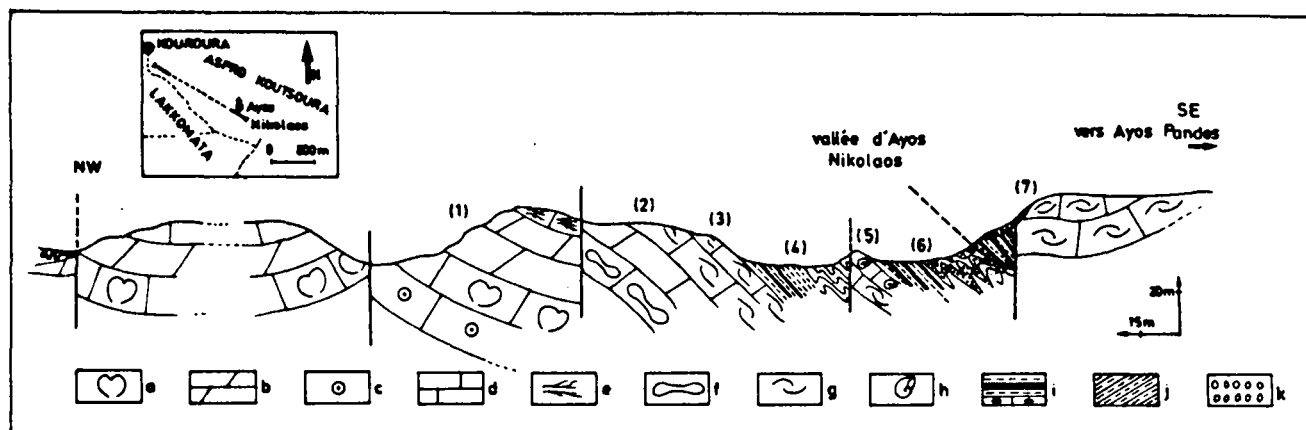


Fig. 92.- Coupe du village de Koukoura à la vallée d'Ayos Nikolaos.

Légende dans le texte.

- (3) 12 à 15 m de "Marbre de Dombvrena". Ce sont des biomicrites rouges à faciès "Ammonitico-Rosso", à embryons d'Ammonites et filaments. La microfaune est composée de *Protoglobigerina* sp., *Globochaste alpina* Lombard, *Spirillina* sp., et de Radiolaires : *Hagiastridae* indégageables ;
- (4) 20 à 25 m d'une alternance de pélites rouges, de grès mal consolidés et de radiolarites. Les grès à ciment calcaire, dont les éléments sont surtout composés de grains de quartz, de radiolarites et de pélites fines, s'érodent "en boules". Les radiolarites recèlent des Radiolaires : *Stichocapsa cribata* ?, *Emiluvia chioa* Foreman, *Archasospongoprimum* sp., *Xitus spicularius* Pessagno, *Syringocapsa* sp., *Podobursa spinosa* Ozvold, *Tritrabs exotica* (Pessagno), *Triactoma blakei* Pessagno, *T. jonesi* Pessagno, *Nirifusus medioidilatatus* (Rüst), *Sethocapsa trachyostraca* Foreman, de l'Oxfordien moyen-Kimméridgien ? ;
- (5) au milieu de la dépression, une faille verticale fait apparaître le sommet des "Marbre de Dombvrena" à Ammonites : *Lytoceras* sp., *Phylloceras* sp., *P. mediterraneum* Neumayr, *Aspidoceras gemellara* Fontanes, qui indiquent le Lusitanien (Oxfordien inférieur) ;
- (6) 30 à 35 m d'une alternance de pélites gréseuses, de radiolarites et de grès mal consolidés. Dans ces formations flyschoides, il existe des bancs de micrites qui rappellent les faciès à Calpionelles. Vers le sommet de la formation, apparaissent des radiolarites écrasées, en contact anormal avec les grès et pélites sous-jacentes ;
- (7) des "Marbre de Dombvrena" qui recouvrent les calcaires néritiques triasico-liasiques du mont Tsouka-Loukas.

*Remarque sur ce profil* : la présence d'Ammonites de l'Oxfordien inférieur d'une part, et de Radiolaires de l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien d'autre part, permet de fixer l'arrêt de la sédimentation carbonatée au Malm inférieur et de dater l'apparition des formations détritiques au Malm supérieur dans la zone béotienne en Béotie.

#### f. COUPE D'ASPRO-KOUTSOURA AU SOMMET DU MONT KAPSALA.

En empruntant le chemin muletier qui conduit du village de Koukoura au sommet du mont Kapsala, on traverse un secteur (fig. 93), où affleurent :

- (1) des calcaires néritiques gris-blanc, à passées dolomitiques blanches, donnant au paysage un aspect ruinforme. Ces calcaires recèlent des traces de Mégalodontidés et quelques Involutinidés recristallisés. Cette série est vraisemblablement du Trias supérieur-Lias inférieur (?) ;

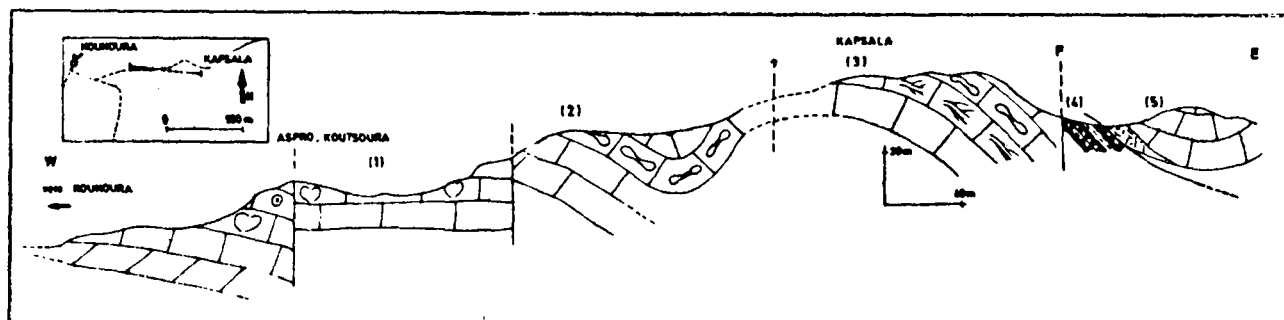


Fig. 93.- Coupe d'Aspro-Koutsoura au sommet du mont Kapsala.

Légende dans le texte.

- (2) sur le flanc oriental d'un synclinal probablement compliqué par des failles, il apparaît des calcaires néritiques gris, à passées micritiques et dolomitiques. Ce sont des biomicrites à Algues : *Dasycladacées*, *Paleodasycladus barrabei* Lebranchi et Lemoine, *Thaumatoporella* sp., *Girvanella* sp., et à Foraminifères : Trochaminidés, Lituolidés, *Glomospira* sp., *Involutina liassica* (Jones). Cette association indique le Lias inférieur ;
- (3) 40 à 50 m de calcaires néritiques gris-blanc. Ce sont des biopelmicrites, biomicrites, intrasparites à bioclastes et ooclastes. Certains niveaux sont à structures fenestrées dans lesquels on rencontre des Ostracodes et des coprolites de crustacés. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : Codiacées, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Haurania* sp., *Orbitopella* sp.
 Ce niveau est à rattacher au Lias moyen ;
- (4) 8 à 10 m de formations détritiques intercalées de radiolarites rouges holo-siliceuses, à Radiolaires indégageables et à microbrèches à ciment pélitique, dont les éléments sont surtout des calcaires liassiques et des débris de radiolarites ;
  - une faille oblique ;
- (5) une série carbonatée, formée de calcaires néritiques gris-blanc triassic-liassiques, vient en contact anormal sur les formations détritiques.

#### g. COUPE DU FLANC SUD OUEST DU MONT DIAKOPI : DU KAPSALA AU ROUKAVOUNI.

En débutant la coupe près du sommet du mont Diakopi, non loin de la dépression du mont Kapsala (fig. 94) vers 1 350 m et en se dirigeant vers le NNW, il apparaît :

- (1) un ensemble de calcaires gris-blanc néritiques, à Lithiotis et *Protodicerias* occupant pratiquement tout le secteur compris entre le mont Diakopi et le mont Kapsala. Ce sont des biopelmicrites, biomicrites, biointrasparites, à niveaux micritiques et oosparitiques. On y trouve de nombreux niveaux à fragments de Lamellibranches, Brachiopodes, Bryozoaires, Spongiaires, Echinodermes et débris d'Algues. Les niveaux à structure fenestrée sont nombreux et sont accompagnés de valves d'Ostracodes et de coprolites de crustacés. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : Codiacées, Solenoporacées, *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus* sp., *P. elongatulus* Praturlon ;
  - et des Foraminifères : *Glomospira* sp., Ataxophragmidés, *Valvulina* sp., *Labyrinthina recoarensis* (Cati) *Haurania* gr. *amigi* Henson, *H. deserta* Henson, "*Rectocyclammina*" sp.
 Cette association date le Lias moyen ;

- (2) vers 150 m d'altitude, les calcaires blancs néritiques subhorizontaux, recèlent les mêmes microfaciès que ceux du Kapsala ;
- une faille verticale ;
- (3) 30 à 40 m de calcaires gris moyen, coincés entre deux failles subverticales. Ce sont des biomicrites contenant des structures fenestrées dans lesquelles nous avons reconnu :
- des Algues : *Girvanella* sp., *Thaumatoporella* sp., Dasycladacées, *Paleodasycladus* sp., *P. mediterraneus* Pia ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Haurania* sp. (grandes sections), *H. cf. deserta-amigi* Henson, *Labyrinthina* sp., *Orbitopsella* sp. ;
- du Lias moyen ;

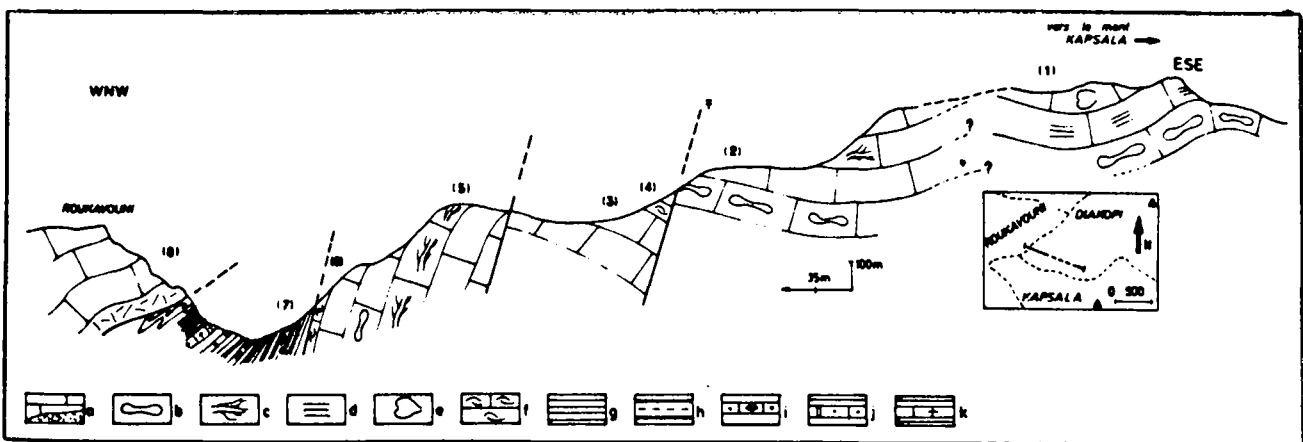


Fig. 94.- Coupe du flanc Sud Ouest du mont Diakopi.

a. Calcaires néritiques et calcaires mylonitisés. - b. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - c. Calcaires néritiques à Algues. - d. Calcaires néritiques à Lithiotes. - e. Calcaires néritiques à *Protodicerias* sp. - f. Micrites rouges à filaments. - g. Pélites schisteuses. - h. Radiolarites et pélites. - i. Microbrèches dans les pélites. - j. Pélites schisteuses et micrites à *Calpionelles*. - k. Grès mal consolidés.

- (4) 10 à 15 m de micrites rouges à filaments, embryons d'Ammonites, coquilles de Gastéropodes et *Protoglobigerina* sp. Ce niveau se rattache au Dogger-Malm (inférieur) ;
- (5) 35 à 40 m de calcaires gris-blanc néritiques, en bancs redressés qui "plongent" sous la dépression remplie de flysch, séparent le mont Diakopi du mont Roukavouni. Ces calcaires recèlent des structures fenestrées dans la partie sommitale de la série. Ce sont des biopelmicrites, micrites, biomicrites, intrasparites à bioclastes et ooclastes contenant de nombreux débris de Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes, Bryozoaires, des spicules de Spongiaires, des Algues : Codiacées, *Cayeuxia* sp., *Girvanella* sp., *Thaumatoporella* sp., et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Labyrinthina* sp., *Haurania* cf. *deserta* Henson, *Orbitopsella* sp. Cette association évoque le Lias moyen ;
- (6) 5 à 6 m de micrites rouges contenant des filaments, des embryons d'Ammonites, des coquilles de Gastéropodes, des *Protoglobigerina* sp. et des *Globochaete* sp. Dans la dépression tapissée d'éboulis, il a été trouvé des sections d'Ammonites en mauvais état de conservation mais suggérant des *Phylloceras* sp. Si l'on tient compte de ces fossiles, on peut rattacher ce niveau au Dogger-Oxfordien inférieur ;
- (7) 45 à 50 m de formations détritiques, au sein desquelles affleurent des radiolarites, des microbrèches, des grès mal consolidés et des pélites. Les radiolarites contiennent des Radiolaires : *Merifusus mediodilatatus* (Rüst), *Podobursa spinosa* (Ozoldova), *Tritrabs exotica* (Pessagno), *Emiluvia orea* Baumgartner, *Triactoma blakei* Pessagno, de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien.

Les microbrèches à ciment calcaire sont à éléments divers (lithoclastes, radiolarites, pélites rouges) et comportent des *Pseudocyclammina* sp. et des *Protopenaeoplis striata* Weynschenk, ce qui nous indique un âge malm s.l. La partie supérieure de l'ensemble a été datée du Néocomien par des Calpionelles;

- (8) sur les formations détritiques et en contact anormal avec celles-ci, des calcaires néritiques blancs broyés, avec un niveau de brèche tectonique à la base. Ces calcaires constituent le mont Roukavouni.

#### h. COUPE DU MONT DIAKOPI.

Le mont Diakopi se dresse à l'Ouest du Val des Muses ; il appartient à la bordure orientale de la chaîne du Zagora (fig. 95). En partant du mont Norandali jusqu'au sommet du mont Diakopi et en se dirigeant vers le Val des Muses, on observe :

- (1) 150 à 180 m de calcaires néritiques gris moyen, à passées dolomitiques. En lames minces, il s'agit de calcaires (pelmicrites, biomicrites et intramicrosparites) renfermant des sections d'Algues recristallisées, des petits Foraminifères indéterminables et des coprolites de crustacés. Quelques sections de Mégalodontidés ont été découvertes dans la partie inférieure de la série qui peut être considérée comme triasico-liasique ;
- une faille verticale ;
- (2a) 130 à 150 m de calcaires néritiques gris-blanc, en gros bancs. Les microfaciès sont des biomicrites à tests d'Ostracodes, débris d'Echinodermes et de Gastéropodes et quelques Lagénidés indéterminables. Localement, les micrites ont été épigénisées par de la dolomite en formant des niveaux rubanés ;
- (2b) 30 à 40 m de biopelmicrites gris-blanc, biomicrites, intrasparites, à passées micritiques fines et à ooclastes et bioclastes. On peut y trouver de nombreux débris de Lamellibranches, Brachiopodes, Bryozoaires et valves d'Ostracodes. Les lames minces ont livré :
- des Algues : Dasycladacées, Codiacées, *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* Gumbel ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmiidés, *Glomospira* sp., *Haurania* sp.
- Cette association indique le Lias s.l. ;
- (2c) 10 à 15 m de micrites rouges à filaments, coquilles de Gastéropodes, *Spirillina* sp., *Protoglobigerina* sp., des fragments de radiolarites, des pélites rouges mélangées à des éboulis. Ce niveau peut être attribué au Dogger-Malm inférieur (?). C'est dans ces formations broyées par des failles qu'il a été creusé un puits célèbre depuis l'Antiquité : le Kryo-Pigadi ;
- (3) un ensemble de calcaires néritiques gris-blanc occupe le sommet. Ce sont des biomicrites dans lesquelles on rencontre des Lithiotis et des sections de *Protodicerias* sp. (ou *Megalodon* sp. à tests minces). Dans la descente vers le Val des Muses, les calcaires sont découpés par de grandes failles verticales. Ce sont des biopelmicrites, biomicrites, à intraclastes et bioclastes. Vers le haut de la formation, on peut rencontrer de nombreuses structures fenestrées avec des valves d'Ostracodes, des coprolites de crustacés, des Algues : Dasycladacées, Codiacées, *Cayeuxia* sp., et des Foraminifères : Ataxophragmiidés, *Glomospira* sp., *Haurania* sp., *Labyrinthina recoarensis* Cati, *Orbitopsella* sp. Cette association indique le Lias moyen ;
- une faille verticale ;
- (4) des formations pélitiques gréseuses intercalées de :
- (4a) radiolarites holosiliceuses contenant des Radiolaires mal conservés : Haglastridés, *Archaeospongopruncum* sp., *Stichocapsa* sp., *Podobursa* sp., du Malm s.l. ;
  - (4b) marnes et calcaires marneux. Ces calcaires marneux, de couleur ocre clair, se débitent en marnes schisteuses par endroits, et l'on peut y trouver des Madréporaires du Séquanien-Kimméridgien inférieur : *Stylosmia michalina* Edw. et H., *Stylirialobota* Goldfuss, *Stylina microcoenia* De From., *Cryptocoenia nivernensis* Beaud, *C. sexradiata*

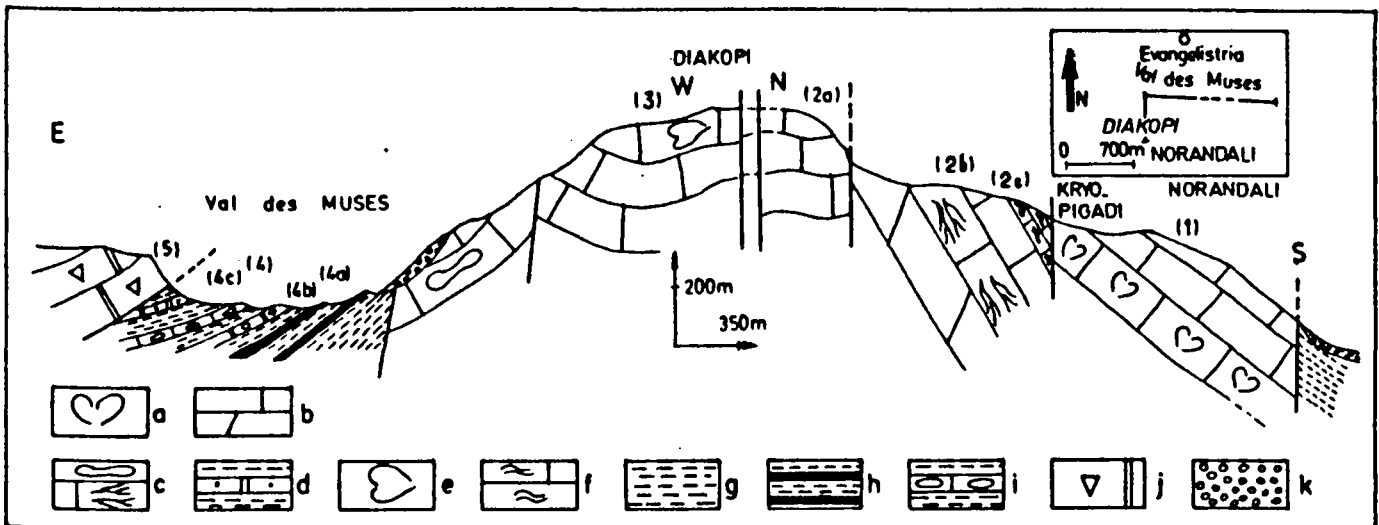


Fig. 95.- Coupe du mont Diakopi.

a. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - b. Calcaires néritiques à passées magnésiennes. - c. Calcaires néritiques à Algues et *Orbitopsella* sp. - d. Pérites schisteuses et micrites à Calpionelles. - e. Calcaires néritiques à *Protodicerias* sp. - f. Micrites rouges à filaments et empreintes d'Ammonites. - g. Pérites schisteuses. - h. Radiolarites et pérites. - i. Calcaires marneux à Madréporaires. - j. Calcaires néritiques crétaçés à Rudistes. - k. Formations récentes.

Sur la coupe, le Kryo-Pigadi représente la soucre d'Hippocrène (cf. supra : Introduction).

Goldfuss, *Myriophyllia angustratus* d'Orbigny, *Trigerastrea gourdani* De From., *Aralastraea crassa* Koby, *Latiastrea variabilis* ;

(4c) des calcaires marneux rouges en plaquettes, à Calpionelles, du Berriasien supérieur.

(5) calcaires biodétritiques à Rudistes appartenant à la zone pélagonienne

#### 1. COUPE DU MONT KARAMOUTZI.

Le mont Karamoutzi, allongé sensiblement d'Ouest en Est, s'étend de la dépression d'Aya Trias (Stevenikion), occupée par du flysch tertiaire parnassien, à la partie amont du Val des Muses où affleure le flysch éocrétaçé béotien. En partant du Val des Muses à l'Est, on traverse successivement (fig. 96) :

- (1) une masse importante de calcaires néritiques gris-blanc triasico-liasiques (?), à fragments de Mégalodontidés, Algues et Foraminifères : *Involutina sinuosa pragsoldes* (Oberhauser), *I. sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Frondicularia woodwardi* Howch, Lagénidés, Ataxophragmidés, du Trias supérieur-Lias inférieur ;
- (2) des calcaires fins gris-blanc, à passées micritiques, sans traces de microflores ou de microfaunes déterminables. Ces calcaires faillés occupent tout le flanc oriental du mont Karamoutzi ;
- (3) des calcaires néritiques gris, à passées micritiques bien litées, pauvres en niveaux repères ;
- (4) 40 à 50 m de calcaires gris-blanc néritiques. Ce sont des biopelmicrites, intrasparites, biomicrites, à bioclastes et ooclastes. Ils contiennent des débris de Lamellibranches, Brachiopodes, Bryozoaires, Echinodermes et des spicules d'Eponges. Dans la partie sommitale, on a trouvé des structures fenestrées à Ostracodes et coprolites de crustacés. Les lames minces recèlent :



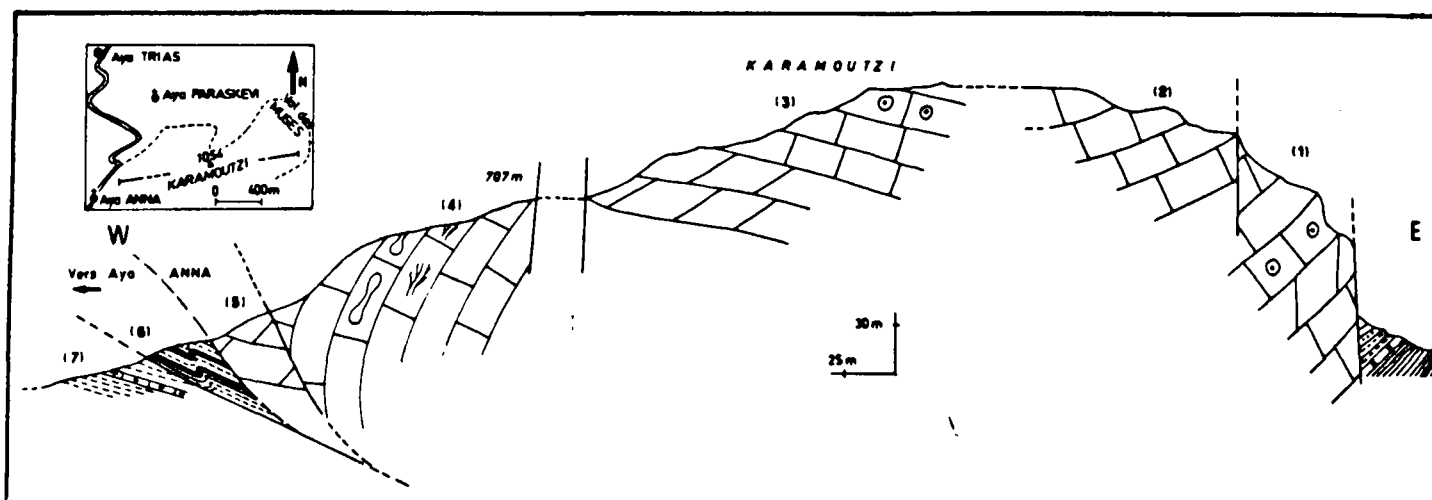


Fig. 96.- Coupe du mont Karamoutzi.

Légende dans le texte. Les figurés des formations du Val des Muses à l'Est (cf. supra : coupe 95).

- des Algues : Codiacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Paleodasy-cladus* sp. ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmiidés, *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Orbitopsella* sp.
- Cette association suggère le Lias moyen ;

- (5) des calcaires blancs pulvérulents, écrasés sous le contact anormal ;
- (6) une écaille tectonique formée de radiolarites, coincée sous le contact ;
- (7) des formations flyschoides tertiaires appartenant au flysch parnassien.

#### j. CONCLUSION SUR LES FORMATIONS JURASSIQUES DE LA CHAÎNE DES MONT'S ZAGORA.

Les montagnes calcaires de la chaîne du Zagora constituent la semelle néritique triasico-jurassique de la zone béotienne dont les caractéristiques sont les suivantes :

- le passage Trias-Lias s'effectue sans changement de faciès ;
- le Lias est néritique jusqu'au Lias supérieur ;
- installation d'un faciès de type "Ammonitico-Rosso" au Lias supérieur (?) - Dogger-Malm inférieur.

Par ailleurs, dans des synclinaux faillés, à l'intérieur de la chaîne et sur ses limites septentrionale et orientale, on observe le passage au Malm inférieur qui est souligné par un changement brutal de faciès qui se traduit par l'apparition de faciès détritiques intercalés de radiolarites et de microbrèches.

De plus, la présence de Madréporaires au Malm inférieur-Kimméridgien inférieur sur la face orientale des monts Zagora indique la proximité du bord interne de la plate-forme parnassienne qui, à cette époque, est proche de l'émergence.

La limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur n'est pas marquée par un changement de faciès caractéristique puisqu'elle s'effectue au sein des formations détritiques qui sont apparues au Malm inférieur.

## 1B. LE JURASSIQUE AU FRONT DE LA ZONE BEOTIENNE.

### a. COUPE DU MONT 576,3 m.

Entre les localités de Chostia et de Thisvi, en bordure de la plaine de Dombvrena (fig. 97), s'élève le mont 576,3 m qui repose, en contact anormal, sur des formations détritiques béotiennes d'âge éocrétacé, recouvertes en partie par du Néogène. Du Nord Est au Sud Ouest, on observe :

- (1) des pélites et des schistes, au sein desquels il existe une vaste xénolite de roches vertes ;
- un contact anormal chevauchant ;
- (2) des calcaires néritiques magnésiens, gris-blanc, à Mégalodontidés et à Involutinidés incertaines, du Trias (?) - Lias ;
- (3) 40 à 50 m de calcaires gris-blanc néritiques. Ce sont des biopelmicrites, intrasparites, micrites, biomicrites, à structures fenestrées. On peut y découvrir des débris de Lamellibranches, Brachiopodes, Bryozoaires et Spongiaires. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : Codiacées, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Paleodasycladus* sp. ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, Liuolidés, *Glomospira* sp., *Haurania* sp., *Labyrinthina* sp.
 Cette association indique le Lias moyen.

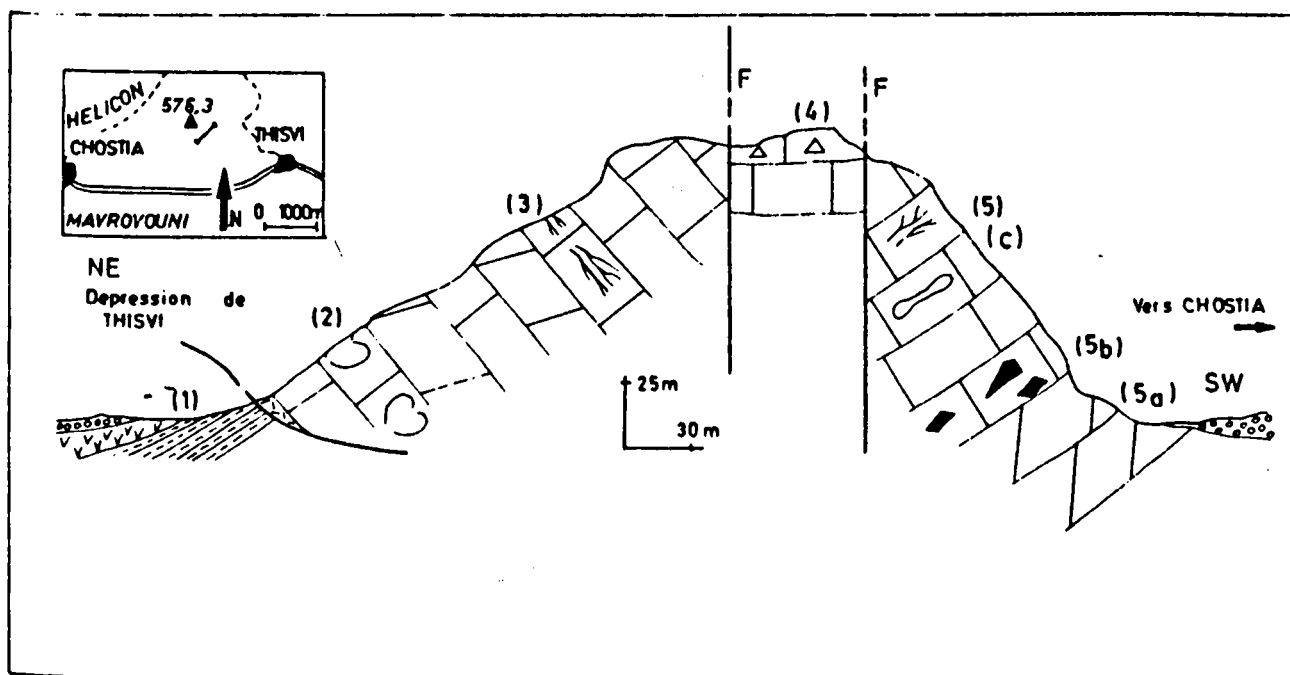


Fig. 97. - Coupe du mont 576,3.

Légende dans le texte.

- (4) au sommet de ce mont, les calcaires néritiques blancs sont en position horizontale. Ce sont des intrasparites à pellets, oncolites et à débris de Lamellibranches. Sur le flanc méridional, de bas en haut on observe :
- (5a) des calcaires magnésiens très blancs, en gros bancs ;
- (5b) 8 à 10 m de micrites fines et à structures fenestrées ("birdeyes"), contenant des valves d'Ostracodes, des débris d'Algues et des coprolites de crustacés (*Favreina* sp.) ;

- (5c) 50 à 60 m de calcaires gris-blanc néritiques, à débris de Lamellibranches, Spongiaires et Echinodermes. Ce sont des biopelmicrites, des micrites, des biomicrites, à ooclastes et bioclastes. Les lames minces recèlent :
- des Algues : Codiacées, Solenoporacées, *Thaumatoporella* sp., *Paleodasyoladus mediterraneus* Pia (dans un nodule pélitique), *Sestrosphaera* sp. ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmiidés, Lituolidés, *Glomospira* sp., *Haurania* sp. (en fragments).
- Cette association, par la présence de *Sestrosphaera* sp., évoque un âge liasique assez élevé.

b. COUPE DU MONT MALIO.

Au Sud de la localité de Chostia, il existe un ensemble de collines calcaires, peu élevées, qui se dressent en bordure du golfe de Corinthe. Localement, on y observe des petits synclinaux faillés, coincés dans des grabens, dont l'axe est orienté Est-Ouest. Une coupe Nord-Sud, à travers le mont Malio, montre (fig. 98) :

- (1) des calcaires blancs massifs, alternant avec des calcaires magnésiens à passées dolomitiques. Ces calcaires renferment des Métalodontidés du Trias supérieur ;
- une faille verticale ;

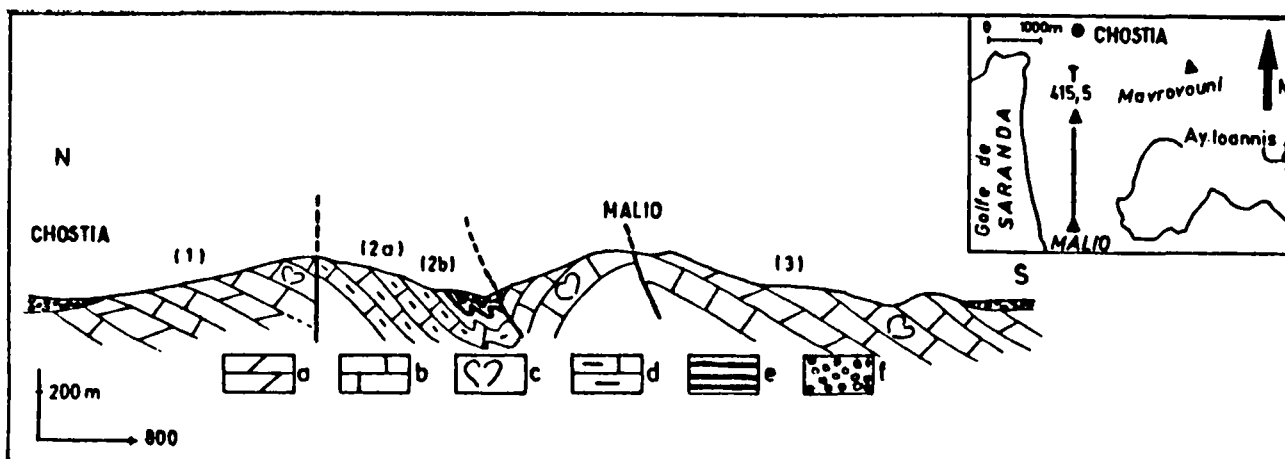


Fig. 98. - Coupe du mont Malio.

(cf. supra ; fig. 82).

- (2a) 50 à 60 m de calcaires néritiques gris-blanc, bien lités. Ce sont des biomicrites et des biosparites à débris de Lamellibranches et valves d'Ostracodes. Les lames minces recèlent :
  - des Algues : *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Salpingoporella* sp. ;
  - et des Foraminifères : Lagénidés, Ataxophragmiidés, *Glomospira* sp. ; datant le Lias s.l. ;
- (2b) 10 à 15 m de radiolarites masquées, en partie, par des formations récentes. Dans celles-ci, des Radiolaires du Malm ont été dégagés : *Emiluvia ohica* Foreman, *Podobursa triacantha* Fischli, *P. spinosa* Ozvoldova ;
- (3) des calcaires gris-blanc néritiques, formant une voûte anticlinale au coeur de laquelle apparaissent des Mégalodontidés triasiques. Les flancs de l'anticlinal sont constitués de calcaires gris-bleu en plaquettes, contenant des Algues et quelques rares Foraminifères indéterminables, vraisemblablement triasico-liasiques.

A quelques kilomètres à l'Est de ce profil, en bordure du chemin de Chostia la chapelle

Ayos Ioannis, on trouve des calcaires néritiques gris-blanc, surmontés de quelques bancs de micrites rouges à filaments, embryons d'Ammonites, *Spirillina* sp. et *Globochaete alpina* Lombard, du Dogger-Malm inférieur (?).

### C. COUPE DE LA GROTTTE DE L'ALBANAIS

Dans le chapitre précédent, nous avons vu qu'au front de la zone béotienne, il existe une unité chevauchante (coupe du mont Danili) qui fait apparaître les niveaux les plus élevés du Trias supérieur. En partant de la plage de Saranda pour se rendre à la grotte de l'Albanais, on traverse des calcaires blancs néritiques, à Mégalodontidés et Involutinidés et avant d'arriver en bordure de mer, on rencontre une série inverse (fig. 99) qui comprend :

- (1) des calcaires néritiques triasiques, à Mégalodontidés ;  
- une faille verticale ;
- (2) 45 à 50 m de calcaires blancs biopelmicritiques, à passées micritiques fines et ooclastiques. Vers le sommet de la formation, apparaissent des structures fenestrées à Ostracodes et coprolites de crustacés. Les microfaciès sont riches en :  
- Algues : Codiacées, Dasycladacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella parvo-vesiculifera* Raineri, *Paleodasycladus mediterraneus* Pia ;  
- et Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Mayencina* cf. *termieri* Hottinger, *Haurania* gr. *amiji* Henson, *Labyrinthina recoarensis* Cati. Cette association indique le Lias moyen ;
- (3) 10 à 15 m de micrites rouges à filaments, embryons d'Ammonites et Gastéropodes. Les lames minces ont livré : *Globochaete* sp., *Protoglobigerina* sp., datant le Dogger-Malm inférieur (?) ;
- (4) 10 à 15 m de formations détritiques fines, de couleur rouge, avec des radiolarites et des microbrèches en alternance.  
Les Radiolaires suivant ont pu être dégagés : *Syringocapsa* sp., *Emiluvia ohica* Foreman, *Archaeosprongoprurum* sp., *Podobursa spinosa* Ozvold, du Malm s.l.  
Les microbrèches, à ciment carbonaté, sont riches en éléments lithoclastiques, radiolarites et pélites.

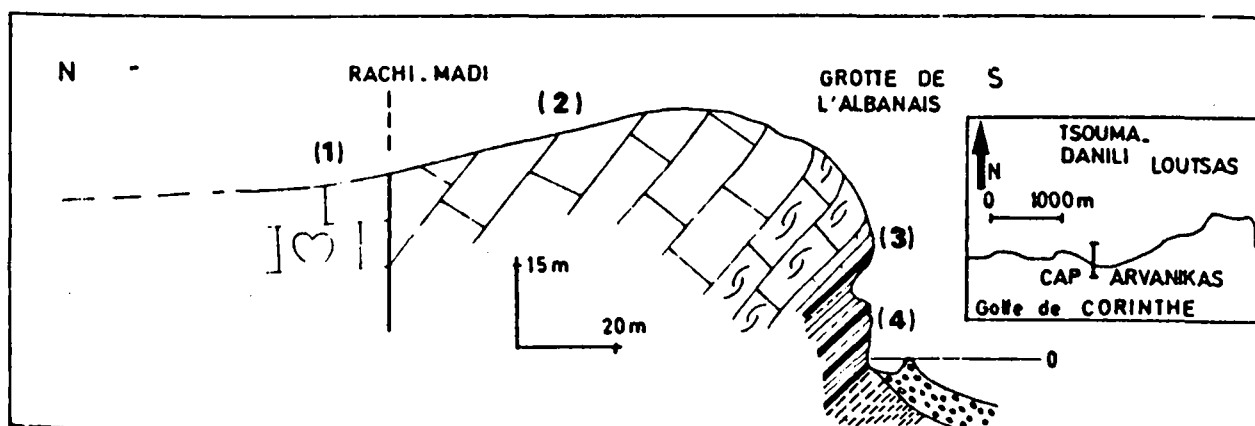


Fig. 99.- Coupe de la grotte de l'albanais.

Légende dans le texte.

### d. AUTRE AFFLEUREMENT : LA KLIPPE AU NORD DU CIMETIERE DE CHOSTIA.

Au Nord du village de Chostia, une klippe de calcaires néritiques chevauche le flysch gréseux tertiaire du massif de l'Helicon. En partant du contact tectonique septentrional, contre

le flysch, on reconnaît :

- des calcaires blancs néritiques, devenant de plus en plus gris à fur et à mesure que l'on s'approche de la plaine de Chostia. Dans la partie basale, il est aisé de trouver des fragments de coquilles de Mégalodontidés. Les calcaires de la partie sommitale de la série sont des biopelmicrites et des intrasparites à niveaux micritique et oosparitique. Les lames minces ont livré :

- des Algues : Codiaceés, Solenoporacées, Dasycladacées ;
- et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Fronicularia* sp., *Glomospira* sp., *Haurania* sp., *Labyrinthina* sp. (?), *Orbitopsella primaeva* (Henson). Cette association date un Lias moyen peu élevé, grâce à la présence tout à fait exceptionnelle dans notre secteur d'*Orbitopsella primaeva*.

e. REMARQUES SUR LES FORMATIONS JURASSIQUES AU FRONT TECTONIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE.

L'analyse stratigraphique de quelques séries chevauchantes au front de la zone béotienne, nous montre qu'il n'existe pas de différences notables entre les séries de la chaîne des monts Zagora et celles que nous venons de décrire. Nous constatons en effet que là encore :

- les formations néritiques s'étagent du Trias supérieur au Lias moyen ;
- le faciès type "ammonitico-rosso" débute au Lias supérieur (?) et atteint le Malm inférieur ;
- les faciès détritiques, interrompus par des radiolarites, commencent au Malm inférieur.

A la différence de ce que l'on observe dans la chaîne des monts Zagora, le passage au Crétacé inférieur n'existe plus. On peut considérer que cette lacune d'observation est liée soit à l'érosion, soit à la tectonique tertiaire, ou même à la conjonction de ces deux phénomènes.

f. CONCLUSION SUR LES FORMATIONS JURASSIQUES DE LA ZONE BEOTIENNE EN BEOTIE.

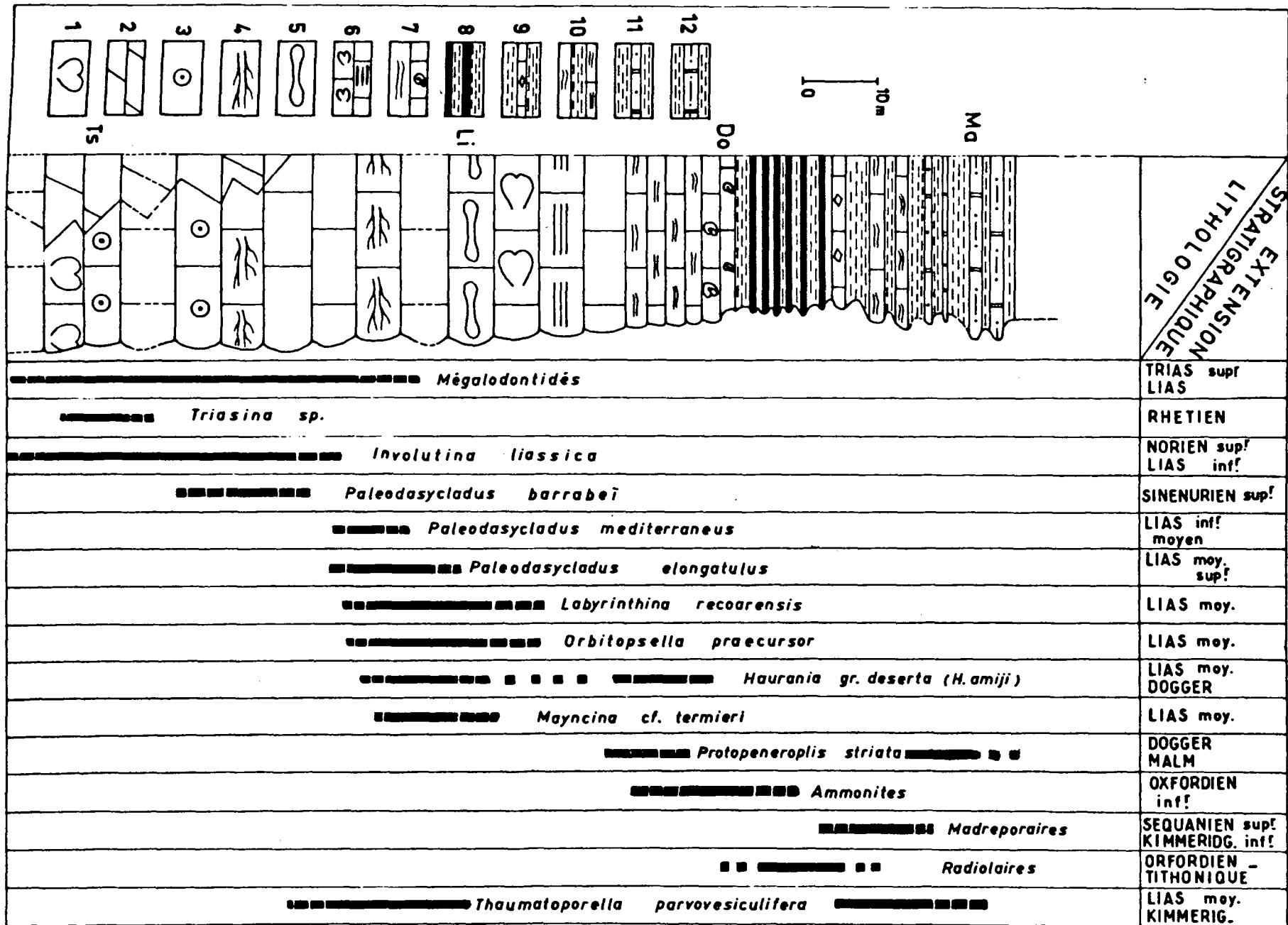
L'examen des divers profils levés dans la chaîne du Zagora et dans les unités chevauchantes sur la zone du Parnasse nous apprend que (fig. 100) :

- le passage du Trias supérieur carbonaté au Lias inférieur se fait sans changement de faciès. Du point de vue paléogéographique, on constate la présence d'une plate-forme interne soumise aux influences de milieux confinés et peu profonds (plate-forme subtidale à intertidales ?) ;
- le changement de régime sédimentaire entre le Lias supérieur et le Malm inférieur est marqué par la mise en place d'un faciès particulier de type "Ammonitico-Rosso" ;
- la proximité de la bordure interne de la plate-forme parnassienne est soulignée dans la chaîne du Zagora, par la présence de Madréporaires au Kimméridgien inférieur dans des faciès détritiques ;

Fig. 100.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone béotienne en Béotie.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - 2. Calcaires dolomitiques. - 3. Calcaires à *Involutina* sp. - 4. Calcaires néritiques à Algues. - 5. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - 6. Calcaires néritiques massifs à *Protodiceras* sp. et *Lithiotis* - 7. Micrites à filaments et à empreintes de Céphalopodes. - 8. Radiolarites et pélites schisteuses. - 9. Pélites schisteuses et calcaires à Madréporaires. - 10. Pélites schisteuses et calcaires marneux. - 11. Pélites schisteuses et micrites à *Calpionelles*. - 12. Pélites et grès mal consolidés.



- le Malm, à l'exception de l'apparition fugace d'un faciès coralligène, est caractérisé par des sédiments plus profonds (formations pélitiques et radiolarites) ;

- le passage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur se fait par extension des faciès détritiques ;

- l'émergence fini-Jurassique, généralisée dans la zone du Parnasse, n'est pas marquée par des indicateurs sédimentologiques (latérites-bauxites) dans la zone béotienne, au sein des formations détritiques.

## 2. LE JURASSIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE DANS LES MONTS GERANEES.

Classée par Spiliadis (1964) et par Christodoulou (1970) dans la zone du Pinde-Olonos, la "presqu'île de Perachora" (Mitzopoulos, 1933) appartient à la zone béotienne (Clément, 1972 ; Celet *et al.*, 1976). Cette région, façonnée par la néotectonique, est peu propice au lever de coupes continues (fig. 101)

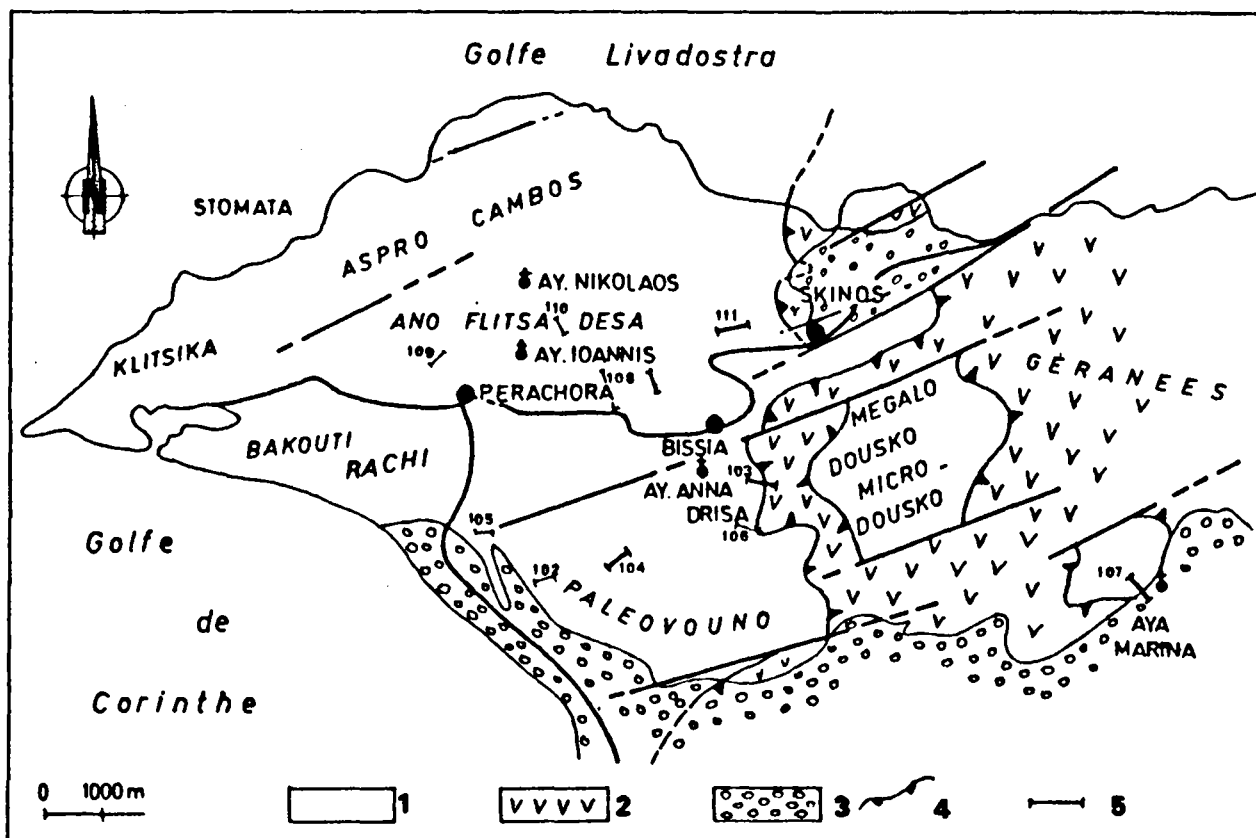


Fig. 101.- Localisation des coupes de la zone béotienne dans les monts Géranees.

1. Zone béotienne. - 2. Ophiolites. - 3. Formations récentes. - 4. Chevauchement des ophiolites.
5. Localisation des coupes.

a. COUPES DU FLANC OCCIDENTAL DU MONT PALEOVOUNO.

Nous avons vu que le Trias supérieur pouvait être identifié par des Lamellibranches (Mégalo-dontidés) et des Foraminifères (Involutinidés). Dans le site d'Aya Petra (fig. 102a) contre une faille verticale, il apparaît :

- (1) 5 à 6 m de calcaires micritiques rouges, présentant quelques empreintes d'Ammonites. En lames minces, on observe une biomicrite à filaments, embryons d'Ammonites, coquilles de Gastéropodes, oncolites, ooclastes, bioclastes, quelques passées de biopelmicrites voire même des pélites et des Foraminifères : *Protoglobigerina* sp., *Trochammina* sp., *Globochaete alpina* Lombard. Cette association suggère un âge dogger-malm inférieur (?) ;

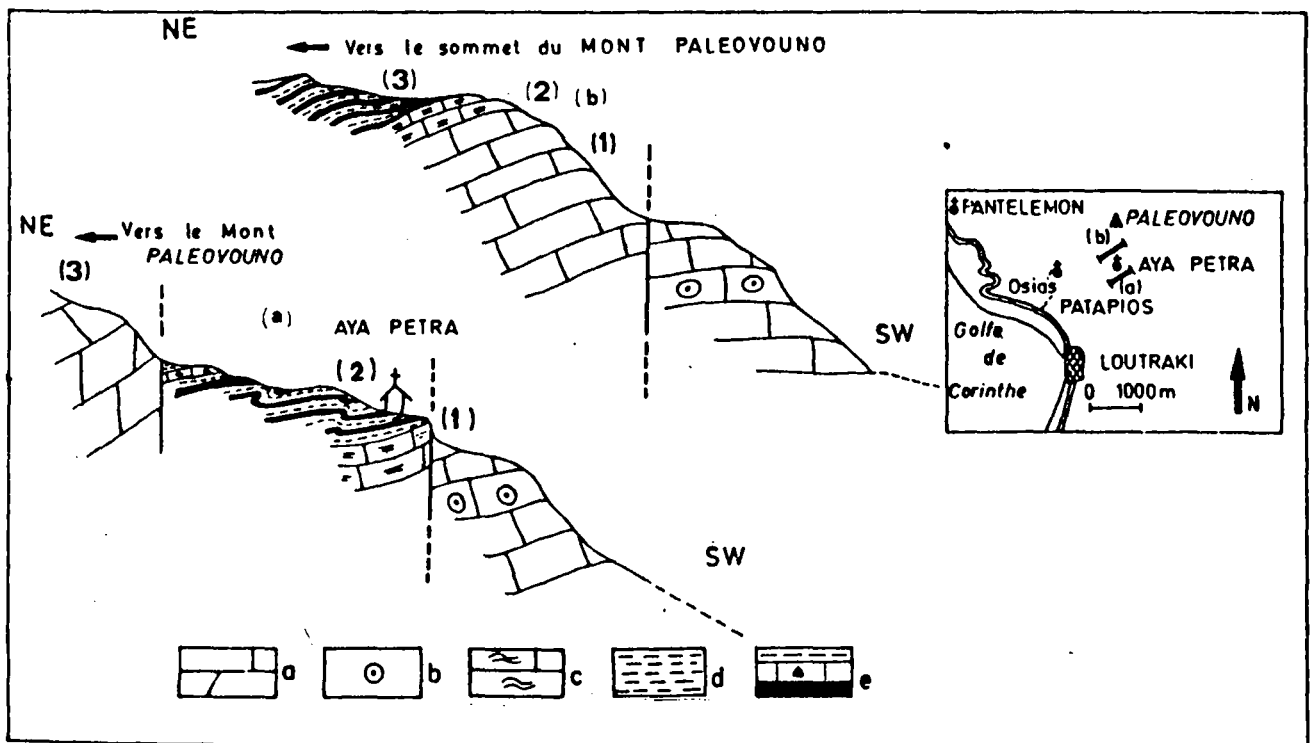


Fig. 102.- Coupes du flanc occidental du mont Paleovouno.

a. Calcaires néritiques renfermant des niveaux magnésiens. - b. Calcaires néritiques à Involutinidés. c. Micrites rouges à filaments. - d. Pélites schisteuses. - e. Radiolarites, microbrèches et pélites schisteuses.

- (2) un ensemble plissé, de plusieurs dizaines de mètres, d'une alternance de radiolarites et de pélites rouges. Les radiolarites rouges sont holosiliceuses et les rares Radiolaires, visibles en lames minces, n'ont malheureusement pas pu être dégagés. En plusieurs endroits, nous avons trouvé des microbrèches à éléments divers : lithoclastes à filaments, à micrites fines, à ooclastes et oncolites. Par ailleurs, il existe des fragments de radiolarites, des valves d'Ostracodes, des spicules d'Eponges, des restes de Bryozoaires. Dans le ciment pélitique, localement spathique, nous avons trouvé *Protopenneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm ;

- une faille verticale ;

- (3) des calcaires magnésiens broyés, vraisemblablement triasiques.

A 300 m plus au Nord et à la même altitude, on observe, contre une faille, une seconde coupe (fig. 102b) qui montre de bas en haut :



- (1) 25 à 30 m de calcaires gris-blanc néritiques, en bancs réguliers, dans lesquels nous avons pu reconnaître des biomicrites à intraclastes, ooclastes et bioclastes. Les lames minces n'ont pas livré de microflore ou de microfaune bien caractéristiques. C'est ainsi que nous voyons quelques Ataxophragmiidés, Lagénidés et *Ophtalmidium* sp., pouvant indiquer un Jurassique s.l. ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires rouges micritiques à filaments, contenant les mêmes microfaciès que ceux d'Aya Petra (fig. 102a) ;
- (3) une alternance de pélites et de radiolarites rouges, renfermant parfois des microbrèches à *Pseudocyclammina* sp. Les radiolarites renferment des Radiolaires de l'Oxfordien supérieur au Tithonique : *Archaeodictyometra apiara* (Rüst), *Parvicingula altissima* (Rüst), *Archaeosprongoprunum* sp., et divers Nagiastridés. Cette série ressemble à celle que nous trouvons près du sommet du mont Paleovouno (fig. 104).

b. COUPES DU CHEMIN DU MICRI-DOUSKO A SKINOS.

En descendant du mont Micri-Dousko au village de Skinos, on emprunte un chemin muletier qui passe par un col vers 530 m. Contre une faille verticale (fig. 103a) qui sépare au Sud Est un passif de péridotites d'une série carbonatée au Nord Ouest,affleure une série liasique :

- (1) 80 à 100 m de calcaires blancs néritiques. Vers la base de la série, des faciès à "birdeyes" alternent avec des calcaires à bioclastes, ooclastes, intraclastes, nombreux débris d'Echinodermes, spicules d'Eponges, Algues : Dasycladacées, *Paleodasycladus elongatulus* Praturlon, *P. mediterraneus* Pia, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), et Foraminifères : Lagénidés, *Glomospira* sp., Ataxophragmiidés, *Ophtalmidium* sp., *Denticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Aeolisacus* sp., *Haurania* sp., *Orbitopsella praecursor* Gümbel, *Labyrinthina recorensis* (Cati). Cette association indique le Carixien ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires rouges micritiques à filaments, *Protoglobigerina* sp. et *Trocholina* sp., d'âge dogger-malm inférieur (?) ;
- (3) 50 à 60 m d'un ensemble de radiolarites et de pélites rouges intercalées de microbrèches constituées d'éléments très variés : fragments de radiolarites, d'Algues, de Lamellibranches et de spicules d'Eponges. Dans le ciment, nous avons pu découvrir des *Protopenoplis striata* (Weynschenk), datant le Dogger-Malm ;
- (4) 15 à 20 m de pélites fines, de couleur brun-chocolat, intercalées de grès très fins à ciment calcaire et de microbrèches à éléments carbonatés, sans microfaune ou microflore permettant de les dater ;

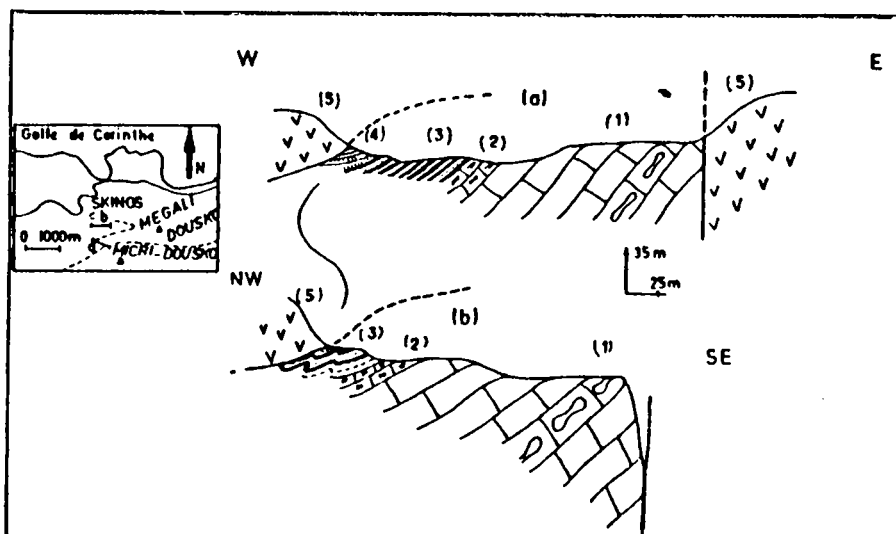


Fig. 103.- Coupes du chemin du Micri-Dousko à Skinos.

Légende dans le texte.

- (5) une masse importante de péridotites chevauchant la série détritifique précédente.

Vers le Nord Ouest (fig. 103b), à 300 m de la coupe (a), nous observons le même dispositif structural où les microbrèches de l'ensemble radiolaritique et pélitique rouge renferment : *Pseudocyclammina* sp., *Spirillina* sp., en association avec *Protopenneroplis striata* Weynschenk et des bioclastes avec des *Stomiosphaera* sp. et des *Thaumatoporella* sp., confirmant le Dogger-Malm inférieur.

c. COUPE DU SOMMET DU PALEOVOUNO.

Le Paleovouno se dresse au milieu des "livadies" de Bissia. Son sommet est constitué d'un anticlinal faillé. L'approche du mont Paleovouno en partant de Bissia, se fait par un chemin muletier qui serpente pendant 500 m dans une paroi presque verticale formée de calcaires blancs, broyés par une grande faille verticale qui sépare la dépression de Bissia et les calcaires du Paleovouno. Le haut plateau "livadies" de Bissia est constitué de prés et de forêts dans lesquels il est très délicat de lever une coupe continue. Néanmoins, vers le point culminant (fig. 104), un éperon rocheux se dégage des plaines et d'Ouest en Est et de bas en haut, on peut voir :

- (1) 10 à 15 m de calcaires blancs néritiques, en position tabulaire, dans lesquels je n'ai pas trouvé d'indices paléontologiques ;  
- une faille verticale ;
- (2) 40 à 50 m de calcaires gris-blanc néritiques, en bancs réguliers, qui plongent légèrement vers l'Est. Ces calcaires sont des biomicrites à ooclastes, intraclastes, oncolites, débris de valves d'Ostracodes, fragments de Lamellibranches, de Bryozoaires, de Gastéropodes, d'Encrines, des Algues : Codiacées, *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus elongatulus* Praturlon, et des Foraminifères : Lituolidés, *Aeolisaccus* sp., *Mayencina* cf. *termieri* Hottinger, Ataxophragmidés, *Fronicularia* sp., *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium* sp., *Orbitopsella* cf. *dubari* Hottinger (formes mégasphériques). La présence d'*Orbitopsella* cf. *dubari* indique un âge carixien. Le niveau recélant cette microfaune est situé plutôt vers la partie inférieure de la coupe, son sommet serait donc d'âge lias moyen ;

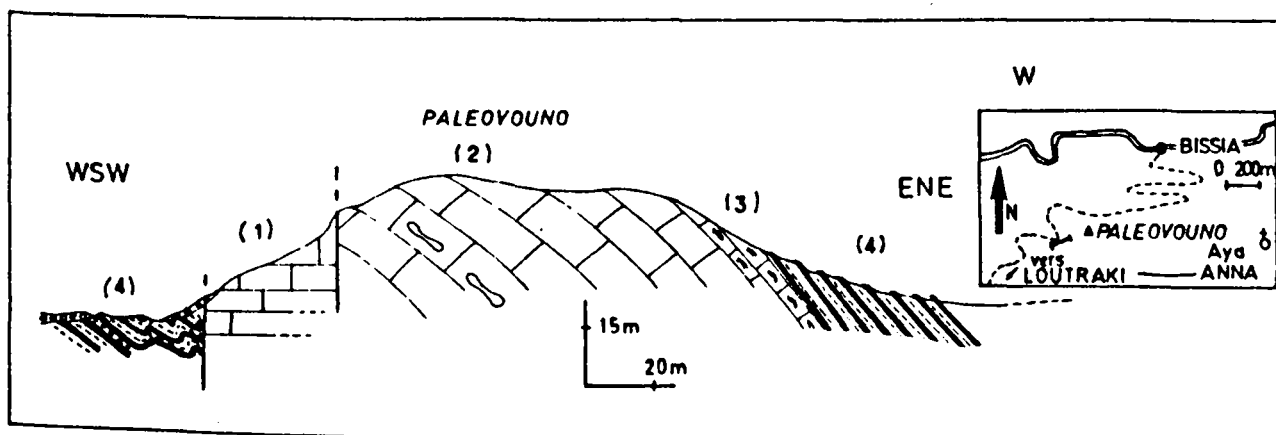


Fig. 104. - Coupe du sommet du Paleovouno.

Légende dans le texte.

- (3) 8 à 10 m de calcaires micritiques rouges. Ces calcaires, à passées péli-ques, contiennent de nombreux filaments, surtout dans leur partie supérieure, quelques rares Radiolaires à tests calcitisés qui n'ont pu être dégagés, des ooclastes, dont le nucléus est formé de débris d'Algues, des embryons d'Ammonites et des Foraminifères : *Protoglobigerina* sp., *Spirillina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, datant le Dogger-Malm inférieur (?);
- (4) 30 à 40 m d'un ensemble de radiolarites et pélites rouges, intercalés de microbrèches contenant des fragments roulés d'Echinodermes, Bryozoaires, Algues, Lituolidés, Lagénidés. Le ciment, très souvent spathique, renferme *Protopenneroplis striata* Weynschenk, indiquant un âge dogger-malm.

d. COUPE DE LA FACE OCCIDENTALE DU MONT PALEOVOUNO.

En partant de la route de Loutraki à Perachora au niveau du monastère Pentelemon, pour se diriger vers le "pain de sucre" qui constitue l'une des crête du Paleovouno (fig. 105), on emprunte un chemin qui grimpe dans les éboulis de pentes qui tapissent toute la bordure occidentale du Paleovouno.

Les avants-monts qui précèdent la pente raide du "pain de sucre" sont constitués de blocs faillés effondrés, en position tectonique complexe, mettant au contact des calcaires triasiques

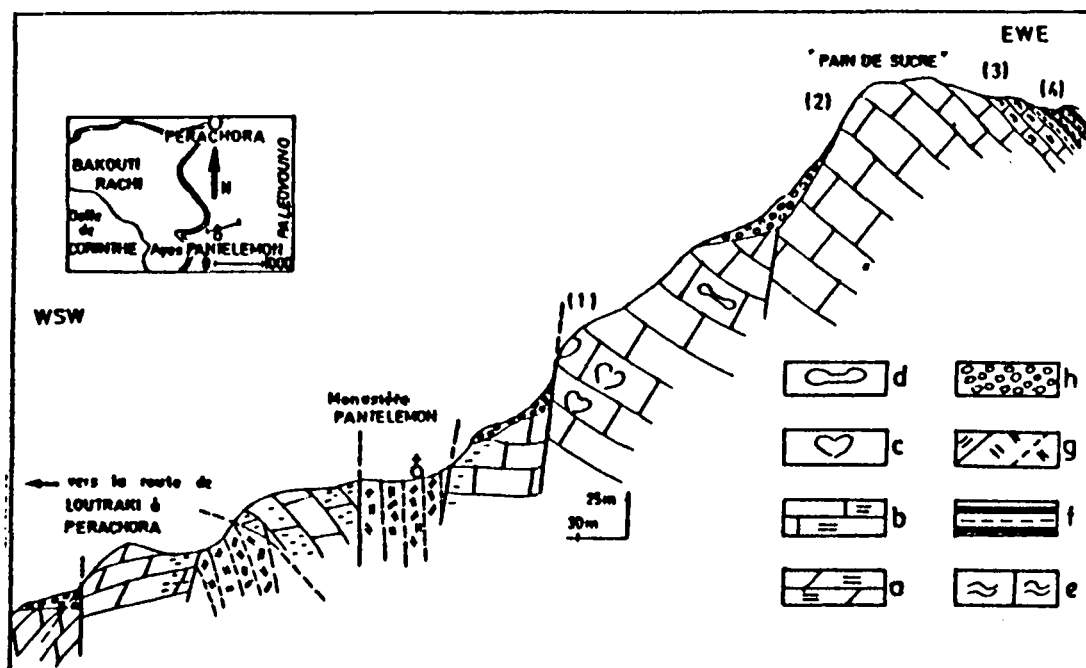


Fig. 105.- Coupe de la face occidentale du mont Paleovouno.

a. Calcaires magnésiens gris-blanc contenant des traces de recristallisation. - b. Calcaires néritiques gris-blanc contenant des traces de recristallisation. - c. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - d. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - e. Micrites rouges à filaments. - f. Radiolarites et pélites schisteuses. - g. Roches effusives récentes. - h. Eboulis.

dolomitisés et légèrement recristallisés et des formations volcaniques intrusives pliocènes. Ce volcanisme est lié à l'expansion égéenne (Angelier, 1979).

A l'Est du monastère Pentelemon, on emprunte un chemin qui monte dans les éboulis. De bas en haut, on rencontre successivement :

- (1) 80 à 100 m de calcaires blancs néritiques, formant un panneau basculé vers l'Est entre deux failles verticales. A la base de cette série, il apparaît des Mégalodontidés à tests minces pouvant évoquer le Trias-Lias. Il s'agit de micrites à oolites, gravelles, oncolites. Vers le sommet, apparaissent

quelques niveaux oosparitiques et biomicritiques ainsi que de nombreuses valves d'Ostracodes, des débris de Lamellibranches, des Algues : Codiacées, *Thamatoporella* sp., *T. parvovesiculifera* (Raineri), *Paleodasycladus* sp., et des Foraminifères : Lagénidés, Ataxophragmidés, *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Aeolisaccus* sp., *Orbitopsella praecursor* Gumbel, qui a été découverte dans un niveau situé vers le sommet du panneau basculé, juste avant de franchir la zone d'éboulis et de brèches qui recouvrent la seconde faille verticale. Les Algues et les Foraminifères indiquent le Lias moyen ;

- (2) 120 à 150 m de calcaires blancs néritiques, quelquefois graveleux, dans lesquels nous n'avons pu découvrir qu'une microfaune banale de Litholidés et de Lagénidés et des Orbitopselles dont *Orbitopsella primaeva*, du Lias inférieur à moyen ;
- (3) 15 à 20 m de calcaires micritiques roses et rouges. Ces calcaires sont des biomicrites à embryons d'Ammonites, filaments, valves d'Ostracodes et Foraminifères : Lagénidés, *Spirillina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Protoglobigerina* sp., du Dogger-Malm inférieur ;
- (4) une alternance de pélites et de radiolarites qui est analogue à celle de la coupe précédente (fig. 104).

#### e. COUPE DU MONT DRISA.

A l'Est de la localité de Loutraki, juste avant d'atteindre les péridotites des monts Géranées, se dresse le mont Drisa qui constitue la retombée orientale du Paleovouno (fig. 106a) Il est formé d'avants-monts découpés par des failles verticales récentes. Le seul profil que nous ayons pu lever, montrant le contact ophiolites-radiolarites, comprend de bas en haut :

- (1) 50 à 60 m de calcaires gris moyen néritiques, en bancs réguliers. Ce sont des biomicrites, biosparites, intrasparites à passées micritiques et oosparitiques, dans lesquels on observe souvent des faciès fenestrés ("bird eyes") à Ostracodes et à coprolites de crustacés. Ces microfaciès sont riches en :
  - Algues : Dasycladacées, Solenoporacés, *Cayeuxia* sp., *Thamatoporella* sp. ;
  - et Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Ophtalmidium* sp., Lituolidés agglutinés, *Orbitopsella primaeva* (Henson), *Labyrinthina* sp., *Maryencina termieri* Hottinger.Cette association évoque le Lias moyen mais la présence d'*Orbitopsella primaeva* fait penser au Lias inférieur-Lias moyen ;
- (2) 4 à 5 m de micrites grises à silex, en "tête de clous", au sommet desquelles on voit des calcaires roses à filaments, spicules d'Eponges et *Globochaete alpina* Lombard, datant le Dogger-Malm inférieur. Il est à noter qu'au sommet des calcaires rouges, il existe des encroûtements ferrugineux formant un hard-ground (Bg) ;
- (3) 10 à 15 m d'une alternance de pélites schisteuses rouges et de radiolarites holosiliceuses. Ces radiolarites ont fourni une faune de Radiolaires peu abondante : *Mirifusus* sp., *Podobursa* sp., *Pantanellium* sp., vraisemblablement d'âge jurassique supérieur ;
  - un contact anormal chevauchant ;
- (4) un ensemble de péridotites en contact anormal sur (3).

#### f. COUPE DU MONT DRISA EN DIRECTION DE LA CHAPELLE AYA ANNA.

En bordure de la falaise calcaire séparée du massif de péridotite par des failles, on voit affleurer une série triasico-liasique carbonatée, très broyée (fig. 106b) qui est découpée en horsts et en grabens, dans lesquels il est difficile de lever une coupe continue. Néanmoins, nous avons pu observer de bas en haut :

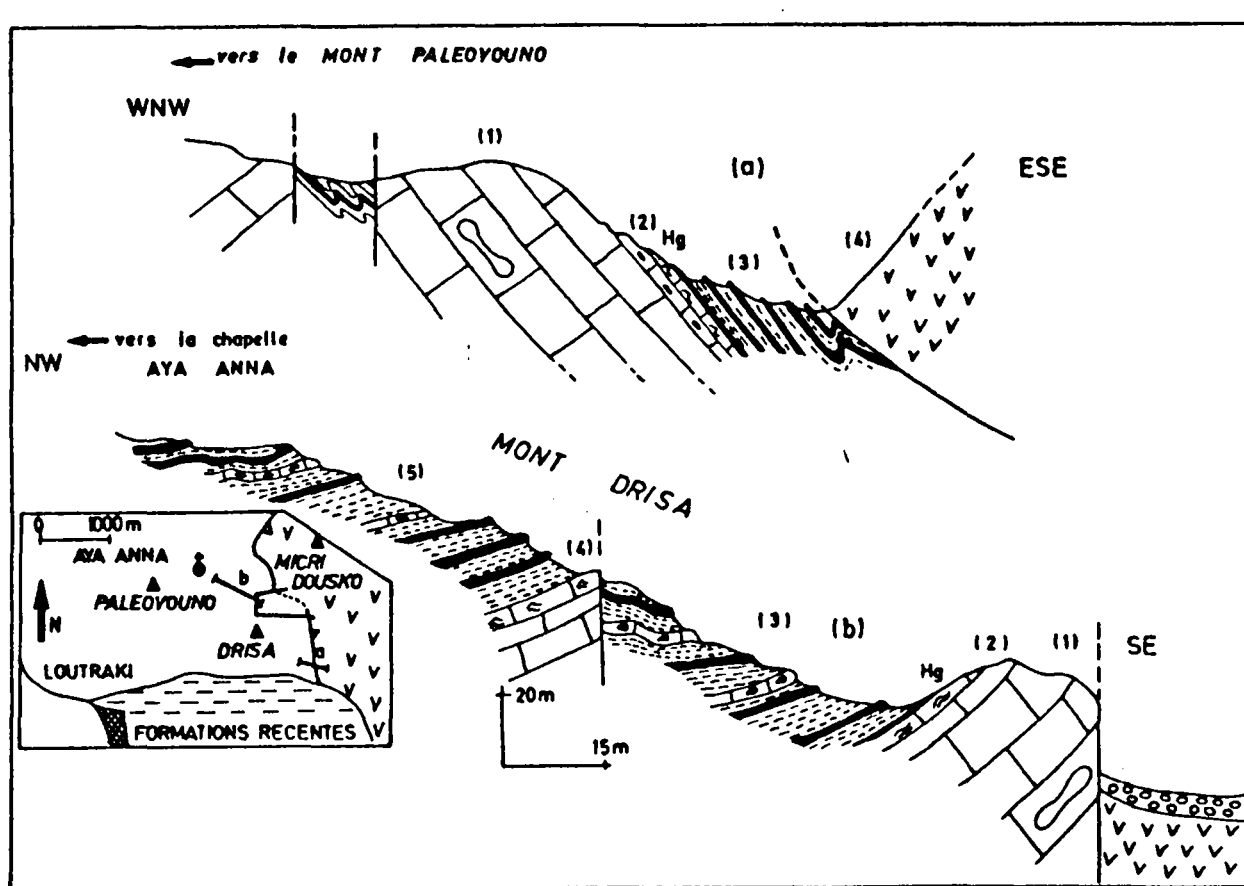


Fig. 106.- Coupes du mont Drisa.

Légende dans le texte.

- (1) 20 à 25 m de calcaires gris-blanc néritiques. Ce sont des biopelmicrites à niveaux biomicritique, micritique, oosparitique et à faciès fenestrés ("bird eyes"). Localement les biomicrites contiennent des pellets au sein de débris de Lamellibranches, Echinodermes, spicules d'Eponges, Bryozoaires et des valves d'Ostracodes et oncolites. Les lames minces ont livré :
    - des Algues : Solenoporacées, Codiacees, *Thamatoporella* sp., *T. parvo-vesiculifera* (Raineri), Dasycladacées, *Paleodasycladus* sp., *P. mediterraneus* Pia ;
    - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Mayencina* cf. *termieri* Bottinger, *Orbitopsella* sp., *Labyrinthina reocraensis* (Cati) ;
 datant le Lias moyen ;
  - (2) 5 à 10 m de micrites grises à silex, au sommet desquelles apparaissent des calcaires roses à filaments, des spicules d'Eponges, des Lituolidés agglutinés, *Glomospira* sp., *Protoglobigerina* sp. et *Globochaete alpina* Lombard. Ce niveau peut être considéré comme appartenant au Dogger-Malm inférieur (?). Il est couronné d'un hard ground (Hg) ;
  - (3) 30 à 35 m de pélites rouges, radiolarites rouge-lie-de-vin et de microbrèches calcaires. Les radiolarites sont holosiliceuses et les rares sections de Radiolaires, trop recristallisées, n'ont pu être déterminées. Les pélites rouges sont gréseuses, intercalées de bancs de microbrèches de quelques centimètres d'épaisseur. Dans ces microbrèches très bioclastiques, nous n'avons pas trouvé de faune intéressante. En revanche, les éléments biogéniques sont représentés par des fragments roulés d'Algues, d'Echinodermes, de Lamellibranches et des Foraminifères enroulés d'une pellicule élastique, tels que des *Lenticulina* sp., *Orbitopsella* sp. ou des Lituolidés ;
- une faille verticale ;

- (4) 3 à 5 m de micrites rouges fines, à filaments, avec des *Globigerina* sp. datés vraisemblablement du Dogger-Malm inférieur ;
- (5) 35 à 40 m d'une alternance de schistes pélitiques rouges, de radiolarites rouge-lie-de-vin et de microbrèches. Les éléments des microbrèches sont assez variés, c'est ainsi qu'on peut y découvrir des fragments de radiolarites, des lithoclastes, des débris de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Bryozoaires et des spicules d'Eponges. Dans le ciment carbonaté, il a été reconnu : *Pseudocyclamina* sp. et *Protopenetroplis striata* Weynschenk. Cette microfaune peut être considérée comme dogger-malm (?).

Cette coupe se continue jusque la chapelle Aya Anna mais elle est hachée par de nombreuses failles qui perturbent intensément la succession lithostratigraphique.

#### g. AUTRES AFFLEUREMENTS.

##### g1. Les affleurements de la plaine néogène de Loutraki.

Sur la route qui conduit du mont Drisa à Loutraki, au sein du Néogène, il existe quelques pointements de biopelmicrites et des intrasparites à Algues (*Dasycladacées*, *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* (Pia)) et à Foraminifères (*Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Labyrinthina* sp., *Haurania* sp., *Orbitopsella praecursor* (Gümbel)), du Lias moyen à supérieur.

##### g2. Les affleurements au pied du mont Micri-Dousko.

Le mont Micri-Dousko représente la partie septentrionale d'une fenêtre tectonique du Béo-tien au sein des ophiolites. Les formations béotiennes sont formées de calcaires triasico-liasiques à faciès fenestrés "bird eyes", à coprolites de crustacés, à biopelmicrites contenant des débris d'Echinodermes, de Mollusques, de spicules d'Eponges, des Algues (*Solenoporacées*, *Codiacées*, *Cayeuxia* sp.) et des Foraminifères (*Ataxophragmidés*, *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Verneuilinidés*, *Orbitopsella* sp., *Haurania* sp., *H. cf. amiji* Henson). Cette association peut être considérée comme caractéristique du Lias moyen.

#### h. COUPE AU NORD OUEST DE LA CHAPELLE AYA MARINA.

La route qui conduit d'Ayi Theodori à la chapelle Aya Marina traverse les formations néogènes de la bordure méridionale de la chaîne des Gérénées. Sous ces sédiments récents très peu épais et localement érodés, affleurent des ophiolites altérées ou des calcaires liasiques. Près de la chapelle, à la faveur de failles subverticales, il existe un anticlinal faillé montrant successivement de bas en haut (fig. 107) :

- (1) 30 à 40 m de calcaires gris-blanc néritiques, coincés entre deux failles. Dans ces biointrasparites à nombreux niveaux oosparitiques et biopelmicritiques, on trouve fréquemment des faciès fenestrés, des débris d'Echinodermes, de Lamellibranches, d'Ostracodes et d'Algues : *Codiacées*, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus elongatulus* (Praturlon), et des Foraminifères : *Ataxophragmidés*, *Lituolidés*, *Labyrinthina* sp., *Orbitopsella* sp., *O. praecursor* (Gümbel), datant le Lias moyen ;
- une faille verticale ;

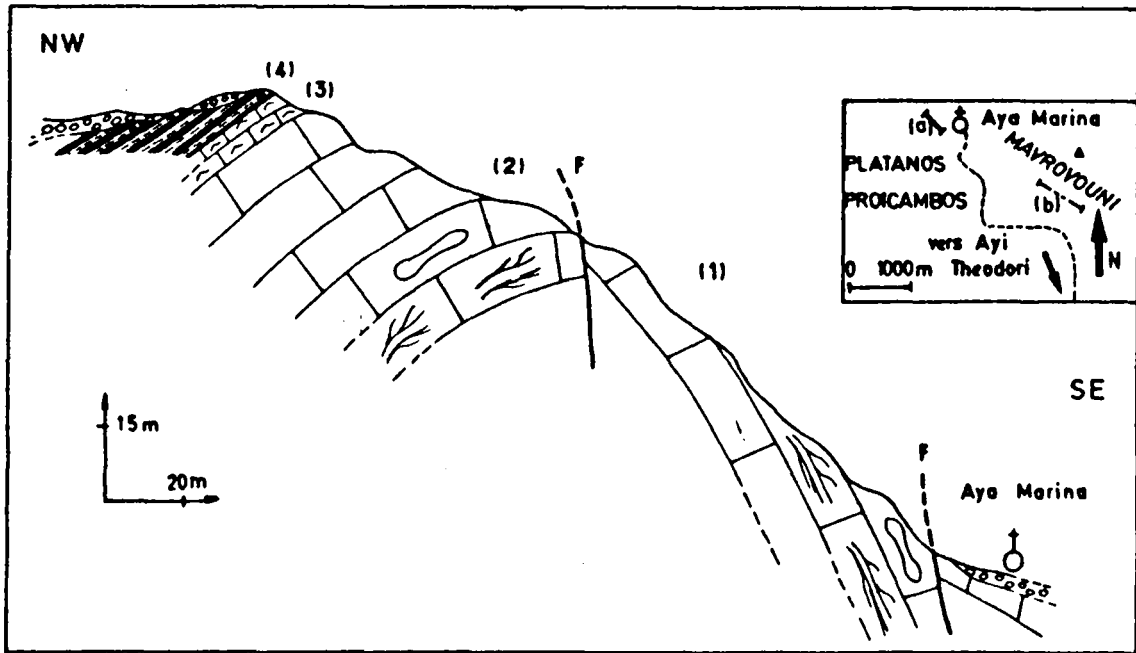


Fig. 107.- Coupe au Nord Ouest de la chapelle Aya Marina.

Légende dans le texte.

- (2) 35 à 40 m de calcaires gris-blanc néritiques. Ce sont des biomicrites à nombreux débris de Lamellibranches (*Lithiotis*), de Brachiopodes, Encrines, Echinodermes et spicules d'Eponges, à Algues : *Dasycladacées*, *Thamatoporella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* (Pia), et à Foraminifères : *Ataxophragmiidés*, *Ophtalmidium* sp., *Mayencina* cf. *termieri* Hottinger, *Glamospira* sp., *Valvulammina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Orbitopsella* sp. (forme macrosphérique), *Labyrinthina* sp., *Haurania* sp., "*Vidalina*" *martana* Farinacci. Cette association caractérise le Lias moyen et probablement le Toarcien, grâce à la présence de "*Vidalina*" *martana* ;
- (3) 4 à 5 m de calcaires micritiques roses, à filaments, coquilles de Gastéropodes et embryons d'Ammonites. On peut y trouver des *Nannocornus* sp., des *ProtoGlobigerina* sp., des Nodosariidés, *Spirillina* sp. et des articles d'Ophiures. Ce niveau pourrait correspondre au Dogger-Malm inférieur (?) ;
- (4) 10 à 15 m de radiolarites intercalées de pélites. Les bancs radiolaritiques de la base sont holosiliceux. Nous n'avons pu extraire de Radiolaires car les tests se révélèrent trop fragiles. En lame mince, il a été reconnu des Nasselaires et des Spumellaires (*Hagiastrides*, *Podobursa* sp., *Mirifusus* sp.) évoquant le Malm s.l.

#### 1. AFFLEUREMENT A L'OUEST DU MONT MAVROVOUNI

En bordure du chemin d'Isthmia au mont Mavrovouni (fig. 107), on se dirige vers le sommet de ce mont en traversant une série triasico-liasique, apparemment très épaisse mais qui en réalité est fortement faillée. On observe de bas en haut :

- 25 à 30 m de calcaires blancs néritiques, à Mégalodontidés, Involutinidés et *Triasina* sp. Ces calcaires peuvent être considérés comme appartenant au Trias supérieur et peut-être même au Lias inférieur ;
- 50 à 60 m de calcaires gris moyen néritiques. Ce sont des biopelmicrites à niveaux intrasparitique, oosparitique et biomicritique, à nombreux pellets, oncolites, débris de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Brachiopodes, de Bryozoaires et spicules d'Eponges, et à valves d'Ostracodes. Les microfaciès nous révèlent de nombreuses structures fenestrées, des coprolites de Crusta-

cés (*Favrina* sp.), des Algues : Codiacées, Dasycladacées, *Cayeuxia* sp., *Girvanella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, *Thaumatoporella* sp., *T. parvovesiculifera* (Raineri), et des Foraminifères : Trochamminidés, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Frondiularia* sp., *Labyrinthina praerecoarensis* (vers la base de la série), *L. recoarensis* (Cati), *Orbitopsella* sp. (forme macrosphérique), *O. cf. dubari* Hottinger, *Mayencina cf. termieri* Hottinger, *Haurania* sp. Cette association indique le Lias moyen ;

- une faille verticale ;
- une série carbonatée, déjà décrite dans le chapitre précédent.

#### j. COUPES DU MONT PROSILION MERTESE AU NORD DE BISSIA.

Nous avons vu que sur le flanc méridional du mont Prosilion Mertese, affleuraient une série carbonatée, datée du Trias supérieur par des Involutinidés et des Mégalodontidés. La dépression qui sépare le mont Prosilion Mertese et la localité de Bissia est tapissée de formations néogènes reposant sur un ensemble de radiolarites litées qui apparaît de place en place sous le Néogène, à la faveur de quelques petits ravins (fig. 108a). Après avoir franchi la première faille méridionale, on rencontre successivement :

- (1) la série triasique, à Mégalodontidés et Involutinidés ;
  - une faille verticale ;
- (2) 50 à 60 m de calcaires blancs néritiques, en position synclinale. Ce sont des biomicrites à pellets, intraclastes, dans un ciment sparitique et quelquefois même pélitique. On y reconnaît des débris d'Algues Codiacées, d'Echinodermes et des Foraminifères : Lituolidés, Textularidés, *Frondiularia* sp., *Dentalina* sp., *Trocholina* sp., *Labyrinthina* sp. (?), *Haurania cf. amiji-deserta* Henson, *Orbitopsella praecursor* Gumbel.

Vers la crête de la chaîne, apparaissent des passées oosparitiques dans les calcaires micritiques.

Quant on descend vers la dépression septentrionale qui longe le mont Prosilion Mertese, on voit des faciès identiques à ceux du flanc méridional. Après avoir franchi la faille qui interrompt la structure synclinale du sommet, on observe :

- (3) 25 à 30 m de calcaires blancs néritiques, fortement redressés, qui plongent sous la dépression citée plus haut. Contre la faille, recouverte de formations néogènes, un banc de calcaires néritiques gris-blanc, d'un mètre environ d'épaisseur, a livré de belles Algues : *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, et des Foraminifères : Lituolidés, Trochamminidés, Ataxophragmiidés, Verneuilinidés, *Ophthalmidium* sp., *Orbitopsella cf. dubari* Hottinger, datant le Carixien ;
- (4) vers le sommet de la formation, affleurent quelques mètres de calcaires roses. Ces calcaires, à passées plus rouges, sont biointramicritiques et renferment de nombreuses oncolites ferrugineuses, des débris d'Echinodermes, des filaments, des coquilles de Gastéropodes, des embryons d'Ammonites et des Foraminifères : Nodosariidés (nombreux), *Lenticulina* sp., *Globochaete* sp., *Protoglobigerina* sp., pouvant évoquer le Dogger inférieur-Malm inférieur (?) ;
- (5) en bordure de la plaine recouverte de Néogène, une faille verticale vient interrompre le passage calcaire rouge - radiolarites. Néanmoins, dans la dépression, nous avons pu observer des radiolarites litées, séparées par des bancs de quelques centimètres d'épaisseur de pélites et de calcaires gréseux. Le ciment de ces calcaires gréseux biodétritiques, à nombreux débris de radiolarites, de fragments de quartz et de bioclastes, renferme : des Radiolaires indégageables, *Protopenaeoplis striata* Weynschenk, *Pseudocyclamina* sp., *Trocholina alpina* Leupold, *Lenticulina* sp., datant le Malm. Les forma-



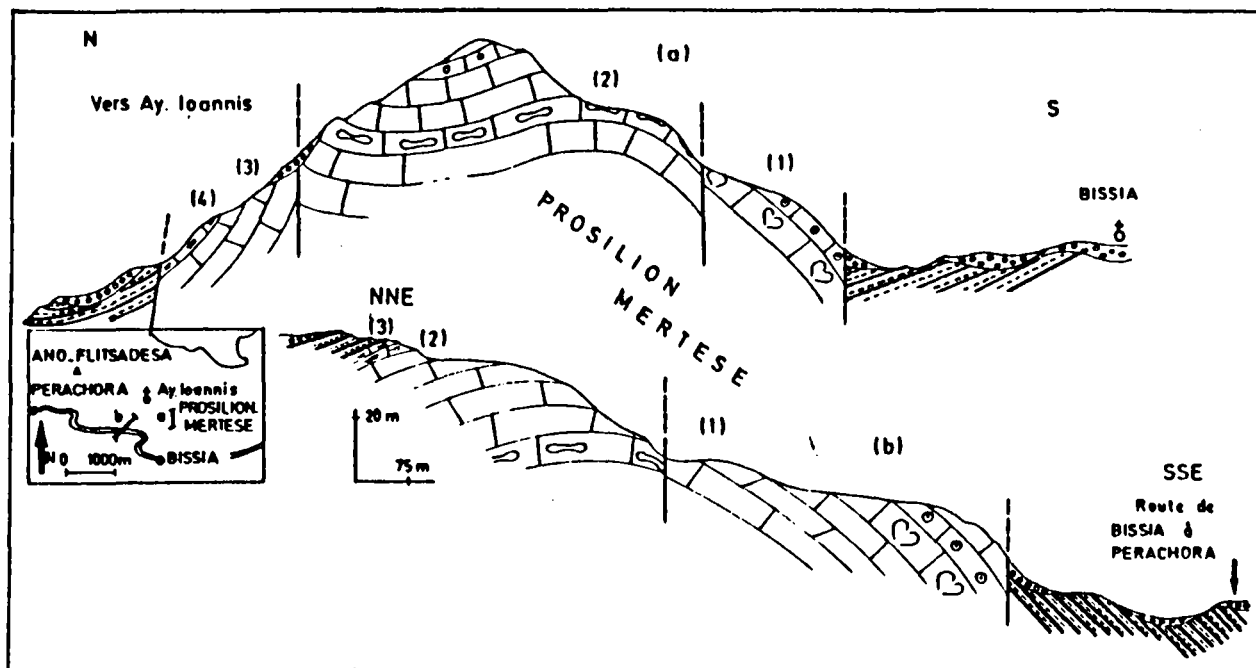


Fig. 108.- Coupes du mont Prosilion Mertesese.

Légende dans le texte.

tions récentes nous empêchent de voir le passage à des formations de type flysch qui coiffent habituellement l'ensemble radiolaritique.

#### k. COUPE DU PROSILION MERTESE A L'EST DU VILLAGE DE PERACHORA.

Cette coupe est située dans la chaîne de Prosilion Mertesese. Ce profil a été levé à l'Est de la localité de Perachora et montre la terminaison occidentale de la chaîne du Prosilion Mertesese. Il ne subsiste plus, alors, que deux failles verticales (fig. 108b) au cœur de l'anticlinal. Du Sud au Nord, après la seconde faille, affleurent :

- (1) 30 à 40 m de calcaires néritiques blancs, dans lesquels nous avons pu trouver des fragments d'Echinodermes, des valves d'Ostracodes, des Algues : *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus* sp., et des Foraminifères : Lagénidés, Textularidés, Ataxophragmidés, *Haurania* cf. *amiji* Benson, *Orbitopsella praecursor* (Gümbel), *Aeolisacus* sp., datant le Lias moyen. Il est à remarquer que les biomicrites à *Orbitopsella* sp. et *Haurania* sp. sont situées plutôt vers la base de la série ;
- (2) 3 à 4 m de micrite rose et rouge, à passées pélitiques carmin foncé. L'examen microscopique de ces calcaires nous montre qu'il s'agit de biopelmicrite à passées franchement pélitiques, à oncolites, filaments, débris de petits Gastéropodes, embryons d'Ammonites et Foraminifères : *Protoglobigerina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp. ;
- (3) un ensemble de radiolarites rouges, intercalées de pélites rouge foncé et de microbrèches. Les radiolarites holosiliceuses à la base, deviennent beaucoup plus friables vers le sommet, alors qu'elles sont concomitamment envahies par des pélites schisteuses rouges et des microbrèches qui sont, en réalité, des grès très fins à ciment micritique et quelquefois spathique, renfermant des débris de radiolarites, des lithoclastes à Algues : *Thaumatoporella* sp., et à Foraminifères : *Orbitopsella* sp. En revanche, dans le ciment nous avons trouvé des *Protopenneroplis striata* indiquant un âge dogger-malm.

1. COUPE AU NORD OUEST DE PERACHORA.

Les collines qui se dressent entre le mont Ano-Flitsadesa et Perachora sont recouvertes, en partie, de formations néogènes qui masquent leur substratum triasico-liasique. En partant

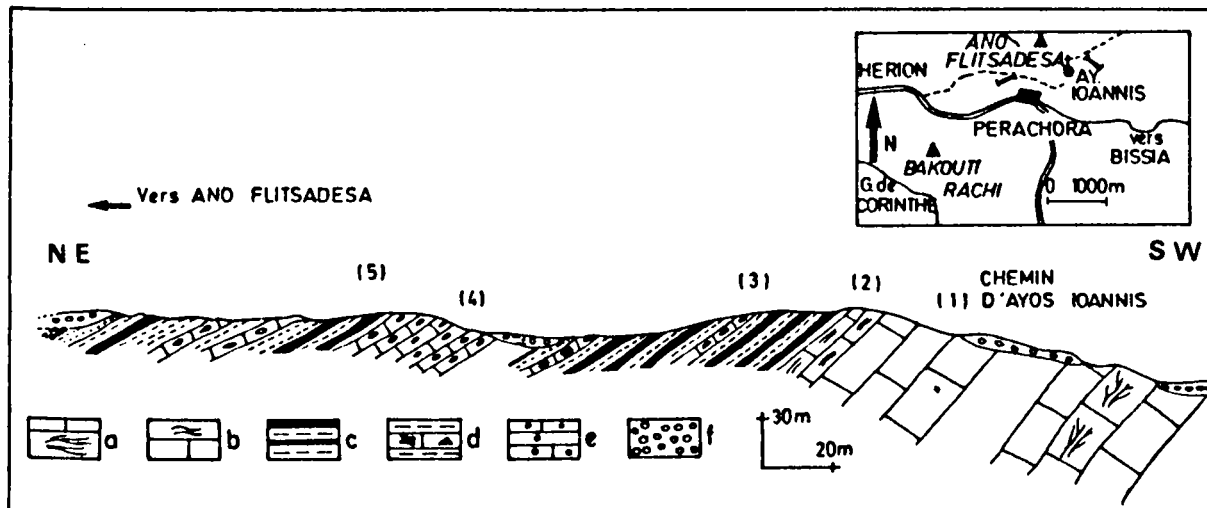


Fig. 109.- Coupe au Nord Ouest de Perachora.

a. Calcaires néritiques à Algues. - b. Micrites rouges à filaments. - c. Radiolarites et pélites intercalées. - d. Microbrèches dans des pélites schisteuses et gréseuses. - e. Micrites fines à silex. - f. Formation récente.

du chemin qui mène à la chapelle Ayos Ioannis, entourée de vignobles installés sur des radiolarites et des formations flyschoides, on a observé de bas en haut (fig. 109) :

- (1) quelques pointements de calcaires gris-blanc biopelmicritiques, à niveaux intrasparitiques micritiques, biomicritiques. On trouve des débris de Lamellibranches, d'Echinodermes, des oncolites et des faciès fenestrés à "bird eyes". Les lames minces montrent :
  - des Algues ; Codiacées, *Thaumatoporella* sp., Dasycladacées, *Paleodasycladus mediterraneus* Pia ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmiidés, *Opthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Orbitopsella* sp. (mal conservée).
 Cette association nous permet de considérer ces niveaux comme liasiques (Lias moyen ?) ;
- (2) 3 à 5 m de micrites roses, à filaments, Lituolidés et embryons d'Ammonites ;
- (3) 20 à 25 m d'une alternance de radiolarites, pélites et microbrèches. Les radiolarites sont holosiliceuses et les rares fantômes de Radiolaires demeurent indégageables. Les pélites, généralement très fines, se débitent en plaquettes schisteuses mais localement, elles deviennent beaucoup plus gréseuses. Quant aux microbrèches à ciment sparitique, elles contiennent des éléments micritiques rouges, à filaments, des grains de quartz roulés, des radiolarites cataclasées et des fragments de tufs chloritisés ;
  - des formations néogènes ;
- (4) 10 à 15 m de calcaire gris clair micritique, à silex, à passées roses de quelques centimètres d'épaisseur. Ils recèlent des filaments, spicules d'Eponges et quelques rares Radiolaires, de l'Oxfordien moyen au Tithonique : *Archaeopongoprunum* sp., *Podobursa triacantha* Fischli, et quelques Hagiastriidés mal conservés ;
- (5) 10 à 15 m d'une alternance de radiolarites holosiliceuses, de pélites fines et de microbrèches. Ces microbrèches calcaires sont riches en éléments variés : lithoclastes, radiolarites, débris de Lamellibranches, Bryozoaires,

Echinodermes et des spicules d'Eponges. Les lames minces ont livré des Foraminifères : Textularidés, Lituolidés, *Pseudocyclamina* sp., P. gr. *lituus* Yokoyama, *Protopenaroplis striata* Weynschenk, *Trocholina alpina* Leupold, T. gr. *palastiniensis* Henson. Cet horizon est daté du Malm (Callovo-Oxfordien p.p.) ;

- des formations néogènes, au sein desquelles nous avons retrouvé des calcaires microbréchiques, analogues à ceux que nous venons de décrire.

Ce profil, interrompu par des placages de formations récentes, nous montre que les radiolarites intercalées de microbrèches sont à rattacher au Malm.

#### m. AUTRES AFFLEUREMENTS AU SUD DU MONT ANO FLITSADESA.

En partant du mont Ano Flitsadesa pour se rendre à Perachora par la chapelle Ayos Ioannis, sous les formations néogènes, on rencontre :

- des calcaires gris-blanc néritiques sur le sommet, contenant des niveaux de calcaires blancs magnésiens et quelques traces mal conservées de Mégalodontidés. En descendant légèrement vers la dépression située au pied du mont Ano Flitsadesa, on trouve des calcaires gris moyen micritiques, avec des passées oosparitiques et quelques niveaux à "bird eyes". Les lames minces ont livré :
  - des Algues : Dasycladacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* (Pia) ;
  - et de rares Foraminifères : Ataxophragmidés, *Ophtalmidium* sp., *Labyrinthina* sp. ou *Orbitopsella* sp. ?
- sous le Néogène qui tapisse le fond de la dépression, au Nord d'Ayos Ioannis, nous avons pu observer quelques bancs de calcaires rouges à filaments et à silex, vraisemblablement du Dogger et qui sont surmontés d'une alternance de calcaires à silex, radiolarites et de microbrèches. Les calcaires microbréchiques sont formés de lithoclastes à filaments et à radiolarites, de pellets, d'oosparites, de débris de Lamellibranches, de Gryzozoaires, de Spongiaires et d'oncolites. Les lames minces ont livré des Foraminifères : *Protopenaroplis striata* Weynschenk et *Trocholina* ex. gr. *alpina-elongata* (Leupold), *Pseudocyclamina* sp., attribués au Malm s.l. Au sommet, les calcaires microbréchiques ont disparu pour faire place à l'alternance "plus classique" de radiolarites-pélites schisteuses sous-jacentes stratigraphiquement à des faciès flyschoides.

#### n. COUPE AU SUD DU MONT ASPRO-CAMBOS.

Entre le mont Aspro-Cambos et la chapelle de Profitis Ilias, non loin d'Ayos Nikolaos, il existe de nombreux affleurements de radiolarites et de formations flyschoides sous le Néogène.

A l'approche de la chapelle Profitis Ilias, on voit (fig. 110) :

- (1) des micrites rouges et grises à filaments, embryons d'Ammonites et *Protoglobigerina* sp., du Dogger-Malm inférieur ;
- (2) des radiolarites et des pélites plissées, dans un synclinal ;
  - une faille verticale ;
- (3a) des formations flyschoides contenant des :
  - grès fins friables, à ciment pélitique, contenant des éléments variés (radiolarites, fragments de calcaires néritiques et de micrites rouges à filaments, quartz, phyllosilicates, tufs rhyolitiques) ;
  - microbrèches à ciment partiellement carbonaté, renfermant les mêmes éléments que les grès mais qui en plus recèlent des débris d'Algues et des Foraminifères : *Protopenaroplis striata* Weynschenk, *Trocholina* gr. *alpina* Leupold, du Malm supérieur ;

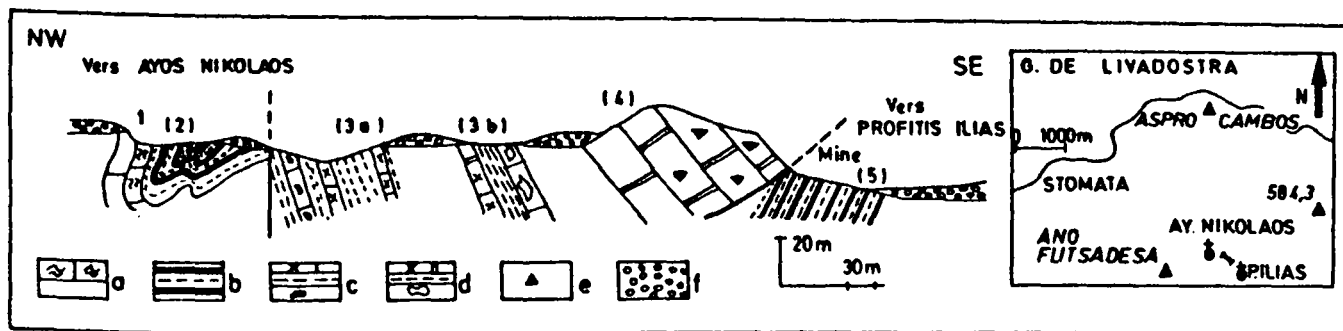


Fig. 110.- Coupe au Sud du mont Aspro Cambos.

a. Micrites rouges à filaments. - b. Radiolarites et pélites intercalées. - c. Pélites, microbrèches et grès. - d. Pélites et microbrèches crétacées. - e. Calcaires néritiques crétacés. - f. Formations récentes.

- (3b) à 50 m de l'affleurement précédent, on retrouve des faciès flyschoides dans lesquels les microbrèches ont livré *Globotruncana* sp., du Crétacé supérieur ;
- (4) des calcaires néritiques microbréchiques, à *Orbitoides* sp. et fragments de *Globotruncana* remaniés, du Crétacé supérieur ;
- un contact anormal ;
- (5) des radiolarites et des pélites rouges, au sommet desquelles il a été creusé des galeries pour l'exploitation du manganèse.

Il est à remarquer que ce profil, très incomplet, nous permet de penser que le passage Jurassique-Crétacé s'effectue au sein des formations flyschoides sans changement de faciès.

#### c. COUPE DE LA ROUTE DE BISSIA A SKINOS.

En arrivant au-dessus du village balnéaire de Skinos, se dresse une falaise calcaire. Dans la descente vers le vieux village de Skinos, à peu près à mi-pente, on prend un chemin dans les pins qui conduit au plateau du sommet (fig. 111). De bas en haut, on rencontre :

- (1) 120 à 150 m de calcaires blancs néritiques. A la base de la falaise, nous avons découvert des empreintes de Mégalodontidés à tests minces. Certains auteurs (Calet, 1962) rangent ces Lamellibranches dans le Trias supérieur-

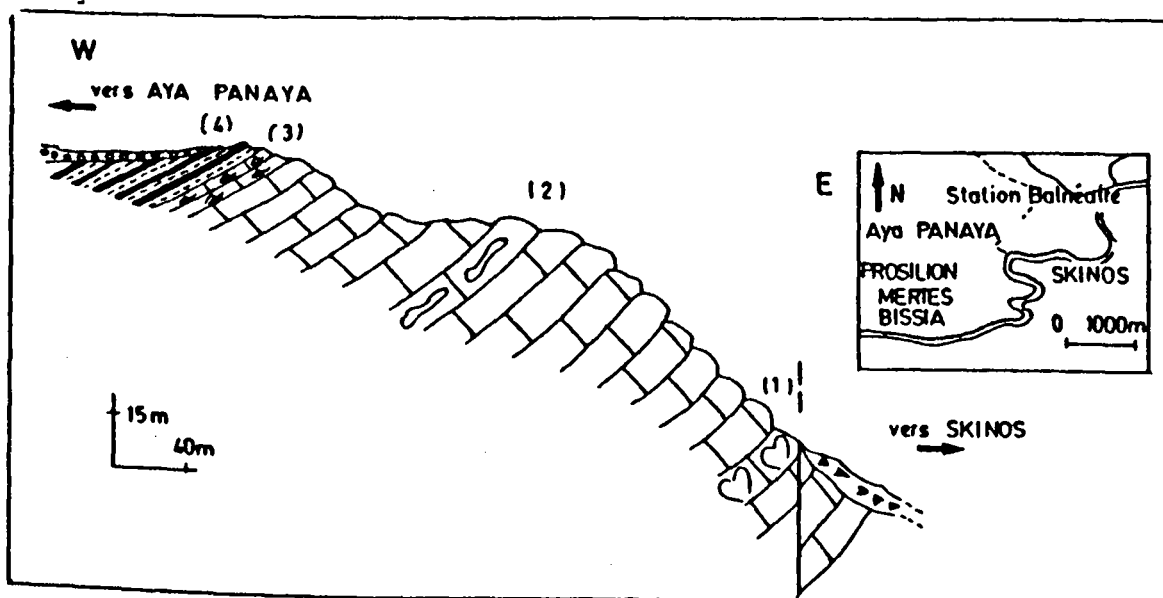


Fig. 111.- Coupe de la route de Bissia à Skinos.

Légende dans le texte.

Lias inférieur. Dans cette formation, nous trouvons de nombreuses coquilles de Lamellibranches, des valves d'Ostracodes, des Algues : *Thaumatoporella* sp., et de rares Foraminifères : Lituolidés, Textularidés, Lagénidés. Cette microfaune ne permet pas de donner un âge précis à cette formation mais l'existence de Mégalodontidés nous autorise à penser qu'il s'agit du Trias supérieur-Lias s.l. ;

- (2) 50 à 60 m de calcaires gris-blanc bien lités, néritiques, à la base desquels on trouve un niveau biomicritique à Algues et à Foraminifères : *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Orbitopsella primaeva* (Henson), *Labyrinthina compressa* (sensu *dubari*), datant le Lias moyen ;
- (3) vers le sommet de la formation, viennent des calcaires micritiques rouges qui contiennent à leur base des biomicrites à oolites, oncolites, de rares Radiolaires, des débris d'Echinodermes puis les microfaciès deviennent beaucoup plus fins ; on y trouve alors des filaments et de rares Foraminifères : *Protoglobigerina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, datant le Lias supérieur-Dogger ;
- (4) des radiolarites intercalées de pélites rouges. Dans cet ensemble, nous avons trouvé un banc de microbrèches qui nous a livré *Protopenneroplis striata* Weynschenk, datant le Dogger-Malm.  
L'ensemble radiolarites-pélites-microbrèches est masqué sur le sommet par des formations néogènes.

#### p. CONCLUSION SUR LE JURASSIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE DANS LES MONTS GERANÉES.

Soubassement du flysch éocrétaqué, la série jurassique appelle plusieurs remarques (fig. 112) :

- le passage du Trias supérieur carbonaté-Lias inférieur ne présente pas de changement de faciès. Pendant ce laps de temps, se développe une plate-forme interne soumise aux influences de milieux confinés, peu profonds (plate-forme subtidale à intertidale (?)) ;
- le changement de régime sédimentaire se situe au Lias supérieur (?) - Dogger-Malm inférieur avec la mise en place d'un faciès particulier type "Ammonitico-Rosso" ;
- la sédimentation plus profonde du Malm inférieur (?) - Malm supérieur est marquée par l'apparition de radiolarites accompagnées de formations pélitiques ;
- le passage progressif par extension des faciès détritiques s'étend du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur ;
- l'absence de niveaux bauxitiques ou de latérites indicateurs d'une émergence finijurassique, indique que le sillon béotien est encore ouvert au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Fig. 112.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone béotienne dans les monts Gérénées.

1. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - 2. Calcaires dolomitiques. - 3. Calcaires néritiques à Involutinidés. - 4. Calcaires néritiques à Algues. - 5. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - 6. Calcaires néritiques massifs. - 7. Micrites à filaments contenant des empreintes de Céphalopodes. - 8. Micrites fines à petits silices. - 9. Radiolarites et pélites. - 10. Microbrèches dans des pélites. - 11. Pélites schisteuses et micrites à Calpionelles. - 12. Grès mal consolidés.





Marcoux, 1980 ; Thiébaud, 1982). La convergence de deux phénomènes, d'une part la remontée du N. C. C. et d'autre part la courantologie particulière de l'époque, peut expliquer l'envasement du sillon béotien par des boues à Radiolaires. Il se pose alors le problème des liaisons paléogéographiques entre le sillon pindique et le sillon béotien qui sont dépendants de la continuation de la plate-forme parnassienne vers le Nord. En effet, si la zone du Parnasse se continue au-delà du Sperchios pour rejoindre la zone des Alpes albanaises en Albanie (Papa, 1970) et la zone du Haut-Karst en Yougoslavie (Aubouin *et al.*, 1970), le sillon béotien acquiert une importance fondamentale ; cependant, entre la partie Nord du Parnasse et les Alpes albanaises d'une part, et la partie Nord de ces dernières et le Haut-Karst d'autre part, il n'existe pas de trace d'une plate-forme à sédimentation néritique mais seulement quelques jalons atypiques (comme le massif du Koziakas) qui pourraient être considérés comme la bordure interne de la plate-forme parnassienne ? Le prolongement vers le Sud de cette plate-forme semble encore plus hypothétique, car au-delà du golfe de Corinthe, jusqu'à présent nous ne connaissons pas de série parnassienne typique (Dercourt, 1964). Nous reviendrons sur la possibilité d'extension de la zone du Parnasse dans le chapitre Tectonique en évoquant soit le problème des paléofailles transformantes ou des transversales, soit le problème du rattachement des fenêtres des zones internes à des séries connues dans les zones externes.

Quoi qu'il en soit, du point de vue strictement paléogéographique, au niveau de l'Attique-Béotie on peut avancer que les radiolarites caractéristiques du sillon béotien du Jurassique supérieur marquent la séparation entre la zone du Parnasse et la zone pélagonienne pendant le Jurassique supérieur.

#### b. LA SEDIMENTATION JURASSIQUE DANS LA ZONE BEOTIENNE : CREATION DU SILLON BEOTIEN.

D'après les profils examinés en Béotie et dans les monts Gérénées, la stratigraphie de la zone béotienne appelle plusieurs remarques :

- passage progressif du Trias au Lias, sans changement de faciès : les sédiments restent entièrement néritiques et carbonatés ;
- présence de structures fenestrées dans la série carbonatée liasique, indicatrice de milieux peu profonds et confinés ;
- changement de sédimentation au Lias supérieur (?) - Dogger accompagnée de calcaires micritiques rouges de type "Ammonitico-Rosso", couronnés par des Ammonites de l'Oxfordien inférieur dans le Béotien de Béotie ;
- sédimentation plus profonde, au Malm inférieur et durant tout le Jurassique supérieur, marquée par la sédimentation de radiolarites dans un environnement détritique. Cependant, il faut noter que sur le bord interne de la chaîne des monts Zagora, en Béotie, s'installe un régime coralligène en relation étroite avec la plate-forme parnassienne ;
- sédimentation détritique s'étendant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur ;
- absence de niveaux latéritiques ou bauxitiques au Jurassique supérieur.

En résumé, il apparaît que la stratigraphie de la zone béotienne, en Béotie et dans les monts Gérénées, est tout à fait originale. En effet, au Nord de notre secteur d'étude, l'unité du flysch éocrétacé à Calpionelles est dépourvue de substratum d'âge jurassique.



En Béotie particulièrement, la présence d'une semelle néritique d'âge jurassique inférieur, sous-jacente aux formations détritiques et radiolaritiques du Malm est liée, selon toute vraisemblance, à l'existence de la plate-forme parnassienne sur le bord externe de la zone béotienne. Cependant, au Nord de la rivière du Sperchios, dans les Hellénides, on constate d'une part que l'extension paléogéographique de la zone du Parnasse n'a jamais été démontrée avec certitude et d'autre part, il n'a jamais été découvert de formations soit liasiques, soit jurassiques supérieures pouvant être rattachées à la zone béotienne.

Du point de vue paléogéographique, il est à noter deux faits importants :

- les bouleversements lithosphériques s'étageant du Lias supérieur au Malm inférieur qui secouent la plate-forme apulienne, trouvent un écho sédimentologique dans la zone béotienne, avec l'apparition d'un faciès "Ammonitico-Rosso" indicateur de mouvements distensifs. C'est à cette époque que l'on observe la création de la Mésogée (sensu Biju-Duval, 1976) à l'Ouest de l'Apulie, alors que sur son rebord oriental la Téthys a atteint son maximum d'ouverture commencée au Trias inférieur et moyen ;

- individualisation de la zone béotienne par rapport à la zone du Parnasse sur son bord occidental et la zone pélagonienne sur son bord oriental. La création de cette nouvelle zone s'inscrit dans le cadre de la préparation d'un domaine intermédiaire entre Pélagonien et Parnasse qui jouera le rôle de "barrière en creux" pendant toute la période qui s'étend du Malm supérieur au Crétacé supérieur (?).

## E. LE JURASSIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

La présence, dans la zone pélagonienne, de formations jurassiques non métamorphiques, est relativement rare. Seul dans la partie externe (orientale) de cette zone, il existe quelques secteurs où nous avons pu en découvrir. Cette observation, qui avait déjà été faite par Renz et Liatzikas (1955, carte de Grèce 1/500 000), est une des conséquences de la phase tectonique d'âge jurassique-éocétacé (Paléotectonique ; Aubouin, 1973) (cf. chapitre Tectonique).

### 1. LE JURASSIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE EN BEOTIE.

#### a. COUPE DE LIVADOSTRATA A L'OUEST DU MONT KITHERON.

La route de Platée à Ayos Vassilios progresse dans les calcaires néritiques blancs, du Carnien-Norien (fig. 113). En arrivant à l'endroit où elle bifurque vers le Sud, on se dirige tout droit vers la plage de Kalamaki. En descendant vers la mer, on rencontre successivement :

- (1) des calcaires blancs néritiques, à passées magnésiennes pulvérulentes, renfermant une macrofaune remarquable de Mégalodontidés (certains peuvent atteindre 20 à 30 cm de long) et une microfaune d'Involutinidés et de *Triasina* sp., caractéristiques de la partie supérieure du Norien-Rhétien. Ces calcaires recristallisés, hachés de failles verticales WNW-ESE parallèles au golfe de Corinthe, sont assez difficiles à distinguer de ceux du Lias car le faciès carbonaté reste homogène et sans microfaciès particulier ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires néritiques gris moyen, en gros bancs. Les microfaciès sont des biomicrites à bioclastes, avec des débris de Lamellibranches, des valves d'Ostracodes, des oncolites, des Nodosariés et des Algues : *Palaedocycladus* sp., du Lias s.l. ;

- une faille verticale ;
- (3) 8 à 10 m de calcaires broyés, à *Paleodasycladus* sp. ;
- (4) 3 à 5 m de micrites fines, à laminites et structures fenestrées ("bird eyes") contenant des débris d'Algues et surtout des petits niveaux continus de coprolites de crustacés (*Favreina* sp.) ;

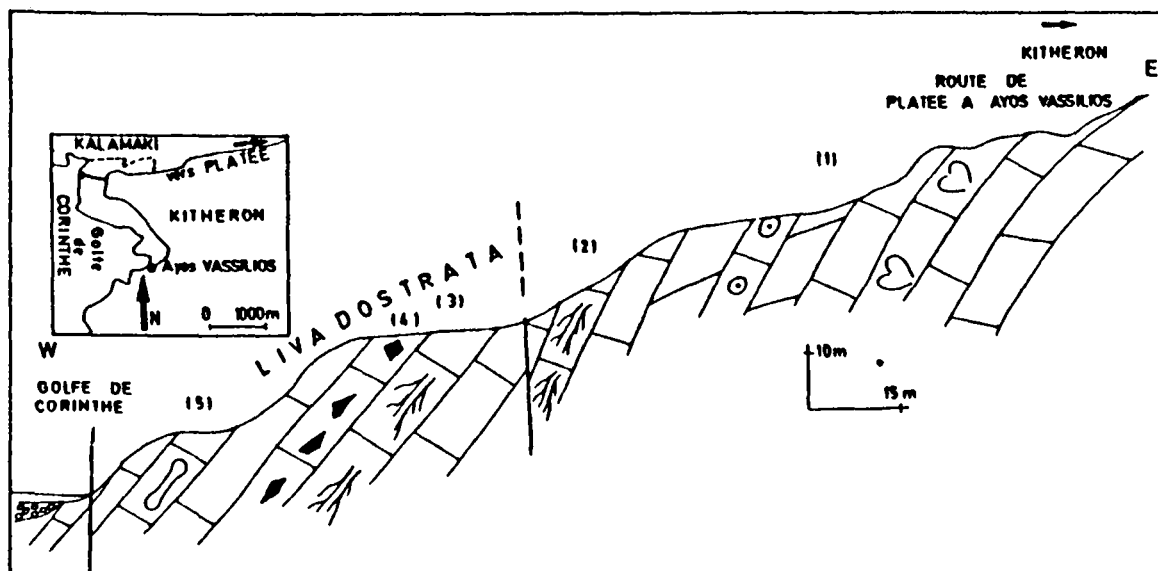


Fig. 113.- Coupe de Livadostrata à l'Ouest du mont Kitheron.  
Légende dans le texte.

- (5) 25 à 30 m de calcaires gris moyen-néritiques, bien lités. Ce sont des biomicrites, des biointrasparites à passées oosparitiques. Vers le sommet, les microfaciès fenestrés ont livré des coprolites de crustacés (*Favreina* sp.) au sein d'un faciès à pellets. Les lames minces ont permis de reconnaître :
  - des Algues : Solenoporacées, *Thaumatoporella* sp., *Cayeuxia* sp., Codiacées, Dasycladacées, *Paleodasycladus* sp., *P. mediterraneus* Pia ;
  - et des Foraminifères : Lagénidés, Ataxophragmiidés, *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Glomospira* sp., *Trochammina* sp., *Aeolisaccus* sp., *Haurania* gr. *amiji-deserta* Henson, "*Vidalina*" *martana* Farinacci, *Labyrinthina* sp., *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) ;
- une faille verticale.

Il est à remarquer que les niveaux à *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) affleurent très largement en bordure de la plage de Kalamaki sur plus de 100 m et sont bien identifiables grâce aux filonnets de pelmicrites rouges dans les calcaires gris.

#### b. COUPE DU MONT KOROMBILI.

En partant du village de Xironomi pour se diriger vers la plage d'Aliki, on emprunte la route qui traverse des calcaires néritiques blancs, triasiques, identifiés par des Mégalodontidés et des Foraminifères (*Ammobaculites rheticus*, *Involuntina* sp.), du Norien supérieur, sur lesquels reposent des calcaires néritiques gris-blanc. A partir du faux plat, juste avant le col, on rencontre (fig. 114) :

- (1) des calcaires blancs à *Triasina hantkeni* Majzon, du Rhétien ;

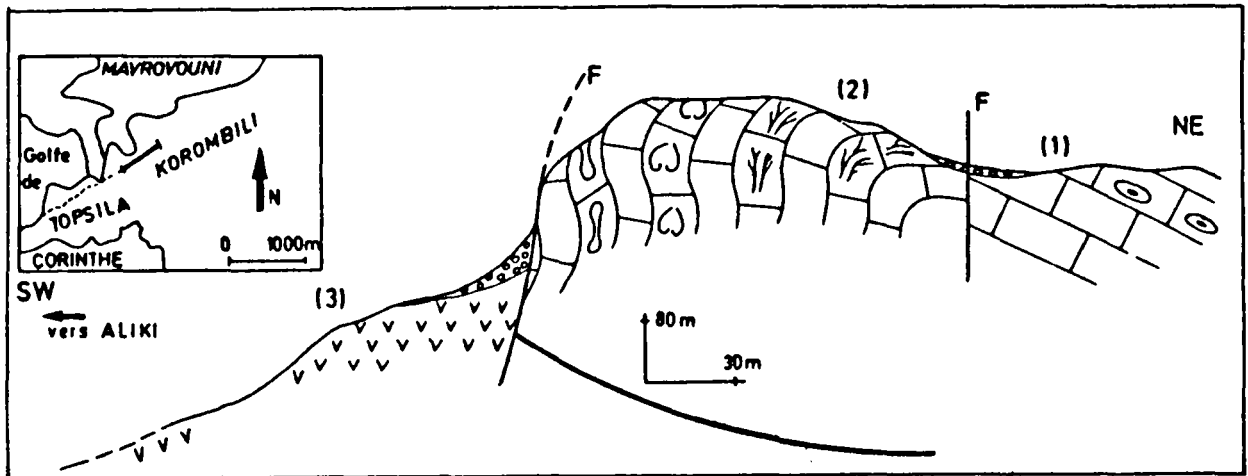


Fig. 114.- Coupe du mont Korombili.

Légende dans le texte.

- une faille verticale ;

(2) 50 à 60 m de calcaires gris-blanc néritiques, à microfaciès très variés : calcaires fins pseudonoduleux, oomicritiques, biomicritiques à intraclastes et pellets, et des faciès fenestrés ('"birdeyes"') et coprolites de crustacés (*Favreina* sp.) Les lames minces ont livré :

- des Algues : Solenoporacées, *Thaumatoporella* sp., *Cyaxuria* sp., *Paleodasycladus elongatulus* (Praturlon) ;

- et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Glomospira* sp., *Orbitopsella* sp., *O. cf. dubari* Hottinger, *O. primaeva* (Henson), dans des faciès micritiques dépourvus d'éléments figurés ou d'autres Foraminifères.

Ces associations sont datées du Lias moyen et la présence de *O. primaeva* évoque plutôt la partie inférieure du Lias moyen.

Au front de la série calcaire, on trouve une faille verticale qui met au contact les calcaires liasiques avec les péridotites du site d'Aliki. Il est à remarquer qu'on peut trouver des radiolarites rouges, intercalées de pélites, en bordure de la route qui descend vers Aliki. Malheureusement, ces radiolarites sont coincées entre des failles verticales.

#### c. AFFLEUREMENTS DE LA BORDURE SUD-ORIENTALE DU KOROMBILI.

A l'Est du col, des calcaires néritiques gris foncé affleurent en grandes dalles qui "plongent" vers la dépression. Dans ces calcaires, des biomicrites à intraclastes, bioclastes et ooclastes, il a été trouvé des *Protodicerias* sp., des Algues (Solenoporacées, *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus* sp., dans des nodules pélitiques) et des Foraminifères (Lituolidés, *Ophthalmidium* sp., *Trocholina alpina* Leupold, *Pseudocyclamina* sp. Cette faune nous permet d'affirmer que nous sommes dans la partie inférieure du Malm supérieur.

#### d. COUPE DE LA FACE NORD-OCCIDENTALE DU MONT KTIPAS.

Sur la bordure septentrionale de la plaine de Thèbes, s'élève le mont Ktipas dont les crêtes calcaires s'étendent jusque dans la région de Chalkis. Le profil est levé du village d'Ypaton (fig. 115) au Sud Est jusqu'au monastère de Sagmata au Nord Est. De bas en haut, on traverse successivement :

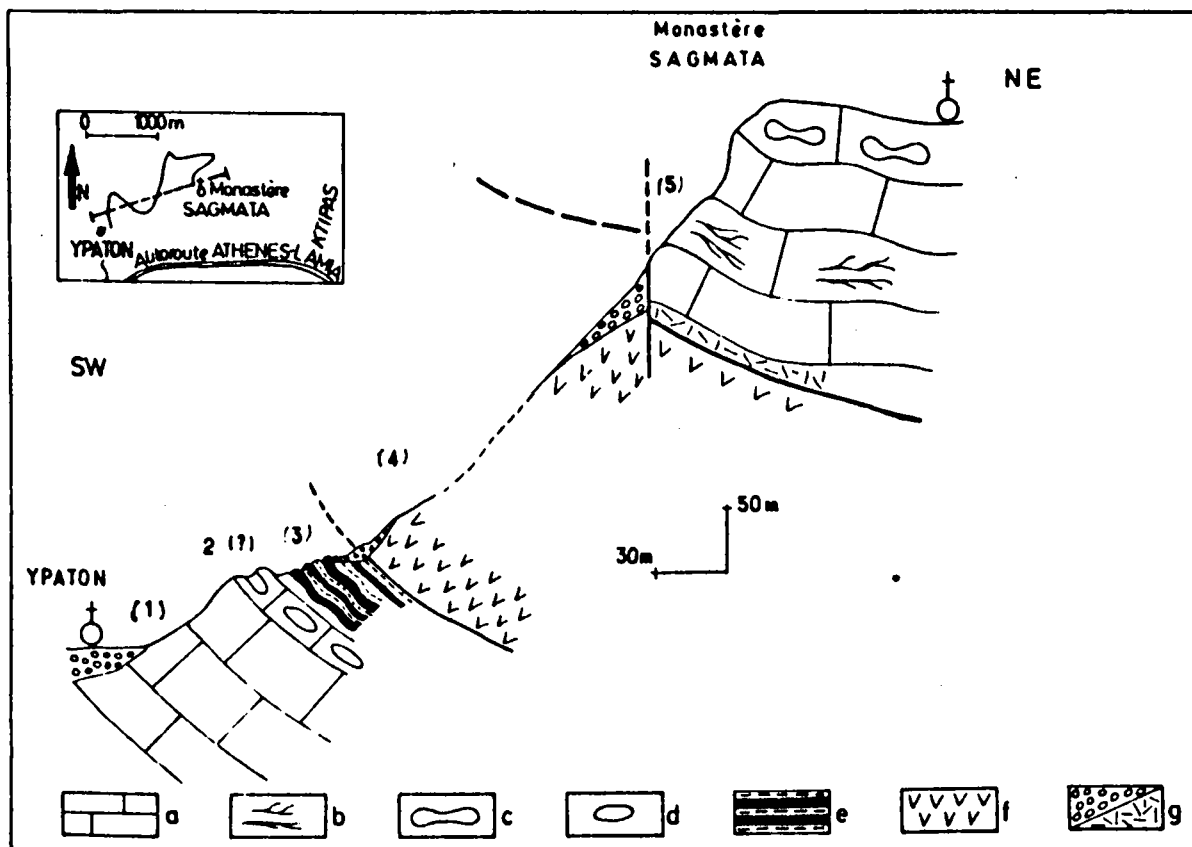


Fig. 115.- Coupe du mont Ktipas.

a. Calcaires néritiques massifs. - b. Calcaires néritiques à Algues. - c. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - d. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis* s.l. - e. Radiolarites et pélites schisteuses. f. Ophiolites. - g. Calcaires mylonitisés et formations récentes.

- (1) 25 à 30 m de calcaires gris moyen biomicritiques, à intraspérites, contenant des bioclastes, des intraclastes, des pellets, dans lesquelles on reconnaît des Algues : *Cayeuxia* sp., *Salpingoporella* sp., *Bacinella* sp., et des Foraminifères : *Pseudocyclammina* sp., *Kurrubia* sp. De plus, nous avons découvert dans un bloc non en place, à la sortie du village d'Ypaton, au sein de calcaires néritiques à "bird eyes", *Cladocoropsis mirabilis* Felix, ce qui indiquerait le Malm s.l.

La présence de *Cladocoropsis mirabilis*, certes non en place, n'est pas exceptionnelle puisque dans la région de Larvymna-Martinson (Albandakis, 1968), près des lacs thébains (Christodoulou (1969), près d'Exarchos (Degardin, 1971) et dans le Kallidromon (Leluc, 1976) l'ont déjà signalé ;

- (2) dans un bloc non en place, à la sortie du village d'Ypaton, nous avons trouvé des *Cladocoropsis mirabilis* Felix indiquant le Malm s.l.
- (3) 30 à 35 m de radiolarites rouges holosiliceuses, intercalées de pélites schisteuses et de microbrèches qui contiennent *Trocholina elongata* (Leupold) et *Protopenoplis striata* Weynschenk, du Malm s.l. ;
- (4) des péridotites formant un massif allongé sur plusieurs kilomètres ;
- (5) sur les péridotites, le long de la route qui conduit au monastère, dans une demi-fenêtre tectonique, nous observons des calcaires néritiques blancs, broyés, contenant *Triasina* sp. Au sommet de ces calcaires, nous trouvons des biopelmictires à débris de Lamellibranches, de Brachiopodes, de Spongiaires, de Bryozoaires et des spicules d'Éponges. Les lames minces ont livré :
- des Algues : Codiacées, *Thaumatoporella*, *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, *P. elongatulus* Praturion ;
  - et des Foraminifères : *Glomospira* sp., *Opthalmidium* sp., *Labyrinthina recoarensis* (Cati), *Orbitopsella* sp., "*Rectocyclammina*" sp.
- La présence de cette microfaune et de cette microflore indique le Lias moyen.

Divers prélèvements effectués sur la crête du mont Ktipas, entre le monastère Şagmata et la ville de Chalkis, nous ont montré que les niveaux datés ne dépassaient pas le Malm inférieur (Guernet, 1971).

#### e. LE JURASSIQUE DE LA REGION D'EXARCHOS.

Dans la partie septentrionale de la plaine de Copais dans la région d'Exarchos (Degardin, 1971), il existe une série jurassique qui correspond à la bordure occidentale de la zone pélagonienne, comportant de bas en haut :

- des calcaires néritiques noirs, bien lités, à Mégalodontidés, Lithiotis et *Orbitopsella praecursor* Gumbel, datés du Trias supérieur (?) - Lias ;
- des calcaires néritiques gris-blanc, à Algues : *Teutloporella gallaeformis* Radoicic, *Selliporella donaelli* Sartoni et Cresenti, surmontés de calcaires oolitiques. Grâce à la présence des Algues, cette série a été attribuée au Dogger ;
- un niveau de bauxite ;
- des calcaires néritiques gris-blanc, à *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Urgonina coelinensis* Cuvillier, Foury et Pignatti, Morano... dans la partie moyenne, et vers le sommet *Clypeina jurassica* Favre, *Bacinella irregularis* Radoicic, indiquant le Kimméridgien-Portlandien ;
- des calcaires à silex qui peuvent ne pas exister ;
- des pélites rouges avec de rares bancs de radiolarites, des microbrèches à *Protopenoplis striata* Weynschenk et *Trocholina alpina* Leupold, dans le ciment. Cette microfaune confirme le Jurassique supérieur s.l.

#### f. LE JURASSIQUE SUPERIEUR DU MONT KALLIDROMON.

Plus au Nord, en contact anormal sur le flysch tertiaire parnassien, la partie la plus occidentale de la zone pélagonienne chevauche largement la zone du Parnasse (klippe de Jerolekas Celet, 1962 ; klippe d'Aya Trias : Celet, 1962 et Celet et al., 1972 ; etc...) mais au niveau du massif du Kallidromon, le chevauchement frontal pélagonien est représenté par une unité structurale s'étageant du Trias supérieur au Tithonique supérieur-Crétacé inférieur (?)(fig. 121)

Après Celet (1962), Leluc (1976) a apporté quelques précisions micropaléontologiques complétant la série bien élucidée par le premier auteur. De plus, les niveaux décrits par Leluc confirment les résultats apportés par Degardin (1971) près d'Exarchos. Nous nous contenterons de signaler les faits nouveaux découverts par Leluc.

Sous le niveau de bauxite, il existe des calcaires micritiques à *Pfenderina* cf. *salertitana* Sartoni et Cresenti, du Dogger, comme dans la région d'Exarchos, la bauxite est recouverte par des calcaires à *Cladocoropsis* accompagnée d'une microfaune abondante ne dépassant jamais le Tithonique.

Dans cette région, le passage des calcaires du Jurassique supérieur au "mélange" infra-ophiolitique est particulièrement bien visible. On observe en effet, localement, des calcaires s'enrichissant en silice en donnant des calcaires fins à petits silex, puis viennent des radiolarites intercalées de pélites rouges. Il est à noter, comme l'avait fait Degardin plus au Sud, que l'alternance radiolarites-pélites peut reposer sur des calcaires néritiques sans silex. Des microbrèches à *Protopenoplis striata* Weynschenk s'intercalent dans les pélites sous-jacentes du "mélange" infra-ophiolitique.

L'étude de ce "mélange" entreprise par Leluc (1976) a été reprise par Economou (1980) pour la partie pétrographique. On peut retenir qu'il est composé d'une matrice pélimitique dans laquelle baignent des xénolites :

- de roches sédimentaires, radiolarites, grès, greywackes, calcaires blancs azoïques et calcaires rouges d'âge ladino (?) - carnien ;
- de roches volcaniques (basaltes à faciès mandelstein, basaltes variés en pillow et brèches volcaniques) ;
- de roches magmatiques d'affinité ophiolitique (dolérites, gabbros et péridotites serpentinisées) ;
- de roches métamorphiques (amphibolites).

Ce mélange, qui repose sur des radiolarites à microbrèches à *Protopenoplis striata*, est chevauché par une masse importante de péridotites.

#### g. LA BORDURE SUD DE LA PLAINE DE COPAIS : LE MONT FOGAS ET LA CHAPELLE AYOS DIMITRIOS.

Comme dans la région d'Exarchos, ce secteur est particulièrement faillé. Néanmoins, nous avons pu reconnaître de bas en haut :

- des calcaires néritiques blancs, variés, à débris d'Algues et de Foraminifères ;
- des calcaires gris-bleu en plaquettes. Ce sont des biomicrites à oncolites, débris de Lamellibranches, d'Echinodermes, spicules d'Eponges, Algues telles que : Sphenoporacées, *Thaumatoporella* sp., *Salpingoporella annulata* Carrozi, et Foraminifères : Lituolidés, *Ophthalmidium* sp., *Trocholina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Protopenoplis striata* Weynschenk, datant le Malm s.l.

#### h. CONCLUSION SUCCINCTE SUR LE JURASSIQUE DU PELAGONIEN.

Les différents profils examinés ci-dessus nous apprennent que les séries jurassiques pélagoniennes externes sont :

- continues du Trias supérieur au Dogger ;
- interrompues par un horizon de bauxite au Dogger supérieur-Malm inférieur (?) dans les secteurs les plus externes ;
- réduites en épaisseur, mais toujours carbonatées, au Malm supérieur ;
- envahies par des sédiments siliceux (calcaires à silex - radiolarites) dans la partie supérieure du Jurassique terminal ;
- surmontées d'un "mélange" infra-ophiolitique à la limite Jurassique-Eocrétacé (?) ;
- chevauchées par les ophiolites téthysiennes

#### 2. LE JURASSIQUE DE LA HAUTE PLAINE DE SKOURTA ET DE LA REGION D'AVLON.

Ce secteur, à cheval sur les provinces de Béotie et d'Attique, avait été considéré par Renz (1955) comme triasique. La dépression s'étendant de Skourta à Avlon, orientée Sud Ouest, est tapissée de formations néogènes transgressives sur un soubassement constitué soit d'ophiolites, soit de calcaires triasico-liasiques.

a. COUPE AU PIED DU MONT PIRGAKI.

A deux kilomètres à l'Est de la localité de Skourta, au pied du mont Pirgaki (fig. 116), on arrive dans une "carrière de mylonite" formée de calcaires magnésiens triasiques broyés. Dans ce site on observe :

- (1) une écaille tectonique constituée de calcaires gris biomicritiques, à Algues : Codiacées, Dasycladacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., et à Foraminifères : *Orbitopsella* cf. *dubari* Henson, *Glomospira* sp., du Lias inférieur à moyen (?) ;
- (2) des calcaires gris-blanc néritiques, à Mégalodontidés ;
- (3) des ophiolites recouvertes de formations néogènes transgressives ;
- (4) la couverture crétacée supérieure (voir chapitre suivant).

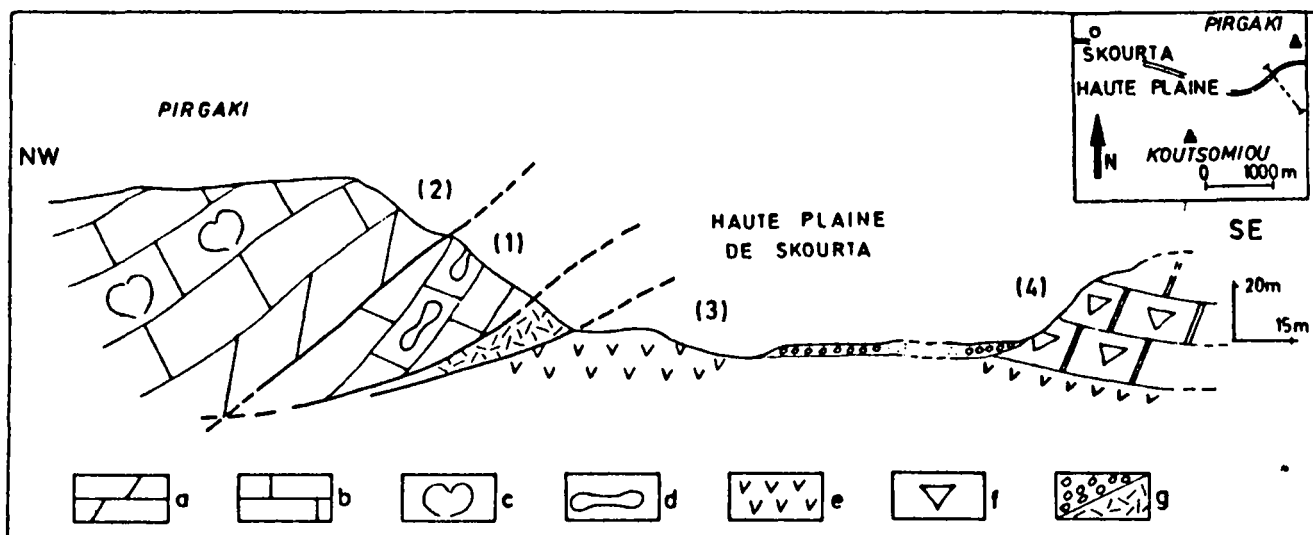


Fig. 116.- Coupe au pied du mont Pirgaki.

a. Calcaires dolomitiques. - b. Calcaires néritiques massifs. - c. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - d. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - e. Ophiolites. - f. Calcaires néritiques à Rudistes. - g. Calcaires mylonitisés et formations récentes.

b. COUPE DU MONT KIAFA.

Le mont Kiafa s'élève sur la bordure Ouest de la plaine d'Avlon, juste en bordure de la vallée de Mavrorema (fig. 117). On y voit de bas en haut :

- (1) une masse importante de péridotites recouverte par des formations néogènes transgressives ;
  - un contact chevauchant ;
- (2) 25 à 30 m de calcaires gris-blanc néritiques, en bancs décimétriques. Ces calcaires sont broyés sur quelques mètres au contact des péridotites. D'une manière générale, ce sont des biopelmicrites ou des intrasparites, à passées oosparitiques, à débris d'Echinodermes ou de Lamellibranches. Ces faciès annoncent l'émersion ; c'est ainsi que nous pouvons voir de nombreux faciès à "bird eyes" et des coprolites de crustacés en abondance. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : Codiacées, Solenoporacées, Dasycladacées, *Cayeuxia* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* Pia ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, *Fronicularia* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Labyrinthina* sp., *L. recoarensis* (Cati) ; datant le Lias moyen ;

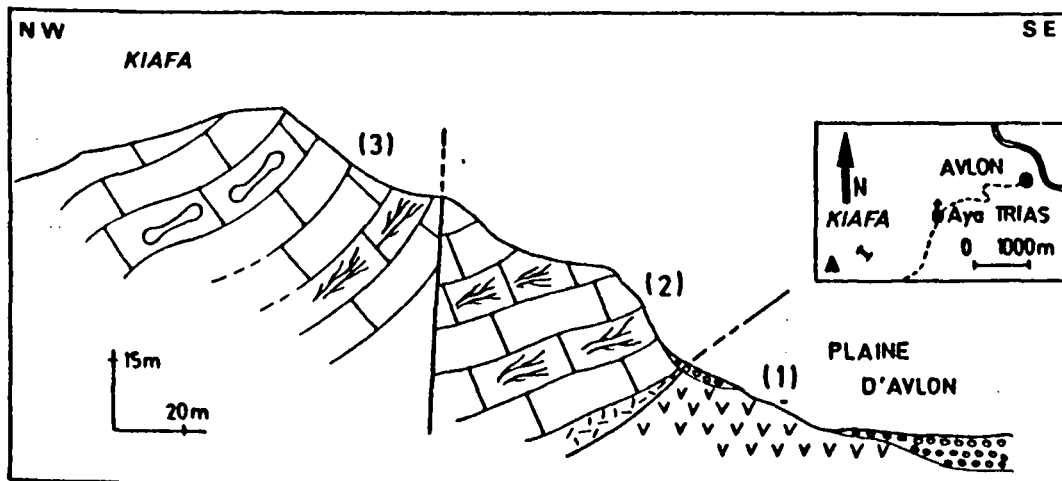


Fig. 117.- Coupe du mont Kiafa.

Légende dans le texte.

- une faille verticale répète la série qui, en plus de la microflore et de la microfaune citées plus haut, montre de beaux exemplaires d'*Orbitopsella praecursor* Gumbel, de "*Rectocyclamina*" n. sp., de *Mayencina termieri* Hottinger, dans les niveaux les plus supérieurs du mont Kiafa. Cette association confirme le Lias moyen.

#### c. AFFLEUREMENTS AU SUD OUEST DE LA PLAINE D'AVLON.

Sur le rebord opposé au mont Kiafa, affleure une barre calcaire formée de différentes crêtes triasico-liasiques découpées par des failles verticales. Le mont 540 m est, semble-t-il, le mieux préservé de la tectonique. De bas en haut, sur des péridotites en contact anormal, on peut voir :

- des calcaires gris moyen néritiques, en gros bancs, épais de 30 à 40 cm. Les microfaciès sont surtout représentés par des biomicrites, intrapelmicrites à bancs oosparitiques et oncolites. Les microfaciès présentent beaucoup de structures fenestrées, ("birdeyes") et des coprolites de crustacés. Les lames minces ont livré :
  - des Algues : Codiacées, Dasycladacées, *Thaumatoporella*, *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, *Diplopora annulata* ;
  - et des Foraminifères : Lituolidés, Ataxophragmidés, *Orbitopsella* sp., *Labyrinthina* sp., *Mesoendothyra croatica* Gusci (vers le sommet de la formation).La présence de *Mesoendothyra croatica* nous amène à penser que cette série atteint le Lias supérieur-Dogger (?). Il est à remarquer que *Paleodasycladus* a été trouvé à la base de la série carbonatée, en association avec *Orbitopsella* sp.

#### d. COUPE DU MONT 750,87.

Sur la bordure méridionale de la plaine et au-dessus du village d'Avlon, s'élève le mont 750,87. En partant de la chapelle, on voit de bas en haut (fig. 118) :

- (1) des péridotites recouvertes de formations néogènes ;
  - un contact chevauchant ;
- (2a) des roches broyées, mylonitisées sur quelques mètres ;



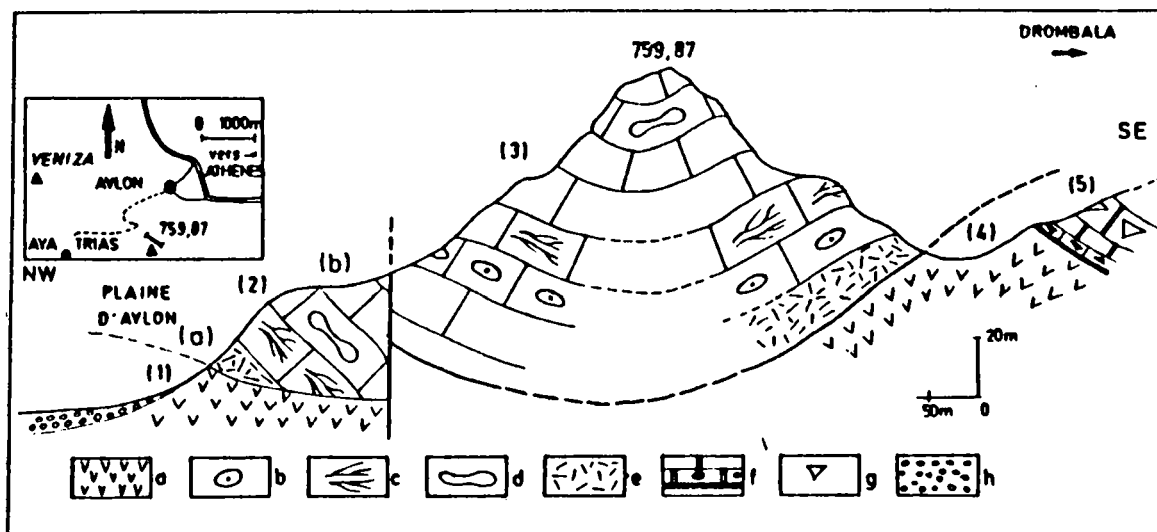


Fig. 118. - Coupe du mont 759,87.

a. Ophiolites. - b. Calcaires à *Involutina liassica*. - c. Calcaires néritiques à Algues. - d. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - e. Calcaires mylonitisés. - f. Couche latéritique et calcaires conglomératiques crétacés. - g. Calcaires néritiques à Radistes. - h. Formations récentes.

- (2b) 15 à 20 m de calcaires gris-blanc néritiques, en bancs réguliers. Ce sont essentiellement des biopelmicrites à passées oosparitiques et accompagnées de faciès fenestrés à coprolites de crustacés et de nombreux pellets. Les lames minces ont livré :
- des Algues : Codiacées, Dasycladacées, *Macroporella* sp., *Thaumatoporella* sp., *Paleodasycladus* sp. ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, Trochamminidés, Lituolidés, *Ophtalmidium* sp., *Valvulanmina* sp., *Glomospira* sp., *Aeolisaccus* sp., *Labyrinthina recoarensis* (Cati), *Orbitopsella* sp., *O. cf. dubari* Hottinger, *Mayencina termieri* Hottinger ; datant le Lias moyen ;
  - une faille verticale ;
- (3) 60 à 80 m de calcaires gris-blanc, à fines passées magnésiennes vers la base, qui sont surmontés par quelques mètres de calcaires gris foncé à filonets et vésicules pélitiques rouge - lie-de-vin à *Involutina liassica* (Jones). Puis on retrouve des calcaires néritiques, en gros bancs, à microfaciès fenestrés ("bird eyes") et laminés. Ce sont des biomicrites, biointrasparites, oosparites, localement envahies par des pellets. L'examen microscopique révèle de nombreux débris d'Echinodermes, de Lamellibranches, de Bryozoaires et de Brachiopodes, une belle flore algaire : Dasycladacées, *Paleodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella* sp., *T. parvovesiculifera* (Praturlon), *Cayeuxia* sp., et des Foraminifères : Textularidés, *Fron-dicularia* sp., *Ophtalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Haurania gr. amiji-deserta* Henson, *Labyrinthina recoarensis* (Cati), *Mayencina termieri* Hottinger, *Orbitopsella praecursor* Gumbel. Cette association indique un âge lias moyen ;
- des roches broyées, mylonitisées ;
- (4) un contact anormal chevauchant ;
- (5) des calcaires transgressifs, du Crétacé supérieur.

### 3. LE JURASSIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE DANS LES MONTS GERANEES.

Comme dans la partie la plus interne de la zone pélagonienne, là où affleurent des formations jurassiques, les séries de cet âge sont la plupart du temps discontinues, peu épaisses et chevauchantes sur des péridotites.

a. COUPE DU MONT TSOUKA-KAKALI.

Au Nord Est du point culminant des monts Géranéés, se dresse le mont Tsouka-Kakali qui repose sur les péridotites affleurant dans une demi-fenêtre tectonique, au pied de la crête principale de la chaîne (fig. 119). On peut voir, de bas en haut :

- (1) 30 à 40 m de calcaires gris-blanc biopelmicritiques, intrasparitiques, micritiques, à passées ooclastiques et bioclastiques. On y trouve de nombreux débris de Lamellibranches, de Brachiopodes, de Bryozoaires et des spicules d'Eponges. Les lames minces montrent :
  - des Algues : Codiacées, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Paleodasy-cladus mediterraneus* Pia ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmiidés, Lituolidés, *Fronicularia* sp., *Dentalina* sp., *Glomospira* sp., *Haurania* sp., "*Vidalina*" *martana* Farinacci, *Labyrinthina* sp., *Orbitopsella dubari* Hottinger.
 Cette association caractérise le Lias moyen ;
- (2) 25 à 30 m de calcaires gris moyen à passées micritiques, ooclastiques, bioclastiques et intrasparitiques. Dans ces calcaires, on rencontre des *Protodicerias* sp., vers le sommet, et l'examen microscopique révèle :

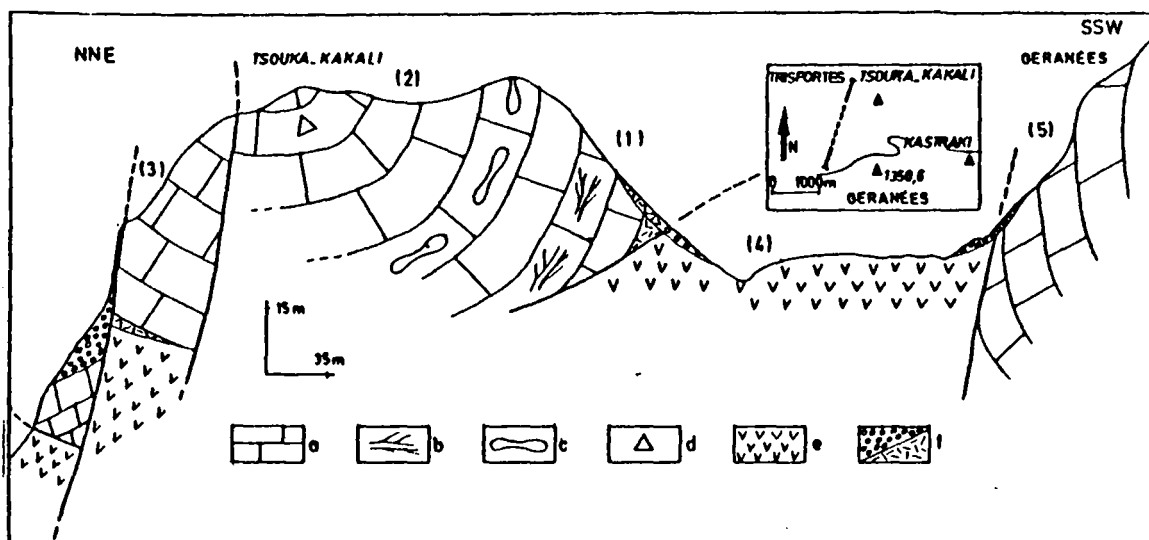


Fig. 119.- Coupe du mont Tsouka-Kakali.

a. Calcaires néritiques massifs. - b. Calcaires néritiques à Algues. - c. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - d. Calcaires néritiques à *Trocholina* sp. - e. Ophiolites. - f. Calcaires mylonitisés et formations récentes.

- des Algues : *Thaumatoporella* sp., *Bacinella* sp. ;
- et des Foraminifères : *Valvulina* sp., *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Kurmubia* sp., *Trocholina* sp.

Ces calcaires correspondent au Malm inférieur à supérieur (?).

La série carbonatée du sommet est fortement recristallisée par le passage de grandes failles verticales liées à l'évolution structurale récente du golfe de Corinthe ;

- une faille verticale ;
- (3) des calcaires gris-bleu en plaquettes, identiques à celles du (2). Par un jeu complexe de failles verticales, en bordure du golfe de Livadostra, il affleure, juste en bordure de mer, sur la route de Skinos à Alepochori, des calcaires néritiques gris-bleu, en plaquettes, contenant des *Lithiotis*, des débris de Bryozoaires, d'Echinodermes et des Foraminifères du Malm s.l. : *Kurmubia* sp., *Valvulina* sp., *Pseudocyclammia* sp. ;
- (4) des péridotites ;

- (5) des calcaires gris biomicritiques, à passées oomicritiques, à Bryozoaires, Ostracodes, Algues dasycladacées et à Foraminifères : Lagénidés, *Ophthalmidium* sp., Ataxophragmidés, *Kurrubia* sp., *Pfenderina* sp., du Malm s.l.

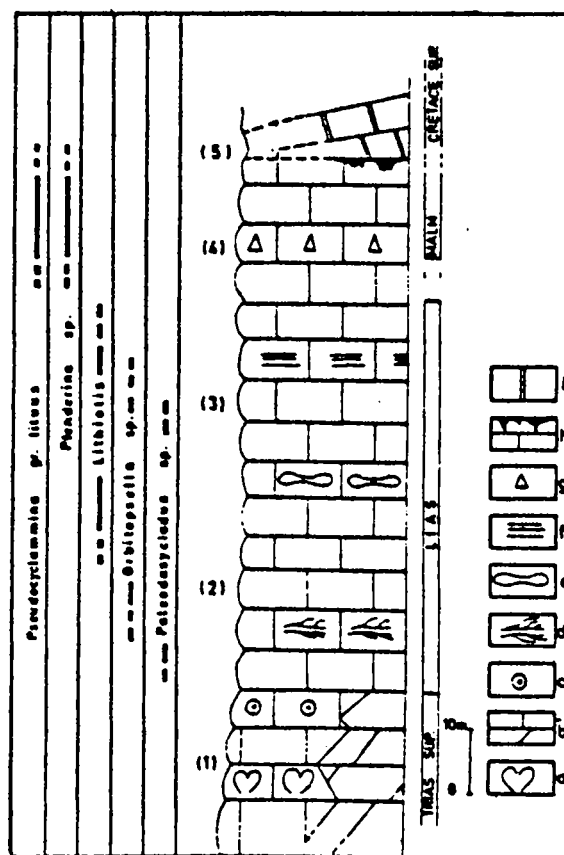
b. COLONNE STRATIGRAPHIQUE RESUMANT LA STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS JURASSIQUES DU SOMMET DU MONT GERANEE.

En dépit des difficultés dues aux failles verticales, on observe en quelques endroits (fig. 120) :

- (1) des calcaires blancs magnésiens, à Mégalodontidés et Involutinidés, très souvent recristallisés ;

Fig. 120.- Colonne stratigraphique du Jurassique du mont Gérané.

a. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - b. Calcaires néritiques à passées dolomitiques. - c. Calcaires à Involutinidés. - d. Calcaires néritiques à Algues. - e. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - f. Calcaires à Lithiotis. - g. Calcaires néritiques à *Trocholina* sp. - h. Poches karstiques remplies de grès ferrugineux et d'argiles rubéfiées. - i. Calcaires néritiques crétacés.



- (2) des calcaires gris-blanc néritiques. Ce sont des micrites fines, à niveaux intraspartiques et ooclastiques. Le faciès dominant est surtout la micrite. Rares sont les niveaux riches en fossiles significatifs, mais en revanche, nous observons un grand nombre de valves d'Ostracodes dans des microfaciès à "birdeyes". Les lames minces ont livré :
- des Algues : Dasycladacées, Codiacées, *Thaumatoporella parvovessiculifera* (Raineri) ;
  - et des Foraminifères : Ataxophragmidés, Lagénidés, *Frondiularia* sp., *Ophthalmidium* sp., *Orbitopsella* sp., *Haurania* sp.
- La présence de cette microfaune correspond au Lias moyen ;
- (3) des calcaires gris-bleu néritiques, fins, se débitant en plaquettes de l'ordre du décimètre. Ces calcaires constituent le sommet du mont Gérané. La faune est rare dans les micrites fines à passées pélitiques. Néanmoins, nous avons pu reconnaître des valves d'Ostracodes, des Lamellibranches, des Algues : Codiacées, *Thaumatoporella* sp., et des Foraminifères : Lagénidés, *Gloiospira* sp., *Valvulina* sp., *Pfenderina* sp., *Pseudocyclamina* gr. *lituus* (Yokoyama), datant le Malm s.l. ;

(4) dans la montée en direction du sommet principal, vers 1 100 m d'altitude, apparaissent des grès ferrugineux emballés dans des pélites rouges, reposant sur des calcaires blancs néritiques ravinés. Ce niveau, bien qu'il ne soit pas datés avec certitude, pourrait correspondre au Malm supérieur-Eocétacé,

(5) calcaires néritiques à débris de Rudistes.

c. CONCLUSION SOMMAIRE SUR LE JURASSIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE DANS LES MONTS GERANÉES.

Le développement du Jurassique dans les monts Gérénées se caractérise par :

- une identité de faciès du Trias supérieur au Lias ;
- des calcaires néritiques, peu profonds au Lias ;
- des faciès carbonatés de plate-forme, au Malm s.l. ;
- un passage au Crétacé supérieur souligné par un karst rempli de dépôts ferrugineux continentaux ;
- l'absence quasi certaine de niveaux de bauxite, au Dogger-Malm inférieur, dans ce secteur de la zone pélagonienne.

En outre, il est à remarquer que l'érosion continentale anté-Crétacé supérieur, qui s'est manifestée sur les secteurs les plus internes de la zone pélagonienne, n'a pas profondément amenuisé les formations jurassiques des monts Gérénées. On peut avancer que du point de vue paléogéographique, cette région faisait partie du domaine externe de la zone pélagonienne, c'est-à-dire qu'elle a été soumise à l'érosion plus tardivement que la partie orientale de la plate-forme pélagonienne. Cependant, elle n'a pas subi les conséquences sédimentologiques de la création de la zone béotienne au Dogger-Malm à l'instar des parties les plus externes de cette plate-forme qui enregistrent une érosion continentale marquée par l'apparition d'un niveau de bauxite (région d'Exarchos, Kallidromon).

4. REMARQUES A PROPOS DU MELANGE VOLCANO-SEDIMENTAIRE EU DU COMPLEXE " OPHIOLITIQUE.

4<sub>1</sub>. LE MELANGE VOLCANO-SEDIMENTAIRE.

La notion de mélange recouvre diverses significations dont nous ne débattons pas ici car d'une part nous n'en n'avons pas trouvé dans notre secteur et d'autre part, plusieurs auteurs ont essayé de donner diverses interprétations sur sa genèse et sa signification depuis Greenly (1919). Une bibliographie exhaustive à ce sujet peut être consultée dans les travaux de Gansser (1965), Bailey et Blake (1969), Dewey et Bird (1970), Aubouin *et al.* (1970), Ernst (1970), Moore (1970), Hsü (1971, 1974), Dickinson (1971), Beck (1972), Page (1972), Holmes *et al.* (1972), Dimitrijevic et Dimitrijevic (1973), Blake et Jones (1973), Seely *et al.* (1974), Terry (1975), Karig et Sharmann (1975), Celet *et al.* (1976), Dimitrijevic et Dimitrijevic (1976), Cadet (1976). Dans le mont Kallidromon (fig. 112), Leluc (1976), après Celet (1962), a donné la description suivante : sur des calcaires à silex datés du Jurassique supérieur repose une formation chaotique très hétérogène dans laquelle on distingue :

- une matrice phyllitique, pélitique et même quartzeuse ;
- des éléments parmi lesquels on peut reconnaître :
  - + des carbonates. Ce sont souvent des calcaires roses datés du Carnien-Norien par des Conodontes. Plus rarement, on traverse des calcaires blancs néritiques, azoïques ;
  - + des grès. La matrice est pélitique et les éléments qu'ils contiennent sont des hyaloclastites, des petits quartz anguleux, des feldspaths, des épidotes, des fragments de radiolarites et de serpentines et des micas (très souvent chloritisés). Ces grès peuvent se présenter en bancs plus ou moins continus se désagrégant en boules ;
  - + des radiolarites. Elles sont souvent très cataclasées et se présentent sous forme de blocs de taille diverse ;
  - + des roches volcaniques. Elles sont surtout représentées par des diabases, des dolérites et des spilites altérées ;
  - + des roches basiques, ultrabasiqes et gabbroïques. Elles apparaissent sous forme de xénolite de taille très variable ;
  - + des serpentines.

L'âge de ce mélange est assez difficile à apprécier puisqu'il n'y a pas de marqueurs susceptibles d'apporter quelques précisions dans ce domaine. Toutefois, l'on sait que son substratum est d'âge malm supérieur car il a été daté par des *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Au-dessus de cette formation, d'épaisseur variable, les unités ophiolitiques viennent en contact anormal recouvertes en transgression par les formations sédimentaires datées la plupart du temps du Cénomanién.

#### 4<sub>2</sub>. LES OPHIOLITES.

Dans le secteur étudié (fig. 121), nous ne trouvons que trois petits massifs où elles affleurent très peu et un massif homogène et les ophiolites des monts Gérénées où elles apparaissent sur plusieurs kilomètres.

##### a. HISTORIQUE SUCCINCT.

Elles furent tout d'abord désignées sous le nom de "roches ophiolitiques" par Steinmann (1905) puis ce même auteur les a ensuite qualifiées "d'association serpentinite-gabbros-spilites" (1927). Vuagnat (1963) a proposé la définition suivante :

- "les serpentines sont essentiellement des péridotites serpentinisées, ou plus exactement des ultramafites" ;
- "les diabases représentent la partie volcanique et filonienne".

Enfin récemment, suite à la confrontation des différents points de vue de tectoniciciens, pétrographes et géochimistes, il a été arrêté une nouvelle définition du terme ophiolites ("G. S. A. Penrose Conference") parue dans *Geotimes* (1972, Anonymes). Il s'agit alors d'un "assemblage particulier de roches mafiques à ultramafiques" dont la séquence type est la suivante, de haut en bas :

- un complexe ultramafique composé de harzburgites, lherzolites et dunités en proportions variables ;
- un complexe gabbroïque avec des textures de cumulats ;
- un complexe mafique de dykes ;
- un complexe mafique volcanique habituellement à pillow-lavas.

L'historique détaillé du terme ophiolite est très bien développé dans Juteau (1974), Montigny (1975) et Coleman (1977).

#### b. CONDITIONS DE GISEMENTS ET GENESE.

L'environnement sédimentaire pélagique a conduit Steinmann (1927) à considérer que les ophiolites représentaient des intrusions magmatiques apparues dans les stades précoces de l'évolution géosynclinale des chaînes de montagnes. La liaison entre genèse des ophiolites et géosynclinaux a été soulignée par de nombreux auteurs (Kossmat, 1924 ; Benson, 1926 ; Dubertiet, 1939, 1953 ; Brunn, 1940, 1950, 1956, 1959, 1961, 1966 ; Kober, 1952 ; Aubouin, 1959-1965 ; Routhier, 1963, 1964 b ; Parrot, 1967 ; etc...). Mais une nouvelle école de pensée est née suite aux travaux d'investigations menés dans les océans et certains auteurs furent frappés par l'analogie qu'il existait entre les assemblages pétrographiques des roches océaniques et ceux des ophiolites (Bowen et Tuhle, 1949 ; Hess, 1955 ; De Roever, 1957 ; Coleman, 1971 ; Vine et Moores, 1972 ; Moores, 1973 ; Coleman et Irvin, 1974 ; Parker et Oldenbourg, 1973 ; Le Pichon, 1976 ; Dewey, 1976 ; Jones et Blake, 1977 ; etc...).

#### c. LES OPHIOLITES EN GRECE ET LEUR ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE.

Les massifs ophiolitiques en Grèce sont nombreux et ils ont donné lieu à une littérature abondante dont nous ne rappellerons que les faits marquants intéressant les régions limitrophes à notre secteur.

Déjà Boblaye et Virlet (1833), lors de leur expédition en Morée, Neumann (1880) et Philipson (1890), ont remarqué la présence de roches vertes dans les montagnes de Grèce continentale (Kober, E. R. O.)<sup>(+)</sup>.

Dans la zone du Vardar, Kossmat (1924) attire l'attention sur l'âge jurassique supérieur de leur toit sédimentaire daté par des Ellipsactinies. Mercier (1961) a confirmé et affiné cette découverte et de plus il a daté le granite de Fanos intrusif dans les roches vertes de la limite Jurassique-Crétacé (Borsi *et al.*, 1966). Bebien (1977, 1978, 1979, 1980) a montré qu'il existait des relations organiques et structurales entre les ophiolites et les intrusions granitiques.

---

(+) Kober (1952) avait remarqué que les ophiolites affleuraient selon deux grandes directions générales :

- "Inner Rad-Ophit" (I. R. O.) : "l'axe ophiolitique interne", qui couvre une région comprise entre le Vardar et les massifs pélagoniens ;

- "Extern Rad-Ophit" (E. R. O.) : "l'axe ophiolitique externe", qui englobe les ophiolites chevauchant les massifs pélagoniens (Vourinos) et celles qui chevauchent les zones externes (Pinde septentrional - Othrys).

Dans la zone pélagonienne et sur ses confins, les massifs les plus célèbres ont été étudiés par de nombreux chercheurs dont il est difficile de mentionner les noms (*in* Brunn *et al.*, 1977).

A la suite de ses travaux dans le Pinde septentrional et dans le Vourinos, Brunn (1956) a proposé la première hypothèse cohérente s'appliquant aux ophiolites helléniques. Pour cet auteur, elles représentaient des émissions volcaniques sous-marines en bordure de plate-forme. Des études pétrographiques et minéralogiques très précises furent menées par Zimmerman (1968) et Moores (1969) dans le massif du Vourinos, précisant les résultats acquis auparavant par Brunn.

Dans le Pinde septentrional, la "nappe des roches vertes" (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959) a été étudiée du point de vue pétrographique, minéralogique et géochimique par Parrot (1967) et Terry (1972, 1974). Ce dernier auteur a élaboré un modèle pétrogénétique comparable à ceux qu'ont proposés d'autres auteurs à la même époque dans d'autres chaînes (Juteau, 1974).

Dans les massifs occidentaux d'Othrys, Marinos (1957, 1962, 1967) et Aubouin (1959) ont attiré l'attention des chercheurs sur la complexité structurale et pétrographique des ensembles ophiolitiques de Thessalie. Une deuxième génération de chercheurs (Hynes *et al.*, 1972 ; Menzies, 1973 ; Ferrière, 1974 ; Menzies et Allen, 1974 ; Hynes, 1974 ; Smith *et al.*, 1975 ; Ferrière et Vergely, 1976 ; Vergely, 1979 ; Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980 ; Marinos, 1980), à la lumière des théories actuelles sur la naissance des océans, ont dressé des modèles interprétatifs sur l'évolution pétrographique et structurale des unités ophiolitiques.

En Locride, les massifs ophiolitiques du Kallidromon, ceux de la région de Larymna et du pourtour des lacs thébains ont été étudiés à diverses reprises par Nöth (1931), Renz et Reiche (1948), Petraschek (1954), Celet (1962), Christodoulou (1969), Albandakis (1970) et Leluc (1976). Mais il faut remarquer que les conditions d'affleurements et l'exéguité des massifs n'ont pas permis des études pétrologiques et géochimiques précises.

Enfin en Eubée, Guernet (1965), Chenevart et Katsikatsos (1970), Guernet (1971) et Guernet et Parrot (1972) ont apporté des précisions intéressantes sur la structure et la pétrologie des ophiolites du secteur.

On peut retenir également qu'en Argolide, il existe quelques massifs ophiolitiques étudiés en tant qu'unités structurales (Dercourt, 1964 ; Süsskoch, 1967 ; Tataris, 1970 ; Jacobshagen, 1976 ; Kalkreuth *et al.*, 1977 ; Vrielynck, 1978).

#### d. LES MASSIFS OPHIOLITIQUES DU SECTEUR ETUDIÉ.

Dans les massifs ophiolitiques du secteur étudié (fig. 112), je n'ai pas procédé au lever précis de coupes servant à une analyse détaillée des différents composants pétrologiques et géochimiques. J'ai limité mon étude à la reconnaissance pétrographique de quelques échantillons différenciés sur le terrain.

##### di. Les ophiolites du mont Korombili.

En partant de la plage d'Aliki et en gravissant les pentes du mont Korombili, sous un tapis d'éboulis, on peut reconnaître :

- des dunites altérées, à olivine, présentant une extinction roulante et à rares spinelles ;

- des harzburgites serpentinisées. Elles constituent la presque totalité du massif. A l'Oeil nu, on y distingue des pyroxènes qui "résistent" à l'altération, formant des lits plus ou moins continus.

Au microscope, les porphyroblastes de pyroxènes (orthopyroxènes) montrent très souvent en coupe, des faces cristallines. Les clivages (010) sont fins, réguliers et très fréquemment déformés. La plupart du temps, les cristaux sont "effilochés" à l'une de leurs extrémités. D'une manière générale, ils présentent une extinction roulante. Ces porphyroblastes "baignent" dans une matrice cryptocristalline.

D'autres petits cristaux de pyroxènes existent également sur le pourtour des grands minéraux. Ils sont à extinction roulante mais dépourvus de clivages pour la plupart d'entre eux. L'olivine est de petite taille et se présente sous forme d'amas globuleux sans forme cristalline visible. Elle peut constituer également la matrice de la roche. Elle montre une extinction roulante. Ces plus gros cristaux d'olivine sont iddingsitisés à leur périphérie.

Les spinelles sont rares et se présentent surtout en cristaux étirés et de teinte brun-jaunâtre ;

- des lherzolites. Difficilement différenciables sur le terrain des harzburgites, elles contiennent une plus grande quantité de clinopyroxènes souvent altérés en actinote. Les orthopyroxènes sont rares et la plupart du temps transformés en talc ;

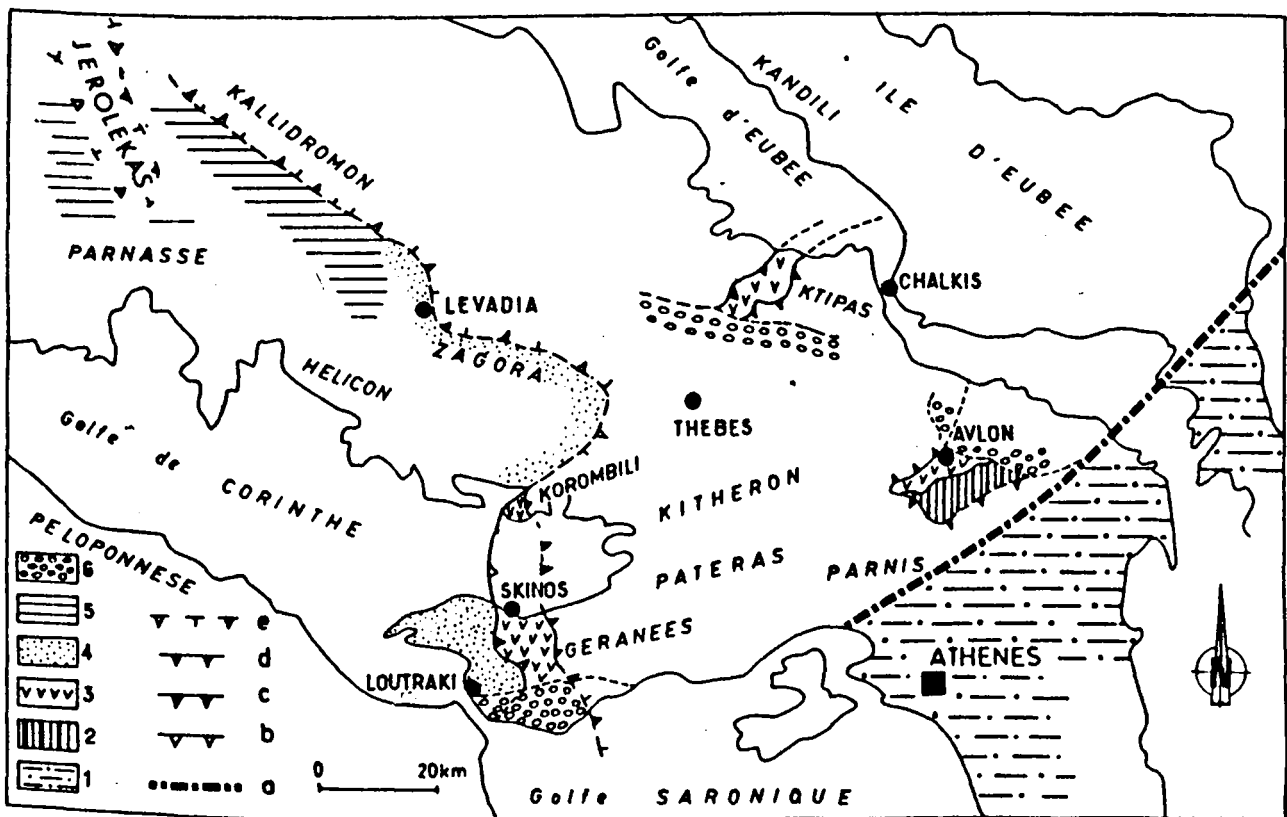


Fig. 121.- Répartition des massifs ophiolitiques de la zone pélagonienne.

1. Formations métamorphiques d'Attique et d'Eubée. - 2. Couverture transgressive crétacée des ophiolites. - 3. Massifs ophiolitiques. - 4. Zone béotienne. - 5. Bordure septentrionale de la zone du Parnasse. - 6. Formations récentes.

a. Limite du métamorphisme. - b. Chevauchement des ophiolites sur le Jurassique (phase d'obduction). - c. Chevauchement des ophiolites sur la zone béotienne. - d. Chevauchement des calcaires néritiques pélagoniens sur l'unité ophiolitique. - e. Front de la zone pélagonienne.



- des gabbros. Ils sont presque toujours serpentinisés. On y reconnaît toutefois au microscope :

- + quelques cristaux d'olivine rares, en petits globules très biréfringents, en cours d'altération ;
- + des plagioclases mâclés, selon les mâcles du péricline et de l'albite ; ils se présentent également en grandes lattes altérées ;
- + des clinopyroxènes augitifères altérés.

#### d2. Les ophiolites d'Ypaton.

Elles présentent peu de variétés pétrographiques originales.

En prenant le chemin qui conduit du village d'Ypaton au monastère de Sagmata, on rencontre les faciès suivants :

- des harzburgites serpentinisées, à orthopyroxènes et spinelles ;
- des lherzolites à orthopyroxènes altérés en picotite ;
- des gabbros à olivine iddingstittisés et à plagioclases, se présentant en grandes lattes altérées (albite et pericline).

Ce massif ophiolitique chevauche, dans sa partie méridionale, des calcaires à silex avec quelques bancs de radiolarites alors que dans sa partie septentrionale, il repose sur des formations détritiques broyées dans lesquelles on peut reconnaître des xénolites de :

- + dolérites à grains fins (feldspaths, pyroxènes, opaques, chlorite, calcite...)
- + hyaloclastites. Ils sont essentiellement formés de débris de roches volcaniques souvent altérées en chlorites, noyées dans une matrice pélitique ;
- + basaltes spilitisés et cataclasés.

#### d3. Les ophiolites de la région d'Avlon.

Elles affleurent au Sud Ouest de cette localité en massifs de serpentine recouverts soit par des formations, dans sa partie septentrionale, soit par la couverture transgressive crétacée, dans sa partie méridionale.

#### d4. Les ophiolites des monts Géranéés.

Dans les monts Géranéés et particulièrement sur le bord occidental de la chaîne, affleure un vaste massif ophiolitique. Là encore, il est très difficile d'en connaître le soubassement car elles viennent affleurer jusque la mer, dans la région de Skinos, à côté du golfe de Corinthe, alors qu'elles sont recouvertes par des formations néogènes du côté du golfe Saronique. Partout ailleurs, elles semblent en contact anormal avec les autres faciès. En partant de Skinos pour se rendre vers Tris Portes, on peut y reconnaître :

- des harzburgites. Elles forment presque tout le massif qui apparaît de couleur rouille sous l'effet de l'altération des hydroxydes de fer. Elles présentent en lames minces, une matrice cristallisée en microcristaux d'olivine et de pyroxène, dans laquelle flottent des phénoblastes d'orthopyroxènes (texture porphyroblastique). Les pyroxènes, de grande taille, à extinction roulante, sont souvent étirés dans des plans de linéation qui forment des microli-

tes, voire même des lits continus. Par endroits même, on peut observer que ces lits sont déformés en formant des microplis. Le reste des éléments est formé de pyroxènes de petite taille et de cristaux d'olivine, à extinction roulante également, souvent altérés en iddingsite et en cristaux opaques. Enfin, les spinelles (picotite ?) se présentent sous forme de cristaux déformés ou d'amas globuleux étirés ;

- des dunites. Riches en olivine, elles se distinguent sur le terrain par leur couleur verte quand elles ne sont pas serpentinisées. Au microscope, on y reconnaît des cristaux :

+ d'olivine rarement bien conservés présentant de nombreux amas ferrifères.

Elles sont à extinction roulante ;

+ de pyroxènes, petits et rares ;

+ de spinelles ;

- des lherzolites à plagioclases. Les pyroxènes déformés sont en lits, formant une foliation bien visible à l'œil nu. Au microscope, on peut reconnaître ;

+ des porphyroblastes de pyroxène qui sont souvent de grande taille et à extinction roulante. Les mâcles (010 les plus fréquents) favorisent le débit en lamelles des cristaux ;

+ des amas d'olivine altérés qui sont souvent étirés selon la foliation ;

+ des plagioclases, rares et souvent mal conservés ;

+ des spinelles en petits globules rouge-brun ;

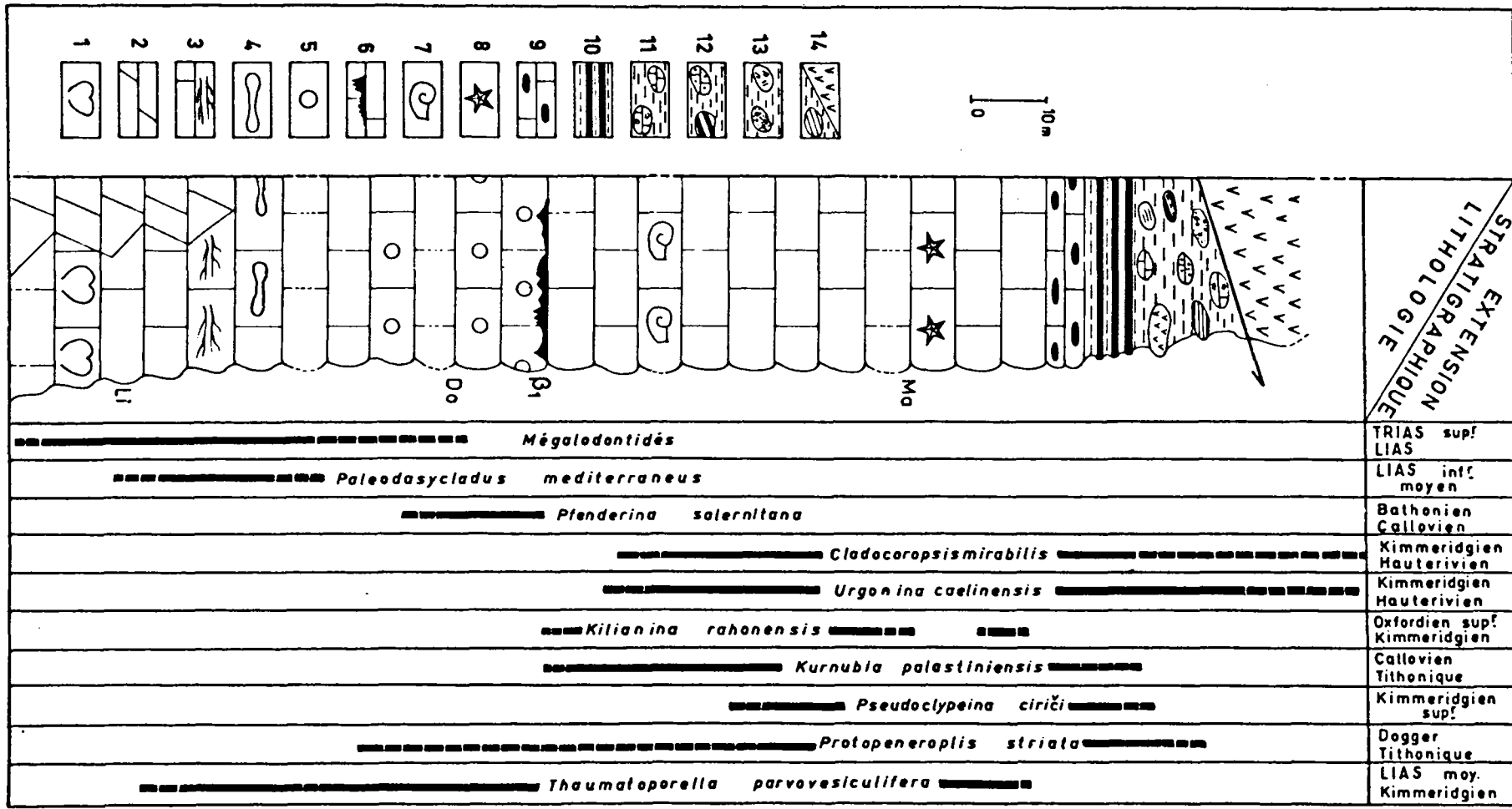
- des gabbros à structure pegmatoïde, à amphiboles et à pyroxènes. L'olivine y est très peu développée et souvent altérée. Les plagioclases, très déformés, sont mâclés selon des mâcles polysynthétiques. Ils sont fréquemment damouritisés et séricitisés.

En descendant vers Ayos Theodori, avant d'arriver dans les formations néogènes, à la confluence de deux vallées, affleurent quelques bancs d'amphibolites qui semblent "plonger" sous le massif de serpentines. Au microscope, la structure est nématoblastique. Les lits de grandes amphiboles (actinote) et de cristaux d'hornblende verte alternent avec des lits de quartz, plagioclases, chlorite et de rares sphènes.

## 5. CONCLUSION SUR LE JURASSIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Comme l'avaient fait remarquer Bassoulet et Guernet (1970) et Guernet (1971), nous constatons que les séries jurassiques les plus externes sont les plus épaisses et les plus complètes. Les profils examinés en Béotie, en Attique et dans les monts Gérénées nous apprennent que (fig. 122) :

- le passage du Trias supérieur au Lias est assuré par des calcaires dolomitiques ou des calcaires néritiques à Involutinidés et à Mégalodontidés ;



- le Lias inférieur et moyen possède un faciès uniforme néritique, à biopelmicrites, micrites, gravelles riches en Algues, Foraminifères et Lamellibranches ;

- le Dogger, qui existe surtout dans les régions les plus externes de la zone, enregistre une émergence accompagnée d'un niveau de bauxite, contemporain du dépôt de B<sub>1</sub> dans la zone du Parnasse ;

- le Malm-Tithonique affleure sous des épaisseurs relativement faibles dans le massif du Kallidromon (fig. 122) et en Locride, alors que dans les monts Gérénées il n'existe que quelques indices de la présence de Malm s.l. ;

- le passage au Crétacé est différent selon les régions :

+ occupé par des radiolarites, elles-mêmes surmontées d'un mélange "volcano-sédimentaire" sous-jacent aux ophiolites dans les parties externes de la zone ;

+ souligné par des poches karstiques de fer, comme en Locride ou dans les monts Gérénées ;

+ peu visible, sans trace d'érosion continentale, tel qu'on l'observe dans la région d'Aliartos en Béotie.

Du point de vue paléogéographique, la zone pélagonienne est soumise à une double influence à partir du Jurassique. On note en effet que depuis le Trias supérieur, une plate-forme uniforme s'étendait de la limite interne de la zone du Pinde à la bordure externe de l'océan téthysien.

Deux événements importants, qui se relaient dans le temps, modifient la plate-forme au cours du Jurassique :

- l'un qui s'échelonne du Lias supérieur au Malm inférieur. Cet intervalle de temps correspond à l'apparition à l'Ouest des zones externes de la Mésogée (sensu Biju-Duval et al., 1976) ;

- l'autre qui s'étage du Malm supérieur au Crétacé inférieur. Ce laps de temps coïncide avec l'obduction téthysienne sur la bordure orientale de l'Apulie.

Les conséquences structurales de ces deux événements se traduisent :

- premièrement, par l'individualisation du sillon béotien entre la zone du Parnasse et la zone pélagonienne. Cette apparition d'une nouvelle zone isopique est précédée d'une

Fig. 122.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone pélagonienne.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié, du massif du Kallidromon et de la région d'Exarchos.

1. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - 2. Calcaires dolomitiques. - 3. Calcaires néritiques à Algues. - 4. Calcaires néritiques à *Orbitopsella* sp. - 5. Calcaires à oolites, oncolites et à bioclastes. - 6. Premier niveau de bauxite B<sub>1</sub>. - 7. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis mirabilis*. - 8. Calcaires néritiques à *Pseudo-clypeina* sp. *jurassica*. - 9. Micrites fines à silex. - 10. Radiolarites et pélites schisteuses. - 11. Mélange "volcano-sédimentaire" à calcaires néritiques, micrites à filaments et à Conodontes. - 12. Mélange "volcano-sédimentaire" à grès et radiolarites. - 13. Mélange "volcano-sédimentaire" à pillows et laves variées. - 14. Amphibolites dans le "mélange" et ophiolites.

émersion marquée par la survenance d'un régime bauxitogène dans la partie externe de la zone pélagonienne ;

- deuxièmement, par la différenciation des régimes sédimentologiques entre la partie externe et la partie interne de la zone pélagonienne. L'évolution différentielle de la sédimentation se manifeste par la présence de calcaires à silex suivie de radiolarites, surmontée de formations "volcano-sédimentaires" dans la partie externe, alors que la partie interne se fracture et émerge au moment de l'obduction des ophiolites téthysiennes.

## F. CONCLUSIONS GENERALES SUR LE JURASSIQUE.

### 1. RESUME DES PRINCIPAUX FACIES.

A la fin de chaque paragraphe concernant les zones isopiques, parnassienne, béotienne et pélagonienne, nous avons déjà abordé les caractéristiques faciologiques des différentes séries stratigraphiques et les grands événements liés à l'évolution paléogéographique, en conséquence de quoi nous nous bornerons ici à résumer les faits essentiels (fig. 123).

Durant le Jurassique, au Sud du Sparchios, les principales zones isopiques de l'édifice interne se mettent en place, créant du même coup "les zones intermédiaires" (Fleury, 1980). Comme nous l'avons souligné à plusieurs reprises, le passage Trias-Lias s'effectue sans changement important de faciès. La sédimentation carbonatée de plate-forme, installée au Trias supérieur, se pérennise au Lias et dans le Dogger p.p.

Au Lias supérieur-Dogger-Malm inférieur, seule la zone béotienne affirme une tendance plus pélagique avec la création de faciès type "Ammonitico-rosso". En revanche, de part et d'autre de cette nouvelle zone en extension, après une émersion accompagnée d'une karstification, il règne un régime bauxitogène.

Au Malm, la zone béotienne est envahie par une sédimentation clastico-siliceuse, contrairement à ce que l'on observe dans la zone du Parnasse d'une part, qui connaît un régime de plate-forme, et dans la zone pélagonienne d'autre part, dont la partie externe est occupée par une sédimentation néritique et la partie interne est vraisemblablement émergée. L'ambiance sédimentaire de la plate-forme du Parnasse et de la plate-forme pélagonienne externe est tout à fait comparable mais il faut noter toutefois que la subsidence de la plate-forme est plus forte, ce qui induit une plus grande épaisseur de sédiments.

Au Malm supérieur, alors qu'il y a émersion dans la zone du Parnasse, il se dépose un "mélange volcano-détritique" sur des radiolarites peu épaisses dans la zone pélagonienne externe.

A la fin du Jurassique, trois zones isopiques sont bien distinctes et elles se caractérisent par :

- une émersion de la zone du Parnasse ;
- une sédimentation détritique et radiolaritique dans la zone béotienne ;
- un dépôt particulier : le "mélange volcano-sédimentaire" précédant l'obduction téthysienne dans la zone pélagonienne.

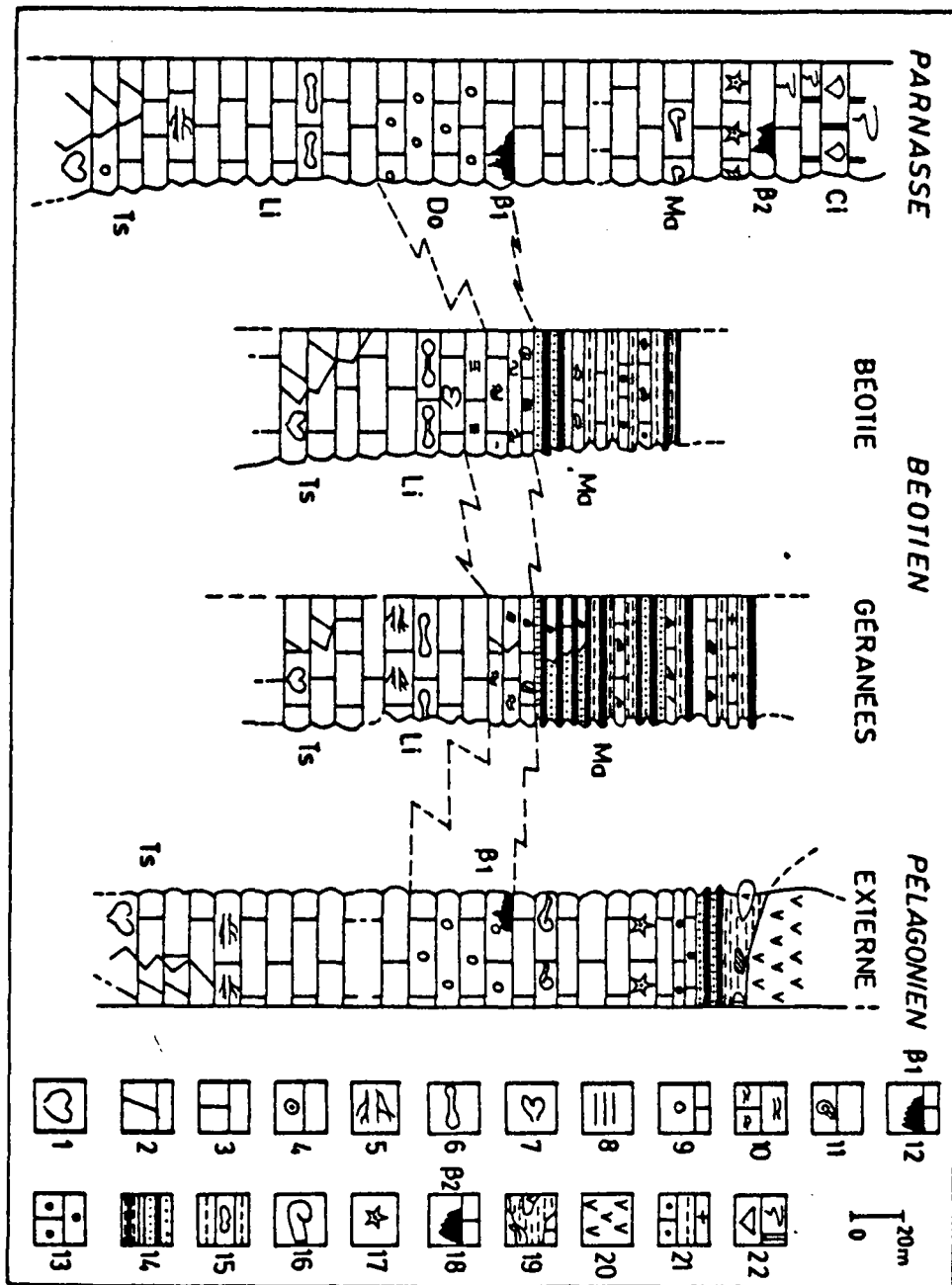


Fig. 123.- Colonnes stratigraphiques simplifiées du Jurassique.

1. Calcaires à Mégalodontidés. - 2. Calcaires dolomitiques. - 3. Calcaires néritiques triasico-jurassiques. - 4. Calcaire à *Involutina liassica*. - 5. Calcaires néritiques à Algues. - 6. Calcaires à *Orbitopsella* sp. - 7. Calcaires néritiques à *Protodicerus* sp. - 8. Calcaires à Lithiotis. - 9. Calcaires à oolites, oncolites et à bioclastes. - 10. Micrites rouges à filaments. - 11. Calcaires à Céphalopodes. - 12. Premier niveau de bauxite (B<sub>1</sub>). - 13. Calcaires fins à silex. - 14. Radiolarites et pélites schisteuses. - 15. Microbrèches dans des pélites. - 16. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis mirabilis*. - 17. Calcaires néritiques à *Clypeina jurassica*. - 18. Deuxième niveau de bauxite (B<sub>2</sub>). - 19. Mélange "volcano-sédimentaire" renfermant des serpentines, des laves et des calcaires dans une matrice terrigène. - 20. Ophiolites. - 21. Pélites schisteuses contenant des bancs de micrite à Calpionelles et des grès mal consolidés. - 22. Calcaires pararéclifaux à Ellipsactinies.

## 2. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Deux bouleversements importants vont modifier particulièrement la paléogéographie des zones internes helléniques à l'Est de la zone du Parnasse :

- la création du sillon béotien ;
- la surrection des "Paléohellénides" dans la zone pélagonienne.

### a. LA CREATION DU SILLON BEOTIEN.

La grande plate-forme parnasso-béotico-pélagonienne subit sa première structuration alpine importante au cours du Lias supérieur (?) - Dogger, après sa mise en place au Carnien-Norien. L'amorce du bassin béotien est précédée d'une période d'intumescence thermique (Le Pichon et Francheteaux, 1974) responsable d'une émergence au droit de la future zone béotienne (fig. 124). De part et d'autre de ce domaine soumis à l'érosion, les plates-formes parnassienne à l'Ouest et pélagonienne à l'Est sont soumises à une intense karstification. Sans exclure une origine "plus interne" des silicates d'alumine nés de la destruction de la marge téthysienne de la zone pélagonienne, nous retenons en plus que le "pré-rifting" béotien a pu générer une partie de cette alumine par altération d'une grande masse de carbonates soumis à un climat hydrolysant. Il convient de noter que l'analyse des oligo-éléments du premier horizon de bauxites ( $B_1$ ) et sa comparaison avec  $B_2$  ou  $B_3$  étayent plus ou moins complètement cette hypothèse (tabl. X, tiré de Maksimovic et Papastamatiou, 1973). Les échantillons ont été récoltés dans la zone du Parnasse et sur la bordure occidentale de la zone pélagonienne.

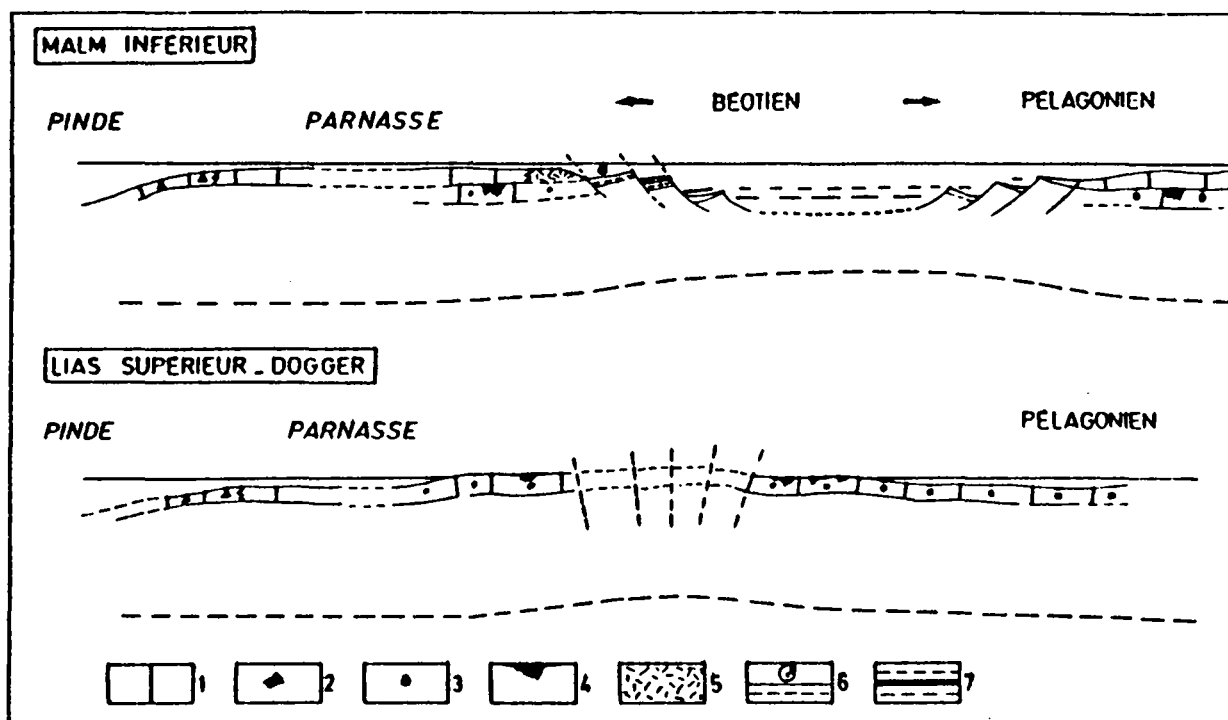


Fig. 124.- Esquisse paléogéographique de la plate-forme parnasso-béotico-pélagonienne au Lias supérieur-Dogger-Malm inférieur.

1. Calcaires néritiques. - 2. Microbrèches. - 3. Calcaires oolitiques. - 4. Premier niveau de bauxite ( $B_1$ ). - 5. Formations récifales. - 6. Micrites à *Protoglobigerina* sp. et Céphalopodes. - 7. Radiolariés et pélites.

Ca	Cr	V	Mo	Ni	Co	Mn	Cu	Sc	Zn	Y	La	Sr	Pb	Ba
40	323	230	4	210	10	248	56	20	276	47	120	18	101	35

Tabl. X.- Répartition des oligo-éléments dans le premier niveau de bauxite (B<sub>1</sub>) (les valeurs sont exprimées en p.p.m.).

Si l'on compare les valeurs ci-dessus à celles qui ont été obtenues par les mêmes auteurs sur l'horizon B<sub>3</sub> (tabl. XII ; cf. *infra* : Conclusions sur le Crétacé) à propos duquel les spécialistes s'accordent à penser qu'il puise une grande partie de ses oligo-éléments de l'altération continentale des ophiolites installées tectoniquement sur le bâti pélagonien, on s'aperçoit que la quantité de Ni, Cr, Co est deux à trois fois plus grande dans B<sub>3</sub> que dans B<sub>1</sub>. Il conviendrait de procéder à l'analyse des carbonates sous-jacents et proches du premier niveau (B<sub>1</sub>) pour éclairer cette hypothèse. Quoi qu'il en soit, nous pensons que la présence de ce premier horizon de bauxite est étroitement liée à la naissance du sillon béotien sur le rebord interne de la zone du Parnasse.

Enfin, du point de vue paléogéographique dans les Hellénides, au Nord du Sperchios, il n'a pas été démontré avec certitude que le flysch béotien éocétacé possédait une semelle néritique éocétacée. Les seuls indices d'un soubassement comparable à celui que nous trouvons dans notre secteur affleurent en Yougoslavie, sous le flysch bosniaque (Blanchet, 1973 ; Charvet, 1978).

*Remarque* : il se pose le problème de l'appartenance des séries du Koziakas considérées par Aubouin (1959) comme ultrapindiques. L'appartenance de ces séries à une zone particulière reste encore assez controversée ; selon certains auteurs (Jaeger, 1980 ; Ferrière, 1982), elles représenteraient la semelle néritique du flysch béotien, mais les descriptions fournies par ces deux auteurs ne ressemblent pas à celles de notre secteur d'étude. Il semblerait qu'elles appartiennent à une bordure de plate-forme "passant" à un sillon, sans que l'on puisse préciser qu'il s'agisse du passage Pélagonien-Pinde ou Pélagonien-Béotien ou Parnasse-Pinde ou Parnasse-Béotien. S'agissant de Parnasse-Pinde, nous connaissons le Vardoussia (Ardaens, 1978) qui apparaît également différent du Koziakas.

#### b. LA SURRECTION DES PALEOHELLENIDES.

Cette surrection, qui a précédé l'obduction des ophiolites téthysiennes sur le "mélange volcano-sédimentaire", est surtout marquée dans notre secteur d'étude par la discordance du Crétacé (inférieur et supérieur) sur la zone pélagonienne. Nous n'avons pas observé de phases de métamorphisme ni de microstructures associées ni même de phases tangentielles intrapélagoniennes, comme l'ont démontrés Mercier et Vergely (1972), en Macédoine, Katsikatsos *et al.* (1976), en Eubée, Mercier et Vergely (1977), en Macédoine et en Eubée, Bavay *et al.* (1980 a et b), en Eubée, Ferrière (1982), dans le Pelion.





## QUATRIEME CHAPITRE

### LE CRETACE

Bien représentée dans les parties les plus externes du secteur étudié, elle est la mieux connue des périodes mésozoïques affleurant dans la partie des zones internes qui nous intéresse. Précocement identifié, le Crétacé va donner l'occasion aux paléontologistes d'abord, puis aux micropaléontologistes, d'étudier de belles séries fossilifères.

#### A. BREF APERCU HISTORIQUE SUR LES FORMATIONS CRETACEES DES ZONES INTERNES HELLENIQUES ET DE LA ZONE DU PARNASSE.

Parce qu'ils présentent des faciès tout à fait remarquables du point de vue paléontologique, ce sont les calcaires à Rudistes qui ont été les premiers signalés par Sauvage (1848) dans la région de Delphes, et au mont Liakoura, dans la zone du Parnasse et près de la localité de Levadia en Béotie. Ces derniers avaient été confondus, par Boblaye et Virlet (1833), avec des Ammonites. Après plusieurs découvertes, Neumayr (1880) propose un tableau récapitulatif des formations crétacées couvrant un secteur s'étendant de l'Attique à l'Akarnanie, dans les zones externes. Les grandes articulations de ce tableau ont été reprises par Philippson (1890 b, 1894, 1895, 1896 et 1897). De plus, c'est à cet auteur que l'on doit la première identification (1896) du flysch tertiaire sous le terme de "macignos". Deprat (1903) en Eubée, Cayeux (1904) en Argolide, ont donné des descriptions détaillées de faunes de Rudistes, de Brachiopodes et de Foraminifères datant le Néocomien et le Crétacé supérieur. Puis ce fut Ranz seul (1928 c, 1929 et 1955), ensuite avec Raichel (1945) et enfin avec Mitzopoulos (1948) que les principales biozones du Crétacé hellénique ont été proposées.

Enfin, dans la zone du Parnasse, avec la découverte de microfaciès à Rosalines du Crétacé supérieur (de Lapparent, 1934 a), nous assistons à la naissance de l'utilisation de l'outil micropaléontologique qui sert dans cette zone à identifier les différentes biozones crétacées (Celet, 1957, 1958 et 1962 ; Papastamatiou, 1960 ; Christodoulou, 1969 ; Celet et Clément, 1969 ; Clément, 1970, 1976 et 1977).

Dans la zone pélagonienne, Nöth (1931) et Renz et Reichel (1948) en Locride, montrent l'existence de la transgression crétacée datée par des Rudistes sur la cuirasse latéritique couronnant les ophiolites. Cette transgression, très spectaculaire sur les ophiolites, est appelée "transgression Gosau" par Kossmat (1924) et par Renz (1940 et 1955). Etant donné son caractère très évident du point de vue structural et sa grande richesse faunistique, elle sera étudiée en grand détail. A Dremisa (massif de l'Iti) par Renz (1930-1931 et 1955), Hackmesser (1936-1937) et Celet (1962) qui lui attribuent un âge cénomanien, Wigniolle (1977), aidé par des découvertes de microfaunes, propose l'Albo-Aptien pour les niveaux les plus inférieurs de cette série. Dans la partie la plus interne de la zone pélagonienne, à Eleusis (Attique), Renz et Mitzopoulos (1948) montrent qu'elle est d'âge cénomanien. Brunn (1959), Braud (1965) et Mercier (1968) ont donné des profils qui indiquent que sa base s'étage de l'Albo-Aptien au Cénomanien.

Dans la région de Kalabaka-Trikkala (Thessalie), Kallergis et Albandakis (1970) la datent du Tithonique. Dans le Vourinos, Pichon et Lys (1976) puis Mavridis *et al.* (1977) montrent que les niveaux à la base de la transgression sont à rapporter au Jurassique supérieur (?) - Crétacé inférieur. En Eubée, Chenevart et Katsikatsos (1970) et Guernet (1971) signalent que cette transgression, d'âge cénomanien, s'effectue sur le chapeau de fer des ophiolites sur des bauxites ou sur des calcaires jurassiques surmontés par des niveaux ferrugineux. En Locride, après Nöth (1931) et Renz et Reichel (1948), Bignot et Guernet (1968) ont révisé, apportant de nombreuses précisions intéressantes, l'âge de la transgression qu'ils attribuent au Sénonien inférieur. Cet âge a été retrouvé par Degardin (1971) au Nord du lac Copais. Nous avons montré (Clément et Ferrière, 1973) que cette transgression pouvait être datée de l'Albo-Aptien, dans la partie externe de la zone pélagonienne, et du Sénonien dans la partie interne.

En Attique-Béotie, Aronis (1954), Renz (1955), Tataris (1967), Paraskevaïdis *et al.* (1968), Paraskevaïdis et Chorianopolou (1977), Papastamatiou (1969), Christodoulou et Tsalia-Monopoly (1975) et Clément et Katsikatsos (1981), en de nombreux endroits, ont apporté des précisions stratigraphiques, soit sur l'âge de la transgression qui s'étage du Cénomanien moyen au Turonien inférieur, soit sur les différents horizons du Crétacé supérieur et le passage au flysch tertiaire.

En Argolide, Dercourt (1959, 1960), Süsskoch (1967) et Charvet (*in* Aubouin *et al.*, 1970) ont daté cette transgression sur les roches vertes du Cénomanien, puis Decrouez (1976), étudiant les microfaciès, a précisé le Vracono-Cénomanien.

Après la découverte de Blanchet (1966), en Yougoslavie, d'une unité de flysch tithonique-éocrétacé puis de la création de la zone bosniaque (Blanchet, 1970 ; Aubouin *et al.*, 1970) à la limite des zones internes et des zones externes, nous avons découvert (Clément, 1971 ; Celet, 1971 ; Terry et Mercier, 1971) une unité d'âge tithonique-éocrétacé, puis en rassemblant tous les jalons de cet âge connus en Grèce, nous avons créé la zone béotienne (Celet *et al.*, 1976). Des formations, d'âge crétacé inférieur, caractéristiques de cette zone, ont été découvertes en Argolide par Bachmann et Risch (1976), puis en Thessalie (Jaeger et Chotin, 1978 a et b, 1979 ; Jaeger, 1979 ; Courtin, 1977 et 1979).

Dans ce bref aperçu historique, nous nous devons d'évoquer les séries anté-éogènes du site d'Athènes, car le plus grand nombre des découvertes faunistiques indique un âge crétacé. Lepsius (1893), dans une publication sur l'Attique, distingue trois grandes unités qui se composent de bas en haut :

- C 1 : calcaires des contreforts de l'Hymette (calcaires, schistes et marnes du Jurassique-Crétacé inférieur) = 100 m ;
- C 2 : schistes d'Athènes (calcaires et marnes du Crétacé inférieur) = 200 m environ ;
- C 3 : calcaires du Lycabette (calcaires massifs du Crétacé supérieur) = 250 m environ.

D'après de nombreux auteurs (Neumayr, 1875 ; Bittner, 1878 ; Negris, 1912-1915 ; Ktenas, 1907 ; Kober, 1929-1951 ; Renz, 1947 et 1950 ; Renz et Mistardis, 1939 ; Niedermeyer et Sindowsky, 1949 et 1951 ; Marinos, 1955 ; Marinos et Petraschek, 1953 et 1956 ; Tataris, 1967 ; Marinos et al., 1971 ; Petraschek, 1977), la plupart des formations détritiques légèrement métamorphisées, les calcaires massifs rouges de l'Acropole et certains calcaires blancs transformés en marbre, sont d'âge crétacé supérieur. Pour les formations détritiques métamorphisées non datées, elles sont attribuées soit au Paléozoïque, soit au Tertiaire (Renz, 1906-1909 ; Blumenthal, 1931 ; Kober, 1929). Dans la péninsule du Laurium, sur des schistes supportant des minéralisations, Leleu et Neumann (1969) ont découvert des formations détritiques à lentilles calcaires, datées du Crétacé supérieur. En Eubée, au sein de formations carbonatées et détritiques, Katsikatsos (1971-1976) a découvert des calcaires peu ou pas métamorphisés à *Acteonella* sp., du Crétacé supérieur.

## B. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DU CRETACE

CRETACE SUPERIEUR	Sénonien	sup.	- 55	Maestrichtien		
				Campanien		
				Santonien		
		inf.		Coniacien		
				- 88	Turonien	
CRETACE INFERIEUR			- 95	Cénomannien		
				Albien	supérieur moyen inférieur	
				Aptien	supérieur inférieur	
				- 112	Barrémien	
	Néocomien			- 114	Hauterivien	
					Valanginien	
				130 <sup>53</sup>	Berriasien	

Tabl. XI. - Subdivisions du Crétacé.  
L'échelle géochronologique est tirée d'Odin et Gale (1982).

### C. LE CRÉTACE DE LA ZONE DU PARNASSE.

Après Sauvage (1846), Bittner (1880), Neumayr (1889), Philippson (1890, 1896), c'est à Renz (1919, 1937, 1955), à Nöth (1931), à Papastamatiou (1960) et enfin à Calet (1957, 1958, 1962) que l'on doit l'établissement des séries stratigraphiques, à peu près complètes, du Crétacé de la zone du Parnasse. L'exploitation active de l'horizon bauxitifère crétacé a permis d'affiner les datations des différents niveaux stratigraphiques grâce à Aronis (1955), Papastamatiou (1960, 1965, 1966), Calet (1962), Mack (1964), Bardossy et Mack (1967), Mia (1971), Maksimovic et Papastamatiou (1973), Combes (1977, 1981).

Du point de vue structural, les différents niveaux fossilifères du Crétacé supérieur ont permis également à Calet (1958, 1960, 1977), à Papastamatiou (1960), à Papastamatiou et al. (1971) et à Schwan (1978) de proposer des contours précis pour l'édifice parnassien. Dans la chaîne de l'Helicon, qui constitue la partie orientale de la zone du Parnasse, nous avons pu apporter quelques précisions stratigraphiques et structurales (Calet et Clément, 1969).

#### a. COUPE DU MONT XEROVOUNI.

Le mont Xerovouni, qui appartient à la partie septentrionale du massif de l'Helicon (fig. 125), s'élève au Sud de la localité de Levadia. Il forme un anticlinal lourd dont le flanc Nord plonge à 45° environ vers la dépression de Kato-Sourpi remplie de flysch tertiaire parnassien. En partant du coeur de l'anticlinal et en se dirigeant vers le Nord, on rencontre :

- (1) des micrites gris-bleu en dalles régulières, avec quelques niveaux à Polypiers, Bryozoaires, Nérinées, Rudistes, Algues : Codiacées, Charophytes (dans la partie sommitale), *Salpingoporella* sp., *S. dinarica* Radoicic, et Foraminifères : Texturalidés, Trochamminidés, petits Miliolidés, *Nesasata* sp. (formes naines), "*Cuneolina*" sp., *Disorbis* sp., *Trocholina* gr. *lenticularis* Henson, du Crétacé inférieur ;

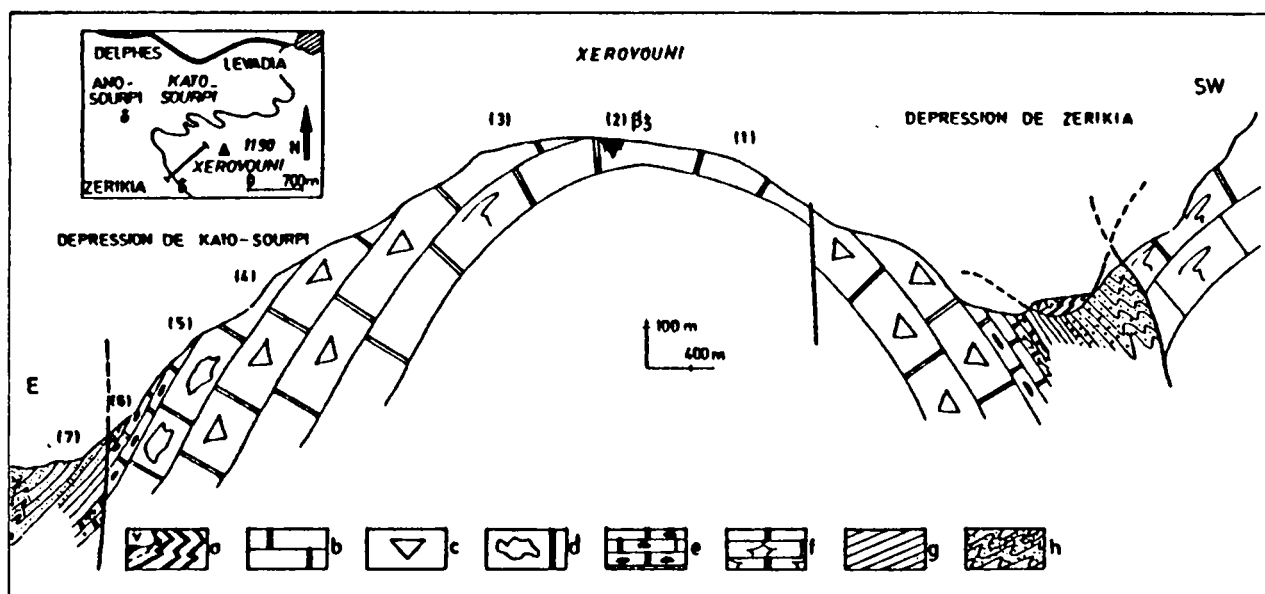


Fig. 125.- Coupe du mont Xerovouni.

a. Radiolarites et serpentines altérées formant une klippe tectonique d'origine béotienne. - b. Calcaires néritiques paracétacés. - c. Calcaires néritiques à Rudistes. - d. Calcaires à débris de Rudistes. - e. Micrites fines à silex. - f. Micrites à Globotruncanidés. - g. Calcschistes rouges paléocènes. - h. Flysch gréseux paléocène.

- (2) un niveau de bauxite ( $\beta_3$ ). Cette bauxite repose dans un karst tapissé de silts rouges, carbonatés, en alternance avec de l'argile rubéfiée. Le mur de la bauxite est formé de calcaire micritique rougeâtre, localement bréchi-fié et fissuré ;
- (3) 100 à 150 m de calcaires néritiques gris-blanc, à Rudistes. Les premiers mètres du toit de la bauxite sont composés de calcaires micritiques noirs, à Foraminifères : Miliolidés, Textularidés, *Trochammina* sp., *Discorbis* sp., *Nummofallotia* sp., *Scandonea sammica* de Castro, du Turonien-Sénonien. La plus grande partie de cette série est occupée par des calcaires néritiques gris-blanc, à Rudistes, dont : *Hippurites* sp. (de très grande taille), *H.* cf. *gaudryi* Munier-Chalmas, *Radiolites* sp., *Medeella* sp., *Sauvagesia* sp. Cette association est caractéristique du Santonien-Campanien p.p. Dans la région d'Ano-Sourpi, la taille des Rudistes est spectaculaire. Ils sont désignés sous le vocable de "cornes de boeufs" par les habitants de la région ;
- (4) 25 à 30 m de calcaires micritiques gris-blanc, dans lesquels on trouve de nombreux débris de Rudistes, des Foraminifères et des Algues ;
- (5) 4 à 5 m de calcaires gris micritiques, à silex. Quand les silex s'appauvrissent vers le sommet de la formation, les calcaires deviennent roses et l'on y trouve des Globotruncanidés : *Globotruncana lapparenti-lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti bullotides* Vogler, *G. limetiana* (d'Orbigny). Ces espèces indiquent le Coniacien-Santonien ;
- (6) 5 à 10 m de micrites rouges en plaquettes, avec de très rares petits silex de couleur brune. Elles contiennent des Globotruncanidés : *Globotruncana arca* (Cushman), *G. ventricosa* White, *G. fornicata* Plummer, datant le Campano-Maestrichtien inférieur ;
- (7) 30 à 40 m de calcschistes à débit schisteux, datés du Danio-Paléocène.

#### b. COUPE DU MONT KIVARI (OU TSIVARI).

Le mont Kivari se dresse à 1 560 m d'altitude au Sud Ouest de la chaîne de l'Helicon, en bordure du golfe de Corinthe. Il forme un anticlinal faillé sur son flanc septentrional (fig. 126) qui montre :

- (1) des calcaires fins gris-bleu, en plaquettes, à Polyptères, Nérinées, Bryozoaires, Algues : Codiacées, Charophytes (vers le sommet), *Macroporella* sp., et à Foraminifères : *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclamina* cf. *litius* (Yokoyama) Cette association indique le Crétacé inférieur ;  
- un niveau de bauxite ( $\beta_3$ ), non exploité ;
- (2) 20 à 25 m de calcaires biomicritiques noirs, à Rudistes, Ostracodes, débris de Rudistes, Algues : *Thaumatoporella* sp., et Foraminifères : Miliolidés, Trochaminidés, Orbitolinidés, *Aeolissacus* sp. et "*Nummofallotia*" *apula* Luperto-Sinni, du Sénonien ;
- (3) 150 à 200 m de biointrasparites, à bioclastes et oncolites, et à nombreux Rudistes : *Medeella* sp., *Radiolites* sp., *Hippurites* sp., *Vaccinites* (cf. *gaudryi*) Munier-Chalmas, du Sénonien. Dans la partie supérieure de la formation, on rencontre des Algues et des Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Keramosphaera tergestina* (Stache), datant le Campanien inférieur. Sous les calcaires à *Globotruncana* sp., il existe des calcaires biodétritiques à débris de Rudistes ;
- (4) 10 à 15 m de micrites fines, à silex vers la base et à : *Globotruncana arca* (Cushman), *G. stuartiformis* Dalbiez, *G. elevata* s.l. (Brotzen). Ces espèces nous indiquent le Campano-Maestrichtien ;
- (5) 15 à 20 m de calcschistes rouges à Globigérinidés, du Paléocène. Il est à remarquer que la couverture flyschoides tertiaire du mont Kivari frange régulièrement la partie septentrionale du golfe de Corinthe. En effet, il existe de nombreux contacts anormaux faisant chevaucher, du Nord vers le

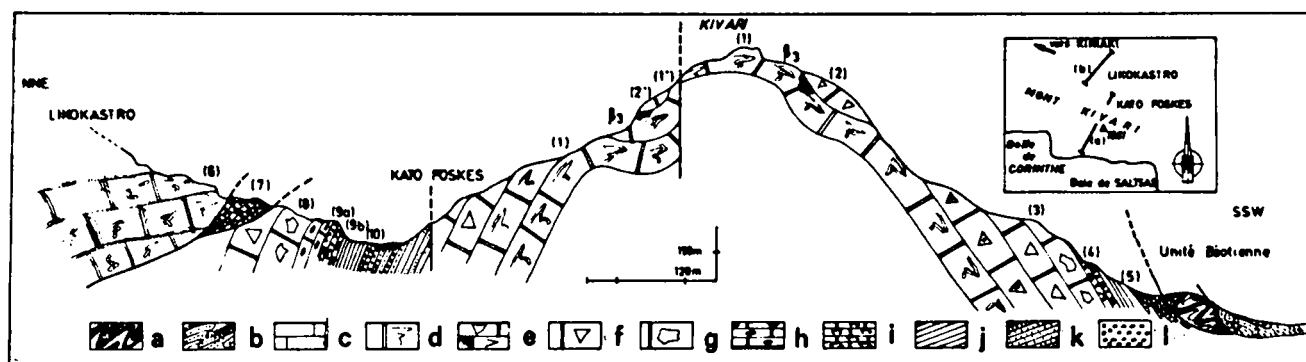


Fig. 126.- Coupe du mont Kivari (ou Tsivari).

a. Radiolarites et serpentines altérées formant une klippe tectonique d'origine béotienne. - b. Formations flyschoides éocènes contenant des olistolites de serpentines. - c. Calcaires pararéclifaux. - d. Troisième horizon de bauxite (B<sub>3</sub>) recouvert par des biomictites à Orbitolinidés. - e. Biointrasparites à Rudistes. - f. Calcaires à débris de Rudistes. - g. Micrites fines à silice. - h. Micrites en plaquettes à Globotruncanidés. - i. Calcschistes rouges. - j. Flysch gréseux. - k. Formations récentes.

Sud, les calcaires néritiques et micritiques du Crétacé supérieur, sur les synclinaux de flysch tertiaire. En bordure de la baie de Saltsas, le flysch est en contact avec les unités tectoniques béotiennes.

En reprenant ce profil du Nord vers le Sud, en partant de l'extrémité méridionale du mont Likokastro, on coupe successivement :

- (6) des calcaires micritiques gris-noir, à Rudistes, Algues, Miliolidés, Orbitolinidés, *Aeolisaccus* sp. et *Mumofallotia* sp., appartenant vraisemblablement à la partie inférieure du Crétacé supérieur ;
- un contact chevauchant ;
- (7) une écaille tectonique formée de calcaires micritiques crèmes, à fines plaquettes, recélant une microfaune abondante du Campano-Maestrichtien inférieur : *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. ventricosa* White, *G. fornicata* Plummer, *G. arca* (Cushman), *G. stuartiformis* (Dalbiez) ;
- (8) des calcaires néritiques gris-blanc, écrasés, à débris de Rudistes ;
- (9a) 15 à 20 m de micrites grises bien litées, à silice ;
- (9b) 20 à 30 m de micrites fines sans silice, en plaquettes, contenant une microfaune remarquable de *Globotruncana arca* (Cushman), *G. fornicata* Plummer, *G. stuartiformis* (Dalbiez), du Campano-Maestrichtien inférieur ;
- (10) des calcschistes rouges et du flysch gréseux paléocènes, redressés à la verticale ;

Dans la montée septentrionale du mont Kavari, nous retrouvons les mêmes séries que celles que nous avons décrites sur le flanc méridional (1') correspondant au Crétacé inférieur, et (2') au Sénonien s.l. Un karst assez développé, tapissé de silts rouges, est envahi par une bauxite pisolitique sur quelques centimètres. Le mur de cette bauxite est formé de micrites noires, à Miliolidés, et de brèches bariolées formées par la dissolution des calcaires au moment de la création du relief karstique.

c. COUPE DU MONT LIKOKASTRO.

Dans le prolongement Nord de la coupe précédente, se dresse le mont Likokastro (fig. 127) qui forme également un anticlinal faillé dont le flanc méridional a presque complètement disparu. Il chevauche le bord Nord du synclinal tertiaire de Kato-Foskēs. Un profil partant du Kato-Foskēs à travers le mont Likokastro montre au-dessus du chevauchement :

- (1) des calcaires néritiques gris-bleu, fins, à Polypiers, Nérinées, débris de Rudistes et de Bryozoaires, à Algues : Codiacées, *Bacinella irregularis* Radoicic, Charophytes, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, et à Foraminifères : *Rotalipora* sp., *Discorbis* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Trocholina* gr. *lenticularis* Henson. Cette association suggère un âge crétacé inférieur (albo-cénomannien) ;

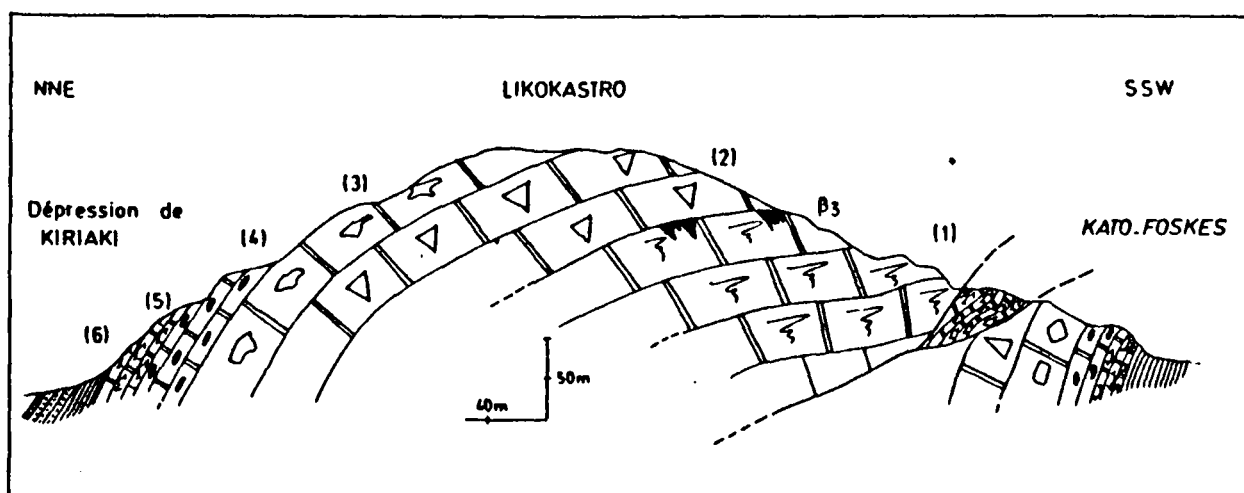


Fig. 127.- Coupe du mont Likokastro.

Légende dans le texte. La localisation du profil et sa partie méridionale (cf. supra : fig. 125).

- un niveau de bauxite ( $\beta_3$ ) exploité dans un karst assez profond ;
- (2) 80 à 100 m de calcaires gris-blanc biointrasparitiques, à Miliolidés et à Rudistes : *Medeella* sp., *Hippurites* sp., *Vaccinites gaudryi* Munier-Chalmas, datant le Sénonien ;
- (3) 20 à 30 m de calcaires néritiques à débris de Rudistes ;
- (4) 15 à 20 m de calcaires micritiques fins, à silex et à *Pithonella ovalis* (Kauf.) ;
- (5) 20 à 30 m de micrites roses, formant des plaquettes, dans lesquelles on observe une microfaune abondante du Campano-Maestrichtien inférieur : *Globotruncana arca* (Cushman), *G. ventricosa* White, *G. gr. stuarti* (de Lapparent) ;
- (6) des calcschistes marno-calcaires rouge-violacé, à Globigérinidés, du Danopalaéogène.

d. COUPE DU FLANC OCCIDENTAL DU MONT PALEOVOUNO.

En montant de la dépression d'Analipsis vers le sommet du mont Paleovouno, on trouve (fig. 128) :

- (1) des formations flyschoides tertiaires ;
- (2) 15 à 20 m de calcaires micritiques roses, en plaquettes, à *Globotruncana fornicata* Plummer, *G. gr. stuarti* (de Lapparent), *G. stuartiformis* Dalbiez, du Campanien-Maestrichtien inférieur ;



- (3) 40 à 50 m de calcaires biointrasparitiques, à débris de Rudistes qui passent à des calcaires biomicritiques gris-blanc, à *Thaumatoporella* sp., Miliolidés, Trochaminidés, Textularidés, *Murgeina apula* Bilotte et Decrouez, *Hummofallonia apula* Luperto-Sinni, *Cuneolina* sp., *Montcharmonthia* sp., du Turono-Sénonien, et à Rudistes : *Medeella* sp., *Vaccinites* cf. *gaudryi* Munier-Chalmas, *Hippurites* sp., confirmant l'âge sénonien de la série ;
- une faille verticale ;
- (4) 10 à 15 m de calcaires micritiques gris-bleu, bien lités, contenant des Rudistes, des Nérinées, des Brachiopodes, des Foraminifères mal datés : *Favreina* sp., des Ostracodes et des Algues : *Salpingoporella dinarica* Radiocic, du Crétacé inférieur ;
- un niveau de bauxite ( $\beta_3$ ) ;
- (5) 100 à 150 m de calcaires néritiques gris-blanc, à Rudistes, dans lesquels on a retrouvé les mêmes niveaux datés que dans la série (3) ;
- (6) 10 à 15 m de calcaires à *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. contusa* (Cushman), *G. ventricosa* White, *G. aegyptica-rosetta* Nakkady-Carsey, du Campano-Maestrichtien (zone MC 7 in Sigal, 1967) ;

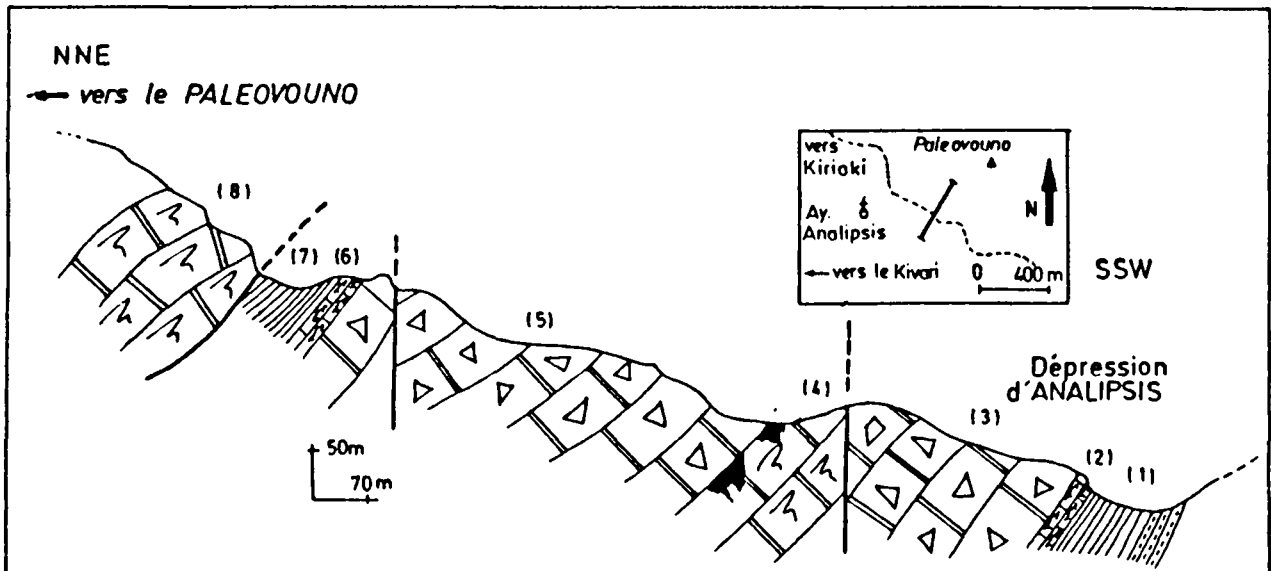


Fig. 128.- Coupe du flanc occidental du mont Paleovouno.

Légende dans le texte.

- (7) des calcschistes intercalés de pélites rouges, du Tertiaire ;
- une faille chevauchante inverse ;
- (8) des calcaires gris-bleu en plaquettes, biomicritiques à la base et devenant micritiques vers le sommet. Ces biomicrites contiennent de nombreux débris de Polypiers, des Ellipsactinies : *Ellipsactinia ellipsoldea* Steinmann, *Sphaeractinia* cf. *dicotoma* Canerot, et des Algues : *Petrascula* sp., *Salpingoporella dinarica* Radoicic. Cette association indique le Crétacé inférieur.

#### e. COUPE DU MONT MEGALO-LOUTSA.

Vaste anticlinal faillé entre les deux synclinaux formés de flysch tertiaire, celui de Kiriaki à l'Ouest et de Zerikia (Helicon) à l'Est, le Megalo-Loutsa est pauvre en bauxite à l'affleurement. Son flanc oriental est faillé et légèrement chevauchant sur le flysch tertiaire.

re de la vallée de Zerikia. En partant de cette localité et en empruntant un chemin muletier qui conduit à Kiriaki, on rencontre (fig. 129) :

- (1) des formations flyschoides tertiaires ;  
- un contact anormal ;
- (2) 300 à 400 m de calcaires biomicritiques gris-bleu, en plaquettes, faillés, contenant vers le base des Polypiers, des Bryozoaires et des Ellipsactinies : *Ellipsactinia ellipsoldea* Steinmann, *Sphaeractinia* cf. *dicotoma* Canerot, indiquant un âge crétacé inférieur (Valanginien). Plus haut apparaissent :  
- des Algues : Dasycladacées, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Thaumtoporella* sp., *Bacinella irregularis* Radoicic ;  
- et des Foraminifères : *Discorbis* sp., *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp., *Rotalipora appenninica* (Renz).  
L'association de ces différentes faunes rappelle le Crétacé inférieur. Le passage aux calcaires à Rudistes du sommet se fait sans niveau de bauxite ;

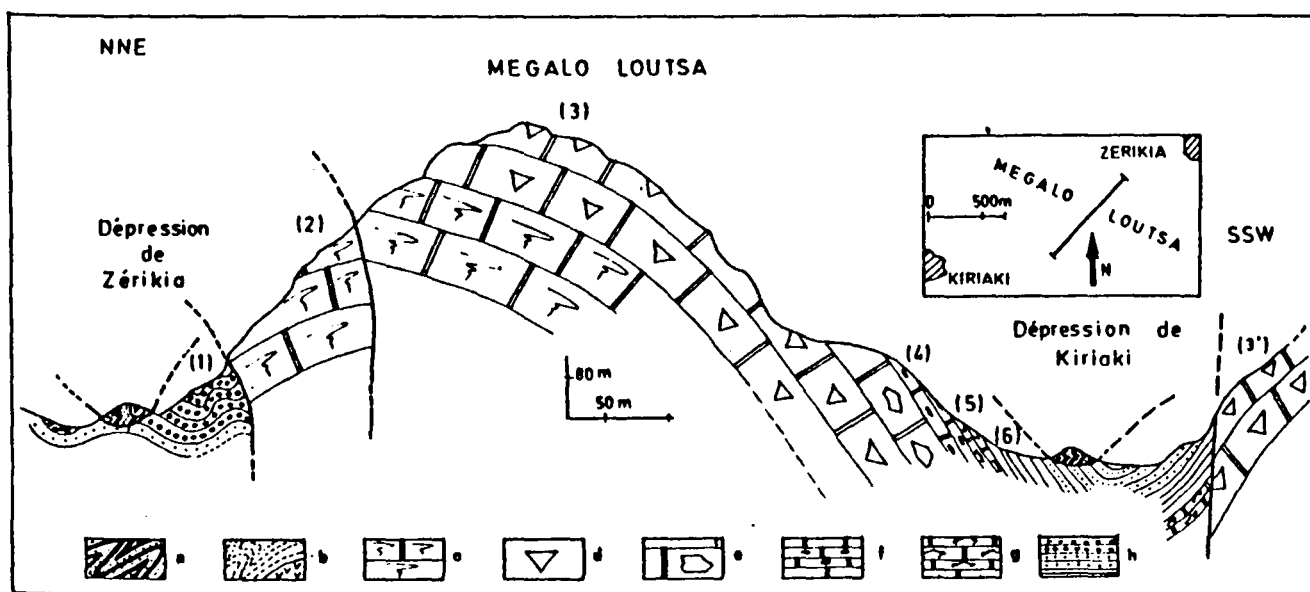


Fig. 129.- Coupe du mont Megalo-Loutsas.

a. Radiolarites et pélites. - b. Formations flyschoides et xénolites de serpentines ; (a et b appartiennent à la zone béotienne). - c. Calcaires à Polypiers et Ellipsactinies. - d. Biointrasparites à Rudistes. - e. Calcaires à débris de Rudistes. - f. Micrites à silex. - g. Micrites à Globotruncanidés. - h. Calcschistes rouges, flysch gréseux et flysch conglomératique du Paléocène.

- (3) 100 à 150 m de calcaires biointrasparitiques à Rudistes, renfermant des Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Montcharmontia* sp., *Pseudocyclammina sphaeroldea* Gendrot, datant le Crétacé supérieur-Turonien-Sénonien p.p. (niveau C5 B3 - C5 B4 in thèse Fleury, 1980) ;
- (4) 25 à 30 m de micrites gris-bleu à silex, se terminant par des calcaires en plaquettes roses à : *Globotruncana "renzi"* Gandolfi, *G. coronata* Bolli, datant le Coniacien-Santonien (niveau MC 4-5 in Sigal, 1967) ;
- (5) 25 à 30 m de micrites roses en fines plaquettes, contenant : *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. arca* (Cushman), *G. contusa* Cushman, *G. ventricosa* White, *G. aegyptica-rosetta* (Nakkady-Carsey), qui datent le Campanien p.p.-Maestrichtien p.p. (zone MC 7 in Sigal, 1967) ;
- (6) des calcschistes, en alternance avec des pélites schisteuses rouges, à Globigérinidés, du Tertiaire.

f. AUTRE AFFLEUREMENT DANS LE MONT MEGALO-LOUTSA : LE LAKA-KOLIEDES.

Le Laka-KolieDES a été décrit dans le chapitre précédent et nous avons vu qu'au sommet des calcaires jurassiques, il existe un horizon karstique avec des poches contenant de la bauxite (horizon  $\beta_2$ ). Les calcaires du mur sont des micrites gris-noir, en plaquettes, à Rudistes, Nérinées, Ostracodes, Miliolidés, Textularidés et de nombreuses Algues (*Salpingoporella* sp., *S. dinarica* Radoicic), du Crétacé inférieur. Le calcaire, au contact de la bauxite, est bréché et il existe de nombreux éléments carbonatés emballés dans de l'argile rubéfiée, contenant également des pisolites de bauxite. Au toit de cette bauxite, nous trouvons des calcaires néritiques gris-blanc, à Rudistes et Foraminifères (Miliolidés abondants au contact de la bauxite, Trochamminidés, Textularidés, Orbitolinidés, *Scandontia* sp., *Dicyolina* sp., *Montoharmonthia apenninica* De Castro, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, du Sénonien s.l.

g. COUPE DU RAVIN DE DENDRA A LA DEPRESSION DE KIRIAKI-OSIOS-LOUKAS.

La coupe (fig. 130) est levée à travers une structure anticlinale désignée sous le nom de Kaki-Rachi, encadrée à l'Ouest par le synclinal du ravin de Klissoura et à l'Est par la dépression de Kiriaki-Osios-Loukas. En partant du mont Kaki-Rachi, on rencontre successivement :

- (1) des calcaires biointrasparitiques gris-bleu, à Polypiers, Ellipsactinies indégageables, Lamellibranches, Algues : *Bacinella irregularis* Radoicic (?), *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *S. annulata* Carozzi, Charophytes vers le sommet, et à Foraminifères : Verneuilinidés, Lituolidés, Miliolidés, *Rotalipora* sp., *Cuneolina* sp., *Mammuloculina* sp., *Pseudotextulariella ? scarsellai* (de Castro), indiquant le Crétacé inférieur ;

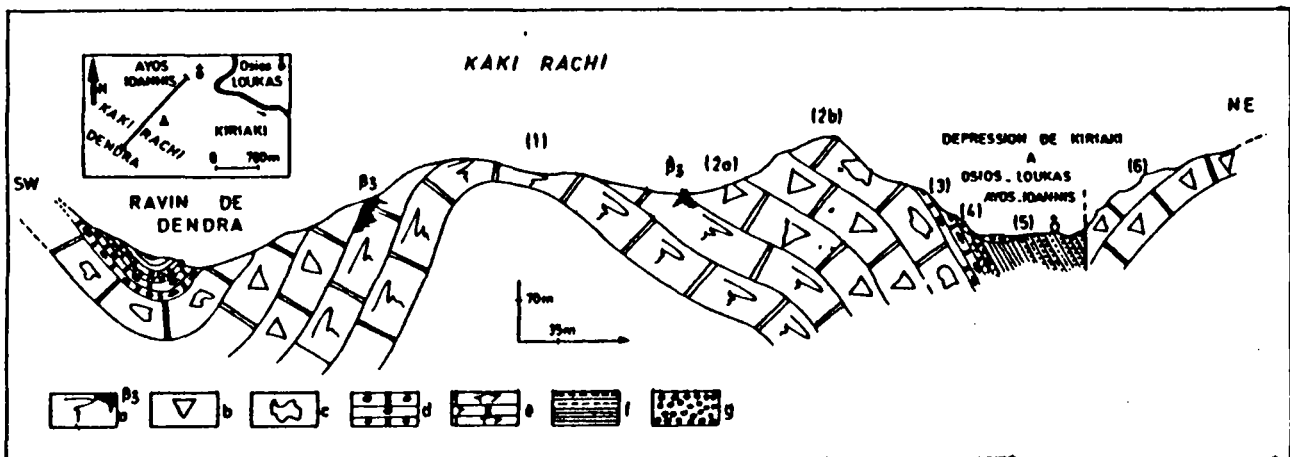


Fig. 130.- Coupe du ravin de Dendra à la dépression d'Osios-Loukas.

- a. Biointrasparites à Polypiers et Ellipsactinies surmontées du troisième horizon de bauxite (B<sub>3</sub>). -  
 b. Calcaires à Rudistes. - c. Calcaires à débris de Rudistes. - d. Micrites à silex. - e. Micrites à Globotruncanidés. - f. Calcschistes rouges et flysch gréseux du Paléocène. - g. Formations récentes.

- un niveau de bauxite ( $\beta_3$ ) reposant dans des poches creusées dans une micrite noire renfermant des Charophytes, des valves d'Ostracodes et des structures fenestrées (bird eyes). Les parois du karst sont tapissées d'argile rouge et de pérites rubéfiées contenant des petits galets de bauxite et d'oxyde de fer ;
- (2a) 90 à 100 m de biointrasparite à Miliolidés et à nombreux Rudistes : *Medeella* sp., *Vaccinites* (cf. *gaudryi*) Munier-Chalmas, *Hippurites* sp., du Sénonien s.l. Les calcaires néritiques contiennent également des Algues : *Thaumatoporella* sp., et des Foraminifères : Miliolidés, Verneuilinidés, *Dicyclina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp., *Pithonella* sp., *Pseudocyclamina sphaeroldea* Gendrot, *Montcharmonthia* sp., *Trochammina* sp., qui confirment le Sénonien ;
- (2b) 15 à 20 m de biointrasparite, à Rudistes ;
- (3) 20 à 25 m de calcaires bien lités, à silex et à *Pithonella* sp. ;
- (4) 15 à 20 m de micrites roses, en plaquettes, à Globotruncanidés. Dans la dépression de Kiriaki à Osios-Loukas et dans la vallée de Dendra, la microfau-ne est abondante : *Globotruncana linneana* d'Orbigny, *G. stuartiformis* Dalbiez, *G. coronata* Plummer, indiquant le Campano-Maestrichtien ;
- (5) 20 à 30 m de pérites rouges, en alternance avec des calcschistes contenant des Globigérinidés du Tertiaire, surmontées de grès et de pérites gréseuses à faciès flysch ;
- une faille verticale ;
- (6) des calcaires gris-blanc à Rudistes, du Crétacé supérieur.

#### h. COUPE DU MONT XEROVOUNO A LA VALLEE DE VARDEXE REMA.

Du mont Xerovouno au Nord jusqu'au pied du mont Kivari au Sud, on traverse (fig. 131) deux vallées qui montrent d'une part le passage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, pour celle de Megalo-Xeroma, et d'autre part, le sommet du Crétacé supérieur pour celle de Vardexe Rema.

En partant du fond de la vallée de Megalo-Xeroma, on rencontre successivement de bas en haut :

- (1) des calcaires néritiques gris-bleu, à débris d'Echinodermes et *Cladocoropsis mirabilis* Felix, du Jurassique supérieur, surmontés d'un niveau de bauxite ( $\beta_2$ ) apparaissant de part et d'autre de la vallée ;
- (2) 50 à 60 m de micrites bien litées gris-blanc, à Nérinées, Rudistes, Polypiers, Ostracodes, Algues : *Cayeuxia* sp., *Bacinella* sp., *Salpingoporella* sp., et Foraminifères : Miliolidés, Verneuilinidés, Textularidés, *Cuneolina scarsellai* de Castro, *C. gr. pavonia* d'Orbigny, *Sabaudia* sp., *Pseudotextulariella* sp., *Nezzazata* sp., indiquant la partie supérieure du crétacé inférieur ;
- un horizon de bauxite ( $\beta_3$ ) à la partie supérieure des micrites du Crétacé inférieur ;
- (3) des calcaires gris-noir fins, micritiques, à Miliolidés en abondance au toit de la bauxite. Ces calcaires noirs se retrouvent en (3') ;
- (4) des biointrasparites à Rudistes, contre une faille verticale ;
- (5) des micrites roses finement litées, contenant : *Globotruncana stuartiformis* Dalbiez, *G. arca* (Cushman), *G. contusa* Cushman, *G. fornicata* Plummer, du Campano-Maestrichtien inférieur. Ces micrites sont coincées sous un contact chevauchant qui cache un synclinal de flysch tertiaire.

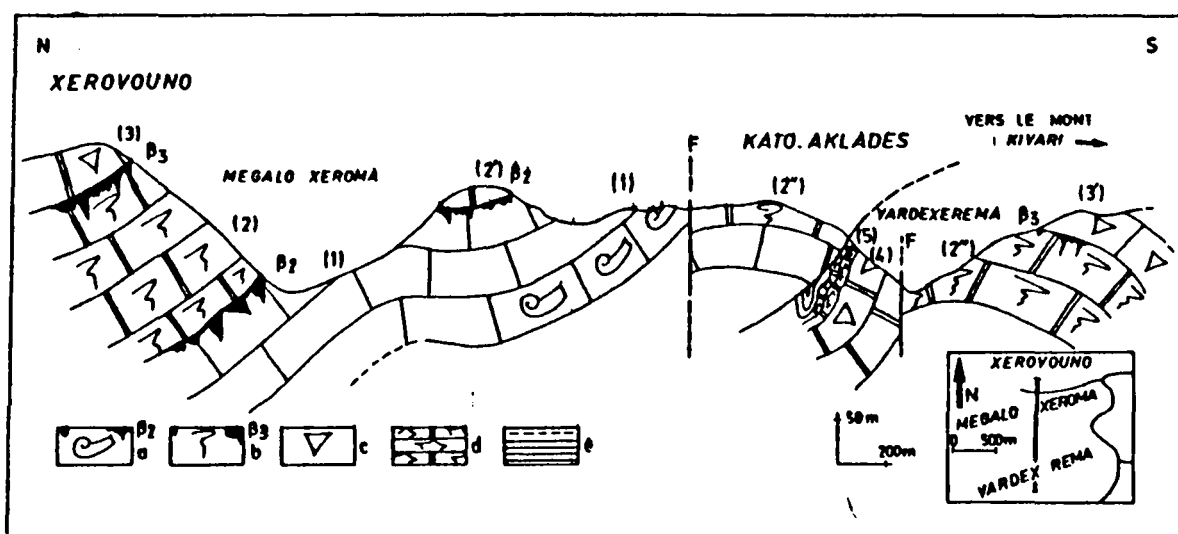


Fig. 131.- Coupe du mont Xerovouno à la vallée de Vardeace-Rema.

a. Calcaires néritiques à *Cladocoropsis mirabilis* surmontés du deuxième horizon de bauxite (B<sub>2</sub>). -  
 b. Calcaire à Polypiers. - c. Calcaires néritiques à Rudistes. - d. Micrites à Globotruncanidés. -  
 e. Calcschistes paléocènes.

*Remarque* : le profil ci-dessus montre des faciès du Crétacé inférieur affleurant en différents endroits (2, 2', 2''). Il est à noter toutefois que des sections d'Ellipsactinies ont été découvertes uniquement en (2'') sur le flanc septentrional du mont Kivari.

#### 1. COUPE DE LA BORDURE SUD EST DE L'HELICON.

Le massif du Paleovouno forme une voûte anticlinale, à coeur jurassique, dont le flanc méridional supporte des calcaires d'âge crétacé formant la base des formations flyschoides tertiaires de la bordure Sud du massif de l'Helicon. Le contact entre les calcaires du Crétacé supérieur et le flysch est très souvent masqué par des failles verticales récentes. En descendant par la face Sud Est du massif de l'Helicon, on distingue (fig. 132) :

- (1) des biointrasparites à Rudistes, parmi lesquels *Nedaeella* sp., *Vaccinites* sp., *Hippurites* sp. ont été reconnus, à Algues : *Cayeuxia* sp., *Thamatoporella* sp., et à Foraminifères : Miliolidés, Trochamminidés, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Valvulammina* sp. Cette association indique le Turono-Sénonien ;
- (2) 15 à 20 m de calcaires micritiques fins, bien lités, à silice ;
- (3) 25 à 30 m de micrites roses en fines plaquettes, à *Globotruncana stuartiformis* (de Lapparent), *G. linneiana* d'Orbigny, *G. arca* (Cushman), *G. elevata* s.l. Brotez, datant le Campano-Maestrichtien p.p. ;
- (4) des formations flyschoides formant un petit synclinal à la base desquelles affleurent une série pélitique constituée de marnes rouge-violacée ou brun-chocolat, mesurant 30 à 80 m d'épaisseur, dans lesquelles on trouve des Globigérinidés du Tertiaire ;
- (5) à la faveur de failles verticales, on voit réapparaître, au sein de formations flyschoides, des calcaires micritiques gris, à Nérinées, Polypiers isolés, Algues : *Bacinella* sp., *Salpingoporella* sp., *Macroporella* sp., fragments d'Ellipsactinies et Foraminifères : *Cuneolina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina alpina-elongata* (Leupold), évoquant la limite Jurassique-Crétacé ;

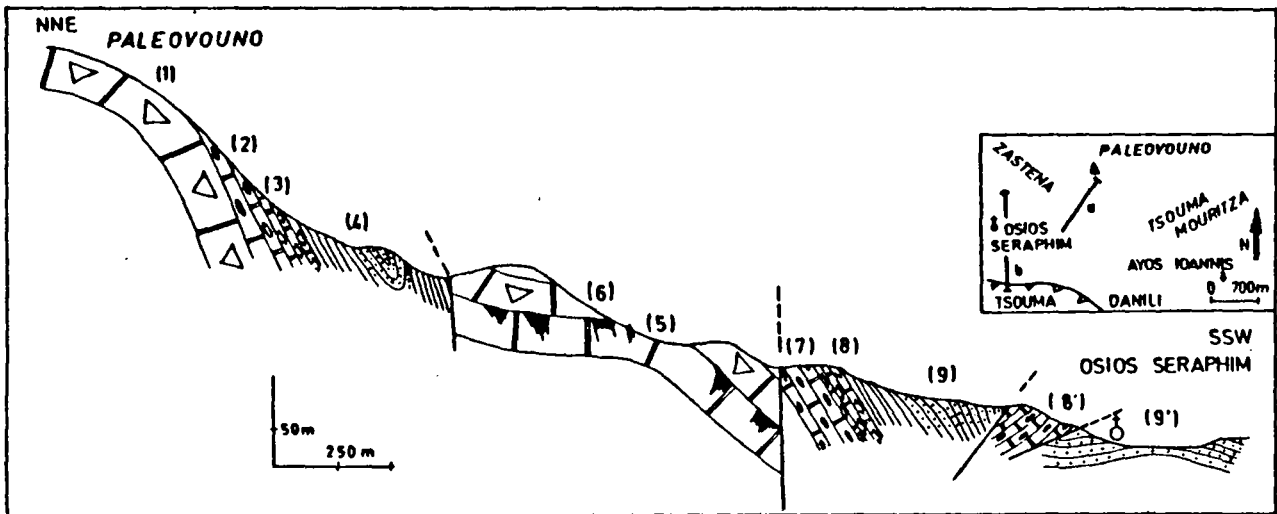


Fig. 132.- Coupe de la bordure Sud Est de l'Helicon.

Légende dans le texte.

- un niveau de bauxite ( $\beta_3$ ) dans un karst apparemment peu profond ;
- (6) des calcaires micritiques noirs, à Rudistes et à nombreux Miliolidés à la base ;
- (7) des micrites grises à silice et *Pithonella* sp. ;
- (8) 20 à 25 m de micrites roses, à Globotruncanidés : *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. ventricosa* White, *G. fornicata* Plummer, du Campano-Maestrichtien inférieur.  
Il est à remarquer que nous retrouverons les mêmes microfaunes en (8') ;
- (9) les formations flyschoides datées par des Globigérinidés, du Tertiaire ;
- (9') flysch gréseux du Tertiaire.

j. COUPE DU MONT ZASTENA AU MONT TSOUMA-DANILI.

La terminaison méridionale du mont Kivari est marquée par une série de failles verticales

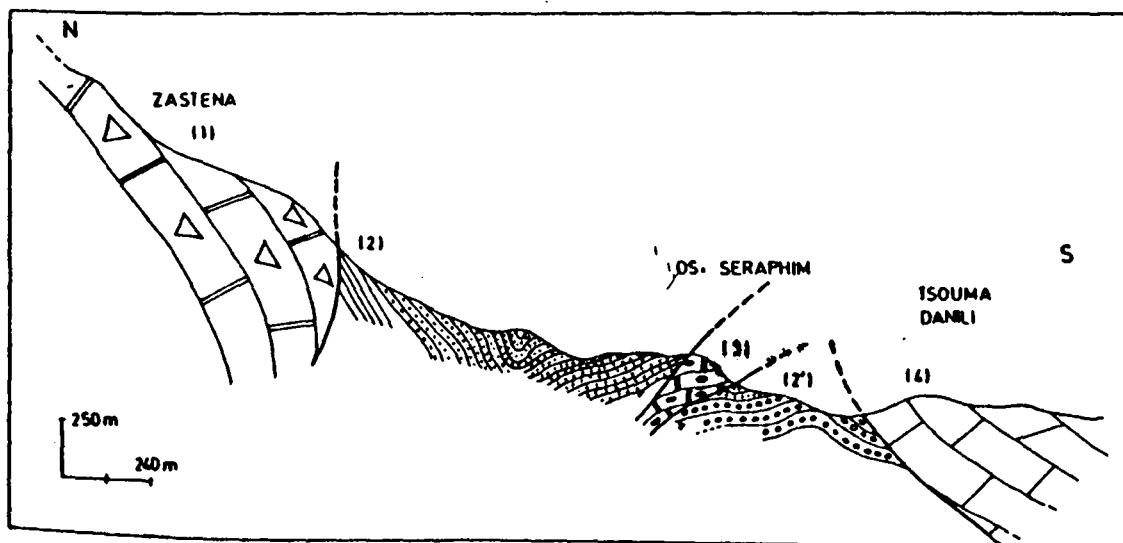


Fig. 133.- Coupe du mont Zastena au mont Tsouma-Danili.

Légende dans le texte. Localisation (cf. supra : fig. 131).

qui mettent au contact les calcaires du Crétacé supérieur et les formations flyschoides tertiaires. En descendant du mont Zastena vers Osios Seraphim, il apparaît (fig. 133) :

- (1) des calcaires néritiques gris-blanc, à Rudistes, Nérinées, Algues : *Thaumtoporella* sp., *Aeolissacus* sp., et à Foraminifères : Miliolides, *Nezzazata* sp., *Nummoloculina* sp., *Pseudocyclanmina* sp., *Montcharmonthia* sp., *Trochammina* sp., *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, du Turono-Sénonien ;
- (2) des formations flyschoides tertiaires ;
- (3) une écaille tectonique composée de calcaires à silex et de micrites fines, à *Globotruncana stuartiformis* (de Lapparent), *G. arca* (Cushman), *G. ventricosa* White, du Campano-Maestrichtien inférieur ;
- (4) des calcaires néritiques blancs, triasico-liasiques, du mont Tsouma-Danili appartenant à la zone béotienne.

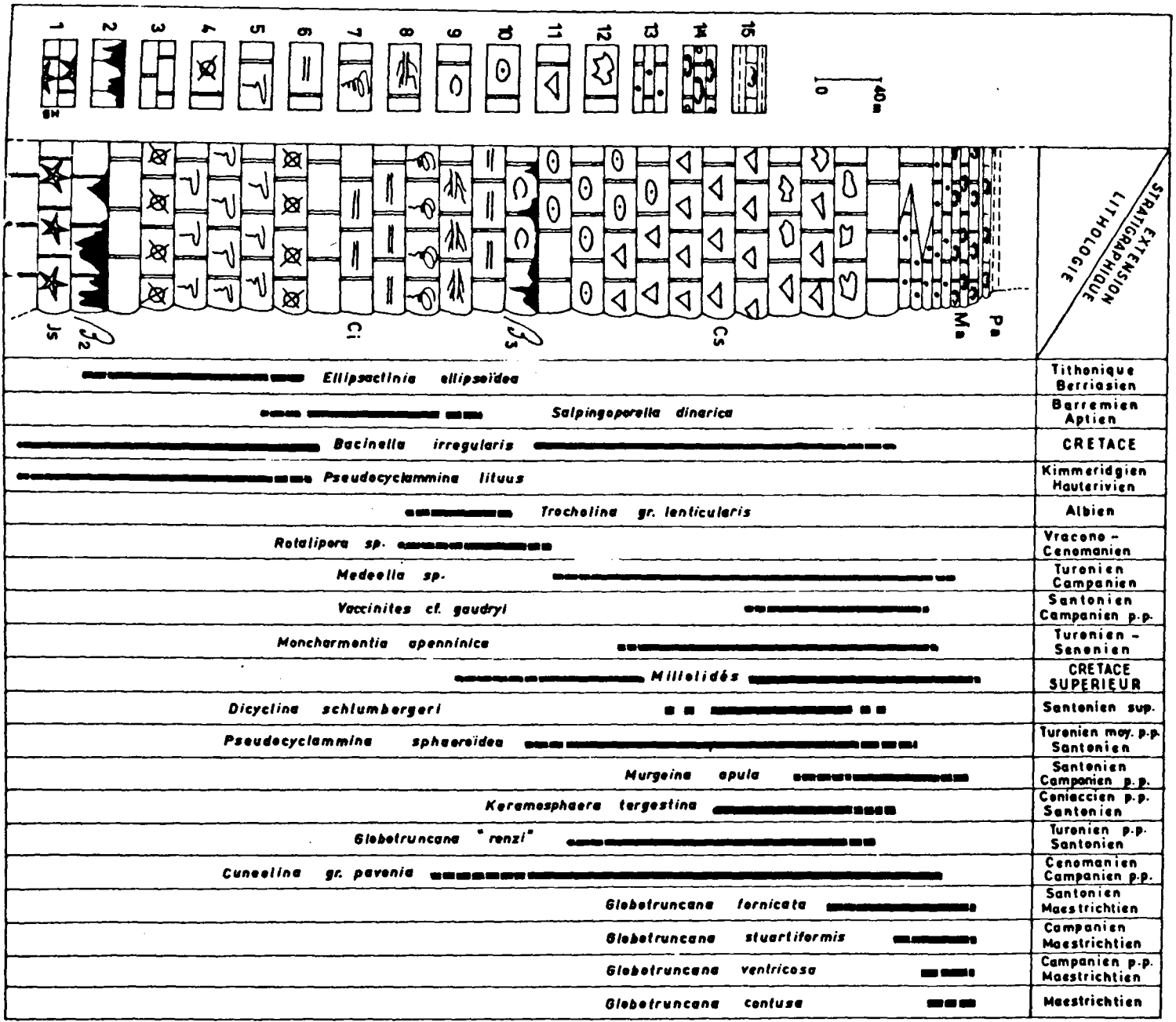
#### k. CONCLUSION SUR LE CRÉTACÉ DE LA ZONE DU PARNASSE.

Il résulte de l'examen des coupes géologiques précédentes, que le Crétacé de la zone du Parnasse est constitué par une épaisse série de carbonate (600 m environ). Mais il est à remarquer que nous sommes sur l'une des bordures de cette zone et que Celet (1962) a souligné que ce Crétacé pouvait atteindre 900 à 1 000 m au Sud de Davlia, c'est-à-dire au Nord du massif du Parnasse. Le dépôt des carbonates s'est effectué sous une faible épaisseur d'eau, en régime de plate-forme subsidente ayant émergé de temps en temps (niveaux de bauxite  $\beta_2$  et  $\beta_3$ ). Après l'émerision (fig. 134) du Jurassique supérieur, avec la mise en place du niveau de bauxite ( $\beta_2$ ) dans un karst réparti irrégulièrement sur le haut-fond parnassien, on assiste à l'installation d'un régime péri-récifal à la base du Crétacé inférieur. Il recèle en effet beaucoup de Polypiers, Ellipsactinies et de débris d'Algues. Les microfaciès sont parfois oolitiques, et l'on peut observer également des passages dolomitiques. Toutefois, ce niveau péri-récifal peut ne pas exister et les calcaires gris-bleu en plaquettes occupent tout le Crétacé inférieur. Les microfaciès sont alors micritiques, fins, et la microfaune demeure assez rare. Il est à remarquer que les épaisseurs des calcaires micritiques deviennent plus fortes, ce qui témoignerait d'une accélération locale de la subsidence. En revanche, quand la bauxite du troisième horizon est bien développée, le sommet de la série Crétacé inférieur voit une prolifération de Discorbidés, de Characés et d'Ostracodes, préparant ainsi l'émerision. L'apparition d'un régime karstique atteste alors de cette émerision. Les conditions bauxitogènes remplies, la bauxite va être piégée dans ces morphologies particulières que sont les karsts. Il subsiste alors un problème de durée de ces conditions particulières de genèse des bauxites. Celet (1962) a réussi, pour la première fois, à dater le mur de ce troisième horizon dans le massif du Parnasse. En effet, il a

Fig. 134.- Colonne stratigraphique du Crétacé de la zone du Parnasse.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Calcaires néritiques à *Clypeina jurassica*. - 2. Calcaires contenant des poches karstiques remplies de bauxites ( $B_2$  et  $B_3$ ). - 3. Calcaires néritiques crétacés. - 4. Calcaires récifaux. - 5. Calcaires à Ellipsactinies. - 6. Calcaires en plaquettes gris-bleu. - 7. Calcaires à Gastéropodes. - 8. Calcaires néritiques à Algues. - 9. Calcaires à Ostracodes. - 10. Calcaires à Miliolides. - 11. Calcaires à Rudistes. - 12. Calcaires à débris de Rudistes. - 13. Micrites à silex. - 14. Micrites à Globotruncanidés. - 15. Calcschistes rouges à Globigerinidés.





découvert des Algues (*Cayeuxia kurdistanensis* Elliot, *Salpingoporella muhlbergi* Lorenz, *Macroporella* sp.) et des Foraminifères (*Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Dictyoconus* cf. *arabicus* Henson). Pour l'auteur, cette association est caractéristique du Barrémo-Aptien. L'érosion continentale a donc atteint le Barrémo-Aptien, ce qui pourrait indiquer que l'émersion a débuté, quelque part, dans l'Albo-Aptien et qu'au Cénomano-Turonien, les dépôts étaient redevenus néritiques.

Après cette période de dépôts des bauxites qui coïncide avec un retour de la mer sur la zone pélagonienne (Albo-Cénomanién), la zone du Parnasse s'approfondit légèrement et un régime para-récifal va s'installer par l'apparition des Miliolites en grand nombre et surtout par l'envahissement par les Rudistes de la plate-forme parnassienne. Il est à noter d'une part, que très souvent, le toit de la bauxite est nettement tranché par les premiers dépôts marins d'âge crétacé supérieur et que d'autre part, il n'a jamais été trouvé de preuves sédimentologiques d'une transgression des calcaires du toit sur la bauxite sous-jacente. Cela n'implique pas obligatoirement qu'il n'y ait pas une légère transgressivité de ces calcaires sur les niveaux continentaux, car du point de vue cartographique, cette transgressivité peut-être assez sensible. Tout le Turono-Sénonien va être soumis aux conditions para-récifales avec une assez forte subsidence de la plate-forme. Vers le sommet de cette séquence constituant un excellent repère stratigraphique, le milieu est beaucoup plus agité et accompagné de biointrasparites à débris de Rudistes. Une preuve de cette instabilité peut être fournie par l'existence, dans la région de Distonon, d'une surface durcie (hard-ground) qui occupe toute la partie supérieure du Crétacé supérieur. C'est ainsi qu'on peut voir reposer le flysch paléocène directement sur les calcaires à Rudistes. Interprétée par certains auteurs (Richter et Mariolakos, 1973) comme la preuve d'une discordance d'âge crétacé supérieur, je pense qu'il s'agit plutôt de l'effet de courants ayant soumis le fond marin à un balayage permanent des sédiments. Ce phénomène, cité par Celet (1962 et 1964) dans le Parnasse et l'Helicon, affecte également les calcaires d'âge crétacé supérieur, à Globotruncanidés, de la région de Kiriaki.

Au sommet du Sénonien, la présence de micrites fines à silex, riches en Globotruncanidés, dans la partie supérieure, interrompt la sédimentation néritique para-récifale pour faire place à un régime pélagique. La microfaune ubiquiste à *Globotruncana* va relayer la macrofaune à Rudistes jusqu'au Maestrichtien inférieur.

## D. LE CRETACE DE LA ZONE BEOTIENNE.

La découverte de calcaires à Calpionelles en Béotie (Clément, 1971), puis dans le Pinde septentrional (Terry et Mercier, 1971), a permis la définition, pour la première fois dans les Hellénides, d'une unité de flysch béotien (Celet et Clément, 1971). A partir de cette date, l'extension de cette unité de flysch dans les monts Géranéés (Clément, 1974), sur le massif du Parnasse (Celet *et al.*, 1974) et en Argolide (Bachmann et Risch, 1976), nous a permis de proposer l'établissement d'une nouvelle zone isopique : la zone béotienne (Celet *et al.*, 1976). Enfin, des affleurements nouveaux de calcaires éocétacés ont été décrits au front tectonique des zones internes, soit sur la zone du Pinde (Aubouin et Bonneau, 1977 ; Jaeger et Chotin, 1978 a et b, 1979). Il est à noter toutefois qu'en Béotie, dans la région de Levadia, Albandakis (1974) cite des calcaires à Calpionelles associés à un flysch qu'il considère comme appartenant à la zone "Est-hellénique" (Renz, 1940).

### 1. LE CRETACE DE LA ZONE BEOTIENNE EN BEOTIE.

Caractérisé par des micrites à Calpionelles apparaissant au sein de formations détritiques, le Crétacé demeure assez difficile à mettre en évidence car, la plupart du temps, les unités structurales qui renferment les niveaux datés sont en contact tectonique sur le flysch tertiaire de la zone du Parnasse.

#### a. COUPE AU PIED DU MONT KARAMOUTZI.

Vers les bergeries de Koronia, à 2 km à l'Est du village (fig. 135 A) en empruntant le chemin de Koronia à Evangelistria, en contrebas des bergeries situées au pied du mont de Karamoutzi, on observe de bas en haut :

- (1) 3 à 5 m de radiolarites holosiliceuses, dans lesquelles nous n'avons pas pu isoler de Radiolaire ;
- (2) 10 à 15 m de pélites rouges, intercalées de calcaires roses gréseux, ne dépassant jamais 5 à 10 cm, puis des niveaux micritiques fins à Calpionelles : *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Remaniella "dadayi"* Knauer, *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu, *T. Longa* (Colom), du Berriasien supérieur ;  
- le niveau (3) n'existe pas dans ce profil ;
- (4) des formations flyschoides composées d'une alternance de grès à ciment pélicite et carbonaté et de pélites gréseuses. Les éléments des grès sont hétérogènes (grains de quartz roulés, fragments anguleux de radiolarites, de calcaires altérés, de péridotites et de diabases phyllitisés).

#### b. PROFIL DU CHEMIN MULETIER DE KORONIA AU MONT KOUTOUMALA.

Cette coupe se situe sur le chemin muletier qui conduit du village de Koronia à la chapelle Ayos Nikolaos, à 1 km environ du village de Koronia. On trouve une série décollée reposant sur des formations flyschoides qui renferme (fig. 135 B) de bas en haut :

- (1) 10 m de radiolarites holosiliceuses, de couleur brun-jaunâtre, dans lesquelles nous avons repéré des sections de Radiolaires indégageables ;

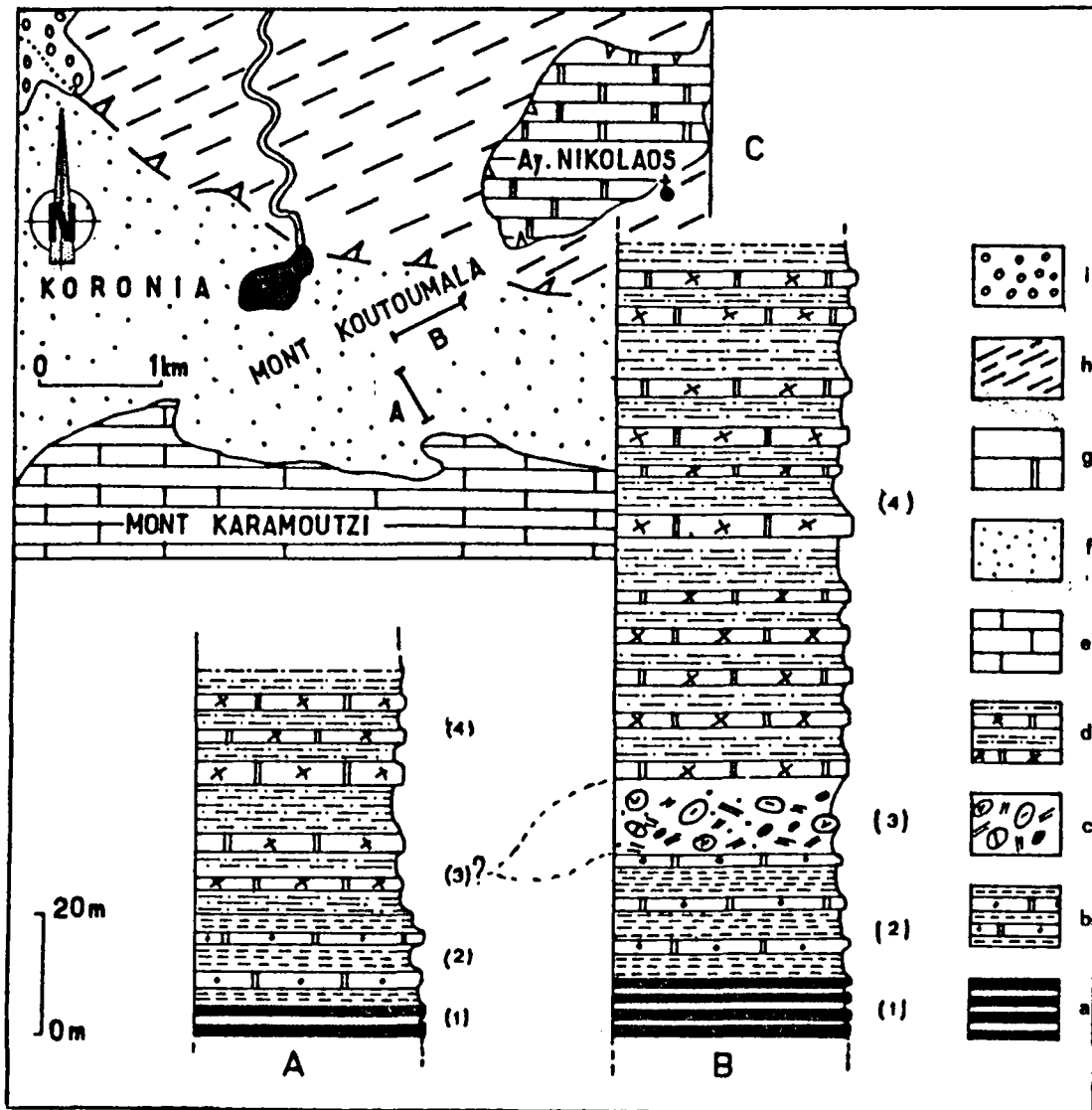


Fig. 135.- Profils stratigraphiques au pied du mont Karamoutzi.

a. Radiolarites et pélites. - b. Micrites à Calpionelles. - c. Marnes blanchâtres à galets de serpentines, radiolarites, calcaires, etc... - d. Formations flyschoides. - e. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - f. Flysch béotien éocrétacé. - g. Calcaires néritiques du Crétacé supérieur. h. Flysch pélagonien tertiaire. - i. Formations récentes.

- (2) 20 m de calcschistes brun-rouge, au sein desquels il existe des petits bancs de micrites fines à Calpionelles : *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Calpionellites darderi* (Colom), *Tintinnopsella longa* (Colom), *T. carpathica* (Murgéanu et Filipescu). Cette association plaide en faveur du Berriasien supérieur ;
- (3) 8 à 10 m de marnes et de grès blanchâtres, avec de nombreux galets roulés de roches vertes (péridotites, gabbros et laves du cortège ophiolitique), de radiolarites cataclasées, de calcaires fins gris-blanc, datés par de la microfauune Jurassique supérieur : *Cladocoropsis mirabilis*, *Trocholina* sp., *Kurmibia* sp., et des calcaires microbréchiques à éléments quartzeux, radiolaritiques et pélitiques ;
- (4) 90 m environ de flysch formé d'une alternance de grès calcaireux fins, mal consolidés et de pélites fines. Dans les grès, le quartz est toujours anguleux et les phyllites sont surtout des micas blancs transformés en chlorites par l'altération. La mésostase est fréquemment carbonatée avec des passages pélitiques formés de particules argileuses fines et de petits micas blancs.

Vers le sommet de la formation flyschoides, la granulométrie des éléments contenus dans les grès s'est élevée, c'est ainsi que l'on trouve de nombreux galets de calcaires néritiques gris-blanc, du Jurassique supérieur, contenant des *Protodicerias* sp., *Karnubia* sp., *Trocholina* sp., et des calcaires néritiques blancs, dolomitiques, appartenant au Trias supérieur.

### c. PROFILS DANS LE DOMAINE DU PARNASSE.

En collaboration avec Celet et Legros (1974), j'ai publié deux coupes levées dans le domaine du Parnasse, en bordure de la nouvelle route d'Arachova à Eptalophos. Sous la klippe de Profitis-Ilias, formée de calcaires triasico-triasiques pélagoniens, et sur un synclinal de flysch tertiaire parnassien, une unité de flysch béotien est coïncée tectoniquement (fig. 136).

#### c1. La coupe de Skamno.

Cette coupe se situe au front tectonique méridional de la klippe de Profitis Ilias (fig. A), près du croisement de la route d'Arachova à Eptalophos et du chemin muletier qui conduit au mont Mavrokali. De bas en haut, se succèdent (fig. 136 A) :

- (1) 10 à 15 m de calcaires fins à silice, interrompus par de petits bancs de silice. Au microscope, ces calcaires renferment de nombreux Radiolaires indégagables, valves d'Ostracodes, spicules d'Eponges et une très riche faune de Calpionelles : *Calpionella elliptica* Cadisch, *C. alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *T. longa* (Colom), *Cadosina fusca* Wanner et des *Nannocornus* sp., datant le Berriasien moyen à supérieur ;
- (2) 15 m de pélites rouges, vertes, très fines, à Radiolaires ; par endroits, on observe des grès fins en minces plaquettes. Vers le haut de la formation, les bancs de grès s'épaississent, en même temps qu'ils deviennent plus grossiers et plus friables. Les éléments de ces grès sont essentiellement des morceaux de serpentines, radiolarites cataclasées et des galets roulés de calcaires, datés la plupart du temps par de la microfaune d'âge jurassique : *Protoglobigerina* sp., *Orbitopsella* sp., ou d'âge triasique : *Involutina* sp. Dans les pélites, affleurant vers la base de la formation, on observe des micrites fines, rosâtres, à silice, qui ont fourni des Radiolaires et des Calpionelles : *Calpionella* aff. *elliptica* Cadisch, *C. alpina* Lorenz, *Tintinnopsella longa* (Colom), datant le Berriasien moyen à supérieur ;
- (3) 30 à 40 m de dépôts terrigènes très argilo-sableux mal classés, dans lesquels on trouve des passées de marnes blanchâtres à galets de roches vertes (péritotites, gabbros), des laves associées, des radiolarites fortement corrodés, des galets de quartz cataclasés et de rares morceaux de calcaires recristallisés, du Jurassique supérieur ;
- (4) des formations flyschoides composées d'une alternance de pélites gréseuses et de grès mal consolidés, dont les éléments sont formés de péritotites, gabbros, spilites, diabases et de calcaires à *Protodicerias* sp., du Jurassique supérieur, et à *Involutina* sp., du Trias supérieur.

#### c2. Coupe à 15 km au Sud de la localité d'Eptalophos.

Elle se situe en bordure de la route d'Eptalophos à Arachova, à 200 m de la chapelle Aya Triada (fig. 136 B). De bas en haut, il affleure :

- (1) 10 m environ de micrites roses à rouges, en fines plaquettes, intercalées de pélites gréseuses. Ces micrites ont la particularité de contenir des petits silice en "tête de clous", de plus elles sont riches en spicules d'Eponges, Radiolaires mal conservés et en Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Crassicollaria parvula* Remane. Cette association désigne le Berriasien inférieur et moyen ;

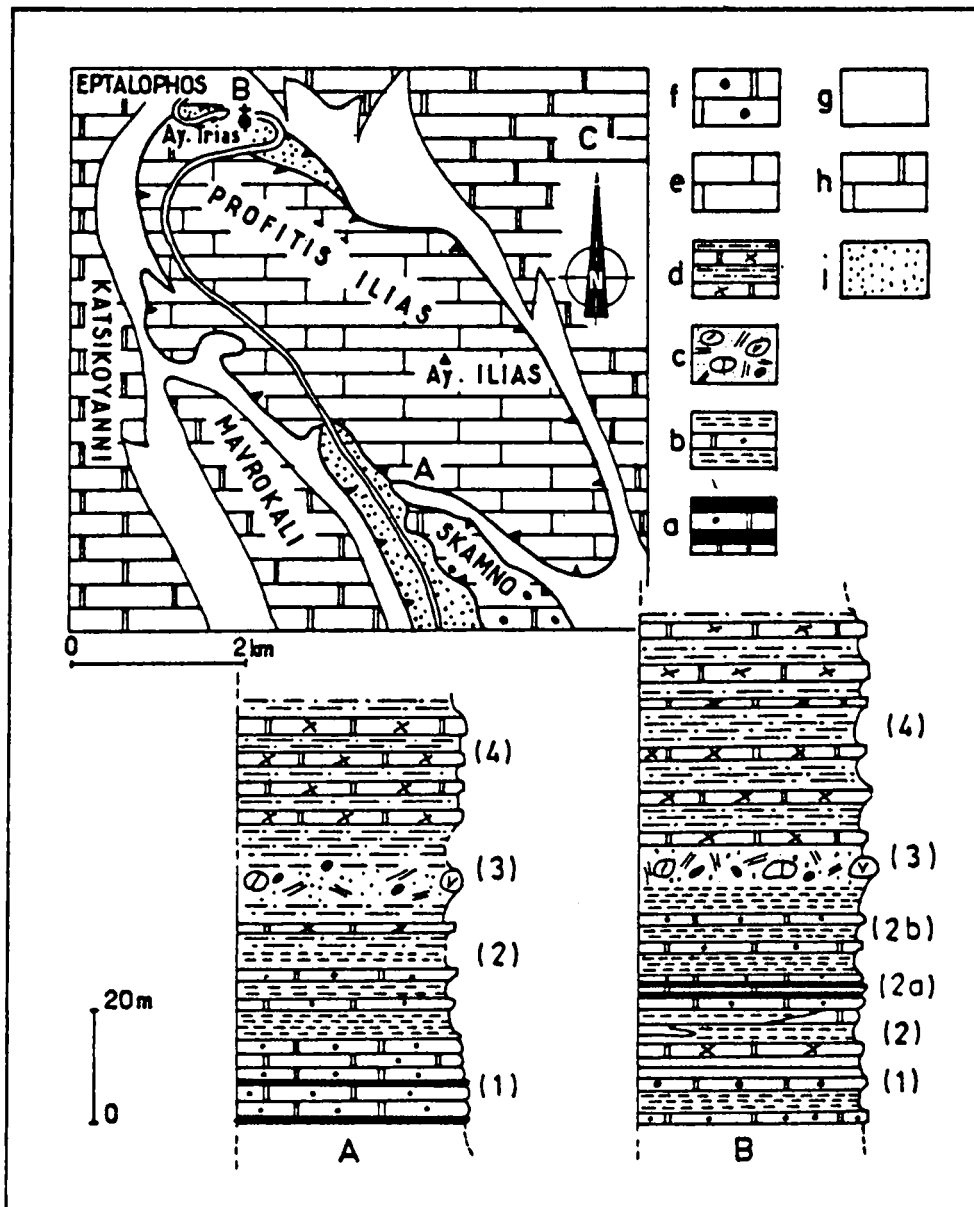


Fig. 136.- Profils dans le domaine du Parnasse.

a. Calcaires fins à silex et banc de silexite. - b. Micrites à Calpionelles dans des pélites schisteuses. - c. Marnes blanchâtres à galets de serpentines, radiolarites, calcaires, etc... - d. Formations flyschoides. - e. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - f. Calcaires néritiques du Crétacé supérieur. - g. Flysch parnassien-tertiaire. - h. Calcaire néritique du Crétacé supérieur. - i. Flysch béotien.

- (2) 10 m environ de grès mal consolidés, à intercalations pélitiques et fines passées micritiques en lentilles, renfermant des Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Stomiosphaera* gr. *moluccana* Wanner. Cette association est d'âge berriasien moyen ;
- (2a) 5 à 6 m de micrites fines à passées siliceuses, en fines plaquettes, à Radiolaires, spicules d'Eponges, *Nannocorus* sp. et Calpionelles : *Calpionella* sp., *C. elliptica* Cadisch, *C. alpina* Lorenz, *Tintimopsella carpathica-longa* (Murgeanu et Filipescu), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), datant le Berriasien moyen à supérieur ;
- (2b) 15 à 20 m de pélites rouges et vertes et petits bancs de grès mal consolidés ;

- (3) 8 à 10 m de pélites marneuses blanchâtres, avec de nombreux galets de roches vertes (péridotites et gabbros), de laves du cortège ophiolitique, de radiolarites cataclasées, des galets de calcaire micritique, grès blancs triasico-liasique et un Rudiste roulé : *Caprina* sp. ;
- (4) 30 à 40 m de formations flyschoides écrasées, avec quelques bancs de grès argileux mal consolidés. Dans ces formations terrigènes, nous n'avons pas trouvé de faune susceptible de les dater.

*Remarque* : ces deux profils montrent qu'il existe un faciès tout à fait particulier à Calpionelles, du Berriasien inférieur et moyen, des micrites à petits silix intercalées de pélites gréseuses ; cette alternance étant ensuite recouverte par des faciès flysch. Il est à noter que l'on ne trouve pas ce type de faciès en Béotie ou dans les monts Gérénées.

#### d. COUPES DE LA RETOMBÉE OCCIDENTALE DU MONT DIAKOPI.

Cette retombée occidentale a déjà été examinée (fig. 95) dans le chapitre précédent, dans lequel nous avons décrit le soubassement néritique daté du Lias-Dogger, des séries détritiques éocrétaées qui remplissent la dépression entre les monts Rouchavouni et Diakopi. Trois coupes ont été levées (fig. 137 A, B, C) entre les calcaires jurassiques et les formations flyschoides. Sur des calcaires rouges à filaments et à *Protoglobigerina* sp., on voit :

- (1) quelques mètres de pélites ;
- (2) 5 à 6 m de radiolarites holosiliceuses, avec des niveaux pélitiques intercalés. Il est à remarquer que les radiolarites n'existent pas dans la coupe A, mais ce fait est probablement dû à la présence d'une faille ayant occulté la base de la série ;
- (3) 10 à 15 m de pélites grises avec des intercalations de micrites roses ou crèmes, qui ont livré des Calpionelles : *Calpionella elliptica* Cadisch, *C. alpina* Lorenz, *Calpionellopsis oblonga* Cadisch, *Calpionellites dardari* (Colom), *Tintinnopsella carpathico* Murgeanu et Filipescu, *T. longa* (Colom), *Cadosina fusca* Wanner, datant le Berriasien moyen-supérieur ;
- (4) 15 à 20 m de pélites fines à intercalations gréseuses. Les grès représentent des niveaux mal consolidés. Leur ciment est calcaro-pélitique et les éléments sont formés essentiellement de grains de quartz, de débris de radiolarites et de rares fragments carbonatés ;
- (5) 5 à 6 m de pélites marneuses gris-blanchâtre, dans lesquelles on trouve de nombreux galets roulés de roches vertes (gabbros, péridotites), de laves associées (spilites et diabases), de radiolarites, de calcaires, datés du Jurassique supérieur et du Trias supérieur, et des Madréporaires en abondance ;
- (6) une alternance de pélites schisteuses et de grès mal consolidés. Ces formations flyschoides sont faillées et très souvent recouvertes par une végétation assez dense.

#### e. COUPE DE LA BORDURE MERIDIIONALE DU MONT ROUXAVOUNI.

Dans la dépression creusée entre le mont Rouxavouni et le flanc occidental du mont Diakopi, les formations flyschoides sont très plissées, broyées, faillées, et il est assez difficile de lever une coupe continue. Contre une faille qui fait affleurer une série redressée à la verticale, on observe, du Sud Ouest au Nord Est (fig. 137 D) :

- (1) des radiolarites holosiliceuses rouges, intercalées de pélites schisteuses ;
- (2) 15 à 20 m de pélites grises et rouges, au sein desquelles il est aisé de trouver des bancs de grès mal consolidés et des plaquettes de micrites fines,

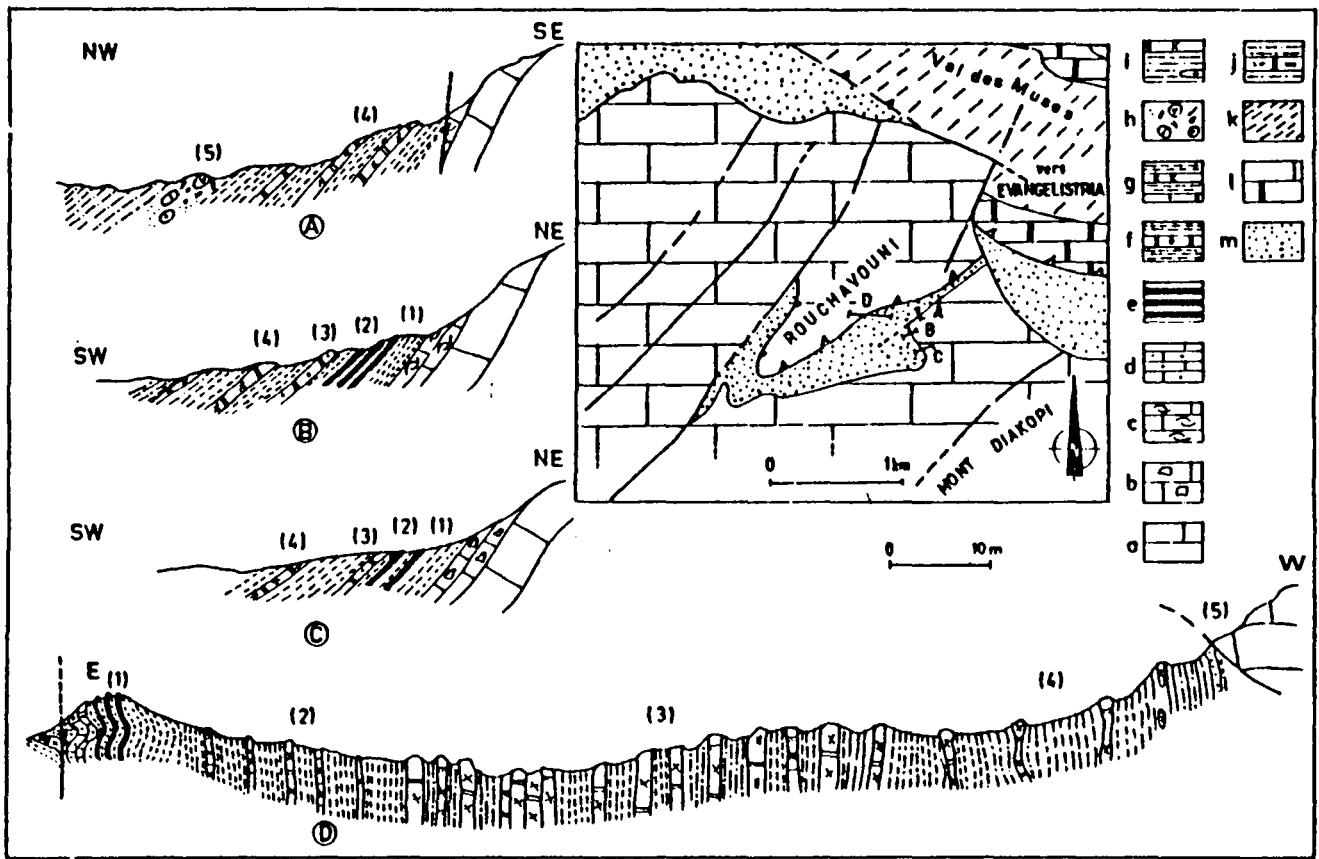


Fig. 137.- Coupes de la retombée occidentale du mont Diskopi.

a. Calcaires néritiques liasiques. - b. Calcaires bréchiques. - c. Micrites rouges à filaments. - d. Micrites à silex. - e. Radiolarites et pélites. - f. Micrites à Calpionelles. - g. Formations flyschoides. - h. Marnes blanchâtres à galets de serpentines, radiolarites, calcaires, etc... - i. Pélites gréseuses et rares bancs de grès. - j. Pélites gréseuses et calcaires marneux. - k. Flysch pélagonien tertiaire. - l. Calcaires néritiques crétacés. - m. Flysch béotien éocétacé.

roses ou crèmes, qui ont livré une riche faune de *Nannocornus* sp., des Calpionelles : *Calpionella elliptica* Cadisch, *C. alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), et des *Stomiosphaera* sp., indiquant le Berriasien moyen à supérieur ;

(3) 35 à 40 m de pélites grises, avec des bancs de grès calcaireux très friables. Dans les grès, nous avons trouvé des Foraminifères tels que : *Rotalipora appenninica* Renz, *Praeglobotruncana* gr. *stephani* (Gandolfi), du Cénomanién inférieur ou moyen ;

(4) 50 à 60 m de pélites gréseuses, interrompues de bancs de grès devenant de plus en plus rares vers le sommet de la série ;

- un contact chevauchant ;

(5) des calcaires néritiques gris-blanc, datés du Lias s.l.

*Remarque* : parmi tous les affleurements examinés dans la zone béotienne de Béotie, seul le profil examiné ci-dessus montre des grès calcaireux à Foraminifères, datés du Cénomanién inférieur ou moyen. La présence de ce repère stratigraphique nous permet d'avancer que le sillon béotien n'était pas complètement émergé, comme l'avait supposé Combes (1979).

f. AUTRES AFFLEUREMENTS : LE VAL DES MUSES.

Au-dessus de la localité d'Evangelistria, sur la haute plaine qui domine le Val des Muses

et dans celui-ci, on trouve des pélites, des grès et niveaux conglomératiques emballés dans des marnes blanches à crânes, à nombreux galets de calcaires (datés du Trias), des radiolarites, des roches vertes (péridotites et gabbros) et des laves associées (spilites et diabases).

Dans les pélites rouges, affleurent des plaquettes de micrites roses, de deux à trois centimètres d'épaisseur, dans lesquelles une faune de Calpionelles a été trouvée (*Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellites elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu)), datant le Berriasien moyen à supérieur.

*Remarque* : dans le Val des Muses, les affleurements de micrites à Calpionelles sont très peu nombreux ; en revanche, il existe une série flyschoides coïncée entre la bordure septentrionale du mont Diakopi et le front tectonique de la zone béotienne. Cette série, très replissée, se caractérise par des séquences lithologiques assez monotones qui comprennent essentiellement des roches détritiques terrigènes composées de :

- pélites schisteuses ;
- pélites gréseuses ;
- grès fins à ciment calcaro-pélitique, dont les éléments sont surtout de petits quartz anguleux et de rares fragments de calcaires ;
- grès grossiers à ciment généralement pélitique et rarement carbonaté. Ces grès mal consolidés contiennent des quartz, des micas blancs chloritisés et des éléments calcaires tels des petits galets de dolomie, de calcaires néritiques triasiques à *Involutina* sp., et liasiques à *Orbitopsella* sp., et de micrites rouges à filaments. En de rares endroits, dans des grès noirs, nous trouvons également des morceaux de latérites emballés dans de l'argile rubéfiée.

Il est à noter enfin que près de l'entrée de la dépression du Rouxavouni et à proximité des bergeries de Koronia, il affleure des marnes blanches à galets de radiolarites et d'ophiolites serpentinisées.

#### g. COUPES A L'OUEST DU VILLAGE D'AYOS YORGOS.

En partant du village d'Ayos Yorgos pour se diriger vers Ano Sourpi à l'Ouest, on emprunte une dépression séparant la retombée orientale du massif de l'Helicon et le chevauchement frontal de la zone pélagonienne. Au niveau de la chapelle Ayos Constantinos (fig. 138 A) et sous le front de chevauchement du flysch tertiaire pélagonien entraînant devant lui un copeau tectonique composé de calcaires gris-blanc recristallisés, contenant de nombreux fragments bréchiques (débris de Rudistes, de radiolarites, de roches vertes), on voit :

#### g1. Coupe près de la chapelle Ayos Constantinos.

- (1) des pélites grises broyées, au sein desquelles s'intercalent des micrites roses, à petits éléments détritiques (grains de quartz et pélites), et à Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellites darderi* (Colom), *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), et des *Stomiosphaera* sp., datant le Berriasien moyen à supérieur ;
- (2) sous la chapelle Ayos Constantinos, en bordure des formations eluviales récentes, affleurent des bancs de calcaires micritiques roses, à Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicolaria* sp., datant le Tithonique supérieur-Berriasien inférieur (?) ;
- des formations récentes ;



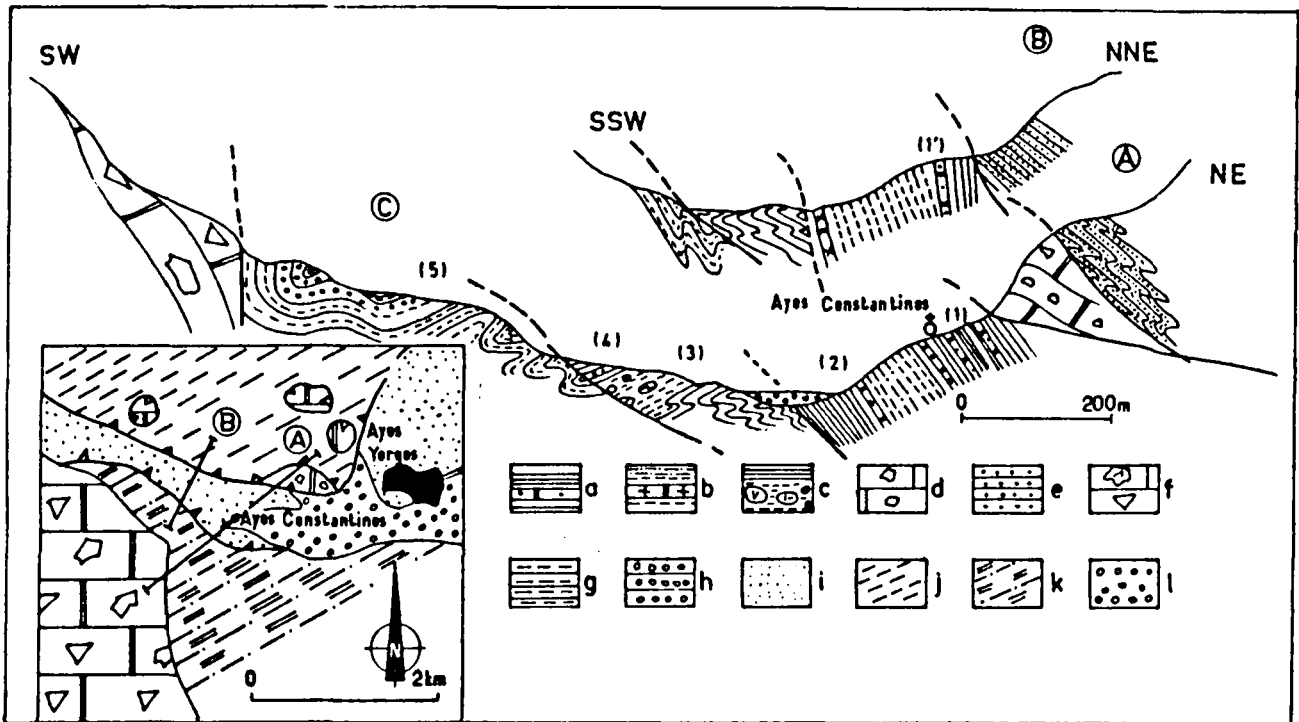


Fig. 138.- Coupes à l'Ouest d'Ayo Yorgos.

a. Micrites à Calpionelles intercalées dans des pélites schisteuses. - b. Grès et pélites gréseuses. - c. Marnes blanchâtres à galets de serpentines, radiolarites, calcaires, etc... - d. Calcaires à Rudistes fortement recristallisés. - e. Flysch pélagonien tertiaire. - f. Calcaires à débris de Rudistes. - g. Flysch gréseux parnassien. - h. Flysch conglomératique parnassien. - i. Flysch béotien éocrétacé. - j. Flysch pélagonien tertiaire. - k. Flysch parnassien tertiaire. - l. Formations récentes.

- (3) 80 à 100 m du fond de la vallée, en se dirigeant vers le Sud Ouest, affleurent des marnes gris-blanchâtre, à nombreux galets de radiolarites cataclasées, de roches vertes (péridotites, gabbros) et des laves associées (spilitites, diabases) ;
- (4) au contact du flysch béotien et du flysch du Parnasse, on trouve des plaquettes de micrites roses à Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *T. longa* (Colom), *T. colomi* (Knauer), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), et à *Stomiosphaera* sp. ;  
- un contact anormal ;
- (5) une série flyschoïde tertiaire qui repose anormalement contre son substratum carbonaté parnassien, d'âge crétacé supérieur.

g2. Coupe au col de Kato-Sourpi.

A 800 m environ à l'Ouest d'Ayo Constantinos (fig. 138 B), avant d'arriver au col qui conduit à Kato-Sourpi, le flysch pélagonien tertiaire chevauche les formations flyschoïdes de la zone béotienne. Les pélites rouges redressées contiennent des micrites fines roses, à Calpionelles (*Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis* sp., *Cadosina fusca* Wannar) et des *Nannocornus* sp., indiquant un âge berriasien moyen.

La série se continue par des pélites gréseuses et quelques bancs de grès qui reposent sur le flysch tertiaire de la zone du Parnasse.

h. COUPE AU FRONT OCCIDENTAL DU MONT KARAMOUTZI.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le mont Karamoutzi est formé de calcaires néritiques blancs, d'âge triasico-liasique. Cette formation carbonatée, représentant la "gemelle" néritique du flysch béotien, chevauche son propre flysch au mont Karamoutzi (fig. 139) et sous le chevauchement au front du Karamoutzi, près de la chapelle Aya Anna, on rencontre :

- (1) des formations détritiques écrasées, de couleur brune, dans lesquelles apparaissent des micrites grises à nombreux débris pélitiques. Dans ces micrites, la microfaune est rare mais nous avons trouvé : *Calpionella* sp., *C. alpina* Lorenz, datant le Tithonique-Berriasien ;
- (2) 10 à 15 m de micrites fines à silex, dans lesquelles il existe des sections de Radiolaires indégageables car leurs coques ont été épigénisées par de la calcite ;
- (3) 250 m de pélites fines grises, au sein desquelles on trouve des débris de roches effusives (spilite). Vers la base de la série, on observe les mêmes calcaires à silex que ceux que nous avons décrit plus haut. Il semblerait alors que l'épaisseur retenue soit exagérée et qu'il existe probablement différentes échelles tectoniques dans l'ensemble pélitique ;
- (4) des calcaires à silex redressés, contenant de rares sections de Radiolaires ;  
- un contact anormal ;
- (5) des formations flyschoïdes tertiaires appartenant au flysch de la zone du Parnasse.

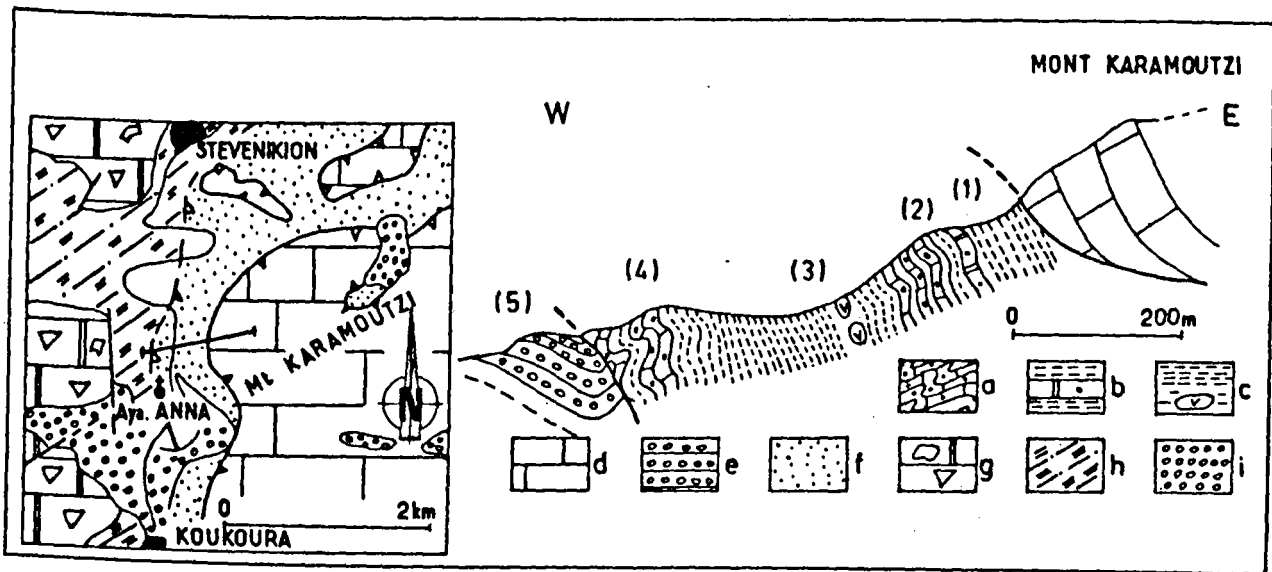


Fig. 139.- Coupe au front occidental du mont Karamoutzi.

a. Calcaires micritiques à silex. - b. Micrites à *Calpionelles* dans des pélites. - c. Spilites dans des formations pélitiques. - d. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - e. Flysch conglomératique parnassien. - f. Flysch béotien éocétacé. - g. Calcaires néritiques à Rudistes et à débris de Rudistes. - h. Flysch parnassien tertiaire. - i. Formations récentes.

#### 1. COUPE DU MONT SPILIES.

Sur la route de Levadia à Delphes, après avoir franchi le premier col juste avant la dépression qui conduit à Karakolithos, un synclinal a été recoupé par la nouvelle route empruntant la dépression qui se dirige vers le mont Spilies au S-SE, on observe (fig. 140) :

- (1) des formations détritiques avec de nombreux galets de calcaires triasico-jurassiques, des radiolarites et des grès à éléments de quartz et à ciment carbonaté ;

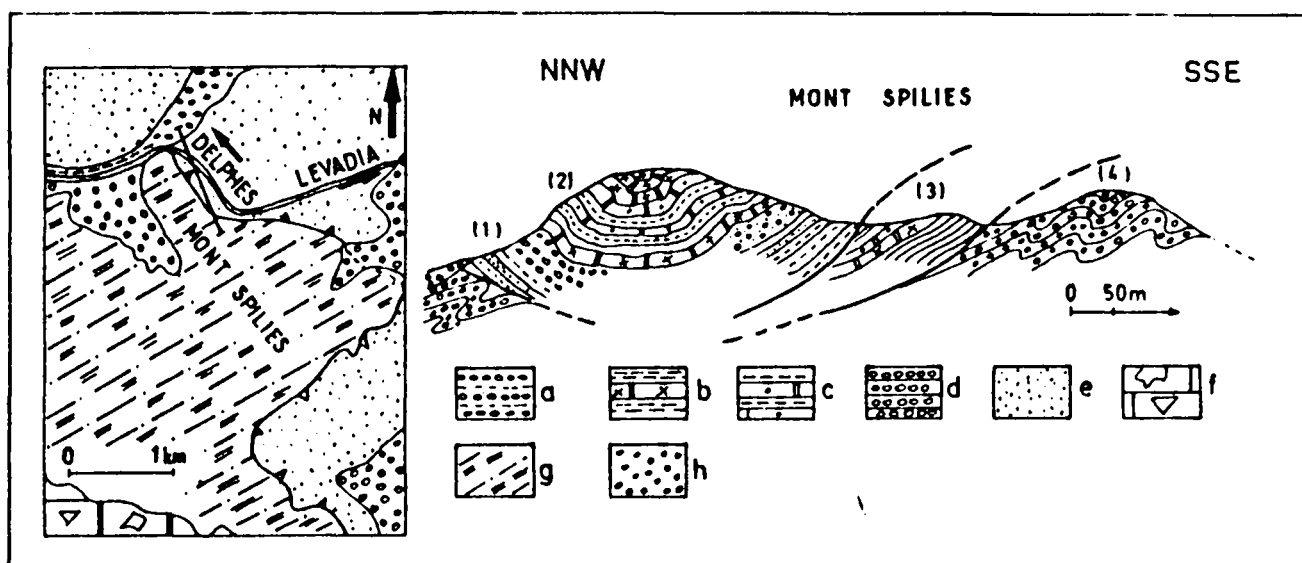


Fig. 140.- Coupe du mont Spilies.

a. Formations cétritiques mal consolidées. - b. Grès et pélites. - c. Micrites à Calpionelles dans des pélites. - d. Flysch conglomératique parnassien. - e. Flysch béotien éocrétacé. - f. Calcaires à Rudistes et à débris de Rudistes. - g. Flysch parnassien tertiaire. - h. Formations récentes.

- (2) le synclinal, formé de pélites, grès mal consolidés et micrites fines dans lesquelles les lames minces ont fourni des Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella longa* (Colom), *T. carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Cadosina fusca* Wanner, *Calpionellopsis* sp., et des *Nannocornus* sp., datant le Berriasien moyen à supérieur ;
- sur le flanc méridional du synclinal, réapparaissent les formations détritiques grossières ;
  - un contact anormal ;
- (3) une écaille de formations flyschoides, contenant des pélites broyées, des grès friables et quelques bancs micritiques roses, à *Calpionella alpina* Lorenz, du Tithonique-Berriasien ;
- le contact chevauchant majeur ;
- (4) des formations flyschoides tertiaires de la zone du Parnasse.

#### j. AUTRES AFFLEUREMENTS.

##### j1. Le Vlakika Kalivia au Sud Ouest de Thourion.

Dans la vallée qui sépare le mont Kourtalika du mont Kerata, nous voyons affleurer, sous le front du chevauchement de la zone pélagonienne, une série flyschoides écrasée dans laquelle on trouve (fig. 146a ; cf. infra):

- des radiolarites rouges holosiliceuses, contenant quelques fantômes de Radiolaires ;
- une série de pélites rouges et vertes sur une dizaine (?) de mètres, dans laquelle viennent s'intercaler des plaquettes peu épaisses de micrites roses et crèmes. L'examen microscopique de ces micrites montre une riche faune de Calpionelles : *Calpionellites darderi* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Tintinnopsella longa* (Colom), *T. carpathica* (Murgeanu et Filipescu). Cette association indique le Berriasien supérieur ;
- des formations flyschoides recélant beaucoup de pélites grises et des grès.

Au sein de ces pélites, nous avons découvert des micrites fines avec de nombreux éléments détritiques et des Foraminifères : *Rotalipora appenninica* (Renz), *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., datant l'Albo-Cénomaniens. De plus, dans le flysch on retrouve les niveaux marno-calcaires blanchâtres à galets roulés de calcaires triasico-liasiques, de roches vertes (péridotites, gabbros) et des radiolarites cataclasées.

*Remarque* : dans le secteur compris entre la retombée septentrionale du massif de l'Helicon, dans la région du mont Spilies et de Kato-Sourpi et le front tectonique du chevauchement de la zone pélagonienne, sur les zones les plus externes dans la région de Xaironia et de Vlakika-Kalyvia, on voit affleurer des formations flyschoides considérées autrefois par Papastamatiou et al. (1971) soit comme du flysch parnassien au Sud, soit comme des sédiments de transition entre la zone du Parnasse et la zone subpélagonienne : "Transition sediments from the eastern Grece zone (subpelagonic) to the zone of Parnassos-Chiona". En fait, il semble bien qu'il existe un soubassement flyschoides constitué de flysch gréseux et conglomératique parnassien, surmonté tectoniquement par le flysch béotien. En l'absence de niveaux datés ou de repères lithologiques précis, il semble délicat d'essayer de distinguer les deux flyschs en présence.

#### k. LA DEPRESSION ENTRE LA LOCALITE DE DOMBVRENA ET LE MONASTERE DE MAKARIOTISSA.

En empruntant le chemin qui conduit du village de Dombvrena au monastère de Makariotissa, à 1 km environ de la localité de Dombvrena au pied du mont Tsouka, là où sont installés des bergeries et des puits pour l'alimentation en eau potable, on voit (fig. 141k) :

- (1) une série de calcaires micritiques blancs, d'âge triasico-liasique ;
- (2) un ensemble de pélites gréseuses et de grès calcaireux très friable, occupant toute la dépression. Dans cette formation, nous avons trouvé des radiolarites rouge-lie-de-vin dans lesquelles existent quelques Radiolaires : *Podocapsa* sp., *Podobursa* sp., *P. pantanellii* Parona, *Emiluvia* sp., *Parvicingula boesii* (Parona), *Eucyrtes hamni* (Tan-Sin-Hok), *Mirifusus chenodes* (Renz), *M. mediodilatata* (Rüst). Cette association marque l'intervalle stratigraphique jurassique supérieur-crétacé basal ;
- (3) des plaquettes micritiques roses, apparemment au-dessus ; stratigraphiquement, des radiolarites ont fourni des Calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), datant le Berriasien ;
- (4) des pélites grises schisteuses, fines, micacées, au sein desquelles apparaissent des xénolites de roches vertes (péridotites) et de laves (diabases).

Dans cet ensemble calcaro-pélitique, il existe de nombreux accidents tectoniques très difficiles à mettre en évidence.

#### l. LA DEPRESSION D'AYOS NIKOLAOS.

Dans cette dépression, sur des radiolarites vraisemblablement datées du Jurassique supérieur (cf. ci-dessus), viennent des pélites schisteuses grises et rouges, dans lesquelles nous avons trouvé de rares plaquettes micritiques roses à Calpionelles (fig. 141l) (*Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu)), datant le Tithonique-Berriasien

Le reste de la série est formé de pélites schisteuses et de shales localement interrompues de grès calcaireux peu consolidés.

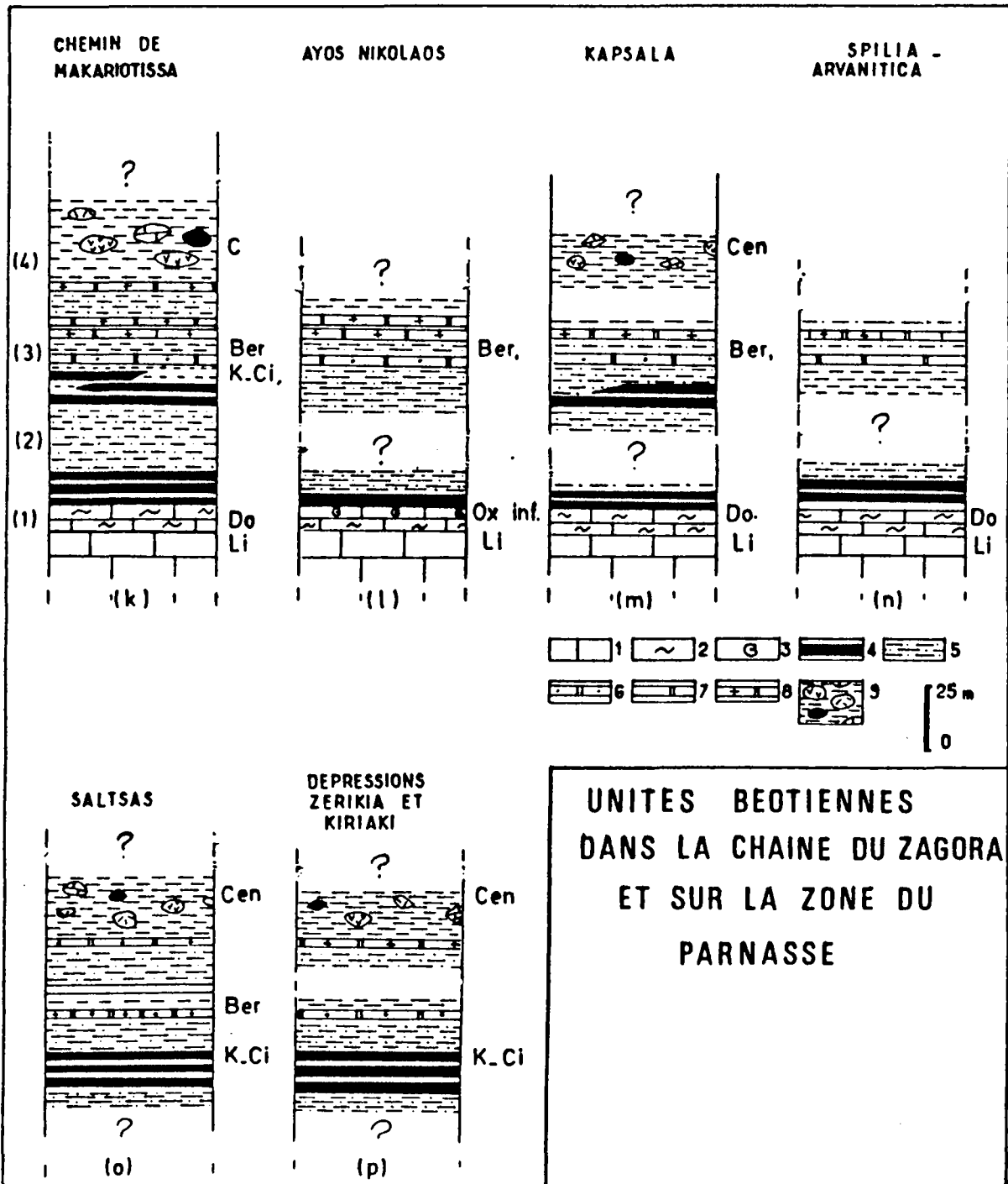


Fig. 141.- Profils montrant des unités éocènes en Béotie.

Les différentes séries sont affectées d'une lettre correspondante au plan du texte.

1. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 2. Micrites rouges à filaments. - 3. Calcaires rouges à Céphalopodes. - 4. Radiolarites et pélites. - 5. Pélites gréseuses. - 6. Micrites à Calpionelles. - 7. Micrites à *Nannoconus* sp. - 8. Grès mal consolidés dans des pélites. - 9. Marnes blanchâtres à galets de serpentines, radiolarites, calcaires, etc...

#### m. LA DEPRESSION DE KAPSALA.

La dépression de Kapsala est située au Sud du sommet du Diakopi en direction de Koukoura

(fig. 141m). Contre une faille, on voit affleurer des pélites gréseuses entrecoupées de grès calcaireux friables, des radiolarites, des xénolites de roches vertes ou de roches effusives et quelques plaquettes de micrite rose ou crème, à *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella* sp., *Stomiosphaera* sp. et des *Nannoconus* sp., indiquant la partie basale.

#### n. LA GROTTA SPILIA-ARVINITICA.

Dans le massif du Tsouma-Danili, en bordure du golfe de Corinthe au lieu-dit Spilia Arvinitica, sur des calcaires rouges à filaments et *Protoglobigerina* sp. (fig. 141n) existent des radiolarites surmontées d'une série rouge pélitique, au sein de laquelle les quelques bancs de calcaires micritiques roses ont livré des *Nannoconus* sp. et des *Stomiosphaera*, qui sont à rattacher au Jurassique supérieur-Crétacé basal.

#### o. LA BAIE DE SALTSAS.

Au pied du mont Kivari, en bordure du golfe de Corinthe près de la baie de Saltsas, sur le flysch tertiaire parnassien, il existe quelques klippes tectoniques constituées de radiolarites, desquelles ont été extraits des Radiolaires (fig. 141o) (*Podobursa* sp., *P. triancatha* Fischli, *P. spinosa* Ozvoldovoi, *Mirifusus mediodilatata* (Rüst), *Archaeospongoprimum imlayi* Pesagno, *Emiluvia chica* Foreman). Cette association suggère un âge kimméridgien-portlandien (?).

Au sein des pélites schisteuses rouges qui surmontent les radiolarites, viennent des micrites roses en plaquettes, dans lesquelles nous avons trouvé *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), du Berriasien inférieur à moyen.

Comme dans la plupart des secteurs où il existe du flysch éocétacé, apparaissent des marnes gris clair passant à des marno-calcaires, dans lesquelles il existe des galets de roches vertes (péridotites, gabbros), de roches effusives (spilites, diabases), de calcaires néritiques triasico-liasiques et des galets de radiolarites.

#### p. LES DEPRESSIONS DE ZERIKIA ET DE KIRIAKI.

Enfin, dans la vallée de Zerikia et de Kiriaki, au coeur même du massif de l'Helicon, on trouve des klippes tectoniques sur des synclinaux de flysch tertiaire. Près de Zerikia (fig. 141p), cette klippe est allongée dans l'axe du synclinal sur 2 km environ et sur une largeur de quelques centaines de mètres. La composition est très hétérogène et l'on retiendra surtout la présence de radiolarites, xénolites, de roches vertes (péridotites) emballées dans des formations flyschoïdes. Dans les radiolarites, les Radiolaires très mal conservés ont fourni : *Podocapsa* sp., *Podobursa* sp., *P. pantanelli* Parona, *Emiluvia* sp., *Eucyrtes hanni* (Tan-Sin-Hok), datant le Kimméridgien-Crétacé basal.

Dans les pélites gréseuses rouges, on trouve des grès friables identiques à ceux du flysch béotien de la bordure orientale du massif de l'Helicon.

Près de la sortie Sud du village de Kiriaki, sur le flysch tertiaire en position synclinal, affleurent sur 300 à 400 m une klippe tectonique dont les éléments rappellent tout à fait ceux que nous venons de décrire dans la klippe précédente. De plus, dans les micrites roses en

plaquettes, nous n'avons pas trouvé de Calpionelles mais quelques *Nannocomus* sp. Ce dernier microfaciès évoque le microfaciès à Calpionelles du Tithonique-Crétacé basal.

#### q. CONCLUSION A L'ETUDE DU CRETACE DE LA ZONE BEOTIENNE EN BEOTIE.

Le faible nombre d'affleurements, les faciès flyschoides de la série et la position tectonique "infra-pélagonienne" contribuent à rendre difficile l'identification des unités béotiennes en Béotie.

L'examen des différents profils présentés ci-dessus nous apprend que le Crétacé est composé essentiellement de formations flyschoides à la base desquelles se trouvent, la plupart du temps, des radiolarites du Malm s.l.

La sédimentation détritique débute toujours par des pélites fines qui contiennent des bancs repères de micrites roses ou crèmes contenant des Calpionelles du Tithonique-Berriasien. En de rares endroits, nous avons identifié l'Albo-Cénomaniens à *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp. Ces niveaux affleurent dans des formations flyschoides extrêmement pélitiques. Il apparaît une formation repère constituée de marnes blanchâtres qui recèlent de nombreux éléments de roches vertes, radiolarites et de calcaires. Ce niveau particulier correspondrait à un écho sédimentaire de la grande transgression d'âge albo-cénomaniens sur les zones internes plus orientales. L'absence de niveaux datés du Crétacé supérieur, en Béotie, est peut-être due aux événements tectoniques majeurs du Lutétien supérieur ayant fait chevaucher les unités pélagoniennes sur la zone béotienne.

## 2. LE CRETACE DE LA ZONE BEOTIENNE DANS LES MONTS GERANEES.

Située à l'extrémité de la péninsule qui relie la Grèce continentale au Péloponnèse, la série crétacée est malaisée à mettre en évidence car elle existe dans un secteur qui est haché de grandes failles verticales liées aux activités tectoniques et récentes du golfe de Corinthe.

Cette région, jusqu'en 1972, a été considérée comme appartenant à la zone du Pinde par Spiliadis (1964), puis par Christodoulou (1970). Récemment, Fleury (1980) a proposé de la considérer comme une zone de transition entre la terminaison paléogéographique méridionale du domaine parnassien et le Trapézona (fig. 142).

#### a. COUPE DE LA ROUTE DE LOUTRAKI A PERACHORA.

La coupe est située à 200 m au Nord de la route de Loutraki à Perachora et parallèlement à celle-ci (fig. 143a). De bas en haut, nous observons :

- (1) des radiolarites, avec de rares intercalations pélitiques ;
- (2) des pélites fines renfermant un banc de calcaires peu épais (0,20 m), dans lequel on trouve des *Globochetes* sp., des *Nannocomus* sp. et *Calpionella alpina* Lorenz, datant le Tithonique supérieur-Berriasien inférieur ;
- (3) 150 m environ de flysch pélitique à la base et plus grés-conglomératique vers le sommet. Les rares bancs de grès sont friables et discontinus. Il existe également des galets de roches vertes serpentinisées et de radiolarites cataclasées emballés dans des pélites marneuses. Il est à remarquer que les éléments de ce niveau ne dépassent guère 0,5 à 1 mm de diamètre,

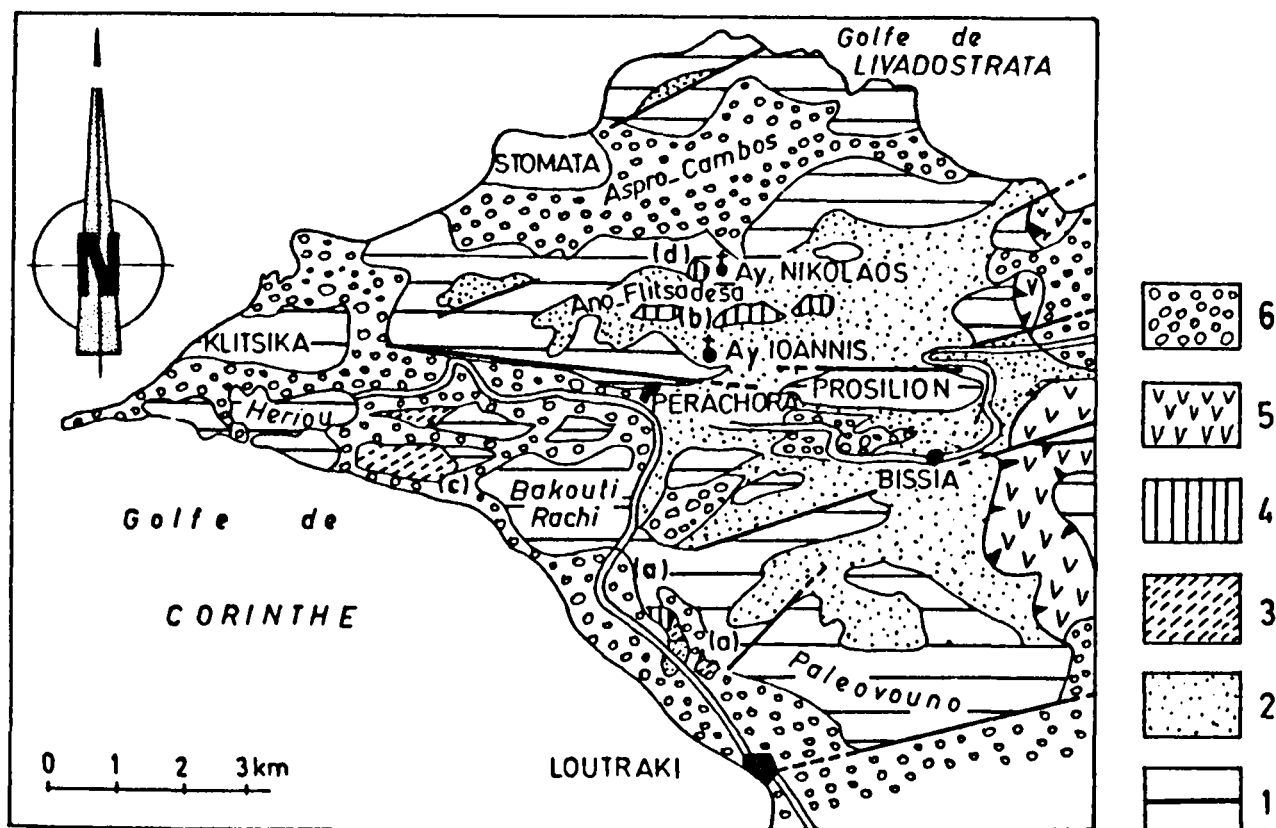


Fig. 142.- Carte de répartition des affleurements crétacés dans les monts Géraniées.

1. Calcaires triasico-liasiques. - 2. Radiolarites du Malm s.l. - 3. Flysch béotien. - 4. Calcaires néritiques crétacés-paléogènes. - 5. Ophiolites. - 6. Formations récentes.

alors qu'en Béotie les galets peuvent atteindre un diamètre avoisinant le décimètre. Dans la partie sommitale de la série, les microbrèches à ciment pélitico-micritiques sont composées de grains de quartz, de fragments de radiolarites et de roches vertes, de débris d'Echinodermes et d'Éponges. Dans le ciment, nous avons pu mettre en évidence des Foraminifères : *Præoglobotruncana* sp., *Hedbergella helvetica* Bolli, datant le Turonien-Sénonien inférieur.

Vers le sommet des collines qui surplombent la route de Loutraki à Perachora, affleurent des calcaires néritiques blancs, dans lesquels il a été reconnu des Mégalodontidés du Trias supérieur et des Algues mélobésiées, des *Lepidorbitoides* sp., des *Orbitoides* sp., du Crétacé supérieur-Paléocène. Le contact entre ces blocs de tailles variées et les formations flyschoides sous-jacentes est masqué par une épaisse couverture néogène. Ces niveaux, datés du Crétacé supérieur-Paléocène sur le flysch, sont à rapprocher des calcaires de la coupe d'Aspro-Cambos (fig. 110).

#### b. COUPE DANS LE SECTEUR DU LAC HERIOU A LA CHAPELLE AYOS IOANNIS.

En partant du lac Heriou pour se diriger vers l'Est, on rencontre des formations flyschoides qui "percent" l'abondante couverture néogène (fig. 143b) Par endroit apparaît un flysch comprenant :



- (1) des pélites grises gréseuses et de rares bancs de grès fins. Puis localement, des micrites indurées gréseuses, avec beaucoup de grains de quartz, alternent avec les bancs de grès. Elles recèlent : *Ophthalmidium* sp., Rotalidés, *Hedbergella helvetica* Bolli, datant le Turonien ;

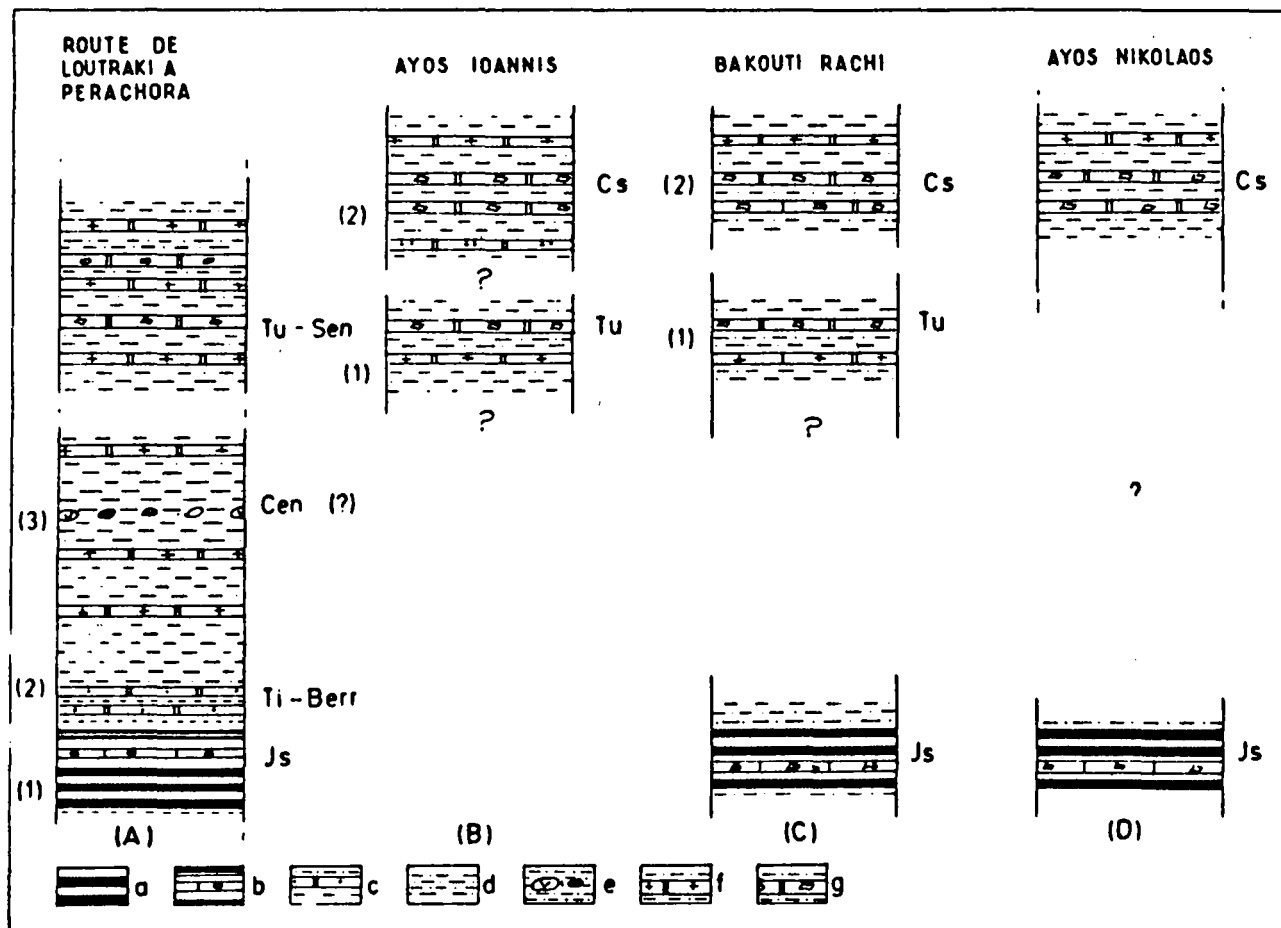


Fig. 143. - Profils dans les monts Géraniées.

a. Radiolarites et pélites. - b. Radiolarites et microbrèches. - c. Micrites à Calpionelles. - d. Pélites gréseuses. - e. Marnes blanchâtres à galets de serpentines, radiolarites, calcaires, etc... - f. Grès mal consolidés dans des pélites. - g. Microbrèches dans des pélites.

- (2) des microbrèches contenant des fragments de roches vertes altérées, des radiolarites brisées, des grès fins à ciment pélitique, des Rudistes roulés et des Foraminifères : *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Globotruncana* sp., datant le Crétacé supérieur.

Les nombreuses failles verticales et l'abondance de formations récentes empêchent d'observer la partie sommitale du flysch. Vers le sommet de cette formation, mais sans pouvoir affirmer si le passage du flysch calcaire est véritablement stratigraphique, viennent des calcaires diodétritiques blancs, avec de nombreux débris de grès fins, de Rudistes, des *Orbitoides* sp. brisées, des fragments de *Lepidorbitoides* sp. et de *Miscellanea* sp., et des Algues mélobésiées du Tertiaire (Paléocène) (c.f. infra).

c. COUPE DU MONT BAKOUTI RACHI.

En bordure du golfe de Corinthe, en allant du lac Heriou à la chapelle Aya Panayia, au milieu des formations néogènes, on voit apparaître (fig. 143c) :

- (1) un ensemble de radiolarites rouges, intercalées de pélites gréseuses et de microbrèches à *Protopeneroptis striata* Weynschenk ;
- (2) un ensemble flyschoïde formé d'une alternance de :
  - + pélites schistes grises, de quelques centimètres d'épaisseur ;
  - + grès calcaireux à ciment calcaro-pélitique qui renferment essentiellement des grains de quartz anguleux, des micas blancs, des fragments latéritiques, des débris de Lamellibranches, d'Algues et des Foraminifères ramifiés, enveloppés d'une pellicule pélitique ;
  - + microbrèches à ciment carbonaté, dans lesquelles il existe des fragments de serpentines, de radiolarites, de latérites, de micaschistes et de marbres. Les lames minces ont livré : *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella helvetica* Bolli, datant le Turonien s.l.

d. COUPE DE LA CHAPELLE AYOS NIKOLAOS.

En partant de la localité de Perachora pour se rendre à la chapelle Ayos Nikolaos située au Nord de cette localité, on emprunte une route qui conduit au mont Ano Flitsadesa. La haute plaine, couverte de vignes, située à 400 m d'altitude, est constituée de radiolarites datées du Dogger-Malm par *Protopeneroptis striata* Weynschenk découvert dans des microbrèches. En passant au col qui conduit à Ayos Nikolaos, des formations flyschoïdes affleurent près d'une petite source. Dans des microbrèches calcaires, on observe : des Algues, des débris de Lamellibranches et des Foraminifères (*Siderolites* sp., *Orbitofides* sp., *Spirillina* sp.) datant le Crétacé supérieur.

e. REMARQUE.

Les quatre profils examinés ci-dessus (fig. 143) ont été levés à la faveur de quelques affleurements sporadiques qui "percent" la couverture néogène de cette partie des monts Gérénées. Compte tenu d'une part, des structures engendrées par la tectonique récente liée à la création du golfe de Corinthe et par les conditions difficiles d'affleurement d'autre part, il semble assez délicat de proposer une épaisseur pour la série crétacée.

f. CONCLUSIONS SUR LE CRETACE DE LA ZONE BEOTIENNE DANS LES MONTS GERANEES.

Dans les monts Gérénées, peu de micrites à Calpionelles ont été découvertes dans les séries béotiennes. En revanche, plusieurs profils recèlent des microbrèches à *Hedbergella* sp., du Turono-Sénonien. La présence de ces Foraminifères dans les différentes séries crétacées confirme la permanence du sillon béotien pendant ce laps de temps. Il est à remarquer qu'en Argolide, il existe des niveaux équivalents dont les microfaciès sont plus grossièrement détritiques (Bachmann et Risch ; Vrielynck).

Enfin, en de rares endroits (fig. 142), nous trouvons des calcaires biodétritiques d'âge crétacé supérieur-paléogène, en position tectonique sur les séries flyschoïdes sous-jacentes. Ces calcaires peuvent être l'indice de la fermeture du sillon béotien à la fin du Crétacé supérieur (cf. *infra* : Paléogène).

### 3. CONCLUSION SUR LE CRÉTACE DE LA ZONE BÉOTIENNE.

Né au Malm inférieur, le sillon béotien a surtout fonctionné en tant que tel pendant tout le Crétacé inférieur. Sa largeur initiale est difficilement évaluable mais son extension latérale est pratiquement constante au front des zones internes helléniques, ce qui tendrait à prouver son existence dans toute la chaîne dinarico-hellénique. Identifié surtout par ses formations détritiques datées du Crétacé inférieur, il repose très souvent sur le flysch tertiaire de la zone du Pinde au Nord de la transversale du Sperchios et sur le flysch de même âge de la zone du Parnasse au Sud de celle-ci (fig. 144).

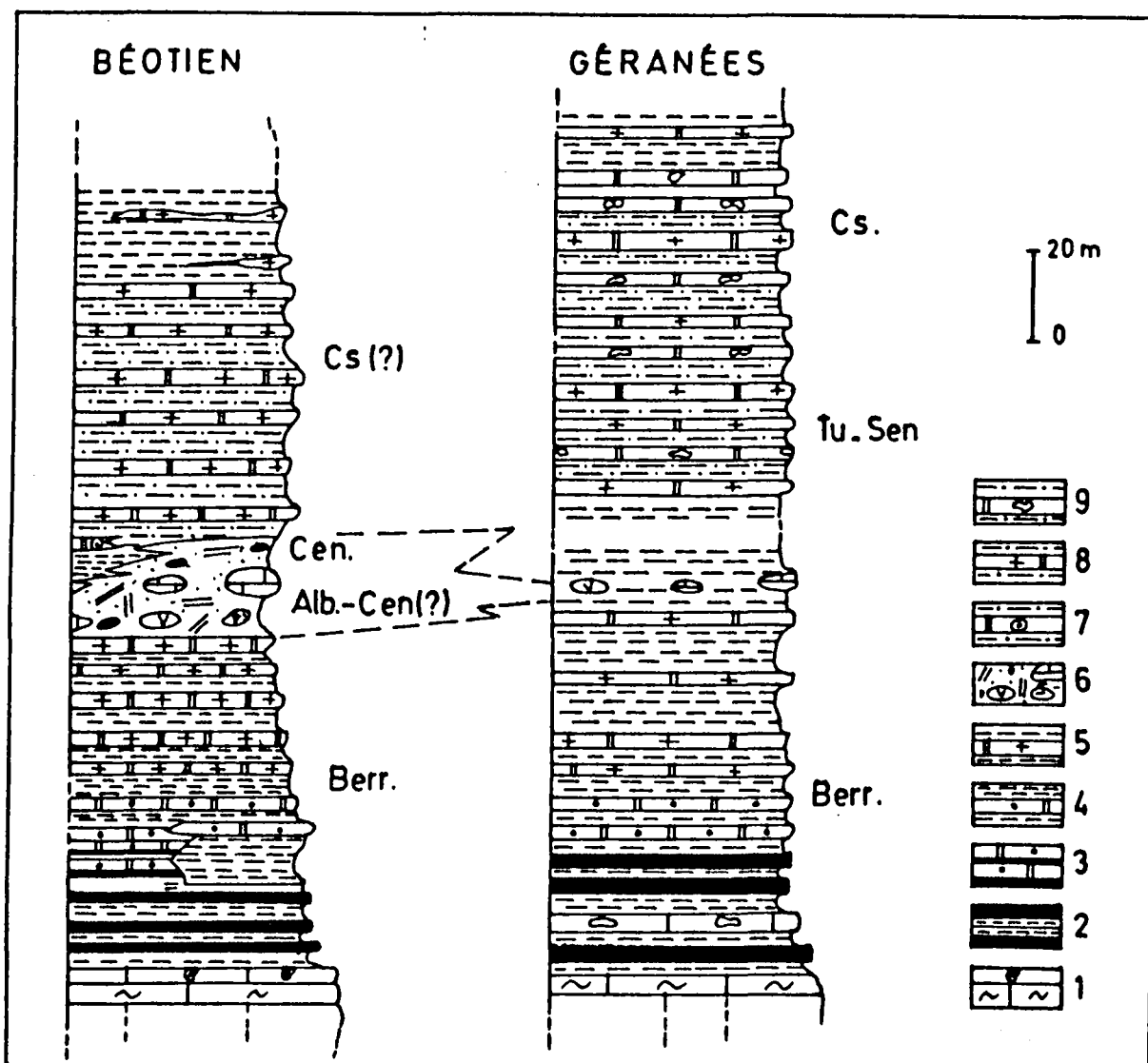


Fig. 144.- Colonnes stratigraphiques simplifiées du Crétacé de la zone béotienne.

1. Micrites rouges à filaments et Céphalopodes du Jurassique moyen. - 2. Radiolarites et pélites du Malm. - 3. Alternance de radiolarites et de calcaires gréseux à Calpionelles. - 4. Micrites à Calpionelles. - 5. Grès intercalés de pélites schisteuses. - 6. Marnes blanchâtres à galets d'ophiolites, radiolarites et calcaires, etc... - 7. Calcaires à *Rotalipora* sp. - 8. Grès dans des pélites gréseuses. - 9. Microbrèches dans des pélites.

#### a. LA MICROFAUNE.

La rareté de la microfaune explique en partie l'identification tardive des unités crétaées de la zone béotienne. D'une manière générale, les niveaux à Tintinnidés se trouvent la plupart du temps dans des pélites fines. Ces niveaux sont des micrites fines en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur. Les niveaux reconnus sont datés du Tithonique-Berriasien moyen à supérieur. En Béotie, dans des calcaires microbréchiques, j'ai identifié des *Rotalipora* sp. de l'Albo-Cénomaniens, et dans les Gérénées, il est très courant de trouver des grès finement microbréchiques à *Hedbergella* sp. du Turono-Sénonien. De plus dans ce secteur, sur les lémations flyschoides, il existe des calcaires biodétritiques à Orbitoïdes, Globotruncanidés remaniés et des Algues paléogènes (*cf. infra*).

#### b. LITHOLOGIE.

Reposant sur des radiolarites presque partout à l'affleurement, des pélites fines micaées occupent toujours la base du Crétacé. L'épaisseur de cette série est assez variable. A l'exception des micrites fines à Tintinnidés, la sédimentation est homogène. Au sommet des pélites, quelques bancs de grès mal consolidés supportent des marnes blanches et pélites grisâtres à galets divers. Le ciment de ces marnes est calcaro-pélitique mais peut devenir franchement pélitique. Les éléments sont souvent des débris de roches vertes arrachés au "complexe ophiolitique". C'est ainsi que l'on trouve d'une part, des fragments de gabbros, diorites, péridotites et des dunités et d'autre part, des fragments du "complexe filonien", basalte, trachyte, diabase et des hyaloclastites. Parmi ces éléments, il y a également des radiolarites souvent cataclasées, des galets de quartz dont l'origine se situe probablement dans les zones internes. Enfin, ce qui est beaucoup plus curieux, c'est la présence en Béotie, dans le Val des Muses d'un nombre spectaculaire de Madréporaires noyés dans ces marnes blanchâtres. La répartition de ceux-ci s'étage du Malm au Crétacé inférieur. Nous pensons que ces Polypiers ont été arrachés de la bordure occidentale de la zone pélagonienne au moment de la transgression albo-cénomaniens. Les galets de calcaires, extrêmement mal conservés, recèlent une microfaune du Trias-Lias. Mais très souvent on trouve des calcaires rouges à filaments et à Protoglobigérines (Dogger-Malm inférieur).

Au-dessus de cette série repère assez peu visible dans les monts Gérénées, si ce n'est au travers de grès friables riches en éléments de roches vertes, de radiolarites et de quartz roulé, il s'installe des faciès flyschoides.

Les rythmes lithologiques sont quelquefois assez bien décelables, comme dans les monts Gérénées où le flysch béotien acquiert un vrai faciès flysch, en revanche, en Béotie, il peut rester pélitique sur une assez grande épaisseur.

Vers la base des séries flyschoides (post-Turonien), dans les monts Gérénées, le faciès flysch cède la place à des faciès riches à microbrèches qui indiquent des séquences de bordure de plate-forme. En Argolide, Bachmann et Risch (1976), Vrielynck (1979) et Baumgartner (1981) signalent un flysch quartzo-pélitique daté du Jurassique supérieur-Aptien, des conglomérats du Barrémien et des calcaires du Cénomaniens supérieur-Maestrichtien qui forment la base d'un flysch paléocène. Il est à remarquer que l'absence de Calpionelles en Argolide est peut-être due au fait qu'en lieu et place du Tithonique-Berriasien, il existe une série fortement con-

glomératique peu propice au développement de cette microfaune particulière. Plus au Nord, au-delà de la vallée du Sperchios, le scénario est toujours à peu près le même.

## E. LE CRETACE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Les formations crétacées de la zone pélagonienne qui transgressent sur les formations alpines triasico-jurassiques, voire même paléozoïques, sont largement représentées dans la région qui nous intéresse.

Etant donné qu'il existe une bibliographie abondante sur ce sujet dans des publications de l'Institut Géologique d'Athènes (Haralambous, 1961-1975) puis dans le volume I du VI<sup>e</sup> Colloque égéen (Brünn *et al.*, 1977), nous nous bornerons à rappeler quelques références portant sur notre secteur.

Après Boblaye et Virlet (1833) et Nöth (1931) qui étudièrent une macrofaune abondante à Rudistes crétacés en Béotie, il faudra attendre Renz et Reichel (1948) en Locride, pour voir apparaître dans la littérature, les premières descriptions de microfaunes cénomaniennes. Citons encore Albandakis (1968), Bignot *et al.* (1968, 1971) et Christodoulou (1969) qui apportèrent des précisions stratigraphiques sur la base du Crétacé en Locride et sur le passage Crétacé-Tertiaire en Eubée. Dans plusieurs publications (Clément et Ferrière, 1973 ; Clément, Combes et Fourcade, 1978), nous avons d'une part, daté avec précisions l'âge de la transgression crétacée sur des formations jurassiques dépourvues soit de roches vertes, soit du mélange "volcano-sédimentaire" et d'autre part, proposé une interprétation paléogéographique prenant en compte la présence de séries flyschoides et les latérites chromo-nickelifères découvertes en Béotie.

### 1. LE CRETACE DE LA ZONE PELAGONIENNE EN BEOTIE.

Les affleurements de séries crétacées dans la zone pélagonienne sont d'une part, transgressifs sur des substratums variés, d'âge différent (ophiolites, calcaires, poches de fer, radiolarites...) et d'autre part, chevauchant sur les formations flyschoides béotiennes ou pélagonienne.

#### a. COUPE DE LA REGION D'ALIARTOS.

En bordure de la route de Delphes à Thèbes, à la sortie du village d'Aliartos derrière la conserverie de tomates, il existe une carrière dans laquelle on voit (fig. 145), de bas en haut :

- (1) des calcaires blancs cariés, dans lesquels il a été trouvé des Pinnidés et des fragments de *Diceras* sp. (?). Cette série peut être attribuée au Jurassique inférieur (ou Malm inférieur ?) ;  
- un niveau rubéfié de quelques centimètres ;
- (2) 10 m de calcaires microbréchiques à traces rouges ferrugineuses, à galets de latérites de taille très variable, pouvant atteindre un décimètre de diamètre, à galets de radiolarites, de roches vertes (péridotites, gabbros) et de calcaire détritiques à ciment ferrugineux. Les microbrèches contiennent des Algues siphonnées et des Foraminifères ; *Dictyocomus* cf. *reicheli* Guillaume, *Palorbitolina* cf. *lenticularis* (Blumenbach), datant l'Aptien inférieur ;
- (3) 20 m de calcaires biodétritiques. Ces calcaires sont encore microbréchiques

à la base et alternent avec des pélites rouges ferrugineuses. L'examen au microscope de ces calcaires a livré des Ostracodes et des Foraminifères : Textularidés, *Ophthalmidium* sp., *Orbitolina* sp., *Mesorbitolina* sp., *Neorbitolina cornutus* Douville. Cette association indique l'Albien ;

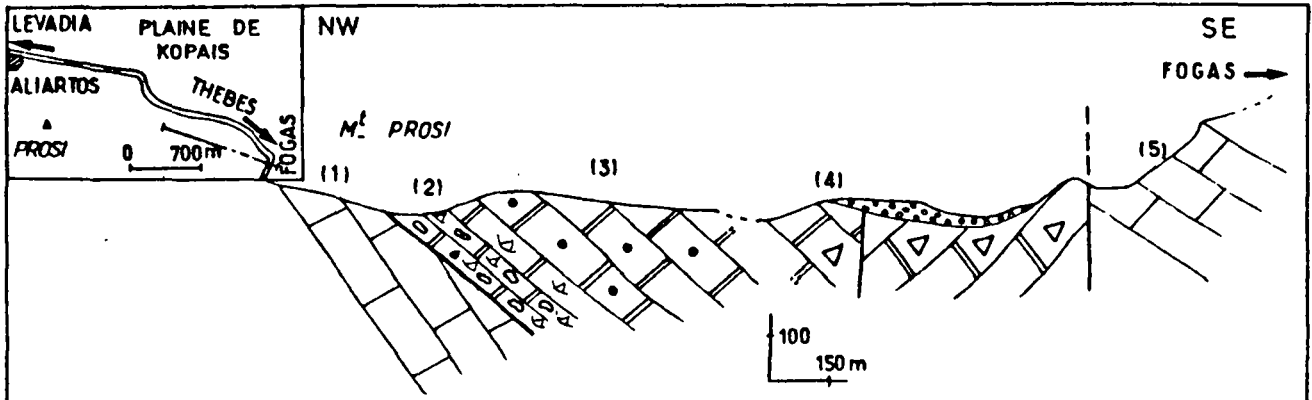


Fig. 145.- Coupe de la transgression crétacée dans la région d'Aliartos.

Légende dans le texte.

- (4) 60 à 70 m de calcaires néritiques blancs, massifs, faillés, à Rudistes, à la base desquels il a été trouvé *Caprina adversa* d'Orbigny qui date le Céno-manien. Vers le sommet de la formation, d'autres Rudistes ont été découverts : *Sauvagesia* sp., *Bournonia* sp., *Vaccinites* sp. ?, *Radiolites* cf. *sauvagesi* Toucas du Santonien(?). Dans la partie sommitale, les lames minces ont livré des Foraminifères : *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., *Globotruncana bicarénées*, du Turonien-Santonien.

La coupe s'arrête contre une faille verticale qui met au contact le Crétacé supérieur et le Jurassique supérieur du mont Fogas.

Non loin de la route de Levadia à Thèbes, sur le chemin qui mène à la localité de Mavromati en bordure du mont Chiongi, à 1 km environ de la route nationale, on voit, en contact avec les formations néogènes de la plaine de Thèbes, des calcaires biodétritiques à Orbitolinidés de l'Albien (*Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina* cf. *conca* (Lamarck)).

#### b. PROFIL DANS LA VALLEE AU SUD DE LA LOCALITE DE THOURION.

A 500 m environ de la route de Levadia à Gravia, dans une vallée qui sépare le flysch béotien du front de chevauchement du Pélagonien, sur la zone béotienne (au lieu-dit Vlakika-Kalivia), il existe une série comprenant de bas en haut (fig. 146 a et b) :

- (1) des radiolarites écrasées ;
- (2) un niveau ferrugineux, formé essentiellement d'un conglomérat d'éléments ferrifères et de débris de roches vertes et de radiolarites ;
- (3) des calcaires rubéfiés à Ostracodes et Algues : *Salpingoporella dinarica* Radoicic, que l'on peut trouver dans le Barrémo-Aptien, puis 4 à 5 m de calcaires argileux rougeâtres, en bancs de 1 à 2 cm d'épaisseur, séparés par des niveaux pélitiques latéritiques. Les calcaires ont livré des Ostracodes et des Foraminifères : *Cuneolina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Nezzazata* sp. Cette association, très imprécise, pourrait se situer à la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur ;
- (4) 1 à 2 m de calcaires jaunâtres micritiques, en bancs massifs, à *Nezzazata* sp., *Montcharmonthia* sp., *Ophthalmidium* sp., du Crétacé supérieur s.l. ;
- (5) 1 m de poudingues formés essentiellements de Rudistes roulés, parmi lesquels on trouve : *Vaccinites gaudryi* (Munier-Chalmas), *V.* cf. *squamosus* (d'Orbigny), *V. cornu-vaccinum* (Bronn), *Sauvagesia* sp., *Bournonia* sp., du Santonien-Campanien inférieur ;

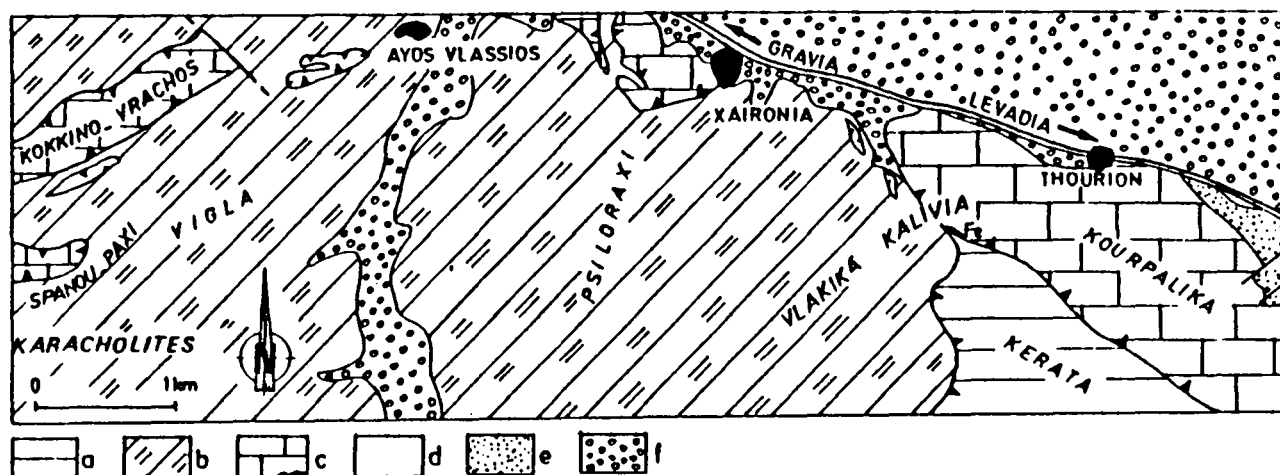


Fig. 146a.- Carte des affleurements de flysch béotien au Nord Ouest de Levadia.

a. Ensemble de calcaires à silex, radiolarites et micrites à Calpionelles. - b. Flysch béotien. - c. Calcaires néritiques à Rudistes crétaçés. - d. Micrites roses à Globotruncanidés. - e. Flysch pélagonien tertiaire. - f. Formations récentes.

(6) des calcaires blancs néritiques bien lités, dans lesquels apparaissent des sections de Rudistes. L'examen microscopique montre une association de : *Dasycladacées*, *Thamatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Pseudocyclamina* sp., *Montcharmonthia apenninica* de Castro, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, qui suggère un âge sénonien supérieur. La faune de Rudistes pourrait alors appartenir au Sénonien s.l. : *Vaccinites* sp., *Sauvagesia* sp., *Medeella* sp.

En plusieurs endroits, soit en contact stratigraphique avec le flysch paléocène pélagonien au Sud Est de la localité de Thourion, ou en klippe tectonique sur le flysch béotien, comme au Sud de la localité d'Ayos Vlassios, ou près du lieu-dit Vlakika-Kalivia, on trouve des calcai-

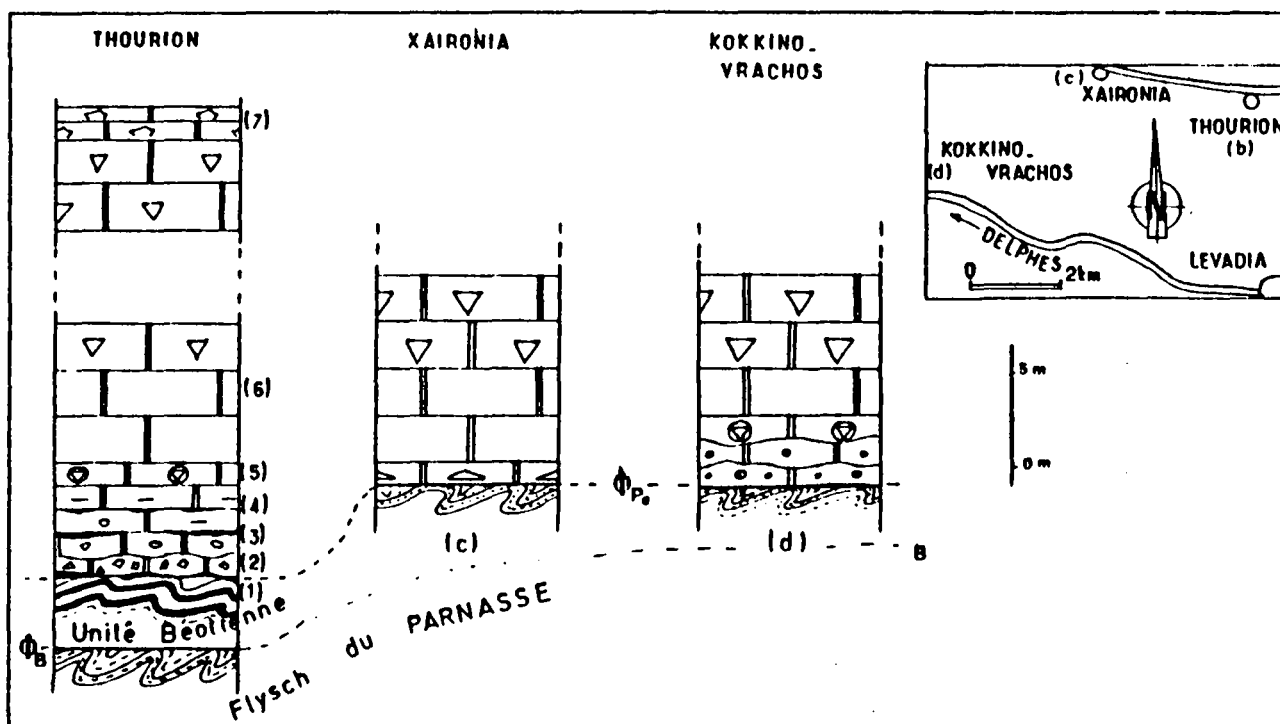


Fig. 146b.- Profils des séries crétaçées de la zone béotienne en Béotie.

Légende dans le texte.

res micritiques gris-bleu, à silex, surmontés de micrites roses à Globotruncanidés (*Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. arca* Cushman), du Campano-Maestrichtien.

c. COUPE DE LA KLIPPE DE XAIRONIA.

Au Sud de la localité de Xaironia, chevauchant sur le flysch béotien, le chicot calcaire qui la surplombe (fig. 146 a et c) renferme, d'Ouest en Est : *Quinqueloculina* sp., *Nezzazata* sp., *Cuneolina* sp., *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, datant le Cénomanién, et vers le sommet, des sections de Rudistes : *Hippurites* sp., *Radiolites* sp., *Medeella* sp., du Crétacé supérieur.

d. KOKKINO-VRACHOS.

Au Nord-Nord Est de la route de Levadia à Delphes (fig. 146 a et d), avant d'arriver au croisement de la route de Distomon, près du lieu-dit Karacholites, on aperçoit, en direction du Nord, des klippes tectoniques reposant en contact anormal sur du flysch béotien. Elles sont désignées sous le nom de Kokkino-Vrachos. Dans la partie inférieure de la série, il existe des calcaires conglomératiques rubéfiés qui remanient des galets de latérites, de radiolarites et de roches vertes (le lieu-dit Kokkino-Vrachos indique la couleur rouge des roches).

Puis, à 5 ou 6 mètres au-dessus, on trouve des calcaires bréchiques qui contiennent des débris de Rudistes, des Algues et des Foraminifères : *Orbitolina* sp., *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Biconcava bentori* Hamaoui, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui et Saint-Marc, *Nezzazata* sp. Cette association caractérise le Cénomanién.

La partie supérieure de la série montre des sections de Rudistes à rapprocher des *Hippurites* sp. et des *Radiolites* sp., datant le Crétacé supérieur.

Entre Kokkino-Vrachos et la localité d'Ayos Vlassios (fig. 146a) l'éperon calcaire de Kastro forme également une klippe tectonique composée de calcaires lités, riches en Foraminifères (*Globotruncana arca* (Cushman), *G. stuarti* (de Lapparent), *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides media* (d'Archiac)), datant le Campano-Maestrichtien.

e. AUTRES AFFLEUREMENTS.

ei. Au Nord de la plaine de Copais vers Kolaka-Loutsí.

D'après Degardin (1971), sur un substratum composé de radiolarites ou d'ophiolites, il existe :

- des calcaires bréchiques et microbréchiques à Foraminifères, du Sénonien inférieur ;
- des calcaires néritiques massifs, à Rudistes, du Santonien-Campanien inférieur (?) ;
- des calcaires bioclastiques à petits silex ou une alternance de pélites gréseuses et de calcaires gréseux qui sont rapportés au Maestrichtien grâce à une microfaune benthique ;
- des pélites schisteuses à microbrèches et le sommet des calcaires à silex qui appartiennent au Danio-Paléocène.



e2. Au Nord de la plaine de Copais en Locride et en Béotie septentrionale.

D'après Guernet et Bignot (1968) et Guernet (1971), sur des poches de fer creusées dans des calcaires jurassiques ou sur des ophiolites, on coupe successivement :

- une couche ferralitique ;
- des calcaires bréchiques à Rudistes (Turonien supérieur) ou des calcaires microbréchiques à Foraminifères, du Sénonien inférieur ;
- des calcaires à Rudistes et à microfaune benthique, du Sénonien supérieur P.P. ;
- des calcaires en plaquettes, à *Globigerina* sp., du Paléocène, en alternance avec des pélites ;
- un flysch éocène (?).

Il est à noter que ces deux secteurs sont marqués par une absence de calcaires à silex en plaquettes, à Globotruncanidés, du Campano-Maestrichtien.

e3. Les klippes tectoniques d'Ambelos et de Kefali.

Selon Combes (in Clément et al., 1978), sur la bordure méridionale du massif du Parnasse (fig. 147), il existe, dans l'île d'Ambelos et dans la presqu'île de Kefali, chevauchantes sur le flysch tertiaire parnassien, deux séries crétacées qui représenteraient le sommet de l'unité flyschoidé éocétacée béotienne et le passage au Crétacé supérieur-Béotien. Les seuls éléments d'âge crétacé supérieur de cette zone sont connus dans notre secteur sous un faciès flyschoidé d'âge turonien en Béotie (fig. 137) et dans les monts Gérénées (fig. 144), ce qui serait, semble-t-il, incompatible avec l'installation d'une plate-forme néritique béotienne au Crétacé supérieur.

Nous pensons que ces deux séries pourraient plutôt correspondre à la partie la plus externe de la plate-forme pélagonienne, diverticulées tectoniquement au Tertiaire, au moment de la mise en place des zones internes sur les zones externes.

e4. La klippe d'Ambelos (fig. 147).

On observe de bas en haut :

- (1) 50 m environ de bancs de calcaires argileux noirâtres, épais de 1 à 5 m, souvent rubéfiés, fréquemment pétris d'Orbitolines, de Rudistes (parmi lesquels *Polyconites* gr. *verneuili-sub-verneuili*) et contenant des fragments de roches vertes altérées. On a déterminé à différents niveaux : *Orbitolina* (*Mesorbitolina*), *Texana parva* Douglass, *Pseudocyclamina* sp., *Cuneolina* sp. de petite taille, Miliolidés, *Bacinella irregularis* Radoicic, de nombreuses Dasycladacées parmi lesquelles : *Permocalculus* sp., *Acroporella* Radoicic (Praturlon), *Boueina* sp. Entre les calcaires, s'intercalent parfois sur plusieurs mètres, des grès ferrugineux et des conglomérats à matrice gréseuse et galets centimétriques de roches vertes, radiolarites, quartz. Associés à ces roches détritiques, s'observent en certains points, des bancs pétris d'Huîtres et de tubulures enchevêtrées dont certaines évoquent le chevelu radical des mangroves actuelles, quelques petites Nérinées mal conservées et de rares Rudistes en mauvais état, que l'on pourrait rapprocher des *Mono-pleuridae*. Localement, un petit indice d'argile latéritique ferrugineuse rouge sombre, à oolites et petits pisolites hématitiques, apparaît dans un

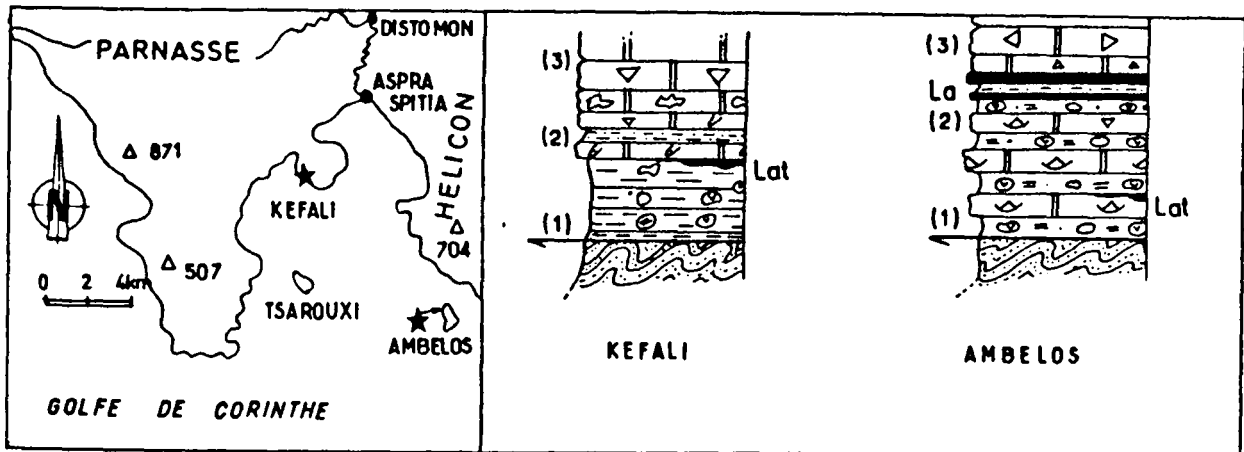


Fig. 147.- Profils des séries crétacées de la zone béotienne sur le massif du Parnasse.  
Légende dans le texte.

niveau où dominent des grès ferrugineux. L'association de Rudistes, de microflore et de microfaune indique l'Aptien-Albien ;

- (2) 10 m de marne gréseuse et grès tendre, à nombreux débris de roches vertes et de chromites, pétris d'Orbitolines avec quelques Huîtres et des Gastéropodes, de l'Aptien, parmi lesquels : *Acteonella zumoffeni* Delpey, *Nerinea pauli* Coquand. Vers le haut, on passe à des argiles latéritiques ferrugineuses, rouge sombre, à litage fruste, analogues au niveau de Kefali, mais ici largement développées sur plusieurs mètres d'épaisseur et sur une cinquantaine de mètres latéralement, jusqu'à la mer vers l'Ouest. Elles sont coupées d'intercalations conglomératiques à petits galets de roches vertes, de quartz et de radiolarites. Certains échantillons de latérite présentent, à la loupe, des éléments ultrabasiques (péridotites, serpentines, chromite) et des quartz anguleux. Dans l'horizon latéritique, se trouve en outre, interstratifié, un banc (1-2 m) de calcaire rougeâtre à petits Rudistes indégageables, Orbitolines et galets de roches vertes ;
- (3) 30 m de calcaire micritique sombre avec : Cunéolines, Miliolles, Textulariidés, Rotalidés, Orbitolinidés, Ostracodes, des fragments de Radiolitidés et *Pseudocyclammina* cf. *sphaeroidea* Gendrot, *Scardonea sommitica* de Castro, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Rotorbinella scarocellai* Torre, *Nummofallotia* sp., *Salpingoporella* sp. *Accordiella* (?), datant le Sénonien inférieur.

e5. La klippe de Kefali.

Stratigraphiquement (fig. 147), elle est composée de :

- (1) 20 à 30 m de conglomérat à matrice gréseuse verdâtre et nombreux galets arrondis ou sub-arrondis (diamètre maximum 20 cm) de roches vertes, grès plus ou moins grossiers, radiolarites, quartz ;
- (2) la partie supérieure du conglomérat précédent, épaisse de 5 à 10 m, est moins détritique et s'enrichit en quelques mètres en niveaux gréseux et en bancs décimétriques de calcaires argilo-gréseux avec : *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. Pourcade et Raoult = 0. (*Mesorbitolina*) *subconca* Leymerie sensu Schroeder, *Colomiella recta* Bonet, *Pseudocyclammina* sp., *Cuneolina* sp., petits Rotalidés, *Sabaudia minuta* Hofker, *Baccinella irregularis* Radoicic. Latéralement, notamment près du bord de mer, s'observent des calcaires argileux bréchiques, rougeâtres, parfois pétris d'Orbitolines et de grands Rudistes, se rapprochant de *Polyconites verneuili* Bayle, de l'Albo-Aptien. A ce niveau, est visible, dans de mauvaises conditions d'affleurement, un très petit indice (quelques dm<sup>2</sup>) d'argile latéritique ferrugineuse, brun-rouge sombre, à éléments hématitiques (diamètre maximum 0,5 cm) ;

- (3) 30 m au moins de calcaires micritiques gris, en masse fracturée, parfois bréchiques, qui contiennent des débris de roches vertes et de radiolarites. On a déterminé, dans le tiers inférieur : *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Colomiella recta* Bonet, Miliolidés, Textulariidés, Codiacées. Dans la moitié supérieure, des niveaux calcaires bréchiques à Orbitolines, rougeâtres, à ciment ferrugineux, sont parfois riches en Rudistes : *Polyconites* cf. *verneuili* Bayle, *Himaerelites* cf. *gemellaroi* di Stefano, du Cénomanién.

e6. Conclusion à la présence de niveaux latéritiques.

Les niveaux latéritiques à la base des klippes d'Ambelos et de Kefali, datés de l'Albo-Aptien, identiques à ceux que l'on observe dans la coupe de Thourion, sont contemporains de la formation du troisième horizon de bauxite dans la zone du Parnasse. La présence de ces formations continentales a été utilisée par Combes (1979) pour proposer la fermeture du sillon béotien au passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur. Si l'on examine les dépôts qui précèdent l'arrivée de la mer crétacée, on s'aperçoit que la zone pélagonienne était envahie par une sédimentation continentale influencée, pour une grande part, par la destruction du complexe ophiolitique. On observe en effet, tant sur les ophiolites que sur les calcaires, qu'il s'est déposé des composés du fer (latérites, hématites, tec...).

f. COUPE DU MONT PIRGAKI.

Ce mont est adossé au flanc Nord Est du Val des Muses. Il est situé à 2 km environ du village de Paleopanaya (Neochorion). Il est constitué d'une série crétacée renversée sur sa couverture flyscholide tertiaire, laquelle chevauche le flysch béotien. La série étant inverse, je débuterai la description par le haut de la colline. Du mont Pirgaki, en descendant vers le Val des Muses, on observe (fig. 148) :

- (1) 75 à 100 m de calcaires microbréchiques, à nombreux galets d'hématite et de latérite. Dans les niveaux bréchiques de la base, on rencontre des Orbitolinidés remaniés, des débris d'Algues et des fragments de Rudistes. Vers le sommet de la série, les calcaires sont moins massifs et contiennent : *Pseudocyclamina* sp., *Montcharmonthia* sp., *Cuneolina* sp. ;

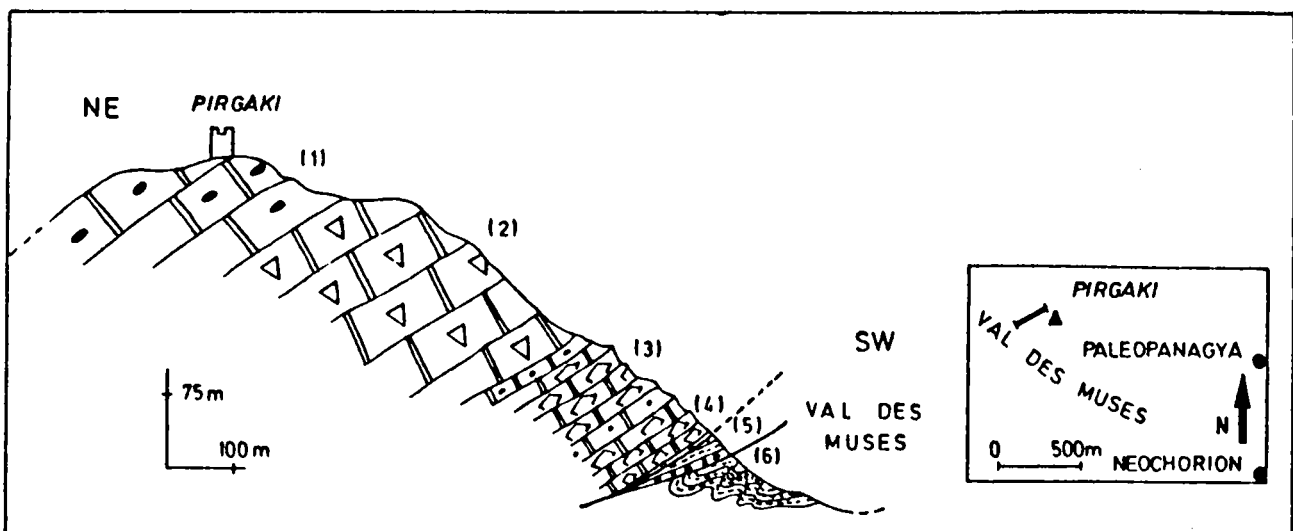


Fig. 148.- Coupe du mont Pirgaki.

Légende dans le texte.

- (2) 100 à 150 m de calcaires néritiques blancs, à Rudistes ;
- (3) 30 à 50 m de calcaires micritiques fins, à silex, à *Pithonella* sp. et à Globotruncanidés : *Globotruncana Lapparenti* Brotsen, *G. coronata* Bolli, *G. Lapparenti-inflata* Bolli (?), *G. gr. sigali-schneegansi*, du Sénonien
- (4) 30 à 50 m de micrites blanches à roses, à *Globotruncana* cf. *stuarti* (de Lapparent), *G. arca* (Cushman), *G. cf. gansseri* Bolli, datées du Maestrichtien supérieur grâce à la présence de *G. gansseri* ;
- (5) des calcaires microbréchiques, en alternance avec des pélites vraisemblablement paléocènes ;
- un contact chevauchant ;
- (6) des formations flyschoides appartenant à la zone béotienne.

9. COUPE ENTRE LA ROUTE D'EVANGELISTRIA ET LE MONT KOUPHORIDARI.

Cette coupe, située entre les localités d'Evangelistria et celle de Mazi, est levée dans l'une des nombreuses klippes tectoniques qui chevauchent le flysch tertiaire pélagonien. Ces klippes sont constituées la plupart du temps par des calcaires d'âge crétacé, représentant probablement la couverture transgressive des massifs ophiolitiques, divarticulée tectoniquement lors de la mise en place des zones internes sur les zones externes (fig. 149). Au travers de l'une de ces klippes tectoniques jusqu'au mont Kouphoridari qui représente la base du flysch tertiaire pélagonien, on rencontre successivement, en contact anormal sur le flysch tertiaire :

- (1a) quelques mètres de formations ferrugineuses, composées d'argiles rouges, de latérites, de galets d'hématite et de fragments de radiolarites cataclasées et de roches vertes altérées ;
- (1b) 8 à 10 m de calcaires néritiques microbréchiques. Ces calcaires contiennent des débris de latérites, des radiolarites, des Rudistes : *Caprina adversa* d'Orbigny, des Foraminifères : *Cuneolina* sp., *Nezasata* sp., *Chrysalidina* sp., et des Orbitolinidés brisés. Cette association suggère le Cénomannien s.l. ;
- (2) 10 à 20 m de calcaires néritiques, à passées rouges, dans lesquels on trouve de nombreuses sections de Rudistes : *Sawagesia* sp., *Bournonia* sp., *Radiolites* sp., du Sénonien ;

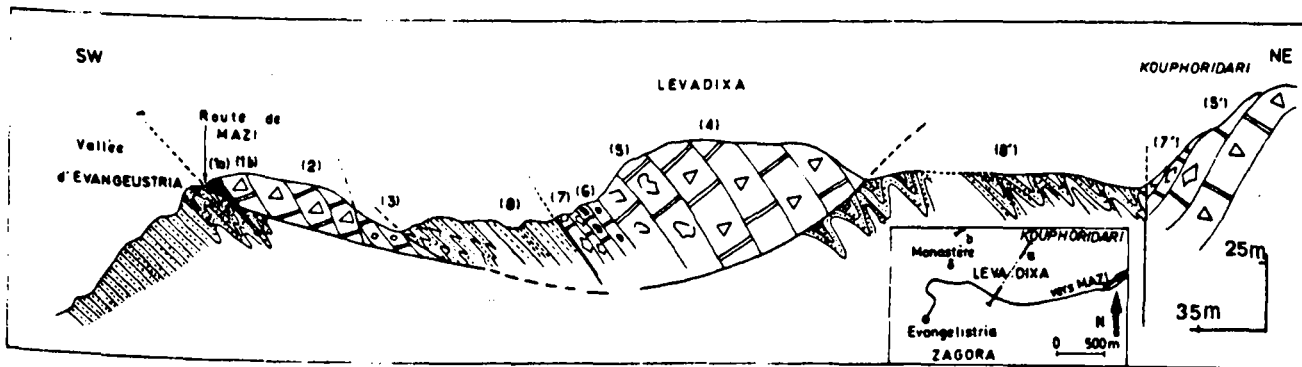


Fig. 149.- Coupe entre la route d'Evangelistria et le mont Kouphoridari.  
Légende dans le texte.

- une faille ;
- (3) quelques mètres de calcaires néritiques blancs, écrasés, à débris de Rudistes ;

- une faille qui met en contact le flysch tertiaire pélagonien et les calcaires néritiques blancs.

La coupe se poursuit par la description de la klippe tectonique de Levadixia. En partant du Nord Est pour se diriger vers le Sud Ouest, on voit de bas en haut :

- (4) des calcaires néritiques gris-blanc, massifs, bien lités, à passées rouges, avec des microbrèches à ciment rubéfié contenant des débris de radiolarites et de latérites, des Rudistes : *Vaccinites* sp., *Radiolites* sp., des Algues : *Dasycladacées*, *Thamatoporella* sp., et des Foraminifères : *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Nummofallotia* sp., *Scandonea* sp., *Montcharmonthia* sp., du Turono-Sénonien ;
  - (5) 30 à 40 m de calcaires néritiques gris-blanc, à débris de Rudistes ;
  - (6) 8 à 10 m de calcaires à silex gris-bleu, en bancs réguliers d'une dizaine de centimètre d'épaisseur, renfermant des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés ;
  - (7) 8 à 10 m de calcaires micritiques roses, à Globotruncanidés : *Globotruncana concavata* Brotzen, *G. angusti-carinata* Gandolfi, *G. linneana* d'Orbigny, du Coniacien supérieur-Santonien ;
- un contact anormal ;
- (8) des formations flyschoides tertiaires.

En reprenant la coupe au mont Kouphoridari, qui représente le sommet de la série carbonatée crétacée, nous trouvons :

- (5') des calcaires néritiques, biomicrospartiques et biomicritiques, à débris de Rudistes et passées détritiques (fig. ) ;
  - (7') des calcaires micritiques gris-bleu, en plaquettes, à *Pithonella* sp. et Globotruncanidés : *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. coronata* Bolli, *G. lapparenti-inflata* Bolli (?), *G. lapparenti-bulloides* Bolli, *G. gr. sigalischmaegansi* Sigal, du Sénonien inférieur ;
- une faille verticale ;
- (8') des formations flyschoides épaisses, appartenant à la zone pélagonienne.

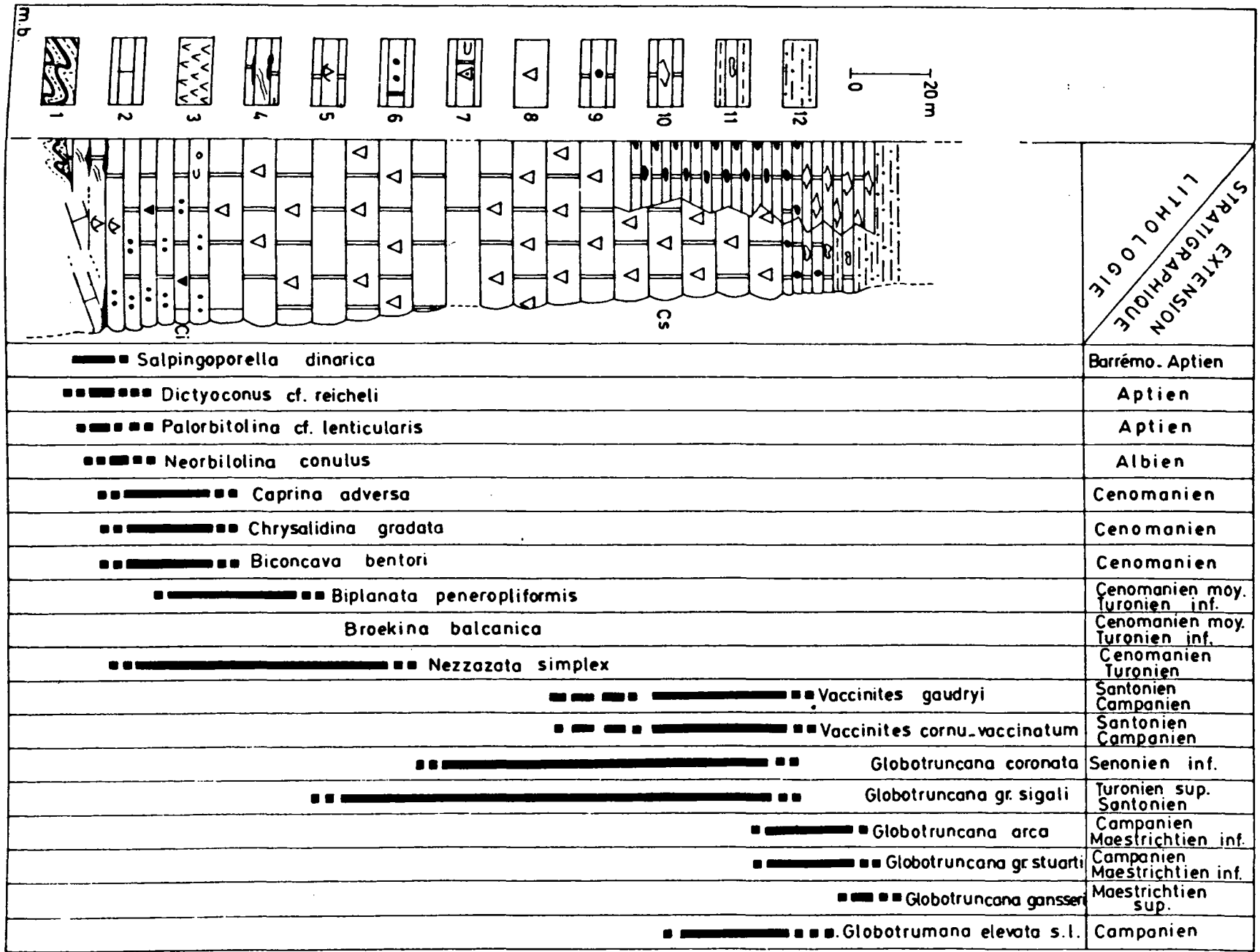
#### h. CONCLUSION SUR LE CRETACE DE LA ZONE PELAGONIENNE EN BEOTIE.

Il est à remarquer que l'âge de base de la transgression crétacée en Béotie est précoce sur les calcaires jurassiques ne recélant pas de poche de fer (fig. 150) . Au Nord de la Béotie, en Locride (Albandakis, 1968 ; Guernet, 1971), elle est datée du Sénonien inférieur et repose sur des niveaux ferrifères couronnant soit les calcaires jurassiques, soit les ophiolites (fig. 170) et rarement des radiolarites (Degardin, 1971).

Fig. 150.- Colonne stratigraphique schématique du Crétacé de la zone pélagonienne externe.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Soubassement radiolaritique et pélitique de la zone béotienne. - 2. Calcaires néritiques jurassiques. - 3. Ophiolites. - 4. Calcaires marneux à niveaux ferrugineux à *Salpingoporella* sp. - 5. Calcaires biodétritiques à Orbitolinidés. - 6. Calcaires marneux à débris ferrugineux. - 7. Calcaires à *Caprina* sp. et *Colomiella* sp. - 8. Calcaires néritiques à Rudistes. - 9. Micrites à silex. - 10. Micrites à Globotruncanidés. - 11. Microbrèches dans des pélitites. - 12. Formations flyschoides paléocènes.



Dans notre secteur, nous trouvons peu de trace de cette transgression sur son substratum, car la plupart des affleurements sont représentés par des klippes tectoniques en contact anormal sur le flysch éocétacé béotien d'une part, ou sur le flysch tertiaire pélagonien d'autre part.

A partir du Cénomanién supérieur, il s'installe des calcaires néritiques à Rudistes qui s'étendent sur tout le pélagonien oriental jusqu'au Coniacien. Des calcaires micritiques à silex vont apparaître, localement, dès le Coniacien supérieur et vont atteindre le Maestrichtien. Il semble bien qu'il existe, dès la base du Sénonien supérieur, des secteurs où la sédimentation pélagique à Globotruncanidés se substitue à la sédimentation néritique à Rudistes.

Enfin, d'une manière générale, des micrites à Globotruncanidés envahissent l'ensemble du Pélagonien occidental.

## 2. LE CRETACE DE LA ZONE PELAGONIENNE EN ATTIQUE.

Les formations crétacées de la zone pélagonienne en Attique affleurent, la plupart du temps, sur des soubassements variés (ophiolites, roches effusives, calcaires...). Nous traiterons de la transgression crétacée sur les deux types principaux de soubassements qui sont représentés soit par les ophiolites de l'unité structurale d'Avlon, soit par les formations calcaires triasiques de l'unité structurale du Parnis-Beletsı (Clément, 1976).

### 2<sub>1</sub>. LE CRETACE DE L'UNITE STRUCTURALE D'AVLON.

#### a. COUPE DE LA TRANSGRESSION CRETACEE A AVLON.

En partant d'Avlon et en se dirigeant vers le mont Drombala, en passant par le mont 750, on emprunte un chemin qui traverse une dépression dans laquelle on trouve des ophiolites (fig. 51a). Sur celles-ci, de bas en haut, reposent :

1. un poudingue formé de galets de calcaires néritiques triasiques, à *Imvolutina* sp. et à Duostominidés, de roches vertes (péridotites et gabbros), de grès versicolores, probablement d'âge paléozoïque supérieur, et de radiolaires.

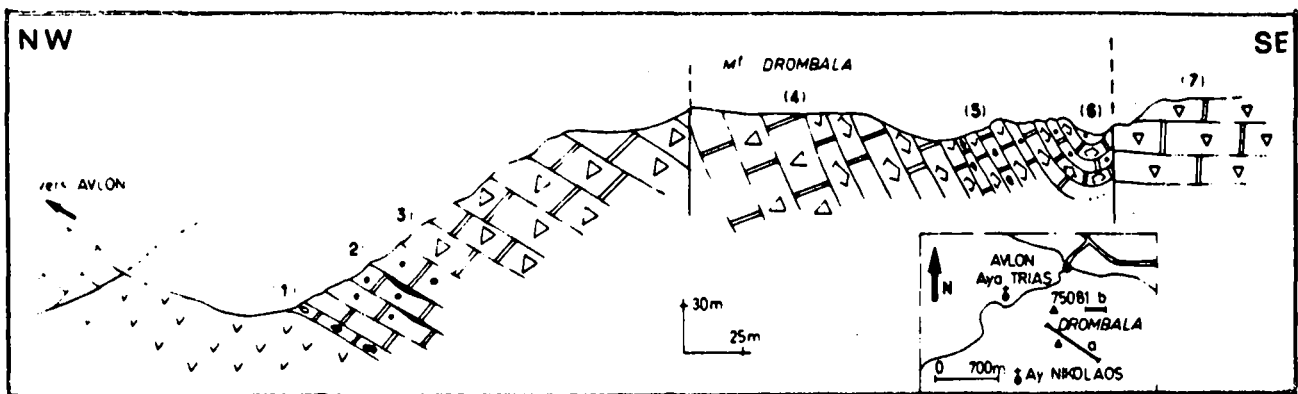


Fig. 151.- Coupes de la transgression crétacée à Avlon.

Légende dans le texte. Partie occidentale de la coupe (cf. supra : fig. 118).

- (2) 15 à 20 m de calcaires gris microbréchiques à la base. Dans les microbrèches, il existe des éléments de roches vertes, des fragments de radiolarites et des morceaux de latérites. Dans les calcaires eux-mêmes, il y a quelques minces niveaux de latérites. Au microscope, on observe : des débris d'*Orbitolina* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Prasalveolina* sp., *P.* cf. *cretacea-brevis* Reichel, *Pseudolituonella guerneti* Decrouez, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Broekina balcanica* Cherchi, Radoicic et Schroeder, *Nezzazata* sp. La présence de *Broekina balcanica*, en association avec *Prasalveolina* cf. *cretacea-brevis* et les autres rares Foraminifères, indique précisément le Cénomaniens supérieur ;
- (3) 60 à 80 m de calcaires néritiques gris-bleu, à sections de Rudistes moins grosses et moins développées que dans la partie externe de la zone pélagonienne voire même du Parnasse ;
  - une faille verticale ;
- (4) 25 à 30 m de calcaires néritiques gris clair, à débris de Rudistes, Gastéropodes et Lamellibranches ;
- (5) 20 à 25 m de micrites grises, à petits silex, à Globotruncanidés bicarénés et à *Globotruncana "renzi"* Gandolfi, *G. coronata* Bolli, *G.* gr. *sigali* Reichel, datant le Turonien supérieur-Coniacien (MCS 4-5 ; Thèse Fleury, 1980) ;
- (6) 25 à 30 m de calcaires micritiques, de plus en plus fins, avec des petits silex. Dans la partie supérieure, on trouve une association de : *Globotruncana elevata* (Brotzen), *G. fornicata* Plummer, *G. coronata* Bolli, qui désigne le Campanien ;
  - une faille verticale ;
- (7) des calcaires néritiques gris-bleu, à nombreuses sections de Rudistes, du Crétacé supérieur.

#### b. AUTRE AFFLEUREMENT.

Au Nord de la coupe précédente, près du col qui sépare le mont 750,81 et la retombée méridionale du mont Drombala, on observe (fig. 151b) ;

- un poudingue de quelques mètres qui recouvre en transgression une cuirasse ferrallitique. Dans ce poudingue à ciment ferrugineux, apparaissent des fragments de roches vertes de taille variable et très souvent altérées en serpentine, de radiolarites, de calcaires néritiques triasico-jurassiques et des débris de latérites roulés ;
- 15 à 20 m de calcaires biodétritiques, à niveaux latéritiques. Les lames minces ont livré des débris de Rudistes, de Bryozoaires, d'Algues et des Foraminifères : Miliolidés très nombreux, *Nezzazata* sp., *N. gyra* Smout, *Chrysalidina* cf. *gradata* d'Orbigny, *Trochospira* sp., *Biplanata peneropliformis* Hammaoui et Saint-Marc, *Pseudolituonella* sp. Cette association indique le Cénomaniens moyen à supérieur ;
- 50 à 60 m de calcaires néritiques gris-bleu, à nombreuses sections de Rudistes de petites tailles. A l'exception de quelques Miliolidés, on ne rencontre pas de microfaune susceptible de dater la formation avec précision. Vers l'Ouest, près d'une faille verticale qui limite les calcaires à Rudistes, les calcaires s'enrichissent en *Pithonella* sp. et *Montcharmonthia* sp. ;
  - une faille verticale ;
- 20 à 30 m de micrites fines à silex, en plaquettes, à *Pithonella* sp. et à Globotruncanidés : *Globotruncana coronata* Bolli, *G.* gr. *lapparenti* Brotzen, *G. angusticarinata* Bolli, du Turono-Santonien.



c. COUPE DE LA VALLEE MAVROREMA.

A l'extrémité Ouest de la dépression d'Avlon (fig. 152), affleure la couverture transgressive crétacée des ophiolites dans la grande vallée de Mavrorema. En se dirigeant vers le Sud Ouest dans une grande vallée, une série subverticale reposant sur les roches vertes montre, de bas en haut

1. 4 à 5 m de latérites rouges, formées surtout de grenaille de fer et de calcaire marneux rubéfié, à ciment ferrugineux, dans lequel on trouve beaucoup de fragments de serpentines et de radiolarites ;
2. 15 à 20 m de calcaires biodétritiques à éléments bréchiques plus ou moins grossiers. Ces éléments sont constitués essentiellement de fragments de roches vertes, de radiolarites, de calcaires triasico-liasiques et de latérites. Les calcaires contiennent également des Algues, des fragments de Bryozoaires, de Rudistes et des Foraminifères : Miliolidés, *Nezzazata* sp., *N. gyra* (Smout), *N. simplex* Omara, *Praealveolina* sp., *Montcharmonthia* sp., *Chrysalidina* cf. *gradata* d'Orbigny, *C. gradata* d'Orbigny, *Pseudolituonella* sp., *P. reicheli* Mari, "*Vaiukulamina*" *picardii* (Henson), *Cuneolina* sp., *Nummoloculina* sp., datant le Cénomanién moyen à supérieur ;

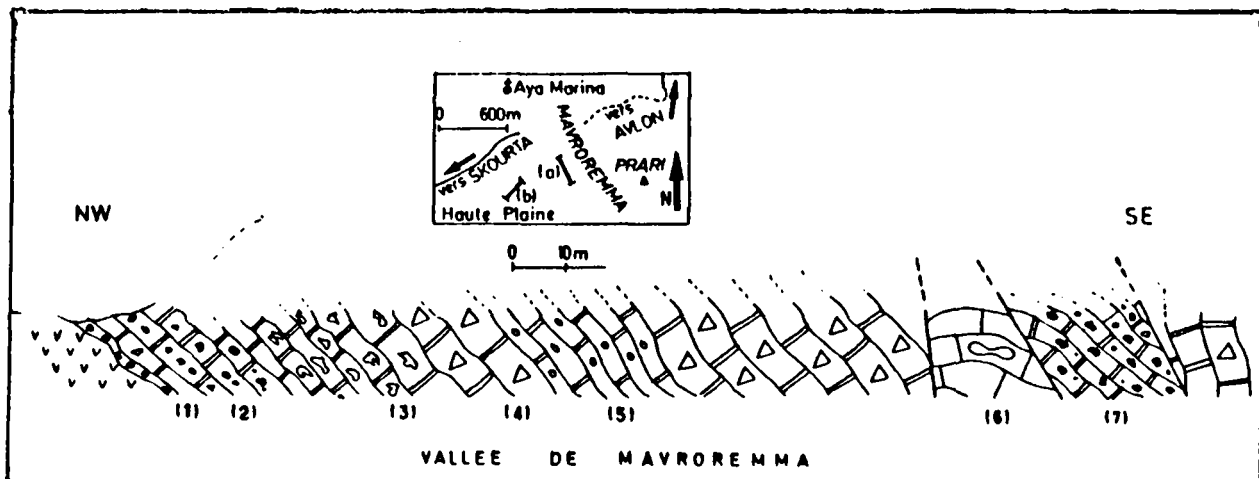


Fig. 152.- Coupe de la vallée Mavrorema.

Légende dans le texte.

- (3) 40 à 50 m de calcaires néritiques, à passées ocres, en fines plaquettes, d'une épaisseur inférieure au décimètre. Plusieurs passées bréchiques à éléments calcaires, datés du Crétacé, s'intercalent dans cette série : ce sont des brèches intraformationnelles dont les éléments atteignent quelquefois 10 mm. La macrofaune est surtout représentée par des Rudistes dans la partie supérieure. Quant à la microfaune, plus rare dans la partie supérieure de la formation, elle est abondante dans la partie inférieure. On y trouve : Miliolidés, *Pseudolituonella* sp., *P. reicheli* Mari, *Nummofallotia apula* Luperto-Sinni, *Nummoloculina regularis* Philippson, *Biconoava bentoni* Hamaoui et Saint-Marc, *Cuneolina* sp., *Chrysalidina gradata* d'Orbigny. Cette association indique le Cénomanién moyen à supérieur ;
- (4) 10 à 15 m de micrites noires, fines, à silex, dans lesquelles la microfaune semble absente ;
- (5) 40 à 50 m de calcaires néritiques, avec quelques rares petits silex à la base et de nombreux Rudistes de taille très modeste ;
  - une zone faillée, de quelques mètres de longueur ;
- (6) une écaille tectonique, sur quelques mètres, formée de calcaires néritiques gris-blanc, et contenant *Orbitopsella* sp., du Lias s.l. ;
  - une nouvelle zone faillée, sur quelques mètres de longueur ;

- (7) des calcaires microbréchiques, à débris de Rudistes et à Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., *N. gyra* Smout, *Pseudolituonella* sp., *P. reicheli* Mari, *Montcharmonthia* sp., du Cénomanién moyen à supérieur.

La série se poursuit par des calcaires biointrasparitiques et bioclastiques, à Rudistes et à Globotruncanidés écrasés et faillés.

d. COMPLEMENTS SUR LES FORMATIONS QUI ENCADRENT LA VALLEE DE MAVROREMA.

d1. Affleurements entre la vallée de Mavrorema et le mont Pirgaki.

En bordure de la plaine d'Avlon, vers l'Est, non loin de la vallée de Mavrorema, les ophiolites sont recouvertes au Sud par une puissante série crétacée. En se dirigeant vers le mont Pirgaki, on trouve :

- une cuirasse ferralitique, épaisse de quelques mètres ;
- 5 à 10 m de calcaires microbréchiques à débris de roches vertes, radiolarites et latérites. Le ciment des microbrèches renferme des morceaux de Rudistes et des Foraminifères : *Pseudolituonella reicheli* Mari, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Orbitolina* sp., *Nezzazata* sp., *N. gyra* Smout, *N. simplex* Omara, *Alveolina* sp., *Praealveolina* sp., *Cuneolina* sp., *Biconcava* sp., *Nummoloculina* sp. Cette association indique le Cénomanién moyen à supérieur ;
- 40 à 50 m de calcaires néritiques gris-bleu, à Rudistes, en gros bancs.

d2. Affleurements près de la chapelle Aya Panaya.

A l'Ouest de la vallée de Mavrorema, en se dirigeant vers Skourta, on rencontre la série crétacée transgressive sur les roches vertes. Le pendage de cette série étant très faible et la végétation abondante, il est assez difficile de lever une coupe continue.

En plusieurs endroits, il existe :

- des calcaires néritiques gris-bleu, à passées microbréchiques, dont les éléments sont formés de débris de latérites, radiolarites et de roches vertes serpentinisées. Les lames minces ont livré des Foraminifères : Miliolidés, Nezzazatidés, *Pseudolituonella* sp., *Biconcava* sp., *Cuneolina* sp., *Chrysalidina* sp., *Pseudorhapidionina* sp., *P. lauricensis* (de Castro), *Broeckina balcanica* (?) Cherchi, Radoicic et Schroeder, *Nummoloculina regularis* Philippson, *Biplanata* sp., du Cénomanién moyen à supérieur-Turonien inférieur ;
- des calcaires en plaquettes gris-bleu, micritiques, à silex, contenant des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés : *Globotruncana helvetica* Bolli, *G. gr. sigali* Reichel, du Turonien supérieur ;
- des calcaires gris-crème micritiques, en petits bancs centimétriques, à *Pithonella* sp. et Globotruncanidés : *Globotruncana gr. sigali* Reichel, *G. "renzi"* Gandolfi, *G. schneegansi* Sigal, du Turonien-Sénonien inférieur.

Dans la haute plaine de Skourta, nous n'avons jamais observé de formations flyschoides d'âge crétacé-paléocène.

e. COUPE DU MONT MALIO-NIKOLA.

Entre la chapelle Ayos Nikolaos, au Nord, et la vallée de Soussi, au Sud, le mont Malio-Nikola montre la base de la transgression crétacée sur son flanc septentrional et le passage

Crétacé-Tertiaire sur son bord méridional (fig. 153). Partant d'une faille verticale près du sommet et en se dirigeant vers la chapelle Ayo Nikolaos, on coupe successivement :

- (1) des calcaires latéritiques, contenant de nombreux galets d'hématites et des pisolites ferrugineux. Ces faciès ressemblent à la cuirasse ferrallitique qui recouvre habituellement les ophiolites ;

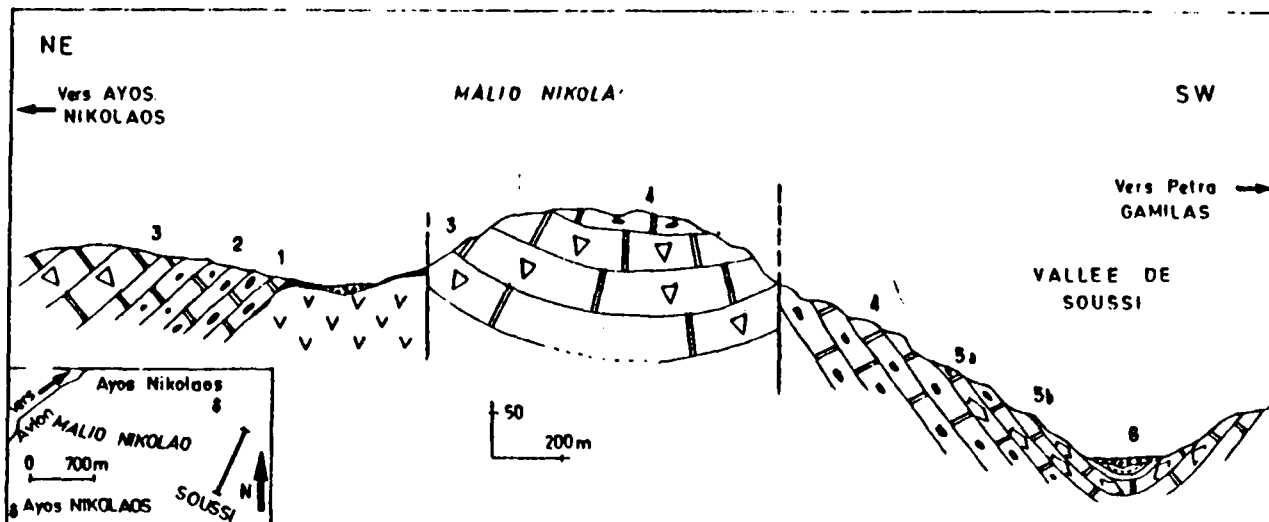


Fig. 153.- Coupe du mont Malio-Nikola.

Légende dans le texte.

- (2) 15 à 20 m de calcaires microbréchiques blancs et roux, dans lesquels on trouve des fragments latéritiques et quelques morceaux de roches vertes et de radiolarites. Les microbrèches ont livré des débris de Rudistes, des Algues et des Foraminifères : Miliolidés, *Orbitolina* sp. remaniée, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Dicyclina* sp., "*Valvulamina*" *picardii* Henson, *Vidalina hispanica* Schlum (?), *Nezzasata* sp., *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Pseudolituonella reicheli* Mari, *P. guerneti* Decrouez, d'âge cénonmien supérieur-turonien inférieur ;
- (3) 15 à 20 m de calcaires gris-bleu à Rudistes, dans lesquels on peut trouver des débris d'Algues et quelques rares Foraminifères : Miliolidés, *Montcharmonthia* sp., *Cuneolina* sp., *Scandonea* sp., datant le Sénonien s.l.

Le sommet du mont Malio-Nikola est occupé :

- (3') soit par des calcaires néritiques gris-bleu, massifs, bien lités, à nombreuses sections de Rudistes et d'*Acteonella* sp. ;
- (4) soit par des micrites grises à silex, à *Pithonella* sp. en abondance, et à rares débris de Globotruncanidés. Ces micrites se rencontrent également dans la descente en direction de la vallée de Soussi ;
- (5a) 20 à 30 m de micrites gris-bleu à silex, en fines plaquettes, à *Calcisphaera* sp., *Pithonella* sp. et Globotruncanidés : *Globotruncana* sp., *G. helvetica* Bolli, datant le Turonien s.l. ;
- 15 à 20 m de micrites fines en plaquettes, à Globotruncanidés : *Globotruncana* sp., *G. coronata* Bolli, *G. concavata* (Brotzen). Cette association indique le Coniacien supérieur-Santonien.

Dans la vallée de Soussi, le passage au flysch n'est pas toujours visible car il existe des formations néogènes qui tapissent la dépression. Latéralement vers l'Ouest, on observe des micrites en plaquettes, à Globotruncanidés, au contact de pélites gréseuses dont l'âge ne dépasse jamais le Campanien.

f. COUPE DU MONT PRARI.

Le mont Prari se dresse au Sud Est de la plaine d'Avlon et les niveaux transgressifs de base reposent sur les ophiolites qui sont recouvertes presque intégralement de formations néogènes. Du Nord au Sud, en se dirigeant vers le sommet du Prari, on voit successivement (fig. 154):

- (1) un niveau bréchique, à nombreux éléments ferrugineux et petits galets de roches vertes serpentinisées et de radiolarites cataclasées ;
- (2) 15 à 20 m de calcaires néritiques gris-bleu, avec quelques passées microbréchiques, à débris de Lamellibranches, de Rudistes, d'Algues, de Bryozoaires et des Foraminifères : Miliolidés, *Nezzazata* sp., *N. simplex* Omara, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Pseudorhapydionina laurinensis* (de Castro), *Pseudolituonella* sp., *P. reicheli* Mari, *Cisalveolina fallax* Reichel. Cette association caractérise le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (Cs B 2 ; Thèse Fleury, 1980) ;
- (3) 50 à 80 m de calcaires néritiques gris-bleu, à nombreuses sections de Rudistes à tests minces (*Radiolites* sp.). Vers le sommet de la formation, les calcaires à nombreux débris de Rudistes et sections de Gastéropodes ont livré des *Pithonella* sp. ;
- une faille verticale ;
- (4) des calcaires néritiques gris-bleu, en gros bancs, à débris de Rudistes ;
- (5) 40 m de micrites fines grises, à silex à la base, et qui passent à des micrites plus claires vers le sommet où les silex se raréfient. On trouve des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés indéterminables ;

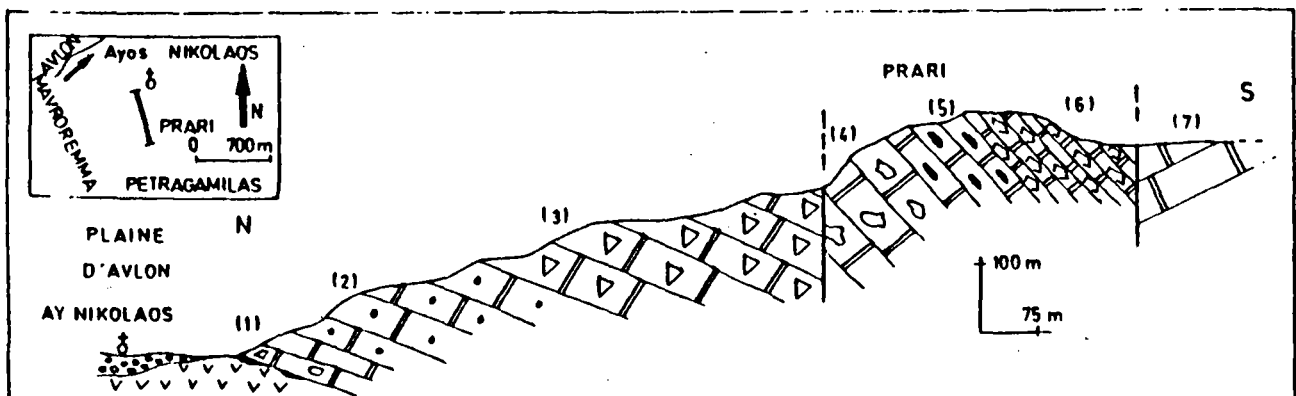


Fig. 154. - Coupe du mont Prari.

Légende dans le texte.

- (6) des micrites crèmes en plaquettes, à Globotruncanidés bicarénés et à *Globotruncana* gr. *concovata* Brotzen, *G. coronata* Bolli, qui s'étagent du Coniacien supérieur au Santonien ;
- une faille verticale ;
- (7) des calcaires gris-bleu biointrasparitiques, à Rudistes, Gastéropodes : *Aceteonello* sp., Algues et Foraminifères, du Crétacé supérieur.

g. COUPE DE LA PLAINE D'AVLON-MALAKASSA AU MONT SALONIKI.

Cette coupe a été levée de la dépression Avlon-Malakassa au mont Saloniki (fig. 155). Contre les formations néogènes de la plaine qui recouvrent les ophiolites on trouve de bas en haut :

- (1) des calcaires microbréchiques à débris ferrugineux provenant probablement de la cuirasse ferrallitique des roches vertes et des galets de serpentine ;
- (2) 10 à 15 m de calcaires gris-bleu microconglomératiques dans lesquels on voit des débris de Rudistes, d'Algues et des Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Pseudolituonella reicheli* Mari, *Nezzazata* sp., *N. gyra* (Smout), *Pseudolituonella guerneti* Decrouez, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Praealveolina* sp., *Nummuloculina* sp., "*Valvulamina*" *picardii* Henson, "petits Lituolidés indéterminés" déjà cités par Bignot et Guernet (1968) dans la région de Larymna en Locride. Cette association indique le Cénomaniens moyen-Turonien inférieur ;
  - la tranchée de la voie ferrée puis des éboulis ;
  - une faille verticale ;
- (3) des calcaires microbréchiques gris-noir, à débris de latérites, de roches vertes serpentinisées et des radiolarites cataclasées. Dans ces calcaires, on observe des petites sections de Rudistes, de Lamellibranches, de Gastéropodes : *Acteonella* sp., des Algues : *Thaumatoporella* sp., *Girvanella* sp., "*Aeoilsaccus kotoi*" Radocic, et des Foraminifères : *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Nezzazata* sp., *N. simplex* Omara, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny. Cette association caractérise le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. Dans cette série, on rencontre de nombreuses traces de latérites venant interrompre la sédimentation carbonatée, ce qui indique une faible bathymétrie de l'aire de sédimentation au moment du dépôt et la proximité des roches vertes ;
- (4) 100 à 120 m de calcaires néritiques gris-bleu, bien lités, à Rudistes, Gastéropodes et Lamellibranches. Les lames minces ont livré des Algues : Dasycladacées, *Thaumatoporella* sp., et des Foraminifères : *Pseudocyclamina* sp., *P. sphaeroldea* Gendrot, *Cuneolina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Chrysalidina* sp., du Turonien au Sénonien p.p. ;

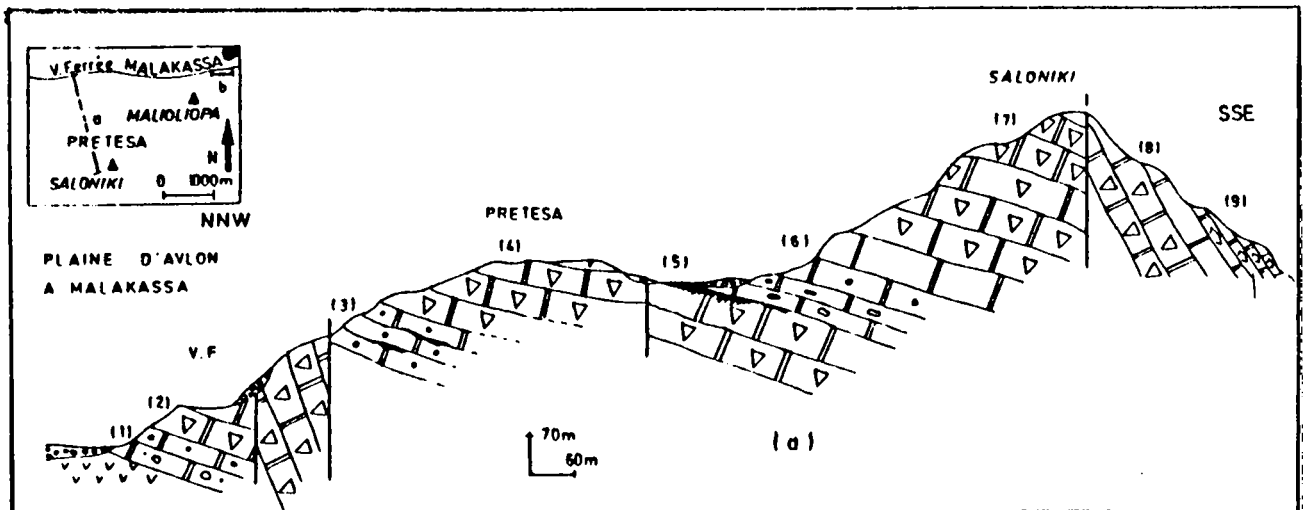


Fig. 155.- Coupe de la plaine d'Avlon à Malakassa au pied du mont Saloniki.

Légende dans le texte.

- une faille verticale probable ;
- (5a) des calcaires gris-bleu néritiques, à sections de Rudistes et d'*Acteonella* sp. Des poches karstiques remplies d'oxydes de fer existent localement dans les calcaires néritiques à Rudistes. Elles apparaissent dans la dépression orientale Sud Ouest - Nord ouest s'étendant au pied du mont Saloniki ;
  - (6) 20 à 30 m de calcaires microbréchiques, à nombreux fragments de latérites, de Rudistes, de Lamellibranches, d'Algues, des Ostracodes et des Foraminifères : Miliolidés, *Keramospaera tergestina* (Stache), *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Pseudocyclamina sphaeroldea* Gendrot. Cette association indique le Turonien-Santonien ;

- (7) 180 à 200 m de calcaires néritiques gris-bleu, à Rudistes : *Radiolites* sp., Gastéropodes : *Acteonella* sp., rares fragments d'Algues et quelques Foraminifères ;
- (8) 80 à 100 m de calcaires néritiques gris-bleu, à Rudistes qui plongent vers la dépression qui sépare le mont Saloniki du mont Davali (identique à 7) ;
- (9) 30 à 50 m de micrites crèmes en fines plaquettes, contenant des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés : *Globotruncana concavata* Brotzen, *G. coronata* Bolli, *G. gr. sigali* Reichel, du Turonien supérieur au Santonien. Ces calcaires à *Globotruncana* sp. se retrouvent également sur la bordure orientale du mont Maliolopa.

Remarques concernant les poches de fer : dans ce secteur de la zone pélagonienne, nous avons observé, dans les calcaires à Rudistes du Turonien-Coniacien (?), des poches de fer dans un karst peu profond. Dans le mont Petra Gamilas, s'élevant au Sud Ouest du mont Saloniki, des horizons ferrugineux, plus modestes à l'affleurement, apparaissent également. Il est à noter qu'en Eubée, dans l'unité structurale d'Almyropotamos (Katsikatsos, 1971), il existe des poches de fer au sein des calcaires à Rudistes, du Crétacé supérieur.

#### h. COUPE DE LA VOIE FERREE EN BORDURE DE LA DEPRESSION D'AVLON A MALAKASSA.

Dans la tranchée de la voie ferrée Athènes-Thessalonique, entre Avlon et Malakassa, on peut voir le passage des calcaires néritiques crétacés au flysch. Du Nord au Sud on observe contre les formations néogènes (fig. 156 :

- (1) 30 à 40 m de calcaires néritiques gris-bleu, à sections de Rudistes. Les lames minces ont livré des fragments de Spongiaires, Polypiers, Gastéropodes et une rare microfaune de Foraminifères : Miliolidés, *Calciophaera* sp., *Lenticulina* sp., *Diotyopella* sp., *Cuneolina* sp., du Turonien-Sénonien p.p. ;
  - une faille verticale ;
- (2) des calcaires néritiques broyés, gris-bleu, à Rudistes ;
  - une faille verticale ;

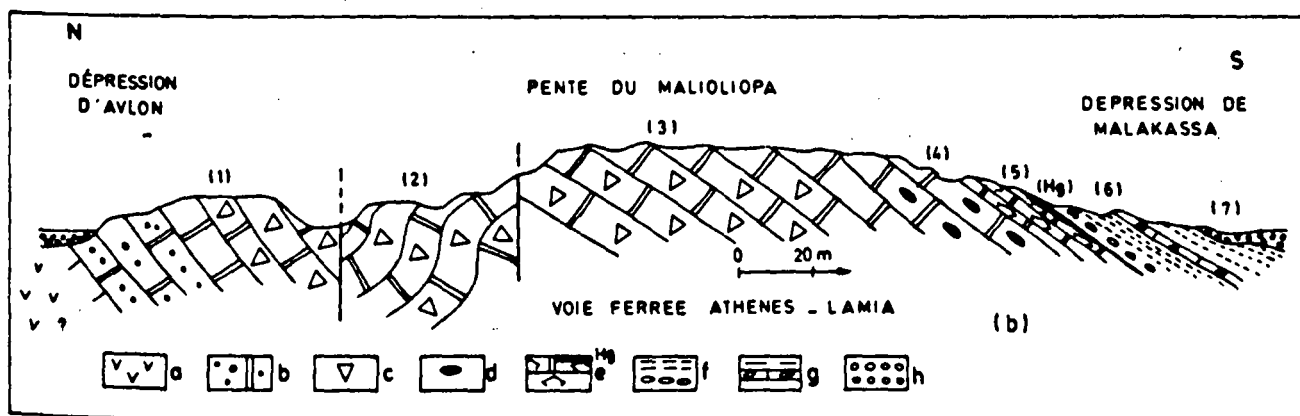


Fig. 156.- Coupe de la voie ferrée en bordure de la dépression d'Avlon à Malakassa.

a. Ophiolites. - b. Calcaires microconglomératiques. - c. Calcaires néritiques à Rudistes. - d. Micrites à siliceux. - e. Micrites à Globotruncanidés terminés par un horizon rubéfié. - f. Pélites gréseuses et galets de calcaires néritiques. - g. Microbrèches dans les pélites. - h. Formations récentes.

Localisation (cf. supra ; fig. 155b).

- (3) 80 à 100 m environ de calcaires gris-bleu massifs, à Rudistes, dans lesquels il peut y avoir peut-être encore le passage d'une faille. Les microbrèches contiennent quelques Foraminifères : Miliolidés, *Pseudoocyclamina* cf. *sphaeroldea* Gendrot, *Trochospira* sp., *Cuneolina* sp. Cette association est probablement d'âge turono-sénonien p.p. ;
- (4) 10 à 15 m de micrites fines, à silex, dans lesquelles on peut trouver quelques *Pithonella* sp., des calcisphères et de rares sections de *Globotruncana* sp. ;
- (5) 10 à 15 m de micrites fines, en plaquettes, dont l'épaisseur ne dépasse pas le décimètre. Au sommet de cette formation, les calcaires sont recouverts d'un encroûtement ferrugineux de quelques centimètres. Dans les micrites, les lames minces ont livré des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés : *Globotruncana* sp. bicarénées, *G. coronata* Bolli, *G. concavata* Brotzen, qui suggèrent un âge turonien supérieur-santonien inférieur ;
- (6) des formations flyschoides, formées d'une alternance de pélites schisteuses, de microbrèches et de rares grès à ciment carbonaté. Les éléments des microbrèches sont essentiellement composés de calcaires néritiques à Rudistes, Foraminifères benthiques et micrites à Globotruncanidés : *G. helvetica*, *G. renzi*. Dans le ciment, il apparaît : *Orbitoides* sp., *Globotruncana contusa* (Cushman), *G. stuarti* (de Lapparent), du Maestrichtien.

*Remarque* : il est à noter que la série carbonatée est surmontée d'une surface durcie qui affecte le Crétacé supérieur. Cet horizon particulier correspond à une absence de sédimentation dont la signification est très controversée mais qui, vraisemblablement, indique une période d'instabilité de la plate-forme, suivie d'un changement brutal de sédimentation.

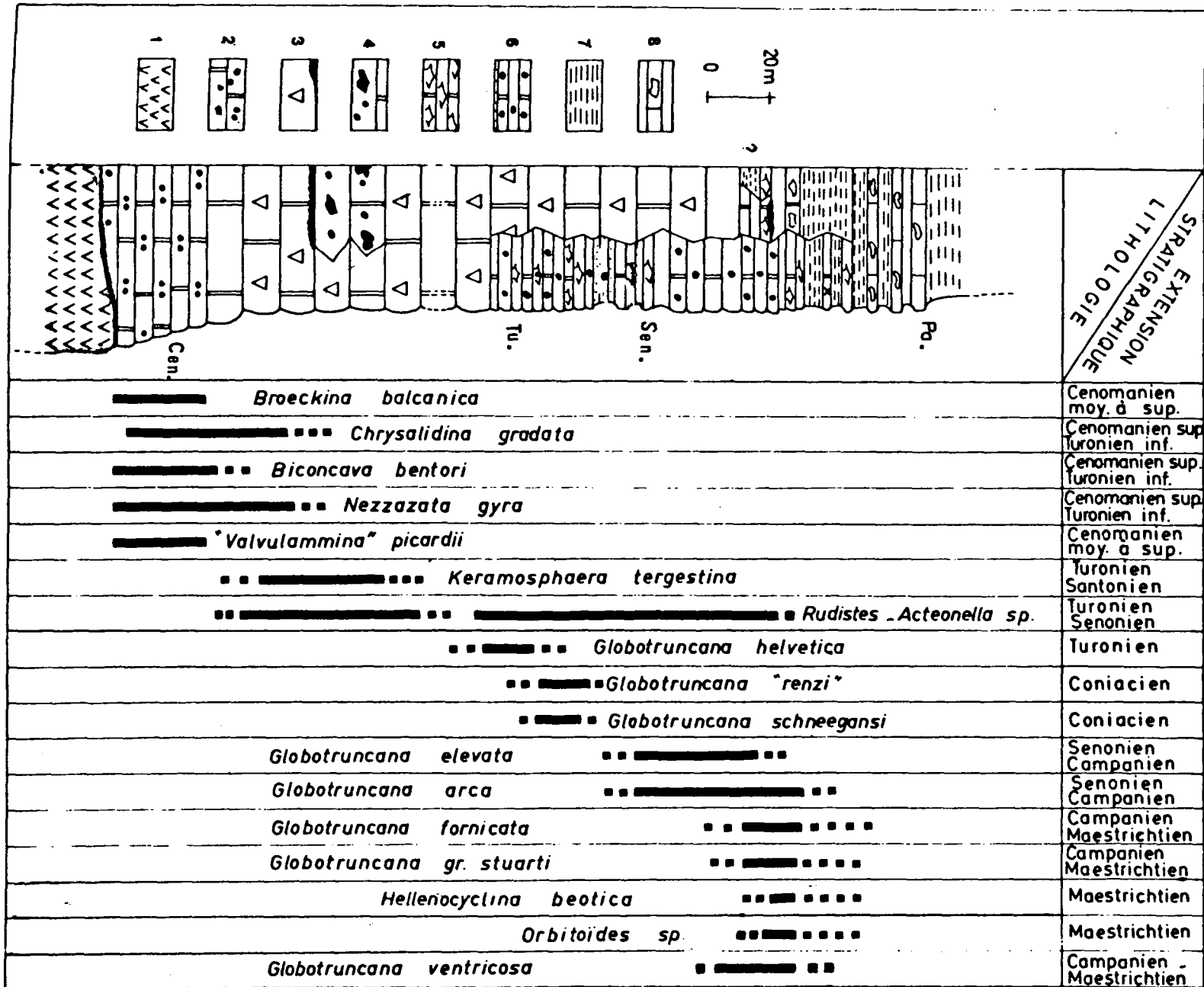
#### 1. CONCLUSION SUR LE CRÉTACÉ DE L'UNITÉ D'AVLON.

L'unité d'Avlon (fig. 157), caractérisée par la présence d'ophiolites, marque une transition entre le Pélagonien externe et le Pélagonien interne. La base de la transgression créta-cée, soulignée par un poudingue, est datée du Cénomaniens moyen à supérieur. Il s'installe ensuite des calcaires à Rudistes. Dans le Sénonien inférieur (?), on observe des traces d'une émergence marquée par un niveau ferrugineux surmontée de calcaires microbréchiques à nombreux fragments de latérites. Les faciès à Rudistes se réinstallent sur une partie de la plate-forme alors qu'on observe des micrites à silex et des micrites à Globotruncanidés dans un autre secteur. Cette dualité de faciès au Turono-Sénonien inférieur atteste d'une paléogéographie particulière dans le Crétacé supérieur de la zone pélagonienne. Ensuite, les faciès à Rudistes réapparaissent. Il est à noter qu'une nouvelle émergence locale s'observe sur la plate-forme, mais cette fois-ci les calcaires à Rudistes ne recouvrent pas ce faciès remarquable car nous voyons apparaître des formations flyschoides datées du Maestrichtien.

Fig. 157.- Colonne stratigraphique schématique du Crétacé de l'unité d'Avlon.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéressés exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Ophiolites. - 2. Conglomérats et calcaires microbréchiques. - 3. Calcaires néritiques à Rudistes contenant un horizon de latérites. - 4. Calcaires microbréchiques à débris ferrugineux. - 5. Micrites à Globotruncanidés. - 6. Micrites à silex renfermant des niveaux détritiques. - 7. Pélites schisteuses. - 8. Microbrèches tertiaires.





## 2. LE CRÉTACÉ DE L'UNITÉ STRUCTURALE DU PARNIS-BELETSI.

Le Crétacé dans l'unité structurale du Parnis transgresse sur des niveaux différents du Trias et l'on observe par ailleurs une hétérochronie de la base de la transgression.

### a. COUPE PRES DE LA CHAPELLE AYOS YORGOS AU NORD DU PARNIS.

La chapelle Ajos Yorgos est construite à quelques kilomètres de la route périphérique qui ceinture le mont Parnis, en bordure de la dépression Avmikos (fig. 158). En quittant la chaîne du Parnis au niveau de la source de Molai, on se dirige vers le Nord par un chemin forestier qui serpente dans des formations néritiques triasiques (Trias moyen ?). Près du sommet de la côte qui descend vers le pied du mont Saloniki, on abandonne le chemin pour marcher en direction de la chapelle Ajos Yorgos. Avant d'arriver à cette chapelle, on trouve successivement :

- (1) des calcaires néritiques blancs, à passées dolomitiques et à Algues, du Trias moyen ;
- (2) un niveau ferrugineux discontinu, dans un karst de faible profondeur rempli d'argile latéritique rouge ;
- (3) 10 à 15 m de calcaires gris-bleu microconglomératiques renfermant des petits fragments de latérites et de radiolarites roulés vers la base de la formation. Les microbrèches à ciment carbonaté contiennent des débris de Lamelibranches, des Rudistes : *Caprina* sp., des Ostracodes, des oncolites, des Algues : *Thaumatoporella* sp., et des Foraminifères : *Cuneolina* sp., *Trochammina* sp., *Dicyclina* sp., *Discorbis* sp., *Nummuloculina* sp., *Valvulamina* sp., *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Pseudorhapidionina* sp., *Biconcava bentoni* Bamaoui et Saint-Marc, du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ;

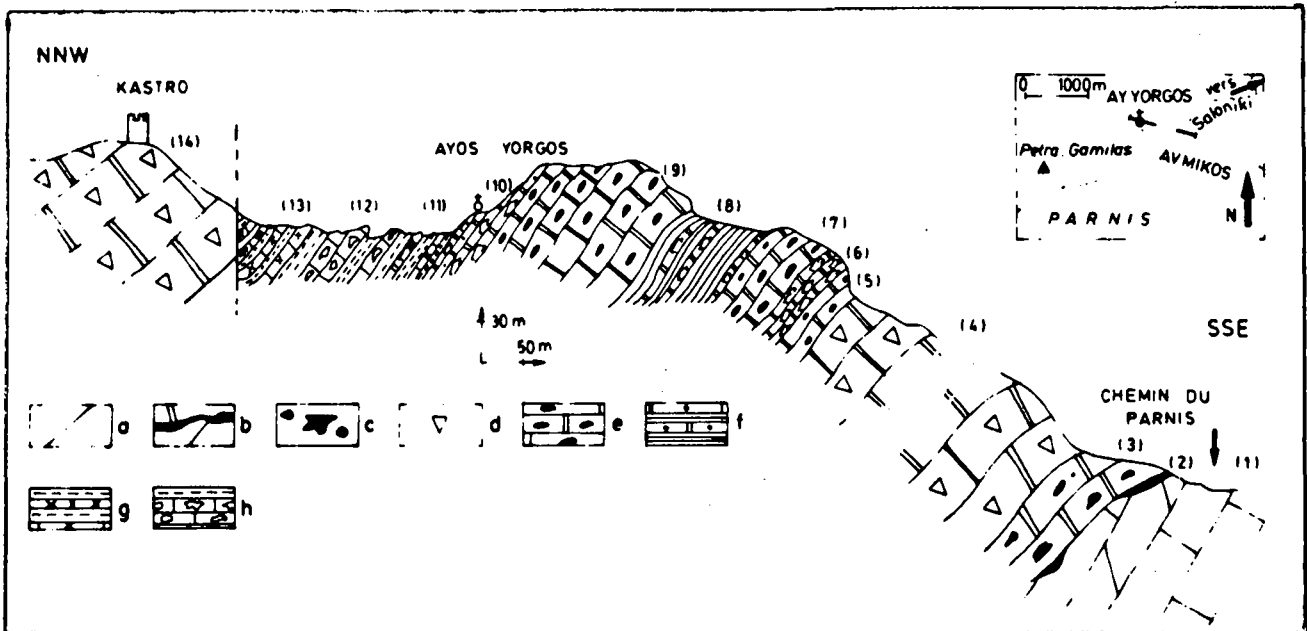


Fig. 158.- Coupe près de la chapelle Ajos Yorgos au Nord du Parnis.

a Calcaires triasiques. - b. Niveaux ferrugineux au contact Trias-Crétacé. - c. Calcaires microconglomératiques. - d. Calcaires néritiques à Rudistes. - e. Micrites à silex. - f. Micrites à silex et à Globotruncanidés. - g. Microbrèches crétacées dans des formations flyschoides. - h. Microbrèches dans des formations paléogènes.

- (4) 100 à 120 m de calcaires néritiques gris-bleu, bien lités. Ce sont des bio-intrasparites à biosparites, à débris de Rudistes, à Rudistes : *Radiolites* sp., *Hipparites* sp., à Gastéropodes : *Acteonella* sp., *Nerinea* sp., à débris d'Algues, à Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., et à "*Aeolisaccus*" *kotori* Radoicic, vraisemblablement du Turonien s.l. (?) ;
- (5) 10 à 15 m de micrites noires en plaquettes, à silix en "tête de clous", contenant *Pithonella* sp. et des Calcisphères ;
- (6) 10 à 15 m de micrites grises en fines plaquettes, renfermant des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés de petite taille : *Globotruncana helvetica* Bolli, du Turonien ;
- (7) 20 à 25 m de calcaires fins à silix, avec des *Pithonella* sp. et quelques Globotruncanidés ;
- (8) 30 à 35 m de pélites schisteuses rouges, fines, recélant quelques bancs de micrites rouges à *Globotruncana "renzi"* Gandolfi, *G. sigali* Reichel, *G. schneegansi* Sigal, *G. coronata* Bolli, du Sénonien inférieur (Coniacien) ;
- (9) 30 à 40 m de calcaires micritiques gris-bleu, bien lités, à silix, contenant *Pithonella* sp. et des Globotruncanidés bicarénés : *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. arca* Cushman, *G. elevata* (Brotzen), du Sénonien-Campagnien ;
- (10) 7 à 8 m de calcaires micritiques crèmes, à petits silix sphériques et à Globotruncanidés : *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. arca* Cushman, *G. fornicata* Plummer, du Campanien-Maestrichtien p.p. ;
- (11) 20 à 25 m de pélites gréseuses, à microbrèches et à bancs de micrites rouges et crèmes intercalées, renfermant : *Globotruncana arca* Cushman, *G. gr. stuarti* (de Lapparent), *G. gansseri* Bolli, et des Rugoglobigérines. Cette association indique le Maestrichtien élevé. Les microbrèches à ciment calcaire et à éléments variés (latérites, débris de Rudistes, de Bryozoaires, d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Solénopores, des silix roulés, des radiolarites, des galets de calcaire néritique à *Dicyclina* sp., *Nezasata* sp., *Orbitolina* sp., des fragments de micaschistes, de péridotites altérées, de laves phyllitisées, des feldspaths et des quartz) contiennent des *Orbitofides* sp. brisées, des *Siderolites* sp. et des *Hellenocyclina beotica* (Reichel), du Maestrichtien élevé ;
- (12) 8 à 10 m de microbrèches à ciment calcaire contenant les mêmes éléments que ci-dessus (11) et un très grand nombre de galets de calcaires micritiques à Globotruncanidés s'étageant du Turonien au Maestrichtien : *G. helvetica*, *G. coronata*, *G. fornicata*, *G. elevata*, *G. gr. stuarti*, etc...), à *Orbitofides* sp., *Pithonella* sp. Dans le ciment, il existe des Algues mélobésiées et des *Globigerina* sp., du Tertiaire ;
- (13) des formations flyschoides formées surtout de pélites gréseuses, intercalées de grès mal consolidés et de microbrèches riches en éléments datés du Crétacé supérieur ;  
- une faille verticale ;
- (14) des calcaires néritiques gris-bleu, à Rudistes et débris de Rudistes, du Crétacé supérieur.

#### b. COUPE DE LA VALLEE DE BALLIKEMBA.

Ce profil se situe entre le flanc Sud de la montagne qui porte la chapelle Profitis Ilias et le flanc septentrional du mont Roumani.

La chapelle Profitis Ilias repose sur des calcaires blancs néritiques, dolomitiques, triasiques, mais le contact entre ces calcaires blancs et la série crétacée sus-jacente n'apparaît pas car il y a beaucoup de végétations et d'éboullis qui tapissent la pente. On peut alors ren-

contrer (fig. 159) :

- (1a) 30 à 35 m de calcaires néritiques gris-blanc, écrasés, dans lesquels on rencontre des Bryozoaires, des débris de Gastéropodes, des Rudistes, des Algues et des Foraminifères : Miliolidés de grandes tailles, *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Pseudorhapydionina laurinen-sis* (de Castro), *Pseudocyclamina* sp., *Nezazata* sp., *Praealveolina* sp., *Trochospira* sp., datant le Cénomaniens s.l. ;
- (1b) au sommet de la formation carbonatée, les calcaires néritiques à Rudistes sont en bancs épais et terminés par un mince liseré ferrugineux ;
- (2a) 4 à 5 m de pélites schisteuses rouges ;
- (2b) des calcaires néritiques gris, à *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitropoides* (Lamarck), du Maestrichtien ;
- (2c) des pélites schisteuses rouges, fines, très argileuses ;
- (3) 15 à 20 m de microbrèches à éléments variés, tels que des radiolarites, des roches vertes, des tufs volcaniques, des galets de calcaires néritiques à débris de Rudistes, *Cuneolina* sp., *Chrysalidina* sp., *Nezazata* sp. et des micrites fines à *Pithonella* sp., *Globotruncana coronata*, *G. gr. concavata*, *G. gr. stuarti*. Ces Globotruncanidés, dans des galets remaniés, sont datés du Campanien-Maestrichtien inférieur. Le ciment carbonaté ne renferme pas de microfaune ;
- (4) 20 à 30 m de pélites gréseuses, fines, au sommet desquelles il apparaît un banc de microbrèches dont le ciment calcaire contient : *Orbitoides* sp., *Hellenocyclina beotica* (Reichel), du Maestrichtien élevé ;
- (5) 50 à 100 m d'une alternance de pélites schisteuses et de microbrèches à éléments de calcaires datés du Crétacé supérieur, des galets de roches vertes serpentinisés, des péridotites et des tufs rhyolitiques. Le ciment carbonaté de ces microbrèches recèle des Globorotalidés du Tertiaire ;
- (6) un olistolite de péridotite ;
- (7) une klippe tectonique formée de calcaires blancs néritiques, dolomitiques, du Trias moyen à supérieur (?) ;
- (8) des microbrèches en alternance avec des pélites gréseuses. Cette série rappelle (5) et (6), donc elle serait d'âge tertiaire ;

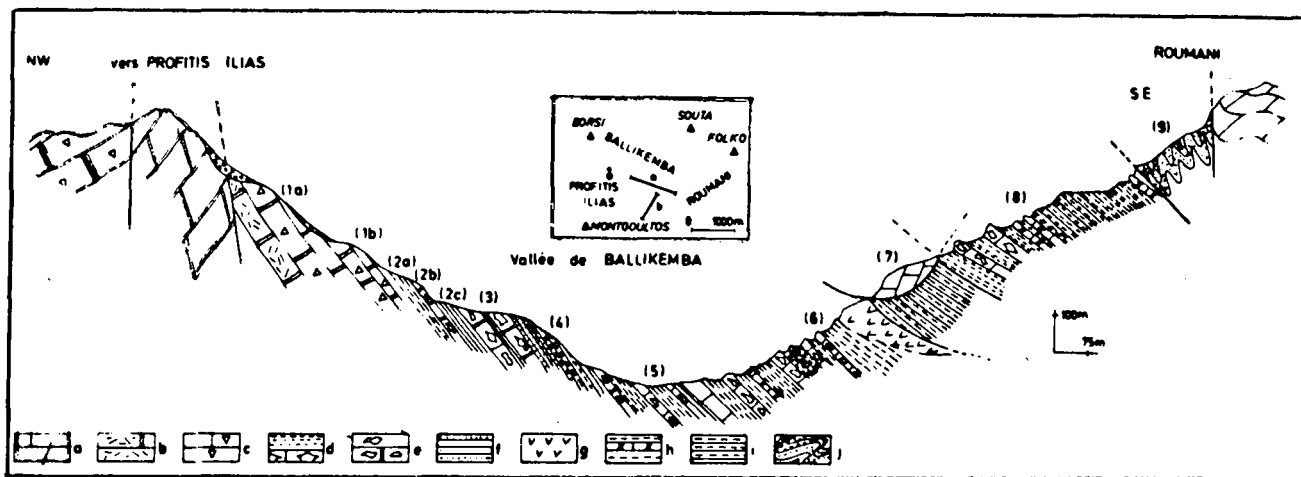


Fig. 159.- Coupe de la vallée de Ballikemba.

a. Calcaires néritiques triasiques. - b. Calcaires mylonitisés. - c. Calcaires à Rudistes. - d. Calcaires micritiques à Globotruncanidés et pélites schisteuses. - e. Microbrèches. - f. Pélites gréseuses. - g. Olistolite de roches vertes. - h. Grès mal consolidés. - i. Pélites indurées. - j. Faciès flysch écrasé.



- un contact anormal ;
- (9) une écaille tectonique formée de flysch écrasé qui pourrait appartenir à la partie supérieure du flysch tertiaire ;
- (10) une faille verticale qui met en contact le flysch tertiaire et les calcaires triasiques du mont Roumani.

c. AUTRE AFFLEUREMENT : LE MONT FOLKO.

Le mont Folko est constitué de calcaires gris à silex redressé qui forment la terminaison méridionale du mont Souta. Ces micrites à silex et à *Pithonella* sp. plongent vers le Sud Ouest, sous une série flyscholide qui montre de bas en haut (fig. 159) :

- des calcaires micritiques en plaquettes, gris-bleu, à *Pithonella* sp., *Globotruncana* bicaréné, *G. helvetica* Bolli, du Turonien-Sénonien inférieur ;
- des calcaires micritiques crèmes, intercalés de pélites schisteuses grises, à *Globotruncana* sp. en nombreux fragments, *G. coronata* Bolli, *G. gr. sigali* Reichel ;
- des calcaires rouges très microplissés. Ce sont des micrites à *Globotruncana* sp., *G. formicata* Plummer et *G. ventricosa* White, du Campanien ;
- des calcaires micritiques ocre-crème, broyés, à *Globotruncana* sp., *G. conica* White, *G. arca* (Cushman), *G. gr. stuarti* de Lapparent, du Maestrichtien ;
- des formations flyscholides renfermant des grès calcaireux mal consolidés, des pélites schisteuses brunes, des pélites gréseuses gris-vert, des débris de roches vertes en galets, des morceaux de grès versicolores du Paléozoïque, et des microbrèches à ciment calcaire à *Orbitoides* sp., Algues mélobésiées, *Miscellanea* sp. Dans les pélites schisteuses brunes, quelques niveaux indurés montrent des débris de *Globotruncana* sp. et des *Globorotalia* sp. Cette association indique le Tertiaire (Paléocène).

d. COUPE DE LA VALLEE DE BALLIKEMBA A LA DEPRESSION DE MONTGOULTOS.

La vallée de Ballikemba et la dépression de Montgoultos sont séparées par le mont Roumani. En partant du sommet de ce mont et en se dirigeant vers le Sud-Sud Ouest, on rencontre successivement (fig. 160) :

- (1) des calcaires néritiques blancs, bien lités, avec des intercalations de dolomie pulvérulente, appartenant au Trias moyen à supérieur (?) ;
- (2) un karst peu profond, rempli de granules ferrugineux (hématite, latérite), des argiles latéritiques ferrugineuses et des galets très altérés de radiolarites et de laves volcaniques ;
- (3) quelques mètres de calcaires néritiques rouges, bréchiques et microbréchiques, à ciment complètement oxydé. Dans les brèches et les microbrèches, les éléments sont essentiellement composés de débris de latérites, d'oolites ferrugineuses, d'hématite, de radiolarites, de laves volcaniques et de rares galets rubéfiés de carbonates. La mésostase des microbrèches est carbonatée, avec de rares passées d'argiles latéritiques. Les lames minces ont livré des Algues dasycladacées et des Foraminifères : Miliolidés, Ataxophragmiidés, *Nummoloculina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Biconcava* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, "*Valvulamina*" *picardii* Henson, *Broeckina balcanica* Cherchi, Radoicic et Schroeder, *Nezzazata* sp., *N. gyra* (Smout), du Cénomaniens moyen-Turonien inférieur ;

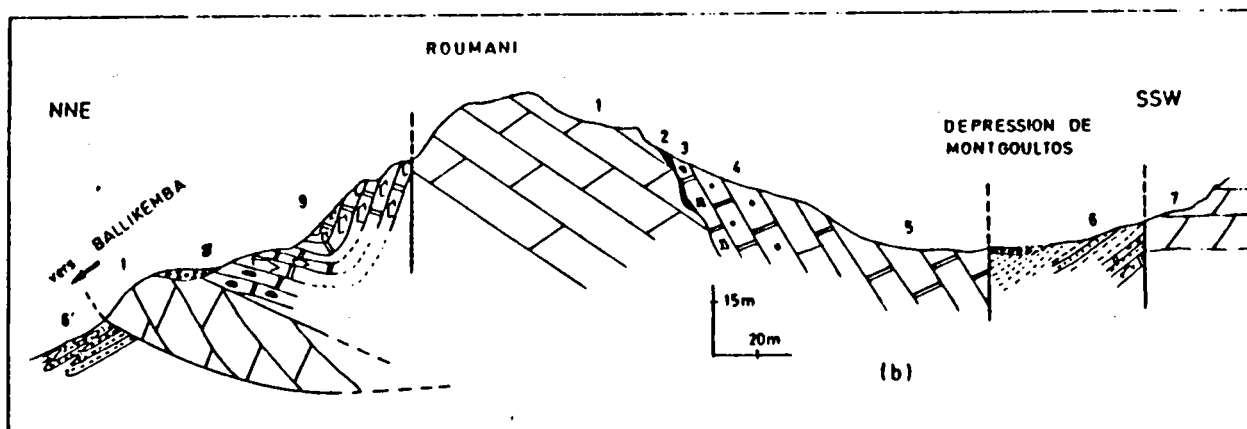


Fig. 160.- Coupe de la vallée de Ballikemba à la dépression de Montgoultos.

Légende dans le texte.

- (4) 10 à 20 m de calcaires néritiques gris-bleu, contenant des passées micro-bréchiques à éléments de quartz, hématites et radiolarites. Ces calcaires contiennent des débris de Gastéropodes, de Rudistes, des Algues dasycladacées et des Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Biconcava* sp., *Montcharmonthia* sp., du Turonien-Sénonien ;
- (5) 30 à 40 m de calcaires néritiques gris-bleu, bien lités, à Rudistes, Gastéropodes, *Nerinea* sp. ;  
- une faille verticale ;
- (6) des dépôts récents qui masquent en partie des formations flyschoides contenant des calcaires micritiques en plaquettes à *Globotruncana* bicarénéés, *G. helvetica* Bolli, *G. lapparenti* Brotzen, du Sénonien inférieur ;  
- une faille verticale ;
- (7) des calcaires néritiques gris-blanc, à passées dolomitiques, appartenant au Trias moyen à supérieur (?), limitent la partie Ouest de la dépression de Montgoultos

En reprenant la coupe dans la vallée de Ballikemba, à l'Est du mont Roumani, on rencontre successivement :

- (6') des formations flyschoides tertiaires ;  
- une faille oblique ;
- (1') une écaille tectonique formée de calcaires blancs dolomitiques, écrasés, d'âge triasique ;  
- des éboulis de pente ;
- (8) des calcaires fins gris, bien lités, à silex, à *Pithonella* sp. et *Globotruncanidés* écrasés ;
- (9) des calcaires micritiques crèmes, à *Globotruncanidés* : *Globotruncana coronata* Bolli, *G. gr. sigali* Reichel, *G. concavata* Brotzen, *G. gr. linneana* (d'Orbigny), datant le Turonien supérieur-Santonien.

#### e. COUPES DU SOMMET DU MONT DAFNA.

Le mont Dafna constitue la partie occidentale de la chaîne du Parnis (fig. 161a). Dans le chapitre consacré au Trias, nous avons décrit la partie infra-crétacée qui forme l'essentiel du

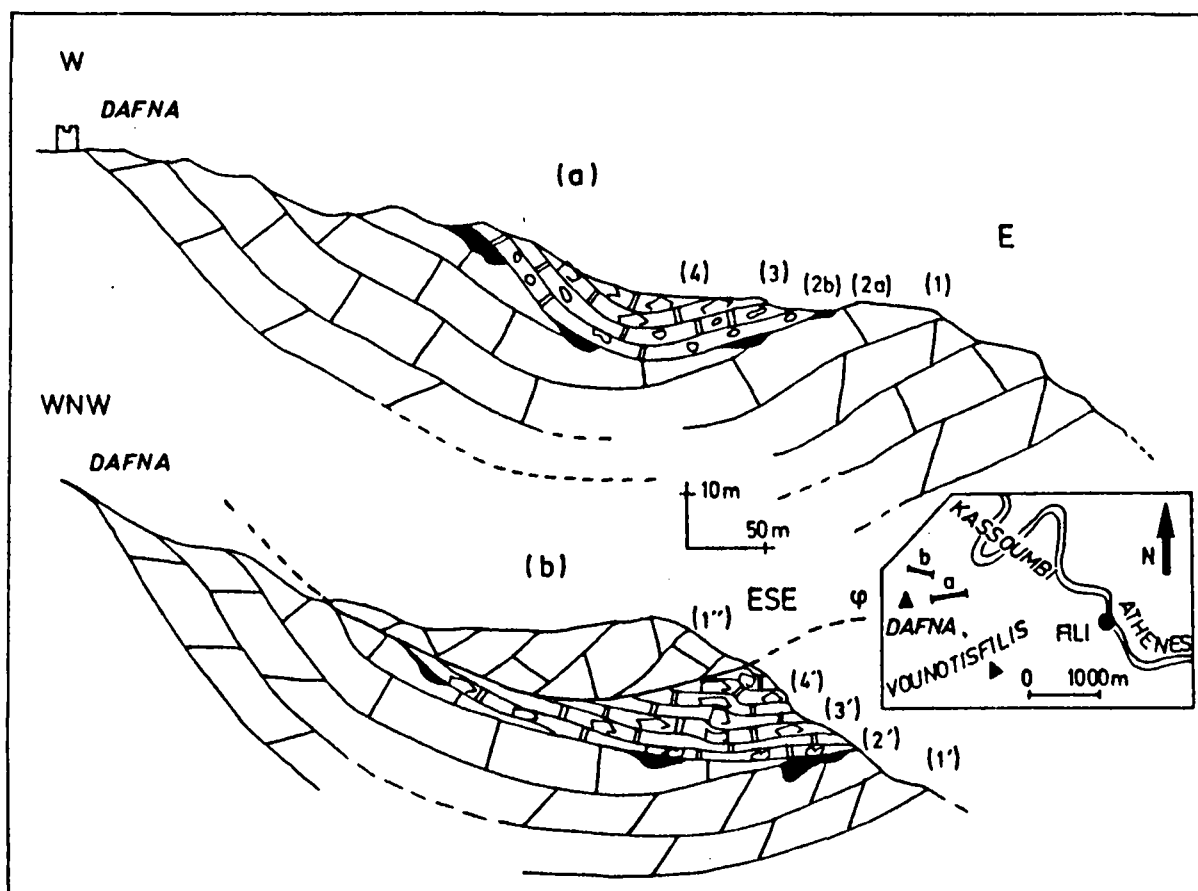


Fig. 161.- Coupes du mont Dafna.

Légende dans le texte.

mont. Vers le sommet, d'Est en Ouest, on rencontre :

- (1) des calcaires blancs, à passées dolomitiques, datés du Ladin-Carnien (fig. 57) ;
- (2a) un niveau ferrugineux dans un karst creusé dans les calcaires triasiques. Les poches sont remplies d'argile latéritique, de galets d'hématite et de rares fragments de calcaires oxydés ;
- (2b) un conglomérat formé de galets de calcaires à ciment ferrugineux, de radiolarites cataclasées et de roches effusives altérées. Le ciment de ce conglomérat est carbonaté mais possède des lits très fins d'argiles oxydées ;
- (3) quelques mètres de calcaires néritiques bréchiques, à débris de Rudistes, Gastéropodes, Bryozoaires et Echinodermes. Les microfaciès sont des biointrasparites à biomicrites contenant des Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., *Biconcava* sp., *Pseudolituonella* sp., du Cénomano-Turonien ;
- (4) 8 à 10 m de micrites rouges en plaquettes, à Globotruncanidés : *Globotruncana helvetica* Bolli, *G. schneegansi* Sigal, du Turonien.

Plus au Nord, on retrouve une coupe identique mais qui en plus, du point de vue tectonique, montre une klippe formée de calcaires dolomitiques blancs, triasiques, reposant en contact anormal sur les calcaires micritiques rouges, à Globotruncanidés, d'âge identique à (4) (fig. 161b).

f. AUTRE AFFLEUREMENT : A L'EST DU MONT KASSOUMBI.

Sur le chemin qui conduit de Fili à Aya Paraskevi, affleurent des formations crétacées qui reposent sur les dolomies triasiques situées près du monastère Ton Kiliston. Les nombreuses failles récentes masquent les contacts stratigraphiques ; néanmoins, nous avons identifié quelques membres de la série crétacée (fig. 161) :

- près du grand virage, à 300 m à l'Ouest du monastère Ton Kiliston, les calcaires néritiques gris-bleu, du bord de la route, contiennent des Lamelli-branches, des Gastéropodes, des Echinodermes, des Bryozoaires et des Rudistes. Les lames minces ont livré des Foraminifères : Miliolidés, *Cuneolina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Biconcava* sp., *Nezzazata* sp., *Chrysalidina* sp., *Pseudorhapidionina* sp., du Cénomano-Turonien inférieur ;
- en poursuivant le chemin vers le Sud, les micrites en plaquettes gris-crème ont fourni : *Globotruncana* sp., *G. cf. coronata* Bolli, *G. cf. sigali* Reichel, *G. concavata* (Brotzen) et *G. coronata* (?) Bolli, du Coniacien-Santonien ;
- des formations flyschoides en de nombreux endroits mais toujours en contact par faille avec des calcaires massifs triasiques Trias moyen, voire même avec les calcaires à Rudistes cités plus haut. Ces formations contiennent des pélites gréseuses, des pélites schisteuses recélant des bancs indurés à plancton tertiaire, des microbrèches à débris de Rudistes, d'Echinodermes, de Bryozoaires, d'Algues, d'*Orbitoides* sp. et des Globotruncanidés remaniés, dans des micrites rouges : *G. gr. stuarti*, *G. arca*, *G. elevata*, du Campano-Maestrichtien.

g. COUPE DE LA TRANSGRESSION CRETACEE A STEPHANI.

En quittant la localité de Stephani pour se rendre en direction d'Avlon, à 1 km environ du village, affleurent des formations effusives, d'âge triasique (fig. 162), sur lesquelles transgresse le Crétacé. De bas en haut, on observe :

- (1) une cuirasse ferrallitique d'ordre du mètre qui, autrefois, a été exploitée ;
- (2) un conglomérat à ciment ferrugineux, de quelques mètres ;

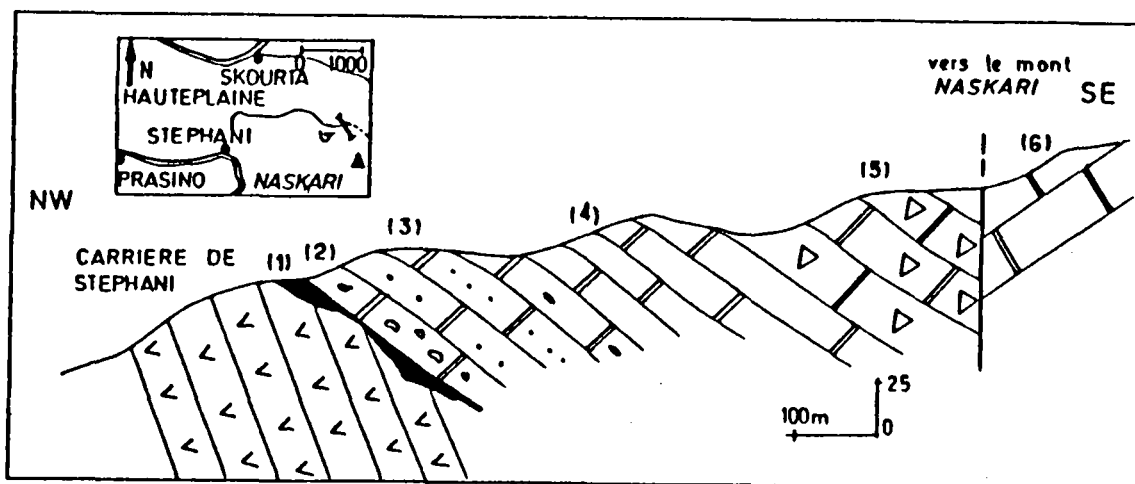


Fig. 162. - Coupe de la transgression crétacée à Stephani.  
Légende dans le texte.

- (3) 10 à 15 m de calcaires biodétritiques, à nombreuses taches rouilles. Quelques bancs de ce calcaire sont très bréchiques et possèdent de nombreux fragments de Rudistes roulés. Les plaques minces ont livré des Foraminifères : *Ophtalmididés*, *Nezzazata* sp., *N. gyra* (Smout), *N. simplex* Omara, *Pseudolituonella reicheli* Mari, *P. guerneti* Decrouez, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui et Saint-Marc, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Trochospira* sp., *Biconcava* sp. Cette association suggère le Céno-manien supérieur à Turonien inférieur (Zone Cs B 2 ; Thèse Fleury, 1980) ;
- (4) 30 à 50 m de calcaires gris-noir, à Miliolidés et fragments de Rudistes et de Gastéropodes ;
- (5) 40 à 50 m de calcaires néritiques gris-bleu, à débris de Rudistes ;  
- une faille verticale ;
- (6) des calcaires bioclastiques gris-bleu, qui affleurent jusqu'au mont Naskari situé à quelques kilomètres vers le Sud-Sud Est.

#### .h. COUPE DE MANDRA.

Les gisements de bauxite de Mandra sont situés entre les localités de Mandra et de Magoula, en bordure de l'ancienne route d'Athènes à Thèbes. Ces gisements ont été bien étudiés par Aronis (1954), Maksimovic et Papastamatiou (1967, 1969), Papasmatiou (1973), quant à leur composition minérale (fig. 163) :

D'Ouest en Est, on observe :

- (1) des calcaires néritiques blancs, à Mégalodontidés et Gastéropodes, du Trias supérieur s.l. ;
- (2) un karst rempli de bauxite, comparée par Papastamatiou (1973) au troisième horizon ( $\beta_3$ ) de la zone du Parnasse ;
- (3) 5 à 10 m de formations détritiques composées de grès gris-vert et de pélites rouges. Les grès à ciment pélitique sont très friables et contiennent des grains de quartz, de latérite, de serpentine et de radiolarites altérées.

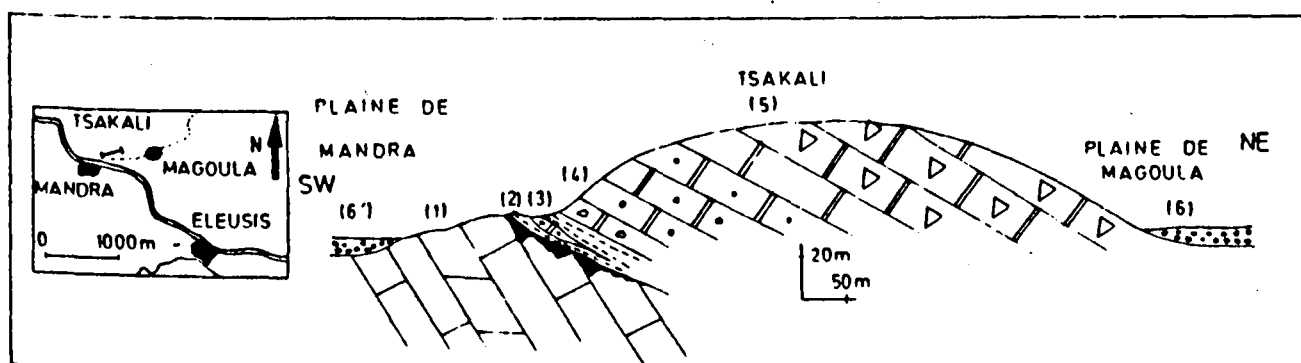


Fig. 163.- Coupe de Mandra.

Légende dans le texte.

Les analyses chimiques des bauxites et des formations détritiques montrent de très fortes teneurs en Cr, Ni, Co et Zn (Papastamatiou, 1969) ;



- (4) 25 à 30 m de calcaires néritiques microbréchiques, à débris de radiolarites, latérites, hématites et serpentines à la base. Ce sont des biomicrites à débris de Lamellibranches, de Gastéropodes, d'Algues : *Thaumatoporella* sp., et de Foraminifères : Miliolidés, Ataxophragmiidés, *Nezzazata* sp., *N. gyra* (Smout), *N. simplex* Omara, *Pseudolituonella* sp., *P. reicheli* Marie, *Cuneolina* sp., *Broeckina* sp., *Praealveolina* sp., *Trochospira* sp., *Chrysalidina* sp., *Biplanata peneropliformis* Hamaoui et Saint-Marc, *Montcharmonthia* sp., *Nannoloculina* sp., "*Valvulammina*" *picardii* (Henson). Cette association date le Cénomaniens moyen à supérieur ;
- (5) des calcaires gris-blanc massifs, bien lités, dans lesquels il existe de nombreuses traces de Rudistes : *Radiolites* sp., de Gastéropodes : *Acteonella* sp., des Algues et des Foraminifères : Miliolidés, Verneulinidés, *Pseudocyclammina sphaerofida* Gendrot, *Trochammina* sp., *Nannoloculina* sp. cf. *heimi* Bonet, *Montcharmonthia* sp., du Turonien à Sénonien p.p. ;
- (6) des formations récentes tapissant les dépressions de Magoula et de Mandra (6')

1. COUPE DU CHEMIN D'AYOS YORGOS A FILI, AU SUD EST DU PARNIS.

En empruntant le chemin muletier qui conduit de la chapelle Ayos Yorgos à Fili (fig. 164), avant d'arriver au mont Koromilia, on observe :

- (1) des calcaires micritiques gris-bleu, à filonnets rouges, datés de l'Anisien ;  
- une faille oblique ;
- (2) des calcaires micritiques noirs, à silex, calcisphères, *Pithonella* sp., *Globotruncana concavata* s.s. Brotzen et de nombreux fragments de *Globotruncana* sp., du Coniacien élevé-Santonien ;
- (3) 10 à 15 m de calcaires micritiques gris-bleu et rouges, en alternance avec des microbrèches. Les micrites contiennent des *Pithonella* sp., *Globotruncana elevata* s.s. Brotzen, *G. asymetrica* Sigal, du Santonien-Campanien (?). Dans les microbrèches à ciment calcaire, les éléments sont constitués de fragments calcaires néritiques à *Pithonella* sp., *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., de débris de Rudistes, Gastéropodes, Bryozoaires, Echinodermes et d'Algues ;
- (4) 15 à 20 m de calcaires marneux crèmes, en alternance avec des pélites schisteuses grises. Les calcaires marneux renferment : *Globotruncana gr. stuarti* (de Lapparent), *G. arca* (Cushman), *G. fornicata* Plummer, du Campanien-Maestrichtien ;

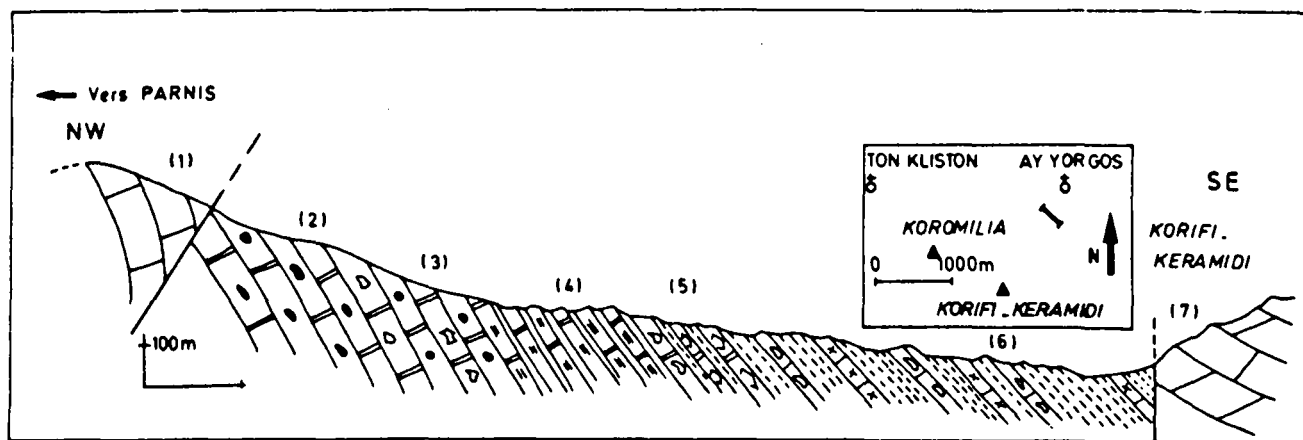


Fig. 164.- Coupe du chemin d'Ayos Yorgos à Fili, au Sud Est du Parnis.

Légende dans le texte.

- (5) 10 à 15 m de pélites grises, intercalées de micrites crèmes, dans lesquelles on trouve des fragments de *Globotruncana* sp., *Rugoglobigerina* sp., et des Globotruncanidés bien conservés : *Globotruncana* gr. *stuarti* (de Lapparent), *G. ventricosa* White (probables), du Campano-Maestrichtien p.p. ;
- (6) une alternance de pélites gréseuses et de microbrèches à ciment calcaire, à *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp. et *Miscellanea* sp., du Paléocène-Eocène. Les éléments des microbrèches sont formés de calcaires néritiques à *Cuneolina* sp., *Nezzasata* sp., etc..., du Turonien-Coniacien ;
- une faille verticale ;
- (7) une masse importante de calcaires néritiques gris-blanc, datés du Trias moyen.

j. COUPE EN BORDURE DE LA ROUTE DE FILI A STEPHANI PRES D'AYA PARASKEVI.

Le chemin entre Fili et Stephani traverse plusieurs séries crétacées qui reposent sur des calcaires néritiques triasiques, mais généralement le contact Crétacé-Trias est masqué par une

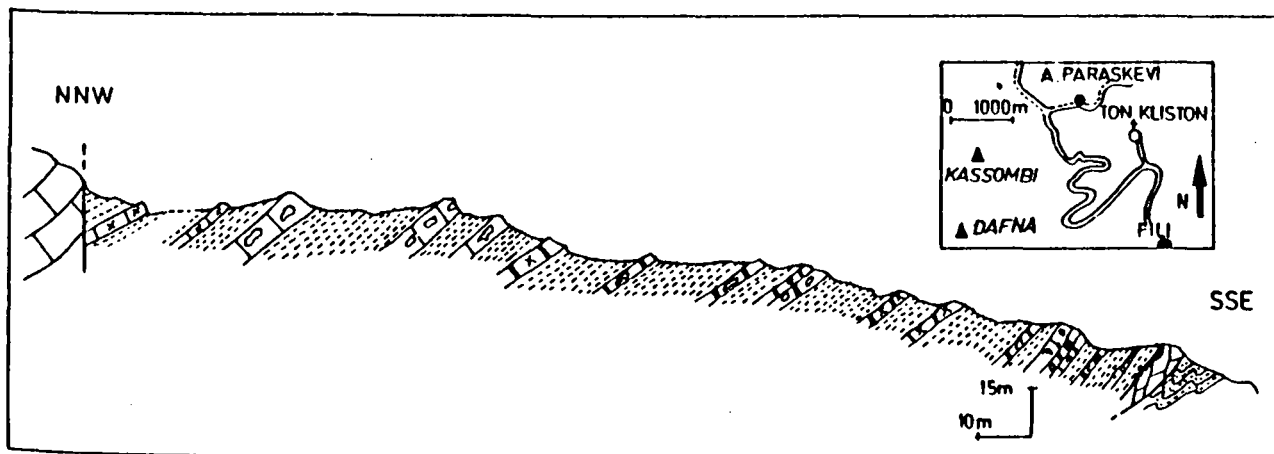


Fig. 165. - Coupe en bordure de la route de Fili à Stephani près d'Aya Paraskevi.

Légende dans le texte.

faille. A 200 m environ du croisement de ce chemin avec la route de la chapelle Aya Paraskevi, sur des schistes paléozoïques, on rencontre (fig. 165):

- (1) 2 à 3 m de calcaires blancs néritiques, faillés, vraisemblablement triasiques ;
- (2) un horizon d'argile latéritique, avec des fragments de latérites et d'oxydes de fer ;
- (3) 2 à 3 m d'une alternance de calcaires gréseux en fines plaquettes, de grès mal consolidés et de microbrèches à ciment calcaire. Dans le ciment des microbrèches, il existe des *Globigerina* sp., du Tertiaire. A la base, quelques mètres au-dessus du "minerai de fer", dans les grès, on trouve des Globotruncanidés mal conservés et indéterminables. S'ils ne sont pas remaniés, ils pourraient appartenir aux niveaux les plus élevés du Crétacé supérieur (Maestrichtien ? - Paléocène).

La suite de la coupe sera étudiée dans le chapitre suivant (Tertiaire).

k. AUTRES AFFLEUREMENTS DANS LA CHAÎNE DU BELETSI.

Dans la chaîne du Beletsi, nous avons observé en deux endroits seulement, des formations crétacées qui affleurent dans des conditions tectoniques difficiles.

k1. Le mont Karakovouni.

Sur la Bordure Ouest du mont Beletsi, se dresse le mont Karakovouni, près de la chapelle Ayos Mercourios. Sur le versant septentrional de ce mont, en contact par faille avec les calcaires néritiques gris-blanc du Trias moyen, dans un petit graben, affleurent des calcaires néritiques gris-bleu, bien lités, à Gastéropodes, Lamellibranches, des Rudistes, des Algues et des Foraminifères (*Cuneolina* sp., *Nezaazata* cf. *conca* Smout et des Miliolidés). Cette association indique le Cénomano-Turonien.

k2. Entre le mont Drassiza et le mont Daveli.

L'ancienne route d'Athènes à Malakassa passe sur le rebord Sud de la chaîne du Beletsi par une dépression entre les monts Drassiza et Daveli. Il existe à ce niveau des calcaires néritiques gris-bleu, à Gastéropodes, Lamellibranches et Rudistes. Comme pour l'affleurement précédent, il ne m'a pas été possible de limiter la base de la transgression crétacée qui repose, selon toute vraisemblance, sur les calcaires néritiques gris-blanc du Trias moyen.

1. CONCLUSION SUR LE CRÉTACÉ DE L'UNITÉ DU PARNIS-BELETSI.

Le Crétacé de l'unité du Parnis se caractérise par (fig. 166) :

- une transgression hétérochrone sur des formations triasiques, la plupart du temps représentées par des calcaires néritiques creusés par des poches karstiques remplies soit de bauxites, soit d'argiles latéritiques ou sur des formations effusives ladinienes recouvertes d'une cuirasse ferrallitique ;
- la disparition progressive vers l'Est des calcaires néritiques à Rudistes ;
- l'installation de faciès flyschoides caractérisés par une alternance de microbrèches et de pélites schisteuses ;
- un passage progressif au Paléogène, sans changement notable dans la sédimentation ;
- des épaisseurs relativement faibles de sédiments.

Fig. 166.- Colonne stratigraphique schématique du Crétacé du Parnis-Beletsi.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1a. Tufs rhyolitiques ladinienes. - 1b. Calcaires néritiques triasiques (moyen ou supérieur). - 2. Conglommats de transgression et calcaires microbréchiques. - 3. Calcaires néritiques à Rudistes. - 4. Micrites à silice. - 5. Calcaires marneux. - 6. Microbrèches dans des pélites. - 7. Micrites à Globotruncanidés dans des pélites. - 8. Grès mal consolidés. - 9. Marno-calcaires indurés à Globotruncanidés du Tertiaire.



### 3. LE CRETACE DE LA ZONE PELAGONIENNE DANS LES MONTS GERANEES.

La bordure Sud Ouest de la plaine de Megara et la partie Sud Est des monts Gérénées, bordant le golfe Saronique, sont constituées de formations crétacées transgressives sur des calcaires triasiques. Cette partie des monts Gérénées étant extrêmement faillée, il est très difficile de lever une coupe continue.

#### a. COUPE DU MONT KAKKI-SKALA.

En descendant des monts Gérénées vers la plaine de Megara (fig. 167) et en passant par le mont Kakki-Skala, on rencontre successivement :

- (1) des calcaires néritiques gris-blanc, à passées dolomitiques, du Trias supérieur ;
- (2) un niveau de bauxite, peu épais, dans un karst creusé dans la série triasique. Cet horizon n'est pas exploité ;
- (3) 10 à 15 m de calcaires marneux, intercalés de marnes très argileuses. A la base de cette formation, il existe un niveau conglomératique, contenant beaucoup de galets d'oxydes de fer, de serpentine, de radiolarites, de calcaires dolomitiques. Le ciment de ce conglomérat est calcaire, avec des passées d'argiles latéritiques. Dans les calcaires marneux, subsistent des éléments détritiques (oxydes de fer, serpentine, radiolarites, débris d'Algues, de Rudistes et de Lamellibranches) à Dasycladacées, *Thaumatoporella* sp., Miliolidés, *Nezzazata* sp., *Cuneolina* sp., *Biconcava* sp., *Pseudolituonella* sp., *Pseudorhapidionina* sp., *Caryalidina* sp., du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur ;

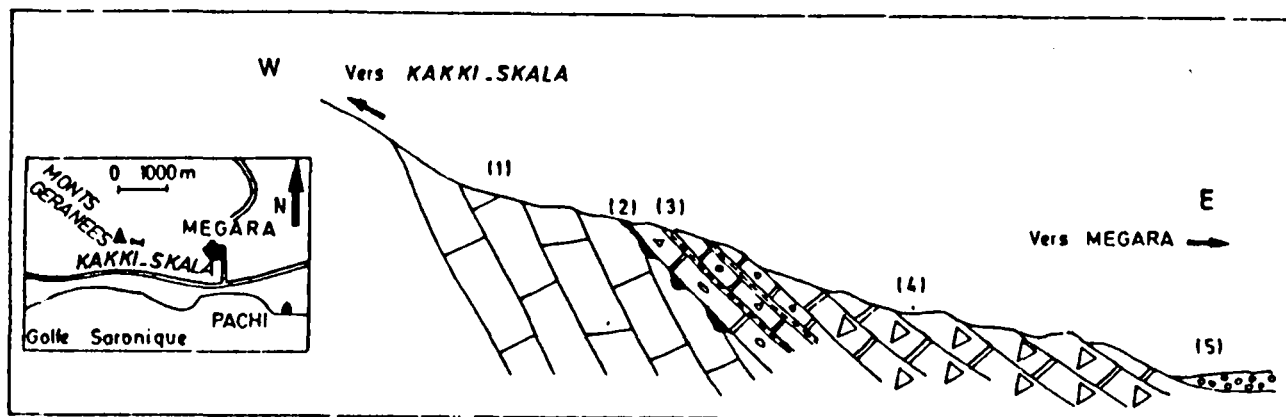


Fig. 167.- Coupe du mont Kakki-Skala.

Légende dans le texte.

- (4) des calcaires néritiques gris-bleu, à Rudistes, bien lités. Ce sont des bio-intrasparites à Lamellibranches, Echinodermes, Bryozoaires, Gastéropodes : *Aeteonella* sp. ;
- (5) des formations néogènes appartenant aux formations récentes de la plaine de Megara.

#### b. LA BORDURE DU GOLFE SARONIQUE.

La retombée méridionale du mont Kakki-Skala montre, en bordure de l'ancienne route d'Athènes à Corinthe, des calcaires à silex fins, micritiques, à *Pithonella* sp., *Globotruncana* sp. bicarénés, *G. gr. sigali* Reichel, *G. coronata* Bolli, du Coniacien-Santonien.

En bordure de l'autoroute d'Athènes à Corinthe, affleurent des calcaires en plaquettes, gris-crème, intercalés de lits pélitiques. Ce sont des micrites à *Pithonella* sp., *Globotruncana* sp. brisés, *G. gr. stuarti* (de Lapparent), *G. arca* (Cushman), *G. elevata* Brotzen et *G. formicata* Plummer, du Campanien.

Nous n'avons pas mis en évidence de microfaunes plus récentes que le Campanien mais il n'est pas exclu de penser que dans les calcaires en plaquettes de la paroi verticale de la bordure de l'autoroute, il existe des niveaux du Campano-Maestrichtien à Globotruncanidés.

Enfin, dans ce secteur comme partout ailleurs dans la partie orientale des monts Gérénées, nous n'avons pas trouvé de formations flyschoides du Crétacé supérieur-Tertiaire.

#### c. LE CRÉTACE DU MONT GERANEE s.s.

Comme je l'avais souligné (fig. 120) dans le chapitre réservé au Jurassique, en bordure de la route qui conduit au sommet, vers 1 000 m d'altitude, il existe, sur des calcaires néritique jurassiques (Malm s.l.) :

- un horizon ferrugineux recouvrant un karst peu profond rempli d'argile latéritique rouge ;
- des calcaires néritiques gris-bleu, biodétritiques, à débris de Rudistes, de Lamellibranches, d'Echinodermes, d'Algues et de Foraminifères : Miliolidés, Nezzazatidés, *Cuneolina* sp., *Chrysalidina* sp., datant le Cénomano-Turonien.

#### 4. LES FORMATIONS CRÉTACEES DU SITE D'ATHENES.

Le site d'Athènes (fig. 168) est une vaste cuvette oblongue, recouverte en partie par des formations récentes et ouverte sur le golfe Saronique à son extrémité Sud. Dans l'axe N-S de la cuvette, se dressent plusieurs collines appelées "collines d'Athènes" (Lepsius, 1893) sensiblement alignées : le Tourkavouni, le Psychiko, le Lycabette, les collines de Strefi, de l'Acropole Philoppapou, l'Ardetos et Katsipodi. La ville et ses faubourgs sont construits soit sur des formations récentes du fond de la plaine, soit sur les flancs des différents monts qui ceinturent la plaine : à l'Est, le mont Hymette ; au Nord Est, les avants-monts du Pentelique ; au Nord, les avants-monts du Parnis (Verrori et les collines d'Acharné) et à l'Ouest, le mont Aigaleo. Les bordures Est, Nord Est et Nord p.p. sont formées de terrains mal datés car ils sont métamorphisés dans un faciès schistes verts. En revanche, dans la partie Nord p.p. ainsi que dans l'Aigaleo, le métamorphisme ayant été moins important, il reste encore quelques séries identifiables malgré la recristallisation. Enfin, les "collines d'Athènes", très tectonisées mais peu métamorphisées, ont livré quelques fossiles mésozoïques ayant permis des datations incontestables (Neumayr, 1875 ; Bittner, 1878 ; Lepsius, 1893 ; Negris, 1912-1915 ; Kténas, 1930 ; Marinos, 1936, 1937 et 1955 ; Renz et Mistardis, 1939 ; Petrascheck et Marinos, 1953 ; Marinos et Petrascheck, 1956 ; Tataris, 1967 ; Marinos *et al.*, 1971).

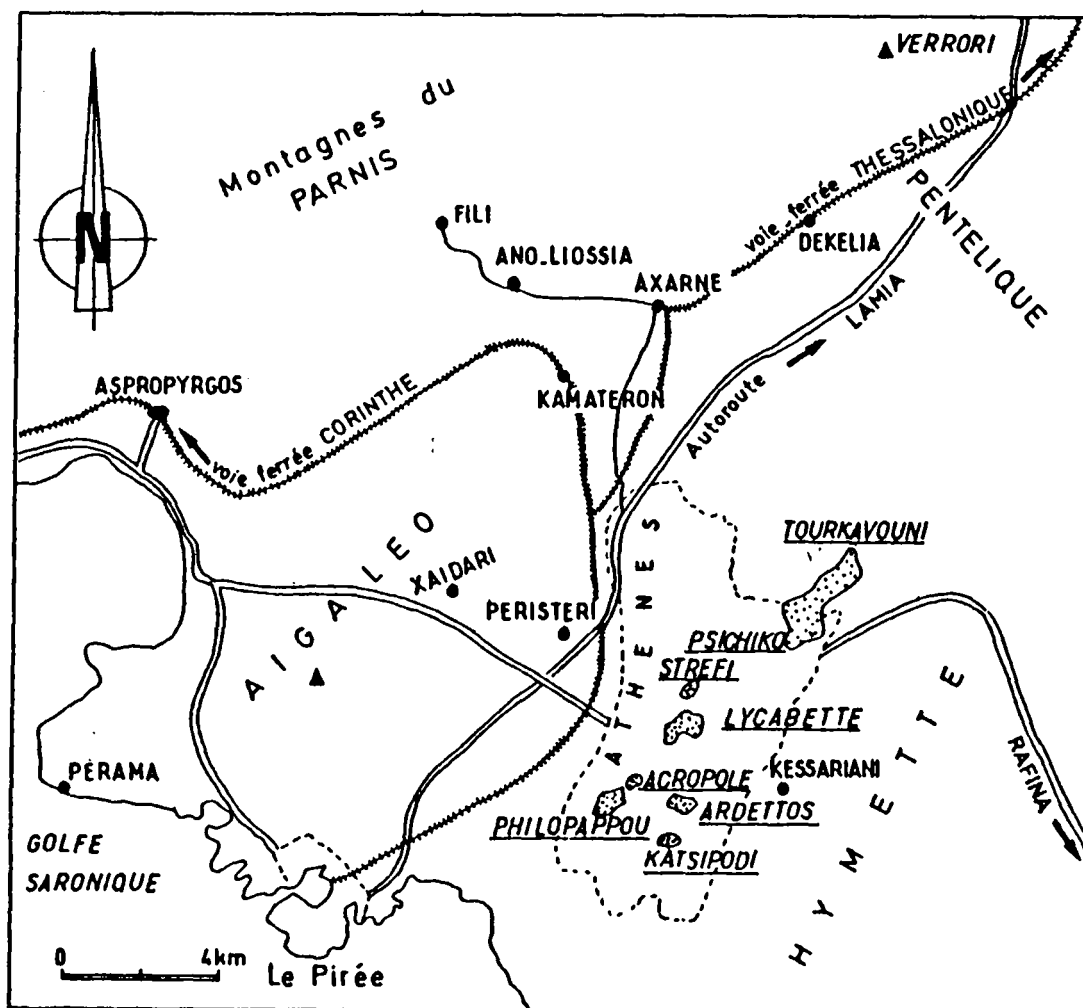


Fig. 168.- Toponymie du site d'Athènes.

a. LE MONT AIGALEO.

Comme nous l'avons vu dans les chapitres consacrés au Paléozoïque et au Trias, le mont Aigaleo forme une voûte anticlinale dont le coeur faillé, d'âge permien, affleure en quelques endroits de la partie Ouest de la chaîne. Le flanc oriental est frangé par les formations créta-cées (Voreadis, 1927 ; Marinos, 1937 ; Renz et Mistardis, 1939 ; Renz et Trikkalinos, 1948 ; Tataris, 1966, 1967 ; Marinos *et al.*, 1971 ; Paraskevaïdis et Chorianopoulou, 1977).

a1. La bordure Est du mont Zacharetsa.

En partant du flanc oriental du mont Zacharetsa (fig. 169a) on rencontre successivement :

- (1) des calcaires néritiques gris-blanc, en bancs épais, recristallisés, appartenant au Trias moyen à supérieur (?) ;
- (2) des poches karstiques remplies de latérites, d'oxydes de fer et de nickel (Paraskevaïdis et Chorianopoulou, 1977) ;

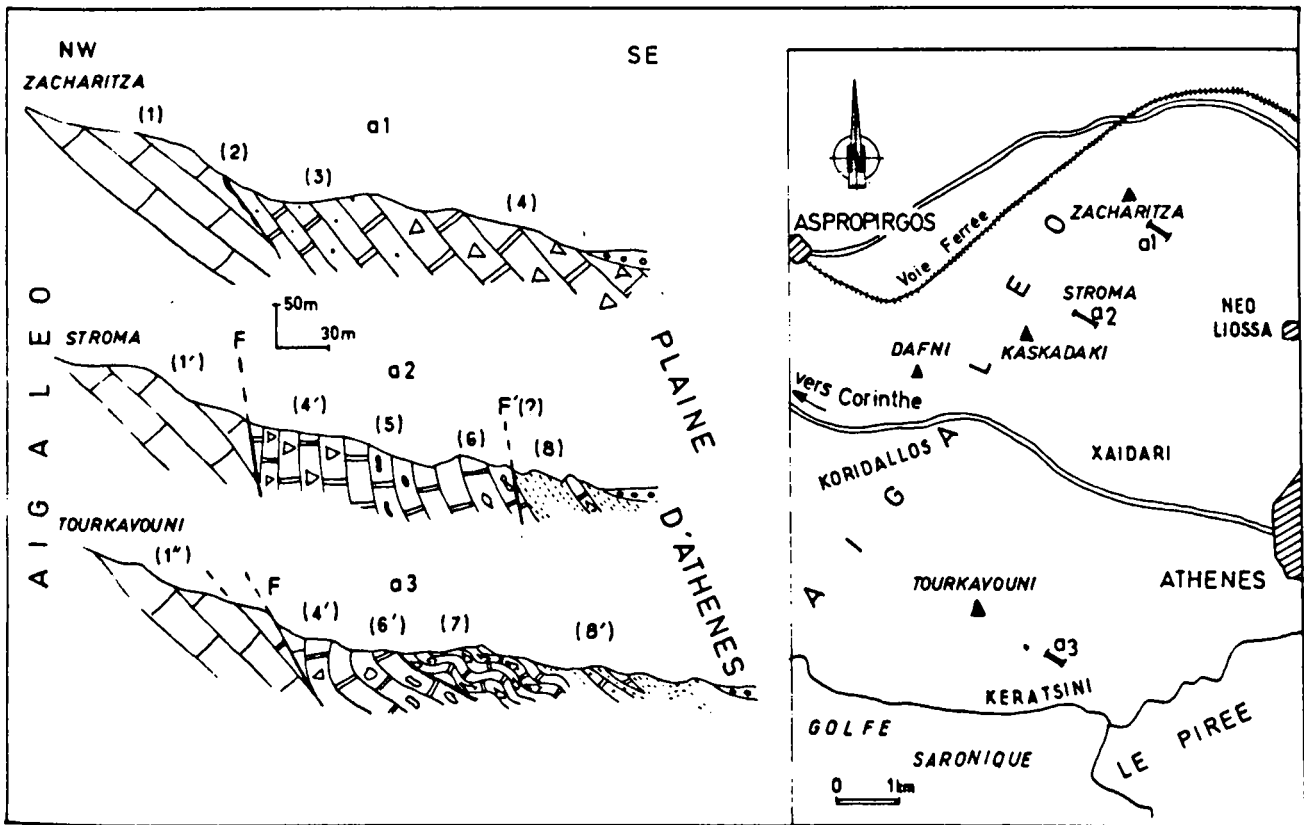


Fig. 169.- Coupes du flanc oriental du mont Aigaleo.

Légende dans le texte

- (3) 25 à 30 m de calcaires gris-bleu légèrement recristallisés, dans lesquels on trouve quelques passées microbréchiques à la base contenant des débris de Rudistes, des débris d'oxydes de fer, des fragments de radiolarites et de serpentine. Les Foraminifères sont rares mais nous avons pu reconnaître des Miliolidés, *Nezzazata* sp., *Valvulammina* sp., *Cuneolina* sp., *Orbitolina* sp., du Cénomano-Turonien inférieur ;
- (4) des calcaires gris-bleu légèrement métamorphisés, renfermant de nombreuses sections de Rudistes du Crétacé supérieur de la plaine d'Athènes. Les formations récentes viennent transgresser les calcaires à Rudistes.

a2. Le Stroma.

Le Stroma est un lieu-dit situé dans la partie centrale du mont Aigaleo (fig. 169b). D'Ouest en Est, affleurent :

- (1') des calcaires néritiques gris-blanc, recristallisés, du Trias moyen à supérieur (?) ;
- une faille légèrement oblique. Près d'une chapelle, il existe une carrière dans laquelle j'ai ramassé des blocs de calcaires conglomératiques non en place, à ciment ferrugineux, qui pourraient appartenir à la base du Crétacé supérieur ;
- (4') des calcaires néritiques recristallisés, gris-bleu, contenant des sections de Rudistes ;
- (5) des calcaires gris micritiques, à silex ;



- (6) des microbrèches recristallisées, avec des fragments de Rudistes et des Miliolidés ;
  - une faille probable ;
- (8) des formations flyschoides composées de pélites schisteuses avec de nombreux cristaux de pyrite, des quartz, des feldspaths de néogènes et quelques phylites allongées dans des plans de schistosité, visibles uniquement en lame mince. Dans une micrite intercalée dans les pélites, on observe des Globotruncanidés calcitisés.

#### a3. La carrière au Nord Ouest du Pirée.

Dans une carrière désaffectée qui sert de piste d'entraînement pour l'auto-école, à l'entrée de la ville du Pirée, on voit (fig. 169c):

- (1<sup>o</sup>) des calcaires blancs massifs, recristallisés, du Trias ;
  - une faille oblique, marquée sur le terrain par une zone broyée ;
- (4<sup>o</sup>) des calcaires gris-bleu bien lités, à sections de Rudistes et Miliolidés ;
- (6<sup>o</sup>) des microbrèches à débris de Rudistes et *Chrysalidina* sp. ;
- (7) des micrites crèmes bien litées, très microplissées, à *Pithonella* sp. et à Globotruncanidés légèrement recristallisés : *Globotruncana* sp., *G. coronata* Bolli, *G. gr. sigali* Reichel, du Turonien supérieur-Santonien ;
- (8) des formations flyschoides faiblement métamorphisées, contenant des pélites schisteuses, de rares bancs de grès fins et des microbrèches à ciment transformé en calcite renfermant des débris de Rudistes, des oxydes de fer, "*Valvulamina picardii*" et *Pseudocyclammina sphaeroidea* bien conservés. Des formations néogènes transgressent le flysch crétacé.

#### a4. Remarques sur les niveaux datés de l'Aigaleo et sur les affleurements d'ophiolites.

Les différentes formations décrites ci-dessus, légèrement métamorphisées, ont été datées par différents auteurs et les faits les plus marquants sont la découverte du Sénonien supérieur à *Radiolites* cf. *angeoides* dans le Sud de l'Aigaleo (Marinos, 1937), du Cénomaniens supérieur à Sénonien à Miliolidés, Orbitolinidés, *Pseudolituonella* sp., *Nummuloculina* sp., *Chrysalidina* sp., *Coscinophragma* sp., *Nezzazata* sp., *Pithonella* sp., *Globotruncana* cf. *arca*, *G. lapparenti* lapparenti, *G. tricarinata* dans les secteurs du Pirée, Daphni et sur la bordure Est de l'Aigaleo (Tataris, 1967) et enfin, du Turonien à *Globotruncana helvetica* près de Xaidari, dans des calcaires en plaquettes (Marinos et al., 1971). Les autres découvertes paléontologiques confirment la répartition stratigraphique citée ci-dessus (Cénomaniens-Sénonien supérieur).

La présence d'ophiolites serpentinisées, métamorphisées et l'existence de glaucophane dans le Crétacé, soulèvent encore quelques controverses (Marinos et al., 1971). Nous pensons qu'elles représentent (comme en beaucoup d'endroits dans les zones internes helléniques), des olistolites de roches vertes "emballés" dans les formations flyschoides du Crétacé-Paléocène ayant été transformés par le métamorphisme au cours du Tertiaire. Mais à l'affleurement, elles peuvent être au contact soit des calcaires en plaquettes à *Globotruncana* sp., soit des calcaires à Rudistes (Sud de l'Aigaleo), voire même des calcaires triasiques (partie moyenne de l'Aigaleo). Ces différentes positions structurales seraient dues aux différentes phases tectoniques. Nous reviendrons sur ces problèmes liés aux ophiolites dans le chapitre consacré à la Tectonique

b. LES AVANTS-MONTS DU PARNIS (LE MONT VERRORI p.p. = UNITE DE KOKKINO-VROCHOS ET LES COLLINES D'AXARNE.

Ce secteur, faiblement métamorphisé, a été interprété par Katsikatsos (1977) et par Clément et Katsikatsos (1981), comme appartenant à l'unité structurale d'Avlon (Clément, 1976) (*cf infra* chapitre Tectonique).

Du point de vue stratigraphique, nous ne possédons que quelques éléments datés de la série crétacée, comparativement aux terrains qui affleurent dans la région d'Avlon (fig. 157). Sur les ophiolites métamorphisées, visibles au Nord d'Axarné et dans le mont Verrori, on observe :

- dans le mont Verrori, des calcaires bréchiques à ciment ferrugineux, à la base des calcaires néritiques microbréchiques, du Cénomaniens moyen à supérieur, à Foraminifères : "*Valvulammia*" *picardii* Henson, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Nezzazata* sp., *N. gyra* (Smout), *N. simplex* Omara, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui et Saint-Marc, *Biconcava bentori* Hamaoui et Saint-Marc, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny ;
- des calcaires gris-bleu, à sections de Gastéropodes et de Rudistes déformées par le métamorphisme, qui affleurent dans le mont Verrori, sur la route Axarné à Ano Liossia et près de la chapelle d'Ay. Kiriaki de Fili ;
- des calcaires en plaquettes surmontés de formations flyschoides transformées en marbres bien lités et en chloritoschistes, dans le mont Verrori.

c. LES COLLINES D'ATHENES.

Sites urbains et historiques, ces collines n'offrent pas toujours les conditions de travail idéales aux géologues mais elles commencent tout de même à être bien connues. Pour ma part, j'ai réussi à "glaner" quelques échantillons dans les collines et dans la ville mais sans lever de coupe continue.

Lepsius (1893) a créé la notion de "Schistes d'Athènes" (C 2, dans lesquels il distingue des calcaires (2a) et des marnes (2b) et il estime que cette formation appartient au Crétacé inférieur. Par la suite, les différents auteurs ont pris l'habitude d'appeler "Schistes d'Athènes" toutes les formations sous-jacentes au Néogène et au Quaternaire, remplissant la dépression d'Athènes et constituant les différentes collines.

Les terrains les plus anciens ont été reconnus au Lycabette, ce sont des chloritoschistes intercalés de calcaires à silex, de silexites et de micrites à passées microbréchiques datées par la découverte de *Stomiosphaera* aff. *asadensis*, *Spirillina* sp. et *Ophtalmidium* sp., du Jurassique moyen (Tataris, 1967). Negris (1912) cite des fossiles s'étageant du Trias au Tithonique mais la validité de ses déterminations est maintenant très contestée (Marinos et al., 1971).

Supposé par Lepsius (1893), Ktenas (1907) et Sindowsky (1949-1951), le Crétacé inférieur n'a jamais été identifié. En revanche, le Crétacé supérieur reste l'époque la mieux représentée.

ci. Le Cénomano-Turonien.

Dans des calcaires recristallisés alternant avec des marnes feuilletées de la colline du Psychiko, j'ai récolté des débris de Bryozoaires, de Lamellibranches et *Orbitolina* sp. Dans la

colline de Philoppapou, près de l'Acropole, Marinos *et al.* (1971) cite *Orbitolina gr. discoidea* et au Lycabette, Skounakis (1972) a découvert *Orbitolina sp.*

Le Turonien s.s. à *Globotruncana helvetica* a été identifié dans une série flyscholide par Tataris (1967) dans le Lycabette mais il existe depuis quelques temps une querelle scientifique portant sur cette découverte et opposant les spécialistes helléniques de la région. Pour avoir trouvé fréquemment ce microfossile remanié avec d'autres *Globotruncana sp.*, dans le Campano-Maestrichtien par exemple, je pense qu'il m'est impossible de trancher sur l'existence d'une série flyscholide de cet âge.

## c2. Le Sénonien.

Le Sénonien présente deux faciès :

- des calcaires blancs très fracturés et recristallisés, datés à l'Acropole depuis Neymayr (1875), grâce à des *Nerinea sp.* et Bittner, grâce à *Caprina aiguillonni* (d'Orbigny), au Lycabette depuis Lepsius, grâce à des sections de Rudistes, et enfin dans la colline de Sikalia, (Ktenas, 1907), par la détermination d'*Hippurites atheniensis*. A partir de cette époque, de nombreuses sections de Rudistes ont été citées dans les collines de l'Acropole, Lycabette, Philoppapou, Strefi, etc... Dans le Tourkavouni, j'ai trouvé des sections de Rudistes et Marinos *et al.* (1971) y a découvert *Vaccinites cf. atheniensis* Ktenas, du Santonien supérieur ;

- des formations flyscholides, la plupart du temps, structurellement sous-jacentes aux calcaires néritiques à Rudistes, ce qui a provoqué de nombreuses confusions stratigraphiques. Ces formations flyscholides sont composées, pour l'essentiel, de schistes, marnes, grès, de calcaires en plaquettes, de brèches et de conglomérats. La présence de ces conglomérats et de ces brèches a suscité beaucoup de polémiques depuis Negris (1912), Kober (1929) et Kieslinger (1933) qui leur attribuaient une origine tectonique. Marinos *et al.* (1971) pensent qu'il s'agit de sédiments associés au flysch. Pour les avoir rencontrés à plusieurs reprises dans le Tourkavouni notamment, j'estime qu'ils sont vraisemblablement contemporains du dépôt de la base du flysch. Nous avons souligné ce phénomène sédimentaire (fig.156) dans l'unité d'Avlon et Guernet (1971) le note en Eubée moyenne et parle même de "transgression maestrichtienne". Il semble bien que ce soit un fait largement répandu dans les parties internes de la zone pélagonienne.

Du point de vue datation, il est à remarquer que les microfossiles découverts jusqu'ici s'étagent du Turonien (?) - Coniacien au Santonien-Campanien inférieur (?). Dans des microbrèches faiblement recristallisées, il existe des débris de Rudistes, de Gastéropodes, d'Echinodermes, de *Nerinea sp.*, de Bryozoaires, des *Pithonella sp.* et *Globotruncana sp.*, *G. lapparenti* Brotzen, *G. coronata* Bolli, découverts au Lycabette par Marinos *et al.* (1971 et 1972). J'ai moi-même trouvé des sections de *Globotruncana sp.* dans la colline de Psychiko.

Il est à noter que ces datations micropaléontologiques donnent un âge contemporain du dépôt des calcaires néritiques à Rudistes (*Vaccinites cf. atheniensis*). Cette "dissonance" (Guernet, 1971) est due, d'après les spécialistes, au fait que les microfossiles plus abondants constituent une meilleure échelle stratigraphique.

Une particularité importante reste à signaler : la présence de roches éruptives dans les formations flyschoides. Ce sont surtout des serpentines, des diabases et des tufs (Kober, 1929 ; Sindowski, 1951 ; Marinos, 1937 ; Tataris, 1967 ; Marinos *et al.*, 1971-1972). Là encore, si l'on compare à ce que l'on trouve en Eubée (Guernet, 1971) et en Attique (Clément, 1976 ; Katsikatsos, 1976-1977), il n'est guère surprenant de retrouver ces olistolites de roches éruptives dans un flysch appartenant aux zones internes.

#### d. CONCLUSION PARTIELLE SUR LES "SCHISTES D'ATHENES".

Les bordures orientale (mont Hymette) et nord-orientale (les avants-monts du Pentelique), formées de terrains métamorphiques jusqu'ici non datés, seront examinées dans le chapitre consacré aux formations métamorphiques.

L'examen détaillé des différentes séries qui constituent les secteurs de l'Aigaleo à l'Ouest et des avants-monts du Parnis au Nord de la cuvette d'Athènes, montre que :

- les terrains anté-mésozoïques, signalés par Renz (1955), n'ont pas été retrouvés ;
- la majorité des séries appartient au Crétacé supérieur-Tertiaire, inférieur (?) ;
- la lithologie des "Schistes d'Athènes" p.p. n'est pas originale, puisqu'on peut aisément la comparer à celle du Crétacé supérieur-Tertiaire de la zone pélagonienne, en constatant beaucoup d'homologies :

- + âge cénomano-turonien de la base de la transgression crétacée ;
- + existence de calcaires néritiques à Rudistes au Sénonien inférieur ;
- + apparition de formations flyschoides sur les calcaires à Rudistes ;
- + présence de roches volcaniques dans les formations flyschoides ;
- + aspect du flysch crétacé-tertiaire (?) qui semble être un "crypto-flysch" (Vassoevitch, 1951).

Enfin, il serait imprudent d'affirmer que tous les "Schistes d'Athènes" sont datés du Crétacé car les affleurements sont sporadiques et la plupart du temps masqués par des formations récentes (Néogène-Quaternaire).

#### 5. CONCLUSIONS SUR LE CRETACE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

L'examen des divers profils levés dans la zone pélagonienne montre que dans la plupart des cas, le Crétacé supérieur est discordant sur trois types de substratum pétrographiquement distincts (fig. 170) :

- des radiolarites, alternant avec des pélites, en Phocide (Calet, 1962), en Béotie septentrionale (Degardin, 1971) et en Argolide (Decrouez, 1976) ;
- des ophiolites, en Phocide et Locride (Calet, 1962), en Locride et en Eubée moyenne (Guernet, 1971 ; Albandakis, 1974), en Béotie (Degardin, 1971 ; Guernet, 1971), en Attique (Clément, 1976) et en Argolide (Dercourt, 1964 ; Decrouez, 1976) ;

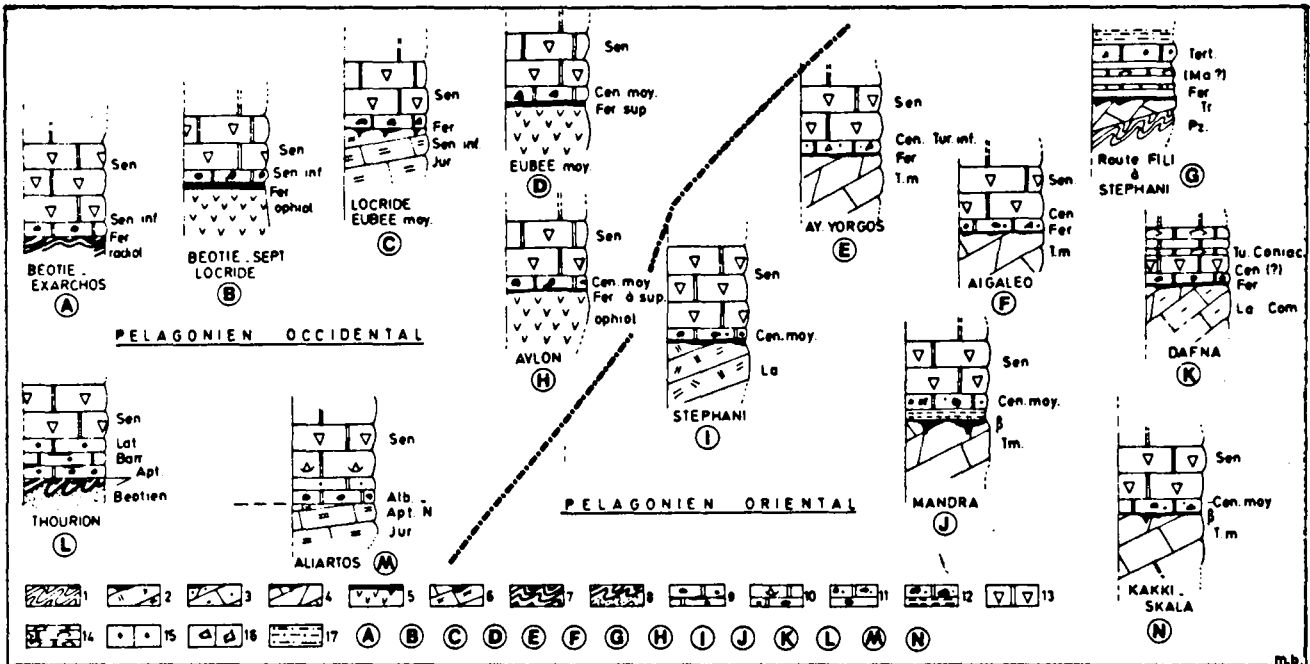


Fig. 170.- Répartition de la transgression dans la zone pélagonienne.(Alb-Aptien-Maestrichtien)

1. Schistes paléozoïques. - 2. Tufs rhyolitiques. - 3. Calcaires néritiques du Trias moyen renfermant des poches karstiques remplies d'argiles latéritiques. - 4. Calcaires néritiques du Trias supérieur renfermant des poches karstiques remplies d'argiles latéritiques. - 5. Ophiolites couronnées d'une cuirasse ferralitique. - 6. Calcaires néritiques jurassiques avec de rares poches karstiques remplies d'argiles latéritiques. - 7. Radiolarites et pélites. - 8. Flysch éocrétacé et radiolarites. - 9. Calcaires marneux à niveau latéritiques. - 10. Calcaires biodétritiques à Orbitolinidés. - 11. Poudingues de transgression. - 12. Argiles ferrugineuses et poudingues. - 13. Calcaires néritiques à Rudistes. - 14. Micrites à Globotruncanidés. - 15. Grès calcaireux en plaquettes. - 16. Microbrèches. - 17. Pélites gréseuses.

- des calcaires triasiques et jurassiques, en Locride et en Eubée moyenne (Guernet, 1971 ; Albandakis, 1974), en Béotie (Clément et Ferrière, 1973), en Attique et dans les monts Géraniés (Aronis, 1956 ; Papastamatiou, 1973 ; Clément et Ferrière, 1973 ; Clément, 1976). Il est à noter cependant que dans la région d'Aliartos, la transgression crétacée s'effectue directement sur des calcaires jurassiques, alors que partout ailleurs, s'intercalent de la bauxite ou des oxydes de fer enfouis dans un karst plus ou moins profond.

D'ores et déjà, nous notons que l'existence de ces trois types de substratum implique une tectonisation anté-crétacée plus ou moins intense de la plate-forme pélagonienne (paléotectonique : Aubouin, 1973 ; phase éohellénique : Jacobshagen et al., 1976).

Sans tenir compte des klippe tectoniques d'Ambelos et de Kafali (fig. 147), dont la signification est sujette à caution, et en excluant également la klippe tectonique de Thourion, l'examen de la figure 170 montre une hétérochronie nette des dépôts transgressifs crétacés sur la plate-forme pélagonienne. La base de la transgression s'étage de l'Albo-Aptien au Maestrichtien (?) - Tertiaire.

Du point de vue lithologique (fig. 171), les pulsions transgressives sont marquées par un conglomérat de base qui débute à l'Albo-Aptien et se poursuit jusqu'au Sénonien inférieur.

Pratiquement partout sur les niveaux de base du Crétacé supérieur, s'installe un régime de plate-forme pararécifale à Rudistes, Gastéropodes, Algues et Bryozoaires, au Turono-Sénonien inférieur. Mais cette plate-forme n'est pas ubiquiste car dès le Turonien-Coniacien, dans les secteurs internes, se déposent des calcaires à silex et des formations flyschoides. Le faciès "flysch" monte localement dans le Santonien mais au Campano-Maestrichtien, il est pratiquement installé sur toute la plate-forme pélagonienne, sauf dans des secteurs particuliers : Sud d'Ak-refnion, Locride (Renz et Reichel, 1948 ; Guernet, 1971) et dans le mont Politika, en Eubée moyenne (Guernet, 1971) où l'on voit le flysch dano-paléocène transgresser sur des calcaires à Rudistes sénoniens s.l. Là où l'on observe des formations flyschoides maestrichtiennes (cf. *infra* : fig. 171) au contact des calcaires à Rudistes sous-jacents, il existe une surface durcie marquée par un niveau ferrugineux. La présence de ces différentes surfaces durcies à la base des formations flyschoides montrent que la paléogéographie du Crétacé supérieur, sur la plate-forme pélagonienne, est assez complexe.

## F. CONCLUSIONS GENERALES SUR LE CRETACE.

Le Crétacé correspond à une période fondamentale de l'histoire paléogéographique des zones internes helléniques. Nous avons vu qu'au Jurassique supérieur, avec la création du sillon béotien, une séparation importante s'était opérée au niveau de l'histoire géologique des zones internes et des zones externes. Cette dualité évolutive va persister pendant une bonne partie du Crétacé (fig. 171).

### 1. LES FACIES.

De l'extérieur vers l'intérieur, on observe :

#### a. DANS LA ZONE DU PARNASSE.

Après l'épisode bauxitogène du Jurassique supérieur, on assiste à l'installation de faciès périrécifaux éocrétacés qui vont être interrompus par la bauxite du troisième niveau. Les séries d'âge crétacé inférieur sont néritiques et d'assez grande épaisseur car la plate-forme parnassienne est restée subsidente pendant toute cette période alors qu'elle était encadrée tant à l'Ouest qu'à l'Est du sillon pindique d'une part et du sillon béotien d'autre part. Le dépôt du troisième niveau de bauxite au passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur va interrompre la sédimentation périrécifale du Crétacé supérieur. Ensuite, nous retrouvons une sédimentation de plate-forme typique, avec l'apparition des faciès néritiques à Miliolites et à Rudistes qui indiquent une fois de plus un milieu peu profond et des conditions de vie analogues à celles du Crétacé inférieur. Comme dans les zones du Pinde, béotienne (au Nord du Sperchios) et pélagonienne, à partir du Campano-Maestrichtien inférieur et moyen on assiste au développement de micrites fines à silex attestant d'un changement important de régime de sédimentation : apparition des calcaires fins à Globotruncanidés qui attestent d'un enfoncement de la plate-forme parnassienne où les dépôts deviennent alors plus pélagiques.

b. DANS LA ZONE BEOTIENNE.

Le sillon amorcé au Dogger-Malm inférieur joue le rôle de barrière en creux accumulant les sédiments terrigènes flyschoides nés de la destruction des zones internes soumises à l'action des agents atmosphériques agissant sur les ophiolites obductées au Jurassique supérieur, sur les carbonates triasico-liasiques et sur le détritique anté-alpin de la zone pélagonienne.

Comme nous l'avons évoqué (*cf. supra* : Conclusion sur la zone béotienne), il semble bien qu'à partir de la base du Crétacé supérieur, le sillon béotien se remplit de brèches et amorce une fermeture dans la partie septentrionale de notre secteur, c'est-à-dire aux alentours de la transversale du Sperchios. Au Sénonien supérieur en effet, d'après Wigniolle (1976), en Iti, Jaeger (1979) et Courtin (1979), en Thessalie, il s'installe une plate-forme carbonatée avec quelques bancs de brèches sur le détritique éocrétacé-sénonien inférieur. Au Campano-Maestrichtien en Thessalie, il existe une sédimentation pélagique dans la zone béotienne comparable à celle du Pinde. En revanche, en Béotie, il ne nous est pas possible de trancher pour savoir si la sédimentation se continue après le Sénonien inférieur. Dans les monts Gérénées et en Argolide, la sédimentation détritique occupe le Crétacé inférieur et une bonne partie du Crétacé supérieur. Des brèches couronnent la série crétacée.

c. DANS LA ZONE PELAGONIENNE.

La grande caractéristique porte sur l'absence de Crétacé inférieur, à l'exception de l'unité la plus externe où nous trouvons de l'Albo-Aptien transgressif sur des formations jurassiques. On observe que les premiers niveaux crétacés reposent soit sur :

- les ophiolites ;
- les carbonates du Jurassique ;
- les carbonates du Trias supérieur ;
- les roches effusives du Trias moyen.

L'hétérochronie des niveaux de base du Crétacé existe, mais il n'en reste pas moins que la grande transgression est d'âge céno-manien moyen à supérieur. Il s'instaure ensuite une sédimentation néritique à Rudistes qui va occuper tout le Sénonien, à l'exception de certains secteurs où l'on assiste à la création de sillons secondaires à sédimentation pélagique dès le Turonien-Coniacien. Au Campano-Maestrichtien, l'ensemble de la zone est envahi par les micrites fines à Globotruncanidés.

2. REMARQUES SUCCINCTES SUR LES DEUX NIVEAUX DE BAUXITES DE LA ZONE DU PARNASSE : CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES.

Comme nous venons de le voir dans les différents profils ci-dessus, il existe deux horizons de bauxites dans le Crétacé de la zone du Parnasse qui se répartissent de la façon suivante :

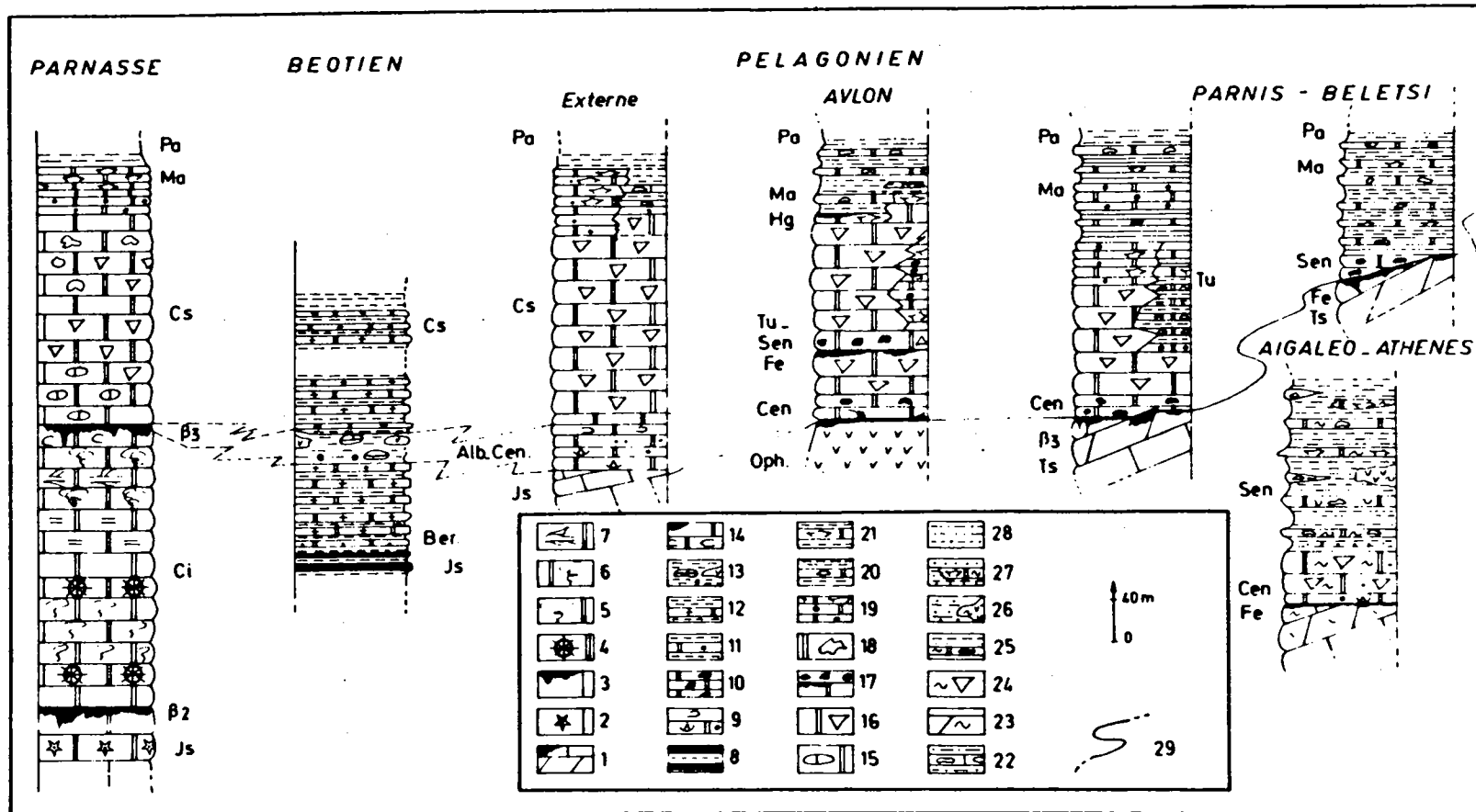


Fig. 171.- Profils schématiques stratigraphiques du Crétacé.

1. Calcaires néritiques triasiques à niveaux magnésiens renfermant des poches karstiques remplies de bauxite ou d'argile latéritique. - 2. Calcaires néritiques jurassiques à *Clypeina jurassica*. - 3. Calcaires néritiques jurassiques renfermant des poches karstiques remplies de bauxites (B<sub>2</sub>). - 4. Calcaires à Polypiers. - 5. Calcaires à Ellipsactinies. - 6. Calcaires néritiques à Gastéropodes. - 7. Calcaires néritiques à Algues. - 8. Radiolarites et pélites du Jurassique supérieur. - 9. Calcaires biodétritiques à Orbitolinidés et calcaires marneux à *Colomiella* sp. - 10. Calcaires conglomératiques. - 11. Pélites schisteuses et micrites à Calpionelles. - 12. Pélites schisteuses et grès mal consolidés. - 13. Marnes blanchâtres à galets d'ophiolites, radiolarites et calcaires néritiques triasico-jurassiques. - 14. Calcaires néritiques à Ostracodes renfermant des poches karstiques remplies de bauxites (B<sub>1</sub>). - 15. Calcaires néritiques. - 16. Calcaires néritiques à Rudistes. - 17. Calcaires à niveaux ferrugineux recouverts de niveaux latéritiques. - 18. Calcaires à débris de Rudistes. - 19. Micrites à silex. - 20. Microbrèches dans des pélites schisteuses. - 21. Microbrèches à Globotruncanidés. - 22. Microbrèches datées du Paléogène. - 23. Calcaires néritiques triasiques recristallisés. - 24. Calcaires néritiques à Rudistes recristallisés. - 25. Microbrèches recristallisées. - 26. Pélites recristallisées et olistolites de roches vertes. - 27. Microbrèches recristallisées à Globotruncanidés du Crétacé supérieur. - 28. Pélites du Paléocène. - 29. Limite inférieure de la transgression crétacée sur les Paléohellénides.



- B<sub>2</sub> à la limite Jurassique-Crétacé ;
- B<sub>3</sub> au passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.

En plus de leur datation stratigraphique par des repères paléontologiques et micropaléontologiques, ils se distinguent également par leurs compositions chimiques (tabl. XII).

	Ca	Cr	V	Mo	Ni	Co	Mn	Ca	Sc	Zn	Y	La	Sr	Pb	Ba
B <sub>3</sub>	32	600	302	7	735	25	143	25	20	261	34	79	4	52	20
B <sub>2</sub>	33	197	203	6	257	23	168	82	18	297	79	79	13	60	24

Tabl. XII.- Répartition des oligo-éléments dans les deuxième et troisième niveau de bauxite (B<sub>2</sub> et B<sub>3</sub>) (les valeurs sont exprimées en p.p.m.).

Sans entrer dans les nombreuses controverses liées à l'interprétation de la genèse des bauxites, il semble en effet, comme beaucoup d'auteurs l'avaient avancé (Petraschek, 1956 ; Celet, 1962 ; Papastamatiou, 1966 ; Bardossy et Mack, 1967 ; Maksimovic et Papastamatiou, 1973 ; Mack et Petraschek, 1978 ; Kiskyras, 1978 ; Clément *et al.*, 1978 ; Combes, 1979, 1981) que les ophiolites représentent l'une des roches-mères possibles pour la naissance des bauxites.

#### a1. Le troisième niveau B<sub>3</sub> de bauxite.

A l'examen du tableau ci-dessus (tabl. XII), on constate que la proximité des ultrabasites à l'affleurement est très vraisemblable. En effet, les fortes concentrations en Cr, Ni et V dans l'horizon B<sub>3</sub> plaident en faveur d'un voisinage immédiat de massifs ophiolitiques soumis à l'érosion continentale. Du point de vue paléogéographique, on peut invoquer qu'à l'Albo-Cénomanién, les ophiolites étaient à leur maximum d'avancement vers l'Ouest sur la zone pélagonienne. Au Nord Est du Parnasse, au-delà de la rivière du Sperchios, il a été établi que le complexe ophiolitique se situait à cette période dans le secteur le plus externe de la zone pélagonienne (Marinos, 1956-1960 ; Smith, 1975 ; Ferrière, 1976 ; Celet et Ferrière, 1978 ; Courtin, 1979). Nous pouvons donc supposer que la patrie nourricière d'une bonne partie des bauxites du troisième horizon (B<sub>3</sub>) se trouvait au Nord Est de la plate-forme parnassienne. Au Sud du Sperchios, en Locride, la sédimentation marine (*cf.* paragraphe Crétacé), dans la partie externe de la zone pélagonienne, a été interrompue du Malm supérieur au Sénonien inférieur. On observe que la mer crétacée transgresse, soit sur une cuirasse latéritique recouvrant des péridotites, soit sur des poches de fer creusées dans des calcaires jurassiques (Albandakis, 1974 ; Guernet, 1971 ; Degardin, 1971).

L'intervalle de temps est alors suffisamment grand pour que les agents d'érosion et de transport continentaux puissent agir sous un climat alternativement chaud et humide.

#### b2. Le deuxième niveau de bauxite B<sub>2</sub>.

Les teneurs mesurées dans l'horizon  $B_2$  en Ni, Cr et V sont nettement inférieures à celles de l'horizon  $B_3$ .

Il est toutefois intéressant de noter que la teneur en Co reste stable dans  $B_2$  et  $B_3$ . Ce qui est remarquable de souligner c'est que la concentration en  $Mn^{++}$  est huit fois plus élevée dans  $B_2$  que dans  $B_3$ . Sur l'origine de cette forte proportion de  $Mn^{++}$ , il faut se reporter à l'environnement sédimentaire qui régnait au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, juste avant (et pendant) l'obduction des ophiolites téthysiennes sur le bâti oriental apulien. Rappelons seulement que dans les zones internes, la série carbonatée jurassique est recouverte au Malm supérieur par des radiolarites surmontées elles-mêmes par un "mélange volcano-sédimentaire". A l'Est de la zone du Parnasse, dans la zone béotienne, nous avons très rarement signalé la présence de radiolarites à la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Cette absence quasi totale de ce type de sédiment peut être interprétée comme la conséquence d'une émergence temporaire suivie d'une dissolution des radiolarites dans la partie nord-orientale de la zone béotienne. On sait par ailleurs (Ricou, 1980 ; Fleury, 1980 ; Thiébaud, 1982) qu'en Méditerranée moyenne et orientale, sous des latitudes favorables, au passage Jurassique-Crétacé, dans les différents sillons du rameau alpidique, il s'est sédimenté un volume important de radiolarites et l'on ne voit pas comment, et pourquoi, le sillon béotien aurait échappé à ce phénomène particulier.

Si l'on admet que des radiolarites ont envahi les régions à l'Est du Parnasse, il est aisé alors d'envisager une émergence épisodique de la zone béotienne dans le secteur Sud du Sperchios.

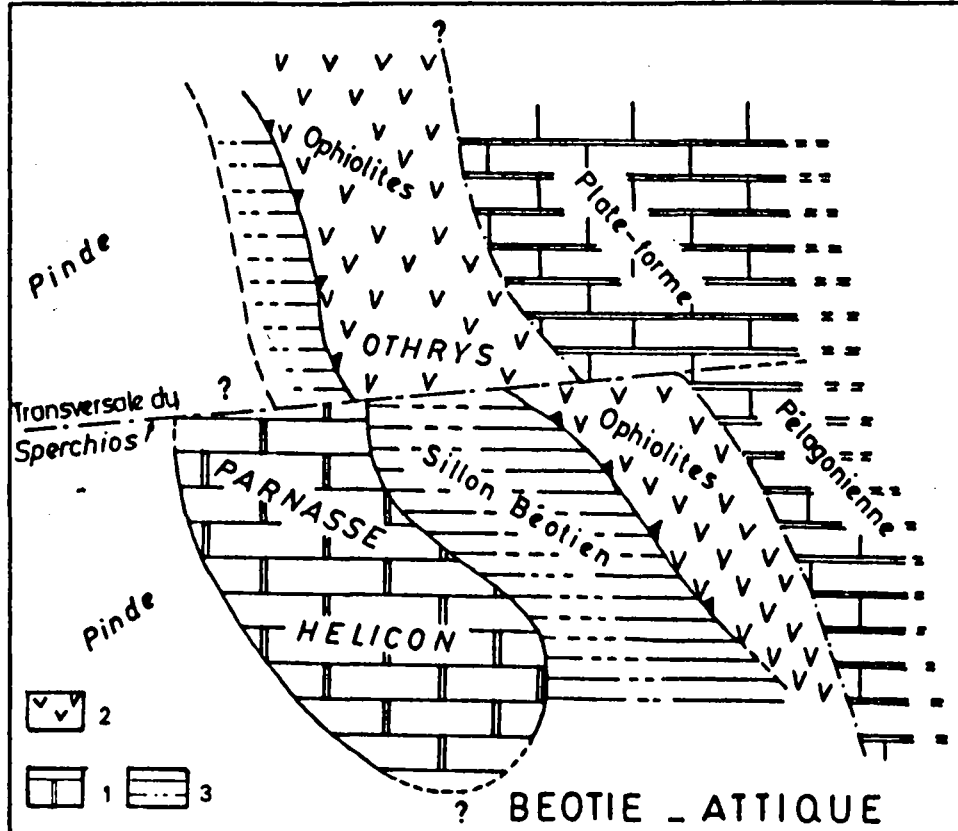


Fig. 172.- Carte paléogéographique simplifiée au passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.  
1. Calcaires néritiques de plate-forme. - 2. Ophiolites. - 3. Formations terrigènes.

Il existerait donc une érosion continentale au Jurassique supérieur dans la zone béotienne favorisant un transit entre la plate-forme pélagonienne et le karst parnassien. D'une manière générale, on s'accorde à penser que le manganèse est souvent associé, soit aux carbonates, soit aux sédiments contenant du fer qui agissent comme catalyseurs au cours de  $Mn^{2+}$  oxydation  $MnO_2$ . Dans le schéma proposé, l'environnement sédimentaire est tout à fait favorable à la forte concentration en manganèse dans les bauxites du deuxième horizon puisque les radiolarites possèdent des teneurs en fer très élevées et les carbonates sont abondants dans les zones parnassienne et pélagonienne. Les autres oligoéléments peuvent provenir, soit des ophiolites, alors "peu avancées" tectoniquement vers l'extérieur du bâti pélagonien, soit surtout de la destruction du "mélange volcano-sédimentaire" situé à l'avant du complexe ophiolitique. On peut donc souscrire à l'idée que le deuxième horizon B<sub>2</sub> trouve son origine dans le matériel sédimentaire et détritique-effusif des zones béotienne et pélagonienne. Il est à noter que la présence de fer sous forme de sols latirisés, à cette époque, a été observée dans l'île d'Amellos, la presqu'île de Kefali et dans la vallée de Thourion (Clément, Combes et Fourcade, 1978). Il paraît vraisemblable que ces niveaux sont à mettre en relation avec les niveaux latéritiques de la région d'Evangelistria et les poches de fer affleurant en Locride sous la transgression crétacée. Nous pensons que l'accumulation de ces latérites s'est faite avant l'arrivée de la mer à l'Albo-Aptien, et même jusqu'au Sénonien inférieur, dans la partie externe de la plate-forme pélagonienne (fig. 172).

### c3. Conclusion.

Aux deux périodes considérées, nous observons, tant dans la zone du Parnasse où il se forme un karst, que dans certaines parties de la zone pélagonienne et béotienne, qu'il y a émergence définitive ou temporaire. Cette émergence, commencée au Jurassique supérieur, a été provoquée par la première tectonique alpine importante (paléotectonique : Aubouin, 1974 ; phase éo-hellénique : Jacobshagen *et al.*, 1976) qui a structuré la zone pélagonienne et fait affleurer les carbonates triasico-jurassiques et les formations détritiques pélagoniennes.

Cette phase s'est traduite par l'obduction des ophiolites et leur érosion intense a duré du Jurassique supérieur à la base du Crétacé supérieur. Au sujet du deuxième horizon, nous avons vu que son alimentation en oligoéléments est répartie entre deux types de roches-mères : l'ensemble ophiolites-"volcano-sédimentaire" d'une part, les carbonates d'autre part. D'après Combes (1979), il existerait une plate-forme méridionale au Parnasse qui assurerait le transit entre les ophiolites obductées sur le bâti pélagonien et le karst parnassien. Il existe peu de preuve de la présence d'une plate-forme émergée au Sud du Parnasse, seul le massif du Trapezona en Péloponnèse montre une sédimentation détritique au Malm supérieur, mais sans trace de bauxite ou de latérites et de plus, les massifs ophiolitiques de l'Argolide devaient probablement émerger vers l'Est, loin de la zone du Parnasse. Enfin, d'après Bachmann et Risch (1976), Vrielynck (1978-1981) et Baumgartner (1981), un sillon existe à l'Ouest de la zone pélagonienne à cette époque au droit de l'Argolide. Si cette hypothèse est vérifiée, il devient alors difficile d'alimenter le karst parnassien par des rivières transportant les produits de désagrégation des ophiolites au travers du sillon externe à la zone béotienne. Comme je l'avais proposé (Clément *et al.*, 1978) à titre d'hypothèse, il n'est pas exclu de penser qu'à la faveur

de la faille transformante (paléofaille transformante) du Sperchios (Aubouin et Dercourt, 1975), les ophiolites téthysiennes d'origine ultrapélagonienne se soient "avancées" suffisamment loin vers l'Ouest pour venir affronter les contreforts de la plate-forme parnassienne émergée. Dans cette hypothèse, les ophiolites relativement proches vont alimenter en bauxite pisolitique les régions les plus proximales du Sperchios. C'est ainsi qu'il est aisé de constater que ce type de bauxite va remplir le karst du massif du Kiona (Celet, 1961), alors que dans le massif de l'Helicon, les niveaux de bauxite pisolitiques sont moins épais et plus rares. Elles sont plus homogènes et apparaissent moins "détritiques".

### 3. REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES GENERALES.

A l'examen des faciès, nous voyons très bien que, comme pour le Jurassique, la plate-forme parnassienne perpétue les faciès néritiques peu profonds soumis à une forte subsidence. On admet généralement que les faciès récifaux, voire même les faciès à Rudistes, exigent une température variant de 18 à 25°, ce qui est à peu près conforme avec les paléotempératures calculées dans cette région pendant le Crétacé (Frakes, 1979). Dans sa partie occidentale, la plate-forme parnassienne va passer transitionnellement aux faciès du sillon pindique et l'on connaît sa bordure dans le massif du Vardoussia (Celet, 1962 ; Ardaens, 1978). En revanche, dans sa partie orientale, à l'exception de la série de Stavros au Nord Est du Parnasse (Celet, 1962), on ne connaît pas les termes de passage à la zone béotienne. La subsidence de la zone du Parnasse s'interrompt à deux reprises au cours du Crétacé : premièrement au passage Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et deuxièmement, au passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur. Pendant ces deux laps de temps, il y a eu émergence de la plate-forme, karstification et dépôts de bauxite, et l'on pense que ces émergences sont liées aux événements tectoniques ayant secoué les zones internes (obduction et surrection des Paléohellénides).

Pendant le Crétacé, le sillon béotien s'élargit par amincissement de la lithosphère et constitue une "gouttière", au front des zones internes, qui reçoit les formations terrigènes en provenance des zones internes, victimes d'une "instabilité chronique", pendant tout le Crétacé inférieur. Pendant le Crétacé supérieur, il subsiste un doute sur l'alimentation du sillon béotien au droit du Parnasse puisque nous ne trouvons pas de termes plus jeunes que le Cénomaniens. Il faut noter toutefois qu'il affleure des terrains au-dessus de cet horizon daté mais ils sont azoïques. Ce qui est remarquable, c'est que le sillon béotien continue à jouer son rôle de bassin au Crétacé supérieur dans les monts Gérénées et en Argolide (Bachmann et Resch, 1976 ; Vrielynck, 1979 ; Baumgartner, 1981), alors qu'en Iti (Wigniolle, 1977) et au Nord du Sperchios (Jaeger, 1979 ; Curtin, 1979), nous observons une série de passage turono-sénonien caractérisée par des microbrèches puis par des carbonates analogues à ceux du Crétacé des zones internes et du Parnasse. Dans les Dinarides yougoslaves, on observe une évolution sédimentologique à peu près similaire. C'est ainsi que l'on constate, qu'après un épisode franchement détritique dépourvu presque totalement de carbonates au Crétacé inférieur jusqu'au Vracono-Cénomaniens, la série s'enrichit en microbrèches au Crétacé supérieur (Blanchet, 1973 ; Cadet, 1976 ; Charvet, 1979). L'existence de cette "gouttière" entre les zones internes helléniques et la plate-forme parnassienne au Crétacé inférieur va constituer une séparation nette du point de vue de l'évolution structurale des deux domaines interne et intermédiaire.



## CINQUIEME CHAPITRE

### LE PALEOGENE

C'est surtout dans les zones externes que le Paléogène est le mieux représenté ; des niveaux remarquables à Nummulites, du Lutétien, sont connus depuis Philippon (1890 a, b et 1895) et Renz (1906, 1928). Pour les zones internes, et particulièrement dans le secteur que nous avons étudié, la partie supérieure du Paléogène est rarement datée alors que les termes de passage du Crétacé au Tertiaire ont été assez bien identifiés.

#### A. BREF HISTORIQUE SUR LE PALEOGENE DES ZONES INTERNES.

Dans les zones internes et la zone du Parnasse, il se distingue surtout par ses niveaux de base. Ceux-ci ont été datés pour la première fois par de Lapparent (1934 b), puis par Papastamatiou (1960) et enfin par Celet (1957, 1959 b, 1960 b et 1962). Les microfaciès liés aux termes de passage ont été étudiés avec beaucoup de précision par ce dernier. Dans la zone pélagonienne, Renz (1955) signale plusieurs gîtes fossilifères en Locride, Béotie et Attique. Plus récemment, traitant de l'Eubée et de la Locride, Guarnet (1971) a remarquablement bien identifié les différents microfaciès de transition entre le Crétacé et le Tertiaire et a de plus mis en évidence, au mont Pyxaria en Eubée, des niveaux détritiques à *Cuvillierina vallenensis* (Ruiz de Gaona) datant l'Yprésien. S'agissant de l'Eocène, Renz et Raichel (1945) citent la présence d'Alvéolines en Locride près du lac Yliki, dans la région d'Exarchos. Degardin (1971) date la limite Ilerdien-Cuisien dans des calcaires gréseux du flysch pélagonien. En Iti, Celet (1960 a) et, près de la vallée du Sperchios, Papastamatiou (1960) ont mis en évidence des formations flyschoides à Nummulites de l'Eocène. Ces gisements de l'Iti ont été repris par Wigniolle (1976) qui, s'appuyant sur les travaux de Celet (1960 a, 1962) a précisé l'âge des niveaux tertiaires (Eocène essentiellement) et surtout, a proposé de les rattacher à la zone béotienne. A l'instar de Wigniolle en Iti, en Thessalie septentrionale, Jaeger (1979) et en Thessalie méridionale, Courtin (1979) ont montré que des niveaux analogues appartenaient également à la zone béotienne. Au Nord de notre secteur, Negris (1915) note la présence de *Coskinolina liburnica* Stache, du Lu-

tétien inférieur, dans des microbrèches. L'importance du Paléogène, dans les zones internes, réside surtout dans le fait qu'il peut appartenir soit aux séries anté-tectoniques du substratum, soit aux séries post-tectoniques de la couverture transgressive (molasses du sillon méso-hellénique ; Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Desprairies, 1977).

En Macédoine (Mercier, 1960) et en Thessalie (Brunn, 1956 ; Bizon *et al.*, 1968 ; Desprairies, 1977) décrivent des niveaux datés du Lutétien supérieur ou moyen transgressifs sur les zones internes tectonisées.

Enfin, en Eubée, dans un hard-ground reposant sur des calcaires à Rudistes recristallisés, Dubois et Bignot (1978) ont découvert des Nummulites mal conservées, d'âge lutétien, à la base d'un "flysch légèrement métamorphisé".

En Béotie, près de la localité de Levadia (Renz, 1955), en Locride, près de Dadion (Celet, 1962) ainsi qu'en Attique, près de Pikermi (Guernet, 1971), des galets contenant des Nummulites datant le Lutétien ont été découverts dans des formations néogènes.

#### B. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DU PALEOGENE.

OLIGOCENE		- 27	Stampien
	supérieur	- 33	Priabonien
EOCENE	moyen	- 45	Lutétien
	inférieur	- 53	Yprésien Cuisien Ilerdien
PALEOCENE	supérieur		Thanétien
	inférieur	- 55	Dano-montien

Tabl. XIII.- Subdivisions du Paléogène.

L'échelle géochronologique est tirée d'Odin et Gale (1982).

#### C. LE PALEOGENE DE LA ZONE DU PARNASSE.

Le passage Crétacé supérieur-Paléogène correspond à un changement brutal de faciès souligné par l'apparition de formations pélitiques schisteuses rouges-violacées, reposant sur les micrites pélagiques roses en plaquettes, à Globotruncanidés du Maestrichtien (de Lapparent, 1934 b). La découverte de *Globorotalia* sp. et de Globigérinidés (Celet, 1960 b, 1962 ; Papastamatiou, 1960 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1971 ; Celet et Clément, 1969) a permis de dater le commencement des dépôts flyschoides dans la zone du Parnasse. Cette microfaune représente le seul jalon stratigraphique connu dans le flysch parnassien. Les autres repères définis par Celet (1962) sont d'ordre sédimentologique ; selon cet auteur, sur les marnes à Globigérinidés et à *Globorotalia* sp., reposent une séquence flyschoides bien stratifiée et homogène : "le flysch gréseux" surmonté par un ensemble de formations grossières très hétérogènes "le flysch conglomératique".

a. COUPE DU SYNCLINAL DE FLYSCH ENTRE LE MONT MAKRI RACHI ET LE MONT BATZA.

Au-dessus de la localité d'Aspra-Spitia, en se dirigeant vers la vallée d'Ayos Athanassios (fig. 173), on traverse les calcaires néritiques du Crétacé supérieur, les calcaires en plaquettes du Maestrichtien et les formations flyschoides du flanc méridional du mont Makrirachi. Sur le flanc septentrional, ce dernier est constitué de :

- (1) 15 à 20 m de calcaires en plaquettes, à Globotruncanidés, du Campano-Maestrichtien ;

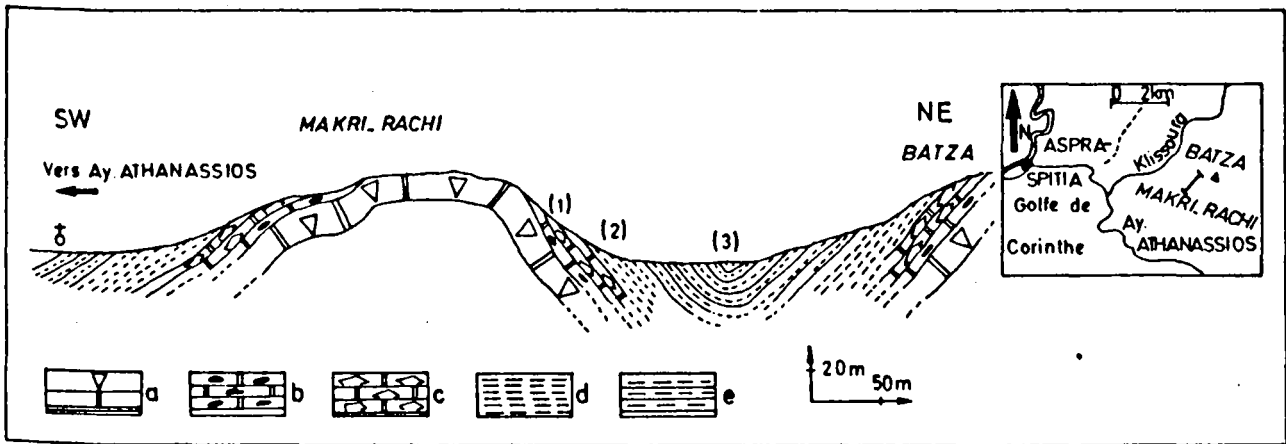


Fig. 173. - Coupe du synclinal de flysch entre le mont Makrirachi et le mont Batza.

a. Calcaires néritiques à Rudistes. - b. Micrites à silex. - c. Micrites à Globotruncanidés. - d. Calcschistes rouges du Paléocène. - e. Flysch gréseux.

- (2) 20 à 30 m de flysch rouge se débitant en parallélépipèdes, donnant une allure de schistes altérés à la formation. Dans ce membre, il existe des nodules carbonatés aplatis et souvent oblongs, de la taille du décimètre, renfermant une rare microfaune : *Rotalia* sp., *Globigerina* sp., *G. cf. bulloides* d'Orbigny, et quelques fragments de Globotruncanidés remaniés. Cette association indique le Paléocène ;
- (3) 30 à 40 m de flysch gréseux, composé d'une alternance de pélites fines grises à beiges et de grès calcaireux à ciment calcaro-pélimitique et à éléments quartzeux albitiques et micacés. En lame mince, les grès recèlent de petites plaques de calcite et de pélites formant parfois le ciment ; les éléments emballés dans ce ciment sont souvent :
  - des grains de quartz anguleux à extinction roulante ;
  - des grains émoussés de feldspaths, souvent altérés en albite et plagioclases ;
  - des aiguilles de chlorite et de muscovite ;
  - des fragments de tufs, de radiolarites et de serpentine ;
  - des minéraux opaques.

Sur le flanc méridional du mont Batza, nous retrouvons les membres de la formation flyschoides qui correspondent à la branche orientale du synclinal décrit ci-dessus.

b. COUPE DE LA RETOMBEE MERIDIONALE DE L'HELICON.

La bordure Sud du massif de l'Helicon présente la particularité d'être très faillée jusqu'au droit de la localité de Chostia (Prodomos).

Le réseau de failles verticales ou sub-verticales récentes liées à l'activité tectonique



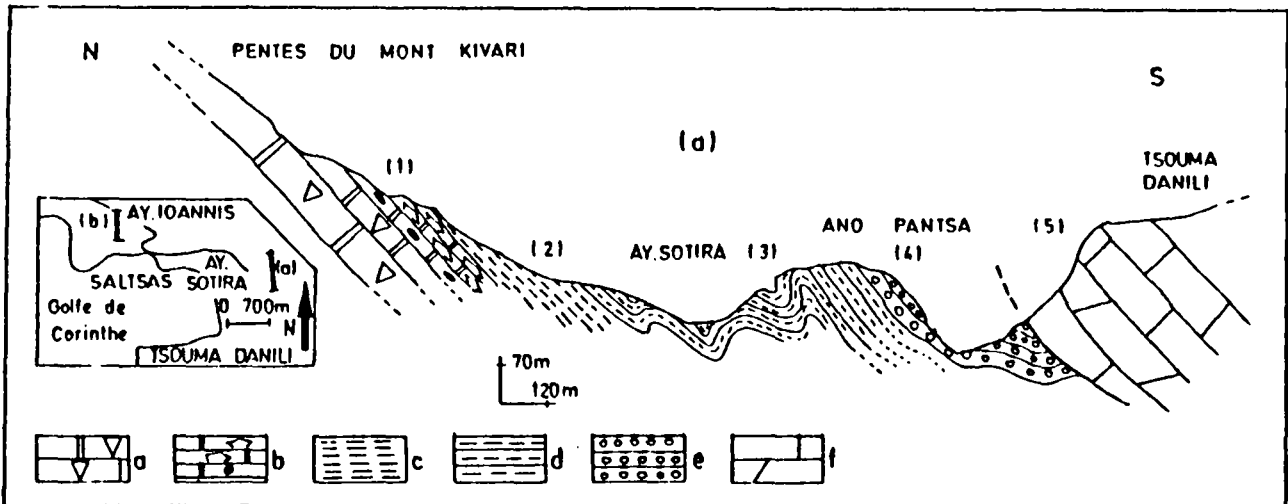


Fig. 174.- Coupe de la retombée méridionale de l'Helicon.

a. Calcaires nêritiques à Rudistes. - b. Micrites à silex et à Globotruncanidés. - c. Calcschistes rouges du Paléocène. - d. Flysch gréseux. - e. Flysch conglomératique. - f. Calcaires nêritiques triasiques béotiens.

du golfe de Corinthe empêche, la plupart du temps, l'observation des termes de passage entre le Crétacé supérieur et le Paléocène. La coupe, levée de la retombée méridionale du mont Kivari au mont Tsouma-Danili (fig. 174), ne présente pas de failles visibles sur le terrain.

En suivant le chemin muletier qui conduit du village de Chostia à la chapelle Ayos Ioannis, on arrive près de plusieurs demeures hivernales de bergers, à l'Est d'Aya Sotira. Du Nord au Sud, on reconnaît :

- (1) des calcaires micritiques roses, à silex, datés du Campano-Maestrichtien par des Globotruncanidés ;
- (2) 15 à 20 m de flysch rouge, formé de pélites rouges schisteuses, fines, à passées verdâtres, qui se débitent en "frites". Ce changement de couleur est provoqué par une oxydation superficielle des composés du fer. Les niveaux les plus indurés ont livré des sections de : *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., vraisemblablement d'âge paléocène ;
- (3) 50 à 60 m de flysch gréseux, formé d'une alternance de pélites fines grises et de grès calcaireux. Ces grès sont identiques à ceux que nous avons décrits précédemment. Ce membre, plissé en plis réguliers, est déversé vers le Nord Ouest ;
- (4) 20 à 30 m de flysch à passées conglomératiques emballées dans une matrice argileuse ; les bancs peuvent atteindre quelquefois une dizaine de mètres. La taille des éléments est généralement de l'ordre du décimètre mais elle peut parfois atteindre le double. La stratification peu visible semble être très anarchique. A l'oeil nu, les éléments reconnaissables sont :
  - des grès quartzeux ;
  - des fragments de serpentine et de radiolarites ;
  - des galets de calcaire blanc dolomitique ou de micrite fine ;
  - des morceaux de granite, de marbre et de micaschiste.

En lame mince, les microconglomérats ont un ciment calcaro-gréseux. Les galets de calcaire recèlent une microfaune d'âge crétacé et des débris de Rudistes, d'Algues et de Bryozoaires. Les éléments de granites potassiques à deux micas sont fortement altérés. Les micaschistes sont calcitiques, quartzeux et à micas blancs chloritisés. Dans la matrice, de nombreux grains de quartz anguleux, de feldspaths damouritisés laissent apparaître de nombreuses épidotes et des petits fragments de laves phyllitisées ;

- le front de chevauchement de la zone béotienne, marqué par un contact anormal chevauchant ;

(5) des calcaires néritiques gris-blanc, triasico-liasiques, appartenant à la zone béotienne.

c. COUPE DE LA BORDURE MERIDIONALE DU MONT KIVARI.

Cette coupe est levée également sur le flanc méridional du massif de l'Helicon. En partant du monastère Ayos Seraphim, on emprunte le chemin qui se dirige le long de la baie de Saltsas et l'on débute la coupe à l'Ouest de la chapelle Ayos Ioannis (fig. 175). En descendant vers le golfe de Corinthe, on coupe successivement :

- (1) des calcaires en plaquettes roses, à silex, du Campano-Maestrichtien, à Globotruncanidés ;
- (2) 20 à 30 m de flysch pélitique rouge, friable, d'aspect schistose, renfermant quelques bancs de carbonates de marno-calcaires très fins et discontinus, dans lesquels nous avons identifié des Foraminifères arénacés : *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., datant le Paléocène-Eocène (?) ;

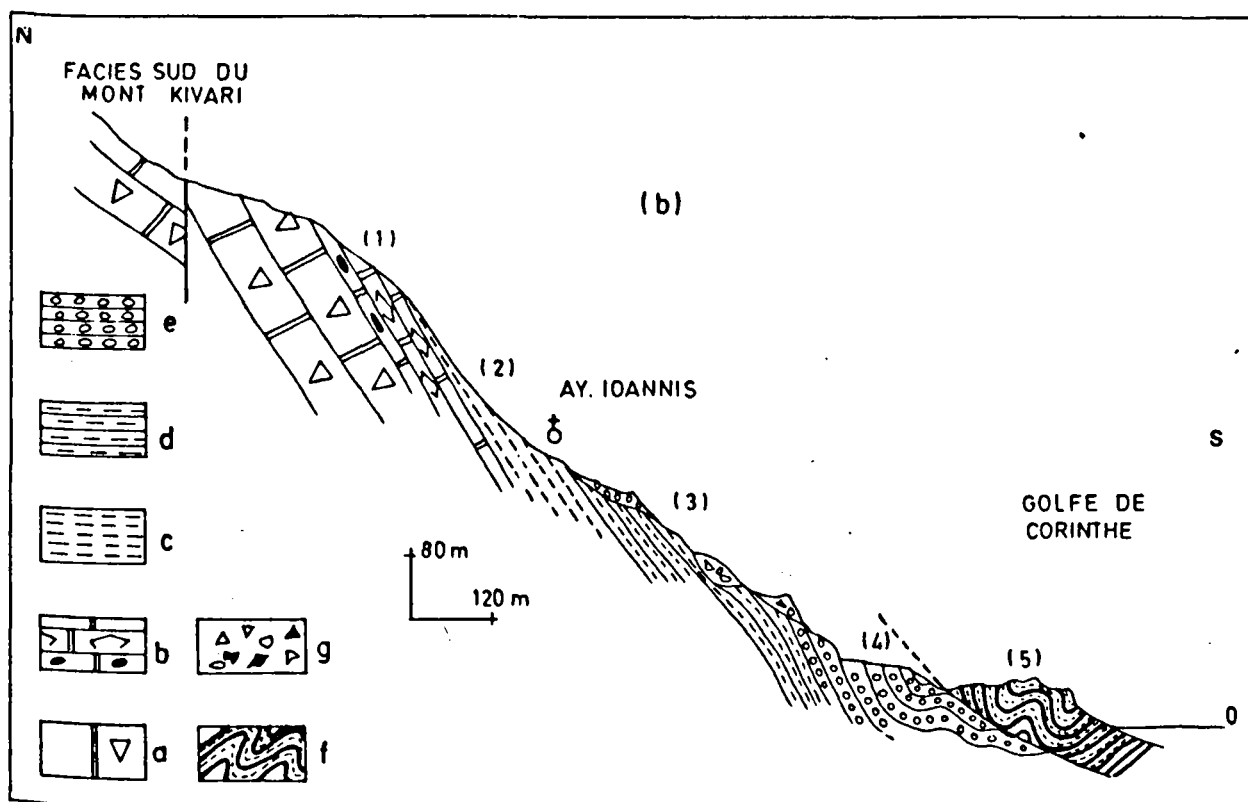


Fig. 175.- Coupe de la bordure méridionale du mont Kivari.

a. Calcaires néritiques à Rudistes. - b. Micrites à silex et à Globotruncanidés. - c. Calcschistes rouges du Paléocène. - d. Flysch gréseux. - e. Flysch conglomératique. - f. Radiolarites et pélites béotiennes. - g. Eboulis de pente.

- (3) 60 à 70 m de flysch gréseux, formé d'une alternance de pélites schisteuses micacées et de grès calcaireux. Dans les grès à matrice calcaro-pélitique, on trouve :
  - des grains de quartz anguleux ;
  - des feldspaths (plagioclases altérés) ;
  - des micas blancs chloritisés ;
  - des fragments de serpentine, de tufs et de radiolarites ;
  - des lithoclastes calcaires et dolomitiques ;

- (4) 100 m environ de flysch conglomératique. Cette formation est tout à fait particulière sur la face Sud de l'Helicon. En effet, il y a peu de matrice argileuse et pélitique et les éléments du conglomérat, de très grande taille (1 dm et parfois 2 dm de diamètre), sont représentés par :
- de nombreux galets de serpentine, gabbro, péridotite et de roches effusives (diabase, spilite, basalte et tufs) ;
  - quelques fragments de roches métamorphiques (amphibolite litée, mica-schiste à micas blancs et chlorites, marbre blanc, marbre rubané rouge et gris et gneiss à feldspath potassique altérés) ;
  - des morceaux de calcaires roulés, parmi lesquels on reconnaît des :
    - + biomicrites à Algues et Involutinés, du Trias supérieur ;
    - + dolomies, probablement triasiques ;
    - + oosparites ;
    - + micrites rouges fines, à filaments et Protoglobigérines du Dogger ?
    - + calcaires rubéfiés, avec une croûte latéritique ;
    - + calcaires bréchiques à Milioles, débris de Rudistes, du Crétacé ;
    - + micrites fines roses, à Globotruncanidés, du Crétacé supérieur ;
  - des galets oblongs de :
    - + grès versicolores à quartz arrondis, ressemblant au grès hercynien de la zone pélagonienne ;
    - + schistes micacés ;
    - + granite à plagioclases séricitisés, orthoclases albitisés et micas blancs chloritisés.

Ce flysch conglomératique, mal lité, représente probablement la sédimentation turbiditique née de l'instabilité d'un talus ;

- un contact anormal chevauchant ;
- (5) une série détritique composée d'une alternance de pélites schisteuses rouge-violacé et de radiolarites holosiliceuses appartenant à la zone béotienne.

#### d. LE COULOIR DE FLYSCH DE ZERIKIA.

Entre le village de Zerikia (Helicon) et la chapelle Aya Paraskevi (fig. 176), en bordure de la route qui conduit à Ano Sourpi, affleurent des calcaires en plaquettes blancs et roses, à Globotruncanidés, du Campano-Maestrichtien qui supportent :

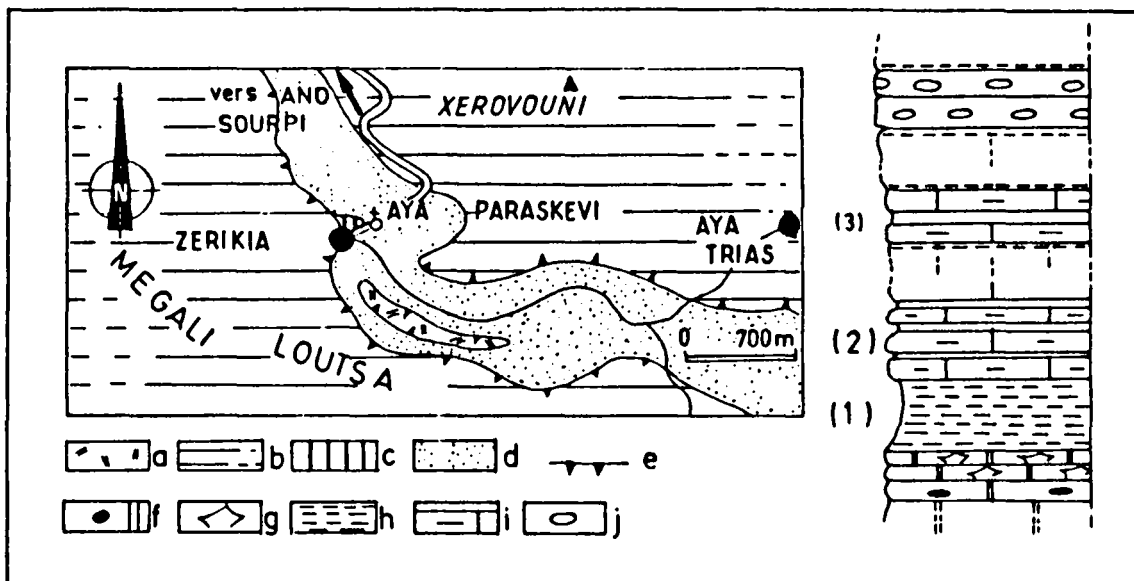


Fig. 176.- Le couloir de flysch de Zerikia.

a. Klippe tectonique béotienne formée de radiolarites et de formations flyschoides. - b. Calcaires néritiques jurassico-crétacé. - c. Micrites à Globotruncanidés. - d. Flysch tertiaire. - e. Contacts chevauchants. - f. Micrites à silex. - g. Micrites à Globotruncanidés. - h. Calcschistes rouges paléocènes. - i. Flysch gréseux. - j. Flysch conglomératique.

- (1) du flysch rouge constitué de schistes argileux, avec quelques niveaux indurés pélitico-carbonatés, dans lesquels les lames minces ont livré : *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., du Paléocène indifférencié ;
- (2) jusqu'à Ano Sourpi, les formations flyschoides sont composées d'une alternance de grès et de pélites. Les grès ont une mésostase pélitique et les éléments sont surtout grésos-feldspathiques et micacés ;
- (3) en allant de la dépression de Zerikia vers le Sud, en direction de Stevenikion (Aya Trias), on rencontre toujours le flysch gréseux mais vers Ayos Petros, le flysch conglomératique est remplacé par un flysch à galets hétérométriques composés d'éléments divers. Le flysch est formé de pélites gréseuses de couleur beige à jaunâtre emballant des galets de :
  - micrites blanches à Algues indéterminables ;
  - dolomie ;
  - biosparites à *Labyrinthina* sp., du Lias ;
  - microbrèches à *Protopenaeoplis* sp. ;
  - latérites carbonatées ;
  - d'ophiolites (serpentine, péridotite, gabbros), très abondantes ;
  - radiolarites.Le ciment grésos-pélitique du flysch recèle, outre les lithoclastes cités plus haut, des galets de :
  - granite rose à deux micas (biotite et muscovite) et plagioclases albitisés ;
  - roches métamorphiques (marbres blancs, chloritoschistes, amphibolites, etc...).

Vers Aya Trias, le flysch est moins conglomératique et les alternances de grès fins et de pélites prédominent.

#### e. CONCLUSION SUR LE PALEOGENE DE LA ZONE DU PARNASSE.

A l'examen des différents profils levés dans la zone du Parnasse, il apparaît que la datation du Paléogène flyschoides demeure assez délicate et qu'à l'exception des schistes argileux rouge-violacé de base, la partie moyenne grésos-pélitique et la partie supérieure conglomératique restent azoïques.

Par ailleurs, à l'instar d'Aubouin (1959 a), dans le Pinde, et de Calet (1962), dans le Parnasse, on peut admettre que :

- les schistes argileux rouge-violacé sont d'âge danien (?) - paléocène ;
- le flysch gréseux, d'âge paléocène-éocène inférieur (?) ;
- le flysch conglomératique, d'âge éocène moyen à supérieur (?) .

Pour le flysch conglomératique, il est assez séduisant d'admettre qu'il a pris naissance au moment de la tectonique post-Lutétien moyen, avant le dépôt des molasses du sillon méso-hellénique (Desprairies, 1977).

Le dépôt des niveaux rouges sur les calcaires à Globotruncanidés du Campano-Maestrichtien et le passage vers le haut au flysch gréseux est tout à fait analogue à ce que l'on observe dans le sillon pindique plus à l'Ouest. Nous verrons, dans les conclusions générales sur le Paléogène, que la liaison entre la bordure orientale du Parnasse et l'ensemble béotico-pélagonien n'est pas aussi claire.

En ce qui concerne les schistes argileux rouges de base, il est assez difficile de trancher mais s'agissant du flysch gréseux et surtout du flysch conglomératique, leur alimentation

ne peut être que de provenance orientale car tous les éléments des grès et des conglomérats se retrouvent soit dans la zone béotienne pour une faible part (carbonate triasique, liasique et Dogger), soit dans la zone pélagonienne pour une très grande part.

#### D. LE PALEOGENE DE LA ZONE BEOTIENNE.

Au Sud du Sperchios, à l'exception du massif de l'Iti (Wigniolle, 1976) d'une part, et de l'Argolide occidentale (Bachmann et Risch, 1978, 1979 ; Vrielynck, 1978, 1980, 1982 ; Jacobshagen et al., 1976) d'autre part, l'identification des formations paléogènes dans la zone béotienne demeure assez exceptionnelle.

##### 1. L'EXTREMITE OCCIDENTALE DES MONTS GERANEES.

Comme nous l'avions fait remarquer dans les conclusions portant sur le Crétacé de la zone béotienne, en Béotie les horizons datés du Crétacé terminal-Paléogène n'existent pas. En revanche, dans la partie occidentale des monts Gérénées, en quelques endroits au Nord de Perachora (fig.177), sur des faciès de type "flysch" renfermant des microbrèches datées du Crétacé supérieur, affleurent des calcaires blancs biodétritiques, à *Orbitoides* sp., *Miscellanea* sp. remaniés et à Algues mélobésiées (*Distichopilar biserialis* (Dietrich), *Peyssonelia antiqua* Johnson, *Lithoporella* sp.) datant le Thanétien.

Remarque : en bordure de la route de Perachora à Loutraki (fig.177), parmi les blocs pouvant atteindre plusieurs m<sup>3</sup>, il existe des calcaires blancs microbréchiques, à Algues mélobésiées (*Lithoporella* sp., *Peyssonelia antiqua* Johnson), du Thanétien.

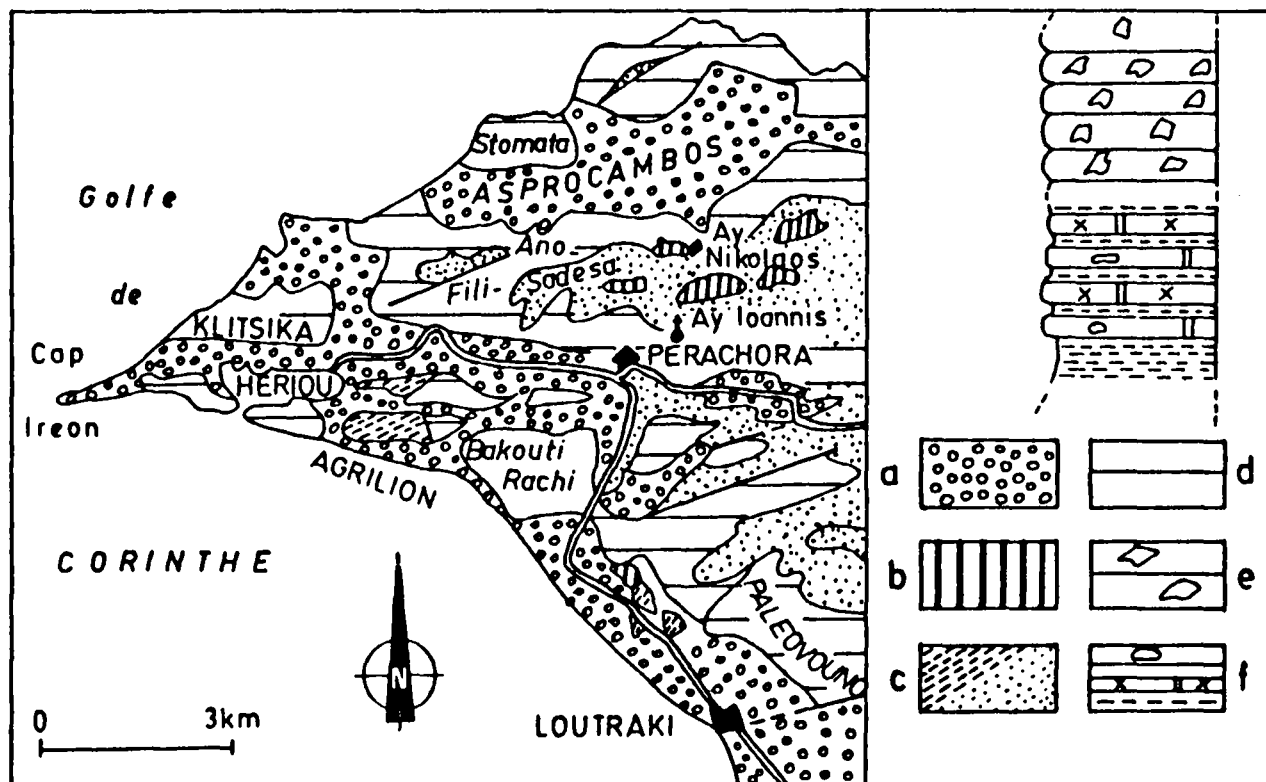


Fig. 177.- Carte et profil stratigraphique de l'extrémité occidentale des monts Gérénées.

a. Formations récentes. - b. Affleurements de calcaires biodétritiques crétacés-paléocènes. - c. Flysch éocrétaqué. - d. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - e. Calcaires biodétritiques crétacés-paléocènes. - f. Alternance de grès et de microbrèches dans des pélites.

## 2. CONCLUSION SUR LE PALEOGENE DE LA ZONE BEOTIENNE.

Dans les monts Gérénées, seuls quelques jalons de Paléocène supérieur (Thanétien) apparaissent sous un faciès carbonaté formé de microbrèches à Mélobésiées, dont les spécialistes s'accordent à penser qu'elles ne pouvaient se développer que sous des épaisseurs d'eau qui ne devaient pas dépasser 45 m (Lucas *et al.*, 1976 ; Racz, 1979), ce dernier auteur considérant qu'elles accompagnent des faciès récifaux. Au Nord du Sperchios et en Argolide, les formations paléogènes sont représentées par des microbrèches à Nummulites, du Lutétien inférieur, dans des formations flyschoides, alors qu'en Béotie, le sillon béotien ne joue plus son rôle de "barrière en creux" et que dans les monts Gérénées, s'installent de petites plates-formes carbonatées à faciès récifal.

## E. LE PALEOGENE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Contrairement à ce que nous avons observé dans la zone du Parnasse, la base du Paléogène, dans la zone pélagonienne, n'est pas marquée systématiquement par un changement brutal de faciès. En effet, dans cette zone, comme l'ont souligné Brunn (1959), Mercier (1968) et Guernet (1971), l'apparition du faciès flysch est hétérochrone dans le Crétacé. Le passage au flysch tertiaire s'effectue soit progressivement par l'apparition de microfaune paléocène dans des pélites indurées ou dans des microbrèches, soit par l'installation de formations flyschoides sur un hard-ground installé sur les calcaires sénoniens, en Eubée à Kimi (Chenevart et Katsikatsos, 1967 ; Guernet, 1971) et près des lacs thébains (Guernet, 1971).

Quelques niveaux, datés du Paléocène-Eocène, ont été cités à plusieurs reprises (En Locride-Béotie et Eubée : Renz et Mitzopoulos, 1948 ; Clément, 1970 ; Guernet, 1971 ; Degardin, 1971) dans le flysch, mais les horizons microbréchiques à Nummulitidés demeurent toutefois exceptionnels.

### 1. LE PALEOGENE DU PELAGONIEN OCCIDENTAL.

Dans le secteur qui nous intéresse, au front tectonique de la zone pélagonienne, il existe des formations flyschoides mal datées, découpées en unités structurales et décollées de leur substratum rigide crétacé, si bien qu'il est relativement rare de trouver le contact crétacé-paléocène.

#### a. COUPE DU MONT PIRGAKI.

Les formations tertiaires ont été découvertes près du contact tectonique bordant le flanc oriental du Val des Muses (fig. 178A). En contact anormal sur des calcaires en plaquettes à Globotruncanidés du Maestrichtien, reposent :

- (1) des micrites fines en plaquettes, de quelques centimètres d'épaisseur, à bancs de silex minces plus ou moins continus, de teinte rouge, alternant avec des pélites rouge-lie-devin. Les micrites renferment : *Globigerina* sp., *G. pusilla* Bolli, *Globorotalia* sp., *G. pseudomenardii* Bolli, *Cuvillierina vallisensis* (Ruiz de Gaona), dont la présence indique l'Yprésien ;
- (2) une alternance de pélites gréseuses rouge-lie-devin et de micrites fines rouges, en petites plaquettes, à : *Globorotalia* sp., *G. occlusa* Loeblich et

Tappan, *G. conicotruncanata* Subbotina, *G. aff. velascoensis* (Cushman). Cette association peut évoquer l'Eocène inférieur ;

(3) des formations flyschoides.

#### b. COUPE AU SUD DU MONASTERE AYOS NIKOLAOS (YPSILANTI).

Quittant la route de Thèbes à Delphes (fig. 178 B) en bordure de la plaine de Copais et en se dirigeant vers le monastère d'Ayos Nikolaos par une route qui traverse le village d'Ypsilanti, on trouve, à 100 m environ au Sud de la crête calcaire :

- des micrites avec des passées microbréchiques, contenant des Globotruncanidés du Maestrichtien ;
- des micrites en plaquettes, crèmes, intercalées de passées rouges pélitiques. Les micrites renferment quelques Foraminifères parmi lesquels, on reconnaît : *Globorotalia* sp., *G. aff. pseudomenardii* Bolli, *G. gr. simulatilis* (Schwager), *G. velascoensis* (Cushman), *G. gr. pusilla* Bolli, *G. cf. angulata* (White), qui indiquent le Paléocène supérieur-Eocène inférieur (Thanétien supérieur) ;
- des formations flyschoides formées essentiellement de grès calcaires à éléments détritiques fins (quartz, feldspaths, micas chloritisés et minéraux opaques).

#### c. LA REGION D'EXARCHOS.

A l'Est du front tectonique des zones internes, au Nord de la plaine de Copais, le flysch tertiaire affleure dans des grabens très faillés (Degardin, 1971). Il repose sur des calcaires maestrichtiens et comprend (fig. 178 C) :

- des micrites fines et des microbrèches, intercalées de pélites rouges à *Globorotalia* sp., *G. simulatilis* (Schwager), *G. conicotruncanata subbotinae* et à *Miscellanea miscella* d'Archiac et Haimie, du Paléocène ;
- des formations flyschoides, avec des bancs de pélites, des grès, des microconglomérats et des calcaires gréseux. Au sommet, les calcaires gréseux contiennent : *Assilina exponens* Sowerby, *A. placentula* (Deshayes), *Nummulites planulatus* (Lamarck), *N. exilis* Douvillé, *N. globosus* Leymerie, d'âge ilerrien-cuisien.

#### d. REMARQUES A PROPOS DES FORMATIONS FLYSCHOIDES PELAGONIENNES.

Les formations flyschoides qui surmontent stratigraphiquement les horizons datés du Paléocène possèdent une lithologie différente de celle qui existe dans la zone du Parnasse. On constate en effet, comme l'avait fait remarquer Calet (1962), que le Paléocène-Eocène (?) de la zone pélagonienne contient beaucoup de brèches intercalées dans les formations détritiques. Ces brèches se caractérisent par une abondance de microfaune mixte Crétacé-Paléocène et par de nombreux débris de radiolarites et de serpentine.

Au Sud de la localité de Levadia, dans le mont Vardavitsa et dans le mont Xerovouni, sur la route de la chapelle Profitis Ilias, affleurent des alternances de pélites schisteuses, pélites gréseuses, grès calcaires et brèches à granulométrie très variable. Les éléments de cette brèche à ciment calcaro-pélitique sont d'origine diverse. On y observe des galets roulés de :

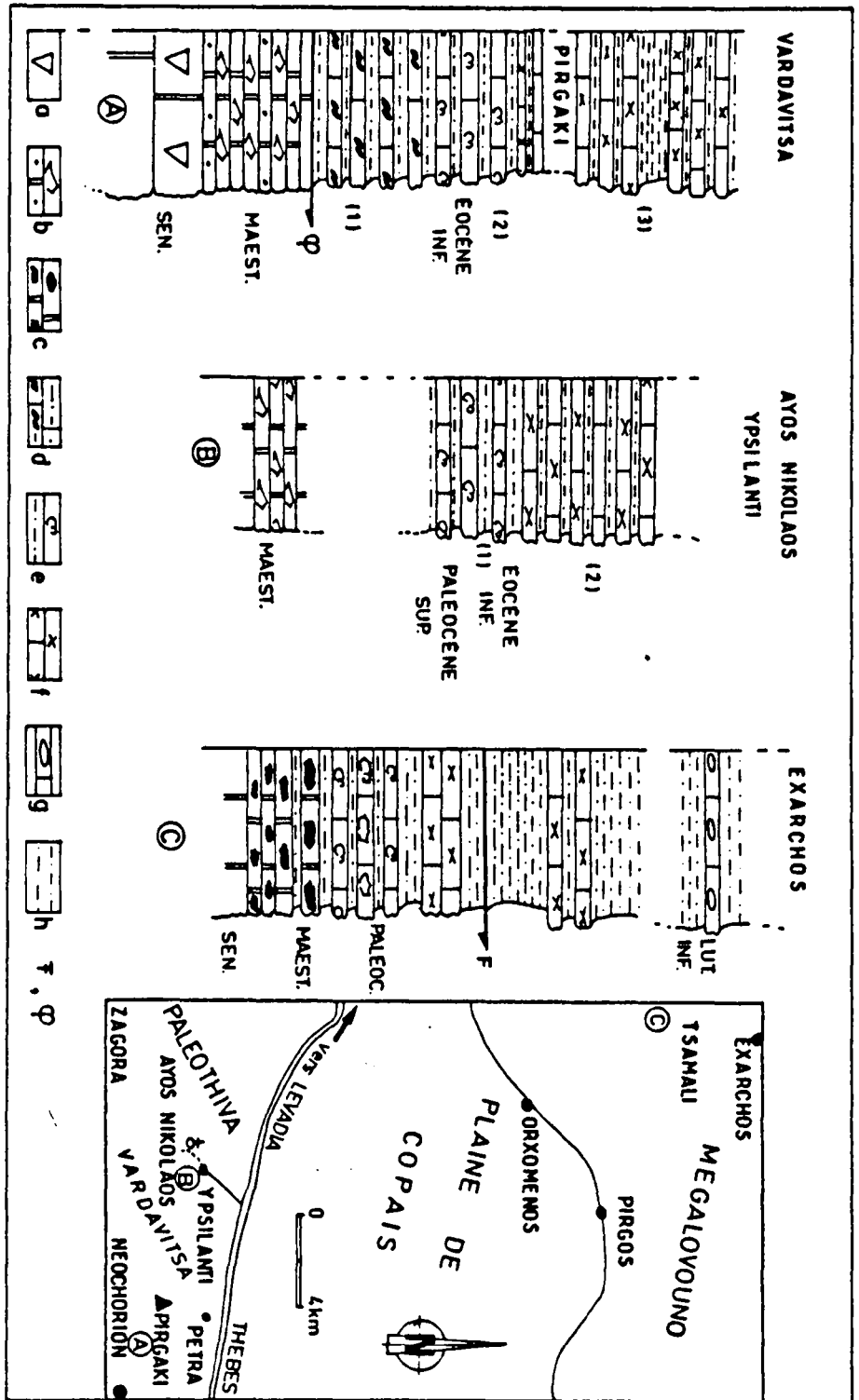


Fig. 178.- Profils stratigraphiques paléogènes en Béotie.

a. Calcaires néritiques à Rudistes. - b. Micrites à silice et à Globotruncanidés. - c. Calcaires à rognons de silice de grande taille. - d. Alternance de micrites à petits silice et de pélites. - e. Alternance de pélites rouges et de micrites. - f. Niveau de grès dans le flysch. - g. Calcaires biodétritiques à Nummulites. - h. Pélites gréseuses. - . Faille verticale. - . Faille de chevauchement.

- grès quartzeux versicolores, à quartz blanc laiteux et feldspaths altérés ;
- calcaires néritiques gris-blanc, du Trias supérieur, à Mégalo-dontidés et *Involutina* sp., du Jurassique inférieur, à Algues et *Orbitopsella* sp. et surtout du Crétacé supérieur à Rudistes, à Acteonelles et à Foraminifères benthoniques : Miliolidés, *Nezazata* sp., *Cuneolina* sp., *Valvulammina* sp., *Pseudocyclammina* sp., etc... ;
- calcaires marmoréens à niveaux phylliteux (chlorite, micas blancs) ;



- chloritoschistes ;
- tufs rhyolitiques rouges et verts ;
- gneiss à gros feldspaths damouritisés ;
- granite à deux micas ;
- serpentine altérée ;
- diabases et spilites cataclasées ;
- radiolarites ;
- latérites.

Dans le secteur d'Ayos Yorgos et de Koronia, on rencontre de nombreux xénolites et olistolites de roches vertes serpentinisées emballés dans les pélites du flysch.

#### e. CONCLUSION SOMMAIRE SUR LE PALEOGENE DU PELAGONIEN OCCIDENTAL.

Les profils que nous venons d'examiner ci-dessus ne montrent pas de relations stratigraphiques claires entre les différents membres de la série flyscholide pélagonienne. Ceci est dû vraisemblablement au fait que nous sommes au front structural des zones internes qui ont été tectonisées lors de la phase tectonique majeure de mise en place de l'édifice pélagonien sur les zones les plus occidentales. Néanmoins, nous observons :

- que le passage Crétacé supérieur-Paléogène est marqué par un changement de faciès dans le secteur le plus externe ;
- que les faciès flysch se développent sur une alternance de microbrèches et de pélites schisteuses ;
- que la partie supérieure du flysch est daté de l'Ilerdien-Cuisien.

## 2. LE PALEOGENE DU PELAGONIEN ORIENTAL.

### a. COUPE D'AYOS NIKOLAOS.

Dans la région d'Avlon, il existe deux chapelles Ayos Nikolaos. Celle qui est la plus éloignée de la localité est construite dans une dépression tapissée de flysch. Sur des calcaires micritiques roses, à silex et à Globotruncanidés, du Santonien inférieur, on observe (fig.180 A)

- (1) une surface durcie, rubéfiée, enduite d'une couche ferrugineuse ;
- (2) des pélites schisteuses alternant avec des microbrèches contenant des Globotruncanidés, du Crétacé supérieur ;
- (3) des pélites gréseuses renfermant des microbrèches dont les éléments sont formés de :
  - débris de radiolarites, de quartz et de grès versicolores ;
  - fragments de roches vertes et de roches effusives (diabases, tufs rhyolitiques, dacites...) ;
  - calcaires néritiques à *Nezzazata* sp., *Orbitolina* sp., Miliolidés, *Pseudocyclammina* sp., Rudistes, Bryozoaires, Echinodermes, *Orbitoides* sp. ;
  - morceaux de latérites et minéraux opaques ;
  - micaschistes chloritisés et calcaires marmoréens.

Dans le ciment carbonaté des microbrèches, on trouve des Algues mélobésiées et des Foraminifères : Trochamminidés, Ataxophragmidés, Discorbidés, *Miscellanea* sp., *Globorotalia* sp. et *Globigerina* sp. Cette association indique le Paléocène s.l. ;

- (4) des pélites schisteuses alternant avec des grès friables à ciment pélitique, contenant un olistolite de péridotite serpentinisée dont les minéraux reliques, encore reconnaissables, sont des pyroxènes et de rares olivines constellées de minéraux secondaires (magnétite, iddingsite, actinote...).

b. COUPE DE L'ANCIEN CHEMIN DE MALAKASSA A AYOS MERCOURIOS.

En bordure de la voie ferrée Avlon-Malakassa, les formations flyschoïdes d'âge crétacé, déjà examinées (fig. 156), reposent sur un hard-ground qui recouvre les carbonates du Sénonien (fig. 180 B). Elles sont masquées par du Néogène mais réapparaissent près de la station de Malakassa. Les faciès restent identiques et l'on retrouve une alternance de pélites schisteuses et de microbrèches qui recèlent des éléments biodétritiques variés (serpentine, latérites, radiolarites, grès feldspathiques, micaschistes, calcaires néritiques à Rudistes et à microfaune benthonique, du Crétacé supérieur) et des éléments de calcaires micritiques à microfaune planctonique de même âge. Le ciment contient des Algues mélobésiées (*Pseudolithothamnium* sp., *Orbitoides* sp., *Miscellanea* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Globigerina* sp.) indiquant le Paléocène s.l.

c. COUPE DE LA VALLEE DE BALLIKEMBA.

Au-dessus du Crétacé couronné par un hard-ground (fig. 180 C), viennent les termes de transition au Paléocène :

- (1) des pélites fines gréseuses, de couleur grise ;
- (2) 15 à 20 m d'une alternance de brèches calcaires, dont les éléments sont roulés et contiennent des calcaires micritiques à *Pithonella* sp., *Globotruncana fornicata*, *G. stuarti*, du Campano-Maestrichtien, des fragments de roches vertes, des radiolarites et des latérites. Dans le ciment, on trouve des morceaux de Bryozoaires, de Madréporaires, de *Solenopora* sp., de Rudistes, d'Algues (mélobésiées) et des Foraminifères : *Miscellanea* sp., *Globigerina* sp., *Orbitoides* sp., *O. apiculata*, *Planorbulina* sp. Le mélange de faune Crétacé-Tertiaire pourrait signifier que cette série correspond aux termes de passage Danien-Paléocène ;
- (3) 8 à 10 m de pélites, avec quelques bancs de grès fins et des micrites en plaquettes fines, dans lesquelles ont été trouvés des Foraminifères : *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. (carénées), qui datent le Paléocène ;
- (4) 50 à 60 m d'une alternance de pélites, schistes gréseux et microbrèches. Dans les éléments des microbrèches, on observe :
  - des débris de roches vertes (serpentes, gabbros, péridotites) et de laves (basaltes, spilites, diabases) ;
  - des fragments de micrites fines à Globotruncanidés : *Globotruncana fornicata*, *G. gr. stuarti*, *G. conica* et à Miliolidés ;
  - des débris de Lamellibranches, Rudistes, Bryozoaires, Spongiaires, Echinodermes et *Solenopora* sp. ;
  - des microgalets de calcaires néritiques blancs, de dolomie et de calcaires à filaments ;
  - des minéraux opaques.Dans le ciment sparité par endroits, il existe des Algues mélobésiées : *Pseudolithothamnium* sp., et des Foraminifères : *Globorotalia* sp. (carénés), *Globigerina* sp., *Miscellanea* sp., du Paléocène s.l. ;
- (5) un olistolite de roches vertes emballées dans des pélites gréseuses, intercalé de grès à ciment pélitique mal consolidé ;
- (6) vers le sommet de la formation flyschoïde, un banc de microbrèches à éléments identiques à ceux que nous venons de décrire plus haut. Le ciment carbonaté

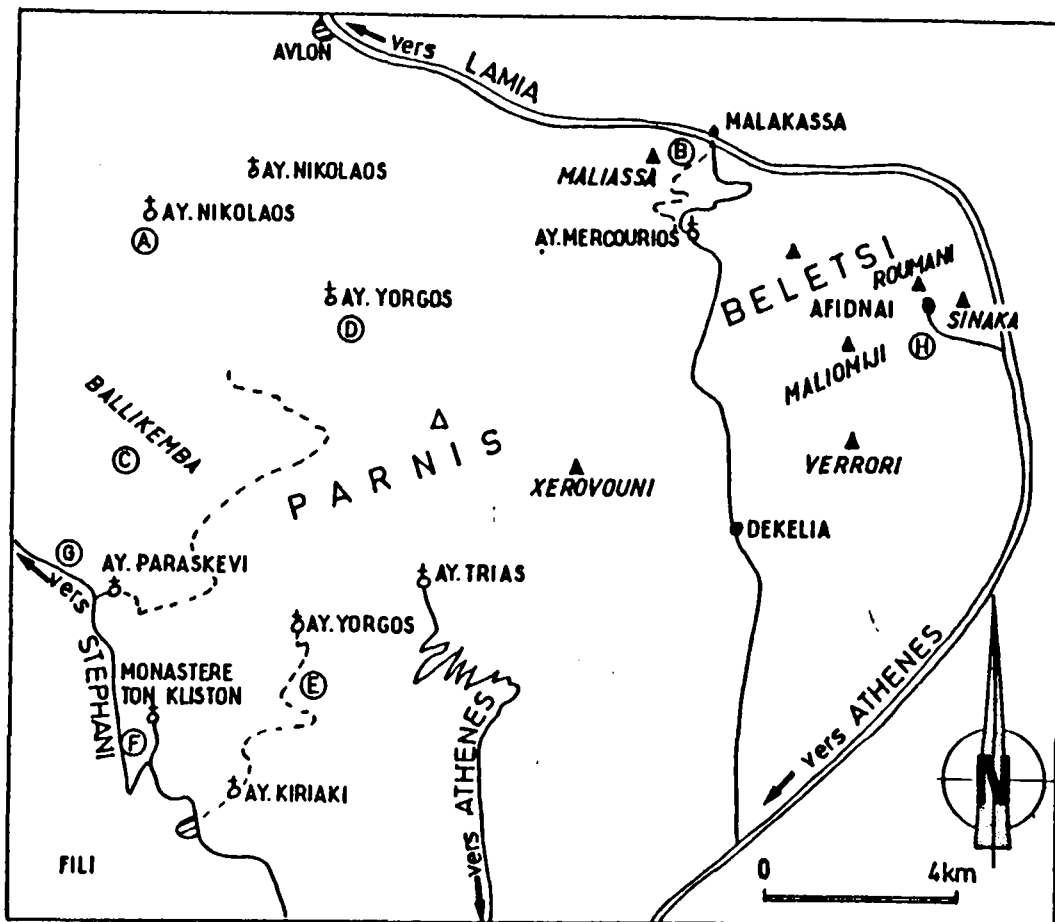


Fig. 179.- Carte de la répartition des profils stratigraphiques paléogènes en Attique. Lettres majuscules (cf. fig. 180).

recèle des Algues : *Pseulithothamnium* sp., *Lithoporella* sp., et des Foraminifères : Planorbulinidés, Gypsinidés, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Miscellanea* sp. et *Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona). La présence de cette dernière espèce indique l'Yprésien.

d. COUPE DE LA CHAPELLE AYOS YORGOS (NORD DU PARNIS).

Cette coupe fait suite à celle examinée précédemment (fig. 158). Sur des calcaires fins, noirs et blancs, à passées bréchiques et à petits silex dans lesquels le Maestrichtien a été identifié grâce à *Hellenocyclina beotica* et des Globotruncanidés, reposent (fig. 180 D) :

- (1) une alternance de pélites rouges, schistes rouges, micrite fine, microbrèches et grès fins, vers le sommet de la formation. Les microbrèches sont à ciment sparitique et péltique en de nombreux endroits. Les éléments sont surtout représentés par :

Fig. 180.- Profils stratigraphiques paléogènes en Attique.

- a. Calcaires néritiques triasiques couronnés par un niveau ferrugineux (Mg) et pélites latéritiques. -
- b. Calcaires néritiques à Rudistes. - c. Calcaires à silex. - d. Micrites à Globotruncanidés. - e. Niveau conglomératique dans le flysch et microbrèches. - f. Traces du métamorphisme dans les carbonates. - g1. Pélites schisteuses. - g2. Pélites gréseuses. - h. Microbrèches tertiaires dans des pélites schisteuses. - i. Calcaires recristallisés. - j. Alternance de grès, microbrèches et micrites à Globorotalidés dans des pélites schisteuses. - k. Olistolite de roches vertes. - l. Grès et microbrèches recristallisées. - m. Formations récentes.



- des fragments de calcaires blancs néritiques, ou de dolomie vraisemblablement triasique ;
  - des débris de calcaires fins, à *Pithonella* sp. et à Globotruncanidés, du Crétacé supérieur ;
  - des débris de calcaires néritiques à Rudistes et à Foraminifères, du Crétacé supérieur : *Nezzazata* sp., *Trochospira* sp., *Dicyclina* sp. et *Valvulamina* sp., etc... ;
  - des lithoclastes de roches effusives (tufs rhyolitiques, spilites, métabasaltes) ;
  - des éléments de roches métamorphiques (micaschistes épimétamorphiques à quartz, albite, micas blancs et chlorites, cipolins).
- Dans le ciment des microbrèches, on peut voir des Algues mélobésiées et des Foraminifères : Miliolidés remaniés, *Orbitoides* sp. remaniés et *Miscellanea* sp. ou *Cuvillierina* sp. Il semblerait, d'après ce que nous avons vu précédemment, que nous puissions avancer que ces microbrèches ont un cachet tertiaire ;
- (2) des grès à ciment pélitico-carbonaté contenant de nombreux quartz anguleux et des micas blancs altérés en chlorite et qui alternent avec des micrites rouges, fines, recelant des Foraminifères : *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., indiquant le Paléogène.

La série vient buter contre une faille verticale qui met au contact les formations flyschoides et les calcaires néritiques du Crétacé supérieur à Rudistes.

#### e. COUPE DU CHEMIN D'AYOS YORGOS A FILI (SUD EST DU PARNIS).

Cette coupe est contigue à celle qui a été étudiée (fig. 164). Sur les microbrèches à Globotruncanidés et Orbitoides, du Campano-Maestrichtien, reposent (fig. 180 E) :

- une alternance de pélites gréseuses, grès friables et microbrèches. Les éléments des microbrèches sont riches en :
    - fragments de grès versicolores, phtanites et calcaires à Fusulinidés ;
    - débris de Rudistes, Bryozoaires, Echinodermes, *Solenopora* sp. ;
    - tufs rhyolitiques phyllitisés, diabases ;
    - calcaires néritiques à Miliolidés, *Nezzazata* sp., *Cuneolina* sp., *Valvulamina* sp.
- Dans le ciment carbonaté, on trouve des Algues mélobésiées, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Miscellanea* sp., du Paléocène s.l.

Il est à remarquer que nous trouvons dans ce profil des traces de métamorphisme léger qui se traduit, tant dans les carbonates que dans les formations détritiques, par l'apparition de nombreuses plages de calcite recristallisées, accompagnées de cristaux de néogenèse (albite, quartz...) et par la naissance d'une schistosité très frustrée.

#### f. COUPE DE LA ROUTE DE FILI A AYA PARASKEVI A L'OUEST DE TON KLISTON.

Sur des formations détritiques datées du Crétacé supérieur par des microbrèches à Globotruncanidés du Campano-Maestrichtien, on trouve (fig. 180 F) :

- des microbrèches à ciment carbonaté, contenant des éléments variés :
  - des fragments de serpentines schistosées, de radiolarites cataclasées, de tufs rhyolitiques phyllitisés ;
  - des calcaires néritiques noirs, à débris de Rudistes, d'Echinodermes, de Bryozoaires, d'Algues et de Madréporaires ;
  - des calcaires micritiques à Globotruncanidés ;
  - des morceaux de grès quartzeux, versicolores ;
  - des phtanites ;
  - des quartz et des feldspaths en petits galets ;
  - des minéraux opaques.

Le ciment de ces microbrèches renferme des Algues mélobésiées : *Pseudolithothamnium* sp., et des Foraminifères : *Orbitoides* sp. remaniés, *Miscellanea* sp., *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp., du Paléocène s.l.

g. COUPE DU CHEMIN D'AYA PARASKEVI EN DIRECTION DE STEPHANI.

A 150 m environ du croisement de la route de Fili à Aya Paraskevi, en bordure du chemin, sur des schistes paléozoïques, affleurent quelques mètres (2 à 3 m) de calcaire blanc dolomitique, probablement triasique, dans lequel est creusé un karst rempli de marnes brun-noirâtre, riches en fer. Sur ce niveau, d'épaisseur variable mais ne dépassant pas le mètre (fig. 180 G), viennent en transgression :

308

- (1) 10 m de pélites schisteuses intercalées de microbrèches à ciment carbonaté, dont les éléments sont de tailles diverses (fragments de roches vertes et de radiolarites, de tufs rhyolitiques verts et rouges) ;
- (2) des formations flyschoides, formées de pélites gréseuses, de microbrèches et de grès consolidés, contenant beaucoup de microgalets de micaschistes, chloritoschistes à mica blanc (phengites (?), quartz, albite, etc...) et de quartzite. Il existe des débris de grès quartzeux et des schistes, probablement d'âge paléozoïque, des fragments de calcaires néritiques blancs, attribuables pour la plupart au Trias supérieur (sections d'*Involutina* sp.) ; de plus, on reconnaît des morceaux de calcaire rouge micritique, à filaments, identiques à ceux du Ladinien. D'autres fragments de calcaires néritiques proviennent de l'altération du Crétacé supérieur car ils recèlent des débris de Rudistes, des Miliolles, des *Dicyclina* sp., etc... Enfin, les débris de micrites fines : *Pithonella* sp. et Globotruncanidés sont datés soit du Campanien par : *Globotruncana* sp., *G. carinata*, *G. gr. concavata* s.l., *G. gr. stuarti*, soit du Campano-Maestrichtien par : *G. stuarti-conica*, *G. arca* s.l. Dans le ciment carbonaté des microbrèches, on peut trouver des Algues mélobésiées : *Pseudolithothamnium* sp., et des Foraminifères : *Planorbulina* sp., *Miscellanea* sp., *Orbitoides* sp. remaniés ou *Discocyclina* sp., *Globorotalia* sp. et *Globigerina* sp. à test orné. Cette association peut être attribuée au Paléocène supérieur-Eocène (?) ;
- (3) plus de 150 m de pélites gréseuses, schistes et microbrèches, en alternance. Les pélites sont à grain de quartz anguleux très fins et à nombreux micas

blancs. Les schistes sont très fins. Les microbrèches, en plus des éléments décrits plus haut, voient leur ciment s'enrichir en *Globigerina* sp., *Miscellanea* sp. et vers le sommet de la formation, on trouve : *Cuvillierina vallsensis* (Ruiz de Gaona), indiquant l'Yprésien. Vers le haut, les bancs de microbrèches se raréfient alors que des grès fins micacés, à ciment pélitique, envahissent la formation.

h. COUPE DE LA REGION D'AFIDNAI.

Au Sud Est du mont Beletsi (fig. 180 H), dans le mont Sinaka, apparaissent des calcaires néritiques gris-bleu, marmoréens, à sections de Rudistes déformés et Miliolidés, du Crétacé supérieur.

Au Nord du mont Sinaka (fig. 179), près de la fabrique de béton "Betocel", le long de la voie ferrée et en de nombreux endroits au pied du mont Maliomigi, on trouve des calcaires à silex en plaquettes, roses et blancs, microplissés, broyés et métamorphisés, dans lesquels il existe des Globotruncanidés du Crétacé supérieur. Ces deux membres constituent, à notre avis, le soubassement métamorphique d'une série flyschoides Crétacé-Paléogène.

Entre l'autoroute d'Athènes à Lamia et le village d'Afidnai, il existe un chemin non asphalté qui traverse une tranchée creusée dans une série flyschofde peu métamorphisée. Elle se compose d'une alternance de pélites schisteuses, calcaires marmorisés et de microbrèches dont le ciment est calcitisé et les éléments très étirés et le plus souvent recristallisés. Dans ces éléments, on reconnaît :

- des fragments d'ophiolites serpentinisées, de diabases altérées et des tufs rhyolitiques ;
- des petits galets de radiolarites et d'hématites ;
- des Miliolidés, des *Cuneolina* sp., des fragments de Rudistes et des Globotruncanidés très allongés et aplatis.

Dans le ciment sparitisé, on reconnaît quelques Algues recristallisées et des Foraminifères déformés et incomplets : *Miscellanea* sp., *Globigerina* sp. ornementées et des *Globorotalia* sp., du Paléocène. Dans un bloc de microbrèches recristallisées, il existe des fragments de petits Nummulitidés calcitisés.

Il est à remarquer cependant que le métamorphisme alpin est souligné par :

- la présence de nombreux cristaux de néogène dans les microbrèches (quartz et albite, pyrite) et dans les pélites (chlorites, micas blancs) ;
- l'apparition d'une schistosité frustrée ;
- la transformation du ciment des microbrèches en sparite ;
- la transformation, en grosses plages calcitiques, d'une grande partie des macrofossiles (Bryozoaires, Rudistes, Algues...) et de la plupart des éléments carbonatés de la microbrèche.

#### 1. CONCLUSION SUR LE PALEOGENE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

Les différentes coupes examinées dans la partie occidentale de la zone pélagonienne montrent que le passage Crétacé-Paléocène n'est pas marqué par un changement brutal de faciès alors que plus à l'Ouest, dans la zone du Farnasse, à ce niveau la coupure sédimentaire est franche ; en effet, on note un envahissement de cette zone par des faciès terrigènes interrompant le dépôt des calcaires pélagiques à Globotruncanidés. A cette époque, il s'installe dans le secteur occidental de la zone pélagonienne, des pélites schisteuses et indurées en alternance avec des microbrèches. La présence de Paléocène est soulignée par l'apparition de *Globorotalia* sp. et de *Globigerina* sp. dans les pélites indurées. Les microbrèches à ciment carbonaté sont caractérisées par de nombreux éléments formés de calcaires resédimentés contenant des micrites à Globotruncanidés, s'étageant du Sénonien supérieur au Maestrichtien inférieur, des calcaires néritiques à fragments de Rudistes et à galets de latérites (fig. 181).

Les faciès flysch se mettent en place après la disparition des microbrèches, dans la partie supérieure de la série. Dans ce flysch on observe des olistolites de roches vertes serpentinisées et localement (en Béotie septentrionale et en Locride), des niveaux de microbrèches à Nummulites, de l'Ilerdien-Cuisien (Renz, 1955 ; Degardin, 1971). En Eubée, Guernet (1971) fait remarquer, grâce à l'existence de *Cuvillierina vallisensis* dans le mont Pyxaria en Eubée, que la sédimentation des faciès flysch peut atteindre l'Yprésien.

Diverticulées tectoniquement sur les zones béotienne et parnassienne, les séries flyschoides pélagoniennes demeurent difficiles à identifier, et l'estimation de leurs épaisseurs est sujette à caution.

L'étude des différents profils levés dans la partie orientale de la zone pélagonienne nous apprend que la base du Paléocène ne correspond pas à une modification sédimentologique particulière puisque l'apparition de l'alternance de pélites schisteuses ou gréseuses-microbrèches s'observe d'une manière précoce dans le Crétacé supérieur. Le faciès flysch s'exprime sous la forme d'un "crypto flysch" (Vassoevitch, 1948-1965), d'une épaisseur relativement faible, dans lequel les bancs de grès sont extrêmement rares. Cependant, il subsiste toujours des olistolites de roches vertes serpentinisées, emballées dans des pélites gréseuses. Les derniers niveaux datés appartiennent au Lutétien s.l.

En conclusion, l'examen du Paléogène de la zone pélagonienne appelle plusieurs remarques :

- la coupure sédimentologique entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, visible dans la partie externe de la zone pélagonienne, n'existe pas dans la partie interne ;
- le faciès flysch du secteur occidental ne se retrouve pas dans le secteur oriental ;
- les épaisseurs des formations terrigènes sont apparemment plus fortes à l'Ouest qu'à l'Est du domaine pélagonien ;
- la présence quasiment constante de roches vertes serpentinisées en olistolites dans les formations flyschoides paléogènes de toute la zone pélagonienne.

En définitive, il semble bien qu'à partir du Sénonien supérieur et pendant tout le Paléocène, le secteur le plus interne de la zone pélagonienne a été soumis à des pulsions tectoniques ayant vraisemblablement provoquées des émergences locales de la plate-forme et empêchées le dépôt de fortes épaisseurs de sédiments terrigènes.

### 3. CONCLUSION GENERALE SUR LE PALEOGENE.

Le Paléogène est marqué par l'envahissement des zones du Parnasse, béotienne et pélagonienne par des apports terrigènes participant à la sédimentation de formations flyschoides plus ou moins bien exprimées. Contiguë au domaine parnassien, la zone du Pinde constitue le véritable sillon subsidant, récepteur de la plus grande partie de la sédimentation détritique paléogène ; les autres zones, plus orientales au Pinde, forment alors les marges de cette "barrière en creux" qui limite un domaine précocement tectonisé à l'Est d'un domaine tardivement tectonisé à l'Ouest. En ce qui concerne l'estimation des épaisseurs du flysch pindique, Fleury (1980) considère qu'elle oscille entre 1 000 et 4 000 m, alors que pour la zone du Parnasse, après Celet (1962), nous admettons qu'elle peut atteindre 400 à 500 m ; en revanche, cette épaisseur s'amenuise vers l'Est puisque dans la zone pélagonienne, dans le mont Parnis, nous n'aurons plus que 150 à 200 m au maximum. Malgré une hétérochronie méridienne de la base du flysch observée par Fleury (1980), les premiers dépôts détritiques rouge-lie-de-vin, datés du Paléocène, s'installent sur des calcaires pélagiques en plaquettes datés du Campano-Maestrichtien (dans les zones pindique et parnassienne ; Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Dercourt, 1964 ; Desprairies, 1977 ; Lorsong, 1979). Celet (1962) note la présence de quelques "hard-ground" à la base du flysch rouge, sur le bord oriental du massif du Parnasse ; nous pensons que ce fait est à mettre en relation avec ce que nous observons dans la zone pélagonienne à partir du Crétacé supérieur.



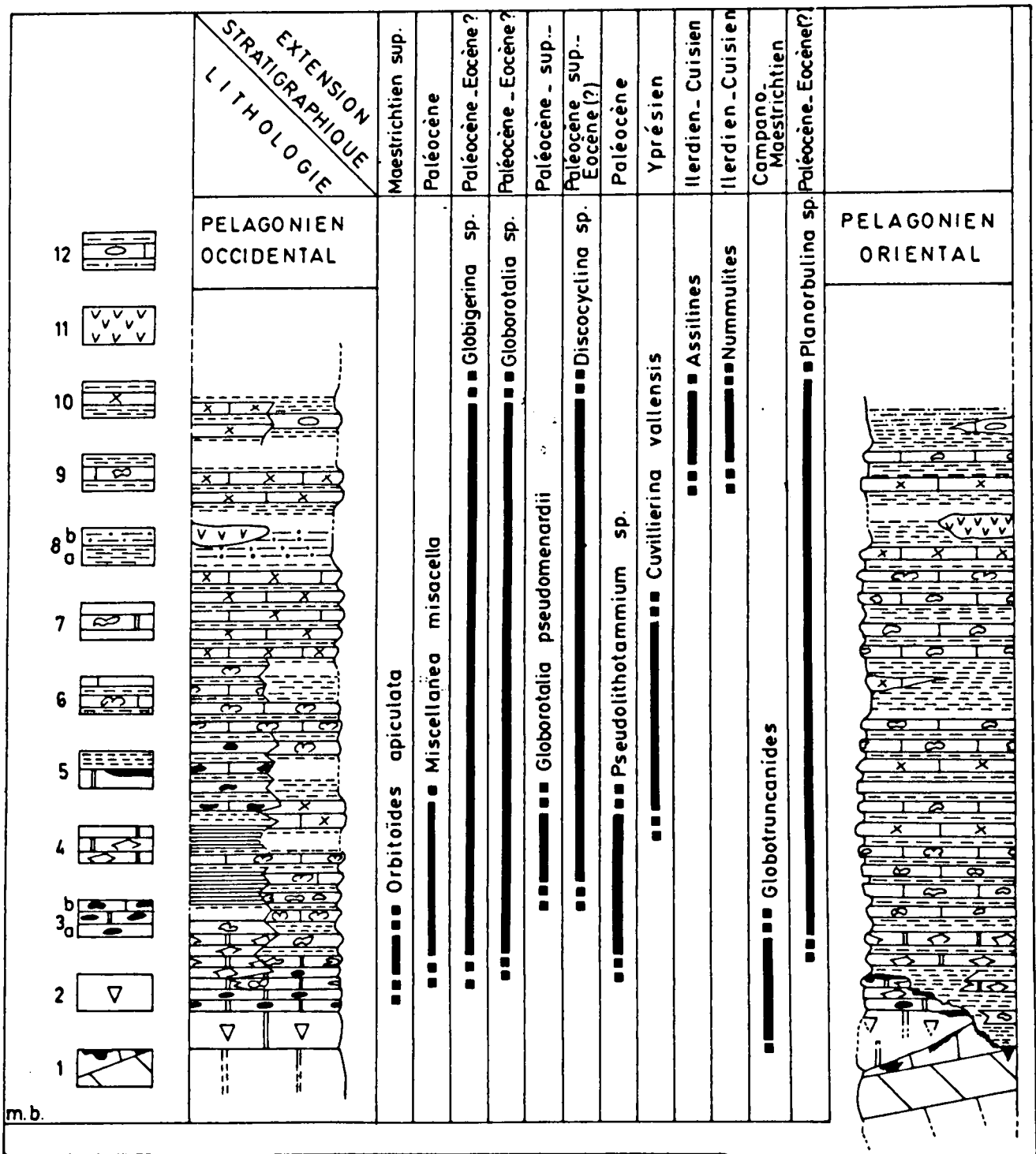


Fig. 181.- Colonnes stratigraphiques du Paléogène dans la zone pélagonienne.

La répartition stratigraphique des différents organismes intéresse exclusivement les séries du secteur étudié.

1. Calcaires néritiques triasiques couronnés de poches de latérites. - 2. Calcaires néritiques à Rudistites. - 3a. Micrites à silex crétaçés. - 3b. Micrites à silex paléogènes. - 4. Micrites à Globotruncanidés. - 5. Surface durcie. - 6. Micrites à Globorotalidés. - 7. Microbrèches dans des pélites. - 8a. Pélites schisteuses. - 8b. Pélites gréseuses. - 9. Microbrèches paléogènes. - 10. Grès dans des formations flyschoides. - 11. Olistolites de roches vertes. - 12. Calcaires microbréchiqes à Nummulites.

D'une manière générale, la partie inférieure du flysch appartient au Paléocène dans les zones pindique, parnassienne et pélagonienne, grâce à l'ubiquité de *Globorotalia* sp. et *Globigerina* sp. et à l'apparition, dans les régions les plus internes, de microbrèches à *Miscellanea miscella* et *Cuvillierina vallisensis*. Cependant, les horizons plus récents que le Paléocène demeurent rares voire même exceptionnels dans le flysch paléogène, c'est ainsi qu'en Grèce continentale, dans la région du Haut Penée, sur la bordure orientale du Pinde d'une part, Lecanu (1976), grâce à des Nummulites, date le Lutétien supérieur ; d'autre part, dans le Pinde septentrional, Desprairies (1977) signale des horizons appartenant au Priabonien. Les affleurements de calcaires à Nummulites ne sont pas connus dans la zone du Parnasse.

Enfin, dans la zone béotienne, au Sud du Sperchios, à l'exception du massif de l'Iti (Wigniolle, 1976), seule la partie occidentale des monts Gérénées a fourni quelques affleurements de calcaires à Algues mélobésiées du Thanétien. Au Nord du Sperchios (Jaeger, 1976 ; Courtin, 1979) et en Argolide (Bachman et Risch, 1976 ; Vrielynck, 1978-1982), des calcaires microbréchiques à Nummulites, de l'Ilerdien-Cuisien, ont été décrits au sommet du flysch paléogène. Si ces Nummulites ne sont pas remaniées, il est alors très facile d'admettre que leur présence au sommet du flysch correspond à la fin du comblement de la zone subsidente ; en effet, selon Blondeau (1972), les Nummulites vivent sous des épaisseurs d'eau ne pouvant excéder 60 à 80 m. L'absence quasie totale de sédiments détritiques appartenant au Paléogène, dans la zone béotienne en Béotie peut être due au fait que le sillon béotien a été presque totalement recouvert par le front tectonique pélagonien.

Il semble désormais établi qu'en ce qui concerne l'alimentation des flyschs, nous sommes obligés d'admettre que du Dano-Montien à l'Yprésien, l'alimentation pouvait se faire d'Est en Ouest dans les trois principales zones, en tenant compte d'un approfondissement différentiel du Parnasse et du Pinde. Au Lutétien inférieur et moyen, le flysch conglomératique qui se dépose sur le domaine parnassien et pindique provient du Nord Est, c'est-à-dire de la région du Sperchios. Ce changement d'orientation d'alimentation avait déjà été envisagé par Desprairies (1977).



## SIXIEME CHAPITRE

# LE NEOGENE ET LE QUATERNAIRE

### A. GENERALITES.

Cette période post-tectonique, longuement négligée par les géologues, est intéressante à divers titres. Tout d'abord elle est le théâtre :

- d'un magmatisme et d'un volcanisme importants en Egée, en Attique, en Anatolie, en Macédoine, liés à l'évolution de l'arc égéen (bibliographie *in* Fytikas *et al.*, 1976 ; Dürr *et al.*, 1978 ; Angelier, 1979) ;

- d'une néotectonique cassante et tangentielle ayant participé au façonnement des reliefs actuels. En Egée, à Naxos, c'est Jensen (1973) qui a montré pour la première fois l'existence d'un contact tangentiel moyen. Tous ces résultats sont analysés dans les travaux de Alterr *et al.* (1976), Guernet (1979) et Angelier (1979) ;

- d'une stratigraphie complexe liée aux sédiments continentaux et marins post-nappes. L'analyse de cette stratigraphie était très controversée car elle touche à des méthodes d'investigation fort diversifiées ; je me contenterai de citer quelques faits marquants de cette histoire géologique ayant donné lieu à de nombreux travaux de détails difficilement corrélables.

### B. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE SIMPLIFIEE ET FAITS MARQUANTS DE L'EVOLUTION NEOGENE ET QUATERNAIRE DANS LES ZONES INTERNES HELLENIQUES.

#### 1. MIOCENE INFÉRIEUR.

Le grand événement pour les zones internes c'est la naissance du sillon molassique marin albano-thessalien ou mésoghellénique. Il est représenté par un bras de mer orienté Nord Ouest-

Sud Est, partant du domaine ionien et prenant en écharpe toutes les zones isopiques externes pour venir se fermer sur les zones internes dans les montagnes du Vourinos et de l'Othrys. Le sillon mésohellénique (Bourcart, 1922 ; Brunn, 1956, 1957, 1960 ; I. F. P. - I. G. R. S., 1962 ; Bizon *et al.*, 1968 ; Brunn *et al.*, 1976 ; Desprairies, 1977) comporte à sa base plusieurs formations transgressives et discordantes entre elles ayant enregistré les diverses phases de mise en place de l'édifice hellénique interne. Un nouveau jalon de cette molasse a été mis en évidence par Angelier *et al.* (1978) au coeur de l'Egée, dans l'île de Naxos. Cet affleurement fait la liaison entre le sillon mésohellénique et les formations molassiques de même âge de Taras dans les Taurides (Brunn *et al.*, 1976). Pendant tout le Miocène inférieur, l'avant-fosse molassique est subsidente et il s'y dépose entre 3 000 et 5 000 m de sédiments. La difficulté demeure dans le fait de savoir si ces épaisseurs considérables se sont déposées sur une même verticale.

## 2. LE MIOCENE MOYEN.

Alors que le sillon mésohellénique est soumis à un blocage du point de vue sédimentologique dans la partie inférieure du Miocène moyen (Langhien), il termine son remplissage à l'Helvétien (Serravallien p.p.). Le reste des zones internes et de l'Egée est soumis à l'érosion et aux dépôts continentaux.

## 3. LE MIOCENE SUPERIEUR.

Pour le secteur considéré, c'est le développement de la faune à Hipparion découvert à Pikermi en Attique (Duvernoy, 1854 ; Roth et Wagener, 1854 ; Gaudry, 1862, 1867) qui marque l'épisode continental le plus célèbre de cette époque. Cette faune a été retrouvée à Tanagra, en Béotie, par Mitzopoulos (1962) puis à Almyropotamos, en Eubée, par Melentis (1967) pour les gisements les plus célèbres. En Attique, d'après Symeonidis et Marcopoulou-Diacantoni (*in Marinis et al.*, 1976), les fouilles récentes entre les localités de Raphina et de Pikermi montrent (fig. 182) :

- la molasse de Raphina anté-pikermienne, discordante sur les marbres du Pentelique. Elle est datée de l'Aquitaniien au Miocène supérieur ;

- les limons de Pikermi, composés de silts, de galets, dans lesquels il a été trouvé des pollens contemporains de la faune de Pikermi à Vertébrés (Hipparion). Cette série passe sans interruption au gisement de Pikermi. Ils sont datés du Pikermien (Miocène supérieur) ;

- les sables fossilifères de l'Astien (Pliocène) composés d'une lumachelle renfermant des Lamellibranches et des Foraminifères d'eau douce ;

- la première assise conglomératique qui renferme des galets de marbre et de mica-schistes ;

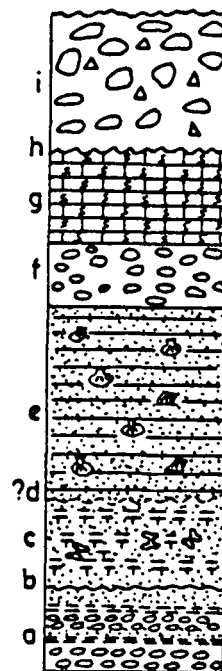
- les calcaires travertineux mal datés (fini-Pliocène ?) ;

- la deuxième assise conglomératique.

Cette série est intéressante car elle montre une discordance entre la molasse de Raphina et les limons de Pikermi d'une part, et une transgression postérieure à l'Astien.

Fig. 182.- Série stratigraphique néogène à Raphina (d'après Marcopoulou-Diacantoni in Marinos *et al.*, 1976).

a. Miocène continental anté-pikermien (molasse de Raphina). - b. Discordance (?). - e. Sables fossilifères marins Pliocène inférieur (Astien). - f. Couche conglomératique. - g. Calcaire à allure de travertin gris-clair, dur. - h. Discordance. - i. Niveau conglomératique.



A Yaros, des cendres associées à des restes d'Hipparion ont été datées par Van Couvering et Miller (1911). L'épisode messinien est marqué par l'ouverture d'un "chenal pré-égéen" (Guernet, 1978) au milieu de la mer Egée avec l'apparition de lagunes saumâtres. Cette période a été l'objet de nombreuses controverses depuis l'hypothèse de Hsü *et al.* (1977, 1978 d) sur l'évaporation de la Méditerranée donnant naissance à des accumulations d'évaporites (Needhauer *et al.*, 1973 ; Jongsma, 1975 ; Le Pichon *et al.*, 1979 a, 1979 b, 1981).

#### 4. LE PLIOCENE.

Marin et transgressif dans tout l'Egée (Keraudren, 1975 ; Angelier, 1979), il a fait quelques inclusions sur les zones internes émergées en Attique (Gaudry, 1867 ; Fuchs, 1878 ; Mitropoulos, 1948 ; Charalambakis, 1951 ; Christodoulou, 1959, 1961 ; Guernet et Sauvage, 1970) dans la dépression de Megara et en bordure du golfe de Corinthe.

#### 5. LE QUATERNAIRE.

La mer pliocène amorce une régression en Egée alors que sur le continent prolifèrent des faunes saumâtres (Keraudren, 1975 ; Angelier, 1980). La tectonique verticale est commandée par les réajustements profonds liés à l'évolution dynamique de l'arc égéen.

En résumé, le Néogène et le Quaternaire sont surtout caractérisés par le jeu de grandes failles guidant une tectonique de blocs (horst et grabens) et orchestrant le balancement transgressif et régressif des mers néoformées.



## SEPTIEME CHAPITRE

### CONCLUSIONS

#### A L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE

##### A. LES SERIES STRATIGRAPHIQUES.

La chronostratigraphie de chaque zone isopique et les variations faciologiques à l'intérieur de celle-ci ont été résumées (fig. 183) par des colonnes stratigraphiques synthétiques. A la fin de chaque chapitre, traité dans l'ordre stratigraphique, il a été donné une analyse succincte des différents étages rencontrés.

##### B. RESUME DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Les conclusions paléogéographiques sont résumées à la fin de chaque chapitre et une représentation graphique de l'évolution générale du secteur et de ses confins a été donnée dans la figure 184.

##### 1. DU CARBONIFERE AU WERFENIEN.

Du Carbonifère au Werfénien, on observe une sédimentation de plate-forme alimentée par des sédiments terrigènes. Dans notre secteur d'étude, la sédimentation détritique est interrompue par des faciès pararécifaux à Fusulinidés qui facilitent une bonne datation du Permo-Carbonifère. L'accumulation de sédiments clastiques est le signe de la destruction de reliefs périgondwaniens en bordure de la Paléotéthys ; ce phénomène est particulièrement bien marqué au passage permo-carbonifère où l'on rencontre des formations détritiques versicolores à stratifications entrecroisées. La plate-forme marine, peu profonde, est le siège d'une grande instabilité accompagnée d'émissions volcaniques basiques et acides, vraisemblablement synchrones



d'un début de fracturation. Au passage Werféno-Anisien, il apparaît un volcanisme basaltique (sub-alkalin ?) sur la bordure du bassin pindique en extension alors envahie par des formations détritiques.

## 2. L'ANISO-LADINIEN.

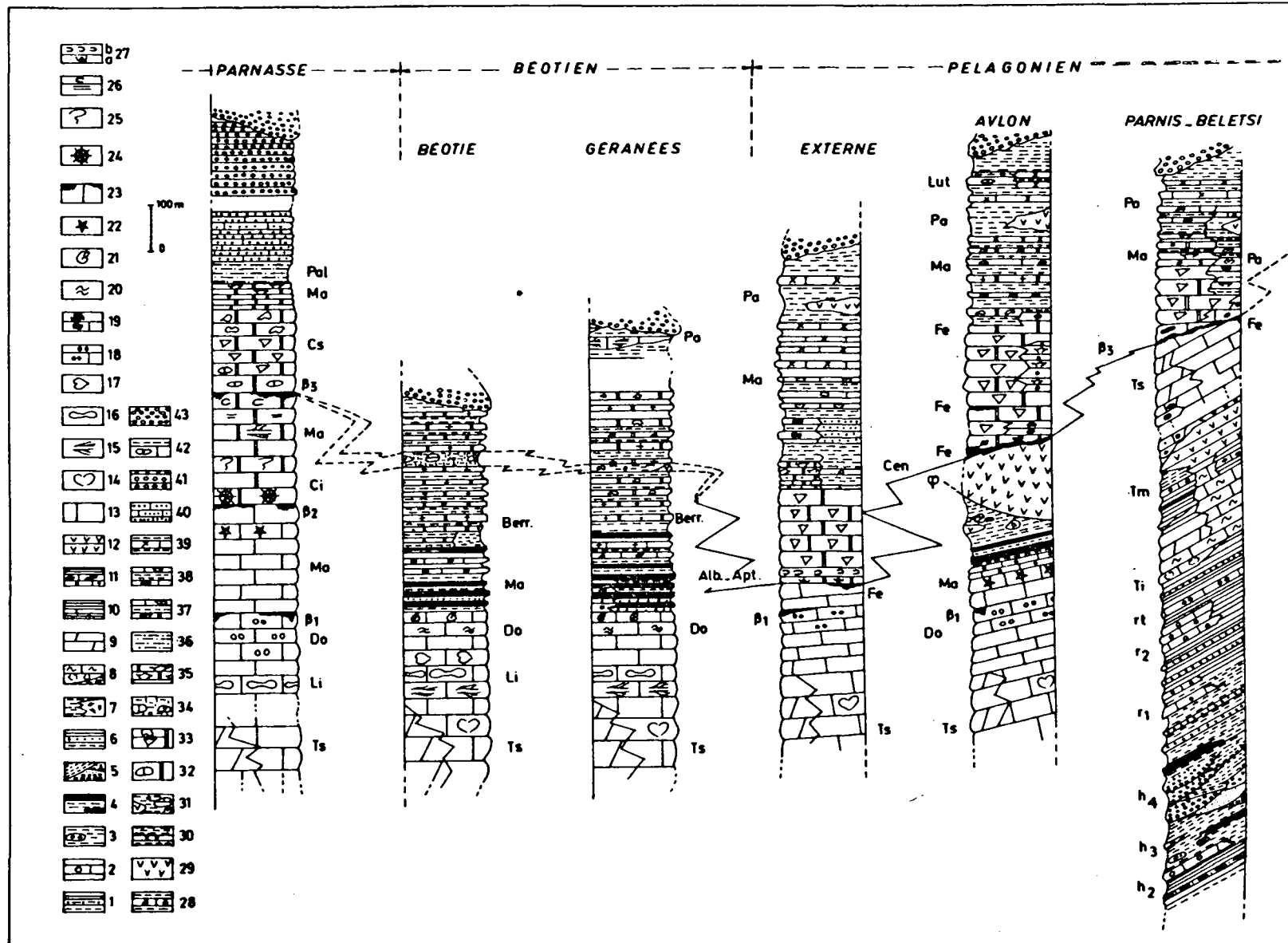
La plate-forme parnasso-béotico-pélagonienne s'approfondit à l'Anisien supérieur et se couvre de faciès "Ammonitico-rosso" alors que plus à l'Est la Néotéthys s'ouvre, séparant le craton africain d'un "craton intermédiaire". La zone pélagonienne devient le siège d'un important volcanisme rhyolitique d'une part et localement tholéitique (alkalin-sub-alkalin) d'autre part. Dans les zones internes, la phase de distension ladinienne est marquée par ce volcanisme aérien sur la plate-forme pélagonienne et par un volcanisme sous-marin à l'Est de celle-ci (volcanisme maliaque-basaltes transitionnels - Courtin, 1979 ; Ferrière, 1982) en bordure de la Néotéthys en formation.

## 3. DU TRIAS SUPERIEUR AU LIAS SUPERIEUR.

Alors que la Néotéthys subit une forte expansion à l'Est et que la Mésogée (*sensu* Biju-Duval et al., 1977) s'ouvre au large de la zone ionienne (Thiébaud, 1982), sur la plate-forme parnasso-béotico-pélagonienne s'installent des faciès néritiques peu profonds mais subsidents. La première crise importante survient au Lias supérieur, période pendant laquelle la zone béotienne va se différencier par l'apparition de faciès "Ammonitico-rosso" sur la bordure orientale de la zone du Parnasse qui subit une émergence temporaire (dépôt du premier niveau de bauxite  $\beta_1$ ). La formation du sillon béotien se marque également dans la zone pélagonienne externe, par le dépôt du premier niveau de bauxite ( $\beta_1$ ). Le sillon du Pinde connaît alors une période d'approfondissement considérable soulignée par le dépôt de grandes épaisseurs de radiolarites.

Fig. 183.- Profils schématiques stratigraphiques des zones du Parnasse, béotienne et pélagonienne.

1. Pélites gréseuses indurées et bancs de schistes. - 2. Calcaires biodétritiques à Fusulines dans des pélites. - 3. Pélites et shales noirs recélant des boules de grès micacés. - 4. Phtanite, lydiennes et radiolarites. - 5. Grès et pélites versicolores. - 6. Grès fins intercalés dans des schistes. - 7. Coulees volcaniques. - 8. Micrites rouges à filaments avec un poudingue de base. - 9. Calcaires magnésiens. - 10. Calcaires marneux intercalés dans des pélites schisteuses. - 11. Calcaires à silice. - 12. Tufs rhyolitiques. - 13. Calcaires néritiques. - 14. Calcaires néritiques à Mégalodontidés. - 15. Calcaires à Algues. - 16. Calcaires à *Orbitopsella* sp. - 17. Calcaires à *Protodicerus* sp. - 18. Calcaires oolitiques. - 19. Poudingue de transgression. - 20. Micrites rouges à filaments et à *Protoglobigerina* sp. - 21. Micrites à Céphalopodes. - 22. Calcaires néritiques à *Clypeina jurassica*. - 23. Calcaires karstifiés remplis de bauxite (a) et recouverts d'oxydes de Fer (b). - 24. Calcaires à Polypiers. - 25. Calcaires à Ellipsactinies. - 26. Calcaires marneux à Ostracodes. - 27a. Calcaires à Orbitolinidés. - 27b. Calcaires à *Colaniella* sp. - 28. Microbrèches à *Protopenneropsis striata*. - 29. Ophiolites. - 30. Micrites à *Calpionella* sp. - 31. Mélange "volcano-sédimentaire". - 32. Calcaires néritiques à Miliolidés. - 33. Biointrasparites à Rudistes et débris de Rudistes. - 34. Marnes blanchâtres à galets de roches vertes et calcaires jurassiques. - 35. Micrites à Globotruncanidés. - 36. Calcschistes rouges paléocènes. - 37. Microbrèches crétacées et tertiaires. - 38. Micrites à silice et à Globigérinidés. - 39. Grès mal consolidés dans les pélites. - 40. Flysch gréseux parnassien. - 41. Flysch conglomératique parnassien. - 42. Microbrèches à Nummulites. - 43. Formations néogènes et quaternaires discordantes.



#### 4. DU DOGGER AU CRETACE INFERIEUR.

Dans le Parnasse, entre les deux niveaux de bauxite ( $\beta_1$  et  $\beta_2$ ), une sédimentation néritique de plate-forme s'instaure. Le sillon béotien reçoit les premiers niveaux détritiques venant s'intercaler dans les radiolarites. Dans la partie externe de la zone pélagonienne, avant le dépôt "volcano-sédimentaire", le taux d'accumulation des sédiments reste faible alors que les secteurs les plus orientaux sont peut-être déjà partiellement exondés. A la limite Jurassique-Crétacé, la fermeture de la Néotéthys orientale entraînant l'obduction des ophiolites, va induire la deuxième crise alpine importante accompagnée cette fois d'une tectonisation précoce des zones internes (paléotectoniques ; Aubouin, 1973 - phase éhellénique ; Jacobshagen, 1976).

#### 5. LE CRETACE INFERIEUR.

Période clef pour les zones internes, on assiste à une sédimentation néritique peu profonde mais subsidente entre les niveaux de bauxite  $\beta_2$  et  $\beta_3$  dans la zone du Parnasse. Pendant ce temps, le sillon béotien se remplit de formations terrigènes en provenance des zones internes. L'influence des sédiments clastiques va se faire sentir jusque dans la zone du Pinde où l'on voit se sédimenter le "Premier Flysch du Pinde" (Aubouin, 1959). L'érosion des ophiolites et du domaine interne, probablement émergée, s'opère sur toute la zone pélagonienne qui représente alors les Paléohellénides (cf. Paléodinarides ; Rampoux, 1970).

#### 6. LE CRETACE SUPERIEUR.

Haut-fond subsident, la zone du Parnasse se caractérise par la sédimentation de calcaires pararécifaux à Rudistes jusqu'au Campano-Maestrichtien. La mer transgresse sur les Paléohellénides dès l'Albo-Cénomaniens jusqu'au Maestrichtien dans la zone pélagonienne. Il est à noter que le dépôt de formations flyschoides, précédé de micrites à silex, d'âge turonien supérieur-coniacien, apparaît au sein de la plate-forme néritique pélagonienne, créant ainsi une nouvelle paléogéographie dans le domaine interne. Le Campano-Maestrichtien inférieur correspond à un enfoncement général de la région, produisant du même coup le dépôt de micrites rouges à Globotruncanidés. Le dépôt de micrites rouges du Campano-Maestrichtien ne s'installe pas dans les secteurs internes de la zone pélagonienne, ce qui semblerait signifier que cette partie est constamment instable pendant le Crétacé supérieur et qu'il existe de petits bassins creusés dans la plate-forme recevant des formations terrigènes au sein desquelles se sédimentent des microbrèches. La paléogéographie du Crétacé supérieur devient alors oblique sur les Paléohellénides. Dans la zone béotienne, sauf dans le secteur des Gérénées, nous ne connaissons pas de sédiments datés du Crétacé supérieur.

#### 7. LE PALEOGENE.

Pendant cet espace de temps, les zones du Parnasse et pélagonienne sont envahies par le faciès flysch. La limite supérieure est datée localement du Lutétien inférieur par des Nummulites dans la zone pélagonienne. A l'exception de formations microbréchiennes yprésiennes à Algues dans les monts Gérénées, nous n'avons pas observé de formations tertiaires dans la zone béotienne.

## 8. LE NEOGENE ET LE QUATERNAIRE.

Caractérisée par des sédiments détritiques post-tectoniques qui remplissent les bassins intramontagneux effondrés et se sédimentent en bordure des continents émergés, la paléogéographie est guidée par la néotectonique structurant l'édifice hellénique en bassin intramontagneux.

### C. COMPARAISONS AVEC LES AUTRES ZONES DU SEGMENT ALPIN DINARIQUE.

#### 1. LA ZONE DU PARNASSE (Renz, 1955).

Elle est limitée au Sud par le golfe de Corinthe et au Nord par la transversale du Sperchios. Les zones des Alpes albanaises (Papa, 1970), en Albanie, et du Haut-karst et peut-être la sous-zone du Prékarst (Aubouin *et al.*, 1970) seraient les équivalents longitudinaux de la zone du Parnasse. Si, comme l'ont souligné Aubouin-Ndojaj (1964), Xhomo (1966), Dercourt (1968), Xhomo, Pezat et Theodori (1969), Papa (1970) et Dodona (1973), la zone du Haut-karst se termine en Albanie dans la région de Valbona vers le Nord, la zone du Parnasse pourrait être considérée comme un haut-fond à valeur de plate-forme dépendante de la zone pélagonienne jusqu'au Lias supérieur pendant le cycle alpin et possédant des équivalents latéraux (au Nord du Sperchios), tels que les hauts-fonds de Trilofon en Othrys (Courtin, 1979) et du Koziakas en Thessalie (?) (Aubouin, 1959 ; Aubouin *et al.*, 1970 ; Aubouin et Bonneau, 1977 ; Ferrière, 1974, 1982 ; Scandone, 1974 ; Jaeger, 1979).

#### 2. LA ZONE BEOTIENNE.

Définie en tant que zone par Celet *et al.* en 1976, la découverte d'indices de son existence avait été publiée quelques années auparavant (Clément, 1971 ; Celet et Clément, 1971 ; Terry et Mercier, 1971 ; Celet *et al.*, 1974 ; Bachmann et Risch, 1976).

Son extension vers le Nord a été montrée par Wigniolle (1977) en Iti, par Jaeger et Chotin (1978 a et b) et par Courtin (1979) en Thessalie. En Albanie, elle trouve son équivalent dans la zone du Gramos (Kondo et Ndojaj, 1969). Elle est particulièrement bien développée en Yougoslavie où elle a été définie sous le nom de zone bosniaque par Aubouin *et al.* (1970), après des découvertes préliminaires de Blanchet (1966, 1968, 1970), Charvet (1967) et Blanchet *et al.* (1970). Dans le secteur du rameau dinarique de l'orogène alpin, à l'intérieur de la zone bosniaque, il a été distingué un sillon bosniaque externe continu entre les zones externes et les zones internes et un sillon bosniaque interne affleurant de la Bosnie-Herzégovine jusqu'en Albanie.

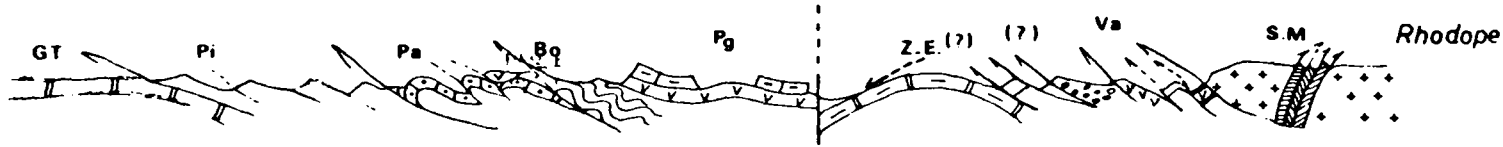
#### 3. LA ZONE PELAGONIENNE (Aubouin, 1959).

En Albanie, elle est l'homologue de la zone de Korab (Papa, 1970) qui se caractérise par des formations paléozoïques métamorphisées d'âge siluro-dévonien (?) (Melo, 1969). Le Crétacé supérieur est transgressif, plus tardivement, que dans la zone pélagonienne (Sénonien). En revanche, elle est couronnée par un flysch qui débute au Maestrichtien supérieur.

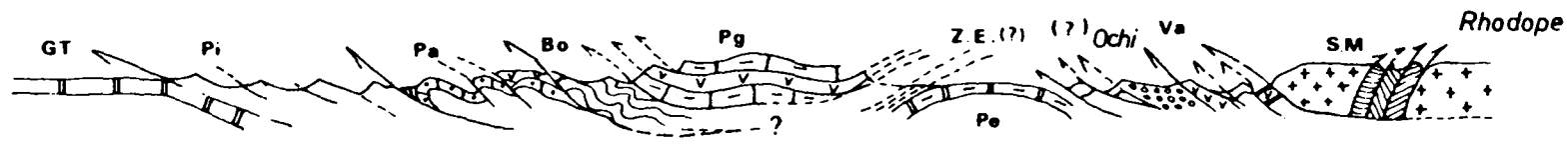
En Yougoslavie, elle a été définie sous le nom de zone de Golija (Rampoux, 1969). Elle apparaît moins diversifiée et moins étendue qu'en Grèce car, bien qu'elle comporte une série paléozoïque puissante et bien datée, le Mésozoïque possède des affinités pélagoniennes jusqu'au Lias environ. Elle devient pélagique ensuite dans certains secteurs. En revanche, elle subit une tectonisation précoce Jurassique supérieur-Eocrétacé qui lui donne une certaine ressemblance avec la zone pélagonienne.

**EVOLUTION  
PALEOGEOGRAPHIQUE**

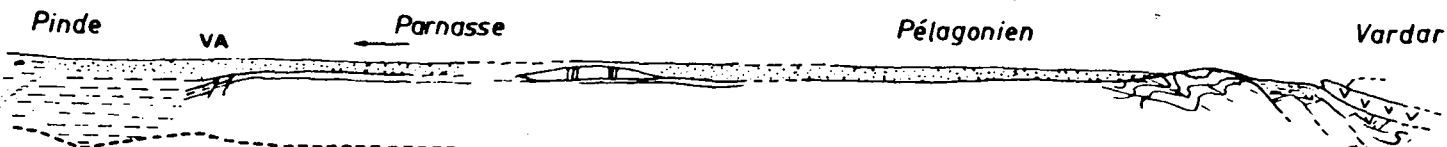
POST-MIOCENE - ACTUEL



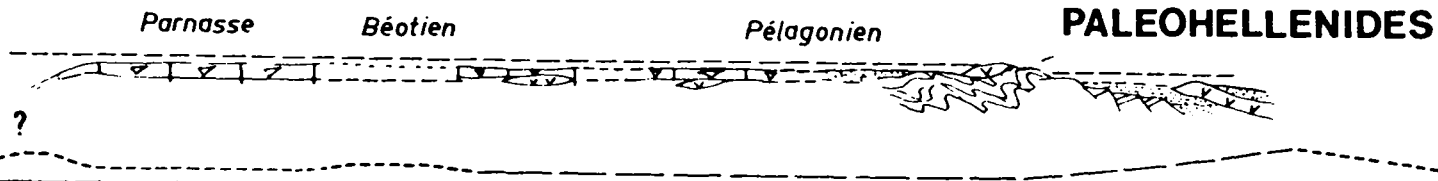
EOCENE MOYEN



MAESTRICHT - LUTETIEN INF.

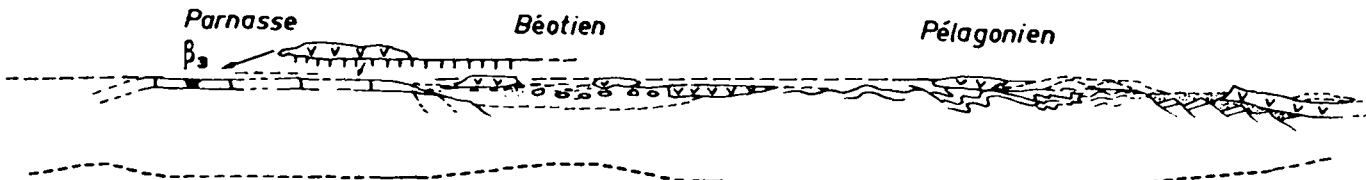


CRETACE SUP.



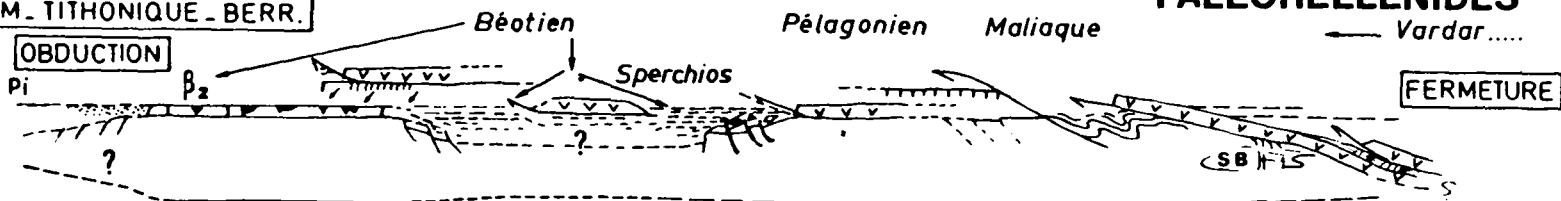
CENOMANIEN

TRANSGRESSION



KIM. TITHONIQUE - BERR.

OBDUCTION



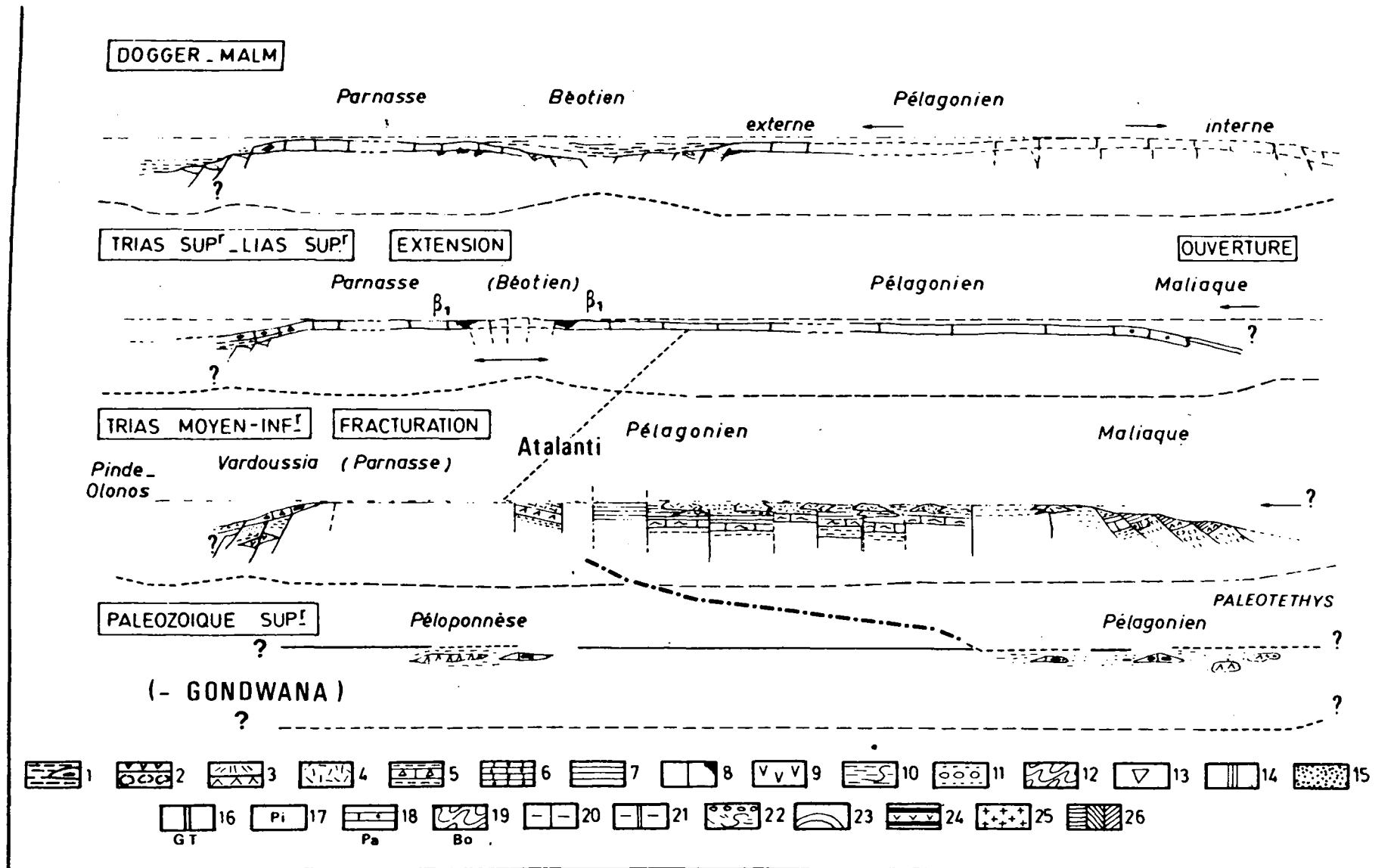


Fig. 184. - Evolution paléogéographique des Hellénides au niveau de l'Attique-Béotie.

1. Formations détritiques contenant des calcaires à Fusulinidés. - 2. Pillows et basaltes-alcalins. - 3. Basaltes transitionnels et Trachytes. - 4. Rhyolites et Porphyres verts. - 5. Microbrèches. - 6. Calcaires à silex. - 7. Radiolarites. - 8. Calcaires néritiques avec horizon de bauxite. - 9. Ophiolites. - 10. Schistes bleus. - 11. Conglomérats. - 12. Paléohellénides. - 13. Calcaires néritiques à Rudistes. - 14. Calcaires microbréchiques yprésiens. - 15. Formations flyschoides. - 16 GT. Gavrovo-Tripolitza. - 17 Pi. Pinde. - 18 Pa. Parnasse. - 19 Bo. Béotien. - 20 Pg. Pélagonien. - 21 ZE. Zone Externe (?). - 22. Ochi. - 23. Paikon. - 24. Péonias. - 25. Massifs granitiques serbo-macédonien et rhodopien. - 26. Suture de la Paléotéthys.





**TROISIEME PARTIE**

**ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE  
DES TERRAINS METAMORPHIQUES**

*Les 3<sup>e</sup>, 4<sup>e</sup>, et 5<sup>e</sup> parties  
de cette thèse n'ont pas été corrigées  
après la soutenance.*

**DESCRIPTION**

**DES ENSEMBLES METAMORPHIQUES**



## PREMIER CHAPITRE

### INTRODUCTION ET HISTORIQUE

#### A. HISTORIQUE SUCCINCT DU METAMORPHISME EN GRECE.

Les séries métamorphiques des Hellénides se situent surtout dans les zones internes et dans les fenêtres des zones externes (Péloponnèse méridional - Crète). S'agissant du métamorphisme des zones externes, la bibliographie récente et l'analyse des séries métamorphiques peuvent être consultées dans Seidel et Okrusch (1978), Bizon *et al.* (1976), Bonneau (1980), pour la Crète, et pour le Péloponnèse, Jacobshagen *et al.* (1979), Thiébault (1975-1981, 1982). En Grèce septentrionale, Mercier (1968), Kockel (1971-1972), en Thessalie, Godfriaux (1969) puis Godfriaux et Mercier (1965), Ferrière (1982), Guernet (1971) et Bavay et Bavay (1980) ont décrypté les séries métamorphiques des zones internes. Grâce à Trikkalinos (1955, 1958, 1959) et à Paraskevopoulos (1956, 1963), les formations métamorphiques du mont Pentelique et celles de la bordure orientale du Parnis furent pétrologiquement identifiées. Plus récemment, dans les Cyclades et en Crète, Altherr et Seidel (1977) et Dürr *et al.* (1977) ont montré que les phases métamorphiques principales étaient alpines (tertiaires).

L'étude du métamorphisme en Grèce a retrouvé un regain d'intérêt avec les recherches entreprises sur les schistes bleus et surtout les interprétations géodynamiques qu'ils suscitent. C'est ainsi que dans les Cyclades par exemple, l'île de Naxos, après les travaux de Papastamatiou (1951), a été l'objet d'études pétrologiques et géochimiques très précises aboutissant à la caractérisation de plusieurs phases de métamorphismes en relation avec la tectonique (Schuiling, 1973 ; Jansen, 1973 ; Jansen et Schuiling, 1976 ; Jansen *et al.*, 1977 ; Blake *et al.*, 1980, 1981) à Ios (Künst et Kreuzer, 1982).

Dans l'île d'Ios, Künst et Kreuzer (1982), en plus du métamorphisme récent, ont mis en évidence un métamorphisme d'âge paléozoïque supérieur.

Les terrains métamorphiques situés à l'Est de notre secteur d'étude ne représentent qu'une faible partie de notre domaine d'étude. On les trouve essentiellement sur les bordures méridionale et orientale du mont Parnis, dans le site d'Athènes et dans les monts Pentelique et Hymette.

Ils appartiennent aux "massif d'Attique-Cyclades" ou aux "massifs cristallins pélagoniens" (Kober, 1929, 1931 ; Renz, 1940). Peu de niveaux datés avaient été reconnus dans les différentes séries métamorphiques et la plupart des datations étaient sujettes à caution car elles n'étaient pas basées sur la découverte de faune mais basées sur les empilements structuraux.

Le problème de l'âge des métamorphites a fait naître de nombreuses controverses entre les partisans d'un âge paléozoïque (Deprat, 1904 ; Trikkalinos, 1955) et ceux d'un âge mésozoïque (Marinos et Petraschek, 1956). Le problème de l'âge des métamorphites et de leur attribution a été en partie résolu par Aubouin (1959) qui suggéra l'existence d'un socle cristallin et d'une couverture mésozoïque lors de la création de la notion de zone pélagonienne. La découverte de différents niveaux fossilifères appartenant au cycle alpin ajoute à la complexité des domaines métamorphiques.

En Eubée du Nord, dans la zone pélagonienne, l'existence d'un métamorphisme alpin a été signalée pour la première fois par Aubouin et Guernet (1963) grâce à la présence de micrites recristallisées à Globotruncanidés du Crétacé supérieur.

En Eubée méridionale, dans l'unité structurale d'Almyropotamos, des calcaires néritiques, peu transformés, à Acteonelles, du Crétacé supérieur, ont été mis en évidence par Katsikatsos (1970, 1971) et un niveau ferrugineux à Nummulitidés du Lutétien a été identifié (Dubois et Bignot, 1979). Ces différents jalons, d'âge mésozoïque dans le domaine métamorphique, vont donner lieu à des interprétations structurales très diverses.

En Attique, dans la région de Marathon à Grammatikon, des calcaires recristallisés à Mégalodontidés (Papadeas, 1970) dans le site d'Athènes (Marinos et al., 1971 ; Katsikatsos, 1977), au pied du mont Beletsi dans la région d'Afidnai (Clément, 1976 ; Clément et Katsikatsos, 1980), des niveaux à Globotruncanidés du Crétacé supérieur métamorphique ont été reconnus.

Dans le Laurium, Leleu et Neumann (1966) ont distingué des lentilles de calcaires néritiques à microfaune, du Crétacé supérieur, affleurant dans des schistes peu métamorphisés.

Au Nord du Sperchios, dans la zone pélagonienne, Marinos et al. (1957), Ferrière (1976, 1978, 1982) et Katsikatsos (1977, 1982) notent la présence de fossiles mésozoïques dans des métamorphites.

Dans l'Olympe, des séries à Nummulites de l'Oligocène (Godfriaux, 1968) et à microfaune du Maestrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen) (Fleury et Godfriaux, 1974) apparaissent dans une fenêtre tectonique de Gavrovo entourée de terrains métamorphiques attribués à la zone pélagonienne.

Dans le massif de l'Ossa, Derycke et Godfriaux (1978), Godfriaux et Pichon (1980) signalent la présence de Rudistes crétacés dans des calcaires marmoréens et d'Alvéolinidés paléogènes dans des microbrèches associés à un flysch.

En Thessalie, Brunn (1961), Mercier (1959) attribuent au Crétacé supérieur des formations flyschoides faiblement transformées, dans lesquelles ils ont trouvé des Globotruncanidés. Dans la zone du Vardar, plusieurs jalons de terrains triasiques et crétacés ont été notés par Mercier (1968).

Dans les Sporades, de nombreux travaux ont montré qu'il existait des séries métamorphiques dont on verra plus loin qu'elles peuvent être rapprochées de séries des zones internes (Philipson, 1901 ; Renz, 1927 ; Papastamatiou et Marinos, 1938, 1940 ; Papastamatiou, 1961, 1963 ; Guernet, 1970, 1971 ; Ferentinos, 1973 ; Kelerperthis, 1974 ; Jacobshagen et Skala, 1977).

En Attique, les terrains métamorphiques ont été étudiés depuis très longtemps, puisque Lepsius (1893) distingue de bas en haut :

- les marbres inférieurs des monts Hymette et Pentelique (500 m) ;
- les schistes de Kessariani (250 m environ) ;
- les marbres supérieurs gris-bleuté, bien lités (250 m d'épaisseur).

Ces trois étages sont recouverts par un "système crétacé" transgressif, avec de la base au sommet :

- un étage calcaire inférieur (100 m environ) ;
- les schistes d'Athènes (250 m d'épaisseur) ;
- un étage calcaire supérieur (calcaire du Lycabette, 250 m).

Les coupures stratigraphiques proposées par ce dernier auteur ont été reprises par Kober (1929) qui, s'appuyant sur son expérience des Alpes orientales, a présenté un dispositif tectonique pennique (*cf. infra* : Tectonique). L'analyse synthétique détaillée des formations métamorphiques du site d'Athènes a été présentée par Marinos *et al.* (1971).

L'examen rapide de ces différentes découvertes fait ressortir l'existence d'un (ou de plusieurs) métamorphisme alpin et qu'à chaque découverte de niveau de cet âge, les interprétations structurales peuvent être remises en cause.



## DEUXIEME CHAPITRE

# LES MASSIFS METAMORPHIQUES ORIENTAUX

### 1. REMARQUE CONCERNANT LA NOMENCLATURE.

Dans une publication antérieure parue en 1976, j'ai désigné sous le vocable de série métamorphique, des groupes lithologiques stratigraphiques. Afin de ne pas introduire de confusion, j'ai décidé d'un changement de désignation conforme aux propositions de Hedberg parue en 1979 chez Doin éditeurs.

### 2. LES GROUPES D'APPARTENANCE INCERTAINE.

Au Nord Est et à l'Est de l'agglomération d'Athènes, dans les massifs du Pentelique et de l'Hymette (fig. 168), affleurent trois unités structurales qui se composent :

- du groupe du Pentelique ;
- du groupe d'Ekali ;
- du groupe de l'Hymette.

#### a. GROUPE DU PENTELIQUE (cf. série du Pentelique ; Clément, 1976).

Il affleure au coeur du massif du Pentelique, formant une voûte anticlinale dont le flanc Sud Ouest "plonge" sous le groupe d'Ekali (cf. série d'Ekali). De bas en haut on trouve (fig. 185) :



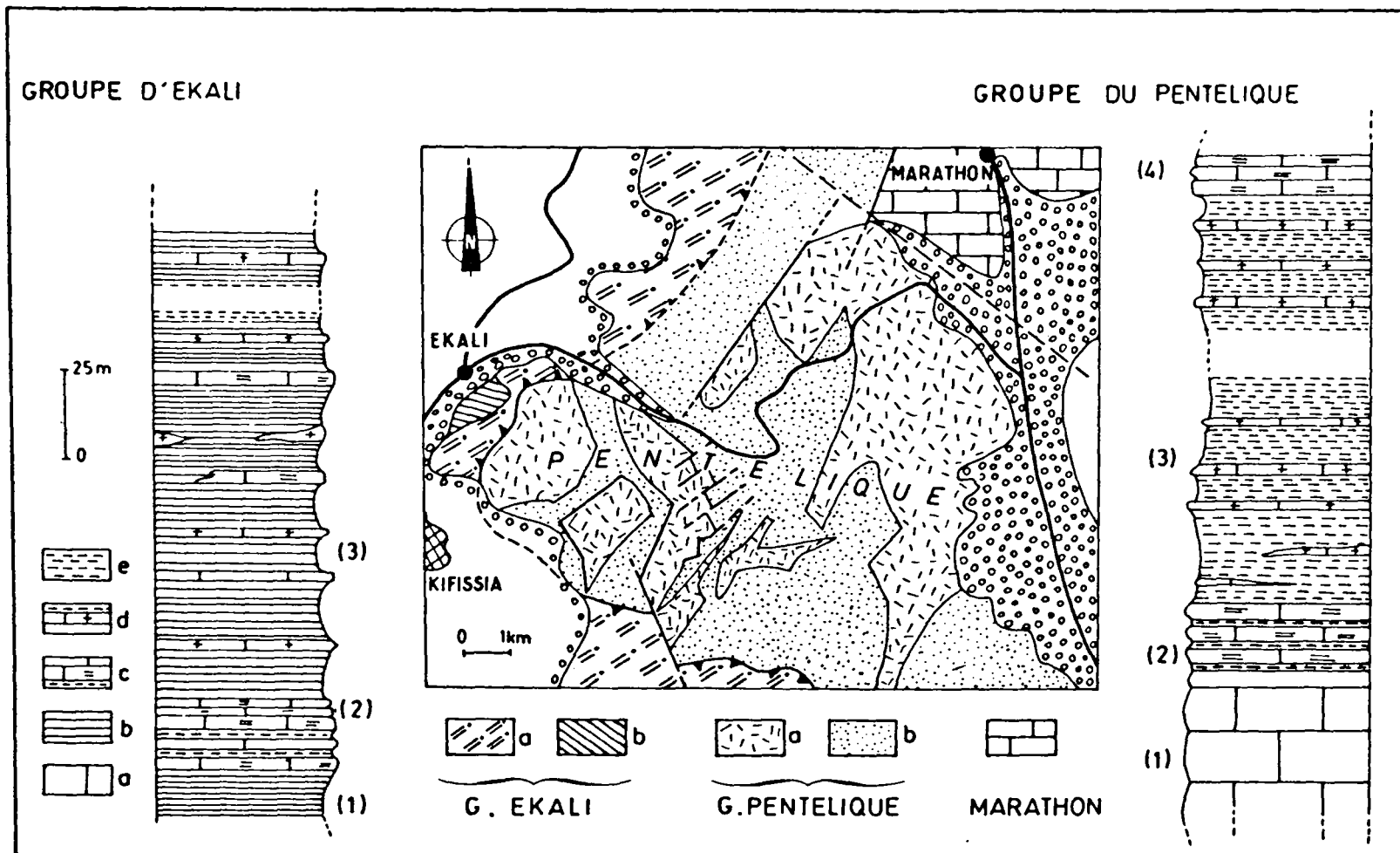


Fig. 185.- Profils lithostratigraphiques dans le massif du Pentelique.

a. Marbre. - b. Chloritoschistes. - c. Marbres gris-bleu en plaquettes. - d. Quartzites. - e. Schistes cristallins.

Groupe d'Ekali : a. Marbres. - b. Schistes cristallins et quartzites.

Groupe du Pentelique : a. Marbre de l'Acropole. - b. Schistes cristallins, quartzites et marbres intercalés.

- (1) les marbres de l'Acropole. Ces marbres ont été utilisés pour construire les fortifications de l'Acropole et le Parthénon. A l'oeil nu, ce sont des marbres blancs sans stratification visible, à l'aspect saccharoïde. Au microscope, ils présentent des microfaciès monotones dans lesquels on trouve presque exclusivement des grandes plages de calcite homogranulaires et de rares cristaux de dolomites et quelques phyllites éparses (micas blancs, chlorite);
- (2) 15 à 20 m de calcaires bleus marmoréens. Ces calcaires affleurent surtout près de la carrière de marbres blancs de base qui est creusée au coeur du massif. A l'affleurement, ce sont des marbres en plaquettes séparés par des joints de stratification pélitique. Au microscope, les marbres recèlent des chlorites et de la séricite en minéraux isolés. Au toit et au mur des bancs, on remarque un enrichissement en minéraux phylliteux qui finissent par remplacer les carbonates recristallisés. Les lits détritiques sont formés de :
  - quartz anguleux, de petite taille, et des quartz de néogène, de taille plus grande ;
  - grains d'albite néoformés ;
  - chlorites en lanières, soulignant la stratification. Ces chlorites présentent des auréoles d'altération opaques ;
  - micas blancs (phengites ?) ;
  - séricite ;
  - calcite microgranulaire ;
  - rares épidotes ;
  - plages de magnétites ;
- (3) 500 à 600 m de formations détritiques métamorphiques, dans lesquelles on rencontre :
  - des schistes cristallins gris. L'examen microscopique a révélé :
    - + de la calcite ;
    - + des grains de quartz anguleux formant des lits assez serrés et des grandes plages de quartz de néogène avec de nombreux "golfs de corrosion" ;
    - + des cristaux d'albite néoformés ;
    - + des plagioclases détritiques en faible quantité ;
    - + des chlorites en minces lits continus ;
    - + des micas blancs (phengites) ;
    - + de l'actinote altérée très souvent en chlorite ;
    - + de l'épidote en plages assez grandes (pistachites) ;
  - des bancs de calcaires marmoréens contenant de nombreuses phyllites (micas blancs (phengites ?), chlorite pour l'essentiel) ;
  - des schistes cristallins verts. Au microscope, on y reconnaît :
    - + de la calcite ;
    - + des grains de quartz détritiques et de néogène ;
    - + des cristaux de feldspaths primaires ;
    - + des chlorites en abondance, formant des lits plus ou moins continus. Ces minéraux sont à extinction roulante ;
    - + de l'épidote (pistachite) ;
    - de l'actinote altérée en chlorite ;
    - + de la séricite ;
    - + du chloritoïde en lamelles de petite taille apparaissant quelquefois entre deux lits de chlorite au sein de quartz, feldspath et opaques ;
  - une alternance de lits de marbres rubanés, blancs, gris ou rouges, de 1 m environ d'épaisseur, en alternance avec des schistes cristallins. Cet affleurement se situe au sommet du massif du Pentelique, juste avant l'entrée du camp militaire. Dans les marbres, on peut reconnaître à l'examen microscopique :
    - + des grandes plages de calcite ;
    - + des micas blancs (phengites ?) ;
    - + des chlorites ;
    - + des opaques.

Dans les schistes cristallins verdâtres du sommet de la formation, on rencontre des lits fréquents d'épidotes et de chlorites très altérées.

La série se termine par des marbres blancs, de quelques mètres d'épaisseur, et des schistes cristallins de couleur grise, en minces lits discontinus.

b. GROUPE D'EKALI (cf. série d'Ekali ; Clément, 1976).

Reposant tectoniquement sur le groupe du Pentelique, il semble qu'il soit moins transformé que celui-ci. Il affleure surtout à l'Ouest et au Nord Ouest (fig. 185) du mont Pentelique. De bas en haut, on y reconnaît :

- (1) des chloritoschistes renfermant des bancs de quartz lenticulaires ;
- (2) des marbres gris-blanc en plaquettes, alternant avec des schistes. La composition de ces marbres est assez monotone, à l'exception de grandes plages de calcite, des minéraux opaques et de quelques phyllites (chlorites et micas blancs) ;
- (3) une puissante série de schistes cristallins interrompus par des bancs de quartzites .
  - les bancs de quartzites qui apparaissent sur la route d'Amaroussion au Pentelique. Les lits de quartzites ne dépassent jamais le décimètre. Au microscope polarisant, on y observe des grains de quartz arrondis dans une pâte quartzreuse, quelques cristaux de plagioclases sodiques et quelques chlorites éparses ;
  - les schistes cristallins sont également assez pauvres en minéraux cristallisés. On y reconnaît des micas blancs (phengites), quelques chlorites et de rares épidotes.

c. LE GROUPE DE L'HYMETTE.

Le mont Hymette forme la bordure orientale de la dépression d'Athènes tapissée de formations néogènes et quaternaires ; il est limité au Nord par le massif métamorphique du Pentelique et au Sud par le golfe Saronique.

Les différents terrains qui composent cette chaîne ont donné lieu à de nombreuses publications depuis Lepsius (1893) (Negris, 1912-1919 ; Trikkalinos, 1948, 1950 ; Marinos et Petraschek, 1953, 1956 ; Paraskevopoulos, 1959 ; Marinos *et al.*, 1971 ; Katsikatsos, 1977). D'après ce dernier auteur, il existe deux formations fondamentales distinctes qui sont séparées par un contact tectonique majeur : le système métamorphique d'Attique et la nappe éohellénique (Jacobshagen, 1976). Pour notre part, nous séparons également les formations de l'Hymette en deux séries distinctes :

- la série de l'Hymette s.s. (système métamorphique de l'Attique p.p. ; Katsikatsos, 1977) ;

- les schistes d'Athènes au sens large, homologues en partie des "schistes P<sub>2</sub>" de Leleu et Neumann (1969). Ces auteurs ont découvert en effet dans le Laurium, des calcaires lenticulaires à microfaune du Crétacé supérieur (cf. *infra* : les séries limitrophes), dans le mont Berzeko, qu'ils rattachent à la partie moyenne de la série de Plaka (P<sub>2</sub>) (Leleu, 1966) (ou couches de Kara p.p. ; Lepsius, 1893). Cette série sera traitée dans l'étude du Laurium.

Nous examinerons une colonne stratigraphique issue d'un profil levé à travers le massif de l'Hymette, en partant de la localité de Peania à l'Est jusqu'au monastère de Kessariani (fig. 187-188).

c1. Le membre carbonaté.

Tout d'abord, à l'instar de ce que nous observons dans le mont Aigaleo, nous avons recherché dans ce membre carbonaté, des indices de dépôts continentaux (latérites, fer, bauxite). Epais de plus de 1 000 m (Katsikatsos, 1977), ces carbonates présentent des microfaciès monotones. Ce sont des calcaires marmoréens formés de grands cristaux de calcite localement clivée. Par endroits, il apparaît des horizons de quelques décimètres d'épaisseur de dolosparite. Outre la calcite, les minéraux néoformés sont des quartz, de l'albite, de rares phyllosilicates (micas blancs, chlorites) et des cubes de pyrite.

Au sommet de la formation, sur quelques dizaines de mètres, on observe des marbres rubanés, blancs et beiges, en plaquettes. Ce changement de faciès correspond à un enrichissement des microfaciès en pélites, quartz et feldspaths détritiques accompagnés de phyllosilicates (micas bruns, chlorites, stilpnomélane et micas blancs), de quartz, d'albite, de calcite et de minéraux opaques. Dans ce membre, il a été découvert de la flore et de la faune qui indiqueraient le Trias-Jurassique (cf Katsikatsos, 1977).

c2. Le membre détritico-carbonaté, connu sous le nom de "Schistes de Kessariani" (Lepsius, 1893).

Il s'agit d'une alternance de :

- schistes noirs, intercalés de marbres en lits centimétriques à intercalations pélitiques, qui contiennent des pélites, du quartz, des feldspaths détritiques et des minéraux néoformés : chlorites, stilpnomélane, épidotes, quartz, albite et opaques ;

- marbres intercalés de lits verdâtres remplis de chlorites et d'épidote ;

- métagrès verdâtres, interrompus par des lits de pélites gréseuses. Ces métagrès possèdent un ciment quartzo-pélitique avec localement des horizons sparitisés. Ils renferment des éléments détritiques variés tels que : quartz, feldspaths de tailles variables, quelques tourmalines et de rares fragments de calcaires marmorisés. Les minéraux de néogénèse sont : des chlorites, des épidotes (clinozoisite), des micas bruns, de l'apatite, du quartz, des feldspaths, des micas blancs (phengites) et des minéraux opaques ;

- calcaires gris-bleu marmoréens, à grandes plages de calcite, du quartz et de l'albite. Dans ces calcaires, il existe des sections circulaires épigénisées en quartz qui font penser à des Radiolaires. En revanche, Marinós (1948) cite *Quinqueloculina* sp. et *Rotalia* sp. qui suggèrent le Mésozoïque-Cénozoïque (?).

d. LES COUCHES DE PANAKTOS.

A la limite du Pélagonien oriental et du Pélagonien occidental, sur la route d'Inoi à la haute-plaine de Skourta, en contact d'une part avec une série aniso-ladinienne (fig. 186) et d'autre part avec une série permo-carbonifère (fig. 19), il existe une unité métamorphique particulière que j'ai désignée sous le nom de "couches de Panaktos" qui, à ma connaissance, n'affleurent qu'à un seul endroit du secteur étudié. En partant de l'affleurement daté de l'Anisien et en se dirigeant vers le village de Panaktos, on observe de bas en haut :

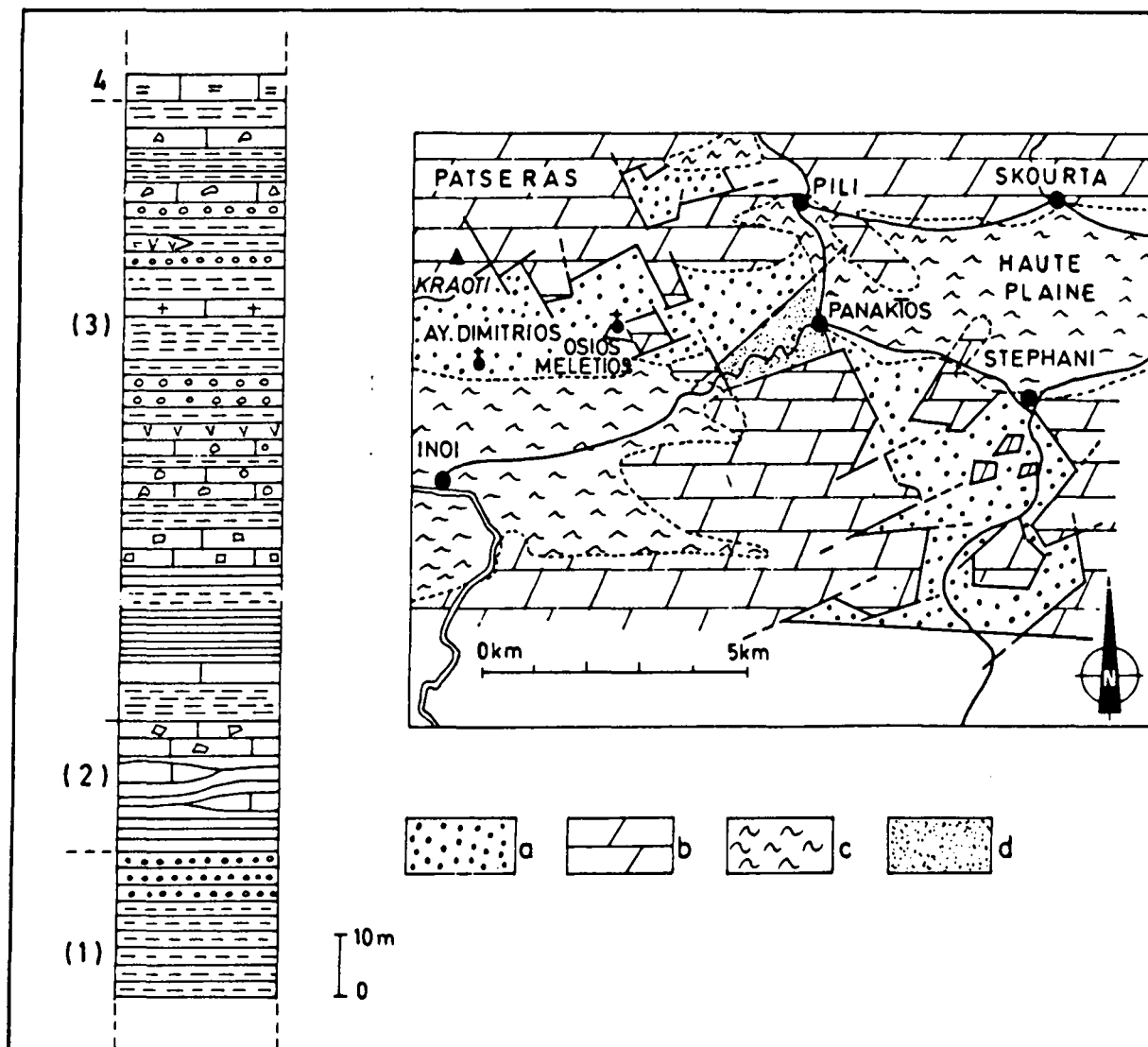


Fig. 186.- Profil et affleurement des couches de Panaktos.

Pour le profil, légende dans le texte.

a. Formations détritiques du Paléozoïque supérieur. - b. Calcaires néritiques triasiques. - c. Formations récentes. - d. Couches de Panaktos.

(1) des schistes verts qui sont limités à la base par une faille verticale et couronnés à leur sommet par des grès gris-vert, à ciment pélitique. Tant dans les schistes que dans les pélites des grès, il apparaît des quartz, des tourmalines et des feldspaths détritiques. Les minéraux néoformés sont la calcite, la chlorite, le mica blanc (phengite ?), le quartz, les feldspaths et les minéraux opaques ;

(2) 40 à 50 m d'une alternance de pélites schisteuses, de calcaires gris-bleu marmoréens, lenticulaires, en bancs ne dépassant jamais quelques décimètres d'épaisseur et de plusieurs horizons de microbrèches marmorisées, à ciment sparitisé et localement phyllitisé. Les pélites schisteuses grises contiennent surtout des micas blancs (phengites ?) et quelques rares niveaux de chlorite. Les calcaires gris-bleu sont d'anciennes micrites (à filaments ?) recristallisées. Les microbrèches sont composées de fragments de :

- micrites marmorisées ;
- quartz, feldspaths cataclasés ;
- tufs, spilites et diabases phyllitisées.

Les minéraux néoformés ne sont pas très nombreux : calcite, dolomite, quartz, feldspaths, micas blancs (phengite ?), chlorite, épidote (allanite ou piémontite) et minéraux opaques ;

- (3) 80 à 100 m de pélites gréseuses verdâtres intercalées de :
- coulées volcaniques de faible épaisseur. Pétrographiquement, ce sont des tufs rhyolitiques verts, à ciment phyllitisé, traversés par des filonets de calcite ;
  - grès mal consolidés, à ciment pélitique, avec de la chlorite, quelques micas blancs, des quartz et des feldspaths de néogène ;
  - microbrèches recristallisées, analogues à celles que nous avons décrites dans le (2).
- Les minéraux néoformés des pélites sont des quartz, feldspaths, chlorites, micas blancs (phengite), épidotes (pistachite) et minéraux opaques ;
- (4) au sommet de ces "couches de Panaktos", des calcaires rouges, fins recristallisés (à filaments ?), contenant des niveaux de dolomite, apparaissent au Nord de la route d'Inof à Panaktos. L'aspect noduleux de ces calcaires fait penser aux calcaires noduleux de l'Anisien. Trikkalinos (1952) et Roubanis (1961) considèrent ces couches de Panaktos comme paléozoïques et les comparent aux séries métamorphiques des monts Parnis et Pentelique.

#### e. CONCLUSION SUR LES GROUPES D'APPARTENANCE INCERTAINE.

L'analyse lithostratigraphique des groupes du Pentelique et d'Ekali montre que :

- le métamorphisme ayant affecté les deux groupes se situe dans le "faciès schistes verts" ;
- les minéraux de néogène sont identiques dans les deux groupes, à l'exception du chloritoïde que l'on observe seulement dans le groupe du Pentelique ;
- les indicateurs paléontologiques n'existent pas dans ces deux groupes et leur rattachement à des séries sédimentaires connues reste hypothétique..

Les couches de Panaktos sont faiblement transformées et très peu microplissées. La présence au sommet de la formation de calcaires noduleux à filaments évoque l'Anisien que l'on observe dans la zone pélagonienne. Les séries inférieures à ce niveau repère appartiendraient au Permo-Werfénien, dont les faciès seraient particuliers. Il est à noter toutefois que dans la région de Chalkis (fig. 41), près de Vathia, nous avons décrit des calcaires datés du Permien supérieur dans des pélites schisteuses ressemblant à une partie des couches de Panaktos (3).

Le groupe de l'Hymette est peut être analogue à celui du Pentelique mais la lithostratigraphie du groupe de l'Hymette est très proche de celle du Pentelique, mais il semblerait que le degré de métamorphisme soit moins élevé. Du point de vue structural, le groupe de l'Hymette est inférieur à la série des schistes d'Athènes (cf. *infra* : unité de l'Aigaleo).

### 3. LES SERIES STRATIGRAPHIQUES D'AFFINITES PELAGONIENNES.

Les séries métamorphiques qui affleurent dans la fenêtre d'Attique-Cyclades possèdent des horizons datés ou des alternances lithostratigraphiques que l'on retrouve dans les unités structurales de la zone pélagonienne (fig. 188).

#### a. PROFIL DANS LA REGION DE MARATHON.

Il semble que la partie basale de ce groupe soit constituée de schistes cristallins qui affleurent sur une grande surface dans la région du lac de Marathon. Il est à noter qu'il est

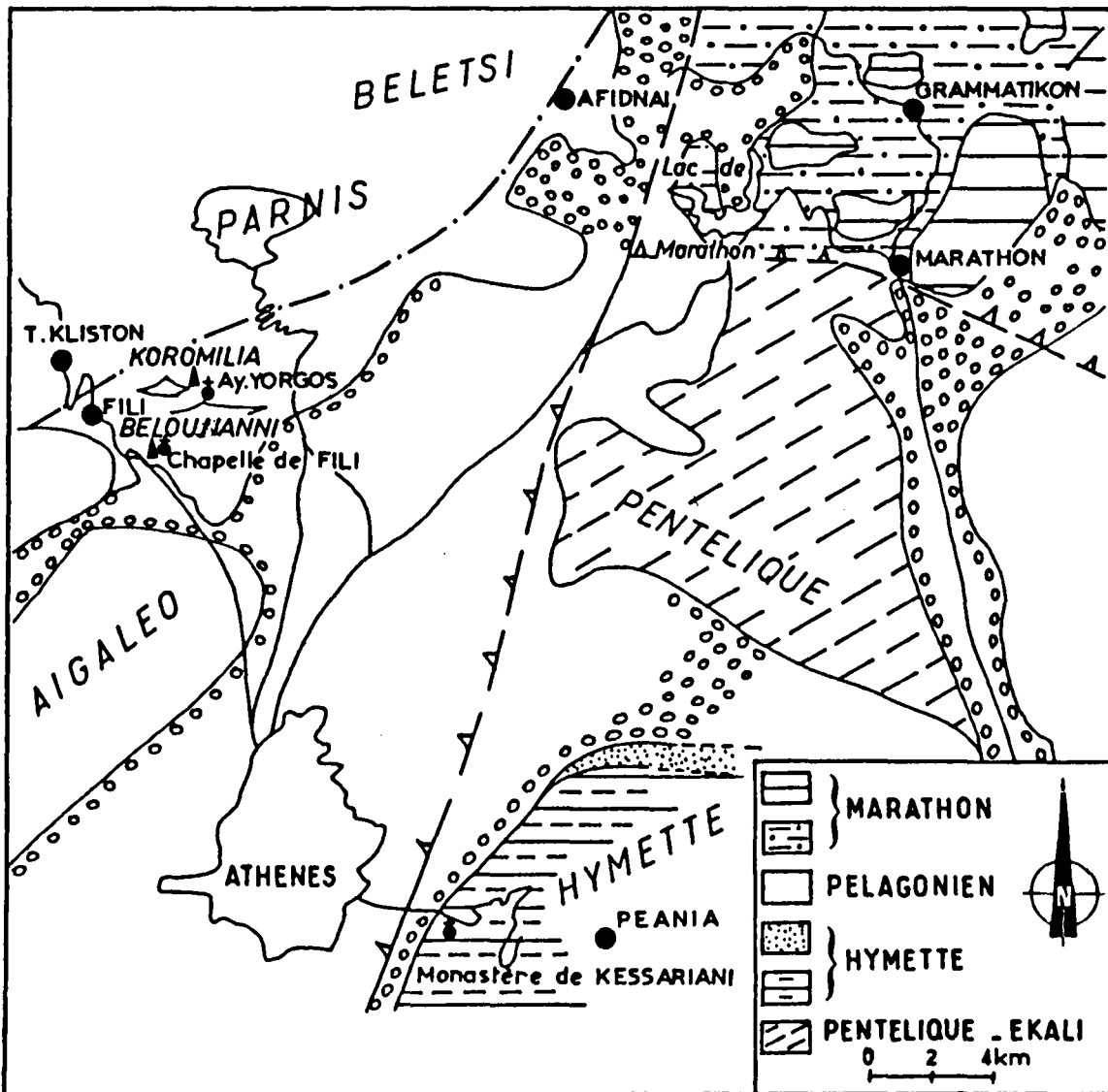


Fig. 187 - Localisation des différents profils d'affinités pélagoniennes et du groupe de l'Hymette.

Marathon - a. Schistes. - b. Marbres.

Pélagonien - Massifs Parnis-Beletsis (cf. supra : Stratigraphie).

Hymette - a. Marbres. - b. Schistes.

Pentelique-Ekali (cf. supra : fig. 185).

- Front oriental du métamorphisme.

délicat d'apprécier l'épaisseur réelle de la série schisteuse car elle est affectée de nombreux microplis. L'examen microscopique nous montre (fig. 188) :

- (1) des schistes cristallins contenant :
  - de la calcite en gros cristaux ;
  - des porphyroblastes d'albite ;
  - des cristaux de biotite (lepidomelane ?) ;
  - de minces lits de chlorites ;
  - des cristaux de sphène et de tourmaline au sein desquels on reconnaît des micas blancs (phengite ?) ;
- (2) des schistes oillés renfermant des cristaux de :
  - quartz à extinction roulante ;
  - feldspath, soit dans les fissures du ciment, soit en grains déformés.
 Ils sont constitués d'orthose perthitique, d'albite et de rares microclines. En plus des quartzo-feldspaths, on rencontre des phyllites en lits très minces contenant des chlorites, des micas blancs (phengite ?), des opaques et quelques grains d'épidote ;

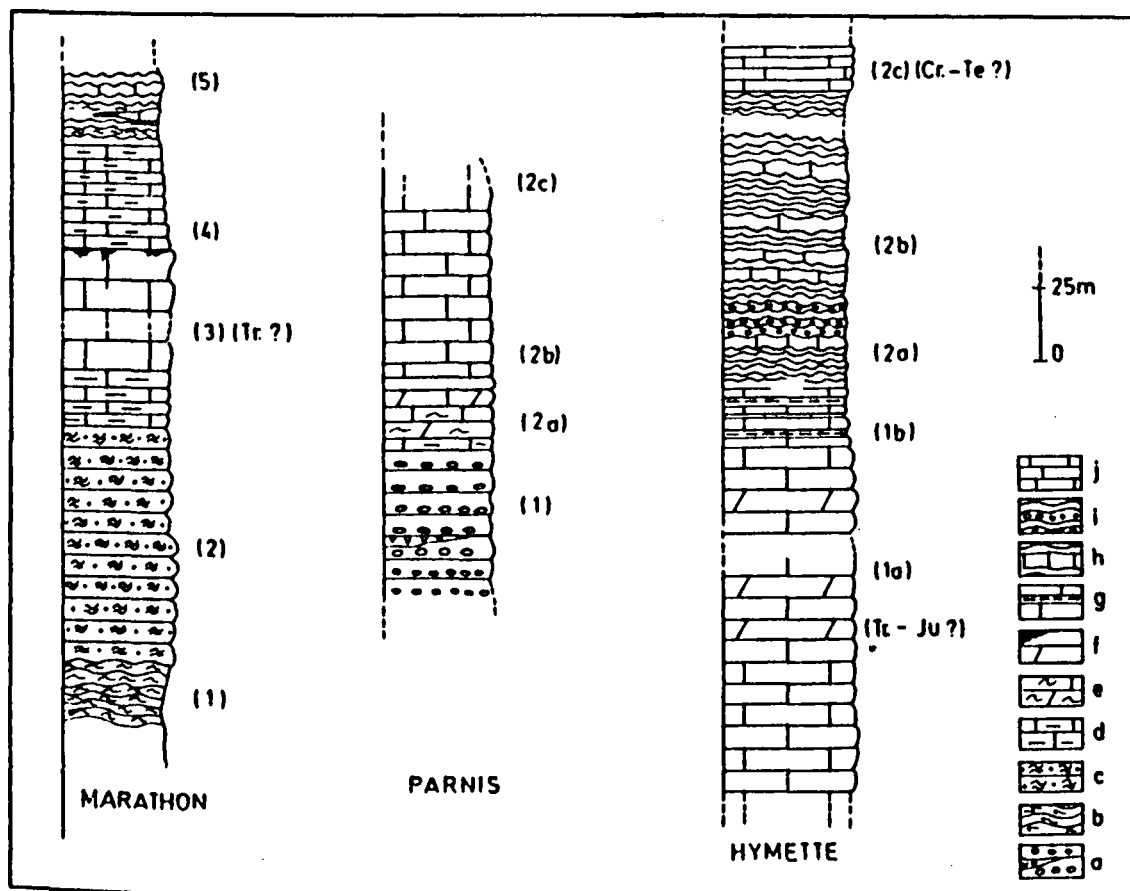


Fig. 188.- Profils lithostratigraphiques à affinités pélagoniennes et du groupe de l'Hymette.  
 a. Métaconglomérats, métagrès et schistes cristallins. - b. Schistes cristallins. - c. Schistes ocellés. - d. Marbres en plaquettes à lits pélitiques. - e. Marbres à filaments et lits dolosparitiques. - f. Marbre et dolosparite blancs creusés de poches karstiques remplies d'argiles latéritiques et de fer. - g. Marbres en plaquettes à lits pélitiques. - h. Marbres intercalés de schistes cristallins. - i. Schistes cristallins à niveaux grésopélitiques. - j. Marbres blancs en plaquettes.

- (3) des marbres blancs dans lesquels on observe des niveaux de marbre rubané, gris et rouge. L'examen microscopique nous montre que dans les passées rougeâtres, il existe des lits formés de calcite et de dolomites. Vers le sommet de la formation carbonatée, dans la région de Grammatikon, les marbres bleus sont formés essentiellement de gros cristaux de calcite et de rares phyllites (chlorites).
- Selon Argyriadis (1967) et Papadeas (1970), il existe près de Kapandriti, à l'Ouest de Grammatikon, des traces de grosses coquilles de Mégalodontidés suggérant les calcaires triasiques dans des marbres identiques. Dans ces calcaires marmoréens, on voit à Grammatikon des poches karstiques remplies de minerai de fer autrefois exploité pour l'industrie ;
- (4) des marbres en plaquettes, gris-blanc, intercalés de niveaux phylliteux. Dans les bancs de marbres épais d'une dizaine de centimètres, on trouve quelques phyllites (chlorite et micas blancs épars) et dans les lits de schistes cristallins, on trouve quelques cristaux de calcite et beaucoup de chlorite et de micas blancs (phengites) en minces filets continus ;
- (5) des schistes cristallins intercalés de niveaux de marbres gris en plaquettes. Au microscope, les schistes cristallins recèlent différents minéraux :
- de la calcite et de la dolomite ;
  - de l'épidote, des micas blancs (phengite) et des chlorites altérées ;
  - de l'albite et du quartz de néogénèse ;
  - des opaques.

Les marbres sont de couleur gris-blanc et contiennent de nombreuses plages de calcite et de petits cristaux d'albite



b. PROFIL SUR LA FACE SUD DU PARNIS.

La reconstitution de cette colonne porte sur plusieurs affleurements de terrains métamorphiques de la face Sud du mont Parnis (fig. 187), c'est-à-dire du secteur qui s'étend de la chapelle près de la localité de Fili, la dépression entre les monts Beloujianni et Koromilia, la crête calcaire au-dessus d'Ayos Yorgos et la face Sud du Parnis entre 680 et 1 000 m d'altitude. Il est à noter que les terrains sous-jacents à 680 m ont déjà été examinés dans les chapitres traitant du Paléozoïque et du Trias. De bas en haut, cette unité renferme (fig. 188) :

- (1) un membre détritico-conglomératique qui affleure dans la partie Ouest du mont Parnis. Ce sont des rudites constitués de quartz blanc-laiteux et de feldspaths dans des bancs de microconglomérats, épais de plusieurs dizaines de mètres. Les minéraux de néogenèse sont des quartz, des feldspaths aux contours arrondis occupant surtout la matrice des microconglomérats, des chlorites, des micas blancs (phengites ?) et des minéraux opaques.

La partie supérieure de ce membre détritico-conglomératique s'observe surtout dans la vallée entre les monts Beloujianni et Koromilia. On y observe des grès plus fins, des pélites gréseuses verdâtres et des chloritoschistes. Dans ces chloritoschistes, il existe un niveau de metabasalte altéré. Ce metabasalte recèle quelques porphyroblastes de pyroxène transformé en chlorite, calcite et actinote. Les minéraux néoformés sont surtout des chlorites, de l'apatite, des épidotes (clinozoïsite, pistachite) quartz, feldspath et de très petits grenats ;

- (2) un membre carbonaté qui occupe les crêtes à l'Est du mont Beloujianni et apparaît sur la face Sud du Parnis, à partir de 680 m d'altitude ;
- (2a) à la base, il est caractérisé par des calcaires marmoréens rouges et noirs, alternant avec des horizons blancs qui renferment des filaments recristallisés et des coquilles d'Ostracodes (?), des passées de quelques centimètres d'épaisseur de dolosparite et des horizons complètement calcitisés ;
- (2b) la partie moyenne, épaisse de 150 à 200 m, est constituée de marbres blancs, massifs, qui apparaissent relativement homogènes. Ils recèlent surtout de la calcite, de rares phyllites (chlorites, micas blancs) et de la pyrite. Vers le sommet de cette partie, on note un enrichissement progressif en niveaux de dolosparites pour aboutir à une dolomitisation presque complète dans les derniers bancs ;
- (2c) la partie supérieure, visible sur la face Sud du mont Parnis, est formée de marbres roses à passées microbréchiques. Ces calcaires marmoréens se présentent souvent en plaquettes contenant quelques silex étirés. Dans les horizons microbréchiques à ciment sparitisé, des minéraux de néogenèse apparaissent : quartz, feldspaths, chlorites et minéraux opaques.

*Remarque* : la lithostratigraphie de cette unité métamorphique montre qu'elle possède une succession stratigraphique comparable à celle des unités pélagoniennes dont :

- le membre gréso-conglomératique serait d'âge paléozoïque supérieur ?
- le membre carbonaté moyen serait d'âge triasique ?
- le membre carbonaté supérieur serait d'âge crétacé supérieur ?

c. LA SERIE D'AFIDNAI.

Comme nous l'avons souligné dans les chapitres réservés au Crétacé et au Tertiaire, il existe au pied de la chaîne du Beletsi et dans le mont Verrori, une série métamorphique particulière qui a été examinée par de nombreux auteurs (Bittner, 1876 ; Kordellas, 1878 ; Bücking, 1881 ; Neumayr, 1881 ; Lepsius, 1893 ; Marinos, 1925 ; Ktenas, 1929 ; Trikkalinos, 1935, 1936,

1955, 1959 ; Petraschek et Marinos, 1948 ; Roubanis, 1961 ; Katsikatsos, 1977). Ces nombreux auteurs, à l'exception de Trikkalinos et de Roubanis, se sont surtout attachés à rechercher des niveaux datés qui, selon le secteur étudié, peuvent s'étager du Paléozoïque au Crétacé. Les deux derniers auteurs cités ont étudié pétrographiquement les terrains métamorphiques du secteur, en considérant qu'ils représentaient la base des séries Paléozoïque supérieur. Pour ma part, j'ai choisi de rassembler, dans la série d'Afidnai, tous les terrains qui sont structuralement sous l'unité du Parnis-Beletsi (Clément et Katsikatsos, 1981). Cette série se compose de (fig. 189) :

- (1) serpentines métamorphisées qui apparaissent sous les formations sédimentaires néogènes, dans la vallée située au Nord du mont Sinakà et au Nord de la localité d'Axarnai. Ces serpentines sont broyées et contiennent de nombreuses plages de sphène, de la séricite, des chlorites, de la calcite et de

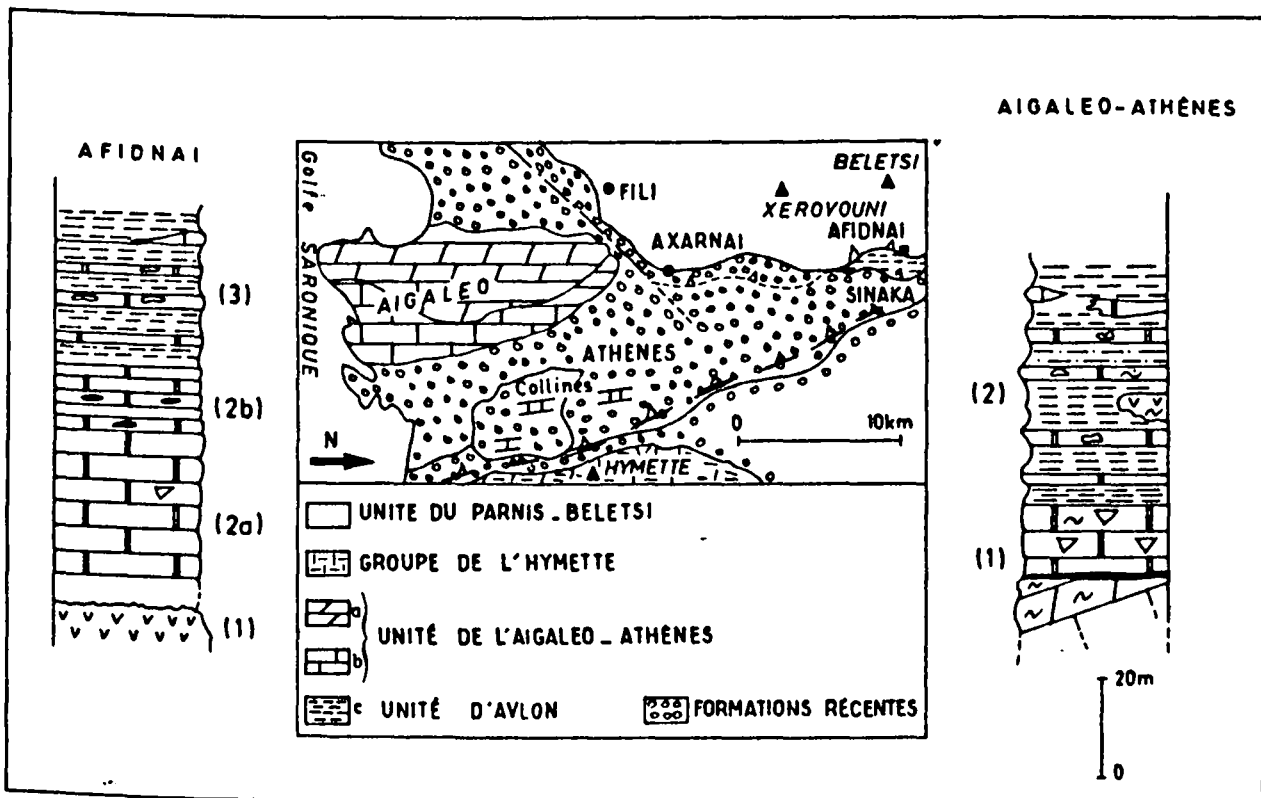


Fig. 189.- Localisation des séries d'Afidnai et d'Aigaleo - Athènes.

Pour les profils, légende dans le texte.

Unité de l'Aigaleo-Athènes : a. Calcaires marmoréens triasiques. - b. Calcaires marmoréens et schistes d'Athènes.

- nombreux minéraux opaques au milieu de clinopyroxènes altérés et de quelques plagioclases calco-sodiques ouralitisés ;
- (2) un membre carbonaté qui contient essentiellement des plages de calcite, des quartz, des feldspaths et des minéraux opaques ;
- (2a) ce membre carbonaté affleure surtout dans les monts Sinakà et Verrori, où l'on trouve des Rudistes déformés, et sur la bordure méridionale du mont Parnis, entre les localités d'Axarnai et d'Ano-Liossa ;
- (2b) la partie supérieure de la formation se présente sous la forme de calcaires rouges et blancs, marmorisés, dans lesquels apparaissent des silex étirés.

Au microscope, outre la calcite, il existe des minéraux néoformés de quartz, albite et des opaques. Ces calcaires en plaquettes affleurent sous le contact chevauchant au Sud de la localité d'Afidnai et en bordure de la voie ferrée Athènes-Thessalonique, à l'Est du mont Sinakh ;

- (3) un membre détritico-carbonaté affleurant à l'Est d'Afidnai. Il est constitué de pélites schisteuses et de pélites gréseuses à quartz et feldspaths détritiques alternant avec des micrites marmorisées et des microbrèches à ciment sparitisé. Le contenu faunistique a été examiné dans le chapitre consacré au Paléogène. Du point de vue pétrographique, les carbonates contiennent surtout de la calcite, des quartz, des feldspaths et des minéraux opaques, et les niveaux détritiques, de la chlorite, des micas blancs (phengites) et de la pyrite.

Selon toute vraisemblance, comme nous l'avons avancé (Clément et Katsikatsos, 1981), cette série est à rapprocher de l'unité structurale d'Avlon comprenant de bas en haut :

- des ophiolites ;
- des calcaires néritiques à Rudistes, du Crétacé supérieur (?) ;
- des micrites rouges à silex, du Sémonien supérieur (?) ;
- des formations flyschoides paléogènes (?) .

#### d. REMARQUES CONCERNANT LA LITHOSTRATIGRAPHIE DES SCHISTES D'ATHENES.

Comme nous l'avons fait remarquer lors de l'étude des sédiments crétacés, le métamorphisme est très léger, de type "schistes verts" (Marinos *et al.*, 1971).

Un profil d'Ouest en Est, partant du mont Aigaleo et se dirigeant vers le mont Hymette montre (fig. 189) :

- (1) un membre carbonaté qui se divise en deux sous-membres carbonatés, séparé par un niveau ferrugineux :
  - le sous-membre triasique formé de calcaire gris-blanc marmorisé, à calcite, quartz, feldspath et minéraux opaques. Dans la partie supérieure, on observe de nombreux niveaux de dolosparite de quelques centimètres d'épaisseur ;
  - le sous-membre crétacé, constitué de calcaires marmoréens gris-bleu et blancs, à sections de Rudistes (visibles près de Daphni, dans la partie méridionale de l'Aigaleo ou dans les collines d'Athènes).L'effet du métamorphisme se traduit par la recristallisation des carbonates en calcite, accompagnée de minéraux néoformés : quartz, albite, rares phyllites et minéraux opaques ;
- (2) un membre détritico-carbonaté qui est constitué surtout de pélites schisteuses et gréseuses intercalées de :
  - microbrèches à ciment sparitique, contenant divers éléments dont des latérites, des micrites marmorisées, des fragments de dolosparites, de serpentines phyllitisées, de radiolarites et de micaschistes à biotite ;

#### e. CONCLUSIONS SUR LES SERIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES D'AFFINITES PELAGONIENNES.

L'examen des différents profils d'affinités pélagoniennes nous apprend que grâce aux découvertes paléontologiques, on peut les rapprocher des différentes coupes levées dans la zone pélagonienne (*cf. supra* : Conclusions stratigraphiques ; fig. 183).

Par les comparaisons de faciès et surtout par la découverte de niveaux fossilifères métamorphisés dans le "faciès schistes verts", nous confirmons l'existence d'un métamorphisme lié à la mise en place des unités tectoniques au cours de la phase dinarique tertiaire.

#### 4. LES SERIES D'APPARTENANCE INCERTAINE LIMITROPHES AU SECTEUR ETUDIE.

Vaste péninsule s'étendant au Sud de la Grèce continentale, le Laurium est connu depuis l'Antiquité pour ses gîtes métallifères. Du point de vue géologique, depuis Lepsius (1893), différents auteurs ont contribué à la connaissance de ce secteur en essayant de le comparer aux affleurements de la région d'Athènes (Trikkalinos, 1955 ; Marinos, 1937, 1948 a ; Petraschek, 1953 ; Marinos et Petraschek, 1956 ; Leleu, 1966 ; Leleu et Neumann, 1969 ; Marinos, 1977 ; Katsikatsos, 1977).

Admis par la plupart des auteurs, le découpage de ce secteur se résume en deux séries fondamentales (Leleu, 1966) :

- la série de Kamareza ;
- la série de Plaka.

##### a. LA SERIE DE KAMAREZA.

De bas en haut on observe :

- un membre carbonaté : "les marbres  $K_3$ ". Ils constitueraient l'ensemble du sous-basement visible du Laurium. Ils se présentent sous deux aspects distincts : soit des cipolins, soit des marbres colorés gris ou roses contenant des lits calcitiques et dolomitiques vers le sommet ;

- un membre détritico-carbonaté : "les micaschistes  $K_2$ ". Leur base est variable du point de vue faciès puisqu'il existe, au contact des marbres  $K_3$ , soit des calcschistes avec des bancs de quelques centimètres de pélite, soit directement les micaschistes. Dans ces micaschistes, les minéraux de néogénèse sont des quartz, albites, chlorites, muscovites (phengites). Il semblerait qu'ils sont d'épaisseur variable ;

- un membre carbonaté : "les marbres  $K_1$ ". Leur puissance oscille entre quelques mètres et 80 m du Nord Ouest au Sud Est. Ce sont des calcaires marmoréens à cristaux de calcite et de dolomite, interrompus par des schistes fins. La quantité de sédiments détritiques au sein de la masse carbonatée subit un enrichissement du Nord au Sud du Laurium.

L'examen lithostratigraphique de cette série de Kamareza appelle une remarque : c'est que Leleu et Neumann (1969) ont placé au contact des "micaschistes  $K_2$ " et des "marbres  $K_1$ ", un niveau de prasinites dont Marinos (1977) et Katsikatsos (1977) ne signalent pas l'existence.

##### b. LA SERIE DE PLAKA.

b1. Un membre carbonaté : "les calcaires  $P_1$ ".

Il est formé de marbres gris-blanc, à horizons de calcite et de dolomite. Au sommet de ces marbres, on trouve des bancs dolomités dans lesquels sont creusés les poches karstiques minéralisées. L'épaisseur de ce membre n'excède pas 80 m.

b2. Un membre détritico-carbonaté : "les schistes  $P_2$ ".

Son épaisseur avoisine les 100 m et il est constitué de :

- schistes fins à chlorites, micas blancs (phengites ?), quartz, albite et minéraux opaques. En outre, il existe des olistolites de serpentine à épidote, zoisite, pyroxène, amphiboles vertes, amphiboles bleues (glaucofane), albite, calcite, chlorite (Kokkoros, 1955) ;

- calcaires micritiques marmorisés ;

- calcaires microbréchiques à ciment sparitisé renfermant des Foraminifères (*Coskinolina* sp., *Cuneolina* sp., Verneulinidés, Ophtalmididés, Miliolidés) du Crétacé supérieur (Leleu et Neumann, 1969). Il existe en plus quelques indices paléontologiques, datés également du Crétacé supérieur, trouvés par Marinov et al. (1971).

b3. Un membre carbonaté : "les calcaires P<sub>3</sub>".

Ce sont des marbres, à débit en plaquettes, de faible épaisseur, apparaissant surtout dans le secteur Nord du Laurium.

#### c. CONCLUSIONS SUR LES SERIES D'APPARTENANCE INCERTAINE LIMITOPHES AU SECTEUR ETUDIE.

Les séries de Plaka et de Kamareza présentent un grand intérêt car elles forment deux groupes dont la lithostratigraphie est comparable aux séries d'affinités pélagoniennes.

La présence de schistes bleus dans la série renfermant des niveaux datés du Crétacé supérieur, nous fait penser aux découvertes de fossiles crétacés-paléogènes dans le massif de l'Ossa (Derycke et Godfriaux, 1978 ; Godfriaux et Pichon, 1980).

### TROISIEME CHAPITRE

## CONCLUSION A L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS METAMORPHIQUES

L'analyse lithostratigraphique succincte de quelques profils appartenant à la partie orientale de notre secteur d'étude nous apprend que :

- le (ou les) métamorphisme(s) reste(ent) toujours dans le "faciès schistes verts" ;
- la comparaison avec des séries connues est envisageable pour toutes les unités recouvrant tectoniquement les groupes du Pentelique, d'Ekali et de l'Hymette. En effet, à chaque niveau identifié paléontologiquement ou à chaque succession lithostratigraphique découverts dans l'ensemble métamorphique, il est aisé de faire correspondre une série particulière de la zone pélagonienne. Il est toutefois intéressant de noter que pour les séries du Laurium, nous proposons de les rattacher à la bordure interne de la zone pélagonienne en soulignant que cette interprétation est basée sur la découverte de niveaux calcaires du Crétacé supérieur dans des formations flyschoides ;
- l'âge du métamorphisme est tertiaire et il est vraisemblablement lié à l'édification du dispositif tectonique des zones internes.

Comme nous venons de le voir, le faciès métamorphique est particulièrement monotone et nous ne possédons pas d'indice de plusieurs phases de métamorphismes.

Les schistes ocellés (vraisemblablement d'âge paléozoïque) se trouvent à la base de la série pélagonienne, sous la masse de carbonates rapportée au Trias. Dans ces schistes ocellés, il apparaît des niveaux à grenats en relation avec des venues volcaniques.

Les calcaires sont transformés en cipolins renfermant de grandes plages de calcite et quelques albites de néogénèse.

Dans les couches de Panaktos, d'appartenance incertaine, nous ne trouvons pas de minéraux particuliers et il est à noter que le degré de transformation de la série est assez faible.

Dans les séries rapportées à la zone pélagonienne, nous avons noté qu'il pouvait exister des niveaux datés du Trias, du Crétacé et paléogène, et que le rapprochement avec des horizons connus appartenant à la zone pélagonienne est tout à fait possible.

Dans tous les profils examinés ci-dessus, la nature des paragenèses reste dans le faciès "schistes verts" à quartz, albite, actinote, chlorite et micas blancs (phengites ?).

Le seul indice d'un métamorphisme très ancien est souligné par la présence, dans les formations versicolores non métamorphiques du Carbonifère supérieur, de galets de granites et de micaschistes à deux micas (Guernet, 1971 ; Clément, *cf. supra* : Conclusions sur le Paléozoïque).

L'épisode de granitisation et de métamorphisme paléozoïque sont désormais connus dans la zone pélagonienne et devraient appartenir à la limite Dévono-Carbonifère (Marakis, 1970 ; Yarwood et Aftalion, 1976 ; Ferrière, 1982, en Thessalie ; Kunst et Kreuzer, 1982, dans l'île d'Ios). Il se constitue alors un socle aux Hellénides que nous avons rattaché à la bordure septentrionale du Gondwana.

S'agissant du métamorphisme accompagnant la phase tectonique paléohellénique, tel que l'ont décrit Bavay et Bavay (1980) et Maluski *et al.* (1981) en Eubée, nous n'avons pas réussi à le mettre en évidence.

Il semble que les phénomènes métamorphiques qui ont transformé les différentes séries de notre secteur sont plutôt liés aux événements tectoniques tertiaires et plus vraisemblablement, aux grands bouleversements structuraux générés par la phase tangentielle dinarique.

*Remarque générale* : dans l'île d'Eubée toute proche, les âges obtenus par mesures radio-métriques sur les glaucophanes (Maluski *et al.*, 1981) indiquent un métamorphisme de "type schistes bleus" entre 40 et 45 MA, c'est-à-dire que leur formation peut être liée également à la phase de mise en place des zones internes.

**QUATRIEME PARTIE**

INTRODUCTION

# **TECTONIQUE**

- ANALYSE TECTONIQUE DES  
DIFFERENTES ZONES ISOPIQUES
- TECTONIQUE DES TERRAINS  
METAMORPHIQUES





## PREMIER CHAPITRE

### INTRODUCTION

#### A. HISTORIQUE SUCCINCT.

Je ne rapporterai ici que les faits majeurs ayant participé à l'évolution des idées tectoniques relatives aux Hellénides. Une approche bibliographique détaillée est traitée dans un article (Brunn *et al.*, 1977) du VI<sup>e</sup> Colloque sur les régions égéennes, dans lequel (BC-JD) avons essayé de rapporter les hypothèses ayant modifié les conceptions tectoniques générales des Hellénides.

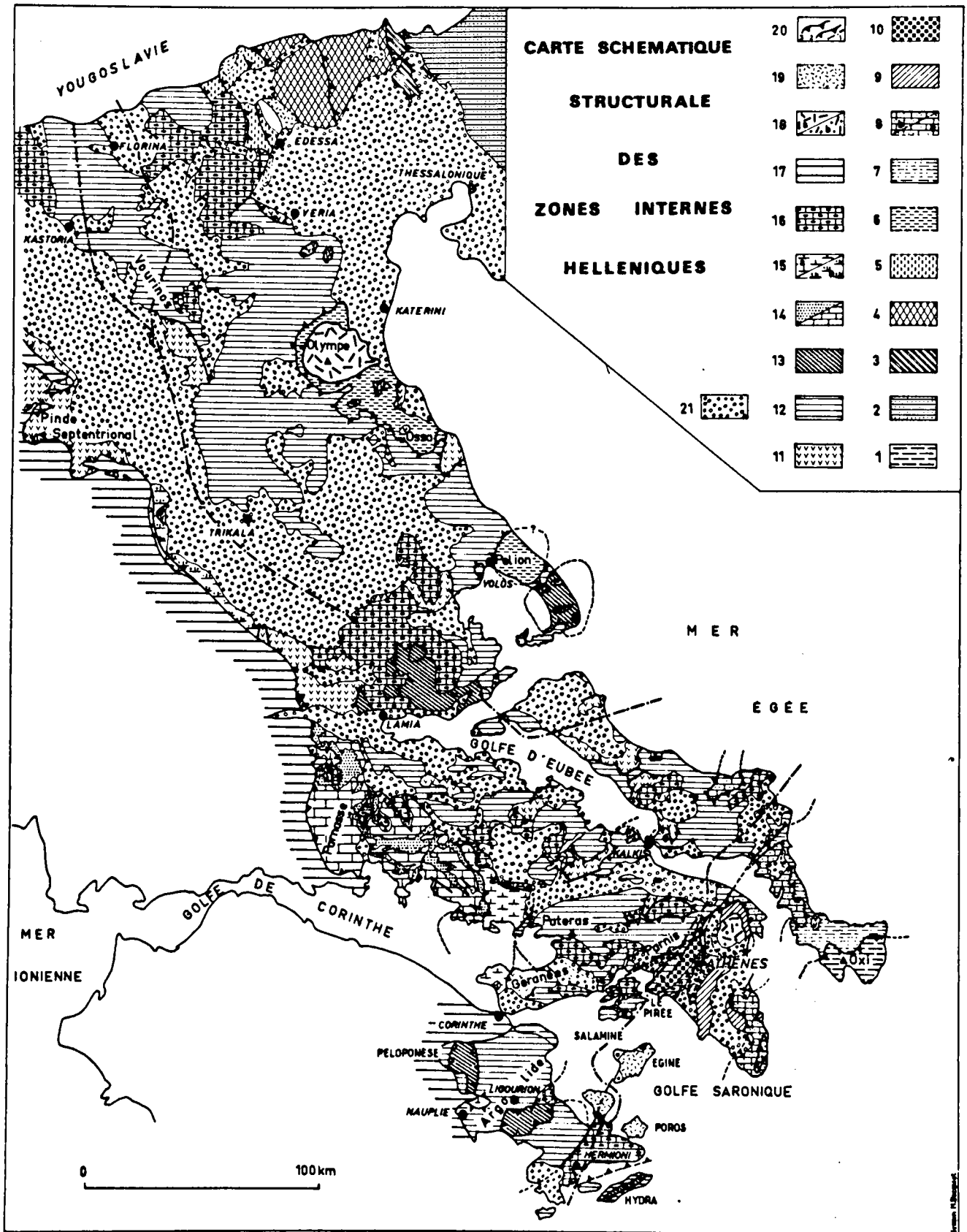
Les travaux portant sur la tectonique furent relativement nombreux et les résultats d'importance locale se rapportant à notre secteur d'étude seront cités dans le texte ci-après.

C'est à Philippson (1890-1897-1898) que l'on doit la "Carte Tectonique de l'Egée" qui figure les traits structuraux majeurs de l'édifice hellénique. Ce document préfigure le découpage en zones "isopiques-tectoniques" qui sera utilisé par la suite par différents auteurs (Kossmat, 1924 ; Bourcart, 1925 ; Kober, 1929 ; Renz, 1940).

Lepsius (1893), en Attique, bien qu'il ne figurât pas de contacts anormaux, propose de découper l'édifice hellénique en unités stratigraphiques qui seront par la suite comme des unités structurales indépendantes.

S'appuyant sur les travaux du IX<sup>e</sup> Congrès géologique international de Vienne, Toula (1904) dresse une carte tectonique des Balkans sur laquelle on lit les traits structuraux majeurs de la péninsule balkanique, présageant les liaisons Dinarides-Hellénides.

Dans une synthèse très audacieuse pour l'époque, Kober (1929) propose de diviser les Hellénides en trois grands domaines structuraux qui sont d'Ouest en Est : les Externides, les Métamorphides et les Internides, ces dernières étant charriées sur les secondes, ce qui avait pour conséquences de faire apparaître des fenêtres tectoniques composées de terrains métamorphiques dans un domaine sédimentaire. Mais en 1952, ce même auteur, devenu sceptique à propos de son hypothèse allochtoniste, modère sa proposition en enracinant les Métamorphides désignées Centralides et encadrées de deux sutures ophiolitiques (E. R. O. et I. R. O.).



Renz (1940), guidé par la première hypothèse de Kober, propose une carte tectonique sur laquelle figure la "fenêtre d'Attique-Cyclades" chevauchée par la zone Est-hellénique, au sein de laquelle il existe les Massifs Pélagoniens.

Suite à la publication de la carte structurale des Hellénides (Aubouin *et al.*, 1973), différents travaux de synthèse ont été publiés et par la suite, des modifications ont été apportées surtout dans les zones internes (Aubouin *et al.*, 1970, 1974, 1977 ; Fantinet *et al.*, 1977 ; Jacobshagen *et al.*, 1978). Des tentatives de comparaison des différents ensembles structuraux entre les Hellénides et les Taurides ont été essayées, particulièrement dans les zones internes, mais cette démarche à trop petite échelle doit être révisée en permanence à la lumière des travaux récents dans les secteurs internes et les Cyclades. Certains auteurs (Dürr *et al.*, 1978 ; Jacobshagen *et al.*, 1978) ont proposé une vaste fenêtre d'Attique-Cyclades et du Mendère, faisant apparaître des zones externes au sein des zones internes métamorphisées. L'analyse des bordures de la fenêtre d'Attique-Cyclades, en Attique particulièrement (Clément, 1976 ; Katsikatsos, 1977 ; Clément et Katsikatsos, 1981), montre des unités à affinités pélagoniennes reposant sur l'ensemble métamorphique basal. Les interprétations structurales fondées sur des analyses microtectoniques et métamorphiques dans les zones internes, sont résumées dans Vergely (1977) qui propose une zone pélagonienne métamorphique séparée d'une zone pélagonienne non métamorphique par la zone maliaque. En Béotie, l'existence de ce modèle est mise en doute par la présence d'une plate-forme unique qui s'étend du Parnasse au Pélagonien pendant toute la période du Trias au Dogger.

Après avoir proposé, dans Brünn *et al.* (1977), un diagramme montrant l'empilement d'unités pélagoniennes sur les groupes métamorphiques d'Ekali et du Pentelique, j'ai recensé toutes les informations structurales concernant les zones internes dans la figure 190 parue dans Dercourt *et al.* (1980). Dans une publication portant sur la zone pélagonienne, Celet et Ferrière (1978) ont donné les différentes étapes de l'évolution structurale de cette zone.

Reprenant les données stratigraphiques, tectoniques, magmatiques et géodynamiques de la période paléotectonique, Jacobshagen *et al.* (1976) a proposé de définir une "phase paléohellénique" dans les zones internes.

Nous compléterons l'historique des découvertes tectoniques dans le prochain chapitre consacré à la Géodynamique.

Fig. 190.- Carte structurale schématique des zones internes helléniques (d'après Clément *in* Dercourt *et al.*, 1980, modifié).

1. Unité de l'Oxi. - 2. Zone serho-macédonienne. - 3. Zone de Peonias. - 4. Zone de Paikon. - 5. Zone d'Almopias. - 6. Unité de l'Ossa. - 7. Unité de Stepa. - 8a. Unité d'Almyropotamos. - 8b. Complexe du Laurium. - 9. Unité d'Ekali-Hymette (?). - 10. Unité de l'Algaleo-Athènes. - 11. Unité d'Avlon (Kokkinovrachos). - 12. Zone pélagonienne non métamorphique. - 13. Zone maliaque. - 14. Zone du Parnasse : a. Carbonates ; b. Flysch. - 15. Zone béotienne. - 16. Crétacé transgressif et Tertiaire. - 17. Zone externe. - 18a. Zone du Gavrovo. - 18b. Zone à affinités externes métamorphisées. - 19. Volcanisme récent. - 20 : 1. Limite du métamorphisme ; 2. chevauchements précoces ; 3. Chevauchements tertiaires. - 21. Dépôts molassiques et formations tertiaires-quatérnaires.



## DEUXIEME CHAPITRE

# ANALYSE DES DOCUMENTS AERIENS

### 1. HISTORIQUE SUCCINCT (+)

L'exploitation géologique des données fournies par la télédétection en Méditerranée moyenne et orientale est relativement récente puisque les premiers travaux généraux en ce domaine datent de l'année 1977 (I. F. P. - C. N. E. X. O. d'une part et Kronberg et Gunther d'autre part). Cependant, des documents aériens pour des travaux ponctuels, en particulier dans le domaine de l'Hydrogéologie, avaient déjà été utilisés dans le Nord de la Grèce, en Thrace (Levêque, Maurin *et al.*, 1972), en Crète (Levêque, 1976) et en Grèce continentale méridionale (Gros, Levêque *et al.*, 1976). Par la suite, différents auteurs s'intéressent à des secteurs particuliers de la Grèce en utilisant la télédétection comme un outil de la géologie structurale (en Béotie : Clément et Maurin, 1975 ; en Béotie, Locride, Phocide : Clément et Gros, 1976 ; en Phocide et en Béotie : Soubourou, 1976 ; en Crète : Angelier et Bonneau, 1976 ; en Thessalie méridionale, Phtiotide, Locride : Ferrière et Wigniolle, 1980). Focas (1979) a dressé une carte au 1/1 000 000e de la Grèce et de l'Egée à partir des images Landsat 1, qui est le premier document synthétique brut sur lequel il a été reporté, "des linéaments", des limites stratigraphiques, des contacts anormaux et des anomalies photographiques (nuages, linéaments possibles ?...).

### 2. INTERPRETATION DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES OBTENUES PAR LE SATELLITE LANDSAT 1.

---

(+) Il ne sera pas traité de cartes photogéologiques noir et blanc qui n'ont pas été mises à ma disposition dans le secteur étudié.

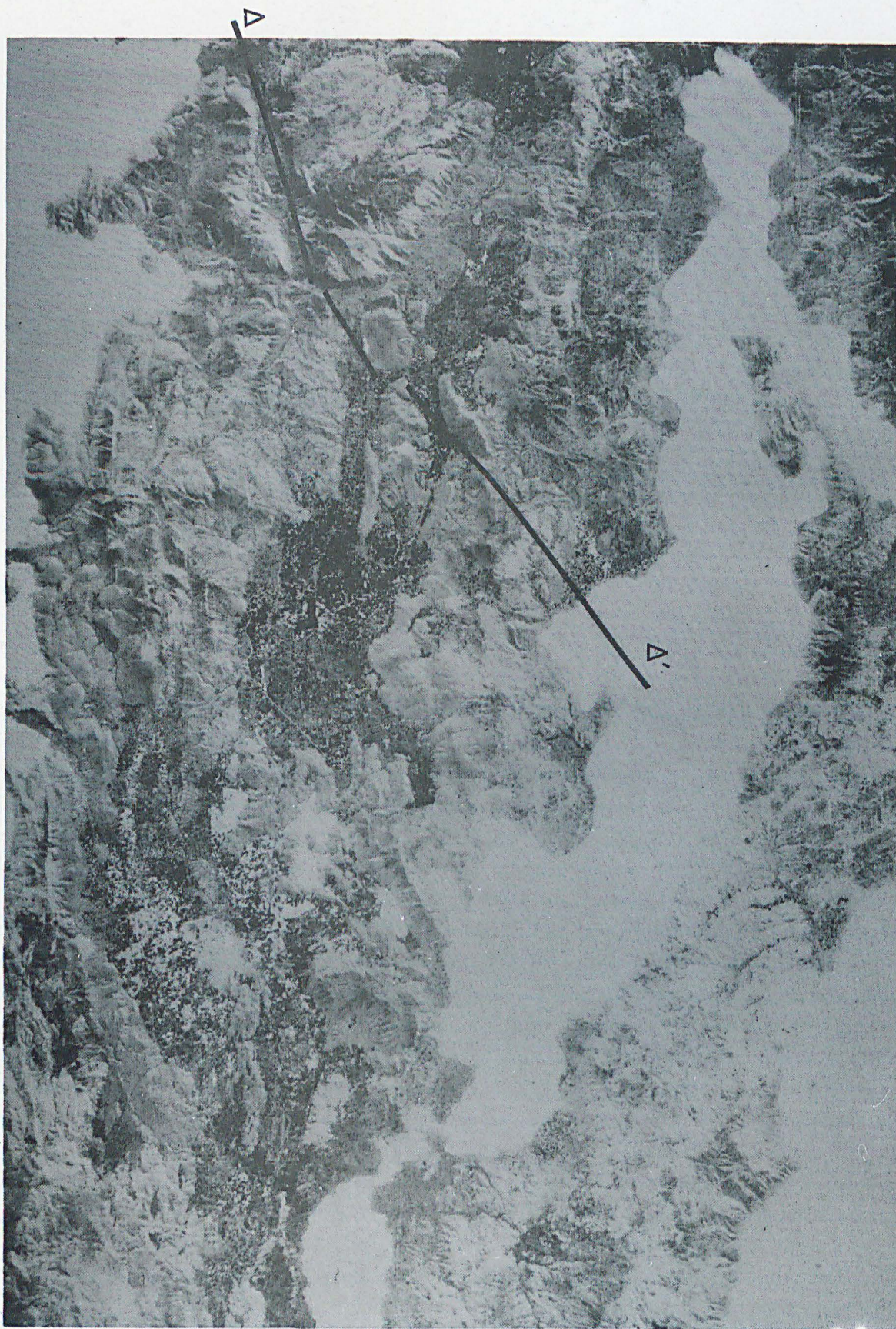


Fig.191. Négatif du cliché satellite Landsat.

a. METHODE UTILISEE.

Les clichés employés ont été pris par le satellite Landsat 1, le 18 novembre 1972. Nous avons utilisé les documents obtenus dans les canaux 5 et 7 dont les longueurs d'ondes s'échelonnent entre 0,6 et 0,7  $\mu\text{m}$  pour le premier et 0,8 et 1,1  $\mu\text{m}$  pour le second. L'examen des documents photographiques s'avère assez délicat car ils contiennent des données brutes qu'il faut le plus souvent confronter à la photo aérienne et comparer à la cartographie structurale au sol. Pour les détails techniques, il existe un bon résumé des principes et méthodes de la télédétection dans le D. E. A. de Focas (1979).

L'analyse d'une région par cette méthode consiste à relever tous les linéaments ou alignements au sens large apparaissant sur les documents photographiques mais une des difficultés majeures réside dans la sélection d'éléments qui relèvent de la géologie en pays peu couvert (hydrographie, morphologie, lithologie, accidents structuraux divers, phénomènes volcaniques, etc...), mais il est clair que l'image fournie par le satellite Landsat 1 renferme des alignements parasites que nous devons suspecter et rejeter (nuages, routes bordées d'arbres, canaux, piste d'aviation, végétation, etc...). La notion de linéaments et sa signification, contestées par certains géologues, demeurent très délicates à manipuler. Cette notion ne doit jamais être utilisée sans un support cartographique précis.

b. ANALYSE STRUCTURALE D'UNE PARTIE DE LA BEOTIE, DE LA LOCRIDE ET DE LA PHOCIDE.

Ce paragraphe est le résumé des travaux effectués en collaboration avec le laboratoire de Radiogéologie et de Géologie Appliquée de l'Université de Bordeaux I (fig. 191).

Nous avons étudié (Clément et Gros, 1978) un secteur situé en Grèce continentale, au Nord du golfe de Corinthe, depuis la chaîne du Parnasse à l'Ouest jusqu'au Nord de l'Attique à l'Est, soit de 22° 24' à 23° 35' de longitude Est. Cette région correspond au bassin versant de la rivière Kifissos, limité par les chaînes du Kallidromon au Nord et par celles du Parnasse et de l'Helicon au Sud, et à la bordure côtière de ces massifs sur le golfe de Corinthe : baies d'Itéa et d'Antikira. Ce bassin versant, qui n'a pas de débouché direct sur le golfe d'Eubée, se termine par la plaine de Copais, probablement de même âge que les lacs Yliki et Paralimni (fig. 192).

L'analyse comparée des linéaments et de la répartition des principaux ensembles sédimentaires et structuraux conduit à privilégier trois types d'informations vérifiées sur le terrain par l'établissement d'une carte structurale :

- les cassures post-nappes (néotectonique) ;
- les structures synclinales à coeur de flysch tertiaire (formées postérieurement au Paléocène) ;
- les chevauchements majeurs et les structures associées (tectonique tangentielle post-Lutétien supérieur) ;

Fig. 191.- Légende du cliché satellite Landsat II, du 23 août 1980 à 9h 45.

Le document ci-contre m'a été fourni par Monsieur P.C. Levêque du laboratoire de géologie appliquée de Bordeaux. Il est de meilleure qualité que celui qui m'a servi à dresser la carte (fig. 192).



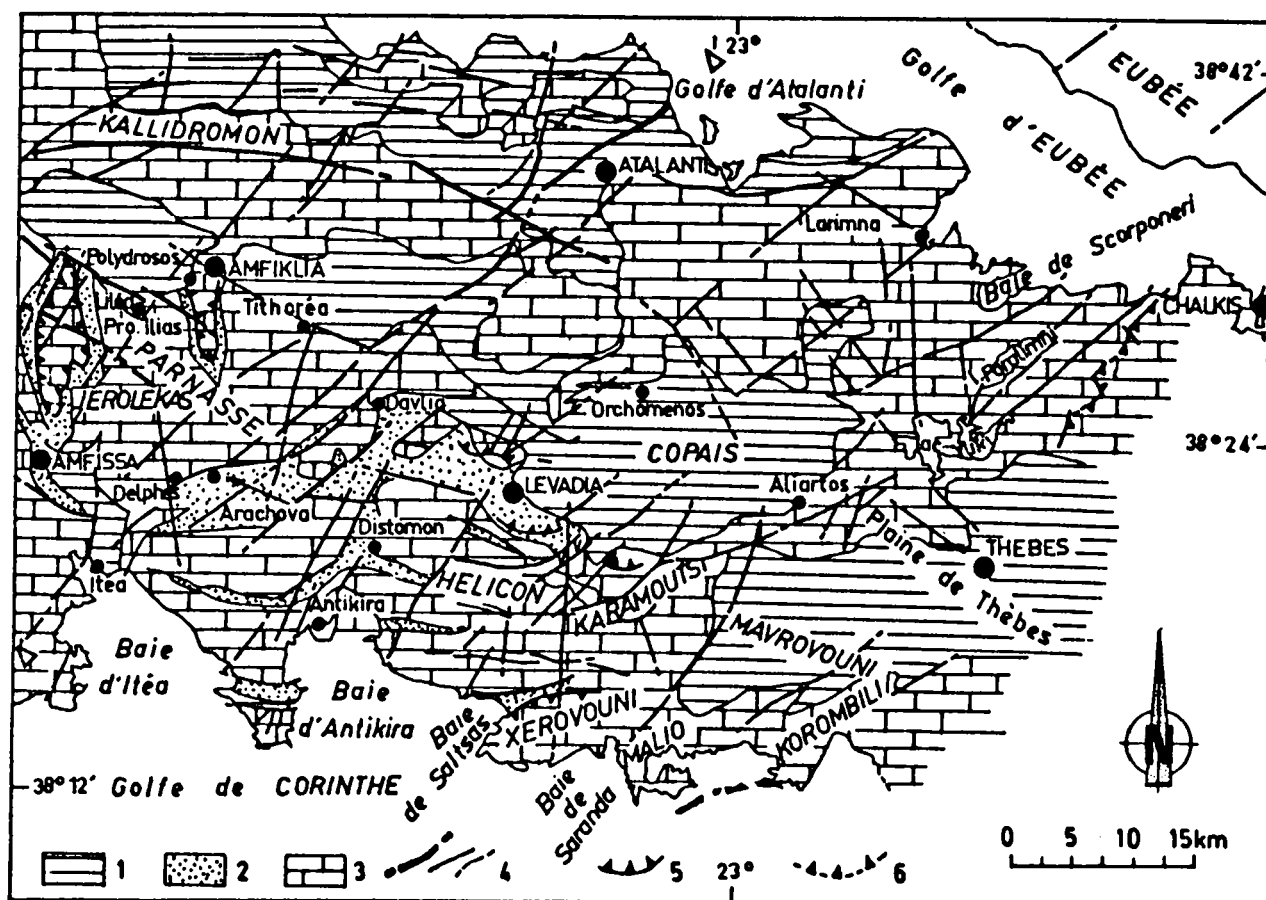


Fig. 192.- Carte schématique interprétative des linéaments tirés de l'examen du cliché Landsat 1.

1. Formations récentes. - 2. Flysch paléocène parnassien. - 3. Séries carbonatées, radiolaritiques et ophiolitiques des zones parnassienne, béotienne et pélagonienne. - 4. Contacts anormaux visibles et non interprétés. - 5. Chevauchements nets interprétés. - 6. Chevauchement supposé.

- les décrochements anté-néogènes.

bi. Les structures post-nappes.

La multiplicité des failles verticales normales, de direction WNW-ESE, provoque la formation de fossés d'effondrement remplis de sédiments néogènes ou de décrochements en escaliers, jalonnés par de grands escarpements bien visibles entre le massif du Kallidromon et le golfe d'Eubée, au Nord du massif du Parnasse et de la plaine du Kifissos et sur la bordure septentrionale du golfe de Corinthe.

La morphologie du lac Paralimni et le modelé de la côte méridionale du golfe d'Eubée sont dominés par cette direction structurale SW-NE. Le rejet de ces failles varie généralement de quelques dizaines de mètres, comme dans le lac Copais, ou à quelques centaines de mètres, comme dans le massif du Kallidromon et le golfe d'Eubée.

Par ailleurs, nous avons pu observer l'existence d'une direction importante notée  $\Delta\Delta'$  qui, partant de la plaine d'Itéa, traverse le secteur étudié en empruntant le couloir de flysch de Delphes à Arachova et se dirige vers le golfe d'Atalanti en passant par la dépression de Davlia qui sépare nettement les massifs du Parnasse à l'Ouest et celui de l'Helicon à l'Est. Si l'on

prolonge cette direction  $\Delta\Delta'$  vers le Nord, on s'aperçoit qu'elle coupe l'île d'Eubée au niveau d'une dépression remplie de Néogène et de Quaternaire, longe les îles de Skiathos et d'Alonissos, pour venir border la fosse Nord-anatolienne dans la mer Egée (Mac Kenzie, 1977).

#### b2. Les chevauchements majeurs et les structures associées.

Les différences d'intensité de réflectance des affleurements et de leurs altérations ne sont pas toujours significatives du type de dispositif structural considéré. Ainsi, le front de chevauchements de la zone pélagonienne au contact des zones béotienne ou du Parnasse n'est pas toujours décelable avec netteté.

En revanche, le contraste entre les affleurements absorbants du flysch et la série calcaire allochtone plus réfléchissante, permet de distinguer les sous-ensembles suivants :

- la nappe du Jerolekas repose sur le flysch du Parnasse dans un couloir s'étendant de Liléa à Amphissa ;
- le front de la nappe pélagonienne déborde sur les radiolarites et le flysch appartenant à la zone béotienne, l'ensemble chevauchant le flysch du Parnasse au Nord de Levadia.

Des klippes ayant la même signification que la nappe du Jerolekas surmontent le flysch du Parnasse entre Davlia, Levadia et Aliartos :

- le débordement de la semelle néritique du flysch béotien sur le flysch parnassien apparaît clairement, ce dernier étant plus réfléchissant dans le mont Tsouma Danili au Nord du golfe de Corinthe ;
- le chevauchement des unités internes pélagoniennes constituées de calcaires triasico-liasiques sur les unités à ophiolites très absorbantes, est bien visible à l'Est des lacs Ylikí et Paralimní. Sur le cliché, son tracé apparaît discontinu car il est haché par de petites failles verticales liées aux grandes directions post-nappes ;
- la limite entre le flysch pélagonien et le flysch du Parnasse ne se marque pas car nous sommes dans un domaine assez absorbant et pas différencié.

#### b3. Les structures synclinales à coeur de flysch tertiaire.

Grâce au contraste qui existe entre le flysch et les calcaires, il apparaît deux directions principales des axes synclinaux :

- une direction Nord-Sud pour le massif du Parnasse avec le synclinal de flysch s'étendant d'Amphissa à Gravia et celui de Polydrossos au "livadies" d'Arachova ;
- une direction Est-Ouest dans le massif de l'Helicon avec les petits synclinaux faillés de la partie septentrionale du golfe de Corinthe, les synclinaux de Kiriaki, de Zerikia et de la bordure Nord de la chaîne de l'Helicon.

La séparation entre ces deux entités structurales est matérialisée par la direction  $\Delta\Delta'$

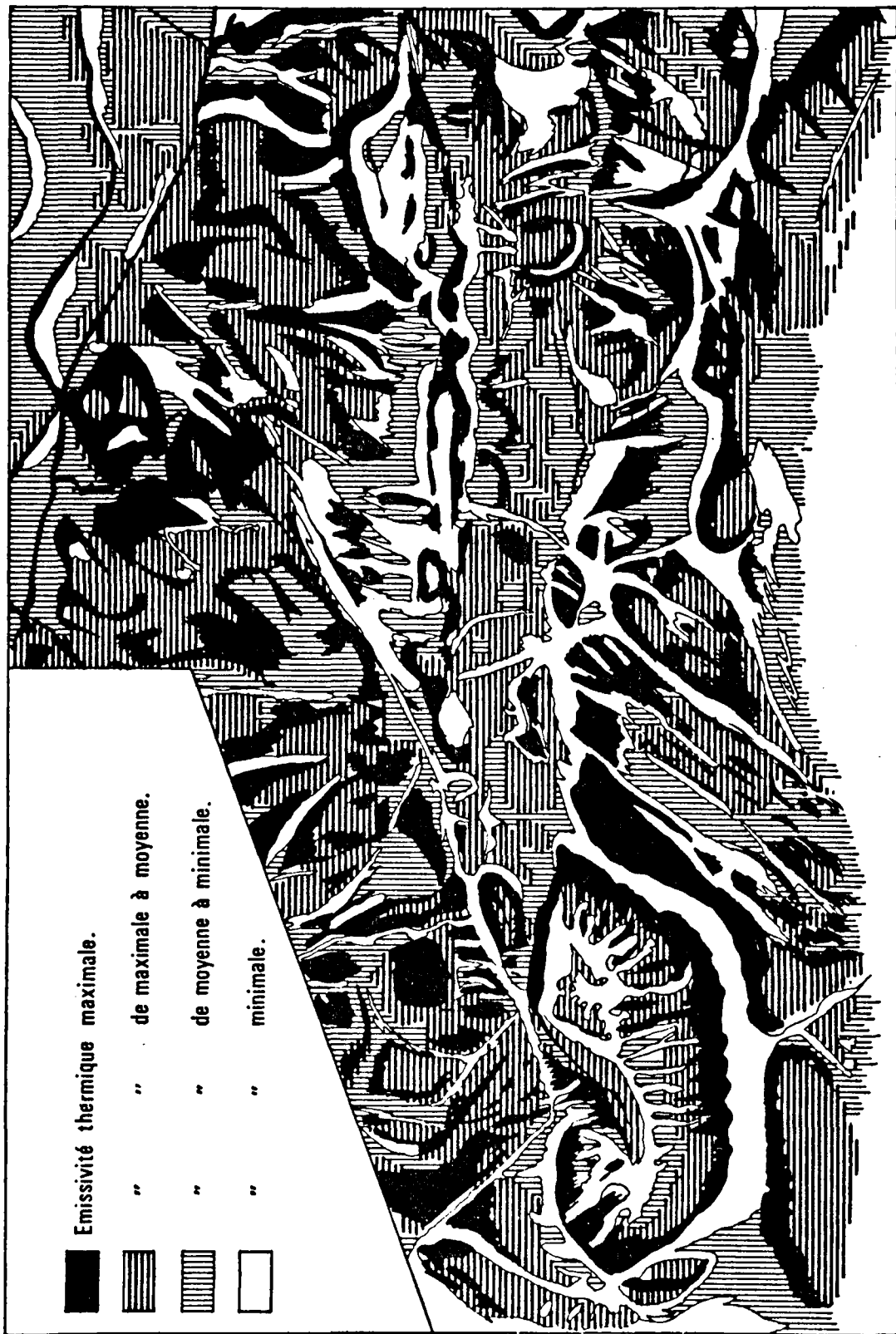


Fig. 193.- Carte interprétative des émissivités infrarouges tirée de Clément et Maurin (1975).  
Légende sur la figure.

### c. CONCLUSION A L'ETUDE DES DOCUMENTS LANDSAT 1.

L'analyse des documents transmis par le satellite Landsat 1 et la confrontation des résultats obtenus avec les documents cartographiques levés suivant les méthodes traditionnelles, nous ont permis de préciser les limites des différents ensembles lithologiques et structuraux. Ainsi, on identifie aisément la zone du Parnasse par les séries mésozoïques carbonatées formant de lourds anticlinaux entrecoupés de bassins synclinaux de flysch tertiaire. Au coeur de ces bassins de flysch, on distingue sur le document des klippes très importantes de calcaires mésozoïques pélagoniens qui viennent chevaucher la zone du Parnasse au mont Jerolekas, à Profitis Ilias et dans le mont Tsouma Danili, pour les zones les plus démonstratives.

En revanche, la séparation entre les massifs ophiolitiques et les formations récentes (Néogène et Quaternaire) demeure plus délicate. En effet, dans les canaux 5 et 7, les caractéristiques de réflectance de ces différents terrains sont très voisines.

Le réseau des cassures récentes, orientées généralement Nord-Sud, Nord Ouest, Est-Ouest et Sud Est, apparaît très nettement sur la bordure Nord du golfe de Corinthe, dans la région des lacs thébains, Yliki et Paralimni et sur la bordure Sud du golfe d'Eubée. Au Nord des massifs du Kallidromon, du Parnasse (vallée du Kifissos) de grandes failles séparent ces massifs des fossés d'effondrements remplis d'épaisses formations néogène et quaternaire.

Il convient de dire que cette méthode d'analyse permet surtout de séparer des ensembles structuraux bien contrastés du point de vue réflectance et repérer des directions privilégiées qui peuvent être l'indice d'accident profond important.

### 3. INTERPRETATION DE THERMOGRAPHIES CONFRONTEES A DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES EN COULEURS INFRAROUGES.

Ce paragraphe est extrait d'une publication que j'ai faite en 1975 en collaboration avec Catherine Maurin, alors membre de l'équipe du laboratoire de Radiogéologie de l'Université de Bordeaux I.

#### a. METHODES UTILISEES.

Pour ce qui concerne les principes, les méthodes, les appareillages et leurs limites d'application en géologie, on lira avec intérêt la thèse de troisième cycle de Soubouroux (1976).

Les photographies aériennes infrarouges consistent en un décalage du spectre lumineux vers le rouge, prolongeant ainsi le domaine d'exploration du proche infrarouge jusqu'à 1  $\mu$ m avec la couche de gélatine du filon sensible au rouge. On sait par ailleurs que le pouvoir réflecteur du sol peut varier notablement dans le proche infrarouge selon sa teneur en eau et les différents types de végétation, en fonction de leur degré de métabolisme donnant des réponses bien différenciées dans ce domaine du spectre.

Les thermographies sont issues de clichés réalisés par un appareil "cyclope" (mis au point par la Société Anonyme de Télécommunication) qui est un détecteur enregistrant uniquement les

radiations émises par le sol. Le document obtenu est un film noir et blanc sur lequel sont restituées les émissions électromagnétiques terrestres dans la bande de longueurs d'ondes comprises entre 3,5 et 4  $\mu\text{m}$  correspondant à une fenêtre de bonne transmission atmosphérique. La mission aérienne a été effectuée en avril 1973, entre 1 et 5 heures locales, pour éviter une perturbation nuisible due au rayonnement solaire.

b. APPLICATION DE CETTE METHODE A UN SECTEUR SITUE ENTRE LES LOCALITES DE THEBES ET DE LEVADIA EN BEOTIE.

Les clichés thermographiques sont à l'origine de la figure 193, sur laquelle les émissivités thermiques, classées en quatre groupes (légende sur la figure), ont été schématisées.

Ce qui est frappant, c'est l'existence de zones froides où passent des accidents tectoniques :

- la "klippe" du mont Karamoutzi ;
- la klippe de Paleothiva ;
- les anticlinaux faillés d'Ayos Nikolaos et de Petra ;
- le front de chevauchement pélagonien du mont Koursouresa ;
- les accidents verticaux bordant la chaîne du Zagora.

D'autres secteurs à émissivités thermiques minimales ne peuvent être expliqués du point de vue structural, mais seulement par la présence d'eau dans les sédiments. En effet, au Nord de la route Levadia-Thèbes, on trouve l'ancien lac Copais qui est une réserve d'eau naturelle et à l'Ouest de la figure, il affleure des formations flyschoides (flysch pélagonien et flysch béotien) qui doivent recéler de l'eau à une faible profondeur.

Si l'on examine de plus près le mont Karamoutzi, on s'aperçoit qu'il se détache nettement par la bordure froide de sa base et la température plus élevée de ses versants. Ce phénomène est caractéristique de la présence de reliefs bien individualisés : l'ensoleillement inégal des versants et des fonds de vallées provoque une absorption d'énergie, donc une émission électromagnétique inégale des matériaux selon leur position topographique.

Néanmoins, une anomalie d'émission électromagnétique aussi nette ne peut s'expliquer entièrement qu'en considérant la réactivité thermique propre des affleurements : le massif du Karamoutzi est constitué de calcaire qui est en contact anormal sur du flysch gréseux et des calcaires à silex accompagnés de radiolarites. Ces deux formations apparaissent en ceinture froide autour de la masse de calcaire plus chaude. On peut expliquer la température élevée de ce dernier par sa plus grande conductibilité thermique (en fin de nuit en effet, les éléments ayant la plus grande inertie thermique possèdent le rayonnement électromagnétique le plus intense). Dans le cas du calcaire du massif du Karamoutzi, cette dernière est due soit à la présence d'eau, soit à une porosité et un indice de vide beaucoup plus faible, ces critères de teneur en eau ou de compacité n'ayant qu'une valeur relative entre plusieurs formations.



En bref, cette image thermique bien différenciée par la ceinture froide autour du massif est un argument essentiel pour affirmer que le massif du Karamoutzi est allochtone sur les formations de flysch et sur les calcaires recristallisés.

Au Nord Ouest du mont Karamoutzi, il existe une anomalie d'émissivité sensiblement SSW-NNE qui traverse le secteur de Koronia pour se diriger vers le lac Copais. Nous remarquons que cette direction est à peu près parallèle celle mise en évidence dans la région d'Itea-Delphes-Davlia. Mais ici, nous ne pouvons donner une explication structurale à cette anomalie qui traduit peut-être l'existence d'un accident profond.

#### 4. CONCLUSION A L'ETUDE DES THERMOGRAPHIES ET DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES INFRAROUGES.

La confrontation des résultats apportés par la télédétection infrarouge et par la carte structurale nous a permis de préciser un certain nombre d'éléments de détails mais fondamentaux quant à l'histoire tectonique de la région. C'est ainsi que le massif du Karamoutzi peut être considéré désormais comme une vaste klippe sédimentaire de calcaires triasico-liasiques appartenant à la semelle du flysch béotien. L'emploi de ces deux méthodes conjuguées permet de localiser avec précision des accidents tectoniques invisibles sur le terrain, soit en raison d'un mimétisme lithologique, soit parce que le contact ou les limites sont masqués par des placages d'éboulis ou des dépôts superficiels récents. Dans l'un et l'autre cas, il a été possible de tracer des contacts anormaux. Cette complémentarité a toutefois des limites : c'est ainsi que les accidents tectoniques profonds ou les discontinuités pétrographiques, sous une couverture sédimentaire apparemment peu bouleversée, doivent être interprétés avec prudence à la lumière du contexte régional.

#### 5. CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DE LA TELEDETECTION.

L'examen des documents Landsat, les thermographies et les photos aériennes infrarouges présentent un grand intérêt dans l'approche structurale d'un secteur.

Considérée comme un outil, la télédétection est l'auxiliaire indispensable des études microstructurales de terrains et des données géophysiques ; pour ma part, je me suis borné à confronter les informations structurales obtenues par la cartographie. Deux faits importants m'ont été fournis par la comparaison des différentes méthodes :

- la possibilité de diverticulation tectonique du massif de Karamoutzi. Cette observation est discutable puisque l'observation directe sur le terrain ne fournit pas d'indice en faveur de cette constatation ;

- le grand décrochement  $\Delta\Delta'$  qui se lit bien sur le document photographique. Ce décrochement senestre peut expliquer partiellement le changement de direction de l'axe des plis dans le massif de l'Helicon (cf. *infra* : Tectonique de la zone du Parnasse).



## TROISIEME CHAPITRE

# TECTONIQUE DE LA ZONE DU PARNASSE

La zone du Parnasse, située à l'extrémité occidentale de notre secteur, est limitée sur ses bordures orientale et septentrionale par le chevauchement frontal de la zone béotienne qui est elle-même recouverte tectoniquement par la zone pélagonienne (fig. 194).

### 1. HISTORIQUE.

La tectonique de la chaîne du Parnasse est caractérisée par "l'interférence de plis et d'accidents chevauchants d'une part et de failles d'effondrement d'autre part" (Celet, 1962). Cette définition s'applique bien à cette zone dont l'agencement structural tranche nettement sur celui de la zone du Pinde à l'Ouest qui est découpée en écailles tectoniques (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1964) et les zones béotienne et pélagonienne, à l'Est et au Nord Est, diverticulées tectoniquement en unités structurales (Clément, 1976 ; Celet et Ferrière, 1980). Neumayr (1890 b) fut le premier à proposer une coupe de cette zone qui n'a pas été retenue car elle s'appuyait sur des repères stratigraphiques erronés. Il faut attendre Renz (1928) pour avoir le premier indice de charriage de la zone du Parnasse sur la zone du Pinde vers l'Ouest ; puis ce fut Nöth (1931) et de Lapparent (1935) qui apportèrent quelques précisions sur des accidents tectoniques majeurs et enfin, Celet (1957-1962, 1977) et Papastamatiou (1958-1962) présentèrent des analyses structurales importantes sur cette zone. C'est ainsi que Celet (1962), dans sa thèse, a donné de nombreuses coupes sérieées précisant le style tectonique de la chaîne du Parnasse. Les grandes articulations structurales de la chaîne de l'Helicon à l'Est de celle du Parnasse ont été définies par Celet et Clément (1969). Papastamatiou *et al.* (1971) ont publié une interprétation structurale de la région de Levadia. Par la suite, plusieurs publications ont porté sur les rapports tectoniques entre la zone du Parnasse et les zones limitrophes :



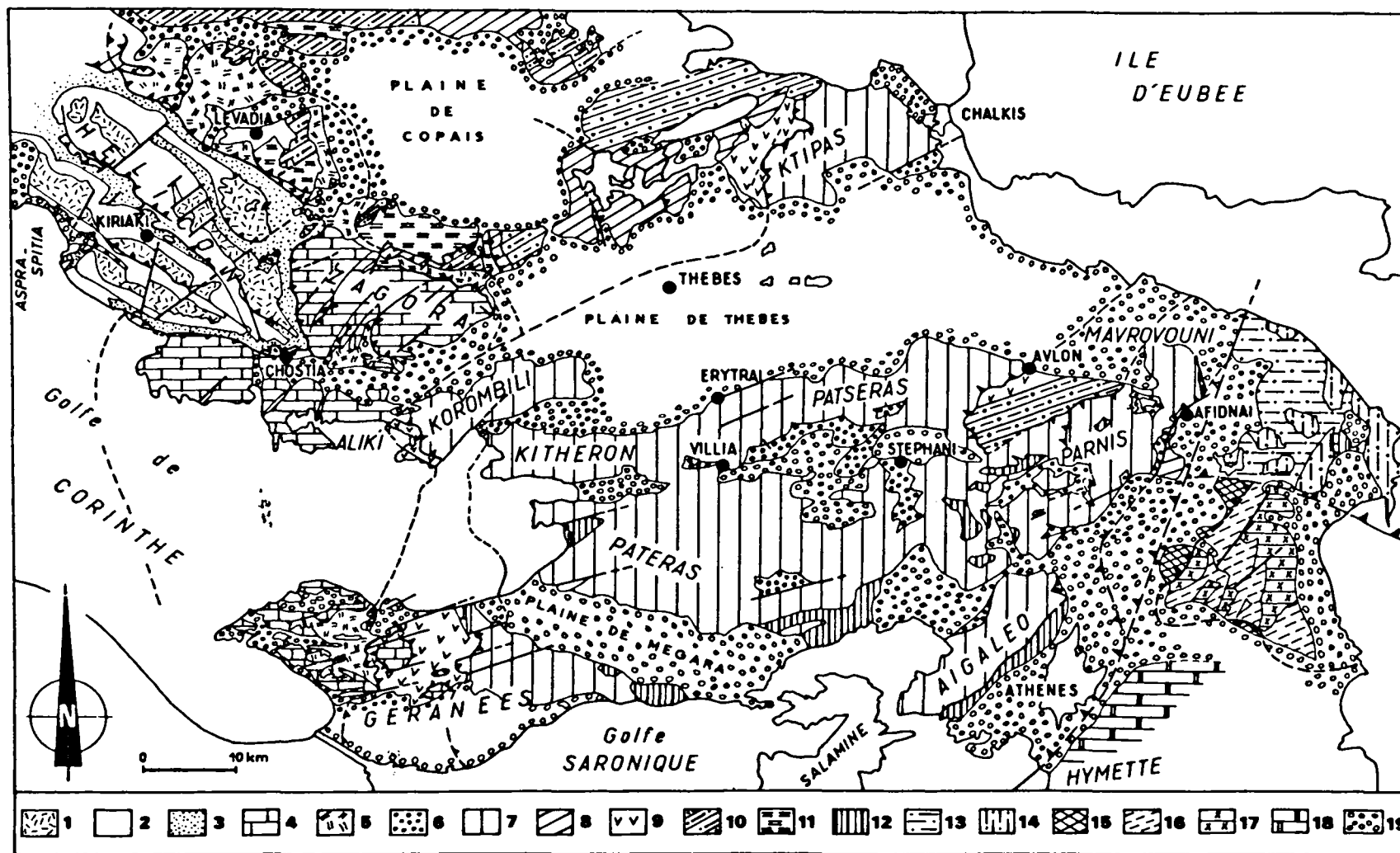


Fig. 194.- Zone du Parnasse - 1. Calcaires néritiques jurassiques néocomiens. - 2. Calcaires néritiques crétacés. - 3. Formations flyschoides paléogènes.  
 Zone béotienne - 4. Semelle néritique triasico-liasique. - 5. Formations flyschoides créta-cées.  
 Zone pélaagonienne - 6. Formations détritiques paléozoïques. - 7. Formations néritiques et volcaniques du Trias. - 8. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 9. Ophiolites. - 10. Calcaires néritiques crétacés. - 11. Formations flyschoides tertiaires. - 12. Calcaires néritiques et formations flyschoides créta-cées-tertiaires. - 13. Schistes ocellés et micaschistes. - 14. Marbres.  
 Formations métamorphiques d'appartenance incertaine - 15. Marbres et schistes du groupe d'Ekali. - 16. Micaschistes. - 17. Marbres blancs. - 18. Groupe de l'Hymette. - 19. Formations récentes.

- en Iti, au Nord Est, Wigniolle (1976) a détaillé le contact entre Parnasse-Béotien et Maliaque ;
- dans le Vardoussia, à l'Ouest, Ardaens (1978), Celet (1977) et Johns (1977) ont exposé de façon précise le découpage géométrique des différentes unités sous-jacentes à la zone du Parnasse ;
- en Béotie, à l'Est, j'ai établi (1977) les relations structurales entre Parnasse et Beotien.

Schwann (1978) admet que l'édifice parnassien actuel résulte de la superposition de trois grands événements tectoniques s'étageant de l'Eocène terminal au Quaternaire (mise en place des zones internes sur le Parnasse : compression NE-SW provoquant failles et schistosité ; relaxation NW-SE induisant des failles normales.

Etudiant l'évolution du sillon pindique, Fleury (1980) pense que la zone du Parnasse est limitée précocement au Nord par la faille "transformante" du Sperchios et au Sud, par celle de Corinthe. Si avec cet auteur nous souscrivons à l'idée que le Sperchios peut constituer un trait paléogéographique important ayant vraisemblablement fonctionné dès le Lias supérieur-Dogger (dans l'hypothèse où la zone maliaque constitue la bordure orientale de la zone pélagonienne), en revanche, nous nous rallions à l'hypothèse d'Angelier et Le Pichon (1980) qui considèrent que le golfe de Corinthe est néoformé.

Dans une reconstitution paléogéographique portant sur les chaînes alpines en Méditerranée orientale, Ricou (1980) propose de placer la plate-forme parnassienne en position externe de la zone pélagonienne matérialisant l'angle égéen d'une plate-forme initialement arquée.

## 2. REMARQUES SUR LA POSITION TECTONIQUE DE LA ZONE DU PARNASSE.

La zone du Parnasse (fig. 195) représente la région la plus distale des zones internes. Par sa stratigraphie, elle constitue un domaine de transition entre les zones externes et les zones internes ("domaine intermédiaire" - Fleury, 1980 ; Thiébaud, 1982) ; c'est ainsi qu'elle enregistre tous les grands événements tectoniques ayant structuré la zone pélagonienne (cf. *supra* : Conclusions stratigraphiques). Sa limite occidentale est marquée par un contact chevauchant sur la bordure orientale de la zone du Pinde (demi-fenêtre de Lidorikion ou presque) au Sud de Kefali : Celet, 1962 ; ou demi-fenêtre de Pendeoria : Celet, 1962-1977 ; Ardaens, 1978 ; Johns, 1977).

Son prolongement au Nord de la vallée du Sperchios demeure hypothétique mais différents auteurs s'accordent à penser que la zone du Parnasse trouve son équivalent en Albanie, avec les zones des Alpes albanaises, et en Yougoslavie (Aubouin et al., 1970 a), dans la zone du Haut-Karst, malgré quelques différences stratigraphiques (un seul niveau de bauxite au Crétacé supérieur ; l'arrivée du flysch est hétérochrone au cours du Paléogène - Charvet, 1978), les deux zones sont en position structurale identique à l'avant des zones internes.

Du point de vue tectonique, la structuration régulière en échelles de la zone du Haut-Karst n'est pas de règle dans la zone du Parnasse puisqu'elle est représentée par un ensemble d'anticlinaux à coeur jurassique et de synclinaux de flysch tertiaire dont les axes sont sensiblement méridiens dans le Parnasse occidental, alors qu'ils sont de direction NNW-ESE dans le Parnasse oriental.



Vers le Sud, la zone du Parnasse vient buter contre le golfe de Corinthe en arrière du front de chevauchement parnassien sur le Pinde qui s'invagine jusque dans la presqu'île de Ke-fall.

Il est à remarquer que, postérieurement à la mise en place des zones internes sur l'édifice parnassien, il s'est produit d'importants mouvements cisailants ayant découpé les structures parnassiennes. La direction des failles décrochantes NE-SW correspond à un phénomène général observé dans la zone du Parnasse.

Si l'on regarde (fig. 194) l'effet de ces mouvements cisailants, nous constatons que la déformation est beaucoup plus intense dans la partie méridionale et dans la partie orientale du domaine parnassien. C'est ainsi que les synclinaux de flysch tertiaire de Delphes-Arachnova d'une part et de Desfinad'autre part, sont très déformés par une famille de failles décrochantes senestres.

Avec l'étude du massif de l'Helicon, nous allons aborder les rapports structuraux entre la zone du Parnasse et la zone béotienne.

### 3. ANALYSE STRUCTURALE DE LA ZONE DU PARNASSE DANS LA CHAÎNE DE L'HELICON.

#### a. LA CHAÎNE DE L'HELICON.

L'analyse des coupes (fig. 194, 195) nous montre que dans le massif de l'Helicon, les calcaires les plus anciens affleurant dans les anticlinaux appartiennent au Jurassique supérieur et le passage stratigraphique aux synclinaux, généralement formé de flysch paléogène, est occupé par les calcaires micritiques du Campano-Maestrichtien. Dans le secteur méridional du massif de l'Helicon, il est à remarquer que les axes des plis sont déversés vers le Sud Ouest et que dans la plupart des cas, les flancs septentrionaux des synclinaux sont chevauchants.

D'une manière très générale, on constate que la chaîne de l'Helicon est divisée en trois lourds anticlinaux tectoniquement complexes et séparés par des synclinaux déformés qui sont désignés du Nord au Sud (fig. 196) :

- l'anticlinal septentrional à coeur jurassique de Livadas-Koliedes Xerovouni, pour sa branche Nord, et Mégalo-Loutsas, Micro-Loutsas Paleovouno, pour sa branche Sud. Les deux branches sont séparées par le couloir de flysch étroit de Zerikia ;

- le synclinal faillé de flysch tertiaire de Distomon, Osios-Loukas et Kivari. Les rares jalons de flysch tertiaire se retrouvent dans les contacts entre les anticlinaux septentrional et médian ;

- l'anticlinal médian, à coeur jurassique, de Kounouklis, Klissoura, Xerovouno et Paleomonastiria sous le sommet du Paleovouno ;

Fig. 195.- Carte structurale schématique de la zone du Parnasse (d'après Celet, 1977, modifiée).

1. Calcaires et radiolarites mésozoïques. - 2. Flysch. - 3. Calcaires, radiolarites et brèches mésozoïques. - 4. Flysch tertiaire. - 5. Calcaires triasico-liasiques et flysch tertiaire. - 6. Calcaires mésozoïques. - 7. Flysch paléocène. - 8. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 9. Flysch éocrétacé. - 10. Calcaires néritiques triasico-jurassiques. - 11. Ophiolites. - 12. Flysch tertiaire. - 13. Front tectonique du Vardoussia et du Parnasse. - 14. Front tectonique de la série de Penteoria. - 15. Front tectonique béotien. - 16. Front tectonique pélagonien et intra-pélagonien.

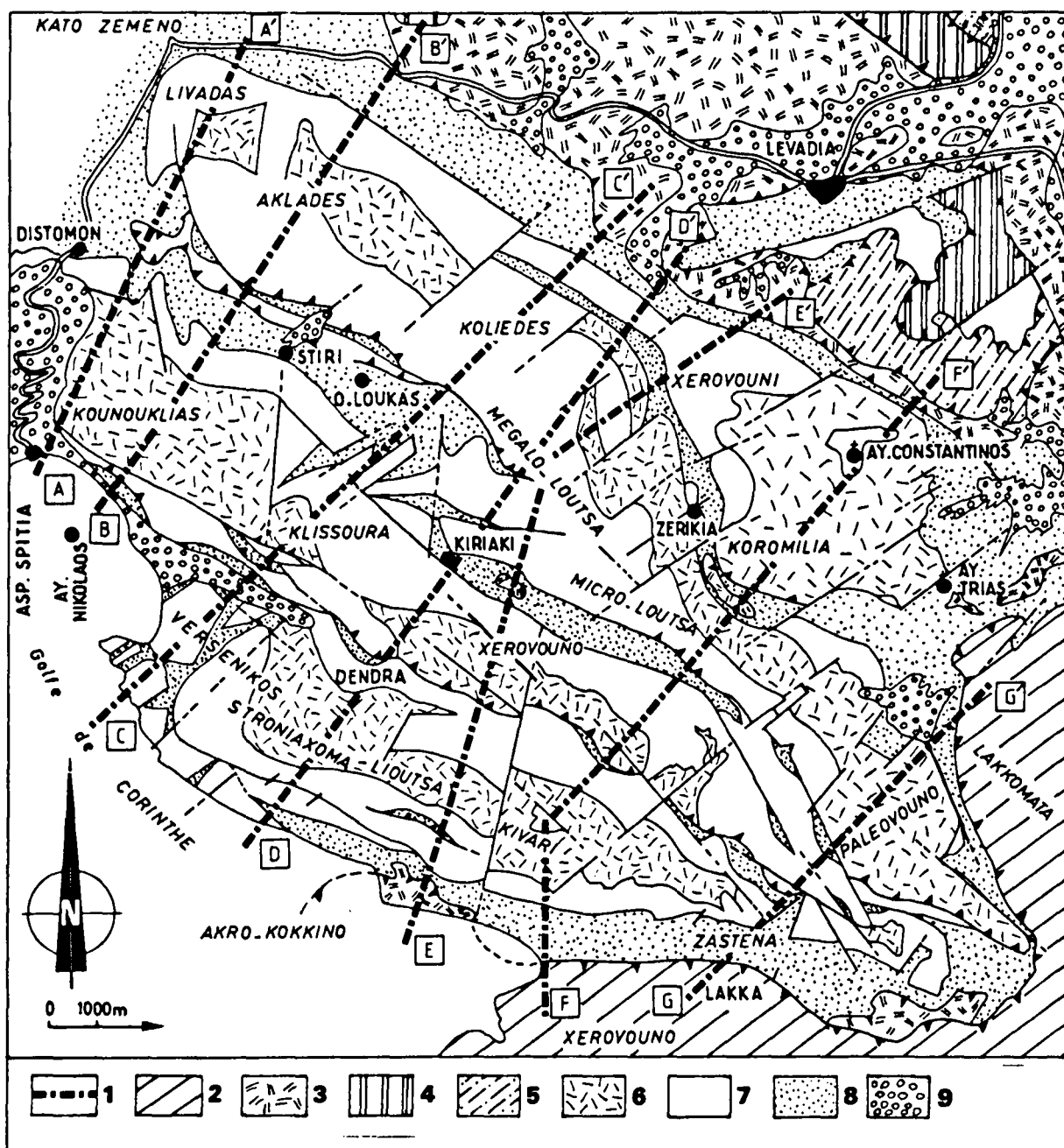


Fig. 196.- Carte structurale schématique du massif de l'Helicon.

1. Traits de coupe. - 2. Calcaires néritiques de la zone béotienne. - 3. Flysch béotien. - 4. Calcaires néritiques pélagonien, couverture transgressive des ophiolites. - 5. Flysch tertiaire pélagonien. - 6. Calcaires néritiques jurassiques parnassiens. - 7. Calcaires crétacés parnassiens. - 8. Flysch tertiaire parnassien. - 9. Formations récentes.

- le synclinal de flysch tertiaire, presque complètement disparu et compliqué par des failles directionnelles verticales d'Aspra-Spitia Ayos Nikolaos-Dendra et du bord Sud du Likokastro ;

- l'anticlinal méridional, à coeur jurassique, de Versenikos, Stronixoma, Lioutsa et Kivari ;

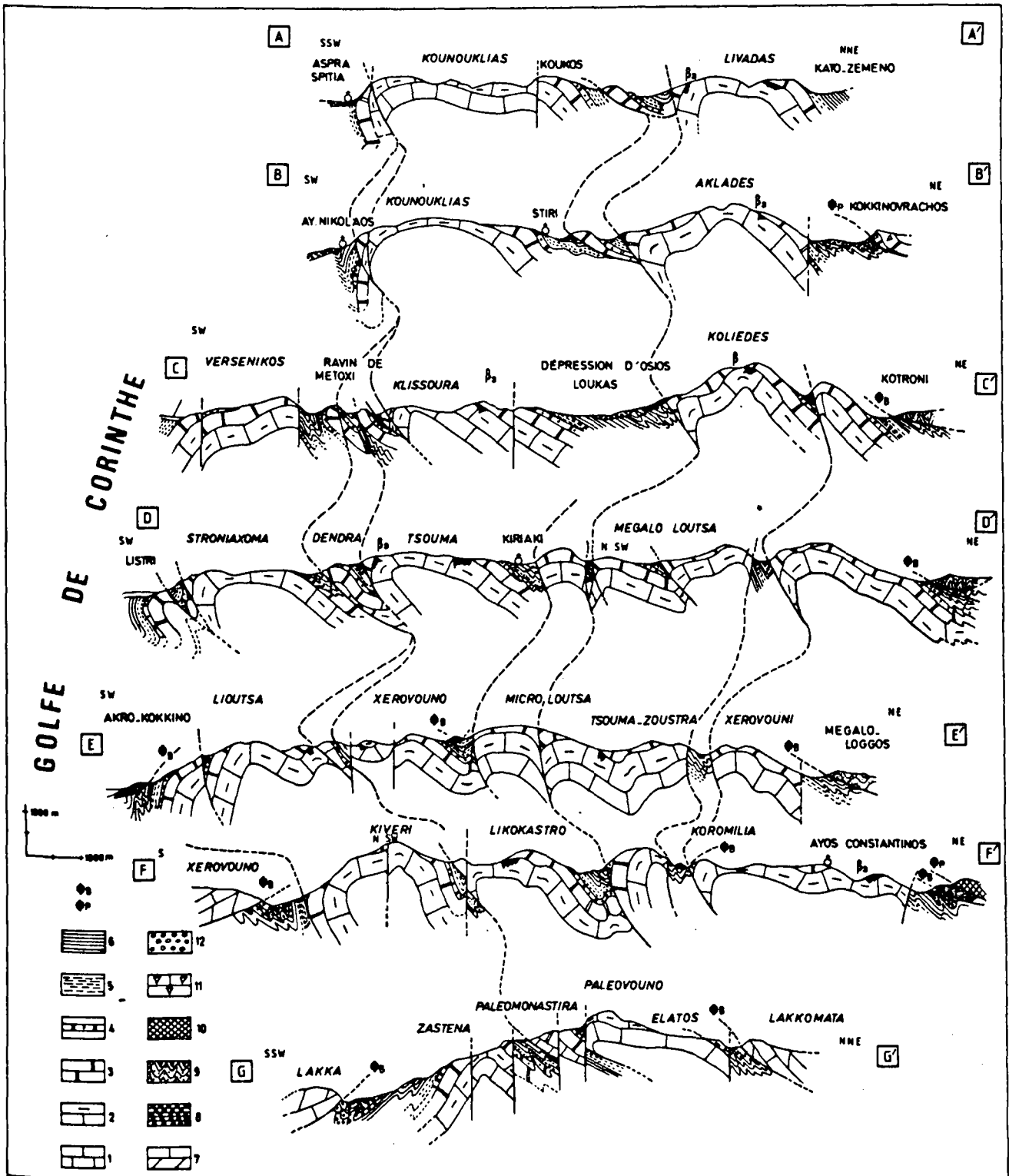


Fig. 197.- Profils tectoniques tracés dans le massif de l'Helicon.

1. Calcaires néritiques jurassiques. - 2. Calcaires néritiques du Malm supérieur-Crétacé inférieur. - 3. Calcaires néritiques Crétacé supérieur. - 4. Micrites à Globotruncanidés. - 5. Flysch rouge paléocène. - 6. Flysch gréseux. - 7. Calcaires néritiques triasico-liasiques de la zone béotienne. - 8. Flysch conglomératique parnassien. - 9. Flysch éocrétaqué béotien. - 10. Flysch tertiaire pélagonien. - 11. Calcaires néritiques pélagoniens. - 12. Formations récentes. - ΦB. Contact frontal béotien. - ΦP. Contact frontal pélagonien.

- le synclinal de flysch tertiaire, dont la plus grande partie est enfouie sous le golfe de Corinthe et qui se prolonge vers Zastena.

A l'extrémité nord-occidentale, les anticlinaux septentrional et médian s'envoient dans le flysch tertiaire. Cet ennoyage est presque totalement stratigraphique dans le secteur Nord alors que pour le synclinal médian, le contact entre les calcaires du Crétacé supérieur et le flysch tertiaire est presque totalement masqué par des formations récentes.

Sur le bord Sud de l'Helicon, seul l'anticlinal méridional est en continuité stratigraphique avec le synclinal du flysch de Zastena.

Les quelques coupes (fig. 197) tracées dans ce secteur de l'Helicon nous montrent que :

- le flanc Sud de la plupart des synclinaux passe en série normale aux calcaires crétaqués sous-jacents ;

- le flanc Nord, au contraire, est presque toujours chevauchant, ce qui illustre bien le déversement des plis vers le Sud Ouest ;

- des écaillés tectoniques peuvent apparaître sur le flanc des anticlinaux tectonisés ;

- l'illustration de ce phénomène est bien visible entre Koukos et Livadas (coupe AA' et entre Stiri et Aklades (coupe BB')) ;

- postérieurement ou concomitamment à la mise en place des grandes structures tectoniques tertiaires (Lutétien supérieur ?), plusieurs familles de failles verticales. Tout d'abord, les failles de direction SW-NE qui se rapprochent de celles qui ont été citées plus à l'Ouest dans le massif du Parnasse proprement dit. Elles sont décrochantes et le décrochement est senestre ;

- des failles directionnelles, postérieures aux chevauchements, sont localisées surtout dans le secteur Sud du massif de l'Helicon ;

- un réseau de failles antithétiques fracture les flancs septentrionaux de la plupart des anticlinaux à coeur jurassique, provoquant des rétrocharriages vers le Nord. Ce phénomène s'observe bien sur le bord Sud du synclinal de Zerikia et à quelques kilomètres au Nord de Kiriakí.

#### b. LA FENETRE DE LEVADIA.

Au Sud de la localité de Levadia, la montagne de Vardávitza présente une grande complexité structurale. En effet, sur quelques kilomètres carrés, il existe plusieurs unités structurales empiéées, appartenant aux zones du Parnasse, béotienne et pélagonienne. Cet édifice complexe apparaît à la faveur de deux grandes failles verticales de direction NW-SE qui découpent la région en compartiments tectonisés.

En partant de Levadia et en se dirigeant vers le Sud Est (fig. 198, profil AA'), on trouve la zone du Parnasse constituée de calcaires néritiques à Rudistes surmontés de calcaires micritiques à Globotruncanidés et de formations flyschoides très écrasées.

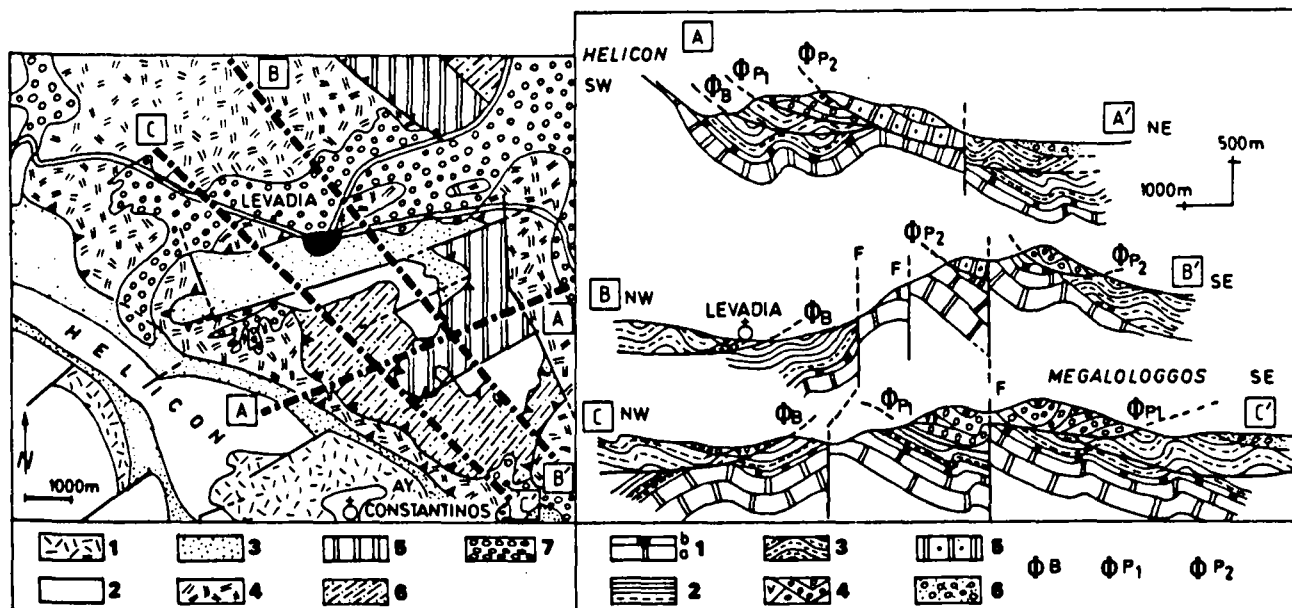


Fig. 198.- Coupe de la fenêtre de Levadia.

Carte du secteur de Levadia - 1. Calcaires néritiques Malm supérieur-Crétacé inférieur. - 2. Calcaires Crétacé supérieur. - 3. Flysch paléocène. - 4. Flysch éocrétaé béotien. - 5. Calcaires néritiques crétacés pélagoniens. - 6. Flysch paléocène pélagonien. - 7. Formations récentes.  
 Coupes tracées dans le secteur de Levadia - 1a. Calcaires néritiques crétacés. - 1b. Micrites à Globotruncanidés. - 3. Flysch paléocène. - 4. Flysch paléocène pélagonien. - 5. Calcaires néritiques crétacés pélagoniens. - 6. Formations récentes.

En contact anormal  $\Phi_B$  sur le flysch paléocène, on reconnaît une unité structurale béotienne composée de pélites gréseuses, de calcaires gréso-pélitiques, de bancs de grès mal consolidés et de micrites en plaquettes roses à Calpionelles. Sur cette unité béotienne, viennent tectoniquement deux diverticulations tectoniques pélagoniennes limitées par  $\Phi_{P_1}$  et  $\Phi_{P_2}$ . Une faille d'effondrement amène les formations récentes de la plaine de Copais contre les unités structurales.

Les coupes BB' et CC' de la figure 197, tracées du NW au SE, montrent l'empilement des unités béotienne et pélagonienne sur la zone du Parnasse. La fenêtre de Levadia apparaît sous ces unités en formant un anticlinal faillé composé de calcaires crétacés recouverts par les termes paléocènes du flysch tertiaire. Enfin, il est à noter que les failles de direction NE-SW, parallèles à celles qui ont guidé le mouvement senestre (décrochement  $\Delta\Delta'$ ), ont joué tardivement en failles d'effondrement.

#### c. REMARQUES D'ORDRE TECTONIQUE.

L'examen des coupes tracées dans la zone du Parnasse appelle quelques observations (fig. 198

- le style de plissement en plis déjectifs (Stille, 1917) montre à l'évidence que nous avons à faire à un style comparable à une "tectonique de couverture" (Argand, 1922) ;
- l'étude détaillée d'un des secteurs de l'Helicon permet d'avancer qu'entre le socle et la couverture, il y a vraisemblablement un décollement. Nous nous trouvons dans l'un des cas ("preuves indirectes") de figure exposé par Aubouin (1965) qui démontre qu'on peut déduire l'existence d'un décollement à la forme des plis de la couverture à l'affleurement, en tenant



compte du "fait que la dimension des plis interdit d'y engager les terrains inférieurs au niveau de décollement". La figure 199 montre que si nous figurons sous le Jurassique moyen à supérieur la série liasico-triasique, le décollement se placera obligatoirement dans les formations plus incompetentes tectoniquement du Permo-Werfénien. Si l'on en croit les profils géophysiques exécutés au travers de chaînes alpines (Jura français et suisse ou les Appalaches en Amérique du Nord), les contacts anormaux redressés en surface "s'aplatissent" en profondeur au niveau de la surface de décollement ( $\Phi D$ ) ;

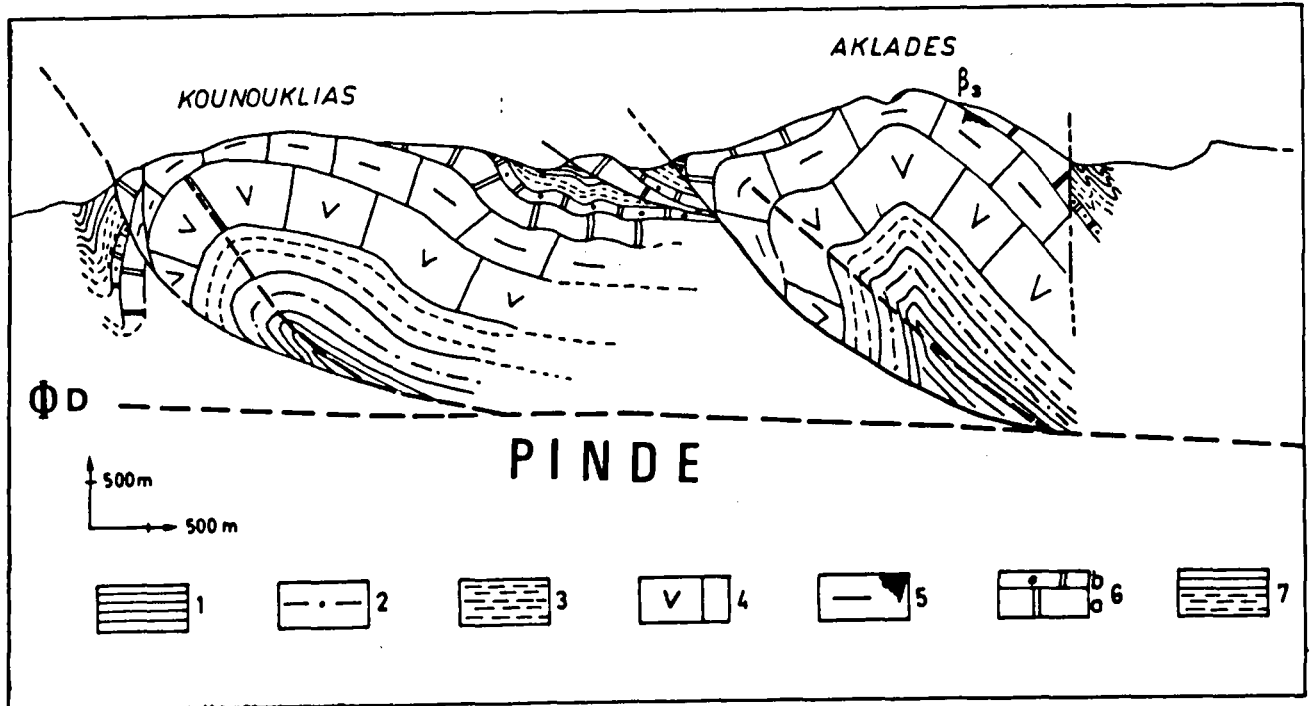


Fig. 199.- Schéma montrant le décollement de la zone du Parnasse.

1. Formations détritiques carbonifères. - 2. Formations détritico-carbonatées permo-werfénienne. - 3. Formations néritiques et volcaniques du Trias moyen. - 4. Calcaires néritiques du Trias supérieur. - 5. Calcaires néritiques jurassiques-néocomiens. - 6a. Calcaires néritiques crétacés. - 6b. Micrites à Globotruncanidés. - 7. Formations flyschoides pélitico-gréseuses.

- pour corroborer la proposition précédente, nous soulignons que le lever cartographique de cette zone dans le secteur de l'Helicon ou dans le Parnasse proprement dit (Celet, 1962) n'a pas révélé de terrains inférieurs au Trias supérieur.

La comparaison avec des chaînes alpines est valable pour l'allure tectonique de la couverture mais il n'existe pas d'analogie avec les termes inférieurs au chevauchement basal. En effet, ici nous nous trouvons en pays de nappes pelliculaires allochtones sur un avant-pays qui a subducté au cours de la phase tectonique dinarique (Dercourt *et al.*, 1976 ; Fleury, 1980 ; Thiébaud, 1982).

#### d. CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE DE LA ZONE DU PARNASSE.

L'examen des différentes coupes tectoniques tracées dans la chaîne de l'Helicon et la découverte de la fenêtre de Levadia permettent d'avancer quelques remarques sur le style tectonique et l'âge des structures de la zone du Parnasse.

d1. Le style tectonique.

La zone du Parnasse figure une tectonique de couverture illustrée par de lourds anticlinaux dont le coeur est occupé par des calcaires jurassiques chevauchant sur des synclinaux remplis de formations flyschoides tertiaires. D'une manière générale, les flancs septentrionaux des synclinaux sont chevauchants alors que les flancs méridionaux ne sont pas affectés par la tectonique. Le fond des synclinaux peut s'écailler en donnant de longues lanières de calcaires crétacés en contact anormal sur le flysch tertiaire (dépression de Distomon à Osios Loukas - région de Metoxi à Dendra).

La présence d'une part de la fenêtre de Levadia au Nord Est du massif de l'Helicon et des klippes composées de formations béotiennes (klippe de Kiriaki et de Zerikia) d'autre part, montrent l'allochtonie de la zone du Parnasse dans ce secteur et son rôle de "paraautochtone" pour la zone béotienne.

d2. L'âge des structures.

Au cours du cycle alpin, nous observons plusieurs périodes d'instabilité se traduisant par des bombements marqués par des émergences de la plate-forme (dépôts de trois niveaux de bauxite au Dogger-Malm ; au Malm supérieur-Crétacé inférieur ; au Crétacé inférieur-Crétacé supérieur). Du point de vue structural, il n'existe pas de discordance à grande échelle entre le toit et le mur de la bauxite (*cf. supra* : Conclusions stratigraphiques).

Les mouvements tangentiels ayant provoqué le chevauchement de la zone du Parnasse sur la zone du Pinde ne sont pas datés avec exactitude. En effet, nous ne connaissons pas de formations transgressives et discordantes sur les structurées nées de la phase tangentielle qui soient contemporaines de la mise en place du sillon mésohellénique. Cependant, si dans la zone du Parnasse nous ne connaissons pas de terrains datés plus jeunes que le Paléocène, dans les zones du Pinde et pélagonienne il a été trouvé des horizons datés par des Nummulites du Lutétien (Lecanu, 1976).

C'est donc au cours de la grande phase dinarique, d'âge éocène supérieur-oligocène p.p., que la zone du Parnasse a chevauché la zone du Pinde et qu'elle a été recouverte tectoniquement par la zone béotienne d'une part, et la zone pélagonienne d'autre part. Postérieurement à cette structuration, les contacts chevauchants sont découpés par une phase tardive transverse, de direction SW-NE (fig. 191), qui déforme l'édifice en provoquant un grand déplacement senestre.

L'ensemble du dispositif est ensuite découpé par des failles verticales en extension qui divisent l'édifice parnassien en horsts et en grabens, au cours du fonctionnement de l'arc égéen (Angelier, 1979).



## QUATRIEME CHAPITRE

# TECTONIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE

### 1. CARACTERES GENERAUX.

La zone béotienne présente un style structural caractérisé par des écaillés tectoniques surtout visibles en Béotie, dans la semelle néritique triasico-jurassique du flysch éocétacé. Quant au flysch, il est découpé en unités structurales, la plupart du temps diverticulées tectoniquement sur le domaine parnassien à l'avant de la zone béotienne. Coincée entre la plate-forme pélagonienne, à l'Est, et la plate-forme parnassienne, à l'Ouest, la zone béotienne, dont la lithostratigraphie à partir du Dogger se différencie de celle de ces deux zones, a été écrasée et a presque complètement disparu au cours de la tectorogénèse tertiaire (phase dinarique).

### 2. TECTONIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE EN BEOTIE.

En Béotie, la zone béotienne chevauche largement la zone du Parnasse. En effet, au coeur du massif de l'Helicon (fig. 200), il apparaît des klippes tectoniques reposant sur le flysch tertiaire des synclinaux de Kiriaki et de Zerikia. Cette allochtonie est bien visible également dans le secteur méridional du massif de l'Helicon où l'on observe, au cap Akro-Kokkino d'une part, une unité composée de radiolarites, de pélites et de formations flyschoides en contact anormal sur du flysch parnassien et d'autre part, dans la région de Chostia, une unité de flysch éocétacé affleurant dans les mêmes conditions structurales. Cette unité est elle-même chevauchée par des calcaires triasico-liasiques appartenant à la semelle du flysch béotien (fig. 201, coupe FF').

L'unité structurale du flysch béotien, bien représentée au Nord Ouest du massif de l'Helicon, près de la localité de Levadia, recouvre tectoniquement la zone du Parnasse ; l'ampleur du chevauchement est marquée, une nouvelle fois, par la présence de la fenêtre de Levadia.

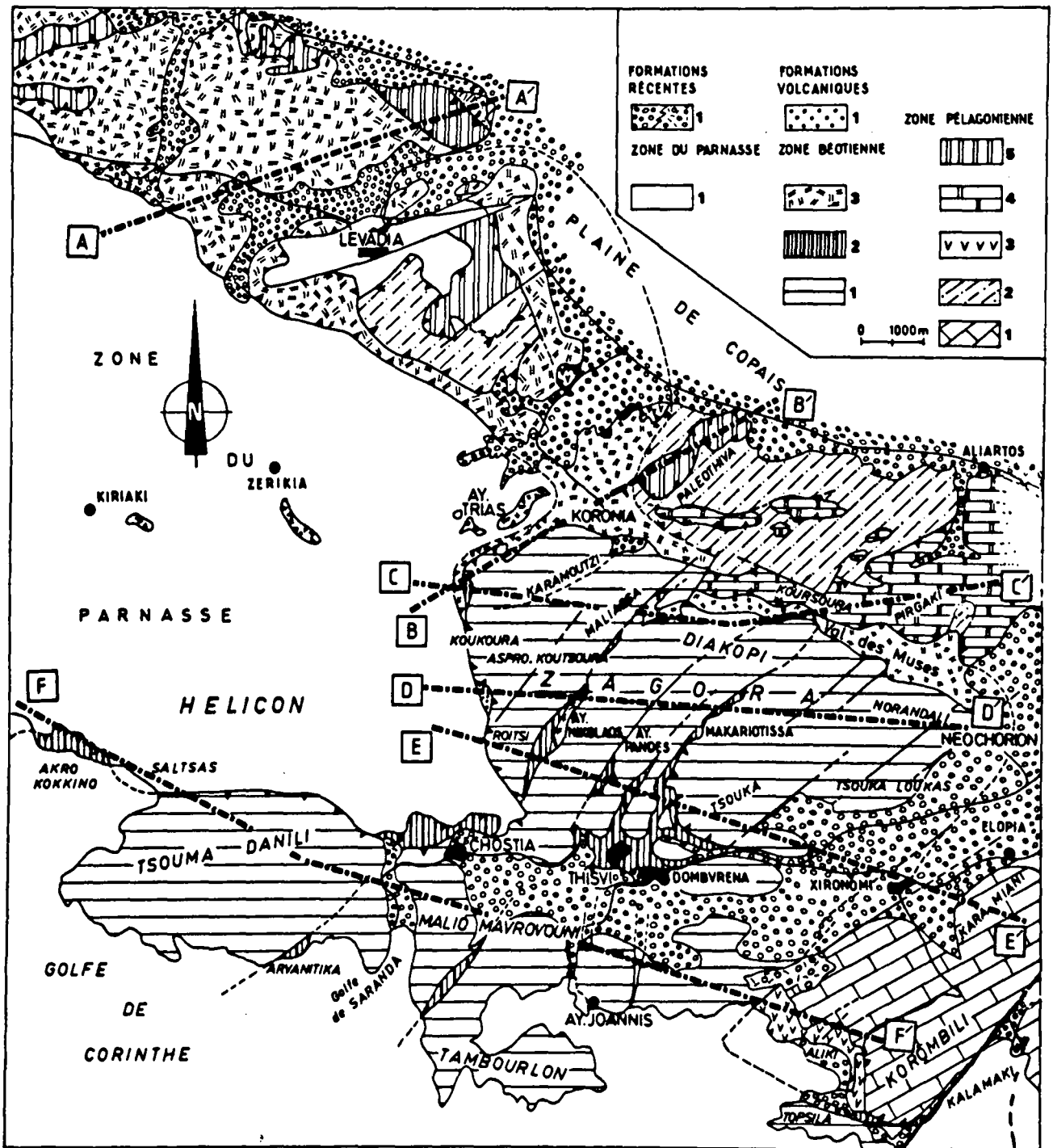


Fig. 200.- Carte structurale de la zone béotienne en Béotie.

1. Zone du Parnasse.

Zone béotienne # 1. Semelle néritique triasico-liasique. - 2. Radiolarites. - 3. Flysch crétaé.

Zone pélagionienne - 1. Calcaire triasico-liasique. - 2. Formations flyschoides tertiaires. - 3. Ophiolites. - 4. Calcaires néritiques crétaés. - 5. Couverture des roches vertes d'âge crétaé supérieur.

En dehors de notre secteur d'étude (fig. 195) au Sud du Sperchios, toujours sur le domaine parnassien, on observe des unités de flysch éocrétaé formant de vastes klippe tectoniques coincées soit sous des unités pélagioniennes (klippe de Profitis-Ilias au coeur du massif du Parnasse ; Colet et al., 1974), soit sous des unités maliques en Iti (Wigniolle, 1977).

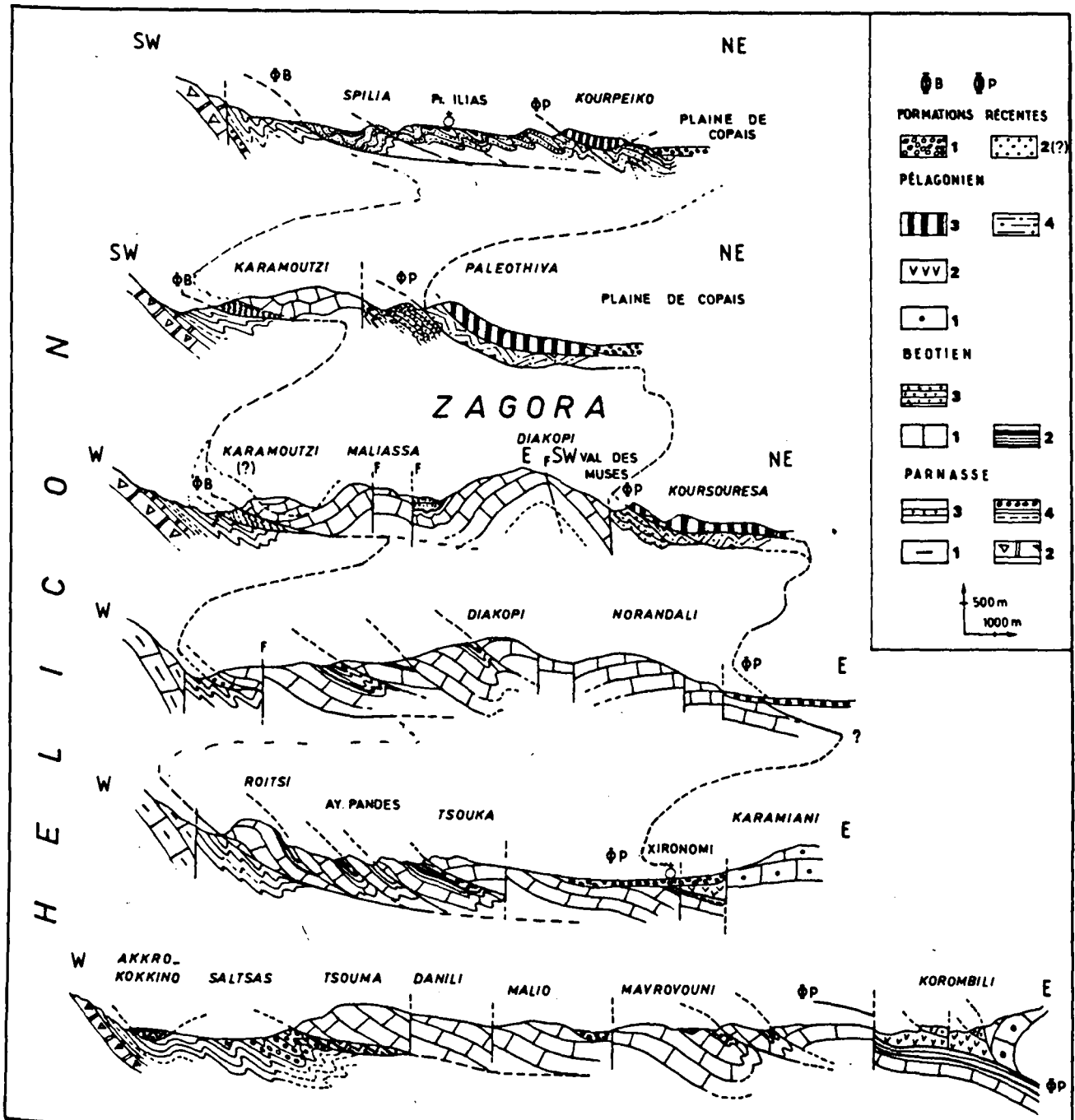


Fig. 201.- Coupes schématiques dans la zone béotienne en Béotie.

Zone du Parnasse - 1. Calcaires néritiques jurassiques. - 2. Calcaires néritiques crétacés. - 3. Micrites à Globotruncanidés. - 4. Flyschs tertiaires, pélites rouges, flysch gréseux et conglomératiques.

Zone béotienne - 1. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 2. Radiolarites et pélites. - 3. Flysch éocrétacé.

Zone pélagonienne - 1. Calcaires néritiques jurassiques. - 2. Ophiolites. - 3. Calcaires néritiques du Crétacé supérieur. - 4. Flysch tertiaire.

Formations récentes - 1. Brèches, cailloutis, sables, argiles et calcaires marneux. - 2. Volcanismes andésitiques.

Dans le secteur du massif du Zagora, affleure la semelle néritique du flysch béotien, représentée par des calcaires néritiques triasico-liasiques qui sont surmontés de radiolarites et de rares formations flyschoides datées du Malm-Crétacé inférieur. Les radiolarites tapissent

les synclinaux, tels que ceux d'Ayos Nikolaos, Ayos Pandes et Makariotissa. Les coupes DD' et EE' (fig. 197) montrent bien la structure en écailles des différents synclinaux. Ces écailles ont une orientation NW-SE qui correspond à la direction  $\Delta\Delta'$  (fig. 191) et fréquemment, elles sont affectées par des failles verticales qui décalent le compartiment chevauchant.

Vers le Nord du secteur, les affleurements de la zone béotienne sont limités, au Nord Est, par le front de chevauchement de la zone pélagonienne et masqués par de nombreuses klippes tectoniques appartenant à cette même zone. Elles sont constituées de calcaires néritiques du Crétacé supérieur.

En Béotie, la zone béotienne forme une nappe pelliculaire, constituée par la semelle néritique triasico-liasique structurée en écailles tectoniques orientées NE-SW. La plupart d'entre elles sont affectées de failles verticales ayant à peu près cette direction. Au front tectonique de la semelle néritique triasico-liasique, apparaissent des unités flyschoides éocrétaées poussées sur la zone du Parnasse. Ce dispositif est bien illustré dans la région de Chostia où l'on observe des formations flyschoides coincées sous des calcaires triasico-liasiques.

A l'Est du mont Diakopi, le synclinal de flysch béotien est orienté NW-SE et limite la chaîne du Zagora sur plusieurs kilomètres ; au niveau de la localité de Koronia, près du mont Karamoutzi, la structure synclinale s'interrompt. Le bord septentrional du flysch est masqué par le front tectonique de la zone pélagonienne constituée d'une part par des formations flyschoides tertiaires et d'autre part, par des calcaires néritiques datés du Crétacé supérieur.

En conclusion, nous avons mis en évidence deux unités structurales affleurant en Béotie : la semelle triasico-liasique, découpée en écailles tectoniques, et l'unité du flysch béotien proprement dit. Le comportement tectonique de ces deux unités est étroitement lié à leur lithostratigraphie. A l'exception des formations flyschoides affleurant dans le Val des Muses, toutes les séries datées de l'Eocrétaé sont diverticulées tectoniquement et orientées selon la direction dinarique.

### 3. TECTONIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE DANS LES MONTS GERANÉES.

Les monts Gérénées ont été étudiés par Spiliadis (1964) et Christodoulou (1970), qui rapprochent les formations radiolaritiques et flyschoides à la zone du Pinde, et par Tataris et Kallergis (1965), qui les rangeaient dans la zone Est-hellénique. En 1972, grâce à la découverte de formations détritiques d'âge crétaé sur les radiolarites, j'ai proposé de les inclure dans la zone béotienne.

Du point de vue tectonique, les monts Gérénées sont découpés par de grandes failles d'orientation ENE-WSW, liées à la tectonique cassante postérieure à la mise en place de l'édifice de nappes à l'Eocène supérieur.

Le front tectonique externe de la zone béotienne n'est pas visible dans les monts Gérénées car il n'existe pas d'indice de la présence de la zone du Parnasse dans ce secteur. Le découpage en horst et en grabens de la chaîne gêne l'observation des différents synclinaux au coeurs desquels affleurent des radiolarites du Malm supérieur et des formations flyschoides du Crétacé inférieur, voire même exceptionnellement du Crétacé supérieur (fig. 202-203).

A l'arrière du front de chevauchement de la zone pélagonienne, représentée ici par les

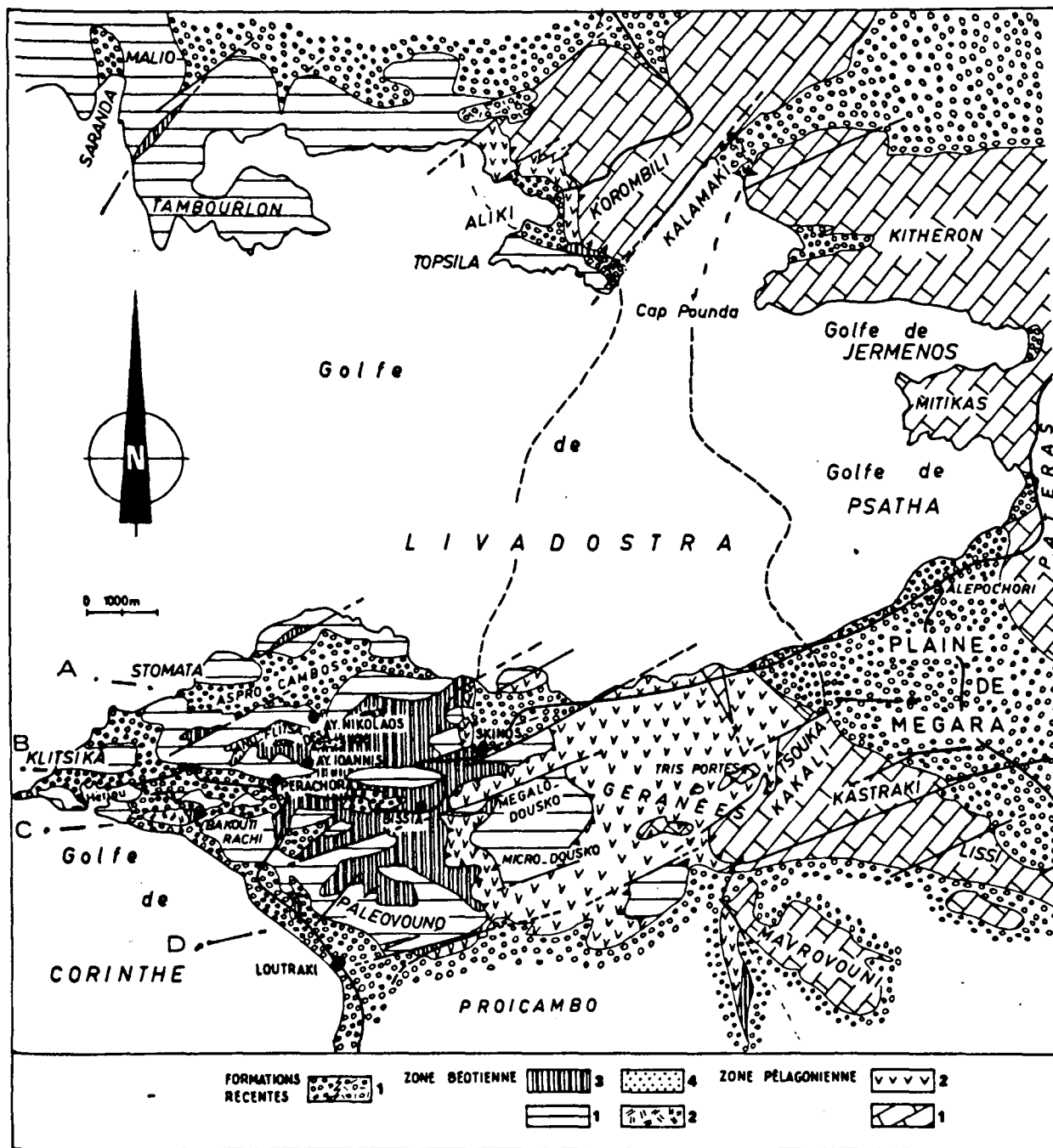


Fig. 202.- Carte structurale de la zone béotienne dans les monts Géraniées.

Zone béotienne - 1. Semelle néritique triasico-liasique. - 2. Formations flyschoides crétaées. - 3. Radiolarites. - 4. Microbrèches et pélites d'âge crétaé supérieur-paléocène.  
 Zone pélagonienne - 1. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 2. Ophiolites.

roches vertes, il apparaît deux fenêtres tectoniques constituées de calcaires triasico-liasiques découpées par des failles verticales : la fenêtre des monts Dousko et celle du mont Kikida. Ces deux fenêtres, entourées de péridotites, forment des horsts dont les bordures sont broyées par des failles récentes.

Comme nous pouvons l'observer sur la figure 195, les différents contacts tangentiels sont interrompus par des grandes failles verticales à rejeu horizontal postérieur à la tectonique tangentielle.



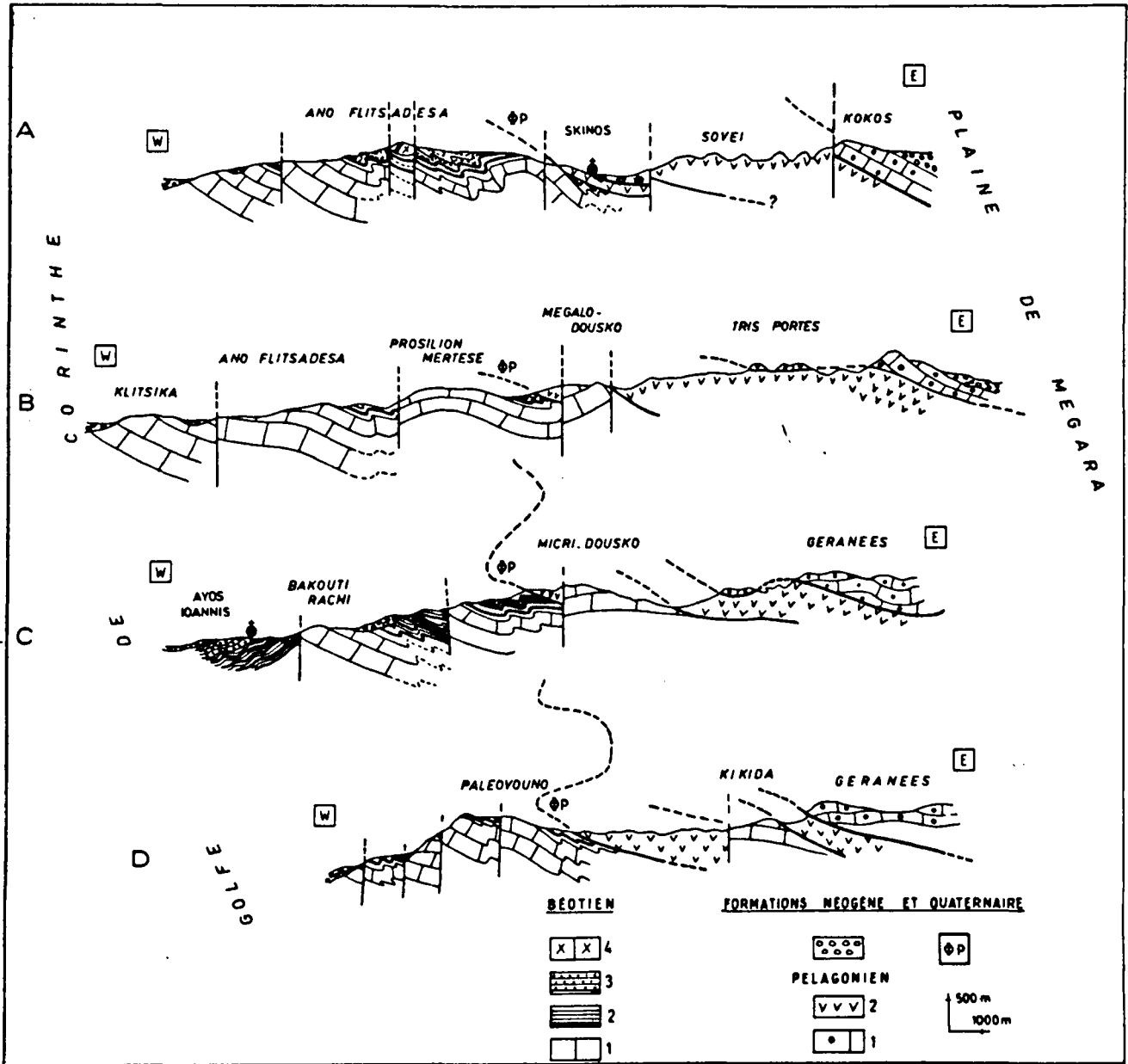


Fig. 203.- Coupes schématiques de la zone béotienne dans les monts Géraniés.

Zone béotienne - 1. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 2. Formations radiolaritiques. - 3. Formations flyschoides crétacées. - 4. Calcaires néritiques crétacés-paléogènes.  
 Zone pélagonienne - 1. Calcaires néritiques triasico-liasiques. - 2. Ophiolites.

En tenant compte des observations effectuées dans la chaîne du Zagora en Béotie, nous pensons que la zone béotienne dans les monts Géraniés représente également une nappe pelliculaire, structurée en écaillés tectoniques, qui chevaucherait la zone du Parnasse vers l'Ouest. L'âge de la mise en place de cette nappe n'a pas été déterminé avec exactitude mais il n'est pas interdit de penser que l'ensemble des zones internes a recouvert tectoniquement les zones externes au moment de la grande phase dinarique.

#### 4. CONCLUSION SUR LA ZONE BEOTIENNE.

La zone béotienne est caractérisée par son allochtonie importante sur la zone du Parnasse,

visible surtout en Béotie grâce à la présence de klipptes tectoniques dans le massif de l'Hélicon (klipptes de Zerikia et de Kiriaki).

On observe, au sein de la zone béotienne, deux unités structurales distinctes :

- le flysch éocrétaqué qui affleure presque exclusivement dans la région de Levadia ;
- la semelle néritique triasico-liasique qui apparaît dans la montagne du Zagora et dans les monts Géranéés.

#### a. STYLE TECTONIQUE.

La nappe béotienne est pelliculaire et vraisemblablement décollée au niveau du Trias moyen (?) à l'instar de ce que l'on observe dans la zone du Parnasse. Nous ne connaissons pas de terrains datés en dessous du Norien mais compte tenu des observations faites dans le massif du Parnasse et surtout du décollement que nous avons proposé (décollement D, fig. 199) dans cette zone, on ne voit pas de raisons majeures conduisant à un enracinement de ce contact dans la zone béotienne.

Le second décollement s'opère au niveau de l'unité de flysch éocrétaqué qui s'est diverticulé tectoniquement au cours de la mise en place définitive. Cette diverticulation est observable au Nord du Sperchios où le flysch béotien, coincé sous la nappe des roches vertes, est poussé sur le flysch tertiaire parnassien ou matérialise le front tectonique des zones internes.

#### b. AGE DE LA MISE EN PLACE.

Dans la zone du Parnasse à l'Ouest, nous n'avons pas observé de formations molassiques transgressives de l'Oligocène colmatant les contacts chevauchants. En dehors de notre secteur en Iti et au Nord du Sperchios, la série stratigraphique béotienne est connue jusqu'au Cuisien (Wigniolle, 1977), voire même Eocène (Courtin, 1979 ; Jaeger, 1979-1980), ce qui indique une fois de plus que la tectonique tangentielle ayant structuré la zone béotienne est postérieure à l'Eocène moyen (contemporaine de la phase dinarique).

Il est à noter que les unités flyschoides béotiennes qui affleurent au Nord du Sperchios reposent directement sur le flysch pindique daté du Lutétien terminal dans le Pinde septentrional (Lecanu, 1976), voire même du Priabonien (Desprairies, 1977). Au Sud de notre secteur d'étude, Dercourt (1964), en Péloponnèse septentrional, cite des microbrèches à Nummulites de l'Ilerdien inférieur.



## CINQUIEME CHAPITRE

# TECTONIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE

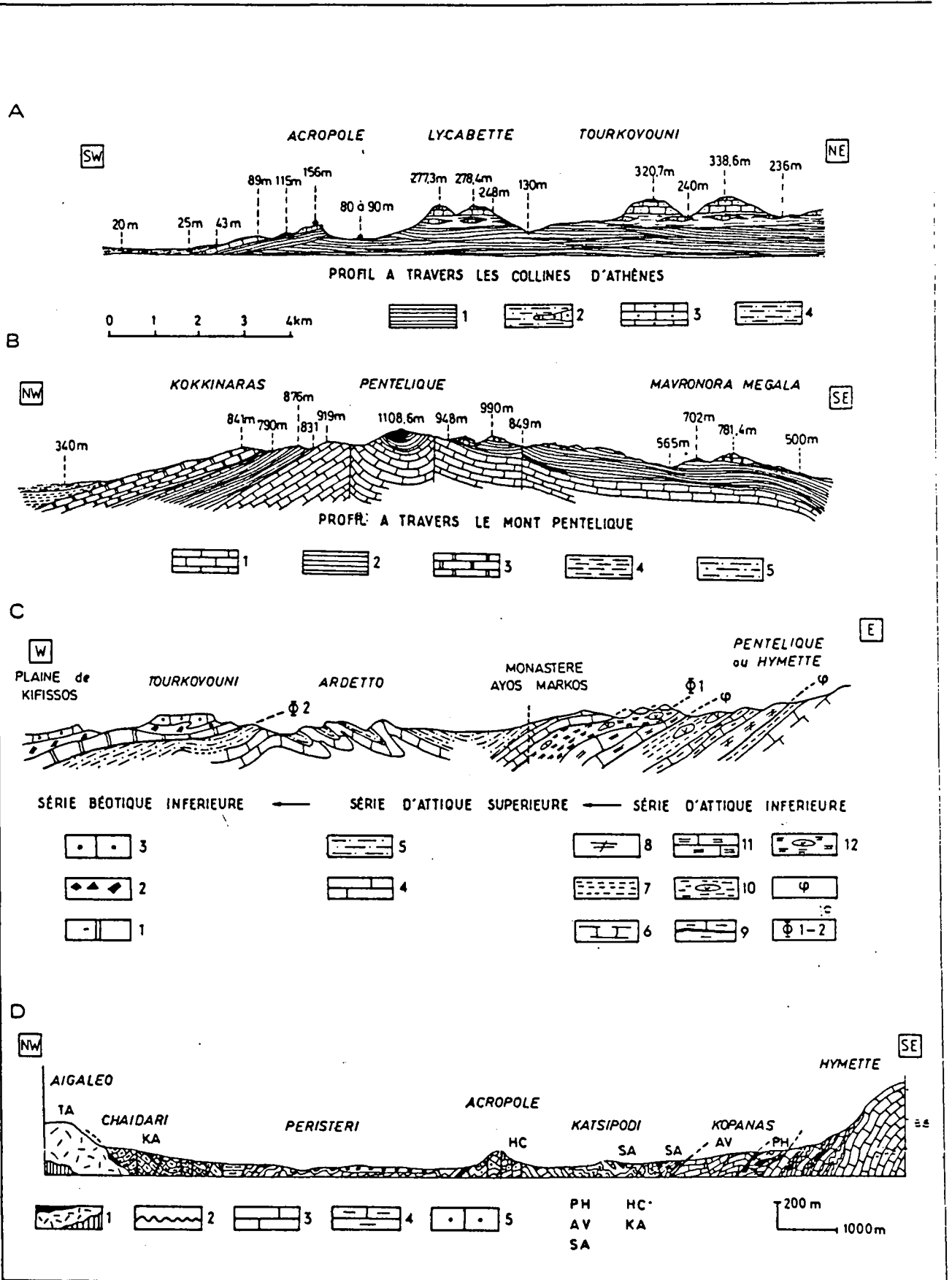
### 1. CARACTERES GENERAUX.

L'analyse tectonique des zones du Parnasse et béotienne nous montre (*cf. supra*) des styles structuraux différents provoqués par la phase dinarique tertiaire ; en revanche, la zone pélagonienne est caractérisée par une structuration tectonique liée à deux crises importantes :

- l'une, précoce, s'étageant du Malm supérieur au Néocomien (paléotectonique : Aubouin, 1973 ; éohellénique : Jacobshagen *et al.*, 1976) ;
- l'autre, tardive, d'âge lutétien supérieur-oligocène (Aubouin *et al.*, 1963) ou tectonique (Aubouin, 1973).

Il est à remarquer que dans notre secteur d'étude, ces deux événements principaux induisent deux styles tectoniques différents. D'une part, la phase précoce provoque une discordance des formations crétacées sur des substratums d'âges différents (Guernet, 1971 ; Clément et Ferrière, 1973 ; Clément, 1976 et ce volume : *cf. supra*, fig. 170-171) et d'autre part, la phase tardive structure la zone pélagonienne en unités structurales indépendantes (Clément, 1976 ; Katsikatsos, 1976, 1978). Il est à noter cependant que la phase d'obduction faisant chevaucher les ophiolites sur le bâti pélagonien est la seule trace de mouvements tangentiels ayant affecté notre région. Toutefois, d'une manière générale, dans les zones internes la phase précoce s'accompagne de structures tangentielles (dans le Vardar : Mercier, 1966 ; Mercier *et al.*, 1975 ; Vergely, 1977 - en Thessalie : Courtin, 1979 ; Ferrière, 1972, 1974, 1982 ; Smith *et al.*, 1975 ; Ferrière et Vergely, 1976 - en Eubée : Katsikatsos *et al.*, 1976 a et b ; Bavay et Bavay, 1980). Albandakis (1977) suggère une structuration précoce de la zone pélagonienne en s'appuyant sur le chevauchement des calcaires triasiques sur les roches vertes mais, comme nous l'avions fait remarquer (Clément, 1977), il n'existe pas, à notre connaissance, d'endroit où l'on peut observer le "colmatage" d'un contact éohellénique par la transgression







crétacée. Cette hypothèse pose le problème de l'âge de la mise en place des unités structurales composant la fenêtre d'Attique-Cyclades et la remise en cause des fenêtres tectoniques d'Avlon (Clément, 1976) et de Stropones en Eubée (Guernet, 1977). Récemment, nous avons montré (Clément et Katsikatsos, 1980) que l'unité d'Avlon était l'équivalent structural de l'unité de Kokkinovrachos, ce qui est incompatible avec une phase tangentielle précoce puisque dans le mont Ver-rori, il a été décrit des formations d'âge crétacé supérieur.

J'ai résumé (fig. 204) les différentes hypothèses portant sur l'édifice structural du site d'Athènes et ses rapports avec les monts Pentelique et Hymette. Déjà Lepsius (1893) (fig. 204 A et B) propose de rattacher les "schistes d'Athènes" au soubassement du mont Pentelique qu'il figure comme un anticlinal faillé. La notion de fenêtre "d'Attique-Cyclades" est due à Kober (fig. 204 C) qui propose un empilement de nappes sur le mont Pentelique. Cette hypothèse, très audacieuse pour l'époque, que l'auteur lui-même a remis en cause (Kober, 1952), reste tout à fait acceptable, si ce n'est que la naissance des collines d'Athènes peut être interprétée différemment (fig. 208, ce volume). La proposition faite par Marinou *et al.* (1971) (fig. 204 D) est conforme à la première proposition de Kober, sauf pour les collines d'Athènes que l'auteur interprète en horsts complexes.

Depuis Kober (1929), la structure en fenêtre de ce secteur des Hellénides internes a été reprise de nombreuses fois par différents auteurs (Katsikatsos, 1970, 1971, 1976, 1977 ; Katsikatsos *et al.*, 1976 a et b ; Clément, 1976, 1977 *in* Brunn *et al.* ; Dürr *et al.*, 1978 ; Bonneau, 1982). Toutefois, il subsiste toujours un doute au sujet de l'ampleur de cette fenêtre et de l'origine des différentes unités structurales qui la composent. Il semble bien, en effet, que pour différents auteurs cette fenêtre soit identique à celle de l'Olympe en Thessalie (Godfriaux, 1968), mais il est à remarquer que pour ce qui concerne les unités structurales situées dans le massif du Pentelique, il n'existerait que peu de ressemblance avec l'Olympe, mais suite aux travaux récents de Schmitt (1983) qui voit une discordance nette entre le Trias supérieur et le Crétacé, tout pourrait être remis en cause dans les années qui viennent.

## 2. TECTONIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE EXTERNE.

Le front tectonique occidental de la zone pélagonienne (fig. 205-206) est relativement difficile à suivre en Béotie car il est formé d'unités structurales dont la lithostratigraphie est très variable (Clément, 1976). Au Nord de la zone du Parnasse, dans la région de Karacholites, Vardavitsa et Koursara, nous observons surtout des klippes tectoniques constituées, de calcaires néritiques crétacés (fig. 206 A et C). Ces calcaires crétacés représentent la couverture transgressive des ophiolites ou des calcaires triasico-liasiques de l'unité pé-

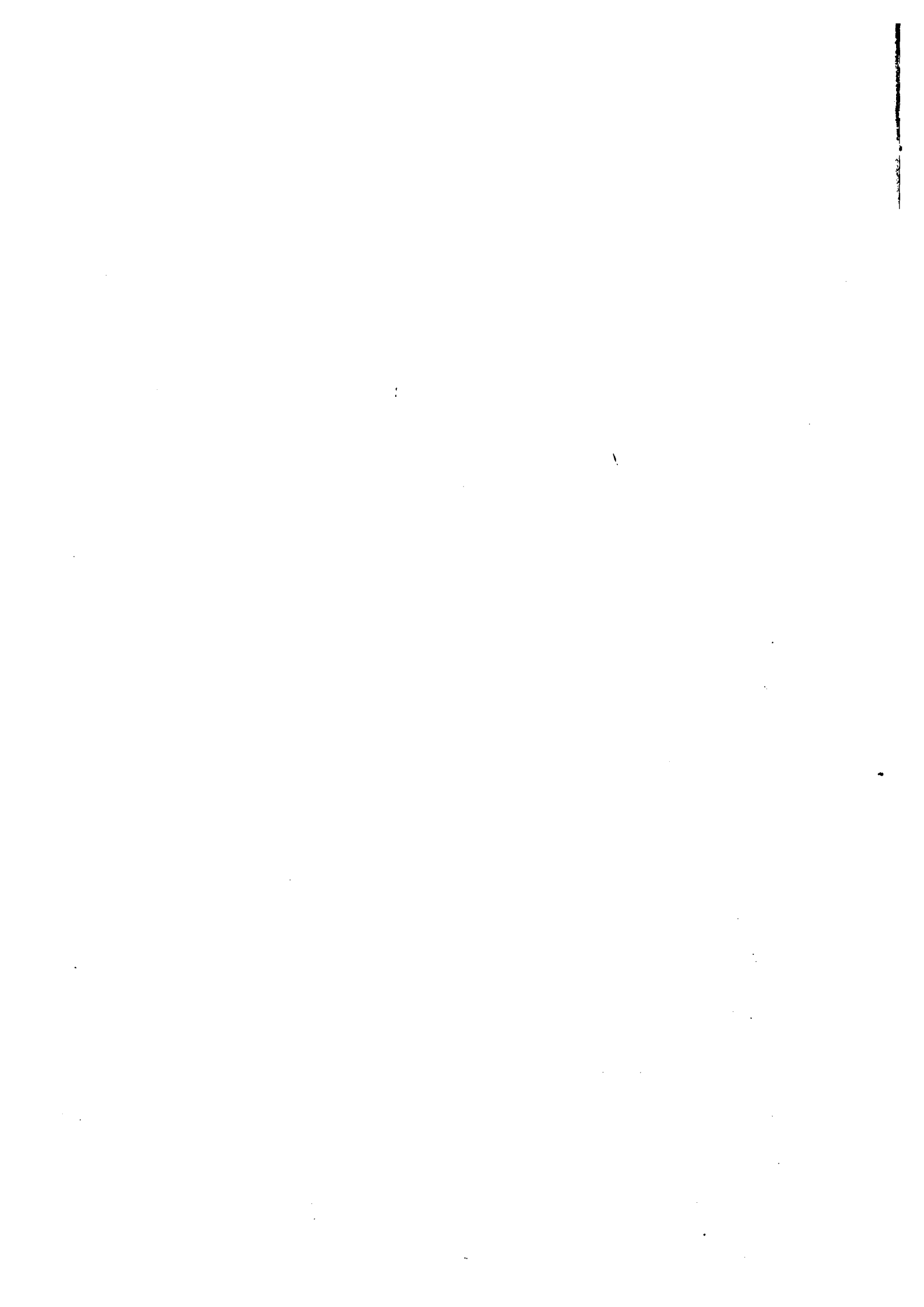
Fig. 204.- Résumé des principales théories sur la fenêtre d'Athènes.

A. et B. Coupes de l'Attique par Lepsius (1893) - 1. Schistes d'Athènes. - 2. Marnes avec lentilles calcaires. - 3. Calcaires gris. - 4. Limons pliocènes et galets.

C. Coupe du site d'Athènes d'après Kober (1920) - 1. Calcaires du Lycabette. - 2. Brèches du Lycabette. - 3. Calcaires du Tourkovouni. - 4. Calcaire d'Ardetto. - 5. Schistes d'Athènes. - 6. Marbres inférieurs. - 7. Schistes. - 8. Gneiss. - 9. Marbres moyens. - 10. Schistes et roches vertes de Kessariani. - 11. Marbres supérieurs, schistes lustrés. -  $\psi$ . Contacts anormaux dans la série d'Attique inférieurs. -  $\phi$ 1. Contacts anormaux majeurs.

D. Coupe du site d'Athènes selon Marinou *et al.* (1971) - 1. Formations détritiques et calcaires néritiques triasiques de l'Aigaleo surmontés de latérites (TA). - 2. Schistes d'Athènes et couches de Kara-Laurium (SA). - 3. Calcaires à *Hippurites* sp. des collines d'Athènes (HC). - 4. Calcaires crétacés de la montagne d'Aigaleo (KA).





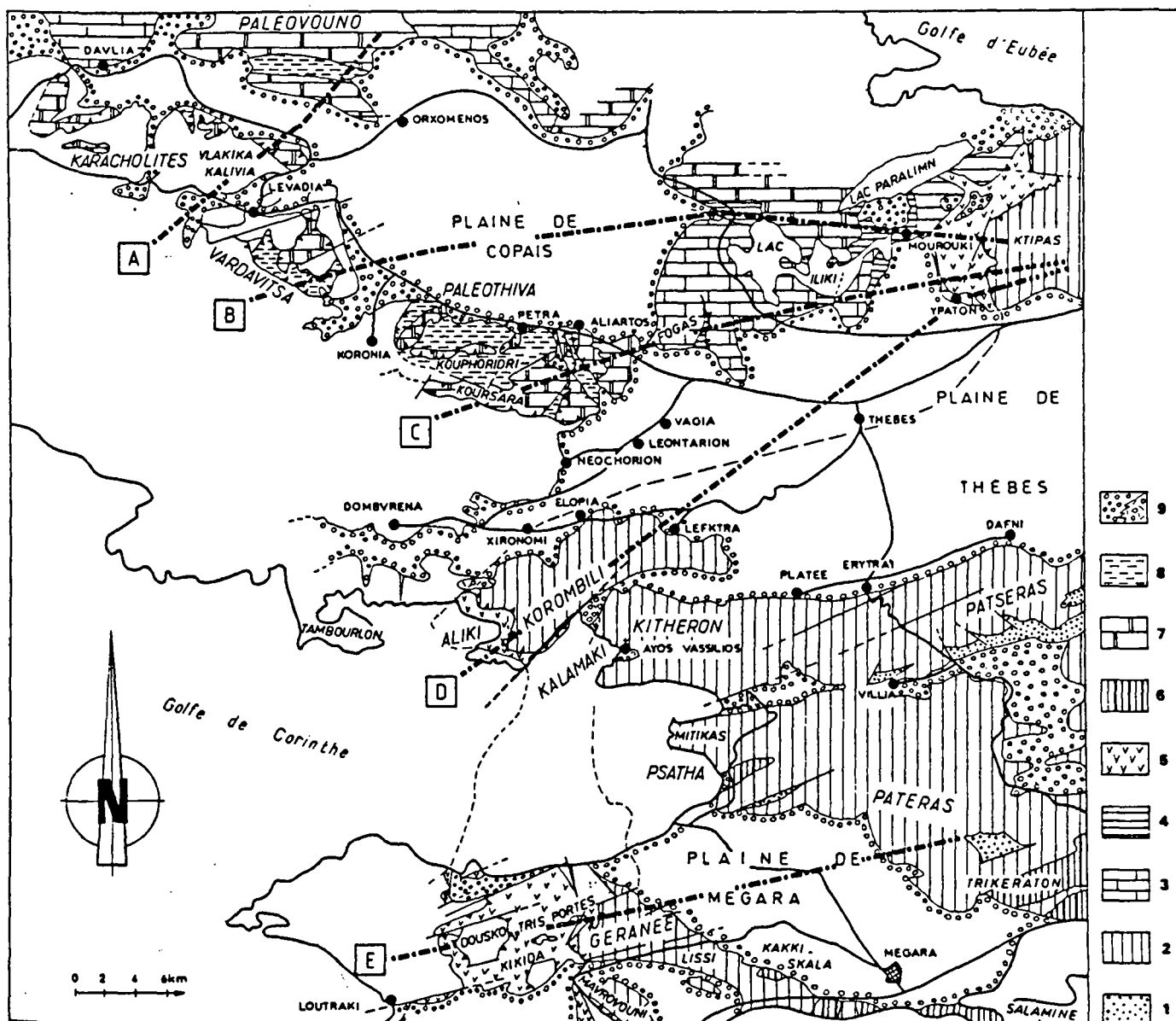


Fig. 205.- Carte schématique de la zone pélagonienne externe en Béotie et dans les monts Gérénées.

1. Formations paléozoïques. - 2. Formations triasiques et liasiques de l'unité structurale du Parnis-Beletsí. - 3. Formations triasiques et liasiques de l'unité structurale externe. - 4. Radiolarites du Malm supérieur. - 5. Ophiolites. - 6. Calcaires crétacés de l'unité structurale du Parnis-Beletsí. - 7. Calcaires crétacés de l'unité structurale externe. - 8. Formations flyschoides tertiaires. - 9. Formations néogènes et quaternaires et terrasse quaternaire.

lagonienne externe. Dans la région de Vardavitsa (fig. 206 B), la klippe frontale est constituée de flysch tertiaire. Dans ce secteur, les différentes klippes reposent tectoniquement sur du flysch éocrétacé qui dans les coupes A et B chevauche le flysch tertiaire parnassien. Ce dispositif est caractéristique de la bordure septentrionale de la zone du Parnassa ; en effet, nous avons décrit (Celet et al., 1974) des klippes de calcaires triasico-liasiques en contact anormal sur du flysch béotien reposant lui-même sur des synclinaux tertiaires parnassiens dans la région d'Eptalophos. En Iti (fig. 195), Wigniolle (1977) a retrouvé cette superposition tectonique particulière.



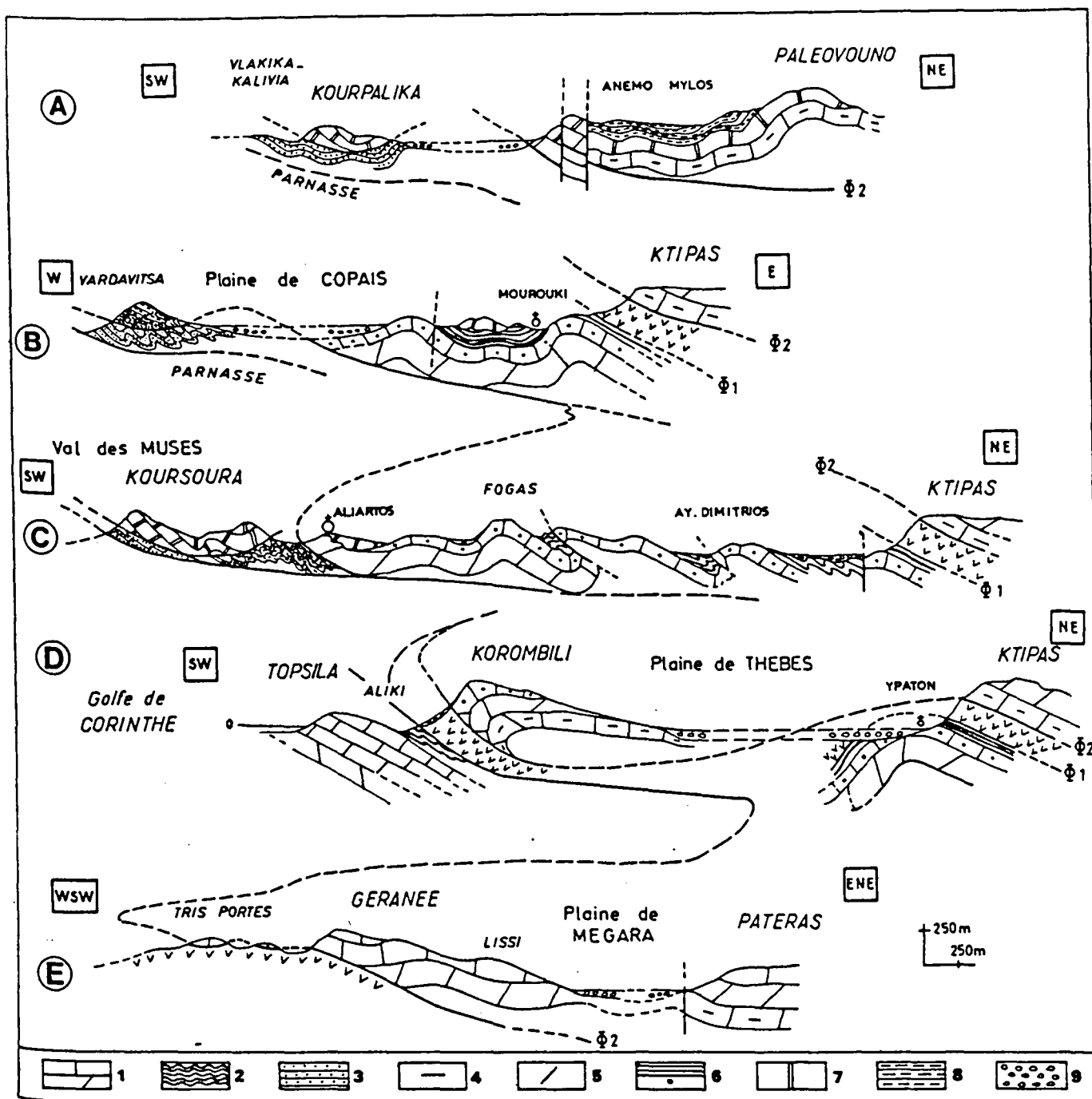
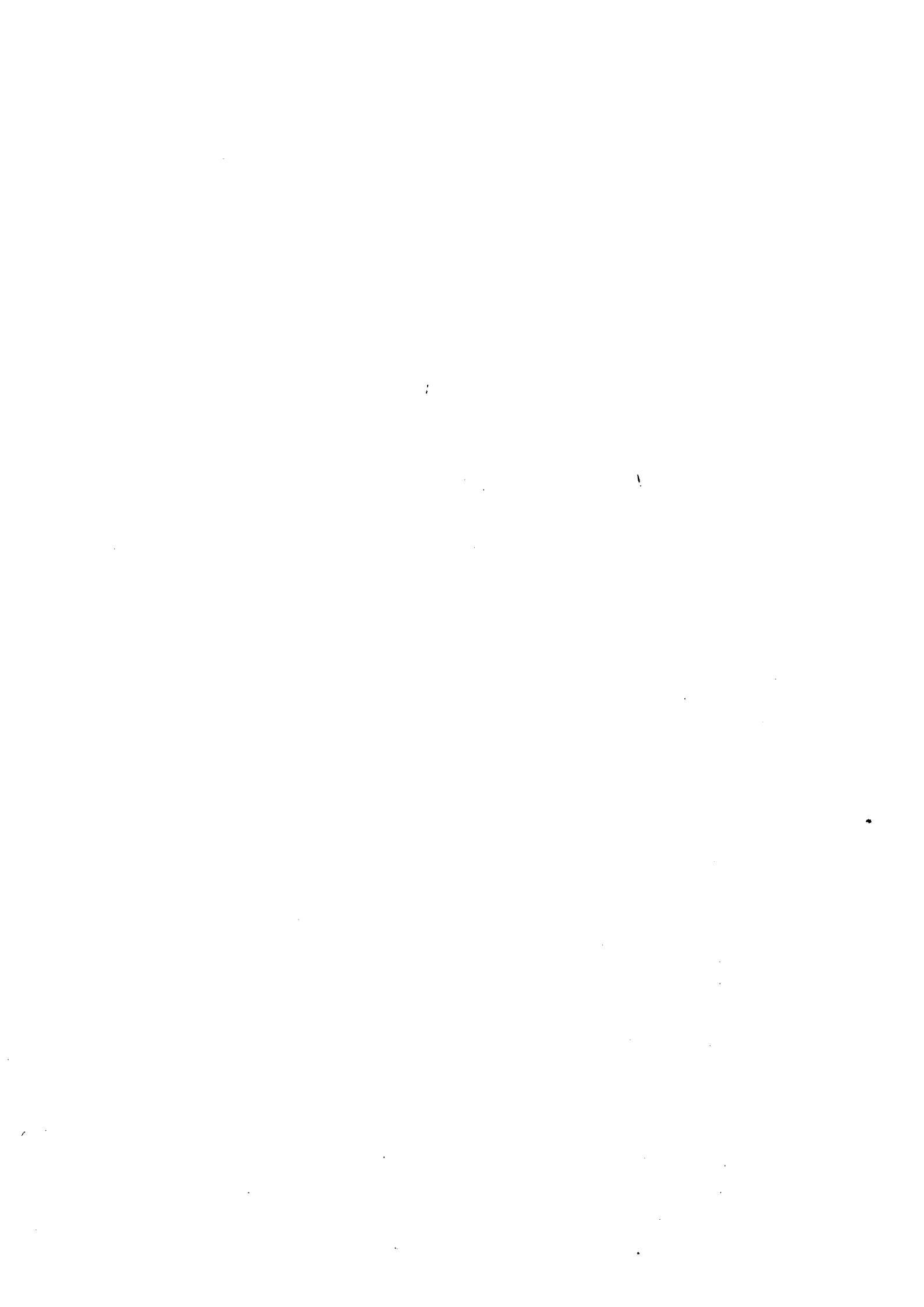


Fig. 206.- Coupes schématiques de la zone pélagonienne externe en Béotie et dans les monts Géraniés.

1. Calcaires néritiques triasico-liasiques de la zone béotienne. 2. Radiolarites du Malm de la zone béotienne. - 3. Formations flyschoides éocrétaées. - 4. Calcaires néritiques triasiques de l'unité structurale du Parnis-Belétsi. - 5. Calcaires triasico-liasiques. - 6a. Calcaires néritiques du Malm. - 6b. Radiolarites du Malm supérieur. - 7. Calcaires néritiques du Crétacé supérieur. - 8. Formations flyschoides tertiaires. - 9. Formations néogènes et tertiaires.

Au mont Korombili, dans la partie méridionale de la province de Béotie, le front tectonique de la zone béotienne forme un anticlinal chevauchant sur des ophiolites. On observe que le contact anormal est décalé par deux grandes failles verticales postérieures au chevauchement. Les ophiolites reposent elles-mêmes sur des radiolarites du Malm inférieur appartenant à la zone béotienne.



Dans les monts Géranéés, nous retrouvons le dispositif structural du mont Korombili avec des klippes tectoniques situées à l'avant du contact à Tris portés (fig. 206 E). Les roches vertes débordent largement la zone béotienne que l'on retrouve dans les fenêtres de Dousko et de Kikida (fig. 202 et 205).

En résumé, à l'examen des figures 205 et 206, on observe que le front tectonique de la zone pélagonienne n'est pas composé des mêmes unités structurales : ce qui peut être l'indice d'une allochtonie importante ayant provoqué la diverticulation des unités composées de calcaires crétacés et de flysch tertiaires sur les zones béotienne et parnassienne.

Nous avons tracé différentes coupes (fig. 206 B, C et D) à partir du mont Ktipas qui montrent bien le chevauchement des calcaires néritiques triasico-liasiques sur les ophiolites (Clément, 1976). En se dirigeant vers le golfe d'Eubée, on voit que le contact chevauchant ( $\Phi 2$ ) s'invasine vers l'Est en formant une demi-fenêtre tectonique bordée par une faille verticale dans sa partie septentrionale. D'après Albandakis (1977), ce contact anormal peut être observé également dans l'île d'Eubée près des localités de Makvrymati et de Vlachia.

La phase tectonique précoce est illustrée en Béotie (fig. 206 B et C) où l'on voit d'une part, le chevauchement des ophiolites  $\Phi 1$  sur les radiolarites du Malm supérieur de la zone pélagonienne et d'autre part, la transgression des formations crétacées soit sur des radiolarites (coupe B) dans la région de Mourouki, soit sur des calcaires triasico-liasiques entre la localité d'Aliartos et le mont Fogas (coupe C). Le substratum de la transgression est légèrement plissé et surtout, il a subi une phase d'érosion assez importante ayant fait disparaître près d'Aliartos des radiolarites et une bonne partie des calcaires du Jurassique.

Du point de vue du style tectonique, à l'exception de la phase d'obduction d'âge jurassique terminal-crétacé inférieur, nous ne constatons pas de mouvements tangentiels appartenant à la phase précoce mais des plissements responsables d'une émergence suivie d'une érosion.

S'agissant de la phase dinarique, nous voyons qu'elle structure la zone pélagonienne en une vaste nappe de charriage de grande portée, composée d'unités structurales indépendantes. L'unité externe, dont la composition lithologique est hétérogène, se trouve découpée en klippe et en écaillés tectoniques comme dans la région du mont Fogas et à Ayos Dimitrios (fig. 206 C). Les ophiolites ne sont vraisemblablement pas continues sous le contact  $\Phi 2$ , car leur substratum a été déformé par cette seconde phase tectonique majeure.

Enfin, nous voyons apparaître, dans la partie méridionale de la Béotie et dans les monts Géranéés, des grandes failles verticales qui découpent le front tectonique de l'unité du Parnis-Beletsí.

### 3. TECTONIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE INTERNE.

Dans la partie interne de la zone pélagonienne, nous n'avons pas trouvé d'empilement tectonique témoignant de la phase éohellénique. En revanche, la déformation de la zone pélagonienne, au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, est soulignée par la transgression du Crétacé supérieur, soit sur les ophiolites, soit sur les calcaires triasiques.

La caractéristique principale de ce secteur réside surtout dans le fait que nous nous trouvons en bordure de la "fenêtre d'Attique-Cyclades" (fig. 207-208). Comme nous l'avons fait



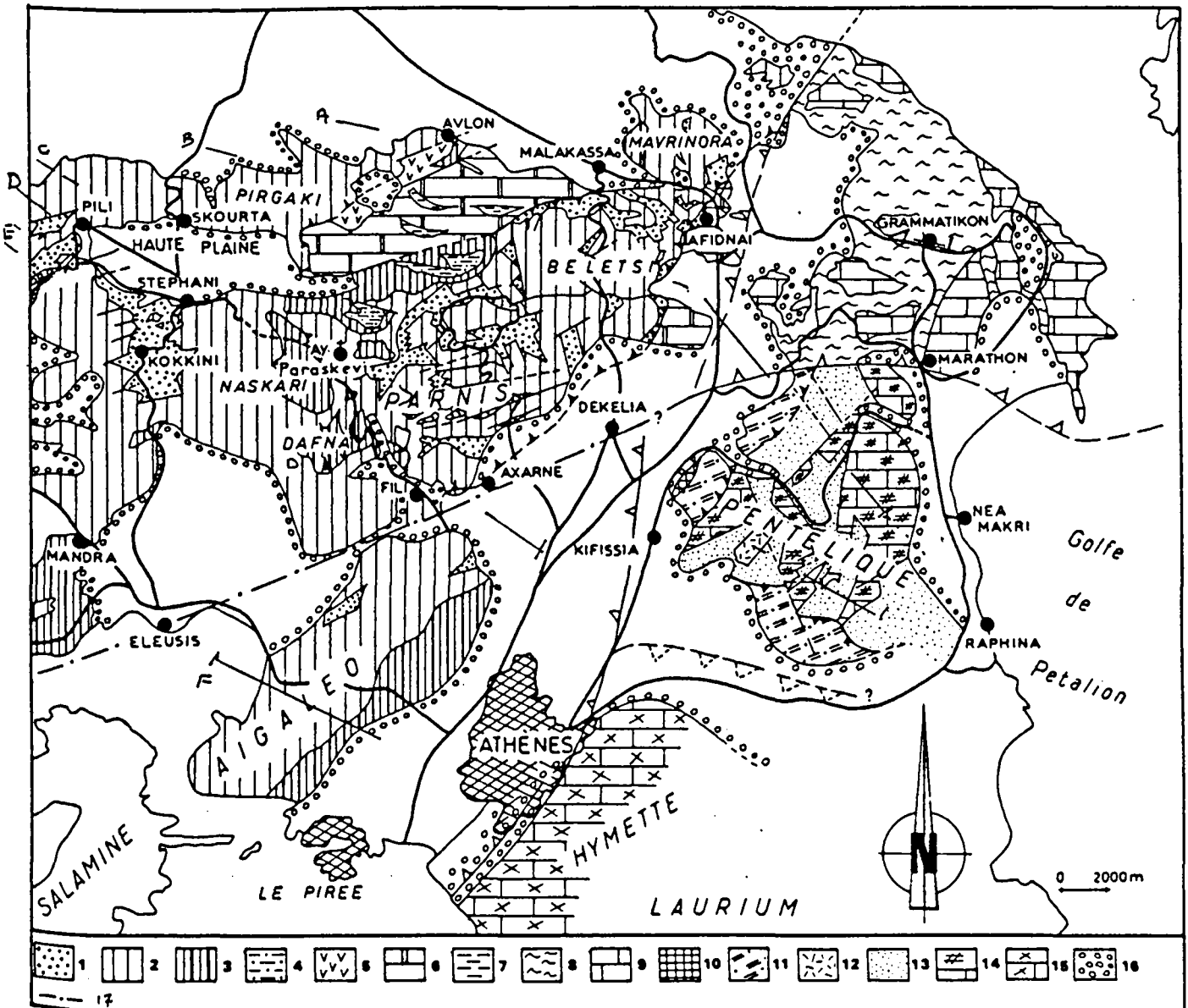


Fig. 207. - Carte schématique de la zone pélagonienne interne et des terrains métamorphiques en Attique.

Unité du Parnis-Beletsi - 1. Formations paléozoïques. - 2. Formations triasiques. - 3. Formations crétacées. - 4. Formations flyschoides crétacées-tertiaires.

Unité d'Avlon - 5. Ophiolites. - 6. Formations crétacées. - 7. Formations flyschoides crétacées tertiaires.

Unité de Marathon - 8. Schistes ocellés et schistes verts. - 9. Calcaires marmoréens (Trias et Crétacé) de Grammatikon séparés par un niveau de bauxite.

Groupe d'Ekali - 10. Calcaires marmorisés en plaquettes. - 11. Schistes à niveaux siliceux.

Groupe du Parnis - 12. Marbres blancs de l'Acropole. - 13. Schistes verts.

Groupe de l'Hymette - 14. Marbres en plaquettes. - 15. Formations récentes.

remarquer (cf. supra : Caractères généraux), il existe plusieurs interprétations à propos de l'appartenance des formations affleurant dans la fenêtre. En effet, les terrains les plus transformés dans le "faciès schistes verts" se trouvent dans la fenêtre et les séries intra-pélagoniennes qui la bordent ne sont que faiblement transformés.





L'allochtonie de la zone pélagonienne interne est soulignée sur son bord occidental par l'existence de la fenêtre d'Avlon (fig. 207) au coeur de laquelle apparaît l'unité pélagonienne externe à ophiolites qui est chevauchée par l'unité du Parnis-Beletsi et qui réapparaît en bordure de la fenêtre d'Athènes au Nord Est de la localité d'Afidnai, près du mont Sinaka (fig. 179), au Nord du village d'Axarnai et au Nord Est de l'agglomération de Fili. Au Sud de ce secteur, nous n'avons pas retrouvé d'indice de la présence de l'unité d'Avlon. Dans le mont Verrori (fig. 207), les formations crétacées, faiblement métamorphisées, ont été rattachées (Clément et Katsikatsos, 1981) à l'unité d'Avlon (ou de Kokkinovrachos : Katsikatsos, 1977). Au-delà du mont Mavrinora, vers le Nord, le contact oriental de l'unité d'Avlon "se ferme" vraisemblablement sur l'unité de Marathon. L'unité du Parnis-Beletsi qui représente l'unité la plus haute de l'édifice pélagonien de notre secteur supporte à quelques endroits une couverture transgressive, datée du Crétacé supérieur, sur des calcaires triasiques.

Le contact entre le Trias inférieur (très rarement) ou supérieur est marqué par une disharmonie importante qui avait été interprétée par Trikkalinos (1958) comme une discordance majeure entre le cycle hercynien et le cycle alpin. Cette disharmonie est le résultat de l'action des nombreuses phases compressives ayant participé à l'édification des zones internes, au cours du cycle alpin avec une phase paroxysmale au Lutétien supérieur-Oligocène. La différence de compétence entre les alternances schisto-gréseuses du Paléozoïque supérieur et les calcaires néritiques du Trias supérieur, particulièrement rigides, a provoqué cette disharmonie. La sémelle tectonique de cette unité est composée la plupart du temps de formations détritiques d'âge paléozoïque supérieur qui, à proximité d'Athènes sur le flanc Sud Est du mont Parnis, sont faiblement métamorphisées (cf. *supra* : Lithostratigraphie des terrains métamorphiques). A l'exception du chevauchement visible en bordure de la route de Fili à Stephani, nous n'avons pas noté d'accidents tangentiels importants dans cette unité. En effet, dans ce secteur nous observons une écaille tectonique qui met en contact des calcaires néritiques triasiques sur des micrites rouges à Globotruncanidés (Clément, 1970). Le déversement de cette écaille se fait vers le Sud Ouest. Il est à remarquer que le trait de coupe orienté (fig. 208, coupe D) NW-SE rencontre le plan de chevauchement selon une direction qui figure un pendage apparent proche de la verticale.

A l'Ouest du mont Verrori, entre les chaînes du Parnis et du Beletsi, nous avons (Clément, 1976 ; Clément et Katsikatsos, 1981) interprété le contact anormal orienté Est-Ouest comme légèrement chevauchant. En effet, au niveau de la route de Dekelia à Malakassa, les formations néopaléozoïques versicolores recouvrent localement les calcaires néritiques triasiques.

Dans le site d'Athènes (fig. 208, coupe F), je n'ai pas cartographié de limites structurales précises car la plupart des collines représentent des sites historiques touristiques, des quartiers urbanisés ou des domaines militaires dans lesquels je me suis contenté de collecter quelques échantillons et de lever des fragments de coupes incomplètes. Les "Schistes d'Athènes" représentant des formations flyschoides d'âge crétacé supérieur-paléocène d'une part, et les calcaires des collines du Crétacé supérieur (cf. *supra* ; Crétacé : les formations crétacées du site d'Athènes) d'autre part, nous sommes conduits à interpréter les différents affleurements de calcaires néritiques crétacés comme des écailles chevauchantes appartenant à un synclinal couché vers le Sud Est. Les couches rigides appartenant au crétacé deviennent "extrusives" au travers des couches flyschoides sus-jacentes au cours des phases compressives néogènes ayant généré la cuvette d'Athènes postérieurement à l'édification de la fenêtre "d'Attique-Cyclades".



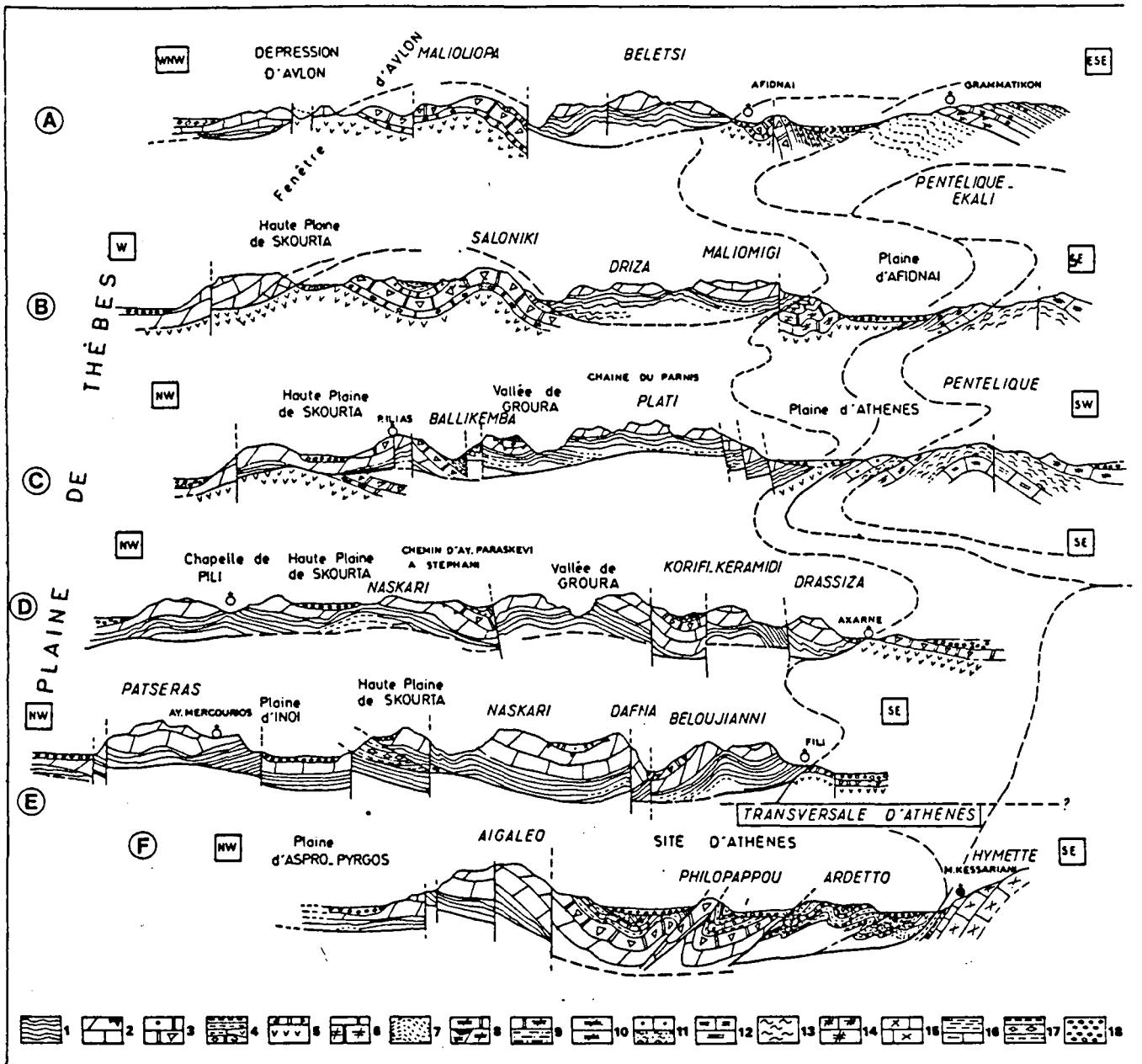


Fig. 208.- Coupes schématiques dans la zone pélagonienne et dans les terrains métamorphiques en Attique.

1. Formations paléozoïques. - 2. Formations triasiques couronnées par des latérites. - 3. Calcaires néritiques crétaçés et micrites à Globotruncanidés. - 4. Formations flyschoides à microbrèches et à olistolites de roches vertes. - 5. Ophiolites et poudingues de bases du Crétacé supérieur. - 6. Calcaires crétaçés métamorphisés. - 7. Schistes ocellés. - 8. Calcaires triasiques et crétaçés séparés par un horizon de bauxite. - 9. Alternance de micaschistes et de marbres en plaquettes. - 10. Calcaires marmoréens. - 11. Schistes verts. - 12. Marbres de l'Acropole. - 13. Schistes verts. - 14. Marbres blancs en plaquettes. - 15. Marbres massifs. - 16. Marbres en plaquettes et schistes. - 17. Couches de Panaktos. - 18. Formations récentes.

Les couches de Panaktos affleurant à l'Ouest de la localité de Stephani (fig. 208, coupe E) apparaissent tectoniquement dans les formations paléozoïques pélagoniennes et nous pensons qu'elles ont été entraînées dans les couches de base du chevauchement au cours de l'édification du dispositif structural pélagonien et qu'elles proviennent d'un secteur plus interne de la zone pélagonienne, là où elles auraient été transformées par le métamorphisme tertiaire.



Au Nord Est de notre secteur, l'unité de Marathon (Clément, 1976 ; Katsikatsos, 1976, 1977) est caractérisée par une lithostratigraphie comparable à celle de la zone pélagonienne (cf. *supra* : Lithostratigraphie des terrains métamorphiques) et elle recèle quelques niveaux repères essentiels tels que des calcaires néritiques à Mégalodontidés près de Grammatikon (Papadéas, 1970) où un horizon de bauxite au Nord de cette localité est surmonté par une alternance de calcaires et de chloritoschistes qui évoque le Crétacé supérieur pélagonien.

L'examen de différents profils dans la zone pélagonienne interne nous apprend que :

- le passage entre le Paléozoïque supérieur et le Trias est marqué par une disharmonie importante ;
- la partie orientale de la zone pélagonienne interne est caractérisée par des rapports structuraux complexes avec la "fenêtre d'Attique-Cyclades" qui recèle elle-même des unités structurales métamorphiques dont la lithostratigraphie est analogue à celle du Pélagonien interne ;
- la discordance entre le Trias supérieur et le Crétacé supérieur, visible dans l'unité structurale du Parnis-Beletsi, atteste de l'effet de la phase précoce éohellénique ;
- l'allochtonie de la zone pélagonienne est très importante en bordure de la "fenêtre d'Attique-Cyclades" ;
- les contacts majeurs tertiaires sont repris par la tectonique cassante post-éocène supérieur-oligocène.

#### 4. CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE.

La zone pélagonienne qui occupe plus de la moitié de notre secteur d'étude se caractérise surtout par une large allochtonie des unités les plus internes sur les unités externes. La phase précoce éohellénique ayant donné naissance aux Paléohellénides se traduit, dans notre secteur d'étude, par une discordance du Crétacé supérieur sur les formations triasico-liasiques. A ce sujet, je rappellerai que nous avons montré (cf. *supra* : fig. 52 et 171) que la base du Crétacé supérieur transgresse sur les différents termes de la série triasique. L'effet de grande phase compressive d'âge jurassique supérieur-néocomien (paléotectonique), responsable de l'obduction des ophiolites sur le bâti pélagonien, est observable uniquement au mont Ktipas à l'Ouest de la zone pélagonienne, mais cette superposition existe en Eubée (Guernet, 1971) et en Locride (Degardin, 1971 ; Leluc, 1976). Cependant, le résultat essentiel que nous avons obtenu du point de vue structural c'est qu'il existe, dans la "fenêtre d'Attique-Cyclades", une unité tectonique analogue (unité de Marathon) aux unités internes de la zone pélagonienne.

Moins visible que dans la zone pélagonienne, nous notons cependant que dans les unités d'Avlon et du Parnis-Beletsi, la plupart des synclinaux formés de terrains crétacés-paléocènes ont leurs axes tectoniques dirigés WNW-ESE.



A la lumière de ce qui précède, il convient, maintenant, d'examiner la notion de phases transverses (Ferrière, 1982 ; Schmitt, 1983). Comme je l'ai souligné (cf. *supra* : Télédétection) au Sud Est du décrochement  $\Delta'$ , on observe dans la zone du Parnasse une orientation sensiblement Est-Ouest de l'axe des synclinaux de flysch tertiaire. Mais, comme nous venons de le voir (cf. *supra*), s'il existe bien des déplacements longitudinaux postérieurs à l'empilement tectonique des nappes, il devient hasardeux, dans notre domaine d'étude, d'admettre des mouvements transverses antérieurs à la création de l'édifice de nappes si nous ne possédons pas d'analyse microstructurale, par exemple, mettant à jour des structures antérieures à la tectonique tangentielle dinarique.

Cette orientation est identique à celle que nous avons observée dans le massif de l'Hélicon (cf. *supra*). L'âge de la mise en place des structures tangentielles est assez délicat à apprécier car nous n'avons pas observé de traces du sillon mésohellénique à l'instar de ce que nous constatons au Nord de la Transversale du Sperchios. Le "colmatage" des structures tangentielles s'opère seulement au Miocène (Guernet, 1971).

Nous avons noté, dans la zone pélagonienne externe, qu'il existait des niveaux à Nummulites d'âge ilerdien-cuisien et que dans l'unité d'Almyropotamos (Katsikatsos, 1971), un hard-ground contenant des Nummulites du Lutétien (Dubois et Bignot, 1978) avait été découvert sur des calcaires renfermant des Rudistes déformés par le métamorphisme tertiaire.

Dans notre secteur d'étude, j'ai décrit (cf. *supra* : le Paléogène) des horizons datés de l'Eocène inférieur au mont Pirgaki (fig. 178).

En résumé, la mise en place des unités pélagoniennes appartenant bien à la phase dinarique datée de l'Eocène moyen à supérieur (?) et les structures actuellement visibles sont dues à l'histoire néotectonique, post-tectonique tangentielle, guidée par les mouvements verticaux et horizontaux.





## SIXIEME CHAPITRE

# TECTONIQUE DES TERRAINS METAMORPHIQUES

Dans les terrains métamorphiques, ne j'ai pas réalisé d'études microstructurales systématiques ; je me suis borné à rechercher des microfaciès et des éléments stratigraphiques de comparaison entre les zones transformées par la pression et la température et les zones préservées de ces phénomènes.

Les terrains métamorphiques, dont l'appartenance n'a pas pu être déterminée, constituent la partie la plus orientale de notre secteur d'étude. Au Nord, ils sont recouverts tectoniquement par l'unité structurale de Marathon que nous avons proposée de rattacher à la zone pélagonienne, grâce à la présence d'une discordance soulignée par un horizon de bauxite à Grammatikon. Le massif du Pentelique comprend deux unités fondamentales :

- l'unité d'Ekali, qui affleure sur les bordure occidentale et méridionale du mont Pentelique ;

- l'unité du Pentelique, qui occupe la position centrale du dispositif.

Depuis Kober (1929), différents auteurs ont admis que le Pentelique représente l'unité inférieure du dispositif tectonique (cf. 204-208), mais le problème essentiel réside dans l'attribution d'un âge, même approximatif, aux formations qui le composent. Pour Paraskevopoulos (1963), ce massif appartient au Paléozoïque ; cette proposition pourrait être rejetée compte tenu du fait que nous avons daté dans le mont Parnis, qui repose sur le Pentelique, des formations datées du Viséen-Namurien. Dans cette hypothèse, les formations du Pentelique seraient d'âge anté-namurien. Dans la zone pélagonienne, nous savons (Yarwood et Aftalion, 1976 ; Kunst et Kreuzer, 1982 ; Ferrière, 1982) qu'il existe une orogénèse, au passage dévono-carbonifère,



accompagnée d'une phase de granitisation importante, ce qui constitue un socle infra-carbonifère. Il ne semble pas que les formations du Pentelique puissent être assimilées à un socle. Si tel était le cas, peu vraisemblable dans l'état actuel de nos connaissances, tout le dispositif structural interne de la zone pélaconienne serait remis en cause.

L'unité d'Ekali vient en contact anormal sur l'unité du Pentelique par l'intermédiaire d'une alternance de schistes et de calcaires marmorisés qui sont déformés au contact des marbres supérieurs de l'unité du Pentelique sur la bordure occidentale du massif. L'étude pétrographique des groupes métamorphiques d'Ekali et du Pentelique (*cf. supra* : Lithostratigraphie des terrains métamorphiques) s'est avérée très monotone. Du point de vue microtectonique, nous avons mesuré des microplis, au demeurant, fort peu nombreux dans les schistes verts de l'unité du Pentelique.

La faible quantité de stations intéressantes ne nous a pas permis de faire une étude systématique ; néanmoins, d'après les mesures des plans axiaux des microplis, nous avons dégagé trois phases :

- la première phase correspond à des miniplis très étirés, avec une schistosité de plan axial contemporaine du métamorphisme. L'orientation des charnières oscille entre 105 et 130° ;

- la deuxième phase montre des plis coniques, dont la schistosité est très frustrée. L'orientation des charnières a été mesurée entre 275 et 290° ;

- la troisième phase est liée au jeu des failles verticales ayant accompagné le bombement tardif ; elle est figurée par des petits plis cassants possédant des plans axiaux verticaux. On observe, par ailleurs, un très grand nombre de diaclases sans rejeu et des crénelations. Les charnières des plans axiaux ont une direction comprise entre 210 et 220°

Confrontés aux études microtectoniques effectuées dans des secteurs limitrophes en Eubée par exemple (Katsikatsos *et al.*, 1976 a et b, 1977 ; Bavay et Bavay, 1980), nous ne retrouvons pas le calendrier des phases alpines dressé par Mercier et Vergely (1972).

L'unité de l'Hymette, qui pour Katsikatsos (1977) est analogue à l'unité du Pentelique trop proche d'Athènes, n'a pas retenu notre attention car les accès y sont très difficiles.

L'interprétation de ces mesures peut être faite dans le cadre de l'étude de la tectonique générale ayant édifié les zones internes, en se gardant bien de ne pas donner aux mesures des directions de charnières une signification structurale déterminante pour la comparaison entre des terrains métamorphiques et des terrains qui en sont exempts. A mon avis, l'utilisation de l'outil microtectonique dans des secteurs comparables à ceux que nous avons étudiés devrait rester uniquement quantitatif. Il n'en demeure pas moins qu'en l'absence de tout autre moyen d'approche, structurale, il convient d'en tenir compte mais les mesures sur le terrain doivent être associées à une cartographie à une petite échelle. La cartographie du domaine métamorphique qui m'a été confiée ayant été menée au 1/100 000, je n'ai pas jugé bon de pousser plus avant l'étude microstructurale.

Anticlinal à la structure complexe, le mont Pentelique nous intéresse car il représente l'unité la plus basse de l'édifice de la "fenêtre d'Attique-Cyclades.

La liaison avec l'île d'Eubée toute proche reste un problème délicat à résoudre car nous n'avons pas travaillé dans la même optique que les nombreuses équipes ayant parcouru ce terrain.



Si l'on rattache comme nous l'avons proposé (Clément, 1976 ; Clément *in* Brunn *et al.*, 1977 ; Clément *in* Dercourt *et al.*, 1980) ainsi que d'autres auteurs (Katsikatsos *et al.*, 1976 a et b ; Katsikatsos, 1977), l'unité d'Almyropotamos d'Eubée à l'unité de Marathon en Grèce continentale, nous voyons qu'elles se superposent aux unités d'Ekali et du Pentelique invisibles en Eubée.

Les unités structurales d'Eubée du Sud susjacentes tectoniquement à l'unité d'Almyropotamos sont comparables, du point de vue position structurale, aux unités du Laurium qui viennent se superposer aux unités du Pentelique et d'Ekali (fig. 190). Au sommet de l'édifice, on trouve d'une part en Eubée, l'unité complexe de l'Ochi contenant des schistes bleus et d'autre part en Grèce continentale, les schistes bleus de la partie méridionale du Laurium.

L'empilement des différentes nappes métamorphiques s'opère donc sur les unités d'Ekali et du Pentelique, elles-mêmes chevauchées par les unités pélagoniennes métamorphisées ou non métamorphiques.



## SEPTIEME CHAPITRE

# CONCLUSION A L'ETUDE TECTONIQUE

### 1. STRUCTURE DES ZONES INTERNES HELLENIQUES AU NIVEAU DE L'ATTIQUE-BEOTIE.

Les coupes tracées dans notre secteur d'étude (fig. 209) nous apprennent que nous sommes en présence d'un édifice structuré en nappes de charriage. Cet édifice, qui repose sur une fenêtre tectonique ("fenêtre d'Attique-Cyclades"), possède une complexité croissante d'Ouest en Est, c'est-à-dire que dans la zone du Parnasse la tectonique tangentielle se traduit par la présence d'écaillés dans une couverture décollée sur le para-autochtone pindique et dans la zone pélagonienne, nous observons un empilement de nappes formées d'unités structurales décollées au niveau du Paléozoïque pour la plus profonde.

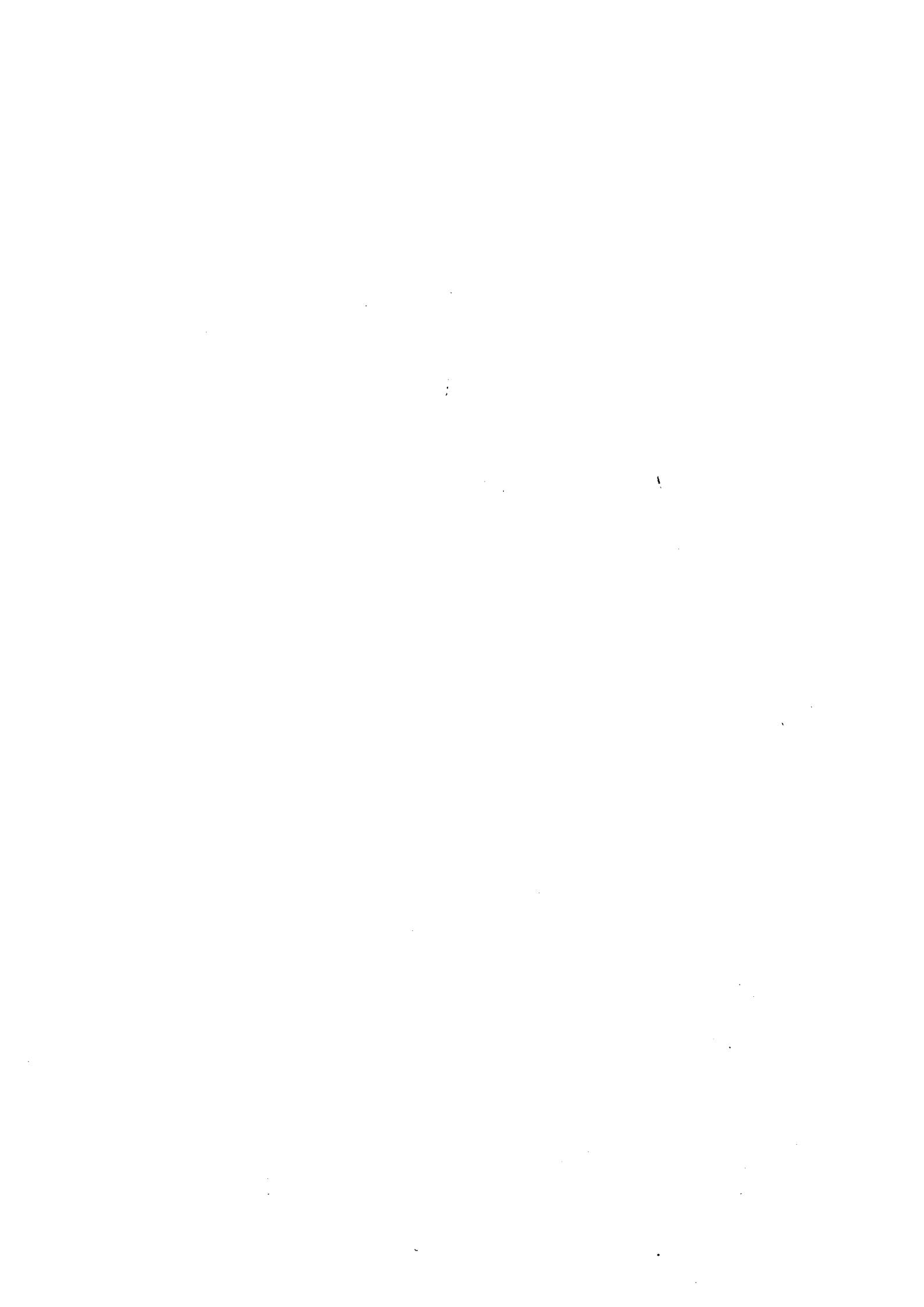
Il existe d'autre part, un dispositif ancien paléodinarique qui montre le charriage des ophiolites sur le "mélange volcano-sédimentaire", l'ensemble étant "recharrié" au cours de la grande phase dinarique.

Le dispositif actuel montre donc sur la zone du Parnasse, le front béotien ( $\Phi B$ ) et le front pélagonien ( $\Phi P$ ) du côté occidental d'une part, et d'autre part uniquement le front pélagonien ( $\Phi P$ ) sur la fenêtre du Pentelique-Ekali dans la partie orientale.

Le sens du déplacement des nappes tertiaires est à vergence vraisemblablement Sud Ouest et la géométrie actuelle de l'ensemble tectonique figure l'ordre paléogéographique ancien en ce qui concerne les zones non métamorphiques du Parnasse, béotienne et pélagonienne. Il est évident que les formations métamorphiques des massifs du Pentelique et de l'Hymette, qui représentent les unités les plus basses, se trouvent à l'arrière du chevauchement frontal et leur appartenance à une zone interne ou externe n'a pas pu être proposée avec certitude.

Dans le dispositif présenté, l'unité structurale la plus haute est l'unité du Parnis-Beletsis qui se retrouve en Eubée moyenne. Elle représenterait donc l'unité la plus interne





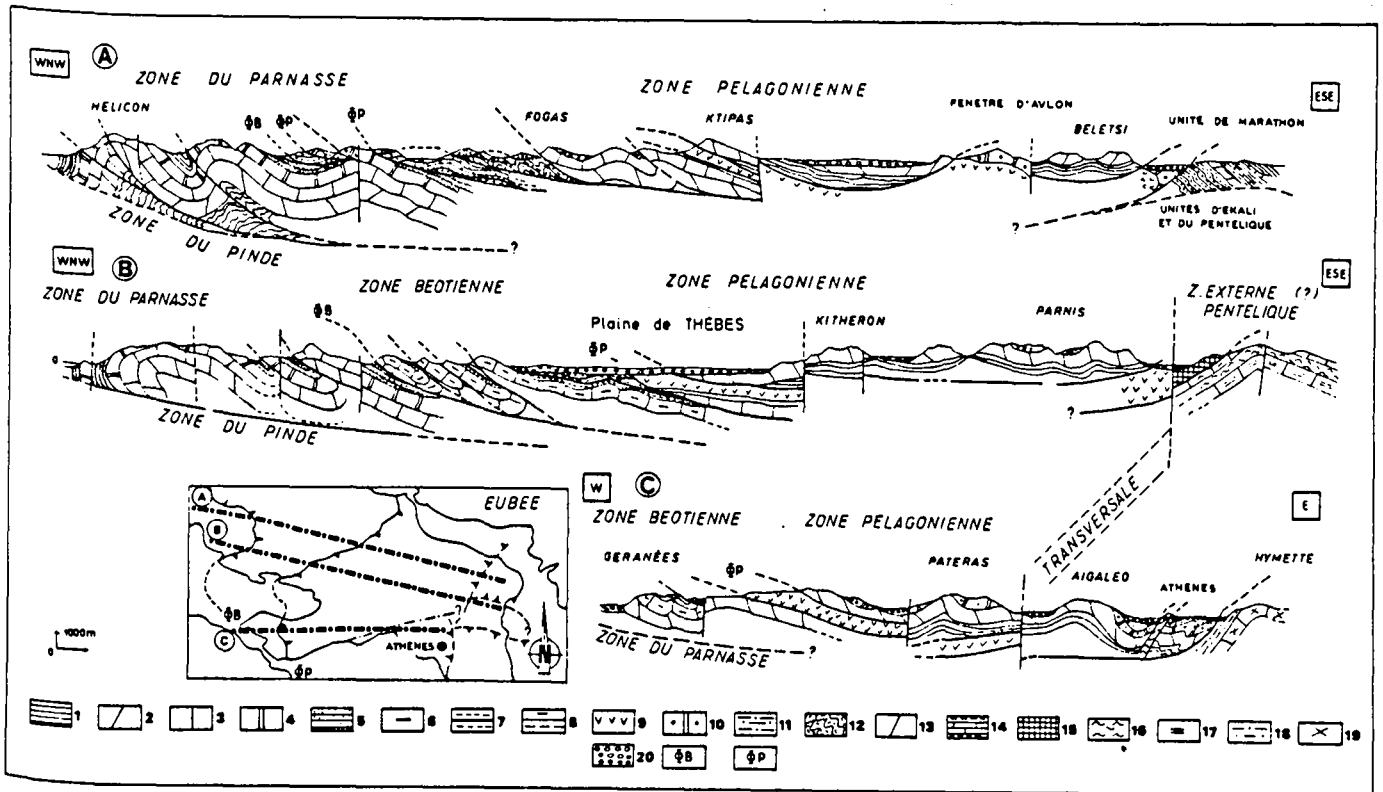


Fig. 209.- Coupes structurales du secteur étudié.

1. Formations paléozoïques détritiques. - 2. Formations triasiques. - 3. Formations jurassiques. - 4. Formations crétacées de la zone du Parnasse. - 5. Flysch tertiaire parnassien. - 6. Jurassique de la zone béotienne. - 7. Radiolarites et flysch béotien. - 8. Ophiolites. - 9. Ophiolites. - 10. Couvertures crétacées transgressives sur la zone pélagionienne. - 11. Flysch tertiaire parnassien. - 12. Schistes ocellés. - 13. Trias et Crétacé (?) de la région de Grammatikon séparés par un niveau de bauxites. - 14. Micaschistes. - 15. Unité d'Ekali. - 16. Calcaires en plaquettes et micaschistes. - 17. Cipolins. - 18. Schistes. - 19. Calcaires recristallisés. - 20. Formations néogènes et quaternaires. - ΦB. Front béotien. - ΦP. Front pélagionien.

non métamorphique. S'agissant de l'unité de Marathon, elle aurait été entraînée sous l'unité du Parnis Belets mais d'une manière incomplète. Selon Katsikatzos (1976, 1977) et Guernet (1978), si l'unité de Marathon est analogue à l'unité d'Almyropotamos, en Eubée elle réapparaît en fenêtre sous l'Eubée moyenne à Stropones, ce qui tenterait à procurer qu'elle est moins interne que l'unité du Parnis Belets. Dans cette hypothèse, la métamorphisme de l'unité de Marathon aurait été acquis lors de la tectonique tertiaire.

La valeur du raccourcissement général est difficile à estimer car nous ne connaissons pas l'origine paléogéographique des unités d'Ekali et du Pentelique qui affleurent à la base de l'ensemble pélagionien. Seule la zone pélagionienne peut permettre une évaluation minimale compte tenu du fait que la mesure s'effectue sur des fronts d'érosion ; elle s'élèverait à 100-120 km pour le recouvrement de l'unité du Parnis Belets sur l'unité externe. A partir de cette évaluation minimale, les mesures de l'allochtonie sont en rapport direct avec le type d'hypothèse que les auteurs choisissent. Si comme l'avance Bonneau (1982) les zones internes sont très allochtones sur la zone du Pinde qui réapparaîtrait en fenêtre dans les Cyclades, l'estimation de l'allochtonie de celles-ci pourrait atteindre plus de 300 km. Si au contraire on s'en tient au résultat apporté par Schmitt (1983) montrant que le massif de l'Olympe possède une discordance paléohellénique, la large allochtonie des zones internes se trouve mise en doute. Il faut noter toutefois que même si les formations olympiennes n'appartiennent plus à la sous-zone du Gavrovo, le cisaillement général mettant en place les zones internes sur les zones externes pourrait exister en profondeur, ce qui reviendrait à l'hypothèse proposée par Bonneau (1982).



Outre la tectonique tangentielle, apparaît une tectonique verticale importante qui frappe sur le terrain par les reliefs qu'elle a modelés en horsts et en bassins intramontagneux. Postérieurement à la mise en place des nappes, l'édifice interne a été modelé par de grands bombements lors des phases compressives et haché par des failles verticales à fort rejet qui compliquent l'analyse de terrain. Ces phénomènes conjugués à l'érosion ont contribué à l'apparition des fenêtres tectoniques dans les secteurs orientaux (fenêtres d'Avlon et d'"Attique-Cyclades").

## 2. EXISTENCE DE MOUVEMENTS COULISSANTS ?

Ayant été confronté à de nombreux problèmes lors des reconstitutions paléogéographiques et lors de la comparaison des unités structurales de mon secteur avec les unités limitrophes, j'ai essayé de les résoudre en proposant une hypothèse prenant en compte les mouvements coulissants horizontaux. N'ayant pas travaillé ce schéma de pensée sur le terrain en employant l'outil microtectonique par exemple, l'existence de ces déplacements demeure, pour l'instant, tout à fait théorique (fig. 210).

Dans le chapitre traitant de la télé-détection (cf. *supra*), j'ai suggéré la présence d'un grand décrochement  $\Delta\Delta'$  (fig. 191) séparant les massifs du Parnasse et de l'Helicon. Grand décrochement senestre postérieur à la tectonique tangentielle tertiaire hachant les synclinaux de flysch parnassien, il pourrait expliquer, en partie au moins, la virgation "structurale" observée dans la zone parnassienne. Si tel était le cas, cette interprétation s'inscrirait en faux contre l'hypothèse développée par Ricou (1980) qui voit une tectonique en coin ayant induit la courbure égéenne. Si cette dernière hypothèse était vérifiée dans le secteur du Parnasse, je devrais observer une paléogéographie anté-obduction conforme à l'hypothèse avancée, ce qui ne me paraît pas être le cas car au Jurassique moyen à supérieur, les zones pélagonienne et parnassienne sont secouées par des mouvements distensifs ayant donné naissance au sillon béotien sur la bordure interne de la zone du Parnasse (cf. *supra* : Jurassique de la zone béotienne).

Me basant sur des arguments généraux d'ordre tectonique et métamorphique, je propose de placer une transversale décrochante sur la bordure occidentale de la fenêtre d'Athènes désignée "Transversale d'Athènes". Cet accident décrocherait la partie méridionale de l'Attique dans un grand mouvement dextre. Il est clair, comme je l'ai signalé plus haut, que cette transversale demeure hypothétique, car n'ayant pu la vérifier sur le terrain, son tracé reste spéculatif mais sa direction générale est sensiblement orientée Sud Ouest - Nord Est, c'est-à-dire qu'elle est parallèle aux décrochements que l'on observe dans les monts Gérénées et en bordure du golfe Saronique.

Son prolongement vers le Nord Est, au-delà de la plaine d'Athènes et son passage en Eubée n'ont pas pu être démontrés ; c'est la raison pour laquelle nous avons gardé les symboles du chevauchement de l'unité de Marathon sur l'ensemble du Pentelique-Ekali (fig. 207). En revanche, vers le Sud Ouest il semble que nous puissions la prolonger jusqu'au Nord de l'Argolide en la plaçant à l'Est du mont Trapezona où il existe un ensemble de grandes failles verticales d'orientation Sud Ouest - Nord Est (Vrielynck, 1980-1982). Selon cet auteur, à l'Est du mont Trapezona, on observe le chevauchement d'unités à affinités maliaques sur la zone pélagonienne. Ce dispositif structural pourrait tout à fait être compatible avec une bordure interne de la plate-forme pélagonienne chevauchée par les unités maliaques, au moment de l'édification des Paléohellénides.



Au Sud de l'Argolide, dans les monts Adhères, affleurent des formations flyschoides légèrement transformées dans le "faciès schistes verts". La lithostratigraphie de cette formation, les niveaux de microbrèches à Globotruncanidés en alternances avec des chloritoschistes et la présence d'olistolites de roches vertes nous conduisent à penser qu'il existe des ressemblances frappantes entre le flysch des Adhères et les "Schistes d'Athènes".

Il semble donc que l'on puisse comparer, du point de vue faciologique, l'Argolide moyenne et méridionale et l'Attique septentrionale.

Pour résumer, la "Transversale d'Athènes" sépare, au niveau de l'Argolide, deux secteurs différents de la zone pélagonienne. En effet, nous trouvons :

- au Nord de cette transversale, dans les monts Gérénées, la partie externe de la zone pélagonienne en contact anormal avec la zone béotienne ;
- au Sud de cette transversale, un secteur interne de la zone pélagonienne.

La difficulté de repérage de la "Transversale d'Athènes" réside surtout dans le fait qu'elle affecte des unités structurales d'une même zone, donc qu'elle met au contact des terrains analogues, plus ou moins transformés par le métamorphisme tertiaire.

Si nous examinons la figure 210, nous voyons que le décrochement  $\Delta\Delta'$ , dans la zone du Parasse, se poursuit vers le Nord en coupant l'île d'Eubée au niveau des terrains métamorphiques du Nord de cette île et se prolonge dans la direction de la fosse Nord-anatolienne (Mac Kenzie, 1977) en bordure des Sporades. Au Sud, en Attique et Eubée, la "Transversale d'Athènes" sépare la zone pélagonienne, peu ou prou métamorphisée, des formations métamorphiques d'appartenance inconnue (massifs du Pentelique et ensemble Styra-Ochi).

La portion de lithosphère comprise entre  $\Delta\Delta'$  et la "Transversale d'Athènes" correspond à ce qui a été longtemps désigné sous le vocable : "ensellement d'Eubée" (Aubouin *et al.*, 1963), qui représentait une région sans métamorphisme encadrée de deux domaines métamorphiques.

Nous avons observé, dans le chapitre consacré à l'étude tectonique de la zone pélagonienne, que les contacts tangentiels tertiaires structurant l'édifice pélagonien étaient repris par des failles décrochantes dans le mont Korombili (fig. 205) d'une part, et dans les monts Gérénées d'autre part. Si cette observation est juste, nous pouvons admettre que ces décrochements ont été induits par la phase de compression qui a provoqué la naissance des deux grandes failles coulissantes de grande importance provoquant des mouvements relatifs opposés :

- déplacement senestre au Sud Est de  $\Delta\Delta'$  ;
- déplacement dextre au Sud Est de la "Transversale d'Athènes".

Pour dater ce phénomène, nous avons pensé qu'il pourrait être associé aux coulissements observés dans le Nord de l'Anatolie au cours du Miocène, avant l'expansion égéenne (Angelier, 1979). L'hypothèse de l'éjection de la Turquie vers l'Ouest au moment de la collision, de la plaque arabe contre les Taurides étant très controversée, nous n'entrerons pas dans la polémique qui oppose les spécialistes de la Tectonique globale. D'après Angelier (1979), le jeu dextre de la faille Nord-anatolienne a débuté au Miocène moyen à supérieur, ce qui serait com-



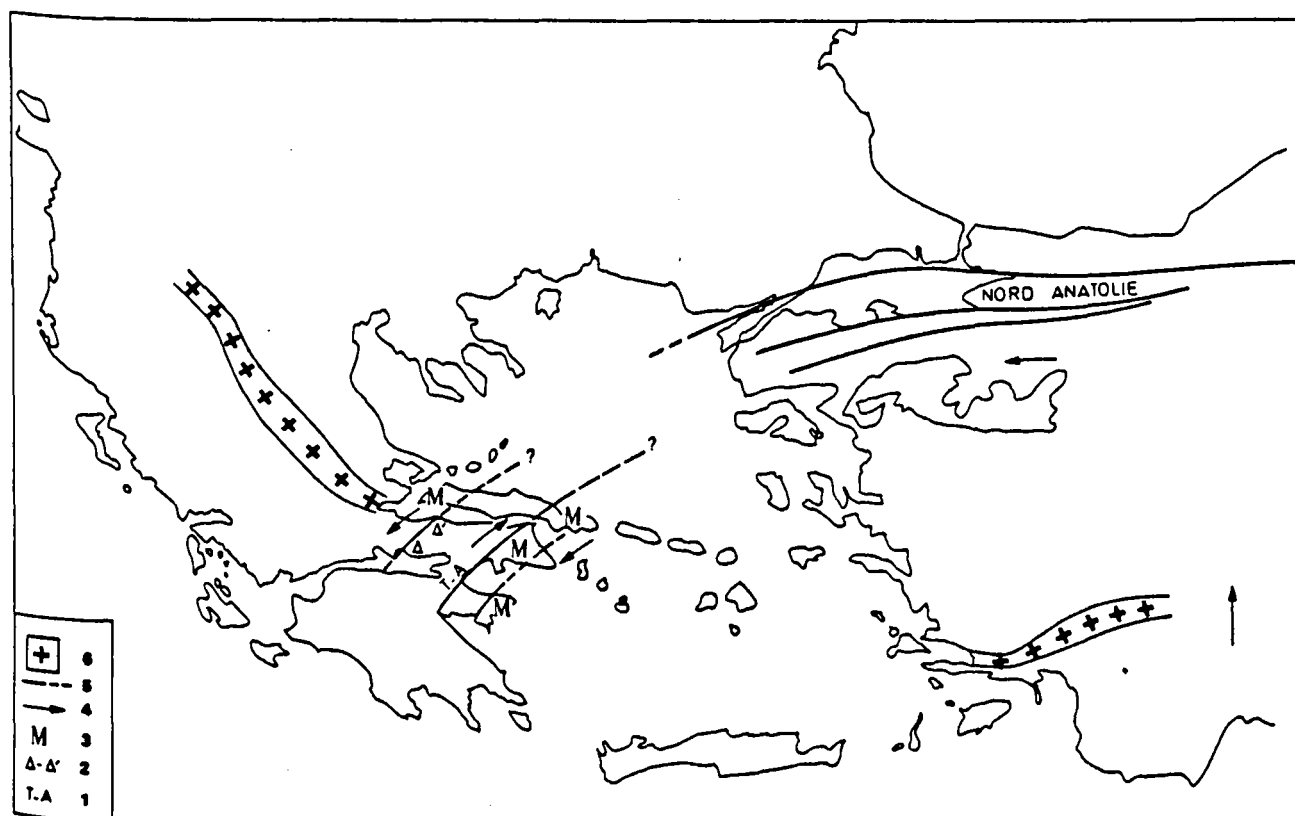


Fig. 210.- Reconstruction de la Méditerranée orientale au Miocène s.l. (Angelier et Le Pichon, 1978). Schéma modifié.

1. T.A. Transversale d'Athènes. - 2. Décrochement béotien. - 3. Domaine métamorphique. - 4. Séries du déplacement relatif. - 5. Traces de grands accidents reconnus ou supposés. - 6. Sillons molassiques mésohelléniques de Grèce et de Tavas (en Turquie) d'âge oligocène inférieur et miocène inférieur.

patible avec le schéma que nous proposons.

### 3. EVOLUTION TECTONIQUE DES HELLENIDES AU NIVEAU DE L'ATTIQUE-BEOTIE.

A la fin de chaque chapitre traitant soit de la stratigraphie, soit de la tectonique, j'ai signalé l'âge des mouvements ayant présidé à la création de l'édifice actuel en esquissant seulement l'histoire néotectonique. Les grandes étapes tectoniques se divisent en :

- crise paléozoïque ;
- crise Jurassique terminal-Eocène ;
- crise Eocène moyen (?) à supérieur (?) ;
- mouvements coulissants post-nappes ;
- tectonique de failles verticales pendant le Néogène et le Quaternaire.

#### a. CRISE PALÉOZOÏQUE.

Nous avons vu (*cf. supra*) qu'antérieurement aux dépôts des formations détritiques du Paléozoïque supérieur, il existe une phase contemporaine de la phase bretonne sur la bordure septentrionale du Gondwana. Les manifestations de cette crise sont visibles surtout dans les dépôts de sédiments détritiques plus ou moins grossiers. Il est à signaler que nous n'avons pas remarqué de discordance, dans notre secteur, marquant ce phénomène.





#### b. CRISE JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE.

Cette crise se manifeste surtout par les dépôts de sédiments détritiques dans la sillon béotien creusé entre la zone du Parnasse, à l'Ouest, et la zone pélaconienne, à l'Est : c'est le dépôt du flysch béotien.

Du point de vue des structures, l'orogénèse paléotectonique (Aubouin, 1973) ou éohellénique (Jacobshagen, 1976) se manifeste par l'obduction des ophiolites sur le "volcano-sédimentaire". Pour les déformations, nous observons (Clément et Ferrière, 1973) la transgression de l'Albo-Aptien puis du Cénomaniens sur des calcaires triasico-liasiques, des ophiolites ou sur des radiolarites.

Il n'existe pas de mouvements tangentiels ayant structuré en nappes de charriage la partie externe de l'édifice interne. Il est à remarquer cependant que dans la zone du Parnasse, l'écho de cette phase précoce se traduit par l'apparition du deuxième niveau de bauxite ( $S_2$ ) et qu'à la fin de l'Eocétacé, juste à la limite du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur, il se dépose le troisième niveau de bauxite ( $S_3$ ).

#### c. CRISE EOCENE MOYEN (?) A SUPERIEUR (?)

C'est la crise la plus typique de l'histoire tectonique alpine. Elle est annoncée par le dépôt de formations flyschoides précoces (au cours du Crétacé supérieur, dans la domaine la plus interne de notre secteur) suivi par un flysch dont l'extension est quasiment généralisée au Paléocène.

L'âge des recouvrements est assez mal daté mais la phase paroxysmale se situe dans un certain Lutétien (moyen-supérieur ?).

La structuration en nappes de la partie la plus interne de notre secteur pourrait signifier que la zone pélaconienne a enregistré les contraintes les plus intenses.

Les zones du Parnasse et béotienne, disposées en échelles et masquées partiellement par le front pélaconien, ne sont pas reconnues dans la "fenêtre d'Attique-Cyclades", ce qui nous empêche de quantifier l'ampleur du recouvrement. Ainsi, reste posé le problème de l'appartenance des unités d'Ekali, du Pentelique et de Marathon.

#### d. MOUVEMENTS COULISSANTS POST-NAPPES.

L'absence de sillon mésohellénique sur notre secteur d'étude et le fait que nous proposons l'existence de la "transversale d'Athènes" à propos de ce travail, rendent difficiles toutes spéculations concernant cette façon nouvelle de considérer l'évolution post-tectonique tangentielle de notre secteur.

En effet, si ces déplacements horizontaux se vérifient, "l'ensellement d'Eubée" doit être revu sous un jour nouveau en prenant en compte la position originelle de la zone pélaconienne externe qui serait venue tardivement au contact des terrains métamorphiques de l'Attique méridionale et de l'Eubée du Sud. Cette hypothèse est incompatible avec le modèle (Katsikatos 87 26., 1976 ; Vergely, 1979) qui présente un océan (maliaque ?) séparant la zone pélaconienne en deux zones isopiques différenciées par la présence d'un Pélaconien non métamorphique. Les pro-



Vinces métamorphiques étant situées plus au Nord Est auraient coulissé le long de la "Transversale d'Athènes" pour venir jouxter des terrains exempts de métamorphisme. Cette conception pourrait expliquer, en partie, la présence dans les Cyclades de formations qui pourraient se rapprocher du point de vue lithostratigraphique.

e. TECTONIQUE DE FAILLES VERTICALES PENDANT TOUT LE NEOGENE ET LE QUATERNAIRE.

Les grands bombements et placements du dispositif structural ont présidé à la formation de vastes anticlinaux qui ont été dégagés par l'érosion. C'est ainsi que se sont dégagées toutes les fenêtres des zones internes, et particulièrement celle "d'Attique-Cyclades".

L'étape néotectonique est liée à l'histoire plio-quaternaire. Elle détermine les grands bassins d'effondrements intra-montagneux.

f. CONCLUSIONS.

L'évolution tectonique de notre secteur d'étude est surtout marquée par une succession de phases alpines plus ou moins intenses ayant modelé, d'une façon complexe, un secteur s'étendant au front des zones internes. Ce que nous observons, ce sont surtout les conséquences des phases cassantes ayant découpé un édifice de nappes indépendamment des structures préexistantes.



**CINQUIEME PARTIE**

**INTERPRETATION GEODYNAMIQUE**

**RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION**

**GEODYNAMIQUE CHOIX D'UN MODELE**



## A. GENERALITES

L'évolution géodynamique des Dinarides s.l. est étroitement liée au rapprochement pendant le cycle alpin de l'Eurasie et de l'Afrique (Argand, 1924). Beaucoup d'auteurs ont proposé des modèles d'évolution de la marge apulienne conduisant à la création des chaînes alpines de Méditerranée orientale. Dans ces modèles fondés sur la tectonique des plaques, ces auteurs prennent en compte les divers résultats fournis par les études géologiques et géophysiques et les comparent d'une part aux données actuelles de l'océanographie et d'autre part, aux différents dispositifs observés à la limite Océans-Continents. Dans les Hellénides et les Dinarides, on relève de nombreux essais sur l'évolution de la plaque apulienne (Dewey et Bird, 1970 ; Dercourt, 1970, 1972, 1973 ; Smith, 1971 ; Hsü, 1971 ; Bernoulli et Laubscher, 1972 ; Aubouin, 1972, 1973, 1974, 1976, 1977 ; Dewey *et al.*, 1973 ; Bernoulli et Jenkyns, 1974 ; Blanchet, 1973, 1975, 1976 ; Bocatelli *et al.*, 1974 ; Mercier *et al.*, 1975 ; Cadet, 1976 ; Channel et Horvath, 1976 ; Biju-Duval *et al.*, 1977 ; Jones et Blake, Boillot, Katsikatsos *et al.* in Fantinet, 1977 ; Aubouin *et al.*, 1977 ; Jacobshagen, 1977 ; Vergely, 1977 ; Alter et Seidel, 1977 ; Charvet, 1978 ; Le Pichon et Blanchet, 1978 ; Channel *et al.*, 1979 ; d'Argenio *et al.*, 1980 ; Ricou, 1980 ; Sengor *et al.*, 1980 ; Bonneau, 1982 ; Ferrière, 1982 ; Sengor, 1982 ; Thiébault, 1982).

## B. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE.

### 1: STADE INITIAL : LE PALEOZOIQUE SUPERIEUR.

Le problème auquel je me trouve confronté dans les Hellénides internes est celui de l'appartenance de ce domaine, soit à une bordure du futur continent européen, soit à une bordure du futur continent africain. Les arguments apportés par l'étude d'une partie des zones internes et leur comparaison avec les informations bibliographiques recueillies sur la bordure européenne m'incitent à proposer une origine périgondwanienne aux Hellénides, en admettant toutefois que ce choix est basé sur des arguments structuraux (présence ou absence d'une ou de plusieurs discordances dans le Paléozoïque supérieur ?) (fig. 211).

» Cette option implique la présence d'une Paléotéthys. Si l'on en croit Smith *et al.* (1973), Scottse *et al.* (1979) et Irving (1977) qui, se basant sur des mesures du paléomagnétisme, pro-





posent un large espace océanique ? entre l'ensemble dinarico-taurique et la future bordure européenne. Depuis Dietz et Holden (1970), différents auteurs ont opposé deux hypothèses :

- présence d'un espace océanique entre le Gondwana et l'Europe largement ouvert sur le Pacifique qui se ferme par un golfe dans les Dinarides s.l. (Johnson, 1973-1976 ; Dewey *et al.*, 1973 ; Flügel, 1975) ;

- présence d'une plate-forme épicontinentale entre le Gondwana et l'Europe ouverte sur les provinces pacifiques au-delà de l'Iran actuel (Bernoulli et Jenkyns, 1974 ; Argyriadis, 1975).

Il va de soi que dans notre secteur d'étude et également dans les Dinarides s.l., la présence d'ophiolites paléozoïques n'a jamais été démontrée avec certitude. Cependant, en Turquie, Sengor *et al.* (1980), en bordure de la Mer Noire, attire l'attention sur des ophiolites pré-triasiques. Ces jalons appuyent la première hypothèse.

Il est clair que si l'on regarde les différentes reconstitutions basées sur le paléomagnétisme, la position du Gondwana autorise la présence d'une Paléotéthys. Récemment, les différentes mesures paléomagnétiques plus ponctuelles de Lauer (1981) en Turquie indiquent que les Taurides se trouvaient à la latitude de l'Arabie actuelle.

Si l'on tient compte des remarques que nous avons faites sur les possibilités d'alimentation en détritique du Paléozoïque supérieur (*cf. supra*, fig. 44) d'une part, et les travaux d'Altiner (1981) sur la sédimentation de cette époque en Turquie méridionale, nous constatons qu'il n'existe pas de différence fondamentale entre les Hellénides et les Taurides méridionales au Paléozoïque supérieur.

## 2. STADE PRE-FRACTURATION : PERMIEN TERMINAL-WERFENO-ANISIEN p.p.

Cette période correspond à la création des zones isopiques-helléniques.

La sédimentation carbonatée s'installe progressivement au détriment de la sédimentation détritique régresse par saccades. Dans la future zone du Pinde, l'amorce de la création d'un bassin est marquée par un volcanisme alcalin (Ardaens *et al.*, 1979). L'instabilité de la plate-forme anisienne est soulignée par la présence de biomicrites à filaments et à Conodontes dont les faciès sont comparés au "Han-Bulog" de Yougoslavie (Charvet, 1978).

## 3. STADE FRACTURATION : ANISIEN p.p. A CARNIEN p.p.

La diversité des laves observées dans les Hellénides et les Dinarides nous amène à considérer cette période comme fondamentale. Là encore, plusieurs hypothèses nées de l'étude du volcanisme sont en présence.

Après la publication de Bebieu *et al.* (1978) portant sur la présence d'un volcanisme calco-alcalin dans les Dinarides (Berard-Bergery, 1980 ; Rocci *et al.*, 1980), voire même shoshonitique (Pe-Piper, 1983), il s'est créé différents modèles géodynamiques indiquant un plan de subduction à vergence Sud Ouest sous les Dinarides (Charvet, 1978 ; Senghor *et al.*, 1980).

L'argument le moins contestable refutant cette hypothèse est celui qui conduit à placer la zone maliaque en position ultra-pélagonienne (hypothèse B 2 : Ferrière, 1982). Comme nous



l'avons vu (*cf. supra* : Conclusion sur le Trias), l'existence de la zone maliaque en position subpélagonienne n'est pas satisfaisante au droit de la zone du Parnasse ou même en Argolide (Vrielynck, 1982).

L'absence quasi générale de pyroclastites sur le bord interne de la zone pélagonienne (Nisbet et Pearce, 1977 ; Vrielynck, 1981 ; Ferrière, 1982) interdit la présence d'une mer d'arrière arc.

La composition minéralogique et géochimique des laves d'Othrys (basaltes transitionnels-trachytes alcalins) (Hynes, 1972, 1974 ; Courtin, 1979 ; Ferrière, 1982) exclut l'existence d'un arc insulaire.

Le volcanisme intracratonique rhyolitique et les coulées basaltiques subalcalines sur la plate-forme pélagonienne (Clément, 1976 ; Verriez, 1980) sont typiques d'un volcanisme de plate-forme ; ces remarques nous invitent à proposer la création d'un espace à croûte amincie sur le bord interne du Pélagonien qui, par son volcanisme, peut correspondre à un stade Mer Rouge.

Il se détache alors un "microcraton intermédiaire" par extension de la lithosphère qui serait l'équivalent du "continent cimérien" de Senghor *et al.* (1980). A l'image de ce que nous voyons plus à l'Est (Iran, Afghanistan, Inde) (Crawford, 1979 ; Wensink, 1981), il aurait existé au Paléozoïque supérieur-Trias inférieur une séparation de "microcratons vagabonds" détachés de la partie septentrionale du Gondwana.

#### 4. STADE D'OUVERTURE : NORIEN p.p.-MALM INFÉRIEUR.

C'est la période de création de la zone du Pinde (apparition d'un volcanisme fissural sur le bord externe du sillon : unité du Megdhovas ; Fleury, 1976 a et b).

La plate-forme parnasso-pélagonienne, pendant tout le Trias supérieur-Lias supérieur, subit une subsidence rapide en enregistrant des faciès néritiques de faible profondeur.

Entre le Lias supérieur et le Malm supérieur, deux événements importants se produisent :

- création sur le bord interne du Parnasse d'un sillon qui s'amorce par un phénomène d'intumescence ("doming") au sein de la plate-forme : émergence-érosion : bauxitisation (*cf. supra* : Conclusions sur le Jurassique) ;

- début de l'émergence sur le bord interne de la plate-forme à la fin du Malm inférieur (?).

Il se crée alors une croûte océanique entre le microcraton intermédiaire et le Gondwana. L'ouverture nécessaire doit se situer aux alentours de 1 000 km pour obtenir des péridotites en résorbant 35 km de croûte en 30 à 35 MA. Le maximum d'ouverture devait se situer vers 180 MA (Lias supérieur) et à partir de cette période, l'Afrique va opérer un coulisage de 1 200 km par rapport à l'Europe (Pautrat *et al.*, 1982), ce qui provoque l'arrêt de l'ouverture de la Téthys mésozoïque (Néotéthys) et peut-être un début de fracturation de la croûte océanique.

C'est à partir du Lias supérieur vraisemblablement, que la Mésogée (*sensu* Biju-Duval *et al.*, 1977) amorce son ouverture à l'Ouest des zones externes helléniques. Compte tenu de l'espace qu'il existe entre la bordure septentrionale européenne et le Gondwana s.s., cette ouverture n'est pas aussi importante que l'avait envisagée les auteurs.



La collision du "microcraton intermédiaire" et du continent européen s'effectue au Dogger-Malm dans les Taurides (Senghor *et al.*, 1980).

#### 5. STADE DE COMPRESSION MALM SUPERIEUR-TITHONIQUE-BERRIASIEN.

Dans les zones internes, on assiste alors à l'apparition des Paléohellénides, accompagnée d'un métamorphisme de faciès "schistes verts".

Dans la série de Styra-Ochi, la présence de schistes bleus (Maluski *et al.*, 1981) pourrait être l'indice de l'obduction téthysienne. Ils se seraient formés aux dépens du mélange volcano-sédimentaire. A l'avant de la plate-forme pélagonienne, il se crée une barrière en creux matérialisée par le sillon béotien.

Sur la zone du Parnasse en partie exondée, il s'installe le deuxième niveau de bauxite qui est alimenté, pour une bonne partie, par des rivières transportant les oligo-éléments (Ni, Cr, Co) nés de l'altération des ophiolites proches de la bordure plate-forme septentrionale du Sperchios (*cf. supra* : Conclusions sur le Jurassique). Il est à remarquer que pour la première fois, nous voyons apparaître un trait fondamental dans la paléogéographie : la transversale du Sperchios.

Dans la zone du Vardar, la marge serbo-macédonienne se fracture et cette fracturation affecte la croûte océanique qui continue à subduire, provoquant une fusion infra-crustale génératrice d'un volcanisme calco-alcalin dans la sous-zone de Peonias.

Le granite de Fanos dans la zone du Vardar (Mercier, 1968 ; Bebien *in* Fantinet *et al.*, 1976 ; Bebien, 1982) pourrait trouver l'origine de sa position structurale dans la collision entre le microcraton intermédiaire et le continent européen.

#### 6. STADE DE REAJUSTEMENT : CRETACE-EOCENE INFERIEUR.

Dans notre secteur d'étude, nous assistons à une période de quiescence du point de vue tectonique.

Sur la zone du Parnasse au Cénomanién supérieur, s'installe le troisième niveau de bauxite qui trouve son alimentation dans l'altération d'une part du complexe ophiolitique et d'autre part, d'une partie du domaine pélagonien soumis à l'érosion dans le secteur du Sperchios.

Le Cénomanién supérieur correspond à la transgression généralisée sur les Paléohellénides, cette transgression ayant été amorcée à l'Albo-Aptien sur le rebord externe de la zone pélagonienne (Albo-Aptien : Clément et Ferrière, 1973 ; Clément *et al.*, 1980).

Ce qui ne fait pas de doute, c'est que la partie interne de la zone pélagonienne est soumise à une érosion qui s'amplifiera postérieurement au Sénonien. L'apparition du flysch paléocène sur le domaine pélagonien externe, sur la zone du Parnasse et surtout dans la zone du Pinde, montre que des accumulations de formations detritiques puissantes trouvent leur alimentation dans un domaine émergé plus oriental.

Une grande confusion règne au sujet des phases reconnues par Mercier et Vergely (1972, 1977) et par Ferrière (1982) dans les zones du Vardar, maliaque et pélagonienne. Dans notre secteur d'étude, nous n'avons pas reconnu de calendrier de déformations se superposant à ces différentes phases car le seul métamorphisme daté est tertiaire.



7. STADE DE STRUCTURATION DES ZONES INTERNES : L'EOCENE MOYEN (?) - SUP. (?)

Dans notre secteur, il apparaît que les derniers niveaux datés paléontologiquement appartiennent à l'Éocène inférieur.

Le sous-charriage de la zone du Pinde (Dercourt *et al.*, 1976) qui posséderait une croûte continentale amincie (Le Pichon *et al.*, 1981 ; Thiébaud, 1982) est l'amorce d'un phénomène

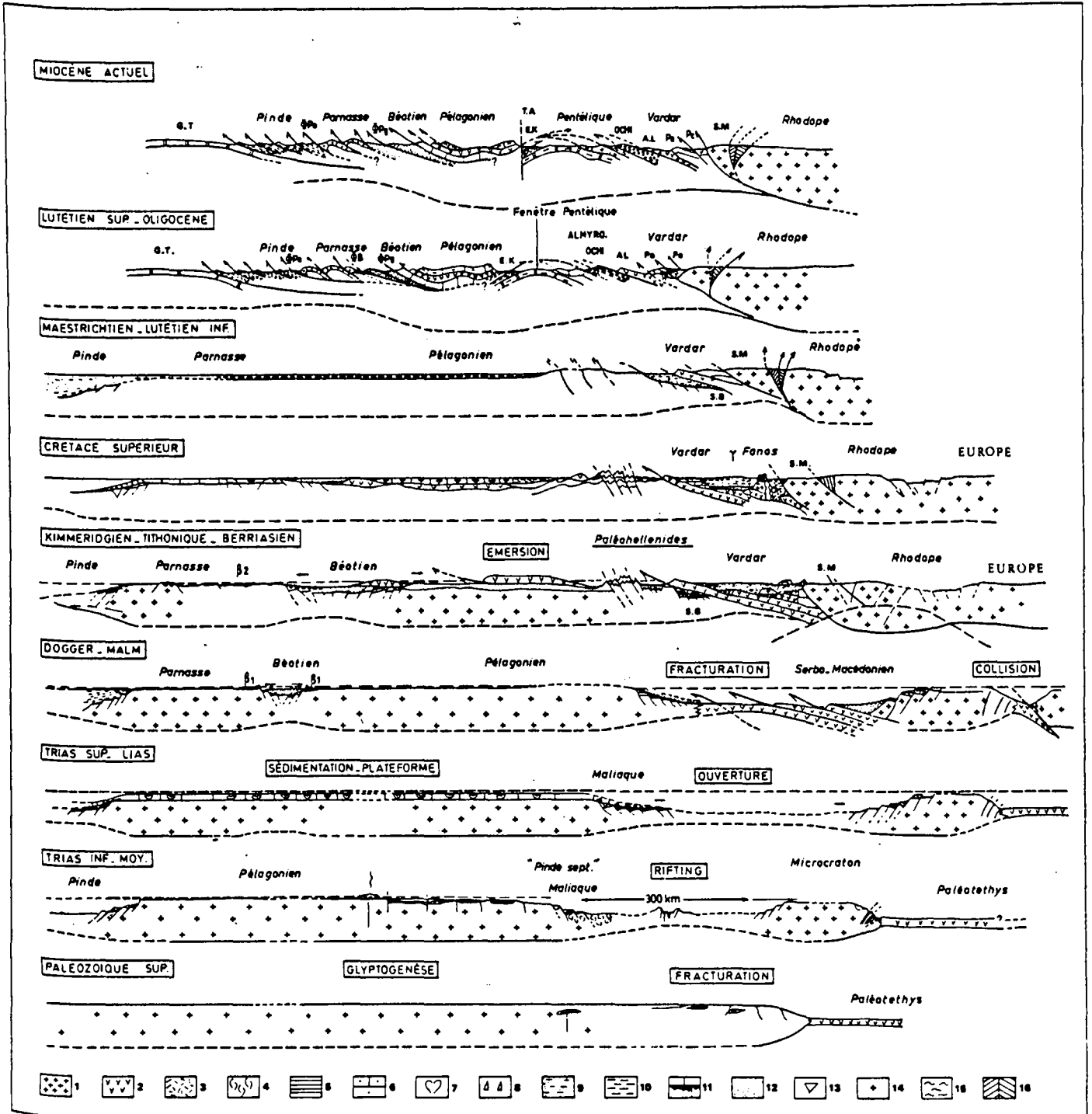


Fig. 211.- Reconstitution schématique de l'évolution géodynamique du domaine compris entre l'Europe et l'Afrique.

- 1. Aire cratonique. - 2. Domaine océanique. - 3. Volcanisme indifférencié. - 4. Pillows-lavas. - 5. Radiolarites. - 6. Calcaires siliceux. - 7. Calcaires néritiques triasiques. - 8. Microbrèches. - 9. Formations détritiques des bassins internes. - 10. Formations pindiques. - 11. Horizon bauxitifère. - 12. Formations détritiques flyschoides. - 13. Calcaires à Rudistes. - 14. Granites intrusifs. - 15. Schistes bleus (SB). - 16. Suture Paléotéthys.

Les symboles des profils Lutétien supérieur-Oligocène et Miocène actuel sont reportés figure 184.





dynamique continu qui couvre l'intervalle éocène moyen à miocène supérieur (Serravallien-Tortonien) dans les zones externes (Thiébault, 1982).

Dans les zones internes, la structuration au Nord du Sperchios doit être relativement rapide car les premiers dépôts du sillon méso-hellénique sur la zone du Pinde sont d'âge stampien (molasse de Krania ; Desprairies, 1977).

Au Sud du Sperchios, nous ne connaissons pas l'équivalent du sillon méso-hellénique et nous pensons que le "découplage" des événements géodynamiques ayant affecté des portions de lithosphères est net à partir de cette époque de part et d'autre du Sperchios.

Cette période tectorogénique importante ayant présidé à la formation d'un édifice de nappe dans la zone pélagonienne a sûrement duré pendant tout l'Eocène supérieur et peut-être même durant l'Oligocène.

La datation de "Schistes bleus" de l'Eocène est tout à fait compatible avec la réactivation tectonique à cette époque de la bordure interne du Pélagonien, alors que la mise en place des nappes sur les zones plus externes était affectée à la base des unités pélagoniennes par un métamorphisme de type "Schistes verts".

#### 8. LES DEFORMATIONS POST-NAPPES.

La collision Serbo-Macédonien-Vardar a provoqué un raccourcissement important dans les zones internes. Cette collision a généré un empilement de nappes qui, postérieurement, sera soumis à des bombements et des décrochements.

La juxtaposition d'unités structurales non métamorphiques dans le Parnis et d'unités structurales plus internes métamorphisées, sous le faciès "Schistes verts" dans le site d'Athènes, la présence en Argolide de formations pélagoniennes interne et maliaque (Vrielynck, 1981), l'homologie de faciès qui existe entre les "Schistes d'Athènes" et le flysch des Adères au Sud de l'Argolide, le rattachement de l'unité structurale d'Almyropotamos à une série interne au Pélagonien, nous amènent à penser qu'il existe un grand déplacement dextre au Sud Est de l'Eubée moyenne, des massifs du Parnis, des monts Géranéés et au Nord de l'Argolide (*cf. supra* : Conclusion sur la Tectonique).

Ce grand coulissage serait en liaison avec l'ouverture du golfe de Corinthe, dont les contraintes sont obliques par rapport au plan de cette "transversale d'Attique".

Les bombements postérieurs, synchrones du sous-charriage de la zone de Paxos-Zanthe (Thiébault, 1982), vont faire apparaître les fenêtres dans les zones internes.

Au milieu du dispositif pélagonien, il apparaît le massif du Pentelique dont l'appartenance à une zone externe a été envisagée (Clément *in* Brunn *et al.*, 1977). Il n'en demeure pas moins qu'aucun indice stratigraphique nous permet d'affirmer cette proposition avec certitude.

Plusieurs possibilités s'offrent à nous pour le rattachement de cette unité à une zone particulière qui montre des carbonates métamorphisés surmontés de formations flyschoïdes transformées dans le faciès "schistes verts" :



- soit la zone du Parnasse interne ;
- soit la sous-zone de Tripolitza ;
- soit la sous-zone de Gavrovo.

### C. LE PROBLEME DES SUTURES.

Au terme de cette analyse géodynamique, il convient d'esquisser, ici, le problème des sutures. Deux cicatrices importantes devraient exister entre l'Europe et l'Afrique, témoins de deux collisions ayant fait disparaître deux océans : la Paléotéthys paléozoïque et la Néotéthys mésozoïque ou Téthys alpine. Elles pourraient être cherchées sur la bordure méridionale et occidentale des Balkans.

S'agissant de la Paléotéthys (Sengor, 1979 ; Sengor *et al.*, 1980), il est évident que peu d'affleurements attestent de sa réalité et donc son existence n'est que spéculative dans les Hellénides. Dans le modèle proposé (fig. 211), nous proposons de placer cette suture à la limite des massifs du Rhodope et du Serbo-macédonien dans la vallée de Strymon où Kockal *et al.* (1971) décrit un chevauchement à vergence orientale. En Bulgarie, cette suture serait largement représentée dans les Kraistides (Boncev, 1974). Selon cet auteur, les formations composant cette zone s'étagent du Précambrien crétacé et sont disposées en unités structurales métamorphisées ou non séparées par de nombreuses failles verticales anciennes mettant au contact des séries très variées d'origine assez controversée.

S'agissant de la Téthys, il est courant maintenant (Mercier, 1966 a et b, 1963 ; Mercier et Vergely, 1972 ; Mercier *et al.*, 1975 ; Mesorian *et al.*, 1979 ; Rocci *et al.*, 1975-1980 ; Zimmermann J. Jr., 1968, 1972) d'admettre qu'une partie de la zone du Vardar, selon certains auteurs, ou que la zone elle-même, constitue la cicatrice ophiolitique de cet océan. D'après le modèle ci-dessus, nous rallions à la deuxième proposition. Cette deuxième hypothèse nous semble mieux adaptée au scénario de l'évolution d'une Téthys alpine unique occupant toute la zone du Vardar de la sous-zone d'Almopias à celle de Peonias.

Dans ce schéma, nous considérons alors que la sous-zone du Paikon appartient à un bloc isolé de la bordure occidentale du massif serbo-macédonien, détaché au cours de la fracturation téthysienne contemporaine de la collision Europe-Afrique.

### D. CONCLUSION.

Le modèle proposé rend compte d'une évolution observée au cours d'une étude classique d'un segment très limité du rameau dinarique où il reste encore beaucoup de choses à découvrir.

Il m'est apparu évident, au cours de l'élaboration du chapitre portant sur l'évolution géodynamique, que tous les faits observés sur le terrain ne peuvent, tant s'en faut, être intégrés dans la démonstration et que ceux que nous avons privilégiés ne manqueront peut-être pas d'être remis en cause par d'autres géologues.



## EPILOGUE

Au terme de ce long parcours au cours duquel l'analyse exaltante de terrain et les découvertes en laboratoire m'ont conduit à envisager des bouleversements à l'échelle de la lithosphère, il reste le fragile espoir que les modestes faits rapportés dans ce mémoire contribueront à la connaissance de l'histoire structurale de la Méditerranée moyenne et orientale.

Il subsiste toujours un doute quand après avoir ramassé des échantillons, il faut aborder les problèmes de reconstitution palinspastique... mais à la fin de cette épreuve, il est rassurant de penser que "Ce n'est pas le Doute c'est la Certitude qui rend fou" (Nietzsche).



# INDICATIONS BIBLIOGRAPHIQUES





- ACCORDI B. (1959).- Il permiano superiore delle dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. *Estud. geol.*, 15, 17 p., Madrid.
- AGARWAL N.K., JACOBY W.R. et BERCKHEMER H. (1976).- Teleseismic P wave travel time residuals and deep structure of the Aegean region. *Tectonophysics*, 31, p. 33-57.
- ALBANDAKIS N. (1968).- Nuovi dati stratigraphica Sulla regionedi Locrida (Grecia). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 87.
- ALBANDAKIS N. et KALLERGIS G. (1971).- Contribution to the knowledge of the age of shale-chert formation in Western Thessaly (Theopetra, Koziakas). *Bull. géol. Soc. hellén.*, VIII, p. 25-32.
- ALLASINAZ A., GUTNIC M. et POISSON A. (1974).- La formation de l'Isparta Cay, calcaires à Halo-bies, grès à plantes et radiolarites d'âge carnien-Norien (Taurides, région d'Isparta, Turquie). In : Die stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Zapfe (Ed.), p. 11-21, Wien.
- ALTHERR R., HARRE W., KREUZER H., OKRUSCH M. et SEIDEL E. (1977).- On the age of the high-pressure metamorphism on Sifnos (Greece). Preliminary report. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 315-316.
- ALTHERR R., KELLER J., HARRE W., HOHNDORF A., KREUZER H., LENZ H., RASCHKA H. et WENDT I. (1977).- Geochronological data on granitic rocks of the Aegean sed. Preliminary results. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 317.
- ALTHERR R., KELLER J. et KOTT K. (1976).- Der jungtertiäre Monzonit von Kos und sein Kontakthof (Agais Griechenland). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 403-412.
- ALTHERR R. et SEIDEL E. (1979).- Speculations on the geodynamic evolution of the Attic-cycladic crystalline complex during alpidic times. VI Colloq. Geol. Aegean Region, Athènes (1977), I, p. 347-352.
- ALTINER D. (1981).- Recherches stratigraphiques et micropaléontologiques dans le Taurus oriental au NW de Pinarbasi (Turquie). Thèse Univ. Genève, (non publiée), 450 p.
- ANASTOPOULOS (1963).- Geological study of Antiparos Island group. *Geol. Geophys. Res.*, VII, 5, p. 285-375.
- ANDERSON T.A. (1975).- Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 86, p. 77-82.
- ANDRONOPOULOS B. (1962).- Etude géologique de la partie Sud de l'île d'Eubée. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes, 7, p. 102-234.
- ANGELIER J. (1973).- Sur la néotectonique égéenne : failles anté-tyrrhéniennes et post-tyrrhéniennes dans l'île de Karpathos (Dodécanèse, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 105-160.
- ANGELIER J. (1976).-La néotectonique cassante et sa place dans l'arc insulaire : l'arc égéen méridional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1257-1265.
- ANGELIER J. (1977).- Sur les mouvements égéens depuis le Miocène supérieur ; l'évolution récente de la courbure sud-hellénique (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, p. 1034-1040.
- ANGELIER J. (1977).- Sur l'évolution tectonique depuis le Miocène supérieur d'un arc insulaire méditerranéen : l'arc égéen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 19, p. 271-294.
- ANGELIER J. (1978).- Tectonic evolution of the Hellenic arc since the late Miocene. *Tectonophysics*, 49, p. 23-36.
- ANGELIER J. (1979).- Néotectonique de l'arc égéen. *Soc. géol. Nord. Publication n° 3*, 4:7 p.
- ANGELIER J. et BONNEAU M. (1976).- Sur les enseignements structuraux des photographies transmises par satellite artificiel : l'exempla de l'île de Crète (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 603-606.
- ANGELIER J., GLACON G. et MULLER C. (1979).- Sur la présence et la position du Miocène inférieur marin dans l'archipel de Naxos (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286 p. 21-24.



- ANGELIER J. et LE PICHON X. (1980).- La subduction hellénique et l'expansion égéenne : reconstitution cinématique et interprétation dynamique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 158-161.
- ANGELIER J., THEODOROPOULOS D. et TSOFLIAS P. (1976).- Sur la néotectonique du seuil de Cythère dans l'arc égéen externe (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1273-1275.
- ANGELIER J. et TSOFLIAS P. (1976).- Sur les mouvements mio-plio-quatérnaires et la séismicité historique dans l'île de Chios (Grèce) : quelques précisions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1389-1391.
- ANGELIER J. et TSOFLIAS P. (1977).- Sur quelques traits tardi-tectoniques de l'Attique et du golfe Saronique (Grèce). *Prakt. Acad. Athènes*, 52, p. 98-109.
- ANGLADA R., ARNAUD M., CATZIGRAS F., COLOMB E., DELCOURT A. et FERRANDINI M. (1974).- Etude stratigraphique et sédimentologique de l'Aquitainien de la Calanque du Petit Nid (Sausset, Bouches-du-Rhône, France). Découverte d'un squelette d'*Halitherium* Kaup. *Ann. Univ. Provence. Géol. méditerranéenne*, I, 1, p. 1-8.
- ARANITIS S.A. (1963).- Die Entstehung der Eruptivgesteine vom Hermioni-Gebiet und die mit ihnen Verbundene Verezung. *Ann. géol. Pays hellén.*, 14, p. 213-304.
- ARDAENS R. (1977).- A propos de la stratigraphie et de l'hydrogéologie de la vallée de la Bar (Ardennes, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVII, 3, p. 223-234.
- ARDAENS R., LAURIN B. et MARCHAND D. (1977).- L'Oxfordien moyen de la région de Sy (Ardennes, France). Précisions stratigraphiques, paléontologiques et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, p. 299-302.
- ARGAND E. (1922).- Tectonique de l'Asie. *13e Congrès géol. int. Bruxelles*, 1, p. 171-372.
- ARGYRIADIS I. (1967).- Sur le problème des relations structurales entre formations métamorphiques et non métamorphiques en Attique et en Eubée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, p. 438-441.
- ARGYRIADIS I. (1968).- Le Permo-Carbonifère marin des Alpes carniques, jalon allochtone entre Nord-alpin et Sud-Alpin. *D. E. S. Trav. lab. géol. hist. Fac. Sci. Orsay*, 156 p.
- ARGYRIADIS I. (1970).- La position des Alpes carniques dans l'orogène alpin et le problème de la limite alpine-dinarique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 3, p. 473-480.
- ARGYRIADIS I. (1974).- Sur l'orogénèse des temps crétacés. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 15, p. 23-60.
- ARGYRIADIS I. (1975).- Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, p. 56-67.
- ARGYRIADIS I. (1975).- Histoire permienne de la Méditerranée orientale et sa signification probable. Congrès pour le 50e anniversaire de la République turque, Ankara (1973). Ed. MTA, p. 151-158.
- ARGYRIADIS I. (1978).- Le Permien alpine-méditerranéen à la charnière entre l'Hercynien et l'Alpin. Thèse, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, 2 vol., 302 p. et 190 p.
- ARGYRIADIS I. et LYS M. (1977).- Sur l'origine des continents mésozoïques : chaîne ouralienne, cassure téthysienne et cassure ouralo-malgache pour l'abandon du mythe de la "Pangée". *Se Réunion. ann. Sci. Terre*, Marseille, p. 13.
- ARONIS G. (1954).- The bauxites of the Eleusis-Mandra area. *Inst. Geol. Subs. Athènes*, p. 171-200.
- ARONIS G. (1954).- Le gisement d'Eleusis-Mandra en Béotie. *Bull. Soc. hellén. Géol.*, 137, p. 171-200.
- ARONIS G. (1954).- Geographic distribution, geological placing and aspects of greek bauxite. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 2, 1, p. 55-79.
- ARONIS G. et ROCH E. (1958).- A propos des bauxites d'Eleusis et du Parnasse-Kiona en Grèce centrale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 247, p. 940-942.
- ARSOVSKI M. (1959).- Tektonik des Pelagonoschen, Horstantiklinoriums und dessen Beziehung zum Vardar zone. *Bull. Inst. géol. Répub. social. macédon.*, 7, p. 37-63.
- ARSOVSKI M. (1962).- Les schistes paléozoïques sur Ossoj et Vodno. *Bull. Inst. géol. Répub. social. macédon.*, 9, p. 5-23, (résumé anglais, p. 22-23).
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977).- Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa Result of a right lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 88, 8, p. 1305-1320.



- ASSERETO R. (1972).- Notes on the Anisian biostratigraphy of the Gebze area (kocaeli peninsula, Turkey). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 435-444.
- ATROPS F. (1974).- Le Bajocien inférieur et moyen des Beni Bahdel au Sud Ouest de Tlemcen (Ouest algérien). *Ann. Univ. Provence. Géol. méditerranéenne*, I, 2, p. 75-88.
- AUBOUIN J. (1955 a).- Les couches de passage au flysch dans l'Est du Pinde méridional (synclinal de Tirna-Perliango, Thessalie, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 137-141.
- AUBOUIN J. (1955 b).- Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Épire (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), V, p. 143-154.
- AUBOUIN J. (1957 a).- Essai de corrélations stratigraphiques en Grèce occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 281-304.
- AUBOUIN J. (1957 b).- Un profil tectonique d'ensemble de la Grèce septentrionale moyenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 1135-1155.
- AUBOUIN J. (1958).- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (hellénique). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VIII, p. 731-750.
- AUBOUIN J. (1959 a).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays hellén.*, 10, 483 p. Thèse, Univ. Paris, 1958.
- AUBOUIN J. (1959 b).- Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 10, p. 485-525. 2e Thèse, Univ. Paris, 1958.
- AUBOUIN J. (1959 c).- A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 3, p. 135.
- AUBOUIN J. (1960).- Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 487-526.
- AUBOUIN J. (1961 c).- Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 629-711.
- AUBOUIN J. (1963 a).- Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant Sud des Alpes orientales (Alpes méridionales : Lombardie et Vénétie, Italie ; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 730-766.
- AUBOUIN J. (1963 b).- La tectonique de la Méditerranée moyenne et les séismes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 1124-1129.
- AUBOUIN J. (1966).- Geosynclines. Developments in Geotectonics. Elsevier (Ed.), 335 p.
- AUBOUIN J. (1967).- Alpine tectonics and plate tectonics : thoughts about the eastern mediterranean. In : Europe from crust to core, Ager et Brooks (Ed.), p. 143-158. Wiley, London.
- AUBOUIN J. (1968).- Alpes. *Encyclopaedia Universalis*, I, p. 794-791.
- AUBOUIN J. (1968).- Alpines (chaines). *Encyclopaedia Universalis*, I, p. 800-805.
- AUBOUIN J. (1968).- Failles. *Encyclopaedia Universalis*, VI, p. 888-891.
- AUBOUIN J. (1969).- Apennin. *Encyclopaedia Universalis*, II, p. 141-142.
- AUBOUIN J. (1969).- Balkan. *Encyclopaedia Universalis*, II, p. 1037.
- AUBOUIN J. (1969).- Charriages et chevauchements. *Encyclopaedia Universalis*, IV, p. 185-188.
- AUBOUIN J. (1970).- Provence. *Encyclopaedia Universalis*, VII, p. 252-256.
- AUBOUIN J. (1971).- Réflexion sur la tectonique de failles plio-quadernaires. *Geol. Rdsch.*, 60, p. 833-848.
- AUBOUIN J. (1972).- Chaines liminaires (andines) et chaines géosynclinales (alpines). 24e Congrès géol. int., sect. 3, p. 438-461.
- AUBOUIN J. (1972).- Orogenèse. *Encyclopaedia Universalis*, XII, p. 246-252.
- AUBOUIN J. (1972).- Plis. *Encyclopaedia Universalis*, XIII, p. 173-177.
- AUBOUIN J. (1973).- Paléotectonique, tectonique, tarditectonique et néotectonique en Méditerranée moyenne : à la recherche d'un guide pour la comparaison des données de la géophysique et de la géologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 457-460.
- AUBOUIN J. (1973).- Présentation de la cordillère des Andes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 15, p. 5-10.



- 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), XV, p. 426-461.
- AUBOUIN J. (1973).- Tectonique. *Encyclopaedia Universalis*, XV, p. 832-839.
- AUBOUIN J. (1973).- Réflexion sur le problème tectonique des ophiolites : son aspect dans les Dinarides. *Ire Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris, p. 52.
- AUBOUIN J. (1974).- Des océans aux géosynclinaux : comparaison et réflexion. *2e Réunion. ann. Sci. Terre*, Nancy, p. 17.
- AUBOUIN J. (1974).- La Provence. *In* : Géologie de la France, 2, p. 346-386.
- AUBOUIN J. (1975).- Réflexion sur les bordures pacifiques : l'exemple des cordillères Sud-américaines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 2633-2636.
- AUBOUIN J. (1975).- De la position structurale des zones de subduction : subduction frontale et subduction radiale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, p. 99-102.
- AUBOUIN J. (1975).- De la Méditerranée aux Caraïbes : éléments d'une comparaison. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, p. 215-218.
- AUBOUIN J. (1976).- Alpine tectonics and plate tectonics thought about (Eastern) Mediterranean. *In* : Europe from crust to core, Wiley (Ed.), p. 145-158, London.
- AUBOUIN J., AUDEBAUD E., DEBELMAS J., DOLLFUS O., DRESCH J., FAUCHER B., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J., SAVOYAT E., THIELE R. et VICENTE J.C. (1973).- De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la cordillère des Andes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 15, p. 207-216.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPNOUX J.P. (1970).- Essai sur la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 1060-1095.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F. et TARDY M. (1977).- Téthys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, p. 1025-1028.
- AUBOUIN J. et BONNEAU M. (1977).- Sur la présence d'un affleurement de flysch éocrétacé (Béotien) au front des unités du Koziakas (Thessalie, Grèce) : la limite entre les zones externes et les zones internes dans les Hellénides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, p. 1075-1078.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970).- Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 277-306.
- AUBOUIN J., BONNEAU M. et DAVIDSON J. (1976 a).- Contribution à la géologie de l'arc égéen : l'île de Karpathos. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 385-401.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., DAVIDSON J., LEBOULENGER P., MATESCO S. et ZAMBETAKIS A. (1976 b).- Esquisse structurale de l'arc égéen externe : des Dinarides aux Taurides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 327-336.
- AUBOUIN J., BORRELLO A.V., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUTOS J., THIELE R. et VICENTE J.C. (1973).- Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 15, p. 11-72.
- AUBOUIN J., BOSELLINI A. et COUSIN M. (1965).- Sur la paléogéographie de la Venetie au Jurassique. *Mem. Geopaleonte. Univ. Ferrara*, (1), II/5, p. 147-158.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I. et MERCIER J. (1961).- Esquisse de la géologie de la Grèce. *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, 1960-1963, II, p. 583-610. Livre à la mémoire de P. Fallot.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I. et MERCIER J. (1963).- Esquisse de la géologie de la Grèce. Livre à la mémoire de P. Fallot. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 1960-1963, p. 533-610.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I., MERCIER J., LYS M., MARIE P., NEUMANN M., SIGAL J. et BORNAY J. (1960).- Le Crétacé supérieur en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 452-459.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J. et MERCIER J. (1960).- Données nouvelles sur la géologie de la Grèce. *Int. geol. Congr.*, Rep. 21st Sess., Norden (Copenhagen).





- AUBOUIN J. et CELET P. (1970).- Introduction à la séance consacrée à la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 941-944.
- AUBOUIN J. et CHOROWICZ J. (1967).- Le chevauchement sud-provençal de l'Etoile à la Sainte-Baume. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 600-608.
- AUBOUIN J., CHOROWICZ J., FOSSE M. et WETTEL C. (1967).- Sur le chevauchement sud-provençal : le noeud de Pichauris, Peypin, Auriol. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 376-390.
- AUBOUIN J., CHOROWICZ J. et LE DORE N. (1966).- Contribution à l'étude tectonique du versant Nord du massif de la Lare : les collines d'Encauron et des Laçets. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 938-945.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1965).- Sur la géologie de l'Egée : regard sur la Crète (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 787-821.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1970).- Sur la géologie de l'Egée : regard sur le Dodécanèse méridional (Kasos ; Karpathos ; Rhodes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 455-472.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1975).- Les transversales dinariques dérivent-elles de paléofailles transformantes ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, p. 347-350.
- AUBOUIN J., DERCOURT J., NEUMANN M. et SIGAL J. (1965).- Un élément externe de la zone du Pinde : la série d'Ethia (Crète, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 753-757.
- AUBOUIN J. et DURAND-DELGA M. (1971).- Méditerranée (Mer). Méditerranée (Aire). *Encyclopaedia Universalis*, X, p. 738-740 et 743-745.
- AUBOUIN J. et GUERNET C. (1963).- Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), V, p. 821-827.
- AUBOUIN J. et GUERNET C. (1963).- Sur une tectonique transversale dans le Pinde méridional au parallèle de Karpenission (province d'Evritanie, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 77.
- AUBOUIN J., LE PICHON X., WINTERER E. et BONNEAU M. (1977).- Les Hellénides dans l'optique de la tectonique des plaques. *VI Colloq. géol. Aegean Region, Athènes (1977)*, III, p. 1333-1367.
- AUBOUIN J. et NDOJAJ (1964).- Regards sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, p. 593-625.
- AUBOUIN J. et NEUMANN M. (1959).- Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Eocène en Grèce. *Rev. Micropaléont.*, 2/1, p. 31-49.
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L., LACOUR A., PIAT B. et VICENTE J.C. (1970).- Sur un bassin de flysch : stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétaqués de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 4, p. 612-658.
- BACHMANN G.H. et JACOBSHAGEN V. (1974).- Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalbe von Epidaurus (Anis bis Karn ; Argolis, Griechenland). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 125, p. 195-223.
- BACHMANN G.H. et RISCH H. (1976).- Ein oberjurassisch-unterkretazischer (eohellenischer) Flysch in der Argolis und der Bau der Lighourion-Mulde (Peloponnes, Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 152, p. 137-160.
- BAGNOLD R.A. (1954).- Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid up der shear. *Proc. r. Soc. London*, 225, p. 49-63.
- BAILEY E.B. et BLAKE M.C. (1969).- Tectonic development of western California during the late Mesozoic. *Geotektonica*, 3, p. 17-30 ; 4, p. 24-34.
- BAILEY E.H. et BLAKE M.C. Jr. (1974).- Major chemical characteristics of Mesozoic Coast Range ophiolite in California. *J. Res. U. S. geol. Surv.*, 2, p. 637-656.
- BAILEY E.H. et MAC CALLIEN W.J. (1950).- The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Nature*, 166, p. 938-940.
- BAILEY E.H. et MAC CALLIEN W.J. (1953).- Serpentine lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Trans. r. Soc. Edinburgh*, LXII/II, 11, p. 403-442.
- BANNERT D. et BENDER H. (1968).- Zur geologie der Argolis Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 151-162.
- BARDOSSY G. et MACK E. (1967).- Zur Kenntnis der Bauxite des Parnass-Kiona Gebirges. *Mineralium Depos.*, 2, p. 334-348.



- BARTEN F. et VARET J. (1977).- Volcanism of Afar : small-scale plate tectonics implications. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 88, 9, p. 1251-1266.
- BARTON C.M. (1975).- Mt Olympos, Greece : New light on an old window. *Quart. J. geol. Soc. London*, 131, p. 389-396.
- BARTON C.M. (1976).- The tectonic vector and emplacement age of an allochthonous basement slice in the Olympos area, NE Greece. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 253-258.
- BASSOULET J.P. et GUERNET C. (1970).- Le Trias et le Jurassique de la région des lacs de Thèbes (Béotie et Locride, Grèce). *Rev. Micropaléont.*, 12/4, p. 209-217.
- BAUMGARTNER P.O. et BERNOULLI D. (1976).- Stratigraphy and Radiolarian Fauna in late Jurassic-early Cretaceous section near Achladi Euvoia (Eastern Greece). *Eclogae geol. Helv.*, 69/3, p. 601-626.
- BAVAY P. et ROMAIN-BAVAY D. (1980).- L'unité de Styra-Ochi : un ensemble métamorphique de type schistes bleus d'âge alpin dans le massif d'Attique-Cyclades (Eubée du Sud, Grèce). Thèse 3e cycle, Orsay, 358 p.
- BAVAY D., BAVAY P., MALUSKI H., VERGELY P. et KATSIKATSOS G. (1980 a).- Datations par la méthode  $40 \text{ Ar}/39 \text{ Ar}$  de minéraux de métamorphisme de Haute Pression en Eubée du Sud (Grèce). Corrélation avec les événements tectono-métamorphiques des Hellénides internes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 1051-1054.
- BAVAY D., BAVAY P., VERGELY P. et MALUSKI H. (1980 b).- Déformations superposées et métamorphismes alpins en Eubée du Sud (Grèce) : résultats préliminaires. *8e Réunion. ann. Sci. Terre*, Marseille. *Soc. géol. Fr.* éd.
- BEBIEN J. (1972).- Teneurs en  $\text{TiO}_2$  des roches volcaniques : comparaison des volcanismes actuels et ophiolitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, p. 1967-1970.
- BEBIEN J. (1974).- Le cortège ophiolitique de Guevgueli : un exemple d'association ophiolites-formations sialiques. *2e Réunion. ann. Sci. Terre*, Pont-à-Mousson, p. 43.
- BEBIEN J. (1977).- Mafic and ultramafic rocks associated with granites in the Vardar zone. *Nature*, 270, p. 232-234.
- BEBIEN J. (1980).- A propos des modules plutoniques à texture de cumulat émis par certains volcans : éléments nouveaux résultant de la découverte de nodules gabbroïques dans le complexe filonien du cortège ophiolitique de Guevgueli (Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 943-945.
- BEBIEN J., BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., CHOROWICZ J., LAPIERRE H. et RAMPNOUX J.P. (1975).- La série "porphyrite-radiolarite", élément de reconstitution du cadre géotectonique des Dinarides au Trias. *3e Réunion. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 31.
- BEBIEN J., BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., CHOROWICZ J., LAPIERRE H. et RAMPNOUX J.P. (1978).- Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie : sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. *Tectonophysics*, 47, p. 159-176.
- BEBIEN J. et CAGNY C. (1978).- Influence de phénomènes de décrochement sur l'organisation du magnétisme dans l'association ophiolite-granite de Guevgueli (zone du Vardar, Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 815-818.
- BEBIEN J. et CAGNY C. (1979).- Importance of flowage differentiation in magmatic evolution : an example from an ophiolitic sheeted complex. *J. Geol.*, 87, p. 579-582.
- BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. et ROCCI G. (1975).- The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. *Pétrologie*, 1, p. 157-163.
- BECK C. (1972).- Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale du massif de l'Othrys (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille, 59 p.
- BECK C. (1975).- Etude géologique des formations allochtones du synclinorium Est-Etolique (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- BENDER H. (1962).- Tieftriasische Hallstätter Kalke und Tuffe in Nordattika. *Sitzber. Ges. z. Beförd. ges. Naturwiss.*, 83/84, p. 65-79.
- BENDER H. (1967).- Der nachweis von unter-anis ("Bydasp") auf der insei Chios. *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, p. 412-464.
- BENDER H. (1967).- Zur gliederung des mediterranen Trias II. Die conodonten-chronologie des mediterranen Trias. *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, p. 465-540.
- BENDER H. et KOCKEL W. (1963).- Die Conodonten der Griechischen Trias. *Ann. géol. Pays hellén.*, 14, p. 436-445.



- BENSON W.N. (1926).- The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. *Nat. Acad. Sci. Mem.*, 19, I, 90 p.
- BERCKHEMER H. (1977).- Some aspect of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. *In* : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 303-313.
- BERGOUGNAN H. et FOURQUIN C. (1976).- Faille nord-anatolienne et cassure téthysienne. *4e Réunion. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 49.
- BERGOUGNAN H. et FOURQUIN C. (1980).- Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes méridionales à l'Iran central : le domaine irano-balkanique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, 1, p. 61-83.
- BERNOULLI D. (1972).- North atlantic and mediterranean mesozoic facies : a comparison. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, XI, p. 801-871, Washington.
- BERNOULLI D. et JENKYN H.C. (1974).- Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. *In* : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Dott et Shaver (Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 19, p. 129-160.
- BERNOULLI D. et LAUBSCHER H. (1972).- The Palinspatic Problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 107-118.
- BESENECKER H., DURR S., HERGET G., JACOBSHAGEN V., KAUFFMANN G., LUDTKE G., ROTH W. et TIETZE K.W. (1968).- Geologie von Chios (Agaïs). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 121-150.
- BIGNOT G., FLEURY J.J. et GUERNET C. (1971).- Sur la stratigraphie du Crétacé supérieur et du flysch en Eubée moyenne (zone pélagonienne, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 484-489.
- BIGNOT G. et GUERNET C. (1968).- L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la région de Larymna, au Nord des lacs thébains (Grèce). *Rev. Micropaléont.*, 10/4, p. 261-270.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977).- From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. *In* : Histoire structurale des bassins méditerranéens. Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 143-164.
- BITTNER A. (1876).- Der geologisch Bau von Attika Böotien, Lokris und Parnassis. *Denkschr. Akad. Wiss. math. nat.*, 40, p. 1-74.
- BIZON G., BIZON J.J., LALECHOS N. et SAVOYAT E. (1968).- Présence d'Eocène transgressif en Thessalie. Incidences sur la paléogéographie régionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 36-38.
- BIZON G., BONNEAU M., LÉBOULENGER P., MATESCO S. et THIEBAULT F. (1976).- Sur la signification et l'extension des "massifs cristallins externes" en Péloponnèse méridional et dans l'Arc égéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 337-345.
- BLAKE M.C., BONNEAU M., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEPVRIER C., MALUSKI H. et PAPANIKOLAOU D. (1981).- A geologic reconnaissance of the Cycladic Blueschist Belt (Greece). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1, 92, p. 247-254.
- BLANCHET R. (1966).- Sur l'âge tithonique-éocrétacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie : le flysch de Vranduk (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 401-403.
- BLANCHET R. (1968).- Sur l'extension du flysch tithonique-éocrétacé en Bosnie centrale (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 97.
- BLANCHET R. (1969).- Sur l'existence d'un contact tectonique majeur en Bosnie centrale (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 49-55.
- BLANCHET R. (1970).- Données nouvelles sur le flysch bosniaque : la région de Banja Luka, Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 659-663.
- BLANCHET R. (1970).- Sur un profil des Dinarides de l'Adriatique (Split-Omis, Dalmatie) au Bassin pannonique (Banja-Luka-Doboj, Bosnie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 1010-1027.
- BLANCHET R. (1973).- Formations terrigènes, phases tectoniques précoces, mise en place des Ophiolites dans les Dinarides de Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 153-155.



- BLANCHET R. (1975). - De l'Adriatique au Bassin pannonique ; essai d'un modèle de chaînes alpines. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 120, (1974), 172 p.
- BLANCHET R. (1977). - Bassins marginaux et Téthys alpine : de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. Biju-Duval et Montadert (Ed.). *Symp. int. Split* (1976). Technip, Paris, p. 47-72.
- BLANCHET R., CADET J.P. et CHARVET J. (1970). - Sur l'existence d'unités intermédiaires entre la zone du Haut-Karst et l'unité du flysch bosniaque en Yougoslavie : la sous-zone prékarstique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 2, p. 227-236.
- BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J. et RAMPNOUX J.P. (1969). - Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique crétacé inférieur en Yougoslavie : l'unité du flysch bosniaque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 871-880.
- BLANCHET R., DURAND-DELGA M., MOULLADE M. et SIGAL J. (1970). - Contribution à l'étude du Crétacé des Dinarides internes : la région de Maglaj, Bosnie (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 6, p. 1003-1009.
- BLANCHET R. et NEUMANN M. (1967). - Sur l'âge paléocène des terrains transgressifs en bordure méridionale du Bassin pannonique (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 241.
- BLANC-VERNET L., GUERNET C., KERAUDREN B. et SAUVAGE J. (1973). - Sur l'âge des formations levantines et des couches marines superposées dans l'île de Kos (Dodécanèse, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, p. 825-827.
- BLEHAUT E. (1975). - Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale du massif de l'Iti (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille, 96 p.
- BLOCH J.P. (1966). - Le Permien du domaine briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations anté-triasiques. *Atti. symp. Verrucano. Soc. tosc. Sci. nat.*, p. 99-115.
- BLONDEAU A., FLEURY J.J. et GUERNET C. (1975). - Sur l'existence dans l'île de Kos (Dodécanèse, Grèce) d'une série néritique surmontée d'un flysch d'âge cuisien supérieur ou lutétien inférieur à sa base. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 817-819.
- BLUMENTHAL M. (1931). - Über den tektonischen Verbrand osthellenischer Gebirge. *Zeologae geol. Helv.*, 24/2, p. 347-372.
- BLUMENTHAL M. (1933). - Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. *N. Jb. Mineral.*, 70, p. 449-514.
- BOBLAYE E.P. et VIRLET T. (1933). - Expédition scientifique de Morée. *Sect. Sci. Phys. Géol. et Mineral.*, 2, Paris, (non consulté).
- BOCCALETTI M., ELTER P. et GUAZZONE G. (1971). - Plate tectonic models for the development of the western Alps and northern Apennines. *Nature*, 234, 49, p. 108-111.
- BOGDANOFF A. (1969). - Epoque tectoniques : à propos de la subdivision en périodes de l'histoire tectonique de la croûte terrestre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 717-728.
- BONCEV E. (1974). - Generals of the Kraistides Vardaride lineament in Tectonics of the Carpathian Balkan regions. *Geol. Inst. of Dionyz stur. Bratislava*.
- BONNEAU M. (1972). - Existence d'un lambeau de cristallin chevauchant sur la série du Pinde en Crète moyenne (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 2133-2136.
- BONNEAU M. (1982). - Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, p. 229-254.
- BONNEAU M. (1972). - La nappe métamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinités pélagoniennes charrié jusque sur la zone de Tripolitza de la Crète moyenne (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, p. 2303-2306.
- BONNEAU M. (1973). - Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, les charriages : la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l'arc égéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, p. 1453-1456.
- BONNEAU M., ANGELIER J. et EPTING M. (1977). - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 87-102.
- BONNEAU M., BEAUVAIS L. et MIDDLEMISS F.A. (1974). - L'unité de Miamou (Crète, Grèce) et sa macrofaune d'âge jurassique supérieur (Brachiopodes, Médreporaires). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIV, p. 71-85.
- BONNEAU M., BLAKE M.C., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEPVRIER C., MALUSKI H. et PAPANIKOLAOU D. (1980). - Sur la signification des séries métamorphiques (schistes bleus) des Cyclades (Hellénides, Grèce). L'exemple de l'île de Syros. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1463-1466.





- BONNEAU M., FERRIERE J. et THIEBAULT F. (1980 c).- Les Hellénides, p. 108-115. In "Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale" par Cadet et al., 1980. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille. 26e Congrès géol. int., Paris. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 108-115.
- BONNEAU M., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEPVRIER C. et MALUSKI H. (1980 b).- Tectonique et métamorphisme Haute Pression d'âge éocène dans les Hellénides : exemple de l'île de Syros (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 171-173.
- BONNEAU M., GEYSSANT J. et LEPVRIER C. (1978).- Corrélation entre phases de déformation et métamorphisme dans les Cyclades (Grèce) ; exemple de l'île de Naxos. 6e Réunion. *ann. Sci. Terre*, Orsay.
- BONNEAU M., GEYSSANT J. et LEPVRIER C. (1978).- Tectonique alpine dans le massif d'Attique-Cyclades (Grèce) : plis couchés kilométriques dans l'île de Naxos, conséquences. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 20, p. 109-122.
- BORNOVAS J. (1960 a).- La prolongation du sillon mésohellénique dans la région du mont Oeta (Phtiotide, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 25-26.
- BORNOVAS J. (1960 b).- Observations nouvelles sur la géologie des zones préapulienne et ionienne (Grèce continentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, p. 410-414.
- BORSI S., FERRARA G., INNOCENTI F. et MAZZUOLI R. (1973).- Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bull. Volcanol.*, (1972), 36, p. 473-496.
- BORSI S., FERRARA G., MERCIER J. et TONGIORGI E. (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.*, 8, p. 279-287.
- BOSELLINI A. et HSU K. (1973).- Mediterranean plate tectonics and triassic paleogeography. *Nature*, 244, p. 144-146.
- BOSELLINI A. et WINTERER E.L. (1975).- Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic : A genetic model. *Geology*, 3/5, p. 279-282.
- BOURCART J. (1922).- Les confins albanais administrés par la France (1916-1920). Contribution à la géographie et à la géologie de l'Albanie moyenne. Thèse Paris, Delagrave (Ed.), 307 p.
- BOURCART J. (1925).- Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), XXV, p. 391-428.
- BRAUD J. (1965).- Contribution à l'étude géologique du Haut-Vermion (Macédoine, Grèce). D. E. S. Univ. Paris-Sud.
- BRAUD J. et BRUNN J.H. (1972).- Présence de quartz-kératophyres et des brèches éruptives dans les roches vertes des unités alnopiennes occidentales du Vermion (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 29-30.
- BRAUD J. et RICOU L.E. (1971).- L'accident du Zagros ou Main Thrust, un charriage et un coulissement. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, p. 203-206.
- BRAUD J. et RICOU L.E. (1975).- Eléments de continuité entre le Zagros et la Truquie du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 6, p. 1015-1023.
- BRINKMANN R. (1971).- Jungpaläozoikum und älteres mesozoikum in Nordwest-Anatolien. *Bull. MTA*, 76, p. 55-67.
- BRINKMANN R. (1972).- Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 83, p. 819-826.
- BRINKMANN R. (1976).- Geology of Turkey. Elsevier (Ed.), Amsterdam, Oxford, New-York.
- BRINKMANN R., FLUGEL E., JACOBSHAGEN V., LECHNER H., RENDEL B. et TRICK P. (1972).- Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West Anatolien). *Geologica et Palaeontologica*, 6, p. 139-150.
- BRITISH PETROLEAN (1971).- The geological results of petroleum exploration in western Greece. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 10, p. 1-73.



- BROQUET P. (1970).- La notion d'Olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 77-86.
- BRUNN J.H. (1948 a).- Remarques sur la sédimentation dans le sillon tertiaire albano-thessalien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 226, p. 940.
- BRUNN J.H. (1948 b).- Sur le comportement du sillon albano-thessalien au cours de l'orogénèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 226, p. 1461.
- BRUNN J.H. (1956).- Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, p. 1-358.
- BRUNN J.H. (1957).- Mouvements verticaux et translation dans le couple axe ancien-sillon orogène de la Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 305-325.
- BRUNN J.H. (1959).- Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 138-139.
- BRUNN J.H. (1960 a).- Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 3, p. 115-132.
- BRUNN J.H. (1960 b).- Les zones helléniques internes et leur extension. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 470-486.
- BRUNN J.H. (1961).- Les sutures ophiolitiques. Contributions à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 4, p. 89-96.
- BRUNN J.H. (1964).- Sur la disposition originelle du système alpin en trois rameaux. Application de cette notion à l'analyse de grandes structures charriées : Alpes orientales, Carpathes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, p. 4739-4741.
- BRUNN J.H. (1964).- A la recherche du rameau médian des chaînes péri-méditerranéennes. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXIV, p. 227-230.
- BRUNN J.H. (1967).- Recherche des éléments majeurs du système alpin. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, p. 17-34.
- BRUNN J.H. (1976).- L'arc concave zagro-aurique et les arcs convexes aurique et égéen : collision et arcs induits. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 553-567.
- BRUNN J.H. (1977).- Orogénèse, océans et obduction des ophiolites. *Se Réunion. ann. Sci. Terre*, Rennes.
- BRUNN J.H., ARGYRIADIS I., MARCOUX J., MONOD O., POISSON A. et RICOU L.E. (1975).- Congrès pour le 50<sup>e</sup> anniversaire de la république turque, Ankara. *C. R. éd. MTA*, (1973), p. 58-69.
- BRUNN J.H., ARGYRIADIS I., RICOU L.E., RICOU A., MARCOUX J. et GRACIANSKY P.C. de (1976).- Eléments majeurs de liaison entre Tauride et Hellénides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 481-498. *Colloq. int. C. N. R. S.*, Paris, n° 244, p. 285-301.
- BRUNN J.H., CLEMENT B. et DERCOURT J. (1977).- Historique des recherches géologiques dans les Hellénides. *VI Colloq. Géol. Régions égéennes*, Athènes (1977), I, p. 21-60.
- BRUNN J.H., FAUGERES L. et ROBERT P. (1970).- Existence dans la région de Kozani du prolongement occidental de la nappe du Haut-Vernion (Macédoine, Grèce). *C. R. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 253-255.
- BRUNN J.H., FAUGERES L. et ROBERT P. (1972).- Une nouvelle série du Jurassique moyen-Crétacé inférieur surmontant les ophiolites dans le détroit de Kozani (Macédoine, Grèce). *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 27-29.
- BRUNN J.H., GRACIANSKY P.C. de, GUTNIC M., JUTEAU T., LEFEVRE R., MARCOUX J., MONOD O. et POISSON A. (1970).- Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII, 3, p. 515-556.
- BRUNN J.H., RICOU L.E., ARGYRIADIS I. et LEFEVRE R. (1974).- Le problème de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales. Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, p. 101-237.
- SOCKING H. (1981).- Über der Kristallinen Schiefen von Attika. *Z. dtsch. geol. Ges.*, 33, p. 118-138.



- BULLARD E.C. (1964).- Continental drift. *Quart. J. geol. Soc. London*, 477, 120/1, p. 1-33.
- BULLARD E.C., EVERETT J.E. et SMITH A.G. (1965).- The fit of the continents around the Atlantic. In : Symp. on continental drift. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 258, p. 41-51.
- BUSSON G. et BUROLLET P.F. (1973).- La limite Permien-Trias sur la plate-forme saharienne (Algérie, Tunisie, Libye). In : The Permian and triassic systems and their natural boundary (Calgary, 1971), p. 74-88.
- CADET J.P. (1966).- Sur des niveaux permien associés à des gypses en Bosnie méridionale (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 403.
- CADET J.P. (1968).- Sur l'âge des flyschs de la haute vallée de la Neretva (région de Ulog, Bosnie, Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 118.
- CADET J.P. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : les confins de la Bosnie herzégovine et du Monténégro. Thèse d'Etat, Univ. Orléans, 458 p.
- CADET J.P. et BASSE DE MENORVAL E. (1970).- Mise en évidence d'un "Ammonitico-Rosso" d'âge pliensbachien dans la région de Ljuta (Bosnie méridionale, Yougoslavie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 28-31.
- CADET J.P., BLANCHET R. et CHARVET J. (1970).- Sur l'existence d'unités intermédiaires entre la zone du Haut-Karst et l'unité bosniaque en Yougoslavie : la sous-zone prékarstique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 2, p. 227-236.
- CADET J.P., BLANCHET R., CHARVET J. et RAMPNOUX J.P. (1969).- Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-crétacé inférieur en Yougoslavie : l'unité du flysch bosniaque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 871-880.
- CADET J.P. et CHARVET J. (1973).- Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure de la zone bosniaque en Bosnie Herzégovine méridionale. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIII, p. 241-247.
- CADET J.P. et CHOROWICZ J. (1975).- Sur les structures transversales dans les Dinarides externes de Yougoslavie. *3e Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 87.
- CADET J.P. et COUCEK B. (1968).- L'âge du Paléozoïque de la région de Foca (Bosnie, Yougoslavie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, p. 2092-2094.
- CAYEUX L. (1904).- Géologie des environs de Nauplie. Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), IV, p. 87-105.
- CAYEUX L. (1911).- Existence de calcaires à gyporelles dans les Cyclades (Mykonos). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 152, p. 571-583.
- CELET P. (1957).- Recherches géologiques préliminaires dans le massif du Parnasse (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 571-583.
- 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, 446 p.
- CELET P. (1963).- Extension de la zone du Parnasse en Grèce méridionale (Stratigraphie). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXIII, p. 275.
- CELET P. (1964).- Structure de la bordure côtière occidentale de l'Helicon (Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXIV, p. 177.
- CELET P. (1976).- A propos du mélange de type "volcano-sédimentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 299-307.
- CELET P. (1977).- Les bordures de la zone du Parnasse (Grèce). Evolution paléogéographique au Mésozoïque et caractères structuraux. VI. *Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), II, p. 725-740.
- CELET P. (1979).- Paleogeographical and structural evolution of the Parnasse area borders (continental Greece). VI *Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), II, p. 725-740.
- CELET P. in Dercourt et al. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Athènes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 63.
- CELET P., ARDAENS R., COURTIN B. et FERRIERE J. (1978).- Signification des séries du Kozziakas et du Vardoussia (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, p. 229-232.
- CELET P. et AUBOUIN J. (1970).- Introduction à la séance consacrée à la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 941-944.



- CELET P., CADET J.P., CHARVET J. et FERRIERE J. (1977).- Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoic age in Dinarid and Hellenic ranges : a comparison. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 35-46.
- CELET P. et CLEMENT B. (1969).- Sur la géologie de l'Helicon oriental (Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXIX, p. 191.
- 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. Fr.*, 17, p. 43-47.
- CELET P., CLEMENT B., DERYCKE F., FERRIERE J. et GODFRIAUX I. (1976).- Les zones internes helléniques de la bordure occidentale de la mer Egée : mise au point. *4e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris.
- CELET P., CLEMENT B. et FERRIERE J. (1976).- La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae geol. Helv.*, 63/3, p. 577-599.
- CELET P., CLEMENT B. et LEGROS G. (1974).- Sur la présence de flysch béotien dans le domaine du Parnasse (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 1689-1692.
- CELET P., COURTIN B. et FERRIERE J. (1980).- Les ophiolites des Hellénides centrales dans leur contexte géotectonique. *Ophiolites Proceedings. Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus (1979).
- CELET P. et FERRIERE J. (1978).- Les Hellénides internes : le Pélagonien. *Eclogae geol. Helv.*, 71/3, p. 467-495.
- CELET P., FERRIERE J. et WIGNIOLLE E. (1977).- Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 935-942.
- CHANNEL J.E. et HORVATH (1976).- The African-Adriatic promontory as a paleogeographical premise for alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35, p. 71-101.
- CHARALAMBAKIS S.N. (1951).- Contribution à la connaissance du Néogène de l'Attique. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 4, p. 1-40.
- CHARVET J. (1968).- Aperçu stratigraphique préliminaire sur la région de Mostar (Yougoslavie). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXVIII, p. 97-107.
- CHARVET J. (1968).- Sur l'importance des déplacements dans la région de Sarajevo (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 330.
- CHARVET J. (1973).- Sur les mouvements orogéniques du Jurassique-Crétacé dans les Dinarides de la Bosnie orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 257-259.
- CHARVET J. (1978).- Essai sur un orogène alpin. Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*. Publication n° 2.
- CHARVET J., BLANCHET R. et CADET J.P. (1970).- Sur l'existence d'unités intermédiaires entre la zone du Haut-Karst et l'unité du flysch bosniaque en Yougoslavie : la sous-zone prékarstique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 2, p. 227-236.
- CHARVET J., DECROUEZ D. et POLSAK A. (1976).- Le Crétacé du Foniakos (Argolide, Grèce) : examen paléontologique, répercussions stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques. *Arch. Sci. (Genève)*, 29, 3, p. 247-258.
- CHARVET J. et DUBAR G. (1972).- Découverte d'Ammonites du Jurassique supérieur dans les Dinarides internes au Nord de Sarajevo (Bosnie orientale, Yougoslavie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, p. 523-525.
- CHENEVART C. et KATSIKATSOS G. (1966).- Passage latéral des sédiments permo-carbonifères aux marbres et schistes métamorphiques, en Eubée (Grèce). *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 10, p. 153-158.
- CHENEVART C. et KATSIKATSOS G. (1967).- Carte géologique de l'île d'Eubée à 1/200 000. Athènes.
- CHOROWICZ J. (1977).- Etude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*. Publication n° 1.
- CHOROWICZ J. et GEYSSANT J. (1976).- La structure transversale Split-Karlovac-Vienne : une paléofaille transformante. *4e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris, p. 110.





- CHOROWICZ J. et GEYSSANT J. (1976).- La paléofaïlle transformante de Split-Karlovac-Vienne. Introduction à un modèle d'évolution des chaînes alpines de l'Europe moyenne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 17, p. 127-141.
- CHRISTODOULOU G. (1969).- On the geology of the Thivai-Paralimni area. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 13, p. 1-54.
- CHRISTODOULOU G. (1970).- Zum Geologischen Bau des Gebietes von Loutrakion-Pission Aj. Theodori. *Tech. Chron.* (Athènes), 7/529, p. 415-427.
- CHRISTODOULOU G. et TSAILA-MONOPOLIS S. (1972).- Contribution to the knowledge of the stratigraphy of triassic in the eastern hellenic zone. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 9, p. 101-108.
- CIRIC B. (1960).- Über die Diabas-Hornstein formation der Dinariden und analoger Bildungen. *Int. geol. Congr.*, Rep. 21st Sess., Norden (Copenhagen), p. 211.
- CIRIC B. (1963).- Le développement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin. *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, 1960-1963, II, p. 565-582. Livre à la mémoire de P. Fallot.
- CIRIC B. et GAERTNER H.R. von (1962).- Sur le problème des Variscides en Yougoslavie. *Vesnik*, (A), XX, p. 279-288.
- CLEMENT B. (1970).- A propos des séries allochtones à l'Est du Parnasse (Grèce continentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 1118-1123.
- CLEMENT B. (1971).- Découverte d'un flysch éocrétacé en Béotie (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, p. 791-792.
- CLEMENT B. (1972).- Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud Ouest des monts Gérénées (Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, p. 171-175.
- CLEMENT B. (1976).- Essai d'interprétation structurale d'un secteur des zones internes helléniques : l'Attique-Béotie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 309-316.
- CLEMENT B., COMBES P.J. et FOURCADE E. (1978).- Problèmes posés par une série flyscholite et des latérites chromo-nickelifères associées dans la région d'Antikyra (Béotie, Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 233-242.
- CLEMENT B. et FERRIERE J. (1973).- La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 481-484.
- CLEMENT B. et GROS J.C. (1977).- Essai d'interprétation structurale d'un secteur de Grèce continentale à partir des documents obtenus par le satellite Landsat I. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, p. 221-224.
- CLEMENT B. et KATSIKATSOS G. (1981).- Etude géologique d'un secteur des zones internes helléniques (Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, CI, p. 87-96.
- CLEMENT B. et LAPIERRE H. (1980).- Coulées volcaniques dans le Paléozoïque des zones internes helléniques (Grèce continentale). Environnement sédimentaire et caractérisation pétrographique. *Tectonophysics*, 70, p. 261-283.
- CLEMENT B. et MAURIN C. (1974).- Application de la télédétection infrarouge à l'étude tectonique d'un secteur de Béotie (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1217-1220.
- CLOSS H., ROEDER D.H. et SCHMIDT K. (eds) (1978).- Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigations along geotraverses, Stuttgart (Schweizerbart), 620 p.
- COLEMAN R.G. (1971).- Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. geophys. Res.*, 76, p. 1212-1222.
- COLEMAN R.G. et IRVIN W.P. (1974).- Ophiolites and ancient continental margin. In : *Geology of continental margins*, Burk et Drake (Ed.), p. 921-931.
- COMBES P.J. (1972).- Les différents types de bauxites sur substratum carbonaté dans le Languedoc et l'Ariège. Remarques sur la notion d'allochtonie et d'autochtonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 1613-1616.
- COMBES P.J. (1978 a).- Nouvelles données sur les relations entre la paléogéographie et la géologie des bauxites du troisième horizon dans la zone du Parnasse (Grèce). *4th Int. Congr. for the study of Bauxites, Alumina and Aluminium*, Athènes, I, p. 92-100.
- COMBES P.J. (1978 b).- Karst précoce et karst secondaire du troisième horizon de bauxite dans la zone du Parnasse (Grèce). *4th Int. Congr. for the study of Bauxites, Alumina and Aluminium*, Athènes, I, p. 101-113.



- COMBES P.J. (1979).- Observations sédimentologiques, paléogéographiques, minéralogiques et géochimiques sur les bauxites du deuxième horizon dans la zone du Parnasse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXI, 4, p. 485-494.
- COURTIN B. (1977).- Etude géologique de la bordure méridionale de la plaine de Thessalie (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille, (non publié).
- COURTIN B. (1979).- Etude géologique de la région de Domokos (Grèce) : le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale. Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- COUSIN M. (1981).- Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. géol. Nord*. Publication n° 5.
- CREER K.M. (1968).- Arrangement of the Continents during the Paleozoic era. *Nature*, 219, p. 41-44.
- DECROUEZ D. et MOULLADE M. (1974).- Orbitolinidés nouveaux de l'Albo-Cénomaniens de Grèce. *Arch. Sci. (Genève)*, 27, 1, p. 75-92.
- DECROUEZ D. et RADOICIC R. (1977).- *Nummuloculina irregularis* n. sp., nouveau Foraminifère du Sénonien (Santonien) et de la Serbie occidentale (Dinarides yougoslaves). *Notes Lab. Paléont. Univ. Genève*, 7, p. 1-3.
- DEGARDIN J.M. (1971).- Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille, (non publié).
- DEGARDIN J.M. (1972).- Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, p. 213.
- DEGARDIN J.M. (1978).- Etude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 51-58.
- DE GRACIANSKY P.C. (1972).- Recherches géologiques dans le Taurus lycien. Thèse, Univ. Orsay, (non publié), 896 p.
- DELAUNE-MAYERE M., MARCOUX J., PARROT J.F. et POISSON A. (1977).- Modèle d'évolution mésozoïque de la paléomarge téthysienne au niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taurus lycien d'Antalya et du Baer-Basit. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 79-94.
- DELIBASIS N. et DRAKOPOULOS J. (1974).- Focal mechanism and earthquake prediction in the North Aegean Sea (1965-1968) and related problems. *Geophys. Prospect. Geol. Inst. Bucarest*, (D), 10, p. 149-167.
- DELIBASIS N. et GALANOPOULOS A.G. (1967).- Space and time variations of strain release in the area of Greece. *Ann. géol. Pays hellén.*, 18, p. 135-146.
- DEPRAT J. (1904).- Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Thèse, Univ. Besançon, 232 p., Dodivers (Ed.).
- DERCOURT J. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Péloponnèse. Terminaison paléogéographique du haut-fond du Parnasse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 340-356.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays hellén.*, 15, 418 p.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 261-317.
- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 9, p. 709-743.
- DERCOURT J., AUBOUIN J., SAVOYAT E., DESPRAIRIES A., TERRY J., VERGELY P., MERCIER J., GODFRIAUX I., FERRIERE J., FLEURY J.J., CELET P. et CLEMENT B. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (9-20 sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 5-70.
- 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), XIX, p. 917-925.
- DERCOURT J., DE WEVER P. et FLEURY J.J. (1976).- Données sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Péloponnèse septentrional (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 317-326.



- DERCOURT J., MAKRIS J. et MELIDONIS N.V. (1980).- Introduction à la géologie générale. Livret-guide excursions : 160 C - 162 C. *26e Congrès géol. int.*, Paris, 159 p.
- DEREUDER J.C. (1973).- Etude sédimentologique et stratigraphique du Paléozoïque supérieur dans le Nord de l'Attique (Grèce). D. E. A., Univ. Lille, (non publié).
- DE ROEVER W.P. (1957).- Sind die alpinodypin Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotit-shale. *Geol. Rdsch.*, 46, p. 137-146.
- DERYCKE F. et GODFRIAUX I. (1976).- Métamorphismes "schistes bleus et schistes verts" dans l'Ossa et le Bas-Olympe (Thessalie, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1-252.
- DERYCKE F. et GODFRIAUX I. (1978).- Découverte de microfaunes paléogènes dans le flysch métamorphiques de Spilia (Ossa, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 555-558.
- DERYCKE F., GODFRIAUX I. et ROBASZYNSKI F. (1974).- Sur quelques paragenèses du métamorphisme de haute pression - basse température dans l'Ossa et le pourtour de la fenêtre de l'Olympe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, p. 227-230.
- DESIO A. (1930).- Sulla presenza del Silurano fossilifero nell'isola di Coo (Egeo). *Red. Acad. Lincei*, (6), XI, p. 1020-1021.
- DESIO A. (1931).- Le isole italiana dell'Egeo. *Mém. Carte géol. Ital.*, 14, 534 p.
- DESPRAIRIES A. (1977).- Etude sédimentologique de formations à caractère flysch et molasse (Macédoine et Epire, Grèce). Thèse Etat, Univ. Paris XI, (non publiée).
- DE WEVER P. (1976).- La "formation à blocs" : olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 21-24.
- DE WEVER P. (1976).- Données stratigraphiques nouvelles sur la série de Tripolitza : du Trias à l'Eocène (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, p. 79-87.
- DE WEVER P. (1982).- Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys (systématique, stratigraphie). *Soc. géol. Nord. Publication n° 7*, 355 p.
- DE WEVER P. et ORIGLIA I. (1982).- Datations nouvelles par les Radiolaires de la série des Radiolarites s.l. du Pinde-Olonos (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, s. II, p. 399-404.
- DE WEVER P., RIEDEL W.R. et al. (1979).- Recherches actuelles sur les Radiolaires en Europe. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVCIII, p. 205-222.
- DE WEVER P. et THIEBAULT F. (1981).- Les Radiolaires d'âge jurassique supérieur à Crétacé inférieur dans les radiolarites du Pinde-Olonos (presqu'île de Koroni, Péloponnèse méridional, Grèce). *Geobios*, 14, 5, p. 577-609.
- DEWEY D. (1973).- Chronicle International Symposium, Ophiolites in the crust of the Earth. *Acad. Sci. USSR, Geotectonics*, n° 6.
- DEWEY J.F. (1976).- Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, p. 93-120.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1970).- Mountain belts and new global tectonics. *J. geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1971).- Origin and emplacement of the Ophiolite suite : Appalachian Ophiolites in New foundland. *J. geophys. Res.*, 76, p. 3179-3206.
- DEWEY J.F., PITMANN N.C., RYAN W.R.F. et BONIN J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the evolution of the Alpine system. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, p. 3137-3180.
- DICKINSON W.R. (1971).- Plate tectonic models of geosynclines. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 10, p. 165-174.
- DIDON J., FERNEX F., LORENZ C., MAGNE J. et PEYRE Y. (1969).- Sur un niveau remarquable de sillexite dans le Néogène inférieur d'Espagne méridionale et d'Italie du Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 841-853.
- DIETZ R.S. (1969).- Les serpentines alpines en tant que fragments de la croûte océanique. *Bull. Soc. geol. Amer.*, 74, p. 947-952.
- DIETZ R.S. (1977).- Plate tectonics : a revolution in Geology and Geophysics. *Tecton. phys.*, 38, p. 1-6.
- DIETZ R.S. et HOLDEN J.C. (1970).- Reconstruction of Pangea : break-up and dispersion of continents, Permian to present. *J. geophys. Res.*, 75, p. 4939-4956.
- DIETZ R.S., HOLDEN J.C. et SPROLL W.P. (1970).- Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 81, p. 1915-1929.



- DIMITRIJEVIĆ M.D. (1972).- Hercynian metamorphism in the central part of the Balkan peninsula. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 329-335.
- DIMITRIJEVIĆ M.D. et DIMITRIJEVIĆ M.N. (1973).- Olistostrome melange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics. *J. Geol.*, 81, p. 328-340.
- DIXON J.E. (1976).- Glaucophane schists of Syros, Greece. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1-180.
- DODONA E. (1973).- Géologie, microfaune, microfaciès et paléogéographie des coupes de Lisne et de Spiten. *Permb. Studmesh.*, 3, p. 101-137.
- DOUNAS A.G. (1971).- The geology of the area between Megara and Erithrai village (Attica). Thèse, Univ. Athènes, 141 p., (en grec ; résumé en anglais).
- DROOGER C.W. (1973).- Messinian events in the Mediterranean. Amsterdam, London, North Holland publ., 272 p.
- DUBOIS R. et BIGNOT G. (1978).- Un hard-ground nummulitique au sommet de la série d'Almyropotamos, une fenêtre hellénique "hybride" en Eubée méridionale. *6e Réun. ann. Sci. Terre*, Orsay.
- DUBOIS R. et BIGNOT G. (1979).- Présence d'un hard-ground nummulitique au sommet de la série crétacée d'Almyropotamos (Eubée méridionale, Grèce) : conséquences. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, p. 993-995.
- DUFAURE J.J., KADJAR M.H., KERAUDREN B., MERCIER J.L., SAUVAGE J. et SEBRIER M. (1975).- Les déformations pléistocènes autour du golfe de Corinthe. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 17, p. 18-20.
- DUFOUR T. (1962).- Nouvelles données sur les Ammonoïdes triasiques du gisement d'Asklepieion (Argolide, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 844-848.
- DURR S. (1975).- Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Aquivalente in der mittleren Aqäis. Publ. Univ. Marbrüg/Lahn, (Habil. Schr.), p. 105.
- DURR S., ALTHERR J., KELLER M., OKRUSCH M. et SEIDEL E. (1978).- The median Aegean Crystalline belt : stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. *In* : Alps, Apennines, Hellenides, Closs et coll. (Ed.), Stuttgart, p. 455-478.
- EPTING M., KUDRASS H.R., LEPPIG U. et SCHAFFER A. (1972).- Geologie der Talea Ori-Kreta. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141, p. 259-283.
- EPTING M., KUDRASS H.R. et SCHAFFER A. (1972).- Stratigraphie et position des séries métamorphiques au Talea Ori. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 365-370.
- ERNST W.G. (1970).- Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence crustal expression of a late Mesozoic Senioff zone. *J. geophys. Res.*, 75, p. 886-901.
- ERNST W.G. (1973).- Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics*, 17, p. 255-272.
- FABRE J. et FEYS R. (1966).- Les séries bariolées du massif de Rochachille, leurs rapports avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permians" de Maurienne et Tarantaise. *Atti. symp. Verrucano. Soc. tosc. Sci. nat.*, p. 143-169.
- FABRICIUS F.H. et HIEKE W. (1977).- Neogene to quaternary development of the Ionian basin (Mediterranean) : considerations based on a "dynamic shallow basin model" of the messinian salinity event. *In* : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Biju-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split (1976). Technip, Paris, p. 391-400.
- FANTINET D. et al. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce (9 sept.-25 sept. 1976), XIX, 1, 119 p.
- FAUGERES L. et VERGELY P. (1974).- Existence de déformations en compression d'âge quaternaire ancien (Villafranchien supérieur) dans le massif du Vourinos. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 1313-1326.
- FELSER K.O. et SEELMEIER H. (1936).- Die Detailkartierung im Oberkarbon-perm der karnischen Alpen zwischen Schulterkofel und Tresdorfer Höhe. *Mitt. Natro Ver Steiermark*, 73, Graz.





- FERENTINOS G.C. (1973).- The geology-petrology of the island of Skiathos. *Bull. Soc. geol. Gr.*, 10, p. 323-358.
- FERRIERE J. (1967 a).- Etude préliminaire d'un secteur des massifs cristallins internes ("zone pélagonienne") : la région de Volos, Grèce continentale orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 265-273.
- FERRIERE J. (1972).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au Nord Est d'Anavra (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 174-176.
- FERRIERE J. (1973).- Données nouvelles sur le Crétacé supérieur de la zone pélagonienne en Thessalie méridionale orientale (bordure occidentale du golfe de Volos, massifs du Chalkodonio et du Pelion). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIII, p. 137-145.
- FERRIERE J. (1974 a).- Précisions sur la tectonique du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*
- FERRIERE J. (1974 b).- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne (massif de l'Othrys - Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 5, p. 543-562.
- FERRIERE J. (1974 c).- Nouvelles données stratigraphiques sur le massif du Koziakas. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 995-998.
- FERRIERE J. (1976).- A propos des structures tectoniques et microtectoniques observées dans les nappes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (Grèce continentale) : conséquences. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1003-1006.
- FERRIERE J. (1976 b).- Nouvelles données concernant l'âge des terrains métamorphiques de la partie méridionale de la presqu'île du Pelion (Grèce continentale) : présence probable du Crétacé supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1407-1410.
- FERRIERE J. (1976 c).- Etude préliminaire des terrains métamorphiques de la presqu'île du Pelion antérieurs aux niveaux conglomératiques présumés Crétacé supérieur (Grèce continentale orientale). Conséquences tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1485-1488.
- FERRIERE J. (1976 d).- 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. (1977).- Le massif du Chalkodonio et sa bordure méridionale (Grèce continentale orientale) : aperçus stratigraphique et tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, p. 2323-2327.
- FERRIERE J. (1978 a).- Faits nouveaux concernant la zone maliaque (Grèce continentale orientale). *VI Colloq. Géol. Régions égéennes*, Athènes (1977).
- FERRIERE J. (1978 b).- Le secteur méridional du "massif métamorphique de Thessalie" : le massif du Pelion et ses environs. *VI Colloq. Géol. Régions égéennes*, Athènes (1977).
- FERRIERE J. (1978 c).- Le massif métamorphique du Pelion (Grèce orientale) : nouvelles données paléontologiques et tectoniques ; conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 567-570.
- FERRIERE J. (1982).- Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes au niveau de l'Othrys et du Pelion (Grèce). *Soc. géol. Nord*. Publication n° 8.
- FERRIERE J. et VERGELY P. (1976).- A propos des structures tectoniques et microtectoniques observées dans les nappes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1003-1006.
- FINETTI I. (1976).- Mediterranean ridge ; a young submerged chain associated with the hellenic arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 19, p. 31-65.
- FINETTI I. et MORELLI C. (1973).- Geophysical exploration of the Mediterranean sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 15, p. 263-341.
- FISCHER R. et JACOGSHAGEN V. (1976).- Zur biostratigraphischen Gliederung sudjugoslawischer Hallstätter Kalke. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 151, p. 31-57.
- FLEURY J.J. (1975).- Le "Premier Flysch du Pinde", témoin de l'ensemble des événements orogéniques, mésozoïques anté-Crétacé supérieur ayant affecté les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, p. 1459-1461.



- FLEURY J.J. (1976).- Unité paléogéographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos : l'Unité du Megdhovos (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 25-28.
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*. Publication n° 4.
- FLEURY J.J. et GODFRIAUX I. (1974).- Arguments pour l'attribution de la série de la fenêtre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza : présence de fossiles du Maastrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen ?). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIV, p. 149-156.
- FLEURY J.J. et TSOFILIAS P. (1972).- Sur l'âge de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 9, p. 111-121.
- FLUGEL E. (1975).- Fazies-Interpretation der unterpermischen sedimente in der Karnischen alpen. *Carinthia II*, p. 164-184.
- FLURON R. (1972).- Eléments de Paléoclimatologie. Librairie Vuibert.
- FOCAS H. (1979).- Essai de reconnaissance structurale de la Grèce à l'aide des images Landsat. D. E. A., Univ. Paris, (non publié), 42 p.
- FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks. University of Texas geology, Memphill's.
- FOURQUIN C. (1975).- L'Anatolie du Nord Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 6, p. 1058-1070.
- FRAKE L.A. (1979).- Climates throughout geologic time. Elsevier Scientific publishing Company.
- FRECH F. (1907).- Die Hallstätter kalke bei Epidaurus (Argolis) und ihre Cephalopoden. *N. Jb. Miner. Festband*, p. 1-32.
- FYTIKAS M., GIULANI O., INNOCENTI F., MARINELLI G. et MAZZUOLI R. (1976).- Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, p. 29-34.
- FYTROLAKIS N. (1967).- Uber einen Fossilienfund im Metamorphikum von Ostkreta. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 7, p. 82-92.
- GALANOPOULOS A. (1968).- The earth quake activity in the physiographic provinces of the eastern Mediterranean Sea. *Ann. géol. Pays hellén.*, 21, p. 178-209.
- GALANOPOULOS A. (1971).- Minimum and maximum magnitude threshold in the area of Attica, Greece. *Ann. géol. Pays hellén.*, 23.
- GALANOPOULOS A. (1975).- On the tectonic processus along the hellenic arc. *Ann. Geofis.*, 27, p. 429-442.
- GANSSER A. (1959).- Ausseralpine ophiolith-problem. *Eclogae geol. Helv.*, 52, p. 659-679.
- GAUDRY A. (1862-1867).- Animaux fossiles et géologie de l'Attique. Savy (Ed.), Paris.
- GEORGIADIS A. (1937).- Contribution à l'étude du cristallophyllien du Pelion. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, p. 60-70.
- GIGNOUX M. (1960).- Précis de stratigraphie. Masson (Ed.).
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. et UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Ed. Doin, Paris.
- GLANGEAUD L. (1957).- Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 1, p. 200-220.
- GLANGEAUD L. (1959).- Classification géodynamique des chaînes de montagne (suite). Chaînes intracratoniques : I. Structure et embryologie des cratons (croûtes sialiques). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, p. 197-204.
- GLANGEAUD L. (1962 b).- Le transfert d'échelle en géologie et géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péripacifiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 912-961.
- GLINTZBOECKEL C. et RABATE J. (1964).- Microfaunes et microfaciès du Permo-Carbonifère du Sud tunisien. Brill (Ed.), 45 p., Leide.
- GODFRIAUX I. (1962).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, p. 1-282.
- GODFRIAUX I. (1962).- L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 253, p. 1761-1763.



- FLEURY J.J. (1976).- Unité paléogéographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos : l'Unité du Megdhovas (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 25-28.
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*. Publication n° 4.
- FLEURY J.J. et GODFRIAUX I. (1974).- Arguments pour l'attribution de la série de la fenêtre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza : présence de fossiles du Maastrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen ?). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIV, p. 149-156.
- FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1972).- Sur l'âge de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 9, p. 111-121.
- FLÜGEL E. (1975).- Fazies-Interpretation der unterpermischen sedimente in der Karnischen alpen. *Carinthia II*, p. 164-184.
- FLURON R. (1972).- Eléments de Paléoclimatologie. Librairie Vuibert.
- FOCAS H. (1979).- Essai de reconnaissance structurale de la Grèce à l'aide des images Landsat. D. E. A., Univ. Paris, (non publié), 42 p.
- FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks. University of Texas geology, Memphill's.
- FOURQUIN C. (1975).- L'Anatolie du Nord Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 6, p. 1058-1070.
- FRAKE L.A. (1979).- Climates throughout geologic time. Elsevier Scientific publishing Company.
- FRECH F. (1907).- Die Hallstätter kalke bei Epidauros (Argolis) und ihre Cephalopoden. *N. Jb. Miner. Festband*, p. 1-32.
- FYTİKAS M., GIULANI O., INNOCENTI F., MARINELLI G. et MAZZUOLI R. (1976).- Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, p. 29-34.
- FYTROLAKIS N. (1967).- Über einen Fossilienfund im Metamorphikum von Ostkreta. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 7, p. 82-92.
- GALANOPOULOS A. (1968).- The earth quake activity in the physiographic provinces of the eastern Mediterranean Sea. *Ann. géol. Pays hellén.*, 21, p. 178-209.
- GALANOPOULOS A. (1971).- Minimum and maximum magnitude threshold in the area of Attica, Greece. *Ann. géol. Pays hellén.*, 23.
- GALANOPOULOS A. (1975).- On the tectonic processus along the hellenic arc. *Ann. Geofis.*, 27, p. 429-442.
- GANSSER A. (1959).- Ausseralpine ophiolith-problem. *Eclogae geol. Helv.*, 52, p. 659-679.
- GAUDRY A. (1862-1867).- Animaux fossiles et géologie de l'Attique. Savy (Ed.), Paris.
- GEORGIADIS A. (1937).- Contribution à l'étude du cristallophyllien du Pelion. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, p. 60-70.
- GIGNOUX M. (1960).- Précis de stratigraphie. Masson (Ed.).
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. et UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Ed. Doin, Paris.
- GLANGEAUD L. (1957).- Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 1, p. 200-220.
- GLANGEAUD L. (1959).- Classification géodynamique des chaînes de montagne (suite). Chaînes intracratoniques : I. Structure et embryologie des cratons (croûtes sialiques). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, p. 197-204.
- GLANGEAUD L. (1962 b).- Le transfert d'échelle en géologie et géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péripacifiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 912-961.
- GLINTZBOECKEL C. et RABATE J. (1964).- Microfaunes et microfaciès du Permo-Carbonifère du Sud tunisien. Brill (Ed.), 45 p., Laide.
- GODFRIAUX I. (1962).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, p. 1-282.
- GODFRIAUX I. (1962).- L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 255, p. 1761-1763.



- GODFRIAUX I. (1964).- Sur le métamorphisme dans la zone pélagonienne orientale (région de l'Olympe, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, 1, p. 146-196.
- GODFRIAUX I. (1965).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse, Univ. Lille.
- GODFRIAUX Y. (1968).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, 282 p.
- GODFRIAUX I. et MERCIER J. (1965).- Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXIV, p. 205-221.
- GODFRIAUX I. et PICHON J.F. (1978).- Sur quelques assemblages minéralogiques dans les metabasites d'Ambelaka et de Kalipefki (unité tectonique de l'Ossa, Grèce). *3e Réunion. ann. Sci. Terre*, Orsay, p. 187.
- GODFRIAUX I. et PICHON J.F. (1980).- Sur l'importance des événements tectoniques et métamorphiques d'âge tertiaire en Thessalie septentrionale (Olympe, Ossa, Flambouron). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 367-376.
- GOGUEL J. (1952).- Traité de tectonique. Masson et Cie (Ed.), Paris.
- GRACIANSKY P.C. (de) (1972).- Recherches géologiques dans le Taurus lycien. Thèse, Univ. Orsay, (non publiée), 762 p.
- GRACIANSKY P.C. de et LEMOINE M. (1967).- Une coupe stratigraphique dans le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne (Nord de Fethiye). *Bull. MTA*, 68.
- GRACIANSKY P.C. de et LYS M. (1968).- Présence d'une microfaune d'âge ladinien probable dans l'une des unités allochtones du Taurus occidental (Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, p. 36-38.
- GREENLY E. (1919).- The geology of Anglesey. *Mem. geol. Surv. G. B.*, 980 p.
- GROS J.C., LEVEQUE P., PAPAKIS N. et SOUBOUROU C. (1976).- Utilisation des effets de marée, mise en évidence par télédétection, sur la localisation et l'exploitation de résurgences d'eau littorale en pays karstiques : exemple de la baie d'Antikira, dans le golfe de Corinthe (Béotie, Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1393-1396.
- GUERNET C. (1964).- Sur l'âge et les relations stratigraphiques des calcaires et des serpentines du littoral de Mantoudi (Eubée). *Prakt. Acad. Athènes*, 39, p. 258-262.
- GUERNET C. (1964).- Sur l'âge des séries de l'Eubée moyenne et de l'Eubée méridionale : l'Olympe et la région d'Aliveri (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 79.
- GUERNET C. (1964).- Sur l'âge de la série stratigraphique des monts Kandilis (Eubée, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 189.
- GUERNET C. (1965).- Formations éruptives anté-jurassiques en Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 56-58.
- GUERNET C. (1965).- Aperçu sur la stratigraphie de l'Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 822-828.
- GUERNET C. (1965).- Contribution à l'étude des "roches vertes" : la base du complexe ophiolitique en Eubée. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 334.
- GUERNET C. (1966).- Les bauxites en Eubée (Grèce) : âge et origine. *Cah. géol.*, p. 919-932.
- GUERNET C. (1966).- Géologie de la région de Chalkis (Eubée). *Ann. géol. Pays hellén.*, 18, p. 307-313.
- GUERNET C. (1966).- Des monts Pyxaria aux monts Kandilis (Eubée, Grèce) : stratigraphie et tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, p. 1088-1811.
- GUERNET C. (1967).- Sur la série cristalline d'une partie de l'Attique (région de Marathon) et de l'Eubée méridionale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 265, p. 1460-1463.
- GUERNET C. (1970).- Sur l'existence d'un chevauchement dans les Sporades (Ile de Skopelos, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 1764-1765.
- GUERNET C. (1971).- Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). *Mém. Fac. Sci. Paris*. Thèse, Sorbonne, 351 p.
- GUERNET C. (1972).- Le "cristallin" de l'Eubée du Sud et ses problèmes. Comparaison avec le "cristallin" du Laurium et de Samos (Grèce). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 353-364.
- GUERNET C. (1974).- Le massif de l'Elaphocampos, l'île de Rhodes et les Hellénides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 813-815.





- GUERNET C. (1975).- Sur l'âge des formations métamorphiques du massif d'Attique-Cyclades (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 1525-1527.
- GUERNET C. (1977).- Contribution à l'étude de l'édifica tectonique égéen : l'exemple de l'Eubée. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 25-33.
- GUERNET C. (1978).- L'évolution paléogéographique et tectonique de la Grèce au Miocène : un essai de synthèse. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, p. 95-108.
- GUERNET C., KERAUDREN B. et SAUVAGE J. (1976).- La série "levantine" du cap Phocas (île de Kos, Dodécanèse, Grèce) : stratigraphie, palynologie et paléécologie. *Rev. Micropaléont.*, 19, 2, p. 61-73.
- GUERNET C. et PARROT J.F. (1972).- Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce) : position et relations avec les séries mésozoïques. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., IV, 1, p. 67-75.
- GUERNET C. et ROBERT P. (1973).- Sur l'existence de bauxites d'âge jurassique en Eubée (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 885-887.
- GUERNET C. et SAUVAGE J. (1969).- Sur la microflore des lignites et calcaires marneux des bassins néogènes de Kymi et de Gides (Eubée, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269, p. 1611-1613.
- GUERNET C. et SAUVAGE J. (1970).- Observations nouvelles sur le Néogène de la région de Pikermi et Raphina (Attique, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 2, p. 241-245.
- GUERNET C. et TERMIER G. (1971).- Sur un Sphinctozoaire (Spongiaire) du Permien de l'Eubée (Grèce) : *Amblysiphonella canaliculata* n. sp. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCI, p. 141.
- GUVENÇ T. (1965).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Carbonifère et du Permien des Taurus occidentaux dans l'arrière-pays d'Alanya (Turquie). Thèse Fac. Sci., Univ. Paris, 292 p.
- HARALAMBOUS D. (1961).- Geological and Physicogeographical bibliography of Greece. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*.
- HARALAMBOUS D. (1975).- Geoscience and natural Science bibliography of Greece. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*.
- HEDBERG-HOLLIS D. (1976).- Guide stratigraphique international. Doin (Ed.), Paris, 1979.
- HEEZEN B.C., EWING M. et HOHNSON G.L. (1966).- The gulf of Corinth floor. *Deep-Sea Res.*, 13, p. 381-441.
- HEEZEN B.C., THARP M. et EWING M. (1959).- The floors of the oceans. I : the North Atlantic. *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.*, 65, 122 p.
- HERITSCH F. (1937).- Karbonische Korallen von der Insel Chios. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, p. 203-209.
- HERITSCH F. (1937).- Rugose Korallen aus dem Perm von Euboea. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, p. 210-213.
- HERITSCH F. (1939).- Karbon und perm in den süd-alpen und in süd-europa. *Geol. Rdsch.*, 30, p. 529-588.
- HIEKE M., SIGL W. et FABRICIUS G. (1973).- Morphological and structural aspects of the Mediterranean ridge SW of the Peloponnesus (Ionian sea). *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 109-126.
- HIESSLEITNER G. (1952).- Serpentin und Chromerz. Geologie der Balkan Halbinsel. *Jb. geol. Bundesanst.*, 1, 1-2, 683 p.
- HINZ K. (1974).- Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian sea. *Geol. Jb.*, 2, p. 33-65.
- HIRSCH F. (1976).- Sur l'origine des particularismes de la faune du Trias et du Jurassique de la plate-forme africano-arabe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 543-552.
- HOLMES M.L., HUENNE R. von et Mc MANUS D.A. (1972).- Seismic reflection evidence supporting underthrusting beneath the Aleutian Arc near Amchitka Island. *J. geophys. Res.*, 77, p. 959-964.



- HOTTINGER L. (1969).- Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their Stratigraphic use. *Ann. Inst. geol. publ. hung.*, LIV, 2, p. 497-504.
- HSU K.J. (1971).- Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233, p. 44-48.
- HSU K.J. (1977).- Tectonic evolution of the Mediterranean basins. The Eastern Mediterranean. In : The Ocean Basins and Margins, Nairn *et al.* (Ed.), 4A. Plenum Press, London, p. 29-75.
- HYNES A.J. (1974).- Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Canad. J. Earth Sci.*, 11, 6, p. 842-853.
- HYNES A.J., NISBET E.G., SMITH A.G., WELLAND M.J.P. et REX D.C. (1972).- Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys region (eastern central Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 455-468.
- I. F. P. et I. G. R. S. (1966).- Etude géologique de l'Epire. Technip, Paris, 306 p.
- INSTITUT DE GEOLOGIE ET RECHERCHES DU SOUS-SOL ATHENES ET INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE (1966).- Etude géologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale). Technip, Paris, 306 p.
- IRVING E. (1977).- Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, p. 304-309.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.
- ISHII K.I. (1966).- Preliminary notes of the permian fusulinids of H.S. Lee-Mine n° 8 limestone near Kampar, Perak Malaya. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 9, 4-VI, 145 p.
- ISHII K., OKIMURA Y. et NAKAZAWA K. (1975).- On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *J. Geosci Osaka*, 19, 6, p. 107-138.
- JACOBSSHAGEN V. (1967).- Cephalopoden-Stratigraphie der Hallstätter Kalke am Asklepieion von Epidauros (Argolis, Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 1, p. 13-33.
- JACOBSSHAGEN V. (1967).- Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9, p. 513-517.
- JACOBSSHAGEN V. (1972).- Die Trias der mittleren Ost-Agäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 445-454.
- JACOBSSHAGEN V. (1973).- Some geodynamic aspects of the alpine chains of Greece. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 90-93.
- JACOBSSHAGEN V. (1973).- Paleomagnetism in Greece : indications for relative block movements. A discussion. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 201-202.
- JACOBSSHAGEN V. (1979).- Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1335-1367.
- JACOBSSHAGEN V., BRINKMANN R., FLUGEL E., LECHNER H., RENDEL B. et TRICK P. (1972).- Trias, Jura and Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). *Geologica et Palaeontologica*, 6, p. 139-150.
- JACOBSSHAGEN V., DÖRR S., KOCKEL F., KOPP K.O., KOWALCZIK G., BERCKHEMER H. et BUTTNER D. (1978).- Structure and geodynamic evolution of the Aegean Region. In : Alps, Apennines, Hellenides, Closs *et al.* (Ed.). Schweizerbart'sche (ed.), p. 537-564.
- JACOBSSHAGEN V. et MAKRIS J. (1974).- Zur Geodynamik Griechenlands und der Agäis. *Wachr. dtsh. geol. Ges.* 9.
- JACOBSSHAGEN V., MARTZ J. et REINHARDT R. (1977).- Eine alttertiäre Ophiolith-Decke in den inneren Helleniden NE-Griechenlands. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 10, p. 613-620.
- JACOBSSHAGEN V. et OTTE O. (1968).- Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 97-107.
- JACOBSSHAGEN V., RISCH H. et ROEDER D. (1976).- Die echellenische Phase, Definition und Interpretation. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 133-145.



- HOTTINGER L. (1969).- Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their Stratigraphic use. *Ann. Inst. geol. publ. hung.*, LIV, 2, p. 497-504.
- Hsu K.J. (1971).- Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233, p. 44-48.
- Hsu K.J. (1977).- Tectonic evolution of the Mediterranean basins. The Eastern Mediterranean. In : The Ocean Basins and Margins, Nairn *et al.* (Ed.), 4A. Plenum Press, London, p. 29-75.
- HYNES A.J. (1974).- Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Canad. J. Earth Sci.*, 11, 6, p. 842-853.
- HYNES A.J., NISBET E.G., SMITH A.G., WELLAND M.J.P. et REX D.C. (1972).- Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys region (eastern central Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 455-468.
- I. F. P. et I. G. R. S. (1966).- Etude géologique de l'Epire. Technip, Paris, 306 p.
- INSTITUT DE GEOLOGIE ET RECHERCHES DU SOUS-SOL ATHENES ET INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE (1966).- Etude géologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale). Technip, Paris, 306 p.
- IRVING E. (1977).- Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, p. 304-309.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.
- ISHII K.I. (1966).- Preliminary notes of the permian fusulinids of H.S. Lee-Mine n° 8 limestone near Kampar, Perak Malaya. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 9, 4-VI, 145 p.
- ISHII K., OKIMURA Y. et NAKAZAWA K. (1975).- On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *J. Geosci Osaka*, 19, 6, p. 107-138.
- JACOBSSHAGEN V. (1967).- Cephalopoden-Stratigraphie der Hallstätter Kalke am Asklepieion von Epidauros (Argolis, Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 1, p. 13-33.
- JACOBSSHAGEN V. (1967).- Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9, p. 513-517.
- JACOBSSHAGEN V. (1972).- Die Trias der mittleren Ost-Agäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 445-454.
- JACOBSSHAGEN V. (1973).- Some geodynamic aspects of the alpine chains of Greece. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 90-93.
- JACOBSSHAGEN V. (1973).- Paleomagnetism in Greece : indications for relative block movements. A discussion. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 201-202.
- JACOBSSHAGEN V. (1979).- Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *VI Colloq. geol. Aegean Region, Athènes (1977)*, III, p. 1335-1367.
- JACOBSSHAGEN V., BRINKMANN R., FLUGEL E., LECHNER H., RENDEL B. et TRICK P. (1972).- Trias, Jura and Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). *Geologica et Palaeontologica*, 6, p. 139-150.
- JACOBSSHAGEN V., DURR S., KOCKEL F., KOPP K.O., KOWALCZIK G., BERCKHEMER H. et BUTTNER D. (1978).- Structure and geodynamic evolution of the Aegean Region. In : Alps, Apennines, Hellenides, Closs *et al.* (Ed.). Schweizerbart'sche (ed.), p. 537-564.
- JACOBSSHAGEN V. et MAKRIS J. (1974).- Zur Geodynamik Griechenlands und der Agäis. *Wachr. dtsh. geol. Ges.*, 9.
- JACOBSSHAGEN V., MARTZ J. et REINHARDT R. (1977).- Eine alttertiäre Ophiolith-Decke in den inneren Helleniden NE-Griechenlands. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 10, p. 613-620.
- JACOBSSHAGEN V. et OTTE O. (1968).- Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Brezger Wald (Ostalpen). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 97-107.
- JACOBSSHAGEN V., RISCH H. et ROEDER D. (1976).- Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 133-145.



- JACOBSSHAGEN V., SKALA W. et WALLBRECHER E. (1976).- Observations sur le développement tectonique des Sporades du Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 281-286.
- JACOBSSHAGEN V., SKALA W. et WALLBRECHER E. (1978).- Alpine structure and development of the Southern Pelion Peninsula and the North Sporades. In : "Alps, Apennines, Hellenides", Closs et al. (Ed.). Schweizerbart'she Verlag.
- JAEGER P. (1979).- Géologie du massif du Koziakas et de la chaîne du Pinde face à Mouzaki (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 146 p.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1978 a). La série du flysch béotien (Tithonique-Berriasien supérieur) au front du Koziakas (Mouzaki, province de Karditsa, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 28-31.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1978 b).- La position structurale de la zone béotienne dans la partie sud du massif du Koziakas (Mouzaki, province de Karditsa, Grèce). *5e Réunion. ann. Sci. Terre*, Orsay, p. 209.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1980).- Découverte d'un affleurement de microbrèches à ophiolites de niveau post-jurassique supérieur sur le versant oriental du massif du Koziakas (province de Trikkala, Grèce continentale). *Géol. méditerranéenne*, VII, 3, p. 233-236.
- JAFFREZO M. (1973).- Essai d'inventaire bibliographique des Algues dasycladacées du Jurassique et du Crétacé inférieur. *Geobios*, 6, 1, p. 71-99.
- JAFFREZO M. (1980).- Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie - Extension des résultats à la Mésogée. Thèse Sci., Univ. Paris, 614 p.
- JAKES P. et WHITE A.J.R. (1969).- Structure of the Melanesian arc and correlation with distribution of magmas types. *Tectonophysics*, 8, p. 223-236.
- JARANOFF D. (1938).- La géologie du massif des Rhodopes et son importance à propos de la tectonique de la péninsule balkanique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, p. 131-143.
- JENKYN H.C. (1970).- Fossil manganese nodules from the west Sicilian jurassic. *Eclogae geol. Helv.*, 63, p. 741-774.
- JENKYN H.C. (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico-Rosso, Knollen Kalke) in the Mediterranean jurassic : a diagenetic model. *Spec. Publ. int. Assoc. Sedim.*, 1, p. 249-271.
- JENSEN J.B.H. (1973).- Carte géologique de Naxos au 1/50 000. I. G. M. E. Athènes.
- JOHNS D.R. (1977).- The structure and stratigraphy of the galaxidion region, central Greece. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1976), II, p. 715-724.
- JONES D.L. et BLAKE M.C. (1977).- Tectonic significance of ophiolite in the Hellenides. In : Fantinet et al. : "Séance extraordinaire de la Société géologique de France à Athènes (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 1, p. 80-81.
- JONGSMA D. (1974).- Heat flow in the Aegean sea. *Geophys. J. r. astron. Soc.*, 37, p. 337-346.
- JUTEAU T. (1968).- Commentaire de la carte géologique des ophiolites de la région de Kumluca (Taurus lycien - Turquie méridionale) : cadre structural, modes de gisement et description des principaux faciès du cortège ophiolitique. *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey*, 70, p. 70-91.
- JUTEAU T. (1970).- Pétrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus - lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. *Sci. de la Terre*, Nancy, 15, p. 265-288.
- JUTEAU T. (1975).- Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sci. de la Terre*, Nancy, 32, 692 p.





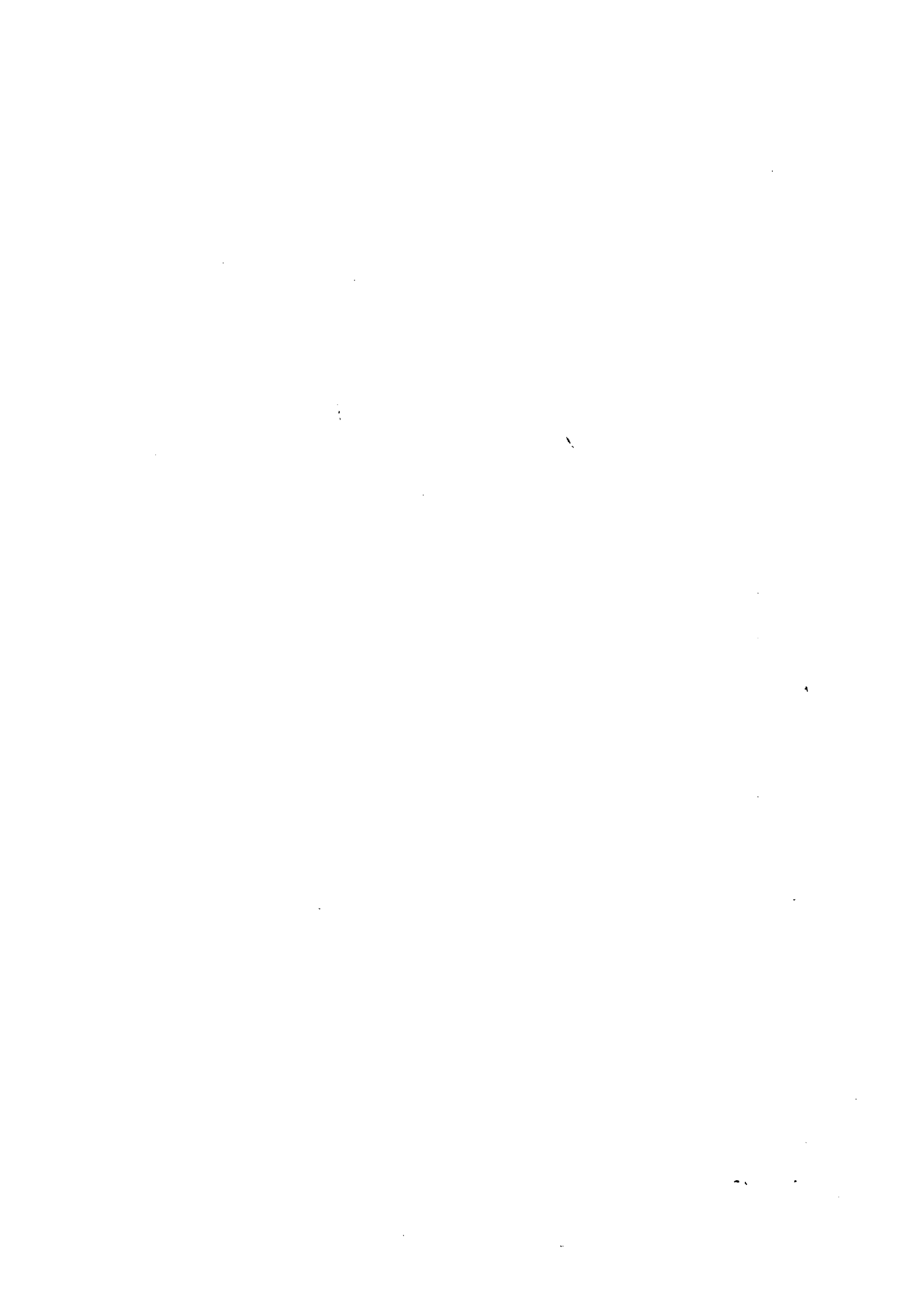
- KAHLER F. (1934).- Uber das vorkommen der fusuliniden im Karbon und Perm der karnischen alpen. *Anz. Akad. Wiss. Wien*, 71, p. 233-235.
- KAMEN-KAYE M. (1972).- Permian tethys and indian ocean. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, 10, p. 1984-1999.
- KAMEN-KAYE M. (1976).- Mediterranean permian tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60, 4, p. 623-626.
- KARIG D.E. (1971).- Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. geophys. Res.*, 76, p. 2542-2561.
- KATAGAS C. et PANAGOS A.G. (1979).- Pumpellyite-Actinolite and Greenschist facies metamorphism in Lesbos island (Greece). *Mineral. petrogr. Mitt.*, 26, 4, p. 235-254.
- KATSIKATSOS G. (1971).- L'âge du système métamorphique de l'Eubée méridionale et sa subdivision stratigraphique. *Prakt. Acad. Athènes*, 44, 1969, p. 223-238.
- KATSIKATSOS G. (1971).- Les formations triasiques de l'Eubée centrale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 22, 1970, p. 62-76.
- KATSIKATSOS G. (1977).- La structure tectonique de l'Attique et de l'île d'Eubée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 1, p. 75-76.
- KATSIKATSOS G. et CHENEVART C. (1966).- Passage latéral des sédiments permo-carbonifères aux marbres et schistes métamorphiques en Eubée (Grèce). *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 10.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J. et VERGELY P. (1976 a).- L'Eubée méridionale : une double fenêtre polyphasée dans les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 459-462.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J. et VERGELY P. (1976 b).- La fenêtre d'Attique-Cyclades et les fenêtres métamorphiques des Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1613-1616.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J. et VERGELY P. (1977).- Modèle actualistique des Hellénides. In *Der court et al.* (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 84.
- KAUFFMANN (1969).- Fossil belegtes Alt Paläozoikum im Nordostteil der Insel Chios (Agaïs). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, Stuttgart, p. 647-659.
- KAUFFMANN G. (1976).- Die palaeogeographische Entwicklung des östlichen Mittelgriechenland zwischen Jungpaläozoikum und Trias. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 308 et *Colloq. int. C. N. R. S.*, Paris, n° 244, p. 112.
- KAUFFMANN G. (1976).- Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 387-398.
- 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.*, (7), XVIII, 2, p. 225-230 et *Colloq. int. C. N. R. S.*, Paris, n° 244, p. 29-34.
- KELEPERTSIS A. (1974).- Geological structure of Allonisos and Peristera islands (Aegean Sea, Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 125, p. 225-236.
- KELLETAT D., KOWALCZYK G., SCHRODER B. et WINTER P.K. (1976).- A synoptic view on the Neotectonic development of the peloponnesian coastal regions. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 447-465.
- KIENAST J.F. et RANGIN C. (1982).- Mesozoic blueschistes and melanges of Cedros Island (Baja California, Mexico) : a consequence of nappe emplacement or subduction ? *Earth and Planet. Sci. Letters*, 59, p. 119-138.
- KISKYRAS D. (1963).- Tektonische Untersuchungen im Peloponnes insbesondere in der Olonos-Pindoszone. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 5, p. 1-21.
- KISKYRAS D. (1964).- Quelques opinions sur le volcanisme et la tectonique de l'Egée. *Bull. Soc. géol. Gr.*, p. 84-112.



- KOBER L. (1914).- Alpen und Dinariden. *Geol. Rdsch.*, 5, p. 175-204.
- KOBER L. (1929 a).- Beiträge zur Geologie von Attika. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien*, 138, p. 299-327.
- KOBER L. (1929 b).- Die grossgliederung der Dinariden. *Zbl. Mineral.*, 8, 30, p. 426-437.
- KOBER L. (1931).- Das Alpine Europa. *Borntraeger (Ed.)*, 310 p.
- KOBER L. (1952).- Yugoslavian tectonic oriented lines. *Serb. Akad. Wiss. Sonderausg.*, 189, 81 p.
- KOCH D.E. et NICOLAUS H.J. (1969).- Zur Geologie des Ostpindos-Flyschbeckens und seiner umrandung. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 9, 190 p.
- KOCHANSKY-DEVIDE V. (1957).- Die Noeschwagerinenfaunen der südlichen Crna-Gora. *Geol. Vjesnik*, 11, p. 45-85.
- KOCHANSKY-DEVIDE V. et SLISKOVIC T. (1969).- Oberpermische mikrofossilien von Han Orahovica und Suljci in bosnien mit besonderer berücksichtigung der Alge permocalculus fragilis. *Geol. Vjesnik*, 22, p. 105-110.
- KOCKEL F., MOLLAT H. et WALTHER W. (1971).- Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nordgriechenland). *Geol. Jb.*, 89, p. 529-551.
- KOPP K.O. (1965).- Geologie Thrakiens III : das Tertiär zwischen Rhodope und Evros. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 315-362.
- KOSSMAT F. (1924).- Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. *In* : Die Kiregsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt, *Borntraeger (Ed.)*, 12, 198 p.
- KOTTEK A. (1965).- Die Ammonitenabfolge des griechischen Toarcium. *Ann. géol. Pays hellén.*, 17, p. 1-157.
- KOUMANTAKIS I.E. (1971).- Les formations de Chalkoutsis de l'Attique septentrionale (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 23, p. 274.
- KOVYLIN V.M. (1964).- A structural study of the Mediterranean sedimentary basin. *Okeanologija*, 4, 1, p. 81-85.
- KRAHL J., EBERLE P., EICKHOFF J., FORSTER O. et KOZUR H. (1981).- Biostratigraphical investigations in the Phyllite-Quartzite series on Crete island. *H. E. A. T. Symp. Athènes*, 1981. *Tectonophysics*,
- KRISTYN L., SCHAFFER G. et SCHLAGER W. (1971).- Über die Fossil Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken des Ostalpen. *Geol. Paläont. Abh.*, 137, p. 284-304.
- KTENAS K. (1921).- Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chios. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 21, p. 131-132.
- KTENAS K. (1924).- L'âge des formations volcaniques du massif du Parnes (Attique). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 60.
- KTENAS K. (1924).- Formations primaires demi-métamorphiques en Péloponnèse central. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 61-63.
- KTENAS K. (1926).- Sur le développement du Primaire en Péloponnèse central. *Prakt. Acad. Athènes*, 1, p. 53-59.
- KTENAS K. et RENZ C. (1931).- Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. *Prakt. Acad. Athènes*, 6, p. 343-347.
- KUHN O. (1948).- Stratigraphie und Paläontologie der Rudisten 3. Rudisten aus Griechenland. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 89, p. 167-194.
- KUNST F.H. (1980).- Alpidische Einförmung des präalpidischen Kristallins und seiner mesozoischen Hülle auf Ios (Kykladen Griechenland). *Dissertation von Fak. des Tech. Univ. Brunschweig R. F. A.*, 164 p.
- KUSHIRO I. (1960).- Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 253, p. 548-554.



- KUSS S.E. (1963).- Erster Nachweis von permischen Fusulinen auf der Insel Kreta. *Prakt. Acad. Athenes*, 38, p. 431-436.
- KUSS S.E. et THORBECKE G. (1974).- Die praeneogänen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägaischen Raum. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.*, 64, p. 39-75.
- LAPIERRE H. (1968).- Découverte d'une série volcano-sédimentaire probablement d'âge crétacé supérieur au SW de l'île de Chypre. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266, p. 1817-1820.
- LAPIERRE H. et PARROT J.F. (1972).- Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et du Baër-Bassit (Syrie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 1999-2002.
- LAPPARENT J. de (1935).- La structure des monts et la position tectonique des bauxites aux flancs du Parnasse (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 200, p. 161-163.
- LAUBSCHER H. et BERNOULLI D. (1977).- Mediterranean and Tethys. Biju-Duval et Montadert (Ed.). *Symp. int. Split (1976)*. Technip, Paris, p. 129-132.
- LAUBSCHER H. et BERNOULLI D. (1977).- Mediterranean and Tethys. The Eastern Mediterranean. In : *The Ocean Basins and Margins*, Nairn *et al.* (Ed.), 4A. Plenum Press, London, p. 1-28.
- LAUER J.P. (1981).- Origine méridionale des Pontides d'après de nouveaux résultats paléomagnétiques obtenus en Turquie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 6, p. 619-624.
- LE BAS M.J. (1962).- The role of Aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, 260, p. 267-288.
- LECANU H. (1976).- Contribution à l'étude des Hellénides : la région du Haut Pirée (Thessalie, Grèce). Thèse 3e cycle, Univ. Paris.
- LEFEVRE C. (1979).- Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel. Thèse Etat, Univ. Montpellier, (non publiée).
- LEKKAS S. (1978).- Contribution à l'étude géologique de la région située au SE de Tripolis (Péloponnèse central, Grèce). Thèse, Athènes.
- LELEU M. et NEUMANN M. (1969).- L'âge des formations cristallines de l'Attique : du Paléozoïque au Mésozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, p. 1361-1363.
- LELUC H. (1976).- Contribution à l'étude géologique du massif du Kallidromon (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille.
- LEMOINE M. (1952).- Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache (zone briançonnaise). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 234, p. 2468-2470.
- LEMOINE M. (1973).- Les Ophiolites des Alpes et la Tectonique des Plaques. *Symp. "Ophiolites in the Earth's Crust"*, Moscou.
- LE PICHON X. (1968).- Sea-floor spreading and continental drift. *J. geophys. Res.*, 73, p. 3661-3697.
- LE PICHON X. (1972).- Cinématique de la tectonique des Plaques. In : *Structure et dynamique de la lithosphère*, Allègre et Mattauer (Ed.). Herman, Paris, p. 1-64.
- LE PICHON X. (1976).- Croûte océanique et projet Famous. Introduction. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 4, p. 793-796.
- LE PICHON X. et ANGELIER J. (1979).- The Hellenic Arc and Trench System : a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- LE PICHON X., ANGELIER J. et SIBUET J.C. (1981).- Plate boundaries and extensional tectonics. *Tectonophysics*.
- LE PICHON X. et BLANCHET R. (1978).- Where are the passive margins of the western Tethys ocean ? *Geology*, 6, p. 597-600.
- LEPSIUS R. (1893).- Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine. Reimer (ed.), Berlin, 1 vol., n° 4, avec atlas.



- LEVEQUE P.C. (1976).- Utilisation de la télédétection et du tritium pour l'établissement du premier inventaire des ressources hydrologiques en Crète occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1025-1028.
- LEVEQUE P.C., GROS J.C., MAURIN C., SEVERAC J., SIMEON C. et VIGUIER C. (1972).- Utilisation de la télédétection infrarouge et des mesures isotopiques -tritium et oxygène 18- pour l'étude des résurgences d'eau douce le long du littoral aquitain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 2841-2844.
- LORT J.M. (1971).- The tectonics of the eastern Mediterranean. *Geophysical review. Rev. Geophys. (Space Phys.)*, 9, p. 189-216.
- LORT J.M., LIMOND W.Q. et GRAY F. (1974).- Preliminary seismic studies in the eastern Mediterranean. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 21, p. 255-266.
- LUDTKE G. (1969).- Die Geologie von Südwest Chios (Agais). Diss. Marburg, (non publié), 161 p.
- LYS M. (1977).- Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien d'Afghanistan. Micropaléontologie. In : Recherches géologiques dans les chaînes alpines de l'Asie. Livre Mém. A.F. de Lapparent. *Mém. Soc. géol. Fr.*, h.s., 8, p. 291-308.
- LYS M., BOUYX E. et LAPPARENT A.F. de (1973).- Une coupe du Permien supérieur dans les Hauts de Bulola (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, 3, p. 219-224.
- LYS M. et LAPPARENT A.F. de (1971).- Foraminifères et microfaciès du Permien de l'Afghanistan central. *Notes et Mém. Moyen Orient* (Mus. nat. Hist. nat. Paris), 12, p. 49-133.
- LYS M. et LEBOULENGER P. (1977).- Témoins micropaléontologiques du Carbonifère moyen (Moscovien) de l'île de Rhodes (Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVII, 2, p. 103-106.
- LYS M. et MARCOUX J. (1978).- Les niveaux du Permien supérieur des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 2752-2755.
- LYS M. et MARIN P. (1973).- Sur la présence de Foraminifères du Trias supérieur (Norien) dans la "Série dolomitique" d'Afghanistan central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, p. 479-480.
- LYS M. et RAOULT J.F. (1970).- Découverte du Carbonifère à Fusulinidés dans le Nord du Constantinois (Algérie septentrionale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 2752-2755.
- MAC KENZIE D.P. (1969).- The relation between fault plane solutions for Earth-quakes and the directions of the principal Stresses. *Bull. seismol. Soc. Amer.*, 59, p. 591-601.
- MAC KENZIE D.P. (1972).- Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.*, 30, p. 109-185.
- MAKRIS J. (1973).- Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 206-213.
- MAKRIS J. (1978).- Some geophysical considerations on the Geodynamic situation in Greece. *Tectonophysics*, 46, p. 251-268.
- MAKRIS J., MAVRIDIS L.N., MENZEL H., STAUROU A. et VEIS G. (1973).- The gravity field of Attika the Peloponnese and Kithira Greece. *Z. Geophys.*, 39, p. 929-936.
- MAKRIS J. et VEIS R. (1977).- Crustal structure of the Aegean Sea and the islands Evia, Crete, Greece, obtained by refractional seismic experiments. *Geophys. J.*, 42, p. 329-341.
- MAKSIMOVIC Z. et PAPANASTATIOU J. (1967).- Contribution à l'étude de la genèse des bauxites grecques. Le gisement de bauxite "Mandra II". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, p. 2541-2544.
- MAKSIMOVIC Z. et PAPANASTATIOU J. (1973).- Distribution d'oligo-éléments dans les gisements de bauxite de la Grèce centrale. *Proc. Thr. Int. Symp. I. C. S. O. B. A.*, p. 33-46.
- MALUSKI S., VERGELY P., BAVAY D. et P. et KATSIKATSOS G. (1981).- <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating of glaucophanes and phengites in southern Euboa (Greece). Geodynamic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 5, p. 469-476.





- MANIA J. (1971).- Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie (Péloponnèse central - Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCI, p. 47.
- MARAKIS G. et SIDERIS C. (1972).- Petrology of the Edessa volcanics rocks, Western Macedonia. *Bull. Volcanol.*, 36, p. 462-472.
- MARATOS G. (1963).- Sur l'existence du Paléozoïque sur la montagne de Drimis (Lokris). Signification de la transgression triasique sur le Paléozoïque au point de vue minéralisation. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 5, p. 29-36.
- MARCOUX J. (1970).- Age carnien des termes effusifs du crotège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271, p. 285-287.
- MARCOUX J. (1975).- Les séries triasiques des nappes à radiolarites et ophiolites d'Antalya (Turquie). Homologies et signification probable. *VI Colloq. Géol. Régions égéennes et Colloq. int. C. N. R. S. Paris*.
- MARCOUX J. (1976).- Les séries triasiques des nappes à radiolarites et ophiolites d'Antalya (Turquie) : homologies et signification probable. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 511-512.
- MARCOUX J. (1976).- La fracturation de la plate-forme scythienne et les stades initiaux du développement de la Téthys alpine en Méditerranée orientale. *4e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris, p. 285.
- MARCOUX J. et POISSON A. (1972).- Une nouvelle unité structurale majeure dans les nappes d'Antalya : la nappe inférieure et ses séries mésozoïques radiolaritiques (Taurides occidentales, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, p. 655-658.
- MARINOS G. (1937).- Die Tektonische Lage des Athener-Schiefersystems in seiner westlichen Zone. *Prakt. Acad. Athènes*, p. 12-16.
- MARINOS G. (1942).- Contribution à la pétrologie du système cristallophyllien du Sud de la Grèce : l'île de Ios. *Ann. géol. Pays hellén.*, 1, p. 5-42.
- MARINOS G. (1956).- Uber Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolit komplexes in Ostgriechenland. *Berg. Hütten. Monastsh.*, 101, p. 34-36.
- MARINOS G. (1957).- Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. *Geol. Rdsch.*, 46, p. 421-442.
- MARINOS G. (1960).- Palaeontological and Stratigraphic Investigations in Eastern Mainland Greece. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 5, p. 14-28.
- MARINOS G. (1971).- On the radiodating of the greek rocks. *Ann. géol. Pays hellén.*, 23, 171 p.
- MARINOS G. (1974).- La géologie du mont Othrys et les questions sur ses ophiolites (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 26, p. 118-148.
- MARINOS G., KATSIKATSOS G., GEORGIADIS-DEKOULIA E. et MIRKOU P. (1971).- La formation des schistes d'Athènes. *Ann. géol. Pays hellén.*, 23, p. 183-216.
- MARINOS G., KATSIKATSOS G. et MIRKOU-PERIPOPOULOU R.M. (1973).- The Athens'schists formation. II. Stratigraphy and structure. *Ann. géol. Pays hellén.*, 25, p. 439-444.
- MARINOS G. et PETRASCHECK W.E. (1956).- Laurium. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 4, 246 p.
- MARINOS G. et REICHEL M. (1958).- Fossileiferous Permian in Eastern continental Greece and Euboea. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 8, p. 1-16.
- MARIOLAKOS I. (1971).- Strukturanalyse der Kluftsystemen von N. Hymettos (Attika). *Ann. géol. Pays hellén.*, 23, p. 323-379.
- MARIOLAKOS I. et LEKKAS S. (1974).- Hydrogeological investigation of Koropi basin (Attica, Greece). *Ann. géol. Pays hellén.*, 26, p. 186-250.
- MARIOLAKOS I., LEKKAS P. et PAPANIKOLAOU J. (1976).- Quantitative Geomorphological Analysis of Drainage Patterns in the Vth Order Basins of Alfios River (Peloponnese, Greece). *Geogr. Inst. Univ. Salzburg*, p. 231-264.



- MARIOLAKOS I. et PAPANIKOLAOU D. (1973).- Observations on the structural geology of western Pentelikon Attica (Greece). *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 134-179.
- MARKS P. et SCHUILLING R.D. (1965).- Sur la présence du Permien supérieur non métamorphique à Naxos. *Ann. géol. Pays hellén.*, 40, p. 96-99.
- MASCLE G., BROQUET P. et CAIRE A. (1966).- Structure et évolution de la Sicile occidentale (Mandonies et Sicani). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 994-1013.
- MASCLE G. et TERMIER G. (1970).- Nouvelles données paléontologiques sur le Permo-Carbonifère de Lercara Friddi (Sicile). *Riv. ital. Paleont.*, 76, 2, p. 187-196.
- MAURIN C. (1975).- Mise en évidence par levés aériens à basse altitude des anomalies radioactives. Exemple d'application à l'étude hydrogéologique de la plaine de Kopaïs (Béotie, Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, p. 763-766.
- MAXWELL J.C. (1974).- Anatomy of an Orogen. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, p. 1195-1204.
- MELENTIS J.K. (1963).- Die Geologischen und Hydrologischen Verhältnisse der Ebene von Marathon in Attika (Griechenland). *Ann. géol. Pays hellén.*, 14, p. 348-356.
- MELENTIS J.K. (1966).- Studien über Fossile Vertebraten Griechenlands. 15. Fossile "Gehirne" aus dem Pont von Pikermi. *Ann. géol. Pays hellén.*, 17, p. 236-246.
- MELENTIS J.K. (1966).- Studien über Fossile Vertebraten Griechenlands. 16. Die Pleistozäne säugetierfauna des Beckens von Halaikmon (Griechenland). *Ann. géol. Pays hellén.*, 17, p. 247-266.
- MELENTIS J.K. (1966).- Studien über Fossile Vertebraten Griechenlands. 18. Steneofiber Jaegeri aus Ligniten von Serrae und die Datierung der Fundschichten. *Ann. géol. Pays hellén.*, 17, p. 289-297.
- MELENTIS J.K. (1968).- Die Pikermifauna von Almyropotamos (Euböa - Griechenland). *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, p. 293-411.
- MELENTIS J.K. (1973).- Die Geologie der Insel Skiros. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 298-322.
- MELENTIS J.K. et SCHNEIDER H. (1966).- Studien über Fossile Vertebraten Griechenlands. 17. Eine neu Pikermifauna in der Nähe der Ortschaft Alifaki in Thessalien (Griechenland). *Ann. géol. Pays hellén.*, 17, p. 267-288 (résumé en français).
- MELO V. (1969).- De la présence du Silurien-Dévonien dans la zone du Korab. *Bull. U. S. H. T.*, Ser. Shk. nat., 4, p. 93-122.
- MELO V. et DODONA E. (1967).- Mbinjë transgresion te Titonian Berriasianit në zonen "Mirdita". *Bull. Univ. Shtetëror*, 2, p. 111-117 (résumé en français).
- MELO V., KOTE D.H. et DODONA E. (1971).- De la transgression du Berriasien dans la région de Xhukle (zone tectonique Mirdita). *Bull. Univ. Shtetëror*, 4, p. 27-35.
- MENZIES M. (1973).- Mineralogy and partial Melt Textures within an ultramafic-mafic Body, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, p. 273-285.
- MENZIES M. et ALLEN C. (1974).- Plagioclases lherzolite-rediusuel mantle relationships with two Eastern Mediterranean ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, p. 197-213.
- MERCIER J. (1959).- Remarques sur la bordure occidentale de la zone du Vardar en Macédoine grecque. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 231.
- MERCIER J. (1960 a).- Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 435-449.
- MERCIER J. (1960 b).- Sur la géologie de la Macédoine occidentale : remarque sur l'Eocène transgressif de Choryghi. *Ann. géol. Pays hellén.*, 11, p. 313-319.
- MERCIER J. (1961).- Sur l'âge des ophiolites de la Macédoine centrale. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 281.



- MERCIER J. (1966).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse, Univ. Lille.
- MERCIER J. (1966).- Mouvements orogéniques, épirogéniques et magmatismes d'âge jurassique supérieur-éocène dans les zones internes des Hellénides (Macédoine, Grèce). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 8, p. 265-278.
- MERCIER J. (1966 a).- Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce) : vue d'ensemble. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 1020-1049.
- MERCIER J. (1966 b).- Sur l'existence de deux phases régionales de métamorphisme alpin dans les zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 1014-1019.
- MERCIER J. (1968).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 20, p. 1-792.
- MERCIER J., CAREY E., PHILIP H. et SOREL D. (1976).- La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen et ses relations avec la sismicité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 355-372.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1972).- Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) ; décrochement d'âge anté-crétacé supérieur. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 469-489.
- MERCIER J., VERGELY P. et BEBIEN J. (1975).- Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne ? *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 108-112.
- MESORIAN H., JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., ROCCI G. et ROLLET M. (1974).- Les assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, 5-6, p. 478-493.
- MEYERHOFF A.A., MEYERHOFF H.A. et BRIGGS R.S. (1972).- Continental drift. V : proposed hypothesis of earth tectonics. *J. Geol.*, 80, p. 663-692.
- MICHARD et VIALON P. (1966).- Permo-Trias permien s.l. et Permo-Carbonifère métamorphisés des Alpes cottiennes internes : les faciès "verrucano" et les séries volcano-détritiques du massif Dora-Maira. *Atti. Symp. Verrucano. Soc. tosc. Sci. nat.*, p. 116-135.
- MICHOT P. (1972).- A la recherche des Océans perdus. *Bull. Cl. Sci. Acad. r. Belg.*, (5), LVIII, p. 1401-1430.
- MIGLIORINI C. et DESIO A. (1930).- Il Carbonifera nell'isola di Rodi (Egeo). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 49, 2, p. 345-354.
- MIKLUKHO-MACLAY K.V. (1964).- Foraminifères du Permien supérieur du Caucase septentrional, Moscou. *V. Nauk. Issl. Geol. Inst.*, 123.
- MILCH L. et RENZ C. (1911).- Über griechische Quarz-keratophyre. *N. Jb. Mineral. Geol. Paldont.* 31, p. 496-534.
- MITZOPOULOS M. (1933).- Le Quaternaire marin dans la presqu'île de Perachora. *Prakt. Acad. Athènes*, 8, p. 286-292.
- MITZOPOULOS M. (1961-1962).- Die Hipparionfauna von Tanagra bei Theben. *Ann. géol. Pays hellén.*, 12, p. 301-314.
- MITZOPOULOS M. (1963).- Ein Oberturonen Rudistenriff bei Megara (Attika). *Prakt. Acad. Athènes*, 38, p. 19-25.
- MITZOPOULOS M. (1967).- Zygolophodon Borsoni und Anancus (Bunolophodon) Avernensis aus dem Oberpliozän von Griechenland. *Ann. géol. Pays hellén.*, 18, p. 436-446.
- MITZOPOULOS M. (1967).- Über das Vorkommen von Archidiskodon meridionalis Archaicus im Becken von Ptolemais (Griechisch-Mazedonien). *Ann. géol. Pays hellén.*, 18, p. 463-470.
- MITZOPOULOS M. et PARASKEVOPOULOS G.M. (1958).- Sur la présence de roches volcaniques d'âge secondaire dans la presqu'île de Perachora. *Prakt. Acad. Athènes*, 25, p. 102-108.
- MITZOPOULOS M. et RENZ C. (1938).- Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge. *Eclogae geol. Helv.*, 31, p. 71-73.



- MITZOPOULOS M. et RENZ C. (1948 a).- Le Maestrichtien aux environs du lac Hyliki en Béotie (Grèce moyenne). *Eclogae geol. Helv.*, 41, p. 375-379.
- MIYASHIRO A. (1974).- Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A. (1975).- Island arc volcanic rock series : a cristal review. *Petrologia*, 1, p. 177-196.
- MIYASHIRO C. (1975).- Classification, characteristics and origin of Ophiolites. *J. Geol.*, 83, p. 249-281.
- MONOD O. (1977).- Recherches géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beysehir (Turquie). Thèse, Univ. Orsay.
- MONTENAT C., LAPPARENT A.F. de, LYS M., THERMIER H. et G. et VACHARD D. (1976).- La transgression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Péninsule arabe). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, 3, p. 239-258.
- MONTENAT C. et VACHARD D. (1980).- La Trias des Montagnes centrales et autres régions d'Afghanistan. *Eclogae geol. Helv.*, 73/3, p. 697-725.
- MOORES E.M. (1969).- Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.*, 118, 74 p.
- MOORES E.M. (1970).- Ultramafics and orogeny, with models of the U. S. Cordillera and the Tethys. *Nature*, 228, p. 837-842.
- MOORES E.M. (1973).- Geotectonic significance of ultramafic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 9, p. 241-258.
- MOORES E.M. et VINES F.J. (1971).- The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications. *Phil. Trans. r. Soc. London*, (A), 268, p. 443-468.
- MORELLI C. (1975).- Geophysics of the Mediterranean. News letter of the cooperative investigations in the Mediterranean, special issue 7 (Monaco), p. 29-111.
- MOURATOV V. (1960).- Tectonic structures of the Alpine geosynclinal area in Eastern Europe and Asia Minor, and the history of their development. *Int. geol. Congr.*, Rep. 21st. Sess., Norden (Copenhagen).
- MUTTI E., OROMBELLI G. et POZZI R. (1970).- Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean sea). IX. Geological map of the island of Rhodes Explanatory notes. *Ann. géol. Pays hellén.*, 22, p. 79-226.
- NAIRN A.E.M. (1963).- Problems in Paleoclimatology. Interscience Publishers.
- NEEDHAM H.D., LE PICHON X., MELGUEN M., PAUTOT G., RENARD V., AVENIK F. et CARRE D. (1973).- North Aegean trough : 1972 Jean Charcot. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 10, p. 152-153.
- NEGRIS P. (1905).- Emersion crétacée en Grèce. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 141, p. 918-920.
- NEGRIS Ph. (1911).- Sur l'existence du Trias au mont Ktypas (Messarion) en Béotie et sur l'importance de la lacune entre le Trias et le Crétacé en Grèce. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 152, p. 539-541.
- NEGRIS Ph. (1913 a).- Sur l'âge de la série cristallophyllienne des Cyclades et sur l'époque des plissements qui l'ont affectée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 156, p. 829-831.
- NEGRIS Ph. (1913 b).- Contribution à la géologie de l'Attique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 156, p. 1286-1287.
- NEUMAYR M. (1880).- Der geologische Bau des westlichen Mittel-griechenland. *Denkschr. Akad. Wiss. math. nat.*, 40, p. 91-128.
- NIA R. (1968).- Zur Bedeutung der methodischen Probennahme für genetische Untersuchungen von Bauxit-Lagerstätten am Beispiel der Oberkreide-Bauxite der Parnass-Klona-Zone Griechenlands. *Mineralium Depos.*, 3, 4, p. 368-374.





- NIA R. (1971).- Genesis of boehmite and diasporic greek upper cretaceous bauxites of Parnassos-Kiona zone. *Proc. Sec. Int. Symp. I. C. S. O. B. A.*, p. 69-98.
- NICOLAS A. (1972).- Was the Hercynic orogenic belt of Europe of the andean type ? *Nature*, 236, p. 221-223.
- NINKOVICH D. et HAYS J.D. (1972).- Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 16, p. 331-345.
- NISBET E.G. et PEARCE J.A. (1977).- Clinopyroxene composition in Mafic Lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 149-160.
- NOTH L. (1931).- Beiträge zur geologie und paleontologie Mittelgriechenland. *N. Jb. Miner.*, 66, p. 131-166.
- OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1976).- Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 4, p. 889-894.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et ROCCI G. (1975).- Essai de reconstitution du guzzi ophiolitique corse. *C. R. Acad. Sci.*, 280, p. 395-398.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et ROCCI G. (1976).- Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 1, p. 115-134.
- OZAWA Y. et TOBLER A. (1929).- Permian Fusulinidae found in Greece. *Eclogae geol. Helv.*, 22/1, p. 45-49.
- OZLU N. (1978).- Etude géologique, minéralogique et géochimique des bauxites de la région d'Ak-seki-Seydisehir (Taurus occidental - Turquie). Thèse Doctorat d'Etat, Paris.
- PAECKELMANN W. (1925).- Beiträge zur Kenntnis des Devons am Bosphorus, im besonderen in Bithynien. *Abh. preuss. geol. Landesanst.*, 98, 152 p.
- PAECKELMANN W. (1939).- Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 91, p. 341-376.
- PAGE B. (1972).- Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 957-971.
- PAMIC J. (1972).- Metamorphic grade of the Jurassic magmatic-sedimentary ("Diabas-hornstein") formation of the Dinaridic ophiolite zone (Yugoslavia). *Bull. sci. Cons. Acad. Yougoslavie*, (A), 17, p. 151-152.
- PAPA A. (1970).- Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 1096-1109.
- PAPA A. et MELO V. (1970).- Bibliographie de publications albanaises concernant la Géologie, les Mines et le Pétrole (1944-1969). *Parabl. Studimesh.*, 2/15.
- PAPADEAS G. (1971).- Zur Stratigraphie und Altersstellung der metamorphen Serien N von Athen (Marathon). *Prakt. Acad. Athènes*, 44, p. 10-18.
- PAPANIKOLAOU D. (1976).- On the structural geology and tectonics of Paros island (Aegean sea). *Ann. géol. Pays hellén.*, 28, p. 450-464.
- PAPANIKOLAOU D. (1977).- Contribution to the geology of Ikaria island, Aegean sea. *Ann. géol. Pays hellén.*, 29, p. 1-28.
- PAPANIKOLAOU D. (1978).- Histoire géologique de l'île d'Andros. Thèse, Univ. Athènes.
- PAPANIKOLAOU D. (1979 a).- Unités tectoniques et phases de déformation dans l'île de Samos (mer Egée, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXI, 6, p. 745-752.
- PAPANIKOLAOU D. (1979 b).- On the tectonic Units of Southern Aegean Sea. *Rapp. Comm. int. Mer Méditerranée*, 25/26, 2a, p. 51-52.
- PAPANIKOLAOU D. et SIDERIS C. (1979).- Sur la signification des zones "ultrapindique" et "béo-tienne" d'après la géologie de la région de Karditsa : l'Unité de Thessalie occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, 72/1, p. 251-261.



- PARASKEVAIDIS E. et CHORIANOPOULOU P. (1977).- Une coupe de la montagne Aigaleo et la position des schistes d'Athènes. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977).
- PAPASTAMATIOU J. (1937).- Les roches volcaniques de la Krommyonie orientale. I. Etude microscopique et pétrochimique des roches volcaniques. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, p. 20-30.
- PAPASTAMATIOU J. (1937).- Les roches volcaniques de la Krommyonie orientale. II. Situation géologique et âge des roches volcaniques. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, p. 104-111.
- PAPASTAMATIOU J. (1960).- La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, p. 398-409.
- PAPASTAMATIOU J. (1961).- Quelques observations sur la géologie et la métallogénie de l'île de Skyros. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 4, 1, p. 219-237.
- PAPASTAMATIOU J. (1962).- Les bauxites de l'île de Skopelos (Sporades du Nord). *Bull. géol. Soc. Gr.*, 5, 1, p. 43-73.
- PAPASTAMATIOU J. (1963).- Sur la présence de roches sédimentaires d'âge pré-triasique à Mykonos (arch. des Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 256, p. 5167-5169.
- PAPASTAMATIOU J. (1964).- Les gisements de bauxite en Grèce. *Acad. youg. Sci. et Arts. Symp. baux.*, Zagreb, p. 285-293.
- PAPASTAMATIOU J. (1965).- Quelques observations sur la genèse des bauxites en Grèce. *Travaux de l'I. C. S. O. B. A.*, Zagreb, 9, p. 3-8.
- PAPASTAMATIOU J. et MAKSIMOVIC Z. (1969).- Contribution to the study of genesis of Greek bauxites : Chemical and Mineralogical composition of Mandra II. *Ann. Inst. geol. publ. hung.*, LIV, 3, p. 391-402.
- PAPASTAMATIOU J. et MARINOS G. (1938).- Untersuchung über den geologischen Bau, der Nord-Sporaden. *Prakt. Acad. Athènes*, 13, p. 45-49.
- PAPASTAMATIOU J. et REICHEL M. (1956).- Sur l'âge des Phyllades de l'île de Crète. *Eclogae geol. Helv.*, 49, p. 147-149.
- PAPAZACHOS B.C. (1973).- Seismic activity in the Alpine Mediterranean region and the tectonics models proposed to interpret this activity. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 10, p. 165-168.
- PAPAZACHOS B.C. (1976).- Seismotectonics of the Northern Aegean area. *Tectonophysics*, 33, p. 199-209.
- PAPAZACHOS B.C. et COMNINAKIS P.E. (1978).- Deep structure and tectonics of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 46, p. 285-296.
- PARASKEVAIDIS I. (1970).- Zur Geologie Ostgriechenlands. Das böotische Seengebiet Hyliki-Paralimni. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 134, p. 299-326.
- PARASKEVAIDIS I., PAPAGEORGAKIS J. et KOUMANDAKIS J. (1968).- Contribution to the knowledge of the geology of the Yliki-Paralimni Region (Beotia, Greece). *Ann. géol. Pays hellén.*, 21, p. 1-13.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1957).- Die gesteine des horizonts des Kaessariani-Schiefers im Pentelikongebirge. *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, p. 233-245.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1959).- Die Perlitvorkommnisse der Halbinsel Kefalos auf Kos. *Ann. géol. Pays hellén.*, 11, p. 125-136.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1963).- Die Umrandung des Attisch-Kykladischen Massifs im Gebiet zwischen Pentelikon und Parnesgebirge. *Ann. géol. Pays hellén.*, 14, p. 305-323.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1965).- Zu einigen Phänomenen von Verwachsungen zwischen Bornit und Kupferglanz und ihre Bedeutung. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 244-248.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1965).- Bemerkungen über die Intrusionsfähigkeit von ultrabasischen Magmen. *Ann. géol. Pays hellén.*, 18, p. 107-118.
- PAREYN C. (1957).- Les massifs carbonifères du Sahara Sud-oranais. Thèse, Caen.
- PARKER R. et OLDENBURG D. (1973).- Thermal model of ocean ridges. *Nature*, 242, p. 137-139.



- PARROT J.F. (1967).- Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional. Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 144 p.
- PARROT J.F. (1974 a).- Les différentes manifestations effusives de la région ophiolitique du Baër-Bassit (NW de la Syrie). Comparaison pétrographique et géochimique. *C. R. Acad. Sci.* Paris, 279, p. 627-630.
- PARROT J.F. (1974 b).- L'assemblage ophiolitique du Baër-Bassit (NW de la Syrie) : étude pétrographique et géochimique du complexe filonien, des laves en coussins qui lui sont associées et d'une partie des formations effusives comprises dans le volcano-sédimentaire. *Cah. ORSTOM*, 2, p. 97-126.
- PARROT J.F. (1977).- Ophiolites du Nord Ouest syrien et évolution de la croûte océanique téthysienne au cours du Mésozoïque. *Tectonophysics*, 41, p. 251-268.
- PARROT J.F. et GUERNET C. (1972).- Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce) : Etude pétrographique des formations volcaniques et des roches métamorphiques associées dans les monts Kandilis aux radiolarites. *Cah. ORSTOM*, 4, p. 153-161.
- PARROT J.F. et RICOU L.E. (1976).- Evolution des assemblages ophiolitiques au cours de l'expansion océanique. *Cah. ORSTOM*, 1, p. 49-68.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART R., BONNIN J. et OLIVET J.L. (1982).- Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, p. 363-373.
- PE G.G. et GLADHILL A. (1955).- Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the South Eastern part of the Hellenic arc. *Lithos*, 8, p. 209-214.
- PECHOUX P.Y., PEGORARO O., PHILIP H. et MERCIER J.L. (1973).- Déformations mio-pliocènes et quaternaires en extension et en compression sur les rivages du golfe maliaque et du canal d'Atalanti (Egée, Grèce). *C. R. Acad. Sci.* Paris, 276, p. 1813-1816.
- PENROSE FIELD CONFERENCE (1972).- Ophiolites. *Geotimes*, p. 24-25.
- PE-PIPER G. (1982).- Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of mid-Triassic volcanics rocks of Greece. *Tectonophysics*, 85, p. 253-272.
- PE-PIPER G. (1983).- Triassic shoshonites and andesites, Lakmon Mountains, western continental Greece : difference in primary geochemistry and sheet silicate alteration products. *Lithos*, 16, p. 23-33.
- PERGAMALIS F.G., MINATIDIS D.G. et STAVROPODIS J.D. (1975).- Geological bibliography of Central, Eastern Macedonia and Thrace. (U. N. D. P. Project Area). Gre/70/529. Greek atomic energy Commission, Athènes.
- PETRASCHEK W.E. (1954).- Die Eisenerz und Nickel erzlagerstätten von Lokris in Ostgriechenland. *Inst. Geol. Subs. Res.* Athènes, p. 83-111.
- PETRASCHECK W.E. (1964).- Die Alpin-Mediterrane Metallogenese. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 376-389.
- PETRASCHECK W.E. et MARINOS G. (1953).- Zur geologie von Süd-Attika. In : *Gesellsch. Buch, Kober festschrift*, p. 52-59.
- PFANNENSTIEL M. (1960).- Erläuterungen zu den bathymetrischen Karten des östlichen Mittelmeers. *Bull. Inst. océanogr.* (Monaco), 57, 492 p.
- PHILIP H. (1976).- Un épisode de déformation en compression à la base du Quaternaire en Grèce centrale (Locride et Eubée nord-occidentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 287-292.
- PHILIPPSON A. (1890).- Bericht über eine Reise durch Nord und Mittel Griechenland. *Z. Ges. Erdk.*, 25, p. 331-406.
- PHILIPPSON A. (1894).- Der Kopaisse in Griechenland und seine Umgebung. *Z. Ges. Erdk.*, 29, p. 1-90.



- PHILIPPSON A. (1895).- Reisen und Forschungen in Nord Griechenland. *Z. Ges. Erdk.*, 30, p. 135-226 (tabl. 7-9) et 417-498 (tabl. 17 et 18). Geologische Karte von Südost-Thessalien 1/300 000.
- PHILIPPSON A. (1898).- La tectonique de l'Egée. *Ann. Géogr.*, 7, p. 112-141.
- PICHON J.F. (1976).- Conditions de gisement des ophiolites sur la bordure occidentale du Ver-  
mion - zone pélagonienne, Grèce. Thèse 3e cycle, Paris, 183 p.
- PICHON J.F. et LYS M. (1976).- Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé  
inférieur, surmontant les ophiolites dans les collines de Krapa (massif du Vourinos, Grè-  
ce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 523-526.
- PILGER A. et ROSLER A. (1977).- Gondwana, Indik und Tethys in ihren zeitlich-tektonischen Zu-  
sammenhängen. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 128, p. 153-184.
- PITMAN W.C. et TALWANI M. (1972).- Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer.  
Bull.*, 83, p. 619-643.
- POISSON A. (1974).- Présence de Jurassique et de Crétacé inférieur à faciès de type plate-forme  
dans l'autochtone lycien près d'Antalya (massif des Bey Daqlari s.l. Turquie). *C. R. Acad.  
Sci. Paris*, 278, p. 835-838.
- POISSON A. (1975).- Chronologie des événements tectoniques depuis le Crétacé supérieur sur la  
bordure nord-occidentale du golfe d'Antalya (Turquie). *Rapp. Comm. int. Mer Méditerranée*,  
23, 4a, p. 207-209.
- POISSON A., DUMONT J.F., GUTNIC M., MARCOUX J. et MONOD O. (1972).- Essai de reconstitution d'un  
bassin triasique à ophiolites à la marge externe des Taurides : le bassin pamphylien. *C.  
R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 73.
- POISSON A., DUMONT J.F., GUTNIC M., MARCOUX J. et MONOD O. (1972).- Le Trias des Taurides occi-  
dentales (Turquie). Définition du bassin pamphylien : un nouveau domaine à ophiolites à la  
marge externe de la chaîne taurique. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 385-409.
- POISSON A. et MARCOUX J. (1972).- Une nouvelle unité structurale majeure dans les nappes d'An-  
talya : la nappe inférieure et ses séries mésozoïques radiolaritiques (Taurides occiden-  
tales, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, p. 655-658.
- POLDERVAART A. et HESS H.H. (1951).- Nomenclature of clinopyroxenes in the system  $\text{CaMgSiO}_6$ -  
 $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  and  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . *J. Geol.*, 59, 472 p.
- POLSAK A. (1965).- Géologie de l'Istrie méridionale spécialement par rapport à la biostratigra-  
phie des couches crétacées. *Geol. Vjesnik*, 18, 2, p. 490-509.
- POOSE R.M. (1974).- ERTS Satellite photography as a tool for tectonic investigation in the Me-  
diterranean basin. *XXIVe Congr. CIESM*, Monaco.
- POOSE R.M. (1977).- Structural lineaments and tectonics of the Mediterranean basin. In : Struc-  
tural history of the Mediterranean basins, Bijou-Duval et Montadert (Ed.). Symp. int. Split.  
Technip, Paris, p. 221-232.
- PRAGER M. (1965).- Présentation d'une esquisse géologique des terrains volcaniques de l'île de  
Lesbos (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 512-527.
- PURSER B. (1972).- Dolomitisation synsédimentaire dans le Bathonien de Dijon. *C. R. somm. Soc.  
géol. Fr.*, 2, p. 82.
- PURSER B. et LOBREAU J.P. (1972).- Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les  
calcaires bathoniens et de la Bourgogne. *Bull. BRGM*, (2), V/2, p. 19-47.
- RADOICIC R. (1960).- Microfaciès du Crétacé et du Paléogène des Dinarides externes de Yougos-  
lavie. *Zavod. geol. Istr. N. R. Crne Gore*, 172 p., Titograd.
- RADOICIC R. (1966).- Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. *Geol.  
Tasprave in Porocila*, 9, 377 p., Ljubjana.
- RAMPNOUX J.P. (1966).- A propos des séries ophiolitiques yougoslaves (de la région de Kursumli-  
ja au Durmitor). *6e Congrès géol. youg.* (Ohrid), p. 231-246.





- RAMPNOUX J.P. (1968).- Sur le problème du passage du Paléozoïque au Trias dans les Dinarides yougoslaves (secteur de Serbie centrale et du Monténégro oriental, Yougoslavie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, p. 1087-1090.
- RAMPNOUX J.P. (1969 a).- A propos du flysch du Durmitor (Monténégro, Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 11, p. 881-893.
- RAMPNOUX J.P. (1969 b).- La géologie du Sandjak : mise en évidence de la nappe du Pester (confins serbo-monténégrins, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 881-893.
- RAMPNOUX J.P. (1970 a).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : un secteur de la Serbie méridionale et du Monténégro oriental (Yougoslavie). Thèse Etat, Univ. Orléans, 513 p.
- RAMPNOUX J.P. (1970 b).- Regards sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie méridionale et Monténégro oriental) : stratigraphie, évolution paléogéographique et magmatique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 948-966.
- RAMPNOUX J.P. et FOURCADE E. (1969).- Le Jurassique et l'Eocrétacé de la zone du Durmitor, Monténégro, Yougoslavie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 373-378.
- RAMPNOUX J.P. et SIGAL J. (1967).- Les étapes de la transgression du Crétacé à l'Est du Kopao-nik (Donji Kopao-nik), Serbie, Yougoslavie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 391-400.
- RAOULT J.F. (1974).- Géologie du centre de la Chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, 121, 168 p.
- RAU A. et TONGIORGI M. (1972 a).- The permian of middle and northern Italy. *Int. sediment. petrogr. Ser.*, 15, p. 216-280.
- REICHEL M. (1945).- Sur un miliolidé nouveau du Permien de l'île de Chypre. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, 56.
- REICHEL M. (1945).- Sur quelques Foraminifères nouveaux du Permien méditerranéen. *Eclogae geol. Helv.*, 38, p. 524-560.
- RENZ C. (1906).- Sur les épreuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. *C. R. 10<sup>e</sup> Congrès géol. int.*, Mexico, p. 203.
- RENZ C. (1908).- Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 519-523.
- RENZ C. (1909).- Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, 3, p. 84-87.
- RENZ C. (1909).- Nouveaux gisements du Carbonifère en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), IX, p. 344-345.
- RENZ C. (1910).- Sur de nouveaux affleurements du Carbonifère en Attique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), X, p. 782-783.
- RENZ C. (1911).- Nouveaux affleurements des calcaires à *Fusulina* et *Schwagerina* en Attique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 181-182.
- RENZ C. (1912).- Neue Carbonafuschlüsse in Attika. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, 6, p. 169-173.
- RENZ C. (1926).- Über die Korallengattungen *Caldocoropsis Felix* und *Lovcenipora Giattina*. *Eclogae geol. Helv.*, 20/1, p. 31-34.
- RENZ C. (1928).- Über eine untertriadische Ammonitenfauna von der Kleinasiatischen Insel Chios. *Eclogae geol. Helv.*, 21/1, p. 154-156.
- RENZ C. (1928).- Die Verbreitung kretazischer Foraminiferen in der westgriechischen Olonos-Pindos Zone. *Prakt. Acad. Athènes*, 3, p. 419-423.
- RENZ C. (1929).- Geologische unkersuchungen auf dem insel cypern und Rhodes. *Prakt. Acad. Athènes*, 4, p. 310-311.
- RENZ C. (1930).- Neue mittelkretazische Fossilkommen in Griechenland. *Schweiz. Paläont. Abh.*, 49, p. 1-10.



- RENZ C. (1940).- Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Prakt. Acad. Athènes*, 8, p. 1-171.
- RENZ C. (1955).- Die Vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 1, p. 497-505.
- RENZ C. (1955).- Stratigraphie Griechenlands. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, p. 413-429.
- RENZ C. et FRECH F. (1908).- Der Nachweis von obertrices im Parnassgebiet. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 60, p. 329-336.
- RENZ C., LIATSIKAS N. et PARASKEVALDIS I. (1954).- Carte géologique de la Grèce à 1/500 000. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*.
- RENZ C. et MISTARDIS G. (1938).- Geologische untersuchungen auf der Insel Salamis. *Prakt. Acad. Athènes*, 13, p. 302-313.
- RENZ C. et MISTARDIS G. (1940).- Neue Vorkommen von Permian Attika. *Prakt. Acad. Athènes*, 15, p. 354-368.
- RENZ C. et MITZOPOULOS M. (1948).- Kreide foraminiferen aus dem Kakkhügel von Elensis (Attique). *Eclogae geol. Helv.*, 41, p. 341-351.
- RENZ C. et REICHEL M. (1945).- Beiträge zur stratigraphie und paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. *Eclogae geol. Helv.*, 38/2, p. 212-313.
- RICHTER D. (1976).- Das Flysch-Stadium der Helleniden. Ein Überblick. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 467-483.
- RICHTER D. (1976).- Die Flyschzone griechenlands. Flysch sowie spät und post-orogene West-Griechenlands zwischen Albanien und dem golf von Patras. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 151, 1, p. 73-100.
- RICHTER D. et MARIOLAKOS I. (1974).- Stratigraphische untersuchungen an der Kreide Tertiaire Wende in gebiet von Delphi-Amphissa-Amphiklia. *Ann. géol. Pays hellén.*, 26, p. 417-434.
- RICOU L.E. (1971).- Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 23, p. 327-350.
- RICOU L.E. (1973).- Relations entre tectonique et paléogéographie dans les Zagrides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 209, p. 597-599.
- RICOU L.E. (1973).- Relations entre stades paléogéographiques et phases tectoniques successifs sur l'exemple des Zagrides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, p. 401-644.
- RICOU L.E. (1980).- La tectonique de coin et la genèse de l'arc égéen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 22, 2, p. 147-155.
- RICOU L.E., ARGYRIADIS I. et MARCOUX J. (1975).- L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines des nappes radiolaritiques ophiolitiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 6, p. 1024-1044.
- RICOU L.E. et MARCOUX J. (1980).- Organisation générale et rôle structural des radiolarites et ophiolites le long du système alpino-méditerranéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXII, p. 1-14.
- ROBERT P. et NICOLAS J. (1971).- Contribution à l'étude des bauxites karstiques de l'Helicon (Grèce). Remaniements de ces dernières, relations avec la "terra rossa". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, p. 847-849.
- ROBILLARD D. (1978).- Etude pétrographique du complexe basaltique "permo-triasique" du Moyen-Atlas septentrional (région de Taza, Maroc). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 135-144.
- ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et PARROT J.F. (1980).- The mediterranean ophiolites and their related volcano-sedimentary sequences. *Int. Ophiolite Symp., Cyprus (1979)*, p. 273-286.



- ROCCI G. et LAPIERRE H. (1969).- Etude comparative des diverses manifestations du volcanisme pré-orogénique au Sud de Chypre. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 49, (I), p. 31-46.
- ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975).- La dualité des ophiolites téthysiennes. *Pétrologie*, 1, p. 172-174.
- ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1976).- Le log ophiolitique corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 5, p. 1229-1230.
- ROLLET M. (1969).- Recherches géologiques dans la Skopska Crna Gora-Karadagh (Macédoine yougoslave). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 12, p. 1-332.
- ROMAIN J. (1978).- Etude pétrographique et structurale de la bordure sud-occidentale du massif de l'Argentera de Saint-Martin-Vésubie à la Cime du Diable. Thèse de Spécialité, Nice, 298 p.
- ROMERMANN H. (1968).- Geologie von Hydra (Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 163-171.
- ROSS J.V. et ZIMMERMAN J. (1976).- Structural evolution of the Vardar root zone, Northern Greece. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 87, p. 1547-1550.
- ROTH W. (1968).- Geologie von NW-Chios (Agäis). In : Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität.
- ROUBANIS B.S. (1961).- Geological research on the Parnes mountain range. *Ann. géol. Pays hellén.*, 12, p. 18-101.
- RUTTEN M.G. (1964).- Palaeomagnetism and Tethys. *Geol. Rdsch.*, 53, 1, p. 9-16.
- RYAN W.B.F., STANLEY D.J., HERSEY J.B., FAHLQUIST D.A. et ALLAN T.D. (1971).- The tectonics of the Mediterranean sea. In : The sea, Maxwell (Ed.), 4, II, p. 387-492. Wiley.
- SABOT V. et PAPANIKOLAOU D. (1976).- La contribution de l'analyse géomorphologique à l'étude des grands mouvements du socle dans la mer Egée. *Prakt. Acad. Athènes*, 51, p. 86-96.
- SANCHO J., LETOUZEY J., BIJU-DUVAL B., COURRIER P., MONTADERT L. et WINNOCK E. (1973).- New data on the structure of the eastern Mediterranean basin from seismic reflect. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 18, p. 189-204.
- SCANDONE P. et RADOICIC R. (1974).- The Ultrapindic zone in Greece. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 93, p. 1049-1058.
- SCHMITT A. (1983).- Nouvelles contributions à l'étude géologique des Pieria de l'Olympe et de l'Ossa (Grèce du Nord). Thèse, Univ. Mons (Belgique), 392 p.
- SCHUILING R.D. (1962).- On Petrology, age and structure of the Menderes migmatite Complex (SW-Turkey). *Bull. miner. Res. Explor. Inst. Turkey*, 58, p. 71-84.
- SCHUILING R.D. (1973).- The Cyclads : an early stage of oceanization. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 10, p. 174-176.
- SCHWANN W. (1978).- Structural Tectonics of the Parnassus-Ghiona mountains in the Central Hellenides. In : Alps, Apennines, Hellenides, Closs et al. (Ed.). Schweizerbart'she (ed.), p. 430-431.
- SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. et ZIEGLER A.M. (1979).- Paleozoic base maps. *J. Geol.*, 81/3, p. 217-233.
- SEIDEL E., KREUZER H. et HARRE W. (1979).- K/Ar dates of the Cretan Phyllite-Quartzite series. *VI Colloq. geol. Aegean Region, Athènes (1977)*, I, p. 121-127.
- SEIDEL E., KREUZER H. et HARRE W. (1979).- Structural Units of Crete. *VI Colloq. geol. Aegean Region, Athènes (1977)*.
- SEIDEL E. et OKRUSCH M. (1976).- Distribution régionale des minéraux critiques du métamorphisme en Egée du Sud. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2.
- SEIDEL E., OKRUSCH M., KREUZER H., RASCHKA H. et HARRE W. (1976).- Eo-alpine metamorphism in the uppermost unit of the cretan nappe system-petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, p. 259-275.
- SEIDEL E., OKRUSCH M. et SCHUBERT W. (1975).- Chloritoid-bearing metapelites associated with glaucophane rocks in western Crete, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, p. 105-115.



- SENGOR A.M.C. (1979 a).- Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, p. 590-593.
- SENGOR A.M.C. et KIDD W.S.F. (1979).- Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, p. 361-376.
- SENGOR A.M.C. et MONOD O. (1980).- Océans sialiques et collisions continentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1459-1462.
- SENGOR A.M.C., WHITE G.W. et DEWEY J.F. (1979).- Tectonic evolution of the Bitlis Suture, southeastern Turkey : implications for the tectonics of the eastern Mediterranean. *Rapp. Comm. int. Mer Méditerranée*.
- SENGOR A.M., YILMAZ Y. et KETIN I. (1980).- Remnants of a pre-late jurassic ocean in northern Turkey ; fragments of Permian-Triassic Paleotethys ? *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91, p. 599-609.
- SIGAL J., SINGH N.P. et LYS M. (1971).- Paleocene-Eocene boundary in the Jaisalmer area, India. *J. foram. Res.*, 1, 4, p. 190-194.
- SINDOWSKI K.H. (1948).- Der Geologische Bau von Attika. *Ann. géol. Pays hellén.*, 2, p. 163-248.
- SKELTON P.W. (1974).- Aragonitic shell structures in the rudist Biradiolites, and some palaeobiological inferences. *Ann. Univ. Provence. Géol. méditerranéenne*, 1, 2, p. 63-74.
- SMITH A.G. (1971).- Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2039-2070.
- SMITH A.G. (1976).- Plate tectonics and orogeny : a review. *Tectonophysics*, 33, p. 215-285.
- SMITH A.G. et BRIDEN J.C. (1977).- Mesozoic and cenozoic paleocontinental maps. Cambridge University Press, 63 p.
- SMITH A.G., BRIDEN J.C. et DREWRY G.D. (1973).- Phanerozoic world maps. *Spec. Pap. Palaeont.*, 12, p. 1-42.
- SMITH A.G. et HALLAM A. (1970).- The fit of the southern continents. *Nature*, 225 (5228), p. 139-144.
- SMITH A.G., HYNES A.J., MENZIES M., NISBET E.G., PRICE I., WELLAND M.J. et FERRIERE J. (1975).- The stratigraphy of the Othris mountains, Eastern central Greece : a deformed Mesozoic Continental Margin sequence. *Eclogae geol. Helv.*, 68, p. 463-481.
- SMITH A.G. et MOORES E.M. (1974).- The Hellenides. In : "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, data for orogenic study". Spencer (Ed.). *Spec. Publ. geol. Soc. London*, 4, p. 159-185.
- SMITH A.G. et WOODCOCK N.H. (1976).- The earliest Mesozoic structures in the Othris region, Eastern Central Greece. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 245-251.
- SMITH A.G. et WOODCOCK N.H. (1976).- Emplacement model for some "Tethyan" ophiolites. *Geology*, 4, p. 653-656.
- SOFFEL H. (1975).- The paleomagnetism of the permian effusiva near St Anton, vorarlberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the northern calcareous Alps through 60°. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, p. 375-384.
- SOLIGNAC M., BERKALOFF E., DOUVILLE H. et DOM AURELIEN VALETTE R.P. (1934).- Le Permien marin de l'extrême Sud tunisien : 1. considérations générales (S et B). 2. Les fusulinidés de la Tunisie (D). 3. Les crinoïdes permien du Sud de la Tunisie (A, V). *Mém. Serv. Carte géol. Tunisie*, n.s., 1.
- SOREL D. (1976).- Tectonique et néotectonique de la zone préapulienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) XVIII, 2, p. 187-188.
- SOUBOUROU C. (1976).- Contribution à l'étude hydrogéologique et structurale de la région d'Itea-Antikira, Béotie (Grèce continentale) par télédétection. Thèse 3e cycle, Univ. Bordeaux.







- SPILIADIS T. (1961).- Sur la découverte de terrains paléozoïques dans la chaîne de montagnes du Pateras en Attique. *Prakt. Acad. Athènes*, 36.
- SPILIADIS T. (1963).- Die Entwicklung des Mesozoikums und die tectonische Geschichte im Gebiet Megara-West Attika. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 5, 1, p. 89-107.
- SPILIADIS T. (1965).- Olonos-Pindos Schichten in der Perachora-Halbinsel und geologische Vereinigung des Attika-Megaris-Geraneia Gebietes. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 6, (1964), p. 196-214.
- SPRATT T. (1847).- On the geology of a part of Eubea and Beotia. *Quart. J. geol. Soc. London*, III, p. 67-74.
- STACHE G. (1876).- Fusulinen Kalke aus oberkrain, Sumatra und Chios. *Verh. Geol. Reichsanstalt Vienne*, p. 369-371.
- STEINER M.B. et WILLIAMS T.E. (1968).- Fusulinidae of the laborcita formation (lower permian). Sacramento Mountains New Mexico. *J. Paleont.*, 42, 1, p. 51-60.
- STEINMANN G. (1927).- Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. *24e Congrès géol. int.*, 2, p. 636-667.
- STEVENS C.H. (1969).- Water depth control of fusulinid distribution. *Lethaia*, 2, p. 121-132.
- STILLE H. (1928).- Zur einföhrung in die phasen der paläozoischen gebirgenbildung. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 89, p. 1-15.
- STOCKLIN J. (1974).- Possible ancient continental margins in Iran. In : The geology of Continental Margins, Burk et Drake (Ed.). Springer Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin, p. 873-887.
- STONELEY R. (1974).- Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys. In : The geology of Continental Margins, Burk et Drake (Ed.). Springer Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin, p. 889-903.
- SUC J.P. (1974).- Analyse pollinique de la Brèche Ossifère du Lazaret de Sète (Hérault) Pléistocène inférieur. *Ann. Univ. Provence. Géol. méditerranéenne*, I, 3, p. 105-110.
- SUESS E. (1883).- Das Anslitz der Erde. Traduction française par E. de Margerie : la face de la Terre, 3e éd., (1905), 4 vol. Colin (Ed.), Paris.
- SUSSKOCH H. (1967).- Die geologie der südöstlichen Argolis (Peloponnes, Griechenland). Diss. Marburg, Mauersberger (Ed.), 114 p.
- TATARIS A. (1960).- Volcanic dykes and mineralisation of Mt Pelion, Thessaly. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 6, p. 1-303.
- TATARIS A. (1964).- The Olonos-Pindos zone in the Symp-Viannos area (Eastern Crete) and the age of spilites of this zone. *Prakt. Acad. Athènes*, 39, p. 298-314.
- TATARIS A. (1967).- Recent researches on the structure of Salamis Island and the opposite area of Perama. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 7, p. 36-51.
- TATARIS A. (1967).- Observations on the structure of Skaramaga-Aegaleo Mountain Piraeus - Athens area (Attica). *Bull. Soc. géol. Gr.*, 7, p. 52-88.
- TATARIS A. (1971).- The bauxites of Pelion Mountain (SE Thessaly). *Bull. geol. Soc. Gr.*, 8, p. 10-24.
- TATARIS A. (1972).- Recent results on the geology of Salamis island and Attika area. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 9, p. 482-514.
- TATARIS A. (1974).- On the geological structure of the Telos island (Dodecanesus) (Stratigraphical, Petrological and Structural investigations). *Bull. Soc. géol. Gr.*, 9, (1972), p. 28-80.
- TATARIS A. (1975).- Geological observation in E. Thessaly. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 12, p. 63-94.
- TATARIS A. (1975).- Some questions regarding the courses of the Sh 2 Formation and the relationship of Mt Pelion to Mt Olympus. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 12, p. 95-112.



- TATARIS A. et KALLERGIS G. (1965).- Geological investigation in Eastern Argolis-Hermionis and Agh. Theodori-Perachora area. *Bull. Soc. géol. Gr.*, 6, p. 215-231.
- TATARIS A. et KALLERGIS G. (1965).- The geological structure of Trapezona mountains Mamus and Nafplion-Lygoouria area (NE Peloponnesus). *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 9, 6, p. 195-220.
- TATARIS A. et KOUNIS G. (1969).- Observations on the geological structure of Korombili and Kitheron mountains. Their correlation with the neighbouring Preneogen-Mesozoic masses of central Greece. *Prakt. Acad. Athènes*, 43, (1968), p. 509-519.
- TATARIS A. et MARAGOUDAKIS N. (1967).- The stratigraphie of the Upper horizons of Tripolitza zone. *Bull. géol. Soc. Gr.*, 6, p. 365-384.
- TELLER R. (1886).- Der geologische Bau der Insel Euboea. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, 40, p. 129-181.
- TEN DAM A. (1965).- La bordure Nord de la plate-forme arabe. *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 153-156.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1950).- Contribution à l'étude des faunes paléozoïques de l'Algérie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 11.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1955).- Contribution à l'étude des Spongiaires permians du Djebel Tebaça (extrême Sud tunisien). *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 613-630.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1958).- Les Echinodermes permians du Djebel Tebaça. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), VIII, p. 51-64.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1974).- Les Brachiopodes cambriens de la Montagne Noire (Sud de la France). *Ann. Univ. Provence. Géol. méditerranéenne*, I, 2, p. 35-52.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1974).- Distribution des faunes marines dans la Sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale du Gondwana au cours du Paléozoïque supérieur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 97, p. 387-446.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1976).- Configuration de la Téthys en connexion avec la Gondwanie au Paléozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 139-142.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1979).- Histoire de la Terre. Presses Universitaires de France.
- TERRY J. (1971).- Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 384-385.
- TERRY J. (1974).- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 2, p. 204-213.
- TERRY J. et MERCIER M. (1971).- Sur l'existence d'une série détritique berriasiennne intercalée entre la nappe des ophiolites et le flysch éocène de la nappe du Pinde (Pinde septentrional, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 71-73.
- THEODOROPOULOS D. (1971).- Ein Vergleich paläogeographischer Beobachtungen der Sedimente des Beckens von Megara und der Gebietes Korinth-Hag. Theodoro. *Ann. géol. Pays hellén.*, 23, p. 237-263.
- THIEBAULT F. (1977).- Stratigraphie de la série des calcschistes et marbres ("Plattenkalk") en fenêtre dans les massifs du Taygète et du Parnon (Péloponnèse, Grèce). *VI Colloq. géol. Aegean Region, Athènes* (1977), II, p. 691-701.
- THIEBAULT F. (1982).- Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. géol. Nord. Publication n° 6*.
- TIETZE K.W. (1969).- Geologie von Mittel-Chios Agais. Diss. Marburg, (non publié), 178 p.
- TOULA F. (1904).- Übersicht über die geologische Literatur der Balkanhalbinsel mit Morea, des Archipels mit Kreta und Cypem, des Halbinsel Anatolien, Syriens und Palästinas. *Congrès géol. int.*, Vienne, I, (1903), p. 185-330.



- TREUIL M. et VARET J. (1974).- Critères volcanologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, 5-6, (1973), p. 506-539.
- TRIKKALINOS J.K. (1952).- Über die intraeozänen epirogen bewegungen im gebiet von West Tracien. *Ann. géol. Pays hellén.*, 4, p. 189-194.
- TRIKKALINOS J. (1955).- Über das alter des metamorphen Gesteine. *Ann. géol. Pays hellén.*, 6, p. 193-198.
- TRIKKALINOS J.K. (1958 a).- Über das Vorkommen von Karbonischen Schichten und Tuffen im Parnes-Kithäron gebirge die Diskordant auf dem Grundgebirchiegen. *Ann. géol. Pays hellén.*, 9, p. 249-255.
- TRIKKALINOS J.K. (1958 b).- Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen von kristallinen Gesteinen auf den Ostabbruch des Parnesgebirges-Gebiet von Guri-Liossati Afidnae. *Ann. géol. Pays hellén.*, 9, p. 268-269.
- TRIKKALINOS J.K. (1958 c).- Stratigraphische und tektonische Untersuchung im Gebiets von Oion (Bogiati) und Ostabhang von Parnesgebirge. *Ann. géol. Pays hellén.*, 9, p. 270-275.
- TRIKKALINOS J.K. (1958 d).- Über den Beitrage der Mikropaläontologie zur bestimmung des alters der Kristallinen Gesteine Attikas. *Ann. géol. Pays hellén.*, 9, p. 276-278.
- TRIKKALINOS J.K. (1965).- Tektonische Untersuchungen im Gebiete von Navplion. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 473-483.
- TRIKKALINOS J.K. (1965).- Über die Einwirkung von Orogenen Bewegungen im Gebiete der Osthellenischen Zone. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 484-493.
- TRIKKALINOS J.K. (1965).- Über die Gipsvorkommen im Peloponnes. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 494-500.
- TROMPY R. (1958).- Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. *Geol. en Mijnb.*, p. 340-352.
- TROMPY R. (1966).- Considérations générales sur la "Verrucano" des Alpes suisses. *Atti. symp. Verrucano. Soc. tosc. Sci. nat.*, p. 212-232.
- TROMPY R. (1973).- L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales. Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 66/1, p. 1-10.
- TSOFLIAS P. (1969).- Sur la découverte d'Ammonites triasiques au front de la nappe du Pinde en Péloponnèse septentrional (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 118.
- TSOFLIAS P. (1972).- Sur la présence de Trias détritique dans la série du Pinde-Olonos, en Péloponnèse septentrional (province d'Achaïe, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 77.
- TSOFLIAS P. (1973).- Données nouvelles sur la stratigraphie du Trias supérieur de l'île de Tilos (Dodécannèse). *Ann. géol. Pays hellén.*, 25, p. 467-473.
- VAN DER KAADEN G. (1966).- The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. *Bull. MTA*, 67, p. 36-67.
- VAN DER KAADEN G. (1969).- Zur Entstehung der Glaukophan-Lawsonit und glaukophanitischen Grünschiefer-Fazies. Geländebeobachtungen und Mineralsythesen. *Fortschr. Mineral.*, 46, p. 87-136.
- VAN DER KAADEN G. (1971).- Basements rocks of Turkey. In : *Geology and History of Turkey*, Campbell (Ed.), p. 191-209.
- VAN HOUTEN F.B. (1976).- Late variscan non marine deposits, northwestern Africa : implication for pre-drift north atlantic reconstruction. *Ann. J. Sci.*, 276, p. 671-693.
- VERGELY P. (1975).- Origine "vardarienne", chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des Ophiolites de Macédoine (Grèce) au cours du Jurassique supérieur-Eocrétaqué. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 1063-1066.
- VERGELY P. (1976).- Chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des Ophiolites ; deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur-Eocrétaqué dans les Hellénides internes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 231-244.



- VERGELY P. (1979).- Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1293-1392.
- VERGELY P. et FAUGÈRES L. (1974).- Existence de déformations en compression d'âge quaternaire ancien (Villafranchien supérieur) dans le Massif du Vourinos (Macédoine occidentale, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 1313-1316.
- VERGELY P. et MERCIER J. (1972).- Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge anté-crétacé supérieur. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 469-489.
- VERGELY P., MERCIER J. et DELIBASIS N. (1973).- Comparaison between deformation deduced from the analysis of recent faults and from focal mechanisms of earthquakes (an example : the Paphos region, Cyprus). *Tectonophysics*, 19, p. 315-322.
- VERRIEZ J.J. (1976).- Sur les formations volcaniques basiques d'Atalanti (Locride - Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 293-299.
- VICENTE J.C. (1970).- Etude géologique de l'île de Gavdos (Grèce), la plus méridionale de l'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 3, p. 481-495.
- VILMINOT J.C. (1977).- Présence de roches métamorphiques à glaucophane et lawsonite sur l'île de Milos (Arc Egéen interne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 61.
- VILMINOT J.C. et ROBERT U. (1974).- A propos des relations entre le volcanisme et la tectonique en mer Egée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 2099-2102.
- VINCIENNE H. et COURTY G. (1961).- Sur le caractère authigène du rutile dans quelques formations sédimentaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 253, p. 2729-2731.
- VINE F.J. et MOORES E.M. (1972).- A model for the gross structural magmatic properties of the oceanic crust. *Geol. Soc. Mem.*, 132. (Hess memorial vol.).
- VISQUENEL A. (1842-1844).- Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 1<sup>re</sup> sér., 5, p. 35-128 et 2<sup>e</sup> sér., 1, p. 207-303.
- VOGT P.R., HIGGS R.H. et JOHNSON G.L. (1971).- Hypotheses of the origin of the Mediterranean basin : magnetic data. *J. geophys. Res.*, 76, p. 3207-3228.
- VRIELYNCK B. (1978).- Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse (Grèce). Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Lille, (non publiée).
- VRIELYNCK B. (1980).- Précisions sur la stratigraphie du Trias d'Argolide (Péloponnèse, Grèce) et conséquences structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, 3, p. 345-352.
- VRIELYNCK B. (1982).- Evolution paléogéographique et structurale de la presque-île d'Argolide (Grèce). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 23, 4, p. 277-288.
- VUAGNAT M. (1964).- Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rdsch.*, 53, 1, p. 336-358.
- WALLBRECHER E. (1976).- Geologie und Tektonik auf dem Südteil der Magnisischen Halbinsel (Nord-Griechenland). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 365-371.
- WEIGEL W. (1974).- Crustal structure under the Ionian sea. *Z. Geophys.*, 40, p. 137-140.
- WEISSE G. de (1967).- Sur la présence de Nickel dans un gisement de bauxite près de Mégare. *Mineralium Depos.*, 2, p. 349-356.
- WEISSERMEL W. (1938).- Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 90, p. 65-74.
- WENDT J. (1969).- Foraminifera Riffe im Karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Osterreich). *Paläont. Z.*, 43, p. 177-193.
- WENSINK H. (1981).- Le contact Gondwana-Eurasie en Iran d'après les recherches paléomagnétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 6, p. 547-552.





- WIGNIOLLE E. (1975).- Contribution à l'étude géologique de la région centrale du massif de l'Iti. D. E. A., Univ. Lille, 94 p.
- WIGNIOLLE E. (1977).- Contribution à l'étude géologique du massif de l'Iti (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 239 p.
- WIGNIOLLE E. (1977).- Données nouvelles sur la géologie du massif de l'Iti (Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVII, p. 239-251.
- WILSON G. (1961).- The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 84, p. 423-548.
- WILSON J.C. (1963).- Continental drift. *Sci. Amer.*, p. 86-100.
- WINTERER E.L. et BOSELLINI A. (1981).- Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, southern Alps, Italy. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, p. 394-421.
- WOODSIDE J. et BOWIN C. (1970).- Gravity anomalies and infer red crustal structure in the eastern Mediterranean sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, p. 1107-1122.
- WURM A. (1950).- Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 206-239.
- XHOMO A. (1966).- Données sur les dépôts mésozoïques de Spiten et de Lisné. *Permòl. Studimesh.*, 3, p. 113-126.
- XHOMO A., PEZA L.H. et THEODHORI P. (1969).- Quelques faciès pélagiques du Jurassique et du Crétacé dans la zone des Alpes albanaises. *Permòl. Studimesh.*, 2, p. 55-66.
- YARWOOD G.A. et AFTALION M. (1976).- Field relation and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Piana, Greece). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 254-259.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962).- Origin of basaltic magmas ; an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.*, 3, p. 342-532.
- ZANINETTI L. (1976).- Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéen, européen et asiatique. *Riv. ital. Paleont.*, 82, 1, 258 p.
- ZANINETTI L., BAUD A. et BRONNIMANN P. (1971).- Les foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). *Arch. Sci. (Genève)*, 24, 1, p. 73-95.
- ZANINETTI L. et BRONNIMANN (1969).- Sur la présence d'un Foraminifère nouveau : *Ophthalmidium tori* n. sp., dans le Carnien supérieur de Vénétie (Italie). *Riv. ital. Paleont.*, 75, 4, p. 705-724.
- ZANINETTI L. et BRONNIMANN P. (1972).- On the occurrence of the Serpulid Spirorbis Daudin, 1800 (*Annelida, Polychaeta, Sedentaria*) in thin sections of triassic rocks of Europe and Iran. *Riv. ital. Paleont.*, 78, 1, p. 67-90.
- ZANINETTI L., BRONNIMANN P. et BAUD A. (1972).- Essai de zonation d'après les foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romande, suisse et Préalpes du Chablais, France). *Eclogae geol. Helv.*, 65/2, p. 343-353.
- ZANKL H. (1967).- Die Karbonatesedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. *Geol. Rdsch.*, 56, p. 128-139.
- ZANKL H. (1971).- Upper Triassic carbonate facies in the Northern limestone Alps. In : *Sed. Cong. Frankfurt*, Muller (Ed.), p. 147-185.
- ZIJDERVELD J.D.A. et VAN DEN VOO R. (1973).- Palaeomagnetism in the Mediterranean area. In : *Continental Drift, Sea floor Spreading and Plate tectonics*, Tarling (Ed.). Academic Press, London, p. 133-162.
- ZIMMERMANN J. Jr. (1968).- Structure and petrology of rocks underlying the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. Univ. microfils, Inc., Ann. Arbor. Michigan.
- ZIMMERMANN J. Jr. (1972).- Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. *Mem. geol. Soc. Amer.*, 132, p. 225-239.



**LISTE DES FIGURES**

**ET DES TABLEAUX**



- FIGURES -

	Pages
Fig. 1.- Localisation du secteur étudié.....	11
Fig. 2.- Principales localités, provinces et massifs montagneux essentiels.....	12
Fig. 3.- Carte structurale simplifiée et zones isopiques des Hellénides.....	15
Fig. 4.-	
Fig. 5.- Carte schématique de la répartition des principaux gisements paléozoïques non métamorphiques.....	30
Fig. 6.- Répartition géographique de différents gisements de Paléozoïque fossilifère en Méditerranée orientale et moyenne.....	32
Fig. 7.- Localisation des gisements carbonifères dans les secteurs orientaux et méridionaux du mont Parnis et dans le mont Beletsi.....	36
Fig. 8.- Coupe dans la partie orientale du mont Parnis.....	38
Fig. 9.- Coupe sur le versant méridional du mont Parnis.....	39
Fig. 10.- Coupe de Fili à Koromilia.....	41
Fig. 11.- Coupe du monastère de Drassiza.....	42
Fig. 12 A.- Diagramme normatif de Yoder et Tilley (1962).....	47
Fig. 12 B.- Diagramme normatif d'Irvine et Baragar (1971).....	47
Fig. 13.- Diagrammes rectangulaires "color index" teneur en anorthite du plagioclase normatif.....	48
Fig. 14.- Diagrammes de Miyashiro (1975).....	48
Fig. 15 a.- Diagramme de Miyashiro (1975).....	49
Fig. 15 b.- Position des clinopyroxènes et des basaltes dans le diagramme de Poldervaart et Hess (1951).....	49
Fig. 16 A.- Diagrammes de Le Bas (1962).....	50
Fig. 16 B.- Diagrammes de Kushiro (1960).....	50
Fig. 17 A.- Diagrammes de Le Bas (1962).....	50
Fig. 17 B.- Diagrammes de Nisbet et Pearce (1977).....	50
Fig. 18.- Coupe de la partie Nord du mont Roumani.....	51
Fig. 19 A.- Carte géologique simplifiée de la bordure occidentale du mont Parnis et du mont Patseras.....	53
Fig. 19 B.- Profils stratigraphiques du mont Parnis occidental et du mont Patseras...	53
Fig. 20.- Coupe de la chapelle Aya Triada.....	55
Fig. 21.- Profil stratigraphique du mont Pateras.....	56
Fig. 22.- Colonne stratigraphique schématique du Carbonifère de la zone pélagonienne.	59
Fig. 23.- Localisation des gisements permien dans les secteurs orientaux et méridionaux du mont Parnis et dans le mont Beletsi.....	63
Fig. 24.- Coupe de la vallée de Groura.....	65
Fig. 25.- Coupe de l'embranchement de la route de Fili à Stephani et de la route d'Aya Paraskavi.....	66
Fig. 26.- Coupe au col entre le mont Roumani et le mont Plati.....	67
Fig. 27.- Coupe du mont Verrori.....	68



Fig. 28.- Coupe de la bordure méridionale du mont Beletsis.....	69
Fig. 29.- Coupe dans la vallée au pied des monts Saloniki-Mnima.....	70
Fig. 30.- Coupe de la route de Malakassa à Ayos Mercourios.....	72
Fig. 31.- Coupe de la route de Radar.....	74
Fig. 32.- Coupe du flanc Sud du mont Parnis.....	76
Fig. 33.- Coupe de la route périphérique à la chapelle Ayos Yorgos.....	78
Fig. 34.- Coupe du monastère de Panaghia.....	78
Fig. 35 a.- Coupe de la route du Pirée.....	80
Fig. 35 b.- Coupe en bordure du golfe Saronique.....	80
Fig. 36.- Coupe du flanc Sud Est du mont Beletsis.....	81
Fig. 37.- Coupe du mont Roubani.....	82
Fig. 38.- Coupe du mont Mavrinora.....	83
Fig. 39.- Coupe au Nord de la chapelle Aya Triada.....	84
Fig. 40 a.- Coupe à l'Ouest de la chapelle Aya Triada.....	86
Fig. 41.- Localisation des affleurements paléozoïques dans la région de Vathia.....	87
Fig. 42.- Colonne stratigraphique schématique du Permien de la zone pélagonienne.....	89
Fig. 43.- Schéma montrant la succession des couches dans la partie savoyarde de la zone houillère.....	97
Fig. 44.- Répartition géographique de différents gisements de Paléozoïque fossilifère en Méditerranée orientale et moyenne.....	99
Fig. 45.- Coupe au Nord et au Sud du sommet du mont Parnis.....	106
Fig. 46.- Coupe de la face Ouest du mont Koromilia.....	107
Fig. 47.- Coupe à l'Ouest du mont Parnis.....	108
Fig. 48.- Coupe de la face Sud Est du mont Parnis.....	110
Fig. 49.- Coupe en bordure de la vallée de Groura.....	112
Fig. 50.- Coupe dans le secteur oriental du mont Parnis.....	113
Fig. 51.- Coupe au Sud Ouest du monastère Ton Kliston.....	114
Fig. 52.- Coupe de la carrière de "minerai de fer".....	115
Fig. 53.- Coupe à l'Ouest de Kokkini.....	116
Fig. 54.- Coupe dans la partie occidentale du mont Parnis.....	118
Fig. 55.- Coupe à 1 km à l'Ouest de Panaktos.....	119
Fig. 56.- Coupe au Sud Ouest de Prasino.....	121
Fig. 57.- Coupe du mont Dafna et du mont Platossi.....	122
Fig. 58.- Coupe du mont Aigaleo.....	124
Fig. 59.- Coupe sur le flanc oriental du mont Beletsis.....	126
Fig. 60.- Coupe dans le secteur méridional du mont Beletsis.....	128
Fig. 61.- Coupe de la bordure orientale du mont Kitheron.....	130
Fig. 62.- Coupe du flanc méridional du mont Kitheron.....	132
Fig. 63.- Coupe du versant septentrional du mont Kitheron à droite du village de Platai.....	135
Fig. 64.- Coupe de la retombée occidentale du mont Kitheron.....	136
Fig. 65.- Coupe de la bordure Ouest du mont Kitheron en direction d'Ayos Vassilios...	137
Fig. 66.- Coupe du mont Kourtisa.....	138
Fig. 67.- Coupe de la chapelle Ayos Athanassios.....	140





Fig. 68.- Coupe du flanc méridional du mont Patseras.....	141
Fig. 69.- Coupe d'Osios Meletios à Portaes.....	143
Fig. 70.- Coupe du mont Malia-Psatha.....	145
Fig. 71.- Coupe entre le mont Elatos et le mont Pateras.....	146
Fig. 72.- Coupe de la bordure orientale du mont Pateras.....	148
Fig. 73.- Coupe du mont Trapezoidis.....	149
Fig. 74.- Coupes de la bordure méridionale du mont Pateras.....	150
Fig. 75.- Coupe du mont Kastraki.....	153
Fig. 76.- Colonne stratigraphique schématique du Trias de la zone pélagonienne.....	156
Fig. 77.- Coupe du mont Tsouka Loukas.....	158
Fig. 78.- Coupe du mont Malio au Sud de la localité de Chostia.....	159
Fig. 79.- Coupe du mont Tsouma Danili.....	160
Fig. 80.- Coupe de la face Sud Est du mont Paleovouno.....	161
Fig. 81.- Reconstitution de la marge périgondwanienne au Trias moyen-supérieur : naissance d'une Néotéthys.....	167
Fig. 82.- Coupe de la bordure méridionale du mont Megalo-Loutsa.....	172
Fig. 83.- Coupe de la retombée orientale du mont Paleovouno.....	174
Fig. 84.- Coupe du flanc oriental du Megalo-Loutsa : le Kalivetza.....	175
Fig. 85.- Coupe du village d'Ano-Sourpi au sommet du mont Koliades.....	176
Fig. 86.- Colonne stratigraphique schématique de la zone du Parnasse.....	178
Fig. 87.- Carte schématique des affleurements du Jurassique dans la zone béotienne en Béotie.....	181
Fig. 88.- Coupe de la plaine de Xironomi au mont Tsoula-Loukas.....	182
Fig. 89.- Coupe de la plaine de Xironomi au mont Norandali.....	183
Fig. 90.- Coupe du mont Kapsala à la chapelle Profitis Ilias.....	184
Fig. 91.- Coupe de la vallée d'Ayos à la dépression du monastère Makariotissa.....	185
Fig. 92.- Coupe du village de Koukoura à la vallée d'Ayos Nikolaos.....	187
Fig. 93.- Coupe d'Aspro-Koutsoura au sommet du mont Kapsala.....	188
Fig. 94.- Coupe du flanc Sud Ouest du mont Diakopi.....	189
Fig. 95.- Coupe du mont Diakopi.....	191
Fig. 96.- Coupe du mont Karamoutzi.....	192
Fig. 97.- Coupe du mont 576,3 m.....	193
Fig. 98.- Coupe du mont Malio.....	194
Fig. 99.- Coupe de la grotte de l'Albanais.....	195
Fig. 100.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone béotienne en Béotie.....	196
Fig. 101.- Localisation des coupes de la zone béotienne dans les monts Géranéés.....	198
Fig. 102.- Coupes du flanc occidental du mont Paleovouno.....	199
Fig. 103.- Coupes du chemin du Micri-Dousko à Skinos.....	200
Fig. 104.- Coupe du sommet du Paleovouno.....	201
Fig. 105.- Coupe de la face occidentale du mont Paleovouno.....	202
Fig. 106.- Coupes du mont Drisa.....	204
Fig. 107.- Coupe au Nord Ouest de la chapelle Aya Marina.....	206
Fig. 108.- Coupes du mont Prosilion Mertese.....	208



Fig. 109.- Coupe au Nord Ouest de Perachora.....	209
Fig. 110.- Coupe au Sud du mont Aspro Combos.....	211
Fig. 111.- Coupe de la route de Bissia à Skinos.....	211
Fig. 112.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone béotienne dans les monts Gérénées.....	212
Fig. 113.- Coupe de Livadostrata à l'Ouest du mont Kitheron.....	217
Fig. 114.- Coupe du mont Korombili.....	218
Fig. 115.- Coupe du mont Ktipas.....	219
Fig. 116.- Coupe au pied du mont Pirgaki.....	222
Fig. 117.- Coupe du mont Kiafa.....	223
Fig. 118.- Coupe du mont 759,87.....	224
Fig. 119.- Coupe du mont Tsouka-Kakali.....	225
Fig. 120.- Colonne stratigraphique du Jurassique du mont Gérannée.....	226
Fig. 121.- Répartition des massifs ophiolitiques de la zone pélagonienne.....	231
Fig. 122.- Colonne stratigraphique schématique du Jurassique de la zone pélagonienne.....	235
Fig. 123.- Colonne stratigraphique simplifiée du Jurassique.....	237
Fig. 124.- Esquisse paléogéographique de la plate-forme parnasso-béotico pélagonienne au Lias supérieur.....	238
Fig. 125.- Coupe du mont Xerovouni.....	244
Fig. 126.- Coupe du mont Kivari.....	246
Fig. 127.- Coupe du mont Likokastro.....	247
Fig. 128.- Coupe du flanc occidental du mont Paleovouno.....	248
Fig. 129.- Coupe du mont Megalo-Loutsa.....	249
Fig. 130.- Coupe du ravin de Dendra à la dépression d'Osios-Loukas.....	250
Fig. 131.- Coupe du mont Xerovouno à la vallée de Vardexa-Rema.....	252
Fig. 132.- Coupe de la bordure Sud Est de l'Helicon.....	253
Fig. 133.- Coupe du mont Zastena au mont Tsouma-Danili.....	253
Fig. 134.- Colonne stratigraphique du Crétacé de la zone du Parnasse.....	254
Fig. 135.- Profils stratigraphiques au pied du mont Karamoutzi.....	258
Fig. 136.- Profils dans le domaine du Parnasse.....	260
Fig. 137.- Coupes de la retombée occidentale du mont Diakopi.....	262
Fig. 138.- Coupes à l'Ouest d'Ayos Yorgos.....	264
Fig. 139.- Coupe au front occidental du mont Karamoutzi.....	265
Fig. 140.- Coupe du mont Spilies.....	266
Fig. 141.- Profils montrant des unités éocrétaées en Béotie.....	268
Fig. 142.- Carte de la répartition des affleurements crétaées dans les monts Gérénées	271
Fig. 143.- Profils dans les monts Gérénées.....	272
Fig. 144.- Colonnes stratigraphiques simplifiées du Crétacé de la zone béotienne.....	274
Fig. 145.- Coupe de la transgression crétaée dans la région d'Aliartos.....	277
Fig. 146 a.- Carte des affleurements de flysch béotien au Nord Ouest de Levadia.....	278
Fig. 146 b.- Profils des séries crétaées de la zone béotienne en Béotie.....	278
Fig. 147.- Profils des séries crétaées de la zone béotienne sur le massif du Parnasse.....	281
Fig. 148.- Coupe du mont Pirgaki.....	282



Fig. 149.- Coupe entre la route d'Evangelistria et le mont Kouphoridari.....	283
Fig. 150.- Colonne stratigraphique schématique du Crétacé de la zone pélagonienne externe.....	284
Fig. 151.- Coupes de la transgression crétacée à Avlon.....	286
Fig. 152.- Coupe de la vallée Mavrorema.....	288
Fig. 153.- Coupe du mont Malio-Nikola.....	290
Fig. 154.- Coupe du mont Prari.....	291
Fig. 155.- Coupe de la plaine d'Avlon à Malakassa au pied du mont Saloniki.....	292
Fig. 156.- Coupe de la voie ferrée en bordure de la dépression d'Avlon à Malakassa...	293
Fig. 157.- Colonne stratigraphique schématique du Crétacé de l'unité d'Avlon.....	294
Fig. 158.- Coupe près de la chapelle Ayos Yorgos au Nord du Parnis.....	296
Fig. 159.- Coupe de la vallée Ballikemba.....	298
Fig. 160.- Coupe de la vallée de Ballikemba à la dépression de Montgoultos.....	300
Fig. 161.- Coupe du mont Dafna.....	301
Fig. 162.- Coupe de la transgression crétacée à Stephani.....	302
Fig. 163.- Coupe de Mandra.....	302
Fig. 164.- Coupe du chemin d'Ayos Yorgos à Fili au Sud Est du Parnis.....	304
Fig. 165.- Coupe en bordure de la route de Fili à Stephani près d'Aya Paraskevi.....	305
Fig. 166.- Colonne stratigraphique schématique du Crétacé du Parnis-Beletsi.....	306
Fig. 167.- Coupe du mont Kakki-Skala.....	308
Fig. 168.- Toponymie du site d'Athènes.....	310
Fig. 169.- Coupes du flanc oriental du mont Aigaleo.....	311
Fig. 170.- Répartition de la transgression dans la zone pélagonienne.....	316
Fig. 171.- Profils schématiques stratigraphiques du Crétacé.....	319
Fig. 172.- Carte paléogéographique simplifiée au passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.....	321
Fig. 173.- Coupe du synclinal de flysch entre le mont Makrirachi et le mont Batza....	327
Fig. 174.- Coupe de la retombée méridionale de l'Helicon.....	328
Fig. 175.- Coupe de la bordure méridionale du mont Kivari.....	329
Fig. 176.- Le couloir de flysch de Zerikia.....	330
Fig. 177.- Carte et profil stratigraphique de l'extrémité occidentale des monts Gérénées.....	332
Fig. 178.- Profils stratigraphiques paléogènes en Béotie.....	335
Fig. 179.- Carte de la répartition des profils stratigraphiques paléogènes en Attique.....	338
Fig. 180.- Profils stratigraphiques paléogènes en Attique.....	339
Fig. 181.- Colonnes stratigraphiques du Paléogène dans la zone pélagonienne.....	344
Fig. 182.- Série stratigraphique néogène à Raphina.....	349
Fig. 183.- Profils schématiques stratigraphiques des zones du Parnasse, béotienne et pélagonienne.....	352
Fig. 184.- Evolution paléogéographique des Hellénides au niveau de l'Attique-Béotie..	359
Fig. 185.- Profils lithostratigraphiques dans le massif du Pentelique.....	370
Fig. 186.- Profil et affleurement des couches de Panaktos.....	374
Fig. 187.- Localisation des différents profils d'affinités pélagoniennes et du groupe de l'Hymette.....	376



Fig. 188.- Profils lithostratigraphiques des séries à affinités pélagoniennes et du groupe de l'Hymette.....	377
Fig. 189.- Localisation des séries d'Afidnai et d'Aigaleo-Athènes.....	379
Fig. 190.- Carte structurale schématique des zones internes helléniques (d'après Clément <i>in</i> Dercourt <i>et al.</i> , 1980) modifiée.....	388
Fig. 191.- Négatif du cliché Landsat II.....	392
Fig. 192.- Carte schématique interprétative des linéaments tirés de l'examen du cliché Landsat I.....	394
Fig. 193.- Carte interprétative des émissivités infrarouges, tirée de Clément et Maurin (1975).....	396
Fig. 194.- Carte structurale schématique générale.....	402
Fig. 195.- Carte structurale schématique de la zone du Parnasse (d'après Celet, 1977, modifiée).....	405
Fig. 196.- Carte structurale schématique du massif de l'Helicon.....	406
Fig. 197.- Profils tectoniques tracés dans le massif de l'Helicon.....	407
Fig. 198.- Coupe de la fenêtre de Levadia.....	409
Fig. 199.- Schéma montrant le décollement de la zone du Parnasse.....	410
Fig. 200.- Carte structurale de la zone béotienne en Béotie.....	414
Fig. 201.- Coupes schématiques dans la zone béotienne en Béotie.....	415
Fig. 202.- Carte structurale de la zone béotienne dans les monts Géranéés.....	417
Fig. 203.- Coupes schématiques de la zone béotienne dans les monts Géranéés.....	418
Fig. 204.- Résumé des principales théories sur la fenêtre d'Athènes.....	423
Fig. 205.- Carte schématique de la zone pélagonienne externe en Béotie et dans les monts Géranéés.....	424
Fig. 206.- Coupes schématiques de la zone pélagonienne externe en Béotie et dans les monts Géranéés.....	425
Fig. 207.- Carte schématique de la zone pélagonienne interne et des terrains métamorphiques en Attique.....	427
Fig. 208.- Coupe schématique dans la zone pélagonienne et dans les terrains métamorphiques en Attique.....	429
Fig. 209.- Coupes structurales du secteur étudié.....	438
Fig. 210.- Reconstruction de la Méditerranée orientale au Miocène s.l. (Angelier et Le Pichon, 1978).....	441
Fig. 211.- Reconstruction schématique de l'évolution géodynamique du domaine compris entre l'Europe et l'Afrique.....	451





	Pages
Tabl. I.- Subdivisions du Carbonifère selon la répartition des Foraminifères.....	35
Tabl. II.- Analyses chimiques des coulées volcaniques du Parnis.....	43
Tabl. III A.- Analyses chimiques des clinopyroxènes des coulées basaltiques du Parnis.....	45
Tabl. III B.- Analyses chimiques des clinopyroxènes des coulées basaltiques du Parnis.....	46
Tabl. IV.- Analyses chimiques des clinopyroxènes des coulées basaltiques du Parnis.	46
Tabl. V.- Subdivisions du Permien selon la répartition des Fusulines.....	62
Tabl. VI.- Subdivisions du Trias basées sur la répartition des Foraminifères principaux.....	104
Tabl. VII.- Analyses chimiques des laves triasiques.....	154
Tabl. VIII.- Subdivisions du Jurassique.....	171
Tabl. IX.- Répartition des Radiolaires dans le Jurassique de la zone béotienne.....	214
Tabl. X.- Répartition des oligo-éléments dans le premier niveau de bauxite (B <sub>1</sub> )...	239
Tabl. XI.- Subdivisions du Crétacé.....	243
Tabl. XII.- Répartition des oligo-éléments dans les deuxième et troisième niveaux de bauxite.....	320
Tabl. XIII.- Subdivisions du Paléogène.....	326



# TABLE DES MATIERES



## PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

	Pages
PREMIER CHAPITRE - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.....	11
I. Cadre géographique.....	11
A. Limites.....	11
B. Régions naturelles.....	12
II. Cadre géologique général : les Hellénides.....	13
A. Historique succinct.....	13
B. Zonéographie des Hellénides.....	14
C. Habitat, population.....	20
DEUXIEME CHAPITRE - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	23
A. Historique succinct des travaux du secteur étudié.....	23
B. But de l'étude et méthodes employées.....	24
C. Présentation du mémoire.....	25

## DEUXIEME PARTIE : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE

PREMIER CHAPITRE - LE PALEOZOIQUE.....	29
I. Généralités.....	29
A. Historique succinct.....	29
II. Le Carbonifère.....	35
A. Subdivisions et échelle biostratigraphique.....	35
B. Le Carbonifère de la zone pélagonienne.....	36
III. Le Permien.....	62
A. Subdivisions et échelle biostratigraphique.....	62
B. Le Permien de la zone pélagonienne.....	63
IV. Conclusions sur le Paléozoïque.....	93



DEUXIEME CHAPITRE - LE TRIAS.....	103
A. Bref aperçu historique.....	103
B. Subdivisions et échelle biostratigraphique sommaire basée sur quelques Foraminifères.....	104
C. Le Trias de la zone pélagonienne.....	105
D. Le Trias de la zone béotienne.....	158
E. Le Trias de la zone du Parnasse.....	163
F. Conclusions sur le Trias.....	164
TROISIEME CHAPITRE - LE JURASSIQUE.....	169
A. Bref aperçu historique sur les formations jurassiques des zones internes helléniques.....	169
B. Echelle stratigraphique.....	171
C. Le Jurassique de la zone du Parnasse.....	171
D. Le Jurassique de la zone béotienne.....	180
E. Le Jurassique de la zone pélagonienne.....	216
F. Conclusions générales sur le Jurassique.....	236
QUATRIEME CHAPITRE - LE CRETACE.....	241
A. Bref aperçu historique sur les formations crétacées des zones internes helléniques et de la zone du Parnasse.....	241
B. Echelle stratigraphique du Crétacé.....	243
C. Le Crétacé de la zone du Parnasse.....	244
D. Le Crétacé de la zone béotienne.....	257
E. Le Crétacé de la zone pélagonienne.....	276
F. Conclusions générales sur le Crétacé.....	317
CINQUIEME CHAPITRE - LE PALEOGENE.....	325
A. Bref historique sur le Paléogène des zones internes.....	325
B. Echelle stratigraphique du Paléogène.....	326
C. Le Paléogène de la zone du Parnasse.....	326
D. Le Paléogène de la zone béotienne.....	332
E. Le Paléogène de la zone pélagonienne.....	333
SIXIEME CHAPITRE - LE NEOGENE ET LE QUATERNAIRE.....	347
A. Généralités.....	347
B. Echelle stratigraphique simplifiée et faits marquants de l'évolution néogène et quaternaire dans les zones internes helléniques.....	347





DEUXIEME CHAPITRE - LE TRIAS.....	103
A. Bref aperçu historique.....	103
B. Subdivisions et échelle biostratigraphique sommaire basée sur quelques Foraminifères.....	104
C. Le Trias de la zone pélagonienne.....	105
D. Le Trias de la zone béotienne.....	158
E. Le Trias de la zone du Parnasse.....	163
F. Conclusions sur le Trias.....	164
TROISIEME CHAPITRE - LE JURASSIQUE.....	169
A. Bref aperçu historique sur les formations jurassiques des zones internes helléniques.....	169
B. Echelle stratigraphique.....	171
C. Le Jurassique de la zone du Parnasse.....	171
D. Le Jurassique de la zone béotienne.....	180
E. Le Jurassique de la zone pélagonienne.....	216
F. Conclusions générales sur le Jurassique.....	236
QUATRIEME CHAPITRE - LE CRETACE.....	241
A. Bref aperçu historique sur les formations crétacées des zones internes helléniques et de la zone du Parnasse.....	241
B. Echelle stratigraphique du Crétacé.....	243
C. Le Crétacé de la zone du Parnasse.....	244
D. Le Crétacé de la zone béotienne.....	257
E. Le Crétacé de la zone pélagonienne.....	276
F. Conclusions générales sur le Crétacé.....	317
CINQUIEME CHAPITRE - LE PALEOGENE.....	325
A. Bref historique sur le Paléogène des zones internes.....	325
B. Echelle stratigraphique du Paléogène.....	326
C. Le Paléogène de la zone du Parnasse.....	326
D. Le Paléogène de la zone béotienne.....	332
E. Le Paléogène de la zone pélagonienne.....	333
SIXIEME CHAPITRE - LE NEOGENE ET LE QUATERNAIRE.....	347
A. Généralités.....	347
B. Echelle stratigraphique simplifiée et faits marquants de l'évolution néogène et quaternaire dans les zones internes helléniques.....	347



SEPTIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS A L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE.....	351
A. Les séries stratigraphiques.....	351
B. Résumé de l'évolution paléogéographique.....	351
C. Comparaisons avec les autres zones du segment alpin dinarique.....	355

### TROISIEME PARTIE : ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS METAMORPHIQUES

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION ET HISTORIQUE.....	363
A. Historique succinct du métamorphisme en Grèce.....	363
DEUXIEME CHAPITRE - LES MASSIFS METAMORPHIQUES ORIENTAUX.....	369
1. Remarque concernant la nomenclature.....	369
2. Groupes d'appartenance incertaine.....	369
3. Les séries stratigraphiques d'affinités pélagoniennes.....	375
4. Les séries d'appartenance incertaine limitrophes au secteur étudié.....	381
TROISIEME CHAPITRE - CONCLUSION A L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS METAMORPHIQUES.....	383

### QUATRIEME PARTIE : TECTONIQUE

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION.....	387
A. Historique succinct.....	387
DEUXIEME CHAPITRE - ANALYSE DES DOCUMENTS AERIENS.....	391
1. Historique succinct.....	391
2. Interprétation des photos aériennes obtenues par le satellite Landsat I..	391
3. Interprétation de thermographies confrontées à des photographies aériennes en couleurs infrarouges.....	397
TROISIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DE LA ZONE DU PARNASSE.....	401
1. Historique.....	401
2. Remarques sur la position tectonique de la zone du Parnasse.....	403
3. Analyse structurale de la zone du Parnasse dans la chaîne de l'Helicon...	405
QUATRIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DE LA ZONE BEOTIENNE.....	413
1. Caractères généraux.....	413
2. Tectonique de la zone béotienne en Béotie.....	413
3. Tectonique de la zone béotienne dans les monts Gérénées.....	416
4. Conclusion sur la zone béotienne.....	418



CINQUIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DE LA ZONE PELAGONIENNE.....	421
1. Caractère généraux.....	421
2. Tectonique de la zone pélagonienne externe.....	423
3. Tectonique de la zone pélagonienne interne.....	426
4. Conclusion sur la tectonique de la zone pélagonienne.....	
SIXIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DES TERRAINS METAMORPHIQUES.....	433
SEPTIEME CHAPITRE - CONCLUSION A L'ETUDE TECTONIQUE.....	437
1. Structure des zones internes helléniques au niveau de l'Attique-Béotie...	437
2. Existence de mouvements coulissants ?.....	439
3. Bilan sur l'évolution tectonique alpine.....	441

CINQUIEME PARTIE : INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

INDICATIONS BIBLIOGRAPHIQUES.....	457
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX .....	505
TABLE DES MATIERES .....	515

