

50376  
1982  
113-2

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

50376  
1982  
113-2

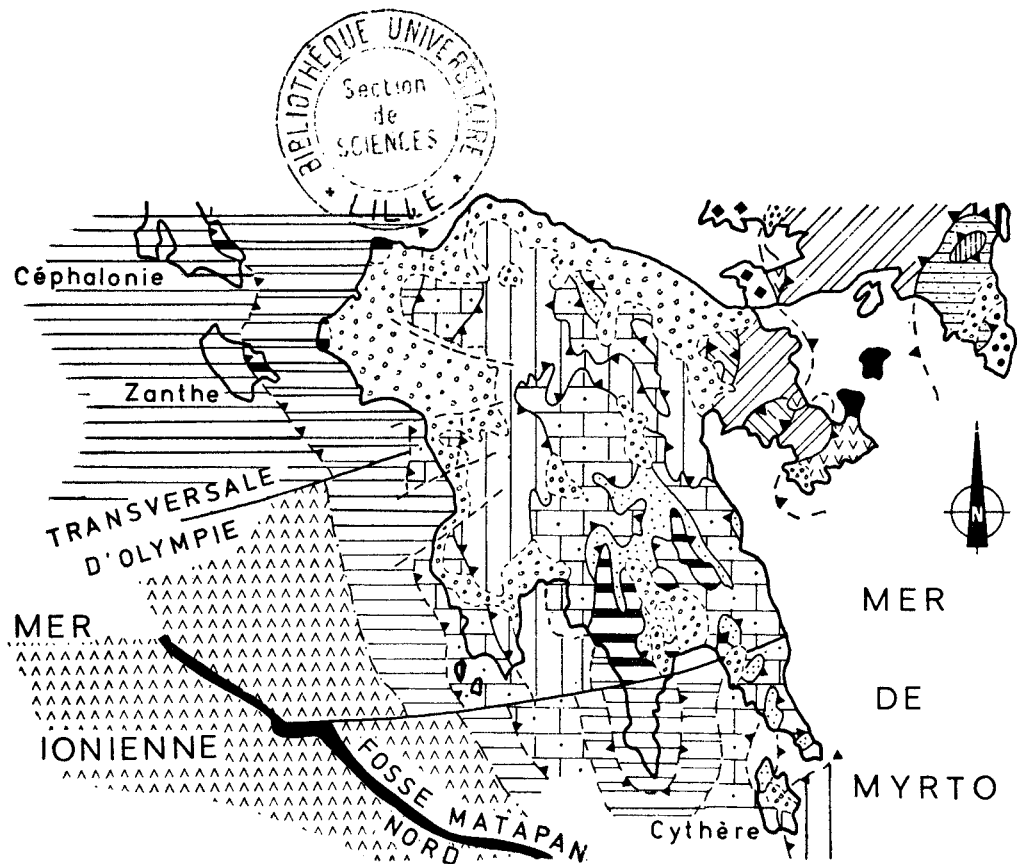
Publication n° 6

I.S.S.N. 0291 - 3062

François THIEBAULT

# Evolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce)

Volume II



S. G. N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

- 1982 -



QUATRIEME PARTIE

**LA NAPPE  
DE GAVROVO-TRIPOLITZA  
MESO-CENOZOIQUE**

SERIES

MESO-CENOZOIQUES DE GAVROVO-TRIPOLITZA



# LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

## MESO-CENOZOIQUE

### PREMIER CHAPITRE

## INTRODUCTION

### I. HISTORIQUE

C'est Phillipson (1890 - 1892 et 1898) le créateur de cette zone tout d'abord décrite sous le nom de zone de Tripolitza. Renz (1910 - 1955) l'étudia peu (surtout en Péloponnèse) où il reprend pour l'essentiel les données de Phillipson (cf. Renz, Liatsikas et Paraskevaïdis, 1955). Blumenthal (1933) démontra en Péloponnèse septentrional la position en fenêtre de ces séries tripolitziennes, sous la Nappe du Pinde-Olonos. Aubouin (1959) souligna l'originalité des calcaires du Massif du Gavrovo (zone de Gavrovo) dont il montre avec Brunn et Celet la prolongation dans les massifs du Klokova et du Varassova (Aubouin, Brunn et Celet, 1958). Il démontra ensuite avec Dercourt que cet alignement méridien se continue en Péloponnèse occidental (Massifs du Skolis, des Lapithos et de Pylos (Aubouin et Dercourt, 1963).

Il appartient à Dercourt (1964) de montrer l'unicité de ce haut-fond séparant le bassin ionien à l'Ouest du bassin pindique à l'Est en utilisant la terminologie binominale : zone de Gavrovo-Tripolitza. Il en établit une stratigraphie complète du Trias à l'Oligocène en Péloponnèse septentrional. Tataris et Marangoudakis (1965) confirmèrent ces résultats en Péloponnèse oriental dans la région de Leonidion à Astros.

Je repris (Thiébault, 1973) cette étude dans le massif du Taygète septentrional. Ces données préliminaires furent ensuite heureusement complétées par le travail de Tsafila-Monopolis (1977)

Dirigées par Dercourt de nombreuses monographies locales (diplômes d'études approfondies, thèses de 3<sup>ème</sup> cycle) ont apporté leur part de découvertes et permis d'actualiser nos connaissances concernant la sous-zone de Gavrovo (Mansy, 1969 - 1971 ; Maillot, 1970 ; Izart, 1976) et la sous-zone de Tripolitza (De Wever, 1975).

Enfin très récemment, Fleury (1980) a publié une étude très détaillée de l'ensemble de cette zone en Grèce continentale et en Péloponnèse septentrional.

### II. NOMENCLATURE UTILISÉE

En Péloponnèse méridional, cette zone de Gavrovo-Tripolitza affleure largement. A l'Ouest les massifs de Pylos et Kiparissia-Gargaliano appartiennent à la sous-zone de Gavrovo (fig. 260 et 261). A l'Est la sous-zone de Tripolitza affleure largement dans le massif du Taygète septentrional et au niveau du plateau de Cynourie (revers oriental du Parnon) (fig. 260 et 261).

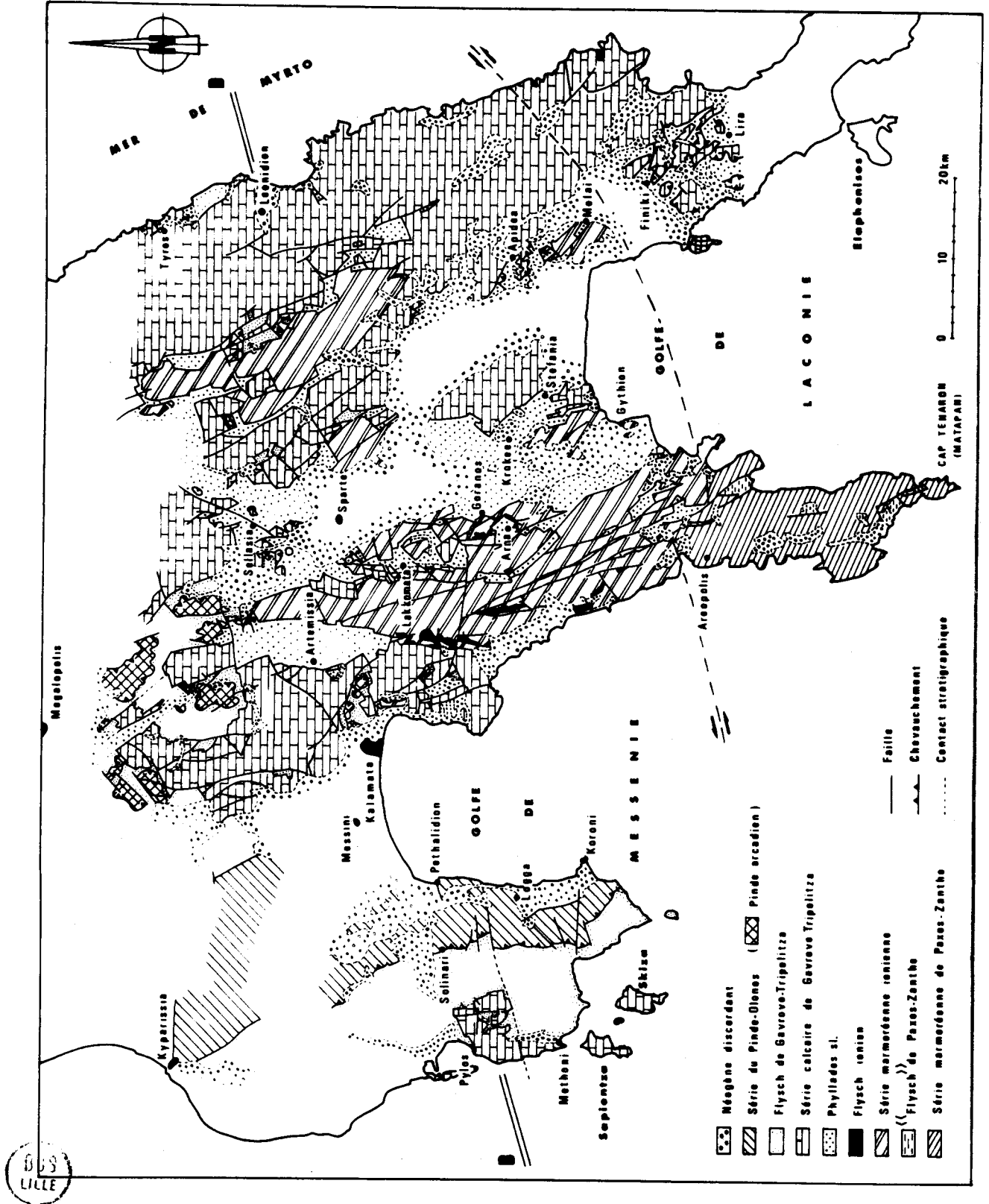


Fig. 260.- Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional.

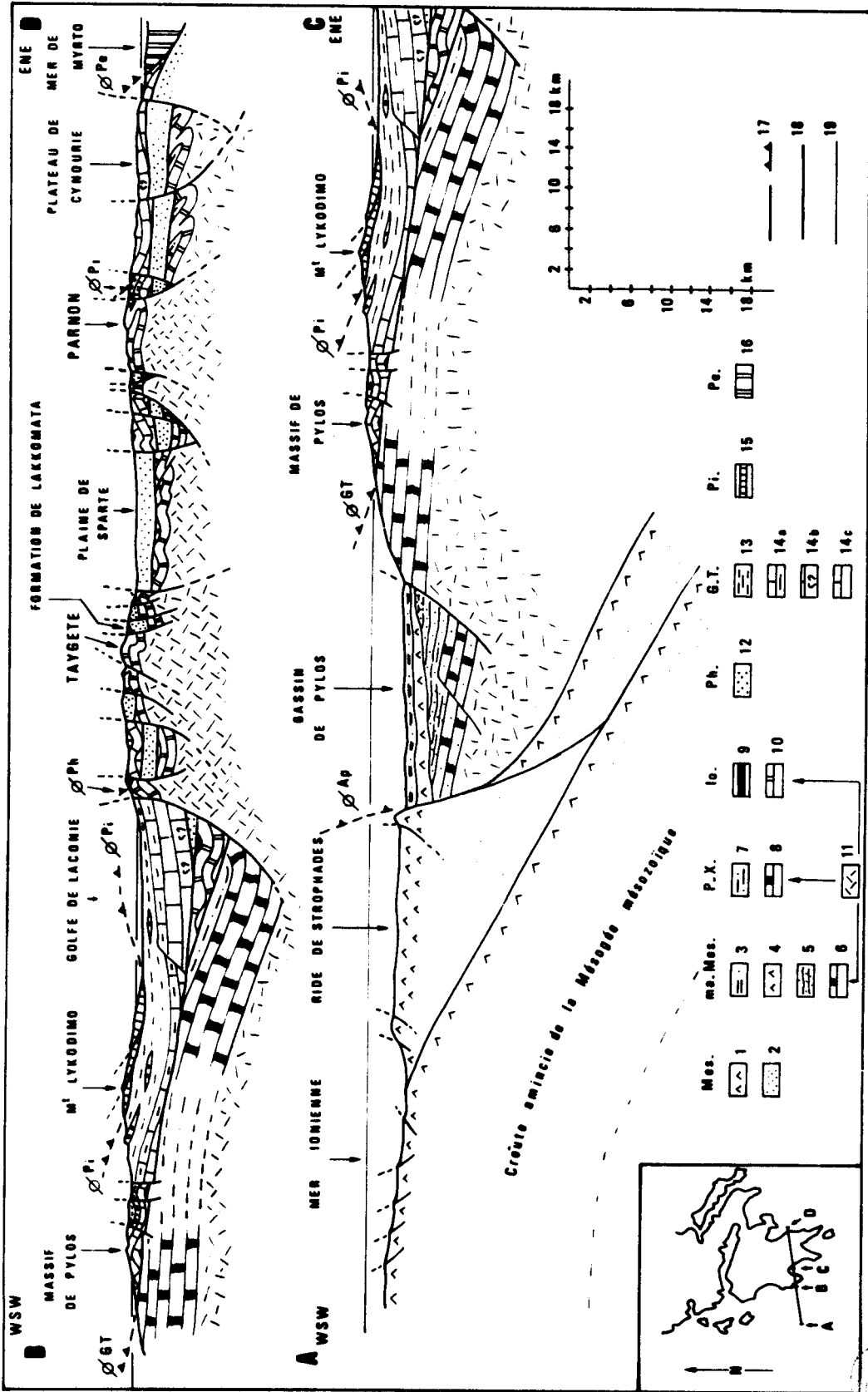


Fig. 261.- Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional.

Mes - Mésogée mésozoïque. - 1. Evaporites. - 2. Sédiments antérieurs aux évaporites - ma.Mes = marge mésogéenne. - 3. Plio-quaternaire. - 4. Evaporites. - 5. Jurassique à Miocène ? - 6. Trias - Lias ? - P.X. = Zone de Paxos - Zante. - 7. Miocène. - 8. Trias à Miocène - Io = Zone ionienne. - 9. Flysch oligocène. - 10. Trias à Oligocène. - 11. Soubassement antétriasique commun à la marge mésogéenne, à la zone de Paxos - Zante et à la zone ionienne. - 12. Ph = Nappes des Phylitades indifférenciées - G.T. = Zone de Gavrovo-Tripolitza. - 13. Flysch Eocène supérieur à Miocène. - 14a. Calcaires tertiaires. - 14b. Calcaires liasiques. - 14c. Calcaires indifférenciés - Pi = Zone du Pinde. - 15. Série du Pinde-Olonos indifférenciée - Pe = Zone interne (Parnasse - Pélogonien).

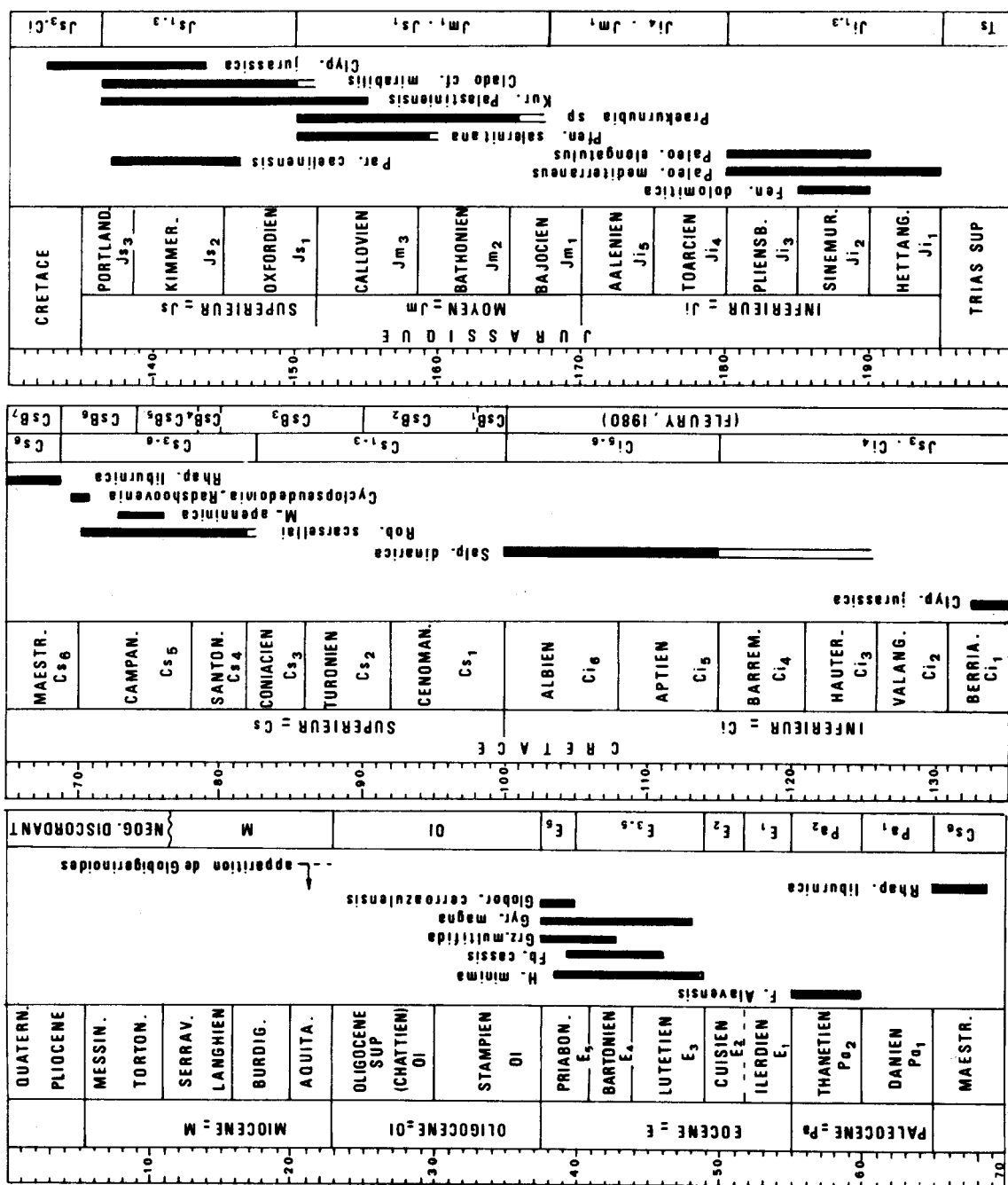


Fig. 262. - Nomenclature stratigraphique abrégée utilisée pour la description des profils de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos.



Pour décrire cette masse très épaisse de carbonates j'utiliserai une nomenclature simplifiée rappelant les sous-systèmes et les étapes, permettant au lecteur de connaître, même dans la partie strictement descriptive, l'âge des terrains étudiés (fig. 262).

Cette description débutera par quatre paragraphes regroupant les profils appartenant aux systèmes ou sous-systèmes suivants : Trias, Jurassique, Crétacé inférieur et Crétacé supérieur à Eocène. Elle se terminera par l'étude des modalités de l'installation puis du développement de la sédimentation terrigène (flysch), et enfin par une vue synthétique de cette série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza. Dans la partie stratigraphique toutes les microfaunes d'âge Crétacé supérieur et Tertiaire (à l'exception des Alvéolinidés) ont été déterminées par Fleury.



## DEUXIEME CHAPITRE

# STRATIGRAPHIE

### I. LE TRIAS

Dans le chapitre relatif à la nappe des phyllades, j'ai décrit plusieurs Formations comportant des membres carbonatés que j'ai interprétés comme appartenant à la base de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza. Je ne ferai que les rappeler. Le membre carbonaté de la Formation de Lakkomata serait daté, à sa base, du Trias moyen-supérieur (A, fig. 263). L'âge de la partie inférieure du membre carbonaté de la Formation du Monastère Sotyros est borné inférieurement par le Carnien (C, fig. 263) la partie supérieure de la Formation de Kokkina (D, fig. 263) (son homologue près de Leonidion) renferme *Triasina* sp. d'âge Norien-Rethien (Hettangien ?) (Zaninetti, 1976). Enfin les klippes de Papadianika et d'Apidea ont livré des microfaunes d'âge respectivement : Anisien supérieur et Ladinien-Réthien.

Lors de l'étude des phyllades de la région Voutiani-Sellasia j'ai signalé l'existence de klippes carbonatées, d'âge triasique probable. Je vais décrire l'une d'elle, puis j'indiquerai enfin l'existence de dolomies d'âge triasique à l'Est de Jeoritsion dans le massif du Taygète septentrional.

#### A. DOLOMIES TRIASIQUES D'HAGIOS-KONSTANTINOS ET JEORITSION.

##### 1. LA KLIPPE D'HAGIOS-KONSTANTINOS.

Le sommet de la colline d'Hagios-Konstantinos, à l'Est du village de Sellasia (fig. 264, 265) est couronné par une masse de calcaires dolomitiques et de dolomies, reposant anormalement sur des phyllades et biseauté à sa base (fig. 266). Deux bancs de calcaires dolomitiques se sont révélés fossilifères. Le premier (C, fig. 265 et 266) renferme *Involutina gaschei* (KOEHN ; ZANINETTI & BRONNIMANN), le second (D, fig. 265 et 266) *Glomospirella friedli* KRISTAN - TOLLMANN, *Glomospirella parallela* KRISTAN - TOLLMANN, *Involutina sinuosa sinuosa* (WEYNSCHENK), *Involutina sinuosa pragsoides* (OBERHAUSER), *Involutina gaschei* (KOZUR - ZANINETTI), *Involutina* aff. *tenuis* (KRISTAN), *Involutina* aff. *impressa* (KRISTAN - TOLLMANN) et *Trocholina permodiscoides* OBERHAUSER (Déterminations Zaninetti). (Thiebault et Zaninetti, 1974 ; Zaninetti et Thiebault, 1975).

D'autres foraminifères sont plus rares : les Duostominidés, les Textulariidés et les Lagénidés. Le reste des bioclastes est formé par des microgastéropodes, des ostracodes, des débris d'échinodermes et des algues. Ces calcaires dolomitiques sont des dismicrites, la phase de liaison étant entrecoupée de nombreuses plages de dolomite et souvent recristallisée en microsparite.

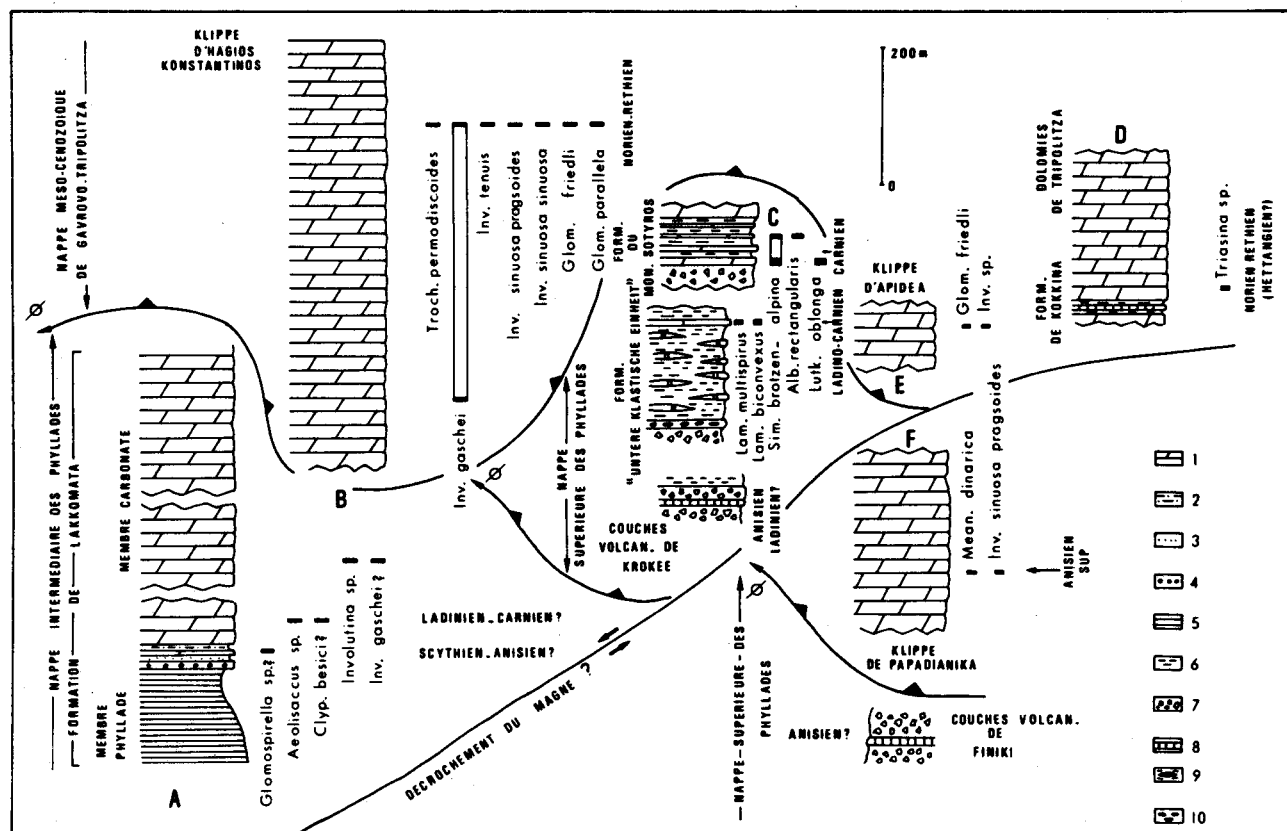


Fig. 263.- Synthèse des données concernant le Trias de Gavrovo-Tripolitza.

1. Dolomies. - 2. Quartzophyllades. - 3. Grès. - 4. Conglomérats versicolores. - 5. Phyllades de la formation de Lakkomata. - 6. Marnes. - 7. Pyroclastites et tuffites. - 8. "Andésites". - 9. Phyllades et calcaires marmoréens de la Formation "Untere Klastische Einheit" (Couches calcaire-détritiques de Molai p.p.). - 10. Conglomérats polygéniques siliceux. Les différents profils sont localisés sur la figure 264.

## 2. LES DOLOMIES DE LA ROUTE ALEVROU - JEORITSION.

Au Nord de Sparte, sur le revers oriental du Taygète septentrional la route Alevrou - Jeoritsion (fig. 264 et 267) recoupe un panneau faillé appartenant à un ensemble de trois panneaux de dolomies et calcaires dolomitiques limités par des failles et séparant les phyllades de la Nappe inférieure à l'Ouest du Flysch de Gavrovo-Tripolitza à l'Est.

La base de ces dolomies et calcaires dolomitiques n'étant pas visible, il est impossible de savoir s'ils appartiennent au membre carbonaté de la Formation de Lakkomata (Nappe intermédiaire des Phyllades) ou bien à la base de la Nappe de Gavrovo-Tripolitza. Comme il existe de vastes klippes de dolomies de Nappe de Gavrovo-Tripolitza immédiatement à l'Est, entre Perivolia et la vallée de l'Eurotas (fig. 267) j'ai choisi arbitrairement cette dernière solution.

L'un de ces bancs de calcaires dolomitiques (près du repère A, fig. 267) m'a livré :

*Trocammina alpina* KRISTAN - TOLLMANN et *Glomospirella expansa* KRISTAN - TOLLMANN.

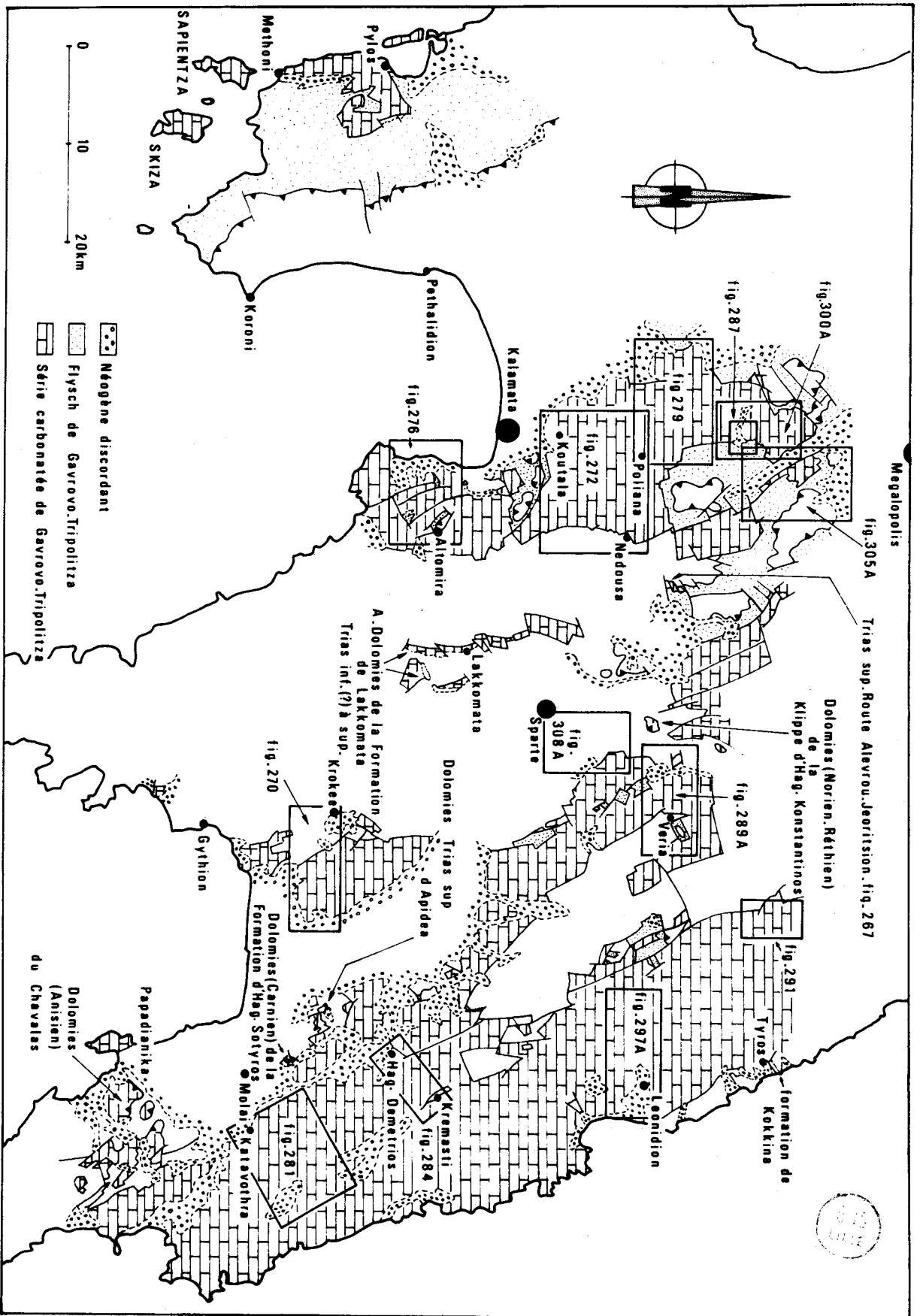


Fig. 264.- Localisation géographique des secteurs étudiés pour l'établissement de la stratigraphie de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza.

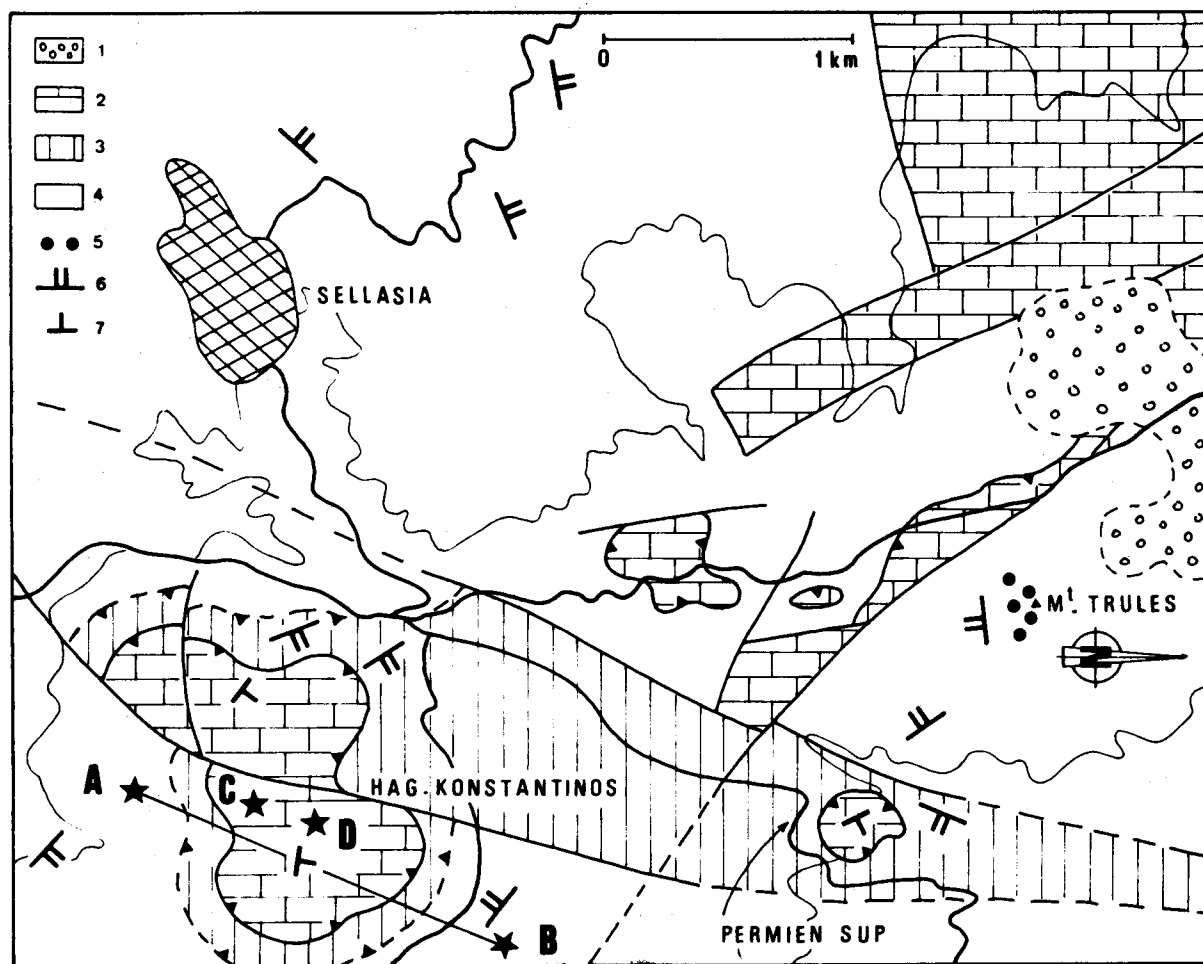


Fig. 265.- Carte de la klippe d'Hagios Konstantinos.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies de Tripolitza. - 3. Phyllades permienes d'Hagios - Analipsis. - 4. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal. - 5. Conglomérats polygéniques siliceux des phyllades du Mont Trules. - 6. Pendage des plans de schistosité 2 ( $S_2$ ) des phyllades sl. - 7. Pendage des plans de stratification.

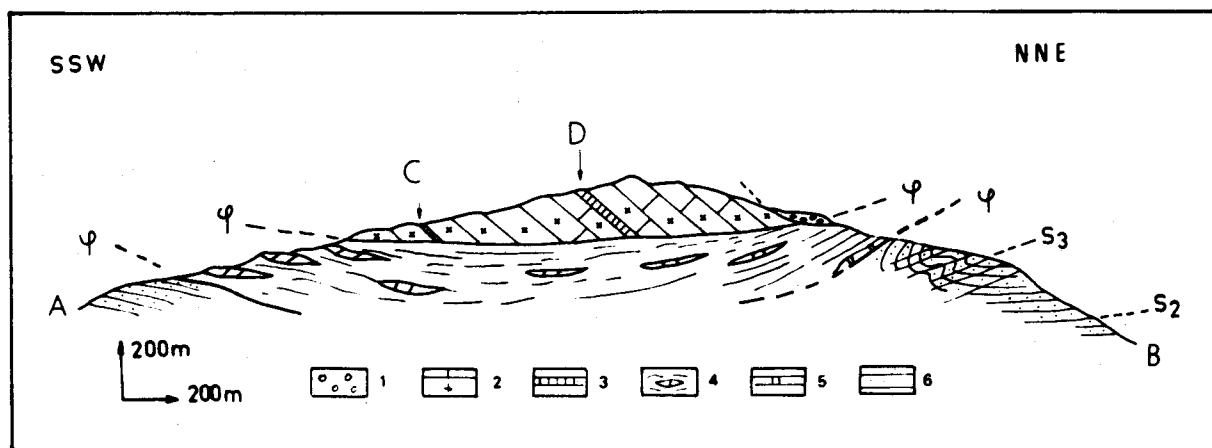


Fig. 266.- Coupe de la klippe d'Hagios Konstantinos.

1. Eboulis. - 2. Dolomies de Tripolitza. - 3. Dolomies à microfaunes triasiques. - 4. Phyllades permienes d'Hagios Analipsis. - 5. Cargneules. - 6. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal (phyllades de Voutiani).

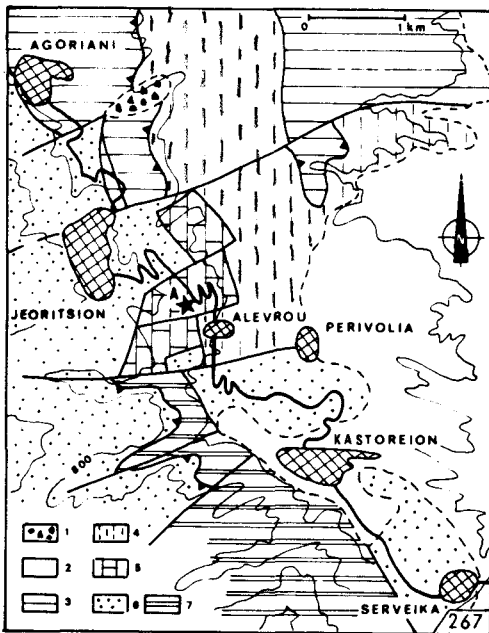


Fig. 267.- Dolomies triasiques de la route Alevrou - Jeoritsion.

1. Eboulis. - 2. Néogène discordant et alluvions récentes. - 3. Calcaires en plaquettes du Pinde-Olonos - 4. Flysch de Tripolitza. - 5. Dolomies triasiques de Tripolitza. - 6. Phyllades de Jeoritsion (Système Cristallin Principal). - 7. Série ionienne indifférenciée.

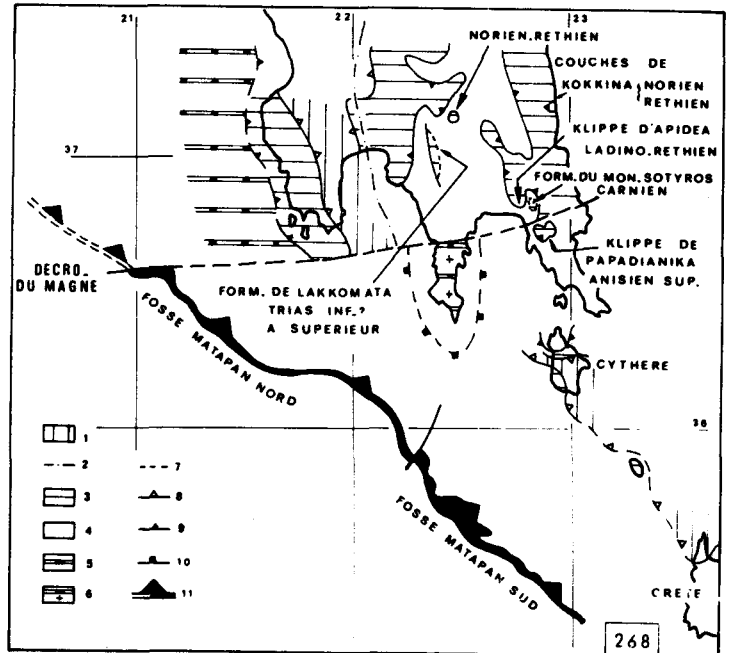


Fig. 268.- Le décrochement du Magne.

1. Pinde-Olonos, domaine des écailles. - 2. Limite orientale du domaine du Pinde des écailles. - 3. Série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza. - 4. Ionien et nappes des Phyllades indifférenciés. - 5. Série de Paxos-Zanthe connue en sondage. - 6. Série probable de Paxos-Zanthe du Magne. - 7. Contact stratigraphique. - 8. Contact anormal de base de la nappe du Pinde-Olonos. - 9. Contact anormal de base de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque. - 10. Limite probable de la fenêtre de Paxos-Zanthe du Magne. - 11. Zone de subduction actuelle.

## B. ÂGE ET FACIÈS DES CARBONATES TRIASIQUES DE LA SÉRIE DE GAVROVO-TRIPOLITZA :

Les riches microfaunes des calcaires dolomitiques de la colline d'Hagios-Konstantinos et de la route Alevrou - Jeoritsion indiquent un âge Norien supérieur - Réthien (Zaninetti, 1976).

De ce fait la figure 263 montre une assez grande abondance de datations, dont les plus crédibles vont de l'Anisien supérieur au Norien supérieur - Réthien. Mais elle montre surtout l'existence d'une hétérochronie nette dans l'installation de la sédimentation carbonatée qui prend, au cours du Trias, le relais soit d'une sédimentation détritique (complexe de Lakkomata) soit d'une sédimentation volcanique et détritique (complexe de Tyros). Les datations, discutables il est vrai, obtenues dans le massif du Taygète, semblent bien impliquer que l'installation des carbonates se fait plus précocement dans le Complexe de Lakkomata (Trias inférieur à moyen ?, fig. 263 et 268) que dans le Complexe de Tyros (Carnien, fig. 263 et 268).

La position actuelle des klippe de Papadianika et Finiki (fig. 268) semble infirmer la déduction précédente. Ce paradoxe n'est vraisemblablement qu'apparent. L'étude de l'autochtone

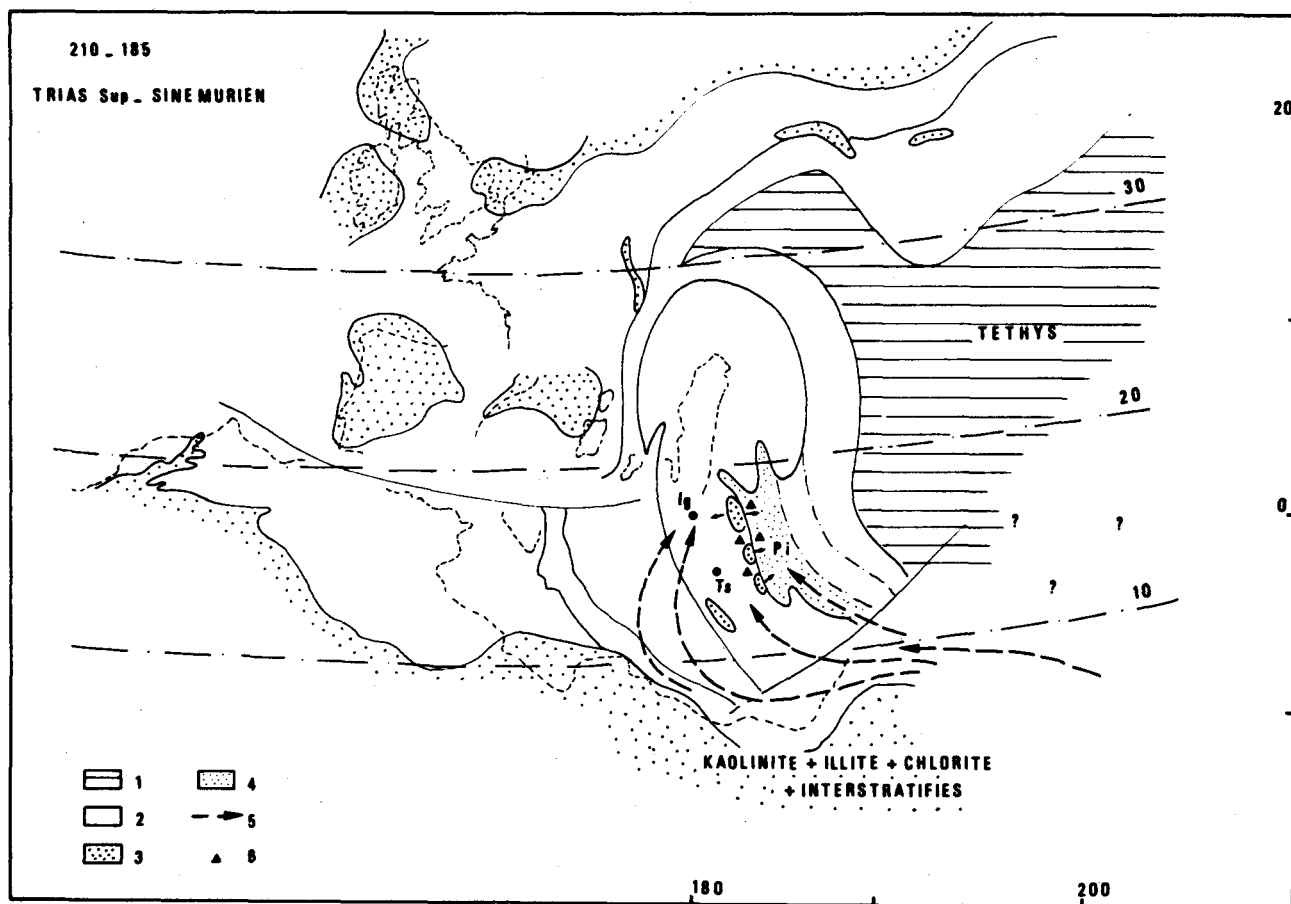


Fig. 269.- Tentative de reconstitution de la circulation marine de surface au Trias supérieur - Sinémurien dans le cadre paléogéographique proposé par Biju-Duval et coll. (1977). 1 à 5 voir fig. 75 et 76. 6. Volcanisme triasique moyen à supérieur.

de Paxos - Zante et du parautochtone ionien m'a en effet permis de suggérer l'existence d'un vaste décrochement (décrochement du Magne, fig. 268) senestre qui pourrait être responsable du déplacement relatif vers l'Est des klippes de Papadianika et Finiki.

Ces klippes auraient donc dans la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza une position originelle nettement plus externe que celle qu'elles occupent actuellement.

Si l'on admet ce dernier modèle, il existerait donc au Trias supérieur deux domaines dans la zone de Gavrovo-Tripolitza. Un domaine externe (= complexe de Lakkomata) serait caractérisé par l'installation précoce (anté Anisien supérieur) des carbonates qui ensuite s'y déposeraient de manière continue jusqu'à l'Eocène. Un domaine interne (= complexe de Tyros) verrait l'installation définitive de ces carbonates différée jusqu'au Carnien par suite d'une activité volcanique notable et du maintien d'apports détritiques importants. Or ce dernier caractère s'observe aussi dans les séries de Tripolitza de Crète. En effet Bonneau et Karakitsios ont pu y observer l'installation définitive de la sédimentation carbonatée au Trias supérieur (Norien supérieur - Réthien) au-dessus d'une série marno-calcaire (la série de Ravoudcha datée p.p. du Carnien supérieur - Norien inférieur) faisant transition avec des phyllades d'âge permotriasique (Bonneau et Karakitsios, 1979 ; Karakitsios, 1979).



Le modèle que je propose serait donc cohérent avec le maintien au cours du Trias supérieur d'une alimentation détritique au niveau de la plate-forme Gavrovo-Tripolitzienne de Crète et sa partie interne en Péloponnèse. Les apports se feraient du Sud vers le Nord ou du SE vers le NW à partir d'une zone d'alimentation africaine. La zone d'Ida de Crète est d'ailleurs émergée à cette époque, d'une manière certaine durant le Carnien et peut-être le Norien (Epting et coll., 1972) (fig. 269).

Enfin cette sédimentation carbonatée triasique, lorsqu'elle s'installe, témoigne toujours de milieu de plate-forme très peu profonde (Thiébaud et Kozur, 1979).

## II. LE JURASSIQUE

### A. DESCRIPTION DES PROFILS.

#### 1. LA COUPE GRAMOUSA-PHAROS : LES DOLOMIES ET CALCAIRES TRIASICO-LIASIQUES ET LE LIAS.

A l'Est de la route Krokee-Molai, entre Pharos à l'Ouest et Gramousa à l'Est, affleure un grand massif carbonaté formant les sommets du Mesovouni, Kakospathi, Xirokampitiki Rachi et du Krethatas (fig. 264 - 270). Il a une forme grossièrement en fer de lance. Il est limité à l'Ouest par des failles et il disparaît à l'Est sous les alluvions récentes de la dépression s'étendant de Vrontamas au Nord à Asterion au Sud. Dufaure (1975) l'a carté sous forme de marbres de la série ionienne. Il s'agit en fait de calcaires et dolomies triasico-liasiques de Tripolitza.

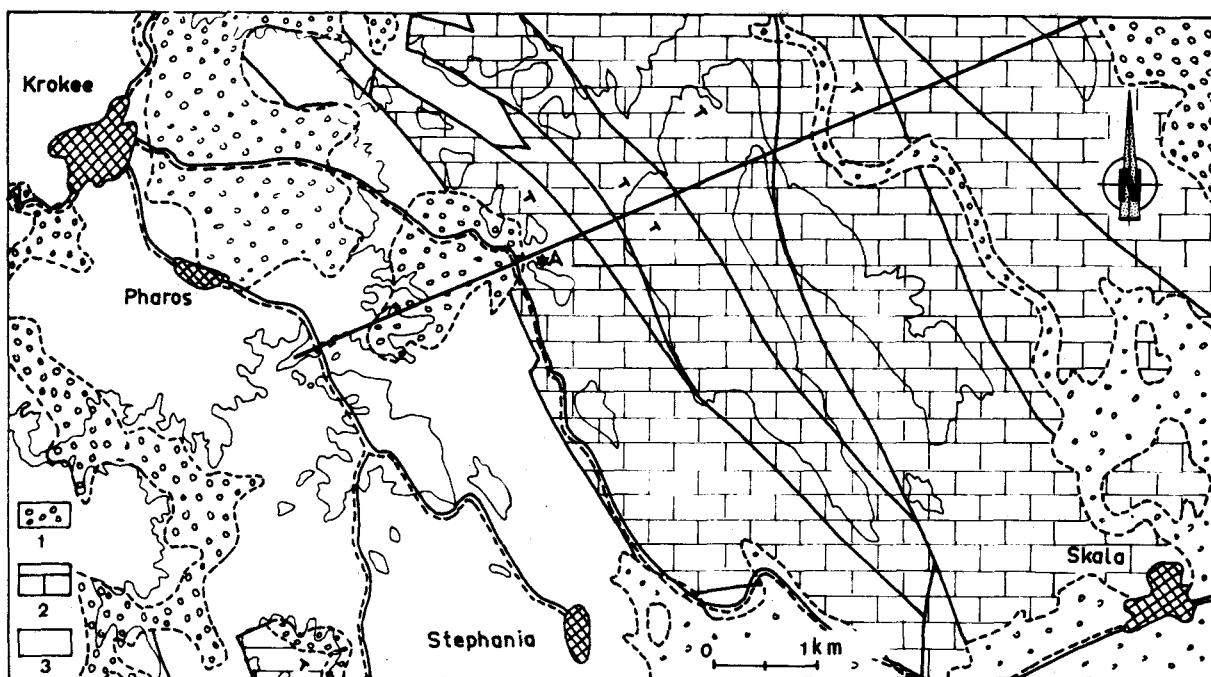


Fig. 270.- Les dolomies et calcaires triasico-liasiques de la région Gramousa-Pharos.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies de Tripolitza. - 3. Couches volcaniques de Krokee.

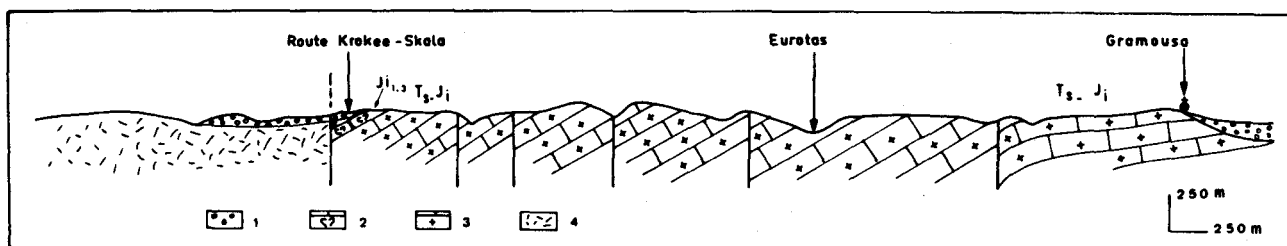


Fig. 271.- Coupe Gramousa-Pharos.

1. Brèches consolidées. - 2. Dolomies à Mégalodontidés. - 3. Dolomies. - 4. Couches volcaniques de Krokee.

J'ai pu observer de l'Est vers l'Ouest et de bas en haut : (fig. 271)

$T_s.J_i$  - Une épaisse série monoclinale, faillée, de calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies. Cette série est relativement bien stratifiée en bancs décimétriques. Ces carbonates sont gris, noirs ou blanchâtres. Les principaux faciès sont les suivants :

- Pelcalcarénites à texture birdeyes, plus ou moins remplacées par de la dolosparite xénotopique diagénétique.
- Laminites cryptocristallines à texture birdeyes.
- Intracalcarénites à mésostase de dolosparite xénotopique.
- Dolomicrosparites xénotopiques à fantômes d'ostracodes.
- Dolosparites xénotopiques.

L'épaisseur minimale de cette série est de 1300 m environ.

$J_{i-1.3}$  - Dans le compartiment le plus occidental ces calcaires et dolomies passent à des calcaires et dolomies gris foncé, assez mal stratifiés à nombreux bioclastes en relief. Il s'agit d'anciennes biomicrites plus ou moins remplacées par de la dolosparite xénotopique diagénétique tardive. J'ai pu reconnaître comme bioclastes des Mégalodontidés et des Dasycladacées dont *Paleodasycladus mediterraneus* PIAT (dét. Bassoulet).

Ces calcaires et dolomies sont recouverts par des brèches récentes qui masquent ici la faille qui les amène contre les laves et pyroclastites de Krokee.

## 2. LA COUPE DE POLIANA : LIAS INFÉRIEUR, LIAS MOYEN ET JURASSIQUE SUPÉRIEUR.

La route reliant Ano-Ampheia à Poliana recoupe une imposante série calcaire tout d'abord horizontale puis régulièrement inclinée vers l'Est et se terminant brutalement (faille ?) au niveau de la dépression de Poliana (fig. 264 - 272). Cette série est intensément faillée. Malgré cela j'ai pu relever un certain nombre de profils qui nous permettent de reconstituer la succession suivante de bas en haut :

### PROFIL 1. LE LIAS INFÉRIEUR.

Dans un petit compartiment dont la limite ouest est intensément faillée (point A, fig. 272) nous avons pu observer de bas en haut (fig. 273, A) :

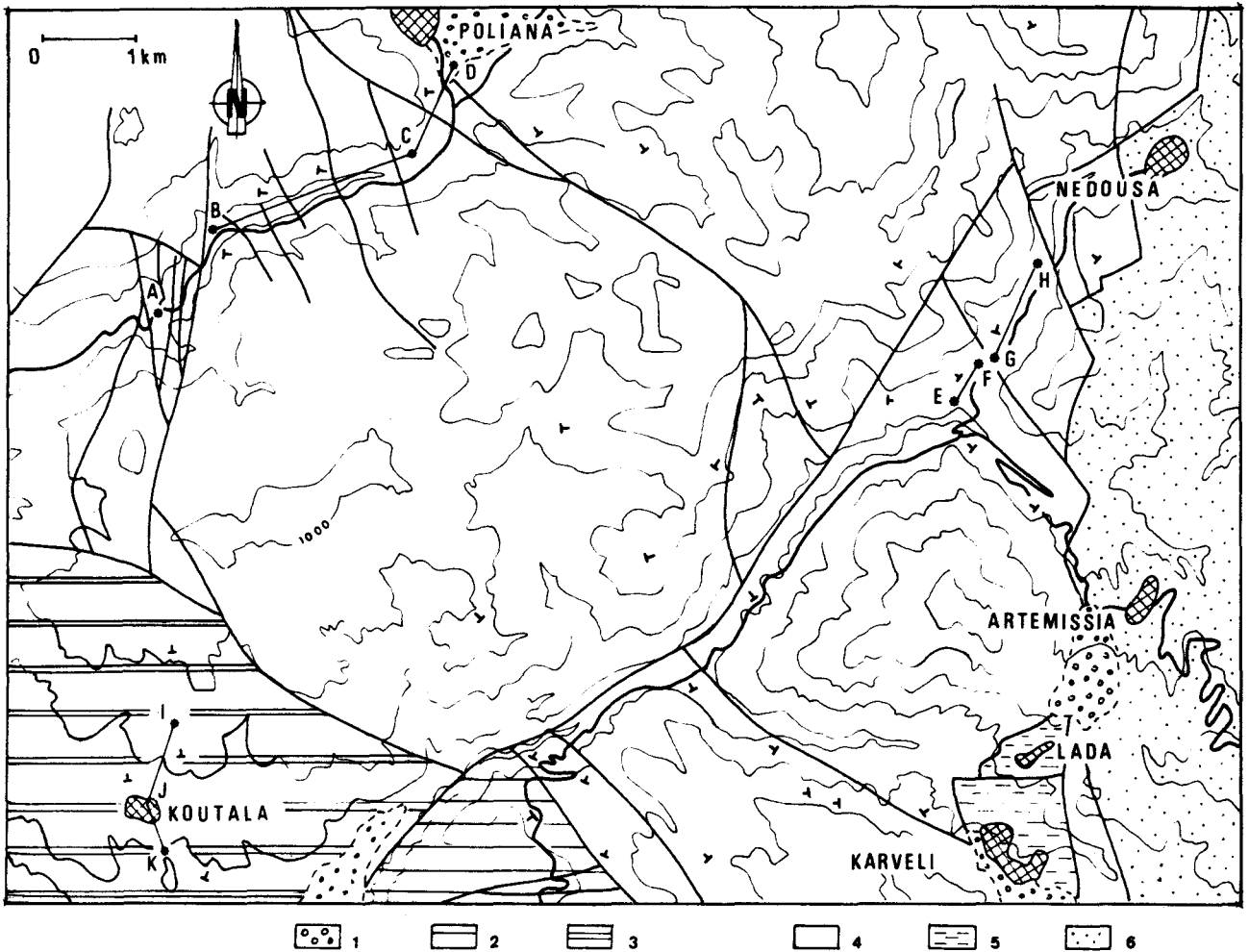


Fig. 272.- La série de Tripolitza dans le triangle Poliana - Koutala - Karveli.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires tertiaires de Tripolitza. - 3. Calcaires et dolomies sénoniens de Tripolitza. - 4. Calcaires et dolomies (Trias - Crétacé inférieur) de Tripolitza. - 5. Phyllades permienes de Karveli. - 6. Phyllades d'Artemissia (Système Cristallin Principal).

$T_s.J_i$  - a. 50 cm de calcaires beige rosé en gros bancs. Ces biomicrites sont plus ou moins recristallisées en microsparite et présentent quelques plages de dolosparite diagénétique tardive. Elles contiennent des débris d'échinodermes et *Thaumatoporella* sp.

$T_s.J_i$  - b. 20 cm de dolomies jaunâtres à texture finement laminée.

$T_s.J_i$  - c. 1,5 m de calcaires rosés ou gris bleuâtre présentant de nombreux styloolithes sédimentaires. Il s'agit de pelsparites à débris de gastéropodes, lamellibranche et *Thaumatoporella* sp. Dans certains bancs on note l'existence de très fins croissants de sparite microstalactitique. Le sommet de cette subdivision s'enrichit en plages de dolosparite diagénétique tardive.

$J_{i-1.3}$  - a. 30 cm de calcaires dolomitiques franchement bleutés et présentant à leur sommet un fin niveau riche en coquilles de petits gastéropodes et lamellibranches. Ces biopelmicrites sont recristallisées et dolomitisées. Elles nous ont livré : *Paleodasycladus mediterraneus* PIA, *Fenesella dolomitica* CROS et LEMOINE, *Dinarella hochi* SOKAC et NIKLER probable et *Thaumatoporella* sp. (dét. Bassoulet).

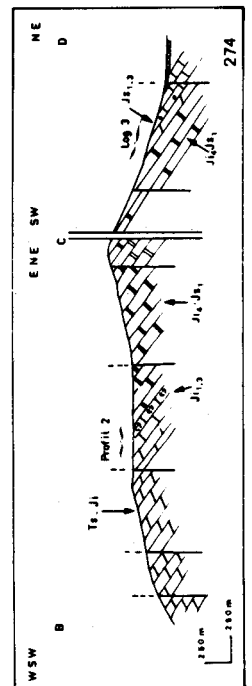
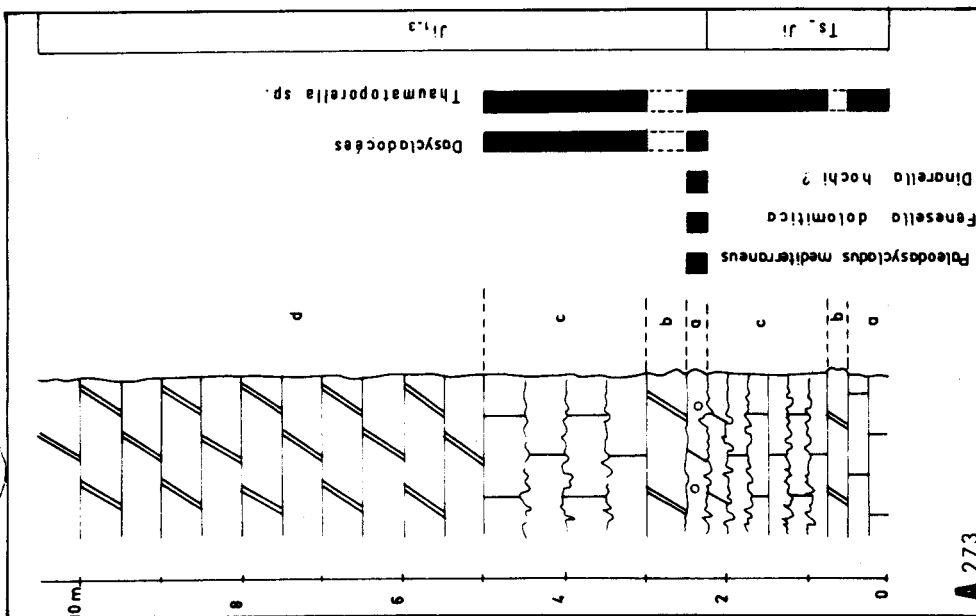
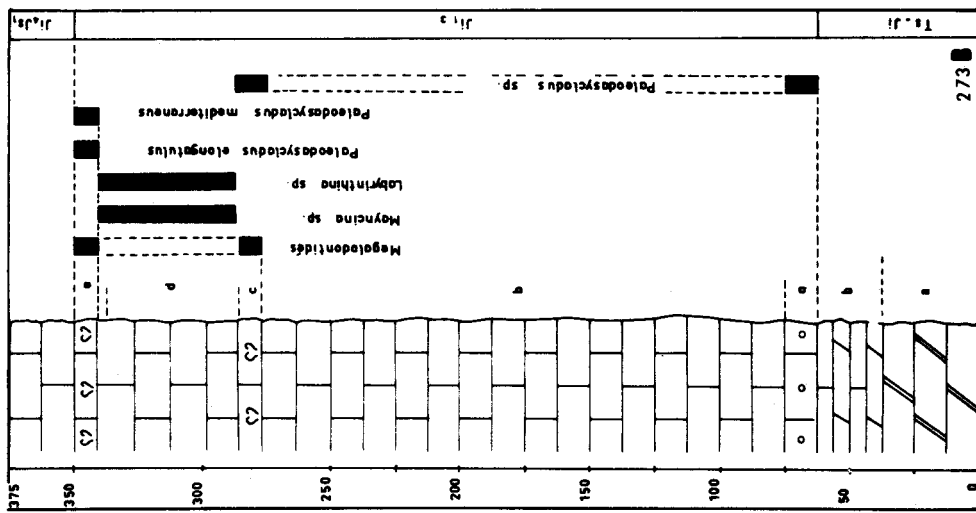
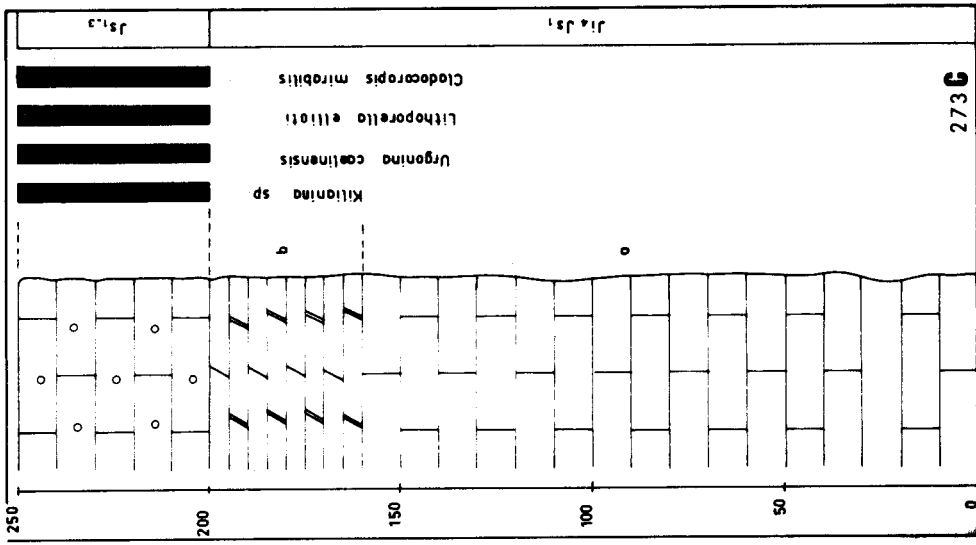


Fig. 273.- Profils 1, 2, 3 de Polliana : Trias à Crétacé inférieur. Profil 1, repère A de la figure 272. - Profils 2 et 3, repérés sur la figure 274.

Fig. 274.- Coupe de Polliana (coupe BCD, fig. 272)

1953

J<sub>i-1.3</sub> - b. 50 cm de dolosparites hypidiotopiques hétérogranulaires jaunâtres.

J<sub>i-1.3</sub> - c. 2 m de calcaires bleuâtres en bancs d'une trentaine de centimètres. Le microfaciès est très changeant : biopelmicrite, biomicrite ou pelmicrite fossilifère. La recristallisation est plus ou moins intense. On note en outre une dolomitisation partielle portant surtout sur les bioclastes (dolomitisation diagénétique précoce ?). Les principaux bioclastes sont des dasycladacées et *Thaumatoporella* sp.

J<sub>i-1.3</sub> - d. 5 à 6 m visibles de dolosparites jaunâtres.

#### PROFIL 2.

En reprenant la coupe dans la vallée longeant la route immédiatement au Nord on peut observer de bas en haut et d'Ouest en Est (fig. 272 - 273, B et 274).

T<sub>s</sub>.J<sub>i</sub> - a. Des dolosparites noires ou grises saccharoïdes substratifiées. Les cristaux de dolomite en assemblage xénotopique ont une taille moyenne de 300 μ (épaisseur minimale 500 μ).

T<sub>s</sub>.J<sub>i</sub> - b. 20 m de calcaires beige clair, finement rubanés et vermiculés, et de calcaires dolomitiques gris foncé. Les premiers sont finement recristallisés (microsparite) et présentent de nombreuses plages de pseudosparite. Dans les seconds nous avons observé des fantômes d'intraclastes de petite taille (350 à 400 μ) dans une matrice recristallisée en pseudomicrosparite et pseudosparite, avec de nombreux cristaux euhédriques de dolomite (taille supérieure à 100 μ). Ces rhomboèdres sont en outre partiellement dédolomités.

J<sub>i-1.3</sub> - a. Une dizaine de mètres de calcaires noirs bien stratifiés. Il s'agit de biosparites à fantômes d'intraclastes. En dépit de la recristallisation, on peut y reconnaître des gastéropodes, des Ataxophragmiidés, des Trochamminidés, des algues dont *Paleodasycladus* sp.

J<sub>i-1.3</sub> - b. 200 m de calcaires noirs ou beiges bien stratifiés en bancs pluridécamétriques. La recristallisation de ces intramicrites fossilifères en pseudomicrosparite et pseudosparite est toujours importante, affectant de nombreux intraclastes de petite taille (200 à 300 μ) et quelques bioclastes : des Valvulinidés et *Thaumatoporella* sp.

J<sub>i-1.3</sub> - c. Un premier niveau (5 m) de calcaires à Mégalodontidés. Les bioclastes sont nombreux : tests de Mégalodontidés, des débris d'algues dont *Paleodasycladus* sp. L'ensemble de la roche est recristallisé en pseudomicrosparite et nombreuses plages de pseudosparite.

J<sub>i-1.3</sub> - d. 50 m de calcaires beiges recristallisés. Certains bancs sont dolomités, la dolomite apparaissant en rhomboèdres de petite taille (300 μ environ) et partiellement dédolomités. Parmi les fantômes de bioclastes on peut identifier : *Mayncina* sp., *Labyrinthina* sp. et *Thaumatoporella* sp.

J<sub>i-1.3</sub> - e. Un second niveau (5 m) de calcaires à Mégalodontidés, finement recristallisés. Les bioclastes sont nombreux : tests de Mégalodontidés, des petits foraminifères, *Paleodasycladus mediterraneus* PIA, *Paleodasycladus elongatulus* PRATURLON.

J<sub>14</sub>-J<sub>s1</sub> - Des calcaires beiges ou roses azoïques, finement recristallisés.

PROFIL 3 (fig. 272 - 273, C et 274)

J<sub>14</sub>-J<sub>s1</sub> - a. Des calcaires beiges ou rosés azoïques finement recristallisés. Il s'agit le plus souvent d'anciennes pelmicrites ou pelsparites. L'épaisseur de cet ensemble est difficile à estimer par suite de l'existence de failles (500 m environ).

J<sub>14</sub>-J<sub>s1</sub> - b. Une cinquantaine de mètres d'une alternance de dolosparites noires substratifiées et de calcaires dolomitiques gris, certains bancs contiennent des tests de gastéropodes. Dans les calcaires la dolomitisation est diffuse en rhomboèdres de petite taille (150 à 200 μ) et partiellement dédolomitisés.

J<sub>s1.3</sub> - 50 m de calcaires gris ou noirs, bien statiques et finement recristallisés (pseudomicrosparite). Ils contiennent : *Urgonina (parurgonina) caelinensis* CUVILLIER, FOURY et PIGNATTI MORANO, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Lithoporella ellioti* EMBERGER et *Thaumato-porella* sp.

### 3. LA COUPE DE NEDOUSA : PRECISIONS CONCERNANT LE JURASSIQUE SUPERIEUR.

A partir de la route Kalamata- Sparte, un chemin mène au village de Nedousa (fig. 272). Il traverse la partie sud du massif du Xerovouni monoclinale faillé plongeant vers le Nord et le NW. On peut y observer du SW vers le NE et de bas en haut :

PROFIL E.F. (fig. 272 et 275, A)

T<sub>s</sub>.J<sub>i</sub> - 20 m de calcaires gris recristallisés. On peut y reconnaître de nombreux fantômes d'isoclastes de petite taille (200 à 300 μ) et de bioclastes : débris de radioles d'échinodermes, tests de gastéropodes, des Verneuillinidés, des ostracodes et *Thaumato-porella* sp.

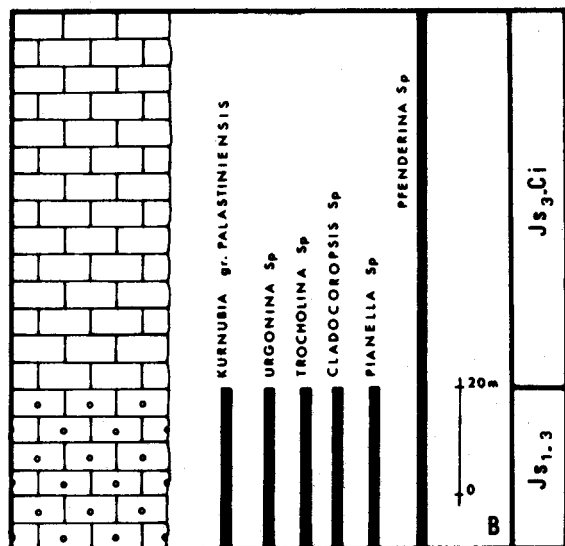
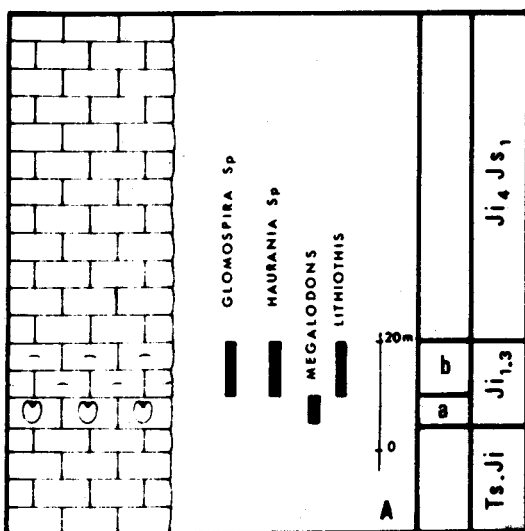


Fig. 275 A.- Profil EF (fig. 272) - Fig. 275 B.- Profil GH (fig. 272) de Nedousa (Trias à Crétacé inférieur).

$J_{i-1.3}$  - a. 5 m de calcaires massifs à Mégalo-dontidés non déterminables et à rares ostracodes.

$J_{i-1.3}$  - b. 10 m de calcaires noirs recristallisés. Parmi les fantômes d'allochems on peut reconnaître de nombreux isoclastes de grande taille (400  $\mu$  à 1 mm), des oolites et des bioclastes : *Glomospira* sp., *Haurania* sp., *Thaumatoporella* sp. et de nombreux tests de grands lamellibranches du type "Lithiotis".

$J_{i4}-J_{s1}$  - 50 à 60 m de calcaires beiges, recristallisés et azoïques. A la base de cet ensemble existent quelques bancs de calcaires vermiculés riches en fantômes d'intraclastes de grande taille (700 à 800  $\mu$ ) et de bioclastes : tests de gastéropodes, débris d'échinodermes et *Favreina* sp.

Une faille verticale.

#### PROFIL G.H. (fig. 272 et 275, B)

$J_{s1.3}$  - 30 m de calcaires noirs bien stratifiés, finement recristallisés et à grain fin (microsparite). Les fantômes d'intraclastes sont abondants et de grande taille (500  $\mu$  à 1 mm). Parmi les bioclastes on a pu déterminer : *Kurnubia palastiniensis* HANSON, *Kurnubia* sp., *Urgonina* sp., *Trocholina* sp., *Cladocoropsis* sp., *Pianella* sp., *Bacinella* sp., *Salpingoporella* sp. et *Thaumatoporella* sp.

$J_{s3}-C_i$  - 70 à 80 m de calcaires noirs à stratification mal visible. Il s'agit de calcaires finement recristallisés (microsparite) à rares fantômes de bioclastes : *Pfenderina* sp., Valvulinidés et débris de tests de gastéropodes.

#### 4. COUPE DU PROPHETE ILIAS : JURASSIQUE.

A l'Est d'Ano-Sellitsa (fig. 264 et 276) les calcaires de Tripolitza dessinent un anticlinal faillé (fig. 277). Le flanc oriental grossièrement monoclinale vers l'Est nous a permis de compléter nos observations sur le Jurassique.

J'ai pu relever d'Ouest en Est (fig. 277) :

a. Des calcaires à texture birdeyes, azoïques et des dolomies microgrenues noires ou grises plongeant vers l'Ouest.

$F_1$  - Une faille normale.

b. PROFIL 1. Dans ce petit compartiment j'ai observé de bas en haut (fig. 278, A) :

$T_s-J_i$  - Calcaires dolomitiques gris rosé. Ce sont des pelcalcarénites plus ou moins recristallisés et à plages plus ou moins développées de dolosparite hypidiotopique.

$J_{i-1.3}$  - a. 5 m de calcaires rosés en gros bancs. Le microfaciès est variable : intrabioparite à biopelsparite. La recristallisation est toujours nette. On note en outre des plages dispersées de dolosparite hypidiotopique. Parmi les bioclastes on peut reconnaître : des débris de gastéropodes, des Ataxophragmiidés, des Trochamminiidés, *Paleodasycladus mediterraneus* PIA, *Thaumatoporella* sp.

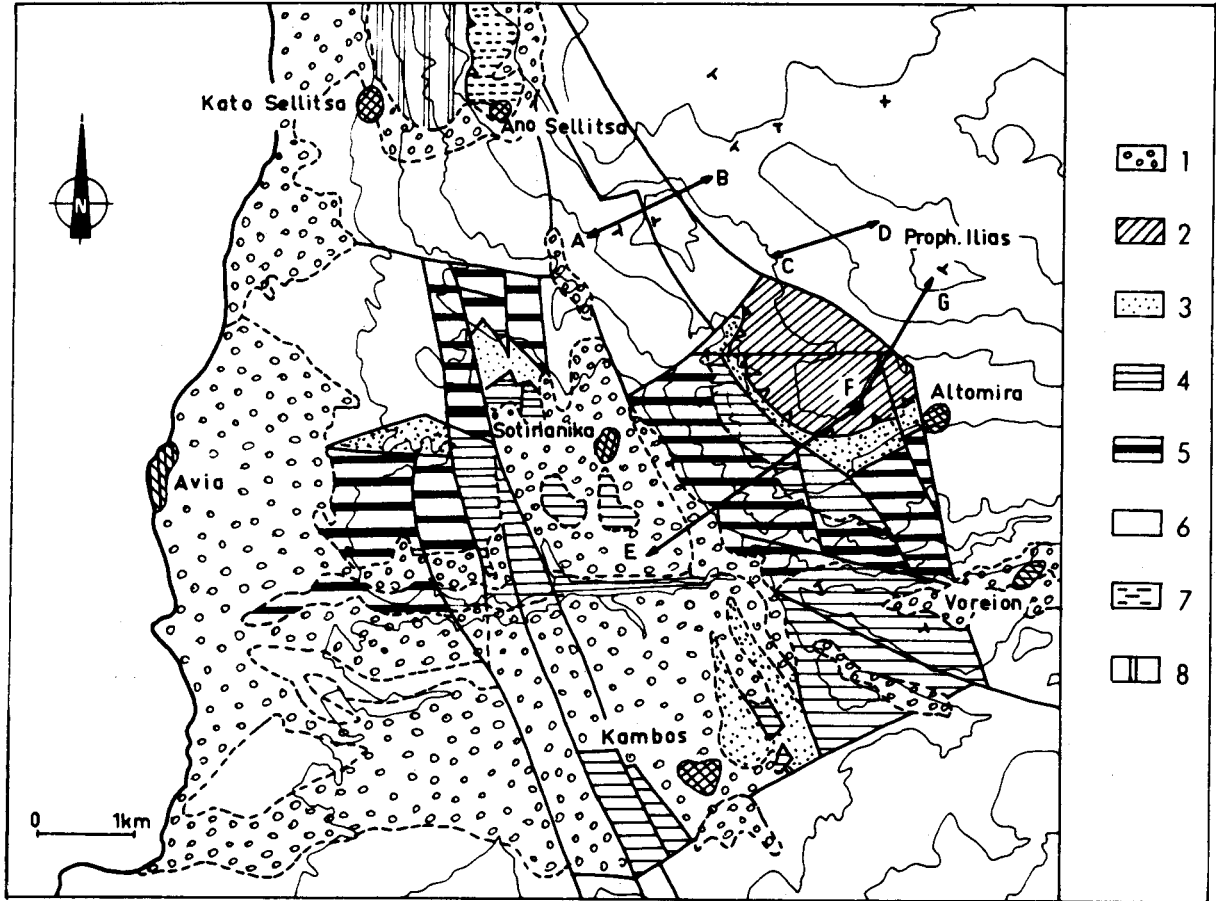


Fig. 276.- Carte géologique de la région d'Altomira.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires en Plaquettes du Pinde-Olonos. - 3. Flysch de Tripolitza. - 4. Calcaires tertiaires de Tripolitza. - 5. Calcaires et dolomies sénoniens de Tripolitza. - 6. Calcaires et dolomies (Trias à Crétacé inférieur) de Tripolitza. - 7. Phyllades permienes d'Ano Sellitsa. - 8. Série ionienne indifférenciée.

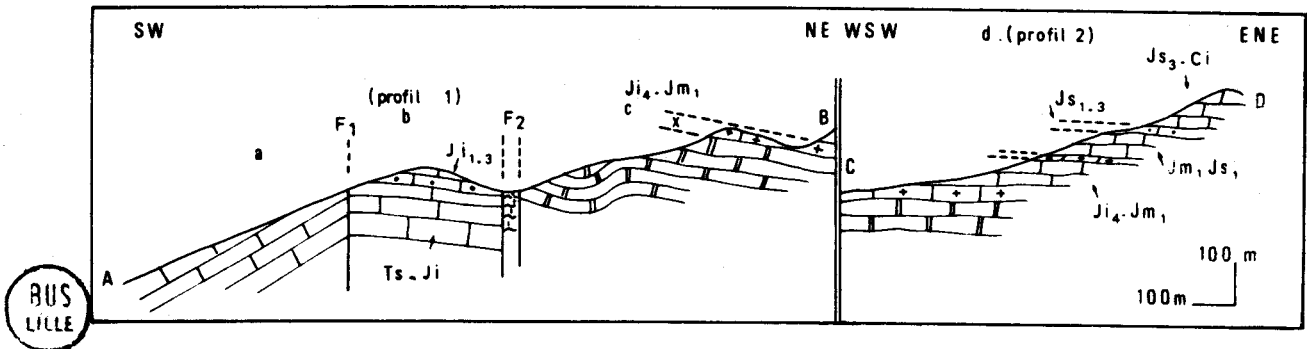


Fig. 277.- Coupe du Propète Ilias au Nord-Ouest d'Altomira (coupes AB et CD, fig. 276).



J<sub>i-1.3</sub> - β. 2 m de calcaires dolomitiques noirs ou roses en gros bancs. Ce sont d'anciennes biopelcalcarénites à débris d'algues et de foraminifères.

J<sub>i-1.3</sub> - γ. Une douzaine de mètres de calcaires roses ou sombres en gros bancs. Ces intrabiocalcarénites ou biopelcalcarénites sont toujours recristallisées. Elles sont riches en bioclastes : débris de test de gastéropodes et de lamellibranches, des Ataxophragmiidés, *Paleodasycladus mediterraneus* PIA et *Thaumatoporella* sp.

J<sub>i-1.3</sub> - δ. 2 m de calcaires roses finement recristallisés, azoïques et en gros bancs.

J<sub>i-1.3</sub> - ε. 1 m de calcaires à rares Mégalodontidés.

J<sub>i-1.3</sub> - ζ. 5 m de calcaires gris ou roses, dolomitiques et en gros bancs. Ces intramicrites ou pelmicrites sont recristallisées et présentent des plages très irrégulières de dolosparite hypidiotopique.

J<sub>i-1.3</sub> - η. 4 m de calcaires gris foncé en gros bancs. Dans ces intrabiosparites recristallisées on a pu reconnaître parmi les Dasycladacées : *Paleodasycladus mediterraneus* PIA.

F<sub>2</sub> - Une zone faillée.

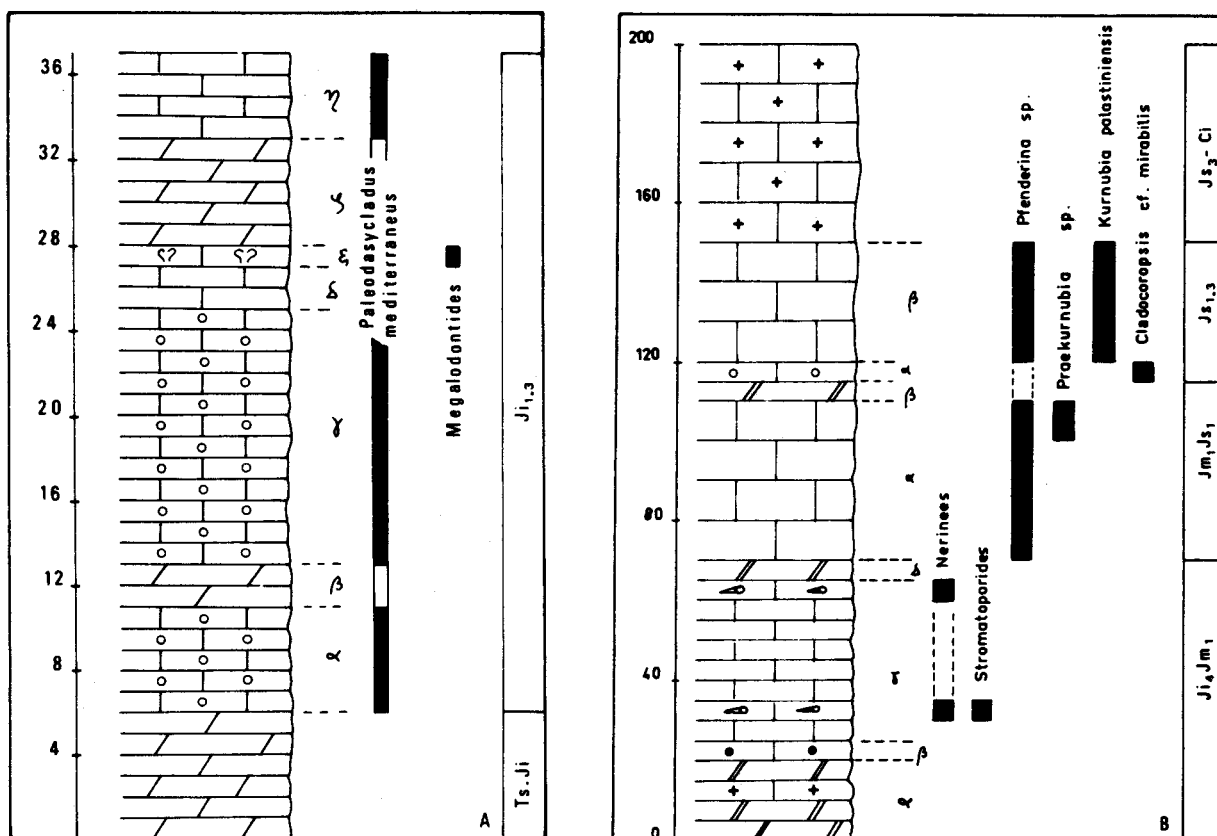


Fig. 278 A et B.- Profils 1 et 2, repérés sur la figure 277.

c.  $J_i - J_{m1}$  - Une épaisseur importante de calcaires roses ou gris clair en bancs d'épaisseur variable (1 m à 20 cm). On notera à la base de cet ensemble quelques bancs de dolomies blanchâtres. Plusieurs faciès ont été reconnus : des micrites recristallisées azoïques, des pelcalcarénites et des intracalcarénites recristallisées. Dans ces dernières, de nombreux isoclastes sont d'anciennes oolites micritisées. Au sommet de cet ensemble apparaissent des bancs de dolomies noires (point X, fig. 277).

d. PROFIL 2. (fig. 278, B)

On retrouve latéralement ces dolomies noires.

$J_{i4} - J_{m1}$  -  $\alpha$ . 20 m de dolosparites noires et calcaires gris foncé dolomitiques.

$J_{i4} - J_{m1}$  -  $\beta$ . 5 m de calcaires gris bleuté massifs. Ce sont des micrites fossilifères présentant, à leur partie supérieure, des plages irrégulières et aplaties d'intrabiosparites (anciens terriers ?). Les bioclastes sont peu nombreux : radioles d'échinodermes, Ataxophragmidés, petits bouts de Dasycladacées.

$J_{i4} - J_{m1}$  -  $\gamma$ . Une quarantaine de mètres de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Il s'agit essentiellement de micrites fossilifères à Ataxophragmidés, recristallisées en microsparite. On notera à la base un banc d'isocalcarénites à Stromatoporidés et Nérinées. Cette série se termine par des biomicrites recristallisées à Ataxophragmidés et petites Nérinées.

$J_{i4} - J_{m1}$  -  $\delta$ . 2 à 3 m de dolomies noires.

$J_{m1} - J_{s1}$  -  $\alpha$ . 40 m de calcaires et calcaires dolomitiques gris en bancs pluridécimétriques. Ces micrites fossilifères sont recristallisées en pseudomicrosparite et présentent souvent des rhomboèdres de dolomite isolés. Les bioclastes sont rares : *Pfenderina* sp., Ataxophragmidés et des débris d'échinodermes. Les derniers dix mètres contiennent en outre : *Praekurnubia* sp.

$J_{m1} - J_{s1}$  -  $\beta$ . 4 à 5 m de dolomies noires mal stratifiées.

$J_{s1.3}$  -  $\alpha$ . 4 à 5 m de calcaires recristallisés sombres en bancs peu épais. Malgré la recristallisation on peut identifier *Cladocoropsis* cf. *mirabilis* FELIX.

$J_{s1.3}$  -  $\beta$ . 30 m de calcaires, anciennes micrites fossilifères recristallisées en pseudomicrosparite. Dans quelques bancs on peut observer des petits rhomboèdres de dolomite isolés et dédolomités partiellement. Parmi la microfaune on peut reconnaître : *Kurnubia pastiniensis* HENSON, *Pfenderina* sp. et *Thamatoporella* sp.

$J_{s3} - C_i$  - 50 m de calcaires gris à noirs cryptocristallins en bancs pluridécimétriques et azoïques.

##### 5. ANNEXE - COUPES LEVEES PAR TSAILA MONOPOLIS DANS LA SERIE DE TRIPOLITZA DU MASSIF DU TAYGETE.

Avant d'aborder la description de quelques profils dans le massif du Parnon, je rappellerai deux coupes étudiées par Tsaila Monopolis (1977) dans les calcaires jurassiques de Tripolitza du Taygète septentrional.

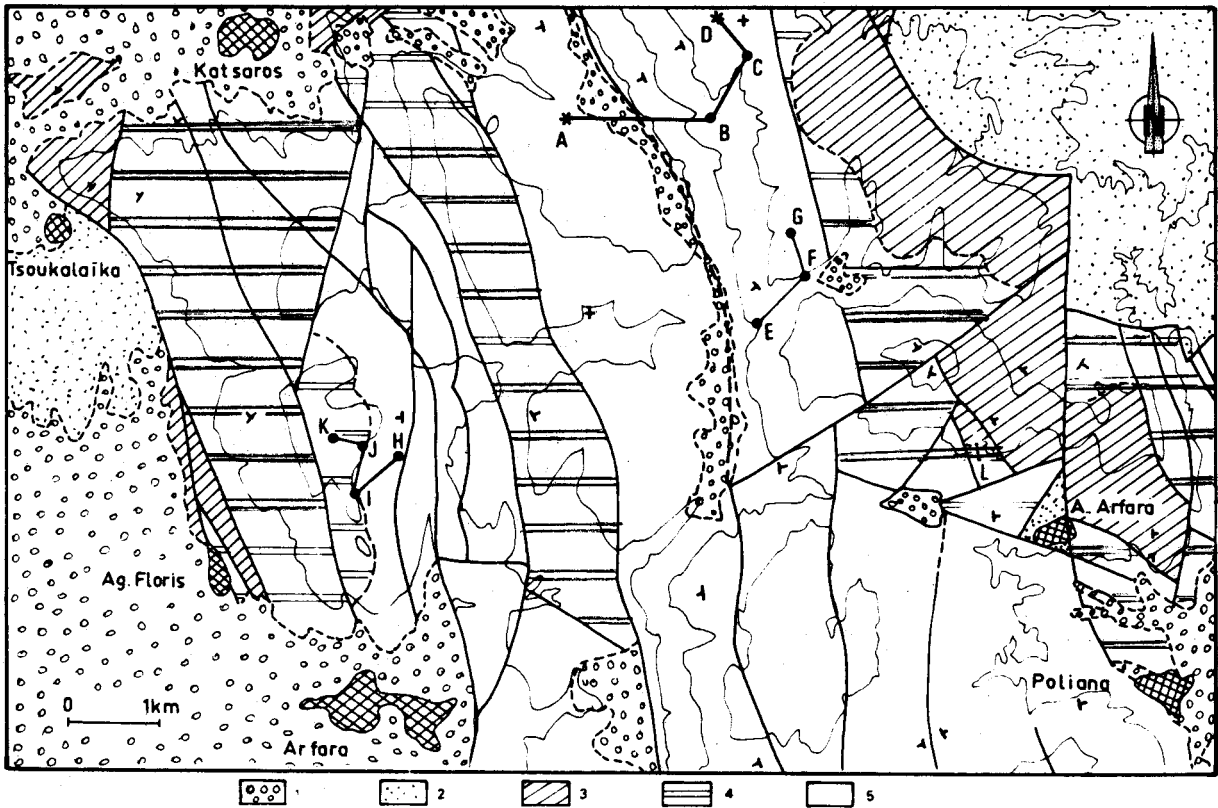


Fig. 279.- Carte géologique de la région Poliana - Arfara - Katsaros.

1. Eboullis et Néogène discordant. - 2. Flysch de Tripolitza. - 3. Calcaires tertiaires de Tripolitza. - 4. Calcaires et dolomies sénoniens de Tripolitza. - 5. Calcaires et dolomies (Trias à Crétacé inférieur) de Tripolitza).

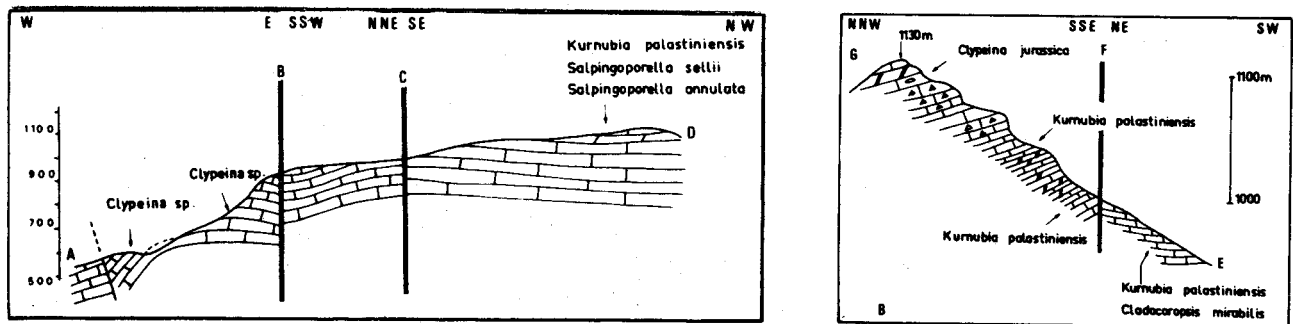


Fig. 280.- Coupes (ABCD et EFG, fig. 279) levées par Tsaila - Monopolis (1976).

- la première (ABCD) a été levée à l'Est de Katsaros (fig. 264 et 279) et indique l'existence au point D (fig. 280) de calcaires associés à des dolomies noir anthracite. La microfaune associe *Kurnubia palastiniensis*, *Salpingoporella sellii* et *Salpingoporella annulata*.
- La seconde (EFG) (fig. 279) a le grand intérêt de recouper à nouveau des calcaires à *Kurnubia palastiniensis* HENSON et au-dessus de ceux-ci des calcaires à *Clypeina jurassica* sans *Kurnubia palastiniensis* (fig. 280, B).

6. PROFILS DE LA ROUTE KATAVOTHTRA-LAMPOKAMBOS - LE JURASSIQUE DU PLATEAU DE CYNOURIE (PARNON MERIDIONAL).

La route Katavothra-Lampokambos traverse le revers occidental du plateau de Cynourie. Elle traverse une zone extrêmement faillée où n'affleurent que des terrains jurassiques (fig. 264 et 281). Nous avons pu relever quelques profils supplémentaires précisant la stratigraphie du Lias et du Dogger.

PROFIL A.

Il a été levé immédiatement à l'Est de Katavothra au niveau du repère A de la figure 281. La série est ici subhorizontale et j'ai pu observer de bas en haut (fig. 282, A) :

$J_{i-1.3}$  - a. 7 m de calcaires plutôt sombres en gros bancs et riches en tests de Mégalodontidés et grands lamellibranches (Lithiotis ?). Le microfaciès est très variable : isocalcarénites, biocalcarénites ou biocalcirudites plus ou moins recristallisées. A part la macrofaune certains bancs renferment des Dasycladacées dont *Paleodasycladus* sp.

$J_{i-1.3}$  - b. 2 m de calcaires sombres à grain plus fin (?) que ces précédents. Les isocalcarénites à *Paleodasycladus* sp. sont plus recristallisées.

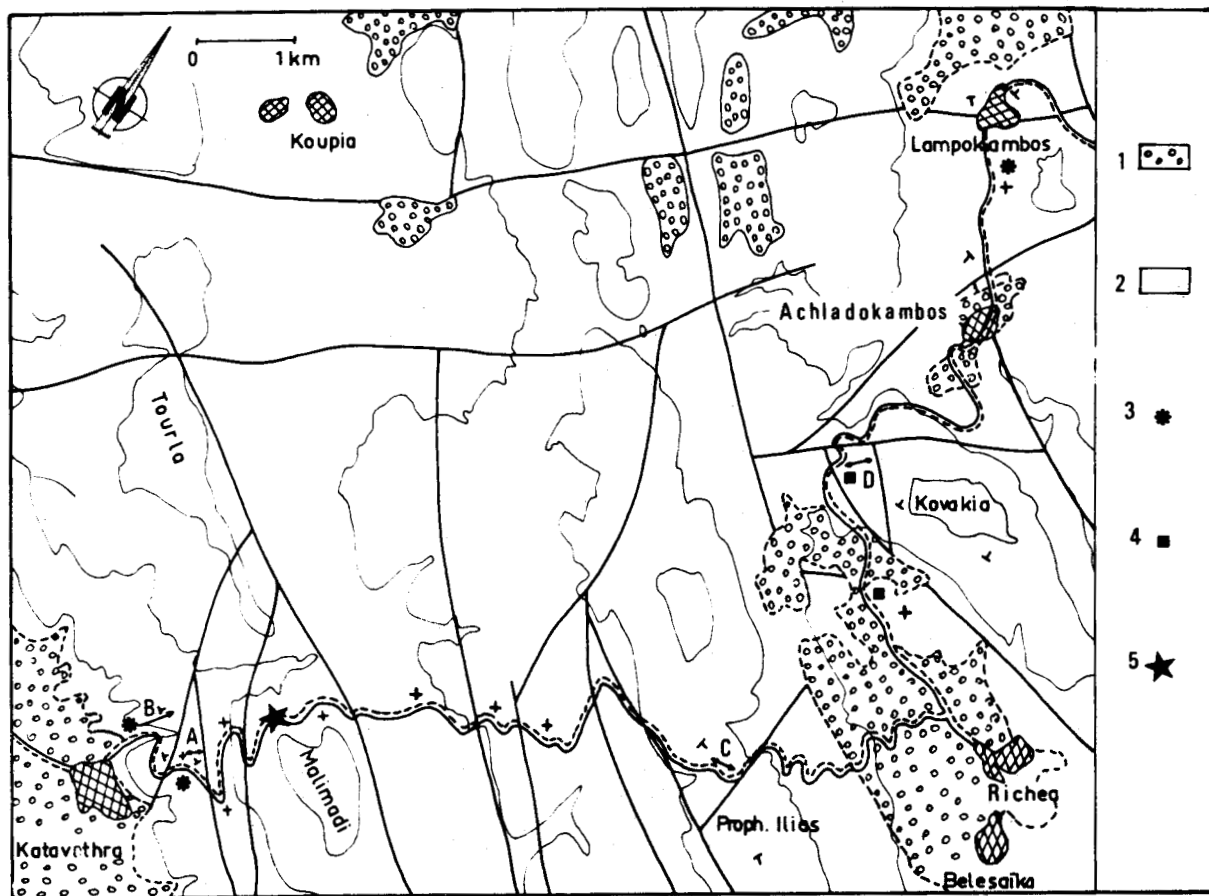


Fig. 281.- La série de Tripolitza du plateau de Cynourie entre Katavothra et Lampokambos.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies (Trias à Crétacé inférieur) de Tripolitza. - 3. Megalodontidés. - 4. cf. *Cladocoropsis mirabilis*. - 5. Indices de cisaillement sub-parallèle à la stratification.

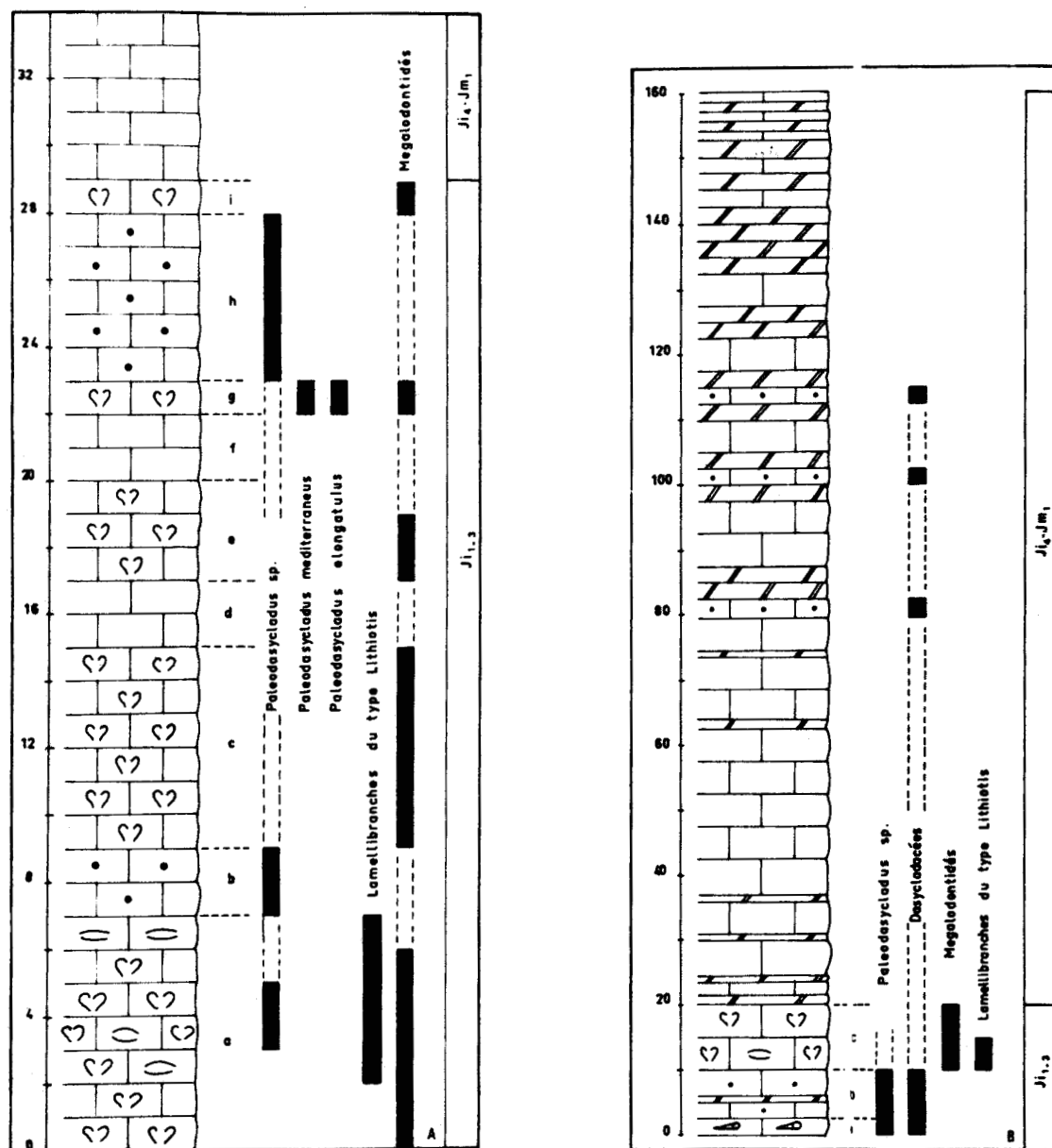


Fig. 282. - Profil A et B (fig. 281) de la route Katavothra - Lampokambos.

$J_{i-1.3}$  - c. 6 m de calcaires dolomitiques sombres en gros bancs. Il s'agit de biocalcirudites à mésostase d'isocalcarénites recristallisée en pseudosparite. On notera l'existence de nombreuses plages de dolosparites xénotopiques se développant surtout à partir des bioclastes.

$J_{i-1.3}$  - d. 2 m d'isocalcarénites noires recristallisées en gros bancs.

$J_{i-1.3}$  - e. 3 m de calcaires sombres dolomitiques à tests de Mégalodontidés.

$J_{i-1.3}$  - f. 2 m de calcaires noirs en gros bancs. Le microfaciès est celui d'isocalcarénites fossilifères à mésostase de pseudosparite. Certains des isoclastes apparaissent comme d'anciennes oolites micritisées. La microfaune est rare : *Thaumatoporella* sp. et des Textulariidés.

$J_{i-1.3}$  - g. 1 m de calcaires gris clair à lamellibranches (Lithotis ?) et petits Mégalodontidés. Dans ces biocalcirudites recristallisées on notera, à part la macrofaune, la présence de *Paleodasycladus mediterraneus* PIA, *Paleodasycladus elongatulus* PRATURLON, *Thaumatoporella* sp. et des Textulariidés.

$J_{i-1.3}$  - h. 5 m de calcaires noirs en bancs pluridécimétriques. Le microfaciès est variable : biomicrites recristallisées ou isocalcarénites très hétérogranulaires recristallisées à *Paleodasycladus* sp., *Thaumatoporella* sp. et Textulariidés.

$J_{i-1.3}$  - i. 1 m de calcaires à Mégalodontidés.

$J_{i4}-J_{m1}$  - 5 m de calcaires noirs en bancs pluridécimétriques. Il s'agit de pelcalcarénites laminées et recristallisées en microsparite.

#### PROFIL B.

Il a été levé au NE immédiat de Katavothra au niveau du repère B (fig. 281). J'ai observé de bas en haut et de l'Ouest vers l'Est (fig. 282, B) :

$J_{i-1.3}$  - a. 2 m de calcaires gris en gros bancs à gastéropodes. Dans ces biomicrites recristallisées à isoclastes on peut reconnaître : *Paleodasycladus* sp. et des Textulariidés.

$J_{i-3.1}$  - b. 5 à 6 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques présentant une passée de dolomies grisâtres. Il s'agit de biomicrites et intrasparites fossilifères à Dasycladacées dont *Paleodasycladus* sp. L'un de ces bancs présente des croissants très nets de *calcite microstalaactitique* développés à la base des bioclastes ou intraclastes.

$J_{i-3.1}$  - c. 10 m de calcaires gris dolomitiques en gros bancs à Mégalodontidés et lamellibranches du type Lithotis à la base seulement. Le microfaciès est celui de biomicrites recristallisées à plages de dolosparite hypidiotopique.

$J_{i4}-J_{m1}$  - 130 m à 150 m d'une association irrégulière de calcaires gris et de dolosparites grisâtres bien stratifiées.

Le microfaciès de ces calcaires est assez remarquablement constant : isocalcarénites (laminées ou non) recristallisées à Dasycladacées et Textulariidés.

Ce profil se termine par une alternance régulière de dolosparites grises et d'isocalcarénites laminées à structures birdeyes, les bancs ayant une cinquantaine de centimètres d'épaisseur.

#### PROFIL C.

A l'Ouest immédiat du col au Nord du prophète Ilias (fig. 281), j'ai pu relever la succession suivante du NW vers le SE et de bas en haut (repère C, fig. 281 et fig. 283).

$J_{i4}-J_{m1}$  - Une trentaine de mètres de calcaires gris ou roses en bancs pluridécimétriques. Les microfaciès sont variables : isocalcarénites très hétérogranulaires à ciment de sparite et biomicrites recristallisées à plages de dolosparite hypidiotopique brunâtre et partiellement dédolomitisée.

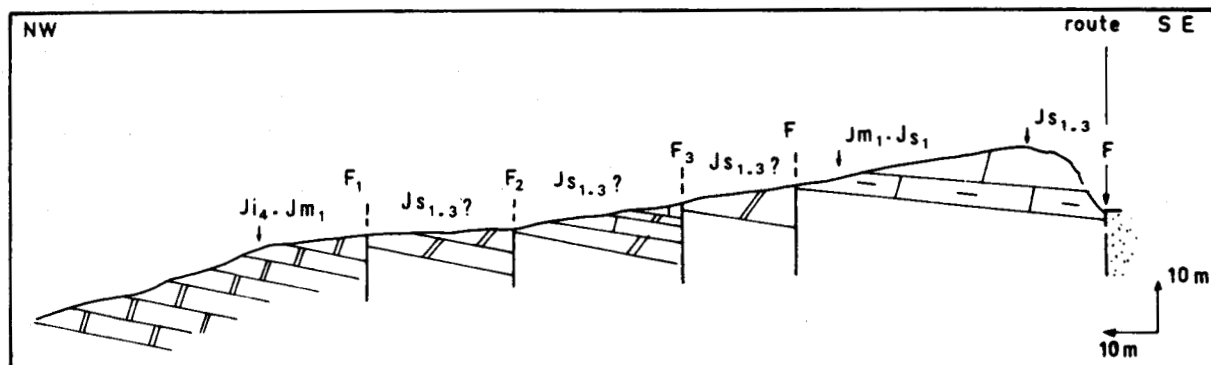


Fig. 283.- Coupe C (fig. 281) de la route Katovothra - Lampokambos.

F<sub>1</sub>. Une faille normale.

J<sub>s-1.3</sub> ? - 10 m de dolosparites noires substratifiées.

F<sub>2</sub>. Une faille normale.

J<sub>s-1.3</sub> ? - Une alternance de calcaires gris dolomitiques et de dolosparites noires substratifiées. Les calcaires sont des biomicrites à débris d'échinodermes et plages brunâtres de dolosparite hypidiotopique.

F<sub>3</sub>. Une faille normale.

J<sub>s-1.3</sub> ? - 5 m de dolosparites noires substratifiées.

F<sub>4</sub>. Une faille.

J<sub>m1</sub>-J<sub>s1</sub> - 5 m de calcaires gris bleuté en gros bancs. Il s'agit d'isocalcarénites homogranulaires à ciment de sparite ou d'intramicrodites fossilifères à *Pfenderina salermitana* SARTONI et CRESCENTI et *Praekurnubia* sp. (dét. Bassoulet).

J<sub>s-1.3</sub> - Une dizaine de mètres de calcaires gris bleuté en gros bancs. Il s'agit tout d'abord d'omicrites recristallisées, puis d'isocalcarénites fossilifères à débris d'échinodermes et enfin de dismicrite à quartz et albite diagénétiques.

#### PROFIL D.

Au Nord de Richea (fig. 281) un petit compartiment faillé fait affleurer à l'Ouest du Korakia une série relativement homogène de calcaires plongeant doucement vers l' SW. J'ai observé là (fig. 286) :

J<sub>m1</sub>-J<sub>s1</sub> - Des calcaires gris ou noirs, en bancs d'épaisseur variable, renfermant *Praekurnubia* sp. et *Cladocoropsis mirabilis*.

J<sub>s-1.3</sub> ? - Des calcaires gris en bancs légèrement plus épais ne renfermant plus que : cf. *Cladocoropsis mirabilis*.

7. ANNEXE - CALCAIRES A MEGALODONTIDES DE LA ROUTE d'HAGIOS DIMITRIOS - KREMASTI.

La route d'Hagios Dimitrios - Kremasti (fig. 264 et 284) recoupe un anticlinal formé de calcaires jurassiques (fig. 285 ). On peut y observer en deux endroits de très beaux calcaires liasiques à Mégalodontidés et lamellibranches du type lithiotis. Le plus beau gisement se trouve à l'Est immédiat d'Hagios Dimitrios ( $M_1$ ; fig. 284 et 285), un second gisement peut être observé plus à l'Est ( $M_2$ , fig. 284 et 285).

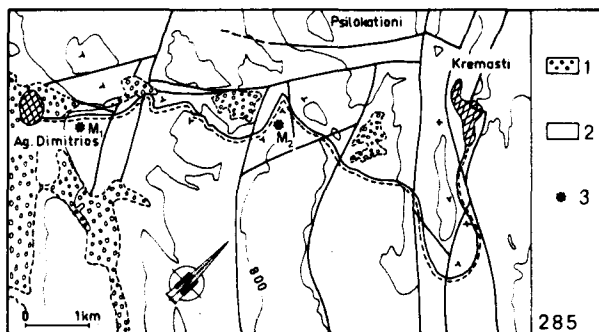
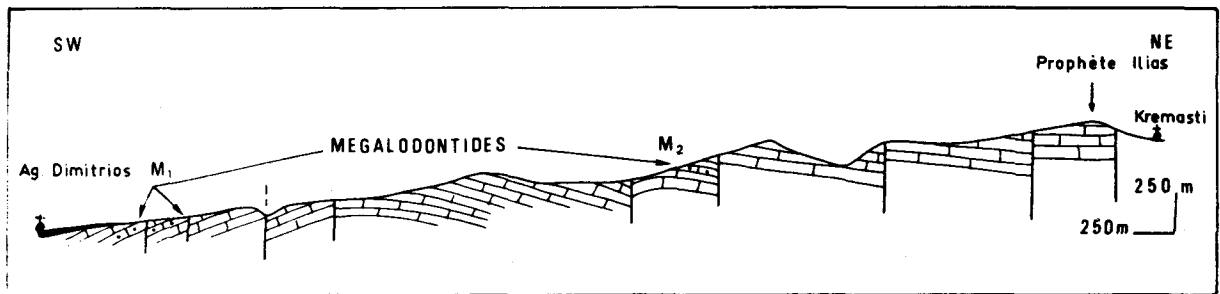


Fig. 284.- Coupe Hagios-Dimitrios-Kremasti.

Fig. 285.- Carte de la région Hagios-Dimitrios - Kremasti.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies (Trias à Crétacé inférieur) de Tripolitza. - 3. Megalodontidés.

B. AGE DES FORMATIONS ET INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE.

Les profils décrits précédemment permettent de définir un certain nombre de formations (fig. 286).

$T_s - J_i$  - Elle est formée essentiellement de dolosparites substratifiées et de calcaires dolomitiques. Aucune faune, microfaune ou microflore ne permet de la dater. Mais étant donné l'âge des formations sus-jacentes. Je peux lui attribuer un âge triasico-liasique.

Les faciès dominants sont les mêmes que ceux des formations datées précisément du Trias (cf. chapitre précédent).

$J_{i-1.3}$  - Elle est nettement moins dolomitisée. Elle est constituée de biomicrites à lamellibranches, gastéropodes et algues.

L'association *Paleodasycladus mediterraneus*, *Fenesella dolomitica* et *Dinarella hochi* (probable) date précisément le Sinémurien (Bassoulet et coll., 1978).



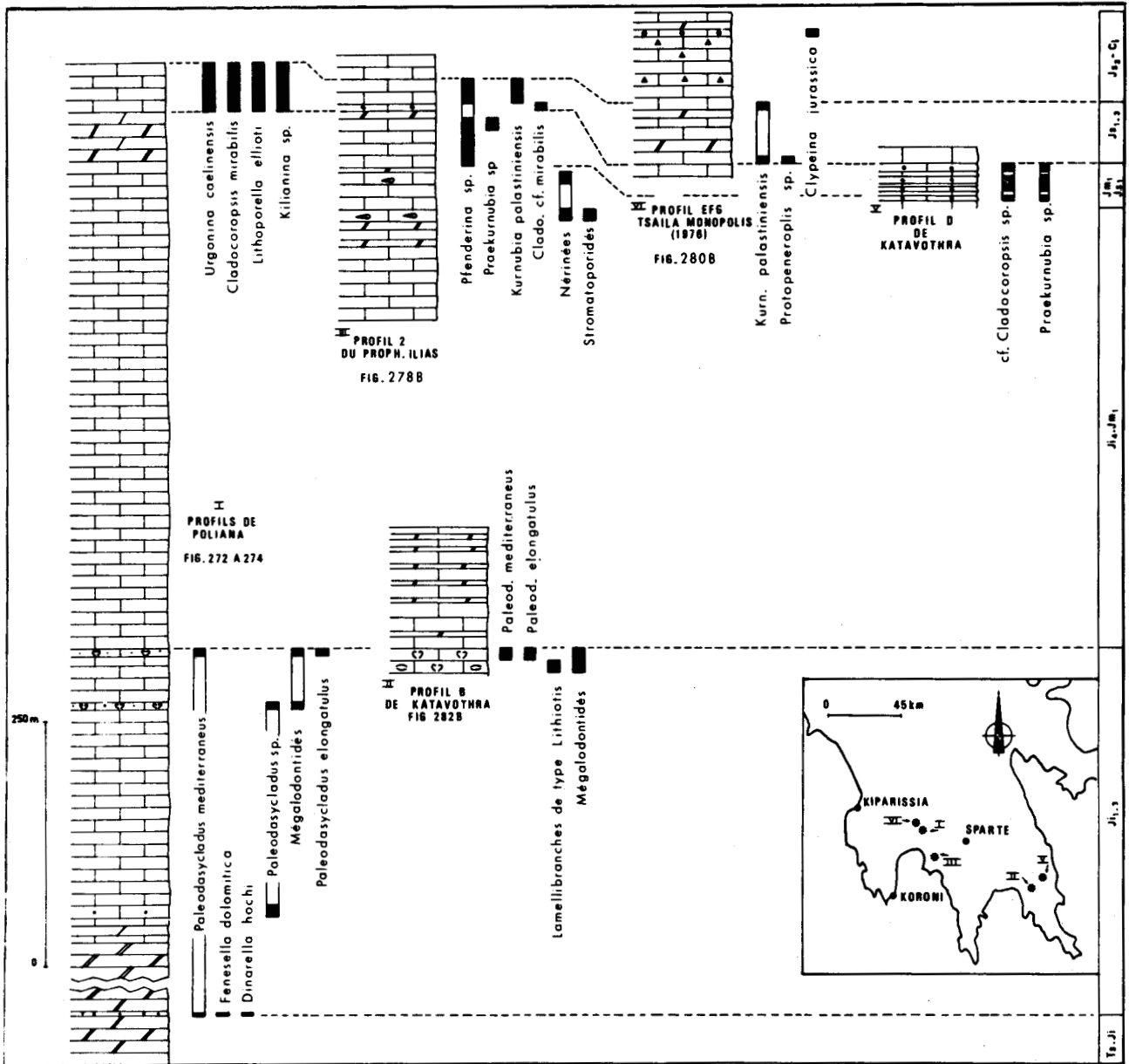


Fig. 286.- Synthèse de données stratigraphiques relatives au Jurassique de Tripolitza.

La microflore à *Paleodasycladus mediterraneus* et *P. elongatus* date elle le Plienslachien Sinémurien (Bassoulet et coll., 1978). La formation  $J_1$  est donc d'âge liasique, inférieure à moyen.

Ces bonnes datations permettent donc de penser que les petits *Mégalodontidés* et les lamellibranches du type *Lithiotis* constituent, en association ou seuls, d'assez bons marqueurs du Lias dans la zone de Tripolitza.

Les microfaciès de cette formation indiquent des milieux peu profonds : milieux néritiques infratidaux de haute et basse énergie, milieu supratidaux (ciment microstalactitique (profil 1 de Poliana, fig.282 B, profil B, route Katavothra-Lampokambos, fig. 282 B).

$J_{14} - J_{m1}$  - Elle est formée essentiellement de pelmicrites ou pelsparites azoïques. Mais étant donné l'âge des niveaux qui l'encadrent son âge va du Jurassique inférieur au Jurassique moyen.

$J_{m1} - J_{s1}$  - Formation peu épaisse où réapparaissent les dolomies, dolomies noires assez caractéristiques.

La présence de *Praekurnubia* sp. permettrait de lui attribuer un âge Jurassique moyen (Bajocien - Callovien inférieur) d'après les travaux de Septfontaine (1978).

Mais ce genre monte vraisemblablement dans l'Oxfordien inférieur (Bassoulet et Fourcade, 1979 ; Jaffrezo, 1980). Je propose donc un âge Bajocien - Oxfordien inférieur pour cet ensemble.

L'association *Praekurnubia* sp. *Cladocoropsis* cf. *mirabilis* pourrait dater plus précisément l'Oxfordien inférieur (profil D de la route Katovothra - Lampokambos, fig. 281).

Se rattachent à cette formation les calcaires de la route Katavothra - Lampokambos (repère C, fig. 281) renfermant *Pfenderina salemmitana* qui date le Dogger supérieur (Jaffrezo, 1980) mais peut s'étendre à l'extrême base de l'Oxfordien (Septfontaine, 1978 ; Bassoulet et Fourcade, 1979). Les microfaciès indiquent des milieux néritiques de basses énergies.

$J_{s-1.3}$  - Formation plus ou moins épaisse et riche en microfaune.

*Kurnubia palastiniensis* apparaît dans le Callovien supérieur (Septfontaine, 1978 ; Bassoulet et Fourcade, 1979), il disparaît selon les auteurs soit au Kimméridgien (Bassoulet et Fourcade, 1979), soit au Portlandien inférieur (Ramalho, 1971 ; Felgueroso et coll., 1971 ; Benest et coll., 1975) soit enfin au Portlandien supérieur (Jaffrezo, 1980).

*Urgonina (Parurgonina) caelinensis* a été décrite dans le Kimméridgien supérieur - Portlandien (Cuvillier et coll., 1968) mais apparaît dès l'Oxfordien supérieur (Bassoulet et Fourcade, 1979). *Lithoporella ellioti* est une Mélobésiée Jurassique supérieur (Jonhson, 1964). Un âge Oxfordien supérieur - Portlandien semble donc correct pour cette formation. *Cladocoropsis mirabilis* est considéré dans le Jura comme un bon marqueur du Kimméridgien (Guillaume, 1964). Pour Fourcade (1971) elle caractériserait le Kimméridgien - Portlandien inférieur. Cette espèce apparaît en fait dans l'Oxfordien (Radoicic, 1966) ou l'Oxfordien supérieur (Termier et coll., 1977).

Mais l'existence de formes comparables dans le Sénonien (Dignot et Guernet, 1968) rend problématique l'utilisation de ce Stromatoporidae qui est pourtant le seul organisme identifiable sur le terrain dans ces formations.

Les faciès sont là encore des faciès néritiques de basse énergie.

$J_{s3} - Ci$  - Ces calcaires et dolomies sont caractérisés au point de vue micropaléontologique uniquement par *Clypeina jurassica*. Or cette algue n'est pas, malgré son nom un marqueur du Jurassique supérieur. Elle apparaît au Portlandien moyen, mais disparaît seulement au sommet du Berriasien (Benest et coll., 1978 ; Jaffrezo, 1980). Le fait qu'en Péloponnèse méridional ou septentrional (De Wever, 1976) elle n'ait jamais été trouvée en association avec *Kurnubia palastiniensis* milite plutôt pour un âge peu précis : Portlandien - Berriasien.

Les faciès restent caractéristiques de milieux néritiques peu agités.

### III. LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR

#### A. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES.

##### 1. LA COUPE DE TOURKOLEIKA.

Le chemin reliant Tourkoleika à Katsarou (fig. 264 et 287) emprunte la dépression limitant au Sud le massif de l'Hagios Georgios. A l'Ouest de ce dernier cette dépression se resserre en une gorge et traverse une table calcaire grossièrement horizontale dans laquelle nous avons relevé la succession suivante d'Ouest en Est et de bas en haut (fig. 288 A et B) :

$J_{s3}-C_{i4}$  - a. 30 à 40 m de calcaires sublithographiques noirs, mal stratifiés et finement recristallisés en pseudomicrosparite. Les fantômes de bioclastes y sont peu nombreux et indéterminables.

$J_{s3}-C_{i4}$  - b. 20 m de calcaires sublithographiques noirs ou gris à tâches rouges. La roche est entièrement recristallisée (pseudomicrosparite à pseudosparite) et contient outre de nombreux fantômes d'intraclastes, des plages d'oxyde de fer.

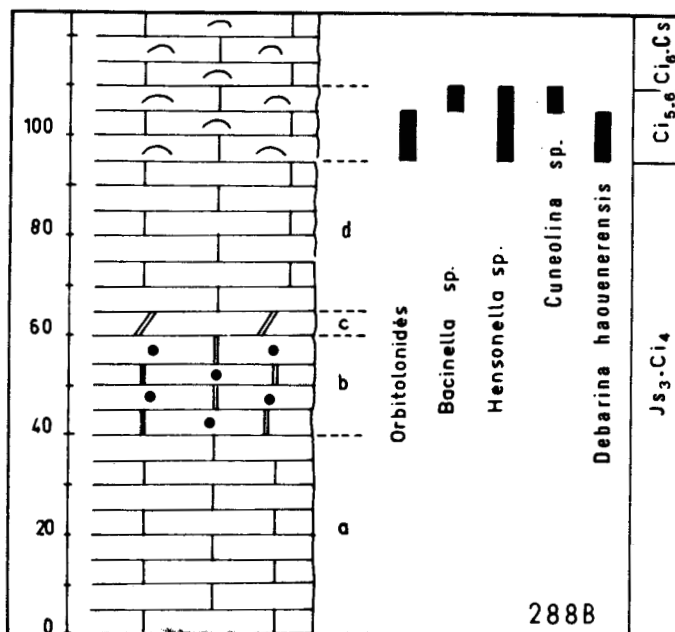
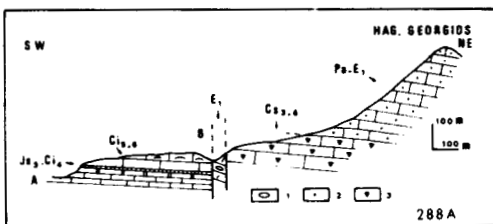
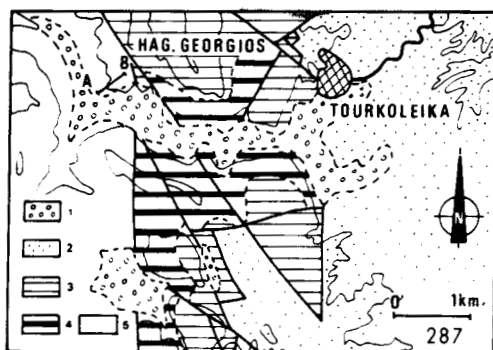


Fig. 287.- Carte géologique de la région au Sud-Ouest de Tourkoleika.

1. Ebouillis et Néogène discordant. - 2. Flysch de Tripolitza. - 3. Calcaires tertiaires de Tripolitza. - 4. Calcaires et dolomies sénoniens de Tripolitza. - 5. Calcaires et dolomies (Trias supérieur - Crétacé inférieur) de Tripolitza.

Fig. 288 A.- Coupe du flanc ouest de l'Hagios-Georgios.

1. Calcaires à alvéolines. - 2. Calcaires d'âge paléocène à éocène inférieur. - 3. Calcaires et dolomies sénoniens.

Fig. 288 B.- Profil AB repéré sur les figures 287 et 288 A.

J<sub>s3</sub>-C<sub>i4</sub> - c. 5 m de dolosparites bleutées dans la masse et jaunies à l'extérieur et suivant des fissures tapissées de pyrite oxydée. Cette dolomie est formée de grands cristaux (500 μ environ) en plages xénotopiques, partiellement ou totalement dédolomités dans les parties jaunâtres. Le processus semble comparable à celui décrit par Evamy (1963). La dédolomitisation serait liée à une réaction du type Haidinger von Morlot, l'oxydation de la pyrite fournissant les ions SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> nécessaires (in Michard, 1969).

J<sub>s3</sub>-C<sub>i4</sub> - d. 30 m de calcaires recristallisés (pseudomicrosparite) à rares bioclastes : Miliolidés, ostracodes. Le sommet de ce dernier ensemble est dolomitique.

C<sub>i5.6</sub> - 15 m de calcaires gris, bien stratifiés, recristallisés à débris de tests de lamellibranches. La base est riche en bioclastes : Miliolidés, Textulariidés, des Orbitolinidés indéterminables, *Debarina hacuenerensis*, *Baccinella* sp., *Cuneolina* sp., des Dasycladacées dont *Hensonella* (*Salpingoporella* ?) sp. (dét. Fourcade).

C<sub>i6</sub>-C<sub>s</sub> - 15 m de calcaires gris semblables aux précédents mais sans microfaune.

On rencontre ensuite une zone faillée de direction subméridienne faisant affleurer de l'Eocène à Alvéolinidés, puis le Crétacé supérieur de l'Hagios Georgios.

## 2. LE CRETACE INFÉRIEUR DE VERIA : COUPE DU TSUKA.

La route Wassaras - Veria (fig. 264 et 289, A) emprunte une cluse épigénique profonde séparant les Monts Tsuka et Pastra au Nord du Mont Stamitra au Sud. Les calcaires de Tripolitza qui y affleurent dessinent un vaste anticlinal à grand rayon de courbure et intensément faillé. La coupe A.B traversant cette structure nous a permis d'observer d'Ouest en Est (fig. 290) :

a. Des schistes de la Nappe inférieure des phyllades qui supportent ici une klippe de calcaires de Tripolitza, microcristallins et rosés évoquant le Jurassique. Le bord oriental de cette klippe est faillé (F<sub>1</sub>).

Une faille F<sub>2</sub>.

b. Des calcaires éocènes à Alvéolinidés.

Une faille F<sub>3</sub>.

c. Des calcaires sénoniens à rudistes.

Une faille F<sub>4</sub>.

d. Les calcaires de ce compartiment sont tout d'abord horizontaux puis plongent doucement vers l'Est et disparaissent sous les alluvions récentes d'une vaste dépression à fond plat. Nous avons pu relever de haut en bas et de l'Est vers l'Ouest la succession suivante (fig. 289, B) :

J<sub>s3</sub>-C<sub>i4</sub> - α. 10 m de calcaires sublithographiques gris clair azoïques.

J<sub>s3</sub>-C<sub>i4</sub> - β. 1 à 2 m de calcaires gris à débris de lamellibranches. Cette biomicrite recristallisée renferme en outre des ostracodes, des Miliolidés et des Verneuillinidés

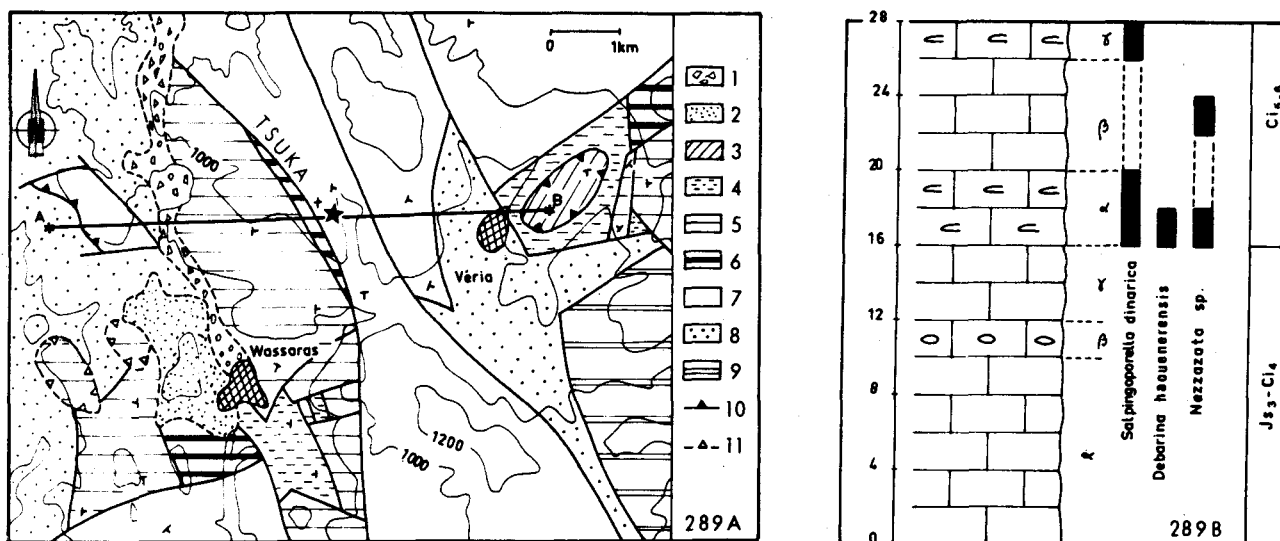


Fig. 289 A.- Carte géologique de la région de Veria.

1. Eboulis. - 2. Alluvions récentes. - 3. Calcaires en Plaquettes du Pinde-Olonos. - 4. Flysch de Tripolitza. - 5. Calcaires tertiaires de Tripolitza. - 6. Calcaires et dolomies sénoniens de Tripolitza. - 7. Calcaires et dolomies (Trias supérieur à Crétacé inférieur) de Tripolitza. - 8. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal. - 9. Série ionienne indifférenciée. - 10. Chevauchements majeurs. - 11. Chevauchements épiglyptiques récents.

Fig. 289 B.- Profil repéré par une étoile sur la carte de la figure 289 A.

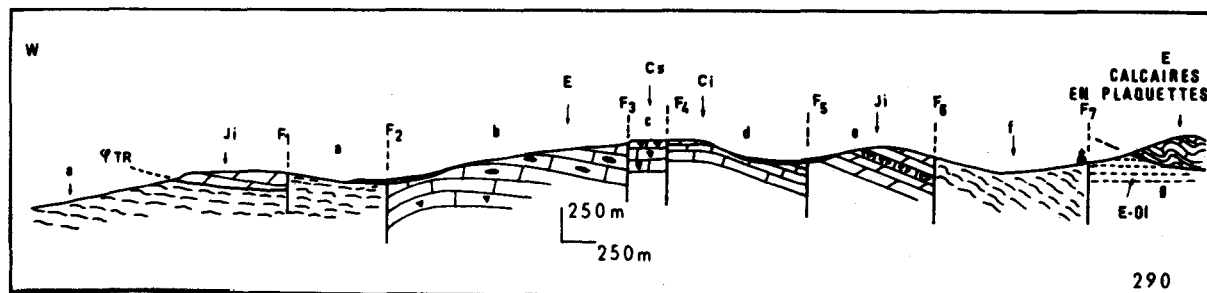


Fig. 290.- Coupe (AB, fig. 289 A) du Tsuka.

$J_3-C_{14}$  -  $\gamma$ . 4 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Il s'agit d'isocalcarénites plus ou moins recristallisées pouvant être laminées. On distingue alors une alternance de lamines micritiques et de lamines de pelcalcarénite, le tout étant plus ou moins recristallisé en pseudomicrosparite.

$C_{15.6}$  -  $\alpha$ . 4 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Le microfaciès est celui de biomicrites plus ou moins recristallisées en pseudomicrosparite et pseudosparite. Les bioclastes sont abondants : Miliolidés, gros Verneuillinidés, *Pseudocyclamina* sp., *Nezzazata* sp., *Debarina haouenerensis* RADOICIC, un foraminifère évoquant le genre *Kurmubia*, des dasycladacées dont *Salpingoporella dinarica* (dét. Fourcade).

$C_{15.6}$  -  $\beta$ . 6 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Ces biomicrites sont recristallisées et renferment des Miliolidés, des gros Verneuillinidés et le foraminifère évoquant le genre *Kurmubia*.

C<sub>i5.6</sub> - γ. 2 m de calcaires semblables à a, gris, à débris de lamellibranches, Miliolidés, Dasycladacées dont *Salpingoporella dinarica* RADOICIC.

Une faille F<sub>5</sub> masquée par des alluvions récentes.

e. Des calcaires dolomitiques à Mégalodontidés du Lias.

Une faille F<sub>6</sub>.

f. Des schistes de la nappe des Phyllades.

Une faille F<sub>7</sub>.

g. Le flysch de Tripolitza (E.O1) supportant une klippe formée exclusivement par des calcaires du Pinde, en plaquettes et d'âge maestrichtien.

### 3. LA COUPE DE KASTANITSA.

Le village de Kastanitsa est construit pour partie sur un horst de marbres ioniens, pour partie sur les schistes de la nappe des phyllades. A l'Est une faille importante amène les calcaires de Tripolitza à l'affleurement. La carte d'Astros indique un passage continu entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur. Le chemin menant de Kastanitsa à Prastos m'a permis d'observer du SW vers le NE la succession suivante (coupe A.B, fig. 291 et 292).

a. Les schistes de la nappe des phyllades.

Une faille F<sub>1</sub> masquée sous des éboulis.

b. Des calcaires recristallisés beige clair à rose évoquant les calcaires jurassiques de Tripolitza.

Une faille F<sub>2</sub>.

c. Des calcaires gris en bancs décimétriques (biomicrite à ostracodes et pelsparite) d'âge inconnu.

Une faille F<sub>3</sub>.

d. Un compartiment pendant vers le N-NE dans lequel nous avons relevé de bas en haut et du SW vers le NE (d., fig. 293) :

J<sub>s3</sub>-C<sub>i</sub> ? - α. 8 m environ de calcaires dolomitiques gris clair en bancs pluridécimétriques (pelmicrite à *Favreina* sp.).

J<sub>s3</sub>-C<sub>i</sub> ? - β. 12 m de calcaires gris, en bancs décimétriques à grain fin et montrant plus ou moins en relief des prismes irréguliers de grains plus grossiers. En lame mince on observe, dans une mésostase de micrite des plages plus ou moins rectangulaires de sparite renfermant des fantômes de rhomboédres (dolomite ?) remplis de micrite ou microsparite.

J<sub>s3</sub>-C<sub>i</sub> ? - γ. 8 m de calcaires gris semblables à ceux de la subdivision a.

J<sub>s3</sub>-C<sub>i</sub> ? - δ. 6 m de calcaires dolomitiques gris et de dolomies grises, mal stratifiés. Les calcaires dolomitiques montrent, en relief, de nombreux prismes plus clairs que leur phase de liaison. Le microfaciès est celui de micrite à rhomboédres de dolomite et grandes plages plus ou moins rectangulaires de dolosparite hypidiotopique.

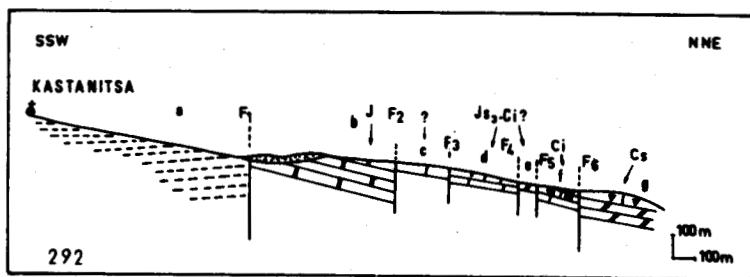
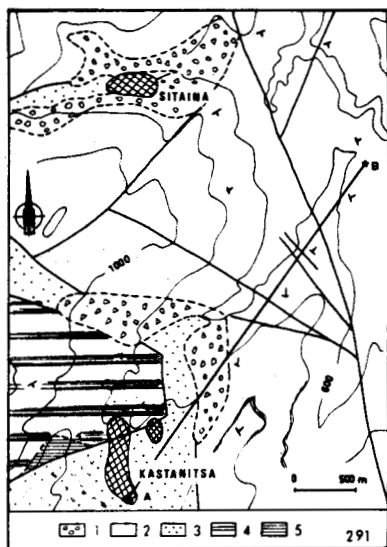


Fig. 291.- Carte géologique de la région au Nord de Kastanitsa.

1. Eboulis. - 2. Calcaires et dolomies indifférenciés de Tripolitza. - 3. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal. - 4. Marbres ioniens. - 5. Schistes à Posidonia supérieurs ioniens.

Fig. 292.- Coupe (AB, fig. 291) de Kastanitsa.

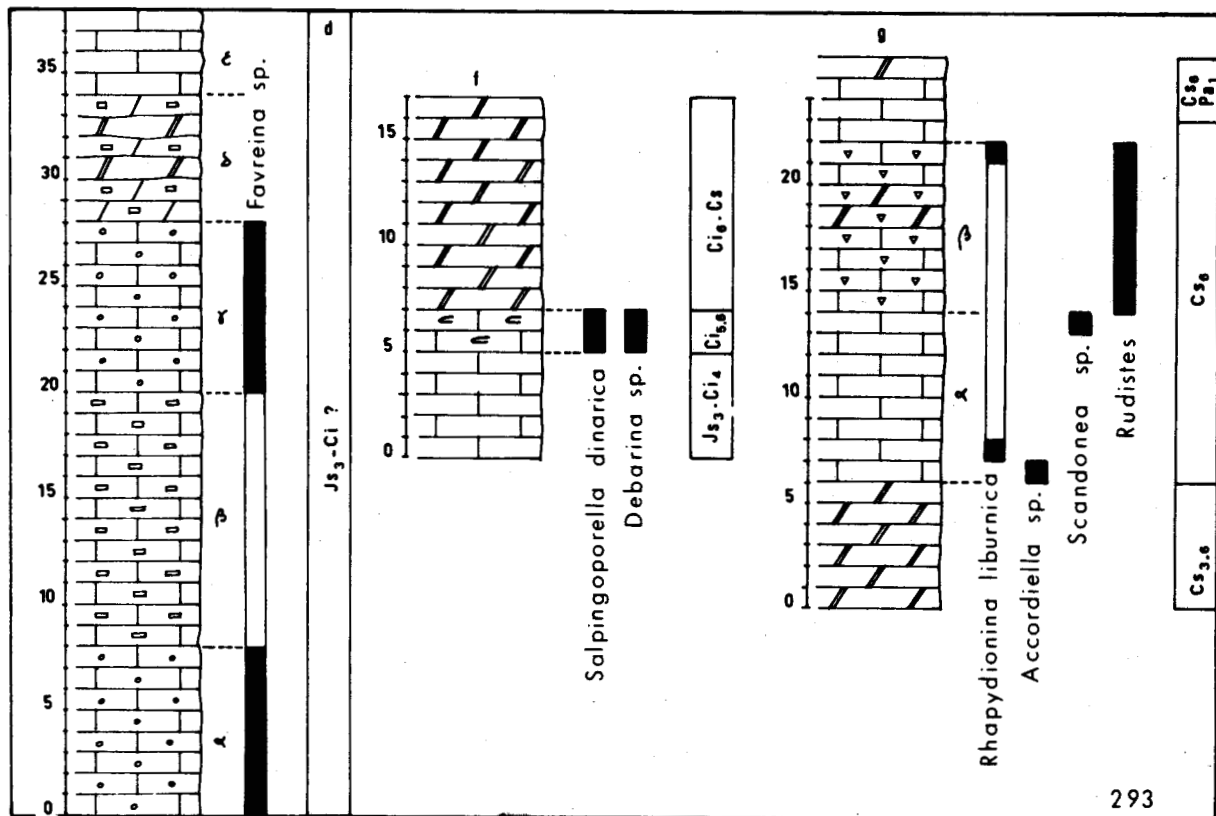


Fig. 293.- Profils d, f et g repérés sur la coupe de Kastanitsa (fig. 292).



$J_{33}-C_{i1}$  ? -  $\xi$ . 4 m de calcaires cryptocristallins dont la finesse du grain provient d'une homogénéisation diagénétique dégradante.

Une faille  $F_4$ .

e. Des dolosparites grises.

Une faille  $F_5$ .

f. Un petit compartiment dans lequel j'ai relevé de bas en haut (f., fig. 293).

$J_{s3}$ - $C_{i4}$  - 5 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques (pelsparites plus ou moins recristallisées).

$C_{i5.6}$  - 1 à 2 m de calcaires gris microcristallins en bancs pluridécimétriques. Il s'agit de biomicrites à *Trocholina* sp., *Debarina* sp., *Salpingoporella dinarica* RADOICIC (dét. Fourcade).

$C_{i6}$ - $C_s$  - 10 m de dolosparites noires.

Une zone faillée  $F_6$ .

g. Un dernier compartiment dont je n'ai pu étudier que la partie haute qui montre de bas en haut (g., fig. 293) :

$C_{s3.6}$  - 6 m de dolosparites noires ou grises substratifiées.

$C_{s6}$  - a. 8 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Dans ces biomicrites nous avons reconnu : *Rhapydionina liburnica* STACHE, *Accordiella* sp., *Scandonea* sp. et de nombreux Miliolidés (dét. Fleury).

$C_{s6}$  - b. 8 m de calcaires gris et dolosparites grises à débris de rudistes dont le dernier mètre (biomicrites) nous a livré : *Rhapydionina liburnica* STACHE et nombreux Miliolidés (dét. Fleury).

$C_{s6}$ - $P_{a1}$  - 2 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques passant vers le haut à 1 m de dolosparites grises. Les calcaires sont des biomicrites à Miliolidés.

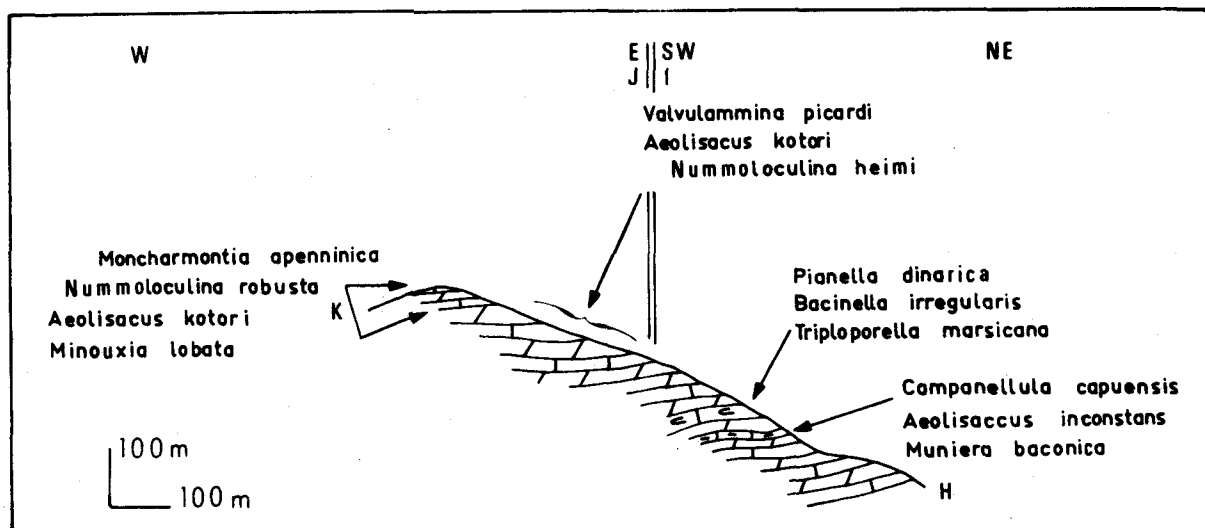


Fig. 294.- Coupe (HIJK, fig. 279) du passage Crétacé inférieur - Crétacé supérieur d'après Tsaila - Monopolis (1976).



Il n'existe donc pas, le long du chemin conduisant de Kastanitsa à Prastos, d'affleurement montrant le passage stratigraphique entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur. Une zone faillée de rejet vertical important (F<sub>6</sub>) sépare du Crétacé inférieur d'une part (f) et du Maestrichien d'autre part (g).

4. ANNEXE - COUPE PUBLIEE PAR TSAILLA MONOPOLIS (1977).

Tsaila Monopolis a proposé une coupe levée à l'Est d'Hagios Floros (E.F.G.H. 279 et 294) montrant un passage continu du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur.

Elle décrit dans la partie inférieure de la coupe des dolomies et calcaires à *Munieria baconica*, *Aeolisaccus inconstans*, *Campanellula capuensis*, *Triploporella marsicana*, *Bacinella irregularis* et *Pianella (Salpingoporella) dinarica*. Puis rapidement au-dessus des calcaires qu'elle date du Sénonien.

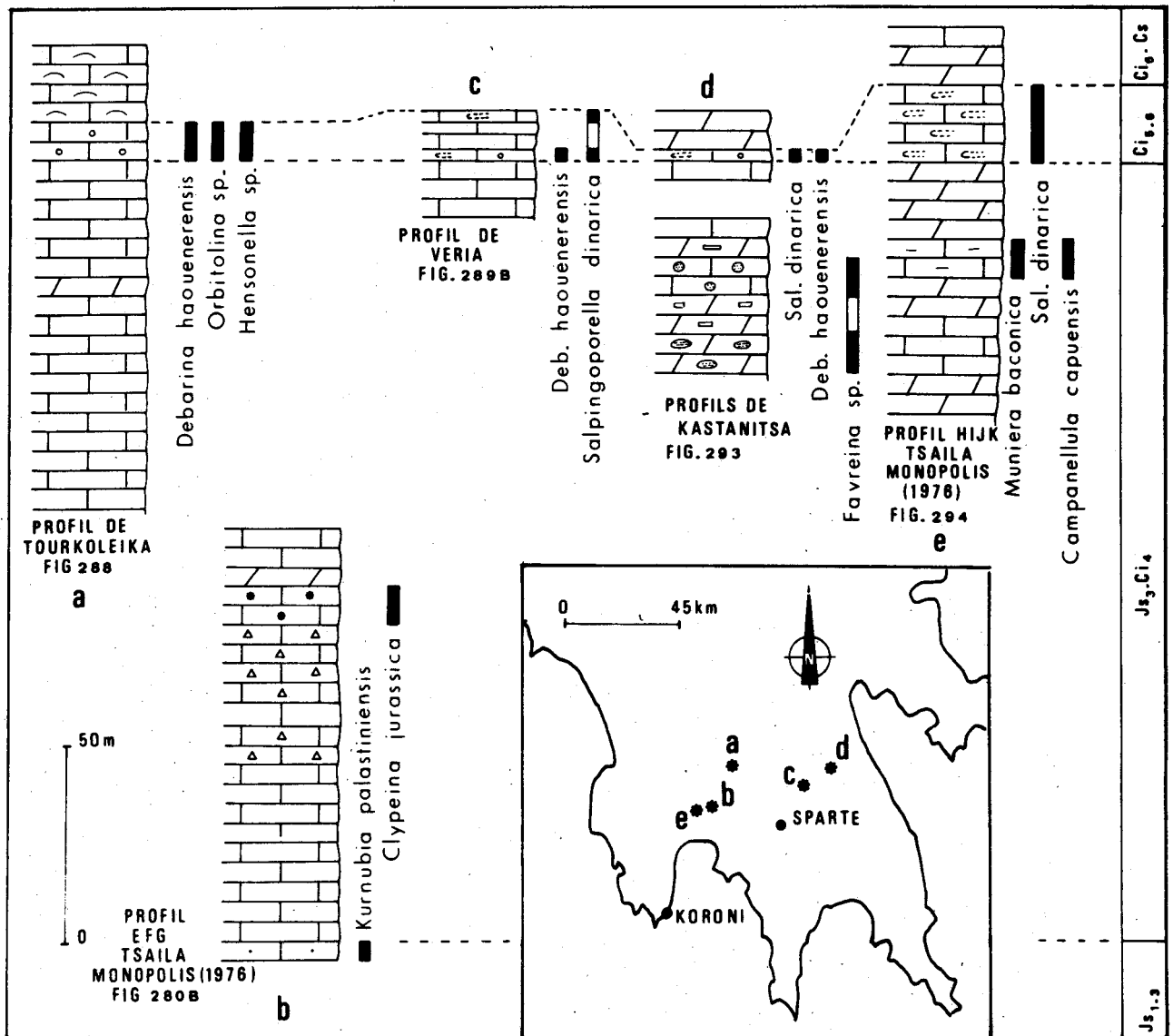


Fig. 295.- Synthèse des données stratigraphiques relatives au Crétacé inférieur de Tripolitza.

## B. AGE ET INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE .

Les descriptions précédentes permettent de définir trois formations (fig. 295.)

### 1. $J_{s3}-C_i$ .

Cette formation d'épaisseur inconnue est assez peu fossilifère. La base fournit *Clypeina jurassica*. Je renvoie au chapitre précédent pour l'interprétation de ce fossile.

La partie supérieure renferme d'après Tsaila-Monopolis (1977) l'association *Monieria baconica*, *Campanellula capuensis* et *Aeolisaccus inconstans* d'âge Néocomien - Barrémien.

Un âge Portlandien - Barrémien semble correct pour cette formation.

Les faciès dominants sont ceux des pelmicrites à coprolithes, témoignant d'un milieu néritique de basse énergie. L'interstratification fréquente de dolomies substratifiées diagénétiques indique un environnement laguno-marin permettant cette dolomitisation par reflux des saumures magnésiennes à travers les sédiments adjacents.

### 2. $C_{i5.6}$ .

Série peu épaisse de calcaires gris très homogènes quant à leur microfaciès.

*Salpingoporella dinarica* la microflore la plus répandue connaît son climax à l'Aptien - Albien mais apparaît dès l'Hauterivien (Bassoullet et coll., 1978).

*Debarina hahouenerensis* a été décrit dans du Barrémo-aptien (Fourcade et coll., 1972). Je retiendrai donc un âge Aptien - Albien.

Les microfaciès n'indiquent pas de changement des conditions de sédimentation.

### 3. $C_{i6}-C_{s3}$ .

Cette formation n'est pas datée directement mais son âge est borné inférieurement par le Barrémo-Albien et supérieurement par le Santonien - Maestrichtien.

## IV. LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR, LE PALÉOCÈNE ET L'ÉOCÈNE

### A. DESCRIPTION DES PROFILS.

#### 1. RAPPELS CONCERNANT LA SOUS-ZONE DE GAVROVO.

Je ne traiterai pas ici en détail la stratigraphie des assises d'âge Crétacé supérieur - Tertiaire du massif de Pylos. Cette dernière a été étudiée en détail récemment (cf. Fleury et coll., 1978). Je rappellerai brièvement que cette étude a permis de mettre en évidence :

- a. Le Cénomaniens (inférieur ou moyen)
- b. le Cénomaniens ou Turonien inférieur
- c. Le Sénonien
- d. Le Crétacé terminal (200 à 250 m minimum)
- e. Le Paléocène et l'Eocène inférieur (130 m environ)
- f. L'Eocène moyen (120 m environ ?)
- g. L'Eocène supérieur (20 à 30 m ?)

- h. Les couches de passage au flysch d'âge Oligocène inférieur
- i. Le flysch d'âge Oligocène.

## 2. LA COUPE DE KOUTALA - LE SENONIEN.

A l'extrémité SW du Goupata Rachi, le village de Koutala (fig. 264) est construit sur un vaste compartiment monoclinale, pendant légèrement vers le Nord ou le NE (fig. 296, A). Un profil I.J.K. levé depuis la dépression grossièrement E-W immédiatement au Sud de Koutala (fig. 296) jusqu'à 720 m d'altitude m'a permis d'observer la succession suivante de bas en haut et du Sud vers le Nord (coupe I.J.K., fig. 296, B et C) :

C<sub>s-1.3</sub> - Une quarantaine de mètres de dolosparites grises substratifiées.

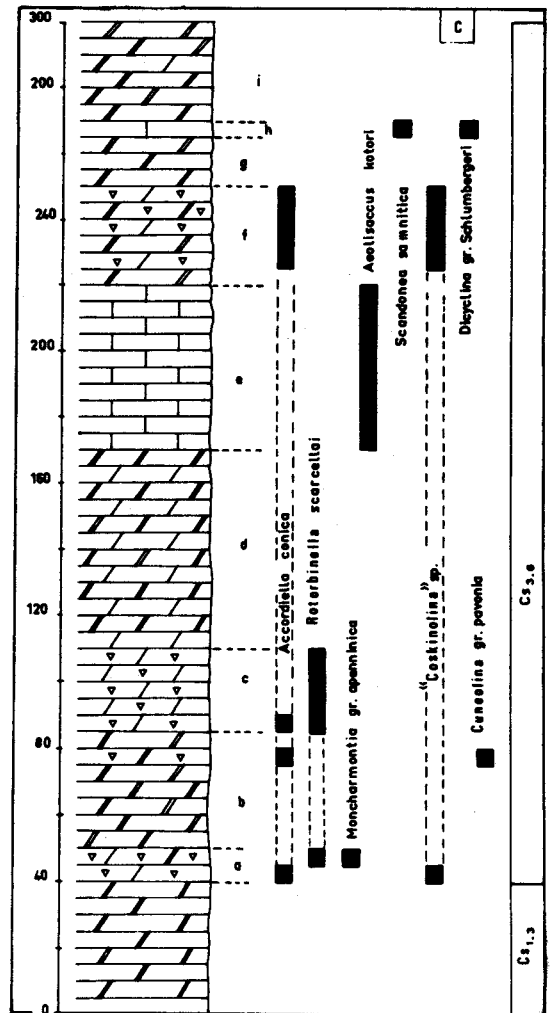
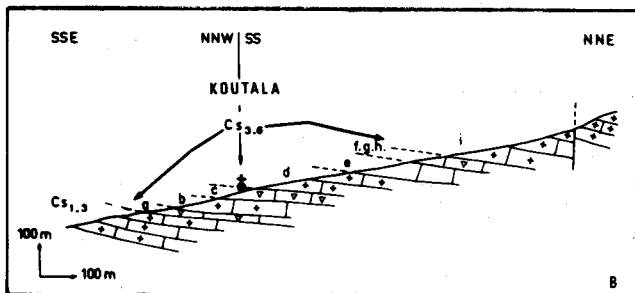
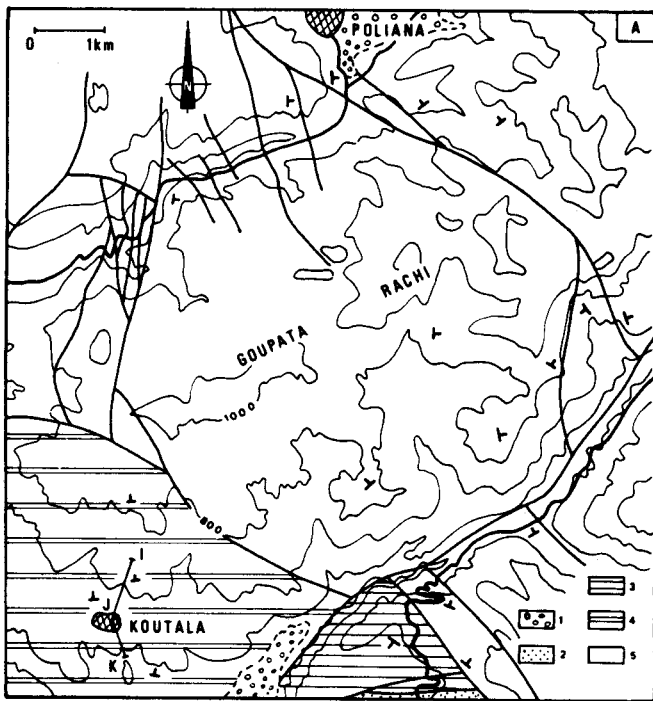


Fig. 296 A.- Carte géologique du secteur au Nord-Est de Koutala.

1. Eboulis et Néogène discordant - Série de Tripolitza : 2. Flysch , 3. Eocène , 4. Sénonien , 5. Trias supérieur à Crétacé inférieur.

Fig. 296 B.- Coupe (IJK, fig. 272 et 296 A) de Koutala - Fig. 296 C.- Profil correspondant.

C<sub>s-3.6</sub> - a. 10 m environ de calcaires dolomitiques gris en gros bancs et à débris de rudistes ou petits rudistes entiers. Ce sont des biomicrites présentant des plages de dolosparite hypidiotopique se développant surtout à partir des bioclastes (dolomitisation diagénétique précoce ?). Les microfossiles sont nombreux : Miliolidés, *Accordiella conica* FARINACCI, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, "*Coskinolina*" sp. (dét. Fleury pour toute la coupe).

C<sub>s-3.6</sub> - b. 35 m environ de dolosparites grises substratifiées. La partie sommitale de cette subdivision nous a livré : *Accordiella conica* FARINACCI et *Cuneolina* gr. *pavonia*.

C<sub>s-3.6</sub> - c. 25 m de calcaires gris, bien stratifiés, dolomitiques à petits rudistes entiers et débris de tests. On y observe dans une matrice micritique presque totalement recristallisée en pseudomicrosparite et pseudosparite de nombreux bioclastes et de grands rhomboédres de dolomite (500 µ à 1 mm) partiellement dédolomitisés. Parmi les bioclastes nous avons pu identifier : *Cuneolina* sp., *Minouria* sp., *Rotorbinella scarsellai* TORRE et *Accordiella conica* FARINACCI.

C<sub>s-3.6</sub> - d. 60 m de dolosparites substratifiées et de calcaires dolomitiques gris azoïques. Dans ces derniers on distingue, sur un fond de pseudomicrosparite résiduelle, de nombreux rhomboédres de dolomite de petite taille (100 à 200 µ).

C<sub>s-3.6</sub> - e. 50 m de calcaires gris bleu stratifiés en bancs pluridécimétriques. Leur matrice est recristallisée et contient de nombreux bioclastes : *Cuneolina* sp., *Aeolissacus kotori* RADOICIC, des Rotalidés, des Miliolidés et *Thaumatoporella* sp. Certains bancs sont dolomitisés (rhomboédres de petite taille : 200 à 300 µ).

C<sub>s-3.6</sub> - f. 30 m d'une alternance de dolosparites noires ou grises substratifiées et de calcaires gris à débris de tests de rudistes, bien stratifiés et dolomitisés. Ces calcaires sont recristallisés, la dolomitisation y est diffuse, en rhomboédres de grande taille (500 µ) remplaçant surtout la phase de liaison (dolomitisation diagénétique précoce ?). Les bioclastes y sont nombreux : débris de tests de rudistes, *Accordiella conica* FARINACCI, "*Coskinolina*" sp. (cf. Fleury, 1970, planche 1, fig. 5 à 7), *Orbitolinidae* genre indéterminé (cf. Fleury, 1970, planche 1, fig. 8 à 11) et *Thaumatoporella* sp.

C<sub>s-3.6</sub> - g. 15 m de dolosparites grises ou noires, substratifiées.

C<sub>s-3.6</sub> - h. 5 m de calcaires noirs microcristallins, recristallisés (microsparite) contenant parmi les bioclastes : *Dicyolina* gr. *schlumbergeri* MUN.CH, *Scandonea sammitica* DE CASTRO, cf. *Pseudolituonella* sp., *Minouria* sp. et *Thaumatoporella* sp.

C<sub>s-3.6</sub> - i. 30 m de dolosparites noires ou grises substratifiées.

### 3. LE SENONIEN SUPERIEUR : LA COUPE DES GORGES DE LEONIDION.

A l'Ouest de Léonidion, (fig. 264 et 297) les calcaires de Tripolitza dessinent le flanc occidental d'un vaste anticlinal dont le coeur serait occupé par du Jurassique et dont l'axe passerait au niveau de Léonidion (fig. 297, B). Cet anticlinal est entaillé par les très belles gorges épigéniques du fleuve Dafrión, gorges qu'emprunte la route Sparte - Léonidion. Le long de cette route, entre les failles F<sub>2</sub> et F<sub>3</sub> (fig. 297, A et B), nous avons pu relever la succession suivante de bas en haut et du NE vers le SW (fig. 297, C) :

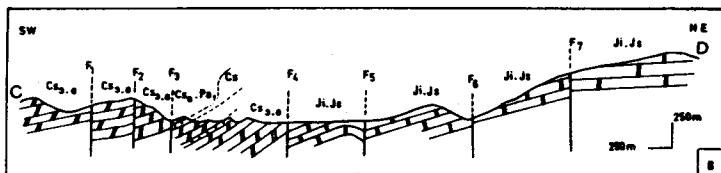
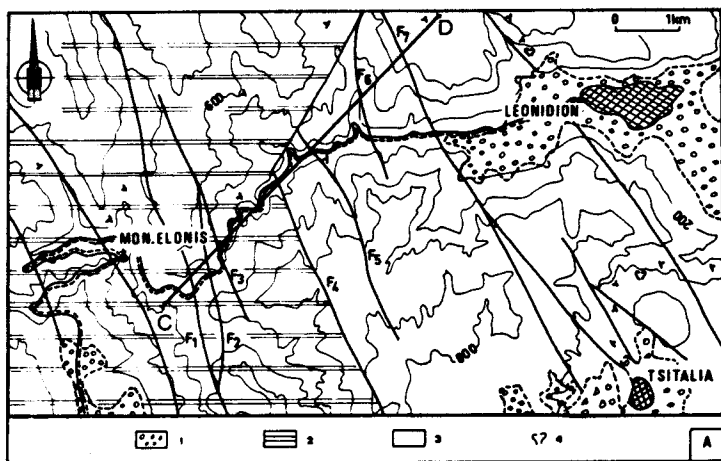
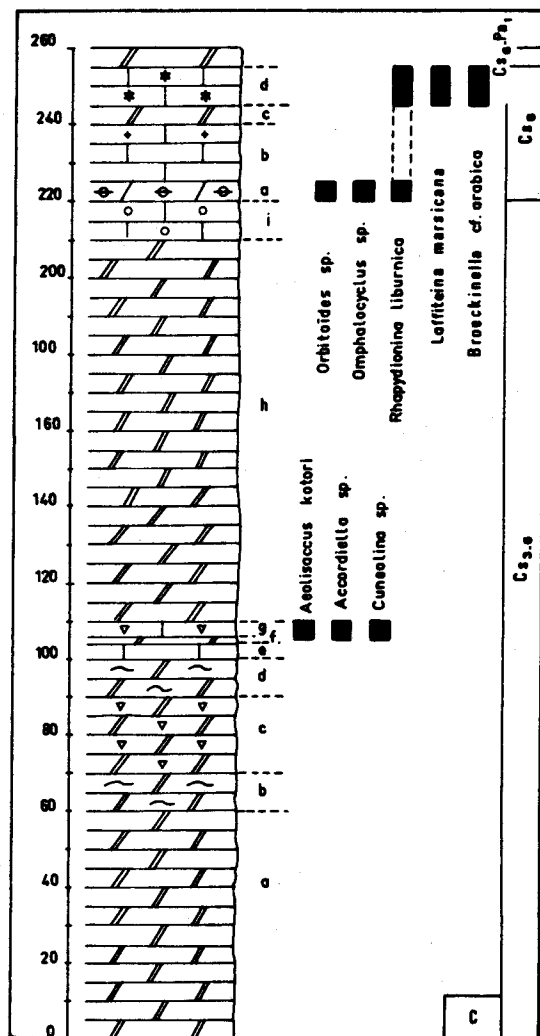


Fig. 297 A.- Carte géologique de la région à l'Ouest de Léonidion.

1. Eboulis et Néogène discordant - Série de Tripolitza;
2. Sénonien, 3. Trias supérieur à Crétacé inférieur,
4. Megalodontidés.

Fig. 297 B.- Coupe (CD, fig. 297 A) des gorges de Léonidion.

Fig. 297 C.- Profil de la série affleurant entre les failles F<sub>3</sub> et F<sub>4</sub> des figures 297 A et B.



C<sub>s-3.6</sub> - a. Une grande épaisseur (400 m environ) de dolosparites noires ou grises en gros bancs et substratifiées.

C<sub>s-3.6</sub> - b. 10 m de dolomies noires ou grises hypidiotopiques et laminées.

C<sub>s-3.6</sub> - c. 20 m de dolosparites noires substratifiées à nombreux morceaux de test de rudistes.

C<sub>s-3.6</sub> - d. 10 m de dolosparites grises substratifiées à passées de dolomies hypidiotopiques laminées, et quelques bancs peu épais et peu nombreux de dolosparites blanches.

C<sub>s-3.6</sub> - e. 15 m de calcaires noirs mal stratifiés. Il s'agit de biomicrites ou micrites fossilifères à Rotalidés, débris de rudistes et *Thaumatoporella* sp.

C<sub>s-3.6</sub> - f. 2 m de dolomies bréchiques. On y observe des morceaux de calcaires dolomitiques noirs voisins des précédents liés entre eux par une mésostase de dolosparite grise.

C<sub>s-3.6</sub> - g. 4 à 5 m de calcaires gris ou noirs à débris de rudistes. Dans ces biomicrites recristallisées nous avons pu reconnaître : *Cuneolina* sp., *Accordiella* sp., *Aeoissacus kotoni* RADOICIC, des Rotalidés, des Miliolidés et *Thaumatoporella* sp. (dét. Fleury).

C<sub>s-3.6</sub> - h. Une centaine de mètres de dolosparites noires ou grises substratifiées.

C<sub>s-3.6</sub> - i. 10 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Ces biomicrites renferment essentiellement des Miliolidés.

C<sub>s-6</sub> - a. 5 m de calcaires gris en gros bancs. Dans ces biomicrites recristallisées nous avons identifié : *Orbitoides* sp., *Rhapydionina liburnica* STACHE probable, *Omphalocyclus* sp.

C<sub>s-6</sub> - b. 15 m de calcaires gris semblables aux précédents, mais nettement plus recristallisés en pseudosparites et à rares bioclastes indéterminables.

C<sub>s-6</sub> - c. 4 à 5 m de dolosparites grises substratifiées.

C<sub>s-6</sub> - d. 10 m de calcaires noirs ou gris en gros bancs. Ces biomicrites renferment une riche microfaune : *Rhapydionina liburnica* STACHE, *Laffiteina marsicana* FARINACCI, *Broeckinella* cf. *arabica* HENSON, *Moncharmontia* sp., *Cuneolina* sp.

C<sub>s-6</sub>.P<sub>al</sub> - 25 m environ de dolosparites grises assez bien stratifiées.

#### 4. MAESTRICHTIEN A ILERDIEN : LA COUPE D'ALTOMIRA.

Au niveau d'Altomira (fig. 264 et 276), le flanc occidental du Taygète, intensément découpé par des failles de direction NNW-SSE s'abaisse rapidement jusqu'à la dépression néogène de Kambos dernier pallier morphologique avant la mer. Un profil (E.F.G., fig. 276) partant de cette dernière dépression et remontant vers le prophète Ilias, m'a permis d'observer la succession suivante de l'Ouest vers l'Est (fig. 298) :

a. La dépression néogène de Kambos, remplie par un conglomérat épais, d'où émergent deci, delà des collines de calcaires éocènes.

b. Un compartiment monoclinal légèrement penté vers l'E-NE et dans lequel j'ai relevé de bas en haut (fig. 299, A) :

C<sub>s3.6</sub> - Une épaisseur importante de dolosparite grise ou noire, substratifiée, affleurant plus ou moins bien dans la falaise dominant la dépression de Kambos.

C<sub>s6</sub> - Deux horizons de 2 à 3 m d'épaisseur de calcaires gris clair à débris de rudistes, séparés par 3 à 4 m de dolosparites blanches substratifiées. Dans ces biomicrites nous avons pu identifier : *Rhapydionina liburnica* STACHE, des Miliolidés et des Textulariidés.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - α. 25 m environ de calcaires en bancs pluridécimétriques. Les cinq premiers mètres correspondent à des isocalcarénites à texture birdeyes envahies par des microcoidium en épis de maïs dilacérés ou non. Les quinze derniers mètres sont des biomicrites à Miliolidés, Textulariidés et Rotalidés.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - β. 5 m environ d'une alternance de dolosparites grises et blanches assez bien stratifiées.

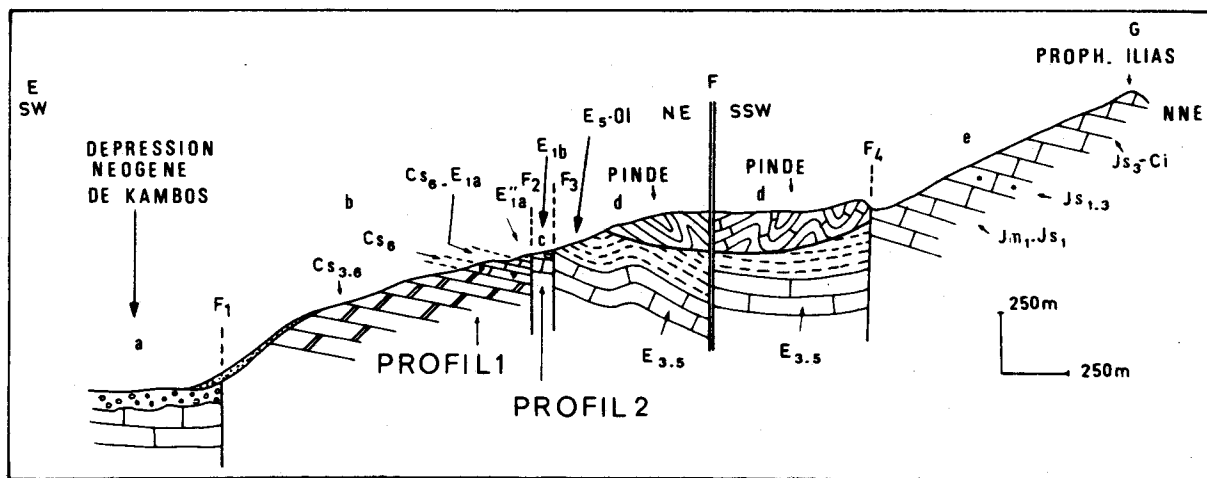


Fig. 298.- Coupe (EFG, fig. 276) d'Altomira.

The figure consists of two stratigraphic columns, A and B, corresponding to PROFIL 1 and PROFIL 2 respectively. Column A (left) has a vertical scale from 0 to 120 meters. It shows fossil distributions for  $Cs_6-E_1$  and  $E_{1a}$ . Fossils include *Rhydydonina liburnica*, *Microcodium*, *Rudistes*, *Alveolina ellipsoidalis*, *Glomtalveolina lepidula*, *Alveolina regularis*, and *Alveolina minervensis*. Column B (right) has a vertical scale from 0 to 18 meters. It shows fossil distributions for  $E_{1b}$ . Fossils include *Alveolina moussoulensis*, *Alveolina aragonensis*, *Alveolina subpyrenaica*, *Glomtalveolina lepidula*, and *Alveolina globosa*. Stratigraphic units  $Cs_6-E_1$  and  $E_{1b}$  are clearly marked on both columns.

Fig. 299.- Profils 1 (299 A) et 2 (299 B) repérés sur la coupe d'Altomira (fig. 298).

- $Cs_6-E_{1a}$  - γ. 5 m de calcaires gris semblables au sommet de la subdivision a.
- $Cs_6-E_{1a}$  - δ. Alternance de dolosparites grises et blanches (5 m).
- $Cs_6-E_{1a}$  - ε. 5 m de calcaires gris, micrites fossilifères à Globigerinidés.



C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - ζ. 5 m d'une alternance de dolosparites grises et blanches.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - η. 6 m de calcaires identiques à ceux de la subdivision e.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - ο. 2 m de dolosparites blanches et grises.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - ι. 45 à 50 m de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Le microfaciès est assez monotone. Ce sont des biosparites plus ou moins recristallisées. Dans de nombreux bancs on note en plus des bioclastes, la présence de lithoclastes de micrite fossilifère à Miliolidés. Les bioclastes sont des Miliolidés, Textulariidés et algues dasycladacées.

E<sup>"</sup><sub>1a</sub> - 5 m de calcaires gris à alvéolines. Dans ces biosparites nous avons identifié : des Miliolidés, des débris d'échinodermes, *Orbitolites* sp., *Opertorbitolites* gr. *gracilis* (LEHMANN), des Alveolinidés dont : *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Alveolina* cf. *minervensis* HOTTINGER, *Alveolina regularis* HOTTINGER, *Alveolina* aff. *globula* HOTTINGER. (Les Alvéolinidés ont été déterminés par Hottinger).

Une faille F<sub>2</sub>.

c. Un comportement étroit toujours penté vers l'Est et dans lequel on peut observer, au Sud du chemin menant à Altomira la succession suivante de bas en haut (fig. 299, B).

E<sup>"</sup><sub>1b</sub> - α. 1 m de calcaires à alvéolines en gros bancs. Ce sont des biomicrites recristallisées à Miliolidés, Valvulinidés, coraux, *Spirolina* sp., Alvéolinidés dont *Alveolina moussoulensis* HOTTINGER, *Alveolina aragonensis* HOTTINGER, *Alveolina subpyrenaica* LEYMERIE, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER.

E<sup>"</sup><sub>1b</sub> - β. 2 m environ de calcaires gris rose en bancs pluridécimétriques (biomicrites recristallisées à Miliolidés).

E<sup>"</sup><sub>1b</sub> - γ. 5 m de calcaires gris clair en gros bancs. Ce sont d'anciennes biomicrites fortement recristallisées en pseudomicrosparite et pseudosparite. De ce fait seule la partie supérieure a livré des fossiles identifiables. Nous avons reconnu : *Idalina* cf. *sinjarica* GRIMSDALE, *Orbitolites* sp., *Opertorbitolites* sp., des Valvulinidés, des Alveolinidés : *Alveolina moussoulensis* HOTTINGER, *Alveolina aragonensis* HOTTINGER, *Alveolina subpyrenaica* LEYMERIE, *Alveolina globosa* LEYMERIE, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER.

E<sup>"</sup><sub>1b</sub> - δ. 3 m de brèches calcaires mal stratifiées. Les lithoclastes sont de taille variable, mal visibles, souvent aplatis et liés entre eux par une mésostase de pseudomicrosparite et pseudosparite. Le microfaciès de ces lithoclastes est soit celui de biosparites à Alveolinidés, soit de biomicrites à Miliolidés.

Dans les lithoclastes à Alveolinidés nous avons identifié : des Valvulinidés, *Spirolina* sp., *Orbitolites* sp., *Idalina* cf. *sinjarica* GRIMSDALE, *Alveolina moussoulensis* HOTTINGER, *Alveolina* cf. *globosa* LEYMERIE, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Alveolina subpyrenaica* LEYMERIE plus des formes de passage à *Alveolina ilerdensis* HOTTINGER.

E<sup>"</sup><sub>1b</sub> - ε. 7 m environ de calcaires gris microcristallins en bancs pluridécimétriques. Ce sont des biomicrites ou micrites fossilifères à ostracodes, Miliolidés et bryozoaires.



Une faille F<sub>3</sub>.

d. Un compartiment de flysch Priabonien - Oligocène de Tripolitza supportant une klippe de calcaires en plaquettes du Pinde, d'âge Crétacé supérieur.

Une faille F<sub>4</sub>.

e. Puis on retrouve les calcaires d'âge Jurassique - Crétacé inférieur du prophète Ilias qui ont fait l'objet d'une étude antérieure.

### 5. COUPE BILA-TURKOLEIKA MAESTRICHTIEN ILLERDIEN.

Le chemin reliant Bila à Turkoleika (fig. 264 et 300, A) traverse l'extrémité septentrionale du Mont Wromowrisaika, anticlinal en genou, intensément découpé par des failles de direction N-S à NW-SE. Une coupe (F.G) transversale (fig. 301) de ce massif m'a permis d'observer à partir de Bila, d'Ouest en Est, et de bas en haut la succession suivante :

J<sub>s3</sub>-C<sub>i</sub> - A l'Ouest de Bila affleurent des calcaires clairs dans lesquels Tsaila Monopoli (1977) a découvert une microfaune du Jurassique supérieur (cf. paragraphe Jurassique).

Une faille F<sub>2</sub>.

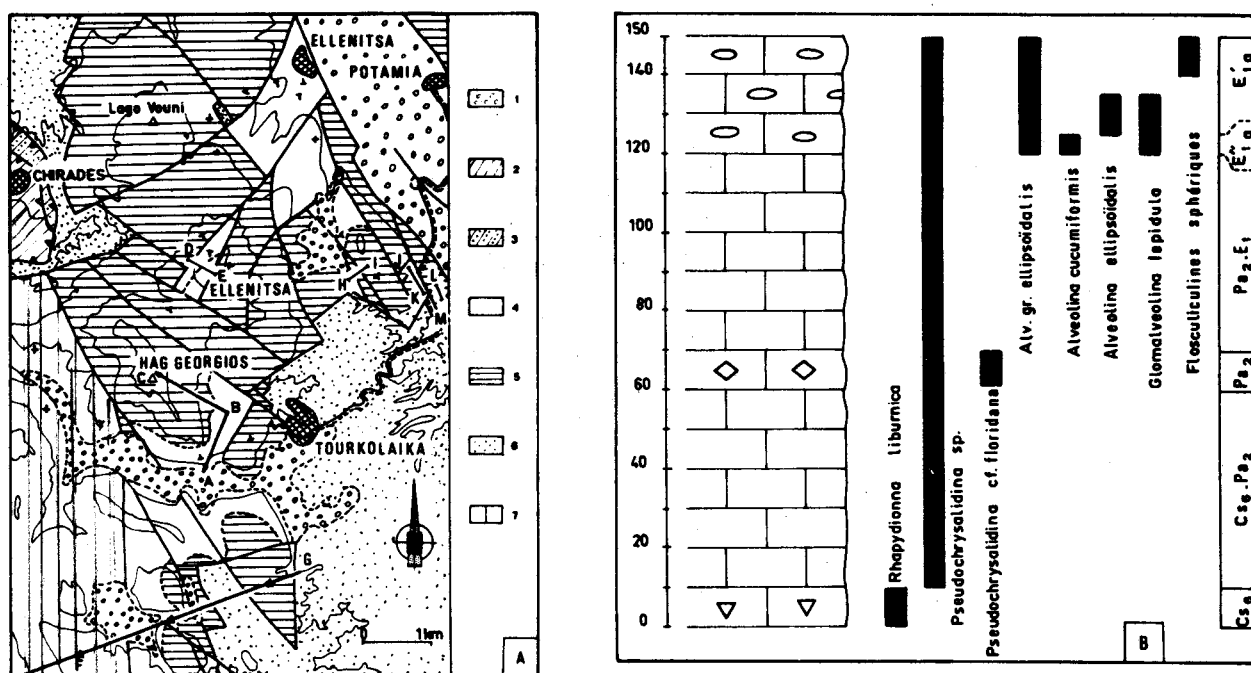


Fig. 300 A.- Carte géologique des massifs Hagios-Georgios et Ellenitsa au Nord de Tourkolafka.

1. Eboulis et Néogène discordant - Série du Pinde-Olonos arcadien ; 2. Calcaires en Plaquettes , 3. Marnes rouges à radiolaires - Série de Gavrovo-Tripolitza ; 4. Sénonien , 5. Paléocène et Eocène , 6. Flysch , 7. Trias supérieur à Crétacé inférieur.

Fig. 300 B.- Profil relevé le long de la coupe FG (figure 300 A) entre les failles F<sub>3</sub> et F<sub>4</sub> (fig. 301).

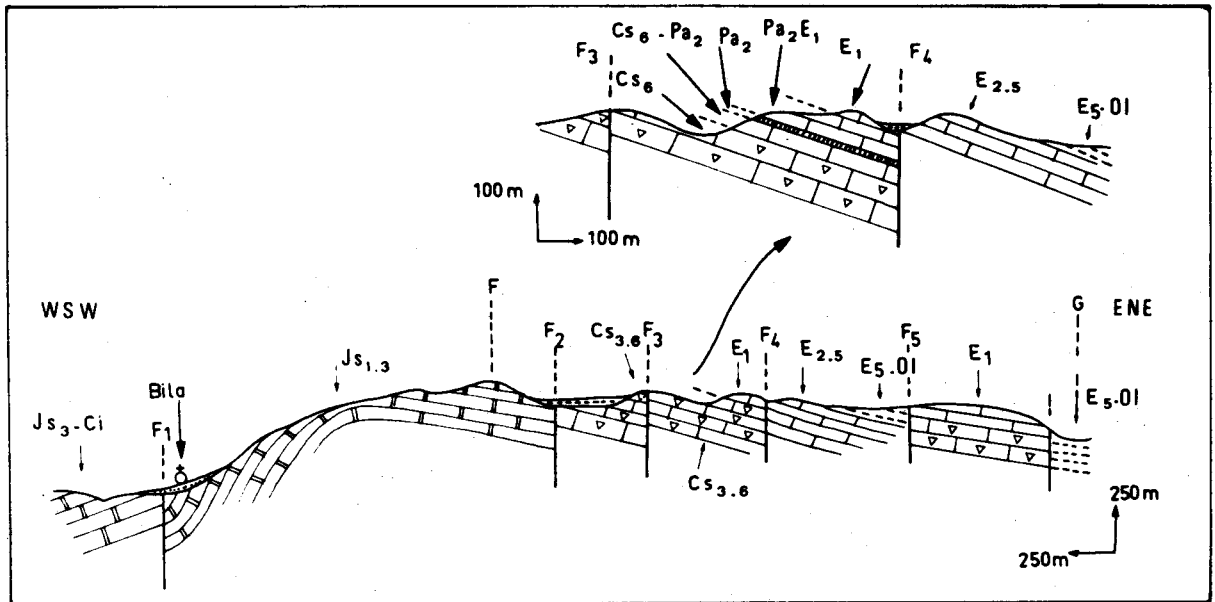


Fig. 301.- Coupe du chemin Tourkoleika - Bila dont une partie (FG) est repérée sur la carte de la figure 300 A.

$C_{s-1.3}$  - Calcaires à débris de rudistes.

Une faille  $F_3$ . Puis (fig. 300, B) :

$C_{s6}$  - Une dizaine de mètres de calcaires gris à Miliolidés et quelques bancs de biomicrites riches en débris de tests de rudistes et *Rhapydionina liburnica* STACHE.

$C_{s6}-P_{a2}$  - 50 à 60 m environ de calcaires gris, microcristallins en bancs pluridé-cimétriques. Ces biosparites (?) sont recristallisées, et nous ont livré : cf. *Pseudochrysalidina* sp., des Rotalidés, Ophtalmidiidés, Miliolidés, Ataxophragmiidés, Microcodium toujours dilacérés en prismes isolés et des petites Dasycladacées.

$P_{a2} ?$  - 10 m de calcaires gris (biosparites) à *Pseudochrysalidina* cf. *floridana* COLE (cf. Fleury, 1970, planche 3, fig. 12) *Cymbalopora* sp. (?) et petites Dasycladacées.

$P_{a2}-E_{1a}$  - 50 m environ de calcaires gris microcristallins (biosparites) à Milioli-dés, cf. *Pseudochrysalidina* sp., Rotalidés, Ophtalmidiidés, et Microcodium en prismes isolés.

$E''_{1a}$  - 5 m de calcaires gris microcristallins en bancs pluridé-cimétriques à Alvéo-lines dont : *Alveolina cucumiformis* HOTTINGER, *Alveolina dolioliformis* SCHWAGER, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Spirolina* sp. 2.

$E'_{1a}$  - 20 m de calcaires identiques aux précédents mais dont la microfaune d'Alveo-linidés comporte : *Alveolina ellipsotdalis* SCHWAGER, (formes A et B), *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Spirolina* sp. 3 avec en outre cf. *Pseudochrysalidina* sp., des Miliolidés et des Pe-neroplidés.

Une faille  $F_4$  soulignée par une dépression remplie de "terra rossa".

$E_5$  - Des calcaires gris à *Grzybowskiia multifida* passant graduellement au flysch ( $E_5$ -O1) par des marnes jaunâtres.

Une faille  $F_5$ .

$P_{a2}^{-E_1}$  - Calcaires gris dont la partie sommitale renferme des Alvéolines.

Une faille  $F_6$ .

$E_5$ -O1 - Le flysch de Tripolitza.

### 6. COUPE DE L'ELLENITSA, MAESTRICHTIEN - THANETIEN ET LUTETIEN.

Le massif de l'Ellenitsa (fig. 264 et 300, A) correspond à un compartiment haché par des failles NW-SE et NNE-SSW. Nous y avons observé à partir de 1200 m d'altitude, le long du chemin conduisant à la chapelle construite à son sommet, la succession suivante d'Ouest en Est et de bas en haut (coupe D.E., fig. 300, A - fig. 302, A et B) :

E - des calcaires à Alveolinidés.

Une faille  $F_1$ .

$C_{s3-6}$  - 10 m d'une alternance régulière et bien stratifiée de dolosparites grises ou blanches. Ces dernières ont une structure xénotopique, à grain fin, équigranulaire avec quelques plages résiduelles de sparite.

$C_{s6}$  - 15 m de calcaires gris à débris de tests de rudistes (biomicrites recristallisées). Les bioclastes sont nombreux : débris de tests de rudistes et *Rhapydionina liburnica* STACHE.

$C_{s6}^{-P_{a2}}$  - Une trentaine de mètres de calcaires gris à Miliolidés. Les faciès sont variés :

- micrites fossilifères à Discorbidés, Miliolidés et Textulariidés.

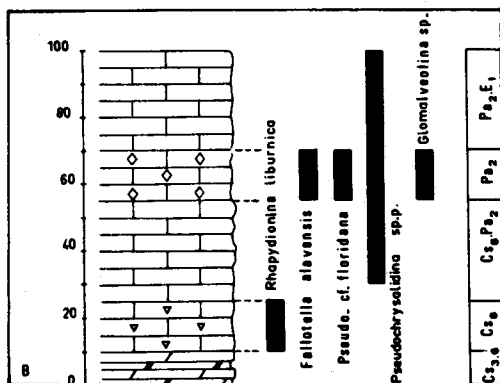
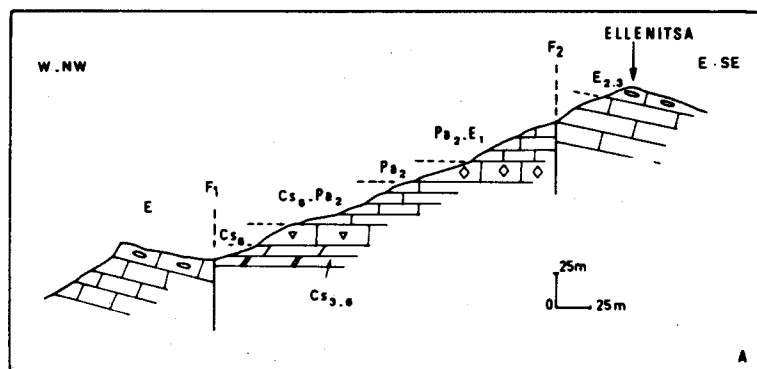


Fig. 302 A.- Coupe (DE, fig. 300 A) de l'Ellenitsa.

Fig. 302 B.- Profil correspondant entre les failles  $F_1$  et  $F_2$ . (fig. 302 A).

- oosparites fossilifères à Miliolidés, cf. *Pseudochrysalidina* sp. et des petites Dasycladacées.

$P_{a2}$  - 15 m de calcaires gris microcristallins (biomicrites recristallisées) à *Falotella alavensis* (STACHE), *Pseudochrysalidina* cf. *floridana* COLE (semblable à celle citée par Fleury dans le Klokova), *Glomalveolina* sp., des Miliolidés, des Textulariidés et des petites Dasycladacées.

$P_{a2} - E_1$  - 20 à 30 m de calcaires microcristallins (micrite fossilifère et intrabiosparite) à cf. *Pseudochrysalidina* sp., Miliolidés, Textulariidés et Pénéroplidés.

Une faille  $F_2$ .

$E_{2.3}$  - 30 m de calcaires noirs microcristallins azoïques.

Puis jusqu'au sommet des biosparites grises en bancs pluridécimétriques à Alvéolinidés allongés, *Lituonella* cf. *roberti* SCHLUMBERGER, des gypsinidés, des Rotalidés et des Miliolidés.

#### 7. LA COUPE DE L'HAGIOS GEORGIOS : DU SENONIEN A L'ILERDIEN MOYEN.

A l'Ouest de Turkoleika (fig. 264 et 300, A), le massif de l'Hagios Georgios correspond à un vaste compartiment limité de toute part par des failles et ayant une forme grossièrement rectangulaire. Les calcaires de Tripolitza y forment un ensemble horizontal dans sa partie haute et monoclinal vers le Nord dans sa partie inférieure et méridionale (fig. 300, A). Le profil A.B.C. (fig. 300, A) m'a permis de relever la succession suivante de bas en haut (fig. 303 et 304).

$C_{s-3.6}$  - a. 250 m environ de dolosparites noires xénotopiques bien stratifiées.

$C_{s-3.6}$  - b. 10 m de calcaires dolomitiques et dolomies grises à débris de tests de rudistes et *Cuneolina* sp. Il s'agit de biomicrites recristallisées. La matrice est plus ou moins remplacée par des petits rhomboèdres de dolomite, les bioclastes étant eux remplacés assez souvent par des plages de dolosparites hypidiotopiques.

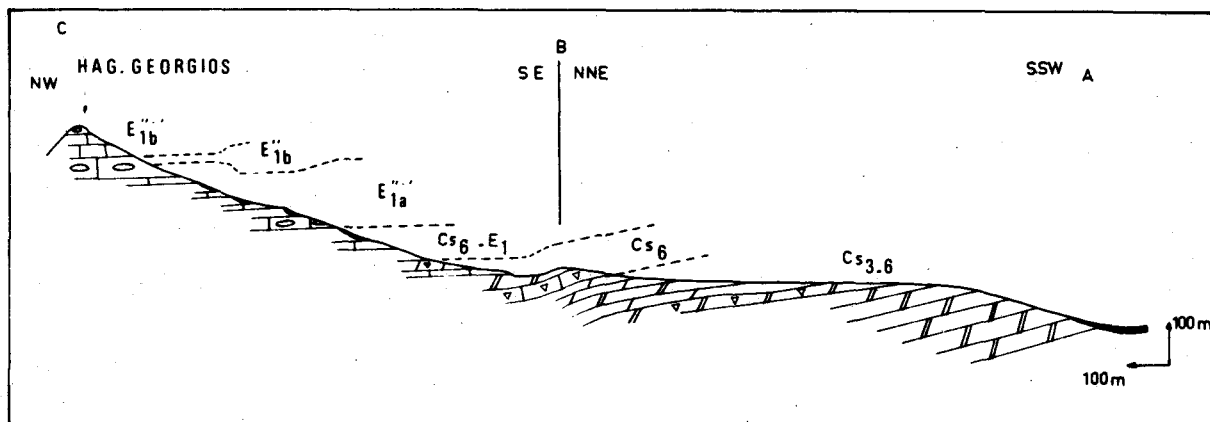


Fig. 303.- Coupe (ABC, fig. 300 A) de l'Hagios Georgios.

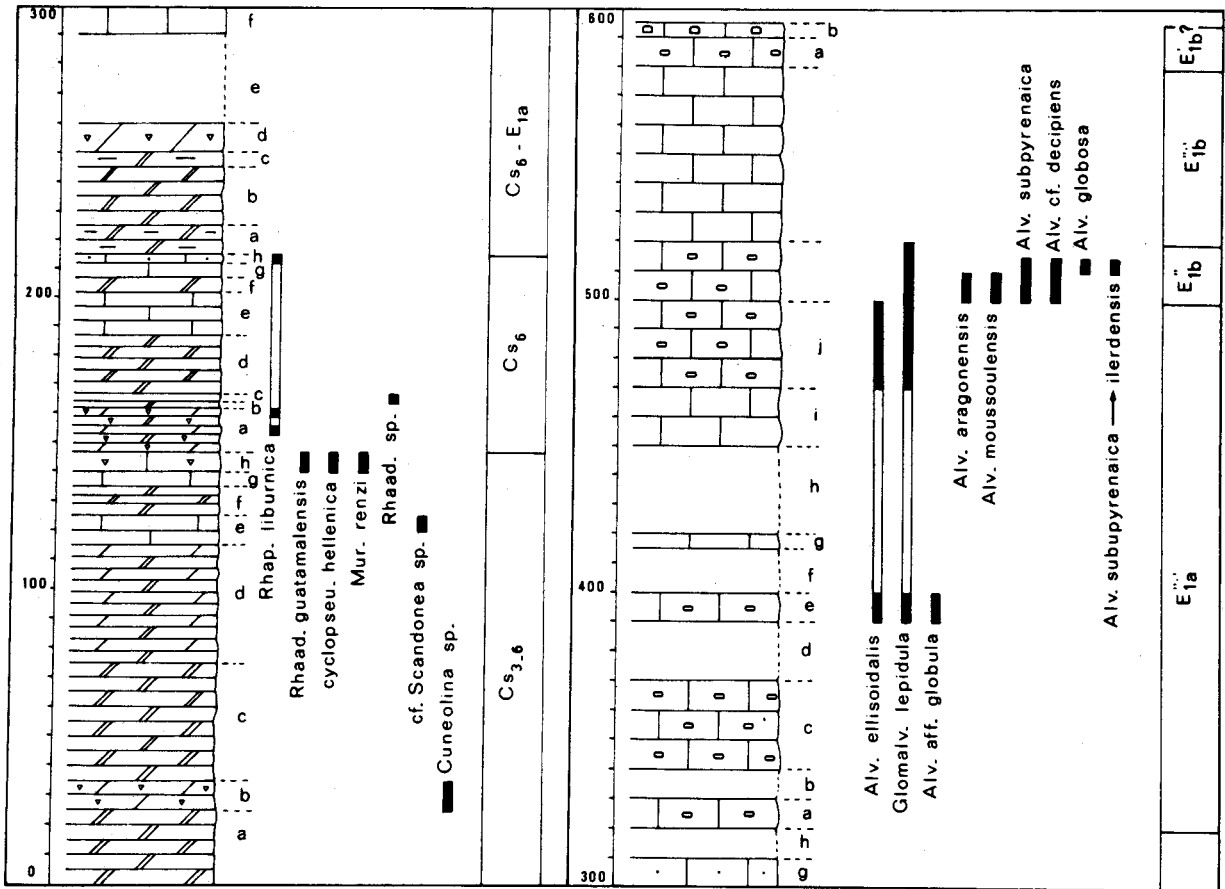


Fig. 304.- Profil de l'Hagios Georgios.

$C_{s-3.6}$  - c. 40 m de dolosparites noires ou grises. Leur structure est xénotopique, les cristaux étant de petite taille (60 à 120  $\mu$ ).

$C_{s-3.6}$  - d. 40 à 50 m d'une alternance de calcaires gris (biomicrites à Miliolidés) plus ou moins dolomitiques et de dolomies blanchâtres vermiculées. La structure de ces dernières est hypidiotopique très hétérogranulaire.

$C_{s-3.6}$  - e. 10 m de calcaires gris en gros bancs. Ce sont d'anciennes micrites fossilifères recristallisées en pseudosparite ou pseudomicrosparite et partiellement dolomitisées. Les bioclastes sont rares : débris de tests de rudistes, Miliolidés, *cf. Scandonea* sp.

$C_{s-3.6}$  - f. 10 m d'une alternance de dolosparites noires et de dolosparites blanches vermiculées substratifiées.

$C_{s-3.6}$  - g. 5 m de calcaires gris clair ou gris blanc. Il s'agit de biomicrites recristallisées à Miliolidés.

$C_{s-3.6}$  - h. 5 m de calcaires microcristallins noirs, relativement mal stratifiés et à rares débris de tests de rudistes. Le microfaciès est celui des micrites fossilifères recristallisées en pseudomicrosparite avec des plages de pseudosparite. Parmi les rares bioclastes nous avons pu identifier : des débris de tests de rudistes, des Miliolidés, *Raadshooveria guatemalensis* VAN DEN BOLD, *Cuneolina* sp., *Murciella renzi* FLEURY, *Cyclopseudomia hellenica* FLEURY, "*Rhapydionina*" sp.

C<sub>s6</sub> - a. 15 m d'une alternance de dolosparites grises à débris de tests de rudistes et de calcaires dolomitiques ou dolomies blanches. Ces dernières sont d'anciennes biomicrites recristallisées et plus ou moins dolomitisées. Dans tous les cas, les bioclastes sont épigénisés et plus ou moins dolomitisés. Dans tous les cas, les bioclastes sont épigénisés en dolosparite hypidiotopique (dolomitisation diagénétique précoce ?). Nous avons malgré cela pu identifier : *Rhapydionina liburnica* STACHE, des Miliolidés et des gastéropodes.

C<sub>s6</sub> - b. 2 m de dolosparites grises ou blanches, substratifiées.

C<sub>s6</sub> - c. 2 m de calcaires gris microcristallins, mal stratifiés à débris de tests de rudistes. Ces biomicrites sont recristallisées et pauvres en bioclastes : débris de tests de rudistes, *Raadshoovenia* sp.

C<sub>s6</sub> - d. 15 à 20 m d'une alternance régulière de dolosparites blanches et de dolosparites grises pouvant contenir quelques débris de tests de rudistes.

C<sub>s6</sub> - e. 15 m de calcaires microcristallins gris foncé à gris clair et en gros bancs. Ces biomicrites sont finement recristallisées en pseudomicrosparite. Elles renferment des Miliolidés et des Discorbidés.

C<sub>s6</sub> - f. 5 m de dolosparites grises et de dolosparites blanches vermiculées.

C<sub>s6</sub> - g. 5 m de calcaires microcristallins gris clair en bancs épais.

C<sub>s6</sub> - h. 2 m de calcaires noirs microcristallins en bancs pluridécimétriques. Ces biomicrites sont recristallisées en pseudomicrosparite avec de grandes plages de pseudosparite. Les bioclastes sont peu nombreux : des débris d'échinodermes, des Miliolidés, des Discorbidés et *Rhapydionina liburnica* STACHE.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - a. 10 m de dolosparites blanches vermiculées (vermicules sombres) en bancs de 50 cm à 1 m.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - b. 20 m de dolosparites noires, grossièrement grenues et pulvérulentes.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - c. 5 m de dolosparites blanches vermiculées (cf. a).

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - d. 10 m de calcaires dolomitiques ou de dolomies gris foncé en gros bancs (1 m d'épaisseur). Ce sont d'anciennes micrites fossilifères recristallisées. La mésostase est plus ou moins remplacée par de la dolosparite hypidiotopique en petits cristaux (< 100 μ). Parmi les bioclastes je citerai des débris de tests de rudistes et des radioles d'échinodermes.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - e. Une lacune d'observation.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - f. 10 m de calcaires dolomitiques gris.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - g. Une dizaine de mètres de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Dans ces biomicrites recristallisées on peut reconnaître des Miliolidés et de grands Textulariidés.

C<sub>s6</sub>-E<sub>1a</sub> - h. Une lacune d'observation.

E" '1a - a. 10 m de calcaires gris en gros bancs à alvéolines. Il s'agit de biocalcarénites à mésostase de pseudosparite. Les Alvéolinidés sont malheureusement indéterminables. Outre ces derniers microfossiles on peut citer des Miliolidés, des Textulariidés et des Discorbidés.

E" '1a - b. Une lacune d'observation.

E" '1a - c. 30 m de calcaires gris en gros bancs et à alvéolines comparables aux précédents.

E" '1a - d. Une lacune d'observation.

E" '1a - e. 10 m de calcaires gris en gros bancs. Il s'agit encore de biocalcarénites à mésostase de sparite. La microfaune est abondante : Miliolidés, Textulariidés, des Alveolinidés dont *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Alveolina aff. globula*, et enfin *Opertorbitolites cf. biplanus* (LEHMANN).

E" '1a - f. Une lacune d'observation.

E" '1a - g. 5 m de calcaires gris microcristallins en bancs pluridécimétriques. Ce sont des biocalcarénites à ciment de sparite plus ou moins recristallisé en pseudosparite. On y notera : des Miliolidés, des Textulariidés et des Discorbidés.

E" '1a - h. Une lacune d'observation.

E" '1a - i. 20 m de calcaires noirs microcristallins, en bancs pluridécimétriques. Ces micrites fossilifères sont partiellement recristallisées en microsparite. La microfaune rare est composée de Miliolidés et Discorbidés. Au sommet apparaissent des fragments d'alvéolines et d'*Orbitolites* sp.

E" '1a - j. 30 m de calcaires noirs à alvéolines, en gros bancs. Il s'agit de biocalcarénites à mésostase de pseudosparite. La microfaune y est abondante : Miliolidés, Valvulinidés, *Spirolina* sp., *Orbitolites* sp., *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, et *Idalina cf. sinjarica* GRIMSDALE.

E" '1b - 20 m de calcaires gris à alvéolines comparables aux précédents par la lithologie mais différents quant au contenu micropaléontologique. En effet on peut y reconnaître : *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Alveolina aragonensis* HOTTINGER, *Alveolina moussoulensis* HOTTINGER, *Alveolina subpyrenaica* LEYMERIE, *Alveolina cf. decipiens* HOTTINGER, *Alveolina cf. globosa* LEYMERIE, *Alveolina globosa* LEYMERIE type *Pisiformis* HOTTINGER, *Spirolina* sp., des Valvulinidés, des Dasycladacées, *Opertorbitolites* sp. et des coraux.

Ces derniers bancs contiennent enfin des *Alveolina subpyrenaica* LEYMERIE, formes de passage à *Alveolina ilerdensis* HOTTINGER.

E" '1b - 60 m environ de calcaires gris ou noirs microcristallins sublithographiques en bancs pluridécimétriques. On notera à la base quelques passées de dolomies. Il s'agit de biomicrites plus ou moins recristallisées en pseudosparite. On peut y reconnaître : des Miliolidés, des Ostracodes, des Discorbidés et des débris de coquilles de lamellibranches.

E' <sub>1b</sub> ? - a. 10 m de calcaires gris microcristallins en gros bancs. Ce sont des biosparites à grands lithoclastes de biomicrites fortement homogénéisés par une diagenèse dégradante (évolution vers des isoclastes). La microfaune est abondante : alvéolines écrasées indéterminables, Miliolidés et débris d'échinodermes.

E' <sub>1b</sub> ? - b. 5 m de calcaires noirs sublithographiques en bancs pluridécimétriques. Le microfaciès est celui de biomicrites à débris de tests d'oursins et à Globigérinidés

#### 8. COUPE DU HORST DE LEONTARION - PALEOCENE ET LUTETIEN.

Le village de Leontarion est construit à l'extrémité d'un horst calcaire, dilacéré par des failles de direction NW-SE (fig. 264 et 305, A). Le chemin reliant Potamia au monastère Léontarion permet de réaliser une coupe transversale de ce massif. Nous avons relevé la succession suivante d'Ouest en Est et de bas en haut (fig. 306) :

Potamia est construit sur les alluvions néogènes de la vallée du Xerilas.

Une faille F<sub>1</sub>.

E<sub>2.3</sub> - a. Une cinquantaine de mètres de calcaires gris en gros bancs. Dans ces biosparites on notera l'existence de quelques lithoclastes (de forme très irrégulière) de biomicrite. La microfaune est abondante : Miliolidés (avec des biloculines), Alvéolinidés, Textulariidés et *Cymbalopora* sp.

E<sub>2.3</sub> - b. Une dizaine de mètres de calcaires gris en gros bancs dont le microfaciès est identique aux précédents. Parmi les bioclastes nous citerons : *Arenagula* sp., cf. *Lituonella* sp. (évoquant *Lituonella* cf. *roberti*), *Orbitolites* sp., des Alvéolinidés, Miliolidés et Pénéroplidés.

Une faille F<sub>2</sub>.

e<sub>5</sub>-o<sub>1</sub> - Flysch périto-gréseux de Tripolitza.

Une faille F<sub>3</sub>. Puis un compartiment avec la succession suivante (fig. 305, B) :

C<sub>s6</sub>-P<sub>a2</sub> - 20 à 30 m de calcaires microcristallins gris en bancs pluridécimétriques. Les allochems sont abondants : intraclastes et bioclastes (biosparites). Parmi ces derniers nous avons reconnu : cf. *Pseudochrysalidina* sp., *Fabularia* sp., des Gypsinidés, Miliolidés et Pénéroplidés.

P<sub>a2</sub> - 5 à 10 m de calcaires gris microcristallins, biosparites à cf. *Pseudochrysalidina* sp., *Fallotella alavensis* (STACHE), *Cymbalopora* sp. (?) et des Rotalidés.

Pa<sub>2</sub>-E<sub>1</sub> - 20 à 30 m de calcaires cryptocristallins gris (biomicrites recristallisées à Miliolidés, Ophthalmididés, Discorbidés et Dasycladacées.

Une faille F<sub>4</sub>.

E<sub>2.3</sub> - 25 à 30 m de calcaires gris en gros bancs. Il s'agit de biomicrites grises à Miliolidés dont *Biloculina* sp. et des Pénéroplidés.

Une faille F<sub>5</sub>.



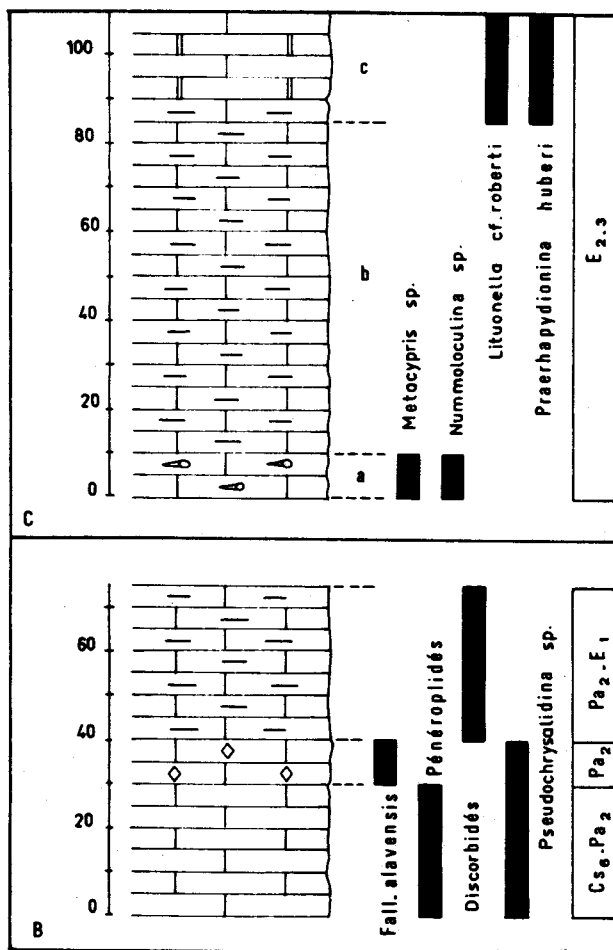
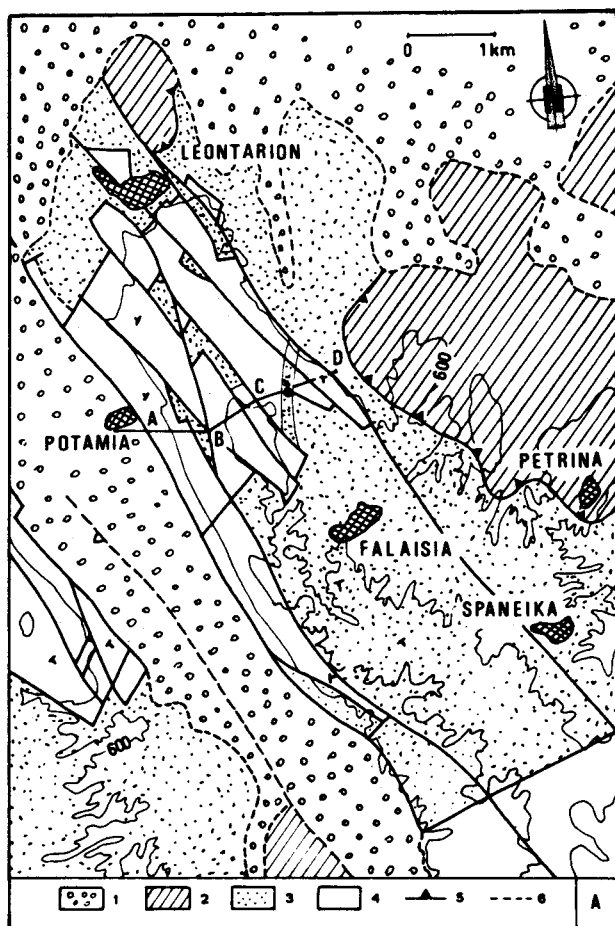


Fig. 305 A.- Carte géologique du horst de Leontarion.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires en Plaquettes du Pinde-Olonos - Série de Tripolitza :
3. Flysch, 4. Calcaires tertiaires. - 5. Chevauchements. - 6. Contacts stratigraphiques.

Fig. 305 B et C.- Profils relevés entre les failles F<sub>3</sub>-F<sub>4</sub> (305 B) et les failles F<sub>8</sub>-F<sub>9</sub> (305 C) repérées sur la coupe de la figure 306.

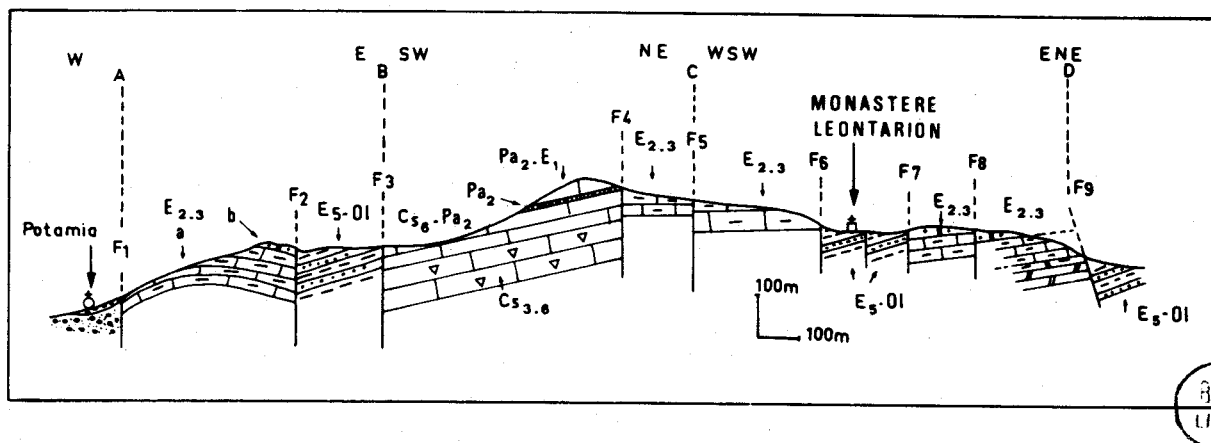


Fig. 306.- Coupe (ABCD, fig. 305 A) à travers le horst de Leontarion.

E<sub>2.3</sub> - 70 m de calcaires identiques aux précédents.

Une faille F<sub>6</sub>.

E<sub>5.0</sub> - Flysch de Tripolitza.

Une faille F<sub>7</sub>.

E<sub>2.3</sub> - Une quinzaine de mètres de calcaires gris en bancs pluridécimétriques. Dans ces biosparites à intraclastes nous avons identifié : *Lituonella* cf. *roberti* SCHLUMBERGER, *Valvulina* sp., des Pénéroplidés dont *Dentritina* sp., des Miliolidés dont *Bilucolina* sp.

Une faille F<sub>8</sub>. Un monoclinal vers WSW, dans lequel j'ai relevé de bas en haut (fig. 305, C).

E<sub>2.3</sub> - a. 5 m de calcaires cryptocristallins gris (biomicrite recristallisée en pseudomicrosparite) à gastéropodes, ostracodes dont *Metacypris* sp. et des Cyprididés (?) des Discorbidés, des Miliolidés dont *Nummoloculina* sp. et des Ophtalmidiidés.

E<sub>2.3</sub> - b. 70 m environ de calcaires noirs cryptocristallins en bancs pluridécimétriques (micrite fossilifère plus ou moins recristallisée). La microfaune est pauvre : Discorbidés et rares ostracodes.

E<sub>2.3</sub> - c. 15 m de calcaires gris en gros bancs. Les allochems sont essentiellement des bioclastes associés à des intraclastes de petite taille (300 µ à 1 mm). La microfaune de ces biosparites est abondante : *Lituonella* cf. *roberti* SCHLUMBERGER, *Valvulina* sp., des Pénéroplidés dont *Dentritina* sp. et *Praerhapydionina huberi* HENSON, des Miliolidés dont *Biloculina* sp., des Ataxophragmiidés et des Textulariidés.

Une faille F<sub>9</sub>.

E<sub>5-01</sub> - Le flysch de Tripolitza.

## 9. COUPE DU FLANC OCCIDENTAL DU PYRGOS : EMERSION ILERDIENNE.

Le chemin reliant Ellenitsa à Turkoleika (fig. 300, A) longe le flanc occidental du petit Mont Pyrgos, haché par des failles de direction NNW-SSE. Le profil présenté ici résume des observations faites le long du chemin ou dans la pente immédiatement plus à l'Est. Nous avons relevé de bas en haut (coupe H.I., fig. 300, A, fig. 307) :

E'<sub>1a</sub> - a. 2 à 3 m de calcaires gris (biosparite) recristallisés à Miliolidés, Textulariidés, aff. *Praerhapydionina* sp., des Alveolinidés dont : *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Alveolina pasticillata* SCHWAGER, *Alveolina* cf. *aragonensis* HOTTINGER.

E'<sub>1a</sub> - b. 1 m à 50 cm de calcaires cryptocristallins (micrite fossilifère) mal stratifiés et à chailles grises, renfermant des ostracodes. Le sommet est envahi par des *Microcodium* en "épis de Mais", isolés des plages résiduelles de micrite à ostracodes par une gaine de pseudosparite.

E'<sub>1a</sub> - c. 1 à 2 m de marnes ayant été laminées. A leur base ces marnes se sont révélées riches en ostracodes : *Metacypris* sp., des Cyprididés et des Hemicythérinés. La partie supérieure ne renferme que des gyrogonites de characées : *Platychara* n. sp. assez proche du *Platychara compressa* (KNOWLTON) GRAMBAST. Un prélèvement s'est révélé en outre très riche en petits quartz diagénétiques bipyramidés.

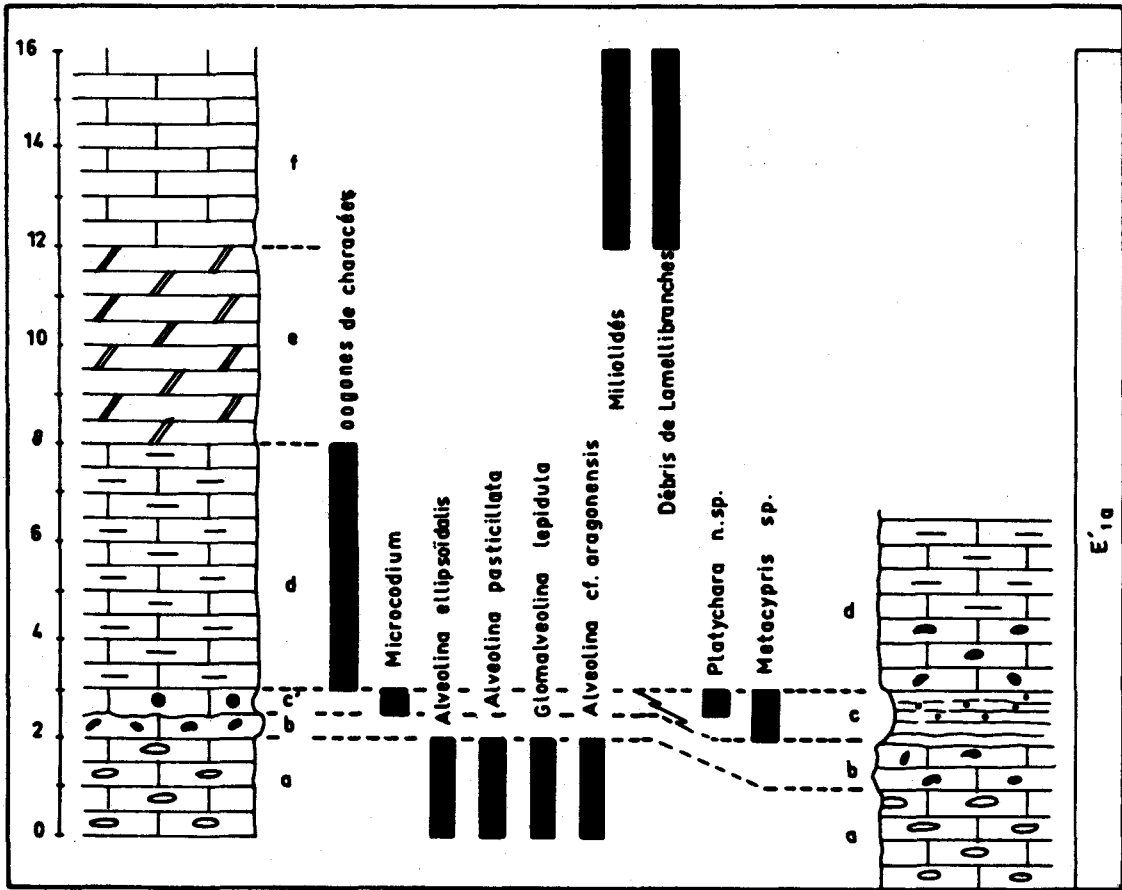


Fig. 307.- Profil (HI, fig. 300 A) du flanc ouest du Pyrgos.

E' <sub>1a</sub> - c'. Vers le Nord, ces marnes sont remplacées par 50 cm de calcaires néritiques très riches en *Microcodium* en "épis de Maïs".

E' <sub>1a</sub> - d. 5 m de calcaires en gros bancs à chailles noduleuses de petite taille. Dans ces biomicrites on peut reconnaître des ostracodes, des Globigérinidés et des gyrogonites de Characées.

E' <sub>1a</sub> - e. 4 m de dolosparites grises substratifiées.

E' <sub>1a</sub> - f. 15 à 20 m de calcaires gris (micrites fossilifères ou biomicrites) en gros bancs, à rares ostracodes, Miliolidés, Textulariidés, *Arenagula* sp. (?) et de nombreux débris de lamellibranches.

#### 10. COUPE DU MONASTERE HAGIOS TESSERAKONTA : ILERDIEN MOYEN

A l'Est de Sparte, la route menant à Chrisafa longe, à une distance d'un kilomètre à l'Ouest, un compartiment de calcaires de Tripolitza grossièrement rectangulaire et monoclinale vers le SW (fig. 264 et 308, A). Nous avons pu relever (à son extrémité NW) la succession suivante de bas en haut et du NE vers le SW (fig. 308, B) :

E' <sub>1b</sub> - a. 2 m de calcaires gris en gros bancs à alvéolines et tests d'oursins (biomicrites). Parmi les bioclastes nous citerons : *Alveolina corbarica* HOTTINGER, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Alveolina* cf. *triestina* HOTTINGER, *Opertorbitolites biplanus* LEHMANN, *Orbitolites* gr. *complanatus* LM.K.

E' <sub>1b</sub> - b. 2 m de calcaires gris foncé en gros bancs présentant des horizons finement laminés. Dans ces intramicrites fossilifères on peut observer des Miliolidés, des ostracodes et quelques alvéolines décortiquées et micritisées.

E' <sub>1b</sub> - c. 50 m de dolomie à texture pseudobréchique, due à l'existence dans ces dolomicrosparites hypidiotopiques de plages résiduelles de pelcalcarénites recristallisées en pseudomicrosparite.

E' <sub>1b</sub> - d. 2 m de calcaires gris ou noirs en gros bancs. Dans ces isocalcarénites à mésostase de pseudomicrosparite la microfaune est rare : débris d'échinodermes et de lamelli-branches, Miliolidés à Alvéolinidés.

E' <sub>Ab</sub> - e. 2 m de calcaires gris, en gros bancs à alveolines et Nummulites. Dans ces biomicrites les bioclastes sont nombreux : radioles d'échinodermes, Miliolidés, Nummulites sp., *Opertorbitolites biplanus* LEHMANN, des Alveolinidés dont : *Alveolina corbarica* HOTTINGER, *Alveolina leopoldi* HOTTINGER, *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER.

E' <sub>1b.c</sub> - 8 m de calcaires noirs en gros bancs, apparemment azoïques et présentant quelques rares passées de dolomies grises. Dans ces biomicrites la microfaune est rare : Miliolidés, Textulariidés, morceaux d'Alvéolinidés

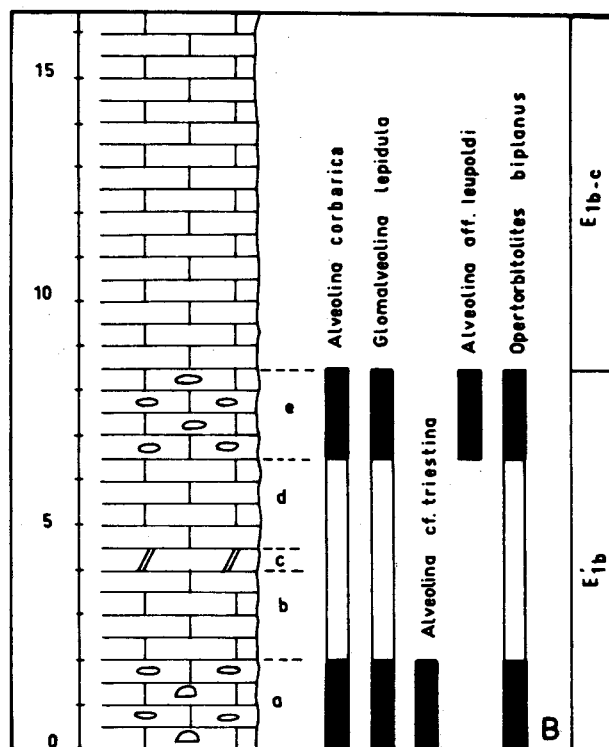
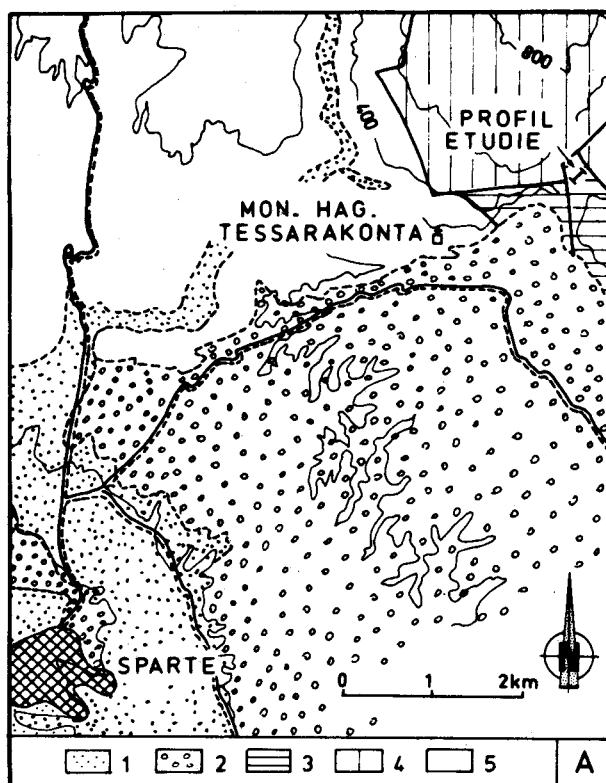


Fig. 308 A.- Carte géologique du secteur immédiatement au Nord-Est de Sparte.

1. Alluvions récentes. - 2. Néogène discordant - Série de Tripolitza : 3. Eocène, 4. Trias supérieur à Crétacé inférieur. - 5. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal (phyllades de Voutiani).

Fig. 308 B.- Profil repéré sur la figure 308 A.

11. COUPE DU FLANC EST DU PYRGOS : L'ILERDIEN , LE LUTETIEN, LE PRIABONIEN.

La route reliant le village de Leontarion à Turkoleika recoupe le flanc oriental du Pyrgos (fig. 300, A). Ce petit massif correspond à un compartiment monoclinal plongeant doucement vers le SE, morcellé par des failles de direction NNW-SSE et SW-NE. Le profil décrit ici débute légèrement au NW de la route, se suit à l'Ouest de celle-ci (repère J.K, fig. 300, A) puis passe à l'Est (repère L.M., fig. 300, A). J'ai pu observer du N-NW vers le S-SE (fig. 309) :

E<sub>1c</sub> - Quelques mètres de calcaires gris à alvéolines. La microfaune est mal conservée : *Alveolina* cf. *trepina* HOTTINGER, *Orbitolites* gr. *minus* HENSON.

Une faille F<sub>1</sub>.

E'<sub>1b</sub> - Une dizaine de mètres de calcaires gris en bancs décimétriques, riches en alvéolines à leur partie inférieure, bien plus pauvres dans leur partie supérieure. Cette partie basale est constituée de biomicrites recristallisées qui passent vers le haut à des biosparites. La partie périphérique du test de la plupart des alvéolines est micritisée. On a pu identifier : des débris d'échinodermes, des Miliolidés, des Alvéolinidés dont : *Alveolina corbarica* HOTTINGER, *Alveolina ilerdensis* HOTTINGER, *Alveolina* gr. *aragonensis* HOTTINGER, *Flomalveolina* aff. *minutula*.

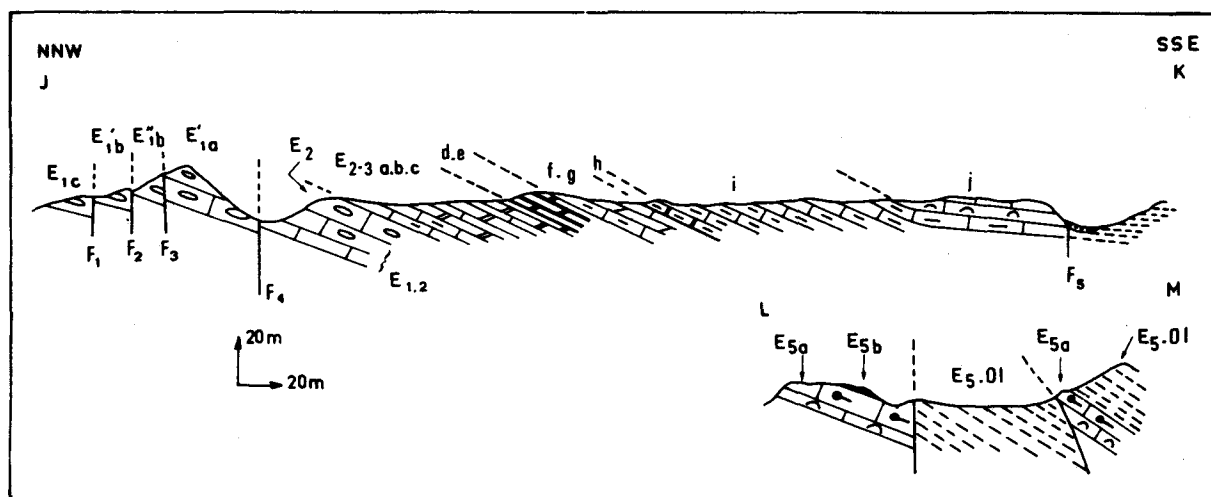


Fig. 309.- Coupe (JK, LM, fig. 300 A) du flanc Est du Pyrgos.

Une faille F<sub>2</sub>.

E''<sub>1b</sub> - 8 m environ de calcaires gris en bancs pluridécimétriques et pauvres en alvéolines. La recristallisation est ici toujours importante rendant très difficile la détermination de la microfaune. Malgré cette difficulté nous avons pu reconnaître : *Alveolina* cf. *moussoulensis* HOTTINGER et *Alveolina* cf. *rotundata* HOTTINGER.

Une faille F<sub>3</sub>.

E' <sub>1a</sub> - Une quinzaine de mètres de calcaires gris, présentant de nombreux bancs pluridécimétriques riches en Alvéolines. Le faciès dominant est celui de biomicrites plus ou moins recristallisées. Les alvéolines sont souvent écrasées et micritisées. Nous avons pu identifier : *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Alveolina* cf. *subpyrenaiica* LEYMERIE, *Opertorbitolites* cf. *biplanus* LEYMERIE.

Une faille F<sub>4</sub>. Puis la succession suivante de bas en haut (fig. 310, A).

E<sub>1.2</sub> - a. 4 à 5 m de calcaires gris à Miliolidés.

E<sub>1.2</sub> - b. 5 m de calcaires noirs ou gris, cryptocristallins (biomicrites) en bancs relativement épais (50 cm) et à Alvéolinidés allongés, Flosculines sphériques, cf. *Pseudochrysalidina* sp., des Miliolidés, Lituolidés et Pénéroplidés.

E<sub>1.2</sub> - c. 4 à 5 m de calcaires noirs cryptocristallins en bancs épais à Miliolidés, Discorbidés et Ophtalmidiidés (biomicrites à Discorbidés).

E<sub>1.2</sub> - d. 1 à 2 m de calcaires gris foncé, massifs, cryptocristallins (biomicrite) à Alvéolinidés allongés, Miliolidés et Rotalidés.

E<sub>1.2</sub> - e. 1 m de calcaires semblables à ceux de la subdivision c.

E<sub>2</sub> - a. (voir détail fig. 310, B). 5 à 10 m de calcaires gris microcristallins (biosparite) riches en bioclastes : *Alveolina cremae* CHECCHIA-RISPOLI, *Alveolina di-stefanoi* CHECCHIA-RISPOLI, *Orbitolites* gr. *minimum* HENSON, *Orbitolites* gr. *biplanus* LEHMANN, *Orbitolites* gr. *complanatus* L.M.K., *Spirolina* sp.

E<sub>2</sub> - b. Un niveau centimétrique, très irrégulier, en plaques, de lithocalcarénite ravinant très légèrement les calcaires précédents. Les lithoclastes sont formés de biomicrites à rotalidés et microcodium dilacérés. On y observe en outre de nombreux Alvéolinidés décortiqués et usés.

E<sub>2.3</sub> - a. 4 à 5 m de calcaires gris foncé, cryptocristallins (micrite fossilifère) à ostracodes, Discorbidés et Microcodium dilacérés en prismes isolés et emballés par la matrice. Ces roches peuvent présenter un léger rubanement lié à l'existence de passées de dismicrites à texture "birdeyes".

E<sub>2.3</sub> - b. 1,5 m environ de dolomies grisâtres substratifiées présentant des lits dont l'altération donne une roche friable rouge. Il s'agit de dolomicrosparite à ostracodes et Miliolidés, présentant des niveaux silicifiés, la silicification portant surtout sur les bioclastes, dont les tests restent visibles sous forme de fins granules de dolomite enveloppés poecilolithiquement par la mosaïque de grains de quartz.

E<sub>2.3</sub> - c. Alternance assez régulière de micrites noires à Miliolidés et de dolomies grises substratifiées.

E<sub>2.3</sub> - d. 1 m de dolomicrosparites grises à Miliolidés et Microcodium en épis de mais.

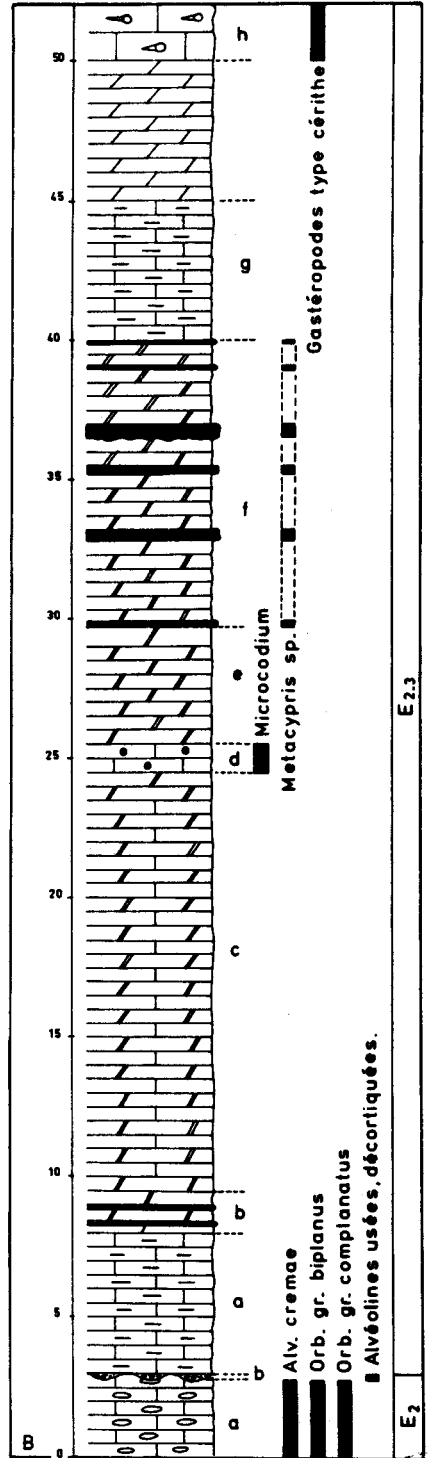
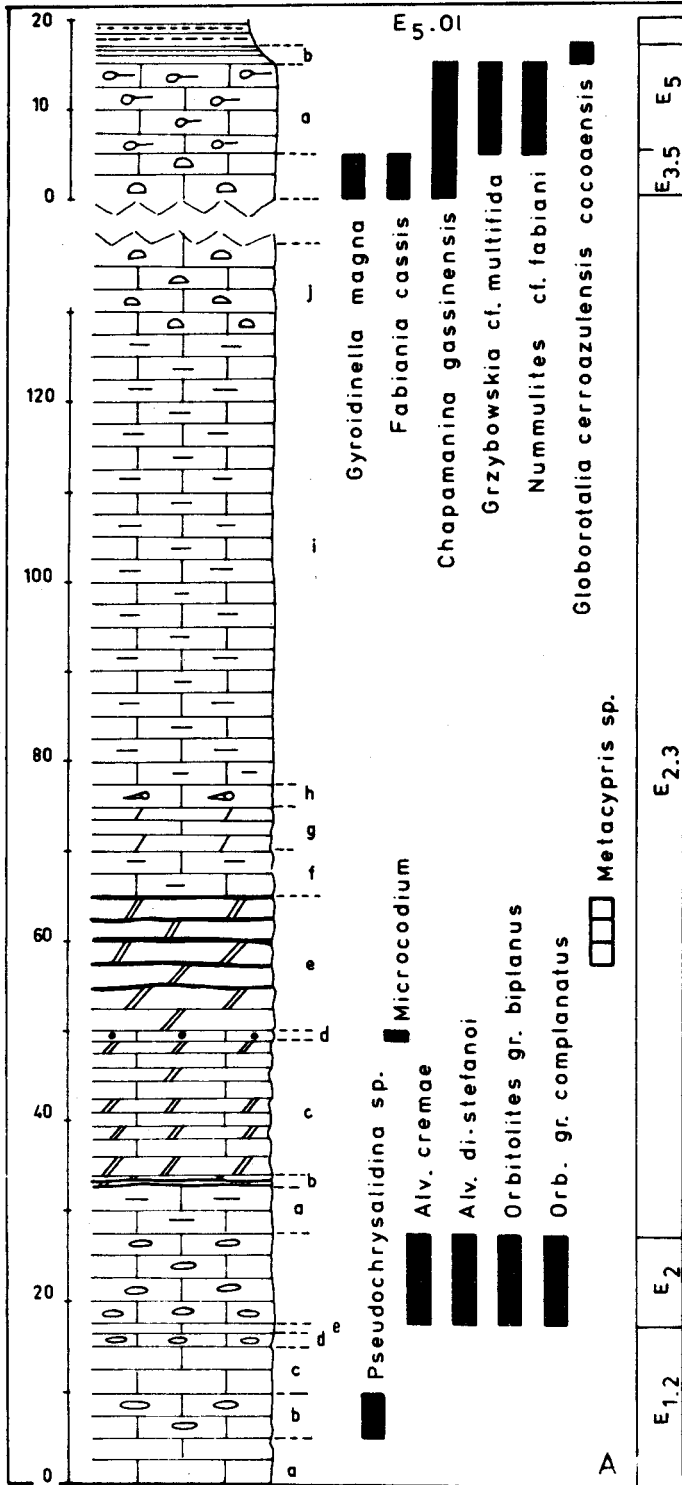


Fig. 310 A.- Profil synthétique du flanc est du Pyrgos.

Fig. 310 B.- Détail du profil 310 A.

BUS  
SOLE

E<sub>2.3</sub> - e. 15 m environ de dolomies hypidiotopiques grises, en bancs épais (jusqu'à un mètre) massives ou finement laminées, substratifiées et présentant des passées laminées rougeâtres, siliceuses, d'épaisseur variable. Le matériel original est une micrite fossilifère ou biomicrite à Miliolidés, Ophtalmidiidés et ostracodes : *Metacypris* sp., mâles, femelles et larves. Cette micrite a subi une dolomitisation diagénétique précoce (respectant la stratification - cristaux petits (inférieurs à 50 µ) remplaçant la matrice et les tests des microfossiles.

Dans les cherts lenticulaires, les lamines claires correspondent aux faciès les moins silicifiés, seuls les tests d'ostracodes et leur remplissage ayant été épigénisés en quartz microcristallin respectant les rhomboédres de dolomite. Les lamines sombres ont subi la silicification la plus poussée. Seuls ont été respectés les tests des bioclastes épigénisés en dolomicrosparite hypidiotopique, désormais enveloppés poecelitement par les grains de quartz. Cette observation montre que la silicification est postérieure à la dolomitisation.

Dans certaines passées holosiliceuses on peut observer de nombreux fantômes de sphères fibroradiées (calcédonite ?) dont le centre est occupé par un granule opaque. Le tout est fortement recristallisé en une mosaïque de grains de quartz microcristallin.

E<sub>2.3</sub> - f. 5 m de calcaires cryptocristallins (micrite fossilifère à ostracodes Miliolidés et Ophtalmidiidés) les bioclastes étant totalement épigénisés en quartz microcristallin.

E<sub>2.3</sub> - g. 5 à 6 m d'une alternance irrégulière de micrites noires azoïques et de dolomies grises ou blanches. La lamination est due à l'alternance de lits sombres de micrite recristallisée et pauvre en dolomite, et de lits clairs de dolomicrosparites à structure hypidiotopique et à fantômes d'ostracodes (?).

E<sub>2.3</sub> - h. 1 à 2 m de biomicrites à gastéropodes du type *Cerithe*, rares Miliolidés, Ophtalmidiidés et ostracodes.

E<sub>2.3</sub> - i. Une cinquantaine de mètres de micrites fossilifères noires, mal stratifiées, à Miliolidés, Pénéroplidés, Ophtalmidiidés, rares ostracodes et gyrogonites de Characées.

E<sub>2.3</sub> - j. Une dizaine de mètres de biomicrites à tests de lamellibranches et d'oursins, Nummulitidés, Discorbidés et Verneuillinidés.

Une faille F<sub>5</sub>.

E<sub>3.5</sub> - 5 m de biosparites noires à tests de lamellibranches et oursins, *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI, *Gyroldinella magna* LE CALVEZ, *Halkyardia minima* LIEBUS, *Lituonella* sp., *Stomatorbina* sp. (?), *Arenagula* sp., *Valvulina* sp., Rotalidés, Gypsinidés, débris d'orthophragmines, de Nummulitidés et de Mélobésiées.

E<sub>5a</sub> - 10 m de calcaires noirs massifs (biomicrite) à *Grzybowskia* cf. *multifida* BIEDA, *Halkyardia minima* LIEBUS, *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI, *Sphaerogypsina* sp., des nummulites dont *Nummulites* cf. *fabianii* PREVER, des orthophragmines dont *Actinocyclus* *radians* (d'ARCH) *Discocyclus* *sella* d'ARCH, *Asterodiscus* sp., des Miliolidés, des Rotalidés et des Mélobésiées.



E<sub>5b</sub> - 3 m environ de marnes jaunâtres s'enrichissant rapidement en quartz détritique. Elles ont livré une microfaune pélagique abondante dont : *Globorotalia cerroazulensis coensis* CUSHMANN et des ostracodes dont *Cythereis* ex. gr. *pisinensis* KOLLMANN, 1963.

Une faille F<sub>6</sub>.

E<sub>5</sub>-01- Un flysch pélito-gréseux épais.

## B. ÂGE DES SÉRIES DÉCRITES.

Les nombreuses coupes précédemment décrites vont me permettre de définir un certain nombre de formations (fig. 311 et 312) :

### 1. C<sub>S</sub>-1.3.

Il s'agit de dolomies substratifiées grisâtres non datées directement. L'âge de la formation susjacente suggère fortement qu'il s'agisse déjà de Sénonien. Par conséquent je n'ai pas de coupes de références permettant de mettre en évidence la base du Crétacé supérieur (Cénomaniens et Turonien).

L'absence de coupe dans le Cénomaniens-Turonien relève du hasard, puisque des roches sédimentaires de cet âge ont été décrites en Péloponnèse septentrional (De Wever, 1976).

### 2. C<sub>S</sub>-3.6.

Il s'agit d'une série relativement épaisse essentiellement dolomitique. Les dolomies les plus caractéristiques sont noir anthracite. Mais ce lithofaciès ne peut en aucun cas servir de repère, car de telles dolomies sont connues aussi dans le Dogger et le Jurassique supérieur.

La partie inférieure et moyenne de cette formation est caractérisée par *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Scandonea sammitica*, *Aeolissacus kotori*. *Accordiella conica* caractériserait tout le Sénonien et le Maestrichtien selon Farinacci et Radoicic (1964) et De Castro (1967).

En Grèce Fleury (1980) admet l'apparition de cette forme dans le Turonien terminal et sa disparition à la fin du Campanien.

*Aeolissacus kotori* est cité depuis l'Albien jusqu'au Sénonien et Maestrichtien probable (Bignot et Guernet, 1968).

*Rotorbinella scarsellai* se trouverait dans le Sénonien et le Maestrichtien (De Castro, 1967 ; Bignot, 1971), Fleury (1980) lui donne une durée de vie plus restreinte : Santonien - Campanien.

Quant à *Dicyclina* gr. *Schlumbergeri* elle est citée en Yougoslavie du Cénomaniens au Santonien ou Campanien basal (Bignot, 1972).

Le sommet de la formation est caractérisé par *Cyclopseudedomia hellenica*, *Murciella renzi* et *Raadshoovenia guatamelensis*. Cette association daterait précisément en Grèce la limite Campanien-Maestrichtien (Fleury, 1980). Cette datation est ici corroborée par la position des calcaires renfermant cette microfaune juste en-dessous de ceux renfermant *Rhapydionina liburnica*.

Un âge Santonien-Maestrichtien basal peut donc être retenu pour cette formation.

5118  
LILLE

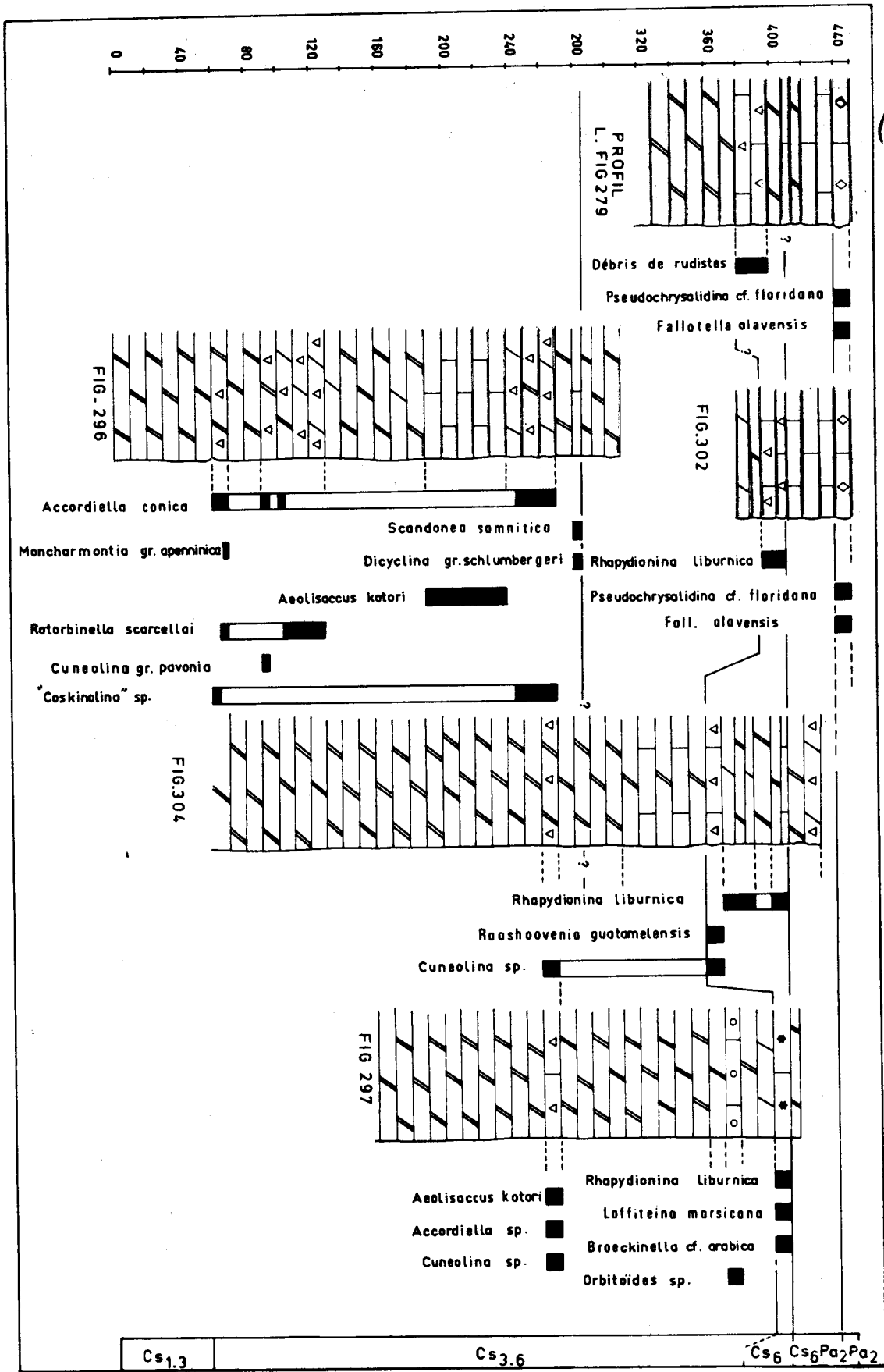


Fig. 311. - Synthèse des données stratigraphiques relatives au Crétacé supérieur de Tripolitza.

3. C<sub>s6</sub>.

Elle rassemble les calcaires à *Rhapydionina liburnica*, *Broeckinella* cf. *arabica* et *Laffiteina marsicana*. Cette association date précisément la partie terminale du Maestrichtien inférieur et le Maestrichtien supérieur (Fleury, 1980). On remarquera que dans le profil de Leonidion cette association se situe au-dessus du niveau à orbitoïdes comme ceci est classé en Péloponnèse septentrional et en Grèce continentale (Fleury, 1980).

4. C<sub>s6</sub>-P<sub>a2</sub>.

Cette formation montre souvent des lithofaciès assez semblables à la formation précédente : association de dolomies grises et blanches. Elle passe vers le haut à des biomicrites à Miliolidés.

Elle n'est pas datée directement mais son âge est compris entre le Maestrichtien et le Thanétien.

5. P<sub>a2</sub>.

Il s'agit d'une passée peu épaisse de biosparite à *Pseudochrysalidina* cf. *floridana* *Fallotella alavensis*.

Cette association caractériserait le Paléocène supérieur, Thanétien (Fleury, 1970 - 1980 ; Bignot, 1972).

6. P<sub>a2</sub>-E<sub>1a</sub>.

C'est une série d'une cinquantaine de mètres de biosparites non datées directement, mais d'âge Paléocène supérieur - Ilerdien inférieur, étant donné l'âge des formations qui l'encadrent.

7. C<sub>s6</sub>-E<sub>1</sub>.

Dans un certain nombre de profils, le Paléocène supérieur n'a pu être mis en évidence. Le Maestrichtien daté est alors séparé de l'Ilerdien inférieur à Alvéolinidés par une épaisseur plus ou moins importante de dolomies et calcaires dolomitiques d'âge indéterminé : Maestrichtien - Ilerdien inférieur.

8. E<sub>1a</sub>.

Ces calcaires forment une série épaisse (170 m environ) et sont caractérisés par des microfaunes d'Alvéolinidés. Ceux-ci permettent de subdiviser l'ensemble en deux sous-ensembles :

E<sub>1a</sub>" - Il est caractérisé par *Alveolina cucumiformis* datant précisément la partie basale de l'Ilerdien inférieur (Hottinger, 1960).

E<sub>1a</sub>' - Renferme à sa base comme à son sommet *Alveolina ellipsoidalis* caractérisant la partie sommitale de l'Ilerdien inférieur (Hottinger, 1960).

9. E<sub>1b</sub>.

Il s'agit encore de calcaires à Alvéolinidés. J'y définirai trois sous-ensembles :

E''<sub>1b</sub> - Ce sous-ensemble renferme *Alveolina moussoulensis* datant la base de l'Ilerdien moyen (Hottinger, 1960).

E''<sub>1b</sub> - Non daté directement mais d'âge forcément Ilerdien moyen étant donné l'âge des sous-ensembles qui l'encadrent.

E'<sub>1b</sub> - Ce sous-ensemble renfermant *Alveolina corbarica* est daté de la partie supérieure de l'Ilerdien moyen (Hottinger, 1960).

10. E<sub>1b.c</sub>.

Ces calcaires ne sont pas datés directement mais forment transition entre les calcaires d'âge Ilerdien moyen et supérieur.

11. E<sub>1c</sub>.

La présence d'*Alveolina trempina* dans ces calcaires permet de dater ceux-ci de l'Ilerdien supérieur (Hottinger, 1960).

12. E<sub>1.2</sub>.

Ces calcaires sombres ne renferment pas d'Alvéolinidés caractéristiques, mais ont un âge encadré par l'Ilerdien supérieur et le Cuisien.

13. E<sub>2</sub>.

Il s'agit de biosparites riches en Alvéolinidés : *Alveolina cremae* et *Alveolina di stefano*. Cette association date le Cuisien inférieur à moyen (zone à *Alveolina oblonga* et zone à *Alveolina dainellii*, Hottinger, 1960).

14. E<sub>2.3</sub>.

Cette série relativement épaisse (100 m environ) calcaro-dolomitique renferme peu de microfaune caractéristique. La présence de *Lituonella roberti* lui confère p.p. un âge Lutétien (Poignant, 1964). Un âge cuiso-Lutétien paraît donc vraisemblable.

15. E<sub>3.5</sub>.

Ces quelques mètres de calcaires riches en tests d'oursins renferment : *Chapmanina gassinensis*, *Gyroldinella magna*, *Fabiania cassis*.

*Gyroldinella magna* est citée dans le Lutétien supérieur et dans les niveaux de passage à l'Eocène supérieur (Neumann, 1968); Fleury et Tsoflias (1972) l'ont décrite dans du Priabonien franc.

*Fabiania cassis* a vécu du Lutétien supérieur au Priabonien (Blondeau et coll., 1968). Elle semble apparaître plus précocement en Mésogée : Lutétien inférieur (Bignot, 1972) ou Lutétien moyen (Fleury, 1980).

*Chapmanina gassinensis* a été décrite dans une zone de passage (zone B) entre Lutétien supérieur et Eocène supérieur (Blondeau et coll., 1968), du Lutétien au Priabonien franc (Fleury et Tsoflias, 1972) et même jusqu'à l'Oligocène (Fleury, 1980).

Je retiendrai un âge Lutétien moyen - Priabonien.

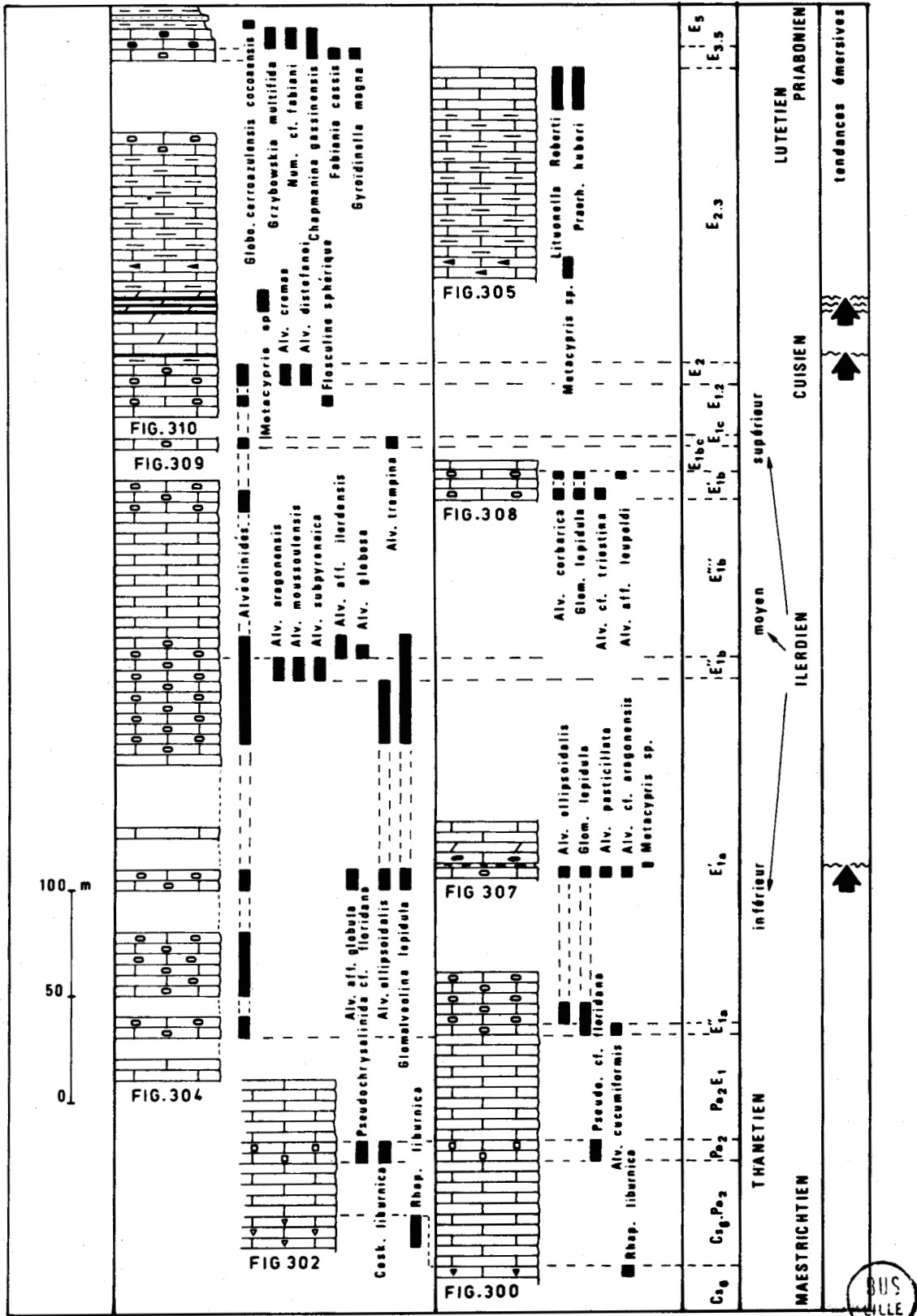


Fig. 312.- Synthèse des données stratigraphiques relatives au Tertiaire de Tripolitza.

16. E<sub>5a</sub>.

Cet ensemble de biomicrites est caractérisé par *Grzybowskia multifida* et *Nummulites* gr. *fabianii*. *Grzybowskia multifida* caractérise le Priabonien (Bieda, 1957 ; Vitalis Zilaky, 1971), et *Nummulites fabianii* la coupe du Priabonien (cf. colloque Eocène, 1968, t. 3, p. 461).

L'absence de *Pellatispira madaraszii* me conduit à retenir un âge Priabonien inférieur (Fleury, 1980).

17. E<sub>5b</sub>.

Ce sont des couches de passage au flysch. Elles renferment toujours *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*. Ce microfossile date précisément le Priabonien moyen et supérieur (biozone P<sub>16</sub> et P<sub>17</sub>).

### C. INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE.

Le Sénonien (C<sub>s3.6</sub>) est caractérisé par l'abondance des dolomies et calcaires dolomitiques. Il s'agit de dolomies saccharoïdes substratifiées diagénétiques précoces. Les calcaires associés sont toujours franchement néritiques et indiquent un milieu de plate-forme très peu profond, récifal (calcaires dolomitiques à rudistes entiers) ou périrécifal (calcaires à débris de rudistes). Ces conditions se poursuivent durant le Maestrichtien (C<sub>s6</sub>), les *Rhapydionina* vivant d'après Bignot (1971) "dans la zone néritique toute proche du littoral dans des eaux chaudes, à salinité normale ou faiblement dessalées".

Au passage Crétacé-Tertiaire (C<sub>s6</sub>-P<sub>a1</sub>) les faciès indiquent, en général, un milieu laguno-marín (calcaires à Discorbidés) puis franchement marin et néritique (oosparite fossilifère à Dasycladacées).

Après un Paléocène supérieur (Thanétien) franchement marin, l'Ilerdien montre une alternance de calcaires à alvéolines (milieu marin de moyenne ou basse énergie) et des calcaires sombres à Discorbidés et ostracodes (milieu laguno-marín).

Le profil de la figure 307 montre aussi dans la partie sommitale de l'Ilerdien inférieur (zone à *Alveolina ellipsoidalis*), des tendances à une épirogenèse modérée.

Le niveau E'<sub>1a</sub>-C (fig. 307) indique en effet par sa faune d'ostracodes (*Metacypris* sp. entre autres) une tendance à l'émergence qui se trouve confirmée par les niveaux associés à gyrogonites de Characées, et le passage latéral à des calcaires à *Microcodium* (témoin probable d'une pédogenèse - Bodergat, 1974).

Les niveaux Cuiso-Lutétien montrant une évolution tout à fait comparable. Le Cuisien franc est nettement marin (faciès néritique de moyenne à basse énergie). Les termes sus-jacents témoignent de plusieurs épisodes émergifs. Le premier correspond peut être au niveau E<sub>2b</sub> (fig. 310). Ensuite beaucoup plus nets viennent les épisodes : E<sub>2.3</sub>-b (ostracodes silicifiés), E<sub>2.3</sub>-d (calcaires riches en microcodium) et puis les six niveaux d'ostracodites silicifiées formant p.p. la subdivision E<sub>2.3</sub>-e (fig. 310, B).

Ces ostracodites silicifiées renferment en effet une microfaune d'ostracodes lacustres. Le dépôt de ces calcaires lacustres est suivi d'une dolomitisation diagénétique précoce en milieu lacustre (?) ou supratidal (?). La silicification ultérieure est d'interprétation plus délicate. Il n'est pas inintéressant de noter que ces silicifications diagénétiques sont certainement synchrones de la formation des bauxites de la sous-zone du Gavrovo ("Pyloskalk") ou de la sous-zone de Tripolitza septentrional (à l'Est de Tripolis) (Tataris, 1964). Cette bauxitisation est certainement responsable d'un enrichissement des eaux douces en silice libérée par la monosiallisation et l'allitisation régnant sur les domaines émergés. Cet enrichissement des eaux douces en silicium peut, évidemment, expliquer ces silicifications diagénétiques. Mais des eaux pauvres en silicium et en silicates sont capables de produire de telles silicifications (cf. Van Oosterwyck - Gastuche, 1977) associées à des niveaux d'émersion. Les subdivisions riches en dolomies, en calcaires dolomitiques, en micrites à microfaune appauvrie (rares ostracodes et gyrogonites de Characées) montrent que des conditions lagunaires ou lagunomarinnes ont dû persister un certain temps avant le retour des conditions franchement marines au Lutétien-Priabonien.

Nous retrouvons donc ici une succession de séquences comparables à celle mise en évidence par Fleury (1980) avec une période d'instabilité à l'Ilerdien et au Cuisien-Lutétien, séparant deux périodes subsidentes et plus calmes, au Sénonien et à l'Eocène supérieur.

## V. INSTALLATION ET DÉPÔT DU FLYSCH DE GAVROVO-TRIPOLITZA

A partir de l'Eocène supérieur, la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza est progressivement envahie par des sédiments détritiques. Ce flysch d'épaisseur très variable n'a pas fait l'objet ici d'une étude sédimentologique ni pétrographique de détail. Mon propos se limitera à border aussi précisément que possible sa durée de dépôt.

L'âge de l'apparition de cette sédimentation terrigène et sa lithostratigraphie m'amène à considérer trois ensembles : le flysch de Gavrovo, le flysch de Tripolitza s.s. et la formation de Paleochora.

### A. DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE.

#### 1. LE FLYSCH DE GAVROVO.

Il affleure très largement en Messénie occidentale depuis Koroni au Nord jusqu'à Kiparissia au Nord, et semble se raccorder (sans solution de continuité) sous la plaine néogène de Kalamata au flysch de Tripolitza affleurant plus à l'Est (fig. 313).

Trois profils levés dans la presqu'île de Koroni vont me permettre de proposer la succession lithologique suivante de bas en haut (fig. 314) :

01 - a. Les couches de passage au flysch. Ces couches marneuses, jaunes, peu épaisses (1 à 2 m) viennent en concordance sur les bancs calcaires de l'Eocène supérieur à *Grzybowskia cf. multifida* BIEDA, *Pellatispira madaraszii* (HANTKEN) et *Globorotalia gr. cerroazulensis* (Fleury et coll., 1978). Les marnes de ces couches de passage contiennent *Globigerina gortanii* (BORSETTI), *Globigerina tripartita* KOCH, *Globigerina venezuelana* HEDBERG mais n'ont jamais livré *Globorotalia gr. cerroazulensis* (Fleury et coll., 1979).

O1 - b. Ensemble pélito-gréseux inférieur. Il s'agit d'un ensemble certainement très épais (1000 m environ) formé d'une alternance de bancs de grès d'épaisseur très variable et de pélites gréseuses.

O1 - c. Ensemble pélito-conglomératique moyen. Encore puissante (800 m environ) cette subdivision est essentiellement formée de pélites gréseuses dans lesquelles s'interstratifient des passées conglomératiques vraisemblablement lenticulaires à petite échelle. Certaines de ces pélites ont livré au Nord d'Ano Millitsa (repère  $C_N$ , fig. 313-314) une riche microfaune de nummulites : (dét. Blondeau) : *Nummulites intermedius* D'ARCHE (formes A et B), *Nummulites vascus* JOLY & LEYMERI (formes A et B) et *Nummulites bouillei* DE LA HARPE (formes A et B).

O1 - d. Ensemble pélito-gréseux supérieur. Au dessus de la dernière barre de conglomérats, le flysch s'enrichit à nouveau en bancs de grès. A la base de ce dernier ensemble des bancs de biocalcirudites m'ont livré (repère  $d_N$ , fig. 313 et 314) des Lépidocyclines associées à la même microfaune de nummulites que celle des pélites précédentes.

L'épaisseur de cet ensemble est certainement importante mais impossible à estimer avec précision car il disparaît vers l'Est sous la nappe du Pinde (cf. fig. 261).

## 2. LE FLYSCH DE TRIPOLITZA.

Il affleure essentiellement dans le massif du Taygète (septentrional et moyen) et sporadiquement dans le massif du Parnon (fig. 313).

Aucune découverte de microfaune ne m'ayant permis d'établir une stratigraphie de ce flysch je ne traiterai que du problème de l'apparition de la sédimentation terrigène. Son étude montre que ce phénomène est identique et parfaitement synchroné (géologiquement parlant) sur toute son aire de dépôt (fig. 313).

Je décrirai donc un seul petit profil levé dans un petit horst sur la rive occidentale de l'Eurotas (repère  $E_n$ , fig. 313). J'y ai observé de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest (fig. 313) (dét. Fleury) :

$E_5$  - a. 5 à 6 m de calcaires cryptocristallins (biomicrite) gris à *Graybowskia* cf. *multifida* BIEDA, *Operculina* sp., *Discocyclina* sp. et *Asterodiscus* sp.

$E_5$  - b. 2 à 3 m de marnes jaunâtres riches en quartz détritiques. Elles m'ont livré : *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN.

$E_5$ -O1 (M ?). Ces marnes jaunâtres forment transition entre les calcaires  $E_5$ -a) et une épaisse série (500 m au moins) de flysch pélito-gréseux qui affleure dans la vallée de l'Eurotas et supporte de grandes klippes de Calcaires en Plaquettes pindiques.

## 3. LA FORMATION DE PALEOCHORA.

Plus à l'Est, sur le revers oriental du massif du Parnon, dans le graben complexe d'Hagios Warsilios (fig. 313) les klippes pindiques ne chevauchent pas un flysch pélito-gréseux comparable à celui décrit précédemment. Mais ils reposent sur une formation terrigène se présentant



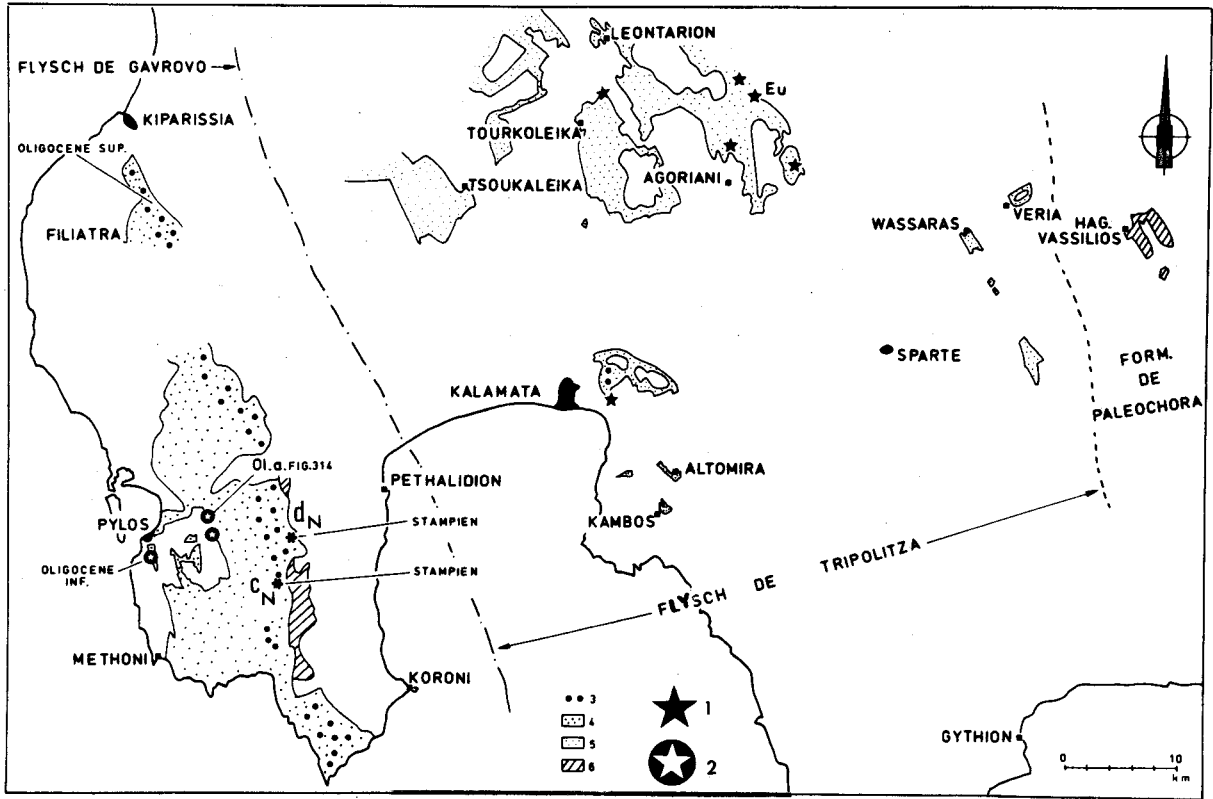


Fig. 313.- Affleurements du flysch de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse méridional.

1. Couches de passage (Priabonien supérieur) au Flysch de Tripolitza. - 2. Couches de passage (Oligocène inférieur) au Flysch de Gavrovo. - 3. Conglomérats à galets pindiques. - 4. Flysch de Gavrovo. - 5. Flysch de Tripolitza. 6. Formation de Paleochora.

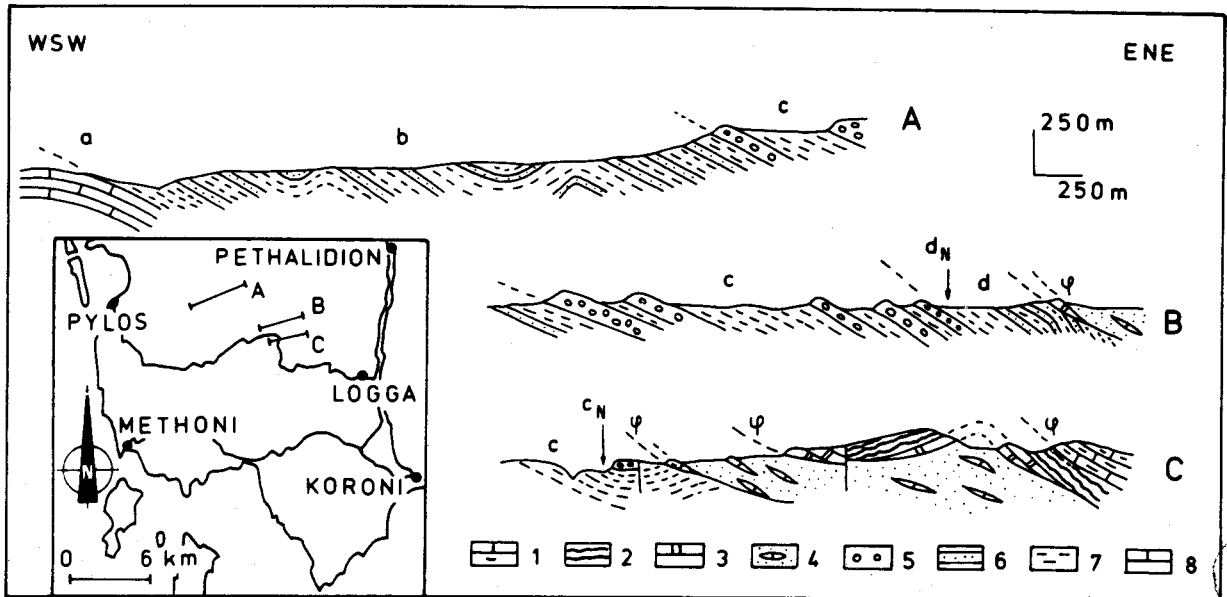


Fig. 314.- Coupes à travers le flysch de Gavrovo.

1. Calcaires en plaquettes. - 2. Radiolarites. - 3. Calcaires de Drimos - Formation de Paleochora; 4. Série de Gavrovo; 5. Conglomérats à galets pindiques. - 6. Grès. - 7. Pélites. - 8. Calcaires éocènes.

comme un mélange. On peut y observer dans une matrice pélitique des blocs de calcaires bréchi-ques, des roches éruptives (spilites ?), des panneaux de taille variable de la série du Pinde-Olonos constituant apparemment des olistolites.

Tous ces caractères rappellent évidemment la "formation à blocs" de De Wever (1975) (car-tes géologiques au 1/50 000 de Goumeron, Kertezi, Dhafni et Kandhila) ou son homologue la For-mation de Paleochora de Lekkas (1977, 1979).

Dans le cas du graben d'Hagios-Wassilios j'ai pu observer en un point un passage apparem-ment normal et continu entre les calcaires priaboniens de Tripolitza et cette Formation de type Paleochora qui serait donc une variété de "wild flysch" de Tripolitza (Lekkas, 1978, 1979).

Lors de sa mise en place définitive la nappe du Pinde a, semble-t-il, arraché et traîné devant elle une partie de cette Formation de Paleochora que l'on retrouve de nos jours à l'avant du système des écaillles pindiques de la presqu'île de Koroni (fig. 313).

## B. ÂGE DE CES DIFFÉRENTS ENSEMBLES FLYSCHOÏDES.

### 1. LE FLYSCH DE GAVROVO.

C'est la formation flyschoides dont la stratigraphie est la mieux connue.

L'installation de la sédimentation terrigène se fait dans cette sous-zone au-dessus des ni-veaux calcaires à *Pellatispira madaraszii* et *Globorotalia* gr. *cerroazulensis* d'âge Priabonien su-périeur (Fleury, 1980). Les microfaunes des couches de passage au flysch ne renfermant jamais *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*, il est permis de penser qu'elles sont d'âge Oligocène inférieur (cf. chapitre I, stratigraphie de la zone ionienne - Fleury et coll., 1979 ; Fleury, 1980).

La découverte de microfaunes de Nummulitidés me permet d'affirmer que cette sédimentation se poursuit durant le Stampien franc (association à *Nummulites vascus*, *intermedius* et *bouil-lei* - Lorenz, 1969) et jusqu'au Stampien terminal (*Nummulites vascus*, *intermedius*, *bouillei* et *Lepidocyclines* - Lorenz, 1969) au moins car ces microfaunes benthiques peuvent être remaniées, ce que suggère la découverte dans ce même flysch conglomératique de Pylos de nannoplancton de la zone N P 23 (zone à *S. predistentus*) (Kowalczyk et coll., 1977).

Plus au Nord, l'existence de *Globorotalia opima opima* dans le flysch périto-conglomérati-que du flysch de Gavrovo du massif de Filiatra - Gargaliano (Mansy, 1969 - 1971) implique que cette sédimentation périto-conglomératique s'est prolongée durant l'Oligocène supérieur.

Durant le Stampien et l'Oligocène supérieur on observe donc l'arrivée sur la sous-zone de Gavrovo d'énormes volumes de conglomérat formés essentiellement de galets pindiques mais renfer-mant aussi des éléments calcaires de Tripolitza (Mansy, 1969 - 1971).

Ces conglomérats sont connus sur toute la façade occidentale du Péloponnèse : massif de Pylos au Sud (Phillipson, 1890 ; Fytrolakis, 1971b; Fleury et coll., 1979), massif de Filiatra - Gargaliano (Phillipson, 1890 ; Mansy, 1969 - 1971) et massif du Skolis au Nord (Izart, 1976).

Cette sédimentation généralisée de conglomérats à galets de l'ensemble de la série pindi-que (sans olistolites associés) durant cette longue période matérialise les effets d'une épiro-genèse très modérée ayant affecté l'allochtone pindique déjà structuré, et livré ainsi à l'éro-sion. Cette épirogenèse affecte aussi la partie de l'autochtone de Tripolitza qui surpporte cet

allochtone pindique, ce qui pourrait expliquer la présence de galets de la série de Tripolitza dans la formation périto-conglomératique du flysch de Gavrovo. Mais ces galets de la série de Tripolitza pourraient également provenir du démantèlement d'écaillés de Tripolitza ou de la Formation de Paleochora traînées à l'avant de la nappe du Pinde.

## 2. LE FLYSCH DE TRIPOLITZA.

Dans cette partie plus interne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza, l'installation de la sédimentation terrigène est datée du Priabonien par la présence de *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* dans les microfaunes des couches de passage (Toumarkine et Bolli, 1970 ; Fleury et Tsoflias, 1972 ; Thiébault, 1973 ; Fleury, 1980).

L'âge précoce de ce phénomène, antérieur aux associations à *Pellatispira madaraszii*, est l'un des traits permettant d'opposer la sous-zone de Tripolitza à celle de Gavrovo (Fleury et Tsoflias, 1972 ; Thiébault, 1973, fig. 313).

Pour ma part je n'ai découvert aucune microfaune permettant de préciser la durée de dépôt du flysch de Tripolitza qui peut être relativement épais (régions d'Akowos, de Kalamata - vallée de l'Eurotas).

Sans donner de localisation précise, Kowalczyk et coll. (1977) cite dans ce flysch de Tripolitza du Péloponnèse des nannofaunes d'âge stampien à Oligocène supérieur (zones à *S. predistentus* et *S. distentus*).

La découverte, au Sud de Tripolis, près de Vlachokerassia (Richter, 1976 ; Kowalczyk et coll., 1977) de *Globigerinoides cf. primordius* dans du flysch de Tripolitza immédiatement sous l'allochtone pindique impliquerait la poursuite du dépôt de ce flysch jusque dans l'Aquitainien supérieur (biozone à *Globorotalia kugleri* - Bizon, 1967).

Cette datation appelle malgré tout quelques commentaires. En Grèce, le genre *Globigerinoides* n'a jamais été cité dans des terrains antérieurs à l'Aquitainien supérieur (I.G.R.S. et I.F. P., 1966 ; Bizon, 1967 ; Richter, 1976) il paraît donc légitime dans ce cadre régional d'utiliser ce dateur comme marqueur de l'Aquitainien supérieur au sens de Bizon (1967).

Il paraît néanmoins nécessaire de rappeler que l'apparition de *Globigerinoides* est, à plus petite échelle, hétérochrone et peut se produire avant l'Aquitainien supérieur (Lamb et Sainforth, 1976) dans la biozone à *Globigerina ciperoensis*. (Aquitainien inférieur, Bizon, 1967).

Une apparition plus précoce n'est pas, dans l'état actuel des connaissances documentée. En effet dans le log de "Casa di Tosi" (Italie - Schilling, 1981) l'absence de *Globorotalia opima opima* ne permet pas de postuler la présence de terrains antérieurs à l'Aquitainien au sens de Bizon (1967). (Biozones à *Globigerina ciperoensis* et *Globorotalia kugleri*).

Enfin l'association de *Globigerinoides* et de *Nannulites* (Alvinerie et coll., 1973 - Groupe Français d'Etude du Néogène, 1974) en Aquitaine paraît trop sujette à caution (Bizon et coll., 1974) pour avoir un sens biostratigraphique.

## 3. LA FORMATION DE PALEOCHORA.

Je ne dispose en Péloponnèse méridional d'aucune information précise pour dater cette

Formation. Plus au Nord (région de Tripolis) la présence en son sein de galets de calcaires de Tripolitza à *Globorotalia* gr. *cerroazulensis* (Lekkas, 1978 - 1979) permet d'affirmer qu'elle est d'âge Priabonien à plus récent.

### C. CONSÉQUENCES PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET GÉODYNAMIQUES.

Les observations rapportées ci-dessus suggèrent une tectogenèse polyphasée de la nappe du Pinde.

Une première phase de mise en place amènerait durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (?) la nappe du Pinde sur la partie interne de la sous-zone de Tripolitza. Cette première avancée de la nappe du Pinde se ferait certainement par glissement sous-aquatique (Lekkas 1979) et donnerait ainsi naissance au wild-flysch de la Formation de Paléochora (Lekkas, 1978). L'absence d'olistolithes dans le flysch de la partie externe de la sous-zone de Tripolitza et la poursuite du dépôt de ce même flysch jusqu'à l'Aquitaniens supérieur suggèrent un arrêt de la progression de la nappe du Pinde durant une bonne partie de l'Oligocène et l'Aquitaniens.

Cet arrêt s'accompagnerait d'une modification importante des conditions géodynamiques régissant cette portion des Hellénides externes. A une période de contraction (par charriage ou sous-charriage) succéderait une période d'épirogenèse et peut-être même d'extension.

En effet le dépôt durant le stampien et l'Oligocène inférieur d'énormes volumes de galets pindiques sur la sous-zone de Gavrovo implique l'émersion, l'érosion de cette nappe pindique et la différenciation d'un réseau hydrographique important capable de transporter ce détritique grossier à travers la partie externe de Tripolitza jusque sur la sous-zone de Gavrovo. Le front de la nappe du Pinde serait donc un front d'érosion subactuel évidemment mais aussi hérité.

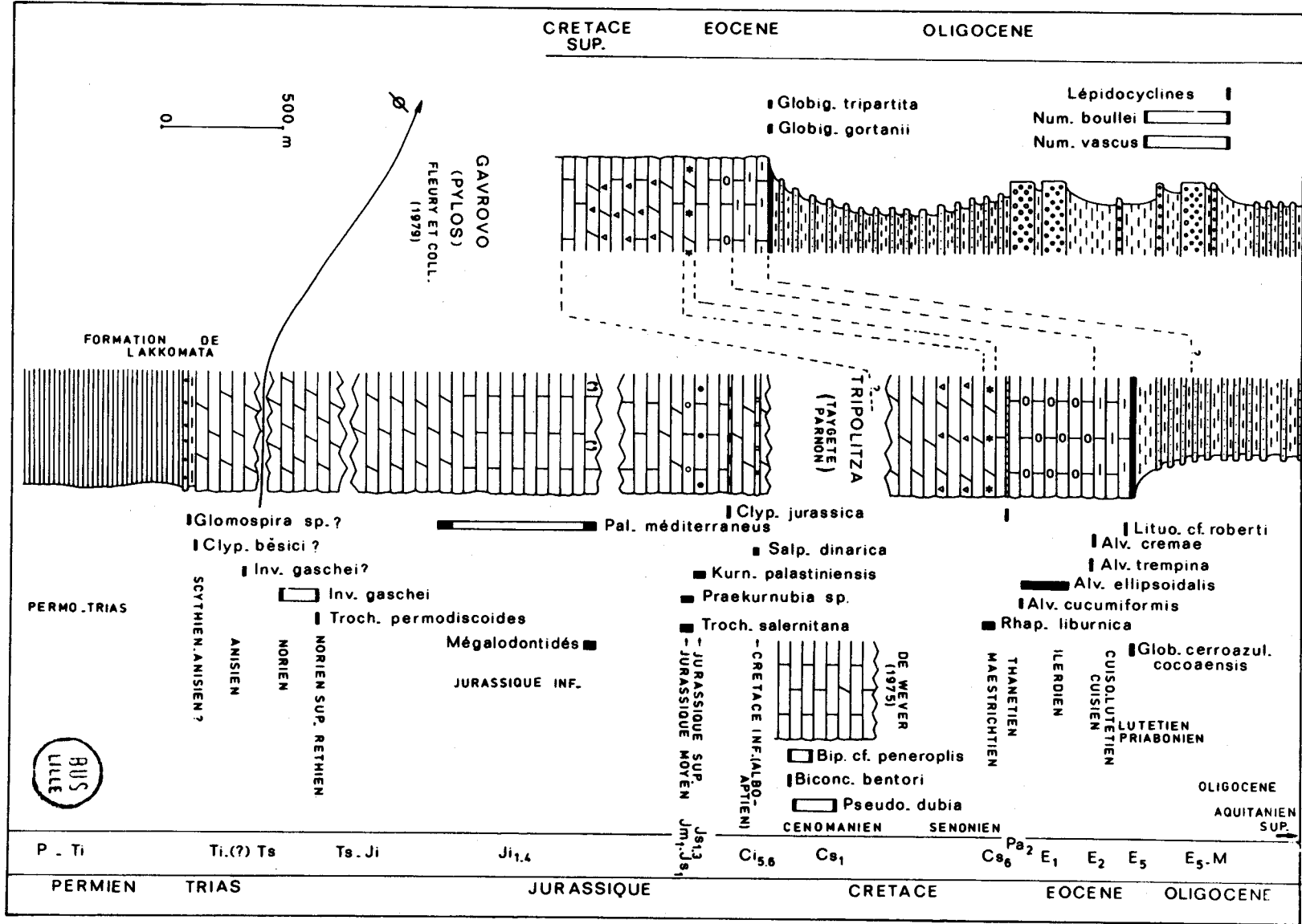
Vis à vis des conditions de mise en place sous-aquatique évoquées précédemment, cette érosion nécessite une épirogenèse de l'allochtone pindique et par conséquent de son autochtone : la partie interne de Tripolitza.

Etant contemporain de la très forte subsidence de la sous-zone de Gavrovo (3000 à 3500 m de flysch) ce faible soulèvement de la partie interne de Tripolitza matérialiserait un certain découplage des lithosphères des sous-zones de Tripolitza d'une part et de Gavrovo d'autre part.

Quant à la très forte subsidence de la sous-zone de Gavrovo elle est synchrone d'une subsidence aussi forte, sinon plus, de la sous-zone ionienne interne (6500 m de flysch, I.G.R.S. et I.F.P., 1966). Il est impossible de calculer la subsidence tectonique réelle correspondante car nous ignorons (à partir de l'invasion terrigène) l'évolution bathymétrique de la sous-zone de Gavrovo. Mais quelque soit l'hypothèse (approfondissement important et brutal puis comblement ; subsidence rapide sous une faible épaisseur d'eau) ce phénomène implique vraisemblablement, étant donné son ampleur et sa faible durée une extension crustale et lithosphérique localisée (Mc Kenzie, 1978).

En résumé, au cours de l'Oligocène, il y aurait eu effondrement par extension lithosphérique de la sous-zone de Gavrovo, incorporation de cette sous-zone au sillon ionien et soulèvement très modéré de la partie interne de Tripolitza. La partie externe de Tripolitza jouerait alors le rôle de néo-marge du sillon "ionien + Gavrovo" et serait probablement entaillée par les canyons sous-marins alimentant le flysch périto-conglomératique de la sous-zone de Gavrovo.

Fig. 315.- Synthèse des données stratigraphiques relatives aux séries méso-cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza en Peloponèse méridional (Cénomaniens d'après les données de De Meyer (1975) en Peloponèse septentrional).



Une seconde phase de mise en place (épiglyptique ?) est donc nécessaire postérieurement à l'Aquitainien, pour amener la nappe du Pinde dans sa position structurale actuelle sur la partie externe de Tripolitza et sur la sous-zone de Gavrovo.

## VI. CONCLUSION

Les précisions stratigraphiques apportées grâce à l'étude précédente, associées aux informations réunies lors de l'étude des nappes intermédiaire et supérieure des Phyllades vont me permettre de proposer une première synthèse de l'histoire anté-tectonique de la zone de Gavrovo-Tripolitza.

D'une manière générale, l'histoire sédimentaire de la zone de Gavrovo-Tripolitza porte la marque de deux périodes de glyptogénèse de durée très inégale, séparées par une longue période de quiescence orogénique. Voyons rapidement chacune de ces périodes (fig. 315).

### A. PREMIÈRE PÉRIODE DE SÉDIMENTATION TERRIGÈNE (PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR À TRIAS).

Durant cette première période, relativement longue (100 millions d'années) la zone de Gavrovo-Tripolitza est le réceptacle d'une importante sédimentation terrigène fine ou grossière, et en général mature. Cette sédimentation détritique est évidemment le résultat d'une importante phase glyptogénétique affectant les reliefs nés lors de l'orogénèse hercynienne. J'essayerai de préciser lors de la synthèse générale (6<sup>ème</sup> partie) les zones d'alimentation probables. La fin de cette glyptogénèse coïncide, pratiquement, avec le début de la fracturation du bâti hercynien, aboutissant à la naissance de la cassure téthysienne et plus tard à l'Océan téthysien. La zone de Gavrovo-Tripolitza porte la marque de ce phénomène capital, sous la forme d'un important volcanisme 'andésitique' d'âge Permien terminal (?) à Trias supérieur (Carnien).

La naissance de l'Océan téthysien modèle une première ébauche de l'organisation zonéographique des Hellénides externes. Elle provoque en effet la différenciation du sillon du Pinde-Olonos et d'une vaste plate-forme carbonatée.

### B. LA PÉRIODE DE SÉDIMENTATION HOLOCARBONATÉE (TRIAS À ÉOCÈNE).

La fin de la glyptogénèse hercynienne permet l'installation progressive d'une sédimentation carbonatée néritique au niveau de la zone de Gavrovo-Tripolitza mais aussi des zones ionienne et de Paxos-Zanthe.

J'ai montré que dans le cas de la zone de Gavrovo-Tripolitza l'installation de cette sédimentation carbonatée était diachronique, plus ancienne (anté-anisienne) dans la partie externe de Gavrovo-Tripolitza, plus récente (carnienne) dans la partie la plus interne. Cette conclusion verra son intérêt renforcé lorsque j'envisagerai le problème de l'alimentation de la formation détritique triasique du Pinde-Olonos. Une fois généralisée, cette sédimentation carbonatée néritique va persister jusqu'à l'Eocène. Cette pérennité (160 m.a. environ) est évidemment le caractère le plus singulier de cette ride de Gavrovo-Tripolitza qui ne s'individualise vraiment qu'au Jurassique moyen après la naissance du sillon ionien (cf. 2<sup>ème</sup> partie).

Dès lors la zone de Gavrovo-Tripolitza connaît une histoire sédimentaire très simple caractérisée par une subsidence toujours suffisamment faible pour que se maintienne une sédimentation carbonatée très peu profonde (subtidale, intertidale, supratidale, Fleury, 1980). Cette subsidence est en outre inégale et souvent plus forte (surtout au Crétacé) dans la sous-zone de Gavrovo. Ce sont là les premiers indices d'un certain découplage des lithosphères des sous-zones de Gavrovo d'une part et de Tripolitza d'autre part, phénomène qui apparaîtra avec plus d'ampleur durant l'Oligocène et l'Aquitaniien.

Cette période de quiescence sédimentaire est interrompue soit au Paléocène soit à l'Eocène inférieur et moyen par des phases d'épirogenèse modérée provoquant des émergences plus ou moins importantes. Ces phénomènes épirogénétiques semblent cesser au cours de l'Eocène supérieur (cf. Fleury, 1980).

### C. DEUXIÈME PÉRIODE DE SÉDIMENTATION TERRIGÈNE : LE FLYSCH (PRIABONIEN SUPÉRIEUR OU OLIGOCÈNE INFÉRIEUR À AQUITANIEN SUPÉRIEUR).

A partir du Priabonien supérieur, la zone de Gavrovo-Tripolitza est envahie par la sédimentation terrigène conséquence de l'érosion des reliefs issus de la tectorogénèse affectant les zones plus internes : phase hellénique d'Aubouin (1974).

J'ai montré comment durant cette période (Oligocène - Aquitaniien) il y aurait eu découplage des lithosphères des sous-zones de Tripolitza d'une part et de Gavrovo d'autre part.

La sous-zone de Gavrovo aurait été incorporée au sillon ionien tandis que la sous-zone de Tripolitza restait une plate-forme stable soumise à une légère épirogenèse.

Enfin la mise en place définitive de la nappe du Pinde marque la fin de l'histoire sédimentaire de la zone de Gavrovo-Tripolitza.





## TROISIEME CHAPITRE

### TECTONIQUE

Avant d'aborder le détail de la tectonique de la série de Gavrovo-Tripolitza, il me paraît utile de rappeler les différentes unités lithostratigraphiques et structurales qui composent cette série. Il s'agit de bas en haut :

- la nappe intermédiaire des Phyllades (Carbonifère - Trias, Thiébault, 1981) ;
- la nappe supérieure des Phyllades (Trias, Thiébault, 1981) ;
- la couverture méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza formée d'un ensemble très épais (4 à 5 km) holocarbonaté, daté du Trias à l'Eocène supérieur, surmonté d'un flysch (Priabonien supérieur à Aquitanien supérieur - sous-zone de Tripolitza - Oligocène inférieur à supérieur - sous-zone de Gavrovo).

Les structures les plus évidentes de la série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza sont gouvernées par des failles plio-quadernaires. En effet la puissante surrection plio-quadernaire relevant l'autochtone ionien dans les massifs du Taygète et du Parnon a provoqué une intense fracturation du bâti péloponnésien méridional en général et de l'unité méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza en particulier.

Ce découpage tend évidemment à masquer les structures antérieures et explique les difficultés rencontrées par les géologues ayant examiné ce pays, pour lever ce voile et déceler une succession de structures dans cette unité rebutante de prime abord car puissante, essentiellement calcaire et peu fossilifère.

La synthèse des faits d'observation permet malgré tout de dégager les grands faits suivants :

- la série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza forme une vaste nappe de cisaillement ;
- cette nappe est l'un des diverticules majeurs au sein de la série de Gavrovo-Tripolitza ;
- cette nappe présente des clivages d'ordre mineur à sa base, en son sein et à son sommet ;
- le matériel de cette nappe a été plissé puis haché par les failles plio-quadernaires.

#### I. LA SÉRIE MÉSO-CÉNOZOÏQUE DE GAVROVO-TRIPOLITZA FORME UNE VASTE NAPPE DE CISAILLEMENT : LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MÉSO-CÉNOZOÏQUE.

La série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza dont vient d'être exposée la stratigraphie repose de fait sur des autochtones relatifs très divers.

Le point d'observation le plus occidental est constitué par le sondage Esso-Filiatra (BP, 1971) (A. fig. 316) décrit dans le chapitre I, 2<sup>ème</sup> partie de cet ouvrage (fig. 43 G). Je rappellerai que ce sondage montre le repos tectonique direct de la série de Gavrovo fortement biséautée à sa base sur la sous-zone de Zante-Céphalonie autochtone.

Pour observer à nouveau les relations de cette série de Gavrovo-Tripolitza avec son substratum, il faut se rendre à l'Est de la muraille du Taygète. Trois coupes (A, B, C, fig. 316) permettent de préciser ces relations.

Dans les trois cas on observe des klippes de taille très variable de calcaires et dolomies de Gavrovo-Tripolitza reposant sur l'une ou l'autre des nappes des Phyllades.

Ainsi au nord de Sparte (coupe A, fig. 316) les klippes de dolomies triasiques de Tripolitza reposent tectoniquement soit sur la nappe intermédiaire (Phyllades djulfiennes d'Hagios Analipsis - soubassement de Gavrovo-Tripolitza), soit directement sur la nappe inférieure formée essentiellement de métaflysch ionien (Lekkas, 1980), (cf. fig. 151 à 155 - chapitre 1, 3<sup>ème</sup> partie).

Les nappes inférieure et intermédiaire des Phyllades étant métamorphisées et ayant subi une histoire structurale polyphasée, le repos tectonique sur celles-ci des carbonates de Tripolitza ni intimement déformés ni métamorphisés implique évidemment l'existence d'un contact tectonique majeur entre ces nappes et la série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza.

Au Nord et au Sud de Molai (coupes C et D, fig. 316) les klippes de calcaires et dolomies triasiques de Tripolitza reposent soit sur la nappe supérieure (série volcanique de Finiki, soubassement de Gavrovo-Tripolitza), soit sur la nappe inférieure des Phyllades (Phyllades de Lira, Papadianika - cf. fig. 192). Là encore, ces nappes inférieure et supérieure des Phyllades étant séparées par un cisaillement majeur et ayant connu des histoires postsédimentaires très différentes (cf. chapitre 1, 3<sup>ème</sup> partie) le repos des carbonates indifféremment sur l'une ou l'autre de ces nappes implique l'existence d'un contact tectonique majeur biseautant sommitalement l'édifice des nappes des Phyllades.

Toutes les fois que l'on peut observer la base de la série de Gavrovo-Tripolitza, il est donc possible de mettre en évidence un contact tectonique majeur séparant cette série de ses autochtones relatifs. La série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza forme donc une vaste nappe de charriage totalement allochtone en Péloponnèse méridional, cette affirmation peut être étendue à l'ensemble du Péloponnèse (Dercourt et coll., 1976).

En Péloponnèse méridional ces autochtones relatifs appartiennent à trois zones paléogéographiques différentes :

- la sous-zone de Zante-Céphalonie
- la sous-zone ionienne interne (métaflysch ionien de la nappe inférieure des Phyllades)
- la zone de Gavrovo-Tripolitza (nappes supérieure et intermédiaire des Phyllades).

Il est possible d'observer près du village de Kalloni (Dufaure, 1975) (fig. 317 A) le repos tectonique direct de calcaires tertiaires de Tripolitza sur les marbres ioniens du Mont Faja, petit horst, intermédiaire entre les massifs du Taygète et du Parnon. Les figures 317 A et B montrent que ces calcaires de Tripolitza reposent sur différents substratums (tantôt marbres ioniens, tantôt micaschistes à glaucophane et grenat de la nappe inférieure des Phyllades) mis en contact, par des failles antérieurement à la mise en place de cette klippe de calcaires de Tripolitza. C'est pourquoi j'interprète ce chevauchement comme un chevauchement épiglyptique, mineur et tardif, provoqué par une faille panaméenne ayant affecté le monoclinale de calcaires tertiaires de Tripolitza, affleurant immédiatement à l'Est.

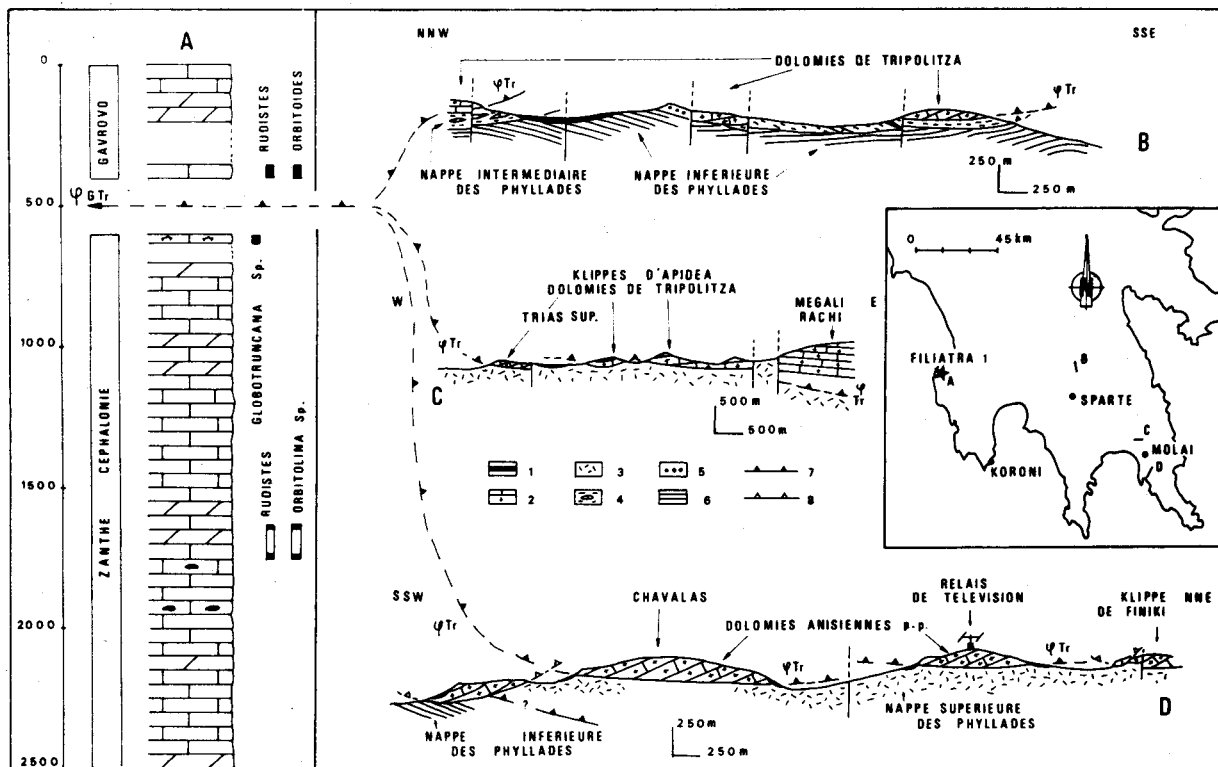


Fig. 316.- Coupes et profils mettant en évidence l'allochtonie générale des séries méso-cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Dolomies de Tripolitza. - 3. Couches volcaniques de Krokee et Finiki (Nappe supérieure des Phyllades). - 4. Phyllades permienues d'Hagios Analipsis (nappe intermédiaire des Phyllades). - 5. Conglomérats polygéniques siliceux. - 6. Schistes du Système Cristallin Principal (Nappe inférieure des Phyllades). - 7. Chevauchements majeurs. - 8. Chevauchements épiglyptiques récents.

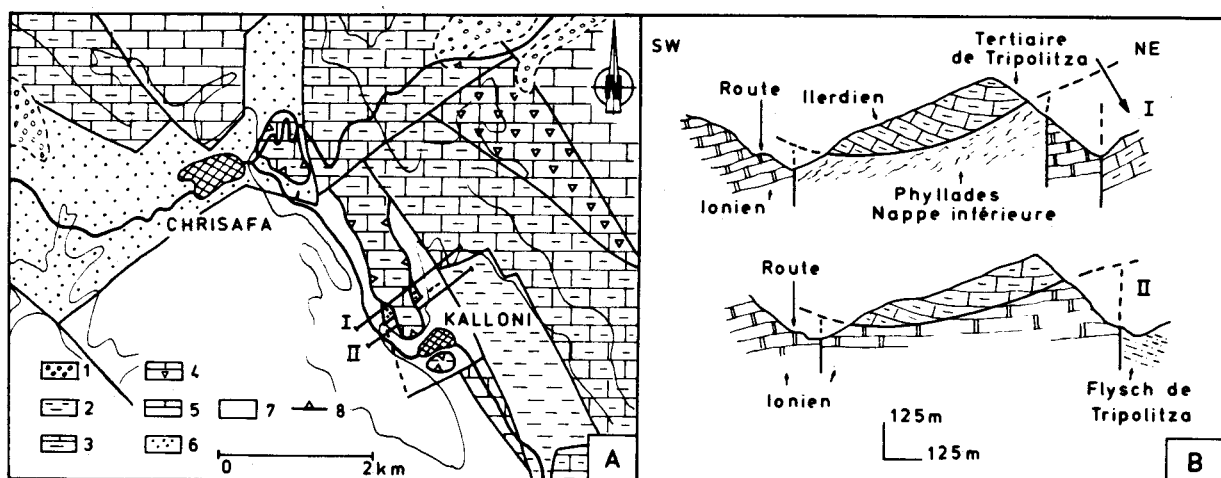


Fig. 317 A et B.- Mise en évidence de chevauchements épiglyptiques récents des calcaires de Tripolitza sur les Phyllades sl. ou les marbres ioniens.

1. Eboulis et Néogène discordant - Série de Tripolitza ; 2. Flysch , 3. Calcaires tertiaires , 4. Calcaires et dolomies sénoniens , 5. Calcaires et dolomies d'âge Trias supérieur à Crétacé inférieur. Schistes de la nappe inférieure des phyllades : 6. Série ionienne ; 7. Chevauchement épiglyptiques récents ; 8.

La klippe de calcaires ilderdiens de Tripolitza affleurant à l'Est de Chrisafa a probablement le même mode de mise en place.

En définitive la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque est une nappe de cisaillement reposant fondamentalement soit sur l'une des nappes des Phyllades, soit sur la série de Zante-Céphonie. Le cisaillement limitant cette nappe à la base la biseaute plus ou moins. Ce biseau-tage basal visible à l'Est du Taygète (coupe C et D fig. 316) est maximum au niveau du sondage Filiatra 1 où la série de Gavrovo chevauchante est réduite à ses termes supérieurs, Crétacé à Oligocène. Dans la région de Tripolis (Péloponnèse central) Lekkas (1977-1978) a signalé un biseau-tage basal encore plus important de la nappe de Tripolitza : la nappe du Pinde recouvre directement les Phyllades sl.

Fleury (1980) a émis l'hypothèse que cette nappe pouvait être scindée en deux nappes : une nappe externe de Gavrovo, une nappe plus interne de Tripolitza. Aucun fait d'observation ne m'ayant permis d'évaluer cette hypothèse, j'ai admis comme les auteurs antérieurs l'unicité de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque (cf. fig. 260 et 261).

## II. LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MÉSO-CÉNOZOÏQUE EST UN DIVERTICULE MAJEUR DE LA SÉRIE DE GAVROVO-TRIPOLITZA

La figure 318 montre que cette nappe repose sur deux nappes formées à partir de terrains appartenant à son soubassement stratigraphique normal : les nappes supérieure et intermédiaire des Phyllades.

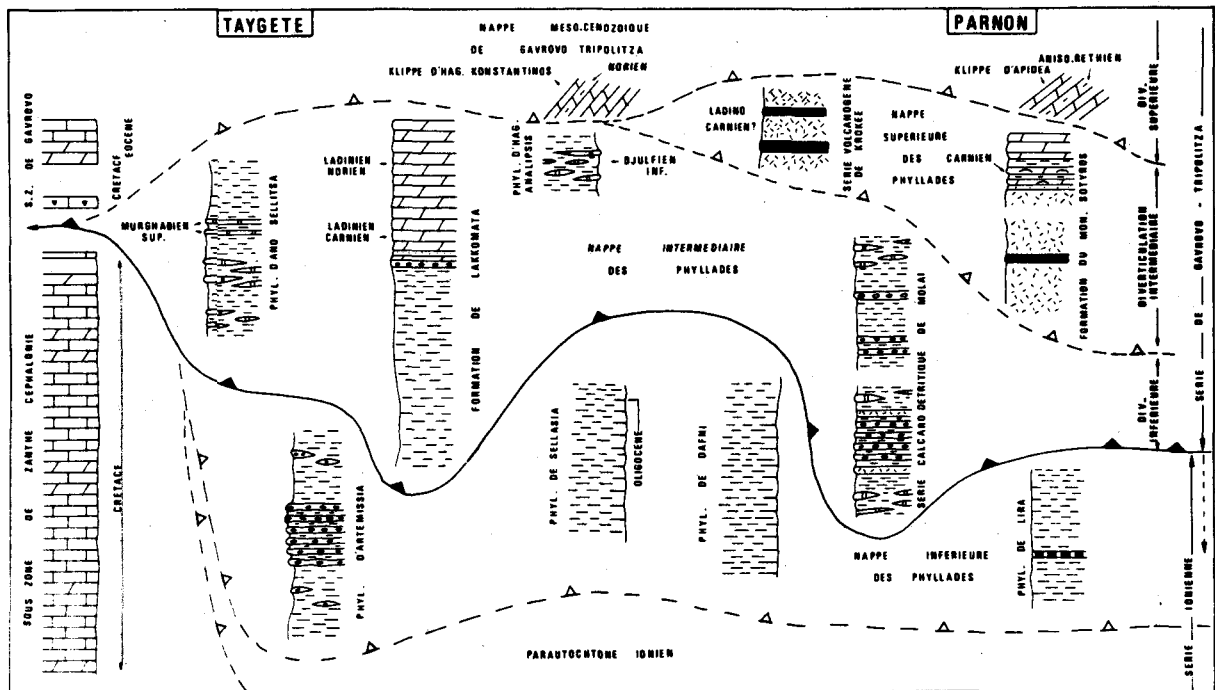


Fig. 318.- Diagramme schématisé permettant de définir les principales divergences de la série de Gavrovo-Tripolitza et plus particulièrement la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque.

Cette disposition amène à considérer ces trois nappes comme trois diverticules d'une seule et même nappe de Gavrovo-Tripolitza et d'une seule et même série stratigraphique constituant la zone de Gavrovo-Tripolitza :

- un diverticule supérieur (Anisien à Aquitanien) : la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque ;
- un diverticule intermédiaire (Trias moyen à supérieur) : la nappe supérieure des Phyllades ;
- un diverticule inférieur (Carbonifère à Trias supérieur) : la nappe intermédiaire des Phyllades.

Il est à noter que j'utilise ici le terme diverticulation dans le sens d'Aubouin (1968) c'est à dire subdivision ou clivage d'une nappe (correspondant à une série stratigraphique primitivement d'un seul tenant) par décollement le long de niveaux stratigraphiques favorables, en une série d'éléments appelés diverticules ou diverticulutions.

Le sens adopté ici n'implique pas un empilement particulier des diverticules avec inversion de l'ordre initial de superposition comme l'indiquait la définition primitive de Lugeon (1943).

### III. LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MÉSO-CÉNOZOÏQUE PRÉSENTE DES "CLIVAGES" MINEURS À SA BASE, EN SON SEIN ET À SON SOMMET

Le contact tectonique qui sépare la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque de ces autochtones relatifs n'est pas une surface simple mais correspond à une "zone de décollement" telle que l'ont définie Dercourt et coll. (1976).

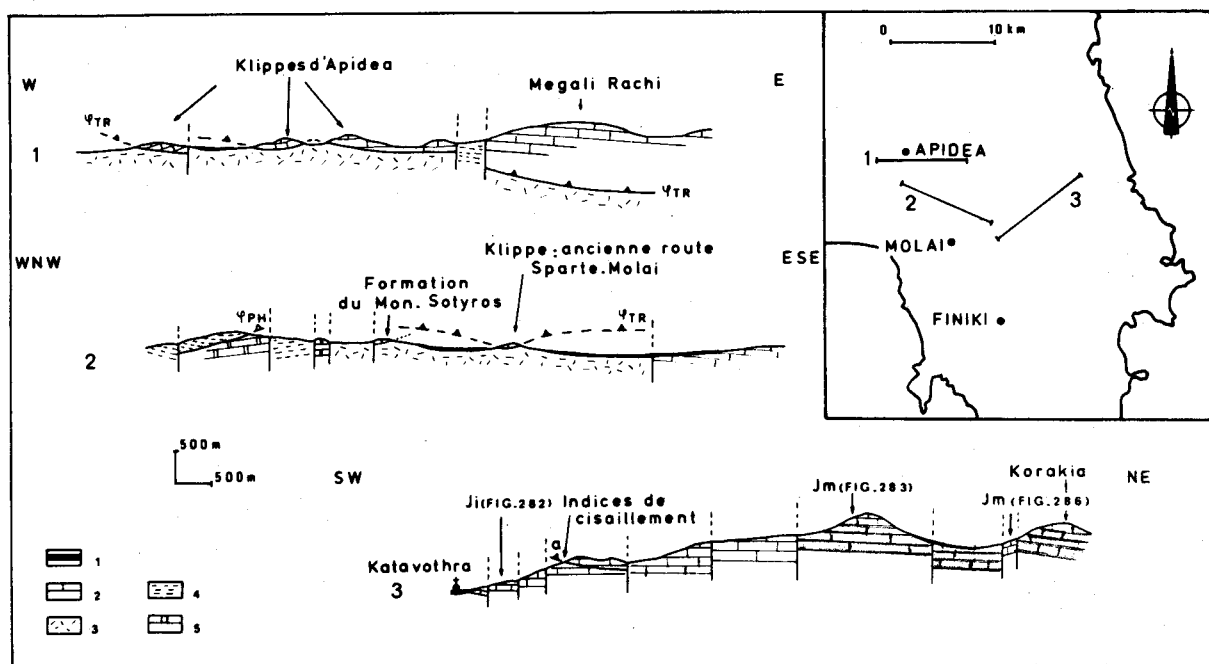


Fig. 319.- Coupes sur le revers méridional et occidental du plateau de Cynourie au Nord et à l'Est de Molai.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies triasico-jurassiques de Tripolitza. - 3. Couches volcaniques de la nappe supérieure des Phyllades - 4. Couches calcaro-détritiques de Molai (nappe intermédiaire des Phyllades). - 5. Marbres ioniens.

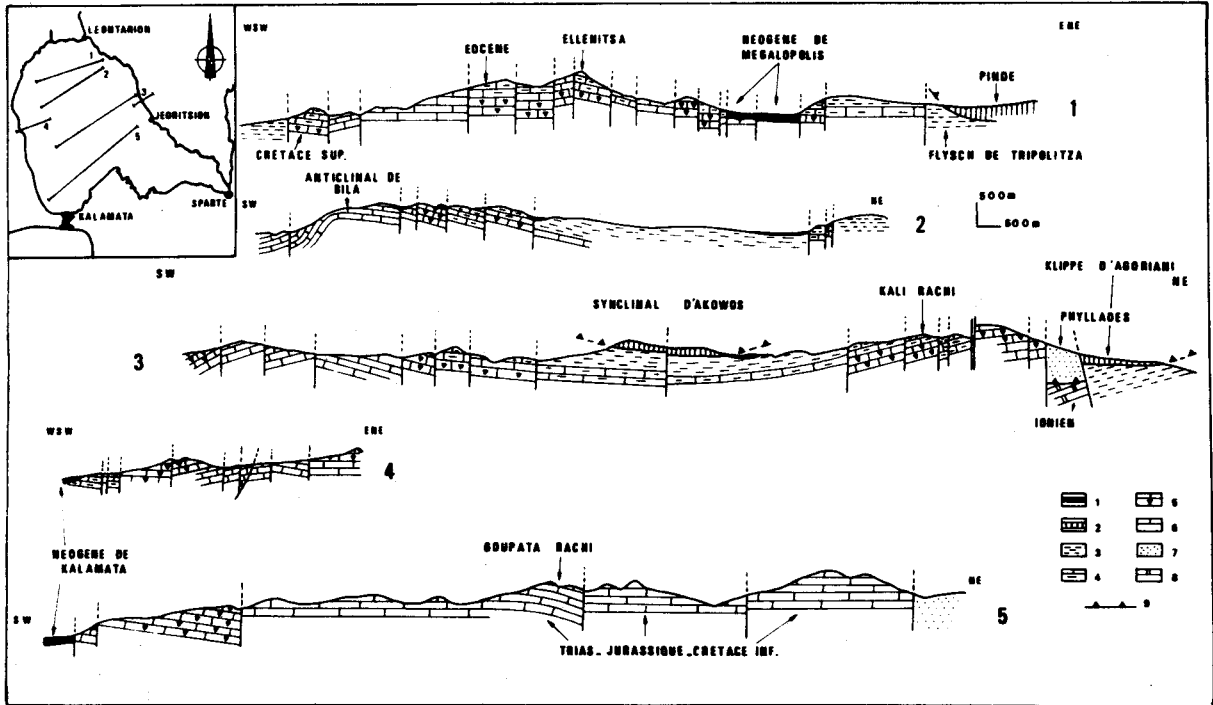


Fig. 320.- Coupes à travers le massif du Taygète septentrional.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires en Plaquettes du Pinde-Olonos - Série de Tripolitza ; 3. Flysch , 4. Calcaires tertiaires , 5. Calcaires et dolomies sénoniens , 6. Calcaires et dolomies d'âge Trias supérieur à Crétacé inférieur - Nappe des phyllades sl ; 7. Série ionienne ; 8. Chevauchements ; 9.

En Péloponnèse méridionale cette "zone de décollement" peut être observée par exemple sur la marge sud-occidentale du Plateau de Cynourie sous les klippes d'Apidea (fig. 319, coupe 1 et 2). Elle correspond à une zone de mélange tectonique où les roches broyées appartiennent soit à des lambeaux de poussée soit à des duplicatures. De Wever (1975) et Dercourt et coll. (1976) ont présenté des observations identiques en Péloponnèse septentrional.

De fait les clivages, générateurs de duplicatures dans le cas précité, ne caractérisent pas seulement la base de nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque, ils l'affectent dans son ensemble. Mais comme l'a montré De Wever (1975) en Péloponnèse septentrional, ces accidents sont difficiles à mettre en évidence car ils tendent à devenir sub-parallèles à la stratification. Ainsi le long de la route Katavothra-Raichea (coupe 3, fig. 319) j'ai pu observer au niveau du repère a un horizon de mylonites calcaires subparallèle à la stratification. Je l'interprète comme la trace d'un cisaillement affectant la masse des carbonates de Gavrovo-Tripolitza.

Les cisaillements semblent peu fréquents au sommet de la série, à la limite calcaires-flysch. Un seul a pu être mis en évidence par Fleury et Tsoflias dans l'îlot Hagios Mariani au Sud de Methoni (cf. Fleury et coll., 1979). Le chevauchement correspondant est semble-t-il de très faible amplitude.

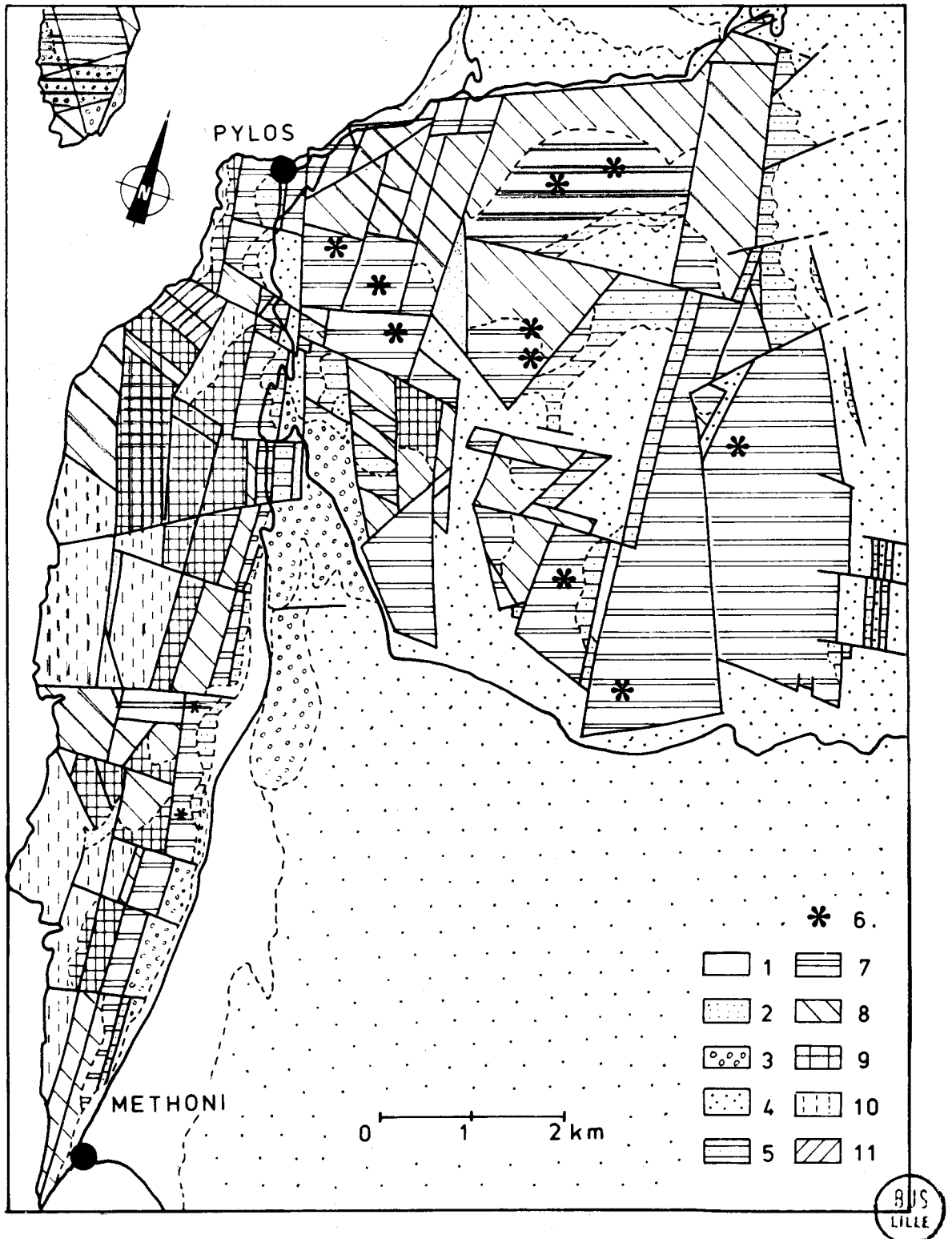


Fig. 321.- Carte géologique du massif de Pylos (d'après Fleury et coll., 1979).

1. Alluvions récentes. - 2. Terra rossa. - 3. Pliocène - Série de Gavrovo ; 4. Flysch , 5. Eocène supérieur , 6. Bauxite , 7. Eocène moyen , 8. Paléocène à Eocène inférieur , 9. Maestrichtien , 10. Campanien - Maestrichtien , 11. Campanien inférieur.

De tels cisaillements sont par contre bien connus dans le Péloponnèse septentrional où ils ont été mis en évidence (Dercourt et coll., 1973a ; Dercourt et Fleury, 1977 ; Dercourt et coll., 1976 ; Fleury, 1980). Les chevauchements correspondants ont une portée très faible comparée à celle de la nappe méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza. Comme le montre Fleury (1980) il s'agit d'accidents chevauchants ayant pris naissance avant la mise en place de la nappe du Pinde qu'ils n'affectent pas.

#### IV. LE MATÉRIEL DE LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MÉSO-CÉNOZOÏQUE A ÉTÉ PLISSÉ PUIS HACHÉ PAR LES FAILLES PLIO-QUATERNAIRES

Pour illustrer ce propos cinq coupes (fig. 320) ont été tracées à travers l'un des massifs les plus imposants sculptés dans ces calcaires de Gavrovo-Tripolitza : le Taygète septentrional. La densité des profils stratigraphiques levés par Tsaila Monopolis (1977) et moi-même (1973) permet une bonne connaissance de la structure de ce massif.

Ces coupes (fig. 320) illustrent parfaitement l'intense découpage par les failles plio-quaternaires donnant naissance à un véritable puzzle.

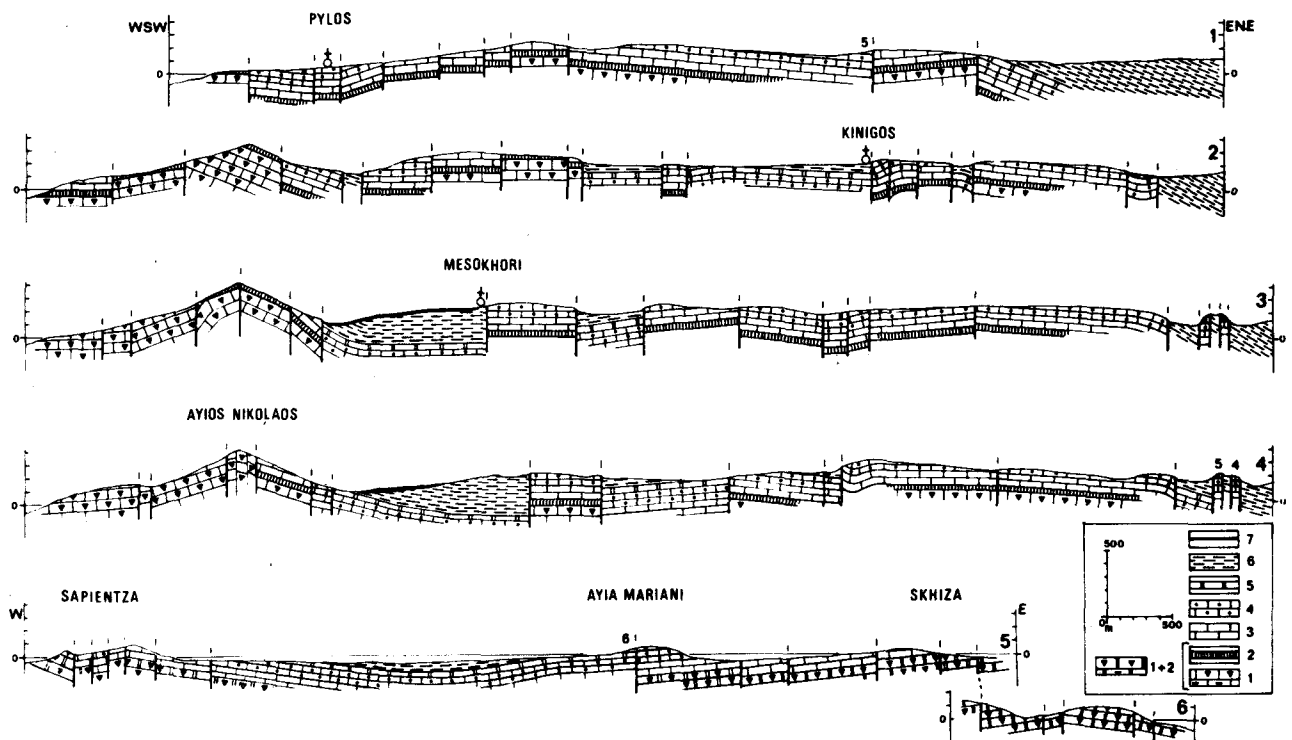


Fig. 322. - Coupes à travers le massif de Pylos (d'après Fleury et coll., 1979), repérées sur la figure 323.

1. Campanien - Maestrichtien. - 2. Maestrichtien. - 3. Paléocène à Eocène inférieur. - 4. Eocène moyen. - 5. Eocène supérieur. - 6. Flysch. - 7. Pliocène.



C'est évidemment cette tectorogénèse germanotype qui commande la morphologie actuelle du Taygète septentrional.

Le rejet de ces failles plio-quaternaires est variable : centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Il atteint son maximum au niveau de la faille A légèrement oblique (coupe 3, fig. 320), plus de 5 km certainement, puisqu'il amène pratiquement en contact l'autochtone ionien et l'allochtone pindique supporté par le flysch de Tripolitza.

Des rejets de cette importance (Pinde sur flysch de Tripolitza butant directement contre l'autochtone ionien) peuvent s'observer dans le massif du Parnon au niveau du graben d'Agios Vassilios à l'Ouest de Léonidion.

Les coupes 2 et 3 (fig. 320) révèlent en outre que cet ensemble de panneaux faillés est découpé dans des plis lourds de direction sub-méridienne. On distingue un large synclinal d'Akawas, dont le coeur est occupé par le flysch de Tripolitza supportant une vaste klippe de calcaires pindiques d'âge sénonien. Ce synclinal est relayé vers l'Ouest par un anticlinal déjeté vers l'Ouest, bien marqué à l'Est de Bila.

Les coupes 1 et 5 (fig. 320) montrent l'amortissement et la terminaison de ces plis tant au Nord qu'au Sud, où l'on passe à une structure tabulaire apparente selon ces directions de coupes transversales.

L'âge de ces plis, relativement à la tectonique tangentielle n'est pas aisé à cerner.

Ainsi l'anticlinal de Bila dont le rayon de courbure est faible, nettement inférieur à l'épaisseur de la série méso-cénozoïque de Tripolitza est certainement un pli précoce antérieur ou (synchrone) à la mise en place de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque. Par contre le synclinal d'Akawas, dont le rayon de courbure est très grand pourrait être (?) un pli tardif postérieur à la mise en place de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque. De toute manière ces plis sont certainement post-Aquitaniens (âge le plus récent mis en évidence dans le flysch de Tripolitza) et antérieurs au Pliocène qui les recouvre en discordance.

Le massif de Pylos constitue un très bon exemple des propos ci-dessus. Il s'agit d'un massif privilégié car la bonne accessibilité des affleurements et l'abondance des fossiles m'a permis avec la collaboration de Fleury et Tsoflias d'en lever une carte relativement précise au 1/50 000 (Fleury et coll., 1979).

Ce lever de détail (fig. 321) matérialise une tectonique cassante très dense, isolant des panneaux de petite taille et de forme très diverse, organisés là encore en véritable puzzle. La direction la plus fréquente des accidents est N-S. Elle est responsable de la forme allongée et sub-méridienne du relief principal de cette région : la montagne de Pylos.

Une deuxième famille de failles de direction transverse (E-W) à N 75 interrompt ou abaisse assez brusquement ces reliefs (fig. 322 et 323).

Ces failles découpent une série déformée par des plis, les uns sub-méridiens (fig. 322 et 323), les autres moins nombreux de direction transverse par rapport aux précédents (A et B, fig. 323). Tous ces plis à faible rayon de courbure sont antérieurs (ou contemporains) à la mise en place de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque.

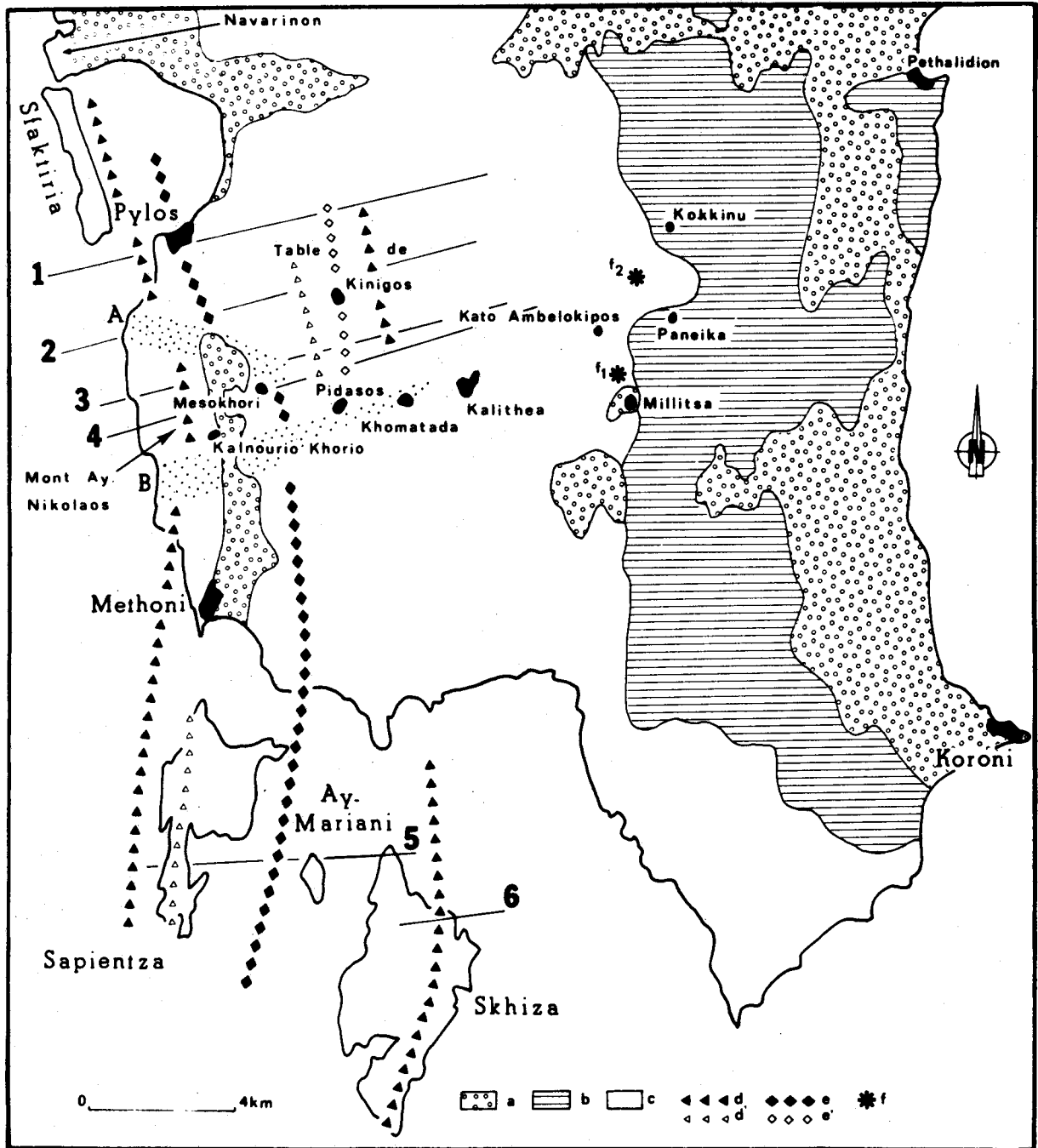


Fig. 323.- Principales caractéristiques structurales du massif de Pylos (d'après Fleury et coll., 1979).

a. Néogène discordant. - b. Nappe du Pinde-Olonos. - c. Série de Gavrovo indifférenciée. - d. Axes anticlinaux principaux. - d'. Axes anticlinaux secondaires. - e. Axes synclinaux principaux. - e' Axes synclinaux secondaires. - f. Gisement à Nummulites du flysch de Gavrovo. - A et B. Zones plissées transverses. - 1 à 6. Coupes de la figure 322.

Je rappelle en effet que d'après le sondage Ezzo Filiatra 1 (BP - 1975 ; Thiébault, 1980) cette masse de calcaire de Gavrovo, affectée de plis à faible rayon de courbure est peu épaisse (500 m environ), fortement biseautée à sa base, les calcaires d'âge Crétacé supérieur reposant directement sur l'autochtone de Paxos - Zante (Sous-zone de Zante - Céphalonie).

La très grande simplicité de la structure du Massif de Pylos, s'oppose assez nettement aux déformations plus intenses (écaillage, plis déversés laminés) affectant le massif du Skolis situé au front de la Nappe de Gavrovo-Tripolitza. Cette opposition montre que dans cette Nappe carbonatée l'intensité des déformations décroît très vite lorsqu'on s'éloigne du front de charriage, situé ici plus à l'Ouest en mer ionienne.



**CINQUIEME PARTIE**

**LA NAPPE DU PINDE-OLONOS**



## LA NAPPE DU PINDE-OLONOS

Le sillon du Pinde-Olonos est une zone paléogéographique (fig. 3 et 4) hellénique externe dont la série sédimentaire mésozoïque peu épaisse se caractérise par des faciès pélagiques hypersiliceux (Radiolarites) ou calcaires (Calcaires en Plaquettes d'âge Sénonien). Trois épisodes terrigènes s'additionnent et s'imposent à cette sédimentation pélagique fondamentale, le premier au Trias supérieur (Négris, 1908a et b, Terzy, 1969 et 1970 in Aubouin et coll., 1970 ; Katsikatsos, 1980), le deuxième du Tithonique-Berriasien à la limite Santonien Campanien (le Premier Flysch du Pinde de Aubouin, 1959 ; voir analyse in Fleury, 1980), le dernier enfin au cours du Maestrichtien et à l'Eocène (Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1964 ; Fleury, 1968-1970-1980 ; Katsikatsos, 1980).

Les séries de transition entre le domaine pindique et les domaines plus externes sont rares en Grèce continentale et en Péloponnèse. Nous citerons : l'unité de Megdhowas en Grèce continentale (Fleury, 1976a et b), les écaillés de Brostovitsa - Panopoulou en Péloponnèse septentrional (Izart, 1976), la série de Mangassa (Lekkas et Zambetakis - Lekkas, 1980).

En Crète la série d'Ethia marque classiquement le passage de la zone du Pinde à la sous-zone de Tripolitza par ses faunes et l'âge de son flysch.

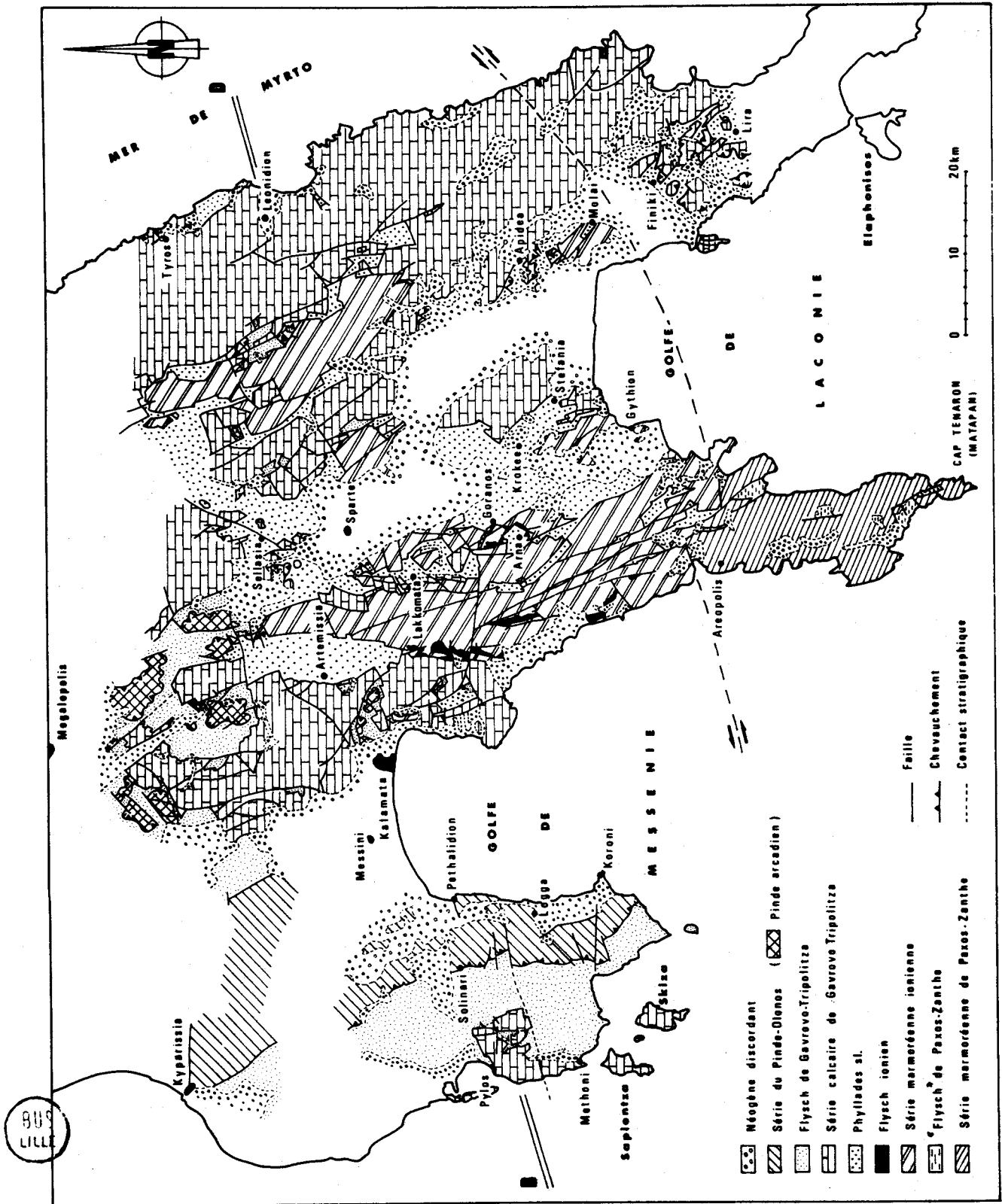
Du côté interne des travaux récents ont mis en évidence une liaison nette entre la partie interne de la zone du Pinde et la partie externe de la zone du Parnasse (Ardaens, 1978 ; Celet, 1979) séries du Vardoussia, de Dorikon, de Kokkinovrakos et de Penteoria. L'existence d'une telle transition apporte une réponse à l'interrogation formulée par Aubouin et coll. (1979) quant à la disposition relative du Pinde et du Parnasse.

Le matériel de la zone pindique éjecté de son sillon à la fin de l'Eocène forme une vaste nappe charriée sur des zones plus externes : zone de Gavrovo-Tripolitza et zone ionienne. Cette nappe est elle-même recouverte dans sa partie interne par la zone du Parnasse ou par des unités plus internes.

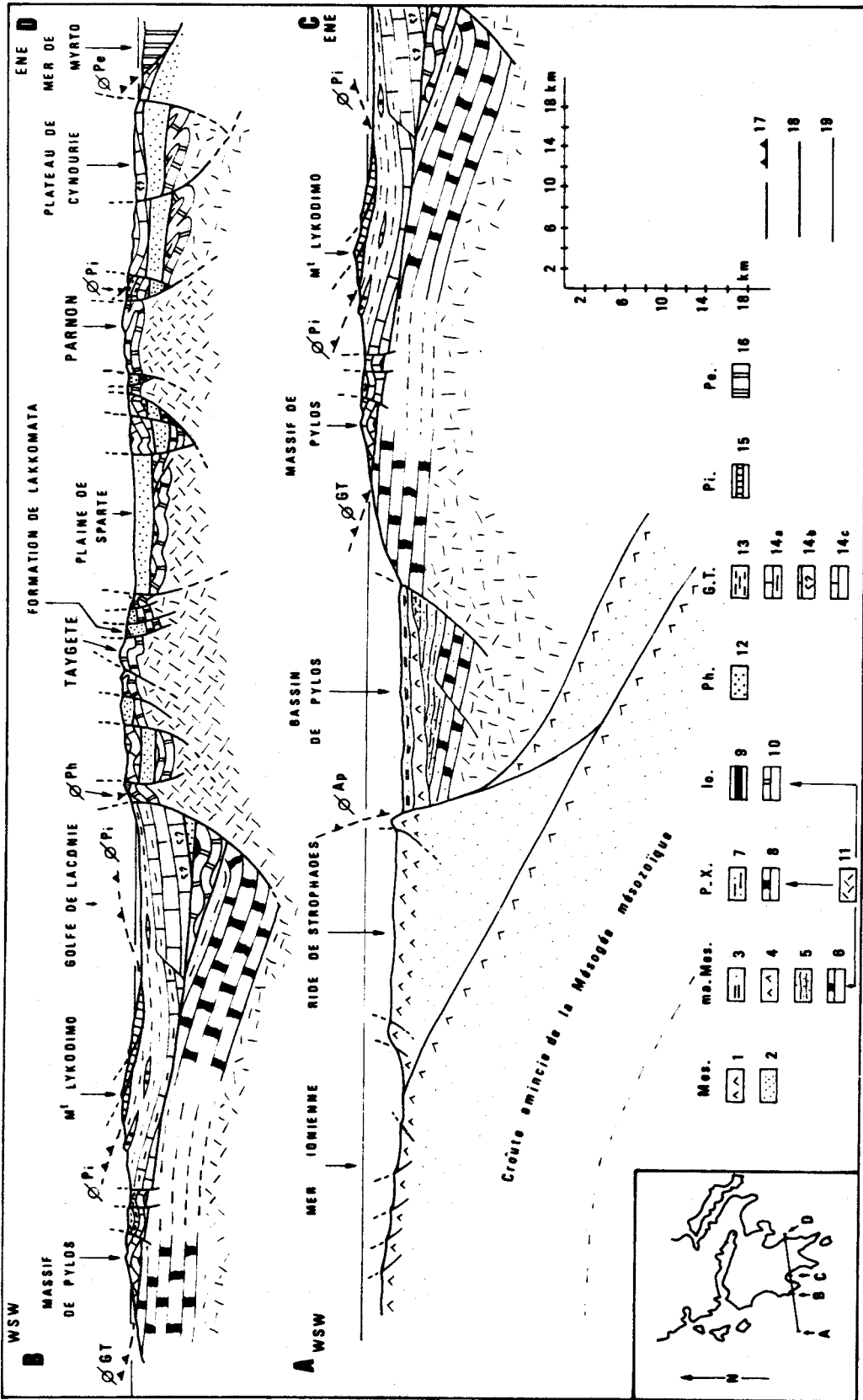
La structure de la nappe du Pinde est apparemment assez simple. Elle est formée d'écaillés dans sa partie occidentale et de plis dans sa partie orientale. On estime en première approximation que la structuration du matériel pindique n'a pas modifié profondément la disposition paléogéographique originale des séries constituant les différentes écaillés.

Le Pinde Olonos de Grèce continentale et du Péloponnèse septentrional venant d'être l'objet d'une étude récente et minutieuse (Fleury, 1980) je renvoie à cet auteur pour la bibliographie et les homologues zonéographiques qu'il a proposées dans l'Arc Egéen et les Taurides.

En Péloponnèse la Nappe du Pinde affleure très largement (fig. 3 et 324). On y subdivise classiquement depuis Dercourt (1964) la Nappe du Pinde en deux sous-ensembles. Le premier sous-ensemble occidental et externe correspond à la zone des écaillés. Le second sous-ensemble oriental et plus interne correspond à la table d'Arcadie (cf. fig. 3 et 324).







BUS  
LILLE

Fig. 324 - Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional.

Fig. 325 - Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional.

Mes = Mésogée mésozoïque. - 1. Evaporites. - 2. Sédiments antérieurs aux évaporites - ma. Mes = marge mésozoïque. - 3. Plio-Quaternaire. - 4. Evaporites. - 5. Jurassique à Miocène ? - 6. Trias - Lias ? - P. X. = Zone de Paxos - Zante. - 7. Miocène. - 8. Trias à Miocène - Io = Zone ionienne. - 9. Flysch oligocène. - 10. Trias à Oligocène. - 11. Soubassement antétriasique commun à la marge mésozoïque, à la zone de Paxos - Zante et à la zone ionienne. - 12. Ph = Nappes des Phyliaades indifférenciées - G. T. = Zone de Gavrovo-Tripolitza. - 13. Flysch Eocène supérieur à Miocène. - 14a. Calcaires tertiaires. - 14b. Calcaires liasiques. - 14c. Calcaires indifférenciés - Pi = Zone du Pinde. - 15. Série du Pinde-Olonos indifférenciée - Pe = Zone interne (Iarnasse - Pélagonien).

Jusqu'à présent un certain nombre de termes ont été définis et reconnus dans cette série du Pinde-Olonos de la zone des écaillés du Péloponnèse septentrional. Ce sont des plus anciens aux plus récents :

- A. la formation terrigène du Trias supérieur (Détritique triasique de Fleury, 1980) dont le soubassement est inconnu et qui est datée du Trias supérieur (Négris, 1908a et b; Terry, 1969; Tsoflias, 1972; Flament, 1973; Dercourt et coll., 1974);
- B. les Calcaires de Drimos (Trias supérieur à Lias) (Dercourt et coll., 1974);
- C. les Pélites de Kasteli (Lias supérieur - Dogger) (Dercourt et coll., 1974);
- D. les Radiolarites s.s. L'âge de cette série pélagique hypersiliceuse est borné inférieurement par celui des Pélites de Kasteli. Il n'existe pas de borne supérieure précise en Péloponnèse en raison de l'absence, dans les séries décrites jusqu'à présent, des calcaires à calpionelles qui, en Grèce continentale, marquent en général le sommet des Radiolarites s.s. (Fleury, 1974-1975-1980). L'absence de cet excellent repère complique évidemment l'interprétation des contacts sommitaux entre les radiolarites et les termes plus récents;
- E. Deux formations plus ou moins synchrones :
  - Ea. Les Marnes Rouges à Radiolaires (Aubouin, 1959; Dercourt, 1964; Fleury, 1980);
  - Eb. Le "Premier Flysch" (Aubouin, 1959). Les seules données susceptibles de borner supérieurement la période de dépôt des radiolarites sont fournies par les fossiles livrés par des brèches associées à cet ensemble détritique et indiquant un âge cénomaniens à plus récent (Dercourt, 1964; Maillot, 1973).
- F. Les Calcaires en Plaquettes (Aubouin, 1959; Dercourt, 1964) (Sénonien).
- G. Les Couches de Passage (Aubouin, 1959; Dercourt, 1964) (Maestrichtien - Paléocène).
- H. Le Second Flysch (Aubouin, 1959; Dercourt, 1964) (Paléocène - Eocène).

Vis à vis de la zone des écaillés, la table d'Arcadie montre une série stratigraphique amputée de ses termes inférieurs et réduite aux termes suivants : Marnes Rouges à Radiolaires, Premier Flysch, Calcaires en Plaquettes et Second Flysch.

L'opposition entre ces deux sous-ensembles (zone des écaillés et Table d'Arcadie) provient donc selon toute vraisemblance d'une modification du niveau de décollement affectant la série du Pinde Olonos.

Dans la zone des écaillés, le niveau de décollement serait bas dans la série et correspondrait au Détritique triasique. Dans la table d'Arcadie il serait plus haut et correspondrait aux Marnes Rouges à Radiolaires.

Comme la terminologie utilisée par Dercourt (1964) l'indique clairement, la subdivision du Pinde Olonos péloponnésien en deux sous-ensembles est donc d'origine structurale. C'est pourquoi je ne ferai pas apparaître cette subdivision dans l'étude stratigraphique et paléogéographique qui va suivre, mais seulement dans l'étude structurale.

A. Phillipson (1892) fut le premier à identifier et cartographier au 1/300 000 les séries pindiques du Péloponnèse méridional. Les auteurs ci-après s'intéressèrent surtout au Pinde de la presqu'île de Koroni. Renz (*in* Négris, 1908b) y découvrit le Trias près du village de Bouboukaki. Fytrolakis (1971b) en proposa une carte au 1/50 000.

Les écailles de la presqu'île de Koroni sont constituées à partir d'une série originale dont j'ai pu souligner l'intérêt grâce à la collaboration de Bassoullet, De Wever et Fleury (*cf.* Thiébault et coll., 1981).

De fait l'étude stratigraphique qui va suivre portera essentiellement sur la partie inférieure et moyenne de la série pindique de la presqu'île de Koroni, des klipptes de Kalamata et d'Agoriani (des Calcaires de Drimos à la base des Calcaires en Plaquettes).

En associant les données ainsi acquises à celles obtenues par d'autres auteurs (bibliographie *in* Fleury, 1980) j'essayerai de préciser l'histoire paléogéographique et surtout paléobathymétrique du sillon du Pinde-Olonos.

Je terminerai enfin par l'étude des caractéristiques structurales de cette nappe pindique.



## PREMIER CHAPITRE

# STRATIGRAPHIE

### I. LES CALCAIRES DE DRIMOS ET LES PÉLITES DE KASTELI

#### A. PROFIL 1-MATHIA : LES CALCAIRES DE DRIMOS - TRIAS À JURASSIQUE MOYEN.

Ce profil a été levé le long de la route Mathia - Achladochorion, immédiatement à l'Est de Mathia (fig. 326). J'y ai relevé de l'Ouest vers l'Est et de bas en haut la succession suivante (fig. 327 et 328) :

##### 1. LES CALCAIRES DE DRIMOS INFÉRIEURS.

$T_{s-1}$  - a. 2 m environ de calcaires en bancs peu épais, beiges ou verdâtres, présentant de minces passées de marnes contenant des lits siliceux. Les calcaires renferment de nombreux filaments, correspondant semble-t-il à des tests d'halobies. Ils nous ont livré des conodontes dont les déterminations (pour l'ensemble du Pinde) ont été effectuées par H. Kozur : *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), *Metapolygnathus echinatus* (HAYASHI), *Gondolella tadpole* HAYASHI, *Gondolella polygnathiiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Gondolella* sp., et des conodontes ramiformes.

$T_{s-1}$  - b. Une dizaine de centimètres d'une microbrèche silicifiée. Cette roche est polychrome : verte, violette et beige. Il s'agit d'une rudite polygénique très mal classée renfermant des lithoclastes divers : morceaux de calcaires à filaments, de silts quartzeux à rares chlorites et micas blancs, de roches éruptives microlithiques aphanitiques dans lesquelles on distingue essentiellement de petits plagioclases et de la calcite. On note en outre des petits débris de roches verdâtres formées de chlorite et de rares feldspaths plagioclases évoquant des faciès paléovolcaniques. La matrice originelle semble avoir été une micrite à radiolaires. L'ensemble de la roche a subi enfin une silicification diagénétique affectant matrice et lithoclastes.

$T_{s-1}$  - c. Une alternance assez régulière de calcaires à rares filaments (en bancs minces) et de bancs siliceux associés ou non à des marnes (4, 5 m environ).

$T_{s-1}$  - d. Un gros banc de calcaire recristallisé (1,5 m d'épaisseur) à nodules siliceux irréguliers.

$T_{s-1}$  - e. 2,5 à 3 m de calcaires en bancs peu épais (10 à 40 cm) à interlits siliceux relativement réguliers. Il s'agit de calcaires très riches en filaments, recristallisés, ayant livré des conodontes : *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), *Metapolygnathus echinatus* (HAYASHI), *Gondolella polygnathiiformis* BUDUROV & STEFANOV, conodontes ramiformes.

$T_{s-1}$  - f. 4 m environ de calcaires en gros bancs (1 à 2 m) jaunâtres et à nodules siliceux irréguliers. Il s'agit de biomicrites dolomitiques. Les bioclastes sont des débris de tests d'Halobies (?) et des débris d'échinodermes, ces derniers soulignés par un liseré de calcite épitaxique. La matrice micritique contient de nombreux petits cristaux euhédriques de dolomite.



T<sub>S-1</sub> - g. 4 m environ de brèches polygéniques séparées en deux masses d'épaisseur inégale par un interlit marneux. La masse supérieure présente un granoclassement vertical assez net. Ces rudites polygéniques contiennent des lithoclastes de micrites sombres à filaments et radiolaires calcitisés, de silexites, de silts quartzeux légèrement calcaires et de roches chloriteuses. La matrice est une micrite claire à radiolaires et filaments.

T<sub>S-1</sub> - h. 2 m de litharénites polygéniques. Les lithoclastes dominants sont calcaires : micrites sombres à filaments, calcaires recristallisés. En quantité réduite on peut identifier des lithoclastes de silts quartzeux et chloriteux et quelques bioclastes (débris de lamellibranches et d'échinodermes). La matrice semble être une micrite.

T<sub>S-1</sub> - i. Ces litharénites passent vers le haut à des biomicrites à filaments par l'intermédiaire d'une biomicrite à rares oolithes et lithoclastes de silts quartzeux et chloriteux. Les bioclastes sont des débris d'halobies (?) et d'échinodermes avec leur liseré de calcite épitaxique. La matrice est une micrite qui peut dans les derniers bancs vers le haut s'enrichir en cristaux euhédriques de dolomite (1 m).

T<sub>S-1</sub> - j. Après quelques décimètres de marnes riches en silexites, viennent 1,50 m environ de calcaires en dalles à bancs de silexite.

T<sub>S-1</sub> - k. 2 m de calcaires grisâtres, massifs en deux gros bancs à nodules irréguliers de silexites. Il s'agit de biomicrites dolomitiques recristallisées. Les bioclastes sont des débris d'halobies (?) et quelques débris d'échinodermes. Il existe d'autres éléments figurés : des oolithes très rares, des isoclastes et quelques lithoclastes de micrite à radiolaires calcitisés. Des petits cristaux euhédriques de dolomite sont dispersés dans la mésostase de pseudosparite.

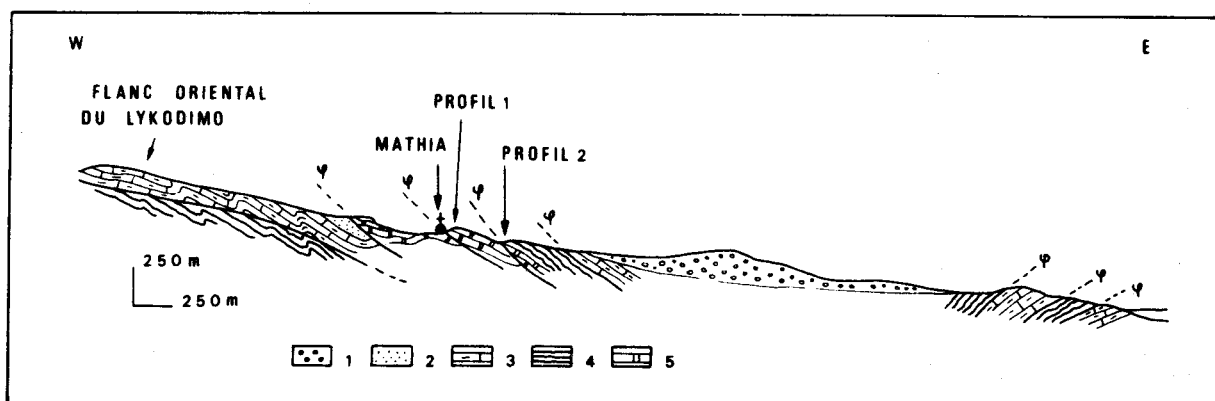


Fig. 327.- Coupe de Mathia repérée fig. 350 B.

1. - Eboulis et Néogène discordant. - Série du Pinde-Olonos. - 2. Flysch paléocène et Couches de Passages au Flysch. - 3. Calcaires en Plaquettes. - 4. Radiolarites. - 5. Calcaires de Drimos et Pélites de Kaste-  
li.

T<sub>s-1</sub> - l. 6 m de calcaires en dalles de 10 à 50 cm d'épaisseur, à bancs de silixites. Le microfaciès en est variable, on peut identifier soit des isocalcarénites à filaments, soit des biomicrites dolomitiques à filaments. Seules les isocalcarénites à filaments ont livré des conodontes : *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE) et *Metapolygnathus pseudodiebeli* KOZUR.

T<sub>s-2</sub> - a. 3 m environ de calcarénites dolomitiques en dalles semblables à celles de la subdivision précédente. Le microfaciès est généralement celui d'une biomicrite dolomitique à filaments, plus ou moins recristallisée. La microfaune de conodontes nous a permis d'identifier *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE) et *Gondolella navicula hallstattensis* (MOSHER).

T<sub>s-2</sub> - b. 5 m de calcaires dolomitiques en bancs plus épais et à nodules de silixites. Ces biomicrites renferment essentiellement des débris d'échinodermes, des filaments et des isoclastes. Les cristaux euhédriques de dolomite se développent aux dépens de la matrice micritique et des éléments figurés.

T<sub>s-2</sub> - c. 2 m de calcaires en dalles à lits irréguliers de silixites. Ces biomicrites à filaments et radiolaires nous ont livré des conodontes : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE), *Neohindeodella dropla* (SPASOV & CANEV), *Neohindeodella triasica triasica* (MULLER).

T<sub>s-2</sub> - d. 3 m de calcaires dolomitiques en bancs plus épais et à nodules de silixites. Ces biomicrites à filaments abondants (tests d'halobies ?) et entroques sont plus ou moins recristallisées. La dolomite abondante se présente en cristaux euhédriques de petite taille. Les conodontes recueillis trop peu nombreux n'ont pas pu être déterminés.

T<sub>s-2</sub> - e. 50 cm environ de litharénites de teinte rosâtre. Dans cette litharénite polygénique on peut identifier des lithoclastes de biomicrites à filaments et radiolaires, de biomicrites dolomitiques et de silts quartzeux et chloriteux. Les bioclastes sont représentés par des débris de lamellibranches et surtout des entroques avec leur liseré de calcite épitaxiale. La mésostase est une pseudosparite grenue.

T<sub>s-2</sub> - f. 4 m de calcaires semblables à e.

T<sub>s2</sub>-J<sub>i</sub> - a. 4 m de calcaires micritiques à lits irréguliers ou nodules de silixites, présentant quelques passées de marnes à lits de silixite.

T<sub>s2</sub>-J<sub>i</sub> - b. 2 m de litharénites polygéniques en bancs décimétriques. Parmi les lithoclastes j'ai pu identifier des morceaux de micrites à radiolaires, de micrites à filaments et de silts quartzeux (chloriteux ou non). Les autres éléments figurés sont de très rares oolithes et des entroques comme bioclastes. La mésostase est une pseudosparite poecilitique.

T<sub>s2</sub>-J<sub>i</sub> - c. 50 cm de silixites à fins interlits marneux.

T<sub>s2</sub>-J<sub>i</sub> - d. 3 m de calcaires micritiques à nodules de silixites.



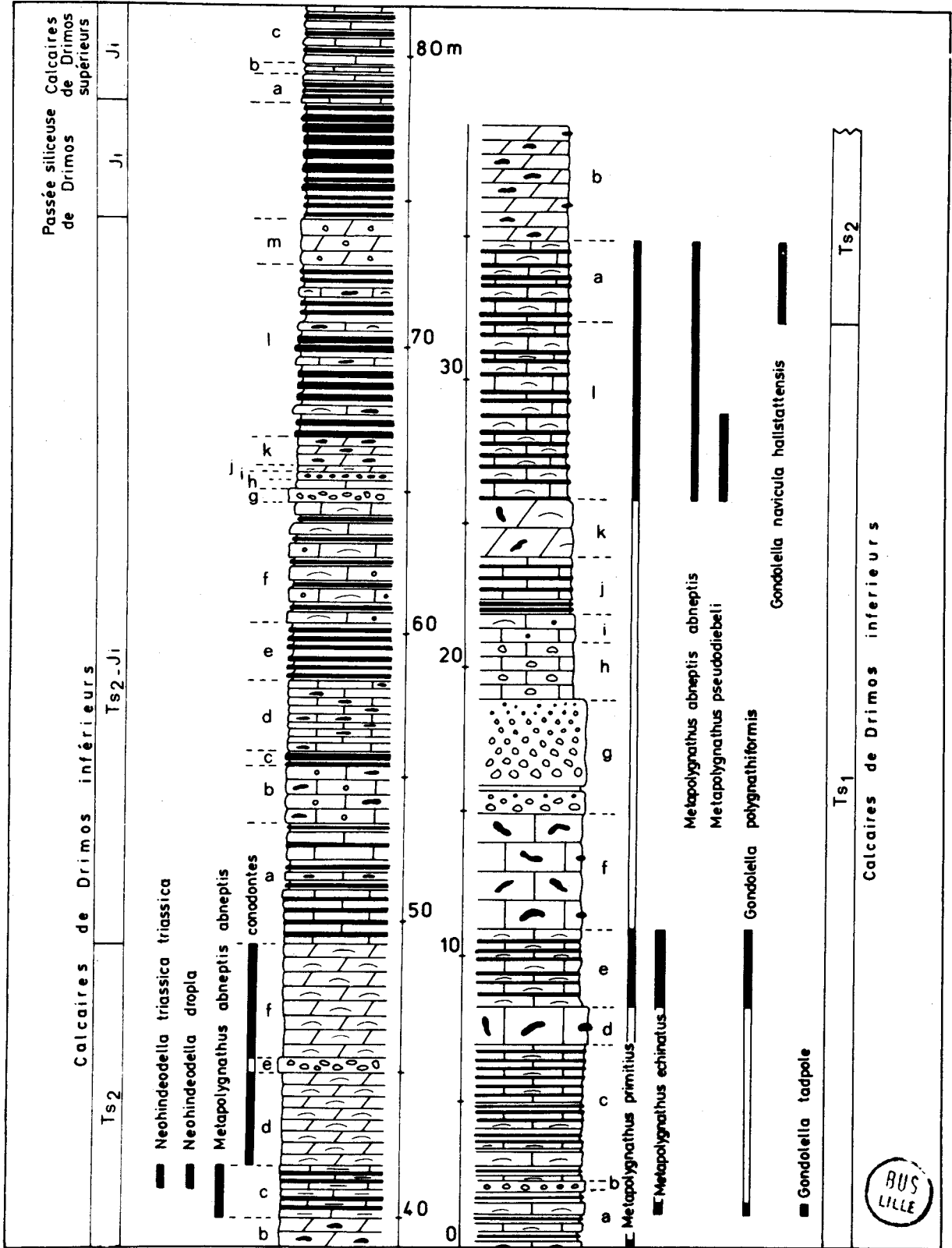


Fig. 328.- Profil 1 (Est de Mathia) - Calcaires de Drimos.

$T_{s2}^{-J_i}$  - e. 2 m de marnes à lits de silexites.

$T_{s2}^{-J_i}$  - f. 4 à 5 m de calcaires recristallisés en bancs d'épaisseur variable, alternant avec de minces passées de marnes à lits de silexites. Ces isocalcarénites renferment des filaments recristallisés, quelques petits foraminifères indéterminables et sont plus ou moins recristallisées en pseudosparite.

$T_{s2}^{-J_i}$  - g. 50 cm de conglomérats polygéniques à galets de calcaires, de silexites et de roches verdâtres.

$T_{s2}^{-J_i}$  - h. 30 cm de calcaires.

$T_{s2}^{-J_i}$  - i. 50 cm de litharénites violacées à très nombreuses tâches de glauconie. Elles renferment des lithoclastes de micrites à filaments, de calcaires recristallisés, de laves microlithiques aphanitiques très altérées, de silts quartzeux micacés. En outre on doit signaler quelques quartz détritiques et des bioclastes (débris de lamellibranches et d'échinodermes). La mésostase est formée de pseudomicrosparite. Cette litharénite présente enfin un granoclassement vertical.

$T_{s2}^{-J_i}$  - j. Elle passe vers le haut à 20 cm de calcaires à filaments très recristallisés et dolomitisés.

$T_{s2}^{-J_i}$  - k. 1 m de dolosparites idiotopiques jaunâtres à nodules irréguliers de silexites.

$T_{s2}^{-J_i}$  - l. 6 m environ de marnes riches en lits de jaspes et présentant quelques intercalations de calcaires recristallisés. Dans ces derniers sont visibles des fantômes de filaments, de petits foraminifères, de débris d'échinodermes et de rares oolithes.

$T_{s2}^{-J_i}$  - m. 1,5 à 2 m de litharénites dolomitiques beiges à morceaux de roches verdâtres.

Parmi les lithoclastes je citerai : des morceaux de micrites à radiolaires calcitisés, de dismicrites, de calcaires recristallisés. La mésostase est formée de pseudomicrosparite et pseudosparite. La dolomie apparaît sous forme de petits cristaux euhédriques.

## 2. PASSEE RADIOLARITIQUE DE DRIMOS.

$J_i$  - 4 m environ de marnes à lits de jaspe.

## 3. CALCAIRES DE DRIMOS SUPERIEURS.

$J_i$  - a. 20 cm de calcarénites, 60 cm de pélites à lits de silexites, 20 cm de calcarénites.

$J_i$  - b. 40 cm d'une alternance de calcaires micritiques violets en dalles centimétriques et de pélites.

J<sub>1</sub> - c. 2 m d'une alternance très irrégulière de pélites, de silexites et de calcaires dolomitiques recristallisés. Il s'agit d'isocalcarénites à filaments courts et droits largement recristallisés en pseudosparite. La dolomite est en petits cristaux euhédriques.

## B. PROFIL 2 - EST DE MATHIA : PASSAGE DES CALCAIRES DE DRIMOS SUPÉRIEURS AUX RADIOLARITES.

Ce profil a été levé à l'Est de Mathia le long de la route Mathia-Achladochorion (fig. 326). A l'Est immédiat de Mathia affleure une première écaille formée de calcaires à filaments plus ou moins riches en bancs siliceux (calcaires de Drimos) d'âge triasique à leur base, comme nous venons de le voir. Elle est elle-même chevauchée à l'Est par une masse importante de radiolarites ayant conservé leur semelle stratigraphique de calcaires et pélites (repère 2, fig. 326). Nous y avons relevé de bas en haut et de l'Ouest vers l'Est la succession suivante (fig. 329) :

### 1. LES CALCAIRES DE DRIMOS SUPERIEURS.

J<sub>1</sub> - a. 4 m environ de lithocalcarénites beiges recristallisées, en bancs relativement épais. Parmi les lithoclastes surtout calcaires nous citerons des morceaux de micrites fossilifères, de micrites recristallisées, d'oomicrites, de calcaires totalement recristallisés en pseudosparite et de rares morceaux de silts verdâtres. Les bioclastes sont représentés par des débris d'algues et d'échinodermes.

On notera l'existence enfin de rognons de silexites.

J<sub>1</sub> - b. 10 cm de pélites vertes.

J<sub>1</sub> - c. 30 cm de calcaires sublithographiques blancs présentant dans leur partie supérieure un fin niveau de silexite. La base de ce dernier est assez régulière, tandis que sa face supérieure est très irrégulière et fait saillie en dessinant des cercles plus ou moins anato-

J<sub>1</sub> - d. 1 m de pélites à lits de silexites qui sont d'anciens calcaires silicifiés.

J<sub>1</sub> - e. 2 m de calcaires en gros bancs à nodules de silexites. Ce sont des isocalcarénites à bioclastes (débris d'échinodermes) et oolithes plus ou moins micritisées. On note en outre quelques rares lithoclastes de paléovolcanites verdâtres. La phase de liaison est une pseudosparite à tendance poecilitique.

J<sub>1</sub> - f. 1 m de calcaires sublithographiques blancs en dalles peu épaisses.

J<sub>1</sub> - g. 2 m d'isocalcarénites comparables à celles de la subdivision e.

J<sub>1</sub> - h. 1 m de calcaires sublithographiques grisâtres en dalles minces.

J<sub>1</sub> - i. 3 m d'isocalcarénites comparables à celles de la subdivision e.

J<sub>1</sub> - j. 3 m de calcaires sublithographiques en bancs peu épais.

$J_i$  - k. 3 m d'isocalcarénites comparables à celles des subdivisions e, g et i.

## 2. LES PELITES DE KASTELI.

$J_i$ - $J_{m1}$  - a. 5 à 6 m de pélites interstratifiées de bancs calcaires minces. Il s'agit de micrites, micrites à radiolaires calcitisés ou de pelmicrites. La phase de liaison micritique est plus ou moins recristallisée en pseudosparite ou pseudomicrosparite.

$J_i$ - $J_{m1}$  - b. 10 cm de conglomérats polygéniques relativement bien classés. Les galets sont variés : calcaires silicifiés, silexites verdâtres, micrites à filaments courts, micrites à radiolaires calcitisés. La phase de liaison peu abondante est une isomicrite recristallisée en micropseudosparite et dolomitisée (les cristaux de dolomite sont isolés, euhédriques et de petite taille).

$J_i$ - $J_{m1}$  - c. 10 cm de pélites rouges.

$J_i$ - $J_{m1}$  - d. 10 cm de conglomérats polygéniques très hétérogranulaires rougeâtres. Ils contiennent des galets de micrites silicifiées, de pelmicrites, de paléovolcanites verdâtres à structure microlithique aphanitique. Il existe en outre des oolithes micritisées et des bioclastes (débris d'échinodermes, petits Ataxophragmiidés et débris d'algues solénoporacées). La phase de liaison est peu abondante et très riche en oxydes de fer.

$J_i$ - $J_{m1}$  - e. 2 m environ d'isocalcarénites à nodules ovoïdes de silexites. Les éléments figurés autres que les isoclastes sont des oolithes et des bioclastes : *Lucasella cayeuxi* LUCAS, *Mesoendothyra croatica* GUSIC et *Thaumatoporella* sp.

$J_i$ - $J_{m1}$  - f. 1,5 m de pélites rouges interstratifiées de dalles centimétriques de micrites rougeâtres à radiolaires et de lits de silexites de 10 à 20 cm d'épaisseur. Ces silexites semblent être l'équivalent totalement silicifié des micrites à radiolaires.

$J_i$ - $J_{m1}$  - g. 50 cm d'une brèche très mal classée rougeâtre. Elle contient des galets de calcaires verts à radiolaires, de calcaires à filaments courts soudés entre eux, de calcaires silicifiés et de paléovolcanites très altérées. Un granoclassement vertical la fait passer vers le haut à un microconglomérat formé essentiellement de petits galets de silexites relativement bien arrondis et de quelques galets de micrites à radiolaires et de paléovolcanites vertes altérées.

$J_i$ - $J_{m1}$  - h. 10 à 20 cm de pélites rouges puis 10 cm de silexites rouges.

$J_i$ - $J_{m1}$  - i. 50 cm de lithocalcarénites mal classées. Elles renferment des lithoclastes de radiolarites, de silexites, de micrites à radiolaires calcitisés, de calcaires à filaments jointifs et anastomosés, de paléovolcanites verdâtres et altérées. En outre existent des oolithes, des isoclastes et des bioclastes dont ; *Lucasella cayeuxi* LUCAS. La mésostase peu développée est dolomitisée par place.

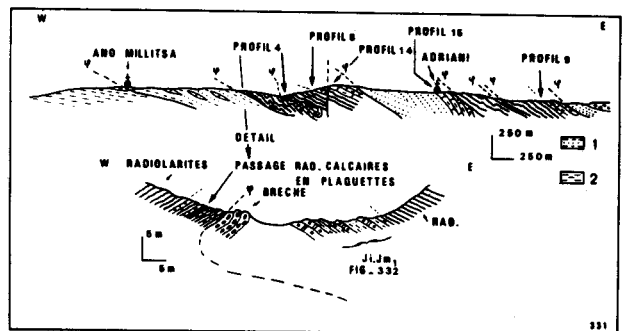
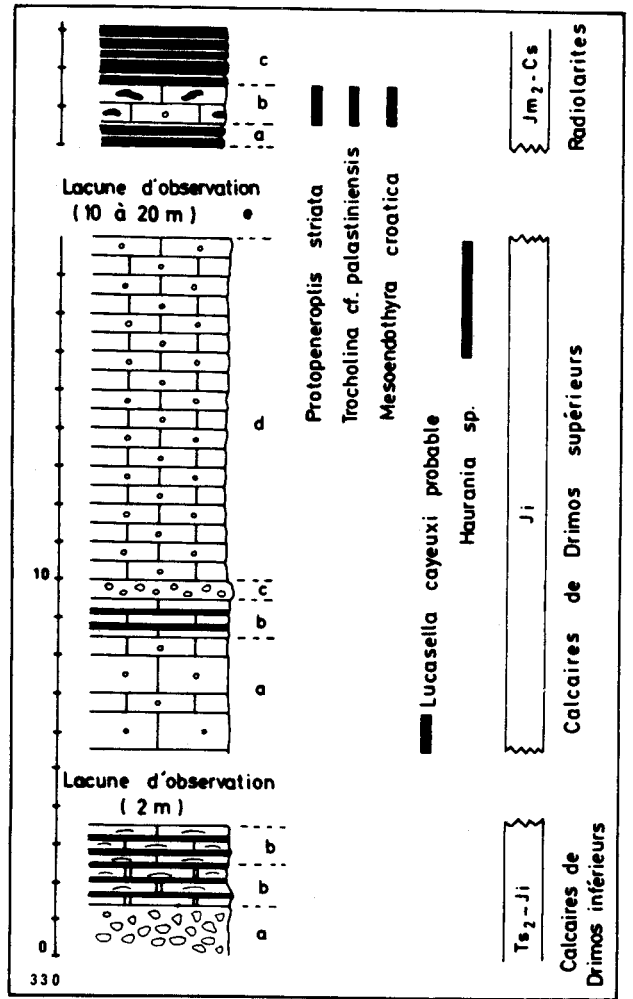
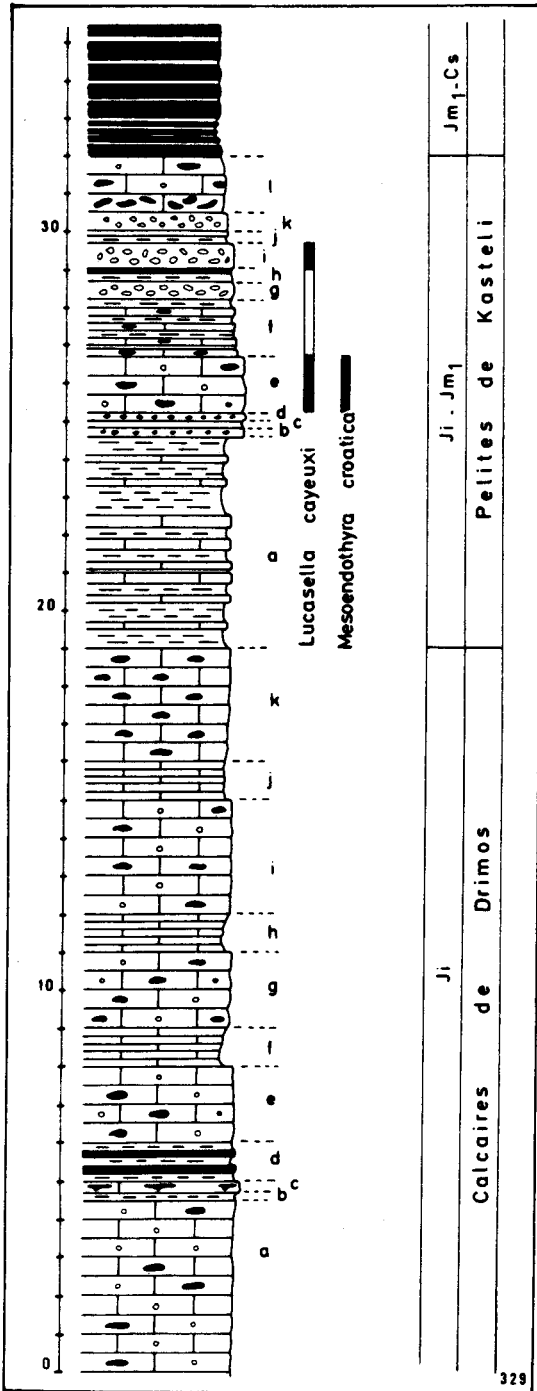


Fig. 329.- Profil 2 (Est de Mathia) - Calcaires de Drimos, Pélites de Kasteli et Radiolarites.

Fig. 330.- Profil 3 (Nord Ouest d'Adriani) - Calcaires de Drimos, Pélites de Kasteli et Radiolarites.

Fig. 331.- Coupe Ano Millitsa-Adriani (repérée fig. 350 B). Mêmes figurés que la fig. 327 avec en outre :  
1. Formation de Paleochora. - 2. Flysch de Gavrovo.



$J_i - J_{m1}$  - j. 30 cm de pélites rouges se terminant par un niveau de pelmicrites recristallisées.

$J_i - J_{m1}$  - k. 50 cm d'une brèche très hétérogranulaire à morceaux de silexites, de calcaires silicifiés et de paléovolcanites vertes altérées.

$J_i - J_{m1}$  - l. 1,5 m de calcaires relativement massifs à nodules de forme très irrégulière de silexite, très nombreux à la base. Il s'agit de calcarénites riches tantôt en isoclastes tantôt en oolithes. Les bioclastes sont rares et le ciment de sparite plus ou moins recristallisé.

### 3. LES RADIOLARITES.

$J_{m1} - C_s$  - Alternance de bancs de jaspes à radiolaires et de très fines passées de pélites siliceuses.

## C. PROFIL 3 -NORD-EST D'ANO-MILLITSA : CALCAIRES DE DRIMOS SUPÉRIEURS ET PASSAGE AUX RADIOLARITES.

A l'Est d'Ano-Millitsa le long de la route conduisant à Adriani affleure tout d'abord un flysch pélitique riche en bancs de calcarénite. Il est chevauché par une écaille de radiolarites. Celles-ci sont elles-mêmes chevauchées par des radiolarites présentant leur soubassement calcaropélitique (Calcaires de Drimos et Pélites de Kasteli (fig. 326). Les observations qui vont suivre ont été faites au Nord de la route (repère 3, fig. 326) sur le flanc nord de la petite vallée ayant alors une direction E.W.

J'ai relevé la succession suivante de bas en haut et de l'Ouest vers l'Est (fig. 330) :

### 1. LES CALCAIRES DE DRIMOS SUPERIEURS.

$T_{s2} - J_i$  - a. Brèches carbonatées et mal classées. Les éléments calcaires (micrites roses ou blanches à filaments et radiolaires calcitisés) sont noyés dans une phase de liaison abondante rougeâtre formée de micrite presque totalement remplacée par de petits cristaux euhédriques de dolomite (Intramicrodite dolomitique ?) (1 à 2 m).

$T_{s2} - J_i$  - b<sub>1</sub>. 1 m de calcaires en plaquettes de 5 à 10 cm d'épaisseur, lie de vin, avec des passées de silexite violette. Ce sont des calcaires rubanés formés par une alternance de rubans lie de vin centimétriques et de fines lamines millimétriques blanchâtres. Ces dernières sont formées de biomicrites très riches en débris de tests de lamellibranches (halobies). La matrice de micrite est très abondante. Les rubans lie de vin sont constitués de micrites dolomitiques riches en petits cristaux euhédriques de dolomite.

$T_{s2} - J_i$  - b<sub>2</sub>. 1 m de calcaires blancs en bancs d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Il s'agit de calcaires identiques aux précédents mais où le faciès blanchâtre (biomicrite à halobies ?) domine.

$T_{s2}-J_i$  - c. Une lacune d'observation sur 2 m environ.

$J_i$  - a. 3 m environ de calcaires blancs en gros bancs (50 cm à 1 m d'épaisseur). Ce sont des isocalcarénites à ciment de sparite riches en bioclastes, avec quelques oolithes et de rares lithoclastes (isomicrites, calcaires recristallisés et silexites). Parmi les bioclastes je citerai : des débris d'échinodermes, *Thaumatoporella* sp., *Bovina* sp. (?) et *Lucasella cayeuxi* LUCAS très probable (dét. J.P. Bassoulet).

$J_i$  - b. 1 m de calcaires sublithographiques blancs ou lie de vin à passées de silexites violettes.

$J_i$  - c. 50 cm de brèches polygéniques à fragments de micrites à filaments et radio-laires, de biocalcarénites à filaments sans phase de liaison, d'isocalcarénites à ciment de sparite, de silexites, de paléovolcanites verdâtres altérées.

$J_i$  - d. 8 à 10 m de calcaires blancs en gros bancs. Ces isocalcarénites à ciment de sparite et texture grainstone sont plus ou moins riches en bioclastes. Les derniers mètres nous ont livré : des *Nodosariidés*, des *Ophtalmidiidés* et *Haurania* sp.

$J_i$  - e. Une lacune d'observation de 10 à 20 m.

## 2. LES RADIOLARITES.

$J_{m2}-C_s$  - a. 50 cm de bancs de jaspes jaunâtres de quelques centimètres d'épaisseur séparés par des fins interlits de pélites. Ce sont d'anciennes biomicrites à radiolaires pratiquement totalement silicifiées, ou des jaspes à radiolaires.

$J_{m2}-C_s$  - b. 1 m de calcaires massifs jaunâtres très riches en nodules de forme très irrégulière de silexites. Il s'agit encore d'isocalcarénites à ciment de sparite peu développé (texture grainstone). Les isoclastes semblent être dans ce cas d'anciennes oolithes totalement micritisées et homogénéisées. En outre on peut identifier quelques oolithes vraies, quelques lithoclastes calcaires et de nombreux bioclastes : des morceaux de *Dasycladacées*, de grands *Valvulinidés*, *Protopenneroplis striata* WENSCHENK, *Trocholina* cf. *palastiniensis* et *Mesoendothyra croatica* GUSIC (?) (dét. J.P. Bassoulet).

$J_{m2}-C_s$  - c. Plusieurs mètres de radiolarites pélitiques jaunâtres à fins interlits marneux. Certains de ces bancs apparaissent comme des biomicrites très riches en radiolaires et pratiquement totalement silicifiées.

## D. PROFIL 4 - EST D'ANO-MILLITSA ; CALCAIRES DE DRIMOS SUPÉRIEURS - PÉLITES DE KASTELI ET PASSAGE AUX RADIOLARITES.

Le profil a été levé à la base de la même écaille que précédemment, mais le long de la route Ano-Millitsa-Adriani (repère 4, fig. 326 et fig. 331). On y observe la succession suivante de bas en haut et d'Ouest en Est (fig. 332) :

## 1. CALCAIRES DE DRIMOS SUPERIEURS.

$J_i - J_{mi}$  - 1,5 à 2 m de calcaires en gros bancs d'aspect cristallin. Ce sont des isocalcarénites à mésostase de pseudosparite en mosaïque ou à tendance poecilitique. Là encore il semble que certains isoclastes soient d'anciennes oolithes homogénéisées. A côté de ces isoclastes existent quelques oolithes, quelques lithoclastes calcaires et des bioclastes : débris d'échinodermes avec liséré de calcite épitaxique, *Thaumatoporella* sp., des Lituolidés, *Spiroconulus* sp. ?, *Lucasella cayeuxi* LUCAS, *Mesoendothyra* cf. *croatica* GUSIC (dét. Bassoulet).

## 2. LES PELITES DE KASTELI.

$J_i - J_{mi}$  - a. 3 m environ de pélites présentant des intercalations peu épaisses de calcaires sublithographiques (avec ou sans nodules de silixites) et de calcaires semblables aux précédents. Les calcaires sublithographiques sont des biomicrites plus ou moins silicifiées à radiolaires. Les isocalcarénites contiennent quelques bioclastes : débris d'échinodermes et *Haurania* sp. En outre de fines passées millimétriques riches en granules ferrugineux et glauconieux donnent à ces calcarénites une texture grossièrement laminée.

$J_i - J_{mi}$  - b. 50 cm de calcaires blancs massifs. Il s'agit là encore d'isocalcarénites à mésostase de pseudosparite poecilitique, renfermant en outre des oolithes, des bioclastes : débris d'échinodermes, *Thaumatoporella* sp., *Lucasella cayeuxi* LUCAS.

$J_i - J_{mi}$  - c. 2 m de pélites environ, présentant à leur base un banc de 20 cm de calcaires sublithographiques beiges. Ces biomicrites à radiolaires calcitisés sont plus ou moins recristallisés en pseudomicrosparite.

$J_i - J_{mi}$  - d. 1 m de calcarénites blanchâtres à faciès variables. Le faciès dominant est celui d'isocalcarénites assez bien classées à ciment de sparite. Les isoclastes sont semblent-il d'anciennes oolithes micritisées. Les bioclastes sont assez nombreux : morceaux d'algues solénoportacées, Lituolidés, *Haurania* sp. et *Mesoendothyra* cf. *croatica* GUSIC (dét. Bassoulet). Le faciès subordonné est celui de litharénites assez bien classées à lithoclastes d'isomicrites, d'isosparites, de micrites à radiolaires et de calcaires silicifiés. Les bioclastes sont peu abondants : *Mesoendothyra croatica* GUSIC.

$J_i - J_{mi}$  - e. 1 m de pélites renfermant un niveau peu épais de calcaires gris d'aspect cristallin. Ces calcarénites ne sont pas homogènes. Elles sont formées pour partie d'isocalcarénites à rares lithoclastes et mésostase de pseudosparite en mosaïque. Les isoclastes sont d'anciennes oolithes et d'anciens agrégoclastes micritisés, les bioclastes sont rares : *Mesoendothyra* cf. *croatica* GUSIC. Le reste de la roche est constitué de litharénites à isoclastes et mésostase de pseudosparite en mosaïque. Les lithoclastes sont formées de morceaux de calcaires à filaments très serrés et sans ciment, d'isomicrites et de rares morceaux de paléovolcanites microlitiques aphanitiques altérées.



$J_1 - J_{m1}$  - f. 50 cm d'isocalcarénites mal calibrées à rares oolithes et quelques bioclastes : débris d'échinodermes, *Mesoendothyra cf. croatica* GUSIC.

### 3. LES RADIOLARITES.

$J_{m1} - C_s$  - Plusieurs mètres de radiolarites pélitiques rougeâtres. Le contact avec la formation sous-jacente semble légèrement dysharmonique.

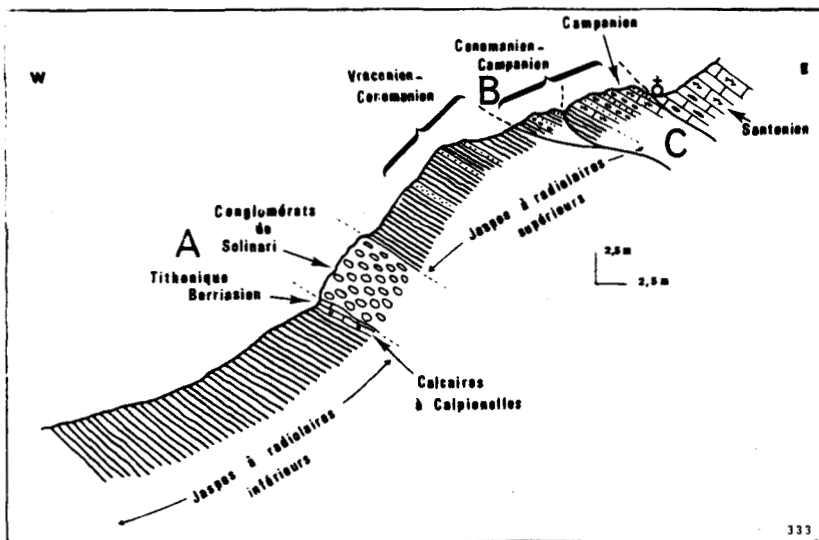
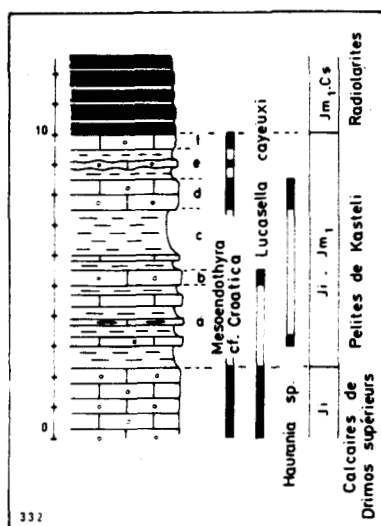


Fig. 332.- Profil 4 (Est d'Ano Millitsa) - Calcaires de Drimos, Pélites de Kasteli et Radiolarites.

Fig. 333.- Coupe de Solinari (repère 5, 6 et 7, fig. 326). (D'après Thiébaud et coll., 1981).

## II. LES RADIOLARITES

### A. PROFIL 5 - UNITÉ DE SOLINARI : JASPES À RADIOLAIRES INFÉRIEURS - CALCAIRES À CALPIONELLES - CONGLOMÉRATS DE SOLINARI - JASPES À RADIOLAIRES SUPÉRIEURS.

Le profil suivant a été levé à l'Est de Solinari (repère 5, fig. 326) dans une écaille de Radiolarites coincée entre une écaille de flysch olistholithique à l'Ouest et une écaille de Calcaires en Plaquettes à l'Est (fig. 326). Cette masse de radiolarites est diverticulée en trois unités A, B et C, fig. 333. (Tous les radiolaires ont été déterminés par De Wever).

Dans l'unité A la succession est la suivante de bas en haut (fig. 334) :

#### 1. LES JASPES A RADIOLAIRES INFÉRIEURS.

$J_s$  - 15 m de jaspes à radiolaires verdâtres séparés par des lits de pélites.

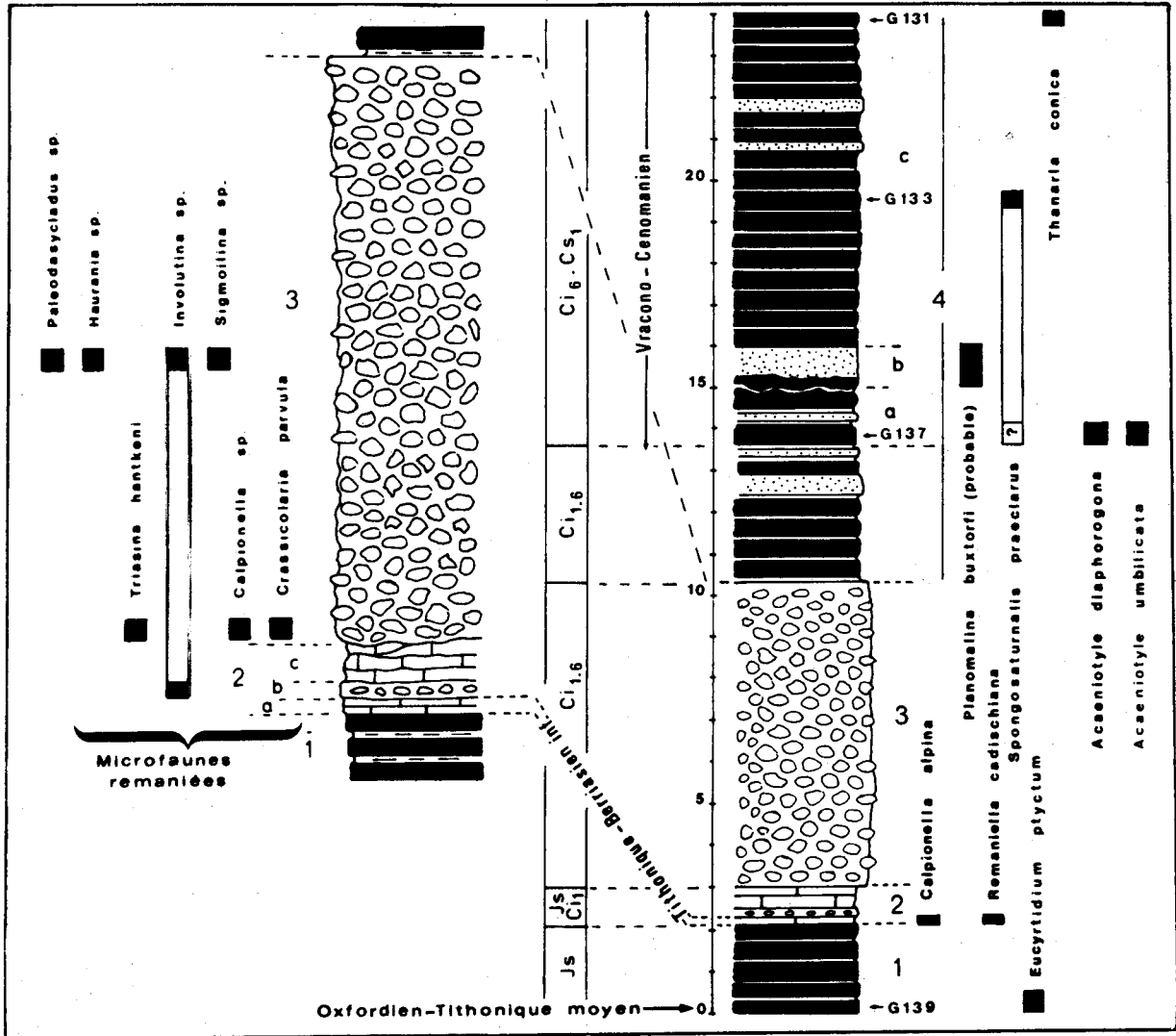


Fig. 334.- Profil 5 (Solinari). Jaspes à radiolaires inférieurs et supérieurs, Calcaires à Calpionelles et conglomérats de Solinari. (D'après Thiébaud et coll., 1981).

Un échantillon (G 139, fig. 334) nous a livré la microfaune de radiolaires suivante : *Sphaerostylus* gr. *lanceola* (PARONA) dont *S. lanceola* forme "ancestrale" de Riedel et Sanfilippo, 1974) *Acanthocircus trizonalis* (RUST) emend. FOREMAN, *Xiphospaera* sp. cf. *X. aculeata* PARONA, *Parviringula doesii* (PARONA), *Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO, *Archaeospongoprimum imlayi* PESSAGNO ?, *Sethocapsa* sp. cf. *S. ceta* FOREMAN et *Archaeodictyomitra apiaria* (RUST) .

## 2. LES CALCAIRES A CALPIONELLES.

$J_s - C_{11}$  - a. 10 à 20 cm de calcaires sublithographiques verdâtres. Ces micrites fossilifères à calpionelles passent vers le haut à des micrites à radiolaires. Elles renferment : *Calpionella alpina* LORENZ et *Remaniella cadischiana* (COLOM) (dét. Azema).

$J_3-C_{11}$  - b. 20 cm de litharénites polygéniques plus ou moins silicifiées. On observe dans une matrice de micrite relativement abondante des lithoclastes de micrites à radiolaires, d'isosparites, de dismicrites, de calcaires totalement recristallisés en pseudosparite, de calcaires à filaments, de silexites, de calcaires néritiques à *Involutina* sp.

$J_3-C_{11}$  - c. 50 cm de calcaires sublithographiques en fines plaquettes légèrement cataclasées. Ce sont des micrites ou micrites fossilifères à radiolaires calcitisés.

### 3. LES CONGLOMERATS DE SOLINARI.

$C_{11-6}$  - 7 ou 8 m de conglomérats polygéniques assez mal classés. Les galets sont très variés : micrites à radiolaires (cf.  $J_3-C_{11}$ , micrites à radiolaires calcitisés, calcaires à filaments soudés entre eux, isosparites, micrites à *Calpionella alpina* LORENZ et *Crassicolaria parvula* remaniés. On y observe en outre de nombreux galets de calcaires néritiques évoquant les calcaires de Tripolitza : isosparites à *Triasina hantkeni*, isosparites à *Involutina* sp. et *Sigmoilina* sp. (dét. Zaninetti), biomicrites à *Paleodasycladus* sp. et *Haurania* sp.

### 4. LES JASPES A RADIOLAIRES SUPERIEURS.

$C_{11-6}$  - 4 à 5 m de radiolarites rougeâtres en bancs centimétriques contenant quelques passées de litharénites pratiquement totalement silicifiées. Seuls restent identifiables les lithoclastes de silexites.

$C_{16}-C_{s1}$  - a. 1,5 m de radiolarites rougeâtres dont un échantillon (G 137, fig. 334) nous a livré une riche microfaune de radiolaires : *Ultranapora durhami* PESSAGNO, *Rhopalossyringium* sp. aff. *R. antirhopum* RIEDEL & SANFILIPPO, *Rhopalocanum* sp. ?, *Eucyrtis micropora* (SQUINABOL), *Eucyrtis tenuis* (RUST), *Thanarla* sp. aff. *T. elegantissima*, *Spongopyle* gr. *insolita* KOZLOVA, *Holocryptocanium astiensis* PESSAGNO, *Orbiculiforma* sp., *Praeconocaryomma* sp. aff. *P. mammillaria* PESSAGNO, *Tritrabs rhododactylus* BAUMGARTNER, *Acaeniotyle diaphorogona* FOREMAN, *Acaeniotyle umbilicata* RUST, *Alievium helenae* SCHAAF, *Triactoma* sp. cf. *T. echiodes* FOREMAN, *Staurospiraera amplissima* FOREMAN, *Lithomelissa* sp. cf. *L. amazon* FOREMAN (?), *Crucella messinae* PESSAGNO, *Spongosaturmalis preclarus* FOREMAN (?), *Acanthocircus trizonalis* (RUST) emend. FOREMAN, *Pseudodictyomitra lilyae* (TAN SIN HOK), *Pseudodictyomitra* sp. aff. *P. leptoconica* (FOREMAN), *P. carpatica* (LOZYNIAK), *Stichomitra* gr. *asymbatos* FOREMAN, *Archeodictyomitra lacrimula* (FOREMAN), *Archeodictyomitra vulgaris* PESSAGNO.

$C_{16}-C_{s1}$  - b. 1 m environ de calcarénites hétérogènes silicifiées à la base. On observe en proportion à peu près égale des isoclastes et des lithoclastes de micrites à radiolaires de micrites à Ticinelles, de calcaires recristallisés et de silexites. La mésostase de sparite en mosaïque emprisonne en outre de nombreux microfossiles : *Globigerinelloides* sp., *Ticinella* sp. et *Planomalina* cf. *buxtorfi* (dét. Fleury).

$C_{16}-C_{s1}$  - c. 8 m environ de radiolarites d'abord verdâtres puis rougeâtres. Ces dernières présentent 3 bancs centimétriques de litharénites silicifiées ou seuls restent identifiables les lithoclastes de silexites et de radiolarites.

L'échantillon G 133 (fig. 334) nous a livré la microfaune de radiolaires suivante : *Tritrabs rhododactylus* BAUMGARTNER, *Archaeospongoprimum* sp., *Staurosphaera glebulosa* FOREMAN, *Staurosphaera amplissima* FOREMAN (?), *Pseudocrucella* sp. A. BAUMGARTNER, *Praeconocaryomma* sp., *Acaeniotyle* sp., *Archaeodictyomitra* sp. p., *Dictyomitra* sp. p., *Spongosaturdayalis preclarus* FOREMAN.

L'échantillon G 131 (fig. 334) : *Thanarla conica* (ALIEV), *Acaeniotyle diaphorogona* FOREMAN. Lors de l'attaque de ce dernier échantillon un fragment de litharénite associé nous a fourni un fragment de conodonte : *Prionidina (cypridodella) mullieri* (TATGE) (dét. Vrielynck).

## B. PROFIL 6 - UNITÉ B DE SOLINARI : JASPES À RADIOLAIRES SUPÉRIEURS.

1. Elle chevauche la précédente (fig. 333) et montre la succession suivante de bas en haut (fig. 335).

C<sub>s1-2</sub> - a. 50 cm de radiolarites rouges alternant avec de minces lits de pélites.

C<sub>s1-2</sub> - b. 30 cm environ de microbrèches polygéniques à éléments de micrites, de calcaires recristallisés et silicifiés, de silexites et d'isosparites à Miliolidés. La mésostase de pseudosparite renferme *Rotalipora* cf. *appenninica*.

C<sub>s1-2</sub> - c. 40 cm d'une alternance de silexites et de pélites. Ces silexites sont des microbrèches semblables aux précédentes mais pratiquement totalement silicifiées. Quelques bioclastes restent identifiables : *Rotalipora* sp. et *Hedbergella* sp.

C<sub>s1-2</sub> - d. 50 cm environ d'une roche nettement granoclassée, bréchique à la base, microbréchique puis litharénitique enfin pour passer à un calcaire micritique renfermant un nodule de silexite. Les brèches, microbrèches et litharénites sont polygéniques. On peut reconnaître des lithoclastes de micrites brunâtres ou grisâtres, de micrites à *Hedbergella* sp., de dismicrites, de pelsparites et de micrites à isoclastes encroûtés. La partie litharénitique a livré en outre : *Rotalipora* sp. et *Hedbergella* sp.

C<sub>s1-2</sub> - e. 30 à 40 cm de litharénites semblables aux faciès de même type dans la subdivision précédente. La base de ces arénites ravine nettement le banc précédent.

C<sub>s1-2</sub> - f. 10 cm de litharénites granoclassées ravinant le banc précédent et contenant toujours le même type de lithoclastes. Dans la mésostase nous avons pu identifier *Rotalipora* sp.

C<sub>s1-2</sub> - g. 30 cm environ de litharénites silicifiées.

C<sub>s1-2</sub> - h. 30 cm environ de litharénites granoclassées à lithoclastes de micrites, de dismicrites, de calcaires recristallisés et d'isosparites plus rares.

C<sub>s1-2</sub> - i. 40 à 50 cm de litharénites présentant une base très mince de microbrèches ravinant le banc précédent, et de nombreux lits irréguliers de silexite.

C<sub>s1-2</sub> - j. 10 cm environ de biomicrites à *Rotalipora* sp. et *Globotruncana* sp.

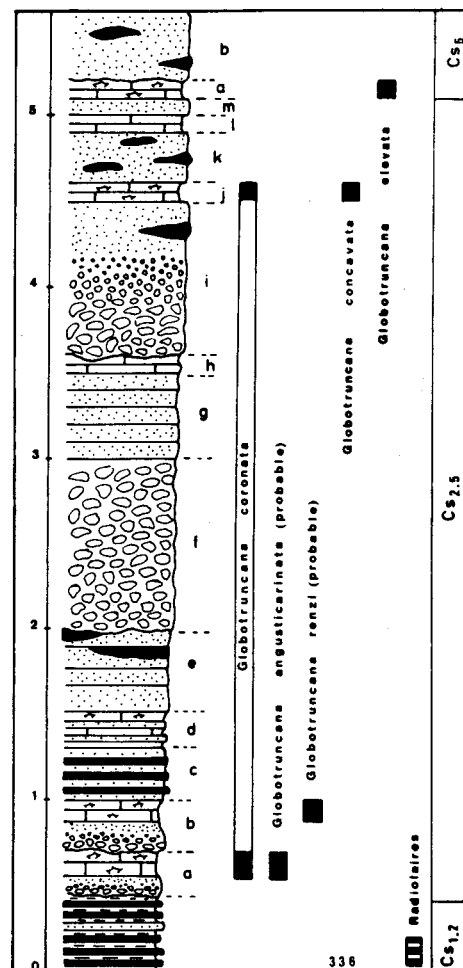
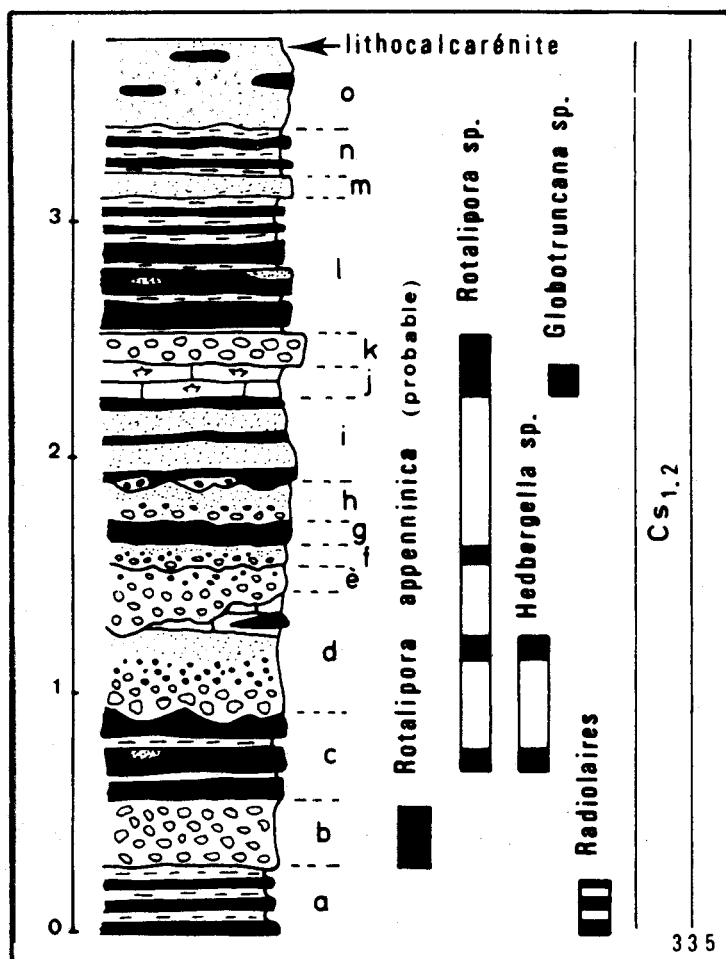


Fig. 335 et 336.- Profils 6 et 7 (Solinari). Jaspes à radiolaires supérieurs et Calcaires en Plaquettes.  
D'après Thiébaud et coll., 1981).

C<sub>s1-2</sub> - j. 10 cm environ de biomicrites à *Rotalipora* sp. et *Globotruncana* sp.

C<sub>s1-2</sub> - k. 10 cm de brèches polygéniques mal classées à éléments de micrites riches en manganèse, d'isoparites et de silexites. La mésostase est formée de pseudosparite.

C<sub>s1-2</sub> - l. 50 cm environ de bancs assez réguliers de silexites séparés par de fins interlits de pélites. Certains de ces bancs sont manifestement d'anciennes microbrèches silicifiées.

C<sub>s1-2</sub> - m. 10 cm de microbrèches passant vers le haut à des litharénites. Dans les microbrèches on peut identifier des morceaux de radiolarites, de micrites, d'isoparites et de biosparites à gastéropodes et Miliolidés.

C<sub>s1-2</sub> - n. 10 cm de silexites de pélites.



C<sub>s1-2</sub> - o. 30 à 40 cm de litharénites calcaires recristallisées à débris de micrites et de calcaires recristallisés. Cette roche contient en outre de nombreux nodules de silexites.

2. Elle est chevauchée par l'unité C (fig. 333).

### C. PROFIL 7 - UNITÉ A DE SOLINARI : JASPES À RADIOLAIRES SUPÉRIEURS ET CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Couronnant le dispositif de Solinari (fig. 333) et elle même chevauchée par une écaille de Calcaires en Plaquettes, cette unité C montre la succession suivante de bas en haut (fig. 336).

#### 1. LES JASPES A RADIOLAIRES SUPERIEURS.

C<sub>s1-2</sub> - 50 cm d'une alternance de radiolarites rouges et de pélites, présentant une passée de quelques centimètres de litharénites silicifiées.

#### 2. LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

C<sub>s2-5</sub> - a. 30 cm environ d'un ensemble granoclassé verticalement. Il est formé à la base par une dizaine de centimètres de brèches passant à des litharénites puis à des micrites à Globotruncana. Parmi les éléments des rudites et des litharénites j'ai pu identifier des morceaux de silexites, de micrites brunâtres et de micrites à hedbergelles ; il ne semble pas y avoir de morceaux de calcaires néritiques. Parmi la microfaune nous avons déterminé *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana angusticarinata* GANDOLFI. (Tous les Globotruncanidés ont été déterminés par Fleury).

C<sub>s2-5</sub> - b. Répétition d'une séquence identique à la précédente. La microfaune de Globotruncana comporte : *Globotruncana cf. renzi* GANDOLFI.

C<sub>s2-5</sub> - c. 30 à 40 cm de litharénites en bancs peu épais (quelques centimètres) présentant des lits très irréguliers de silexite.

C<sub>s2-5</sub> - d. Alternance de calcarénites recristallisées et de calcaires sublithographiques roses à *Globotruncana* bicarénées non déterminables.

C<sub>s2-5</sub> - e. 50 cm de brèches ou de litharénites recristallisées. Les lithoclastes sont formés par des morceaux de micrites brunâtres, de micrites grisâtres, d'isosparites et de silexites.

C<sub>s2-5</sub> - f. 1,5 à 2 m de brèches à éléments pindiques.

C<sub>s2-5</sub> - g. 50 cm de litharénites en bancs décimétriques.

C<sub>s2-5</sub> - h. 10 cm de calcaires sublithographiques roses ou grisâtres et azoïques.

C<sub>s2-5</sub> - i. 1 m environ de brèches à éléments pindiques passant à des litharénites plus ou moins silicifiées.

C<sub>s2-5</sub> - j. 10 cm de calcaires sublithographiques gris à *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana concavata* (BROTZEN).

C<sub>s2-5</sub> - k. 30 cm de litharénites à nodules de silexites.

C<sub>s2-5</sub> - l. 10 cm de calcaires sublithographiques azoïques.

C<sub>s2-5</sub> - m. 10 cm de litharénites.

C<sub>s5</sub> - a. 10 cm de calcaires sublithographiques à *Globotruncana elevata* (BROTZEN).

C<sub>s5</sub> - b. 40 cm de litharénites à rognons de silexites.

#### D. PROFIL 8 - EST D'ANO-MILLITSA : PASSAGE RADIOLARITES-CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Ce profil a été levé le long de la route d'Ano-Millitsa-Adriani immédiatement à l'Est du profil 4, au sommet des Radiolarites (fig. 326). Entre ces deux profils 8 et 4 existerait donc une coupe continue à travers les Radiolarites (fig. 331), si tant est qu'il n'existe aucune disharmonie importante à l'intérieur de celles-ci. Si c'est le cas, je n'ai observé aucune passée calcaire interrompant cette série holosiliceuse (fig. 331). Au sommet de ces Radiolarites on observe la succession suivante de bas en haut et d'Ouest vers l'Est (fig. 337).

##### 1. LES RADIOLARITES.

J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - 10 m de jaspes à radiolaires séparés par de fins interlits de pélites siliceuses. Ces radiolarites sont vertes à la base puis deviennent rouges dans les quatre derniers mètres. Un premier échantillon E 406 (cf. fig. 337) nous a livré la microfaune suivante de radiolaires : *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (SQUINABOL), *Spongosaturmalis* sp., *Thararla veneta* (SQUINABOL), *Acaentotyle diaphorogona* FOREMAN.

Un second échantillon E 410 (cf. fig. 337) : *Thararla veneta* (SQUINABOL), *Pseudoaulophacus superbus* (SQUINABOL) sensu RIEDEL & SANFILIPPO, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudodictyomitra carpathica* LOZYNIAK, *Dictyomitra veneta* ?

##### 2. LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

C<sub>s3-5</sub> - a. 1 m de calcaires sublithographiques gris ou roses en bancs centimétriques séparés par des lits irréguliers de silexites rouges.

C<sub>s3-5</sub> - b. Calcaires identiques aux précédents mais renfermant des morceaux de *Globotruncana* sp. bicarénées (1 m).

C<sub>s3-5</sub> - c. Même faciès mais azoïque (1 m).

C<sub>s3-5</sub> - d. 50 cm environ de litharénites silicifiées à débris de micrites de teinte sombre et de silexites. Parmi les bioclastes nous avons pu identifier des débris d'échinodermes et des radiolaires.

C<sub>s3-5</sub> - e. 1 m de calcaires sublithographiques en plaquettes à lits irréguliers de silexites rouges.

C<sub>s3-5</sub> - f. Même faciès mais présence de *Globotruncana* sp. bicarénées (1 m).

C<sub>s3-5</sub> - g. A nouveau même faciès (3 m environ).

C<sub>s3-5</sub> - h. On passe ensuite à des calcaires sublithographiques blancs ou grisâtres, plus riches en argiles et à lits de silexites jaunâtres (3 m). Il s'agit de biomicrites à *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana* cf. *tarfaiensis* LEHMANN.

C<sub>s5-6</sub> - a. Le lithofaciès ne change pas mais la microfaune comprend désormais : *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana* cf. *tarfaiensis* LEHMANN, *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *Globotruncana fornicata* PLUMMER.

C<sub>s5-6</sub> - b. Bancs de 60 cm de calcaires blancs et recristallisés, séparés par des passées de calcaires sublithographiques blanchâtres en fines plaquettes et riches en lits de silexites. Il s'agit vraisemblablement de 3 gros bancs de (litho ?) calcarénites recristallisées.

C<sub>s5-6</sub> - c. Viennent ensuite une dizaine de mètres de calcaires sublithographiques roses ou rouges, en plaquettes, alternant avec des lits de silexites rouges ou roses. La plupart de ces calcaires sont des micrites azoïques, un banc nous a fourni *Globotruncana fornicata* PLUMMER et *Globotruncana* aff. *stuartiformis* DALBIEZ.

Au sommet de cet ensemble affleure un banc de 30 cm d'épaisseur (repère c' fig. 7) de calcarénites profondément recristallisées en pseudosparite. Cette roche était probablement formée de lithocalcarénites à lithoclastes de pelsparites et micrites fossilifères.

C<sub>s5-6</sub> - d. 4 à 5 m de calcaires sublithographiques blancs en plaquettes. La majorité de ces bancs est formée de micrites azoïques, quelques bancs renferment des débris de *Globotruncana* sp. indéterminables.

## E. PROFIL 9 - EST D'ADRIANI : PASSAGE RADIOLARITES - CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Le long de la route Adriani-Loggia (fig. 326) affleure au niveau du repère 9 (fig. 326) une belle coupe dans des radiolarites passant vers le haut aux calcaires en Plaquettes (profil 9, fig. 331). Nous y avons observé de bas en haut et de l'Ouest vers l'Est la succession suivante (fig. 338) :

### 1. LES RADIOLARITES.

J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - a. Une vingtaine de mètres de radiolarites rougeâtres bien litées en bancs d'épaisseur irrégulière (au maximum 30 cm) séparées par des interlits de pélites à radiolaires. Deux échantillons ont fourni des radiolaires déterminables.



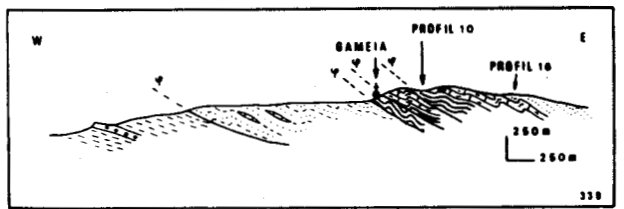
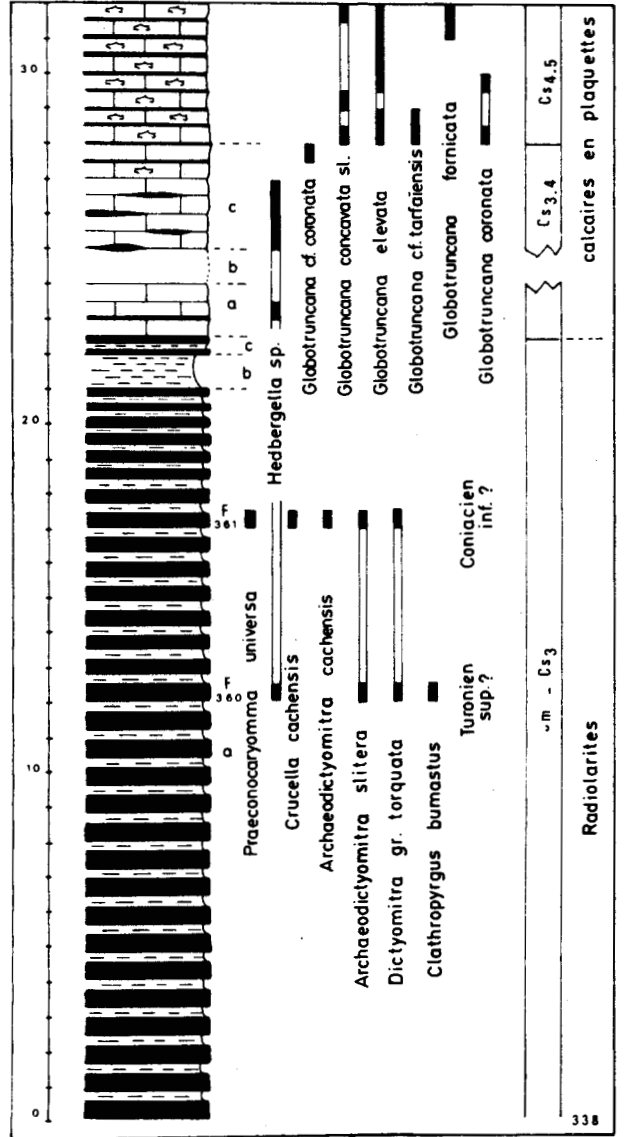
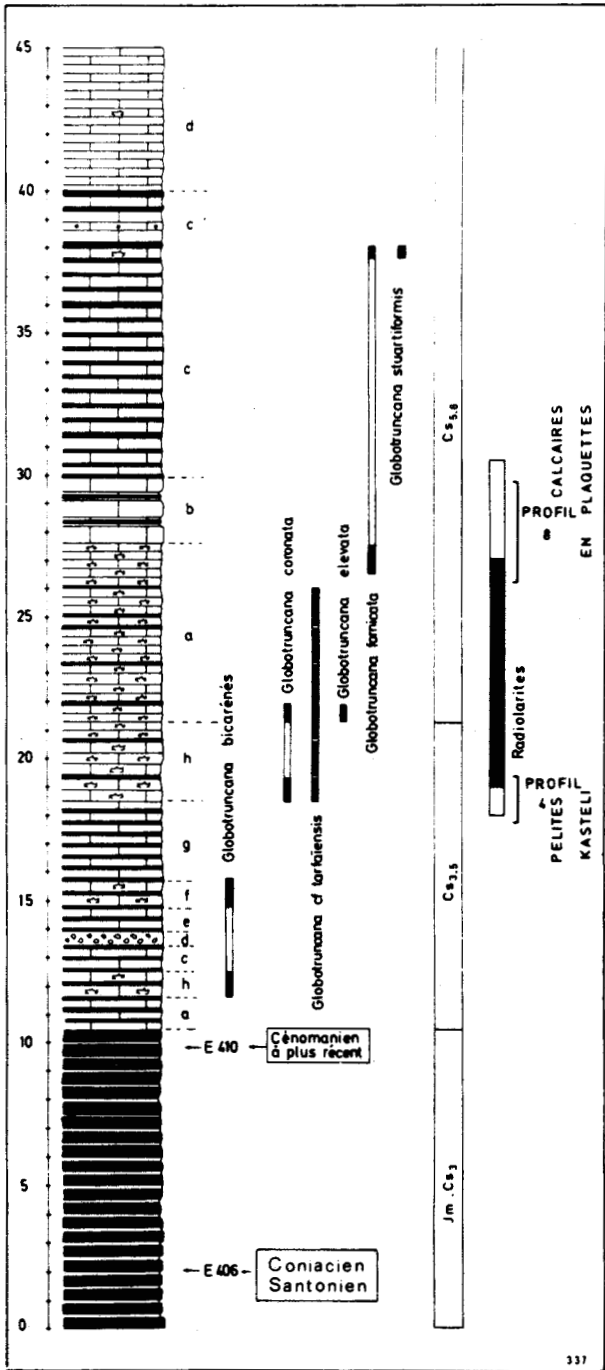


Fig. 337.- Profil 8 (Est d'Ano-Millitsa). Radiolarites et Calcaires en Plaquettes.

Fig. 338.- Profil 9 (Est d'Adriani). Radiolarites et Calcaires en Plaquettes.

Fig. 339.- Coupe de Gameia (repérée fig. 350 B). Mêmes figurés que les figures 327 et 331.



J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - a. Une vingtaine de mètres de radiolarites rougeâtres bien litées en bancs d'épaisseur irrégulière (au maximum 30 cm) séparées par des interlits de pélites à radiolaires. Deux échantillons ont fourni des radiolaires déterminables.

\* Le premier F 360 : *Archaeodictyomitra sliteri* PESSAGNO, *Clathropyrgus bumastus* RIEDEL et SANFILIPPO, *Pseudodictyomitra carpatica* LOZYNIAK, *Dictyomitra* gr. *torquata* FOREMAN, *Eucyrtis* sp. aff. *E. micropora* (SQUINABOL), *Hemicryptocapsa tuberosa* DUMITRICA, *Parvicingula* sp., *Thararla veneta* (SQUINABOL), g. sp. indéterminé. (cf. *Artostrobium tina*. La forme trouvée ici correspond dans l'ensemble à *A. tina* mais n'a pas la disposition des pores en rangées transversales typique du genre). Une Hedbergelle a également été trouvée dans cet échantillon.

\* Le second F 361 : *Alievium superbum* (SQUINABOL), *Alievium* sp. cf. *A. gallowayi* (WHITE), *Alievium* sp., *Archaeodictyomitra sliteri* PESSAGNO, *Archaeodictyomitra vulgaris* PESSAGNO, *Archaeodictyomitra* sp. aff. *apiaria* (RUST), gr. sp. indéterminé. (cf. *Archeospongoprunum tehamaensis* PESSAGNO, la forme générale est dans l'ensemble, celle de *A. tehamaensis* mais la coque est ici épaisse et à larges pores), *Crucella cachensis* PESSAGNO, *Dictyomitra* gr. *duodecimcostata* (SQUINABOL), *Dictyomitra formosa* SQUINABOL, *Dictyomitra* gr. *torquata* FOREMAN, *Dictyomitra* sp. aff. *D. lacrimula*, *Eucyrtis bulbosus* RENZ, *Praeconocaryomma universa* PESSAGNO, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (WHITE), *Pseudoaulophacus* sp., *Pseudodictyomitra carpatica* LOZYNIAK, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (SQUINABOL), *Stichomitra* gr. *asymbatos* FOREMAN.

J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - b. 1 m environ de pélites rouges à radiolaires.

J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - c. 50 cm de radiolarites semblables aux précédentes.

## 2. LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

C<sub>s4-5</sub> - 4 m de calcaires blanc-grisâtre, argileux à nombreux lits de silicites noirs. Ces biomicrites se révèlent riches en Globotruncanidés : *Globotruncana concavata* sl., *Globotruncana elevata* (BROTZEN).

## F. PROFIL 10 - EST DE GAMEIA : PASSAGE RADIOLARITES - CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Le village de Gameia est construit sur des radiolarites. Celles-ci sont chevauchées à l'Est par une écaille de calcaires en plaquettes sénoniens. Ces derniers sont eux-mêmes chevauchés à l'Est par une écaille beaucoup plus importante montrant d'Ouest en Est la succession stratigraphique suivante : Radiolarites, Calcaires en Plaquettes et Second Flysch du Pinde (fig. 326 et 339). Au passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes nous avons pu relever la succession suivante, de bas en haut et d'Ouest en Est (fig. 340) :

### 1. LES RADIOLARITES.

J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - a. Alternance de bancs centimétriques de radiolarites verdâtres (jaspes à radiolaires) et de lits pélitiques.

J<sub>m</sub>-C<sub>s3</sub> - b. Alternance de pélites et de bancs de calcarénites silicifiées rougeâtres.

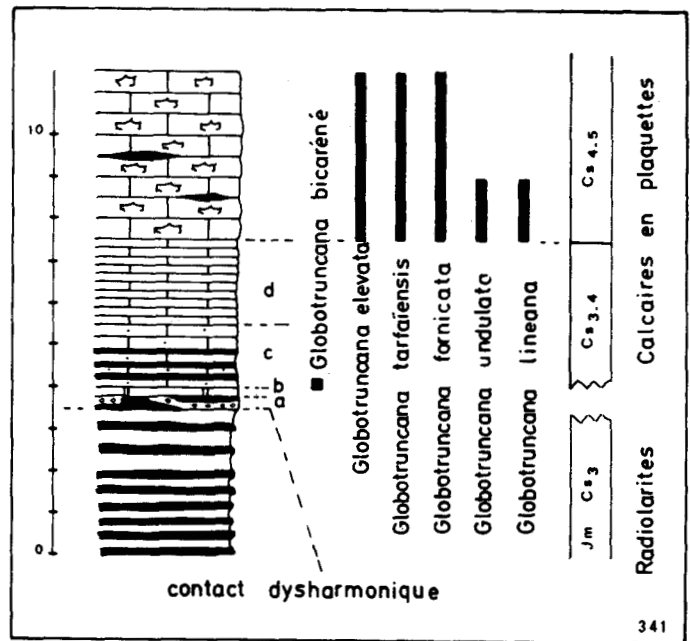
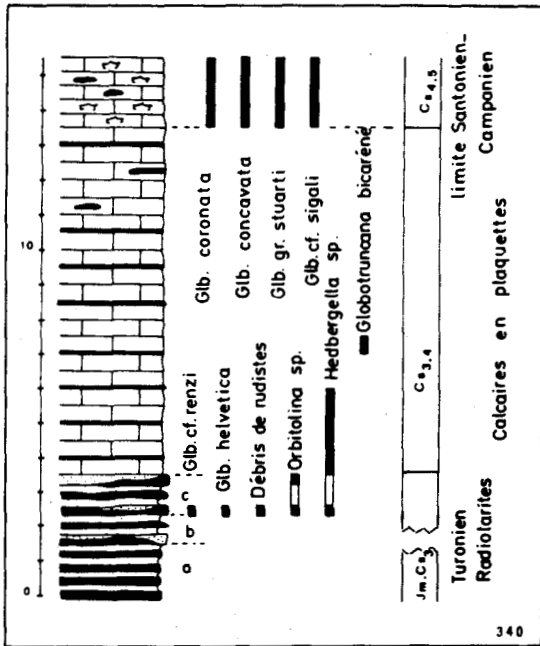


Fig. 340.- Profil 10 (Est de Gamela). Passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes.

Fig. 341.- Profil 11 (flanc est de Lykodimo). Passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes.

$J_m-C_{s3}$  - c. Alternance de calcarénites silicifiées rougeâtres et de jaspes à radiolaires. Dans les calcarénites les éléments figurés sont variés : isoclastes (oolithes micritisées), lithoclastes de micrites fossilifères, des bioclastes : débris de lamellibranches, des débris de rudistes, *Orbitolina* sp., *Globotruncana* cf. *renzi* GANDOLFI, *Globotruncana helvetica* BOLLI, *Hedbergella* sp.

## 2. LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

$C_{s3-4}$  - 9 m environ de calcaires sublithographiques plus ou moins riches en nodules ou bancs irréguliers de silexites. Il s'agit de biomicrites pouvant renfermer : *Hedbergella* sp. ou des *Globotruncana* bicarénées.

$C_{s4-5}$  - 2 m de calcaires sublithographiques blanchâtres à nodules de silexites et riches en *Globotruncanidés*. Parmi ceux-ci nous citerons : *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana* cf. *sigali* REICHEL, *Globotruncana concavata* (BROTZEN), *Globotruncana* gr. *stuarti* (*elevata* ou *stuartiformis*).

## G. PROFIL 11 - LYKODIMO : PASSAGE RADIOLARITES - CALCAIRES EN PLAQUETTES.

La route conduisant de Mathia au sommet du Lykodimo recoupe aux environs de 800 mètres d'altitude, le rebord oriental d'une dalle de calcaires en plaquettes chevauchant des radiolarites (repère 11, fig. 326). A la base de ces calcaires en plaquettes affectés de plis disharmoniques (fig. 342), j'ai relevé la succession suivante de l'Ouest vers l'Est et de bas en haut (fig. 341 et 342).

## 1. SOMMET DES RADIOLARITES.

$J_m-C_{s3}$  - 4 m environ d'une association de jaspes à radiolaires noirs ou rouges et de pélites rouges devenant prédominantes au sommet.

## 2. CALCAIRES EN PLAQUETTES.

$C_{s3-4}$  - a. 30 cm environ de litharénites dont la matrice est une micrite à radiolaires. Les lithoclastes sont des débris de micrites et de jaspes à radiolaires.

$C_{s3-4}$  - b. 20 cm de lithocalcarénites recristallisées.

$C_{s3-4}$  - c. 1,5 m environ de micrites lie de vin, à radiolaires et riches en lits de silixites rouges à la base. Le premier banc a livré des morceaux de *Globotruncana* sp. bicarénées

$C_{s3-4}$  - d. 2 m environ de micrites blanches, fossilifères (petits foraminifères).

$C_{s4-5}$  - 4 m environ de micrites grises, légèrement argileuses, renfermant une riche microfaune de *Globotruncana* : *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *Globotruncana* aff. *tarfaiensis* LEHMANN, *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Globotruncana undulata* LEHMANN, *Globotruncana ventricosa* WHITE.

## III. LES MARNES ROUGES À RADIOLAIRES, LE "PREMIER FLYSCH", LES CALCAIRES EN PLAQUETTES ET LE FLYSCH PALÉOCÈNE

### A. PROFIL 12 - LES KLIPPES DE CHANAKIA À L'EST DE KALAMATA : LA FORMATION DES MARNES ROUGES, LE "PREMIER FLYSCH".

En Péloponnèse méridional à l'Est du méridien de Kalamata, le Pinde affleure sous forme de klippes de tailles très variables, mais toutes caractérisées par une simplification de leur série souvent réduite aux Calcaires en Plaquettes. C'est le domaine du Pinde arcadien. A l'Est de Kalamata, la route conduisant à Sparte traverse au Sud de Chanakia deux klippes de structure assez complexe comme le montre la figure 343. Des observations faites au niveau du point D et entre les points E.F (fig. 343) m'ont permis de reconstituer la succession suivante de bas en haut (fig. 344).

#### 1. LES "MARNES ROUGES".

$C_{16}-C_{s1}$  - a. 10 m au moins de pélites rouges contenant de rares passées centimétriques de jaspes à radiolaires ou de calcarénites silicifiées. L'un de ces bancs m'a livré *Rotalipora* sp.

$C_{16}-C_{s1}$  - b. Ces pélites rouges s'enrichissent vers le haut en nombreux bancs décimétriques de biocalcarénites et quelques bancs de grès. Ces derniers sont des litharénites riches en lithoclastes calcaires associés à de rares débris de jaspes à radiolaires, de serpenti-  
nes, de roches volcaniques et de schistes.

Certains bancs de biocalcarénites m'ont livré : *Rotalipora appenninica* probable et *Orbitolina* sp.

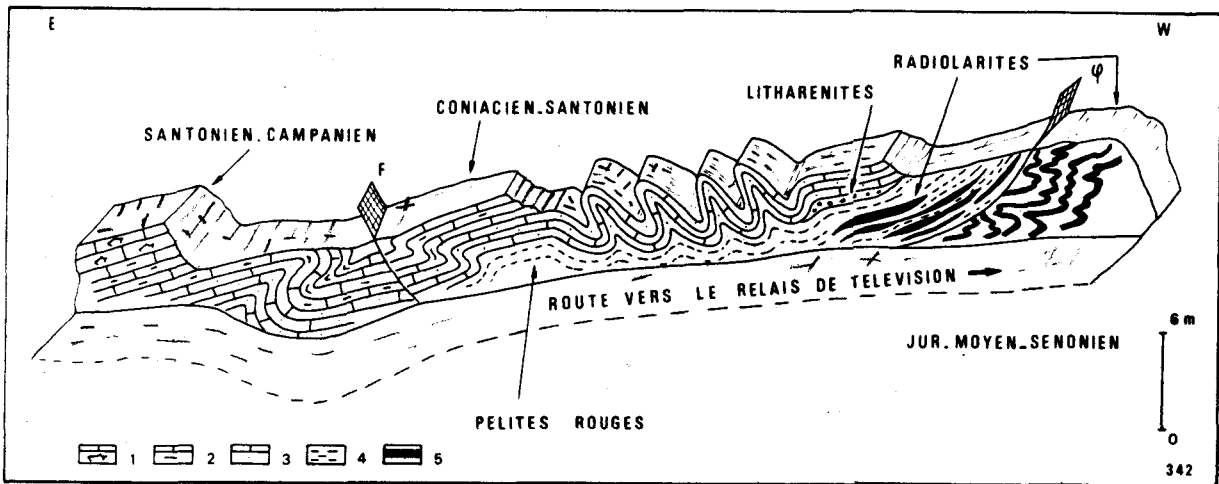


Fig. 342.- Coupe correspondant au profil 11 le long de la route conduisant de Mathia au sommet du Lykodimo.

1. Micrites à *Globotruncana* sp. - 2. Micrites azoïques. - 3. Micrites azoïques grises. - 3. Pélites rouges. - 5. Jaspes à radiolaires.

## 2. LE "PREMIER FLYSCH DU PINDE".

$C_{s1}-C_{s4}$  - a. 40 m environ de grès verdâtres en gros bancs (50 cm à 1 m d'épaisseur).  
Le faciès le plus commun est celui de litharénites à ciment de sparite.

$C_{s1}-C_{s4}$  - b. 1 m de pélites rouges contenant quelques bancs de jaspes rouges à radiolaires.

$C_{s1}-C_{s4}$  - c. 1 à 2 m de calcaires en plaquettes lie de vin ou blancs formés de micrites à *Hedbergella* sp.

$C_{s1}-C_{s4}$  - d. 2 m de marnes jaunâtres.

Le sommet de la série est biseauté par un contact cisailant amenant en chevauchement des Calcaires en Plaquettes à *Globotruncana* bicarénées, d'âge probable : Sénonien inférieur.

## B. PROFIL 13 - KLIPPE D'AGORIANI : FORMATION DES MARNES ROUGES À RADIOLAIRES ET CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Les klippes de Chanakia sont les seules klippes ayant montré à l'affleurement le Premier Flysch du Pinde. Dans les autres, seules affleurent les formations des Marnes Rouges et des Calcaires en Plaquettes couronnés ou non par leur flysch paléocène. L'intensité des clivages tectonique interdit par ailleurs toute stratigraphie fine.

La route Jeoritsion-Agoriani recoupe le bord occidental d'une klippe formé essentiellement de Calcaires en Plaquettes. J'ai pu y observer la succession suivante d'Ouest en Est (fig. 345 à 346).

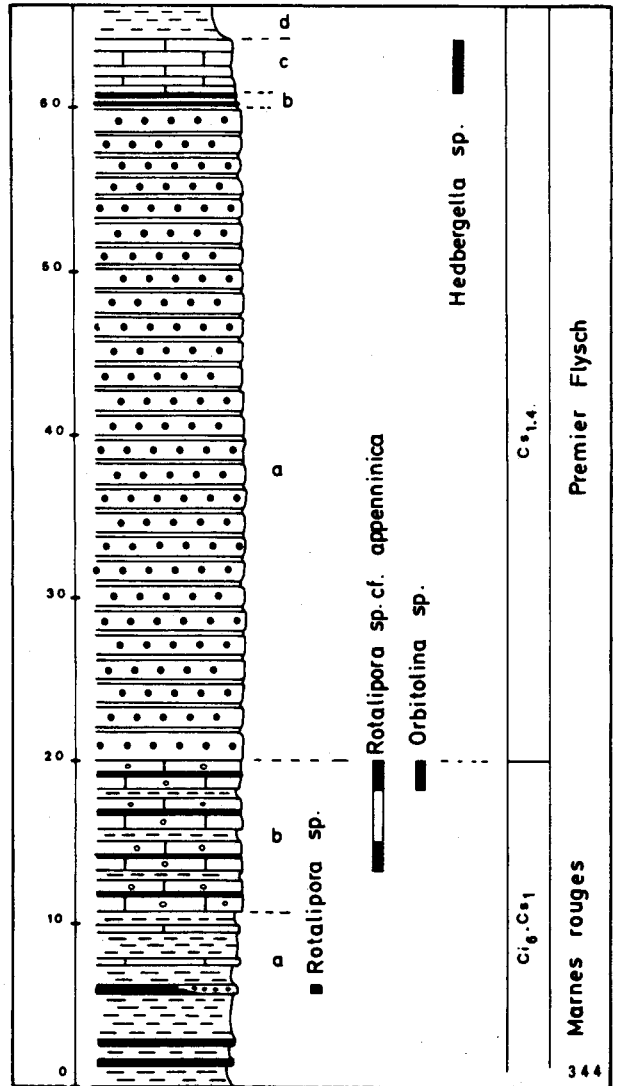
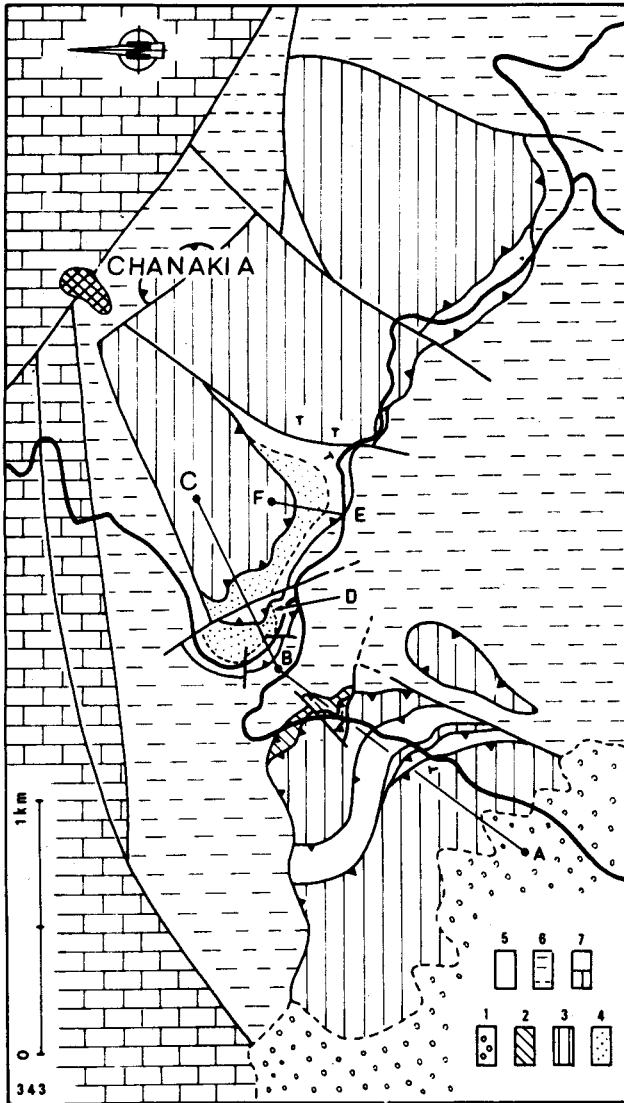


Fig. 343.- Carte géologique des klippes pindiques à l'Est de Kalamata (cf. fig. 350 B).

1. Eboulis et Néogène discordant - série du Pinde-Olonos : 2. Flysch paléocène , 3. Calcaires en Plaquettes , 4. "Premier Flysch" , 5. Marnes Rouges à Radiolaires - Série de Tripolitza : 6. Flysch , 7. Calcaires indifférenciés.

Fig. 344.- Profil 12 (klippe de Kalamata). Marnes Rouges à Radiolaires et Premier Flysch.

### 1. LES PHYLLADES.

F<sub>1</sub>. Une zone faillée légèrement oblique vers l'Est.

### 2. DES MARNES ROUGES.

Elles renferment quelques bancs soit de biomicrites silicifiées à radiolaires, soit de litharénites silicifiées. Ces dernières sont formées de lithoclastes de micrites, de micrites à albites poecilitiques authigènes, et de quartzites.

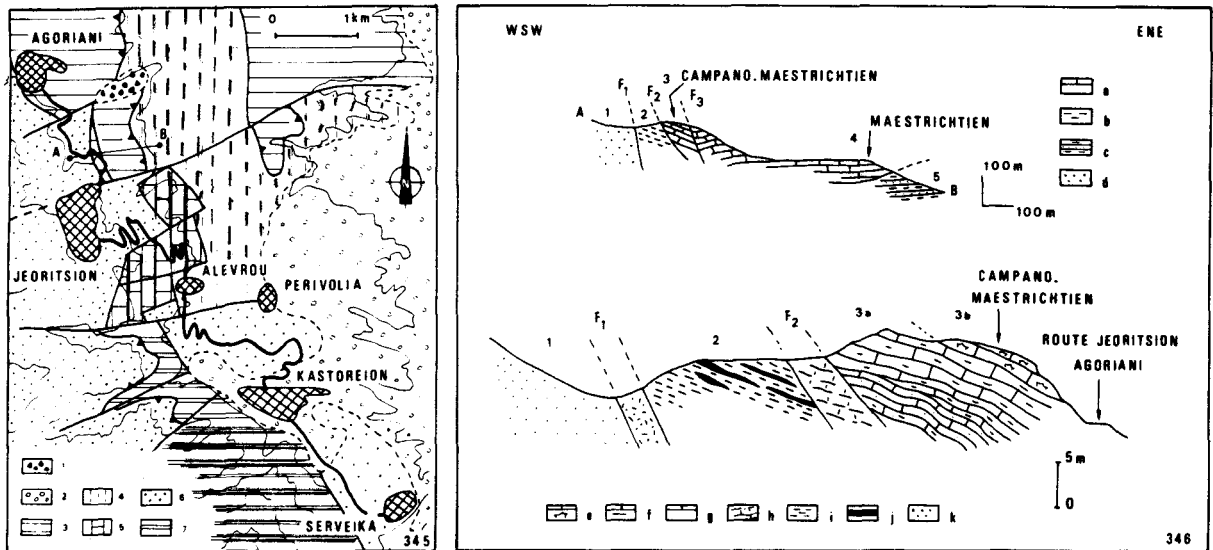


Fig. 345.- Carte géologique de la région de Jeoritsion.

1. Eboulis. - 2. Néogène discordant. - 3. Série du Pinde-Olonos. - 4. Flysch de Tripolitza. - 5. Calcaires de Tripolitza d'âge triasique (cf. fig. 267). - 6. Phyllades sl. - 7. Série ionienne.

Fig. 346.- Coupe et profil 13 de la klippe d'Agoriani - Série du Pinde-Olonos :

a. Calcaires en Plaquettes indifférenciés. - e. Micrites à globotruncanidés. - f. Micrites azoïques roses. - g. Micrites azoïques blanches. - h. Micrites broyées. - b et i. Pélites rouges. - j. Jaspes à radiolaires -

- Phyllades sl. d et k.

F<sub>2</sub>. Nouvelle zone faillée.

### 3. DES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Avec de bas en haut :

C<sub>s5-6</sub> - a. Quelques mètres de micrites fossilifères jaunâtres puis lie de vin.

C<sub>s5-6</sub> - b. Quelques mètres de micrites jaunâtre à crème renfermant des *Globotruncana* sp. dont *Globotruncana* gr. *stuarti*.

F<sub>3</sub>. Nouvelle faille.

### 4. CALCAIRES EN PLAQUETTES.

C<sub>s6</sub> - Certains bancs ont livré : *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN).

### 5. LE FLYSCH DE TRIPOLITZA.

### C. PROFIL 14 - OUEST D'ADRIANI : LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

1. Le profil 8 s'arrête au niveau d'une zone où les Calcaires en Plaquettes se redressent vivement, une zone faillée interrompant la succession normale des strates (cf. fig. 331).

2. En poursuivant une dizaine de mètres en direction d'Adriani on retrouve une succession normale avec de bas en haut (fig. 347) des Calcaires en Plaquettes :

C<sub>s5-6</sub> - a. 3 à 4 m de calcaires sublithographiques roses alternant avec des lits plus ou moins réguliers de silexites rouges ou roses. Ils se terminent par quelques mètres de calcaires sublithographiques blancs.

C<sub>s5-6</sub> - b. 30 à 50 cm de calcarénites recristallisées.

C<sub>s5-6</sub> - c. 4 m environ de calcaires sublithographiques blancs en plaquettes présentant quelques rares passées de silexites blanches ou rouges.

C<sub>s5-6</sub> - d. 1,50 m environ de brèches ou microbrèches à éléments calcaires de biomicrites à Miliolidés, d'isosparites et de calcaires recristallisés. La roche est plus ou moins recristallisée en pseudosparite.

C<sub>s5-6</sub> - e. 2m de calcaires sublithographiques blancs à rares *Globotruncana* indéterminables.

C<sub>s5-6</sub> - f. 1 m de calcaires sublithographiques blancs en plaquettes encadrés par deux bancs de 20 à 30 cm de litharénites calcaires fortement recristallisées. Les lithoclastes sont identiques à ceux de la subdivision d.

C<sub>s5-6</sub> - g. 4 m de calcaires sublithographiques roses à *Globotruncana gr. stuartiformis*, *Globotruncana formicata* PLUMMER.

C<sub>s5-6</sub> - h. 7 m environ d'une alternance de calcaires sublithographiques blancs et de biocalcarénites formées par une accumulation très dense de débris anguleux de tests de lamellibranches. Au sein de ces derniers on peut identifier quelques intraclastes de micrites et quelques *Globotruncana* non déterminables.

C<sub>s5-6</sub> - i. 2,5 à 3 m de calcaires sublithographiques blancs en plaquettes à *Globotruncana formicata* PLUMMER et *Globotruncana ventricosa* WHITE.

C<sub>s5-6</sub> - j. Nouvelle alternance plus ou moins régulière de calcaires sublithographiques blancs azoïques et de biocalcarénites plus ou moins recristallisées en sparite semblable à celles de la subdivision h précédente. Un banc de ces biocalcarénites renfermait en outre des débris de *Globotruncana* sp. et *Orbitoides* sp.

C<sub>s5-6</sub> - k. 7 m environ de calcaires sublithographiques blancs azoïques en plaquette:



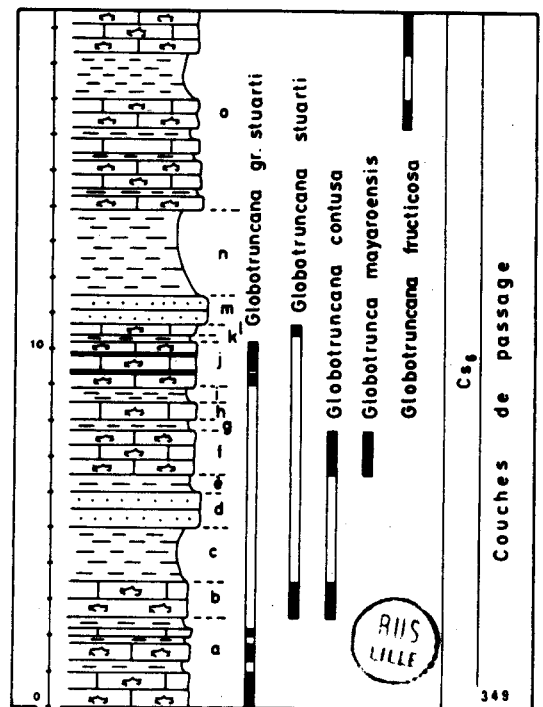
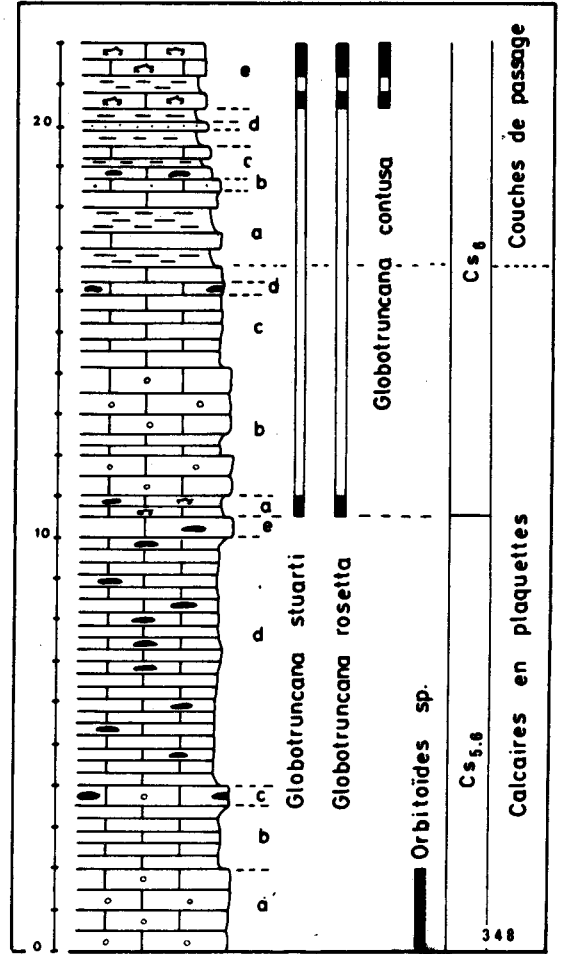
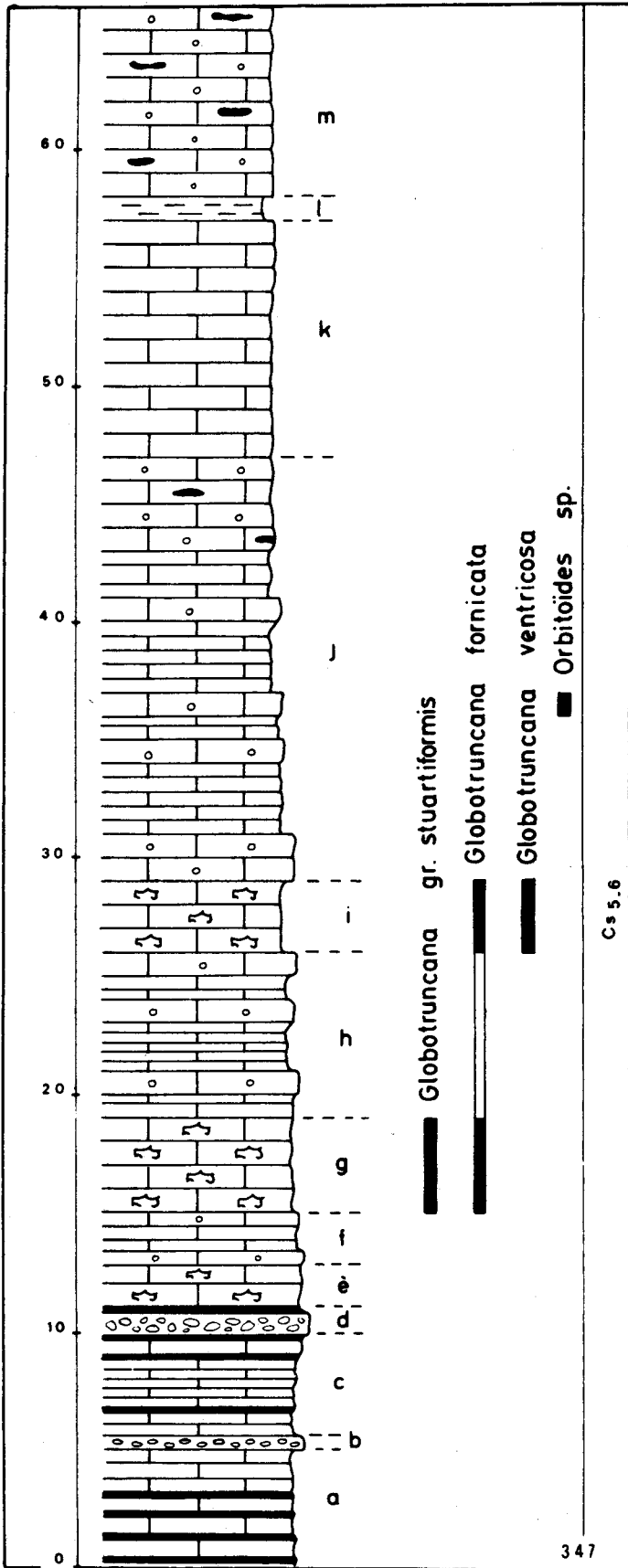


Fig. 347.- Profil 14(Ouest d'Adriani). - Fig. 348.-Profil Est d'Adriani - Fig. 349.- Profil 16. Est de Gameia.

C<sub>s5-6</sub> - l. 1 m de marnes.

C<sub>s5-6</sub> - m. 8 m environ de calcaires massifs en gros bancs de 1 à 2 m d'épaisseur à rognons de silixites. Il s'agit de biocalcarénites de granulométrie variable. Quarante vingt pour cent des bioclastes sont des débris anguleux de tests de lamellibranches.

#### D. PROFIL 15 - EST D'ADRIANI : CALCAIRES EN PLAQUETTES ET "COUCHES DE PASSAGE" AU FLYSCH.

Ce profil a été levé au SE d'Adriani au niveau du passage entre le flysch et les calcaires en plaquettes affleurant à l'Est d'Adriani en position inverse (fig. 326 et 331). J'ai pu reconstituer la succession suivante de bas en haut (fig. 348).

##### 1. LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

C<sub>s5-6</sub> - a. 2 m environ de biolitharénites à matrice peu développée, recristallisées partiellement en pseudomicrosparite. Parmi les bioclastes j'ai pu reconnaître des débris d'échinodermes, de lamellibranches et des fragments d'*Orbitoides* sp. Les lithoclastes sont des fragments de biomicrites.

C<sub>s5-6</sub> - b. 1,5 m environ de calcaires sublithographiques blancs ou gris. Certains bancs sont totalement recristallisés en pseudomicrosparite. D'autres contiennent quelques rares *Globotruncana* sp.

C<sub>s5-6</sub> - c. 50 cm de biocalcarénites à stratification entrecroisée. Les bioclastes sont essentiellement des débris d'échinodermes.

C<sub>s5-6</sub> - d. 5 à 6 m de calcaires sublithographiques azoïques, en plaquettes et à rognons de silixites.

C<sub>s5-6</sub> - e. 40 cm de biocalcarénites gréseuses. Les bioclastes sont des débris de lamellibranches et de *Globotruncana* liés entre eux par une mésostase de pseudosparite. Dans cette dernière on identifie en outre de petits grains détritiques de quartz et de micas blancs.

C<sub>s6</sub> - a. 50 cm environ de calcaires sublithographiques blancs, en plaquettes et à rognons de silixite. Il s'agit de micrite fossilifère à *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) et *Globotruncana rosetta* (CARSEY).

C<sub>s6</sub> - b. Séparé en deux horizons par 50 cm de calcaires sublithographiques blancs, une masse de 2,5 m environ de biocalcarénites profondément recristallisées en pseudosparite.

C<sub>s6</sub> - c. 2 m de calcaires sublithographiques blancs ou roses, en plaquettes. Il s'agit de micrite fossilifère à rares *Globotruncana* sp.

C<sub>s6</sub> - d. 30 cm de biocalcarénites recristallisées à débris d'échinodermes.

## 2. LES "COUCHES DE PASSAGE" AU FLYSCH PALEOCENE.

C<sub>s6</sub> - a. 1,5 à 2 m d'une alternance de calcaires sublithographiques azoïques, en plaquettes et de marnes.

C<sub>s6</sub> - b. 30 cm de calcaires recristallisés gréseux à nombreux petits micas blancs détritiques.

C<sub>s6</sub> - c. Nouvelle alternance de calcaires sublithographiques blancs en plaquettes et de marnes.

C<sub>s6</sub> - d. 1 m de marnes renfermant un banc de 20 cm d'épaisseur de grès verdâtres.

C<sub>s6</sub> - e. 30 cm de marnes séparant deux passées de Calcaires en Plaquettes sublithographiques à *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana rosetta* (CARSEY) et *Globotruncana contusa* (CUSHMAN).

## E. PROFIL 16 - ROUTE CHAROKOPIO-DSAIDSI : COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH PALÉOCÈNE

1. Ce profil a été levé le long de la route Charokopio-Dsaidsi à l'Est de ce dernier village (fig. 326).

2. J'ai relevé la succession suivante (fig. 349) dans les couches de passage au flysch :

C<sub>s6</sub> - a. 2 m d'une alternance de calcaires sublithographiques en plaquettes et de marnes. Les calcaires sont des biomicrites à *Globotruncana gr. stuarti*.

C<sub>s6</sub> - b. 1 m de calcaires en plaquettes, sublithographiques à *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) et *Globotruncana contusa* (CUSHMAN).

C<sub>s6</sub> - c. 1,5 m de marnes.

C<sub>s6</sub> - d. 1 m de biocalcarénites recristallisées gréseuses. Les bioclastes sont formés essentiellement par des débris de lamellibranches. Les grains détritiques sont essentiellement du quartz accessoirement des fragments de quartzites, des micas blancs et bruns.

C<sub>s6</sub> - e. 50 cm de marnes.

C<sub>s6</sub> - f. 1 m environ de calcaires sublithographiques en plaquettes à *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) et *Globotruncana mayaroensis* BOLLI.

C<sub>s6</sub> - g. 20 cm de marnes.

C<sub>s6</sub> - h. 50 cm de calcaires en plaquettes à rares *Globotruncana* sp.

C<sub>s6</sub> - i. 40 cm de marnes.

C<sub>s6</sub> - j. 1 m de calcaires sublithographiques en plaquettes à lits irréguliers de silicites noirs. Les calcaires sont des biomicrites à *Globotruncana gr. stuarti*.

C<sub>s6</sub> - k. 20 cm de marnes.

C<sub>s6</sub> - l. 20 cm de calcaires sublithographiques en plaquettes à *Globotruncana stuarti*.

C<sub>s6</sub> - m. 80 cm de biocalcarénites gréseuses comparables à celles de la subdivision d précédente.

C<sub>s6</sub> - n. 2,5 m de marnes.

C<sub>s6</sub> - o. 5 à 6 m d'une alternance de marnes et de calcaires sublithographiques en plaquettes. Dans certaines de ces biomicrites nous avons pu identifier *Racemiguembelina fructifera* (Egger).

#### IV. ÂGE DES FORMATIONS PINDIQUES DU PÉLOPONNÈSE MÉRIDIONAL

Pour développer ce paragraphe j'utiliserai comme dans la partie descriptive précédente, la nomenclature lithostratigraphique proposée par Dercourt et coll. (1974).

La stratigraphie des niveaux anciens (Trias - éocétacé) ne concerne que la zone des écaillés de Koroni ou de Messénie, celle des horizons supérieurs peut être étendue à l'ensemble de la Nappe.

##### A. LA FORMATION DÉTRITIQUE TRIASIQUE.

C'est la formation la plus ancienne du Pinde-Olonos affleurant en Péloponnèse.

Cette formation grésopélimitique découverte par Négris (1908 a et b) fut décrite à nouveau et datée précisément par Terry (1969) dans le Mont Ithome (cf. fig. 350C). Elle n'affleure (probablement ?) que fort peu au front de l'écaillé de Bouboukaki (cf. fig. 326). Mais ces affleurements médiocres et confus ne m'ont pas permis de lever de profil stratigraphique.

Dans le Mont Ithome (Terry, 1969; in Aubouin, 1970) la base de cette formation n'est pas datée. Par contre la partie moyenne a livré des conodontes de l'Anisien supérieur - Norien supérieur (à sa base) et du Carnien supérieur (à son sommet).

Au Nord-Ouest de ce même Mont Ithome, Katsikatsos (1980) a daté la base de ce détritique triasique du Trias moyen (limite Anisien - Ladinien) et le sommet du Norien.

En Péloponnèse septentrional les datations sont assez nombreuses : Carnien près de Dendra (Tsoflias, 1972) et de Livardji (Flament, 1973), Carnien supérieur - Norien inférieur près de Lagovouni (Fleury, 1980).

C'est donc principalement un âge ladino-norien qui doit être attribué au Détritique triasique, comme le suggérait Fleury (1980, p. 287).

##### B. LES CALCAIRES DE DRIMOS.

L'existence générale dans cette formation d'une passée radiolaritique permet de le subdiviser en trois parties.

### 1. LES CALCAIRES DE DRIMOS INFÉRIEURS.

A Koroni, la partie basale de ces calcaires est bien datée grâce à des associations de conodontes. Ces associations permettent de dater le Tuvalien (Carnien supérieur,  $T_{s1-a-1}$  fig. 328) et le Norien inférieur à moyen ( $T_{s2-a-f}$  fig. 328) (Kozur, 1973).

La partie sommitale des calcaires ne m'a pas livré de conodontes. Mais elle reste riche en filaments longs (Tests d'Halobies ?) Il pourrait donc s'agir encore de Trias supérieur, comme en Péloponnèse septentrional où Flament (1973) a daté du Norien supérieur l'extrême sommet de ces calcaires près de Drimos.

En l'absence de preuves directes et indiscutables, j'ai jugé prudent de retenir un âge moins précis : Norien - Jurassique inférieur ( $T_{s2}-J_i$ ).

### 2. LA "PASSEE JASPEUSE" DES CALCAIRES DE DRIMOS - $J_i$ .

Elle n'est pas datée directement, mais pourrait correspondre à un horizon plus ou moins synchrone dans le bassin du Pinde-Olonos. Les associations de radiolaires extraites de ce niveau en Péloponnèse septentrional (Devos et De Wever, communication orale) ne renferment aucune espèce caractéristique du Trias ou du Jurassique supérieur. Par contre des associations identiques ont été trouvées dans des terrains liasiques au Nord-Ouest des Etats Unis d'Amérique et en Turquie (Devos, 1981). C'est pourquoi je retiendrai un âge Jurassique inférieur pour cette "passée jaspeuse" des calcaires de Drimos.

### 3. LES CALCAIRES DE DRIMOS SUPÉRIEURS - $J_i$ .

La partie basale est ici mal datée mais vraisemblablement Jurassique inférieur ( $J_{i.1-5}$ ) ce qu'admet Fleury (1980) pour la Grèce continentale et le Péloponnèse septentrional.

L'existence de *Lucasella cayeuxi* date probablement l'Aalénien, climax de cette espèce qui apparaît en fait au Toarcien ( $J_{i.5}$ ) tout à fait terminal et semble disparaître à l'extrême base du Bajocien ( $J_{m.1}$ ) (Bassoulet et Fourcade, 1979).

L'association *Lucasella cayeuxi* et *Mesoendothyra croatica* permet d'éliminer le Toarcien et daterait l'Aalénien et le Bajocien tout à fait basal (Bassoulet et Fourcade, 1979).

Je retiendrai donc un âge Jurassique inférieur pour ces calcaires de Drimos supérieurs dont la partie basale pourrait être d'âge Hettangien - Toarcien et la partie sommitale d'âge Aalénien.

### C. LES PÉLITES DE KASTELI $J_i$ .

Elles renferment les mêmes microfaunes que la partie sommitale des calcaires de Drimos supérieurs. Elles seraient donc d'âge Aalénien à Bajocien basal (?) ( $J_{i.6}-J_{m.1}$ ), les derniers mètres ne livrant plus *Lucasella cayeuxi*, mais *Mesoendothyra croatica* seule.

### D. LES RADIOLARITES sl.

En ce qui concerne la formation radiolaritique au sens large, la présence ou l'absence des Calcaires à Calpionelles m'amène à diviser l'ensemble des profils étudiés en deux lots.

Le premier correspond aux profils 5, 6, 7 de Solinari caractérisés par un horizon de calcaires à Calpionelles.

Le second rassemble tous les autres profils où je n'ai jamais observé de calcaires à Calpionelles.

#### 1. LES PROFILS DE SOLINARI.

Ils permettent de définir quatre formations.

##### a. LES JASPES A RADIOLAIRES INFERIEURS.

C'est une série certainement épaisse dont la base est inconnue. Le sommet est par contre bien daté par l'association des radiolaires fournie par l'échantillon G 139 (fig. 334 et 350) d'âge Oxfordien supérieur - Tithonique moyen (Baumgartner et coll., 1980; tableau 1, Thiébaud et coll., 1981; De Wever et Thiébaud, 1981).

b. LES CALCAIRES A CALPIONELLES dont l'âge va probablement de l'extrême sommet du Tithonique supérieur au Berriasien inférieur (Remane, 1969).

c. LES CONGLOMERATS DE SOLINARI. Il s'agit d'une puissante barre de rudites polygéniques renfermant de nombreux galets hétérochrones de la série de Tripolitza et des débris lithiques anguleux isopiques hétérochtones ou isochrones pindiques. Son âge est borné inférieurement par celui des débris lithiques les plus récents : morceaux de calcaires à calpionelles du Tithonique supérieur - Berriasien inférieur (Remane, 1974). Aucun élément de datation n'a été fourni par la phase de liaison.

##### d. LES JASPES A RADIOLAIRES SUPERIEURS.

La partie basale ( $C_{i-1.6}$ ) de cette formation n'est pas datée mais encadrée par le Berriasien inférieur et le Vracono-Cénomaniens. Très rapidement (4 m) au-dessus des conglomérats de Solinari (G 137, fig. 334 et 350) puis jusqu'au sommet de cette subdivision  $C_{16} - C_{s1}$  (G 133 et 131, fig. 334 et 350) elle a livré des associations de radiolaires d'âge Albien supérieur (Vraconien) à Cénomaniens (tableau 2 - Thiébaud et coll., 1981). La présence de *Planomalina burtoni* très probable (G 135, fig. 334 et 350) suggère effectivement un âge vraconien (Van Hinte, 1976; Peybernes, 1976; Sigal, 1977; Bilotte et coll., 1978) à plus récent, ce microfossile pouvant être remanié.

L'unité B de Solinari (fig. 335 et 350) matérialise durant le Cénomaniens - Turonien le mélange d'une sédimentation siliceuse fondamentale et d'une sédimentation turbiditique calcaire additionnelle.

L'unité C de Solinari (fig. 336 et 350) montre en ce qui concerne la sédimentation pélagique fondamentale le remplacement de la phase siliceuse biogène (jaspes à radiolaires) par une phase calcaire (calcaires en plaquettes). Ce changement est ici mal daté, mais certainement postérieur au Turonien moyen : absence de *Globotruncana helvetica*, présence de *Globotruncana renzi* (éch. C 124, fig. 336) (Fleury, 1980).



## 2. PROFILS EST D'ANO-MILLITSA (8), D'ADRIANI (9), DE GAMEIA (10) ET DU LYKODIMO (11).

Dans les écaillés où ces profils ont été levés, le faciès des jaspes à radiolaires est pratiquement le seul observé entre les Pélites de Kastéli et les Calcaires en Plaquettes. Je n'y ai jamais décelé l'horizon des Calcaires à Calpionelles ni d'intercalations notables de rudites ou litharénites calcaires. En outre les pélites rouges ou vertes constituent des inter-lits mais jamais de passées homogènes importantes.

L'âge de la base de ces radiolarites est borné inférieurement par celui des Pélites de Kastéli : Aalénien - Bajocien basal.

Le début de la sédimentation des radiolarites se produit donc probablement au cours du Bajocien basal. Cet événement est antérieur au dépôt de l'horizon b des radiolarites du profil 3 (fig. 330 et 350) ayant livré une association (*Protopenetroplis striata* - *Trocholina palastiniensis* probable - *Mesoendothyra croatica* probable) d'âge Bathonien dans l'état actuel des connaissances relatives à ces espèces (Bassoulet et Fourcade, 1979).

L'âge du sommet des radiolarites est lui aussi relativement bien connu grâce soit à des datations directes par des microfaunes de radiolaires soit aux bornes supérieures fournies par les calcaires en plaquettes sus-jacents.

Les microfaunes de radiolaires donnent des datations homologues.

En effet l'échantillon E 406 (profil 8, fig. 337 et 350 - 10 m sous les calcaires en plaquettes) et les échantillons F 360 et 361 (profil 9, fig. 338 et 350 - respectivement 10 et 5 m sous les calcaires en plaquettes) fournissent des âges tout à fait comparables. La répartition stratigraphique des différentes espèces de radiolaires conduit à proposer pour leur âge les bornes communes suivantes : Turonien supérieur à Santonien ou plus précisément Coniacien inférieur si les durées de vie admises par Pessagno (1976) pour *Allevium superbum* et *Praeconocoryomma universa* en Californie se trouvent vérifiées dans d'autres régions (tableau 3 - Thiébault et coll., 1981 ; De Wever et Thiébault, 1981).

La présence de *Globotruncana helvetica* associé à *Globotruncana renzi* au sommet des Radiolarites sl. du profil 10 (fig. 350) est compatible avec l'affirmation précédente. Ces microfossiles trouvés à l'état de débris dans des lithocalcarénites sont en effet certainement remaniés, comme le suggère leur association (cf. Fleury, 1980).

Quant aux Calcaires en Plaquettes on observe (fig. 350) 5 m environ (profil 9 et 11) à 10 m environ (profil 8 et 10) au-dessus des derniers bancs de jaspes à radiolaires des associations de *Globotruncana* datant la limite Santonien - Campanien (Fleury, 1980).

Par conséquent la fin de la sédimentation siliceuse dans le Pinde de Koroni est certainement postérieure au Turonien moyen à supérieur (?) et antérieure au Campanien. Elle serait probablement d'âge Coniacien.



## E. LES MARNES ROUGES À RADIOLAIRES ET LES GRÈS DES KLIPPES DE KALAMATA (LE "PREMIER FLYSCH").

La base des Marnes Rouges n'affleure pas ici. Immédiatement au Nord du secteur étudié (Mont Ithôme) (Terry, 1969) et en Elide (Maillot, 1970) elle a été datée de l'Albien.

L'âge Vracono-Cénomaniens de leur sommet où sont associées des calcarénites et des pélites dans les klippes de Kalamata est parfaitement conforme aux résultats précédents (fig. 350).

Quant aux grès, leur âge est borné inférieurement par le Vracono-Cénomaniens et supérieurement par le Campanien (le genre *Hedbergella* disparaît en effet au sommet du Santonien - Sigal, 1977).

Cette précision est là encore conforme à la datation Turonien supérieur - Sénonien inférieur, du sommet de la formation dite du Premier Flysch dans le Mont Ithôme (Terry, 1969 ; Katsikatsos, 1980) et près d'Andritsena en Elide (Maillot, 1970).

Les klippes de Kalamata présentent donc à l'affleurement une succession comparable à celle qui est ordinairement observée entre les Radiolarites et les Calcaires en Plaquettes, en Mésénie septentrionale et en Péloponnèse septentrional. De par son âge, cette succession est l'équivalent latéral des Radiolarites de la région de Koroni.

## F. LES CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Ne disposant pas dans cette formation de coupe dont j'aie pu m'assurer qu'elle était complète, je me suis efforcé surtout de dater la base et le sommet de cette unité.

Il s'agit d'une formation essentiellement calcaire : micrites azoïques ou micrites à *Globotruncana*. L'âge de la base de ces dernières est évidemment celui du sommet des Radiolarites : probablement Coniacien. Le sommet de ces Calcaires en Plaquettes est daté du Maestrichtien supérieur par *Globotruncana stuarti* (Fleury, 1980)

Au Nord-Ouest du Mont Ithôme, Katsikatsos (1980) a évalué l'épaisseur de ces Calcaires en Plaquettes à 400 m environ.

## G. "LES COUCHES DE PASSAGE".

Les profils levés dans cette formation donnent des âges Maestrichtien supérieur (association *Globotruncana stuarti* - *Globotruncana contusa* - subdivision e, profil 15, fig. 347) à Maestrichtien terminal (association à *Globotruncana mayaroensis* - profil 16, fig. 348) (Fleury, 1980). Mais ces faciès s'étendent aussi dans le Danien - Paléocène (présence de *Globorotalia* sp.).

## H. LE FLYSCH.

Aucun profil ne permet de le dater ici, mais succédant aux "Couches de Passage", son installation est forcément d'âge Paléocène, aucun hiatus sédimentaire n'ayant été observé, ce qui est tout à fait conforme à ce qui a pu être observé ailleurs (Fleury, 1980).

## V. CONCLUSIONS

La stratigraphie du Pinde-Olonos du Péloponnèse méridional apparaît donc globalement tout à fait analogue à celle du Pinde-Olonos du Péloponnèse septentrional et de Grèce continentale.

Seules la durée de dépôt des jaspes à radiolaires et l'existence très sporadique des Calcaires à Calpionelles est originale et mérite un développement.

Les profils étudiés ci-dessus montrent clairement que dans cette portion du sillon pindique la sédimentation radiolaritique ne cesse nullement au Jurassique supérieur comme en Grèce continentale et en Péloponnèse septentrional.

Dans la presqu'île de Koroni, elle apparaît même comme un phénomène sédimentaire d'une durée très importante allant du Bajocien au Coniacien inférieur, c'est-à-dire s'étalant sur 80 M.A. environ. La durée de la sédimentation radiolaritique *st.s.* peut être estimée à 35-40 M.A. en Grèce continentale. Les Radiolarites du Pinde de la presqu'île de Koroni sont donc les homologues des Radiolarites *st.s.*, des Calcaires à Calpionelles et des Marnes Rouges à Radiolaires du Pinde-Olonos de Grèce continentale.

Les Calcaires à Calpionelles apparaissent, en Péloponnèse méridional, comme un horizon sédimentaire très peu épais, d'existence très locale. Ce fait peut, bibliographie à l'appui, être généralisé à l'ensemble du Péloponnèse. En outre dans le même secteur de Solinari cette sédimentation carbonatée pélagique éphémère précède exactement un autre lithofaciès singulier : les conglomérats de Solinari.

Une première interprétation est possible pour ces derniers. Elle consiste à les banaliser et à en faire l'équivalent des nombreux horizons de brèches et microbrèches cités à la même époque dans la partie externe du Pinde-Olonos (Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1964 ; Caron, 1975 ; Izart, 1979) et liés à l'activité sismique des failles normales jalonnant la limite entre le sillon du Pinde-Olonos et la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.

Mais le contenu des conglomérats de Solinari n'est pas banal. Ils renferment en effet des galets de calcaires triasiques et liasiques originaires de la zone de Gavrovo-Tripolitza qui n'ont jamais été cités dans les brèches et microbrèches évoquées ci-dessus. De plus Tataris, Marangoudakis et Orphanos (1970) ont signalé, dans la série de Tripolitza interne (carte de Paralios Astros) au Nord de Leonidion, l'existence de conglomérats à galets de dolomies et calcaires dolomitiques de Tripolitza à la limite Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Le synchronisme apparent de l'épandage de conglomérats sur la marge externe du Pindé et sur la partie la plus interne de la sous-zone de Tripolitza (connue à l'affleurement) est remarquable. C'est pourquoi j'adopterai plutôt une seconde interprétation considérant ces conglomérats comme le fruit d'une érosion ayant affecté l'extrême bord interne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza.

L'existence dès la base de ces conglomérats, de galets contenant des faunes triasiques indique que la série calcaire mésozoïque post-Triasique et anté-Crétacé de cette partie très interne de la sous-zone de Tripolitza devait être très peu épaisse. Cette caractéristique évoque évidemment une série de type Megdhovas (Fleury, 1980).

Je suggère donc une liaison entre l'apparition des Calcaires à Calpionelles et une épirogenèse fini-jurassique - éocrétacé affectant le bord tout à fait interne de la sous-zone de Tripolitza. Il s'agirait d'un écho dans le domaine externe de la tectorogénèse de même âge (Aubouin, 1959 ; Mercier, 1968) affectant les zones plus internes.

L'apparition très locale (écaïlle la plus externe) des Calcaires à Calpionelles traduirait le caractère très local de cette épirogenèse et sa très faible amplitude.

Le modèle génétique retenu ci-dessus, associé au caractère exceptionnel des Calcaires à Calpionelles en Péloponnèse nous donne un renseignement paléogéographique important. Le N.C.C. dans le Pinde-Olonos de Koroni était au Tithonique supérieur - Berriasien en général moins profond que le fond du sillon du Pinde-Olonos mais suffisamment proche pour qu'une faible épirogenèse puisse inverser cette relation.

Les turbidites litharénitiques s'intercalant ensuite dans les jaspes à radiolaires supérieurs et les calcaires en plaquettes de Solinari traduisent une logique sédimentaire différente, car elles ne contiennent pas de lithoclastes hétéropiques nettement hétérochrones. Elles matérialisent le transfert bien connu (cf. bassin de Panama, Van Andel, 1973 ; Kowsmann, 1973) dans les bassins actuels d'une quantité notable de clastes ou de boue calcaire des rides vers les bassins adjacents. Ce transfert aurait été provoqué soit par des courants balayant périodiquement les plates-formes (tempêtes ?) soit par une activité sismique importante provoquant la naissance de courant de turbidité, soit à l'association de ces deux causes.

La différence essentielle entre les séries pindiques du Péloponnèse méridional et les séries pindiques de Grèce continentale est certainement l'absence quasi-systématique ou la réduction à un horizon centimétrique des Calcaires à Calpionelles dans le premier cas. Or ces Calcaires à Calpionelles constituent un horizon bien développé en Grèce continentale (10 à 50 m) d'âge Tithonique supérieur à Berriasien supérieur (Fleury, 1974). Pour expliquer ce changement important de sédimentation au Jurassique supérieur en Grèce continentale, la plupart des auteurs (Bosellini et Winterer, 1975 ; Mpodozis, 1977 ; Fleury, 1980) invoquent une augmentation importante de la profondeur du N.C.C. (1500 à 2000 m environ) à cette époque, augmentation liée à l'explosion du nannoplancton calcaire durant l'Eocrétacé (Bosellini et Winterer, 1975) et/ou à l'arrivée massive du détritique dans le sillon pindique (Mpodozis, 1977). Ce modèle peut s'appliquer au sillon pindique péloponnésien si d'emblée et originellement celui-ci présentait un excès de profondeur vis à vis de son homologue en Grèce continentale. Nous verrons qu'une telle hypothèse est tout à fait réaliste. Je ferai simplement remarquer que l'arrivée et le maintien durant des millions d'années (Cénomaniens - Turonien) d'une sédimentation terrigène riche en débris de roches basiques à l'Est et au Nord de Koroni, n'a provoqué aucune dégénérescence de la sédimentation radiolaritique près de Koroni. Cette observation infirmerait par conséquent l'hypothèse d'un lien génétique entre l'arrivée de débris de roches "basiques" et la disparition de la sédimentation siliceuse dans le sillon du Pinde.

En Grèce continentale les jaspes à radiolaires sont exceptionnels et ne constituent jamais la fraction dominante des sédiments déposés pendant le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur basal ("Marnes Rouges à radiolaires" Aubouin, 1959).

Mais comme l'indiquent Steinberg et coll. (1977) ces Marnes Rouges à radiolaires et les jaspes associés de Grèce continentale n'ont probablement pas une signification paléogéographique et paléobathymétrique très différente de celle des jaspes à radiolaires d'âge jurassique et par analogie de celle des jaspes à radiolaires d'âge Crétacé de la presqu'île de Koroni qui renferment d'ailleurs une proportion non négligeable de pélites rouges. Elles marquent simplement vis à vis de ces derniers un net ralentissement de la production de silice biogène, beaucoup plus diluée par le composant terrigène fin qui accompagne son dépôt. Ce ralentissement très net de la sédimentation siliceuse biogène expliquerait en outre la faiblesse de l'épaisseur de ces pélites rouges.

Je dois souligner à ce propos un trait commun important entre les observations faites en Grèce continentale et celles concernant la série A de Solinari (cf. fig. 350). On y remarque en effet que les premiers niveaux datés (11 m seulement) au-dessus des calcaires à calpionelles (Tithonique supérieur - Berriasien inférieur) ont fourni des microfaunes d'âge Vracono-Cénomanién. Or il est vraisemblable que la mise en place des conglomérats a été un phénomène relativement rapide. Par conséquent l'essentiel de la sédimentation durant la période allant du Berriasien à l'Albien serait représentée par 3 à 4 m de radiolarites pélitiques. La série A de Solinari (fig. 350) témoignerait soit d'une lacune de sédimentation, soit d'une baisse très importante du taux de sédimentation (4 m en 25 M.A.) contrastant fortement avec la vitesse de sédimentation durant la période suivante vracono-cénomaniénne (10 m minimum en 10 M.A.). Constatant un phénomène analogue en Grèce continentale, Mpodozis (1977) a émis l'hypothèse d'une absence possible de sédimentation durant pratiquement tout le Néocomien. Cette proposition doit être abandonnée puisque dans ces mêmes Marnes Rouges à Radiolaires de Grèce continentale Devos (1981) avec l'aide de De Wever (communication orale) vient de dater directement des jaspes à radiolaires respectivement du Berriasien (associations ID 208 et 209, Devos, 1981), du Valanginien (association ID 207, Devos, 1981), de l'Hauterivien (association 205, 206, Devos, 1981, du Barrémien (association ID 115, Devos, 1981). Ces faits impliquent une sédimentation continue durant le Crétacé inférieur mais avec des taux de sédimentation très réduits comme le suggérait Fleury, 1980. Ces taux de sédimentation durant la majeure partie du Crétacé inférieur semblent communs à tout le bassin pindique et relèvent donc d'une cause générale.

En dernière analyse, les différences de productivité de silice biogène entre le Pindos de Grèce continentale et celui du Péloponnèse méridional ne seraient importantes que durant la période allant du Vraconien au Coniacien.

Enfin l'absence quasi-systématique ou la réduction à un horizon très peu épais des Calcaires à Calpionelles en Péloponnèse impliquerait :

- une profondeur d'eau dans le sillon pindique plus importante en Péloponnèse qu'en Grèce continentale ;
- l'existence en Péloponnèse méridional d'épirogenèse locale d'âge fini-Jurassique - Eocrétacé affectant le bord externe du sillon pindique et le bord interne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza ;

- la proximité en Péloponnèse méridional du N.C.C. pindique et du fond du sillon du Pindé-Olonos, ce dernier légèrement plus profond, mais suffisamment proche pour qu'une faible épirogenèse puisse inverser cette disposition.

Seule une vision globale, à l'échelle des chaînes alpines pourra me permettre d'expliquer grâce aux reconstitutions paléogéographiques et à la modélisation, ces caractéristiques du Pindé péloponnésien. C'est ce que je vais tenter maintenant.



## DEUXIEME CHAPITRE

# MODELE D'EVOLUTION BATHYMETRIQUE

Arrivé à ce stade de mon exposé il me paraît légitime de tenter une reconstitution de l'histoire sédimentaire du sillon du Pinde-Olonos avant sa tectonisation. Un essai de ce type implique évidemment un changement d'échelle, mon propos s'appliquant désormais à l'ensemble du sillon du Pinde-Olonos tel que l'a cerné Fleury (1980) dans les Hellénides avec ses éventuelles prolongations dans les Dinarides et les Taurides (cf. analyse bibliographique in Fleury, 1980). Une telle reconstitution ne peut en effet se fonder uniquement sur les données partielles recueillies dans le Péloponnèse méridional, elle fera donc appel aux travaux de nombreux auteurs.

Dans un premier temps, je vais montrer que les faits d'observation militent en faveur de la naissance du sillon pindique par extension lithosphérique suivie d'une subsidence thermique. Ce modèle admis j'en déduirai une courbe d'évolution bathymétrique du sillon pindique me permettant alors de préciser les fluctuations de la profondeur du niveau de compensation des carbonates dans ce même sillon.

### I. MODÈLE D'ÉVOLUTION BATHYMETRIQUE DU SILLON DU PINDE-OLONOS

Dans les Hellénides externes, la naissance du sillon du Pinde-Olonos est un événement paléogéographique fondamental et remarquable puisqu'il marque l'apparition d'une zone isopique connue depuis le sud des Dinarides sl. au nord jusque dans le Taurus Lycien (Ricou et Marcoux, 1980).

L'exemple du sillon ionien (1<sup>ère</sup> partie, chapitre II) nous a montré qu'il était possible d'apprécier l'évolution d'un sillon en étudiant la subsidence des plates-formes qui le bordent.

J'ai par conséquent appliqué les mêmes méthodes aux plates-formes du Parnasse et Gavrovo-Tripolitza. Pour la plate-forme néritique du Parnasse j'ai utilisé les épaisseurs données par Celet (1962) ; Ardaens (1978) et Johns (1979) en admettant que le Trias supérieur du Penteoria (Johns, 1979) est représentatif de celui de la zone du Parnasse (tableau 21).

Pour la sous-zone de Tripolitza j'ai synthétisé les données de De Wever (1975), Tsafli Monopolis (1977) et de moi-même (tableau 22). Dans chacun des cas (tableaux 21 et 22) j'ai corrigé les épaisseurs mesurées de la compaction (Sclater et Christie, 1980) puis calculé une densité moyenne et j'en ai déduit la subsidence tectonique réelle (non isostatique) sous l'eau (Stechler et Watts, 1978). Ces estimations ne posent pas de problème pour les périodes de dépôt des carbonates car nous savons que ceux-ci se déposent sous une très faible épaisseur d'eau. Correspondant à des valeurs admettant un dépôt encore sous très faible épaisseur d'eau, les estimations proposées lors du dépôt du flysch sont donc des valeurs minimales qu'il conviendrait de corriger en tenant compte des variations de la profondeur d'eau lors du dépôt du terrigène. Mais l'évolution bathymétrique des deux plates-formes retenues, durant l'invasion terrigène, étant inconnue, il est pratiquement impossible de faire de telles corrections.

	Age	épaisseurs km	épaisseurs cumulées	épaisseurs corrigées	densité moyenne	subsidence tectonique
	45(?)					
Flysch		1,000	1,000	2,400	2,08	1,300
	65					
Crétacé supérieur		0,450	1,450	1,670	2,02	0,950
	100					
Crétacé inférieur		0,350	1,800	1,260	1,97	0,745
	135					
Jurassique		0,600	2,400	0,860	1,90	0,530
	195					
Carnien g.p.	195	1,200	1,200	1,700	2,02	0,950
Norien	215					

Tabl. 21. Calcul de la subsidence "tectonique" réelle de la plate-forme parnassienne. (Trias supérieur d'après les données fournies par la série de Penteoria).

	Age m.a.	épaisseurs km	épaisseurs cumulées	épaisseurs corrigées	densité moyenne	subsidence tectonique
Flysch		0,500	0,500	4,400		
	40					
Tertiaire		0,600	1,100	4,130	2,24	1,960
	65					
Sénonien Turonien		0,500	1,600	3,740	2,23	1,790
	90					
Turonien Cénomanién		0,350	1,950	3,330	2,19	1,650
	100					
Crétacé inférieur		0,250	2,200	3,040	2,18	1,520
	135					
Oxfordien Portlandien		0,200	2,400	2,820	2,16	1,435
	150					
Lias.oxfordien		0,800	3,200	2,620	2,12	1,380
	195					
Anisien supérieur Norien		1,200	4,400	1,770	2,04	0,990
	220					

BUS  
LILLE

Tabl. 22. Calcul de la subsidence "tectonique" réelle de la plate-forme de Tripolitza.



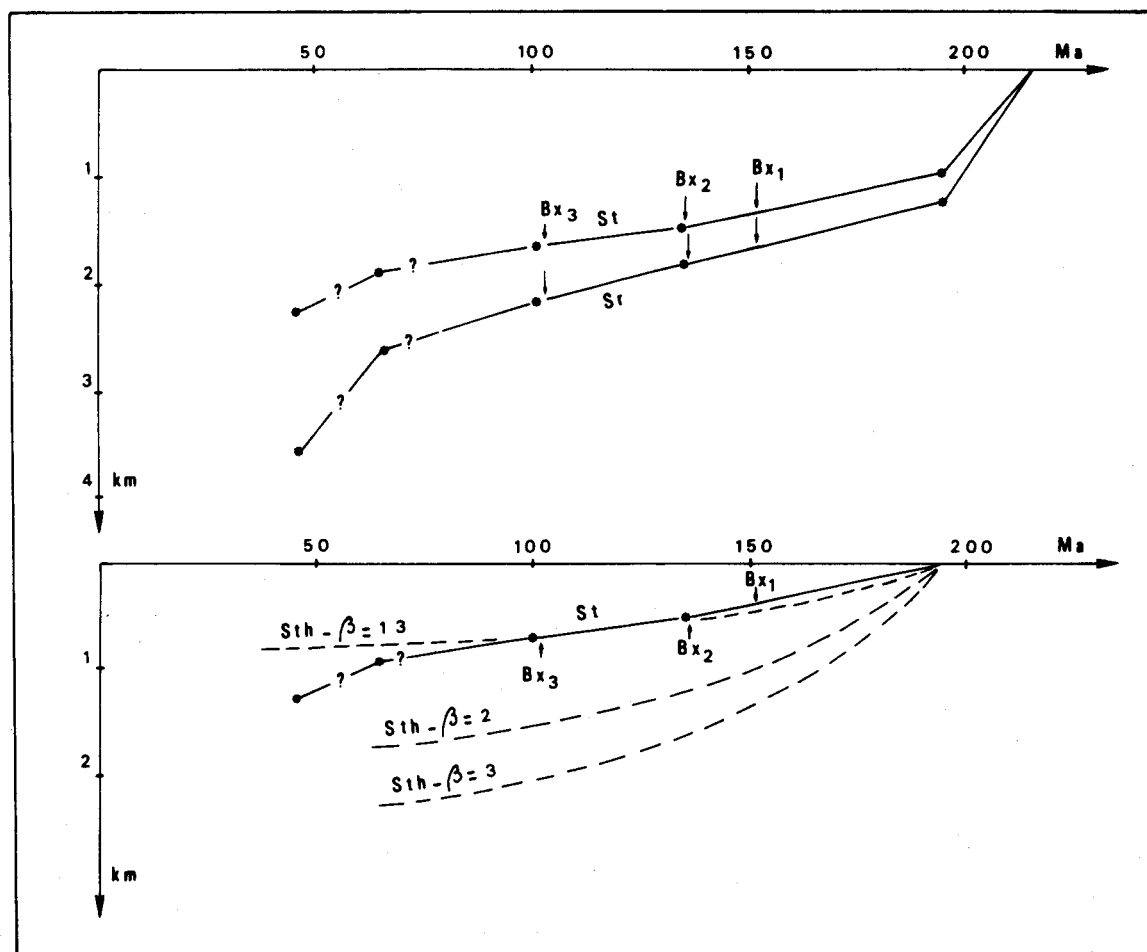


Fig. 351.- Courbes de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la plate-forme parnassienne du Trias supérieur au Paléocène. Les symboles Bx 1 à 3 indiquent les périodes de dépôt des bauxites. Les points d'interrogation marquent les périodes durant lesquelles on ignore l'évolution bathymétrique de la plate-forme : sommet du Crétacé supérieur et Paléocène.

Les figures 351 et 352 montrent des courbes de subsidence très similaires avec une subsidence "tectonique réelle" (Sr) (Le Pichon *in* Pomerol et coll., 1980) très rapide durant le Trias supérieur. Ce fait matérialiserait une instabilité certaine de la lithosphère dans cette partie des Hellénides à la fin du Trias et l'existence probable d'un amincissement lithosphérique affectant les domaines tripolitique et parnassien.

L'existence d'une rupture de pente nette au début du Jurassique daterait la fin de cet amincissement du début du Lias. La faiblesse de la subsidence "tectonique réelle" observée durant le Jurassique puis le Crétacé correspondrait alors à une subsidence thermique (Sth) peu importante prenant le relais de la forte subsidence initiale (Si) due à l'amincissement lithosphérique lui-même.

On remarquera alors que dans les deux cas (Tripolitza et Parnasse) les courbes de subsidence réelle sont très proches de la courbe traduisant la subsidence thermique d'une lithosphère affectée par un amincissement de facteur  $\beta = 1,3$ .

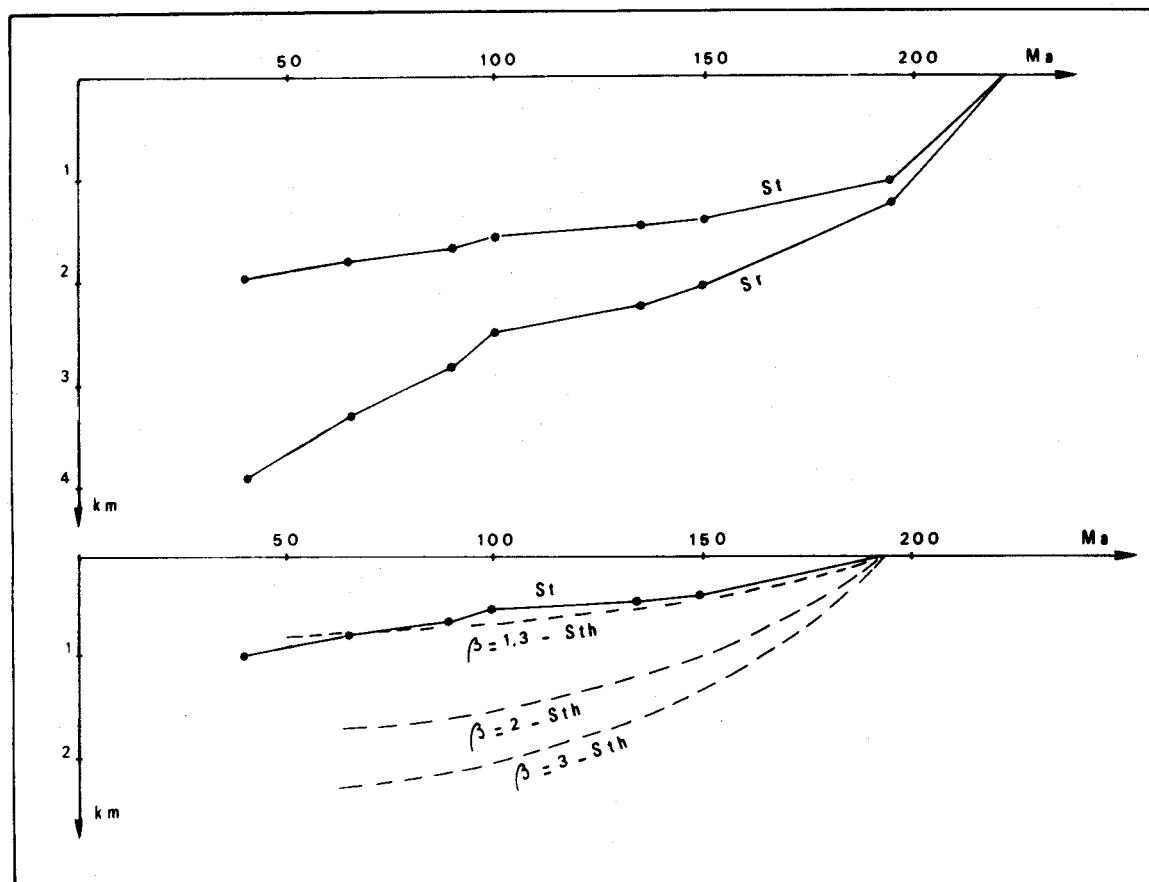


Fig. 352.- Courbes de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la plate-forme de Tripolitza du Trias supérieur à l'Eocène supérieur.

La valeur de ce facteur d'amincissement est d'ailleurs cohérente avec les faits observés au cours du Trias. En effet un facteur  $\beta = 1,3$  impliquerait une subsidence initiale

$$S_1 = 3,6 \left(1 - \frac{1}{1,3}\right) = 0,830 \text{ km de même ordre de grandeur que les subsidences tectoniques réelles observées pour les deux plates-formes au cours du Trias supérieur : } 0,950 \text{ km (Penteoria, tableau 21) et } 0,990 \text{ km (Tripolitza, tableau 22).}$$

Si l'on admet un amincissement lithosphérique des domaines tripolitziq ue et parnassien au Trias supérieur, il paraît logique d'étendre cette conclusion au domaine intermédiaire : le futur domaine pindique.

Les premiers faits d'observation suggèrent donc l'hypothèse de la naissance du sillon pindique durant le Trias supérieur (Fleury, 1980) par amincissement lithosphérique homogène (Le Pichon et coll., 1981) provoquant tout d'abord une subsidence initiale rapide, brutale et variable selon les blocs, puis une subsidence thermique plus lente et beaucoup plus régulière (Lowell et Genik, 1972 ; Bott, 1976 ; Mc Kenzie, 1978 ; Sclater et Christie, 1980 ; Jarvis et Mc Kenzie, 1980 ; Le Pichon et coll., 1981).

Les séries typiques du Pinde Olonos ne comportant pas de termes plus anciens que le Carnien, le détail de cette "révolution" triasique ne peut se lire que dans les séries des marges (Megdhovas, Vardoussia, Penteoria) du sillon du Pinde Olonos, seules séries comportant des termes plus anciens que le Carnien.

Les séries du Vardoussia (Celet, 1962, 1979 ; Ardaens, 1978) sont, de ce point de vue, capitales. Elles montrent du Scythien à l'Anisien basal des séries apparemment "peu profondes". L'Anisien inférieur et moyen est représenté par du matériel effusif. Un "ammonitico rosso" se dépose durant la fin de l'Anisien. Le Ladino-carnien est sous forme de microbrèches ou de calcaires siliceux.

Le Carnien inférieur et moyen est marqué dans certaines unités par le dépôt de jaspes (5 à 10 m d'épaisseur) passant à une association de jaspes et calcaires (additionnés ou non de brèches et microbrèches) se poursuivant dans le Norien. Nous retrouvons là une séquence assez comparable à la séquence jurassique du sillon ionien.

Mais il existe ici par rapport à l'exemple ionien un trait original sous la forme d'un volcanisme assez général, connu dans l'unité du Megdhovas (Fleury, 1980), dans certaines écailles pindiques (Aubouin, 1959 ; Mpodozis Marin, 1977 ; Lyberis, 1978), dans la Formation du Paleochora (De Wever, 1976 ; Lekkas, 1979) et dans certaines séries du Vardoussia (Ardaens, 1978). Ce volcanisme se rattache sans problème à l'épisode effusif permio (?) - triasique moyen dont j'ai montré l'homogénéité géochimique et l'extension lors de l'étude du volcanisme connu dans le sous-bassement détritique et volcanique de Gavrovo-Tripolitza (nappes supérieure et intermédiaire des Phyllades, 3<sup>ème</sup> partie, chapitre II).

Ce volcanisme est évidemment un argument fort en faveur de l'existence d'une tectonique en extension affectant le domaine pindique. Ce serait aussi le trait le plus net liant entre eux la naissance par extension (amincissement lithosphérique) de l'océan téthysien et celle du sillon du Pinde-Olonos.

La persistance d'une sédimentation néritique homogène dans les domaines tripolitziq, parnassien et pindique jusque dans l'Anisien basal interdit de faire débiter cet amincissement lithosphérique avant l'Anisien.

J'admettrai que, comme dans l'exemple ionien, la fin de la période d'extension (rifting) est marquée par une homogénéisation de la sédimentation dans l'ensemble du sillon nouvellement créé.

Or les séries pélagiques noriennes, jurassique puis crétacées du Pinde-Olonos sont remarquables par leur homogénéité en Péloponnèse et en Grèce continentale, ce qui a permis d'ailleurs à Dercourt et coll. (1974) de proposer un catalogue de formations de valeur informelle et générale.

Cette homogénéisation des conditions de sédimentation à partir du Norien, permet donc de dater la fin de cette phase d'amincissement du Norien.

La faible durée de cet épisode extensif (Anisien - Norien) permet d'appliquer au sillon pindique le modèle proposé par Mc Kenzie (1978) dont l'adéquation aux cas réels dépend de la vitesse d'extension (Jarvis et Mc Kenzie, 1980). Si l'on néglige la surcharge sédimentaire très faible dans le cas du Pinde, le modèle par extension lithosphérique permet de calculer la subsidence du fond du sillon pindique en fonction du coefficient d'amincissement. La subsidence du fond du sillon pindique est la somme d'une subsidence instantanée (Si) due à l'amincissement lui-même puis d'une subsidence thermique (Sth) qui prend le relais de celle-ci lorsque cesse l'extension (Mc Kenzie, 1978)

On peut alors écrire (Le Pichon et coll., 1981) :  $P_t = S_i + S_{th}$

$$S_i = 3,6 \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right)$$

$$S_{th} = 4,2 \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right) \left( 1 - e^{-\frac{t_0-t}{62,8}} \right) \text{ km}$$

$t_0$  étant l'instant où a cessé l'extension,  $t$  l'instant ultérieur considéré,  $P_t$  la profondeur du sillon pindique au même instant.

A un instant  $t$  donné (postérieur à l'extension) ce système comporte deux inconnues  $\beta$  et  $P_t$ . On peut donc le résoudre en fixant arbitrairement  $\beta$ . C'est la solution retenue par Le Pichon et coll. (1981) qui admettent des valeurs  $\beta > 3$ . On peut aussi tenter de déterminer la profondeur  $P_t$  à un instant  $t$  donné. C'est ce que je vais tenter de faire ici.

Pour réaliser une telle estimation il est nécessaire, comme l'a proposé Hsü (1975) de raisonner par homologie avec un autre bassin dont il est possible d'estimer la profondeur.

Si l'on prend comme élément de comparaison les séries d'âge Jurassique et Crétacé, les sillons ionien ou lombard ne paraissent pas homologues du sillon pindique. En effet dans le premier la sédimentation siliceuse disparaît définitivement au Jurassique supérieur, alors qu'elle réapparaît à la fin du Crétacé inférieur dans le second après l'épisode calcaire des Calcaires à Calpionelles.

Par contre si l'on compare maintenant les sillons pindique et liguro-piémontais on observe dans les deux cas une grande homologie dans les séries sédimentaires jurassiques et crétacées :

âge	sillon Pinde (Grèce continentale)	Liguro - piémontais*
Oxfordien	Radiolarites	Radiolarites
Tithonique supérieur		
Tithonique supérieur	Calcaires à	Calcaires à
Berriasien	Calpionelles	Calpionelles
Crétacé inférieur	Marnes rouges	Argiles à
	à radiolaires	Palombini

Les argiles à Palombini sont une formation très proche des Marnes rouges à radiolaires, les bancs de calcaires qu'ils renferment sont en effet interprétés comme d'anciennes turbidites mises en place en dessous du N.C.C. (Caron, 1977).

Cette analogie pourrait être encore affinée car les argiles à Palombini passent vers le haut aux "schistes du Val Lavagna" (Elter et coll., 1966) équivalent possible du Premier Flysch du Pinde.

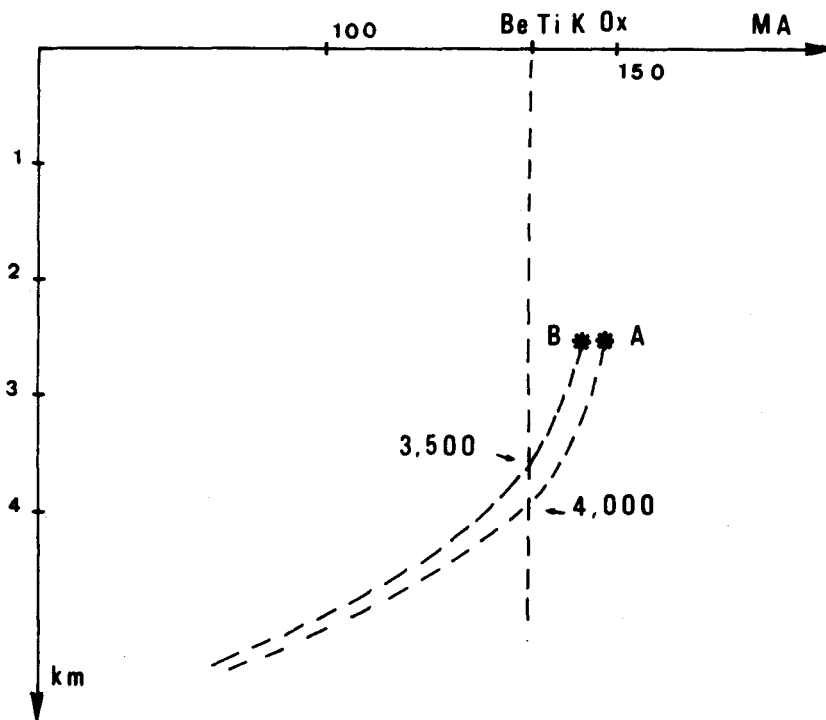


Fig. 353. - Courbes d'évolution bathymétrique de la base des séries sédimentaires liguro-piémontaises déposées directement sur des ophiolites nées à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur.

Cette grande homologie faciologique suggère évidemment une homologie des conditions de sédimentation et plus particulièrement une homologie de l'évolution bathymétrique du fond des deux bassins et du niveau de compensation des carbonates (N.C.C.).

Cette homologie implique alors qu'au Tithonique supérieur - Berriasien inférieur, lors du remplacement de la sédimentation siliceuse par une sédimentation calcaire, les séries pindique et liguro-piémontaise supportaient la même hauteur d'eau. Or la base de ces séries sédimentaires liguro-piémontaises est formée de radiolarites d'âge Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (De Wever et Caby, 1981) déposées directement sur des ophiolites nées à cette époque (Elter, 1971, 1972 ; Bourbon et coll., 1976 ; Argyriadis et coll., 1980) vraisemblablement au niveau d'une dorsale océanique, comme semble le suggérer l'étude des ophicalcites et des brèches magmatiques associées (Bonatti et coll., 1974 ; Barbieri et coll., 1979). L'évolution bathymétrique d'une croûte océanique nouvellement formée étant bien connue en fonction du temps (Parsons et Sclater, 1977) il est par conséquent possible d'estimer la profondeur à laquelle s'est effectué le changement de sédimentation invoqué ci-dessus. En tenant compte des incertitudes de datation : Oxfordien supérieur (courbe A) - Kimméridgien inférieur (courbe B), le graphique de la figure 353 permet de borner cette profondeur par les valeurs suivantes : 3500 à 4000 m environ. En admettant que l'extension pindique s'est effectuée durant le Trias moyen - supérieur (225 m.a. - 195 m.a.) et la subsidence thermique jusqu'à la limite Jurassique-Crétacé (195 m.a. - 135 m.a.) on obtient :

$$P_{135} = 3,500 = 3,6 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) + 2,58 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \Rightarrow \beta = 2,30$$

$$P_{135} = 4,000 = 3,6 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) + 2,58 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \Rightarrow \beta = 2,80$$

La naissance du bassin pindique en Grèce continentale pourrait donc correspondre à un amincissement lithosphérique ( $\beta = 2,30$  à  $2,80$ ) provoquant une subsidence très rapide durant le Trias supérieur ( $S_i = 2$  à  $2,300$  km) suivie d'une subsidence thermique tout d'abord rapide ( $0,3$  à  $0,4$  km durant les dix premiers millions d'années) puis plus lente ( $0,160$  à  $0,180$  km en dix millions d'années, cinquante millions d'années plus tard).

L'absence quasi-générale des Calcaires à Calpionelles dans les séries du Pinde-Olonos du Péloponnèse implique, en première approximation, une profondeur d'eau plus grande au Tithonique supérieur - Bérriasien inférieur dans cette partie du sillon pindique. Cette singularité correspond peut-être à un amincissement lithosphérique triasique plus prononcé ( $\beta = 3$ ). C'est la solution que j'ai retenue.

L'hypothèse de la naissance du sillon du Pinde-Olonos par amincissement lithosphérique durant le Trias moyen à supérieur paraît donc tout à fait justifiée. Des coefficients d'amincissement de  $2,3$  à  $3$  semblent suffisants pour rendre compte des faits d'observation.

Comparée à la subsidence ayant affecté la sous-zone de Tripolitza et la zone du Parnasse, l'importance de la subsidence (initiale et thermique) qui découle de tels coefficients d'amincissement pour le sillon pindique implique un découplage des lithosphères de la zone du Pinde d'une part, de la sous-zone de Tripolitza et de la zone du Parnasse d'autre part. Il en résulte l'existence de zones de transition, zones de faiblesse crustale, dont le comportement géodynamique les rattache tantôt au sillon tantôt à la plate-forme adjacente. Le meilleur exemple de telles zones de transition est évidemment la sous-zone correspondant à l'unité de Meghdovas. Il est logique d'admettre que ces zones de faiblesse crustale joueront ultérieurement un rôle capital lors de la tectorogénèse comme zones de cisaillement prédéterminées et préférentielles.

Cette hypothèse de l'amincissement lithosphérique admise, il est alors possible de tracer les courbes de l'évolution bathymétrique du fond du sillon pindique en fonction du temps. L'examen de ces courbes associé à l'étude des variations lithologiques va me permettre de préciser les relations bathymétriques relatives au cours du temps du fond du sillon et du N.C.C.

Il s'agira évidemment d'une vision moyenne, excluant les parties marginales du bassin pindique. On sait en effet que dans un bassin donné, le N.C.C. remonte au niveau de ces marges (Berger et Winterer, 1974 ; Steinberg et coll., 1977). Dans le cas du bassin de Panama (de dimensions proches du bassin pindique) cette remontée peut atteindre  $650$  m (Moore et coll., 1973; Kowsmann, 1973).

Seuls les changements importants de lithofaciès (holosiliceux  $\rightarrow$  calcaire - calcaire  $\rightarrow$  holosiliceux) permettront de déterminer la profondeur à une époque donnée du N.C.C. C'est pourquoi la plus grande partie de la courbe de l'évolution bathymétrique du N.C.C. restera hypothétique et sera tracée en tenant compte des travaux de Winterer et Bosellini (1981) dans les Alpes méridionales et le sillon liguro-piémontais et des courbes obtenues dans les océans Pacifique, Indien (Van Andel, 1975) et Atlantique sud (Melguen et coll., 1978) (fig. 354).

Toute modélisation dépend des méthodes et des paramètres choisis. Celle que je vais proposer (paragraphe II) n'échappe pas à cette règle. Ainsi la quantification de la subsidence

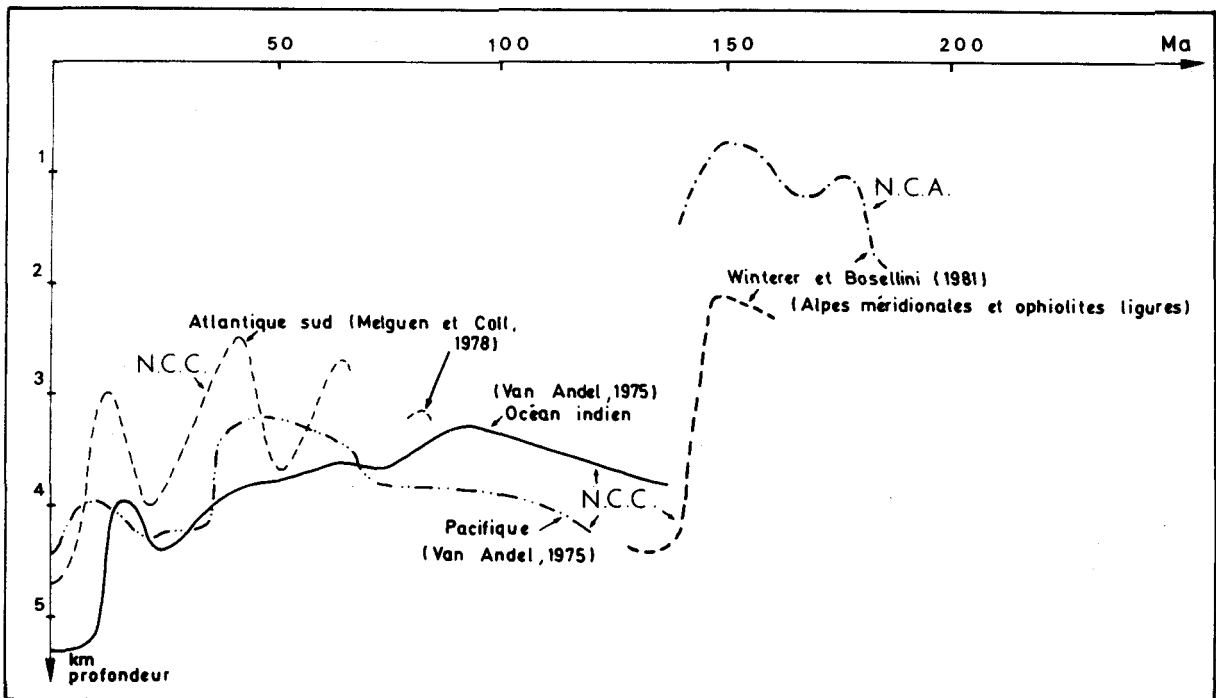


Fig. 354.- Evolution bathymétrique au cours du temps du Niveau de Compensation des Carbonates dans un certain nombre de bassins océaniques.

"tectonique" réelle des plates-formes tripolitziqne et parnassienne dépend beaucoup des corrections apportées par la décompaction des roches sédimentaires. Les valeurs retenues ici sont maximales et seraient divisées par 1,5 environ si l'on n'effectue pas cette correction. Il apparaît néanmoins que ces valeurs maximales (privilégiant par conséquent les causes "tectoniques" de la subsidence) sont cohérentes avec le fonctionnement de telles plates-formes toujours à fleur d'eau et pour la subsidence desquelles le poids des sédiments ne peut être qu'un facteur secondaire.

On observera en outre que ce problème n'intervient pas sur la quantification de la bathymétrie du sillon du Pinde-Olonos. Celle-ci ne dépend que de la valeur du raisonnement par homologie entre les bassins liguro-piémontais d'une part et pindique d'autre part.

## II. TRIAS MOYEN À SUPÉRIEUR : LA NAISSANCE DU SILLON DU PINDE OLONOS ET L'ÉPISODE DÉTRITIQUE TRIASIQUE

Le sillon du Pinde-Olonos prenant naissance par amincissement lithosphérique, l'extension crustale associée va donner naissance au cours du Trias moyen - supérieur à un bassin dont la topographie du fond devait être très irrégulière (fig. 355 A).

Dans certaines parties de ce bassin se déposent alors des calcaires ammonitico-rosso durant l'Anisien (Vardoussia : Ardaens, 1978 - Megdhovas : Fleury, 1976) ou le Carnien (Glafkos : Tsoflias, 1969 a et b). Le dépôt de ces calcaires ammonitico rosso en début d'étirement est certainement comme dans le sillon ionien, l'indice d'un certain confinement (Hsü, 1976) dans les

zones où ils se déposent, plutôt qu'un indicateur bathymétrique. "It would thus be very foolhardy to assign any depth figures for the ammonitico-rosso sea" (Hsü, 1976). Ensuite la subsidence s'accélère et l'on passe dans certaines zones à une sédimentation franchement pélagique et moins confinée : calcaires siliceux et jaspes à radiolaires.

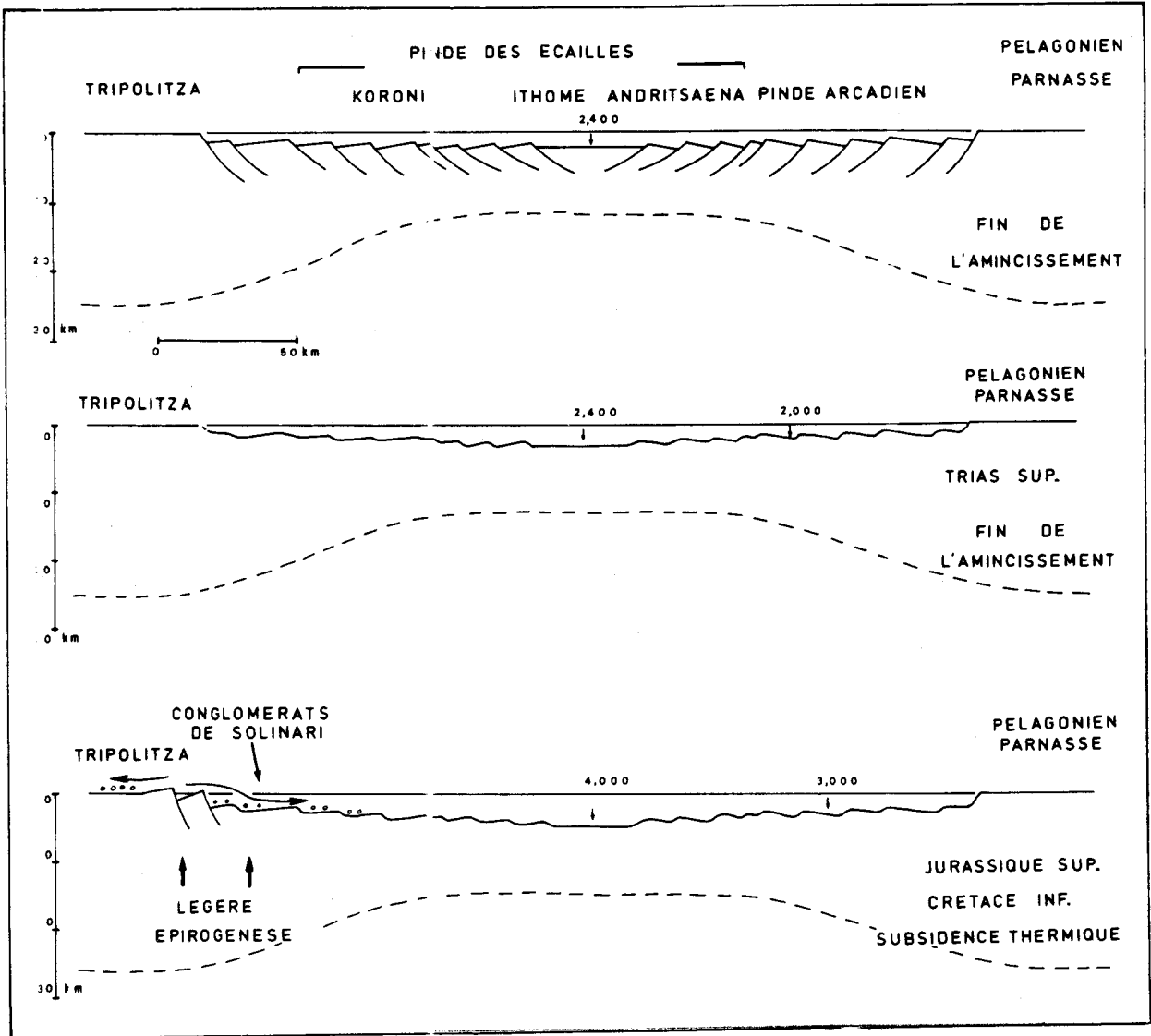


Fig. 355.- Schémas matérialisant l'hypothèse de la naissance du bassin pindique par amincissement lithosphérique.

Le dépôt au Carnien d'une série de jaspes holosiliceux dans certaines séries du Vardoussia (Ardaens, 1978) indique une très faible profondeur (1000 m environ, fig. 356) du N.C.C. pindique à cette époque. On peut évidemment interpréter cette faible profondeur comme une caractéristique du Trias supérieur. Mais le fait que nous observons (fig. 360) le même phénomène dans le sillon ionien au Jurassique moyen et supérieur, durant son extension au cours du Jurassique moyen - supérieur, suggère une interprétation indépendante de l'époque considérée.



Cette faible profondeur du N.C.C. pendant la phase d'extension des sillons ionien et pindique (stade sillon étroit) pourrait être la conséquence d'échanges d'eau importants avec les bassins de type océanique existant à l'époque : Téthys pour le sillon pindique, Mésogée mésozoïque pour le sillon ionien. Ces bassins océaniques voisins jouant le rôle de réservoir de nourriture et de silice, des courants de surface et de profondeur ("upwelling") (Calvert, 1966) alimenteraient en silice dissoute les zones euphotiques des sillons pindique ou ionien autorisant ainsi une forte productivité siliceuse biogène. C'est par ce mécanisme que Calvert (1966) explique la faible profondeur actuelle du N.C.C. et les très fortes productivités siliceuses biogènes dans le golfe de Californie.

Dans la partie externe du bassin pindique, cet épisode siliceux carnien est masqué par le dépôt du Détritique Triasique.

Cet épandage détritique dans le bassin pindique est de durée relativement brève correspondant grossièrement au Carnien. Il est concentré dans la partie extérieure du sillon du Pindé-Olonos (immédiatement adjacente au front d'érosion actuel) et montre un grano-classement latéral décroissant de l'extérieur vers l'intérieur du bassin. Tout suggère une provenance externe "de ce matériel terrigène" (Fleury, 1980, p. 287). L'étude, précédemment menée, des terrains triasiques de la zone de Gavrovo-Tripolitza (3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> partie) permet de confirmer cette hypothèse.

J'ai montré en effet que l'installation de la sédimentation carbonatée était hétérochrone à l'échelle de la zone de Gavrovo-Tripolitza et qu'il existait des domaines où cette sédimentation carbonatée ne s'installait qu'au Carnien moyen (Tripolitza interne du Péloponnèse méridional).

Le maintien au cours du Trias supérieur d'une sédimentation détritique sur la partie interne de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse autorise donc l'existence d'une alimentation plus externe (africaine par exemple).

Mais la présence en Grèce continentale de blocs de granite dans ce détritique triasique (Fleury, 1980) implique certainement une alimentation encore plus proche.

La nature granitique du détritique n'entraîne pas obligatoirement le rejet de la zone de Gavrovo-Tripolitza (cf. Fleury, 1980) comme éventuelle zone d'alimentation.

En effet la découverte en Crète orientale d'amphibolites (Papastamatiou et coll., 1959 ; Thorbecke, 1974 ; Wachendorf et coll., 1975) d'âge paléozoïque supérieur (Seidel, 1978 ; Seidel et coll., 1979) prouverait (cf. annexe 2, chapitre I, 3<sup>ème</sup> partie) l'existence d'un socle métamorphique et éventuellement granitisé dans cette même zone de Gavrovo-Tripolitza. Je rappellerai en outre qu'à cette époque (Paléozoïque supérieur) les zones helléniques externes étaient proches de la Djeffara tunisienne et de la Tripolitanie. Or il existe dans ces régions une discordance (Busson et Burolet, 1973) du Namurien ou des terrains plus récents sur les terrains antérieurs (Dévonien supérieur à Cambrien) plissés et érodés.

Ces observations suggèrent donc l'existence d'événements orogéniques varisques (post Dévonien - anté Namurien) ayant affecté une partie au moins des zones helléniques externes avec genèse d'un socle métamorphisé et granitisé (?).

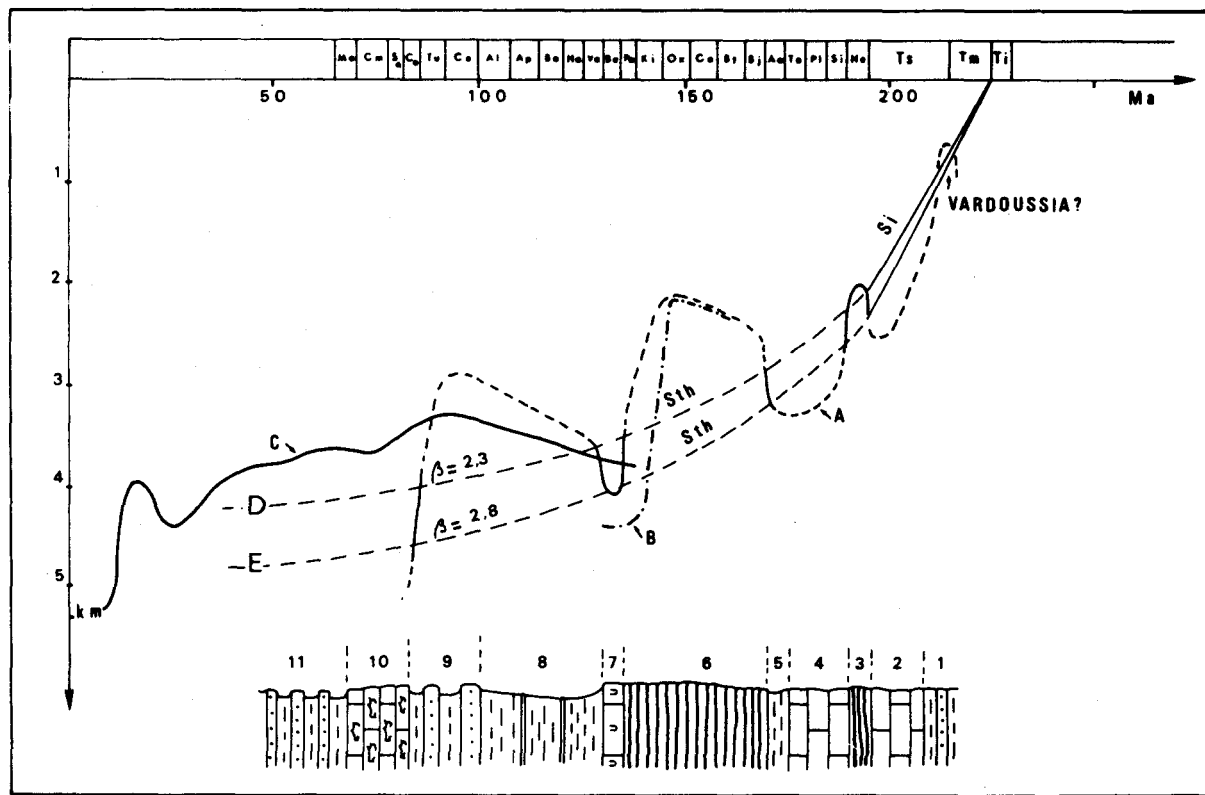


Fig. 356.- Modèle proposé pour les courbes d'évolution (D et E) bathymétrique du fond de la zone médiane du sillon pindique en Grèce continentale (raisonnement dans le texte).

A. Evolution bathymétrique du N.C.C. pindique. - B. Evolution bathymétrique du N.C.C. du sillon liguro-piémontais d'après Winterer et Bosellini (1981). - C. évolution bathymétrique du N.C.C. de l'Océan indien d'après Van Andel (1975).

1. Détritique triasique. - 2. Calcaires de Drimos inférieurs. - 3. Passée radiolaritique de Drimos. - 4. Calcaires de Drimos supérieurs. - 5. Pérites de Kastéli. - 6. Radiolarites. - 7. Calcaires à Calpiounelles. - 8. Marnes Rouges à Radiolaires. - 9. Premier Flysch. - 10 Calcaires en Plaquettes. - 11. Couches de Passage et Flysch paléocène.

(La colonne lithostratigraphique ci-dessus matérialise pour chaque formation son temps de dépôt et non son épaisseur).

(L'évolution de la bathymétrie du fond du sillon pindique a été estimée en négligeant le rôle des sédiments dont l'épaisseur est ici très faible).

L'érosion de ce socle aurait alimenté durant le Carbonifère, le Permien et le Trias, la sédimentation détritique observée au niveau de la zone de l'Ida (Epting et coll., 1972.) et de la zone de Gavrovo-Tripolitza (soubassement triasico-paléozoïque de Gavrovo-Tripolitza formant les nappes supérieure et intermédiaire des Phyllades et probablement les parties non ioniennes de la nappe inférieure des Phyllades).

L'alimentation du détritique triasique pindique pourrait donc se faire :

- soit à partir de cette zone alimentatrice africaine grâce à des canyons sous-marins entaillant la marge extérieure du sillon pindique : zone de Paxos-Zante, zone ionienne et zone de Gavrovo-Tripolitza ;
- soit à partir de sédiments terrigènes grossiers d'âge carbonifère à triasique du soubassement de Gavrovo-Tripolitza amené à l'affleurement par une épirogenèse modérée. L'émersion

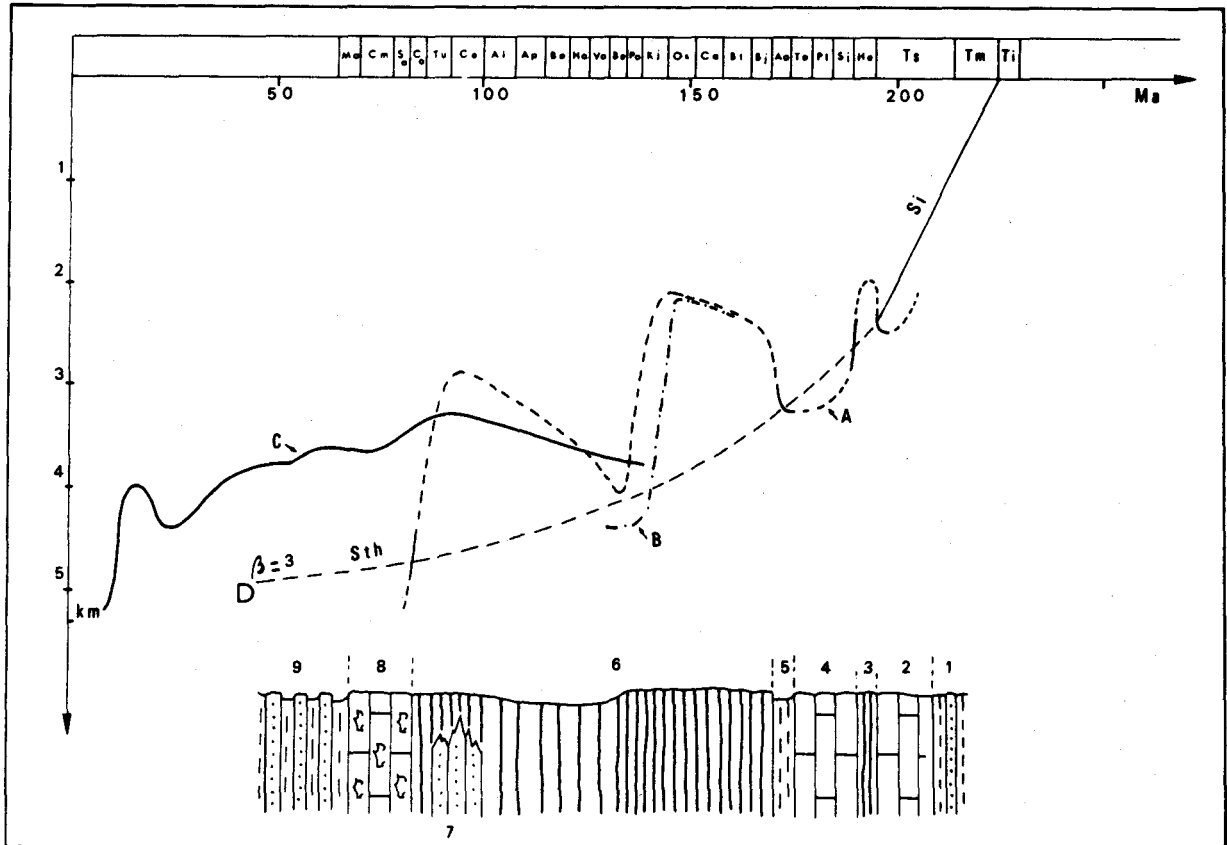


Fig. 357.- Modèle proposé par la courbe (D) d'évolution de la bathymétrie de la partie centrale du sillon du Pinde-Olonos et Péloponnèse méridional (raisonnement dans le texte).

A, B, C et 1 à 5 voir fig. 356. - 6. Radiolarites. - 7. Premier Flysch. - 8. Calcaires en Plaquettes. - 9. Couches de Passage et Flysch paléocène.

(suite à un soulèvement modéré) de la zone plus externe de l'Ida (Crète, Epting et coll., 1972 a et b) durant la même période ne fait que confirmer cette proposition. Cette épiprognèse pourrait être une conséquence de l'amincissement lithosphérique affectant le domaine pindique et correspondre à un soulèvement thermique ou à un réajustement isostatique régional.

Le Détritique Triasique du sillon du Pinde-Olonos résulterait donc de la conjonction d'une alimentation relativement distale (africaine) et d'une alimentation proche due au soulèvement de certaines parties du domaine de Gavrovo-Tripolitza.

### III. DU NORIEN AU MAESTRICHTIEN : STADE DE VACUITÉ DU SILLON DU PINDE-OLONOS

A partir du Norien (calcaires de Drimos), la série du Pinde-Olonos est bien connue en Grèce continentale et dans le "domaine des écailles" (Dercourt, 1964) du Péloponnèse. Elle présente en ce qui concerne les sédiments pélagiques une succession stéréotypée de lithofaciès, pouvant globalement s'expliquer par l'approfondissement continu du fond du sillon pindique (subsidence thermique) et la variation au cours du temps de la profondeur du N.C.C. (Bosellini et Winterer, 1975 ; Mpodozis, 1977). C'est ce modèle que j'ai retenu et matérialisé grâce aux figures 356 à 358.

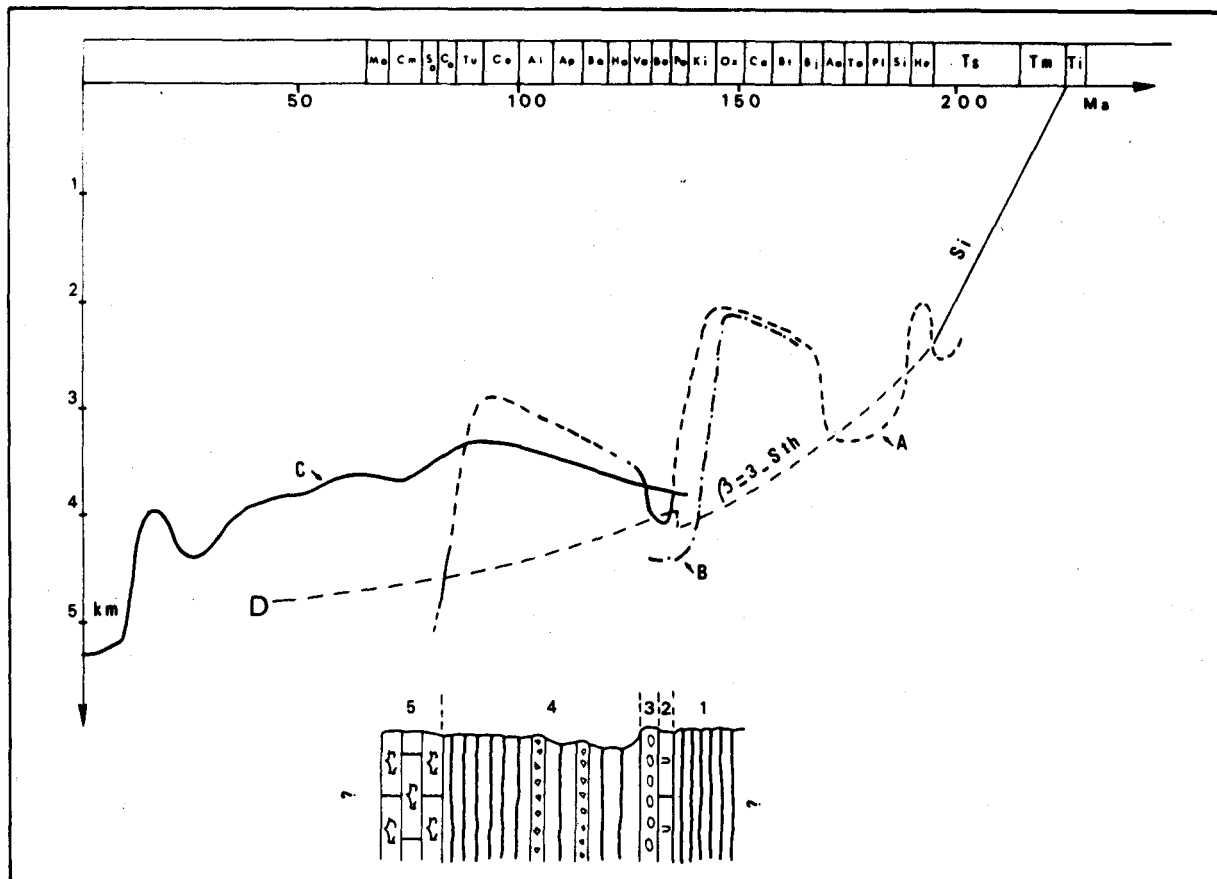


Fig. 358.- Modèle proposé pour la courbe (D) d'évolution de la bathymétrie de la partie du sillon du Pinde-Olonos correspondant aux écaillés de Solinari (raisonnement dans le texte).

A, B, C, voir fig. 356.

1. Jaspes à radiolaires inférieurs. - 2. Calcaires à Calpionelles. - 3. Conglomérats de Solinari. - 4. Jaspes à radiolaires supérieurs. - 5. Calcaires en Plaquettes.

Les figures 356 à 358 font apparaître une série d'oscillations du N.C.C. Ainsi les calcaires de Drimos et les pélites de Kasteli (4 et 5, fig. 356 et 357) sont interprétés ici comme la conséquence d'un approfondissement du N.C.C. au Lias. Fleury (1980) explique leur sédimentation grâce à un soulèvement d'ensemble du fond pindique. Je n'ai pas retenu cette explication trop tributaire de la valeur bathymétrique accordée aux calcaires ammonitico-rosso de la série de Megdovas.

A partir de l'Aalénien - Bajocien inférieur j'admets une remontée du N.C.C. comme le proposent Bosellini et Winterer (1975). Cette remontée pouvant culminer aux environs de 2,500 km (Hsü, 1975) ou même 2,100 km (Winterer et Bosellini, 1981) durant l'Oxfordien - Kimméridgien.

Cette faible profondeur du N.C.C. expliquerait donc la généralisation au Jurassique moyen et supérieur de la sédimentation des boues à radiolaires dans les bassins bathymétriquement favorables dans le domaine téthysien (cf. Biju-Duval et coll., 1977 ; Ricou et Marcoux, 1980) (fig. 359 A) sous des paléolatitudes très variées (0 à 35° de latitude nord). Cette ubiquité est vraisemblablement la conséquence d'une circulation océanique de surface non négligeable (Hsü, 1976)

faisant de l'ensemble des mers alpines un bassin comparable à l'océan pacifique actuel ("Estuarine basin" de Berger, 1970) où se déposent des boues riches en radiolaires non seulement à l'aplomb de la zone de haute productivité équatoriale, mais aussi au large du Japon (30 à 40° de latitude nord) grâce au courant chaud Kuroshio (Lancelot et Larson, 1975). L'hypothèse de l'existence d'un courant équatorial (Hsü, 1976) balayant les mers alpines de la Tethys occidentale (fig. 359) est tout à fait conforme aux conclusions auxquelles je suis arrivé quant à l'alimentation en argiles des Schistes à Posidonies supérieurs ioniens (cf. chapitre II - 2<sup>ème</sup> partie) et à la reconstitution de Stevens (1980) pour l'hémisphère nord au Jurassique supérieur (fig. 359 B). La généralisation de la sédimentation siliceuse au Jurassique moyen et supérieur dans les mers alpines ne serait donc pas liée à une crise d'environnement (Ricou et Marcoux, 1980) mais à l'installation progressive d'une circulation océanique importante dans ces mers alpines (De Wever et Thiébaud, 1981). Ces courants provoqueraient le mélange d'eau équatoriale et boréale (fig. 359), une bonne oxygénation des eaux, une oxydation rapide de la matière organique et par conséquent un enrichissement des eaux en gaz carbonique et finalement une augmentation du degré de sous-saturation de celles-ci en carbonate de calcium (Li et coll., 1969).

Cette augmentation du degré de sous-saturation en carbonate de calcium des eaux associée à l'augmentation de la surface des mers épicontinentales (grosses consommatrices de carbonate de calcium) à cette même époque expliquerait (Van Andel, 1975 ; Sclater et coll., 1979) la faible profondeur du N.C.C.

Le dépôt de boues calcaires pélagiques à Calpionelles au Tithonique supérieur - Berriasien marque dans de nombreux sillons alpins la disparition de cette sédimentation siliceuse biogène. Cette disparition n'est pas générale, mais elle est définitive dans les bassins alpins les plus occidentaux et les plus septentrionaux : Péniébétique des cordillères bétiques (Unités du Penon grande et de la Sierra del Caillo (Bourgois, 1978) (a, fig. 359 A) unités de Beni Derkoul de la Dorsale calcaire du Rif marocain (Wildi et coll., 1977) (b, fig. 359 A), chafne numidique d'Algérie (séries de Mera, du Dj. Abid et de Khorchef - Vila, 1969 ; Raoult, 1974) (c, fig. 359 A), domaine tellien de Tunisie (série de Thuburnic - Glaçon et Rouvier, 1970 ; Rouvier, 1977) (d, fig. 359 A), sillon liguro-piémontais (Elter et coll., 1966) (e, fig. 359 A), sillon lombard (Aubouin, 1963) (f, fig. 359 A), domaines austro-alpin inférieur et moyen (Tollmann, 1966) et sillon du Lago Negro des Apennins (d'Argenio et coll., 1975) (g, fig. 359 A).

Se produisant paradoxalement alors que ces bassins continuent de s'approfondir (Hsü, 1976) ce phénomène s'expliquerait par une chute brutale et importante du N.C.C. (Bosellini et Winterer 1975). La comparaison des différentes courbes pindiques (fig. 356 et 357) permet d'évaluer le maximum d'approfondissement du N.C.C. à 4,100 km. Cette valeur est intermédiaire entre celle proposée par Van Andel (1975) pour l'océan indien (3,800 km) (fig. 354) et celle proposée par Winterer et Bosellini (1981) pour le sillon liguro-piémontais (4,400 km) (fig. 354).

La cause de cette chute du N.C.C. serait "l'explosion" du nannoplancton calcaire à cette même époque (Bosellini et Winterer, 1975). J'ai testé cette explication en étudiant les taux de sédimentation dans le bassin ionien d'Albanie où contrairement au bassin d'Epire-Akarnanie

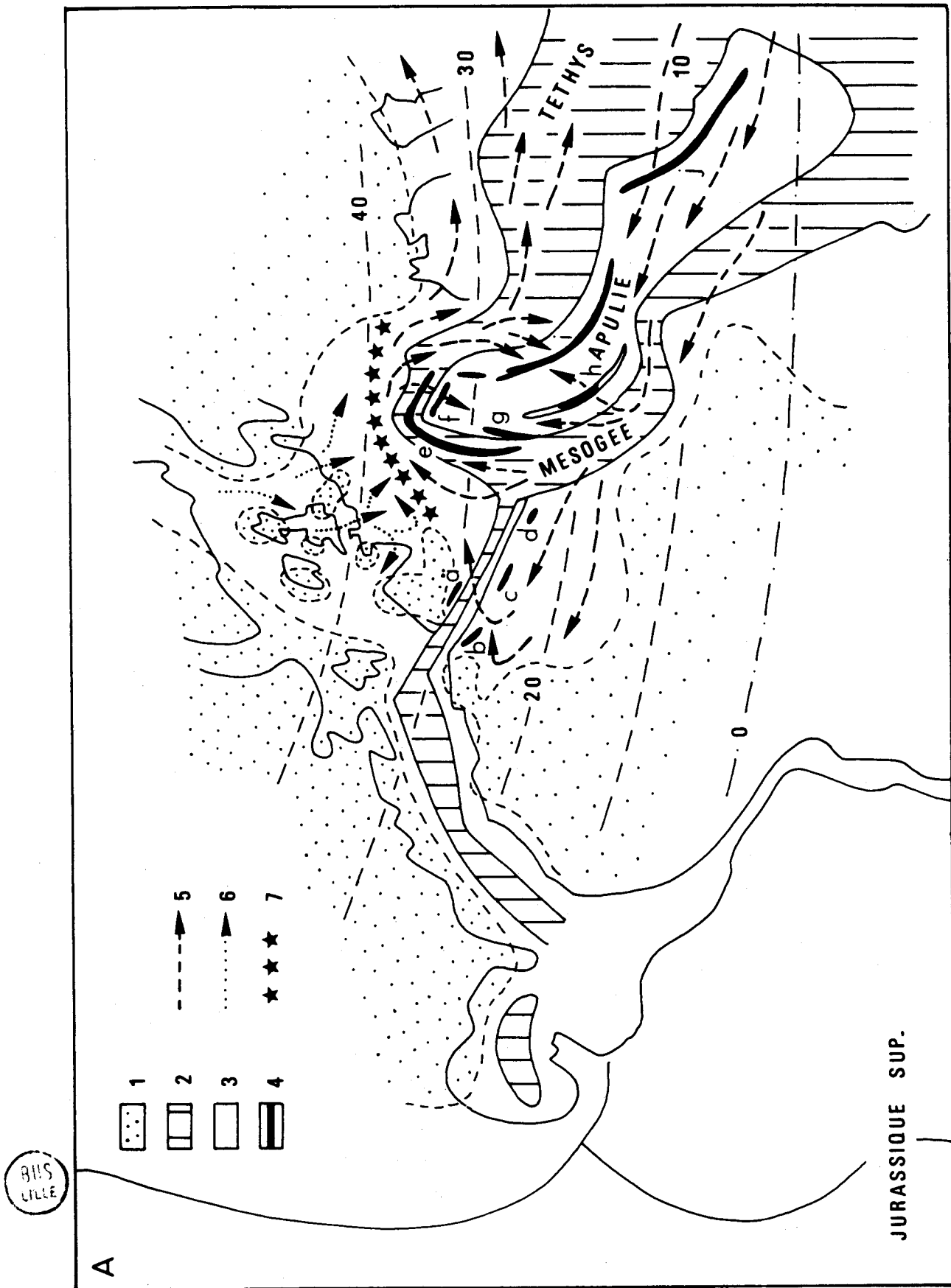


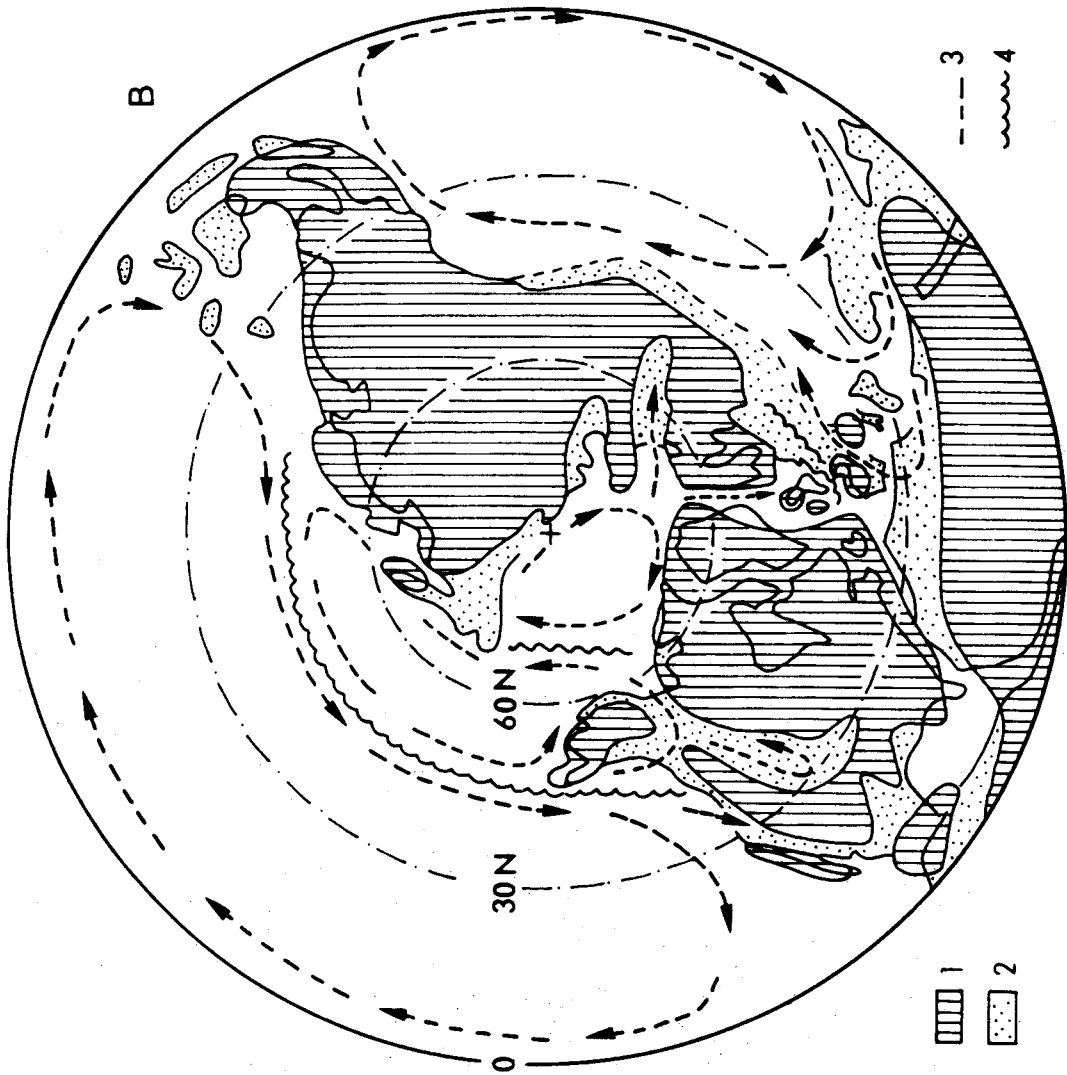
Fig. 359 A.- Carte paléogéographique du domaine alpin méditerranéen au Jurassique supérieur. Essai de représentation de la circulation océanique de surface.

- 1. Domaines continentaux émergés. - 2. Domaines océaniques. - 3. Mers et bassins épicontinentaux. - 4. Zone de dépôt de radiolarites. - 5. Courant équatorial et courant de retour. - 6. Courants boréaux. - 7. Zone de convergence des courants équatoriaux et boréaux. a à g. Signification dans le texte. - h. Sillon ionien. - i. Sillon du Pinde. - j. Sillon de Pichakun.

(La répartition des continents, océans et domaines épicontinentaux est tirée de Bijou-Duval, 1980).

Fig. 359 B.- Carte paléogéographique de l'hémisphère nord et circulation océanique générale de surface au Jurassique supérieur d'après Stevens (1980).

- 1. Continents. - 2. Mers épicontinentales (Océans en blanc). - 3. Courants de surface. - 4. Zone de convergence entre courants.



la série Jurassique - Crétacé est très bien datée. La fig. 360 A permet de constater que le dépôt des Calcaires à Calpionelles correspond à une brutale augmentation des taux de sédimentation passant de  $1,8 \text{ g/cm}^2/1000 \text{ ans}$  à  $9,3 \text{ g/cm}^2/1000 \text{ ans}$  pour retomber à  $2 \text{ g/cm}^2/1000 \text{ ans}$  (zone ionienne moyenne, Dalipi et coll., 1971). Pour la zone ionienne externe les valeurs correspondantes seraient :  $0,6 \text{ g/cm}^2/1000 \text{ ans}$  -  $3,5 \text{ g/cm}^2/1000 \text{ ans}$  -  $1,2 \text{ g/cm}^2/1000 \text{ ans}$  (fig. 360 B). L'hypothèse d'une brutale augmentation de la productivité biogène paraît donc être corroborée par les faits d'observations.

Mais ces deux phénomènes ( explosion de la productivité biogène calcaire et augmentation du taux de sédimentation) ne peuvent à eux seuls expliquer cette chute du N.C.C. Ils provoquent en effet tous deux un appauvrissement de l'eau de mer en carbonate de calcium et ils devraient donc induire, si aucun autre facteur n'intervient, une sous-saturation en carbonate de calcium des eaux des bassins concernés, et donc une remontée du N.C.C. C'est pourquoi il est nécessaire d'invoquer d'autres causes.

La première est certainement la diminution assez importante de la surface des mers épicontinentales (Sclater et coll., 1979) vis à vis des bassins profonds, à la suite de la régression du Jurassique supérieur. Le passage d'une période de biostasie à une période de rhéxistasie modérée a dû vraisemblablement provoquer une augmentation des apports en ions calcium et en éléments nutritifs par les eaux fluviales drainant les surfaces continentales plus vastes.

La seconde serait l'orogénèse fini-Jurassique - Eocrétacé affectant de nombreux domaines alpins et en particulier les Hellénides. Cette orogénèse, créatrice de relief, n'a pu qu'amplifier les apports évoqués ci-dessus.

Mais cette orogénèse a surtout provoqué, vraisemblablement, une modification de la circulation océanique dans le domaine alpin par suite de la fermeture partielle de la Téthys occidentale. Très nette dans la reconstitution de Stevens (1980) pour l'hémisphère nord au Crétacé inférieur (fig. 361 A), cette modification courantologique aurait induit une crise et la transformation des "estuarine basins" alpins du domaine alpin occidental en "lagonal basins" comme le suggèrent Winterer et Bosellini (1981).

L'orogénèse fini-Jurassique - Eocrétacé et les transformations paléogéographiques qui l'accompagnent seraient donc responsables de la disparition définitive de la sédimentation radiolaritique dans les parties les plus occidentales du domaine alpin, les plus éloignées de la Téthys orientale, dernier grand réservoir océanique.

Dans le sillon du Pindé-Olonos, le remplacement de la sédimentation pélagique (Calcaires à Calpionelles) par une sédimentation pélagique siliceuse plus ou moins diluée par une phase argileuse (Marnes rouges à radiolaires, Grèce continentale et Péloponnèse sl, Radiolarites pélitiques - Koroni Péloponnèse méridional) implique un arrêt de l'approfondissement du N.C.C. ou même une remontée de celui-ci.

C'est cette dernière solution que j'ai retenue durant le Crétacé inférieur et le Sénonien inférieur (fig. 356 à 358) parce que ce phénomène semble mondial (Van Andel, 1975 ; Sclater et coll., 1979) et corréléable avec une remontée d'ensemble du niveau des mers atteignant son maximum au Sénonien (Vail et coll., 1978). Cette remontée générale du N.C.C. expliquerait le développement au Berriasien - Cénomaniens du faciès radiolaritique dans le sillon de type ionien



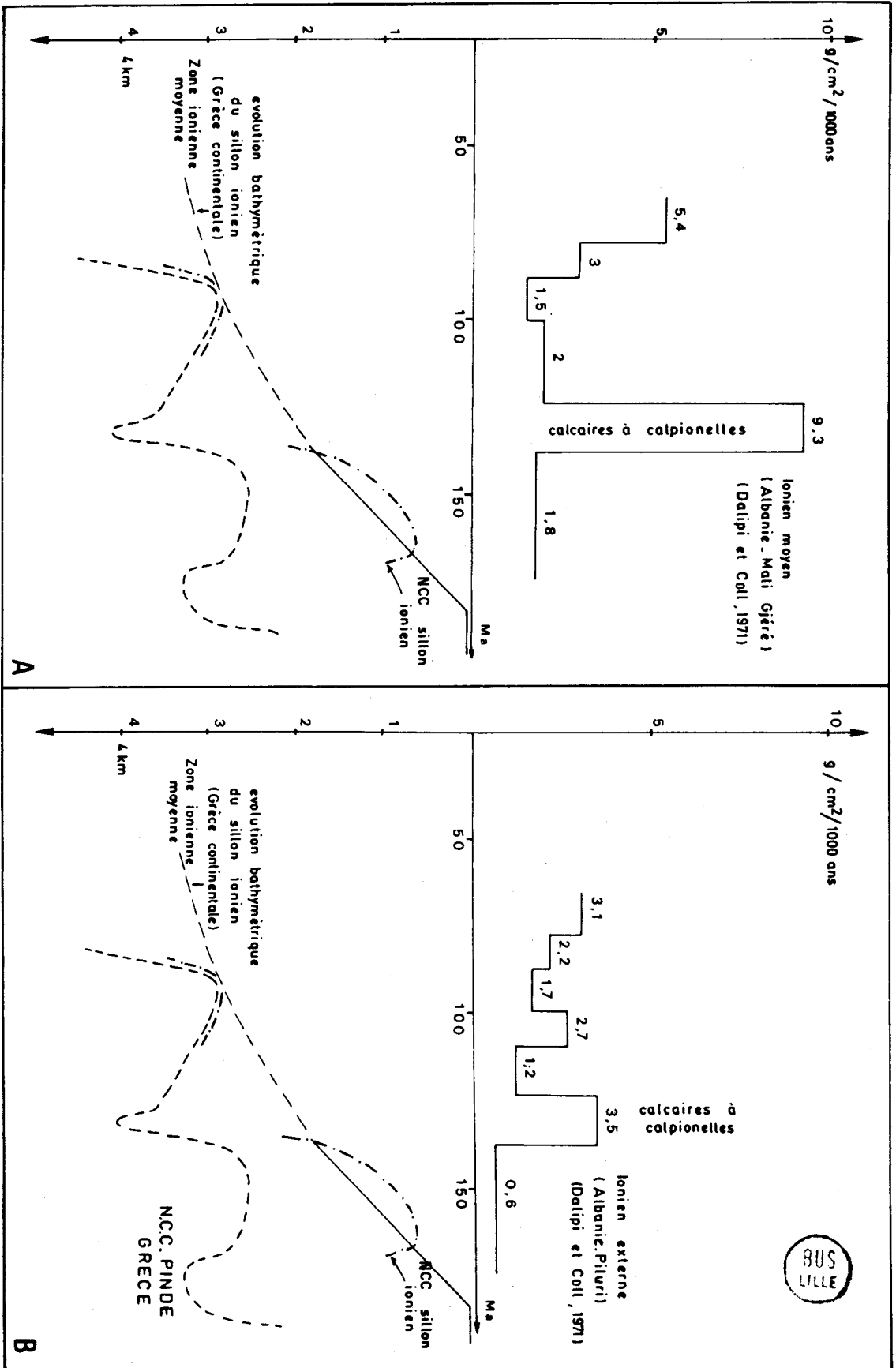


Fig. 360 A et B.- Modéle proposé pour la courbe d'évolution de la bathymétrie de la partie centrale du sillon ionien en Grèce continentale et courbe du taux de sédimentation dans les zones ioniennes moyenne (A) et externe (B) du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur. La courbe du N.C.C. Ionien se rapporte au domaine de dépôt des Schistes à Posidonies de Tserla (Péloponnèse).

(donc moins profond que le sillon pindique) de Corak göl-Köcegiz (Taurus Lycien) (Poisson, 1977). Cette remontée pourrait expliquer en outre l'existence du niveau siliceux supérieur de Vigla dans les séries ioniennes helléniques à l'Albo-Cénomaniens ou au Turonien (I.G.R.S. et I.F.P., 1966). Cette réapparition de la sédimentation siliceuse dans le sillon du Pinde-Olonos est contemporaine d'une baisse très nette du taux de sédimentation et par conséquent de la productivité siliceuse biogène, tant en Grèce continentale (Marnes Rouges à Radiolaires - Aubouin, 1959 ; Mpodozis Marin, 1977 ; Fleury, 1980) qu'en Péloponnèse (Marnes Rouges à Radiolaires - Fleury, 1980 ; Devos, 1981 - Radiolarites pélitiques de Koroni - Thiébault et coll., 1981). Le même phénomène s'observe pour la sédimentation calcaire dans le sillon ionien albanais (fig. 360).

Cette faible productivité biogène au Crétacé serait une caractéristique des océans crétacés (Berger, 1979). Elle serait liée (Berger, 1979) à un appauvrissement en oxygène des eaux, dû à une modification du moteur de la circulation océanique générale, une atténuation de cette dernière et un réchauffement général des eaux océaniques. La cause générale de ces phénomènes pourrait être un réchauffement général du climat mondial entraînant une atténuation du gradient entre les domaines équatorial et polaire (Bowen, 1966 ; Kauffman, 1978).

Dans ce cadre général, la réapparition à partir du Vracono-Cénomaniens d'une forte sédimentation siliceuse biogène dans certaines parties du sillon du Pinde-Olonos semble paradoxale. De fait la figure 361 B montre que cette seconde période de forte sédimentation siliceuse biogène, d'âge Crétacé supérieur, est beaucoup plus localisée et restreinte que celle d'âge Jurassique moyen et supérieur. Elle ne se produit que dans les zones bathymétriquement favorables les plus basses en latitude : séries pindiques de Koroni (Péloponnèse méridional, Grèce - Thiébault et coll., 1981) - séries de Kizilea - Corak Göl et de Gülbahar ("9,10, fig. 232, Poisson, 1977") dans le Taurus Lycien (Poisson, 1977) - séries du Baer-B assit de Syrie (Delaune Mayere et Parrot, 1976) - séries de Dereköy - Alakir Cay des nappes d'Antalya de Turquie (Delaune Mayere et coll., 1977) - séries des nappes de Pichakun du Zagros en Iran (Ricou, 1974).

Elle n'intéresse donc probablement que les sillons ou les portions de ceux-ci situés à l'aplomb d'une zone de haute productivité équatoriale en organismes siliceux (fig. 361 B).

La réapparition d'une forte sédimentation siliceuse biogène dans certaines parties du sillon pindique serait donc la conséquence soit d'une migration des pôles, soit d'une dérive de l'Apulie au cours du Crétacé entraînant un abaissement progressif des paléolatitudes de l'Apulie (De Wever et Thiébault, 1981), qui seraient minimales au Turonien-Santonien (Van den Berg et coll., 1978).

Quant à la disparition de cette sédimentation siliceuse biogène et son remplacement définitif par une sédimentation calcaire, ils sont nettement hétérochrones dans l'ensemble des bassins précités et relèveraient donc de causes les unes générales et les autres particulières.

Dans le sillon de Pichakun elle correspond manifestement à un relèvement du fond (Ricou, 1974).

Ce facteur pourrait être éventuellement invoqué dans le cas du sillon de Gülbahar -Gümüşlu du Taurus Lycien (Poisson, 1977) puisque ce changement de lithofaciès d'âge Maestrichtien est contemporain d'une importante épigénèse affectant l'une de ces marges : le Domüz Dag (Poisson, 1977).

Pour les sillons de Corak Göl - Köycegiz (Taurus Lycien) et du Pinde, une telle cause paraît peu vraisemblable.

J'ai donc été amené à invoquer une chute du N.C.C. local (fig. 356 à 358) comme l'ont proposée Mpodozis Marin (1977) et Fleury (1980). L'une des causes de cette chute pourrait être la diminution progressive de la surface des mers épicontinentales après la vaste transgression céno-manienne - sénonienne inférieure (Sclater et coll., 1979). Cette régression serait contemporaine d'une augmentation des apports en calcium par les fleuves entraînant une augmentation des teneurs en calcium des eaux marines comme en témoignent l'augmentation du taux de sédimentation dans le sillon ionien albanais (fig. 360) et les forts taux de sédimentation sur les plateformes carbonatées au Sénonien (cf. série de Gavrovo - Fleury, 1980) et sur leurs marges (zone ionienne interne d'Epire, Akarnanie - I.G.R.S. et I.F.P., 1966).

Mais la cause principale serait un isolement progressif de ces bassins à la suite de l'obduction progressive (fig. 361 B) durant le Crétacé supérieur des croûtes océaniques téthysienne et mésogéenne (?) sur leur avant pays. Cet isolement a certainement transformé le bassin pindique en un "lagonal basin" au sens de Berger (1970) comparable par exemple à la Méditerranée actuelle, entraînant une sursaturation de toute la colonne d'eau en carbonate de calcium (Millero et coll., 1979) avec pour conséquence une chute importante du N.C.C.

Cet approfondissement progressif du N.C.C. au cours du Crétacé supérieur expliquerait relativement bien l'hétérochronie de la disparition de la sédimentation siliceuse qui semble une fonction de la profondeur moyenne des bassins.

Cette disparition se produit en effet tout d'abord au Cénomaniens (Poisson, 1977) dans le sillon de Corak Göl-Koycegiz (Taurus Lycien) de type ionien donc moins profond que le sillon pindique. On l'observe ensuite dans le sillon pindique de Koroni durant le Coniacien.

Elle n'intervient qu'au Maestrichtien dans le sillon de Gülbahar - Gümüşlü du Taurus Lycien (Poisson, 1977) de type pindique mais dont la sédimentation holosiliceuse plus ou moins continue (Poisson, 1977) depuis le Trias témoigne d'un approfondissement initial et thermique plus important que dans le sillon du Pinde-Olonos s.s.

Dans la partie interne du sillon pindique du Péloponnèse méridional l'éventuel épisode siliceux Crétacé supérieur, homologue de celui de Koroni, est masqué totalement par l'arrivée d'une quantité importante de matériel terrigène : le Premier Flysch d'Aubouin (1959). Il s'agit d'une série détritique s'additionnant localement à la sédimentation pélagique fondamentale (Aubouin, 1959 ; Fleury, 1980).

Les observations de Fleury (1980) montrent en outre que sa répartition est très variable et aléatoire. De fait cette répartition apparemment aléatoire aurait pour causes deux facteurs très différents.

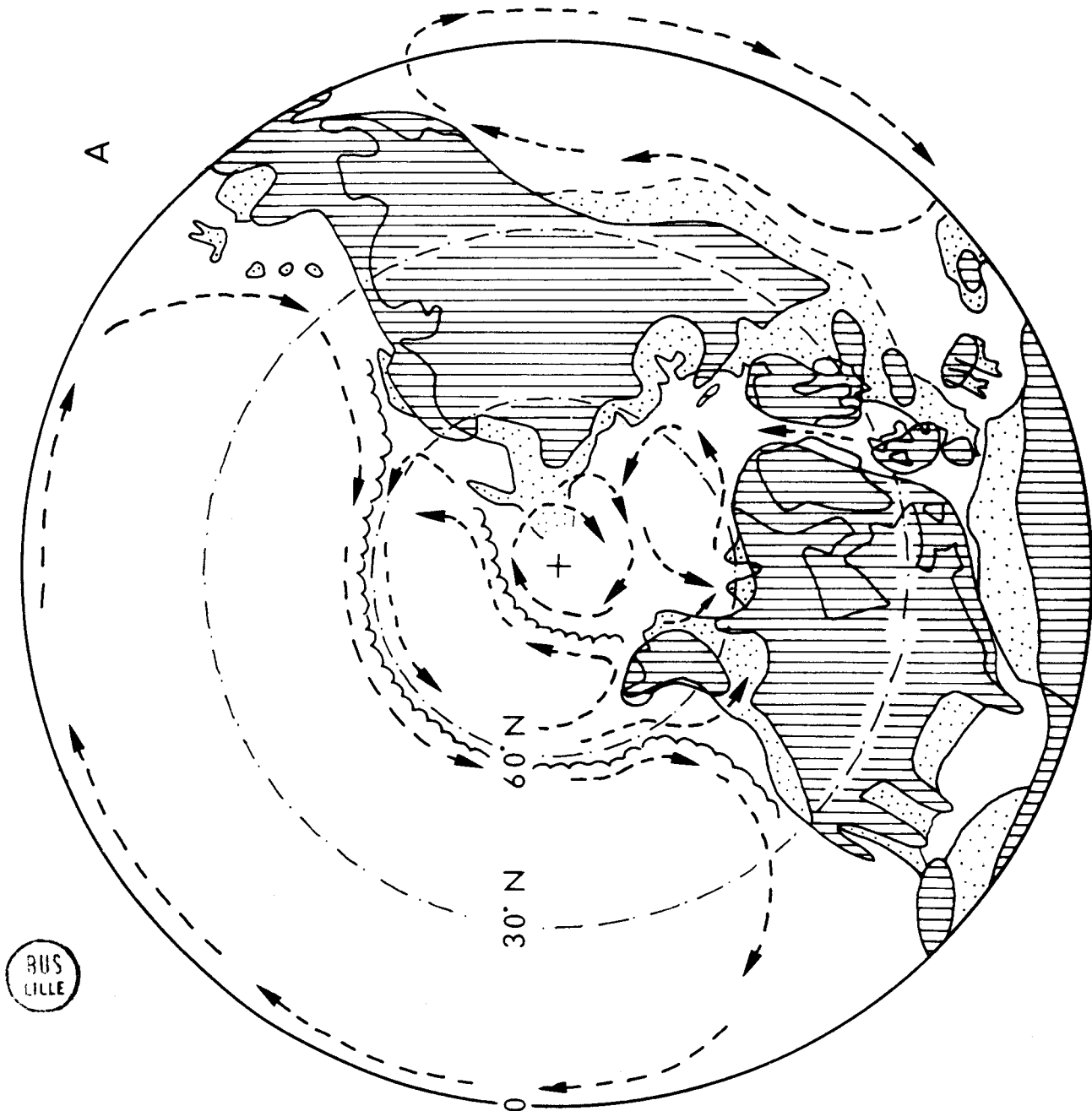
Le premier serait une paléobathymétrie très irrégulière du fond du sillon pindique, héritage de l'époque de l'extension de ce sillon. J'ai d'ailleurs montré lors de l'étude du sillon ionien que cette paléobathymétrie héritée gouvernait encore longtemps après l'extension la répartition des zones d'accumulation sédimentaire. Dans le cas du Premier Flysch pindique, ce dernier aurait eu évidemment tendance à s'accumuler dans les dépressions relatives (Barrière en creux d'Aubouin, 1959) du sillon pindique : zone axiale ou bassins suspendus.

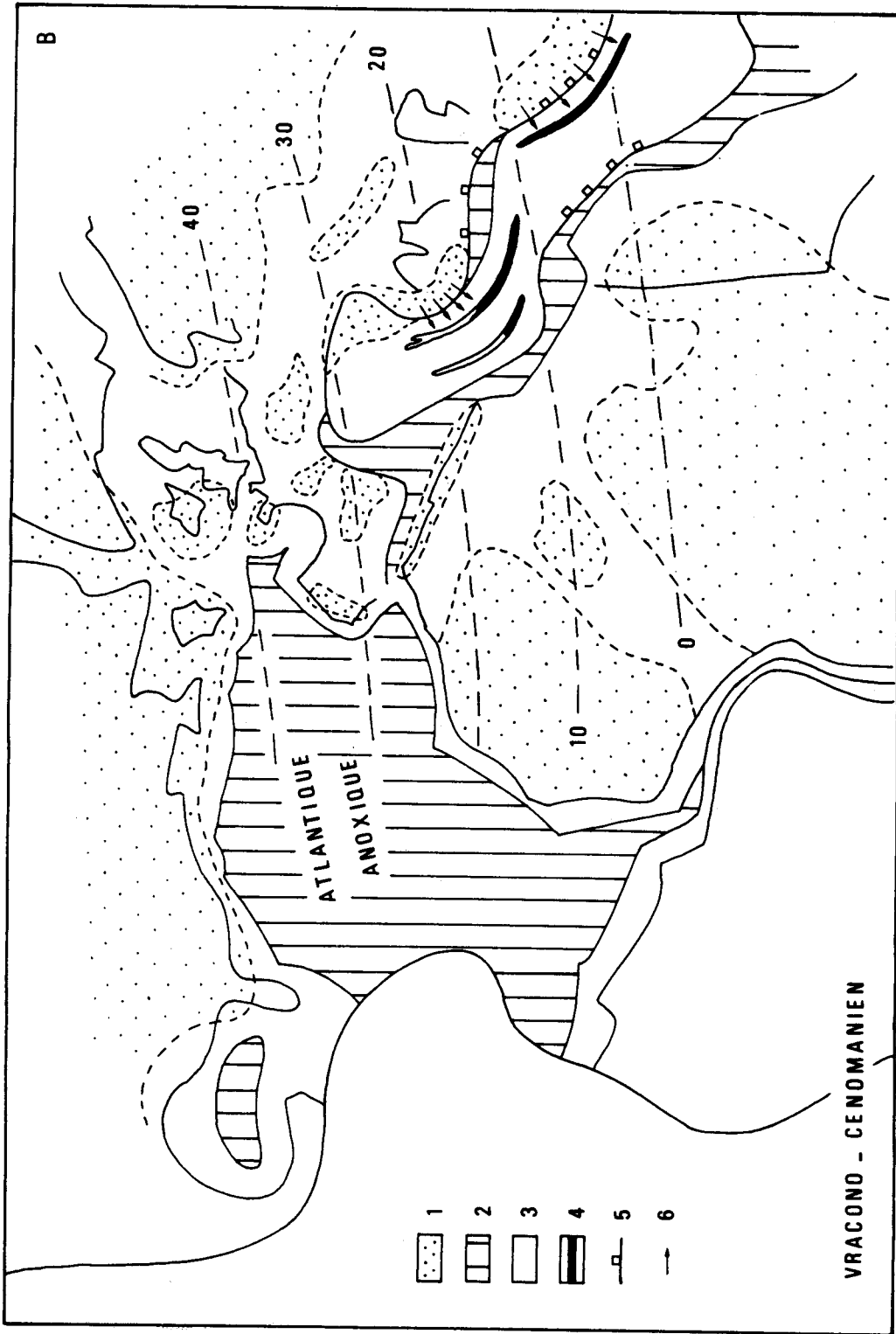
Fig. 361 A.- Carte paléogéographique de l'hémisphère nord et circulation océanique générale de surface au Crétacé inférieur d'après Stevens (1980). Figurés identiques à ceux de la figure 359 B.

Fig. 361 B.- Carte paléogéographique du domaine alpin méditerranéen au Vracono-Cénomannien.

- 1. Continents. - 2. Domaines océaniques. - 3. Domaines marins épicontinentaux. - 4. Zone de dépôt de radiolarites. - 5. Zone de subduction. - 6. Apports détritiques.

La répartition des continents, océans et domaines épicontinentaux est tirée de Bijou-Duval, 1980).





315  
1112

Le second facteur serait la géométrie apparemment très variable du paléofront de la nappe des Ophiolites. En effet la richesse du Premier Flysch en débris de roches vertes et de radiolarites (Aubouin, 1959 ; Seidel, 1968 ; Bonneau et Maillot, in Aubouin et coll., 1970 ; Maillot, 1973 ; Caron, 1975) implique une origine interne du matériel détritique de ce Premier Flysch, puisque les lithofaciès précités n'existent pas dans les zones plus externes que le Pinde.

La répartition en Messénie des lithofaciès d'âge Crétacé supérieur (fig. 350 C) illustre assez bien ce propos.

On y observe en effet un domaine externe D (fig. 350 C) démunie de tout faciès gréseux comme le prouve la datation directe des Radiolarites (Thiébaud et coll., 1981) dont la sédimentation est continue du Vracono-Cénomaniens au Coniacien inférieur. Les régions plus internes E (fig. 350 C) possèdent elles un Premier Flysch bien développé d'âge Albien - Sénonien inférieur : régions de Kalamata, du Mt Ithome, d'Andritsaina et de Dimitsana (Terry, 1969 ; Maillot, 1970 ; Thiébaud et coll., 1981).

Si l'on tente de tracer une limite F séparant les domaines sans Premier Flysch et ceux avec Premier Flysch on constate qu'elle est certainement oblique sur les directions structurales et en particulier sur le front du Pinde, front d'érosion sans signification paléogéographique (fig. 350 C). Il est donc vraisemblable que le domaine pindique de Koroni (D) se trouvait en relief par rapport au domaine E (Mt Ithome - Dimitsana) piège en creux (Aubouin, 1959) protégeant A de l'invasion terrigène.

Les directions de courants mesurées par Piper et Pe-Piper (1980) matérialiseraient donc les directions de courants tractifs responsables de l'épandage du matériel terrigène à l'intérieur du domaine E.

L'hypothèse d'une origine externe du matériel détritique du Premier Flysch (Piper et Pe-Piper, 1980) paraît par conséquent très peu vraisemblable et non conforme aux faits d'observation.

#### IV. DU MAESTRICHTIEN À L'ÉOCÈNE MOYEN : COMPLEMENT ET FIN DE L'HISTOIRE SÉDIMENTAIRE DU SILLON DU PINDE-OLONOS

Au Maestrichtien, une nouvelle arrivée terrigène matérialise une nouvelle phase glyptogénétique affectant les zones plus internes que le Pinde. Ce matériel terrigène s'additionne tout d'abord à la sédimentation pélagique des Calcaires en Plaquettes pour donner les Couches de Passage au Flysch (Aubouin, 1959). Ces Couches de Passage au Flysch sont dans le Pinde de Koroni d'âge Maestrichtien - Paléocène. Elles sont pauvres en grès, ce qui confirme l'analyse qu'en a faite Fleury (1980).

Le flysch franc s'installe au Paléocène, son sommet n'est pas daté en Péloponnèse méridional.

En Péloponnèse septentrional le Paléocène et l'Ilerdien inférieur y sont datés (Dercourt, 1964).

En Grèce continentale, les datations les plus récentes sont le Lutétien terminal (Pinde oriental - Lecanu , 1976) et le Priabonien (Pinde septentrional - Desprairies, 1977).

Le dépôt du flysch pindique marque la phase de comblement du sillon du Pinde-Olonos.

L'épaisseur de ce flysch semble très importante dans le domaine interne du Pinde d'Étolie (Celet, 1962 ; Beck, 1975 - 1980). Mais cette grande épaisseur apparente du flysch du Pinde étolique ne s'accompagne que d'une subsidence apparemment (?) modérée (1000 m de flysch - 0,350 km de subsidence tectonique réelle) de la plate-forme parnassienne qui jouxte ce Pinde étolique à l'intérieur. C'est pourquoi il me paraît délicat d'envisager pour ce phénomène une explication comparable à celle que j'ai proposée (étirement lithosphérique local) pour rendre compte de la très forte épaisseur du flysch oligocène de la sous-zone ionienne interne. Car dans le cas de la sous-zone ionienne interne le dépôt d'un flysch très épais (6,500 km - I.G.R.S. et I.F.P., 1966) était synchrone d'une très forte et très brutale subsidence (3,000 km de flysch - 1,000 km environ de subsidence tectonique réelle) de la plate-forme de Gavrovo immédiatement plus interne.

Par conséquent si un étirement lithosphérique local affecte la partie interne du sillon du Pinde-Olonos, il doit être très modeste, la grande épaisseur du flysch pouvant s'expliquer aisément par le comblement d'un creux important existant préalablement à l'invasion terrigène.

Le dépôt de ce flysch pindique tertiaire marque la fin de l'histoire sédimentaire du sillon du Pinde-Olonos qui va, postérieurement à un certain Eocène, subir une intense tectonisation et être charrié sur la zone de Gavrovo-Tripolitza et la sous-zone ionienne interne.





## TROISIEME CHAPITRE

### TECTONIQUE

La série du Pinde-Olonos est totalement allochtone en Péloponnèse et forme une vaste nappe de couverture pelliculaire. Ce fait ayant été proposé dès 1903 par Cayeux, puis démontré par Blumenthal (1933) et confirmé depuis (Dercourt, 1964), je ne reviendrai pas ici sur ce concept classique désormais dans les Hellénides externes.

Je m'attacherai seulement comme Dercourt (1964) à montrer que cette nappe peut se subdiviser du point de vue structural en deux domaines : un domaine des écaillés externes et un domaine arcadien interne.

Mais alors que ces domaines se développent largement en Péloponnèse septentrional, leurs affleurements sont beaucoup plus discrets en Péloponnèse méridional.

Le domaine des écaillés est réduit (cf. fig. 324) à une mince bande affleurant de Koroni au Sud jusqu'à Metamorfosis au Nord, village au delà duquel ce domaine s'élargit fortement entre les monts de Kyparissia à l'Ouest (Mansy, 1969, 1971) et le mont Ithome à l'Est (Terry, 1969) situés en dehors de la région étudiée dans cet ouvrage.

Quant au domaine arcadien, c'est lui qui devrait théoriquement affleurer le plus largement en Péloponnèse méridional. Mais par suite de l'érosion importante induite par les très fortes surrections génératrices des monts Taygète et Parnon, il est réduit à quelques klippe, la plupart uniquement formées de calcaires en plaquettes et par conséquent très rébarbatives.

Les renseignements apportés ici seront donc fragmentaires, mais susceptibles malgré tout d'éclairer le mode de mise en place du Pinde-Olonos.

#### I. LES ÉCAILLES PINDIQUES DE LA PRESQU'ÎLE DE KORONI

Le découpage en écaillés du matériel pindique de la presqu'île de Koroni est connu depuis de nombreuses années. Il est figuré nettement sur la carte au 1/500 000 de Grèce de Renz et coll. (1955). Fytrolakis (1971) en a repris la cartographie.

Il faut tout d'abord souligner que la morphologie de cette presqu'île est peu favorable à l'étude des structures du Pinde qui la constitue pour partie. Elle a subi en effet une phase de pénéplanation (d'âge Miocène supérieur ? - Dufaure, 1975) qui n'a respecté que le mont Lykodimo. L'absence de dénivellations importantes rend souvent difficile l'interprétation des contacts. Mais de plus, cette pénéplanation a été suivie d'une submersion au cours du Pliocène supérieur, discordant, masquant sur de grandes surfaces les écaillés pindiques.

Malgré ces handicaps il est possible d'observer un certain nombre de traits généraux (fig. 362, 363).

C'est tout d'abord l'intense découpage en écaillés étroites, les plus larges ne dépassant pas 2,5 km à l'affleurement. Le matériel formant les écaillés est quelquefois nettement plissé (fig. 363, coupe I, VI et VII), le caractère isoclinal de ces plis (Fleury, 1980) étant ici plus ou moins apparent. Mais dans la plupart des cas, ces écaillés sont formées par des séries globalement monoclinales affectées par des plis dysharmoniques.

Les coupes de la fig. 363 montrent enfin que les plans limitant à la base ces écaillés n'ont pas tous le même pendage. La majorité de ces plans a un pendage oriental (conforme à la vergence générale du charriage pindique) et biseaute assez souvent les séries sous-jacentes.

D'autres au contraire ont un pendage occidental. Leur interprétation est délicate. Il est tentant de les interpréter comme des accidents antérieurs aux contacts qui les recoupent et comme un héritage d'une première phase de structuration.

Mais la variation très rapide du pendage (occidental puis oriental) d'un même contact (cf. contact immédiatement à l'Est de Bubukaki et Mathia, coupe I et III, fig. 363) plaide plutôt pour une genèse tardive. Il s'agirait d'anciens contacts à pendage oriental, déformés postérieurement à leur genèse lors d'une phase ultime de mise en place, de serrage, par suite du bourrage ou du fluage des niveaux incompetants (radiolarites et flysch).

La vision en carte (fig. 362) fait apparaître enfin l'existence d'assez nombreux accidents verticaux transversaux. Ces accidents interrompant souvent la continuité longitudinale des écaillés sont syntectoniques. La plupart d'entre-eux se prolongeant dans l'autochtone relatif, il s'agit sans doute d'accidents contemporains de la phase ultime de mise en place des écaillés pindiques sur leur autochtone relatif.

En résumé on retrouve dans les écaillés pindiques les traits caractéristiques de la nappe du Pinde : nappe issue d'un décollement de couverture.

En effet le soubassement antétriasique n'affleure jamais dans les écaillés pindiques (Aubouin, 1961). Proportionnelle apparemment à l'épaisseur de la couverture pindique, la dimension des plis est faible et interdit d'y engager des terrains antétriasiques (Aubouin, 1961).

L'épaisseur très faible de la nappe pindique, qui apparaît clairement ici, interdit la transmission des poussées à l'intérieur de celle-ci.

Cette difficulté de la transmission des poussées, associée à ce décollement de couverture seront évidemment les facteurs minimums lors de l'élaboration du modèle de mise en place de la nappe du Pinde.

---

Fig. 362.- Carte géologique de la presqu'île de Koroni.

1. Néogène discordant - Série du Pinde-Olonos : 2. Flysch paléocène et Couches de Passage, 3. Calcaires en Plaquettes, 4. Radiolarites, 5. Calcaires de Drimos et Pérites de Kasteli - Formation de Paleochora : 6. Série de Gavrovo : 7. Flysch, 8. Conglomérats à galets pindiques, 9. Calcaires indifférenciés - 10. Failles - 11. Contacts stratigraphiques - 12. Chevauchements.

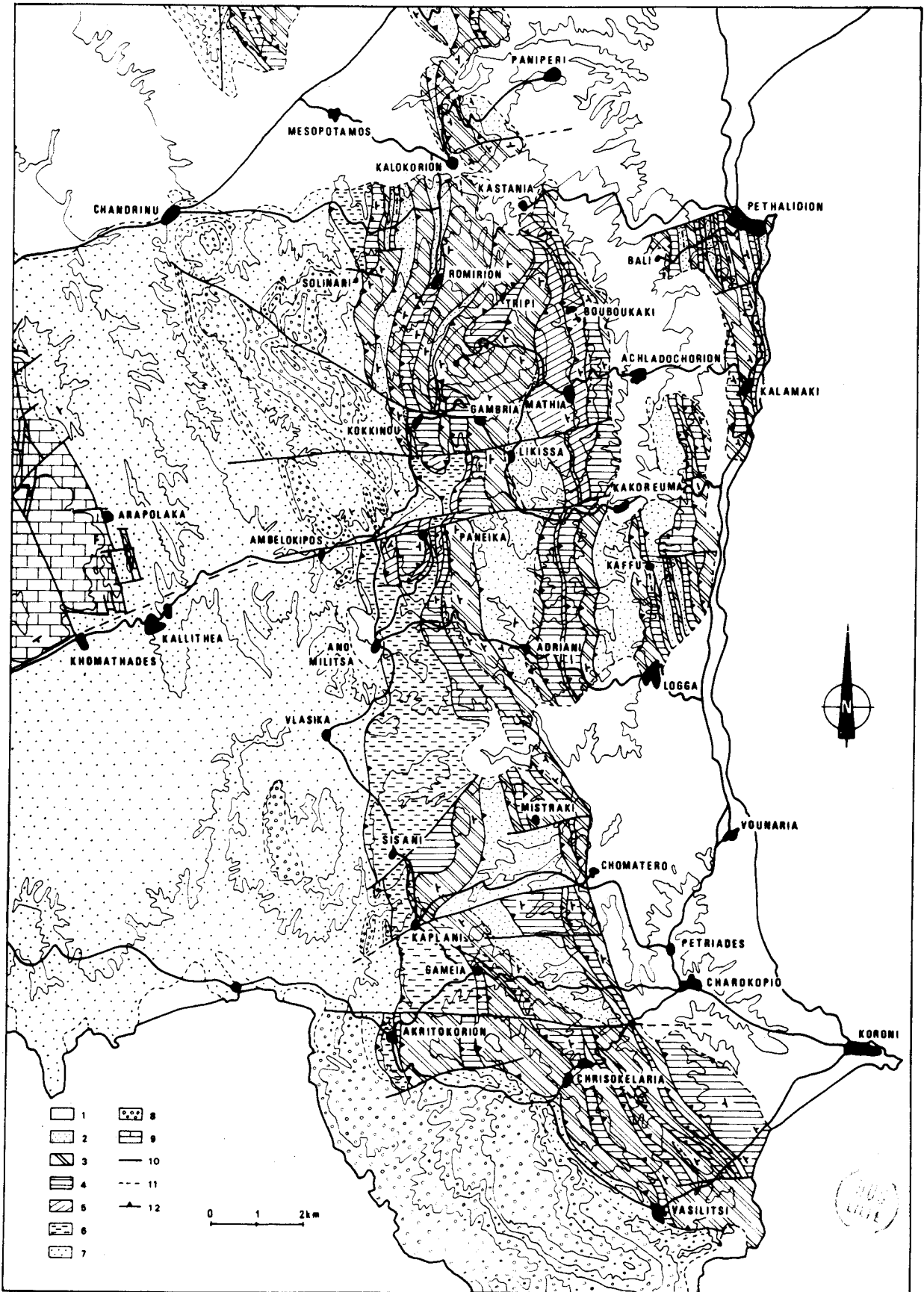


FIG. 362

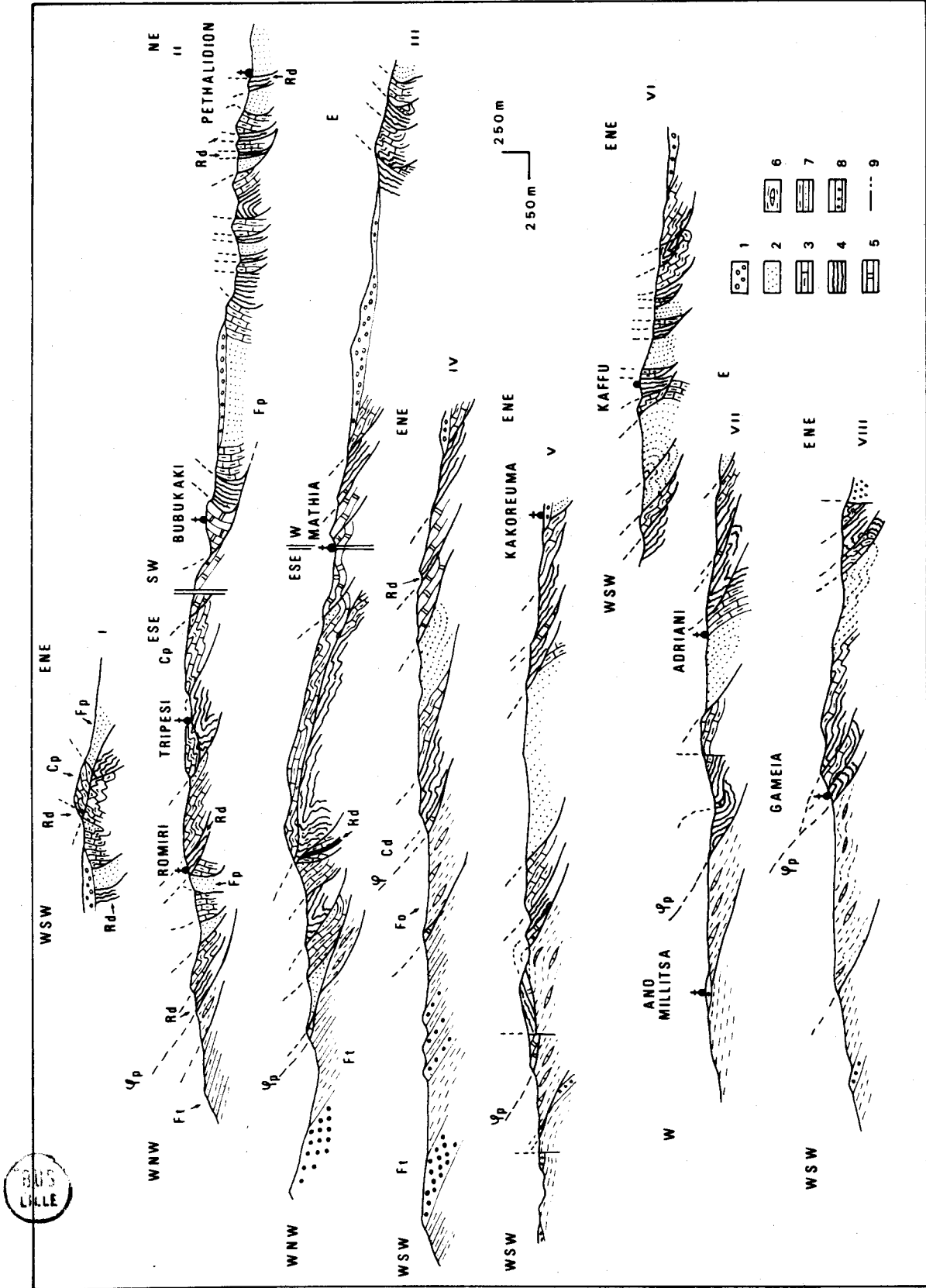


Fig. 363.- Coupes à travers les écaillés pindiques de la presqu'île de Koroni.

1. Néogène discordant - Série du Pinde-Olonos ; 2. Flysch paléocène et Couches de Passage, 3. Calcaires en Plaquettes, 4. Radiolarites, 5. Calcaires de Drimos et Pélites de Kastell - Formation de Paleochora ; 6. Série de Gavrovo ; 7. Flysch, 8. Conglomérats à galets pindiques. - 9. Contacts anormaux.

## II. LES KLIPPES DU PINDE ARCADIEN

J'ai déjà indiqué, en introduction de cette partie, que la définition du domaine arcadien était structurale.

L'opposition entre la zone des écaillés et le domaine arcadien proviendrait d'une modification du niveau de décollement ayant affecté la série du Pinde-Olonos.

Dans la zone des écaillés, le niveau majeur de décollement correspondrait au Détritique triasique, dans le domaine arcadien il correspondrait aux Marnes Rouges à Radiolaires. En fait, la plupart des klippes arcadiennes sont très pauvres en lithofaciès et sont presque uniquement formées de calcaires en plaquettes. Il est par conséquent difficile d'y déceler des structures.

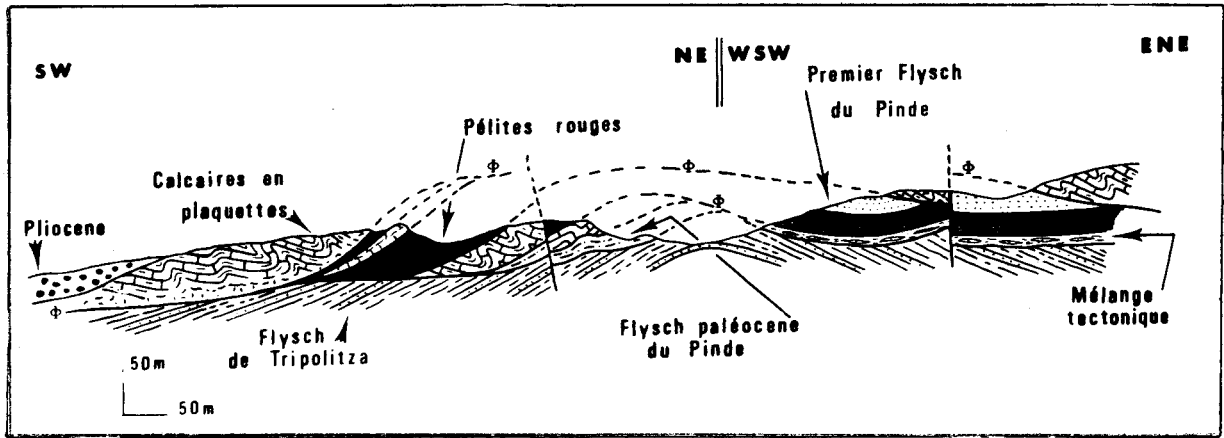


Fig. 364.- Coupe à travers les klippes pindiques à l'Est de Kalamata (cf. carte fig. 342).

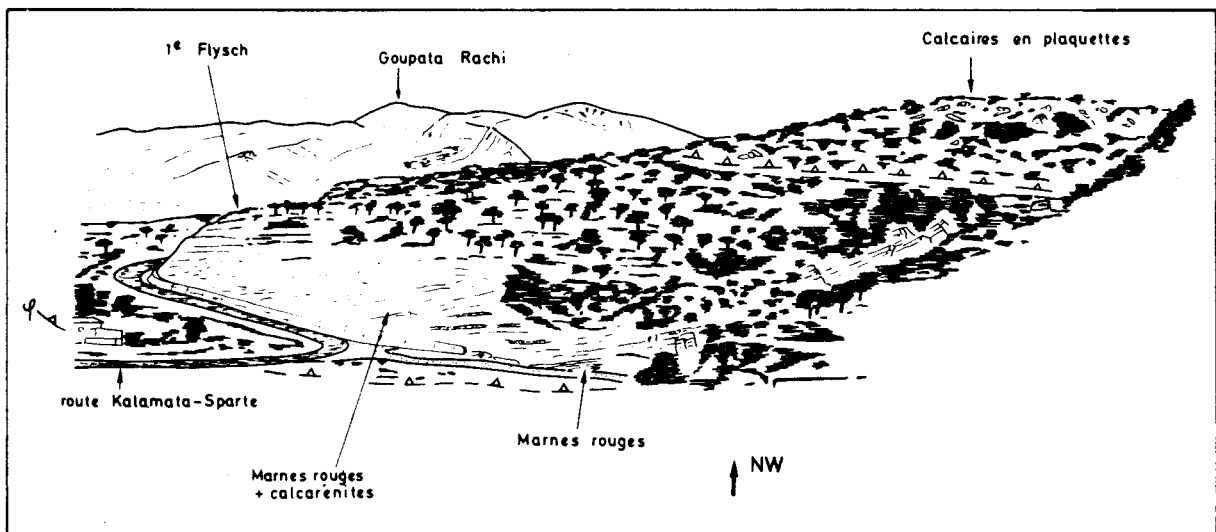


Fig. 365.- Panorama sur l'une des klippes pindiques à l'Est de Kalamata, montrant le biseutage sommitale des Marnes Rouges à radiolaires et du Premier Flysch par la surface de base chevauchante des Calcaires en Plaquettes.

Lorsque la variété des lithofaciès est suffisante, cette structure apparaît très complexe. Il s'agit (fig. 364 et 365) d'une imbrication d'écaillés affectées par un biseautage sommital ou basal très net (fig. 364).

En Péloponnèse méridional, le Pinde arcadien n'apparaît donc pas comme un domaine structuralement plus simple que celui des écaillés. Il est d'ailleurs vraisemblable que la simplicité de la Table d'Arcadie (Péloponnèse septentrional - Dercourt, 1964) ne soit qu'apparente et corresponde à un vaste empilement d'écaillés formées presque exclusivement de calcaires en plaquettes.

**SIXIEME PARTIE**

**INTERPRETATION  
GEODYNAMIQUE**





# INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

## PREMIER CHAPITRE

### EVOLUTION ANTETECTONIQUE

L'étude stratigraphique, paléogéographique et structurale de chaque zone isopique ayant été présentée, il est possible de tenter maintenant une synthèse de l'évolution géodynamique de cette portion des Hellénides externes.

Je diviserai l'évolution géodynamique en deux périodes :

- la première précédant la structuration des zones étudiées ;
- la seconde correspondant à cette structuration qui se poursuit encore de nos jours.

#### I. LE CHOIX D'UN MODÈLE : TETHYS, MÉSOGÉE ET PLAQUE APULIENNE

Cette première période de l'histoire des Hellénides externes, précédant leur structuration correspond à la naissance et à l'individualisation des différentes zones isopiques qui constituent ces Hellénides externes.

Ce phénomène paléogéographique considérable ne peut s'interpréter que dans le cadre d'un modèle global de l'évolution géodynamique des Dinarides et Hellénides et même du domaine alpin au sens large.

La conception d'un tel modèle dépasse largement le cadre de l'étude régionale que j'ai menée. Mon rôle se borne donc ici à choisir parmi les modèles proposés celui qui me semble le plus apte à rendre compte des faits observés.

Depuis la formulation de l'hypothèse de la tectonique des plaques (Mc Kenzie et Parker, 1967 ; Morgan, 1968 ; Le Pichon, 1968) de nombreux modèles ont été proposés pour interpréter l'évolution des Hellénides : Dercourt (1970, 1972, 1973), Smith (1971), Hsü (1971), Bernoulli et Laubscher (1972), Aubouin (1974), Hynes et coll. (1972), Bocalletti et coll. (1974), Bernoulli et Jenkins (1974), Mercier et coll. (1975), Channel et Horvath (1976), Biju Duval et coll. (1976, 1977), Katsikatsos et coll. (1976), Jacobshagen et coll. (1976, 1978), Jones et coll. in Fantinet (1977), Aubouin et coll. (1979), Vergely (1979), Jacobshagen (1979), Altherr et Seidel (1979), Channel et coll. (1979), Fleury (1980) et d'Argenio et coll. (1980).

Seul le modèle de Biju Duval et coll. (1976, 1977) me semble présenter une bonne adéquation avec l'ensemble des observations dans les Hellénides externes.

Ce modèle est original par le fait qu'il admet du Trias au Jurassique la naissance de deux domaines océaniques séparés par un domaine cratonique : l'Apulie.

Né au cours du Trias le premier domaine océanique, la Téthys, ou la branche nord de celle-ci, séparerait l'Apulie de l'Europe. Le second la Mésogée (que je qualifierai ici de mésozoïque) naîtrait au cours du Jurassique et s'étendrait entre l'Apulie et l'Afrique.

L'existence de l'océan téthysien, proposée dès 1970 par Dercourt, semble acceptée par tous les auteurs. La seule interrogation qui domine concerne la subdivision possible de cette aire océanique en deux océans (Paléotéthys et Néotéthys) par un continent cimmérien durant le Trias supérieur - Lias inférieur (Celal Sengör et coll., 1980).

Par contre, fondée essentiellement sur des arguments géophysiques indirects, l'existence d'une Mésogée mésozoïque est encore très discutée.

Par exemple Channell et coll. (1979), d'Argenio et coll. (1980) la réfutent sur des arguments là encore géophysiques. Mais quelle que soit la valeur (discutable) des données utilisées, leur argumentation fondée essentiellement sur le paléomagnétisme n'interdit pas tout déplacement relatif de l'Afrique et de l'Apulie. Elle n'interdit pas par exemple un déplacement isolatitudinal de l'Apulie vis à vis de l'Afrique, ces deux blocs conservant la même attitude. D'ailleurs les cartes proposées par Biju-Duval et coll. (1977) rendent cette dernière hypothèse tout à fait plausible.

Or l'existence de la Mésogée mésozoïque se trouve aujourd'hui confortée par les travaux de Ginsburg et coll. (1979) ; Ginsburg et Folkman (1980), Cita et coll. (1980). Les premiers auteurs cités (Ginsburg et coll. 1979 ; Ginsburg et Folkman (1980) ont en effet démontré l'existence d'un amincissement crustal très important sous l'aire comprise entre la Mer Morte et la Méditerranée orientale. Ils interprètent cette zone comme la marge fossile du continent arabe, au contact d'un domaine à croûte océanique ou intermédiaire qui serait donc la Mésogée mésozoïque.

Cita et coll (1980) ont pour leur part étudié l'escarpement de Malte. La répartition des faciès de l'Albien dans cette région, les évolutions paléobathymétriques à partir des faciès campaniens impliquent selon eux l'existence dès cette époque d'une mer profonde à l'emplacement actuel du bassin ionien. Cette mer profonde serait évidemment la Mésogée mésozoïque.

Le choix du modèle de Biju Duval et coll. (1976, 1977) me paraissant justifié, je distinguerai dans l'histoire des Hellénides externes précédant leur structuration trois périodes :

- la première du Carbonifère au Trias supérieur est avant tout dominée par une glyptogénèse consécutive elle-même d'une orogénèse hercynienne ;
- la seconde du Trias moyen au Jurassique supérieur correspond à l'individualisation de la marge sud-téthysienne (Trias moyen à supérieur) puis de la marge nord-mésogéenne (Lias supérieur à Jurassique supérieur) ;
- la troisième du Crétacé inférieur à l'Eocène moyen est une période de quiescence dans les Hellénides externes marquée par une subsidence générale.

## II. LA GLYPTOGENÈSE TRIASICO-PALÉOZOÏQUE

Pour cette période il faut tout d'abord remarquer que nos connaissances restent fragmentaires, des terrains triasico-paléozoïques n'étant connus que dans la zone de Gavrovo-Tripolizza et dans la zone de l'Ida (zone ionienne ou de Paxos-Zanthe en Crète) (Epting et coll., 1972 ; Bonneau, 1973).

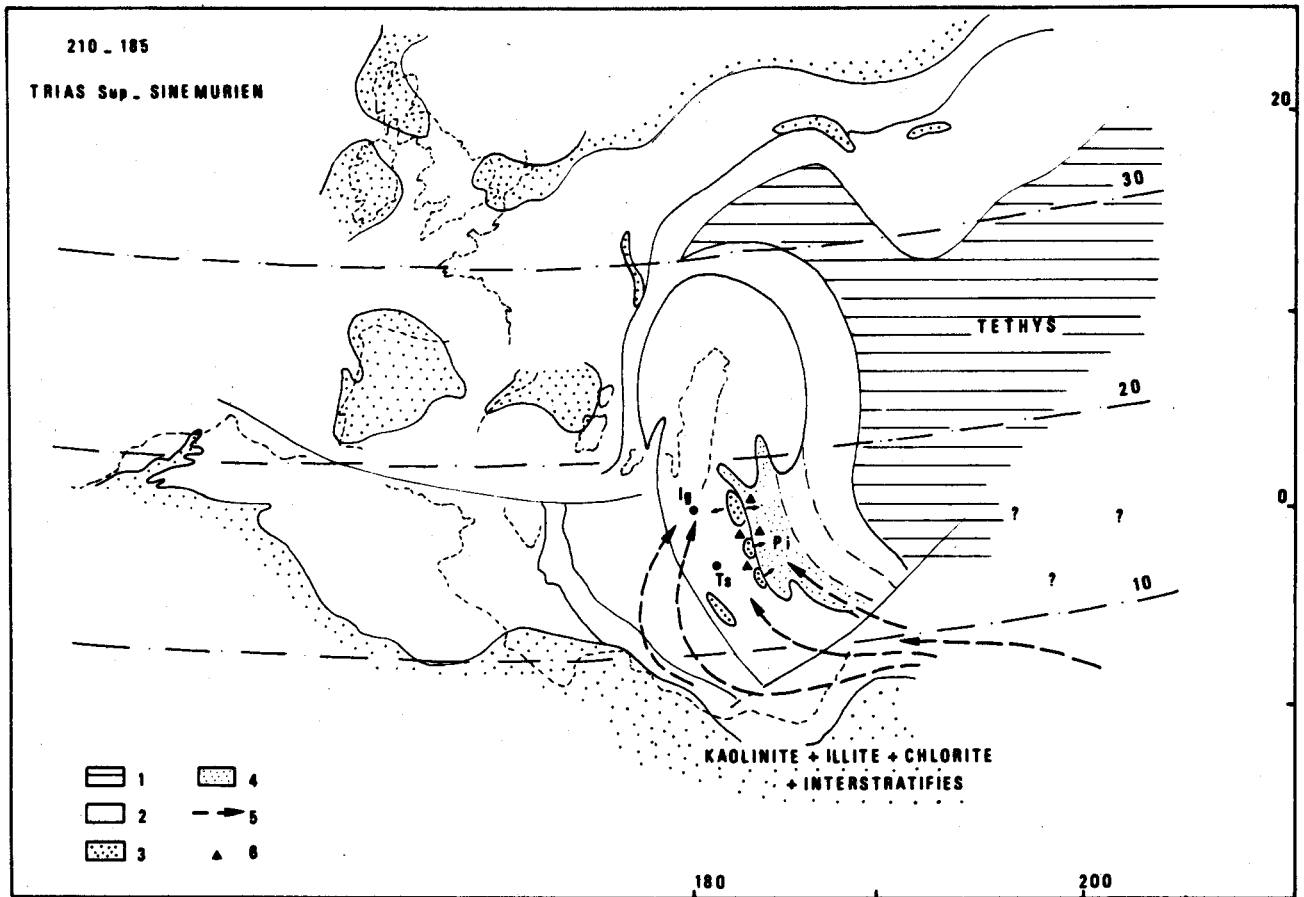


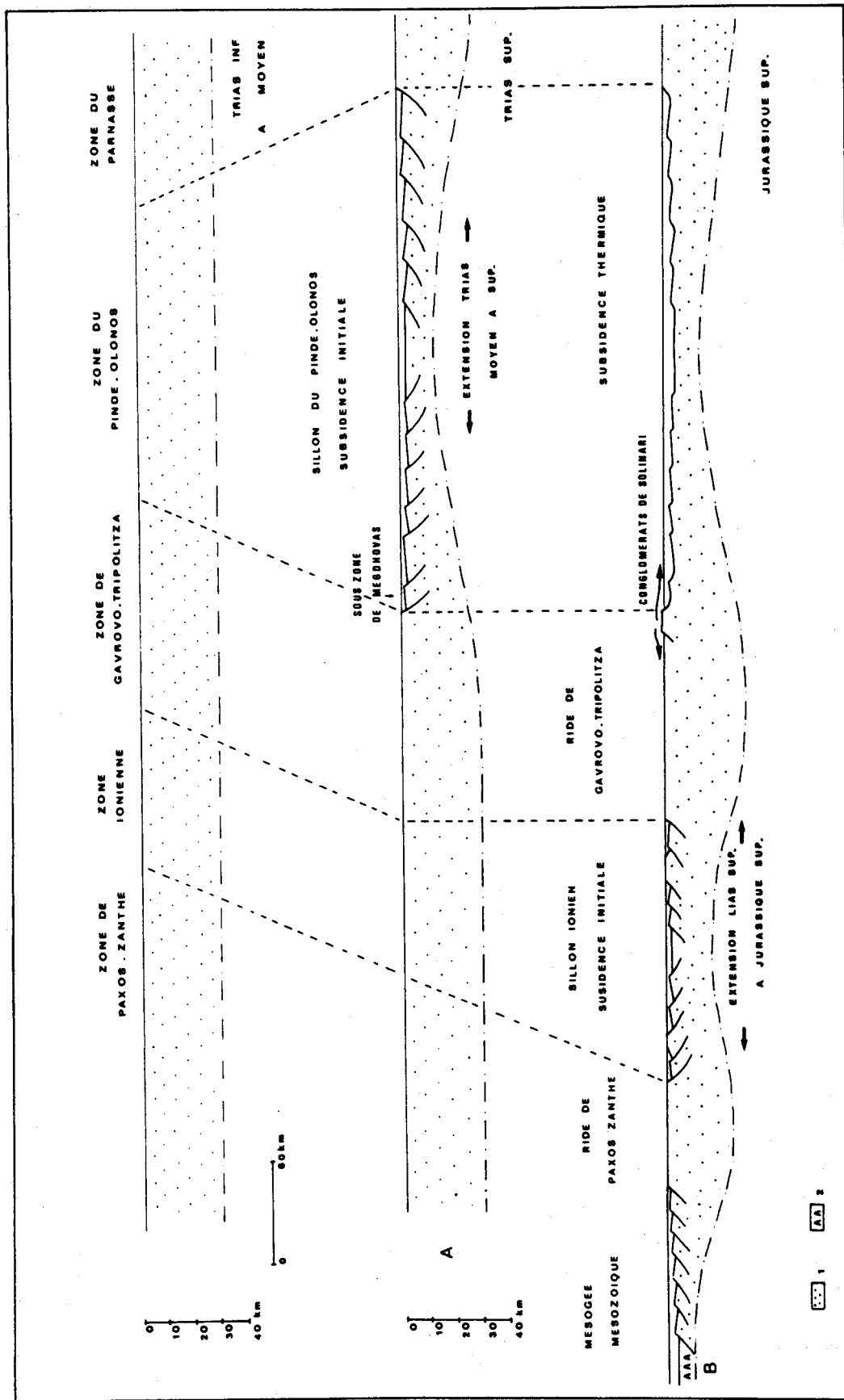
Fig. 366.- Carte paléogéographique du domaine alpin occidental au Trias supérieur d'après Biju-Duval et coll. (1977). (Pour les figurés voir fig. 75 et 76).

Dans ces deux zones, la sédimentation est avant tout terrigène, composée de sédiments détritiques le plus souvent matures, pouvant être grossiers. La granulométrie de certains conglomérats (série calcaro-détritique de Molai, nappe intermédiaire des Phyllades, "Sisses formation" de la zone de l'Ida, Epting et coll., 1972) impliquerait une alimentation peu éloignée des zones de sédimentation.

J'ai déjà indiqué lors de l'étude du Trias de la zone de Gavrovo-Tripolitza (chapitre II, 4<sup>ème</sup> partie) que cette alimentation était vraisemblablement externe à partir de reliefs nés lors de l'orogénèse hercynienne comme l'attesteraient certaines écailles de socle de la série de Gavrovo-Tripolitza (cf. annexe 2, chapitre I, 3<sup>ème</sup> partie). Cette alimentation pourrait être aussi africaine, l'Apulie étant durant cette période proche de l'Afrique (fig. 366).

### III. LA NAISSANCE DES MARGES TETHYSIENNE ET MÉSOGÉENNE (TRIAS MOYEN - JURASSIQUE SUPÉRIEUR)

Le Trias moyen et supérieur est le théâtre d'une première révolution paléogéographique qui voit naître l'océan téthysien (Dercourt, 1970 ; Argyriadis, 1975). Une partie du domaine apulien



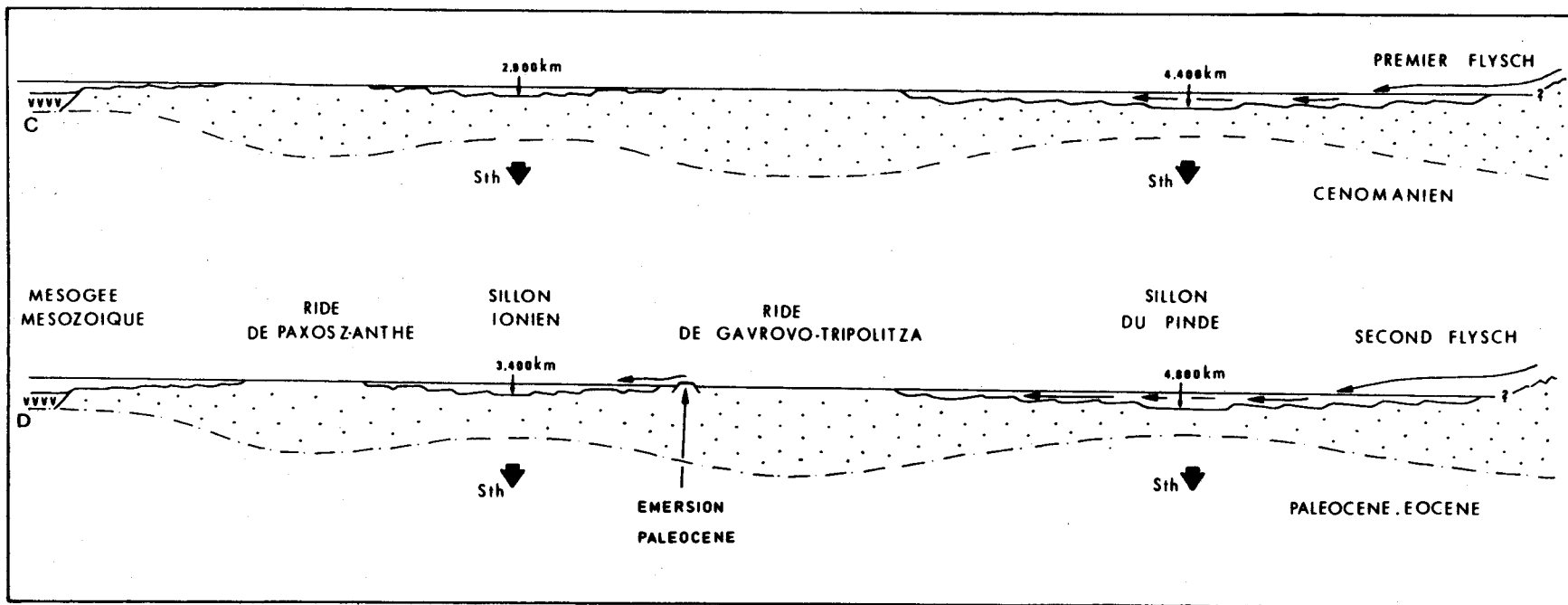


Fig. 367.- Coupes palinspatiques des hellénides externes au : Trias moyen, Trias supérieur (A), Jurassique supérieur (B), Crétacé supérieur (C) et Eocène inférieur (D).



joue alors le rôle de marge sud-téthysienne et subit un amincissement lithosphérique (cf. chapitre II, 5<sup>ème</sup> partie) très important au niveau du domaine pindique qui s'individualise alors en un sillon profond séparé de l'océan téthysien par la ride pélagono-parnassienne (fig. 367 B). Le reste du domaine apulien ne subit aucune modification et forme une vaste plate-forme néritique (zone de Gavrovo-Tripolitza + zone ionienne + zone de Paxos-Zanthe).

Dans les séries de cette plate-forme le passage Trias-Jurassique est le plus souvent mal discernable n'étant pas marqué par un changement de sédimentation. Cette remarque est aussi valable du côté africain (Busson et Burolet, 1973).

Cette vaste plate-forme va se fragmenter au cours de la révolution paléogéographique liasique qui voit naître la Mésogée mésozoïque (Biju Duval et coll., 1976, 1977) et le sillon ionien (fig. 367 C) là encore par étirement lithosphérique (cf. chapitre II, 2<sup>ème</sup> partie) de la nouvelle marge nord-mésogéenne (Dercourt et Thiébaud, 1979).

La plaque apulienne est désormais individualisée.

La fin de cette période est marquée par la destruction d'une partie de la branche nord de la Téthys lors de l'orogénèse fini-jurassique-éocène (Mercier, 1968). Cette phase orogénique aboutit à l'obduction d'une partie de la croûte océanique téthysienne sur la marge sud-téthysienne (Dercourt, 1970 ; Dercourt et coll. 1977). Les zones externes ne subissent que des effets indirects : faible épirogenèse locale (cf. Pinde de Koroni, chapitre I et II, 5<sup>ème</sup> partie), crise sédimentaire du Tithonique - Berriasien (dépot des Calcaires à Calpionelles, chapitre II, 5<sup>ème</sup> partie), passées arénacées dans le Pinde (Mpodolis Marin, 1977 ; Lyberis, 1978 ; Fleury, 1980).

#### IV. LA PÉRIODE DE QUIESCENCE (CRÉTACÉ À ÉOCÈNE MOYEN)

La période suivante (Crétacé à Eocène moyen) est une phase de quiescence et de subsidence générale, subsidence thermique lente et régulière aboutissant à l'approfondissement maximum des sillons pindique et ionien (fig. 367 C et D).

Cette vacuité du sillon pindique (Aubouin, 1959) lui permet d'être un réceptacle et d'intercepter (Barrière en creux d'Aubouin, 1959) les sédiments terrigènes (Premier et Second flysch du Pinde - Aubouin, 1959) provenant des zones internes tectonisées aux époques correspondantes. A ce propos, il est important de noter que le problème de cette tectonisation des

des zones internes et plus particulièrement de la plate-forme pélagono-jurassienne n'a pas été abordé ici faute d'information. En effet cette zone pélagono-parnassienne n'affleure pas en Péloponnèse méridional. Quant à la sous-zone de Gavrovo, elle se singularise par une accélération de sa subsidence au Crétacé supérieur. Ce phénomène est le premier indice d'un découplage entre la lithosphère de la sous-zone de Gavrovo et celle de la sous-zone de Tripolitza. Par contre durant le Paléocène et l'Eocène inférieur à moyen, l'ensemble de la zone de Gavrovo-Tripolitza est marqué par des épirogenèses locales.

## DEUXIEME CHAPITRE

### TECTONISATION

La tectonisation des zones externes des Hellénides débute vraisemblablement après l'Eocène moyen. Mais avant d'en aborder le détail en Péloponnèse méridional, je vais rappeler tout d'abord l'architecture de l'édifice structural qu'elles composent. Puis j'essayerai, en élargissant mon champ d'investigation à la Grèce continentale et à l'Albanie, de préciser le cadre temporel de cette tectonisation. Je tenterai enfin de déterminer le ou les mécanismes (charriage, sous-charriage, subduction par exemple) qui ont provoqué la genèse d'un tel bâti structural. Ces prémices me permettront alors de proposer un modèle de l'évolution géodynamique des zones externes de l'Eocène supérieur à l'actuel.

#### I. PRINCIPALES UNITÉS STRUCTURALES ET ZONES ISOPIQUES DANS LES HELLÉNIDES EXTERNES DU PÉLOPONNÈSE MÉRIDIONAL

Les parties précédentes de cet ouvrage m'ont permis de mettre en évidence les unités structurales suivantes de l'extérieur vers l'intérieur et de bas en haut : (pour chacune de ces unités, j'indiquerai les âges les plus anciens et les plus récents bornant en Péloponnèse la série stratigraphique correspondante).

A. LA ZONE DE PAXOS-ZANTHE (fig. 368), autochtone relatif (Jurassique supérieur, sondage Filiatra 1 - B.P., 1971 - Miocène ?, Magne, Thiébault, 1980), chevauché par la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque et probablement par le parautochtone ionien (Thiébault, 1980).

B. LA ZONE IONIENNE (fig. 368) à laquelle je rattacherai :

1. Un parautochtone marmoréen (Trias, Oligocène - Bizon et Thiébault, 1973 ; Thiébault, 1977, 1978, 1979) affleurant en fenêtres dans les massifs du Taygète et du Parnon.

2. La nappe de métaflysch ionien (Lekkas, 1980) ou nappe inférieure des Phyllades (Oligocène - Lekkas, 1980) totalement allochtone sur le parautochtone marmoréen précédent. Elle est issue d'une diverticulation probable de la sous-zone ionienne interne. Elle présenterait en outre des imbrications précoces de matériel triasico-paléozoïque appartenant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza.

C. LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA (fig. 369) diverticulée en trois nappes : (de bas en haut)

1. LA NAPPE INTERMEDIAIRE DES PHYLLADES (Carbonifère, Trias - Thiébault, 1981).

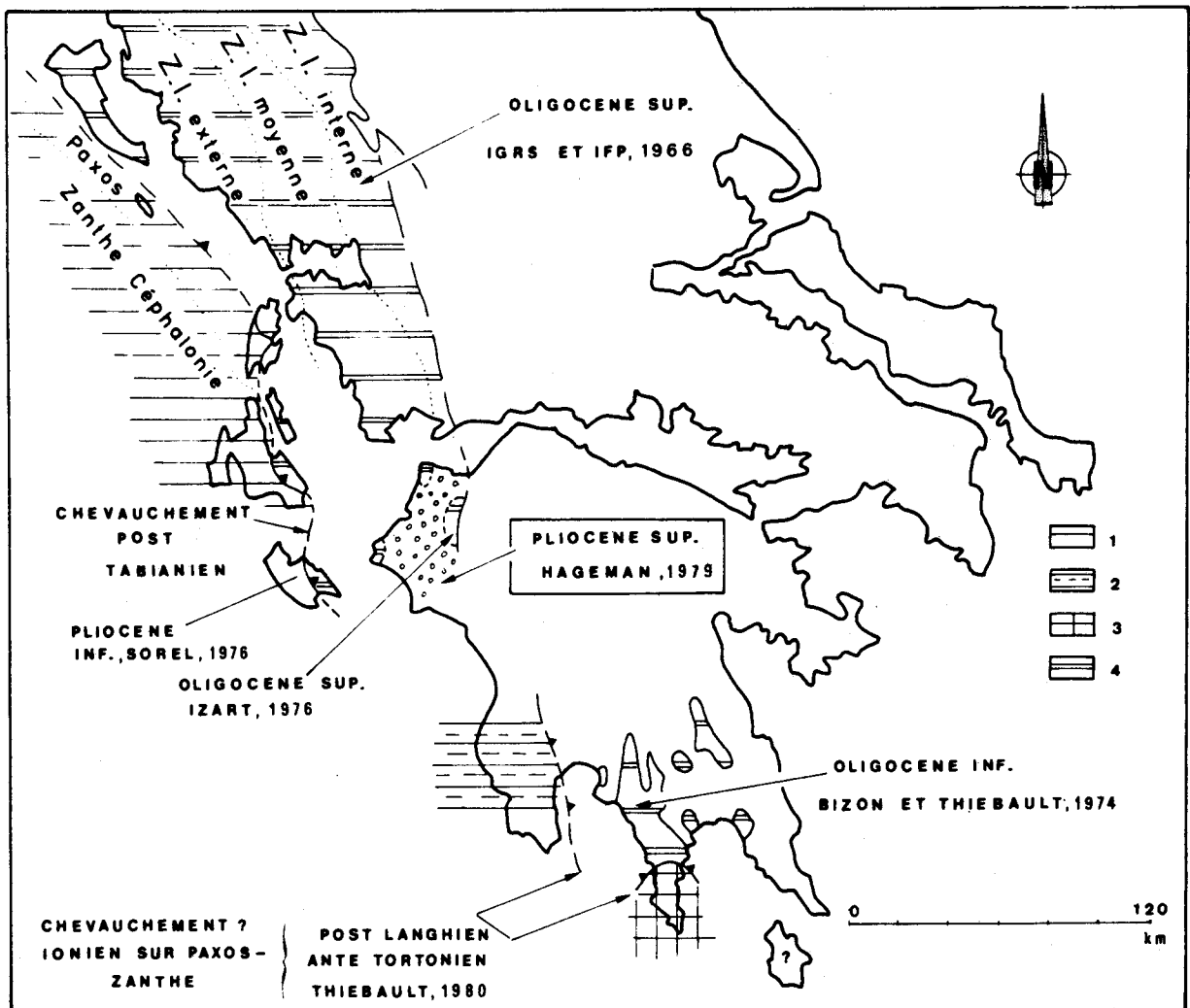


Fig. 368.- Age des dépôts concordants les plus récents de la série ionienne (Ages non encadrés) et âge des dépôts néogènes discordants les plus anciens (Ages encadrés).

1. Zone de Paxos-Zante. - 2. Zone de Paxos-Zante connue par sondage. - 3. Séries maniotes attribuées à la zone de Paxos-Zante. - 4. Zone ionienne.

## 2. LA NAPPE SUPERIEURE DES PHYLLADES (Trias , Thiébault, 1981).

3. LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MESO-CENOZOIQUE à l'intérieur de laquelle on distingue :

a) à l'extérieur la série de Gavrovo, d'abord carbonatée (Crétacé supérieur - Priabonien supérieur - Phillipson, 1890 ; Aubouin et Dercourt, 1963 ; Fleury et coll., 1979 ; Fleury, 1980), puis à faciès flysch (Oligocène inférieur à supérieur - Aubouin et Dercourt, 1963 ; Kowalczyk et coll., 1977 ; Fleury et coll., 1979 ; Fleury, 1980).

b) à l'intérieur la série de Tripolitza, carbonatée du Trias au Priabonien (Phillipson, 1892 ; Blumenthal, 1933 ; Dercourt, 1964 ; Tataris et Marangoudakis, 1966 ; Thiébault, 1973 ; Tsaila-Monopolis, 1977 ; Fleury, 1980), puis à faciès flysch du Priabonien supérieur à l'Aquitainien supérieur (Fleury et Tsoflias, 1972 ; Thiébault, 1973 ; Kowalczyk et coll., 1977 ; Fleury, 1980).



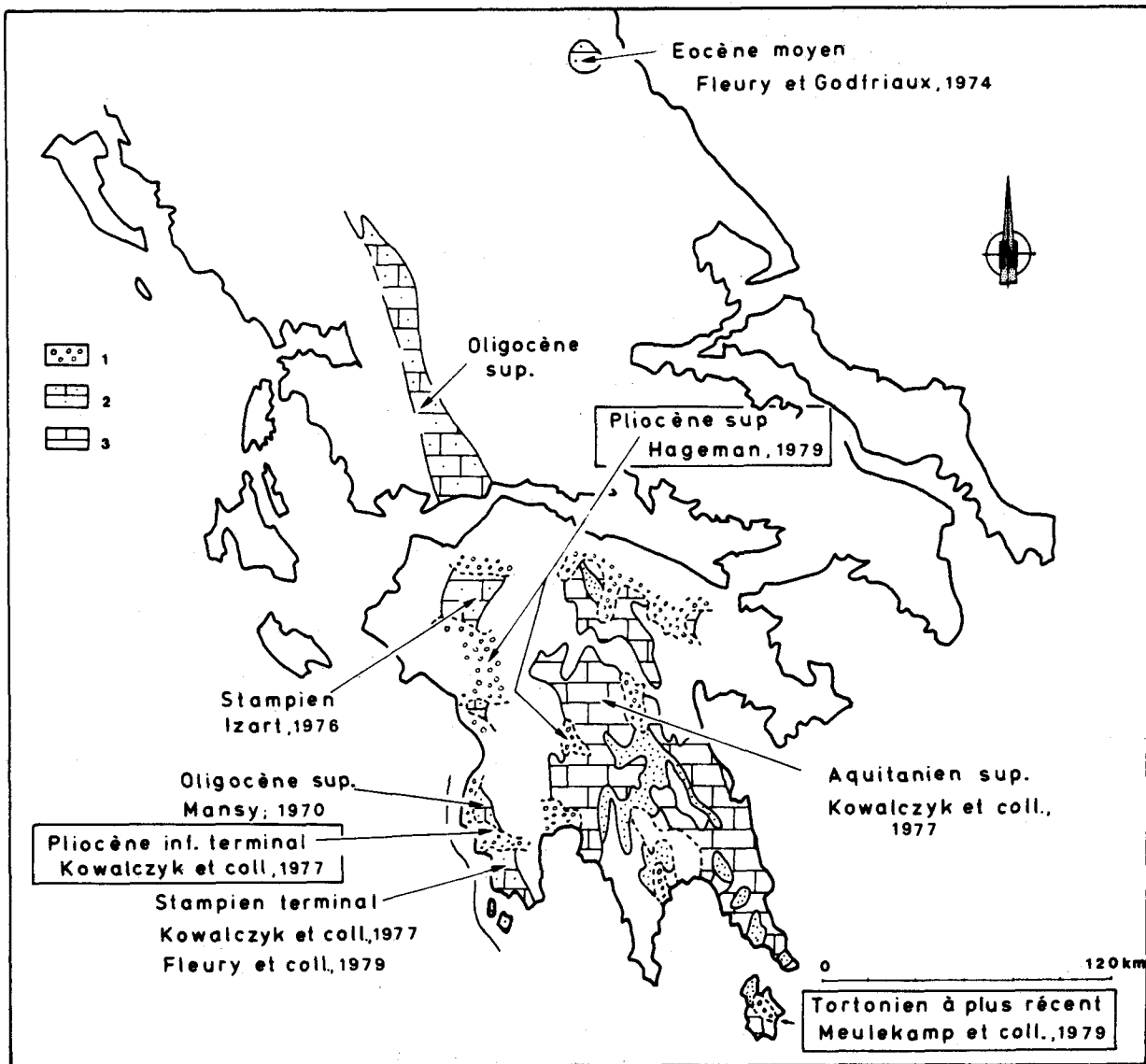


Fig. 369.- Age des dépôts concordants les plus récents de la série de Gavrovo-Tripolitza (Ages non encadrés).

1. Néogène discordant. - 2. Sous-zone de Gavrovo. - 3. Sous-zone de Tripolitza.

D. LA NAPPE DU PINDE-OLONOS (fig. 369) dont la couverture sédimentaire (Trias supérieur - Eocène - bibliographie in Fleury, 1980) est partout décollée (le niveau de décollement le plus fréquent étant le Trias) et totalement allochtone, reposant le plus souvent sur la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque mais parfois directement sur les Phyllades sl. (Lekkas, 1977)

## II. CALENDRIER DES PHASES TECTOROGÉNIQUES AYANT AFFECTÉ LES HELLENIDES EXTERNES.

Ce calendrier est fondé essentiellement : (1) sur l'âge des sédiments les plus récents reconnus dans chacune des unités isopiques tectonisées, (2) sur l'âge des formations discordantes. C'est ainsi que j'ai pu montrer que la structuration de nappe du Pinde-Olonos était polyphasée. La mise en place de cette nappe débiterait durant l'Eocène supérieur, marquerait un temps d'arrêt à l'Oligocène et se terminerai après l'Aquitaniens supérieur.

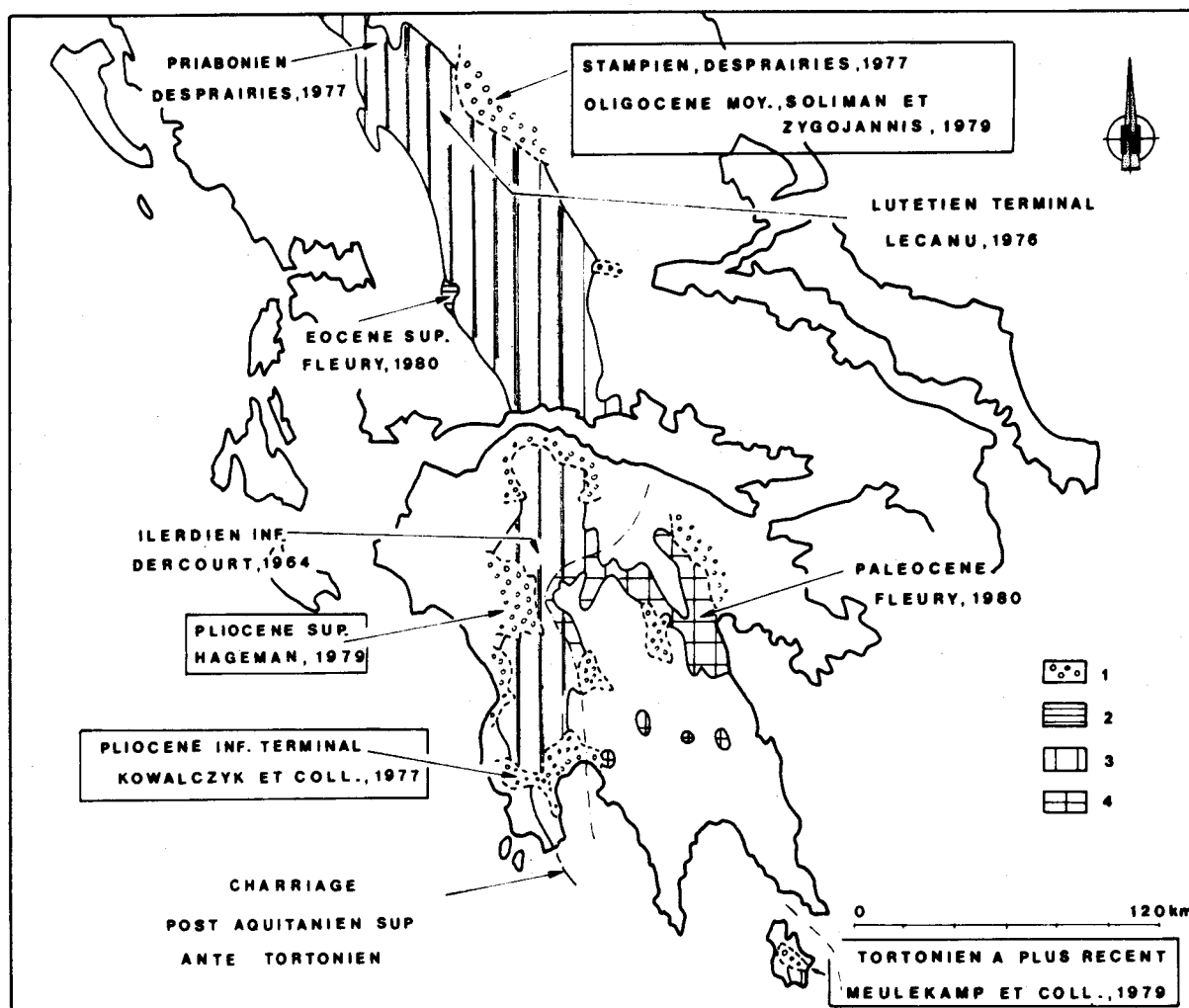


Fig. 370.- Age des dépôts concordants les plus récents de la série du Pinde-Olonos (Ages non encadrés) et âge des dépôts discordants (Ages encadrés).

1. Dépôts discordants tertiaires. - 2. Zone de Meghdovas. - 3. Zone du Pinde-Olonos (Domaine des écaillies). - 4. Zone du Pinde-Olonos (Domaine de la table d'Arcadie).

Le chevauchement de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque débiterait à l'Aquitainien inférieur.

Quant au chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos-Zanthe, il est nécessairement postérieur à un certain Miocène (Intra-Helvétien ?).

L'édifice structural péloponnésien étant recouvert par des dépôts discordants dont les plus anciens sont datés d'un Pliocène inférieur terminal (plus récent que la biozone à *Globorotalia margaritae* - Kowalczyk et coll., 1977), les grands charriages étaient terminés au Pliocène inférieur.

L'existence dans les îles de Cythère et d'Anticythère de molasses d'âge Tortonien inférieur implique même une mise en place définitive des nappes antétortonienne. Mais l'absence en Péloponnèse de terrains discordants d'âge compris entre l'Eocène moyen et le Tortonien interdit de préciser davantage. Pour pallier cette difficulté je vais étendre mon champ d'investigation à la Grèce continentale et à l'Albanie où de telles molasses existent.

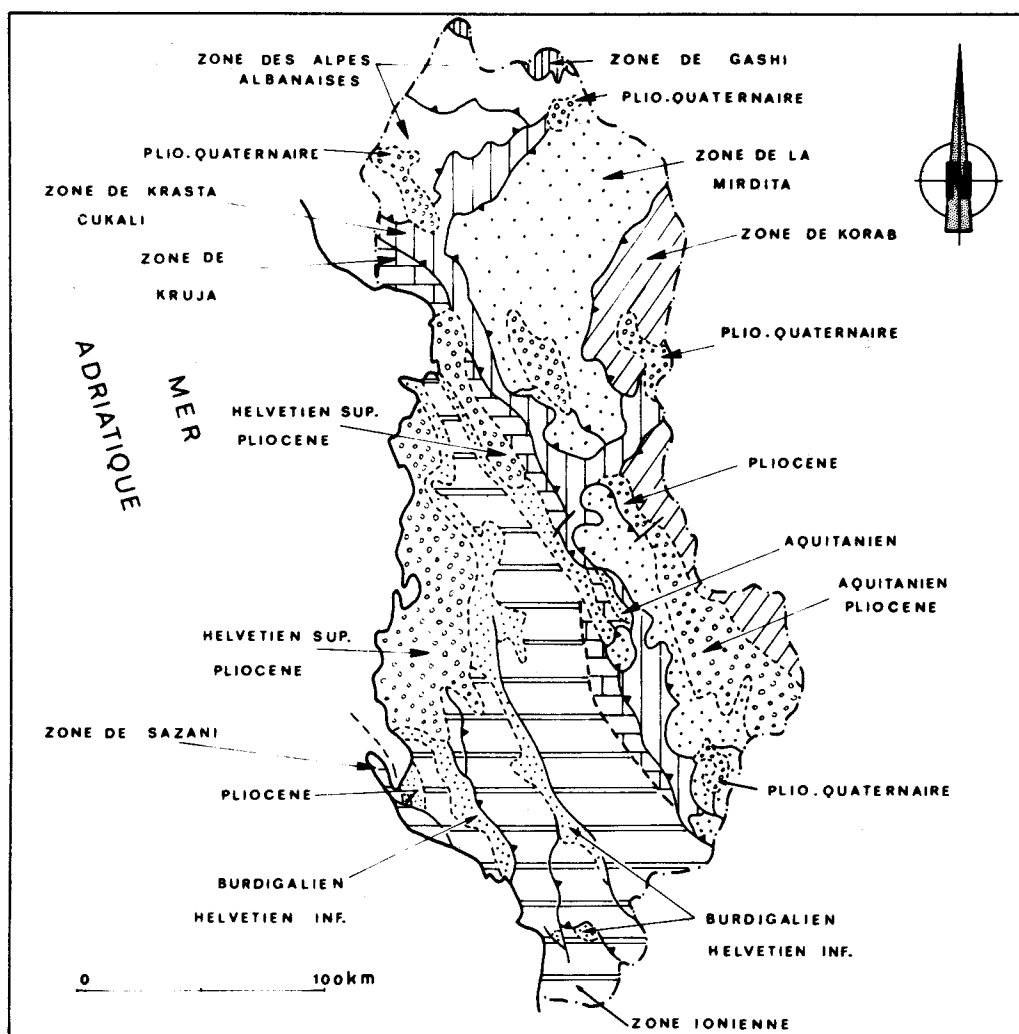


Fig. 371.- Carte structurale des Albanides et âge des dépôts discordants, d'après Papa (1970).

Ainsi la figure 370 montre qu'en Grèce continentale le chevauchement des zones internes sur la nappe du Pinde est définitivement scellé par des molasses du sillon méso-hellénique débutant à un certain Stampien (Desprairies, 1977), que Soliman et Zygojannis (1979) qualifient d'Oligocène moyen. Ce fait interdit à priori tout charriage post-stampien des zones internes vers l'extérieur.

Mais la figure 371 prouve que cette affirmation est propre à la Grèce continentale et ne peut pas être étendue, même à un domaine aussi proche que les Albanides. En Albanie (Papa, 1970) en effet, la mise en place définitive de la nappe des roches vertes jusque sur la zone de Gavrovo est postérieure à l'Aquitanién (au sens de Bizon, 1977 = Oligocène 3 - Miocène inférieur 1 de Fleury, 1980) et peut-être même à l'Helvétien inférieur. De ceci nous retiendrons qu'il n'existe ni "cylindrisme" ni homologie à priori entre les calendriers de phases tectoniques ayant affecté des portions d'orogène pourtant voisines.

Quant aux zones de Gavrovo, ionienne et de Paxos-Zanthe leur calendrier de déformation est bien connu.

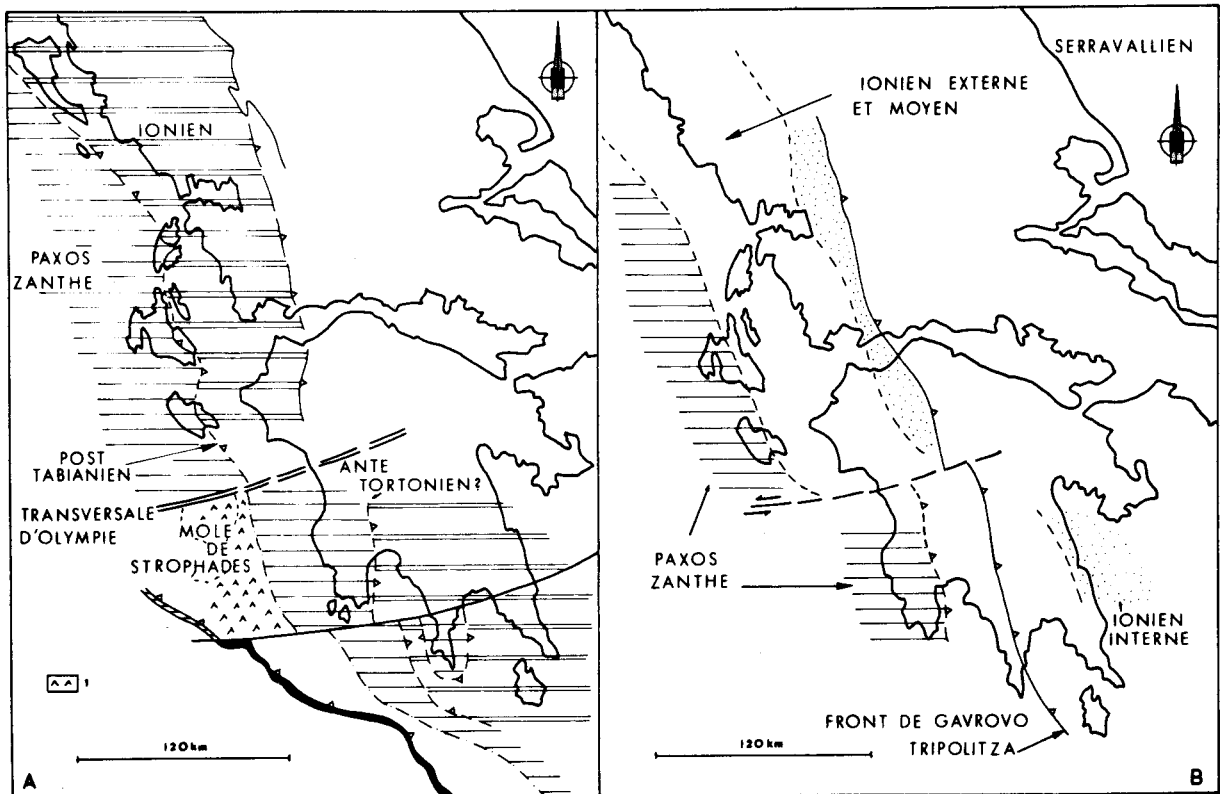


Fig. 372 A.- Rôle de la transversale d'Olympe (définie par Lyberis et Bizon, 1981) dans la répartition géographique actuelle des zones ionienne et de Paxos-Zanthe.

Fig. 372 B.- Carte palinspatique des zones ionienne et de Paxos-Zanthe au Serravallien.

Les sous-zones de Gavrovo et ionienne interne subissent une première phase de déformation à la limite Oligocène supérieur (= Oligocène 2 de Fleury, 1980) - Aquitaniens (I.G.R.S. et I.F.P. 1966 ; Papa, 1970). L'ensemble de la zone ionienne est tectonisé à la fin de l'Aquitaniens (I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ; Fleury, 1980). La phase tectonique majeure structurant définitivement la zone ionienne est postérieure au Burdigalien = Miocène inférieur 2 de Fleury (1980) (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) ou plus précisément intrahelvétique (Papa, 1970).

Quant à la zone de Paxos-Zanthe, elle n'est chevauchée par la zone ionienne que tardivement, après le Tabianien (Pliocène inférieur) (Sorel, 1976 ; Mercier et coll., 1979). Contrairement aux données précédentes, cette dernière information n'est pas extrapolable au Péloponnèse méridional où tous les grands charriages sont terminés avant le Tortonien inférieur. Cette différence n'est pas sans signification ni importance comme nous allons le voir.

### III. REFLEXIONS SUR LES MECANISMES DE GENÈSE DU BÂTI STRUCTURAL PÉLOPONNÉSIE

Tout en matérialisant l'hétérochronie des charriages Ionien sur Paxos Zanthe entre les îles ioniennes et le Péloponnèse méridional, la figure 372 A fait apparaître une caractéristique importante de l'organisation actuelle de ces zones.

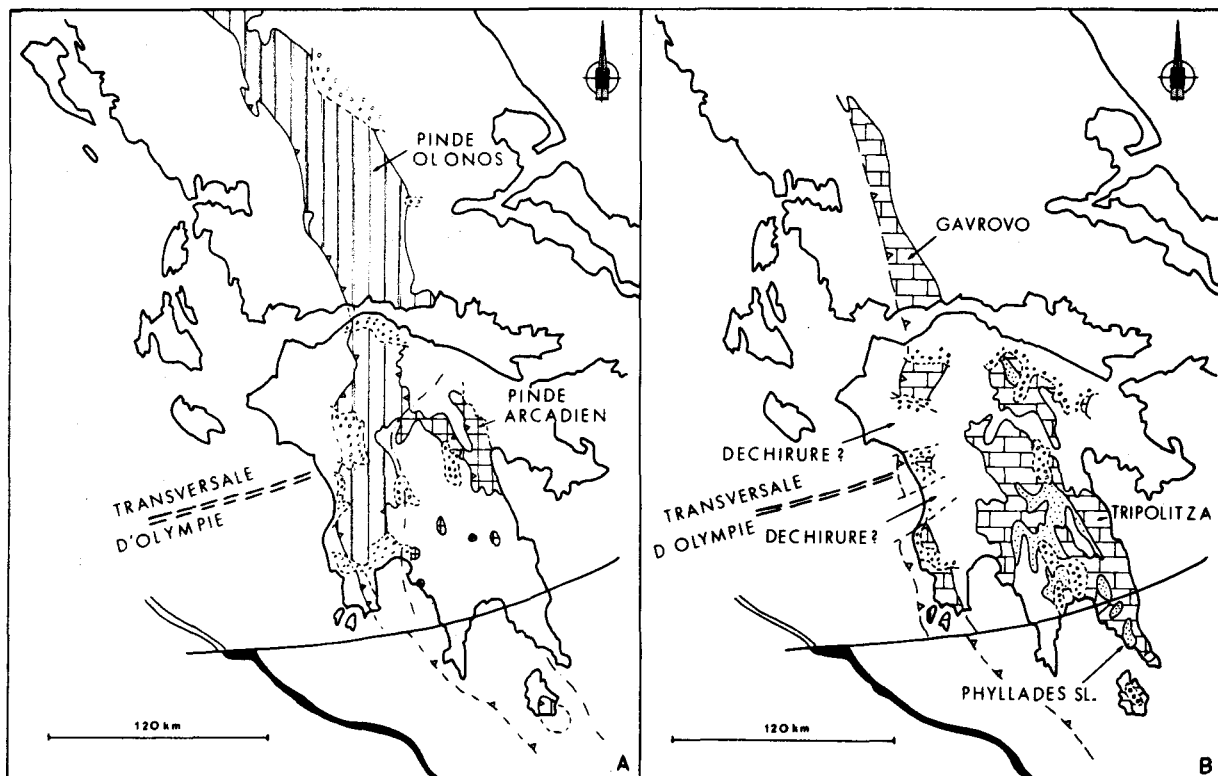


Fig. 373 A et B.- La transversale d'Olympe n'affecte pas la répartition géographique actuelle des affleurements de la zone du Pindé-Olonos (A) et de la zone de Gavrovo-Tripolitza (B).

On y observe en effet au sud de Zante un arrêt brutal de la zone de Paxos Zante qui viendrait (Lyberis et Bizon, 1981) buter contre les séries interprétées comme évaporitiques du mole de Strophades (Le Quellec, 1979), interprété lui-même comme une zone d'accumulation tectonique de sédiments de la mer ionienne, comme cela a été proposé au sud de la Crète (Le Pichon et coll., 1979 - 1980).

La ligne de contact entre zone de Paxos - Zante et évaporites correspondrait selon Lyberis et Bizon (1981) à un accident néotectonique transverse majeur qu'ils ont appelé la transversale d'Olympe.

Or cette transversale n'apparaît pas seulement comme un accident néotectonique.

Elle marque en effet en allant du nord vers le sud, un décalage brutal vers l'Est des zones ionienne et de Paxos-Zante (fig. 372 A). Elle marquerait en outre un changement important de l'âge du charriage de la zone ionienne sur la zone de Paxos-Zante.

La reconstitution palinspatique de ces zones à l'Helvétien supérieur (fig. 372 B) montre qu'il est possible d'interpréter cette transversale comme un décrochement senestre autorisant le sous-charriage de la zone de Paxos-Zante vers le sud, ou bien une zone d'enracinement axial dont la géométrie serait celle d'un sous-charriage.

Il est donc possible d'interpréter la transversale d'Olympe comme un trait néotectonique hérité d'une phase de sous-charriage miocène d'une partie de la zone de Paxos-Zante sous la

zone ionienne. L'important décalage vers l'Est de la zone ionienne péloponnésienne permet de suggérer que le même phénomène a dû commander la structuration de la zone ionienne.

Par contre les figures 373 A et B montrent que cette transversale d'Olympie n'apparaît en aucune manière au niveau des nappes de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde. Cette observation suggère une structuration polyphasée avec :

- (1) tectonisation des zones ioniennes et de Paxos-Zanthe par sous-charriage guidé par le paléodécrochement de la transversale d'Olympie.
- (2) mise en place de l'ensemble déjà structuré de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque supportant son allochtone pindique sur les zones ioniennes et de Paxos Zanthe.

Or la figure 373 A fait apparaître au front de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque d'importantes déchirures qui confèrent aux massifs de la sous-zone de Gavrovo (Skolis, Lapithos, Filiatra et Pylos) une disposition en grains de chapelet. Cette fragmentation apparente peut s'interpréter grâce à des déchirures radiales provoquées par l'augmentation de périmètre d'une nappe charriée de manière centrifuge selon un front arqué (Aubouin, 1961). Cette hypothèse permettrait en outre d'expliquer sans complications excessives le repos direct et local de la nappe du Pinde sur les Phyllades sl. En effet, le charriage selon un front arqué de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque avec son allochtone pindique provoquerait une augmentation de périmètre et de surface de base, et par voie de conséquence la naissance (fig. 374) de cisaillements concavo-convexes par extension. Ces cisaillements expliqueraient le chevauchement direct du Pinde sur les Phyllades sous-jacentes mais aussi le biseautage basal ou sommital très net de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque, biseautage qui accompagne toujours le chevauchement direct du Pinde sur les Phyllades (Lekkas, 1977).

En conclusion les faits rapportés précédemment militent en faveur d'une tectorogénèse des zones externes péloponnésiennes polyphasée et provoquée par la succession d'une ou de phases de sous-charriage et d'une phase de charriage (Thiébault, 1981).

Je vais tenter de développer maintenant ce modèle qui doit beaucoup à la notion de subduction bloquée (Mattauer et Proust, 1980) d'une part et aux propos sur l'orogénèse d'Aubouin (1961) d'autre part.

Ce modèle sera illustré par un ensemble de coupes et de cartes palinspatiques. L'élaboration des cartes s'est révélée beaucoup plus délicate que celle des coupes. Il m'a paru, malgré tout, intéressant de tenter cette expérience, en avertissant le lecteur que :

- ces cartes ont été dressées après le tracé des coupes, qui ont servi, par conséquent, de référence ;
- ces cartes matérialisent le passage d'une région (Grèce continentale) où un sous-charriage très important de la zone de Gavrovo-Tripolitza est nécessaire (Fenêtre de l'Olympe - Godfriaux, 1968) à une région où j'admets un blocage de ce sous-charriage. Il en résulte la nécessité d'une discontinuité transverse au niveau du front des zones internes, discontinuité que j'ai placée, comme l'avait fait Fleury (1980), au niveau du futur golfe de Corinthe

- ce blocage du sous-charriage de la zone de Gavrovo-Tripolitza entraîne une verticalisation du contact de cette zone avec les internides. Ce redressement expliquerait l'influence minimale de l'érosion plioquaternaire sur l'emplacement du front des zones internes en Péloponnèse

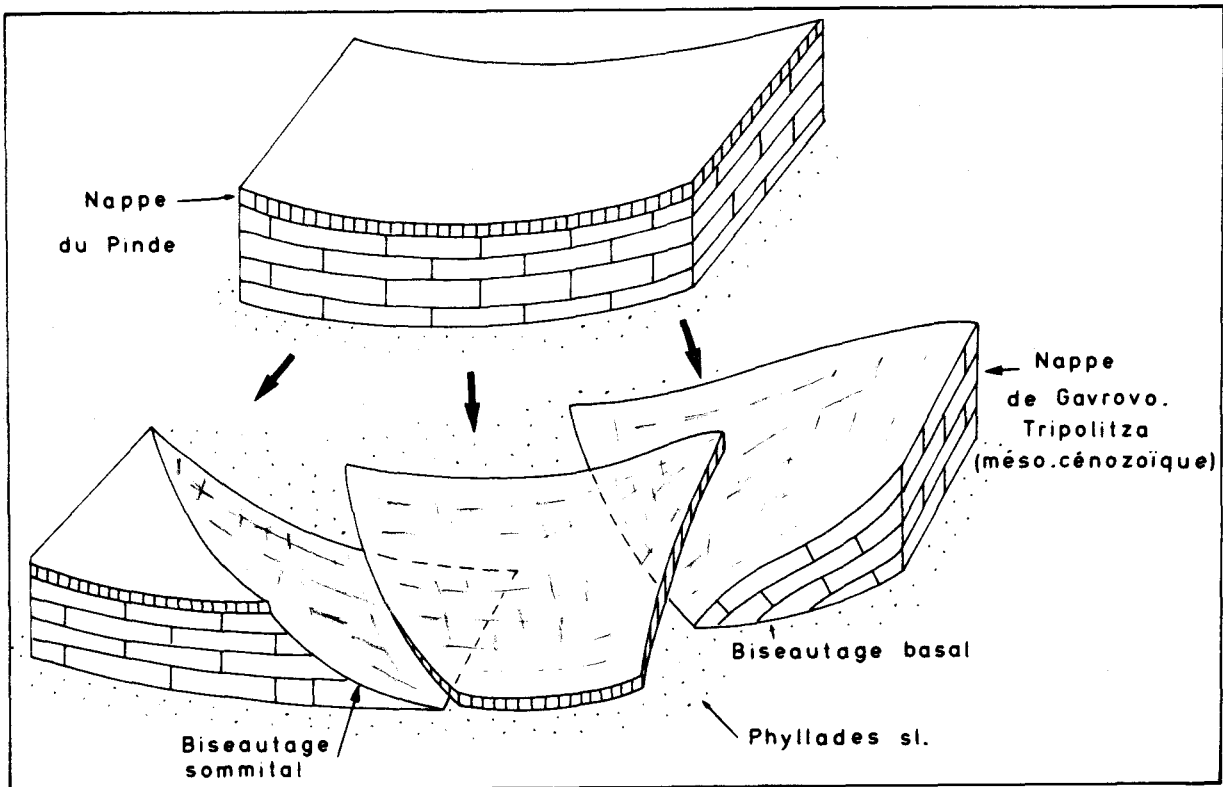


Fig. 374.- Modèle schématique illustrant le rôle de l'augmentation du périmètre et de la surface de base d'une nappe dans la genèse des biseautages affectant la série de Gavrovo-Tripolitza et des chevauchements amenant le matériel du Pinde-Olonos directement sur les Phyllades sl.

#### IV. MODÈLE DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DES ZONES EXTERNES HELLÉNIQUES EN PÉLOPONNÈSE DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR À L'ACTUEL

La genèse, de l'Eocène à l'époque actuelle, de l'édifice structural des Hellénides externes en Péloponnèse méridional résulterait de la succession des phénomènes suivants : 1. subduction de la croûte pindique provoquant le décollement et le charriage de la couverture pindique ; 2. blocage de cette subduction ; 3. sous-charriage des zones ioniennes et de Paxos-Zanthe sous la zone de Gavrovo-Tripolitza ; 4. début de la subduction de la croûte mésogéenne et charriage des zones internes provoquant la mise en place des nappes des Phyllades et de la nappe de Gavrovo-Tripolitza ; 5. blocage de la subduction mésogéenne et extension égéenne.

##### A. SUBDUCTION DE LA CROÛTE PINDIQUE ET DÉCOLLEMENT DE LA NAPPE DU PINDE-OLONOS.

La mise en place de l'édifice structural péloponnésien débiterait avec la mise en place de la nappe du Pinde qui résulterait d'une subduction (Dercourt et coll., 1976) de la croûte

continentale pindique amincie (Le Pichon et coll., 1981) sous la zone pélagonienne (fig. 375 A). Lors de l'étude de l'évolution paléogéographique du Pinde, j'ai montré que des coefficients d'amincissement inférieurs ou égaux à 3 permettaient de rendre compte de toutes les observations. C'est pourquoi j'admets ici la nature continentale amincie de la croûte du Pinde, d'une épaisseur de 10 km environ, donc subductable (Molnar et Gray, 1979 ; Celal Sengor et Monod, 1980).

Quant à la structuration de la nappe elle-même, elle se ferait selon Le Pichon et coll. (1981) par sous-charriage (en prisme d'accrétion), la genèse des écailles étant liée à un rejeu en compression des failles en extension héritées de l'épisode distensif triasico-jurassique. Ce mode de mise en place ne permet pas d'expliquer, simplement, l'absence systématique de terrains anté-triasiques à la base des écailles pindiques.

En effet dans le modèle proposé (Le Pichon et coll., 1981) le soubassement anté-triasique pindique est, lui aussi, largement affecté par ces accidents distensifs triasico-jurassiques. C'est d'ailleurs sur cette absence de soubassement anté-triasique que se fonde en partie l'argumentation indirecte ayant conduit Aubouin (1961) au concept de décollement de la couverture pindique : le soubassement anté-triasique n'affleure jamais à la base du Trias supérieur (1<sup>er</sup> argument indirect - Aubouin, 1961) ; proportionnelle apparemment à l'épaisseur de la couverture pindique, la dimension des plis est faible et interdit d'y engager des terrains anté-triasiques (2<sup>ème</sup> argument indirect - Aubouin, 1961).

La structuration par sous-charriage ne résout pas non plus le problème de l'ampleur du recouvrement d'une telle nappe pelliculaire (500 à 1000 m d'épaisseur moyenne). L'inaptitude d'une telle nappe à la transmission des contraintes auraient dû aboutir à l'accumulation du matériel pindique en un bourrelet tectonique au front de la zone de sous-charriage. Par conséquent le décollement de couverture, l'ampleur du recouvrement associée à la difficulté de transmission des poussées dans cette nappe pelliculaire imposent l'hypothèse de glissement par gravité (Gignoux, 1949 ; Aubouin, 1961) avec toutes les difficultés reconnues pour ce type de mise en place.

Tout en prônant la subduction du soubassement anté-triasique pindique, Dercourt et coll. (1976) aboutissaient à la même conclusion puisqu'ils associaient à cette subduction un écoulement par gravité de la couverture pindique.

Un modèle permet de lever cette difficulté de transmission des poussées et de résoudre le paradoxe de l'association apparemment antinomique du sous-charriage du soubassement pindique et de la tectonique gravitaire de la couverture triasico-éocène. La disparition par compression du sillon pindique provoquerait à l'extérieur de la zone de subduction une déformation de la croûte pindique mince se matérialisant par une ride analogue (?) à la ride méditerranéenne actuelle en Méditerranée orientale. Sur le flanc externe de cette ride des pentes de l'ordre de 6° permettraient le décollement de la couverture sédimentaire pindique et sa structuration par écoulement gravitaire en écailles, plus ou moins guidées par les failles en extension héritées de l'extension triasique.

La subduction progressive de l'ensemble de la croûte continentale amincie (ou océanique) pindique provoquerait donc une migration de cette "ride" (onde d'intumescence ou onde orogénique de M. Gignoux, 1949), de l'intérieur vers l'extérieur et l'écoulement vers l'extérieur de la Nappe pindique déjà structurée ou en voie de structuration.



Pendant ce temps du côté interne, le bord externe de la plate-forme pélagonienne aurait pelé lors de la subduction de la couverture pindique la plus interne, la partie la plus superficielle de celle-ci (marnes rouges à radiolaires, calcaires en plaquettes et flysch maestrichtien - paléocène) non affectée par les accidents distensifs triasiques et formant actuellement la table d'Arcadie (Dercourt, 1964). Cette différence dans le mode de mise en place serait responsable de l'originalité de la table d'Arcadie : niveau de décollement plus élevé et structure soit apparemment moins (?) complexe (Fleury, 1980), soit résultant d'une accumulation d'écaillles tout entières faites de calcaires en plaquettes.

Ce phénomène cesserait avec le blocage de la subduction du substratum antétriasique du Pinde-Olonos, qui serait dû soit à des problèmes de périmètre liés au processus de sous-charriage dans un bâti légèrement arqué (Aubouin, 1961), soit à l'impossibilité physique d'une subduction de la croûte légère de Gavrovo-Tripolitza sous la croûte pélagonienne. Au niveau du Péloponnèse cet arrêt a déterminé un chevauchement de la Nappe du Pinde sur la partie interne de la ride de Gavrovo-Tripolitza (fig. 375 B). Entraîné par le domaine pindique qui subducte de manière centripète dans un dispositif légèrement arqué, cette partie interne de la ride de Gavrovo-Tripolitza a dû subir avant la mise en place de la Nappe du Pinde-Olonos une certaine réduction de périmètre. Cette réduction pourrait expliquer la genèse de certains cisaillements n'affectant que la série méso-cénozoïque de Tripolitza et dont la vergence apparente (S + N) est orthogonale sur la direction des charriages majeurs (E + W) (ex. : chevauchements du Mavrovouni d'Argos; Fleury, 1980, p. 144).

Une relaxation partielle des contraintes permettrait ensuite un léger réajustement isostatique de cette partie de l'autochtone relatif tripolizien, amenant à l'affleurement la nappe pindique déjà structurée, dont l'érosion va désormais alimenter le flysch de Gavrovo-Tripolitza et notamment les conglomérats du flysch de Gavrovo (cf. 4<sup>ème</sup> partie - chapitre I) où se retrouvent les différents termes de la série pindique (Aubouin, 1959 ; Mansy, 1969, 1971 ; Izart, 1976). Cette érosion se produit durant l'Oligocène (fig. 375 C et 376).

## B. LE SOUS-CHARRIAGE DE LA ZONE IONIENNE ET DE PAXOS-ZANTHE - GENÈSE DES SCHISTES BLEUS DES HELLÉNIDES EXTERNES.

Après l'Oligocène supérieur un nouvel accroissement des contraintes provoquerait en deux temps le sous-charriage de la zone ionienne à croûte continentale amincie (Dercourt et Thiébaud, 1979) sous la zone de Gavrovo-Tripolitza bloquée sur son bord interne (fig. 375 D et E).

Le calendrier de ces phases de sous-charriage et des phases ultérieures est évidemment hypothétique en Péloponnèse. La proposition formulée ici se fonde sur le respect des bornes rappelées précédemment (cf. II), sur une comparaison avec les phases connues dans la zone ionienne d'Épire-Akarnanie et d'Albanie (I.G.R.S., 1966 ; Papa, 1970), sur enfin, les datations absolues (K/Ar) de glaucophanes et de phengites des Phyllades sl. de Crète (Seidel, 1978 ; Seidel et coll., 1979).

Une première phase (l'Aquitaniens inférieur ?) serait marquée par le sous-charriage de la sous-zone ionienne interne (fig. 375 D et 377) dont la croûte et la lithosphère correspondantes ont été probablement amincies au cours de l'Oligocène comme le suggère la grande épaisseur du flysch (6,5 km en Epire), qui matérialise une subsidence "tectonique" brutale et très forte (Mc Kenzie, 1978). Cette phase amènerait l'imbrication de matériaux appartenant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza et à la masse épaisse du flysch de la sous-zone ionienne interne. Cette imbrication est l'hypothèse la plus simple permettant de concilier les observations faites en Péloponnèse (Nannoflore d'âge Oligocène, Lekkas, 1980) et en Crète (Microfaunes triasico-paléozoïques, Krahl et coll., 1981) dans des micaschistes des Phyllades sl. ayant subi des histoires métamorphiques analogues .

Pendant cette phase aquitanienne, prendrait naissance la première schistosité régionale observée dans le métaflysch ionien (Nappe inférieure des Phyllades) et dans le soubassement de Gavrovo-Tripolitza (Nappe intermédiaire des Phyllades).

Une nouvelle phase (à la limite Aquitanien - Burdigalien ?) entraînerait le sous-charriage de l'ensemble de la zone ionienne sous la zone de Gavrovo-Tripolitza. Il en résulterait la genèse de la seconde schistosité régionale observée dans les nappes inférieure et moyenne des Phyllades et celle de la seule schistosité régionale affectant les séries ioniennes des massifs du Taygète et du Parnon.

Le soubassement de Gavrovo-Tripolitza toujours bloqué sur sa marge interne subirait un épaissement très important au-dessus de la sous-zone ionienne interne. Il en résulterait un bombement provoquant une reprise du glissement de la Nappe du Pinde-Olonos qui atteint alors le domaine tripolitizique externe et le domaine de Gavrovo (fig. 375 E et 378). Cet épaissement réalisé aussi rapidement serait en outre responsable de l'apparition des paragenèses de moyenne pression et basse température observées dans le métaflysch ionien (15 à 25 km de surcharge lithostatique (cf. 3<sup>ème</sup> partie - chapitre III et Thiébault et Triboulet, 1982).

Le métamorphisme (HP-BT) de la Nappe des Phyllades de Crète est d'ailleurs daté à - 20 m.a. (Aquitaniens - Burdigalien) (Seidel, 1978 ; Seidel et coll., 1979).

Une dernière phase (postérieure au Burdigalien et antérieure à l'Helvétien supérieur ?) provoquerait le léger sous-charriage de la zone de Paxos sous la zone ionienne (fig. 375 et 379 F) donnant naissance ainsi au métamorphisme affectant la partie interne de la zone de Paxos affleurant dans le Magne (Thiébault et coll., 1980).

---

Fig. 375.- Coupes à travers les Hellénides externes de l'Eocène supérieur à l'actuel.

1. Sédiments mésogéens - Couvertures post-triasiques de : 2. la zone de Paxos-Zanthe , 3. de la sous-zone ionienne externe , 4. de la sous-zone ionienne moyenne , 5. de la sous-zone ionienne interne. - 6. Flysch des sous-zones ionienne interne et de Gavrovo. - 7. Couverture triasique à éocène de la zone de Gavrovo-Tripolitza. - 8. Conglomérats oligocènes à galets pindiques du flysch de la sous-zone de Gavrovo. - 9. Couverture post-triasique du Pinde-Olonos. - 9. "Andésites" de la nappe supérieure des Phyllades. - 10. Soubassement triasique à plus ancien de la zone de Gavrovo-Tripolitza. - 11. Zones internes.

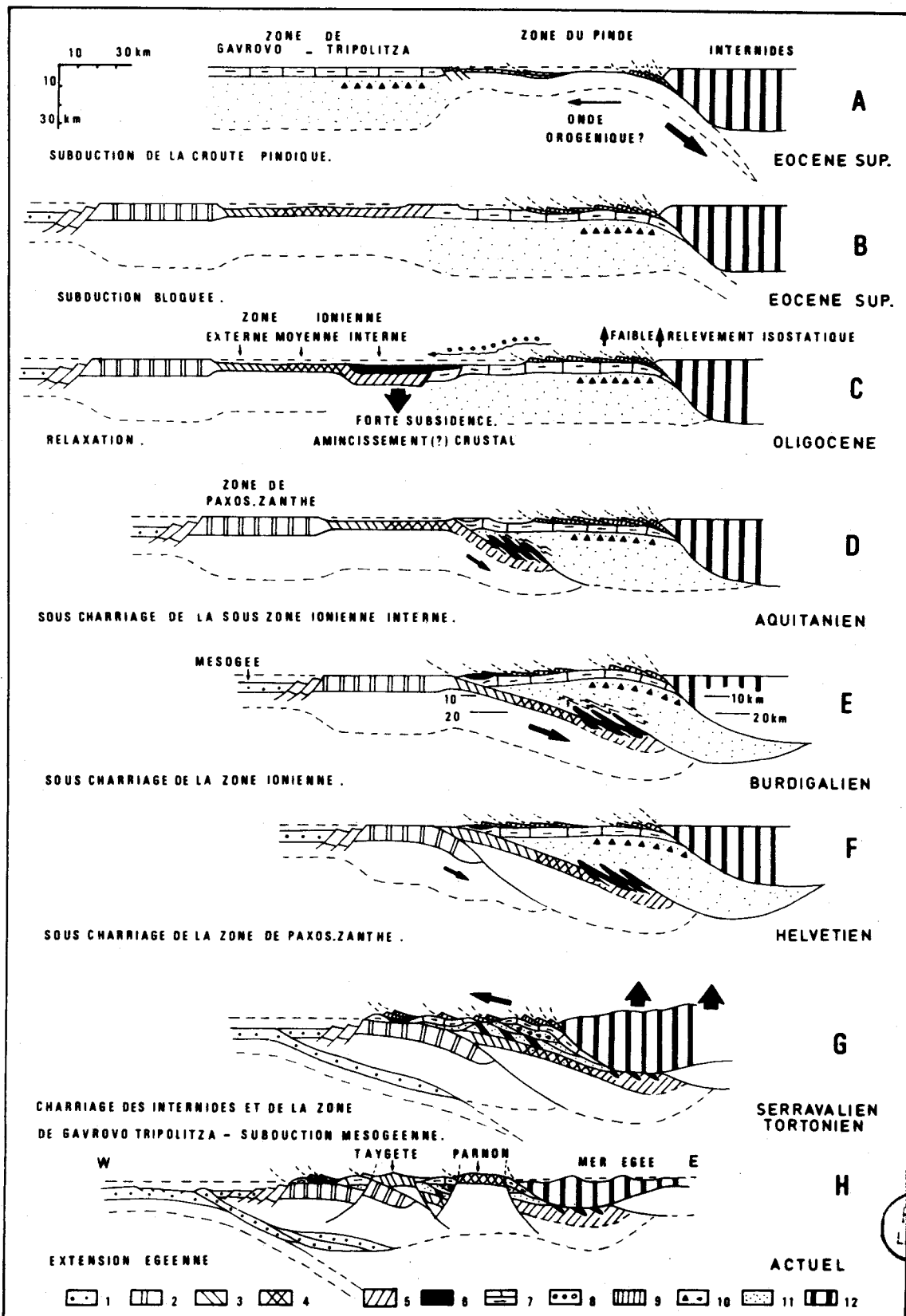


FIG. 375

Arrivée à ce stade, une poursuite éventuelle du sous-charriage ne rend pas compte du dispositif structural actuel. La poursuite des sous-charriages entraînerait en effet inexorablement une augmentation des surcharges lithostatiques au-dessus des zones sous-charriées qui représenteraient donc des paragenèses conformes à ces surcharges et par conséquent comparables à celles du matériel de la nappe inférieure des Phyllades, l'allochtone immédiatement sus-jacent.

Or actuellement on observe dans le massif du Taygète la superposition anormale sur le parautochtone ionien non métamorphique (Thiébaud et coll., 1980) (surcharge lithostatique maximale de 10 km sous un gradient normal) du métaflysch ionien ayant subi des surcharges lithostatiques de 15 à 25 km (cf. 3<sup>ème</sup> partie - chapitre III et Thiébaud et Triboulet, 1982).

Cette superposition implique donc une réduction ultérieure très importante de l'épaisseur des Phyllades sl. qui ne dépasse pas 5 km au niveau du Taygète compte tenu de l'existence des nappes sus-jacentes de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde, dont l'épaisseur cumulée peut être estimée à 5 km.

Je propose d'expliquer cette superposition en faisant appel à un autre phénomène : le charriage de l'intérieur vers l'extérieur des unités allochtones sur le parautochtone ionien, ce charriage étant accompagné d'un laminage des Phyllades sl.

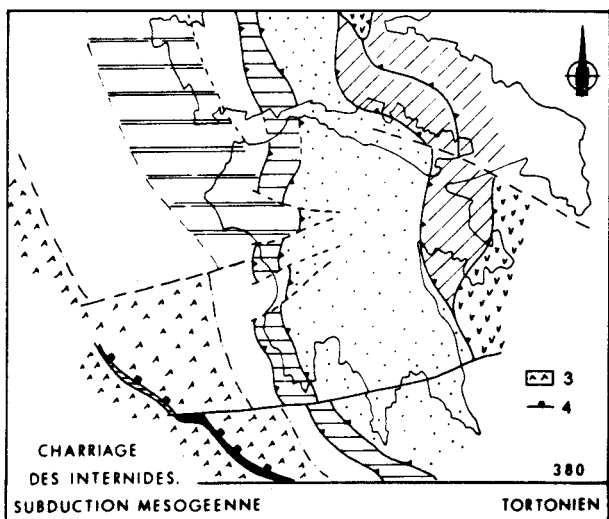
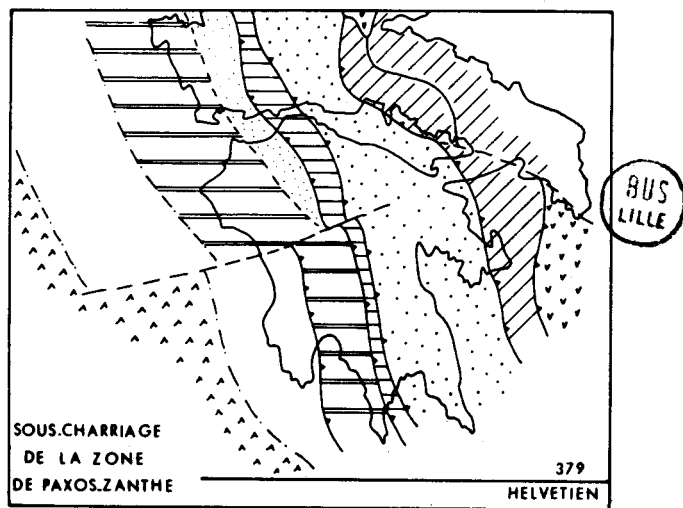
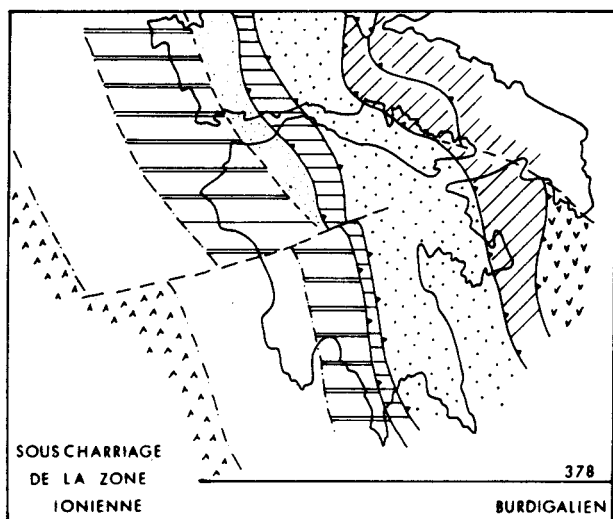
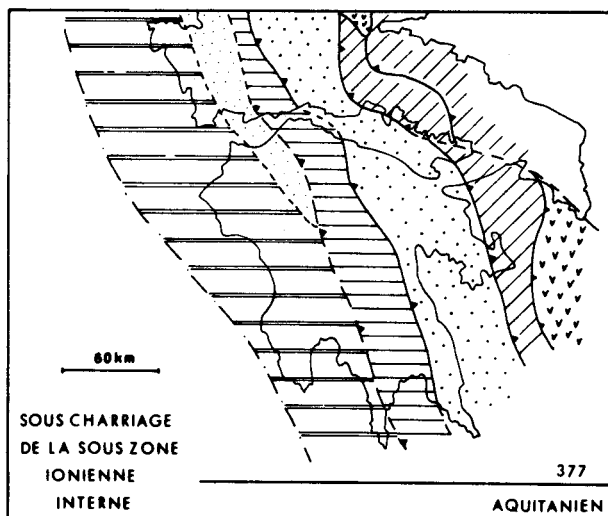
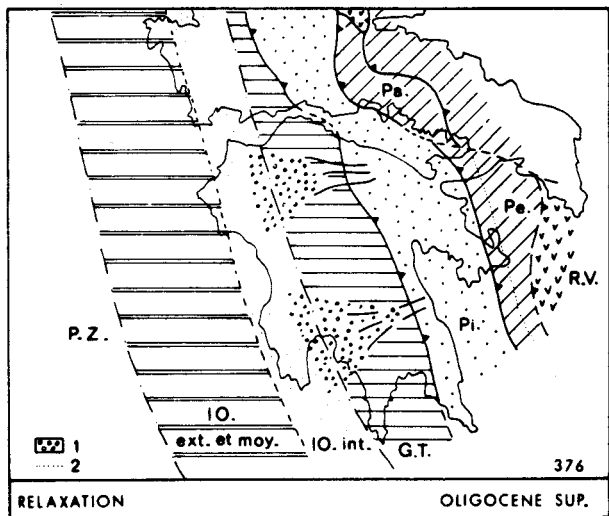
### C. DÉBUT DE LA SUBDUCTION MÉSOGÉENNE - CHARRIAGE DES HELLÉNIDES INTERNES ET CISAILLEMENT CORRÉLATIF DANS LES HELLÉNIDES EXTERNES.

Ainsi postérieurement à la phase intra-helvétienne (?) et antérieurement à la limite Serravallien - Tortonien, le début de la subduction mésogéenne (Angelier, 1979) provoquerait une relaxation importante des contraintes dans le bâti nord-mésogéen et par là même un très fort relèvement isostatique des zones structurées et tectoniquement épaissies lors des phases précédentes.

Un soulèvement de grande ampleur (15 km environ) (Dürr et coll., 1978 ; Roesler, 1978) s'est en effet produit dans le domaine égéen immédiatement plus interne (Iles de Naxos, Paros et Ios) après une phase de métamorphisme de haute pression - basse température (datée géochronologiquement de l'Eocène moyen, 45 m.a.) (Andriessen et coll., 1979), puis de moyenne pression (datée géochronologiquement de l'Oligo-Miocène, 25 m.a) (Andriessen et coll., 1979). et avant la mise en place à faible profondeur de granodiorites (Naxos) (datées géochronologiquement du Tortonien, 11 m.a.) (Andriessen et coll., 1979), et le charriage d'unités allochtones comportant des terrains datés du Miocène (Angelier et coll., 1978 ; Roesler, 1978).

Ce vaste bombement isostatique serait la cause première d'un charriage de l'intérieur vers l'extérieur des unités structurellement les plus hautes avec pour conséquence :

1. Le laminage du soubassement de Gavrovo-Tripolitza par le bloc des internides, pélagonien (fig. 375 G). Ce charriage des zones internes s'observe en Argolide où un édifice structuré durant le Crétacé supérieur (Vrielynck, 1978 a et b) bute contre la nappe méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza (Blumenthal, 1933 ; Dercourt, 1966). Ce laminage aurait pour résultat :



Carte des Hellénides au niveau du Péloponnèse à l'Oligocène supérieur (fig. 376), à l'Aquitainien (fig. 377), au Burdigalien (fig. 378) à l'Helvétien (fig. 379) et au Tortonien (fig. 380).

1. Conglomérats à galets pindiques. - 2. Limite interne présumée de la zone de Gavrovo-Tripolitza. - 3. Sédiments méso-cénozoïques mésogéens. - 4. Zone de subduction. P.Z. : zone de Paxos-Zante - Pi : zone du Pinde - Pe : zone pélagonienne - Pa : zone du Parnasse - R.V. : nappe des Roches Vertes.

a. la séparation tectonique du substratum marmoréen de la sous-zone ionienne interne et de son métaflysch formant désormais la nappe inférieure des Phyllades ;

b. le clivage du substratum de Gavrovo-Tripolitza en deux nappes au moins (les nappes intermédiaire et supérieure des Phyllades).

2. Le charriage de ces nappes sur les sous-zones ioniennes moyenne et externe affleurant dans les massifs du Taygète et du Parnon. Le bâti étant probablement arqué, ce charriage vers l'extérieur, provoquerait une augmentation de périmètre (Aubouin, 1961) et de la surface de base des Phyllades sl. et expliquerait, associé au laminage précédemment invoqué, l'épaisseur réduite de la masse des Phyllades sl.

3. Le charriage de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque surmontée de son allochtone pindique jusque sur la zone de Paxos-Zanthe. Là encore en supposant un dispositif arqué des unités, l'augmentation de périmètre (Aubouin, 1961) provoquerait des ruptures radiales et expliquerait la disposition en grain de chapelet des massifs de la sous-zone de Gavrovo-Tripolitza (fig. 380).

L'augmentation de la surface de base de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque s'accompagnerait d'un biseautage basal intense pouvant entraîner le repos tectonique du Pinde sus-jacent directement sur les Phyllades sl. (Lekkas, 1977).

#### D. ETAT ACTUEL : POURSUITE DE LA SUBDUCTION MÉSOGÉENNE.

Postérieurement à ces événements, la subduction de la croûte mésogéenne (Biju Duval et coll., 1977) s'est poursuivie jusqu'à nos jours ; ce phénomène a été analysé par Angelier et Le Pichon (1978, 1980) dont je rappelle les conclusions. Relativement rapidement, la marge africaine à croûte amincie plonge sous l'Egée et entre en collision avec la marge continentale de l'Apulie aux deux extrémités de l'arc égéen actuel. Ce contexte de collision intracontinentale rend inefficaces les forces parallèles à la direction de plongement de la plaque africaine. Il privilégie au contraire les forces perpendiculaires qui tendent à arquer cette plaque vers le bas et par conséquent à faire migrer la zone de flexure vers le sud. Cette migration serait responsable (Angelier et Le Pichon, 1978, 1980 ; Angelier, 1979) d'une importante expansion égéenne matérialisée par d'importantes failles normales limitant de nombreux bassins effondrés de direction radiale ou tangentielle. Cette néotectonique expliquerait la caractéristique structurale la plus apparente du bâti des zones externes helléniques : un intense découpage par des failles normales (Mercier et coll., 1979).

Cette tectonique s'accompagnerait en outre d'une surrection de l'arc égéen externe due à l'amincissement lié à l'extension égéenne mais aussi à l'addition crustale due à la subduction mésogéenne (Angelier, 1981).

Le modèle ainsi proposé est compatible avec les données géophysiques (Berckhemer, 1977), et, en particulier, rend compte de l'épaississement crustal de la moitié occidentale du Péloponnèse (Makris, 1979) dû à des imbrications tectoniques mais aussi partiellement au refus de

subducter d'une partie de la couverture mésogéenne (Angelier et Le Pichon, 1980 ; Angelier, 1981). Il est compatible avec les modèles géodynamiques (Biju Duval et coll., 1977) à plus petite échelle fondés sur la cinématique de l'ouverture de l'océan Atlantique et sur les mouvements relatifs de l'Afrique et de l'Europe.

Il est enfin compatible avec les données aéromagnétiques confirmant l'existence d'un grand accident de socle séparant le Magne du reste du Péloponnèse méridional (Lallemant et coll., 1982).

Au terme de ce travail de fourmi à l'échelle de l'objet étudié, il y a évidemment loin de l'échantillon récolté ou des observations ponctuelles à la synthèse géodynamique finale. Et pourtant ce fossé devait être franchi malgré les risques que comporte un tel changement d'échelle. En effet ces deux démarches si éloignées par leur échelle sont bien entendu toutes deux nécessaires et même complémentaires ; car s'il est exacte que "des pensées sans matière sont vides", il est également vrai que "des intuitions sans concept sont aveugles" (Kant, critique de la Raison Pure, traduction Tremesaynes et Pacaud, PUF, 1950). C'est pourquoi je n'ai cherché à privilégier ni l'une ni l'autre, tout en sachant que la seconde démarche (synthétique et à très petite échelle) est souvent éphémère, risquant à tout instant d'être mise à mal par quelque "misérable" petit fait nouveau.





# ANNEXES



ANNEXE N° 1 (CHAPITRE II. 2<sup>ÈME</sup> PARTIE)

Calcul de la subsidence tectonique réelle de la plate-forme de Zante -  
Céphalonie du Crétacé inférieur au Miocène.

		épaisseur en km	épaisseur cumulée (km)	épaisseur corrigée de la compaction (km)	densité moyenne	subsidence tectonique (km)
	11					
Miocène	23	0.500	0.500	3.105	2.18	1.550
Oligocène	37,5	0.025	0.525	2.825	2.14	1.460
Eocène Paléocène	65	0.280	0.805	2.800	2.14	1.450
Crétacé	135	2.300	3.105	2.600	2.12	1.370



ANNEXE N° 2 (CHAPITRE II, 2<sup>ÈME</sup> PARTIE)

Calcul de la subsidence tectonique réelle de la sous-zone de Gavrovo  
(plate-forme de Gavrovo-Tripolitza) du Crétacé inférieur à l'Oligocène.

	épaisseur en km	épaisseur cumulée (km)	épaisseur corrigée de la compaction (km)	densité moyenne	subsidence tectonique (km)
30					
Oligocène 1	3.000	3.000	5.875	2.33	2.550 ?
37,5					
Paléocène Eocène 2	0.060	3.060	3.380	2.19	1.675
57,5					
Emersion			3.320		1.645
65					
C <sub>s</sub> B <sub>7</sub>	0.100	3.160	3.630	2.21	1.770
68,5					
C <sub>s</sub> B <sub>6</sub>	0.200	3.360	3.530	2.21	1.720
73					
C <sub>s</sub> B <sub>5</sub>	0.300	3.660	3.320	2.19	1.650
77,5					
C <sub>s</sub> B <sub>4</sub>	0.080	3.740	3.020	2.16	1.540
80					
C <sub>s</sub> B <sub>3</sub>	0.725	4.465	2.920	2.16	1.490
90					
C <sub>s</sub> B <sub>2</sub>	0.250	4.715	2.120	2.07	1.160
97					
C <sub>s</sub> B <sub>1</sub>	0.160	4.875	1.710	2.02	0.970
100					
Crétacé inférieur	1.000	5.875	1.560	2.00	0.900
135					



### ANNEXE N° 3 (CHAPITRE I. 3<sup>ÈME</sup> PARTIE)

#### - RÉFUTATION DE L'HYPOTHÈSE D'UN "SILLON DES PHYLLADES" -

Au terme d'études réalisées en Crète, Wunderlich (1971 et 1973) le premier proposa l'existence d'un sillon à croûte océanique des phyllades. Il fondait son argumentation sur le fait qu'en Crète : "these phyllites contain great amounts of ophiolitic materials composed of basic and ultrabasic igneous rocks of eugeosynclinal origin" (Wunderlich, 1973, p. 280.)

Les travaux de Schubert et Seidel (1972) puis de Seidel (1974 - 1978) ont confirmé l'existence, au sens des Phyllades sl. crétoises, de lentilles de metabasaltes alcalins et de métavolcanites riches en SiO<sub>2</sub> calco-alcalines (?). Seidel (1978) a abandonné l'hypothèse formulée dans une note préliminaire d'une origine océanique des metabasaltes alcalins. Cette modification d'hypothèse est légitime, je montrerai en effet ultérieurement (chapitre II, 3<sup>ème</sup> partie) que les faibles teneurs en K<sub>2</sub>O de ces laves est un caractère secondairement acquis.

Il est d'ailleurs possible de rattacher ces volcanismes alcalins et calco-alcalins (?), au volcanisme permo-triasique des Dinarides qui comporte des lignées de même type (cf. chapitre suivant) et qui s'est généralement mis en place au travers d'une croûte continentale. N'ayant mis en évidence aucune lave qui soit indiscutablement océanique, l'étude des métavolcanites des Phyllades sl. crétoises n'apporte pas, en définitive, d'arguments susceptibles de confirmer la thèse de Wunderlich (1973).

Reprenant l'hypothèse de Wunderlich et l'étendant au Péloponnèse, Jacobshagen et coll., (1976 - 1978) la justifie, en partie, grâce à une reconstitution paléogéographique faisant des "Plattenkalk" de Crète et du Péloponnèse méridional un équivalent de la série de Paxos-Zanthe. J'ai montré dans la deuxième partie de cet ouvrage que cette interprétation ne peut être retenue en Péloponnèse et que par conséquent la "West Hellenic Nappe" de Jacobshagen et coll. (1976) se réduit tout simplement à la Nappe carbonatée de Gavrovo-Tripolitza.

L'existence d'un sillon océanique des phyllades situé entre la zone ionienne à l'extérieur et la zone de Gavrovo-Tripolitza à l'intérieur ne rend pas compte de la logique sédimentaire unissant les zones de Gavrovo-Tripolitza, ionienne et de Paxos-Zanthe. Aubouin (1959) et l'I.G.R.S. - I.F.P. (1966) ont en effet démontré l'alimentation du domaine ionien en extrabio-clastes et extralithoclastes à partir des hauts fonds adjacents de Gavrovo et de Zanthe. L'âge de l'installation du faciès flysch est identique dans la sous-zone de Gavrovo et dans le sillon ionien.

L'alimentation en détritique fin ou grossier du sillon des phyllades n'est pas soluble dans l'état actuel des connaissances de la paléogéographie des Hellénides externes durant le Mésozoïque et de début du Cénozoïque. Dans l'hypothèse d'une provenance interne, il faudrait faire appel à des canyons sous-marins qui auraient traversé les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde pour s'alimenter dans les zones les plus internes sans affecter la sédimentation dans les zones traversées et sans que le sillon du Pinde-Olonos ne joue le rôle de ~~barrière en~~ creux (Aubouin, 1959).

Une provenance extérieure est tout aussi improbable étant donné :

- l'absence de tout horizon détritique d'âge Jurassique à Eocène dans les séries du sillon ionien en Péloponnèse (cf. chapitre I, 2<sup>ème</sup> partie).
- la très grande pauvreté en argiles des "Schistes à Posidonies" ioniens de Tseria (cf. chapitre II, 2<sup>ème</sup> partie) qui se sont pourtant accumulés durant une période de vacuité (Aubouin, 1959) du sillon ionien, propice à un éventuel piégeage (piège en creux, Aubouin, 1959) d'apports détritiques contemporains.
- l'existence très probable entre cet éventuel sillon des phyllades et le continent africain d'un autre piège en creux : le domaine océanique (?) mésogéen (Biju Duval et coll., 1977).

Du point de vue biostratigraphique, enfin, il n'existe aucune preuve paléontologique de l'existence de terrains d'âge Jurassique, Crétacé ou Eocène (non attribuables au soubassement de Gavrovo-Tripolitza ou au métaflysch ionien) dans la nappe inférieure ("Systeme Cristallin Principal") en Péloponnèse ou dans les Phyllades sl. de Crète (Krahl et coll., 1981).

En définitive l'hypothèse d'un sillon des Phyllades repose tout entière sur une affirmation en forme de postulat : l'existence d'un métamorphisme HP-BT implique l'existence d'une subduction obligatoirement amorcée par celle d'une croûte océanique (Jacobshagen et coll., 1978 ; Altherr et Seidel, 1979).

Or une telle corrélation ne semble plus obligatoire. En effet Molnar et Gray (1979) ont montré qu'une croûte continentale ancienne pouvait être subductée de manière continue. Çelal Sengor et Monod (1980) ont d'ailleurs proposé de nommer (sans doute en manière de boutade) "océan Sialique" ces régions où la croûte continentale a été amincie et rendue ainsi subductable.

De plus ce modèle d'une subduction telle qu'on l'entend en Tectonique globales n'est pas le seul possible dans le cadre des Hellénides externes. Je montrerai ultérieurement que l'évolution de ces externides peut se comprendre dans le cadre de sous-charriage de croûtes continentales amincies (bassins) sous les croûtes continentales plus épaisses des plates-formes.

En conclusion, l'hypothèse d'un "Sillon des Phyllades" n'apparaît ni justifiée ni nécessaire dans l'état actuel des connaissances relatives aux Hellénides externes.

ANNEXE N° 4 (CHAPITRE I. 3<sup>ÈME</sup> PARTIE)

- SUR L'EXISTENCE D'UNE DISCORDANCE HERCYNIENNE AU SEIN DES PHYLLADES APPARTENANT AU SOUBASSEMENT DE GAVROVO-TRIPOLITZA -

En Péloponnèse méridional ce problème fut posé par Richter (1975) et Panagos et coll. (1979).

Richter (1975) a décrit un conglomérat de base à la partie inférieure des carbonates de Gavrovo-Tripolitza reposant sur des phyllades. Ce conglomérat contenant des morceaux de schistes, cet auteur en déduisit l'âge prétriasique et probablement hercynien du métamorphisme affectant une partie au moins des Phyllades sl. Mes premières descriptions (Thiebault, 1974) de la Formation de Lakkomata (homologue de la série décrite par Richter, 1975) aboutissaient d'ailleurs à une hypothèse comparable. Mais j'ai montré par la suite (Thiebault, 1975) et confirmé dans cet ouvrage que la Formation de Lakkomata était stratigraphiquement continue, qu'elle ne présentait aucune discordance en son sein et qu'elle était homogène du point de vue structural et métamorphique. Toutes ces observations permettent d'affirmer que le métamorphisme qui l'affecte est post-triasique et donc alpin (Thiebault, 1975). Cette affirmation peut être étendue à l'ensemble des formations du Complexe de Lakkomata (Nappe intermédiaire des Phyllades dans le massif du Taygète).

La découverte dans ce même massif de nannoflores oligocènes (Lekkas, 1980) dans la Nappe inférieure des Phyllades implique que le métamorphisme HP-BT qui l'affecte est alpin et post-oligocène (Lekkas, 1980).

Dans le massif du Paron, près de Krokee, Panagos et coll. (1979) ont décrit trois grands ensembles : A (homologue de la nappe inférieure des Phyllades, Thiebault, 1981), B (homologue de la formation calcaro-détritique de Pharos, nappe intermédiaire des Phyllades, Thiebault, 1981) et C (homologue de la formation volcanique de Krokee, nappe supérieure des Phyllades, Thiebault, 1981) séparés par des discordances. Ils en déduisaient que le métamorphisme schistes verts, affectant l'ensemble inférieur A, était anté-alpin et vraisemblablement hercynien.

J'ai montré dans le chapitre I de cette seconde partie que les contacts entre ces trois ensembles étaient tectoniques. Le raisonnement de Panagos et coll. (1979) fondé sur le caractère stratigraphique de ces contacts n'est donc pas valable. Il était d'ailleurs infirmé par les datations radiométriques publiées par ces mêmes auteurs.

Portant sur des minéraux ou des mélanges de minéraux extraits de roches de l'unité A (= Nappe inférieure des Phyllades, Thiebault 1981) de Panagos et coll. (1979), ces datations radiométriques ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) bien que discutables (cf. supra) donnaient des âges tertiaires conformes donc aux conclusions de Lekkas (1980).

Il n'existe donc en Péloponnèse méridional, aucune observation en faveur de l'existence d'une discordance hercynienne ou d'un socle ancien au sein des phyllades se rattachant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza (Complexes de Lakkomata et de Tyros). Mais il existe des preuves directes de l'existence d'un tel socle au sein des phyllades de Crète orientale. Ces preuves directes sont constituées par des lames d'amphibolites découvertes en Crète orientale

(Papastamatiou et coll., 1959 ; Thorbecke, 1974 ; Seidel, 1978 ; Wachendorf et coll., 1975) au sein de phyllades très faiblement métamorphiques et appartenant vraisemblablement au soubassement de Gavrovo-Tripolitza.

Or ces amphibolites renferment, vis à vis des phyllades qui les enveloppent, des paragenèses protérogènes d'un métamorphisme de degré moyen (Winckler, 1974) d'âge Paléozoïque supérieur : 312 à 204 m.a. (Seidel, 1978 ; Seidel et coll., 1979).

Les âges fournis par les amphiboles (301 à 267 m.a.) et les muscovites (312 à 204 m.a.) de ces amphibolites datent évidemment le refroidissement de ces roches (fermeture de ces minéraux vis à vis de l'argon) qui peut être, selon sa rapidité, plus ou moins éloigné de l'âge de ce métamorphisme de degré moyen. Ces géochronomètres ont pu en outre être perturbés, rajeunis, lors de la tectogenèse tertiaire. Il en résulte évidemment une incertitude quant à l'âge du métamorphisme de ces amphibolites représentant sans aucun doute des lames du socle de ces phyllades triasico-paléozoïques (Thorbecke, 1974 ; Wachendorf et coll., 1975).

Il convient alors de rappeler qu'au Trias supérieur et vraisemblablement durant le Paléozoïque supérieur, les zones helléniques externes et plus particulièrement la zone de Gavrovo-Tripolitza étaient beaucoup plus proches qu'actuellement de l'Afrique (cf. Biju Duval et coll., 1977) et plus particulièrement de la Djéffara tunisienne et de la Tripolitaine. Or il existe dans ces régions une discordance (Busson et Burollet, 1973) du Namurien et des terrains plus récents sur les terrains antérieurs (Dévonien supérieur à Cambrien, Busson et Burollet, 1973) plissés et érodés.

La conjonction de ces observations suggèrent donc l'existence d'une tectogenèse varisque (post-dévonienne et anté-namurienne) ayant affecté une partie au moins du domaine des futures zones helléniques externes, avec genèse d'un socle métamorphisé dans le faciès amphibolite.

En conclusion, bien que ce socle n'affleure apparemment pas en Péloponnèse, les phyllades appartenant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza (Complexes de Lakkomata et de Tyros) posséderaient un socle antécarbonifère (?) métamorphisé dans le faciès amphibolite. Il existerait donc à la base de ces phyllades des Complexes de Lakkomata et de Tyros une discordance hercynienne.



# **BIBLIOGRAPHIE**



## BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE C.J., JAVOY M. et MICHARD G. (1968).- Etude de la distribution et de l'abondance des éléments de transition dans l'écorce terrestre comparée à celle des Terres Rares. In Origin and Distribution of the Elements. L.H. Ahrens - New York : Pergamon Press. p. 913-928.
- ALLEGRE C.J. et MATTAUER M. (1972).- Structure et dynamique de la lithosphère - Hermann, Paris.
- 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.
- ALVINERIE J., ANDREIEFF P., ANGLADA R., AUBERT J., CAPPETTA H. et coll. (1973).- A propos de la limite oligo-miocène : résultats préliminaires d'une recherche collective sur les gisements d'Escornébeou (Saint-Geours-de-Maremne, Landes, Aquitaine méridionale). Présence de *Globigerinoides* dans les faunes de l'Oligocène supérieur. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., p. 75.
- ANDRIESEN P., BOELRIJK N., HEBEDA E., PRIEM H., VENDURMEN E. et VERSCHURE R. (1979).- Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol., 69, p. 215-225.
- ANGELIER J. (1979).- Neotectonique de l'Arc Egéen. Soc. géol. Nord. Publication n° 3.
- ANGELIER J. (1981).- Analyse quantitative des relations entre déformation horizontale et mouvements verticaux : l'extension égéenne, la subsidence de la mer de Crète et la surrection de l'arc hellénique. Ann. Géophys. 37, p. 327-345.
- ANGELIER J., GLACON G. et MULLER C. (1978).- Sur la présence et la position tectonique 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. (1978).- L'arc hellénique, clé de l'évolution cinématique de la Méditerranée orientale depuis 13 m.a. C. R. Acad. Sci. Paris, 287, p. 1325-1328.
- 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.
- ARDAENS R. (1978).- Géologie de la chaîne du Vardoussia, comparaison avec le Massif du Koziakas (Grèce continentale). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Lille.
- ARDAENS R., COLIN J.P. et KOZUR H. (1979).- Sur la présence du Scythien supérieur fossilifère dans la chaîne du Vardoussia (Grèce continentale). Conséquences paléogéographiques. C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 132-135.
- ARIANE (GROUPE) (1979).- Résultats de dragages sur la bordure externe de l'arc hellénique (Méditerranée orientale). Marine geology, 32, p. 291-310.

- ARGYRIADIS I. (1975).- Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, p. 56-67.
- ARGYRIADIS I. et LYS M. (1979).- La dynamique de la lithosphère au Permien supérieur et ses relations avec la biostratigraphie en Méditerranée et au moyen orient. *VI Colloq. Geol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1217-1241.
- ARGYRIADIS I., DE GRACIANSKY P.C., MARCOUX J. et RICOU L.E. (1980).- The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia Africa. In *Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys*. Aubouin, Debeltmas et Latreille. 26<sup>ème</sup> Congrès Int. Paris, 1980. *Mém. B.R.G.M.*, n° 115, p. 199-214.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays hell.*, 10.
- AUBOUIN J. (1961).- Propos sur l'orogénèse. *Bull. Serv. Inf. Geol. (SIG) du B.R.G.M.*, t. 52, p. 1-21 ; t. 53, p. 1-24.
- AUBOUIN J. (1963).- 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), V, p. 730-766.
- AUBOUIN J. (1973).- Charriages et chevauchements. *Encyclopaedia Universalis Fr.*, vol. 4, p. 185-188.
- AUBOUIN J. (1974).- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides ; paleotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, (1973), p. 426-460.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H. et CELET P. (1958). Les massifs du Klokova et du Varassova (Akarnanie). *Ann. géol. Pays hell.*, 9, p. 256-259.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1963).- Zone préapulienne, zone ionienne et zone de Gavrovo en Péloponnèse occidental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, (1962), p. 785-794.
- 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., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B. et coll. (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., LE PICHON X., WINTERER E. et BONNEAU M. (1979).- Les hellénides dans l'optique de la Tectonique des Plaques. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, III, p. 1333-1367.
- BAJO I. (1974).- Le problème de l'âge des roches évaporitiques dans la zone ionienne (série évaporitique inférieure). (En albanais, résumé en français). *Perm. Studimesh.*, p. 141-148.
- BARBAROUX L. et Bousquet B. (1976).- Contribution à l'étude des sols méditerranéens. Les sols rouges du domaine hellénique en Grèce occidentale. Signification climatique et stratigraphique. *Géologie méditerranéenne*, III, p. 237-250.

- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J. et VILLARI L. (1974).- Evolution of Aeolian arc volcanism. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 21, p. 269-276.
- BARBERI M., MASI U. et TOLOMES L. (1979).- Stable isotope evidence for a marine origin of ophicalcites from the north-central apennines (Italy). *Marine geology*, 30, p. 193-204.
- BASSOULET J.P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R. et JAFFREZO M. (1978).- Les algues Dasycladacées du Jurassique carbonaté mésogéen. *Géobios. Mém. spéc.* 2. Lyon.
- BASSOULET J.P. et FOURCADE E. (1979).- Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 69-71.
- BAUMANN P. (1970).- Mikropaläontologische und stratigraphische untersuchungen der obereozänen oligozänen Scaglia in zentralen Apennin. *Eclogae geol. Helv.*, 63/3, p. 1193-1211.
- BAUMGARTNER P.O., DE WEVER P. et KOCHER R. (1980).- Correlation of Tethyan Late Jurassic Early Cretaceous Radiolarian events. *Cahiers de micropaléont.* Paris, p. 23-85.
- BAVAY D., BAVAIS Ph., MALUSKI H., VERGELY P. et KATSIKATSOS G. (1980).- Datations par la méthode de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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.
- BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU Th. et SAGON J.P. (1977).- Le volcanisme dévono-dinantien. Elément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". *Coll. interne C.N.R.S.*, Rennes, n° 243, p. 275-291.
- 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.
- BECHON F. (1979).- Etude minéralogique et géochimique de quelques laves de Mamonia (Chypre occidentale). D.E.A. Univ. Nancy.
- BECK C. (1975).- Etude géologique des formations allochtones du synclinorium est-étolique (Grèce continentale). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Lille.
- BECK C. (1980).- Essai d'interprétation structurale et paléogéographique des "roches vertes du Pinde d'Étolie" (Grèce continentale méridionale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 355-365.
- BENEST M., COIFFAIT Ph., FOURCADE E. et JAFFREZO M. (1975).- Essai de détermination de la limite Jurassique-Crétacé par l'étude des microfaciès dans les séries de plate-forme du domaine méditerranéen occidental. In *Coll. Intern. Limite Jurassique-Crétacé*, Lyon-Neuchâtel, 1973 *Mém. B.R.G.M.*, 86, p. 169-181.
- BERARD BERGERY M. (1980).- La série volcano-sédimentaire du Trias moyen du Vardoussia (Hellénides externes). Etude pétrographique et géochimique. DEA Université de Nancy.
- BERCKHEMER H. (1977).- Some aspects of the revolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In "Histoire structurale des bassins méditerranéens", Biju-Duval et Montadert (Edit), Technip (Paris), p. 303-313.

- BERGER W.H. (1970).- Biogenous deep-sea sediments : fractionation by deep-sea circulation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, p. 1385-1402.
- BERGER W.H. (1972).- Deep-sea carbonates : dissolution facies and age - depth constancy. *Nature* 236, p. 392.
- BERGER W.H. (1973).- Cenozoic sedimentation in the eastern tropical Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 1941-1954.
- BERGER W.H. (1979).- Impact of deep sea drilling on paleoceanography. In *Deep Drilling results in the Atlantic ocean : continental margins and paleoenvironment*. Talwani, Hay et Ryan edit. Ewing serie. *Am. geophys. Union*, p. 297-314.
- BERGER W.H. et Winterer E.L. (1974). Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In *pelagic sediments on land and under the sea. Spec. pub. Internat. Assoc. Sedim.*, 1, p. 11-48.
- BERNOULLI D. (1971).- North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies : a comparison. In Hollister C.D. et Ewing J.I. (ed.) : *Initial reports Deep Sea Drilling Project*, 11, p. 801-871.
- BERNOULLI D. et RENZ O. (1970).- Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from western Greece. *Eclogae geol. Helv.*, 63, p. 573-607.
- BERNOULLI D. et LAUBSCHER H. (1972).- The palinspastic problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.*, 65, p. 107-118.
- BERNOULLI D. et JENKINS H.C. (1974). Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of sedimentation, Dott et Shaver ed., *S.F.P.M. Spec. pub.*, 19, p. 129-160.
- BESNUS Y. et MOSSER C. (1976).- Les groupes à intercorrélations positives : une méthode statistique pour déterminer la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives d'une roche. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 283, p. 587-590.
- BIEDA F. (1957).- Contribution à la connaissance des grands Foraminifères de l'Eocène supérieur de Pologne. *Ann. Soc. geol. Pologne*, 25, p. 203-230.
- BIGNOT G. (1971).- Contribution à l'étude des espèces liburniennes des genres Rhipidionina Stache 1913 et Rhipidionina Stache 1913. *Rev. Micropaléontol.*, 13, p. 222-236.
- BIGNOT G. (1972).- Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. *Trav. Lab. Micropal. Univ. Paris VI*.
- BIGNOT G. et GUERNET C. (1968).- L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la région du Crétacé supérieur dans la région de Larymna au Nord des lacs thébains (Grèce). *Rev. Micropal.*, 10, p. 261-270.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1976).- La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, 7, p. 811-822.

- 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 : Biju-Duval et Montadert (ed.) : Histoire structurale des bassins méditerranéens (p. 143-164). Technip (Paris).
- BILOTTE M., CANEROT J., PEYBERNES B., REY J. et SOUQUET P. (1978).- Associations micropaléontologiques et biozotation au passage Albien-Cénomancien dans les Pyrénées, les chaînes ibérique et catalane, le Portugal. *Géol. Méditerranéenne*, V, p. 47-54.
- BIZON G. (1967).- Contribution à la connaissance des Foraminifères planctoniques d'Epire et des Iles ioniennes (Grèce continentale) depuis le Paléogène supérieur jusqu'au Pliocène. *Publ. Inst. fr. Pétrole*. Technip, Paris.
- BIZON G., BIZON J.J. et HORSTMANN G. (1967).- Les foraminifères planctoniques du Miocène de l'île de Zante (Grèce occidentale). *Proc. Int. Conf. Planktonic microfossils*. (Genève), vol. 1, p. 190-198.
- BIZON G. et THIEBAULT F. (1974).- Données nouvelles sur l'âge des marbres et quartzites du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, p. 9-12.
- BIZON G., BIZON J.J. et DURAND A. (1974).- Remaniements de l'Oligocène lors de la transgression aquitanaise sur le plateau continental basque à proximité d'Escornébeou. Présence de *Globigerina ampliapertura* (Eocène supérieur - Oligocène inférieur) et de *Globigerinoides primordius* (Aquitanaise). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, XXIX, p. 135-146.
- 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.
- BLACK P.M. (1975).- Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. Sheet silicates from the Ouegoa district. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, p. 269-284.
- BLANCHET R. (1973).- Contribution à l'étude des Dinarides. Un profil en Yougoslavie : de la Dalmatie moyenne au Bassin pannonique. Thèse Sci., Paris. Voir aussi *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 120, (1974).
- BLANC-VERNET L., CHAMLEY H. et ROBERT C. (1979).- Minéraux argileux et foraminifères dans le Pleistocène inférieur de l'île de Zante. *Ann. géol. Pays hell.*, t. h. 5. 1, p. 129-138.
- BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. et NEUMANN M. (1968).- Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Eocène dans les Alpes maritimes (franco-italiennes) et les Basses Alpes. *Colloq. Eocène* (Paris, 1968). *Mém. B.R.G.M.*, 58, p. 13-26.
- BLOW W.H. (1969).- Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. 1 st. *Int. Conf. Planktonic Microfossils Proc.*, p. 199-421.
- BLUMENTHAL M.M. (1933). Zur Kenntnis der Querprofile der zentralen und nördlichen Peloponnes. *Neues Jahrb. für Min.*, t. 70, p. 449-514.
- BOBLAYE E.P. et VIRLET T. (1833).- Expédition scientifique de Morée. *Seet. Sci. Phys. Géol. et Minéral.*, t. 2, Paris.

- BOCALLETI M., MANETTI P. et PECCERILLO A. (1974).- The Balkanids as an instance of backarc thrust belt : possible relation with the Hellenids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, p. 1077-1084.
- BCCQUET J. (1973).- Blue amphiboles of the western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 53, p. 427-447.
- BODERGAT A.M. (1974).- Les microcodiums. Milieu et modes de développement. *Docum. Lab. géol. Fac. Sci.*, Lyon, 62, p. 137-235.
- BONATTI E., EMILIANI C., FERRARA G., HONNOREZ J. et RYDELL H. (1974).- Ultramafic carbonate breccias from the equatorial mid Atlantic ridge. *Marine geology*, 16, p. 83-102.
- BOILLOT G. (1979).- Géologie des marges continentales . Masson (Paris).
- BONNEAU M. (1973).- Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l'Arc égéen. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, p. 1453-1456.
- BONNEAU M. (1981).- Evolution tectonique de l'Arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Tectonophysics* (sous presse).
- BONNEAU M. et KARAKITSOS V. (1979).- Les niveaux inférieurs (Trias supérieur) de la nappe de Tripolitza en Crète moyenne (Grèce) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. Problèmes stratigraphiques, tectoniques et de métamorphisme. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, p. 15-18.
- BORNOVAS J. (1960).- Observations nouvelles sur la géologie des zones préapulienne et ionienne (Grèce continentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, p. 410-414.
- BOSELLINI A. et WINTERER E.L. (1975).- Pelagic limestones and radiolarite of the tethyan mesozoic : a genetic model. *Geology*, 3, p. 279-283.
- BOSTROM K. (1970).- Submarine volcanism as a source of iron. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 9, p. 348-354.
- BOSTROM K., JOENSUU O., MOORE C., BOSTROM B., DALZIEL M. et HOROWITZ A. (1973).- Geochemistry of barium in pelagic sediments. *Lithos*, 6, p. 159-174.
- BOSTROM K., KRAEMER T. et GARTNER S. (1973).- Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. *Chem. geology*, 11, p. 123-148.
- BOSTROM K., JOENSUU O. et BOSTROM I. (1974).- Plankton : its chemical composition and its significance as a source of pelagic sediments. *Chem. geology*, 14, p. 255-271.
- BOTT M.H.P. (1971). Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, 11, p. 319-327.
- BOTT M.H.P. (1976).- Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. *Tectonophysics*, 36, p. 77-86.



- BOURBON M., CARON J.M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D. (1977).- Mesozoic evolution of the western Alps : birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin in : *Histoire structurale des bassins méditerranéens* . Split, 1976. p. 19-34.
- 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 Sci. Paris. Delagrave.
- BOURGOIS J. (1978).- La transversale de Ronda, Cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.*, 30.
- BOWEN R. (1966).- Paleotemperature analysis. Elsevier, Amsterdam.
- BP - British Petroleum Company Limited (1971).- The geological results of petroleum exploration in western Greece. *Inst. geol. Subs. Res.* Athènes.
- BRAMLETTE M.M. (1961).- Pelagic sediments. *Publ. Am. Ass. Adv. Sci.*, 77, p. 345-366.
- BRAUER von R., ITTNER R. et KOWALCZYK G. (1980).- Ergebnisse aus der "Phyllit - Serie" S.E. Lakoniens (Peloponnes, Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 129-144.
- BROUSSE R. (1971).- Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In *Symposium J. Jung, Plein air service, édit.*, Clermont-Ferrand, p. 377-478.
- BRUNN J.H. (1956).- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale. *Ann. géol. Pays hell.*, t. VII.
- BRUNN J.H., ARGYRIADIS I., RICOU L.E., POISSON A., MARCOUX J. et GRACIANSKY P. Ch. de (1976).- Eléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 481-497.
- BRUNN J.H., CLEMENT B. et DERCOURT J. (1979).- Histoire des recherches géologiques dans les Hellénides. *VI Coll. géol. Aegean Region.*, Athènes, (1977) I, p. 21-60.
- 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. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : les confins de la Bosnie Herzégovine et du Monténégro. Essai sur l'évolution alpine d'une paléomarge continentale. Thèse Sci. Orléans. Voir aussi *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 133, (1978).
- CALANCHI N., LUCCHINI F. et ROSSI P.L. (1978).- The volcanic rocks from the Mount Agnello area (Fiemme valley, Italy) : a contribution to the knowledge of the mid-triassic magmatism of the southern alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 25, p. 131-143.
- CALVERT S.E. (1966).- Accumulation of Diatomaceous silica in the sediments of the gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, p. 569-596.
- CARMICHAEL I.S.E. (1967).- The mineralogy of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *Am. Min.*, 52, p. 1815-1841.

- CARON D. (1975).- Sur la géologie du Pinde méridional : les monts Lakmon (Epire, Grèce). La série des Radiolarites. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Paris.
- CARON J.M. (1977).- Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cotiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse Sci. Univ. Strasbourg.
- CASTELLARIN A. et SARTORI R. (1978).- Quaternary iron manganese deposits and associated pelagic sediments (radiolarian clay and chert, gypsiferous mud) from the Tyrrhenian sea. *Sedimentology*, 25, p. 801-821.
- CAVELIER C. (1976).- La limite Eocène - Oligocène en Europe occidentale. Thèse Univ. Paris.
- CAYEUX L. (1902).- Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 134, p. 1116-1119.
- CAYEUX L. (1903).- Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 136, p. 474-476.
- CAYEUX L. (1904).- Les lignes directrices des plissements de l'Ile de Crète. *Congr. géol. Int.*, Vienne (1904). IX Session, p. 138-139 et 387-392.
- ÇELA R.R., MERTIRI N. et QUESKU V. (1974).- La Présence des calcaires à Cardita dans les gypses de Ciflik et de Zhulat jette une nouvelle lumière sur l'âge ancien de la série évaporitique de la zone ionienne. *Perm. Studimesh.*, p. 131-140.
- CELAL SENGOR A.M. et MONOD O. (1980).- Océans sialiques et collisions continentales. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 290, p. 1459-1462.
- CELAL SENGOR A.M., YILMAZ Y. et KETIN I. (1980).- Remnants of a pre - Late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of Permian - Triassic Paleo-Tethys. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, p. 599-609.
- 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 hell.*, XIII.
- CELET P. (1979).- 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. 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.*, p. 43-47.
- 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., CADET J.P., CHARVET J. et FERRIERE J. (1977).- Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomenon of Mesozoic age in Dinarid and Hellenic Ranges : a Comparison. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens. Biju Duval et Montadert (Ed). *Technip*, Paris, p. 35-46.

- CHAMLEY H. (1979).- Les successions argileuses de l'Atlantique Nord, écho des changements mésozoïques et cénozoïques de l'environnement. Exemple du bassin du Cap Vert. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, p. 769-772.
- CHAMLEY H. (1980).- Interrelations des dépôts argileux et calcaires dans la sédimentation carbonatée. Exemple des marges atlantiques au Méso-Cénozoïque. *Trav. Labo. Géol. histo. Paléont. Marseille I*, 2, p. 57.
- CHANNEL J. et HORVATH F. (1976).- The African/adriatic promontory as a paleogeographical premise for alpine orogeny and plate movements. *Tectonophysics*, 35, p. 71-101.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. et HORVATH F. (1979).- Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. *Earth. Sci. rev.*, 15, p. 213-292.
- 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.
- CHAYES F. (1964).- A petrographic distinction between Cenozoic volcanic in and around the open ocean. *J. Geophys. Res.*, 69, p. 1573-1588.
- CHOPIN C. (1979).- Des faits nouveaux à haute pression dans le système du glaucophane :  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{Na}_2\text{O}$  -  $\text{H}_2\text{O}$ . 7<sup>ème</sup> R.A.S.T. *Soc. géol. Fr. ed.*, p. 113.
- CHOUBERT G. (1959).- Coup d'oeil sur la fin du Précambrien et le début du Cambrien dans le Sud Marocain. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 17, p. 7-34.
- CHRISTODOULOU G. (1966).- Some remarks on the geology of Kythira island and a micropaleontological analysis of its Neogene Formations. *Bull. géol. Soc. Greece*, 6, p. 385-399.
- CIPRIANI C., SASSI F.P. et SCOLARI A. (1971).- Metamorphic white micas : definition of paragenetic fields. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 51, p. 259-302.
- CITA M.B., BENELLI F., BIGIOGGERO B., CHEZAR H., COLOMBO A. et coll. (1980).- Contribution to the geological exploration of the Malta escarpment (eastern Mediterranean). *Riv. Paleont.*, 86, p. 317-356.
- CLEMENT B. (1968).- Observations sur le Trias du Patseras et du Parnis en Attique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 332.
- 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. et LAPIERRE H. (1980).- Coulées volcaniques dans le Paléozoïque supérieur des zones internes helléniques (Grèce continentale). Environnement sédimentaire et caractérisation pétrographique. *Tectonophysics*, 70, p. 281-283.
- CLOSS H., ROEDER D.H. et SCHMIDT K. (eds) (1978).- Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigations along geotraverses, Stuttgart (Schweizerbart).
- COLEMAN R.G. et PAPIKE J.J. (1968).- Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, California. *J. Petrol.*, 9, p. 105-122.

- COOMBS D.S. (1971).- Present status of the zeolite facies. *Adv. in Chem. series*, 101, p. 317-327.
- COOMBS D.S., HORODYSKI R.J. et NAYLOR R.S. (1970).- Occurrence of prehnite - pumpellyite facies metamorphism in northern Maine. *Am. J. Sci.*, 268, p. 142-156.
- COURTIN B. (1979).- Etude géologique de la région de Domokos (Grèce) : le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Univ. Lille.
- COX K.G., MACDONALD R. et HORNING G. (1967).- Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of southern africa. *Am. Min.*, 52, p. 1451-1474.
- CRAWFORD W. et FYFE W.S. (1965).- Lawsonite equilibria. *Am. J. Sci.*, 263, p. 262-270.
- CREUTZBURG N. et SEIDEL E. (1975).- Zum stand der geologie des Präneogens auf Kreta. *N. Jr. Geol. Paldont. Abh.*, 149, p. 363-383.
- CUVILLIER J., FOURY G. et PIGNATI MORO A. (1968).- Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Celma. *Geologia Romana*, VII, p. 141-156.
- DALIPI H., KONDO A., PEJO L., IKONOMI J. et MECAJ B. (1971).- Stratigraphy of the deposits of the Mesozoic in southern and western Albania (outer Albanids). *Nafta, Zagreb*, XXII, p. 227-253.
- D'ARGENIO B., PESCATORE I. et SCANDONE P. (1975).- Structural Pattern of the Campania Lucania Apennines. In "Structural model of Italy", Ogniben, Parotto, Praturlon ed.. *Quaderni Ric. Sci.*, 9, p. 313-327.
- D'ARGENIO B., HORVATH F. et CHANNEL J.E.T. (1980).- Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. 26<sup>ème</sup> Congr. internat. Paris, 1980. *Mém. B.R.G.M.*, 115, p. 331-351.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON J. et MAILLOT H. (1979).- Mineralogy and geochemistry of upper cretaceous and cenozoic sediments from North Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic). Leg 48 DSDP. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 48, p. 703-725.
- DECANDIA F.A. et ELTER P. (1972).- La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Gravegna (Appennino Ligure) 66<sup>o</sup> Congresso della Soc. geol. Ital., Pisa, p. 37-64.
- DECARREAU A. (1977).- Etudes expérimentales d'altération en système ouvert de matériaux géologiques naturels. Approche expérimentale des mécanismes d'altération. Comportement géochimique des éléments majeurs en trace. *Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 100, p. 289-301.
- DE CASTRO P. (1967).- Sulla presenza d'un nuovo genera di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, LXXV, p. 317-347.
- DEER W.A., HOWIE H. et ZUSSMAN J. (1962).- Rock forming minerals, v. 1, ortho and ring silicates (Londres) Longman, green and Co, Ltd.
- DE GRACIANSKY P.C. (1972).- Recherches géologiques dans le Taurus Lycien. Thèse Sci. Paris Sud (Orsay).

- DELAUNE - MAYERE M. et PARROT J.F. (1976).- Evolution au mésozoïque de la marge continentale méridionale du bassin téthysien oriental d'après l'étude des séries sédimentaires de la région ophiolitique du NW Syrien. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, VIII, p. 173-183.
- 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-Bassit. In : "Histoire structurale des bassins méditerranéens", Bijou-Duval et Montadert ed. Technip, Paris, p. 79-94.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays hell.*, t. XV.
- 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. *Can. J. Earth Sci.*, 9, p. 709-743.
- DERCOURT J. (1973).- Le Jurassique supérieur : un temps de bouleversement paléogéographique dans les Hellénides. 1<sup>ère</sup> Réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 163.
- DERCOURT J., FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1973).- Mouvements tangentiels dans la zone autochtone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse nord-occidentale (Achaïe, Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 473-476.
- DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J. et MEILLIEZ F. (1974).- Stratigraphie des couches situées sous les Radiolarites de la zone du Pinde-Olonos (Grèce) : le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. *Ann. géol. Pays hell.*, Athènes, 25, 1973, p. 397-406.
- 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, (1975), p. 317-326.
- DERCOURT J. et FLEURY J.J. (1977).- La nature des contacts calcaire-flysch de la série de Gavrovo-Tripolitza en Grèce continentale et Péloponnèse. *Ann. géol. Pays hell.*, 28, p. 28-53.
- DERCOURT J., CELET P., COTTIN J.Y., DE WEVER P., FERRIERE J. et coll. (1977).- Importance d'une tectonique jurassique supérieur sur la marge de la plaque d'Apulie (Hellenides et Apennins ligures). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 917-925.
- DERCOURT J. et THIEBAULT (1979).- Creation and evolution of the Northern margin of the Mesogean ocean between Africa and Apulia in the Peloponnesus (Greece). *VI Coll. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1313-1332.
- DERCOURT J., MAKRIS J. et MELIDONIS N.V. (1980).- Grèce - Introduction à la Géologie générale Livret-guide excursions : 160 C - 162 C - 26<sup>ème</sup> Congrès géol. Int., Paris, 1980.
- DEREUDER J.C. (1973).- Etude sédimentologique et stratigraphique du Paléozoïque supérieur dans le Nord de l'Attique. D.E.A. Lille.

- DESPRAIRIES A. (1977).- Etude sédimentologique de formations à caractère flysch et molasse. Macédoine et Epire, Grèce. Thèse Sci. Paris-Sud (Orsay), voir aussi (1979) *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S. n° 136.
- DEVOS I. (1981).- Les radiolaires mésozoïques des radiolarites de la série du Pinde-Olonos. (Prov. d'Evritanie et d'Achaïe, Grèce). D.E.A. Univ. Lille.
- DE WEVER P. (1975).- Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pin-dique (Série de Tripolitza et série épimétamorphique de Zaroukla). Péloponnèse septentrional, Grèce. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Lille.
- DE WEVER P. (1975).- Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pin-dique (Série de Tripolitza et série épimétamorphique de Zaroukla). Péloponnèse septentrional, Grèce. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Lille.
- 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. et CABY R. (1981).- Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 467-472.
- DE WEVER P. et THIEBAULT F. (1981).- Les radiolaires d'âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur dans les radiolarites du Pinde-Olonos (Presqu'île de Koroni ; Péloponnèse méridional, Grèce). *Geobios* (à paraître).
- DROOGER C.W. et MEULENKAMP J.E. (1973).- Stratigraphic contributions to geodynamic in the Mediterranean area : Crete as a case history. *Bull. geol. Soc. Greece*, 10, p. 193-200.
- DUBOIS R. (1976).- La suture calabro-apenninique Crétacé-Eocène et l'ouverture tyrrhénienne Néogène. Etude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. Thèse Sci. Univ. Paris.
- DUFAURE J. (1975).- Le relief du Péloponnèse. Thèse, Paris.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. carte géol. Als. Lorr.*, n° 29.
- DURR S., ALTHERR J., KELLER M., OKRUSH 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.
- ELTER G. (1971).- Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Geol. Alpine*, 47, p. 147-169.
- ELTER G. (1972).- Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mém. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 28, 19 p.

- ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMANN M. (1966).- Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme sl. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci. Genève*, 19, p. 279-377.
- ENGEL A.E.J. et ENGEL G.G. (1962).- Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondaks Mountain, New York. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 73, p. 1499-1514.
- EPTING M., KUDRASS H.R., LEPPIG U. et SCHAFER A. (1972).- Geologie der Talea Ori-Kreta. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* (Stuttgart), 141, p. 259-285.
- EVANS B.W. et LEAKE B.E. (1960).- The composition and origin of the stripped amphibolites of Connemara, Ireland. *J. Petrol.*, 1, p. 337-363.
- FANTINET D. (1977).- Séance extraordinaire de la Société géologique de France tenue à Athènes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 71-86.
- FARINACCI A. et RADOICIC R. (1964).- Correlazione fra serie giuresi e cretacee d'ell'Appennino centrale e delle Dinaridi externe. *Ricerca Scientifica*, 7, p. 269-284.
- FELGUEROSO COPPEL C. et RAMIREZ del POZO J. (1971).- Estratigrafia del Jurásico en la zona de Ternel-Morella (Maestrazgo). *Cuadernos Geologia Iberica*, 2, p. 439-488.
- FERRIERE J. (1976).- Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale): la zone isopique maliaque. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, p. 121-134.
- FISKE R.S., HOPSON C.A. et WATERS A.C. (1963).- Geology of Mt Rainier National Park Washington US. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 444, 93 p.
- FLAMENT J.M. (1973).- De l'Olonos au Chelmos, étude géologique d'un secteur de la nappe du Pinde Olonos. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Lille.
- FLEURY J.J. (1968).- Précisions sur l'âge de la partie inférieure du flysch du Pinde : un niveau paléocène (région de Karpenission, prov. d'Evritanie, Grèce continentale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 334-335.
- FLEURY J.J. (1970).- Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthiques du Klokova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). *Rev. de Micropal.*, 13, p. 30-44.
- FLEURY J.J. (1974).- Précisions sur la série de la nappe du Pinde : l'âge des "Radiolarites" (Dogger-Malm) et des "Marnes rouges à radiolaires - Premier Flysch" (Eocrétacé - Sénonien basal) (Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 201-204.
- 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 de 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 TSOFLIAS P. (1972).- Sur l'âge de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. *Bull. Soc. géol. Greece*, IX, p. 111-121.
- FLEURY J.J., THIEBAULT F. et TSOFLIAS P. (1979).- Stratigraphie et structure du Massif de Pylos (Zone de Gavrovo-Tripolitza, Péloponnèse sud-occidental, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord.*, XCVIII, p. 223-232.
- FOGELGESANG J.F. (1975).- Sur les Alpes calcaires méridionales : géologie du Mt Baldo septentrional (Province de Trente, Italie) et aspects géochimiques de la sédimentation pélagique des zones tridentine et lombarde au Jurassique. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Paris.
- FONTEILLES M. (1968).- Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. *Bull. B.R.G.M.*, (2) II, 3, p. 2-51.
- FONTEILLES M. (1976).- Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse Sci. Paris.
- FOLK R.L. (1959).- Practical petrographic classification of limestones. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 43, p. 1-38.
- FOLK R.L. (1965).- Some aspects of recrystallisation of ancient limestones. In "Dolomitization and limestones diagenesis" (Pray et Murray ed.). *Soc. Econ. Paleont. Min. Publ. Spec.* 13, p. 14-28.
- FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks. University of Texas geology - Memphill's.
- FOSTER M.D. (1962).- Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 414 A.
- FOURCADE E. (1971).- Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques : les confins du Prébétique et des chaînes ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Jucar (stratigraphie et paléogéographie). 1<sup>er</sup> Coll. *Estr. Paleogeogr. Cretac. Esp.*, Bellaterra - Tremps, 1973, p. 233-244 et *Cuadernos geol. ibérica*, 2, p. 157-182.
- FOURCADE E., RAOULT J.F. et VILA J.M. (1972).- Debarina hahouenerensis nov. sp. nov. gen. nouveau Lituolidé (Foraminifère) du Crétacé du Constantinois (Algérie). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 274, p. 191-193.
- FREY M. (1972).- Progressive low-grade metamorphism of a black-shale formation, Central Swiss, Alps. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog.*, 4, p. 512.
- FREYBERG B. von (1967).- Die Neogene - Diskordanz in Zentral - Kythira - *Prakt. Akad. Ath.*, 42, p. 361-381.
- FYTROLAKIS N. (1971,a).- Die bis heute unbekanten paleozoischen sudöstlich von Kalamai. *Bull. Soc. géol. Greece*, 8, p. 70-81.
- FYTROLAKIS N. (1971,b).- Geologische untersuchungen im Provinz von Pylias (Messenien - Peloponnes). *Ann. géol. Pays hell.*, 23, p. 57-122.
- FYTROLAKIS N. (1972).- Die einwirkung gewisser Orogen Bewegung und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Silia). *Bull. Soc. géol. Greece*, 11, p. 81-100.



- GANGULY J. (1968).- Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system  $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{O}_2$ . *Am. J. Sci.*, 266, p. 277-298.
- GANGULY J. (1969).- Chloritoid stability and related parageneses : theory, experiments and applications. *Am. J. Sci.*, 267, p. 910-944.
- GARCIA M.O. (1978).- Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth Sci. reviews*, 14, p. 147-165.
- GARRISON R.E. et FISCHER A.G. (1969).- Deep water limestones and radiolarites of the Alpine jurassic. In *Depositional environments in carbonate rocks* (Ed. Friedman). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. (Tulsa)*, 14, p. 20-56.
- GEYSSANT J. et TOLLMANN A. (1966).- Alpes autrichiennes. Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 11, p. 413-472.
- GIGNOUX M. (1949).- Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. géol., Grenoble*, 27, p. 1-34.
- GINZBURG A., MAKRIS J., FUCHS K., PRODEHL C., KAMINSKI W. et AMITAI V. (1979).- A seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan - Dead Sea rift and their transition towards the Mediterranean Sea. *J. geophys. Res.*, 84, p. 1569-1582.
- GINZBURG A. et FOLKMAN V. (1980).- The crustal structure between the Dead sea rift and the Mediterranean sea. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51, p. 181-188.
- 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.
- GJATA Th., SKELA V. et YLLI L. (1971).- Historique de l'évolution géologique et conditions de formation des sédiments du Crétacé supérieur jusqu'au Priabonien notamment dans l'Albanie occidentale et sud-occidentale. Les zones externes du géosynclinal albanais. (En albanais, résumé en français). *Perm. Studimesh.*, p. 23-32.
- GJIKOPULLI M. et RAMA K. (1973).- Données et réflexions sur les hallogènes problématiques de la zone ionienne. (En albanais, résumé en français). *Perm. Studimesh.*, p. 135-150.
- GLACON G. et ROUVIER H. (1970).- Découverte de Jurassique dans les monts de la moyenne Medjerda (Tunisie septentrionale). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 270, p. 3007-3009.
- GODFRIAUX I. (1968).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse, Lille, 1968 - *Ann. géol. Pays hell.*, 19.
- GOFFE B. et SALIOT P. (1977).- Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. *Bull. Soc. Fr., Min. Cristallogr.*, 100, p. 302-309.
- GOLDBERG E.D. et ARRHENIUS G. (1958).- Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, p. 153-212.
- GRAESER ST. et NIGLI E. (1967). Zur Verbreitung der Phengite in den Schweitzer Alpen ; ein Beitrag zur Zoneographie der Alpenen Metamorphose. In : "Etages tectoniques". Lausanne, p. 89-104.

- GRUPE FRANCAIS D'ETUDE DU NEOGENE (1974).- Etude biostratigraphique des gisements d'Escornebéou. (Aquitaine méridionale, France). *Docum. Lab. géol. Fac. Sci.*, Lyon, 59, 86 p.
- GUILLAUME A. (1964).- Répartition des microorganismes dans les formations à dominante calcaire du Jurassique supérieur de la région de Champagnole (Jura). *Coll. du Jurassique*, Luxembourg 1962. Impr. St Paul SA., Luxembourg, p. 449-458.
- HALFERDAHL L.B. (1961).- Chloritoid : its composition, X- ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrol.*, 2, p. 49-135.
- HARALAMBOUS D. (1961).- Geological and Physicogeographical bibliography of Greece. *Inst. geol. Subsurf. Res.*, Athènes.
- HARALAMBOUS D. (1975).- Geoscience and natural science bibliography of Greece. *Inst. geol. Subsurf. Res.*, Athènes.
- HARVARD K.R. (1967).- Mineralogy and geochemistry : Epsaw Formation, southern Alberta M.S. thesis, Univ. of Calgary.
- HEIER K.S. et ADAMS J.A.S. (1964).- The geochemistry of the alkali metals. *Phys. Chem. Earth*, 5, p. 253-381.
- HINTE J.E. van (1976a).- A Jurassic Time scale. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 60, p. 489-497.
- HINTE J.E. van (1976b).- A Cretaceous Time Scale. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 60, p. 498-516.
- HOFFMANN C. (1972).- Natural and synthetic ferroglaucofane. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, p. 135-145.
- HOSCHEK G. (1967).- Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith. *Contrib. Mineral. Petrol.* 14, p. 123-162.
- HOTTINGER L. (1960).- Recherches sur les Alvéolines de l'Eocène et du Paléocène. *Mém. Suisses, Pal.*, 75-76.
- HSU K.J. (1971).- Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233, p. 44-48.
- HSU K.J. (1976).- Paleooceanography of the mesozoic alpine Tethys. *Soc. geol. Amer.*, Sp. Paper, 170.
- HUMBERT L. (1976).- Elements de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Technip. Paris.
- 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 région (East - Central Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 455-468.
- I.G.R.S. et I.F.P. : Institut de géologie et recherche du sous-sol et Institut français du Pétrole (1966).- Etude géologique de l'Epire. Technip, Paris.
- IZART A. (1976).- Etude géologique d'un secteur du Péloponnèse nord-occidental (Grèce) : la carte de Goumeron. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Lille.

- JACKSON M.L. (1959).- Frequency distribution of clay minerals in major great group as related to the factors of soil formation. *Clays and clay Minerals (6<sup>th</sup> nat. Conf., 1957)*, p. 133-143.
- JACOBSHAGEN V. (1979).- Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1335-1367.
- JACOBSHAGEN V., MAKRIS J., RICHTER D., BACHMANN G.H., DOERT U., GIESE P. et RISCH H. (1976).- Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. *Z. dt. geol. Ges.*, 127, p. 337-363. Hannovre.
- JACOBSHAGEN V., RICHTER D., MAKRIS J., BACHMANN G.H., GIESE G.H. et RISCH H. (1978).- Alpidic development and structure of the Peloponnesus. In *Alps, Apennines, Hellenides*. Closs H, Roeder D.H. et Schmidt K. (edit.) Stuttgart (Schweizerbart), p. 415-423.
- JAFFREZO M. (1980).- Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléocéologie - Extension des résultats à la Mésogée. Thèse Sci. Univ. Paris.
- 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.
- JARVIS G.T. et Mc KENZIE P.P. (1980).- Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 48, p. 42-52.
- JOHNS D.R. (1977).- The structure and stratigraphy of the galaxidion region, central Greece. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes 1977, II, p. 715-724.
- JOHNSON J.H. (1964).- The Jurassic algae. *Quarterly of the Colorado School of Mines*, 59, p. 1-129. p. 266-275.
- JOPLIN G.A. (1965).- The problem of the potashrich basaltic rocks. *Mineral. Mag.*, 34, p. 275-294.
- JOPLIN G.A. (1968).- The shoshonite association a review. *J. geol. Soc. Aust.*, 15, p. 275.
- JOPLIN G.A., KISS E., WARE N.G. et WIDDOWSON J.R. (1972).- Some chemical data on members of the shoshonite association. *Mineral. Mag.*, 38, p. 936-945.
- KARAKITSIOS V. (1979).- Contribution à l'étude géologique des Hellénides. Etude de la région de Sellia (Crête moyenne-occidentale ; Grèce). Les relations lithostratigraphiques et structurales entre la série des Phyllades et la série carbonatée de Tripolitza. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Univ. Paris.
- KATSIKATSOS G. (1979).- La structure tectonique d'Attique et de l'Ile d'Eubée. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, I, p. 211-228.
- KATSIKATSOS G. (1980).- Geological study of the Vassilikon - Ithomi area (Messenia, Peloponnesus). Thèse, Patras.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J.L. et VERGELY P. (1976).- La fenêtre d'Attique - Cyclades et les fenêtres métamorphiques des Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 283, p. 1613-1616.

- KAUFFMAN F. (1978).- Cretaceous : Treatise on Invertebrate Paleontology - Pt. A., Univ. of Kansas Press and *Geol. Soc. America*.
- KAUFMANN G. (1976).- Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen agäischen Inseln. *Z. dt. geol. Ges.*, 127, p. 387-398.
- KELLER J. (1974).- Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc southern Tyrrhenian sea : calc - alkaline and shoshonitic associations. *Contr. Mineral. Petrol.*, 46, p. 29-47.
- KIENAST J.R. et TRIBOULET C. (1972).- Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 95, p. 565-573.
- KINSMAN D.J. (1969).- Interpretation of  $Sr^{2+}$  concentration in carbonate minerals and rocks. *J. sediment. Petrol.*, 39, p. 486-508.
- KOBER L. (1929).- Die grossgliederung der Dinariden - *Zentralbl. Mineral.*, B, p. 426-437.
- KOPP K.O. et OTT E. (1977).- Spezialkartierungen im umkreis neuer Fossilfunde in Trypoli und Tripolitza kalkan Westkretas. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 217-238.
- KOWALCZYK G., RICHTER D., RISCH M. et WINTER K.P. (1977).- Zur zeitlichen einstufigung der tektonogenitischen ereignisse auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. geol. Paläont. Mh.*, p. 541-564.
- KOWSMANN R.O. (1973).- Coarse components in surface sediment of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. *J. of Geology*, 81, p. 473-494.
- KOZUR H. (1973).- Beiträge zur stratigraphie von Perm und Trias. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3, p. 1-31.
- KRAHL J., EBERLE P., EICKHOFF J., FÖRSTER O. et KOZUR H. (1981).- Biostratigraphical investigations in the Phyllite - Quartzite series on Crete island. H.E.A.T. Symp. Athènes, 1981. *Tectonophysics* (sous presse).
- KROGH F.J. et RAHEIM A. (1978).- Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, p. 75-80.
- KTENAS C. (1924).- Formations primaires semimétamorphiques du Péloponnèse central. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 61-63.
- KTENAS C. (1926).- Sur le développement du Primaire en Péloponnèse central. *Prak. Akad. Athenes*, t. 1, p. 53-59.
- KUSS S. et THORBECKE G. (1974).- Die Praeneogänen Gesteine der Insel Kreta und ihre korrelierbarkeit im ägäischen Raum. *Ber. naturf. Ges. Freiburg i Br.*, 64, p. 39-75.
- LALLEMANT S., LYBERIS N. et GALDEANO A. (1982).- La carte aeromagnétique du sud-est du Péloponnèse : présence d'un grand accident de socle. 9<sup>ème</sup> R.A.S.T., Paris (à paraître).

- LAMB J.L. et STAINFORTH R.M. (1976).- Unreliability of Globigerinoides datum. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 60, p. 1563-1569.
- LAMOUREUX M. (1965).- Observations sur l'altération des roches calcaires sous climat méditerranéen. *Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Pédol.*, 3-1, p. 21-41.
- LANCELOT J.R. (1978).- Géochronologie et catastrophes. Réponse à G. Choubert et A. Faure Mure. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 211-215.
- LANCELOT Y. et LARSON R.L. (1975).- Sedimentary and tectonic evolution of the North western Pacific. In Larson, Moberly et coll., *Init. Rep. of the Deep. Sea Drilling project*, 32, p. 925-939.
- LARSEN E.M. (1965).- Transitional elements. New York : Benjamin.
- LA ROCHE de H. (1966).- Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonaises. *Geol. Rundschau*, 55, p. 274-301.
- LA ROCHE de H. (1968).- Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formation volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 267, p. 39.
- LEAKE A.E. (1964).- The chemical distinction between ortho et para-amphibolite. *J. Petrol.*, 5, p. 238-254.
- LEAKE A.E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. *Min. Magazine*, 42, p. 533-563.
- LE BAS M.J. (1962).- The role of Aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 26, p. 267-288.
- LE BAS M.J. et SABINE P.A. (1980).- Progress in 1979 on the nomenclature of Pyroclastic materials. *Geol. Mag.*, 117, p. 389-391.
- LECANU H. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Hellénides. La région du Haut Penée (Thessalie, Grèce). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris.
- LEKKAS S. (1977).- Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure de la région au SE de Tripolis (Péloponnèse central). *Ann. geol. Pays hell.*, XXIX, p. 226-264.
- LEKKAS S. (1978).- Phénomènes d'écaillages dans la zone de Tripolitza en Péloponnèse central (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 108-111.
- LEKKAS S. (1979).- Observations sur le mécanisme du charriage de la nappe d'Arcadie sur la zone de Tripolitza. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, p. 675-680.
- LEKKAS S. (1980).- Les Phyllades du Péloponnèse : un métaflysch ionien chevauché par la série de Gavrovo-Tripolitza. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 291, p. 21-24.
- LEKKAS S. et PAPANIKOLAOU D. (1978).- On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. geol. Pays hell.*, 29, p. 395-410.
- LEKKAS S. et ZAMBETAKIS LEKKAS A. (1980).- Sur l'existence de la série de Mangassa en Péloponnèse central (Grèce). *Ann. geol. Pays hell.*, XXX, p. 333-341.

- LEKKAS S. et IOAKIM C. (1981).- Données nouvelles sur l'âge des Phyllades en Péloponnèse (Grèce)  
*Prakt. Acad. Athinou*, 55, p. 350-361 (1980).
- LE QUELLEC P. (1979).- La marge continentale ionienne du Péloponnèse : géologie et structure.  
Thèse 3<sup>ème</sup> cycle.
- LE PICHON X. (1968).- Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 3661-3697.
- 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., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.P., DER COURT J. et coll. (1979).- Tectonique active dans le fossé de subduction hellénique : observations par submersible. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 289, p. 1225-1228.
- LE PICHON X., ANGELIER J., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.P., DER COURT J. et coll. (1980).- Importance des formations attribuées au Messinien dans les fossés de subduction helléniques : observations par submersible. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 290, p. 5-8.
- LE PICHON X., ANGELIER J. et SIBUET J.C. (1981).- Plate boundaries and extensional tectonics. *Tectonophysics* (sous presse).
- LEVEN E. Ya. (1967).- Stratigraphy and Fusulinidés of the Pamirs Permian deposits. *Trans. Geol. Inst. Ac. Sc. URSS*, Moscou, 197, p. 1-224.
- LI Y.H., TAKAHASHI T. et BROECKER W.S. (1969).- Degree of saturation of  $\text{CaCO}_3$  in the Oceans. *J. Geophys. Research*, 74, p. 5507-5525.
- LIU G.J. (1971).- P.T. Stabilities of Laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system  $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . *J. Petrol.*, 12, p. 379-411.
- LORENZ C. (1969).- Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins Liguro-Piémontais (Italie) *Atti. Geol. Univ. Genova*, VI.
- LOWELL J. et GENIK G. (1972).- Sea floor spreading and structural evolution of the southern Red Sea. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 56, p. 247-259.
- LUGEON M. (1943).- Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation (note préliminaire). *Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, 62.
- LYBERIS N. (1978).- Etude géologique de la partie méridionale des montagnes d'Agrafa (Evritanie, Grèce). Thèse Doct. Ing. Univ. Paris.
- LYBERIS N. et BIZON G. (1981).- Signification structurale des Iles strophades dans la marge hellénique. *Marine geology*, 39, p. M. 57-69.
- 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 L'apparent. *Mém. Soc. géol. Fr.*, h.s., 8, p. 291-308.
- LYS M. et THIEBAULT (1971).- Données nouvelles sur l'âge des schistes en Péloponnèse méridional. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272, p. 196-197.

- MACHAIRAS G., KEDICOGLU J., PAPATAUROU S., PERDIKATIS B. et PANDELIS G. (1979).- Découvertes d'importants dépôts de phosphorite en Epire (Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, p. 1367-1370.
- MAILLOT H. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Elide, Péloponnèse occidentale, Grèce. D.E.A., Lille.
- MAKRIS J. (1979).- Seismic and gravity studies in Greece and some geodynamic implications. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes 1977, I, p. 61-85.
- MANIA J. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie (Péloponnèse central, Grèce). D.E.A., Lille.
- MANSY J.L. (1969).- Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). D.E.A., Lille.
- MANSY J.L. (1971).- Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCI, p. 57-63.
- MARAKIS S. (1970).- Lead isotopic composition of the galena outcrops, Phiniki, Molai country. *Ann. géol. Pays hell.*, 19, p. 689-694.
- MARESCH W.V. (1977).- Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, p. 109-125.
- MARINOS G. et REICHEL M. (1958).- The fossiliferous permian in eastern continental greece and Euboea. *I.G.R.S. geol. of Greece*, 8.
- MARTIN J.H. et KNAUER G.A. (1973).- The elemental composition of plankton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 1639-1653.
- MARZOUKI F., KERRICH R. et FYFE W.S. (1979).- Epidotisation of diorites at Al Hadah, Sandi Arabia : fluid influx into cooling plutons. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p. 285-291.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1980).- Linéation transversale, métamorphisme de haute pression et obduction dans la chaîne alpine en Corse. Présentation d'un modèle. *26<sup>e</sup> Congrès géol. Int.*, Paris 1980. Résumés, I, p. 362.
- Mc KENZIE D. (1978).- Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 40, p. 25-32.
- Mc KENZIE D. et PARKER R.L. (1967).- The North Pacific : an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 276, p. 1276-1280.
- Mc KENZIE D.E. et CHAPPELL B.W. (1972).- Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New Guinea. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, p. 50-62.
- MELGUEN M., LE PICHON X. et SIBUET J.C. (1978).- Paléoenvironnement de l'Atlantique sud. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, p. 471-489.
- MEILLIEZ F. (1971).- Etude géologique de la région d'Aroania, Achafe, Péloponnèse central, Grèce, D.E.A., Univ. Lille.
- MERCIER J. (1968).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Ann. géol. Pays hell.*, XX.

- MERCIER J. (1973).- Plissements synmétamorphiques d'échelle kilométrique, d'âge jurassique supérieur éocrétaqué dans des Hellénides internes (Macédoine, Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 2249-2252.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1972).- Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements 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.
- MERCIER J.L., DELIBASSIS N., GAUTHIER A., JAVRIGE J.J., LEMEILLE F., PHILIP H., SEBRIER M. et SOREL D. (1979).- La néotectonique de l'Arc égéen. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 21, p. 67-92.
- MEULENKAMP J.E., THEODOROPOULOS D. et TSAPRALIS V. (1979).- Remarks on the Neogene of Kythira, Greece. *VI Coll. geol. Aegean Region* (Athènes, 1977). I., p. 355-362.
- MEZINI A. (1974).- Les conditions paléogéographiques caractérisant les dépôts salins de la zone ionienne et leur tectonique. (En albanais, résumé en français). *Perm. Studimesh.*, p. 149-158.
- MILLERO F.J., MORSE J. et CHEN C.T. (1979).- The carbonate system in the western Mediterranean sea. *Deep - sea Research.*, 26, p. 1395-1404.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles. (Paris) Masson.
- MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961).- Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques des Vosges et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 14, p. 91-101.
- MILLOT G., LUCAS J. et PAQUET H. (1965).- Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Geol. Rundschau*, 55, p. 1-20.
- MIYASHIRO A. (1957).- The chemistry, optics, and genesis of the alkali - amphiboles. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 11, p. 51-83.
- MIYASHIRO A. (1974).- Volcanic rocks series in island arcs and active continental series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A. (1975).- Island arc volcanic rock serie : a critical review. *Petrologie*, 1, p. 177-196.
- MIYASHIRO A. et SHIDO F. (1975).- Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. J. Sci.*, 275, p. 265-277.
- MOINE B. (1969).- Orthoamphibolites et formations métasédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahna (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. *Sciences de la Terre*, XIV, p. 109-138.
- MOLNAR P. et GRAY D. (1979).- Subduction of continental lithosphere : some constraints and uncertainties. *Geology*, 7, p. 58-62.



- MONTADERT L., de CHARPAL O., ROBERTS D., GENNOC P. et SIBUET J.C. (1979).- Northeast Atlantic passive continental margins : rifting and subsidence processes. In Deep Drilling results in the Atlantic ocean : continental margin and paleoenvironment. Ewing serie 3. *Am. geophys. Union*. (Washington), p. 154-
- MOORE T.C., ROSS HEATH G. et KOWSMANN R.O. (1973).- Biogenic sediments of the Panama basin. *J. of Geol.*, 81, p. 458-472.
- MORGAN W.J. (1968).- Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Research.*, 73, p. 1959-1982.
- MOSSER C., GALL J.C. et TARDY (1972).- Géochimie des illites du grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord, France. *Chem. geology*, p. 157-177.
- MPODOZIS MARIN C. (1977).- Etude géologique de la région d'Agrapha (zone du Pinde, Evritanie, Grèce). Essai de classification géochimique des sédiments hypersiliceux marins. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Paris.
- MUFFLER L.P.T. et WHITE D.E. (1969).- Active metamorphism of upper cenozoic sediments in the Salton sea geothermal field and the Salton through, Southeastern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, p. 157-181.
- NEGRIS P. (1908a).- Composition de la nappe charriée du Péloponnèse au Mont Ithome (Messénie). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 147, p. 316-318.
- NEGRIS P. (1908b).- Sur la répartition des Halobies dans le Péloponnèse occidental. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 147, p. 1008-1010.
- NEGRIS P. (1912).- Sur l'âge des formations cristallines du Péloponnèse. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 155, p. 371-373.
- NEGRIS P. (1914-1919).- Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce. Athènes. Eleftheroudakis.
- NEMATOV A. (1969).- Détermination des roches ortho et para de la série métamorphique par un diagramme triangulaire. *Uzbek. Geol. Zh.*, 13, p. 68. Trad. B.R.G.M. n° 5287.
- NEUMANN M. (1968).- A propos de *Gyrodinella magna* LE CALVEZ en Aquitaine et en Mésogée. Colloque sur l'Eocène, Paris, 1968. *Mém. B.R.G.M.*, 58, p. 85-90.
- NITSCH K.H. (1968).- Die stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyite-haltingen paragenesen. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, p. 240-260.
- NITSCH K.H. (1972).- Stabilitätsfeld von Lawsonit. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, p. 110-134.
- NITSCH K.H. (1974).- Neue Erkenntnisse zur stabilität von Lawsonit. *Fortschr. Mineral.*, 51, p. 34-35.
- ORGEL L.E. (1964).- An introduction to transition metals chemistry. Ligand field theory. Londres Methuen.

- PANAGOS D.A., PIPER J.W. et KOTOPOULI C.N. (1979).- Age and stratigraphic subdivision of the phyllit series, Krokee region, Peloponnese, Greece. *N. Jb. Geol. Paldont. Mh.* (3), p. 181-190.
- PAPA A. (1970).- Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (Présentation de la carte tectonique de l'Albanie au 500 000). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 1096-1109.
- PAPASTAMATIOU J. et REICHEL M. (1956).- Sur l'âge des Phyllades de l'Ile de Crète. *Ecol. Geol. Helv.*, 49, p. 147-149.
- PAPASTAMATIOU J., VETOULIS D., TATARIS A., BORNOVAS J., CHRISTODOULOU G. et KATSIKATSOS G. (1959).- Carte géologique de Crète : carte de Ierapetra 1/50 000 - I.G.R.S., Athènes.
- PAPIKE J.J. (1974).- On the chemistry of clin amphiboles. *E.O.S. Trans. Am. Geophys. Un.*, 55, p. 469.
- PAQUET H. (1970).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 30.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1964).- Die alpine dislokation metamorphose in Zentralpeloponnischkretischen metamorphen system. *N. Jb. Miner. Abh.*, 101, p. 195.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1965).- Uber die entshungsbedingungen des andesits "Porfiro verde antico" im südostlichen Zentralpeloponnes. *Ann. geol. Pays hell.*, 16, p. 233-243.
- PARSONS B. et SCLATER J.G. (1977).- An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 803.
- PEARCE J.A. (1975).- Basalt geochemistry used to investigate part tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.
- PEARCE T.H., GORMAN B.E. et BIRKETT T.C. (1975).- The  $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$  diagram : a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 24, p. 419-426.
- PEDRO G. (1966).- Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle alumino-silicique). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 262, p. 1828-1831.
- PEDRO G. (1968).- Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, p. 457-470.
- PE-PIPER G. (1980).- Geochemistry of Miocene shoshonites, Lesbos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, p. 387-396.
- PERCHUK L.L. (1970).- Equilibres des minéraux des roches - Moscou Nauka
- PERRIAUX J. (1961).- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18.
- PESSAGNO E.A. Jr. (1976).- Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the great Valley sequence, California Coast Ranges. *Micropal. Spec. Publ.* New York, n° 2.

- PETROCHILOS J. (1964).- Recherches hydrospéléologiques dans la région de Dyros en Laconie (Grèce) 3<sup>ème</sup> Congr. Int. Spel., 1/2, p. 183-190.
- PEYRE Y. (1959).- Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. *Rev. Micropaléont.*, 2.2, p. 80-87.
- PEYBERNES B. (1976).- Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Sci. Toulouse. C.R.D.P. Toulouse.
- PHILLIPSON A. (1890).- Uber die Altersfolge der sedimentformationen in Griechenland. *Zeit. der Deutsch. geol. Gesell.*, 42, p. 150-159.
- PHILLIPSON A. (1892).- Der Peloponnes - Friedlander Sohn - Berlin.
- PILOT J. (1974).- Les isotopes en géologie (Méthodes et applications). Doin éd. Paris.
- PIPER D. et PE-PIPER G. (1980).- Was there a western (external) source of terrigenous sediment for the Pindos zone of the Peloponnese (Greece) ? *N. Jb. Geol. Paläont.* (à paraître).
- POIGNANT A. (1964).- Aperçu sur les différentes espèces de Lituonelles. *Rev. Micropaléont.*, 6, p. 211-222.
- POISSON A. (1977).- Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). Thèse Sci. Univ. Paris-Sud (Orsay).
- POMEROL C. (1978).- Critical review of isotopic dates in relation to Paleogene stratotypes. In "Contributions to the geologic Time Scale". *Studies in Geology*, n° 6. A.A.P.G., p. 235-245
- POMEROL B. et RENARD M. (1972).- Etude pétrographique et géochimique de niveaux calcaires indurés subactuels de la côte ouest de Qatar (Golfe Persique). *Rev. Géograph. phys. Géol. dyn.* XIV, p. 529-536.
- POMEROL C., BABIN C., LANCELOT Y., LE PICHON X. et RAT P. (1980).- Stratigraphie et paléogéographie. Principes et méthodes. Doin éd. (Paris).
- PREVOT L. et LUCAS J. (1979).- Comportement de quelques éléments traces dans les phosphorites. *Sci. Géol. Bull.*, 32, p. 91-105.
- PURSER B.H. (1980).- Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. tome 1. Technip. Paris.
- RADOICIC R. (1966).- Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. *Geol. Tasprave in Porocila*, 9, Knjiga Ljubjana.
- RAMALHO M. (1971).- Observations micropaléontologiques sur le Malm à l'Ouest de Sezimbra (Portugal). *Cuadernos geologia Iberica*, 2, p. 615-620.
- RAOULT J.F. (1974).- Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord constantinois, Algérie). *Mém. Soc. géol. Fr., N.S.*, 121.
- REMANE (1969).- Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (*Protozoa incertae sedis, ciliata* ?). *First Internat. Conf. on Plankt. Microfossils*, Genève 1967. Ed. Brönnimann P. et Renz H.H., p. 559-573.

- RENARD M. (1972).- Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint Vaast-les-Mello (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 34, p. 19-29.
- RENZ C (1904).- Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. *Zentralh. f. Min. Geol. Paldont* ., p. 257-266.
- RENZ (1910).- Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. *Jahrb. Oesterr. geol., R.A., (Vienne)*, 3, p. 4121-4636.
- RENZ C. (1940).- Die Tektonik der Griechischen Gebirge. *Prak. Akad. Ath.*, 8, p. 1-171.
- RENZ C. (1955).- Die vorneogene stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. *Inst. geol. subs. Res., Athènes*.
- RENZ C., LIATSIKAS N. et PARASKEVAIDIS I. (1955).- Carte géologique de Grèce (1/500 000).
- REVELLE R.R. (1944).- Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its seventh Cruise - Carnegie. *Inst. Publ.*, 556, part. 1, 179 p.
- RHODES J.M. (1973).- Major and trace element chemistry of basalts from Leg 9 of the Deep sea drilling project. *Trans. Am. Geophys. Union*, 54, p. 1014-1015.
- RICHTER D. (1975).- Probleme der Metamorphose auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. Geol. Paldont. Abh.*, 149, p. 129-147.
- RICHTER D. (1976).- Das Flysch - Stadium der Helleniden - ein Überblick. *Z. dt. geol. Ges.*, 127 p. 467-483.
- RICOU L.E. (1974).- L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des zagrides. Thèse Sci. Univ. Paris-Sud (Orsay).
- RICOU L.E. et MARCOUX J. (1980).- Organisation générale et rôle structural des radiolarites et ophiolites le long du système alpine-méditerranéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXII, p. 1-14.
- ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNESTETTER D., OHNESTETTER M. et PARROT J.F. (1979).- Les ophiolites méditerranéennes et les formations volcano-sédimentaires qui leur sont associées. *Int. Ophiolite Symp., Chypre, 1979 - Geol. Survey. Departm. (Nicosie)*, p. 273-286.
- ROESLER G. (1978).- Relics of Non-metamorphic sediments on central Aegean islands. In "Alps, Apennines, Hellenides. Closs, Roeder et Smidt, ed. Stuttgart, p. 480-484.
- ROEVER E.W.F. de (1977).- Chloritoid - bearing metapelites associated with glaucophane rocks in Crete. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, p. 317-319.
- ROEVER E.W.F. de et BEUNK F. (1976).- Blue Amphibole - Albite - Chlorite assemblages from Fuscaldo (S. Italy) and the role of glaucophane in Metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 221-234.
- ROSSI P.I., VIEL G. et SIMBOLI G. (1976).- Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcano-clastica ladinica superiore nell'area del Monte Civetta. *Bull. Soc. geol. Ital.*, p. 433-458.

- ROUVIER H. (1977).- Géologie de l'extrême - nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord maghrébine. Thèse Sci. Univ. Paris.
- SAGON J.P. (1965).- A propos du chloritoïde dans les schistes dévoniens du bassin de Chateaulin (région de Uzel, Saint-Gilles-du-Vieux-Marché : Côtes du Nord.) *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 269-270.
- SAITO Y. (1972).- Some aspects on chemical composition of chert. *Bull. Sci. Mus. Japan*, 15, p. 403-414.
- SALIOT P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Sci. Univ. Paris.
- SCHILLING A.V. (1981).- Biostratigraphic investigations on the Casa di Tosi section (Marche region, Italy) with special reference to the Oligocene - Miocene boundary. *Riv. Ital. Paleont.* 87, p. 227-244.
- SCHUBERT W. et SEIDEL E. (1972).- Glaukophangesteine aus dem Metamorphikum W-Kretas. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 123, p. 371-384.
- SCLATER J.G., BOYLE E. et EDMOND J.M. (1979).- A quantitative analysis of some factors affecting carbonate sedimentation in the Ocean. In Deep Drilling results in the Atlantic Ocean : continental margin and Paleoenvironment. Ewing serie 3 - *Am. Geophys. Union.* (Washington), P. 235-248.
- SCLATER J.G. et CHRISTIE P.A.F. (1980).- Continental stretching : an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. *J. Geophys. Research*, 85, B 7, p. 3711-3739.
- SCOLARI G. et LILLE R. (1973).- Nomenclature et classification des roches sédimentaires (Roches détritiques terrigènes et roches carbonatées. *Bull. Rech. géol. Min.*, sect. IV, p. 57-127.
- SEIDEL E. (1968).- Die Tripolitza und Pindosserie im Raum von Paleochora (SW Kreta, Griechenland). *Diss. Univ. Würzburg.*
- SEIDEL E. (1974).- Zr contents of glaucophane bearing meta-basalts of Western Crete, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, p. 231-236.
- SEIDEL E. (1978).- Zur Petrologie der Phyllit - Quartzit - Serie Kretas. Habilitationsschrift. Braunschweig.
- 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.
- SEIDEL E., KREUZER H. et HARRE W. (1979).- K/Ar dates of the Cretan Phyllite - Quartzite series. *VI Coll. Aegean Region, Athènes, 1977, I*, p. 121-127.
- SEKI Y. (1972).- Low grade stability of epidote in the light of natural occurrences. *J. geol. Soc. Japan*, 78, p. 405-413.
- SEPTFONTAINE M. (1978).- Les genres *Pfenderina* HENSON 1948 et *Lituonella* SCHLUMBERGER 1905 (Foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des couches à *Mytilus* et relations avec la province mésogéenne. *Eclogae geol. Helv.*, 71, p. 321-345.

- SIGAL J. (1977).- Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. *Géol. Méditerranéenne*, IV, p. 99-108.
- SMITH A.G. (1971).- Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 2039-2070.
- SMITH I.E. (1972).- High-potassium intrusive from southeastern Papua. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, p. 167-176.
- SOLIMAN H.A. et ZYGOJANNIS N. (1979).- On the biozonation of the Oligocène sequences by foraminifera in the south Mesohellenic basin, Northern Greece. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes 1977, III, p. 1085-1094.
- SOREL D. (1976).- Etude néotectonique dans l'arc égéen externe occidental ; les îles ioniennes de Kephallinia et Zakynthos et l'Elide occidentale. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Géologie structurale Univ. Orsay.
- STECKLER M.S. et WATTS A.B. (1978).- Subsidence of the atlantic type continental margin off New-York. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 41, p. 1-13.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977).- Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, 24, p. 547-563.
- STEINBERG M., FOGELGESANG J.F., COURTOIS C., MPODOZIS C., DESPRAIRIES A., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977).- Les terres rares dans les radiolarites : précisions sur l'origine des feldspaths et des phyllites présents dans ces roches. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 735-740.
- STEINBERG M. et MPODOZIS MARIN C. (1978).- Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique. *Oceanologica Acta*, 1, p. 359-367.
- TARDY Y. (1969).- Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 31.
- TATARIS A. (1964).- The middle éocène bauxite of the Tripolitza zone and tectonic events within the eocene. *Bull. geol. Soc. Greece*, 5, p. 36-56.
- TATARIS A. et MARANGOUDAKIS N. (1966).- The stratigraphy of the Upper horizons of Tripolitza zone. Tectonic and other observations in Kynouria - Lakonia area (Peloponnesus). *Bull. geol. Soc. Greece*, 6, p. 365-384.
- TATARIS A., MARANGOUDAKIS N. et ORPHANOS G. (1970).- Carte géologique de Paralion-Astros. I.G. R.S. Athènes.
- TATARIS A., MARANGOUDAKIS N. et KATSIKATSOS G. (1970).- Carte géologique d'Astros. I.G.R.S., Athènes.
- TERMIER G., TERMIER H. et VACHARD D. (1977).- Etude comparative de quelques Ischyrosponges. *Géol. Méditerranéenne*, IV, p. 139-180.

- THEODOROPOULOS D.K. (1973).- Physical geography of the Island of Kythira, Athens.
- THEODOROPOULOS D. (1974).- Geologische und morphologisch Beobachtungen in Gebiet von Neapolis (Sud Peloponnes). *Ann. geol. Pays Hell.*, 25, p. 445-466.
- THIEBAULT F. (1968).- Etude préliminaire des séries épimétamorphiques du Taygète septentrional (Péloponnèse méridional, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXVIII, p. 209-214.
- THIEBAULT F. (1973).- Etude géologique du Taygète septentrional (Péloponnèse méridional, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIII, p. 55-74.
- THIEBAULT F. (1974).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Péloponnèse méridional, Grèce. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 2877-2880.
- THIEBAULT F. (1975).- Sur l'âge alpin du métamorphisme des schistes du soubassement de Tripolitza en Péloponnèse méridional (Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 280, p. 947-950.
- THIEBAULT F. (1977).- Etablissement du caractère ionien de la série des calcschistes et marbres ("Plattenkalk") en fenêtre dans le massif du Taygète (Péloponnèse, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, XIX, 3, p. 159-161.
- THIEBAULT F. (1978).- Données nouvelles sur l'attribution à la zone ionienne des "Plattenkalk" du Taygète (Péloponnèse, Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 287, p. 211.
- THIEBAULT F. (1979).- Stratigraphie de la série des calcschistes et marbres ("plattenkalk") en fenêtre dans les massifs du Taygète et du Parnon (Péloponnèse, Grèce). *VI Coll. géol. Aegean Region*, Athènes, 1977, II, p. 691-701.
- THIEBAULT F. (1980).- Sur l'existence de la sous-zone de Paxos (préapulienne) en Péloponnèse méridional, Grèce. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 291, p. 733-736.
- THIEBAULT F. (1981a).- Les Phyllades du Péloponnèse méridional (Grèce : une imbrication de nappes formées de matériel triasico-paléozoïque (soubassement de Gavrovo-Tripolitza) et Oligocène (métaflysch ionien). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 619-622.
- THIEBAULT F. (1981b).- Modèle d'évolution géodynamique d'une portion des Hellénides externes (Péloponnèse méridional, Grèce) de l'Eocène à l'époque actuel. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 1491-1496.
- THIEBAULT F. et ZANINETTI L. (1974).- Sur l'existence d'un Trias calcaro-dolomitique dans le massif du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 581-583.
- THIEBAULT F. et KOZUR H. (1979).- Précisions sur l'âge de la formation de Tyros (Paléozoïque supérieur - Carnien) et de la base de la série de Gavrovo-Tripolitza (Carnien) Péloponnèse méridional, Grèce). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, p. 23-26.
- THIEBAULT F., TRIBOULET C. et CHAMLEY H. (1980).- Premières observations sur l'évolution minéralogique postsédimentaire du parautochtone ionien dans le Péloponnèse méridional. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 291, p. 869-872.

- THIEBAULT F., DE WEVER P., FLEURY J.J. et BASSOULET J.P. (1981).- Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridionale - Grèce) : l'âge des Radiolarites - (Dogger - Crétacé supérieur). *Ann. Soc. géol. Nord*, C, p. 91-105.
- THIEBAULT F. et TRIBOULET C. (1982).- Alpine metamorphism - deformation relation in south Peloponnesus area phyllites nappes. (Extern hellenides zone, Greece). Géodynamique implications. (A paraître).
- THOMPSON A.B. (1970).- Laumontite equilibria and the zeolite facies. *Am. J. Sci.*, 268, p. 454-458.
- THOMPSON A.B. (1971).- P. CO<sub>2</sub> in low grade metamorphism : zeolite, clay - Carbonate minerals - prehnite relations in the system CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Contrib. Min. Petrol.*, 33, p. 145-161.
- TOLLMANN A. (1966).- Geologie der Kalkvoralpen im Oetscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. *Mitt. geol. Ges.*, Wien Bd. 58 (1965), p. 103-207.
- TORBECKE G. (1974).- Zur Deckennatur des Permotriadischen Phyllits von Kreta. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 246-256.
- TOUMARKINE M. et BOLLI H.M. (1970).- Evolution des *Globorotalia cerroazulensis* (COLE) dans l'Eocène moyen et supérieur de Pessagno (Italie). *Rev. Micropaléont.*, 13/3, p. 131-145.
- TREUIL M., FAUCHERRE J. et MACQUAR J.C. (1970).- Contribution à l'étude du comportement géochimique de quelques éléments métalliques dans la sédimentogenèse. Exemple de la couverture secondaire des Causses. *Mineral Deposita*, 5, p. 1-22.
- TRIBOULET C. (1979).- Différenciations paragenétiques d'origine métasomatique à l'île de Groix (Morbihan, France). *Bull. Mineral.*, 102, p. 373-378.
- TSAILA-MONOPOLIS S. (1977).- Micropaleontological and stratigraphical study of the Tripolitza (Gavrovo) zone in the Peloponnesus. *Inst. geol. subs. Res.*, Athènes, XX.
- TSOFLIAS P. (1969a).- Etude géologique d'un secteur du Nord du Péloponnèse (Achaïe). *Ann. géol. Pays hell.*, XXI, p. 554-665.
- TSOFLIAS P. (1969b).- Sur la découverte d'Ammonites triasiques au front de la nappe du Pinde en Péloponnèse septentrional (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 118-119.
- 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.*, p. 77-78.
- VAIL J.R., HORNUNG G. et COX K.G. (1969).- Karoo basalts of the Tuli syncline, Rhodesia. *Bull. volcanol.*, 33, p. 398-418.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1978).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Payton C., ed., Stratigraphic interpretation of seismic Data, *Amer. Assoc. of Pet. Geol.*, Mem. 26, p. 83-97.



- VAN ANDEL T.H. (1973).- Texture and dispersal of sediments in the Panama basin. *J. of Geology*, 81, p. 434-457.
- VAN ANDEL T.H. (1975).- Mesozoic-Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 26, p. 187-194.
- VAN DEN BERG J., KLOOTWIJK C.T. et WONDERS A.A.H. (1978).- The late mesozoic and cenozoic movements of the Umbrian peninsula : further paleomagnetic date from the Umbria sequence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 133-150.
- VAN OOSTERWYCK - GASTUCHE M.C. (1977).- Sur le processus de silicification des calcaires dans le milieu supergène avec mention au processus de genèse des silicates de cuivre. *Bull. Soc. belge Géologie*, 86, p. 67-90.
- VELAG T. (1974).- Les évaporites de la zone ionienne doivent être plus anciennes que l'Eocène supérieur à Dumre, le Jurassique moyen à Kardhiq; Kapariel, Nivicë et Vëmik et le Trias supérieur à Delvine (en albanais, résumé en français). *Perm. Studimesh.*, p. 159-174.
- VELDE B. (1965).- Phengitic micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.*, 263, p. 886-913.
- VELDE B. (1967).- Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. *Contrib. Min. Petrol.*, 14, p. 250-258.
- VELDE B. (1970).- Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire Atlantique). *Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr.*, 93, p. 370-385.
- VELDE B. (1972).- Origine et évolution des minéraux argileux. Essai d'étude expérimentale. In structure et dynamique de la Lithosphère - Allègre et Mattauer - Hermann, Paris., p. 327-372.
- VERGELY P. (1979).- Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, III, p. 1293-1302.
- VERRIEZ J.J. (1980).- Contribution à l'étude géologique du volcanisme permo-triasique d'Atalanti (Locride, Grèce). Doc. de Spécialité - Univ. Lille.
- VILA J.M. (1969).- Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la Dorsale kabyle dans la région de Jemmapes (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 544-551.
- VITALIS ZILAKY L. (1971).- Les formations Eocène moyen à Foraminifères du Bassin de Dorog. (Coll. strat. Eocène, Budapest, 1969). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LIV, p. 305-311.
- VISWANATHAN K. et SEIDEL E. (1979).- Crystal chemistry of Fe-Mg - Carpholites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 41-47.
- VRIELYNCK B. (1978a).- Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse (Grèce). Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Lille.
- VRIELYNCK B. (1978b).- Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse. Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos (Grèce). *Ann. géol. Pays hell.*, XXIX, 1977, p. 440-462.

- WACHENDORF H., BEST G. et GWOSDZ W. (1975).- Geodynamische interpretation Ostkretas. *Geol. Rundschau*, 64, p. 728-750.
- WAGER L.R. et BROWN G.M. (1967).- Layered Igneous rocks. Freeman, San Francisco, p. 38-48.
- WAKEEL S.E.E. et RILEY J.P. (1961).- Chemical and mineralogical studies of deep sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 25, p. 110.
- WEAVER C.E. et POLLARD L.D. (1973).- The chemistry of clay minerals. Developments in sedimentology. 15. Elsevier, Amsterdam.
- WEDEPOHL K.H. (1968).- Chemical fractionation in the sedimentary environment. In Origin and distribution of the elements. *Internat. Series of monographs in earth Sci.* Ahrens L.H. ed. Pergamon Press.
- WEDEPOHL K.H. (1969).- Composition and abundance of common sedimentary rocks. In Handbook of geochemistry - Springer-Verlag (New-York), vol. I, p. 250-271.
- WILDI W., NOLD M. et UTTINGER I. (1977).- La dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Eclogae, geol. Helvetiae*, 70, p. 371-415.
- WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1977).- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. geology*, 20, p. 325-343.
- WINKLER H.G.F. (1965).- La genèse des roches métamorphiques. Ophrys ed. Gap.
- WINKLER H.G.F. (1974).- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag - New York.
- WINTERER E.L. et BOSELLINI A. (1981).- Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, southern Alps, Italy. *A.A.P.G. Bull.*, 65, p. 394-421.
- WUNDERLICH H.G. (1971).- Dinariden, Helleniden, Minoiden - Ammerkungen zur vergleichenden geodynamik des Mediterranen Raumes. *N. Jb. Geol. Paldont. Mh.* p. 566-579.
- WUNDERLICH H.G. (1973).- Gravity anomalies, shifting, foredeeps, and the role of gravity in nappe transport as shown by the Minoides (Eastern Mediterranean). In gravity and tectonics. De Jong et Scholten ed. Wiley and Sons, New York, p. 271-285.
- WURM A. (1950).- Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta. *N. Jb. Geol. Paldont. Mh.*, p. 206-239.
- XHOMO A., KONDO A., PAPA A., BALLUKU I., KANANI J., ALIKAY N. et NASI V. (1968).- Transgresioni i Titonian Neokomianit vë zonën Jonike (résumé en français). *Perm. Studimesh*, p. 93-101.
- ZANINETTI L. (1976).- Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéen, européen et asiatique. *Riv. Ital. Paleont.*, 82, p. 1-258.
- ZANINETTI L. et THIEBAULT F. (1975).- Les foraminifères du Trias supérieur du massif du Taygète. (Péloponnèse méridional, Grèce). *Arch. Sci.*, Genève, 28, p. 229-236.
- ZEN E. An. (1961).- The zeolite facies : an interpretation. *Amer. J. Sci.*, p. 401-409.

**LISTES DES FIGURES**

**ET TABLEAUX**



## LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1.- Localisation du secteur étudié .....	11
Fig. 2.- Principaux massifs montagneux et localités des régions parcourues .....	12
Fig. 3.- Colonnes stratigraphiques des principales zones isopiques externes et intermédiaires au niveau de la Grèce continentale, d'après Fleury (1980) pour les zones ionienne, de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos .....	14
Fig. 4.- Esquisse structurale et zones isopiques des Hellénides (d'après Dercourt et coll., 1980 pour les zones internes).....	17
Fig. 5A.- Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional .....	22
Fig. 5B.- Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional - Mes = Mésogée mésozoïque .....	23
Fig. 6.- Nomenclature stratigraphique utilisée pour la description des profils lithostratigraphiques.....	25
Fig. 7.- Séries ioniennes du Taygète - Localisation des zones étudiées.....	30
Fig. 8.- Panorama de la série ionienne de Tseria, depuis la route conduisant à Exochorion.....	31
Fig. 9.- Coupe de Tseria (AB et CD, fig. 9).....	31
Fig. 10A.- Carte géologique de la région de Tseria (A, fig. 6).....	32
Fig. 10B.- Profil de l'extrême base de la série ionienne de Tseria.....	32
Fig. 11A.- Passage des dolomies triasico-liasiques aux calcaires à filaments (profil de Tseria).....	33
Fig. 11B.- Des marbres grenus à intercalations de marbres fins au flysch (profil de Tseria).....	33
Fig. 12A.- La formation siliceuse inférieure et les marbres à rognons de quartzites (profil de Tseria).....	34
Fig. 12B.- Passage des marbres polychromes au flysch (Ouest de Tseria).....	34
Fig. 13.- Coupe du Monastère Vaithenitsa.....	37
Fig. 14.- Carte géologique de la région d'Exochorion (B, fig. 6).....	38
Fig. 15.- Profil du Monastère Vaithenitsa.....	38
Fig. 16.- Carte géologique de la région de Pigadia.....	38
Fig. 17.- Coupe de Pigadia.....	39
Fig. 18A.- Profil de Pigadia.....	40
Fig. 18B.- Carte géologique détaillée de l'Hagios Ilias (point culminant du Taygète)....	40
Fig. 19.- Coupe de l'Hagios Ilias.....	41
Fig. 20A.- Profil de l'Hagios Ilias .....	42
Fig. 20B.- Carte de la région de Palaiopanagia.....	42
Fig. 20C.- Profil de Palaiopanagia.....	42
Fig. 21.- Coupe de Palaiopanagia.....	44
Fig. 22.- Carte de la région de Goranos - Spartia - Arna.....	45
Fig. 23.- Carte détaillée des gorges de Langada.....	45
Fig. 24.- Profil des gorges de Langada.....	45
Fig. 25.- Coupe des gorges de Langada.....	46
Fig. 26.- Séries ioniennes du Parnon - Localisation des régions étudiées.....	47

Fig. 27.-	Carte détaillée de la région de Kastanitsa.....	48
Fig. 28.-	Profil de la formation siliceuse inférieure du Megalo Tourla.....	48
Fig. 29.-	Carte d'une partie du Mont Faja.....	49
Fig. 30.-	Profil de la formation siliceuse inférieure du Mont Faja.....	49
Fig. 31.-	Coupe de l'extrémité nord du Mont Faja.....	50
Fig. 32.-	Profil synthétique des "Plattenkalk" ioniens du Péloponnèse méridional.....	53
Fig. 33.-	Comparaison des "Plattenkalk" ioniens péloponnésiens avec la série ionienne d'Epire-Akarnanie.....	55
Fig. 34 et 35.-	Carte géologique schématique du Magne (34) et carte détaillée de la région (cadre A, fig. 34) au Nord Est de Gerolimn (35).....	60
Fig. 36.-	Coupe et profils de la coupe Kyprianos - Prophète Ilias.....	61
Fig. 37.-	Coupe de Tsikkalia et Montanistika.....	62
Fig. 38A.-	Carte géologique schématique de la région de Kotronas.....	63
Fig. 38B.-	Coupe Skaltsotianika - Piganochora.....	63
Fig. 39A à G.-	Synthèse des profils étudiés dans le Magne (A, B, C, D et E) et comparaison avec la série ionienne du Taygète (F) d'une part et la série traversée par le sondage Filiatra 1 (G) d'autre part.....	65
Fig. 39H.-	Répartition des séries des zones de Paxos-Zanthe et ionienne en Grèce continentale et en Péloponnèse.....	65
Fig. 40.-	Carte schématique de répartition des séries appartenant ou attribuées à la zone de Paxos-Zanthe et à la zone ionienne.....	68
Fig. 41.-	Localisation géographique du profil étudié des schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	70
Fig. 42.-	Profil des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	71
Fig. 43.-	Spectre argileux et caractéristiques géochimiques des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa.....	73
Fig. 44.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme CaO-SiO <sub>2</sub> .....	78
Fig. 45.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme CaO-MgO.....	80
Fig. 46.-	Diagramme de Besnus et droites de régression pour les oxydes principaux des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	81
Fig. 47.-	Diagramme de Besnus et droites de régression pour les traces (Cr, V, Cu et Ni) des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	82
Fig. 48.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme Co-SiO <sub>2</sub> .....	83
Fig. 49.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans les diagrammes Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = f (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) et Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = f (TiO <sub>2</sub> ).....	85
Fig. 50.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans les diagrammes Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = f (MgO).....	86
Fig. 51.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans les diagrammes Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = f (K <sub>2</sub> O), Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = f (Rb) et Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = f (Ba).....	87
Fig. 52.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot. - K <sub>2</sub> O. Comparaison avec les illites des grès à Voltzia (B) et le domaine des illites de Weaver et Pollard (1973) (C).....	88
Fig. 53.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa (renfermant du Rb en quantité mesurable) dans le diagramme K-Al - 100 Rb et comparaison avec les illites des grès à Voltzia.....	89
Fig. 54.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme K.Al. 100 Ba et comparaison avec les illites des grès à Voltzia.....	89

Fig. 55.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme de Boström (1970).....	91
Fig. 56.-	Profil lithologique, spectre des minéraux argileux et caractéristiques géochimiques des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria. Spectre argileux.....	93
Fig. 57.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria dans le diagramme $10 \text{ Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ et comparaison avec les Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	93
Fig. 58.-	Droites de régression pour les principaux oxydes des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria.....	95
Fig. 59.-	Corrélation entre $\text{SiO}_2$ et les principales traces (V, Zn, Cu et Co) dans les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria.....	97
Fig. 60.-	Droites de régression $\text{Fe} = f(\text{Al})$ pour les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa.....	99
Fig. 61.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot} - \text{MgO}$ et comparaison avec les sédiments de la baie de Biscay et du plateau de Rockall (d'après Debrabant et coll., 1979).....	99
Fig. 62.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 = f(\text{K}_2\text{O})$ .....	100
Fig. 63.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} - \text{K}_2\text{O}$ , comparaison avec les Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa (A) et les illites des grès à Voltzia (B).....	101
Fig. 64.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme $\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ .....	101
Fig. 65.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} - \text{MnO}$ .....	102
Fig. 66.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme de Boström (1970) $\log \frac{\text{Fe}}{\text{Ti}} = f\left(\frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn}}\right)$ ,.....	103
Fig. 67.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria dans le diagramme $\text{K} - \text{Al} - 100 \text{ Ba}$ .....	103
Fig. 68.-	Variation dans les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa du rapport $\frac{\text{Ba}}{\text{Ti}}$ en fonction de la position stratigraphique des échantillons étudiés.....	104
Fig. 69.-	Composition chimique dans le diagramme $10 \text{ Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa, et des Radiolarites pindiques (d'après Mpodozis-Marin, 1977).....	105
Fig. 70.-	Comparaison des spectres argileux des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa d'une part, des Radiolarites et du Premier Flysch d'après Desprairies (1977) d'autre part.....	105
Fig. 71 et 72.-	Tentative de reconstitution de la circulation marine de surface au Jurassique (71) et au Tithonique (72) dans le cadre paléogéographique proposé par Biju-Duval et coll. (1977).....	106-107
Fig. 73.-	Comparaison des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa d'une part et des Radiolarites pindiques (Mpodozis Marin, 1977) d'autre part dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} - \text{MnO}$ .....	109
Fig. 74.-	Droites de régression $\text{Fe} = f(\text{Al})$ pour les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa d'une part, pour les Radiolarites pindiques d'Agropha et du Lakmon (d'après Steinberg et Mpodozis Marin, 1978) d'autre part.....	109

Fig. 75.-	Tentative de reconstitution de la circulation marine de surface au Trias supérieur - Sinémurien dans le cadre paléogéographique proposé par Biju-Duval et coll. (1977). 1 à 5 voir fig. 75 et 76. 6. Volcanisme triasique moyen à supérieur.....	110
Fig. 76.-	Modèle illustrant l'hypothèse de la naissance du sillon ionien de Grèce continentale par amincissement lithosphérique.....	113
Fig. 77.-	Courbe de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la zone de Paxos-Zanthe.....	115
Fig. 78.-	Courbe de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la sous-zone de Gavrovo.....	115
Fig. 79.-	Modèle hypothétique de l'évolution bathymétrique de la partie centrale du sillon ionien en fonction du temps et de la lithostratigraphie.....	116
Fig. 80.-	Corrélation entre la topographie supposée du sillon ionien en Grèce continentale et l'épaisseur des sédiments déposés durant le Crétacé et l'Eocène. La carte des zones avec lacune et discordance d'une part, et des courbes isopaques des séries cumulées Vigla - Sénonien - Eocène d'autre part a été tirée des travaux de l'I.G.R.S. et I.F.P. (1966).....	117
Fig. 81.-	Carte géologique de la région d'Arna-Spartia.....	120
Fig. 82.-	Coupe géologique d'Arna (coupe AB, fig. 82).....	120
Fig. 83.-	Panorama d'Arna. Chevauchement des Phyllades sur la série ionienne.....	121
Fig. 84.-	Panorama du Mavrovouni à l'Est d'Arna. Chevauchement des Phyllades sur la série ionienne.....	121
Fig. 85.-	Carte géologique schématique matérialisant l'existence d'un vaste décrochement au Nord du Magne.....	122
Fig. 86.-	Carte géologique simplifiée du Massif du Taygète, avec la localisation des coupes tectoniques étudiées ci-après.....	123
Fig. 87.-	Coupes géologiques à travers les séries ioniennes du massif du Taygète.....	124
Fig. 88.-	Panorama de Saifonia.....	125
Fig. 89.-	Carte géologique de la façade occidentale du Taygète moyen.....	126
Fig. 90.-	Panorama d'Hagios-Samouil.....	127
Fig. 91.-	Panorama sur le flanc est du synclinal déversé de Vaithenitsa.....	127
Fig. 92.-	Stéréogramme du Profil Saifonia-Goranos.....	128
Fig. 93.-	Plis dans les calcaires marmoréens (homologues des Calcaires à Filaments) du flanc est de l'Hagios-Ilias (point culminant du Taygète).....	130
Fig. 94 et 95.-	Stéréogrammes de la coupe de l'Hagios Ilias (cf. fig. 93).....	131
Fig. 96.-	Stéréogramme de la coupe de l'Hagios Ilias.....	131
Fig. 97.-	Stéréogramme de la coupe 3 : Koumanoi - Arna (fig. 87).....	131
Fig. 98.-	Coupe de la route Anavriti-Sparte. Observations (coupe du haut), reconstitution juste après la phase 1 ( $IT_1$ ) (coupe du bas).....	133
Fig. 99.-	Stéréogramme de la coupe d'Anavriti (fig. 98). Détail du secteur B.....	133
Fig. 100.-	Stéréogramme général de la coupe d'Anavriti (fig. 98).....	133
Fig. 101.-	Plis d'Hagios Pendeleimon. Observations (coupe du haut) et reconstitution juste après la phase 1 ( $IT_1$ ) (coupe du bas).....	134
Fig. 102.-	Stéréogramme des plis d'Hagios Pendeleimon.....	135
Fig. 103.-	Synclinal du flanc est du Lipovouni.....	136
Fig. 104.-	Localisation des secteurs étudiés le long de la route Kalamata-Sparte.....	137
Fig. 105.-	Coupes géologiques à travers le Taygète septentrional.....	138
Fig. 106.-	Echantillon de marbres gris et quartzites blancs portant la linéation $l_1$ d'intersection $s_1-S_0$ .....	138



Fig. 107.- plis anisopaques en M.....	138
Fig. 108 et 109.- Stéréogrammes de la série ionienne du secteur A (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte (même légende que les stéréogrammes précédents).....	139
Fig. 110 et 111.- Plis de phase 2 affectant la série ionienne du secteur B (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte.....	140
Fig. 112 et 113.- Stéréogramme de la série ionienne du secteur B (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte (même légende que les stéréogrammes précédents).....	141
Fig. 114.- Stéréogramme de la série ionienne du secteur C (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte.....	142
Fig. 115.- Représentation schématique des structures nées lors de la phase 1 ayant affecté la série ionienne du Taygète moyen et méridional.....	143
Fig. 116 et 117.- Stéréogramme synthétique de la série ionienne du Taygète.....	145
Fig. 118.- Carte géologique de l'extrémité nord du Mt Faja (cf. fig. 33).....	147
Fig. 119.- Coupe (AB, fig. 118) à travers l'extrémité nord du Mt Faja.....	147
Fig. 120.- Coupe schématique relevée le long du secteur AB (fig. 121) de la route Sparte - Molaf.....	149
Fig. 121.- Carte géologique de la région au sud immédiat d'Apidea.....	150
Fig. 122.- Echantillon présentant les principales caractéristiques ministructurales des marbres et calcschistes ioniens du secteur AB (fig. 121) de la route Sparte.Molaf.....	150
Fig. 123.- Diagramme schématique résumant une reconstitution possible de l'histoire structurale des marbres et calcschistes ioniens du secteur AB (fig. 120) de la route Sparte Molaf.....	151
Fig. 124.- Localisation des secteurs étudiés.....	155
Fig. 125A.- Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional.....	160
Fig. 125B.- Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional.....	161
Fig. 126.- Formation de Lakkomata : localisation des profils étudiés.....	164
Fig. 127.- Formation de Lakkomata : panorama de Lakkomata.....	166
Fig. 128.- Formation de Lakkomata : profil de Lakkomata.....	166
Fig. 129.- Série ionienne du Taygète et Formation de Lakkomata : panorama de la façade est de l'Hagios-Ilias, point culminant du massif du Taygète (pour les séries ioniennes ce panorama correspond aux figures 17 à 19).....	168
Fig. 130.- Formation de Lakkomata : profil 2. (1 à 5, voir fig. 128).....	169
Fig. 131.- Caractéristiques ministructurales d'un échantillon de quartzo-phyllade repéré sur la figure 131 : relations entre $S_0$ , $S_1$ et $S_2$ .....	169
Fig. 132.- Formation de Lakkomata : profil 3.....	170
Fig. 133.- Détails des plis congénères de la schistosité $S_2$ affectant le membre détritico-carbonaté du profil 3.....	171
Fig. 134A et B.- Caractéristiques ministructurales de deux échantillons de phyllade gréseuse = relation entre $S_0$ , $S_1$ et $S_2$ .....	
Fig. 135.- Echantillon de phyllade gréseuse affecté par la schistosité $S_3$ .....	171
Fig. 136.- Formation de Lakkomata : profil 4.....	173
Fig. 137.- Formation de Lakkomata : profil 5.....	175
Fig. 138.- Formation de Lakkomata : profil 6.....	177
Fig. 139.- Position structurale de la Formation de Lakkomata : coupe du flanc est de l'Hagios-Ilias (Taygète).....	177
Fig. 140.- Position structurale de la Formation de Lakkomata : panorama de Mistra.....	179
Fig. 141.- Position structurale de la Formation de Lakkomata : coupes dans le "balcon du Taygète" de part et d'autre d'Anavriti.....	179

Fig. 142.-	Caractéristiques miniestructurales des phyllades de la Formation de Lakkomata au N.E. de Varsinikos.....	179
Fig. 143.-	Différents profils lithostratigraphiques de la Formation de Lakkomata.....	181
Fig. 144.-	Formation de Lakkomata : localisation des profils étudiés.....	183
Fig. 145.-	Profil synthétique de la Formation de Lakkomata.....	183
Fig. 146.-	Les phyllades permienes d'Ano Sellitsa : localisation cartographique.....	185
Fig. 147.-	Coupe CD, fig. 146.....	185
Fig. 148.-	Caractéristiques microstructurales des phyllades permienes d'Ano-Sellitsa..	185
Fig. 149.-	Panorama du Monastère Triados à partir de la route Kalamata - Sparte.....	185
Fig. 150.-	Les phyllades permienes de Karveli. Localisation cartographique.....	188
Fig. 151.-	Les phyllades permienes d'Hagios Analipsis. Localisation cartographique....	189
Fig. 152.-	Caractéristiques miniestructurales des phyllades d'Hagios Analipsis.....	189
Fig. 153.-	Positions structurales des phyllades permienes d'Hagios Analipsis. Coupe CD, fig. 151.....	190
Fig. 154.-	Carte du Système Cristallin Principal de Voutiani - Sellasia.....	192
Fig. 155.-	Position structurale du Système Cristallin Principal vis à vis de la série de Tripolitza et des phyllades d'Hagios Analipsis (mêmes figurés que la fig. 153).....	193
Fig. 156.-	Miniplis syn. $S_2$ des phyllades de Voutiani (Système Cristallin Principal)...	193
Fig. 157.-	Stéréogramme des phyllades de Voutiani.....	195
Fig. 158.-	Miniplis syn. $S_3$ des phyllades de Voutiani.....	195
Fig. 159.-	Schistosité par plis fracture dans les phyllades de Sellasia.....	196
Fig. 160A.-	Stéréogramme des phyllades de Voutiani.....	197
Fig. 160B.-	Stéréogramme des phyllades de Sellasia.....	197
Fig. 161.-	Carte du Système Cristallin Principal d'Artemissia (phyllades d'Artemissia).	198
Fig. 162.-	Coupe à travers les phyllades d'Artemissia à la latitude d'Hagios Pendeleimon (coupes AB et CD, fig. 161).....	199
Fig. 163.-	Coupes à travers les phyllades d'Artemissia le long de la route Kalamata - Sparte et de la route menant à Lada (coupes EF, GH et IJ, fig. 161).....	200
Fig. 164.-	Caractéristiques miniestructurales des schistes à carpholite des phyllades d'Artemissia.....	201
Fig. 165.-	Coupe à travers les phyllades de Jeoritsion (coupe K.L.M., fig. 161). Caractéristiques structurales des phyllades de Jeoritsion.....	203
Fig. 166.-	Schistes présentant les deux schistosités $S_1$ et $S_2$ . (Phyllades de Jeoritsion).....	203
Fig. 167.-	Miniplis congénères de la schistosité $S_3$ . (Phyllades de Jeoritsion).....	204
Fig. 168.-	Stéréogramme des phyllades de Jeoritsion.....	204
Fig. 169.-	Carte des phyllades de Goranos - Arna.....	205
Fig. 170.-	Coupe à travers les phyllades de Goranos - Arna à l'Est d'Arna et au Nord de Spartia (coupes AB et CD, fig. 169).....	206
Fig. 171A.-	Coupe à travers les phyllades de Goranos - Arna à l'Ouest de Goranos (coupes E.F.G., fig. 169).....	207
Fig. 171B.-	Stéréogramme des phyllades affleurant à l'extrémité orientale de Goranos....	207
Fig. 172.-	Carte synthétique des phyllades sl. du Massif du Taygète.....	209
Fig. 173.-	Composition chimique des schistes à chloritoïde du Système Cristallin Principal dans les diagrammes $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O - Fe_2O_3$ tot. + MgO (A), $Al_2O_3 - Fe_2O_3$ tot. - MgO (B) et $Al_2O_3 - CaO - Fe_2O_3$ tot. + MgO (C).....	213

Fig. 174A et B.- Composition chimique des schistes à chloritoïde seul (1), à chloritoïde + carpholite (2) du Système Cristallin Principal en Péloponnèse méridional, et des schistes à chloritoïde de la Nappe des Phyllades de Crète (3) (d'après les données de Seidel, 1978) dans le diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ .....	213
Fig. 175.- Les formations de Kokkina, de Tyros et du Monastère Sotyros dans le massif du Parnon.....	216
Fig. 176.- Carte de la région de Molai.....	218
Fig. 177.- Coupe de la Formation du Monastère Sotyros (d'après Thiébault et Kozur, 1979 - modifié).....	219
Fig. 178.- Coupe montrant les relations structurales existant entre les dolomies de Tripolitza et la Formation du Monastère Sotyros (d'après Thiébault et Kozur, 1979).....	220
Fig. 179.- Coupe montrant au niveau du Monastère Sotyros les relations entre les couches calcaro-détritiques de Molai et la série ionienne d'une part, et la Formation du Monastère Sotyros d'autre part (coupe AN, fig. 176).....	222
Fig. 180.- Position structurale des couches calcaro-détritiques de Molai allochtones sur les marbres ioniens de la Montagne de Molai (coupe JKL, fig. 176).....	223
Fig. 181.- Carte de la région Finiki - Papadianika.....	227
Fig. 182.- Coupe à travers les klippes de Finiki et du Chavalas (coupe repérée sur la figure 181).....	227
Fig. 183.- Carte de la région de Krokee, Stephania et Lagion.....	229
Fig. 184.- Chevauchement des couches volcaniques de Krokee sur le Système Cristallin Principal à l'Ouest de Stephania (coupe AB, fig. 183).....	230
Fig. 185.- Relations structurales entre les couches volcaniques de Krokee, les couches de Pharos et le Système Cristallin Principal au Sud-Est de Krokee (coupe DE, fig. 183).....	231
Fig. 186.- Chevauchement des couches de Pharos sur le Système Cristallin Principal au Sud de Krokee (repère F, fig. 183).....	232
Fig. 187.- Chevauchement des couches de Pharos sur le Système Cristallin Principal à l'Ouest de Pharos (repère G, fig. 183).....	233
Fig. 188.- Caractéristiques structurales des schistes et quartzites à chloritoïde du Système Cristallin Principal affleurant à l'Ouest de Krokee (repère H, fig. 183).....	234
Fig. 189.- Détail du banc A de la figure 188.....	234
Fig. 190A, B et C.- Caractéristiques ministructurales ( $S_1, S_2$ , plis syn $S_2, S_3$ ) des schistes du Système Cristallin Principal affleurant à l'Est de Dafni (repère I, fig. 183).....	235
Fig. 191.- Coupes et profils des couches calcaro-détritiques de l'Hagios Georgios (coupes KLM et NO, fig. 183).....	236
Fig. 192A et B.- Les nappes des Phyllades.....	241
Fig. 193 et 194.- Composition chimique des amphibolites et prasinites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans les diagrammes de Moine (1969).....	249
Fig. 195.- Composition chimique des amphibolites et prasinites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Nematov (1969).....	250
Fig. 196.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme $\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} = f(SiO_2)$ de Fontelles (1968).....	250
Fig. 197.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$ de Fontelles (1968).....	251
Fig. 198.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de La Roche (1968).....	251

Fig. 199.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Bebien et coll. (1977).....	252
Fig. 200.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Rhodes (1973).....	253
Fig. 201 et 202.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans les diagrammes : $\text{FeO}^{\text{tot.}} = f \left( \frac{\text{FeO}^{\text{tot.}}}{\text{MgO}} \right)$ et $\text{TiO}_2 = f \left( \frac{\text{FeO}^{\text{tot.}}}{\text{MgO}} \right)$ de Miyashiro (1974).....	253
Fig. 203 et 204.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme $\text{SiO}_2 = f \left( \frac{\text{FeO}^{\text{tot.}}}{\text{MgO}} \right)$ de Miyashiro (1974) et le diagramme $\text{SiO}_2 = f (\text{Cr})$ de Miyashiro et Shido (1975).....	254
Fig. 205 et 206.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans les diagrammes : $\text{MgO} = f (\text{CaO})$ et $\text{MgO} = f (\text{SiO}_2)$ de Fonteilles (1968).....	254
Fig. 207.- Corrélation négative entre les variations des teneurs en CaO et $\text{SiO}_2$ des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna d'après le diagramme de Fonteilles (1966).....	255
Fig. 208.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Pearce et coll. (1975).....	255
Fig. 209.- Carte de répartition des roches effusives appartenant à la Nappe des Phyllades sl. en Péloponnèse (d'après De Wever, 1975 et Thiébault) et en Crète (d'après Seidel, 1978).....	255
Fig. 210.- Composition chimique de metabasaltes de la Nappe des Phyllades <u>sl.</u> de la Crète (Seidel, 1978) et du Péloponnèse (Jeoritsion et Goranos - Arna, cf. ci-dessus) dans le diagramme de Bébien et coll. (1977).....	257
Fig. 211 et 212.- Composition chimique de metabasaltes de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> de Crète (d'après les données de Seidel, 1978) dans les diagrammes $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} = f (\text{SiO}_2)$ et $\text{Na}_2\text{O} = f (\text{SiO}_2)$ de Fonteilles (1968).....	257
Fig. 213.- Composition chimique de metabasaltes de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> de Crète (d'après les données de Seidel, 1978) dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977).....	258
Fig. 214.- Composition de plagioclases des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades dans le diagramme albite - orthose - anorthite.....	258
Fig. 215.- Composition de pyroxènes des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades (Péloponnèse) et de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> de Crète (d'après Seidel, 1975) dans le diagramme wollastonite - clinoenstatite - clinoferrosilite....	258
Fig. 216A et B.- Composition chimique de pyroxènes des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades (Péloponnèse), de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> de Crète (d'après Seidel, 1978) et des "pietra verde" des Alpes méridionales (d'après Rossi et coll., 1976) dans les diagrammes $\text{SiO}_2 = f (\text{Al}_2\text{O}_3)$ et $\text{Al}_z = f (\text{TiO}_2)$ de Le Bas (1962).....	259
Fig. 217 et 218.- Composition chimique des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades dans les diagrammes $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} = f (\text{SiO}_2)$ et $\text{Na}_2\text{O} = f (\text{SiO}_2)$ de Fonteilles (1968).	
Fig. 219.- Composition chimique des metabasaltes de Crète (d'après Seidel, 1978), des metabasaltes de la nappe inférieure des Phyllades (Jeoritsion - Goranos - Arna) et des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades (Krokee) dans le diagramme de Bébien et coll. (1977).....	262

- Fig. 220 et 221.- Composition chimique des "andésites" de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse et de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après Seidel, 1978) dans les diagrammes  $FeO^{tot.} = f\left(\frac{FeO^{tot.}}{MgO}\right)$  et  $SiO_2 = f\left(\frac{FeO^{tot.}}{MgO}\right)$  de Miyashiro (1974)..... 263
- Fig. 222 et 223.- Composition chimique des "andésites" de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse et de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après Seidel, 1971) dans le diagramme  $TiO_2 = f\left(\frac{FeO^{tot.}}{MgO}\right)$  de Miyashiro (1974) et le diagramme  $MgO = f(CaO)$  de Fontelles (1968)..... 263
- Fig. 224.- Composition chimique dans le diagramme  $FeO = f(Na_2O)$  de pyroxènes..... 264
- Fig. 225A.- Composition chimique dans le diagramme Ca - Mg - Fe (Garcia, 1978) de clinopyroxènes d' "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades du Péloponnèse et de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après Seidel, 1978)..... 264
- Fig. 225B.- Même diagramme pour des clinopyroxènes de "Pietra Verde" des Alpes méridionales, d'après Rossi et coll. (1976), Luchini et Simboli (1970)..... 264
- Fig. 226.- Répartitions géographiques des roches volcaniques paléotypes (permo-triasiques) et des roches cénotypes (Miocènes et quaternaires) étudiées dans cet ouvrage..... 265
- Fig. 227A et B.- Composition chimique dans le diagramme de Bébien et coll. (1977) :
1. des andésites de la nappe supérieure des Phyllades du Péloponnèse (krokefte). - 2. de la série schoshonitique paléotype des "Pietra Verde" (d'après Rossi et coll., 1976). - 3. des séries schoshonitiques cénotypes des îles éoliennes (Barberi et coll., 1974 ; Keller, 1974) et de Lesbos (Pe Piper, 1980)..... 267
- Fig. 228A et B.- Composition chimique dans le diagramme de Bébien et coll. (1977) :
1. des roches volcaniques triasiques de Yougoslavie (Bébien et coll., 1978). - 2. des roches volcaniques (anté-Trias sup.) d'Atalanti (Verriez, 1980). - 3. des roches volcaniques triasiques du Vardoussia (Berard Bergery, 1980). - 4. des basaltes d'Attique (permo ? triasiques) (Clément et Lapiere, 1980).. 268
- Fig. 229A et B.- Composition chimique dans les diagrammes :
- $$SiO_2 = f\left(\frac{FeO^{tot.}}{MgO}\right) \text{ et } FeO^{tot.} = f\left(\frac{FeO^{tot.}}{MgO}\right) \text{ de Miyashiro (1974) de :}$$
1. la série schoshonitique paléotype des "Pietra Verde" (Rossi et coll., 1976). - 2. la série schoshonitique cénotype des îles éoliennes (Barberi et coll., 1974 ; Keller, 1974) et de Lesbos (Pe Piper, 1980)..... 269
- Fig. 230.- Composition chimique dans le diagramme  $TiO_2 = f(Cr)$  (Pearce, 1975 ; Garcia, 1978) des roches volcaniques d'Atalanti (Roda, Verriez, 1980), de shoshonites des îles éoliennes (Keller, 1974) et de Papua (Mac Kenzie et Chappell, 1972 ; Jakes et White, 1972)..... 270
- Fig. 231 à 234.- Composition chimique dans le diagramme  $Al_2O_3 = f(TiO_2)$  :
1. des laves paléotypes triasiques, permo-triasiques et des laves cénotypes localisées sur la carte de la figure 226. - 2. de basaltes tholéitiques du Karoo (Cox et coll., 1967). - 3. des basaltes parentaux des principales séries volcaniques néogènes du Massif Central (Brousse, 1971)..... 272
- Fig. 235.- Composition chimique dans le diagramme  $Al_2O_3 = f(TiO_2)$  des principales lignées volcaniques néogènes du Massif Central d'après Brousse (1971)..... 274
- Fig. 236.- Carte de localisation des principaux minéraux du métamorphisme des phyllades et des échantillons étudiés à la microsonde électronique..... 278

Fig. 237.- Composition en diagramme triangulaire (proportions atomiques) de chloritoïdes de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse, de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> de Crète (Schubert et Seidel, 1972), de l'Ile de Groix et de Cortina (Kienast et Triboulet, 1972).....	280
Fig. 238A, B et C.- Composition dans les diagrammes de Hoschek (1967) des micaschistes à chloritoïde de la nappe inférieure des Phyllades.....	280
Fig. 239.- Composition en diagramme triangulaire (proportions atomiques) de carpholites de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse, de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> et des "Plattenkalk" de Crète (Viswanathan et Seidel, 1979), de Vanoise (Goffé et Saliot, 1977) et de Calabre (Dubois, 1976).....	281
Fig. 240.- Position de la carpholite de l'échantillon G 31 dans le diagramme $a_o = f(b_o)$ de Viswanathan et Seidel, 1979).	
Fig. 241.- Relations entre déformation et cristallogénèse dans les micaschistes à carpholite.....	282
Fig. 242 à 245.- Relations entre déformation et cristallogénèse des glaucophanes dans les micaschistes à glaucophane et grenat.....	283
Fig. 246.- Relations entre déformation et cristallogénèse des grenats dans les micaschistes à glaucophane et grenat.....	285
Fig. 247.- Composition des grenats dans le diagramme Almandin - Grossulaire - Spessartine.....	285
Fig. 248.- Composition chimique dans le diagramme de Miyashiro (1957) des amphiboles sodiques de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse et de la nappe des Phyllades <u>sl.</u> de Crète (d'après Seidel, 1978).....	287
Fig. 249.- Relation entre la composition chimique des amphiboles sodiques et celle des roches les renfermant dans la nappe inférieure des Phyllades et d'après les données de Bocquet (1973).....	287
Fig. 250.- Diagramme de Saliot (1978).....	289
Fig. 251.- Diagramme de Graeser et Niggli (1967).....	289
Fig. 252.- Composition des phengites dans le diagramme $Si-Al-Fe^{2+} + Mg$ (proportions atomiques).....	289
Fig. 253.- Diagramme de Perchuk (1970) pour les couples amphibole sodique - grenat.....	290
Fig. 254.- Diagramme de Cipriani et coll. (1971) pour les phengites.....	291
Fig. 255.- Thermomètres grenat - phengite (Krogh et coll., 1978) et grenat - amphibole sodique (Perchuk, 1970) pour les micaschistes à grenat et glaucophane de la nappe inférieure des Phyllades.....	293
Fig. 256.- Conditions générales du métamorphisme (pression et température) estimées pour la nappe inférieure des Phyllades (domaine 1) et les nappes intermédiaire et supérieure (domaine 2).....	293
Fig. 257.- Composition des chlorites analysées dans le diagramme de Foster (1962).....	294
Fig. 258.- Composition des amphiboles calciques des metabasaltes dans le diagramme de Leake, 1978.....	295
Fig. 259.- Synthèse des données concernant le degré des transformations post-sédimentaires de la série de Paxos-Zanthe, de la série ionienne et des nappes des Phyllades en Péloponnèse méridional.....	299
Fig. 260.- Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional.....	308
Fig. 261.- Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional.....	309
Fig. 262.- Nomenclature stratigraphique abrégée utilisée pour la description des profils de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos.....	310
Fig. 263.- Synthèse des données concernant le Trias de Gavrovo-Tripolitza.....	314
Fig. 264.- Localisation géographique des secteurs étudiés pour l'établissement de la stratigraphie de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza.....	315

Fig. 265.- Carte de la klippe d'Hagios Konstantinos.....	316
Fig. 266.- Coupe de la klippe d'Hagios Konstantinos.....	316
Fig. 267.- Dolomies triasiques de la route Alevrou - Jeoritsion.....	317
Fig. 268.- Le décrochement du Magne.....	317
Fig. 269.- Carte paléogéographique au Trias supérieur du domaine alpin méditerranéen d'après Biju-Duval et coll. (1977).....	318
Fig. 270.- Les dolomies et calcaires triasico-liasiques de la région Gramousa-Pharos...	319
Fig. 271.- Coupe Gramousa-Pharos.....	320
Fig. 272.- La série de Tripolitza dans le triangle Poliana - Koutala - Karveli.....	321
Fig. 273.- Profils 1, 2, 3 de Poliana : Trias à Crétacé inférieur. Profil 1, repère A de la figure 272. - Profils 2 et 3, repérés sur la figure 274.....	322
Fig. 274.- Coupe de Poliana (coupe BCD, fig. 272).....	322
Fig. 275A.- Profil EF (fig. 272) - Fig. 275 B.- Profil GH (fig. 272) de Nedousa (Trias à Crétacé inférieur).....	324
Fig. 276.- Carte géologique de la région d'Altomira.....	326
Fig. 277.- Coupe du Prophète Ilias au Nord-Ouest d'Altomira (coupes AB et CD, fig. 276)	326
Fig. 278A et B.- Profils 1 et 2, repérés sur la figure 277.....	327
Fig. 279.- Carte géologique de la région Poliana - Arfara - Katsaros.....	329
Fig. 280.- Coupes (ABCD et EFG, fig. 279) levées par Tsaila - Monopolis (1976).....	329
Fig. 281.- La série de Tripolitza du plateau de Cynourie entre Katavothra et Lampokambos.....	330
Fig. 282.- Profil A et B (fig. 281) de la route Katavothra - Lampokambos.....	331
Fig. 283.- Coupe C (fig. 281) de la route Katavothra - Lampokambos.....	333
Fig. 284.- Coupe Hagios-Dimitrios-Kremasti.....	334
Fig. 285.- Carte de la région Hagios-Dimitrios-Kremasti.....	334
Fig. 286.- Synthèse de données stratigraphiques relatives au Jurassique de Tripolitza..	335
Fig. 287.- Carte géologique de la région au Sud-Ouest de Tourkoleika.....	337
Fig. 288A.- Coupe du flanc ouest de l'Hagios-Georgios.....	337
Fig. 288B.- Profil AB repéré sur les figures 287 et 288 A.....	337
Fig. 289A.- Carte géologique de la région de Veria.....	339
Fig. 289B.- Profil repéré par une étoile sur la carte de la figure 289 A.....	339
Fig. 290.- Coupe (AB, fig. 289 A) du Tsuka.....	339
Fig. 291.- Carte géologique de la région au Nord de Kastanitsa.....	341
Fig. 292.- Coupe (AB, fig. 291) de Kastanitsa.....	341
Fig. 293.- Profils d, f et g repérés sur la coupe de Kastanitsa (fig. 292).....	341
Fig. 294.- Coupe (HIJK, fig. 279) du passage Crétacé inférieur - Crétacé supérieur d'après Tsaila - Monopolis (1976).....	342
Fig. 295.- Synthèse des données stratigraphiques relatives au Crétacé inférieur de Tripolitza.....	343
Fig. 296A.- Carte géologique du secteur au Nord-Est de Koutala.....	345
Fig. 296B.- Coupe (IJK, fig. 272 et 296 A) de Koutala.....	345
Fig. 296C.- Profil correspondant.....	345
Fig. 297A.- Carte géologique de la région à l'Ouest de Léonidion.....	347
Fig. 297B.- Coupe (CD, fig. 297 A) des gorges de Leonidion.....	347
Fig. 297C.- Profil de la série affleurant entre les failles F <sub>3</sub> et F <sub>4</sub> des figures 297 A et B.....	347

Fig. 298.- Coupe (EFG, fig. 276) d'Altomira.....	349
Fig. 299.- Profils 1 (299 A) et 2 (299 B) repérés sur la coupe d'Altomira (fig. 298)...	349
Fig. 300A.- Carte géologique des massifs Hagios-Georgios et Ellenitsa au Nord de Tourkolaika.....	351
Fig. 300B.- Profil relevé le long de la coupe FG (figure 300 A) entre les failles F <sub>3</sub> et F <sub>4</sub> (fig. 301).....	351
Fig. 301.- Coupe du chemin Tourkoleika - Bila dont une partie (FG) est repérée sur la carte de la figure 300 A.....	351
Fig. 302A.- Coupe (DE, fig. 300 A) de l'Ellenitsa.....	353
Fig. 302B.- Profil correspondant entre les failles F <sub>1</sub> et F <sub>2</sub> (fig. 302 A).....	353
Fig. 303.- Coupe (ABC, fig. 300 A) de l'Hagios Georgios.....	354
Fig. 304.- Profil de l'Hagios Georgios.....	355
Fig. 305A.- Carte géologique du horst de Leontarion.....	359
Fig. 305B et C.- Profils relevés entre les failles F <sub>3</sub> -F <sub>4</sub> (305 B) et les failles F <sub>8</sub> -F <sub>9</sub> (305 C) repérées sur la coupe de la figure 306.....	359
Fig. 306.- Coupe (ABCD, fig. 305 A) à travers le horst de Leontarion.....	359
Fig. 307.- Profil (HI, fig. 300 A) du flanc ouest du Pyrgos.....	361
Fig. 308A.- Carte géologique du secteur immédiatement au Nord-Est de Sparte.....	362
Fig. 308B.- Profil repéré sur la figure 308 A.....	362
Fig. 309.- Coupe (JK, LM, fig. 300 A) du flanc est de Pyrgos.....	363
Fig. 310A.- Profil synthétique du flanc est du Pyrgos.....	365
Fig. 310B.- Détail du profil 310 A.....	365
Fig. 311.- Synthèse des données stratigraphiques relatives au Crétacé supérieur de Tripolitza.....	368
Fig. 312.- Synthèse des données stratigraphiques relatives au Tertiaire de Tripolitza..	371
Fig. 313.- Affleurements du flysch de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse méridional....	
Fig. 314.- Coupes à travers le flysch de Gavrovo.....	
Fig. 315.- Synthèse des données stratigraphiques relatives aux séries méso-cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse méridional.....	379
Fig. 316.- Coupes et profils mettant en évidence l'allochtonie générale des séries méso-cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza.....	385
Fig. 317A et B.- Mise en évidence de chevauchements épiglyptiques récents des calcaires de Tripolitza sur les Phyllades <u>sl.</u> ou les marbres ioniens.....	385
Fig. 318.- Diagramme schématique permettant de définir les principales diverticulations de la série de Gavrovo-Tripolitza et plus particulièrement la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque.....	386
Fig. 319.- Coupes sur le revers méridional et occidental du plateau de Cynourie au Nord et à l'Est de Molaf.....	387
Fig. 320.- Coupes à travers le massif du Taygète septentrional.....	388
Fig. 321.- Carte géologique du massif de Pylos (d'après Fleury et coll., 1979).....	389
Fig. 322.- Coupes à travers le massif de Pylos (d'après Fleury et coll., 1979), repérées sur la figure 323.....	390
Fig. 323.- Principales caractéristiques structurales du massif de Pylos (d'après Fleury et coll., 1979).....	392
Fig. 324.- Carte géologique du Péloponnèse méridional.....	398
Fig. 325.- Coupe géologique à travers le Péloponnèse méridional.....	399



Fig. 326.- Carte de localisation des coupes structurales (cf. fig. 363) et des profils stratigraphiques décrits lors de l'étude de la série du Pinde-Olonos.....	404
Fig. 327.- Coupe de Mathia repérée fig. 350 B.....	405
Fig. 328.- Profil 1 (Est de Mathia) - Calcaires de Drimos.....	407
Fig. 329.- Profil 2 (Est de Mathia) - Calcaires de Drimos, Pélites de Kasteli et Radiolarites.....	411
Fig. 330.- Profil 3 (Nord Ouest d'Adriani) - Calcaires de Drimos, Pélites de Kasteli et Radiolarites.....	411
Fig. 331.- Coupe Ano Millitsa-Adriani (repérée fig. 350 B).....	411
Fig. 332.- Profil 4 (Est d'Ano Millitsa) - Calcaires de Drimos, Pélites de Kasteli et Radiolarites.....	415
Fig. 333.- Coupe de Solinari (repère 5, 6 et 7, fig. 326). D'après Thiébault et coll., 1981).....	415
Fig. 334.- Profil 5 (Solinari). Jaspes à radiolaires inférieurs et supérieurs, Calcaires à Calpionelles et conglomérats de Solinari. (D'après Thiébault et coll., 1981).....	416
Fig. 335.- Profil 6 (Solinari). Jaspes à radiolaires supérieurs.....	419
Fig. 336.- Profil 7 (Solinari). Jaspes à radiolaires supérieurs et Calcaires en Plaquettes.....	419
Fig. 337.- Profil 8 (Est d'Ano-Militsa). Radiolarites et Calcaires en Plaquettes.....	423
Fig. 338.- Profil 9 (Est d'Adriani). Radiolarites et Calcaires en Plaquettes.....	423
Fig. 339.- Coupe de Gameia (repérée fig. 350 B).....	423
Fig. 340.- Profil 10 (Est de Gameia). Passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes...	425
Fig. 341.- Profil 11 (flanc est du Lykodimo). Passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes.....	425
Fig. 342.- Coupe correspondant au profil 11 le long de la route conduisant de Mathia au sommet du Lykodimo.....	427
Fig. 343.- Carte géologique des klippe pindiques à l'Est de Kalamata (cf. fig. 350 B).	428
Fig. 344.- Profil 12 (klippe de Kalamata). Marnes Rouges à Radiolaires et Premier Flysch.....	428
Fig. 345.- Carte géologique de la région de Jeoritsion.....	429
Fig. 346.- Coupe et profil 13 de la klippe d'Agoriani.....	429
Fig. 347.- Profil 14 (Ouest d'Adriani).....	431
Fig. 348.- Profil 15 (Est d'Adriani).....	431
Fig. 349.- Profil 16 (Est de Gameia).....	431
Fig. 350A.- Synthèse des données stratigraphiques concernant le sommet des Calcaires de Drimos, les Pélites de Kasteli, les Radiolarites, le Premier Flysch et la base des Calcaires en Plaquettes du Pinde-Olonos en Péloponnèse méridional (d'après Thiébault et coll., 1981 - modifié).....	437
Fig. 350B.- Carte de localisation des profils de la figure 350 A et des coupes des figures 327, 331, 339.....	437
Fig. 350C.- Répartition des séries du Pinde-Olonos sans Premier Flysch (Domaine D) et avec Premier Flysch (Domaine E) en Messénie occidentale (Péloponnèse méridional).....	437
Fig. 351.- Courbes de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la plate-forme parnassienne du Trias supérieur au Paléocène.....	447
Fig. 352.- Courbes de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la plate-forme de Tripolitza du Trias supérieur à l'Eocène supérieur.....	448

Fig. 353.-	Courbes d'évolution bathymétrique de la base des séries sédimentaires liguro-piémontaises déposées directement sur des ophiolites nées à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur.....	451
Fig. 354.-	Evolution bathymétrique au cours du temps du Niveau de Compensation des Carbonates dans un certain nombre de bassins océaniques.....	453
Fig. 355.-	Schémas matérialisant l'hypothèse de la naissance du bassin pindique par amincissement lithosphérique.....	454
Fig. 356.-	Modèle proposé pour les courbes d'évolution (D et E) bathymétrique du fond de la zone médiane du sillon pindique en Grèce continentale.....	456
Fig. 357.-	Modèle proposé par la courbe (D) d'évolution de la bathymétrie de la partie centrale du sillon du Pinde-Olonos et Péloponnèse méridional.....	457
Fig. 358.-	Modèle proposé pour la courbe (D) d'évolution de la bathymétrie de la partie du sillon du Pinde-Olonos correspondant aux écailles de Solinari.....	458
Fig. 359A.-	Carte paléogéographique du domaine alpin méditerranéen au Jurassique supérieur. Essai de représentation de la circulation océanique de surface.....	460
Fig. 359B.-	Carte paléogéographique de l'hémisphère nord et circulation océanique générale de surface au Jurassique supérieur d'après Stevens (1980).....	461
Fig. 360A et B.-	Modèle proposé pour la courbe d'évolution de la bathymétrie de la partie centrale du sillon ionien en Grèce continentale et courbe du taux de sédimentation dans les zones ioniennes moyenne (A) et externe (B) du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur.....	463
Fig. 361A.-	Carte paléogéographique de l'hémisphère nord et circulation océanique générale de surface au Crétacé inférieur d'après Stevens (1980).....	466
Fig. 361B.-	Carte paléogéographique du domaine alpin méditerranéen au Vracono-Cénomanién.....	467
Fig. 362.-	Carte géologique de la presqu'île de Koroni.....	473
Fig. 363.-	Coupes à travers les écailles pindiques de la presqu'île de Koroni.....	474
Fig. 364.-	Coupe à travers les klippes pindiques à l'Est de Kalamata (cf. carte fig. 342).....	475
Fig. 365.-	Panorama sur l'une des klippes pindiques à l'Est de Kalamata, montrant le biseautage sommital des Marnes Rouges à radiolaires du Premier Flysch par la surface de base chevauchante des Calcaires en Plaquettes.....	475
Fig. 366.-	Carte paléogéographique du domaine alpin occidental au Trias supérieur d'après Biju-Duval.....	481
Fig. 367.-	Coupes palinspatiques des Hellénides externes au : Trias moyen, Trias supérieur (A), Jurassique supérieur (B), Crétacé supérieur (C) et Eocène inférieur (D).....	482-483
Fig. 368.-	Age des dépôts concordants les plus récents de la série ionienne et âge des dépôts néogènes discordants les plus anciens.....	486
Fig. 369.-	Age des dépôts concordants les plus récents de la série de Gavrovo-Tripolitza.....	487
Fig. 370.-	Age des dépôts concordants les plus récents de la série du Pinde-Olonos et âge des dépôts discordants.....	488
Fig. 371.-	Carte structurale des Albanides et âge des dépôts discordants, d'après Papa (1970).....	489
Fig. 372A.-	Rôle de la transversale d'Olympie (définie par Lyberis et Bizon, 1981) dans la répartition géographique actuelle des zones ionienne et de Paxos-Zanthe.....	490
Fig. 372B.-	Carte palinspatique des zones ionienne et de Paxos-Zanthe au Serravallien...	490
Fig. 373A et B.-	La transversale d'Olympie n'affecte pas la répartition géographique actuelle des affleurements de la zone du Pinde-Olonos (A) et de la zone de Gavrovo-Tripolitza (B).....	491

Fig. 374.-	Modèle schématique illustrant le rôle de l'augmentation du périmètre et de la surface de base d'une nappe dans la genèse des biseautages affectant la série de Gavrovo-Tripolitza et des chevauchements amenant le matériel du Pinda-Olonos directement sur les Phyllades <u>sl</u> .....	493
Fig. 375.-	Coupes à travers les Hellénides externes de l'Eocène supérieur à l'actuel...	497
Fig. 376.-	Carte des Hellénides au niveau du Péloponnèse à l'Oligocène supérieur.....	499
Fig. 377.-	Carte des Hellénides au niveau du Péloponnèse à l'Aquitanién.....	499
Fig. 378.-	Carte des Hellénides au niveau du Péloponnèse au Burdigalien.....	499
Fig. 379.-	Carte des Hellénides au niveau du Péloponnèse à l'Helvétien.....	499
Fig. 380.-	Carte des Hellénides au niveau du Péloponnèse au Tortonien.....	499



## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa repérés sur les figures 46 et 47. Analyse par quantométrie (C.R.P.G., Nancy) avec contrôle des teneurs en $\text{SiO}_2$ et CaO par voie humide.....	76
Tabl. 2.-	Coefficients de corrélation r (et possibilités d'erreur $\alpha$ ) entre les teneurs en CaO d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	79
Tabl. 3.-	Coefficient de corrélation r (et probabilités d'erreur $\alpha$ ) entre les teneurs en $\text{SiO}_2$ d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces de Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	82
Tabl. 4.-	Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur) entre les teneurs en $\text{Al}_2\text{O}_3$ d'une part et les teneurs en certains oxydes de certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	84
Tabl. 5.-	Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur $\alpha$ ) entre les teneurs en phosphore d'une part et les teneurs en alumine, sodium et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa.....	91
Tabl. 6.-	Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria (repérés sur la figure 60). Analyses par quantométrie (C.R.P.G., Nancy) avec contrôle des teneurs en $\text{SiO}_2$ et CaO par voie humide.....	94
Tabl. 7.-	Coefficients de corrélation (et probabilités d'erreur $\alpha$ ) entre les teneurs en $\text{SiO}_2$ d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria.....	94
Tabl. 8.-	Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur $\alpha$ ) entre les teneurs en $\text{Al}_2\text{O}_3$ d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria.....	97
Tabl. 9.-	Coefficient de corrélation et droite de régression du couple Al-Fe des Boues à Diatomées de la Mer du Japon (Steinberg et Mpodozis Marin, 1978), des Radiolarites du Pinde externe et interne (Steinberg et Mpodozis Marin, 1978) et des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa et de Tseria.....	98
Tabl. 10.-	Synthèse des phases de déformation ayant affecté les séries ioniennes des massifs du Taygète et du Parnon d'une part, les matériaux des nappes des Phyllades d'autre part.....	239
Tabl. 11.-	Composition chimique des amphibolites et prasinites de Jeoritsion et Goranos Arna (Nappe inférieure des Phyllades). Analyses par quantométrie (C.R.P.G., Nancy).....	248
Tabl. 12.-	Composition chimique des "andésites" de Krokee et Finiki (Nappe supérieure des Phyllades). Analyses par quantométrie (C.R.P.G., Nancy). Les analyses 7, 8, 9 et 21 ont été publiées par Paraskevopoulos (1965).....	260
Tabl. 13.-	Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste Vautier) des clinopyroxènes de l'"andésite" D 143 du tableau 12.....	261
Tabl. 14.-	Analyses par voie humide (C.R.P.G., Nancy) d'épidotes filoniennes des andésites de Krokee.....	261
Tabl. 15.-	Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste Vautier) de carpholites (1 et 2) et de chloritoïdes (3, 4, 5) de micaschistes d'Artemissia.....	280
Tabl. 16.-	Relations entre les phases de déformation ayant affecté les matériaux de la nappe inférieure des Phyllades et les phases de cristallisation des minéraux de métamorphisme.....	282

Tabl. 17.- Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste : Vautier) de grenats des Schistes d'Artemissia (Nappe inférieure des Phyllades). Formules calculées sur la base de 12 oxygènes.....	284
Tabl. 18.- Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste : Vautier) : 269 ; 350 ; F 107, 111, 117, 490, 494 ; E 121, 123 ; Université de Paris, analyste : Triboulet : E 75 ; F 200 ; H 16 et I 2) d'amphiboles. Formules calculées sur la base anhydre de 23 oxygènes.....	286
Tabl. 19.- Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste : Vautier) de micas blancs des schistes de la nappe inférieure des Phyllades formules calculées sur la base anhydre de 11 oxygènes.....	288
Tabl. 20.- Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste : Vautier) de chlorites des schistes de la nappe inférieure des Phyllades. Formules calculées sur la base anhydre de 28 oxygènes.....	294
Tabl. 21.- Calcul de la subsidence "tectonique" réelle de la plate-forme parnassienne..	446
Tabl. 22.- Calcul de la subsidence "tectonique" réelle de la plate-forme de Tripolitza.....	446



# TABLE DES MATIERES





# TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT PROPOS.....	3
RESUME, SUMMARY.....	5

## PREMIÈRE PARTIE : INTRODUCTION

### PREMIER CHAPITRE - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

I. Cadre géographique du domaine étudié.....	11
A. Limites.....	11
B. Les régions naturelles.....	11
C. Habitat, population.....	13
II. Cadre géologique général : la chaîne hellénique.....	15
A. Zonéographie des Hellénides.....	15
B. Evolution tectonique et métamorphique.....	19

### DEUXIEME CHAPITRE - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL..... 21

I. Historique des connaissances.....	21
II. Le plan d'organisation géologique et sa présentation.....	24
III. Les fondements matériels de cette monographie régionale.....	24

## DEUXIÈME PARTIE : SÉRIES AUTOCHTONES ET PARAUTOCHTONES SÉRIES DE PAXOS-ZANTHE, SÉRIES IONIENNES

### PREMIER CHAPITRE - STRATIGRAPHIE ET INTERPRETATION ZONEOGRAPHIQUE..... 29

I. Description des séries stratigraphiques appartenant à l'autochtone relatif des massifs du Taygète et du Parnon.....	29
A. Une coupe générale des "Plattenkalk" : la coupe de Tseria.....	29
B. Précisions sur les niveaux de base des "Plattenkalk" : la coupe du Monastère Vafthenitsa.....	36
C. Précisions sur le passage des marbres polychromes au flysch, la coupe de Pigadia.....	39
D. Précisions sur la partie moyenne de la série des "Plattenkalk" la coupe de l'Hagios Ilias (Taygète).....	41
E. Précisions sur le faciès flysch : coupe de Palaïopanagia.....	43
F. Annexe : coupe de la route Kalamata - Sparte.....	44
G. Extension au massif du Parnon de la stratigraphie définie dans le massif du Taygète.....	46

II. Synthèse stratigraphique et attribution de cet autochtone relatif à la zone ionienne.....	51
A. La formation de base des calcaires et dolomies triasico-liasiques : $T_s - J_i$ (profils de Tseria et Vaithenitsa).....	51
B. Les calcaires marmoréens à chailles noires : $J_i$ (profil de Tseria).....	52
C. Les calcaires marmoréens à filaments : $J_i - J_m$ (profils de Tseria et d'Hagios Ilias).....	52
D. La formation siliceuse inférieure : $J_m - J_s$ (profils de Tseria, d'Hagios Ilias, du Megalo Tourla et du Mont Faja).....	54
E. Les marbres à rognons de quartzite : $J_s - C_s$ (profils de Tseria, d'Hagios Ilias, du Megalo Tourla et du Mont Faja).....	54
F. Les marbres grenus à intercalations de marbres fins : $C_s - E$ (profils de Tseria et d'Hagios Ilias).....	56
G. Les marbres à bancs de quartzite blanc et les marbres polychromes : E. (profils de Tseria, de Pigadia, Palaiopanagia et des gorges de Langada).....	56
H. Le Flysch : Ol (profils de Tseria, Pigadia, Palaiopanagia et des gorges de Langada).....	56
I. Analogies avec la Crète.....	58
III. Sur l'existence de la zone de Paxos-Zanthe en Péloponnèse méridional.....	59
A. Description de quelques coupes représentatives.....	59
B. Esquisse d'un profil synthétique et comparaison avec la série ionienne du Taygète et la série de Gavrovo-Tripolitza.....	64
C. Le sondage Filiatra I : un modèle d'interprétation possible.....	66
DEUXIEME CHAPITRE - GEOCHIMIE ET INTERPRETATION PALEO GEOGRAPHIQUE.....	69
I. Etude stratigraphique, minéralogique et géochimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa (zone ionienne externe, Grèce continentale).....	69
A. Stratigraphie.....	69
B. Etude de la fraction argileuse.....	70
C. Géochimie des éléments majeurs et de quelques traces.....	77
D. Conclusion.....	92
II. Description des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et comparaison avec ceux d'Igoumenitsa.....	92
A. Stratigraphie.....	92
B. Etude de la fraction argileuse.....	92
C. Géochimie.....	94
D. Conclusion.....	104
III. Comparaison avec les Radiolarites pindiques.....	105
A. La phase carbonatée.....	105
B. La phase argileuse.....	105
C. Géochimie de la fraction décarbonatée.....	107

IV. Interprétation paléogéographique des séries ioniennes.....	108
A. Généralités.....	108
B. Paléogéographie du domaine ionien.....	110
TROISIEME CHAPITRE - TECTONIQUE ET TRANSFORMATIONS POSTSEDIMENTAIRES.....	119
I. Etude des structures de l'autochtone relatif ionien du Taygète.....	119
A. Position structurale des séries ioniennes du Taygète.....	119
B. Description d'un certain nombre de coupes tectoniques au travers du massif du Taygète.....	122
C. Synthèse.....	143
II. Compléments sommaires concernant la structure de la série ionienne dans le massif du Parnon.....	146
A. Coupe du Mont Faja : existence de chevauchements à l'intérieur de la série ionienne .....	146
B. Coupe de la route Sparte-Molaf au Sud d'Apidea : existence de deux phases de déformation avec clivage associé, mélange tectonique.....	148
III. Conclusions structurales.....	152
IV. L'évolution minéralogique postsédimentaire des séries ioniennes et préapu-liennes.....	153
A. Degré de transformation de l'autochtone ionien dans le massif du Taygète....	153
B. La série ionienne du Parnon.....	154
C. La série de Paxos-Zanthe.....	155
D. Conclusion.....	155

TROISIÈME PARTIE : LES NAPPES DES PHYLLADES  
SÉRIES DE GAVROVO-TRIPOLITZA.MÉTAFLYSCH IONIEN

Les nappes des Phyllades.....	159
PREMIER CHAPITRE - STRATIGRAPHIE, STRUCTURES ET INTERPRETATION ZONEOGRAPHIQUE.....	163
I. Les Phyllades du massif du Taygète : un modèle d'interprétation.....	163
A. La Formation de Lakkomata.....	163
B. Les Phyllades datées paléontologiquement du Permien.....	184
C. Le "Système Cristallin Principal".....	191
D. Conclusion.....	208
II. Les nappes des Phyllades du massif du Parnon : confirmation et amélioration du modèle d'interprétation précédent.....	215
A. Les "Couches de Tyros".....	215
B. La Formation du Monastère Sotyros.....	217
C. La région Molai-Apidea.....	221
D. La région Finiki-Papadianika.....	225
E. La région Krokee - Stephania - Lagion.....	
F. Synthèse des observations faites dans le massif du Parnon.....	237

III. Conclusions générales : interprétation structurale et stratigraphique des Phyllades <u>sl.</u> du Péloponnèse méridional.....	240
A. Les Phyllades <u>sl.</u> sont totalement allochtones et chevauchent le parautoch- tone ionien des massifs du Taygète et du Parnon.....	240
B. Les Phyllades <u>sl.</u> sont "clivées" en trois nappes de cisaillement <i>au moins</i> ....	240
C. Le matériel des nappes supérieure et intermédiaire appartient à la série de Gavrovo-Tripolitza dont il constitue le soubassement.....	243
D. La nappe inférieure correspond à du métaflysch ionien qui renferme des imbrications de matériels triasico-paléozoïques du soubassement de Gavrovo- Tripolitza.....	243
E. La nappe inférieure ("Système Cristallin Principal") : une imbrication sédimentaire ou tectonique précoce dans le métaflysch ionien.....	244
F. Le métamorphisme et les déformations affectant les nappes des Phyllades sont d'âge alpin et plus précisément post-Oligocène et anté-Tortonien.....	245
 DEUXIEME CHAPITRE - LE VOLCANISME ASSOCIE AUX PHYLLADES.....	 247
I. Les amphibolites et prasinites de la nappe inférieure ("Système cristallin principal").....	247
A. Origine orthodérivée de ces amphibolites.....	247
B. Série magmatique originelle.....	251
II. Les porphyres du Complexe de Tyros (soubassement de Gavrovo-Tripolitza, Complexe de Tyros) - Nappe supérieure des Phyllades.....	259
 TROISIEME CHAPITRE - TRANSFORMATIONS METAMORPHIQUES AFFECTANT LES PHYLLADES.....	 277
I. La nappe inférieure : faible métamorphisme (faciès schistes verts à glaucophane) 277	
A. Les micaschistes hyperalumineux à carpholite et/ou chloritoïde.....	277
B. Les micaschistes à grenat et/ou glaucophane.....	287
C. Les metabasites à amphibole sodique.....	295
II. La nappe intermédiaire de Pharos - Lakkomata : quelques paragenèses et condi- tions probables.....	297
III. La nappe supérieure ou de Tyros.....	298
IV. Conclusions.....	300
 QUATRIÈME PARTIE : LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MÉSO-CÉNOZOÏQUE SÉRIE MÉSO-CÉNOZOÏQUE DE GAVROVO-TRIPOLITZA	
 PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION.....	 307
I. Historique.....	307
II. Nomenclature utilisée.....	307

DEUXIEME CHAPITRE - STRATIGRAPHIE.....	313
I. Le Trias.....	313
A. Dolomies triasiques d'Hagios Konstantinos et de Jeoritsion.....	313
B. Age et faciès des carbonates triasiques de la série de Gavrovo-Tripolitza...	317
II. Le Jurassique.....	319
A. Description des profils.....	319
B. Age des formations et interprétation paléogéographique.....	334
III. Le Crétacé inférieur.....	337
A. Description de quelques coupes.....	337
B. Age et interprétation paléogéographique.....	344
IV. Le Crétacé supérieur, le Paléocène et l'Eocène.....	344
A. Description des profils.....	344
B. Age des séries décrites.....	367
C. Interprétation paléogéographique.....	372
V. Installation et dépôt du flysch de Gavrovo-Tripolitza.....	373
A. Description stratigraphique.....	373
B. Age de ces différents ensembles flyschoïdes.....	376
C. Conséquences paléogéographiques et géodynamiques.....	378
VI. Conclusion.....	380
A. Première période de sédimentation terrigène (Paléozoïque supérieur à Trias).	380
B. La période de sédimentation holocarbonatée (Trias à Eocène).....	380
C. Deuxième période de sédimentation terrigène : le flysch (Priabonien supérieur ou Oligocène inférieur à Aquitanien supérieur).....	381
TROISIEME CHAPITRE - TECTONIQUE.....	383
I. La série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza forme une vaste nappe de cisaillement : la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque.....	383
II. La nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque est un diverticule majeur de la série de Gavrovo-Tripolitza.....	386
III. La nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque présente des "clivages" mineurs à sa base, en son sein et à son sommet.....	387
IV. Le matériel de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque a été plissé puis haché par les failles plio-quaternaires.....	390

CINQUIÈME PARTIE : LA NAPPE DU PINDE-OLONOS

PREMIER CHAPITRE - STRATIGRAPHIE.....	403
I. Les Calcaires de Drimos et les Pélites de Kasteli.....	403
A. Profil 1. Mathia : les Calcaires de Drimos.....	403
B. Profil 2. Est de Mathia : passage des Calcaires de Drimos supérieurs aux Radiolarites.....	409
C. Profil 3. Nord-Est d'Ano-Millitsa : Calcaires de Drimos supérieurs et passage aux radiolarites.....	412
D. Profil 4. Est d'Ano-Millitsa : Calcaires de Drimos supérieurs - Pélites de Kasteli et passage aux Radiolarites.....	413
II. Les Radiolarites.....	
A. Profil 5. Unité de Solinari : jaspes à radiolaires inférieurs - Calcaires à Calpionelles - Conglomérats de Solinari - Jaspes à radiolaires supérieurs...	415
B. Profil 6. Unité de Solinari : jaspes à radiolaires supérieurs.....	418
C. Profil 7. Unité de Solinari : jaspes à radiolaires supérieurs et Calcaires en Plaquettes.....	420
D. Profil 8. Est d'Ano-Millitsa : passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes.....	421
E. Profil 9. Est d'Adriani : passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes....	422
F. Profil 10. Est de Gameia : passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes..	424
G. Profil 11. Lykodimo : passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes.....	425
III. Les Marnes Rouges à Radiolaires, le "Premier Flysch", les Calcaires en Plaquettes et le Flysch paléocène.....	426
A. Profil 12. Les klippes de Chanakia à l'Est de Kalamata : la formation des Marnes Rouges, le Premier Flysch.....	426
B. Profil 13. Klippe d'Agoriani : formation des Marnes Rouges à Radiolaires et Calcaires en Plaquettes.....	427
C. Profil 14. Ouest d'Adriani : les Calcaires en Plaquettes.....	430
D. Profil 15. Est d'Adriani : Calcaires en Plaquettes et "Couches de Passage" au flysch.....	432
E. Profil 16. Route Charokopio-Dsaisi : Couches de Passage au Flysch paléocène	433
VI. Age des formations pindiques du Péloponnèse méridional.....	434
A. La formation détritique triasique.....	434
B. Les Calcaires de Drimos.....	434
C. Les pélites de Kastéli.....	435
D. Les Radiolarites <u>sl</u> .....	435
E. Les Marnes Rouges à Radiolaires et les grès des Klippes de Kalamata ("Le Premier Flysch").....	439
F. Les Calcaires en Plaquettes.....	439
G. "Les Couches de Passage".....	439
H. Le Flysch.....	439

V. Conclusions.....	440
DEUXIEME CHAPITRE - MODELE D'EVOLUTION BATHYMETRIQUE.....	445
I. Modèle d'évolution bathymétrique du sillon du Pinde-Olonos.....	445
II. Trias moyen à supérieur : la naissance du sillon du Pinde-Olonos et l'épisode détritique triasique.....	453
III. Du Norien au Maestrichtien : stade de vacuité du sillon du Pinde-Olonos.....	457
IV. Du Maestrichtien à l'Eocène moyen : comblement et fin de l'histoire sédimentaire du sillon du Pinde-Olonos.....	469
TROISIEME CHAPITRE - TECTONIQUE.....	471
I. Les écailles pindiques de la presqu'île de Koroni.....	471
II. Les klipptes du Pinde arcadien.....	475
<b>SIXIÈME PARTIE : INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE</b>	
PREMIER CHAPITRE - EVOLUTION ANTETECTONIQUE.....	479
I. Le choix d'un modèle : Téthys, Mésogée et Plaque apulienne .....	479
II. La glyptogenèse triasico-paléozoïque.....	480
III. La naissance des marges téthysienne et mésogéenne (Trias moyen - Jurassique supérieur).....	481
IV. La période de quiescence (Crétacé et Eocène moyen).....	484
DEUXIEME CHAPITRE - TECTONISATION.....	485
I. Principales unités structurales et zones isopiques dans les Hellénides externes du Péloponnèse méridional.....	485
A. La zone de Paxos-Zanthe.....	485
B. La zone ionienne.....	485
C. La nappe de Gavrovo-Tripolitza.....	485
D. La nappe du Pinde-Olonos.....	487
II. Calendrier des phases tectorogéniques ayant affecté les Hellénides externes....	487
III. Réflexions sur les mécanismes de genèse du bâti structural péloponnésien.....	490
IV. Modèle de l'évolution géodynamique des zones externes helléniques en Péloponnèse de l'Eocène supérieur à l'actuel.....	493
A. Subduction de la croûte pindique et décollement de la nappe du Pinde-Olonos.	493

B. Les sous-charriages de la zone ionienne et de Paxos-Zanthe - Genèse des Schistes bleus des Hellénides externes..... 495

C. Début de la subduction mésogéenne - charriage des Hellénides internes et cisaillement corrélatif dans les Hellénides externes..... 498

D. Etat actuel : poursuite de la subduction mésogéenne..... 500

ANNEXES

ANNEXE n° 1 - Calcul de la subsidence tectonique réelle de la plate-forme de Zanthe-Céphalonie du Crétacé inférieur au Miocène..... 505

ANNEXE n° 2 - Calcul de la subsidence tectonique réelle de la sous-zone de Gavrovo (plate-forme de Gavrovo-Tripolitza) du Crétacé inférieur à l'Oligocène..... 506

ANNEXE n° 3 - Réfutation de l'hypothèse d'un "sillon des Phyllades"..... 507

ANNEXE n° 4 - Sur l'existence d'une discordance hercynienne au sein des Phyllades appartenant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie..... 513

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des figures..... 547

Liste des tableaux..... 563

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières..... 567

