

50376
1982
113-1

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

50376

1982

113-1

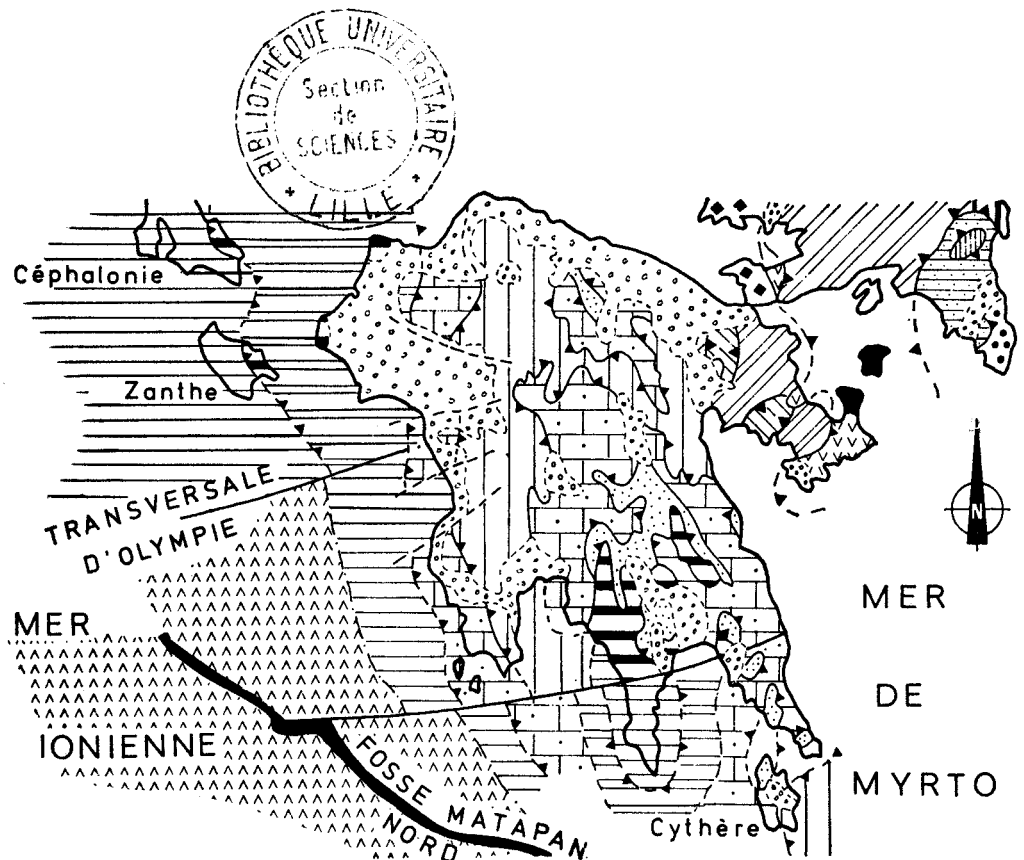
Publication n° 6

I.S.S.N. 0291 - 3062

François THIEBAULT

Evolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce)

Volume I



S. G. N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

- 1982 -

AVANT PROPOS

Lorsque j'ai entrepris ce travail, le Péloponnèse n'était plus "terra incognita" après les travaux de A. Phillipson, M. Blumenthal et J. Dercourt. C'est ce dernier qui me confia la tâche difficile d'y réaliser une monographie régionale. Heureusement cette entreprise s'inscrit tout de suite dans le cadre d'une équipe me permettant de bénéficier de l'expérience accumulée par mes prédécesseurs.

Cette équipe s'agrégeait alors autour du Professeur J. Aubouin qui, grâce à ses dons d'observateur et sa remarquable aptitude à la synthèse, avait su créer un modèle cohérent de l'évolution géodynamique des Hellénides. La valeur et la fécondité de ses travaux ont été récemment couronnées par son élection à l'Académie des Sciences. Je lui exprime mon respect et ma grande reconnaissance pour l'honneur qu'il me fait en participant au jury chargé d'examiner mon travail.

C'est d'ailleurs cet éminent professeur qui dirigea, avec le professeur R. Blanchet, mes premiers travaux dans les Alpes méridionales. Mais les difficultés s'avèrent alors plus fortes que l'enthousiasme et les espérances du jeune prosélyte que j'étais. R. Blanchet me garda pourtant toute sa confiance et sut dans cette période difficile me redonner courage. C'est grâce à sa bienveillance chaleureuse et à sa grande patience d'enseignant que j'ai pu terminer heureusement mes études universitaires et poser, avec l'accord des professeurs J. Aubouin et J. Dercourt ma candidature à un poste d'assistant à l'Université de Lille. Je lui adresse ici le témoignage de ma très profonde gratitude.

Mes premières années dans le laboratoire du professeur J. Dercourt à Lille furent, en raison de la brutalité de mon inexpérience et de ma conception de l'assistantat, quelque peu mouvementées. Mais petit à petit l'âge, et probablement la sagesse qu'il apporte, la passion commune pour ce métier et pour la géologie des Hellénides m'ont rapproché de celui qui est devenu, j'ose le confesser, mon Maître. Sa grande culture, son expérience ont su conforter mes conclusions ou mes intuitions, ses réticences m'ont obligé à donner le meilleur de moi-même. C'est pourquoi cet ouvrage lui doit beaucoup, surtout la partie consacrée aux Phyllades où il sut me garder de la tentation d'une vision trop unitaire.

Pour ce chemin parcouru ensemble, un merci est peu de chose, j'y adjointrai l'assurance de mon amitié respectueuse.

Dès le début de ma vie professionnelle à Lille, j'ai eu la chance de bénéficier de l'aide et de la bienveillante attention du professeur P. Celet. M'associant à son enseignement de terrain, il sut me faire profiter de sa grande expérience et m'inculqua l'importance et la prééminence de l'observation méticuleuse des faits sur les interprétations hâtives. Ses encouragements, sa confiance et sa foi inébranlable en nos méthodes de travail m'ont souvent donné le courage de persévérer. Je lui exprime ici ma très grande reconnaissance.

Le professeur J.F. Raoult a su grâce à sa gentillesse et sa patience atténuer le choc provoqué par le départ du professeur J. Dercourt à l'Université de Paris. Je le remercie d'apporter sa connaissance du terrain à la critique de ce manuscrit et d'avoir su pardonner et favoriser l'entreprise de pillage des finances de notre laboratoire que représente la confection de cette thèse.

Je suis très reconnaissant envers les personnalités qui me font l'honneur de siéger également au sein de ce jury. M. le professeur D. Bernoulli a très aimablement répondu à mon invitation. Ce spécialiste, des Alpes et de la paléogéographie moderne voudra bien excuser, je l'espère, les imperfections de cet essai - Monsieur B. Biju Duval, Directeur du service Recherche de l'I.F.P. a bien voulu apporter l'avis d'un éminent spécialiste du domaine méditerranéen et l'opinion du créateur avec J. Dercourt et X. Le Pichon d'un modèle qui est sans conteste, l'un des apports majeurs les plus récents à la géologie des chaînes alpines méditerranéennes.

Ce travail comme je l'ai indiqué plus haut, s'est toujours effectué dans une équipe (LA 215 ou ERA 764) au sein de laquelle j'ai pu bénéficier de discussions fructueuses avec M. Bonneau à Paris, H. Chamley, J. Charvet, P. Debrabant, J. Ferrière, H. Maillot, J. Terry et J.J. Verriez à Lille. Je ferai une petite place à part à quatre membres de cette équipe 764 : J.J. Fleury dont j'ai appris à connaître la méticulosité scientifique et la rude bonhomie lors de missions communes dans le magnifique décor de la Montagne de Pylos ; J.L. Mansy avec lequel j'ai eu de

nombreuses discussions "transcurrentes" et acérées à l'aide d'arguments quelquefois contondants ; P. De Wever dont j'apprécie outre les qualités scientifiques, la franchise, la rondeur amicale et la convivialité "d'ichi" ; enfin B. Clément le vieux compagnon, l'ami d'hier (des folles chevauchées sur les routes italiennes, de la découverte de la Grèce, des joies et des déceptions des missions passées) d'aujourd'hui et, j'espère le mériter, de demain.

Je voudrais maintenant remercier les nombreuses personnalités scientifiques qui ont bien voulu me consacrer un peu ou beaucoup de leur temps : Mme L. Zaninetti, Melle D. Decrouez, MM. J.P. Bassoulet, A. Beugnies, A. Blondeau, G. Courty, E. Fourcade, G. Guitard, N. Grekoff, L. Hottinger, H. Kozur, F. Lethiers et M. Moullade.

Lors de la réalisation de ce mémoire j'ai bénéficié et je lui en suis très reconnaissant, de l'aide et des critiques toujours bienveillantes de Mme P. Corsin, responsable énergique et infatigable du service des publications de la Société géologique du Nord. Je remercie d'ailleurs vivement cette Société d'avoir accepté ce manuscrit dans sa série de Publications numérotées.

La dactylographie a été assurée avec compétence, beaucoup de gentillesse et de cœur par Mme E. Hanton, petite femme riche d'un courage et d'une expérience irremplaçables dans notre laboratoire.

M. J. Carpentier a réalisé, avec talent et célérité, tous les travaux photographiques avec son flegme habituel et cette petite lueur ironique de l'artiste qu'amuse nos travaux tracés à coups de marteaux.

Mme M. Bocquet a assumé la réalisation d'une grande partie des dessins avec beaucoup de soin, et un dévouement toujours souriant. Mme Brebion a réalisé le clichage et le tirage offset avec sa gentillesse habituelle, une grande méticulosité et son admirable générosité dans le travail. Je ne saurais oublier ici les litholamelleurs, MM. C. Cornil et P. Dorn qui souffrirent beaucoup lorsque mes collègues et moi-même avions de véritables fringales de lames minces.

Je remercie MM. les Directeurs et MM. les membres de la Commission du C.N.R.S. qui ont permis le financement de mes missions.

Je voudrais aussi saluer le Péloponnèse, ses villages, ses habitants, ses montagnes dont le souvenir me restera toujours au cœur.

Je vais pouvoir enfin poser un instant mon fardeau, et regarder ce conglomerat d'idées s'éloigner de moi et subir déjà l'usure du temps et des autres. Enfin libre j'aurai alors une pensée émue pour tous les amis que je n'ai pu citer, pour mes parents et toute ma famille.

Mais que dire à la femme qui m'attendait, à sa nostalgie de nos années de jeunesse arrachées, à mes enfants, à l'exigence de leur tendresse ? Je leur rappellerai la joie de nos retrouvailles et plagiant le Poète je leur murmurerai : "Qu'encore une fois retentisse la musique de mes retours avant qu'au loin s'anéantissent les derniers bruits du dernier jour ...".

R É S U M É

Cette étude géologique du Péloponnèse méridional est divisée en six parties.

- I. La première partie dégage le schéma d'organisation du bâti structural des externides du Péloponnèse méridional et fait apparaître des entités structurales dont les caractéristiques (stratigraphiques, sédimentologiques, structurales, magmatiques et métamorphiques) sont analysées dans les quatre parties suivantes (2^{ème} à 5^{ème} partie). Ce sont de bas en haut :

A. LA ZONE DE PAXOS-ZANTHE (2^{ème} partie), autochtone relatif (Jurassique supérieur-Miocène ?) chevauché par la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque et probablement par le parautochtone ionien.

B. LA ZONE IONIENNE (2^{ème} partie) à laquelle se rattache un parautochtone marmoréen (Trias, Oligocène) affleurant en fenêtres dans les massifs du Taygète et du Parnon.

C. LA NAPPE INFÉRIEURE DES PHYLLADES (3^{ème} partie) ou SYSTÈME CRISTALLIN PRINCIPAL. Elle est totalement allochtone sur le parautochtone marmoréen précédent. Elle résulterait d'une imbrication précoce (durant l'Oligocène supérieur ou le Miocène inférieur) de matériaux triasico-paléozoïques appartenant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza et de métaflysch ionien issu d'une diverticulation de la sous-zone ionienne interne. Cette nappe a subi un métamorphisme schistes verts à glaucophane d'âge post-oligocène inférieur et anté-tortonien.

D. LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA diverticulée en trois nappes : (de bas en haut)

1. LA NAPPE INTERMÉDIAIRE DES PHYLLADES (Carbonifère, Trias) (3^{ème} partie).

2. LA NAPPE SUPÉRIEURE DES PHYLLADES (Trias) (3^{ème} partie).

3. LA NAPPE DE GAVROVO-TRIPOLITZA MESO-CÉNOZOÏQUE (4^{ème} partie) à l'intérieur de laquelle on distingue :

a) à l'extérieur la série de Gavrovo, d'abord carbonatée (Crétacé supérieur - Priabonien supérieur, puis à faciès flysch (Oligocène inférieur à supérieur).

b) à l'intérieur la série de Tripolitza, carbonatée du Trias au Priabonien, puis à faciès flysch du Priabonien supérieur à l'Aquitainien supérieur.

E. LA NAPPE DU PINDE-OLONOS (5^{ème} partie) dont la couverture sédimentaire (Trias supérieur - Eocène) 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.

- II. La 6^{ème} et dernière partie faisant la synthèse des faits analysés précédemment, propose de diviser l'évolution géodynamique de cette région en deux grandes phases :

A. Une première phase antérieure à la tectonisation (Paléozoïque - Eocène) marquée par deux phases majeures d'extension et d'amincissement lithosphérique aboutissant à la création des zones isopiques externes des Hellénides.

La première phase d'amincissement lithosphérique au cours du Trias moyen à supérieur aurait donné naissance à l'Océan téthysien et au sillon du Pinde-Olonos (5^{ème} partie, chapitre 2). Cette phase d'extension aurait été accompagnée d'un volcanisme de type circumpacifique à tendance (?) shoshonitique (3^{ème} partie, chapitre 2).

La deuxième phase d'amincissement lithosphérique aurait provoqué au cours du Jurassique moyen à supérieur la naissance de la Mésogée mésozoïque et du sillon ionien (2^{ème} partie, chapitre 2 et 5^{ème} partie, chapitre 2).

B. Une deuxième phase (Eocène à actuel) correspondant à la tectonisation des zones helléniques externes en Péloponnèse. Ce phénomène est polyphasé et caractérisé par :

1. Le chevauchement de la couverture pindique sur les séries méso-cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza.

2. La tectonisation des zones ioniennes et de Paxos-Zanthe par deux phases de sous-charriage guidées par le paléodécrochement de la transversale d'Olympie.

3. La mise en place des nappes des phyllades et de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque, supportant son allochtone pindique sur les zones ioniennes et de Paxos-Zanthe.

4. Une intense fracturation du bâti structural précédemment constitué par des failles normales à la suite de la subduction de la croûte mésogéenne et de l'extension égéenne.

S U M M A R Y

This geological study of the southern Peloponnesus is divided into six parts.

I. The first part presents the structural organization of the external zones of the southern Peloponnesus and the structural entities, the stratigraphic, sedimentologic, structural, magmatic and metamorphic features of which are described in the following four parts. From bottom to top they are as follows :

A. THE PAXOS-ZANTHE ZONE (2nd part) representing the autochton (Upper Jurassic + Miocene ?). It is overthrust by the Meso-Cenozoic Gavrovo-Tripolitza nappe and probably by the Ionian parautochton.

B. THE IONIAN ZONE (2nd part) corresponds to a marmorean parautochton (Trias-Oligocene) outcropping in the Taygete and Parnon mountains.

C. THE PHYLLITES LOWER NAPPE OR THE "PRINCIPAL CRYSTALLINE SYSTEM" (3rd part). It is completely allochthonous on the Ionian marmorean parautochton and would result from an early imbrication (during the upper Oligocene or lower Miocene) of Paleozoic - Triassic materials belonging to the Gavrovo-Tripolitza basement and of Ionian metaflysch issued from a "diverticulation" of the inner Ionian subzone. Rocks of this nappe have suffered a high P - low T metamorphism of post-lower Oligocene - pre-Tortonian age.

D. THE GAVROVO-TRIPOLITZA NAPPE comprising from bottom top three nappes (three "diverticulations") :

1. THE PHYLLITES MIDDLE NAPPE (Carboniferous - Trias) (3rd part).

2. THE PHYLLITES UPPER NAPPE (Trias) (3rd part).

3. THE MEZO-CENOZOIC GAVROVO-TRIPOLITZA NAPPE (4th part) with :

a) the Gavrovo series (at the outer side) consisting at first of limy sediments (Upper Cretaceous - Priabonian) then of flysch (Oligocene) ;

b) the Tripolitza series (at the inner side) with limy sediments from Trias to Priabonian and flysch from upper Priabonian to upper Aquitanian.

E. THE PINDUS - OLONOS NAPPE (5th part) ; the upper Triassic Eocene cover of which is everywhere detached and wholly allochthonous particularly on the Meso-Cenozoic Gavrovo-Tripolitza and sometimes on the phyllites sl. nappe

II. The synthetic last (6th) part proposes to divide the geodynamic evolution of this region into two main periods.

A. A first period (Paleozoic - Eocene), prior to "tectonization" would be characterized by two major phases of lithospheric extension and thinning creating isotopic external zones of Hellenides. The first lithospheric thinning phase would have given birth during the Middle and Upper Triassic to the Tethys ocean and to the Olonos - Pindus trough (5th part, chapter 2). This extension phase would have been accompanied by a volcanism of circumpacific type with shoshonitic (?) tendency.

The second phase of lithospheric thinning would have led during the middle to upper Jurassic to the birth of the Mesogean ocean and of the Ionian trough.

B. A second period (Eocene to Recent) corresponds to the "tectonization" of the external Hellenides. This phenomenon is polyphasic and characterized by :

1. Overthrusting of the Oionos-Pindus nappe on the Meso-Cenozoic Gavrovo-Tripolitza series.
2. "Tectonization" of the Ionian and Paxos-Zanthe zones during two underthrusting phased guided by the "Olympic" transverse fault.
3. Overthrusting of the phyllites nappes and of the Gavrovo-Tripolitza nappe with its Pindus allochthon on the Ionian and Paxos-Zanthe zones.
4. An intense fracturing of this structural arrangement by normal faults due to the subduction of the Mesogeian crust and to the Aegean expansion.

Π Ε Ρ Ι Α Η Ψ Η

Ἡ παρούσα γεωλογική μελέτη τῆς Νότιας Πελοποννήσου διαιρεῖται σέ ἕξι μέρη.

I. Τό πρῶτο μέρος ἀποδίδει τήν τεκτονική ὀργάνωση τῶν ἐξωτερικῶν ζωνῶν τῆς νότιας Πελοποννήσου καί παρουσιάζει τίς τεκτονικές ἐνότητες, τῶν ὁποίων οἱ χαρακτήρες (στρωματογραφικοί, ἰζηματολογικοί, τεκτονικοί, μαγματικοί καί μεταμορφικοί) ἀναλύονται στά ἐπόμενα τέσσερα μέρη (2ο ἕως 5ο μέρος). Ἀπό τήν βάση στήν κορυφή εἶναι :

A. Η ΖΩΝΗ ΠΑΞΩΝ-ΖΑΚΥΝΘΟΥ (2ο μέρος). σχετικό αὐτόχθον (A. Ἰουρασιό-Μειόκαινο) ὅπου τό μεσο-καινοζωϊκό κάλυμμα Γαβρόβου-Τρίπολης καί πιθανόν τό παραυτόχθον Ἰόνιο βρίσκονται ἐφικκευμένα ἐπί αὐτῆς.

B. Η ΙΟΝΙΑ ΖΩΝΗ (2ο μέρος) στήν ὁποία ἀνήκει ὁ παραυτόχθον σχηματισμός τῶν μαρμάρων (Τριαδικό, Ὀλιγόκαινο) καί ἐμφανίζεται χάρις στά τεκτονικά παράθυρα τοῦ Ταύγετου καί τοῦ Πάρωνα.

C. ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΤΩΝ ΦΥΛΛΑΔΩΝ (3ο μέρος) ἢ ΚΥΡΙΟ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ. Εἶναι ἐντελῶς φλόχθον ἐπάνω στόν παραυτόχθονα σχηματισμό μαρμάρων καί εἶναι τό ἀποτέλεσμα πρῶτης τεκτονικής ἀνακατανομῆς (IMBRICATION) (κατά τήν διάρκεια τοῦ A. Ὀλιγόκαινο ἢ K. Μειόκαινο) ὑλικῶν, τοῦ Τριαδικο-παλαιοζωϊκοῦ καί ἀνήκουν στό ὑπόβαθρο τῆς ζώνης Γαβρόλου-Τρίπολης, καί τοῦ Ἰόνιου μεταφύσχη, κατά τήν διάρκεια ἐσωτερικῶν ἐφεύσεων (DIVERTICULATION) τῆς ἐσωτερικῆς Ἰόνιας ὑποζώνης. Αὐτό τό τεκτονικό κάλυμμα ἔτυχε μιᾶς μεταμόρφωσης κρυσταλλοστολίσθων μέ γλαυκοφανή, ἡλικίας νεώτερης τοῦ K. Ὀλιγόκαινο καί ἀρχαιότερης τοῦ Τορτόνιου.

D. ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΓΑΒΡΟΒΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΗΣ μέ ἐσωτερικές ἐφικκεύσεις (DIVERTICULATION), καί τό διαιροῦν σέ τρία κάλυμματα : (ἀπό τήν βάση στήν κορυφή).

1. ΤΟ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΤΩΝ ΦΥΛΛΑΔΩΝ (Αιθανθρακοφόρο, Τριαδικό) (3ο μέρος).
2. ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΤΩΝ ΦΥΛΛΑΔΩΝ (Τριαδικό) (3ο μέρος).
3. ΤΟ ΜΕΣΟ-ΚΑΙΝΟΖΩΙΚΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΓΑΒΡΟΒΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΗΣ (4ο μέρος) στό ἐσωτερικό τοῦ ὁποίου διακρίνουμε :
 - α) Ἐσωτερικά, τήν σειρά Γαβρόβου, ἀνθρακική (A. Τριαδικό - A. Πριαμπόνιο, καί στήν συνέχεια φλυσιχική (K. Ὀλιγόκαινο - A. Ὀλιγόκαινο)
 - β) Ἐσωτερικά, τήν σειρά Τρίπολης, ἀνθρακική ἀπό τό Τριαδικό ἕως τό Πριαμπόνιο, καί στήν συνέχεια φλυσιχική ἀπό τό A. Πριαμπόνιο ἕως τό A. Ἀκουϊτάνιο.

E. ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΟΙΟΝΟΥ-ΠΙΝΑΟΥ (5ο μέρος) ὅπου τό ἰζηματογενές κάλυμμα (A. Τριαδικό - Ἡώκαινο) εἶναι παντοῦ ἀποκολλημένο (μέ πιό συχνό ἐπίπεδο ἀποκόλλησης τό Τριαδικό) ἀποκλισητικά ἀλλόχθον, καί ἐπικάθεται συχνότερα στό μεσο-καινοζωϊκό τεκτονικό κάλυμμα Γαβρόβου-Τρίπολης καί σπανιότερα στίς φυλλάδες, ὑπό εὐρεία ἔννοια.

II. Το 6ο και, τελευταίο μέρος αποτελεί την σύνθεση των προηγούμενων και προτείνει την διαίρεση της γεωδυναμικής εξέλιξης της περιοχής σε δύο μεγάλες φάσεις:

A. Μία πρώτη φάση, αρχαιότερης της τεκτονικής (Παλιόκαινο-Ήώκαινο), που καθορίζεται από δύο κύριες περιόδους έκτασης λέπτυνσης της λιθόσφαιρας που οδηγούν στην γένεση των έξωτερικών ισοπικών ζωνών των Ἑλληνίδων.

Ἡ πρώτη περίοδος λέπτυνσης της λιθόσφαιρας, κατά την διάρκεια του Μ. Τριαδικού έως Α. Τριαδικού, θα δημιουργήσει τον ὠκεανό της Τηθυίδας και την αὐλακα Ὀλονοῦ-Πίνδου (5ο μέρος, κεφάλαιο 2). Αὐτή ἡ φάση έκτασης θα συνοδευτεῖ από μία ἡφαιστειότητα τύπου περί-Βίρηνικου μέ χαρακτήρα σωσσο-νιτικό (3ο μέρος, κεφάλαιο 2).

Ἡ δεύτερη περίοδος λέπτυνσης της λιθόσφαιρας, θα προκαλέσει, κατά την διάρκεια του Μ. Ἰουρασικού έως Α. Ἰουρασικού, τήν γένεση της μεσοζωϊκής Μεσογαίας και της Ἰόνιας αὐλακας (2ο μέρος, κεφάλαιο 2 και 5ο μέρος, κεφάλαιο 2).

B. Μία δεύτερη φάση (Ἡώκαινο έως σήμερα) που ἀντιστοιχεῖ στην τεκτονική των Ἑλληνικῶν ἐξωτερικῶν ζωνῶν της Πελοποννήσου. Αὐτό τό φαινόμενο είναι πολυφασικό και χαρακτηρίζεται από :

1. Τήν ἐπίπλευση τοῦ κινδικοῦ καλύμματος στίς μεσοαιονοζωϊκές σειρές Γαβρόβου-Τρίπολης.
2. Τήν τεκτονική των ζωνῶν Ἰονίου και Παζῶν-Ζακύνθου που πραγματοποιεῖται μέ δύο φάσεις ὑπό-ώθησης ὀδηγούμενες ἀπό τό παλαιό ρήγμα ὀριζόντιας μετάπτωσης της Ὀλυμπίας.
3. Τήν τοποθέτηση των καλυμάτων των φυλλάδων και τοῦ μεσο-καινοζωϊκοῦ καλύμματος Γαβρόβου-Τρίπολης, μαζί μέ τό ἀλλόχθον κινδικό, ἐπάνω στην Ἰόνια ζώνη και τήν ζώνη Παζῶν-Ζακύνθου.
4. Ἐνα ἔντονο τεμαχισμό της τεκτονικής δομῆς, παλαιότερα συνιστωμένης ἀπό κανονικά ρήγματα, κατά τήν βύθιση τοῦ μεσόγαιου φλοιοῦ και τήν έκταση τοῦ Αἰγαίου.

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

INTRODUCTION

PREMIER CHAPITRE

CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

I. CADRE GÉOGRAPHIQUE DU DOMAINE ÉTUDIÉ

A. LIMITES.

Située à l'extrémité sud de la péninsule hellénique, la région qui fait l'objet de ce travail représente la plus grande partie du Péloponnèse méridional (fig. 1). Elle s'étend principalement sur les provinces de Messénie à l'Ouest et de Laconie à l'Est, auxquelles s'ajoute un fragment de l'avancée Sud-Est de la province d'Arcadie. Elle dessine une bande orientée Ouest-Est de 120 km de longueur, d'une largeur moyenne de 60 km, dilatée en son centre où cette dernière atteint 100 km.

B. LES RÉGIONS NATURELLES.

Décrire un paysage hellène revient toujours à opposer la montagne à la plaine. Cette partie du Péloponnèse n'échappe pas à cette règle.

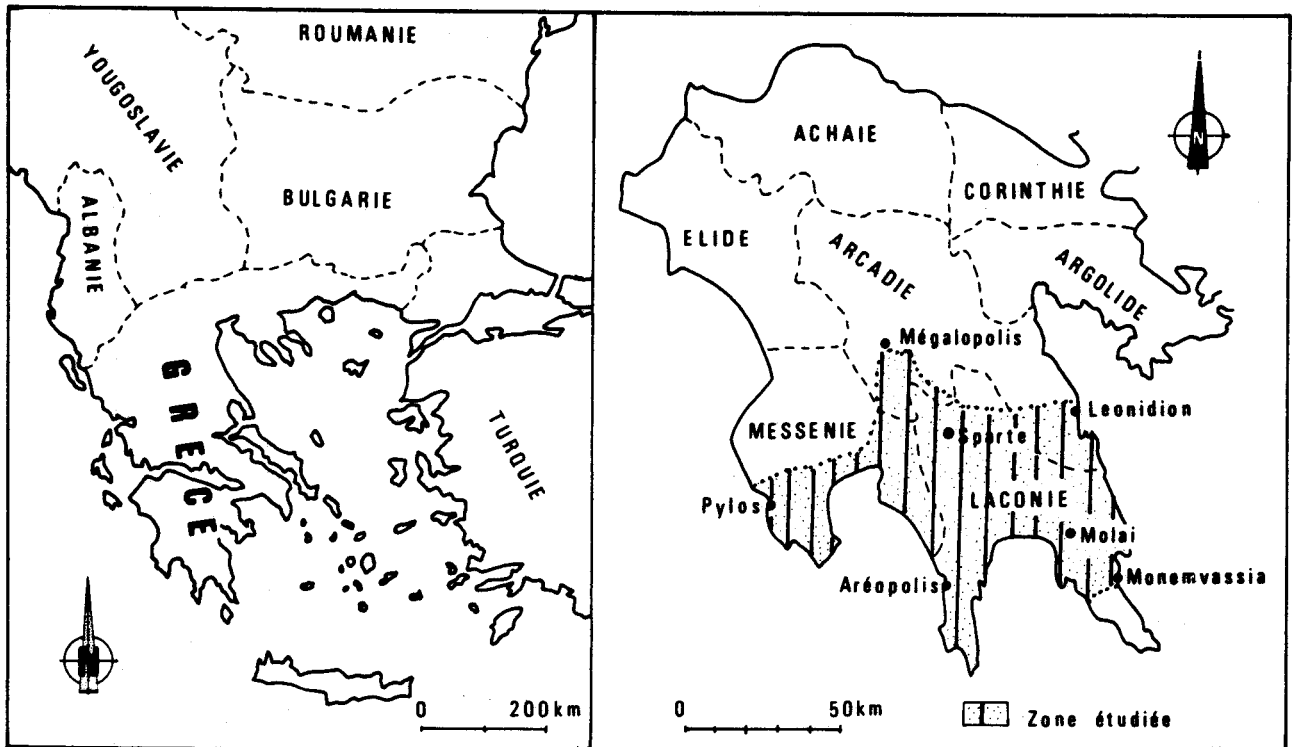


Fig. 1.- Localisation du secteur étudié.

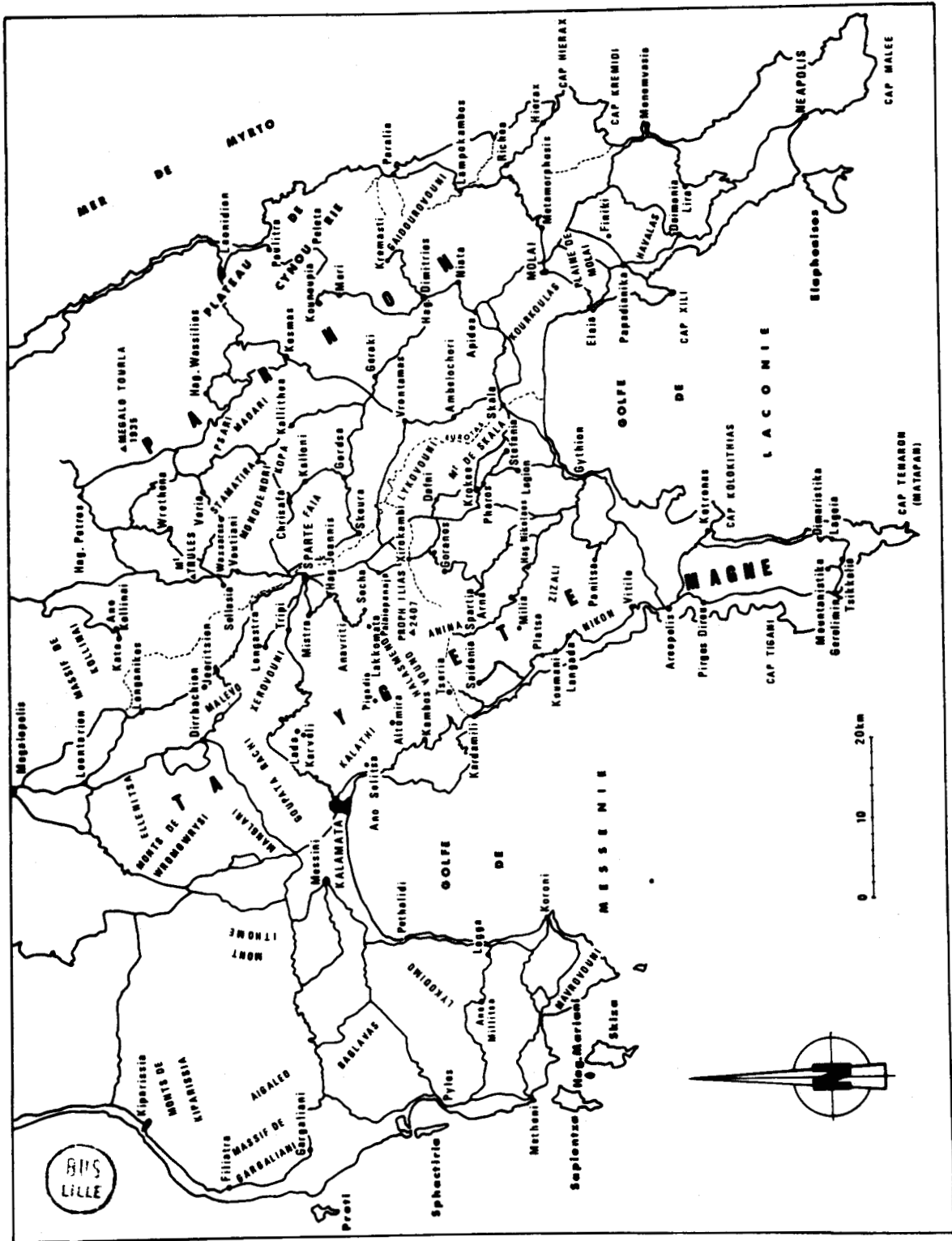


Fig. 2.- Principaux massifs montagneux et localités des régions parcourues.

Sa géographie juxtapose d'Ouest en Est trois domaines montagneux séparés par les plaines étroites de Kalamata et Sparte qui se prolongent en mer respectivement par les golfes de Messénie et de Laconie (fig. 2).

A l'Ouest les Monts de Pylos et du Lykodimo prolongent vers le Sud les Monts de Filiatra-Gargaliani et de Kiparissia. La nature a incrusté là l'une de ces perles : la baie de Pylos (Pilos), l'ancienne Navarin.

Au centre se dresse la Muraille du Taygète, admirable par la pureté de ses lignes et son exaltation au dessus de la "Creuse Lacédémone" d'Homère (Iliade) ou du plat miroir du golfe de Messénie.

Point culminant du Péloponnèse (2407 m), cette pyramide cache dit-on, la douleur de Taygété, fille d'Atlas, outragée par le roi des Dieux. Elle aurait vu naître les célèbres Dioscures et leurs soeurs : Hélène et Clytemnestre. Le soir son ombre s'étend sur deux des plus célèbres cités péloponnésiennes : Sparte et Mistra (Mistra ou Mystras). Ses plaines bordières, étant de nos jours drainées, sa fonction de château d'eau est capitale pour ces dernières et plus particulièrement pour la vallée de l'Eurotas et la plaine de Sparte.

Etiré sans interruption du bord du Golfe de Mégalopolis au Nord jusqu'au Cap Matapan au Sud, le massif du Taygète, puissante muraille de direction méridienne, est divisé en quatre parties (Phillipson, 1891) par trois entailles profondes :

- le Taygète septentrional qui s'étend de Léontarion au Nord aux gorges du Nédon et de Langada au Sud.
- le Taygète méridional s'abaissant progressivement jusqu'à la dépression entre Aéropolis et Karinpolis.
- enfin la Montagne du Magne (Mani méridional) au Sud, se terminant par le Cap Tainaron ou Matapan.

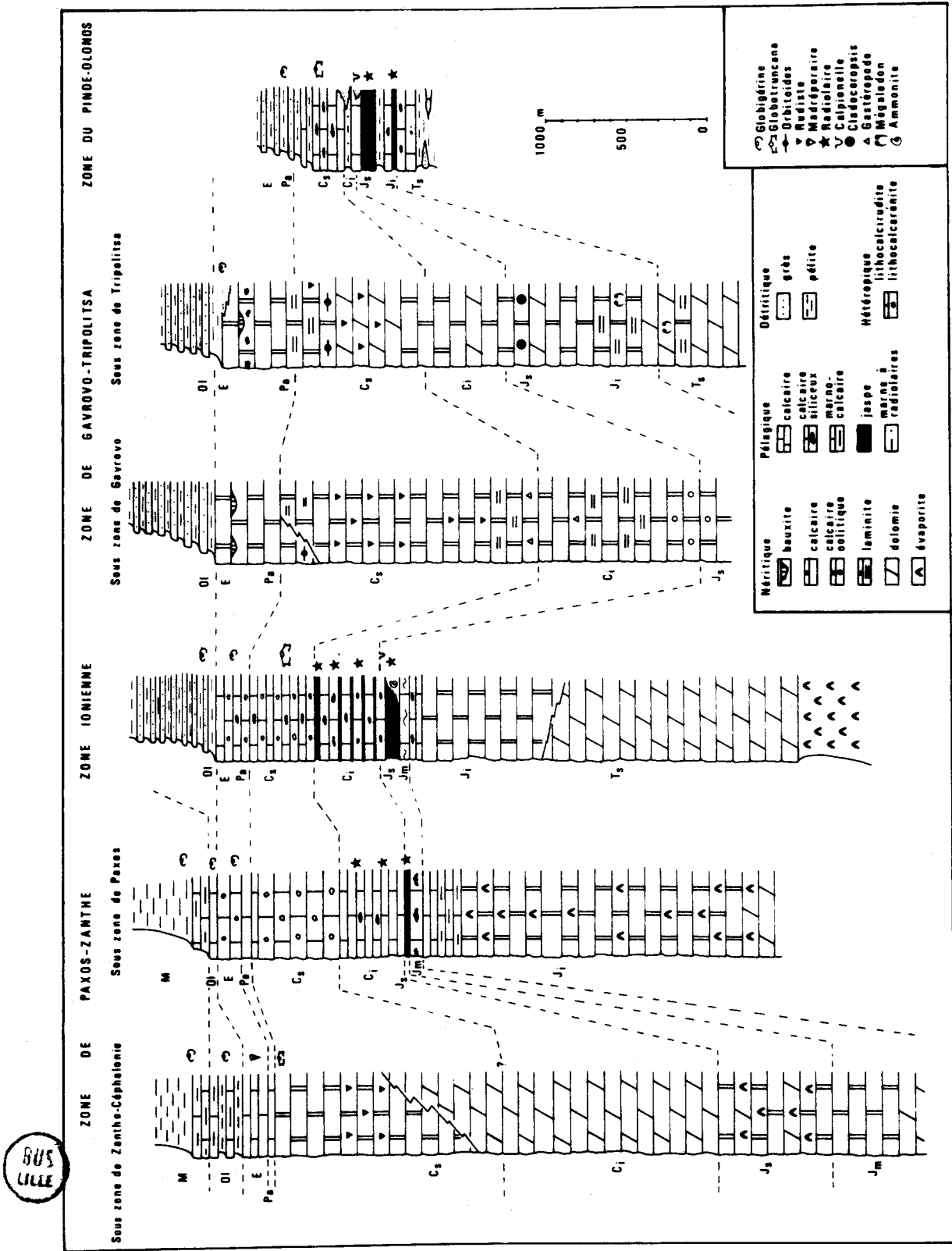
A l'Est de la plaine de Sparte s'étend la masse imposante du Parnon, massif indivis dominé par l'arête blanche reliant le Megalo Tourla (1935 m) au Nord à l'Eliatas au Sud. Cette arête est flanquée à l'Est par un énorme entablement calcaire : le plateau de Cynourie, limité au Sud-Ouest et au Sud par la plaine de Skala et la dépression empruntée par la route reliant Skala, Molai et Monemvassia.

Au Sud de cette dernière se dresse la Montagne de Molai séparée du dôme de Lira par la plaine de Molai.

C. HABITAT, POPULATION.

L'occupation des sols est évidemment très inégale. Elle est maximale dans les zones peu montagneuses de la presqu'île de Koroni et dans les plaines de Kalamata, Sparte, Skala et Molai. Dans ces dernières l'irrigation permet une rentabilisation optimale des sols, matérialisée par les oliveraies (Kalamata), les orangeraias (Sparte), les plantations de primeurs et de coton (Skala).

Avec l'altitude les villages se font plus rares, l'accueil plus rude, mais les "vendetta"



SUS LILLE

Fig. 3.- Colonnes stratigraphiques des principales zones isopiques externes et intermédiaires au niveau de la Grèce continentale, d'après Fleury (1980) pour les zones Ioniennne, de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos.

meurtrières ne sont plus que de vieux souvenirs et Pigadia, ancien centre d'une communauté libre de brigands (Phillipson, 1892) n'est plus qu'un hameau temporaire.

Seul le Mani méridional, garde son originalité par ses moeurs et ses magnifiques villages de marbre, haut perchés, témoins de la longue insécurité des côtes méditerranéennes dans ces régions et de l'esprit d'indépendance des Maniotes.

Le Péloponnèse méridional est aujourd'hui terre d'accueil grâce à ses plages, ses richesses archéologiques et l'hospitalité de ses habitants. Des splendeurs mycéniennes, il a gardé le souvenir de bijoux en or, malheureusement aussi volages qu'Hélène. La Sparte antique, si peu hellénique par son esprit, ne lui a laissé que le buste torturé d'un roi vaincu et les sentinelles de sa défaite et de sa déchéance : Mégalopolis et l'ancienne Messène. Byzance lui a légué l'un de ces bijoux : Mystras et ses satellites Geraki et Monemvassia ; Venise ses citadelles portuaires : Pylos (Navarin), Méthoni et Koroni.

L'Empire Ottoman n'a jamais pu y imprimer sa marque et y connut le 20 octobre 1827 la terrible défaite de Navarin qui redonna l'espoir à tout un peuple. Ce sont ces femmes, ces hommes, fiers d'une liberté chèrement payée, qui vous accueillent et sont si heureux de partager avec vous la beauté de la lumière de leur pays, l'âpreté de leurs montagnes, la fraîcheur du soir ...

II. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL : LA CHAÎNE HELLÉNIQUE

L'étude régionale présentée ici, concerne une portion des Hellénides telles qu'elles furent définies par Kober (1929) et qui se prolongent vers le Nord par les Dinarides st.s., vers le Sud par l'Arc Egéen et le Taurus Lycien.

Le cadre général de la géologie des Hellénides est désormais bien connu grâce aux travaux de nombreux géologues. Ces travaux ont été récemment compilés par Haralambous (1961 et 1975) et analysés lors du VI^e Colloque sur la géologie des régions égéennes (Brunn et coll., 1979). Deux synthèses ont été proposées récemment : l'une dans : Alps, Apennines, Hellénides (Closs et coll. Edit., 1978), l'autre lors du 26^e Congrès géologique international (Dercourt et coll., 1980). Par conséquent je ne reprendrai pas cette étude historique, mais j'en extrairai un plan d'organisation fondé essentiellement sur les données de la Grèce continentale.

A. ZONÉOGRAPHIE DES HELLÉNIDES.

Ce plan d'organisation fait apparaître un certain nombre de zones isopiques qu'il est classique depuis Brunn (1956) de rassembler en deux ensembles : les zones internes (affectées par une phase tectonique anté-Cénozoïque) et les zones externes. A la suite des travaux de Blanchet (1973), Cadet (1976), Charvet (1978) dans les Dinarides yougoslaves et de Fleury (1980) dans les Hellénides, il paraît nécessaire de distinguer des zones intermédiaires dont la lithostratigraphie est nettement influencée par les tectoniques précoces des zones internes. C'est le plan que je suivrai en progressant de l'extérieur vers l'intérieur (fig. 3 et 4).

1. LES ZONES EXTERNES.

a. LA ZONE DE PAXOS-ZANTHE.

Nommée zone de Paxos par Renz (1940) puis zone préapulienne par Aubouin (1959) elle englobe la majorité des séries affleurant dans les îles ioniennes : Paxos, Antipaxos, Lefkas ouest, Céphalonie et Zante. Rapidement (I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ; Bizon , 1967) cette zone est apparue hétérogène ; Bizon (1967, p. 6) indique ainsi que "des forages profonds entrepris à Paxos et à Zante par la société Esso - Hellenic et des coupes dans l'Ouest de l'île de Lefkas montrent en fait qu'il convient de séparer le "haut fond" de Zante - Céphalonie des séries de l'île de Paxos. Ces dernières comportent ainsi que l'Ouest de Lefkas, une série calcaire à microfaune pélagique du Jurassique supérieur et Crétacé parfois fortement dolomitisée ; il s'agit en fait du talus menant au haut-fond de Zante et Céphalonie Ouest". Pour conserver l'unité de cette zone il convient donc d'admettre qu'elle réunit les sous-zones de Zante - Céphalonie à l'Ouest et de Paxos à l'Est (Bernoulli et Renz, 1970).

Par conséquent seule la nomenclature binominale (déjà utilisée par d'Argenio et coll., 1980) zone de Paxos - Zante, permet de rendre compte de cette subdivision en deux sous-zones sans préjuger de la position paléogéographique de cette zone (en marge ou non de l'Apulie) et de ses prolongations éventuelles (Fleury, 1980) sans liaison apparente avec cette même Apulie. La sous-zone la plus externe, Zante - Céphalonie, est un haut fond très subsident, caractérisé par une série néritique très épaisse (4000 m) du Dogger au Crétacé supérieur (B.P., 1971). Des microfaunes planctoniques à Globotruncana ont été observées au sommet du Sénonien. Le Paléocène est généralement absent, l'Eocène et l'Oligocène sont lacuneux et peu épais. Des apports marneux très variables apparaissent dès l'Oligocène et l'Aquitainien (Bizon, 1967) Mais la sédimentation franchement marneuse ne débute qu'au Langhien (Sorel, 1976). Représentant le talus interne de la sous-zone Zante Céphalonie, la sous-zone de Paxos expose une séquence lithostratigraphique mésozoïque et cénozoïque inférieure, tout à fait comparable à celle de la sous-zone ionienne externe (I.G.R.S. et I.F.P., 1966), mais légèrement plus épaisse (3500 m au moins), et plus fréquemment dolomitisée.

La sédimentation calcaire s'y poursuit par contre jusqu'au Miocène inférieur et passe en continuité à des marnes miocènes dans l'île de Lefkas (Bizon, 1967).

Au cours du Pliocène inférieur (Sorel, 1976) l'ensemble de la zone de Paxos - Zante est chevauché par la zone ionienne plus interne.

Fig. 4.- Esquisse structurale et zones isopiques des Hellénides (d'après Dercourt et coll., 1980 pour les zones internes.

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

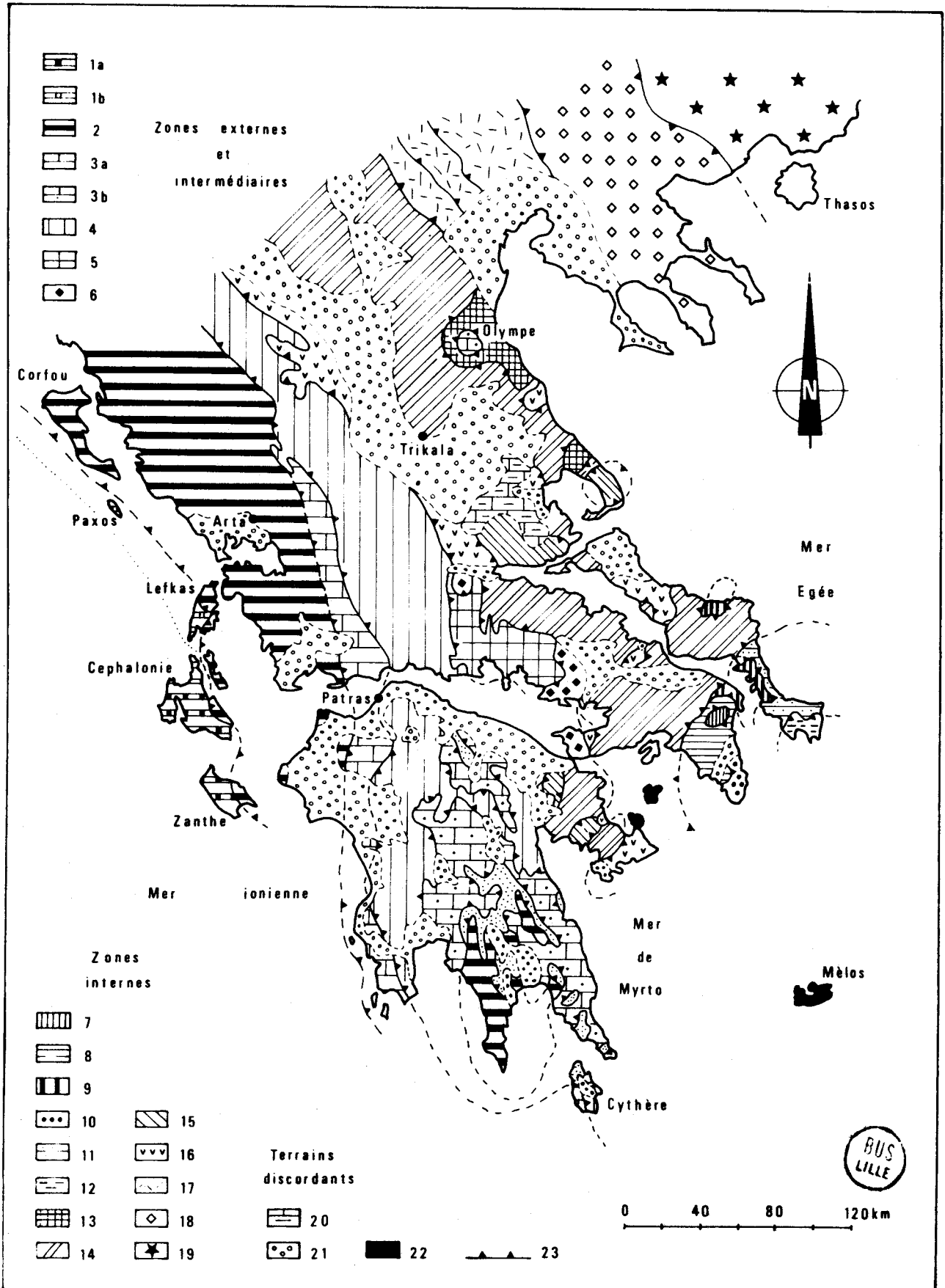


FIG. 4

b. LA ZONE IONIENNE.

Elle a signification de sillon avec une série (3000 à 3500 m) d'abord néritique du Trias supérieur au Lias moyen puis pélagique jusqu'à l'Eocène supérieur. Dans les sous-zones ionienne externe et interne des extrabioclastes et extralithoclastes issus des domaines néritiques adjacents s'additionnent aux sédiments pélagiques à partir du Sénonien. Ce sillon est comblé enfin par un flysch (200 à 6000 m) de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (Aubouin, 1959 ; I.G.R.S. et I.F.P., 1966).

Cette zone est marquée par deux périodes de déformation à la fin de l'Aquitainien et du Burdigalien, et chevauchée par la zone de Gavrovo-Tripolitza ou celle du Pinde.

c. LA ZONE DE GAVROVO-TRIPOLITZA.

C'est une plate-forme à sédimentation carbonatée, épaisse, néritique connue du Jurassique supérieur à l'Eocène supérieur (3000 m) dans la sous-zone de Gavrovo, du Trias à l'Eocène moyen ou supérieur (3000 m) dans la sous-zone de Tripolitza. Le début du dépôt du flysch est plus précoce dans la sous-zone de Tripolitza (intrapriabonien) que dans la sous-zone de Gavrovo (Oligocène inférieur) (Fleury et Tsoflias, 1972). Ce domaine est largement chevauché par les zones plus internes.

2. LES ZONES INTERMÉDIAIRES.

a. LA ZONE DU PINDE-OLONOS.

Elle a valeur de sillon ou de bassin caractérisé tout d'abord par une sédimentation terrigène (Trias supérieur) puis fondamentalement pélagique et formée de calcaires siliceux au Trias - Lias et au Crétacé, de radiolarites au Jurassique moyen et supérieur. Ce bassin est envahi deux fois par des dépôts flyschoides d'origine plus interne : au Jurassique terminal - Crétacé inférieur et enfin du Maestrichtien supérieur - Paléocène jusqu'à la fin de l'Eocène.

b. LA ZONE DU PARNASSE.

Il s'agit (Celet, 1962) d'un "môle" néritique à sédimentation carbonatée du Trias au Crétacé supérieur (1500 à 2000 m), puis pélagique au Paléocène et flyschoides à l'Eocène. Trois épisodes d'émersion bauxitogènes se placent entre le Dogger et le Crétacé supérieur.

Elle est interprétée par Fleury (1980) comme (une avancée) un cap de la plate-forme pélagonienne durant le Trias - Jurassique qui se serait isolé ensuite de cette dernière, à la fin du Jurassique lors du creusement du sillon béotien.

c. LA ZONE BEOTIENNE. (Celet et Clément, 1971 ; Celet et coll., 1976).

Elle marque le flanc oriental du Parnasse qu'elle chevauche. Elle est définie par l'existence d'un flysch daté à sa base du Tithonique - Berriasien, pouvant se poursuivre après un épisode carbonaté crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène. La variabilité de son soubassement indique que ce flysch, tout en restant concordant, cache une paléogéographie différenciée antérieure.

3. LES ZONES INTERNES.

Ces zones internes n'affleurent pas en Péloponnèse méridional, leur étude est en pleine évolution et posent des problèmes qu'il est impossible d'évoquer ici dans le cadre restreint de ces rappels généraux. C'est pourquoi je me contenterai de résumer à grands traits leur organisation (cf. Dercourt et coll., 1980).

Elles se caractérisent par une ou plusieurs tectorogénèses précoces antécénozoïques, induisant des paléogéographies superposées, indépendantes les unes des autres.

La reconstitution de ces paléogéographies est en outre compliquée par l'existence d'accidents transverses (accident du Sperchios par exemple) matérialisant de véritables discontinuités géologiques.

a. PALEOGEOGRAPHIE ANTE-CRETACE.

a₁. La zone maliaque.

Arrimée à l'Ouest de la zone pélagonienne (Ferrière, 1976) cette zone est caractérisée par une sédimentation pélagique riche en niveaux effusifs à sa base.

a₂. La zone pélagonienne.

Elle présente un soubassement triasico-paléozoïque terrigène daté du Viséen au Werfénien inférieur. Celui-ci est recouvert en concordance par une série néritique du Trias au Malm.

a₃. La zone du Vardar.

Elle est constituée par trois sous-zones d'Ouest en Est : sous-zone d'Almopias, du Pafkon et de Peonias. Lorsqu'il est connu, leur soubassement triasico-jurassique est néritique et calcaire.

Le Jurassique supérieur est transgressif, détritique, puis calcaire et passe enfin à un flysch.

a₄. L'arrière pays Serbo-Macédonien et Rhodopien.

b. PALEOGEOGRAPHIE POSTCRETACE.

Les sédiments qui se déposent à partir de l'Aptien sont discordants, détritiques (Albo-Aptien) près calcaires puis flyschoides (Maestrichtien - Paléocène).

B. ÉVOLUTION TECTONIQUE ET MÉTAMORPHIQUE.

L'évolution tectonique des Hellénides est rythmée par un certain nombre de paroxysmes ou phases majeures affectant tout d'abord les zones internes migrant ensuite dans l'espace et le temps vers les zones externes. Aubouin (1974) en a proposé un classement ordonné autour de la phase tectonique des Dinarides, datée de la fin de l'Eocène, et marquée par la cicatrisation de l'ensemble des zones internes des Dinarides entre la zone de Gavrovo-Tripolitza et le massif Serbo-Macédonien. On distingue avec lui :

1. UNE PALEOTECTONIQUE.

Elle n'affecte que des zones internes (zones Maliaque, Pélagonienne, Vardarienne et massif Serbo-Macédonien), elle correspondrait à l'obduction des ophiolites, et serait matérialisée par deux phases de déformation l'une anté-Tithonique, l'autre anté-Albo-Aptien (Mercier et coll., 1972, 1975) et accompagnée d'un métamorphisme HP-BT (Bavay et coll., 1980).

2. UNE TECTONIQUE.

C'est la phase tectonique des Dinarides, d'âge fini-Eocène qui structure l'ensemble des zones à l'intérieur du front du Pinde. Elle engendre une ceinture de métamorphites de HP-BT.

3. UNE TARDITECTONIQUE. D'âge Oligo-Miocène.

Elle est marquée par l'achèvement des chevauchements vers l'extérieur, la naissance d'une ceinture de métamorphites HP-BT et la formation de plis à grands rayons de courbure.

Dans ce cadre tardi-tectonique se développent en outre de grands bassins terrigènes "molassiques" dont le plus important dans les Hellénides est le "Bassin Albano-Thessalien" (Bourcart, 1922) ou le "Sillon mésohellénique" (Brunn, 1956). Ses dépôts oligocènes cachettent définitivement le chevauchement des roches vertes sur les séries tectonisées (Eocène sup. p.p.) du Pinde interne, définissant ainsi une étroite fourchette pour la mise en place définitive de cette nappe des roches vertes et la tectonisation de la marge interne du Pinde.

4. UNE NEOTECTONIQUE. D'âge Plio-Quaternaire.

Elle se caractérise par des jeux de faille en extension, induites par l'extension égéenne provoquée par la subduction mésogéenne (Le Pichon et Angelier, 1979 ; Angelier, 1979).

DEUXIEME CHAPITRE

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

I. HISTORIQUE DES CONNAISSANCES

La première expédition scientifique les concernant est sans aucun doute, l'Expédition scientifique de Morée (Péloponnèse) à laquelle participèrent deux géologues : Boblaye et Virlet (1833). Nous leur devons le premier inventaire des principales formations lithologiques affleurant dans cette région.

Puis vint Phillipson. Mariant subtilement géomorphologie et géologie, son génie lui permit de proposer dès 1892-1898 une zonéographie encore valable, à quelques détails près, de nos jours. Sa carte géologique au 1/300 000 du Péloponnèse (1892) reste un modèle du genre.

Les travaux contemporains et immédiatement postérieurs souffrirent évidemment de l'écho des réalisations de Phillipson, mais ne doivent en aucun cas être négligés.

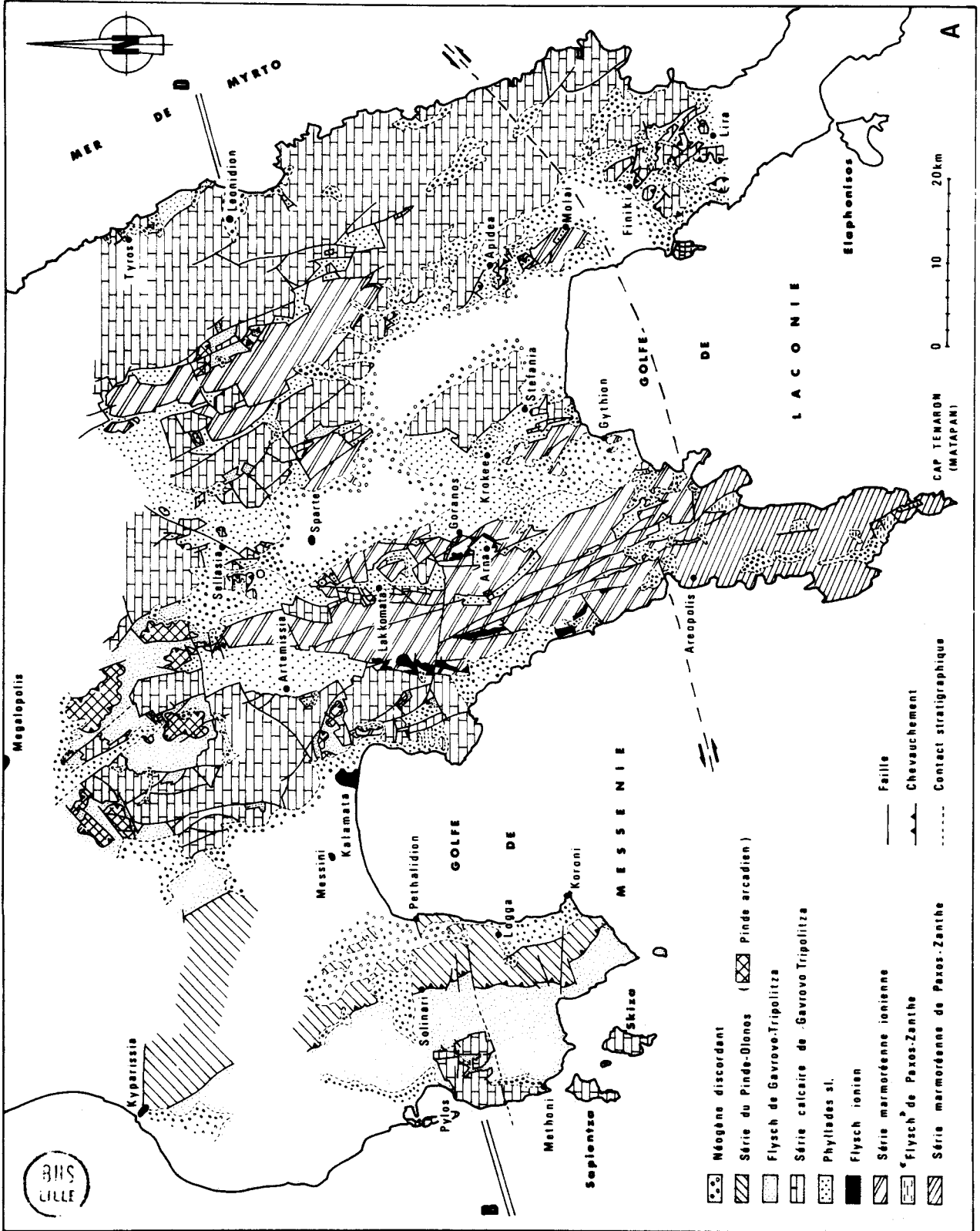
Cayeux (1903-1904) suggéra l'existence de vastes charriages (Nappe du Pinde sur les séries de Tripolitza) en Péloponnèse et data du Kimméridgien l'épanchement ophiolitique de Grèce.

Négris (1912-1914 à 1919), puis Ktenas (1924-1926) s'intéressèrent aux terrains métamorphiques formant l'ossature des massifs du Taygète et du Parnon. Le second eut très tôt l'intuition de l'hétérogénéité de ce qui est devenu de nos jours les Phyllades s.l.

Blumenthal (1933) ouvre un nouveau chapitre de la géologie de cette péninsule péloponnésienne en y démontrant l'allochtonie absolue des séries pindiques.

Bien qu'ayant consacré sa vie à la géologie hellénique, Renz s'intéressa peu au Péloponnèse à l'exception de l'Argolide. Fruit de sa collaboration avec Liatsikas et Paraskevaïdis, la célèbre carte au 1/500 000 (1955) reprend pour l'essentiel en Péloponnèse méridional, les tracés de Phillipson. Après la seconde guerre mondiale, l'"Ecole Française" entreprend des études régionales dans les Hellénides. C'est ainsi qu'en Péloponnèse septentrional, Dercourt (1964) précise la stratigraphie et la structure de la nappe pindique, confirme son allochtonie absolue, crée le concept unitaire de zone de Gavrovo-Tripolitza et propose une interprétation de l'Argolide. Plus récemment, sous sa direction, plusieurs monographies locales (Diplômes d'études approfondies, Thèses de troisième cycle) (De Wever, 1975 ; Flament, 1973 ; Izart, 1976 ; Meilliez, 1971) ont permis d'affiner encore la connaissance de ce secteur et d'en proposer une cartographie au 1/50 000 (cartes au 1/50 000 de Goumeron, Kertezi, Dhafni et Kandhila).

Depuis le travail synthétique de Dercourt, aucune monographie d'ampleur régionale n'a été entreprise en Péloponnèse. Ceci n'empêcha pas évidemment l'obtention de nombreux résultats importants qui seront analysés ultérieurement.



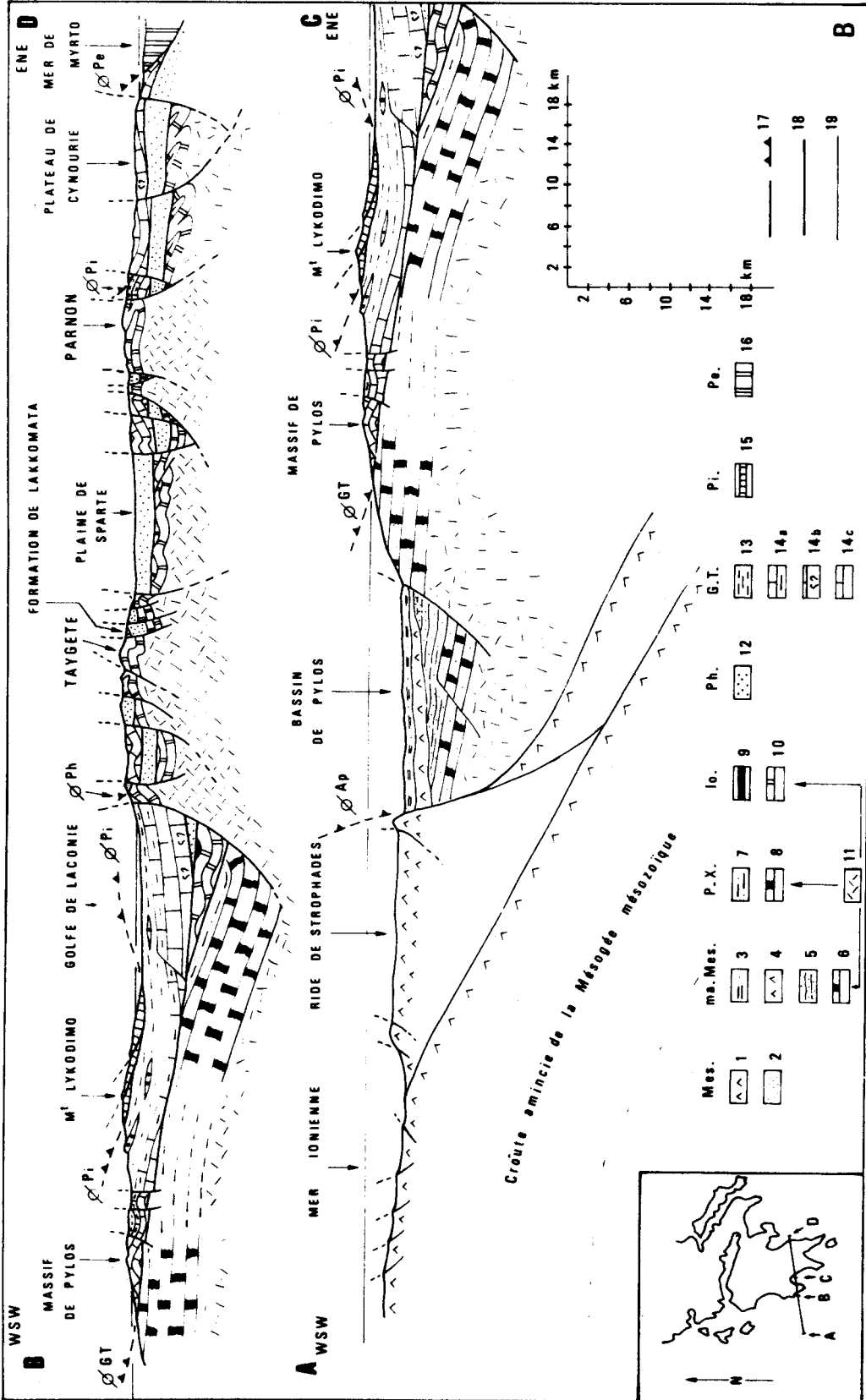


Fig. 5A. Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional.

Fig. 5 B.- Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional.

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

B.I.L.S.
LILLE

II. LE PLAN D'ORGANISATION GÉOLOGIQUE ET SA PRÉSENTATION

Le Péloponnèse méridional n'ayant plus été parcouru dans son ensemble depuis Phillipson (1892) il parut nécessaire à Dercourt d'en entreprendre son étude régionale systématique. Il me confia alors cette lourde tâche. Un tel travail ne prit une réelle ampleur qu'intégré aux recherches de toute une équipe formant la seconde génération de cette école française précitée. Deux thèmes aussi développés se révélèrent alors particulièrement complémentaires : l'étude des zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos par Fleury (1980) et celle de la crête et l'Arc Egéen par Bonneau. Ce sont d'ailleurs des découvertes micropaléontologiques faites tout d'abord en Crète (Epting et coll., 1972 ; Fytrolakis, 1972 ; Bonneau, 1973) puis confirmées et précisées en Péloponnèse méridional (Bizon et Thiébault, 1974 ; Lekkas, 1980) qui relancèrent l'intérêt de l'étude géologique des externides et aboutirent au modèle structural quaternaire qui me servira de fil d'Ariane.

Je montrerai en effet que le Péloponnèse méridional est formé par la superposition de quatre entités structurales qui sont de bas en haut (fig. 5A et B) :

- un autochtone ou parautochtone : les "Plattenkalk" dont j'établirai l'appartenance à la zone de Paxos - Zante et à la zone ionienne ;
- une première nappe formée essentiellement de métapélites et méta-arénites : la Nappe des Phyllades s.l. dont je préciserai la structure (clivage en plusieurs nappes) et l'appartenance zonéographique (zone de Gavrovo-Tripolitza ou zone ionienne) ;
- une seconde nappe essentiellement carbonatée : la Nappe de Gavrovo-Tripolitza ;
- une dernière nappe pelliculaire : la Nappe du Pinde-Olonos.

Ce plan d'organisation privilégie évidemment la structure vis à vis de l'appartenance zonéographique délicate à préciser dans les deux unités inférieures métamorphisées.

C'est pourquoi à la suite de cette introduction (1^{ère} partie) j'ai préféré à un développement fondé sur la zonéographie, un plan fondé sur la description systématique de chacune des quatre entités structurales définies ci-dessus (2^{ème} à 5^{ème} partie), permettant lorsque cela sera nécessaire une discussion critique de leur attribution zonéographique. Une dernière et 6^{ème} partie synthétique me permettra de pallier les insuffisances et les difficultés d'une telle description forcément fragmentaire et de proposer un modèle géodynamique intégrant toutes les données obtenues précédemment.

III. LES FONDEMENTS MATÉRIELS DE CETTE MONOGRAPHIE RÉGIONALE

Les levés de terrain ont été effectués de 1968 à 1978 en utilisant des copies, exécutées par le bureau des travaux spéciaux de l'I.G.N., des reproductions de cartes topographiques allemandes au 1/100 000 :

- Kiparissia (K₅) - Kalamata (K₆) - Sparte (K₇) - Leonidion (K₈) - Pylos (L₅) - Koroni (L₆) - Jithion (L₇) - Molai - Monemvassia (L₈).

J'ai pu, par la suite, bénéficier des cartes photogéologiques au 1/50 000 éditées par l'I.G.R.S. et exécutées par Richard et Philippakis (Megalopolis, Kollinai, Kalamata, Sparte, Léonidion, Kardamyli - Anoyia, Xirokambi, Gythion, Molaf, Richea, Areopolis - Mavrovounion - Lagia et de quelques cartes géologiques au 1/50 000 : Astros (Tataris et coll., 1970), Paralion, Astros (Tataris et coll., 1970).

L'étude des séries sédimentaires a été possible grâce à la collaboration de nombreux micropaléontologistes et stratigraphes : Bassoulet (foraminifères et algues du Jurassique et Crétacé inférieur), Bizon (foraminifères de l'Oligocène), Décrouez (foraminifères du Crétacé),

0	Neogène discordant	Plio Quaternaire			
	Neogène non discordant	Miocène	M		
25		Oligocène	Oi		
	Paléogène	Eocène	E		
		Paléocène	Pa		
65		Supérieur	Cs		
	Crétacé				
		Inférieur	Ci		
135		Supérieur	Js		
	Jurassique				
				Supérieur	Js
				Moyen	Jm
				Inférieur	Ji
195					
				Supérieur	Ts
				Moyen	Tm
				Inférieur	Ti
230					
				Supérieur	Ps
				Inférieur	Pi
280					
	Carbonifère				Ca

Fig. 6.- Nomenclature stratigraphique utilisée pour la description des profils lithostratigraphiques.

De Wever (radiolaires du Jurassique et Crétacé), Fleury (foraminifères du Crétacé supérieur, Paléocène et Eocène), Grambast (gyrogonites de characées du Tertiaire), Grekoff et Lethiers (ostracodes du Tertiaire), Hottinger (alveolines), Kozur (conodontes et ostracodes triasiques), Lys (foraminifères du Permien) et Zaninetti (foraminifères du Trias).

La description des séries sédimentaires sera faite grâce à une nomenclature abrégée renvoyant à l'âge des terrains décrits (Ts, Ji, Cs etc ...) conformément à la figure 6.

Pour la description des carbonates omniprésents dans la majorité des séries étudiées j'ai utilisé une terminologie modulaire (Scolari et Lille, 1973), conceptuellement proche de celle de Folk (1959, 1962, 1968) mais plus détaillée pour l'adapter à la description des faciès

anciens. Ainsi la liste des grains non squelettiques fera appel à leur nomenclature dans les carbonates récents : oïdes, oncoïdes, pelletoides, agrégats et (endo, exo) lithoclastes (Purser, 1980) mais aussi au terme purement descriptif d'isoclaste au sens de Humbert (1976).

Les problèmes posés par l'étude de séries métamorphiques m'ont amené à utiliser un certain nombre de méthodes de laboratoire pour lesquelles, fort heureusement, j'ai pu bénéficier de l'appui de géologues spécialisés : minéralogie et géochimie sédimentaire (Chamley et Debrabant), pétrologie et géochimie éruptive (Terry), pétrologie et géochimie métamorphique (Triboulet). L'exposé y gagne en homogénéité mais souffre évidemment des insuffisances inévitablement liées à la mise en oeuvre de techniques vis à vis desquelles je ne suis pas spécialiste.

DEUXIEME PARTIE

**SERIES AUTOCHTONES
ET PARAUTOCHTONES**

SERIES DE PAXOS-ZANTHE

SERIES IONIENNES

SERIES DE PAXOS-ZANTHE

SERIES IONIENNES

L'unité structurale la plus basse dans les massifs du Taygète et du Parnon est formée de marbres en bancs souvent peu épais, quelquefois séparés par des bancs minces de quartzites blancs d'où leur nom de "Plattenkalk" dans la littérature allemande (Epting et coll., 1972). Ils furent tout d'abord rangés dans les terrains métamorphiques primordiaux (Boblaye et Virlet, 1833). Phillipson (1892) en attribua la plus grande partie à la base mésozoïque des séries de Tripolitza. Ils furent ensuite considérés comme la partie basale du soubassement épimétamorphique de Gavrovo-Tripolitza (Tataris et Marangoudakis, 1965 ; Thiébault, 1968).

La découverte de microfaunes triasiques (Epting et coll., 1972) puis tertiaires (Fitrolakis, 1972 ; Bonneau, 1973) ("Plattenkalk" des Mt Talea Ori et Ida, Crète) et plus précisément Oligocène inférieur (Bizon et Thiébault, 1974) amenèrent à distinguer ces "Plattenkalk" comme une série autonome dont je vais montrer l'appartenance à la zone ionienne. Puis j'en préciserai l'histoire structurale et métamorphique.

PREMIER CHAPITRE

STRATIGRAPHIE ET

INTERPRETATION ZONEOGRAPHIQUE

I. DESCRIPTION DES SÉRIES STRATIGRAPHIQUES APPARTENANT À L'AUTOCHTONE RELATIF DES MASSIFS DU TAYGÈTE ET DU PARNON

A. UNE COUPE GÉNÉRALE DES "PLATTENKALK" : LA COUPE DE TSERIA.

Au Nord-Est de Kardamyli, le massif immédiatement à l'Est de Tseria (22°16' long. E - 36°55' lat. N - A. fig. 7) est un vaste monoclinale légèrement penté vers l'ouest et limité de toutes parts par des failles (fig. 8,9 et 10A). L'existence de la profonde vallée du fleuve Viros permet l'exposition en cet endroit de la totalité des "Plattenkalk". J'ai pu ainsi lever une coupe complète de ces derniers (fig. 9), qui sera présentée sous forme d'un certain nombre de profils partiels permettant une description détaillée de cette succession stratigraphique, exceptionnelle en Péloponnèse méridionale. J'ai observé du Sud-Est vers le Nord-Ouest puis l'Ouest et de bas en haut (fig. 10B à 12B).

1. L'EXTREME BASE DES PLATTENKALK.

Nous avons pu l'observer au fond de la vallée du Viros, au niveau du repère A des figures 9 et 10A, la succession suivante (fig. 10 B) :

T_s-J_i - a. 1 m de dolosparites xénotopiques, grises en gros bancs.

T_s-J_i - b. 1 m de pélites gréseuses, jaunâtres à rougeâtres, admettant de fines pas-

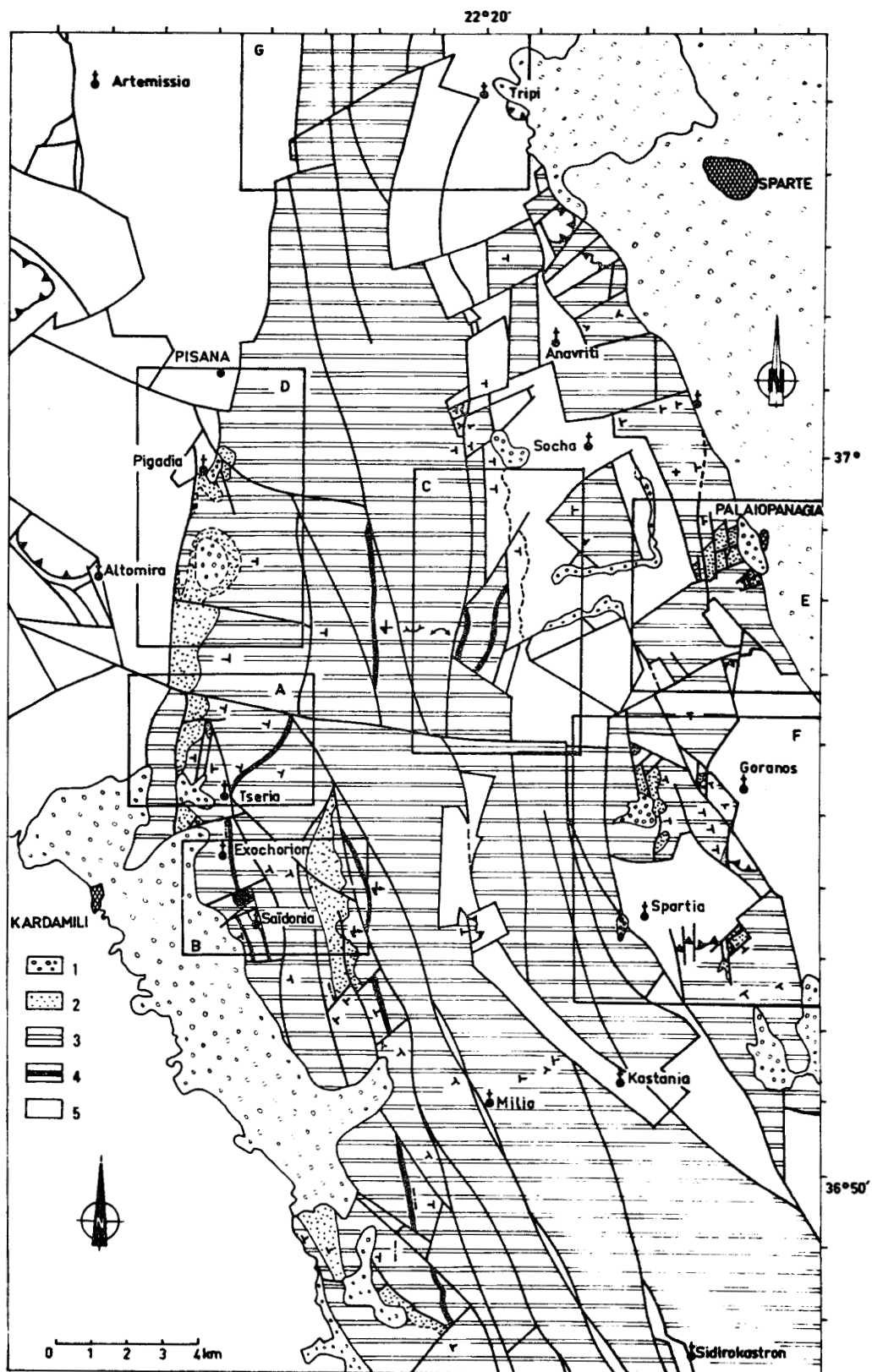


Fig. 7.- Séries ioniennes du Taygète - Localisation des zones étudiées.

1. Eboullis et Néogène discordant. - 2. Flysch ionien. - 3. Marbres ioniens indifférenciés. - 4. Schistes à Posidonies supérieurs. - 5. Nappe des Phyllades, séries de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos indifférenciées (cf. carte fig. 4).

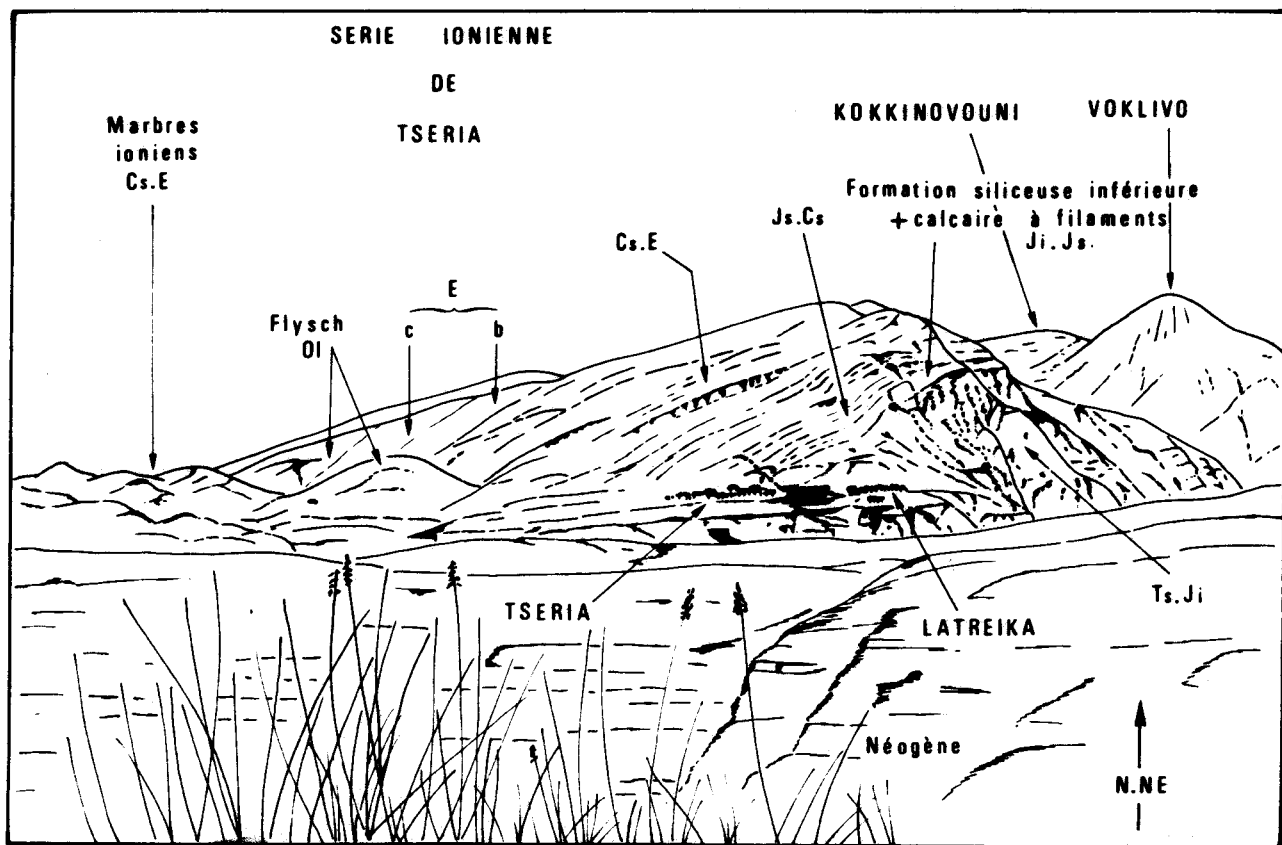


Fig. 8.- Panorama de la série ionienne de Tseria, depuis la route conduisant à Exochorion.

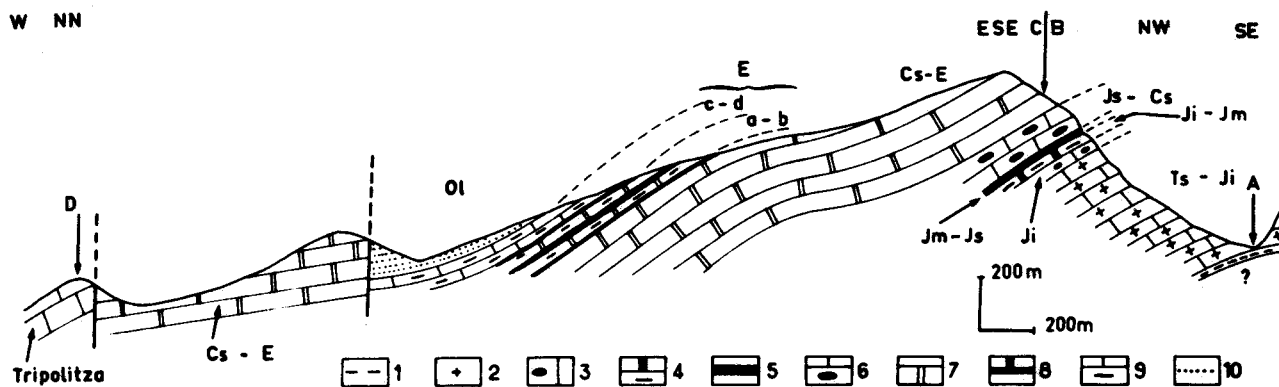


Fig. 9.- Coupe de Tseria (AB et CD, fig. 10 A).

1. Pérites et grès. - 2. Dolomies. - 3. Calcaires dolomitiques à chailles noires. - 4. Calcaires à filaments. - 5. Quartzites. - 6. Calcaires à rognons de quartzites. - 7. Marbres grenus à intercalations de marbres fins. - 8. Alternance marbres gris et quartzites blancs. - 9. Marbres polychromes. - 10. Flysch ionien.

sées lenticulaires de grès à matrice pélitique. Les grains de quartz détritiques ne sont ni déformés, ni recristallisés.

$T_s - J_1$ - c. 1 m de calcaires, recristallisés, en bancs pluridécimétriques et à pâte jaunâtre.

$T_s - J_1$ - d. 50 cm de pérites gréseuses recristallisées en nombreuses paillettes de



micas blancs grossièrement orientés parallèlement à la stratification.

$T_s - J_i$ - e. 4 m de dolosparites, en bancs pluridécimétriques et à patine jaunâtre.

$T_s - J_i$ - f. Une dizaine de mètres de dismicrites, riches en cristaux d'albite néoformés à la base, et se débitant en bancs décimétriques.

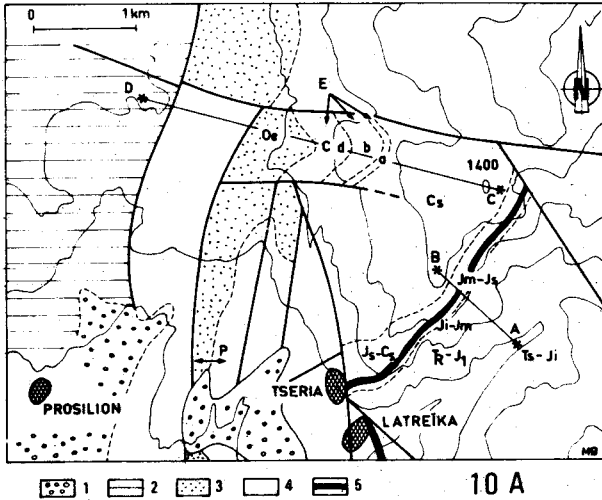
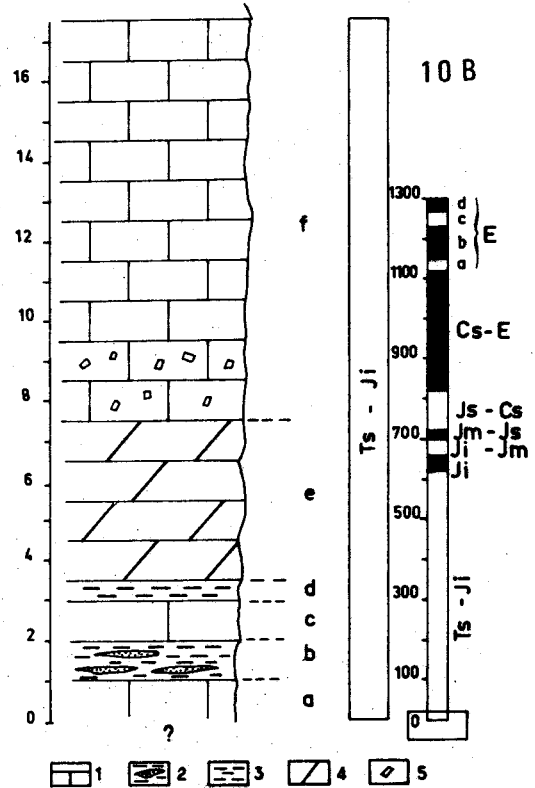


Fig. 10 A.- Carte géologique de la région de Tseria (A, fig. 6).

1. Eboullis et Néogène discordant. - 2. Calcaires de Tripolitza. - 3. Flysch ionien. - 4. Marbres ioniens indifférenciés. - 5. Schistes à Posidonies supérieures.

Fig. 10 B.- Profil de l'extrême base de la série ionienne de Tseria.

1. Calcaires. - 2. Pérites et grès. - 3. Pérites. - 4. Dolomies. - 5. Dismicrites à cristaux d'albite.



2. DES DOLOMIES TRIASICO-LIASIQUES AUX CALCAIRES A FILAMENTS.

J'ai pu observer (fig. 11 A) :

$T_s - J_i$ - g. On passe ensuite à une épaisseur très importante (600 m environ) de dolosparites substratifiées grises ou noires et de calcaires dolomitiques gris plus ou moins recristallisés. Le sommet de cet ensemble, formé de dolomies siliceuses, s'enrichit brusquement en chailles noires, cryptocristallines, de formes très irrégulières et pouvant atteindre une grande taille (20 à 30 dm³ par exemple).

J_i - a. 10 m de calcaires massifs dolomitiques bleutés très hétérogranulaires, à texture ocellaire et très riches en chailles cryptocristallines, noires, blanches ou violacées, sous forme de rognons ou de lits irréguliers et lenticulaires. Des facules de sparite néomorphe anastomosées enveloppent des plages résiduelles de micrite ou pseudomicrosparite à débris de crinoïdes partiellement silicifiés.

J_i - b. 25 m environ de calcaires dolomitiques hétérogranulaires, en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur. La recristallisation est très irrégulière et aboutit souvent à une texture ocellaire. Dans de nombreux cas on observe des plages résiduelles de micrite sans aucune élément

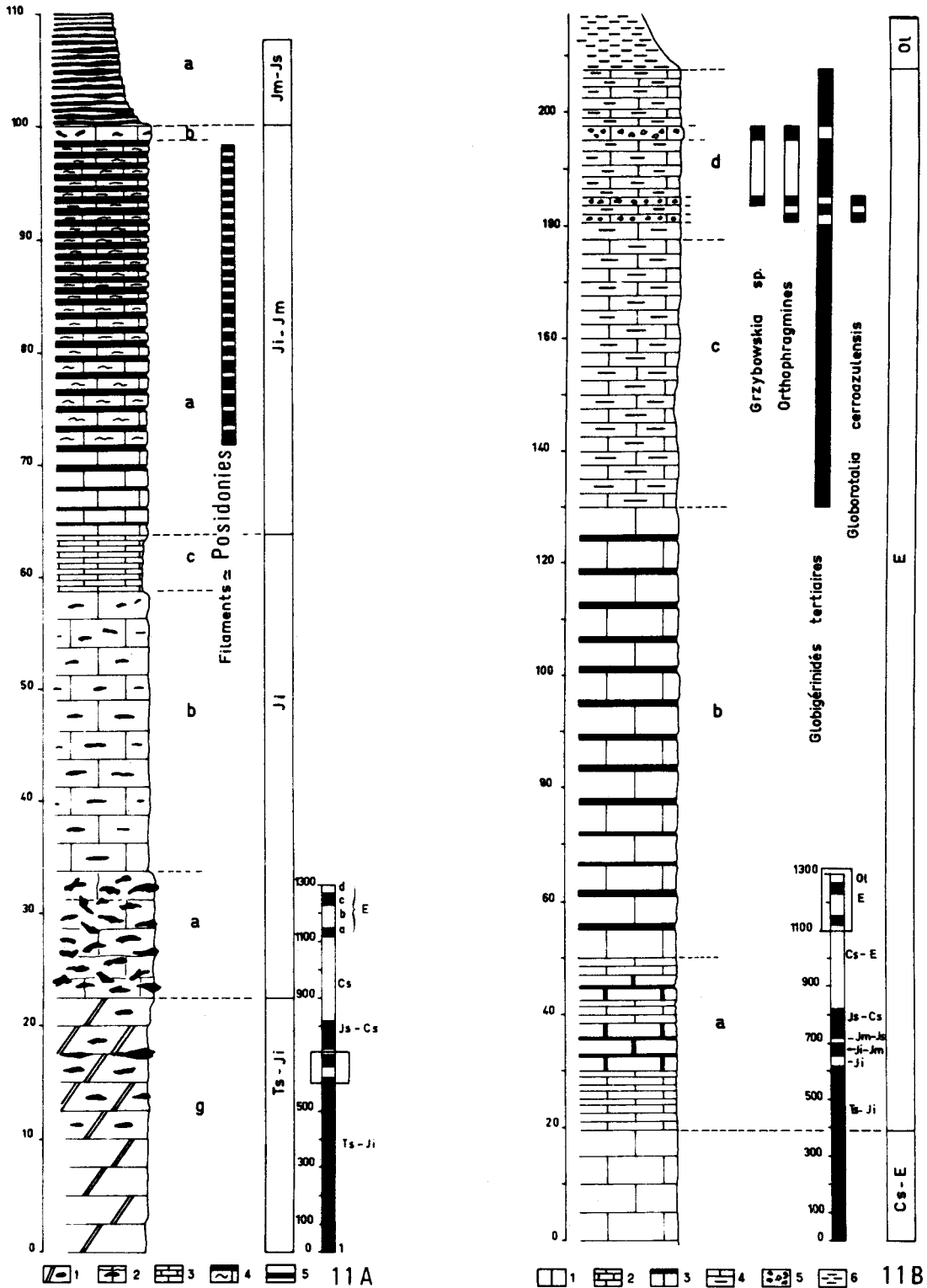


Fig. 11 A.- Passage des dolomies triasico-liasiques aux calcaires à filaments (Profil de Tseria).

1. Dolomies à chailles. - 2. Calcaires à chailles le plus souvent noirs. - 3. Calcaires se débitant en fines plaquettes. - 4. Calcaires à filaments. - 5. Quartzites.

Fig. 11 B.- Des marbres grenus à intercalations de marbres fins au flysch (Profil de Tseria).

1. Marbres grenus. - 2. Marbres fins. - 3. Marbres et quartzites. - 4. Marbres polychromes. - 5. Bio-calcarénites. - 6. Flysch.



figuré. On notera enfin la richesse relative de cette subdivision en chailles lenticulaires peu épaisses.

J_i - c. 5 m de calcaires marmoréens microcristallins se débitant en fines plaquettes. Il s'agit vraisemblablement d'anciennes micrites azoïques.

J_i - J_m - a. 35 m environ d'une alternance régulière de calcaires blonds recristallisés et de quartzites blanchâtres ou brunâtres. Les calcaires en bancs décimétriques, puis centimétriques sont plus ou moins recristallisés et peuvent présenter une texture ocellaire. Il s'agit d'anciennes biomicrites ou biopelmicrites à filaments courts.

La richesse en quartzites augmente au fur et à mesure que l'on s'élève dans cette formation.

J_i - J_m - b. 2 m de calcaires bleutés recristallisés en gros bancs à texture ocellaire, anciennes biocalcarénites à débris d'échinodermes.

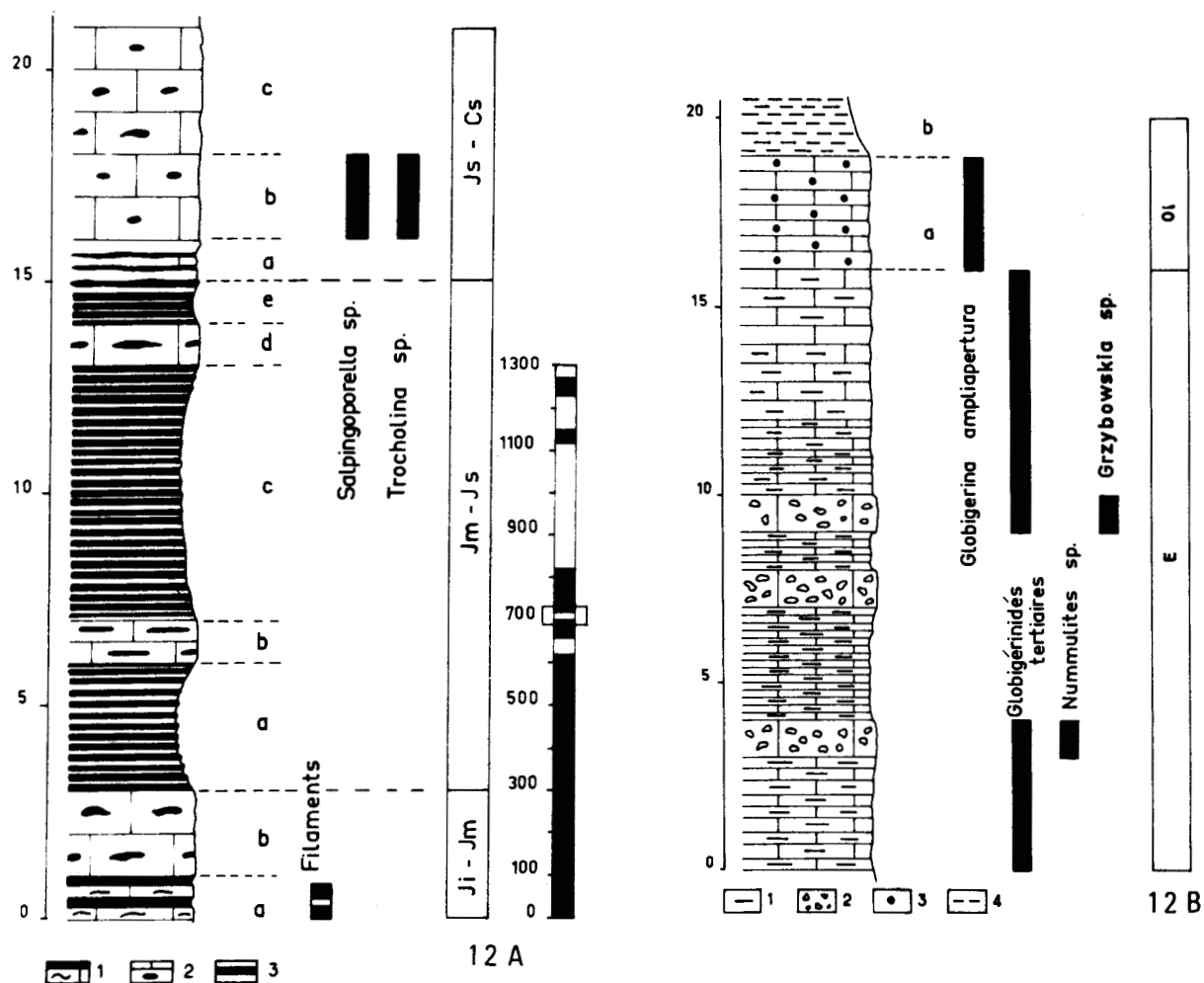


Fig. 12 A.- La formation siliceuse inférieure et les marbres à rognons de quartzites (Profil de Tseria).

1. Calcaires à filaments. - 2. Marbres à rognons de quartzites. - 3. Quartzites.

Fig. 12 B.- Passage des marbres polychromes au flysch (Ouest de Tseria).

1. Marbres polychromes. - 2. Biocalcarénites. - 3. Calcschistes à globigerinidés. - 4. Flysch.

3. LA FORMATION SILICEUSE INFERIEURE ET LES MARBRES A ROGNONS DE QUARTZITE.

Cette succession comporte de haut en bas (fig. 12 A) :

$J_m - J_s$ - a. 3 m d'une série holosiliceuse de lits gris, jaunâtres à rougeâtres, de 5 à 10 cm d'épaisseur séparés par de fins délits moins cohérents et riches en granules de quartz. Chacun de ces petits bancs présente un coeur de quartzite microcristallin à cristallin microgrenu, à rares cristaux de calcite subhédriques; puis il s'enrichit (plus ou moins) vers la périphérie en cristaux de calcite aplatis pour passer à une croûte pulvérulente et finement poreuse.

$J_m - J_s$ - b. 1 m de calcaires recristallisés lenticulaires, anciennes biocalcarénites à débris de crinoïdes et rares cristaux de quartz néoformés.

$J_m - J_s$ - c. 6 m de quartzites comparables à a.

$J_m - J_s$ - d. 1 m de calcaires recristallisés hétérogranulaires comparables à b.

$J_m - J_s$ - e. 1 m de quartzites en petits bancs comparables à a.

$J_s - C_s$ - a. 1 m d'une alternance de bancs de quartzites microcristallins très irréguliers et d'isocalcarénites fortement recristallisées, grises et à débris d'échinodermes. Cette subdivision faisant transition avec la formation précédente disparaît vers l'Est par élision tectonique vraisemblablement.

$J_s - C_s$ - b. 2 m d'isocalcarénites grises fossilifères, moins recristallisées à *Trocholina* sp., *Salpingoporella* sp. (?), Ataxiophragmiidés, Lituolidés (cf. *Ammobaculites*) et des débris de Dasycladacées (?) (déterm. Bassoulet). On y observe en outre de petits nodules de quartzites blanchâtres microcristallins (anciennes chailles).

$J_s - C_s$ - c. 80 à 100 m de calcaires gris recristallisés, hétérogranulaires, à texture ocellaire, en bancs d'épaisseur variable mais pluridécimétrique. Ils sont en outre riches en nodules ou lits irréguliers et lenticulaires de quartzites blanchâtres microcristallins.

4. DES MARBRES GRENUS A INTERCALATIONS DE MARBRES FINS AU "FLYSCH".

Cette succession est matérialisée par (fig. 11 B) :

C_s - E. 200 à 300 m de marbres gris ou blancs, en bancs pluridécimétriques, homogranulaires, microgrenus à grossièrement grenus, présentant quelques rares intercalations de marbres microcristallins à microgrenus, verdâtres ou jaunâtres en bancs beaucoup plus minces. La finesse de la recristallisation de ces derniers est certainement liées à la nature micritique originelle de ces carbonates. Par contre la grosseur du grain de certains marbres gris dérive peut-être de l'existence à l'origine d'éléments figurés de la classe des arénites ou des rudites (anciennes biocalcarénites ou biocalcirudites ?).

E - a. 30 m de marbres verts microgrenus en bancs peu épais (centimétriques) alternant avec des passées de marbres gris, microgrenus à grenus, en bancs pluridécimétriques et à lits réguliers, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur de quartzites blancs microgrenus.

E - b. 80 m d'une alternance remarquable de bancs pluridécimétriques de marbres gris microgrenus à grenus et de quartzites blancs microcristallins en bancs centimétriques. A l'échelle de l'affleurement la régularité des lits de quartzites blancs est tout à fait caractéristique de cette subdivision.

E - c. Une quarantaine de mètres de marbres en bancs de dix à trente centimètres d'épaisseur, polychromes (blancs, verts ou violets), microcristallins à microgrenus, à rares passées lenticulaires de quartzites blancs et à globigérinidés tertiaires.

E - d. Une trentaine de mètres de marbres polychromes semblables aux précédents mais présentant quelques intercalations de biocalcarénites plus ou moins recristallisées à : *Grzybowska* sp., *Orthophragmines*, *Globorotalia* gr. *cerroazulensis*, *Halkyardia* sp., *Spiroclypeus* sp., des *Sphaerogypsines* et des débris d'échinodermes (déterm. Fleury).

O1. Un ensemble terrigène calcaro-pélitique flyschoidé.

5. PASSAGE AU FLYSCH.

Nous avons pu observer en détail le passage des marbres polychromes à leur "flysch" le long de la route Tseria-Prosilion (repère P, fig. 10A). Nous y avons relevé d'Est en Ouest et du bas vers le haut (fig. 12B).

E. Des marbres polychromes à Globigérinidés tertiaires et intercalations d'intra-biocalcarénites recristallisées à Nummulitidés.

O1 - a. 3 m de calcschistes verdâtres se débitant en plaquettes ou en lames dans lesquels j'ai pu extraire une riche microfaune à : *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Globigerina prasaepis* BLOW, *Globigerina tripartita* KOCH, *Globigerinita unicus* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN) et *Globorotalia increbescens* (BANDY) (déterm. Bizon).

O1 - b. Une formation flyschoidé formée d'une alternance de calcschistes et de calcaires marneux recristallisés.

B. PRÉCISIONS SUR LES NIVEAUX DE BASE DES "PLATTENKALK" : LA COUPE DU MONASTÈRE VAÏTHENITSA.

L'ancien chemin menant du Monastère Vaïthenitsa, en ruine, au village d'Exochorion (22° 16' long. E - 36°54' lat. N-B, fig. 7), à l'Est de Kardamyli (fig. 7 et 14) m'a permis de compléter mes observations relatives à la base de la série des "Plattenkalk". J'ai observé d'Est en Ouest (fig. 13) :

O1. Des calcschistes brunâtres homologues de la subdivision O1 du profil précédent (flysch). Le pendage est oriental et se redresse de plus en plus lorsque l'on se dirige vers l'Ouest.

F₁. Une faille apparemment normale.

E. Des marbres polychromes (cf. subdivisions E_a et E_b de la coupe de Tseria) tout d'abord verticaux, puis pendant fortement vers l'Ouest.

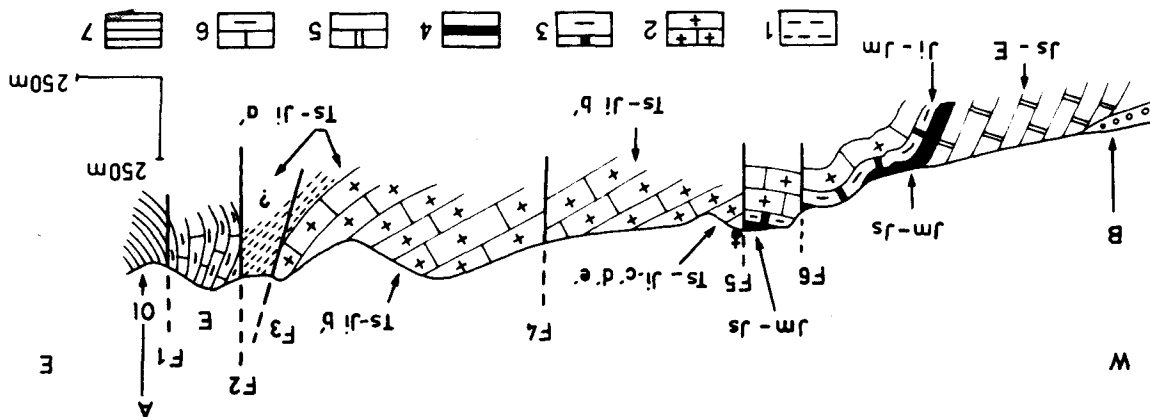


Fig. 13.- Coupe du Monastère Vaitheintsa.

- 1. Phyllades. - 2. Dolomites. - 3. Calcaires à filaments. - 4. Schistes à positiones supérieures. - 5. Marbres à positiones supérieures. - 6. Marbres polychromes. - 7. Flysch lontan.

F₂ Une faille apparemment normale.

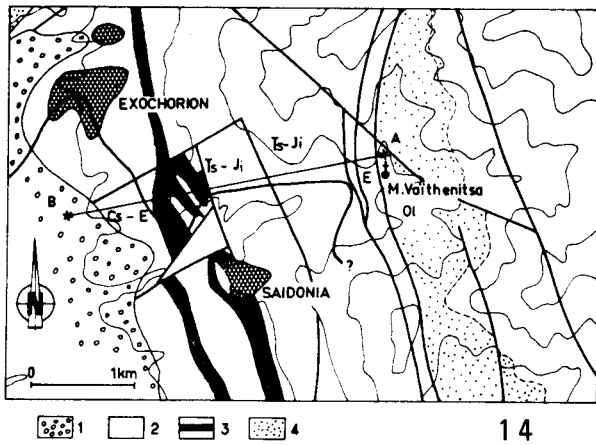
T_S-J_I - a'. Des quartzites et quartzophyllades jaunâtres, verdâtres ou rougeâtres, à aspect cahotique. Les quartzophyllades présentent une foliation (stratification ?) plus ou moins transposée par un clivage par plis-structure. Leur minéralogie est très simple : quartz, mica blanc (phengite ?) et accessoirement un phyllosilicate brun non déterminé (stélpnomélane ?).

T_S-J_I - a' à e'. Un ensemble monoclinail faillé, pendant doucement vers l'Ouest et dans lequel j'ai relevé d'Est en Ouest et de bas en haut (fig. 15) :

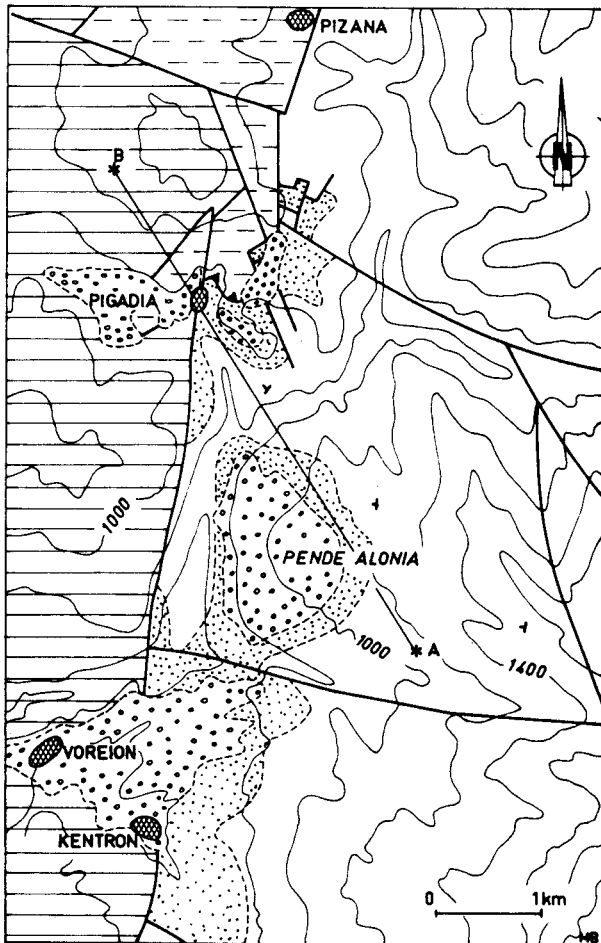
T_S-J_I - a'. Des quartzophyllades tout à fait semblables aux précédentes et passant brutalement à la formation suivante.

T_S-J_I - b'. Un ensemble très épais (500 m minimum) de dolomites cristallines, assez bien stratifiées, grises ou noires et de calcaires dolomitiques gris. Les bancs sont assez épais : 50 cm à 1 m. Je n'y ai pas observé de dolomites à stromatolithes.

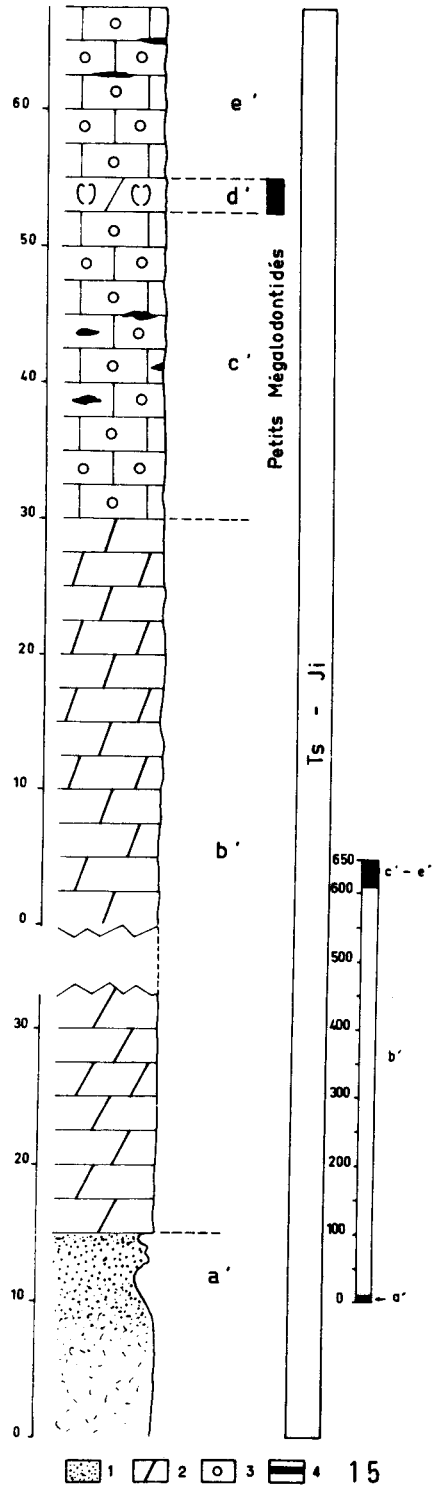
T_S-J_I - c'. Une vingtaine de mètres de calcaires gris clair plus ou moins recristallisés, en bancs pluridécimétriques. Il s'agit d'anciennes isocalcarénites ou pelcalcarénites dolomitiques à mésostase peu développée de pseudomicrosparite. Ils contiennent de rares blocs de débris de lamellibranches, débris d'échinodermes, de brachiopodes et de nodosariidés. La recristallisation en plages très irrégulières de pseudosparite, souvent anastomosées, confère à ces calcaires une texture ocellaire. Dans certains bancs d'aspect très caractéristique, on note une grande abondance de "tubulures" remplies de sparite néomorphe, de tailles et de contours très irréguliers. Il s'agit de structure dont la forme et la taille sont essentiellement commandées par la recristallisation, elle-même induite probablement par la présence d'éléments figurés eux-mêmes tubulaires (Algues ?). Cet ensemble est en outre relativement riche en chailles noirs cryptocristallins de taille très variable.



14



16



15

Fig. 14.- Carte géologique de la région d'Exochorion (B, fig. 6).

1. Néogène discordant. - 2. Série marmoréenne ionienne. - 3. Schistes à Posidonies supérieurs. - 4. Flysch.

Fig. 15.- Profil du Monastère Vaithenitsa.

1. Quartzophyllades. - 2. Dolomies. - 3. Calcaires à "tubulures" de sparite. - 4. Chailles noires.

Fig. 16.- Carte géologique de la région de Pigadia.

1. Néogène discordant et éboulis. - 2. Calcaires de Tripolitza. - 3. Nappe des Phyllades sl. - 4. Série marmoréenne ionienne. - 5. Flysch ionien.



$T_s - J_i$ - d'. 2 à 3 m de dolosparites xénotopiques sombres, microgrenues à grenues, à rares Mégalodontidés nains (2 cm au maximum).

$T_s - J_i$ - e'. 10 à 20 m de calcaires identiques à c'.

F₅ Une faille normale.

$J_m - J_s$. Une formation holosiliceuse homologue de la formation siliceuse inférieure de la coupe de Tseria.

$J_i - J_m$. Des marbres à filaments.

F₆ Une faille normale.

L'ensemble précédent se plisse puis plonge fortement vers l'Ouest sous une épaisse série de marbres homologues des subdivisions $J_s - C_s$, $C_s - E$ et E de la coupe de Tseria.

C. PRÉCISIONS SUR LE PASSAGE DES MARBRES POLYCHROMES AU FLYSCH. LA COUPE DE PIGADIA.

Le chemin de Pigadia (22°15' long. E - 37° lat. N - D fig.7) à Kentron longe le bord occidental d'un grand monoclinial de "Plattenkalk" (le massif des Pende Alonia) pendant régulièrement vers l'Ouest et de forme grossièrement carrée (fig.16 et 17). Il bute par faille à l'Ouest contre des calcaires de Tripolitza (fig. 16 et 17) et son coin Nord-Ouest est recouvert en contact anormal par des phyllades. Il s'agit sans aucun doute du plus bel affleurement du point de vue structural et morphologique, montrant le passage des "Plattenkalk" à leur "flysch". Immédiatement au Sud de Pigadia nous avons relevé la succession suivante du Sud-Est vers le Nord-Ouest et de bas en haut (fig. 18A) :

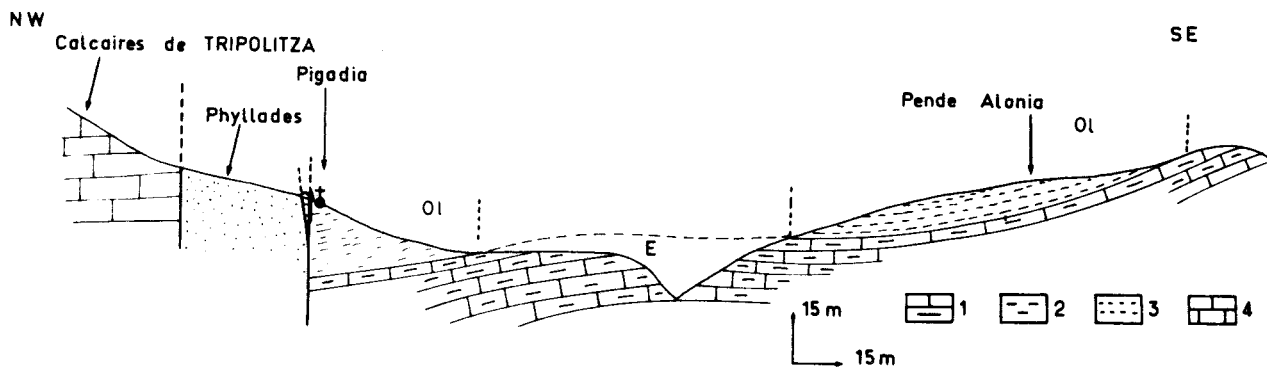


Fig. 17.- Coupe de Pigadia.

1. Marbres polychromes. - 2. Flysch ionien. - 3. Nappe des Phyllades sl. - 4. Calcaires de Tripolitza.

E. Des marbres polychromes microcristallins à microgrenus, en bancs décimétriques. Je n'ai pas observé ici de bancs plus épais et grossièrement grenus d'anciennes biocalcarénites. Ces marbres polychromes se débitent dans leur partie sommitale en très fines plaquettes. Ils

peuvent encore montrer selon le degré de leur recristallisation des Globigérinidés tertiaires dont les tests sont souvent grossièrement épigénisés par du quartz et de l'albite.

Ol - a'. 2 m de calcschistes jaunâtres à verdâtres contenant une riche microfaune : *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina tripartita* KOCH, *Globigerina prasaepis* BLOW, *Globigerina unicus* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN) et *Globorotalia increbescens* BANDY) (déterm. BIZON).

Ol - b'. Un flysch pélito-gréseux passant relativement rapidement à une alternance de pélites et de calcschistes brunâtres. Les quelques bancs de grès de la base sont à ciment calcaire de sparite poecilitique néomorphe. L'épaisseur de cette formation est difficile à estimer par suite de l'existence d'une vaste nappe d'éboulis (fig. 16).

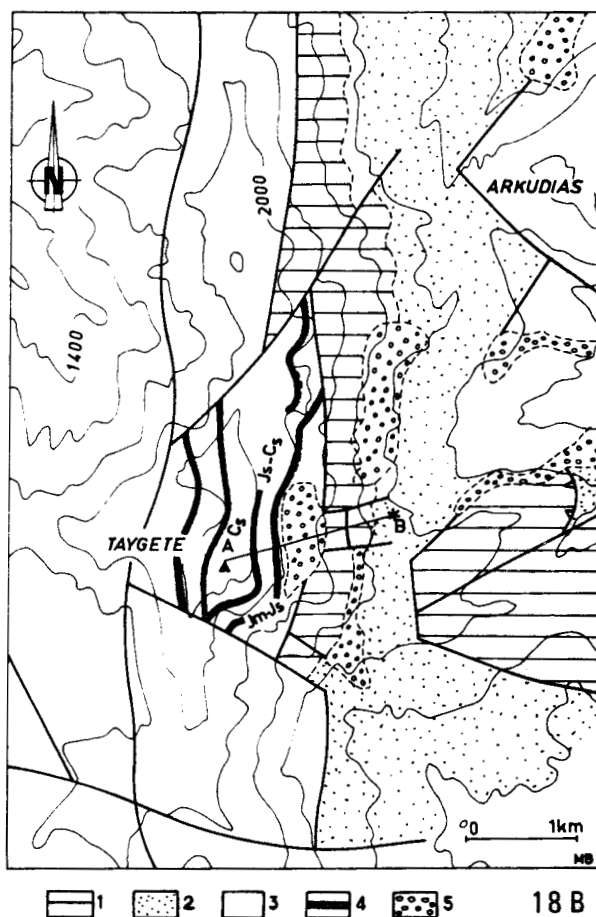
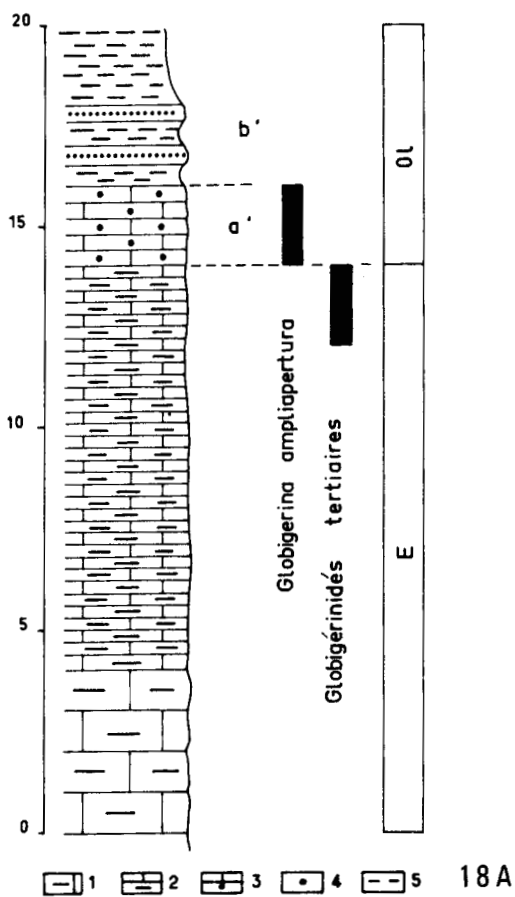


Fig. 18 A.- Profil de Pigadia.

1. Marbres polychromes en bancs décimétriques. - 2. Marbres polychromes se débitant en fines plaquettes. - 3. Calcschistes à globigérinidés. - 4. Grès. - 5. Pélites.

Fig. 18 B.- Carte géologique détaillée de l'Hagios Ilias (point culminant du Taygète).

1. Dolomies de la Formation de Lakkomata. - 2. Phyllades de la Formation de Lakkomata. - 3. Série marbreuse ionienne. - 4. Schistes à Posidonies Supérieurs. - 5. Eboulis et moraines.

D. PRÉCISIONS SUR LA PARTIE MOYENNE DE LA SÉRIE DES "PLATTENKALK" LA COUPE DE L'HAGIOS ILIAS (TAYGÈTE),

Au Sud-Ouest de Sparte se dresse l'Hagios Ilias, point culminant du Massif du Taygète (C. fig.7). Du point de vue géologique, il occupe le sommet d'un massif de "Plattenkalk" fail-
lé et de forme cartographique approximative trapézoïdale (fig.18B). Ce bloc est grossièrement monoclinal dans sa partie méridionale (fig.19) et doucement penté vers l'Est. Il prend une forme synclinale dans sa partie septentrionale. Le sentier conduisant du refuge alpin au sommet d'Hagios Ilias et ses abords m'a permis de préciser la stratigraphie de la partie moyenne de la série des "Plattenkalk". Butant à l'Est par une faille normale contre des dolomies de la base de Tripolitza, vient un ensemble dans lequel j'ai pu relever la succession suivante de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest (fig. 19 et 20A).

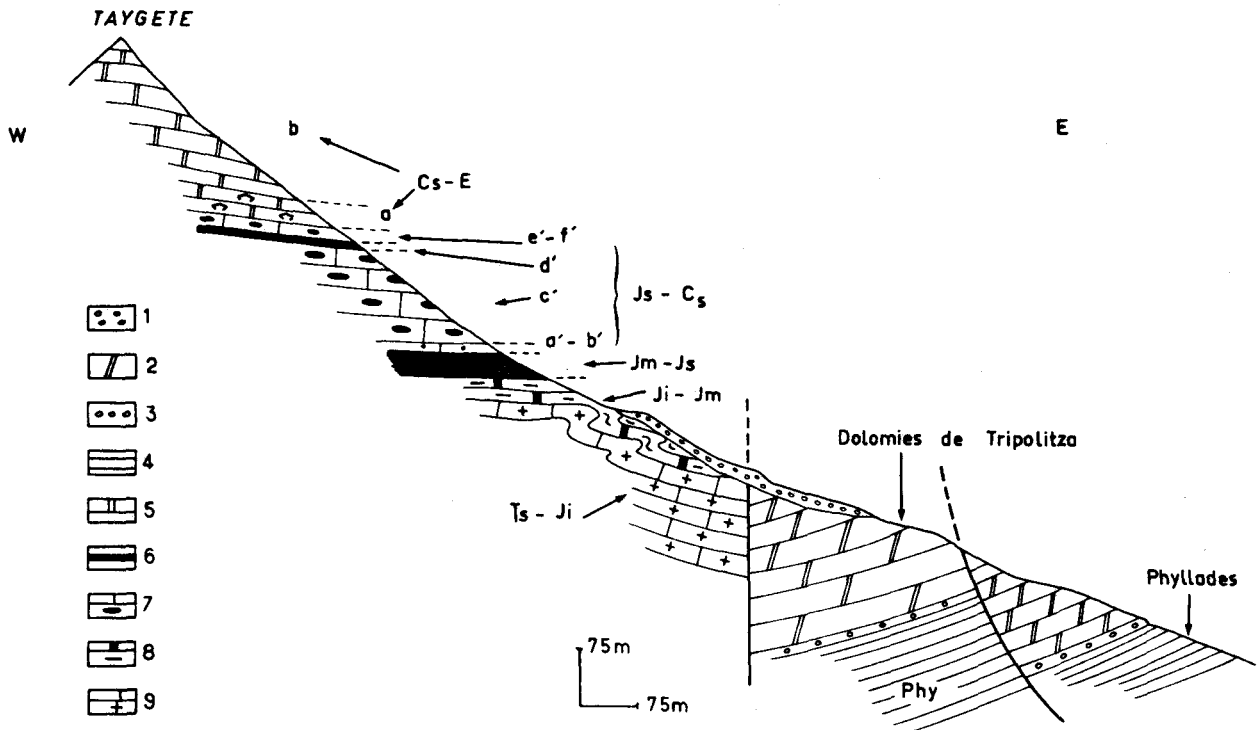


Fig. 19.- Coupe de l'Hagios Ilias.

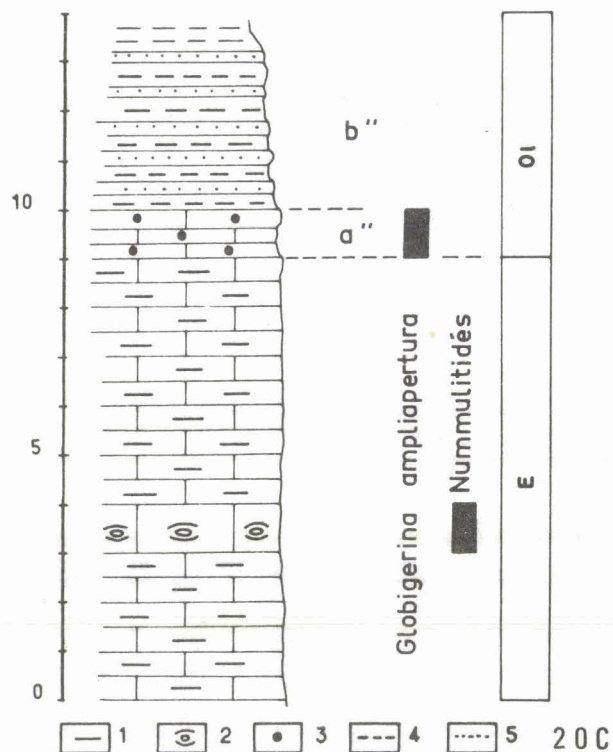
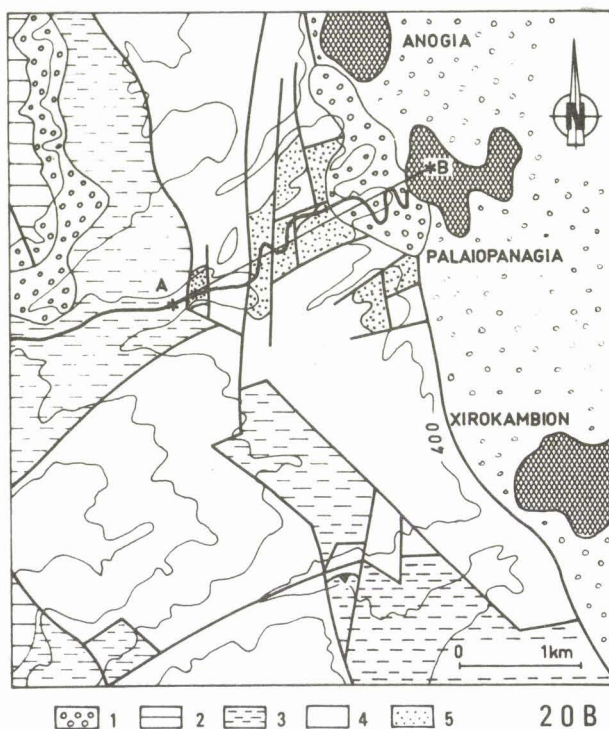
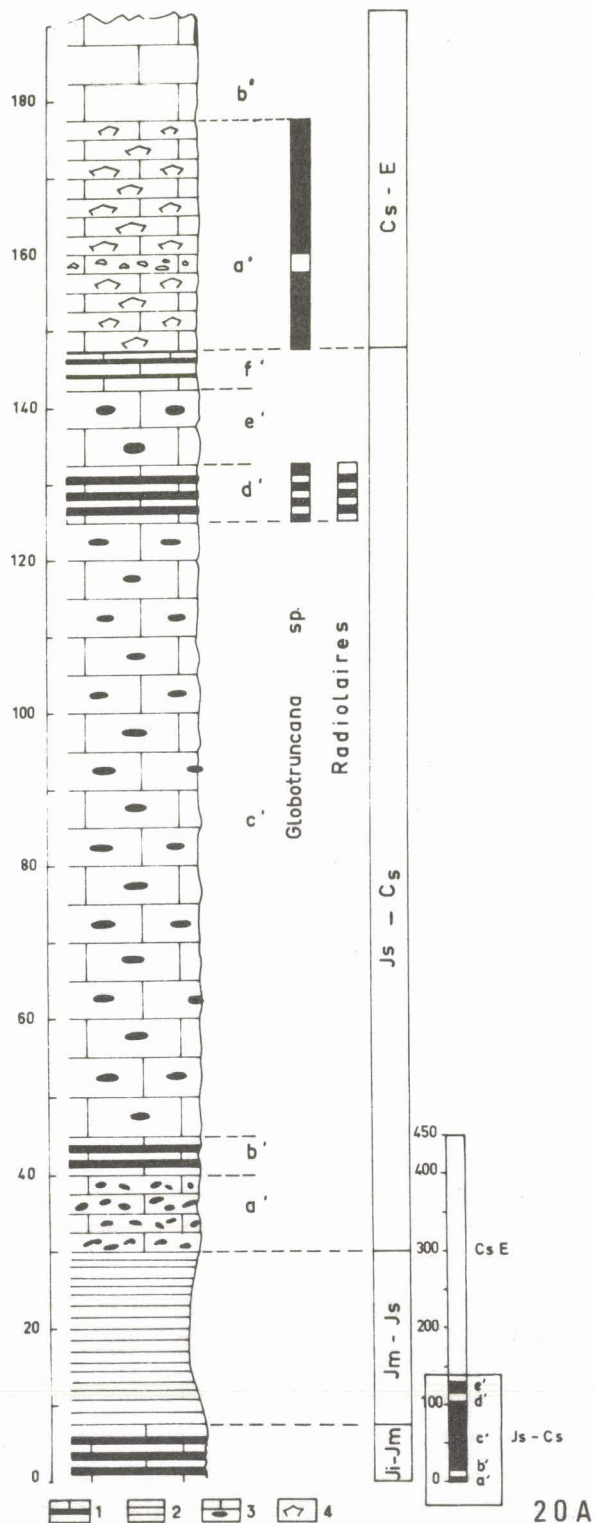
1. Moraine. - 2. Dolomies de la Formation de Lakkomata. - 3. Conglomérats polygéniques siliceux de la Formation de Lakkomata. - 4. Phyllades de la Formation de Lakkomata. - 5. Marbres grenus. - 6. Quartzites. - 7. Marbres à rognons de quartzites. - 8. Calcaires marmoréens à filaments. - 9. Dolomies.

$J_i - J_m$. Un ensemble très plissé formé d'une alternance de marbres blanchâtres à jaunâtres, microgrenus à grenus, en bancs décimétriques et de quartzites microcristallins en bancs très irréguliers. Cette formation est assez souvent masquée par des éboulis ou les dépôts d'une moraine glaciaire (Dufaure, 1975).

$J_m - J_s$. Une dizaine à une vingtaine de mètres d'une série holosiliceuse formée de bancs centimétriques de quartzites microgrenus séparés par de fins interlits de schistes quartziteux.

$J_s - C_s$ - a'. 10 m de marbres très tectonisés et riches en rognons de quartzites.

$J_s - C_s$ - b'. 5 à 6 m d'une alternance de marbres jaunâtres grenus en bancs décimétriques et de quartzites poreux en bancs centimétriques. Les marbres contiennent de l'albite néoformée et sont fortement déformés.



$J_s-C_s - c'$. 80 à 100 m de marbres clairs microgrenus à grenus, en bancs d'épaisseur variable (50 cm à 1 m en moyenne) et très riches en rognons ou lits lenticulaires irréguliers de quartzites blanchâtres microgrenus en général. Malgré une recristallisation toujours très nette, quelques bancs apparaissent encore comme d'anciennes calcarénites ou calcirudites. Malheureusement je n'ai pas pu identifier les éléments figurés correspondants.

$J_s-C_s - d'$. 10 m de marbres sombres microgrenus à grenus en bancs décimétriques séparés par des bancs plus minces et assez réguliers de quartzites microcristallins noirs ou gris. Dans les marbres on peut observer des fantômes de *Globotruncana* sp. bicarénés (déterm. Fleury). Quant aux quartzites ils renferment de nombreux fantômes de radiolaires. Il s'agit d'anciennes radiolarites.

$J_s-C_s - e'$. 10 m de marbres clairs microgrenus à grenus, en gros bancs, riches en rognons de quartzites blancs.

$J_s-C_s - f'$. 5 m de marbres noirs microgrenus en bancs centimétriques et riches en passées lenticulaires régulières de quartzites microgrenus noirs.

$C_s-E - a'$. Une trentaine de mètres de marbres noirs se débitant en plaquettes centimétriques, microcristallins à cristallins, riches en fantômes de *Globotruncana* sp. (déterm. Fleury). Cet ensemble comporte en outre une passée de lithocalcirudite recristallisée, très hétérogranulaire, à bioclastes anguleux.

$C_s-E - b'$. 300 m environ de marbres clairs en gros bancs, en général grenus. La recristallisation est assez poussée, mais on peut encore reconnaître assez souvent d'anciennes calcarénites ou calcirudites. Mais il est impossible d'identifier les éléments figurés (bioclastes ou lithoclastes ?). Les bancs lenticulaires de quartzites blancs y sont rares. On peut y relever en outre quelques passées peu épaisses de marbres noirs en plaquettes comparables à ceux de la subdivision C_s-E-a' mais azoïques.

E. PRÉCISIONS SUR LE FACIÈS FLYSCH : COUPE DE PALAIOPANAGIA.

Immédiatement à l'Ouest de Palaiopanagia (22°27' long. E - 36°59' lat. N - repère E, fig. 7) la route conduisant au hameau de Kryoneri coupe une série de "Plattenkalk" plissée en un petit anticlinal droit découpé par des failles normales, venant buter à l'Ouest contre les schistes de la nappe des Phyllades par l'intermédiaire d'une faille normale mais de rejet vertical notablement plus important que les précédents (fig. 20B et 21). Dans cette région les

Fig. 20 A.- Profil de l'Hagios Ilias.

1. Marbres et quartzites. - 2. Quartzites des Schistes à Posidonies inférieurs. - 4. Marbres noirs à *Globotruncana*.

Fig. 20 B.- Carte de la région de Palaiopanagia.

1. Néogène discordant et éboulis. - 2. Calcaires de Tripolitza. - 3. Nappe des Phyllades. - 4. Série marmoréenne ionienne. - 5. Flysch ionien.

Fig. 20 C.- Profil de Palaiopanagia.

1. Marbres polychromes. - 2. Marbres à nummulitidés. - 3. Calcschistes à globigérinidés. - 4. Pélites. - 5. Grès.

W SW

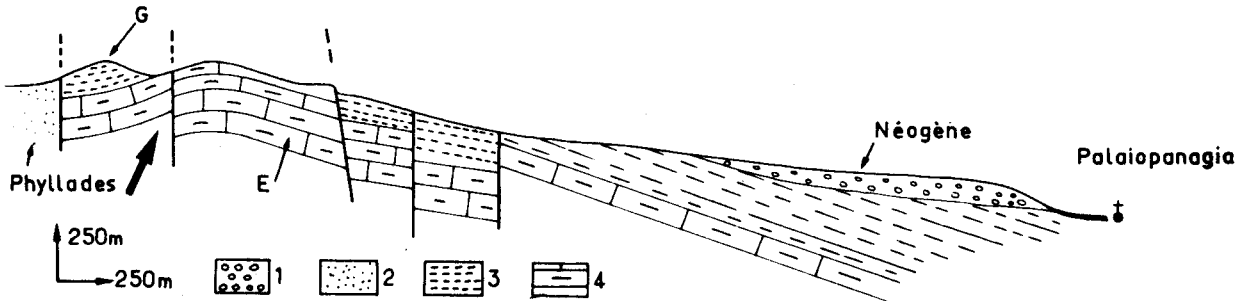


Fig. 21.- Coupe de Palaiopanagia.

1. Néogène discordant. - 2. Nappe des Phyllades sl. - 3. Flysch ionien. - 4. Marbres polychromes ionien.

"Plattenkalk" sont couronnés par un flysch typique pelito-gréseux, assez semblable au flysch de Tripolitza. Il s'en distingue par un début d'induration. J'ai pu, dans chacun des petits compartiments faillés, observer en de nombreux points le passage des marbres à ce flysch. J'ai pu ainsi reconstituer la succession suivante de bas en haut (fig. 20 C) :

E. Des marbres polychromes verdâtres à rougeâtres, ayant souvent une texture ocellaire. Le fond de la roche est microgrenu, tacheté de nombreuses plages de calcite grenue correspondant à d'anciens tests de globigérinidés totalement recristallisés. Dans quelques rares bancs grossièrement grenus (anciennes biocalcarénites) j'ai pu observer des fantômes de Nummulitidés fortement recristallisés. Vers le sommet de cet ensemble la recristallisation s'atténue et des tests de globigérinidés tertiaires deviennent identifiables, bien que souvent épigénisés par du quartz et de petits cristaux d'albite.

Ol - a". 1 m de calcschistes verdâtres à brunâtres riches en microfaune : *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Globigerina prasaeps* BLOW, *Globigerina tripartita* KOCH, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerinita unicavus* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN). Cette association microfaunistique est identique à celles relevées sur le flanc occidental du Taygète moyen (coupes de Tseria et Pigagia) à l'exception de *Globorotalia increbescens* (BANDY).

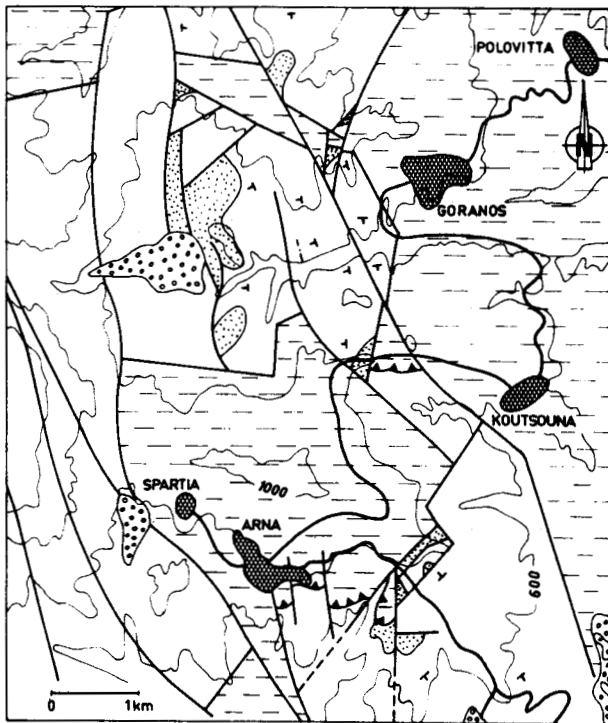
Ol - b". Un flysch pelito-gréseux tout à fait typique, malgré une recristallisation déjà sensible de pélites. Les bancs de grès sont nombreux, à ciment de sparite poecilitique néomorphe. Ils peuvent atteindre 50 cm d'épaisseur et présenter des figures de base de banc.

Ce flysch pelito-gréseux affleure en de nombreux points dans le coin nord-oriental du Taygète plus précisément dans le triangle Goranos-Arna - Koutsouna (fig. 26).

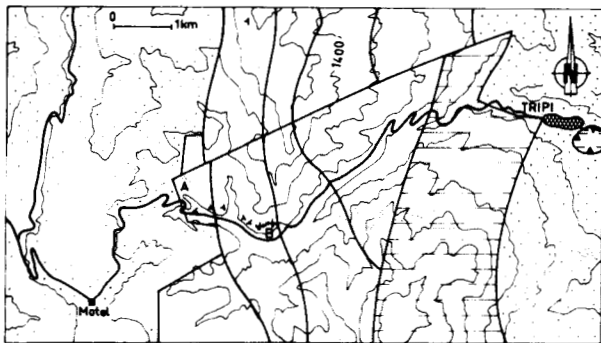
F. ANNEXE : COUPE DE LA ROUTE KALAMATA - SPARTE.

Bien que non fossilifère, la bonne qualité de l'accès très facile de cette coupe en justifie la description. En effet elle permet à un observateur pressé de se faire une bonne idée de la partie sommitale de la série des "Plattenkalk".

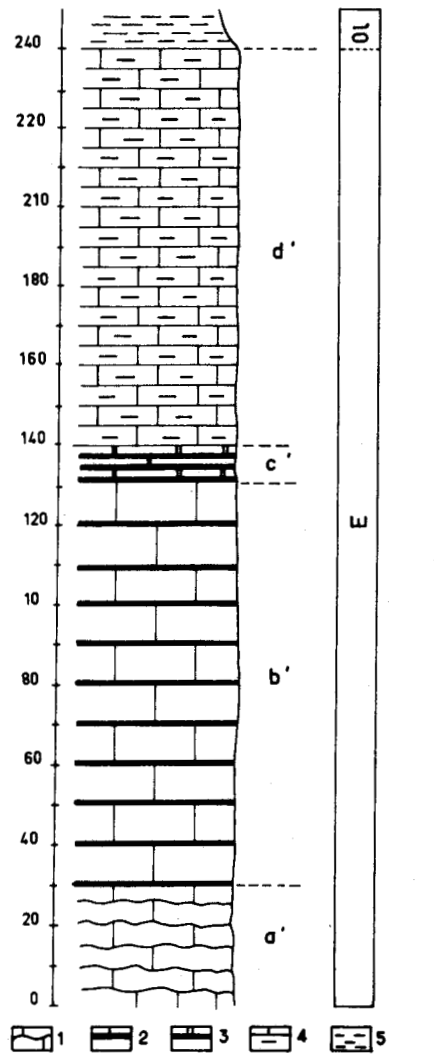
La route Sparte-Kalamata emprunte à l'Ouest de Tripi la gorge de Langada (repère G, fig. 23). Celle-ci est tout d'abord creusée dans des dolomies cataclasées se rattachant à la base de la série de Tripolitza, puis elle coupe, par une cluse épigénique, la série plissée des "Plattenkalk" (fig. 23) qui vient buter par faille à l'Ouest contre les épischistes de la nappe des Phyllades. J'ai pu relever entre les points A et B (fig. 23) la succession suivante de bas en haut (fig. 24 et 25) :



22



23



24

Fig. 22.- Carte de la région de Goranos - Spartia - Arna.

1. Eboulis. - 2. Série ionienne marmoréenne. - 3. Flysch ionien. - 4. Nappe des Phyllades sl.

Fig. 23.- Carte détaillée des gorges de Langada.

1. Dolomies de Tripolitza. - 2. Nappe des Phyllades sl. - 3. Série marmoréenne ionienne.

Fig. 24.- Profil des gorges de Langada.

1 à 5 voir fig. 29.

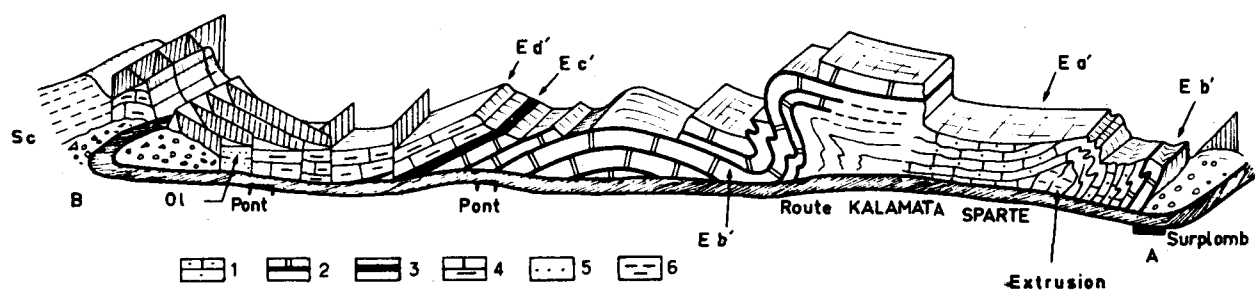


Fig. 25.- Coupe des gorges de Langada.

1. Marbres verts. - 2. Alternance de marbres gris et de quartzites blancs. - 3. Horizon siliceux éocène. - 4. Marbres polychromes. - 5. Flysch ionien. - 6. Nappe des Phyllades sl.

E - a'. 25 à 30 m de marbres quartzeux brun clair ou verts, finement lités et aux joints de stratification grossièrement crénelés.

E - b'. Une centaine de mètres d'une alternance très régulière de marbres grenus, noirs ou gris, en gros bancs et de quartzites blancs, très purs, à structure granoblastique homogranulaire. Il s'agit de l'homologue de la subdivision E.b de la coupe de Tseria (fig.11 B).

E - c'. 5 à 10 m d'une alternance de marbres brunâtres, grenus, en bancs décimétriques et de quartzites micacés, brunâtres et en bancs plus minces.

Cette formation existe dans tout le Taygète septentrional. Elle semble n'exister que localement plus au Sud. Nous l'avons par exemple retrouvée à l'Est de Platsa (repère H, fig. 7) et dans le massif de l'Anina (fig. 7) Par contre elle n'existe pas dans la coupe de Tseria (fig. 11B). Elle ne doit pas, en cartographie, être confondue avec une partie des subdivisions $J_i - J_m$ de la coupe de Tseria ou $J_s - C_s$ de la coupe du Taygète. Ce problème est apparemment simple à résoudre étant donné les différences lithologiques nettes existant entre les formations encadrant ces différentes subdivisions dans le Taygète septentrional et central.

E - d'. Des marbres polychromes microcristallins à microgrenus, extrêmement faillés, en bancs décimétriques et présentant quelques rares passées de quartzites blancs peu épaisses (épaisseur : 100 m environ).

Ol. Dans un petit graben en amont du pont le plus occidental de ce secteur, les marbres polychromes passent progressivement à des pélites et des calcschistes verdâtres à brunâtres qui n'ont pas malheureusement fourni de microfaune, car trop recristallisés.

G. EXTENSION AU MASSIF DU PARNON DE LA STRATIGRAPHIE DÉFINIE DANS LE MASSIF DU TAYGÈTE.

A l'Est de la plaine de Sparte, les "Plattenkalk" affleurent à nouveau et forment l'épine dorsale du massif du Parnon, depuis le sommet du Megalo Tourla (point culminant de ce chaînon) au Nord jusqu'aux sommets de l'Elatias et du Tsunga au Sud (fig. 26). Je n'ai pas pu effectuer dans ce massif une étude stratigraphique aussi détaillée que dans celui du Taygète. La recristallisation y est plus poussée et la tectonique de failles très intense, cette dernière est

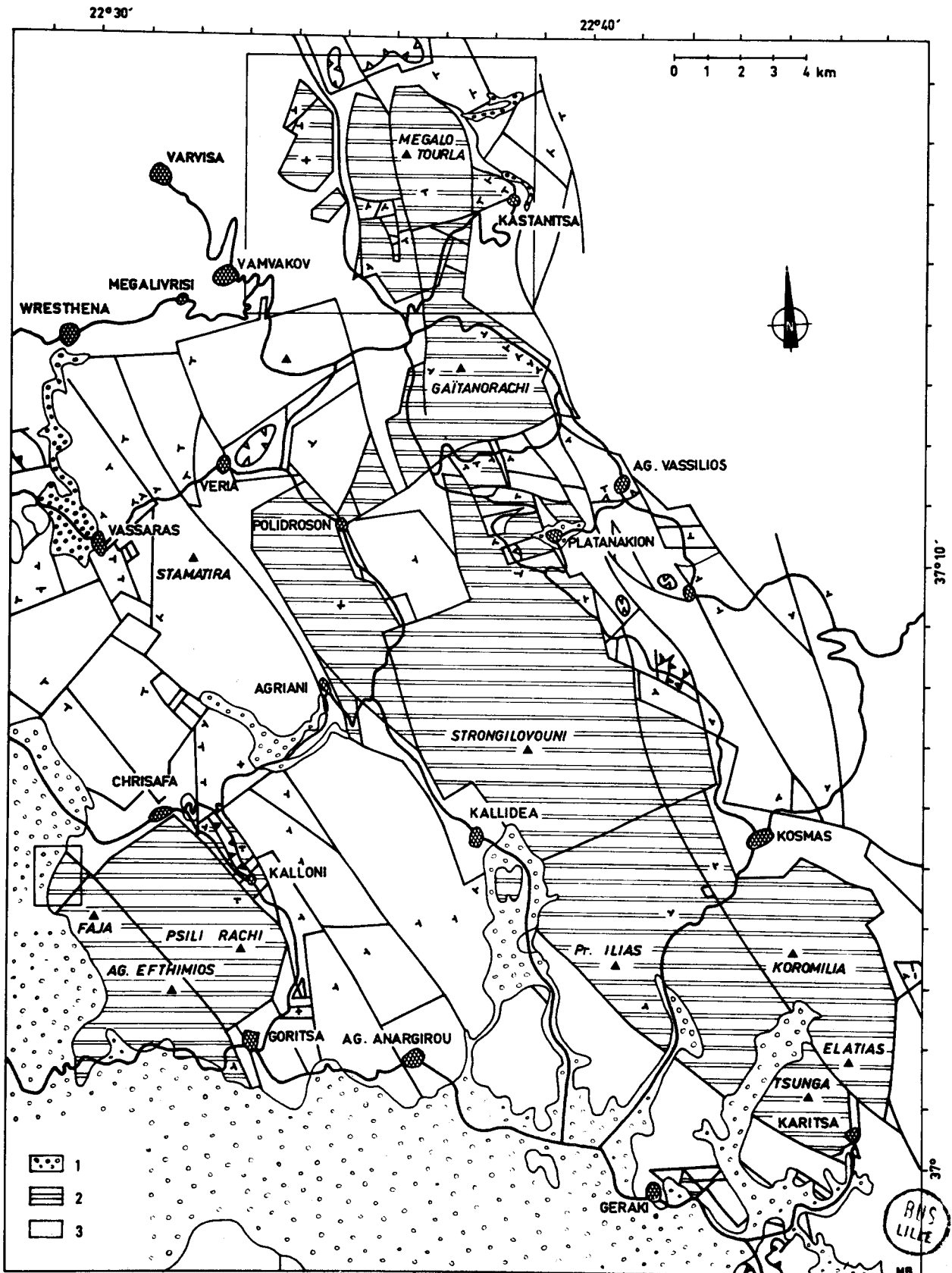


Fig. 26.- Séries ioniennes du Parnon - Localisation des régions étudiées.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Série ionienne indifférenciée. - 3. Nappe des Phyllades, Séries de Tripolitza et du Pinde-Olonos indifférenciées.

liée à l'étroitesse des affleurements de "Plattenkalk", qui bien qu'étant l'unité structurale la plus basse, forment tous les plus hauts sommets de la chaîne.

En fait il est plus ou moins facile d'identifier, dans ce puzzle structural, la partie moyenne et la partie sommitale de la série définie dans le Taygète.

1. LA SERIE DU MEGALO TOURLA PRES DE KASTANITSA.

Ainsi à l'Est de Kastanitsa (22°39' long. E, 37°18' lat. N - fig. 26 et 27) j'ai pu observer la succession suivante de bas en haut et du Nord vers le Sud (coupe A.B, fig.27 et 28).

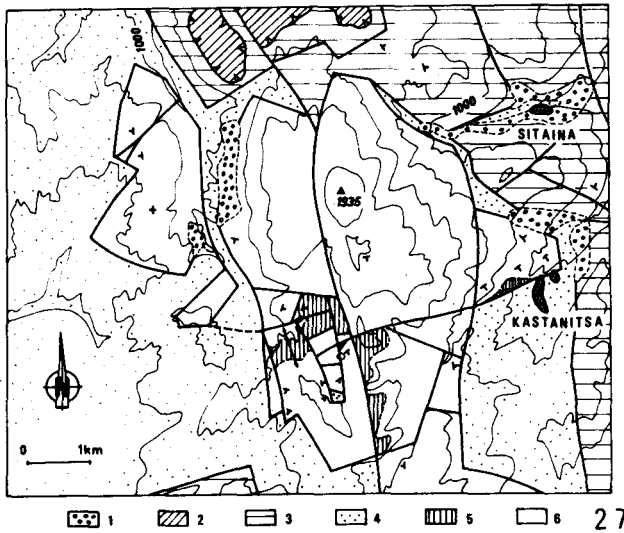
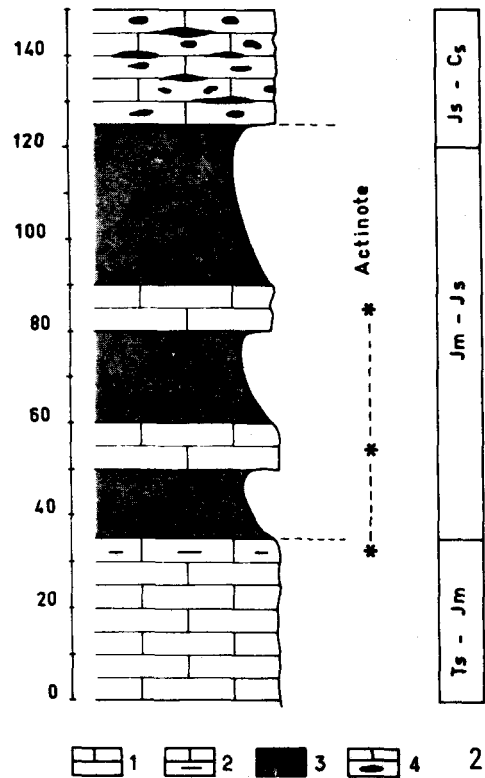


Fig. 27.- Carte détaillée de la région de Kastanitsa.

1. Eboulis. - 2. Pinde-Olonos. - 3. Calcaires de Gavrovo-Tripolitza. - 4. Nappes des Phyllades. - 5. Schistes à Posidonies supérieurs. - 6. Série marmoréenne ionienne.

Fig. 28.- Profil de la formation siliceuse inférieure du Megalo Tourla.

1. Marbres. - 2. Marbres grenus à quartz, albite et actinote. - 3. Quartzites. - 4. Marbres à rognons de quartzites.



T_s-J_m. Des marbres grenus à grossièrement grenus en bancs relativement épais, et pouvant présenter une texture ocellaire. Les derniers bancs présentent un clivage grossier parallèle à la stratification et de fines passées siliceuses (quartzites microgrenus). Ils contiennent en outre des minéraux de métamorphisme : actinote, albite, micas blancs, sphène et un phyllosilicate brun.

J_m-J_s. Une épaisse série (50 à 100 m) de quartzites en bancs décimétriques. Il s'agit de quartzites micacés, grossièrement clivés, blanchâtres à brunâtres. Le quartz se présente soit sous forme de tablettes, soit sous forme de grains. Certains bancs présentent d'assez nombreuses plages de calcite grenue, donnant à ces roches une texture ocellaire. Les minéraux autres que le quartz et la calcite sont : mica blanc, chlorite et sphène.

J'ai observé en outre d'assez nombreuses passées lenticulaires (?) plus ou moins épaisses, de marbres siliceux hétérogranulaires en bancs pluridécimétriques. Ils renferment aussi des minéraux de métamorphisme : actinote, albite, mica blanc et phyllosilicate brun.

$J_s - C_s$. Des marbres noirs grossièrement grenus, en bancs pluridécimétriques riches en niveaux irréguliers de quartzites microgrenus blanchâtres. Ils passent vers le haut à des marbres à grain plus fin mais toujours aussi riches en quartzites.

2. LA SERIE DU MONT FAJA A L'EST DE SPARTE.

J'ai observé une succession tout à fait comparable plus à l'Ouest. A l'Est de Chrisafa (fig. 26) les terrains constituant le Mont Faja sont entaillés par une cluse épigéniques (22° 30' long. E, 37°03' lat N) qui permet d'en étudier la stratigraphie et la structure. Les

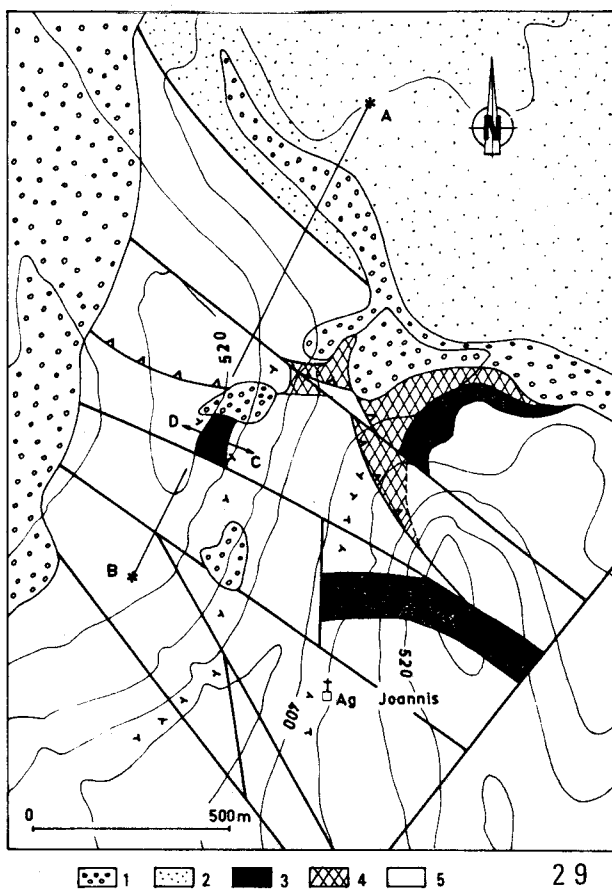
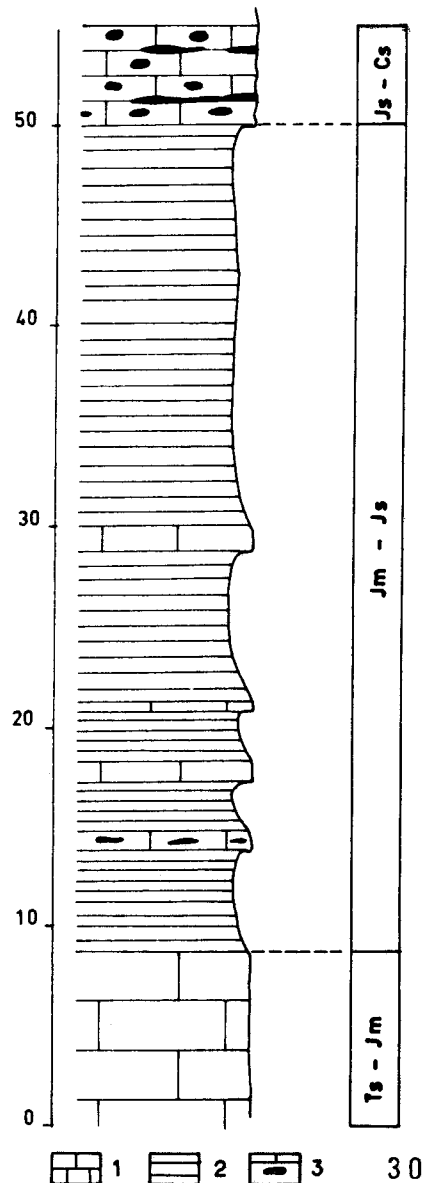


Fig. 29.- Carte d'une partie du Mont Faja.

1. Néogène discordant et éboulis. - 2. Nappe des phylloides. - 3. Formation siliceuse inférieure. - 4. Formation siliceuse inférieure broyée. - 5. Série marmoréenne ionienne.

Fig. 30.- Profil de la formation siliceuse inférieure du Mt Faja.

1. Marbres grenus. - 2. Quartzites. - 3. Marbres à rognons de quartzites.



"Plattenkalk" y dessinent un anticlinal simple dont le flanc oriental est chevauchant (fig. 29 et 31). J'ai pu relever dans la partie axiale et autochtone relatif de cet anticlinal (repère CD, fig. 29) la succession suivante de bas en haut et d'Est en Ouest (fig. 30) :

$T_s - J_m$. Des marbres grenus à grossièrement grenus, gris en gros bancs.

$J_m - J_s$. Une quarantaine de mètres d'une série essentiellement siliceuse, formée de bancs décimétriques, de quartzites microcristallins à très rares lamines irrégulières de calcite. A la base de cet ensemble on note quelques bancs lenticulaires de marbres microgrenus à quartz et albite.

$J_s - C_s$. Des marbres en gros bancs et riches en rognons de quartzites.

La formation siliceuse $J_m - J_s$ apparaît clairement comme homologue de la formation siliceuse inférieure $J_m - J_s$ du massif du Taygète grâce à son passage systématique vers le haut à des marbres riches en rognons de quartzite. L'absence de calcaires à filaments est probable dans le Mont Faja, elle n'est qu'apparente dans le Megalo Tourla la recristallisation étant trop importante pour espérer identifier des bioclastes.

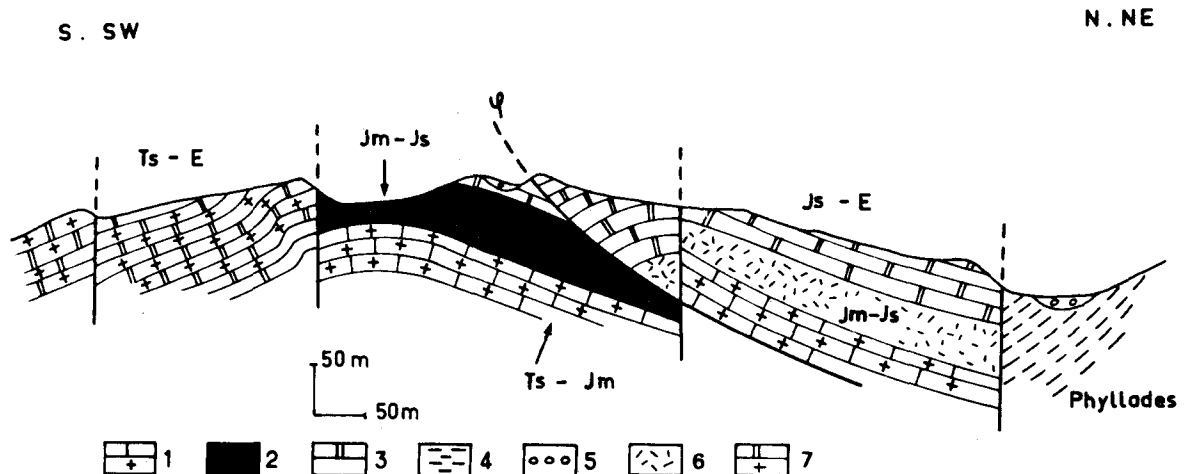


Fig. 31.- Coupe de l'extrémité nord du Mont Faja.

1. Marbres ioniens triasico-jurassiques. - 2. Formation siliceuse inférieure. - 3. Marbres ioniens jurassiques et éocènes. - 4. Marbres ioniens indifférenciés. - 5. Formation siliceuse inférieure broyée. - 6. Nappe des Phyllades. - 7. Néogène discordant et éboulis.

3. GENERALISATION.

En outre j'ai pu observer la partie sommitale de la série (ensemble E, formations des marbres à bancs de quartzites et des marbres polychromes) dans le mont Hagios Efthimios à l'Est de Goritsa (fig. 26), dans le Psili Rachi au Nord du même village et le long de la route menant à Kosmas entre les massifs du Prophète Ilias et de Koromilia (fig. 26).

Par contre la recristallisation est telle que les ensembles C_s et $T_s - J_m$ ne peuvent être discriminés à coup sûr à l'échelle de l'affleurement.

Malgré ce dernier problème, nous constatons que l'on peut identifier au niveau des "Plattenkalk" du Parnon une série identique à celle du massif du Taygète et caractérisée par une série siliceuse inférieure bien définie par son passage vers le haut à la formation des marbr à rognons de quartzites.

Cette conclusion nous amène à réfuter certaines observations de Tataris et Marangoudakis (1966 et légende de la carte géologique d'Astros, 1970). Ces auteurs admettent l'existence de la partie supérieure de la série des "Plattenkalk" de passées peu épaisses de quartzites et phyllades qu'ils considèrent comme homologues des schistes de la nappe des Phyllades. Ces affleurements de quartzites correspondent en fait à la formation $J_m - J_s$, formation siliceuse inférieure, qui est partie intégrante de la série des "Plattenkalk" et n'a aucun rapport avec la nappe des Phyllades.

II. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET ATTRIBUTION DE CET AUTOCHTONE RELATIF À LA ZONE IONIENNE

Ce travail d'analyse terminé il m'est possible désormais de proposer une stratigraphie des "Plattenkalk" fondée sur la succession de formations bien définies. Pour chacune d'elles je rappellerai ses principales caractéristiques lithologiques et faunistiques puis je proposerai un âge qui sera ensuite précisé ou non grâce à une comparaison avec les séries ioniennes non métamorphiques d'Epire-Akarnanie et d'Albanie. En effet, sans tenir compte d'autres critères, les observations que je viens de faire montrent objectivement de très grandes ressemblances entre ces dernières et la série des "Plattenkalk" du Péloponnèse méridional.

Je propose donc synthétiquement la succession suivante de bas en haut (fig. 32 et 33).

A. LA FORMATION DE BASE DES CALCAIRES ET DOLOMIES TRIASICO-LIASIQUES : $T_s - J_1$ (PROFILS DE TSERIA ET VAÏTHENITSA).

Il s'agit d'une épaisse série (600 m environ) de dolomies et calcaires dolomitiques en gros bancs. Ces carbonates font suite à un épisode détritique fin (arénites et lutites) d'épaisseur inconnue (profil 1 de Tseria, $T_s - J_1$ a à d ; profil 2 de Vaïthenitsa, $T_s - J_1$ a').

1. Seul le sommet de cet ensemble carbonaté est fossilifère et a fourni des petits Mégalodontidés. En Grèce, dans la zone du Gavrovo-Tripolitza les Mégalodontidés se rencontrent soit au Trias supérieur (Ktenas, 1924 ; De Wever, 1975), soit au Lias (Dercourt, 1964 ; Tataris et Marangoudakis, 1966 ; Thiébault, 1973 ; De Wever, 1975). Je propose donc un âge triasico-liasique pour l'ensemble de cette formation.

2. De par ces faciès et sa position sous les calcaires à filaments, cette formation est l'homologue des dolomies (Hauptdolomit de Renz) et des calcaires de Pantokrator d'Epire-Akarnanie où cet ensemble est daté du Trias supérieur (Calcaires de Foustapidima à *Cardita Gumbeli* et calcaires à polypiers triasiques de Kerkyra, Renz, 1904) au Lias inférieur (Calcaires de Pantokrator à *Paleodasycladus mediterraneus* (Aubouin, 1959 ; IGRS et IFP, 1966).

Il existe malgré tout une différence notable entre ces deux ensembles. En Albanie et en Epire-Akarnanie, une série évaporitique est connue par sondage sous une épaisseur nettement plus importante de dolomies (fig. 33). L'âge de ces "gypses" est controversé (Gjikopulli et Rama, 1973) mais la plupart des auteurs leur donne un âge triasique supérieur (Bornovas, 1960 ; IGRS et IFP, 1966 ; Bajo, 1974 ; Çela et coll., 1974 ; Mezini, 1974 ; Velaj, 1974).

Par contre en Péloponnèse méridional le niveau le plus bas observé est un horizon détritique. Aucun fait d'observation ne permet d'en préciser l'âge exact et par conséquent d'en faire un équivalent latéral des gypses de la zone ionienne non métamorphique.

B. LES CALCAIRES MARMORÉENS À CHAILLES NOIRES : J_I (PROFIL DE TSERIA).

1. Des chailles noires apparaissent dès le sommet de la formation $T_S - J_I$ mais sans que le microfaciès des carbonates qui les renferment ne se modifient de manière notable (calcaires isoclastiques ou dolomies). Par contre avec la formation J_I on a l'association à la fois de chailles noires et d'anciennes micrites azoïques.

2. Aucun fossile ne permet de préciser l'âge de cette formation.

3. Mais l'association lithologique définie précédemment évoque très nettement les calcaires de Sinais d'Epire-Akarnanie (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) ou les calcaires fins lités sans fossiles et à silex d'Aubouin (1959) situés sous des calcaires à filaments ou les "Schistes à Posidonies" supérieurs. Cette corrélation nous permet de proposer un âge liasique comparable à celui des calcaires de Sinais (Lias moyen).

C. LES CALCAIRES MARMORÉENS À FILAMENTS : $J_I - J_M$ (PROFILS DE TSERIA ET D'HAGIOS-ILIAS).

1. Cette formation se définit comme une alternance de calcaires plus ou moins recristallisés à filaments et de bancs de quartzites (30 à 50 m d'épaisseur).

2. Les seuls bioclastes reconnus au sein des calcaires sont des filaments courts. Les filaments courts sont cités dans toute la Mésogée du Lias supérieur au Malm (Peyre, 1959). Ils n'ont donc aucune valeur stratigraphique précise.

3. Mais cette formation est sans conteste l'homologue des calcaires à filaments d'Epire-Akarnanie, mal datés dans cette région du Bajocien (I.G.R.S. et I.F.P., 1966). C'est pourquoi je propose un âge Jurassique inférieur à moyen pour cette formation du Péloponnèse méridional.

Fig. 32.- Profil synthétique des "Plattenkalk" ioniens du Péloponnèse méridional.

A. Lithologie. - B. Faunes et microfaunes. - C. Age proposé. - D. Principales formations. - E. Abréviation stratigraphique utilisée. - F. Epaisseurs relatives réelles des différentes formations.

1. Pélites. - 2. Grès. - 3. Biocalcarénites. - 4. Marbres fins. - 5. Silice : quartzites et chailles. - 6. Marbres à *Globotruncana* sp. - 7. Marbres grenus. - 8. Dolomies. - 9. Dolomies mégalo-dentées. - 10. Phyllades.

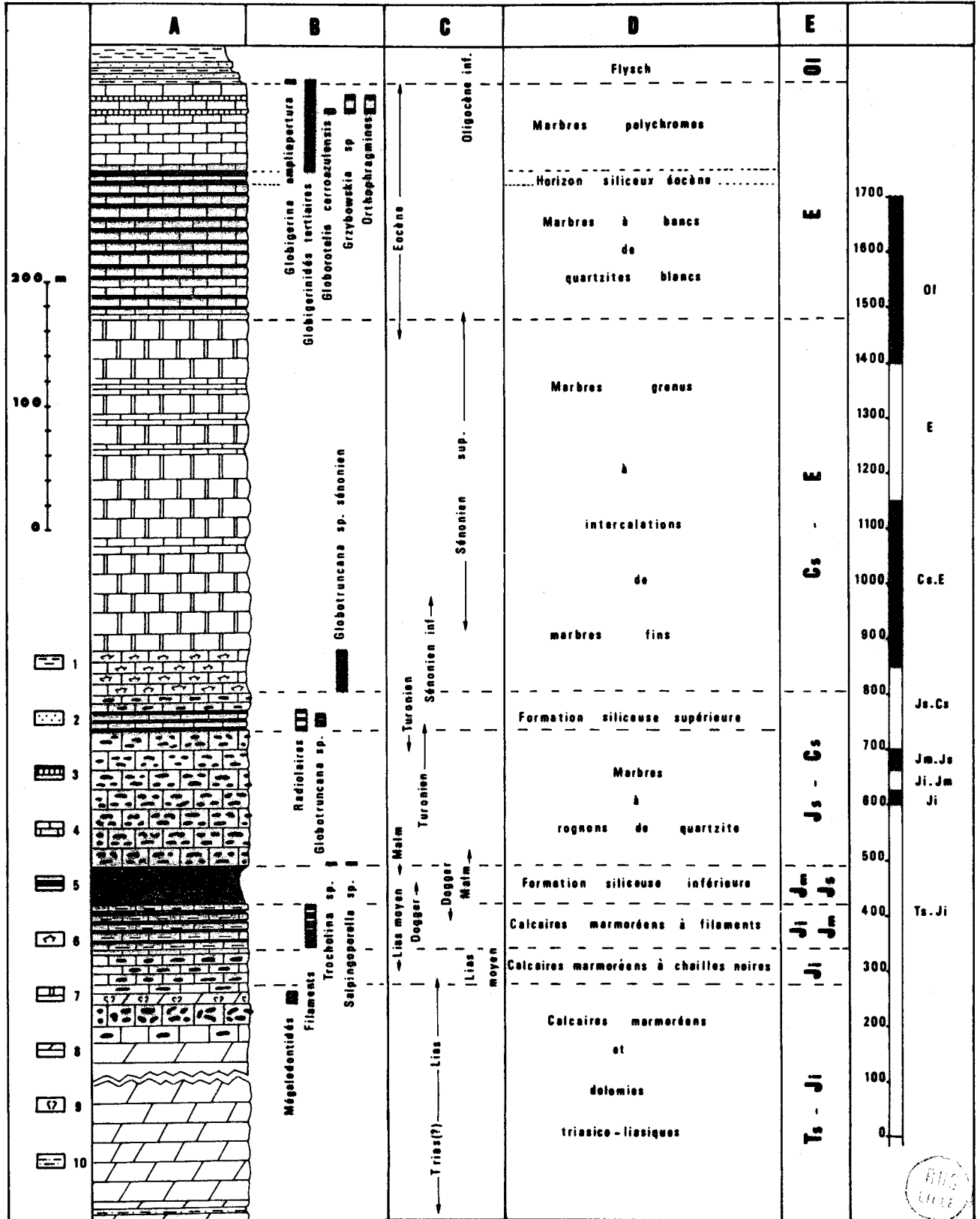


FIG. 32

4. Dans les profils du Mégalo Tourla et du Mont Faja ces deux derniers ensembles (J_i et J_m) n'existent pas. Les carbonates sous-jacents à la série siliceuse inférieure (J_m - J_s) forment un ensemble unique T_s - J_m , car aucun fait de terrain n'indique de discontinuité sédimentaire entre ce dernier et les termes plus récents. Ce phénomène est fréquent en Epire-Akarnanie.

D. LA FORMATION SILICEUSE INFÉRIEURE : J_m - J_s (PROFILS DE TSERIA, D'HAGIOS-ILIAS, DU MEGALO TOURLA ET DU MONT FAJA).

1. C'est une formation essentiellement siliceuse formées de bancs de quartzites centimétriques (20 à 100 m d'épaisseur).

2. Aucun fossile n'a été trouvé dans cette formation.

3. Venant sur des calcaires à filaments (profil de Tseria) cette formation siliceuse est l'homologue des schistes à Posidonies supérieurs d'Epire-Akarnanie dont l'âge peu précis va du Dogger au Malm (Bajocien supérieur ? à Oxfordien ? - I.G.R.S. et I.F.P., 1966). Je propose donc un âge comparable pour son homologue en Péloponnèse méridional.

E. LES MARBRES À ROGNONS DE QUARTZITES : J_s - C_s (PROFILS DE TSERIA, D'HAGIOS-ILIAS, DU MEGALO TOURLA ET DU MONT FAJA).

1. Il s'agit d'une série silico-carbonatée relativement épaisse (100 à 200 m environ) caractérisée par sa richesse en rognons ou lits irréguliers de quartzites blanchâtres.

2. La base de cette formation (profil 1 de Tseria, J_s - C_s b, fig. 12A) nous a livré des bioclastes : *Trocholina* sp. et *Salpingoporella* sp. (?) qui bien qu'indéterminables spécifiquement évoquent plutôt pour Bassoulet qui les a déterminés des formes du Jurassique supérieur ou de l'extrême base du Crétacé. La découverte de *Globotruncana* sp. (bicarénés) (profil d'Hagios-Ilias, J_s - C_s d', fig. 20A) confère au sommet de cette série un âge au moins Turonien et peut-être Sénonien. Je propose donc un âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur, pour ces marbres à rognons de quartzites.

3. Cette formation se corrèle très facilement avec les calcaires de Vigla de la zone ionienne d'Epire-Akarnanie, où ils sont datés précisément du Tithonique à leur base et du Sénonien inférieur à leur sommet. De ce fait la formation siliceuse supérieure (subdivision J_s - C_s d' du profil d'Hagios-Ilias, fig. 20A) de par sa richesse en bancs de radiolarites est certainement l'équivalent de la zone siliceuse des calcaires de Vigla. Elle a dans le cas présent

Fig. 33.- Comparaison des "Plattenkalk" ioniens péloponnésiens avec la série ionienne d'Epire-Akarnanie.

A à D. "Plattenkalk" ioniens péloponnésiens : A. Abréviations stratigraphiques. - B. Lithologie. - C. Principales formations. - D. Ages proposés. -

E, F. Série ionienne d'Epire-Akarnanie : E. Principales formations. - F. Lithologie.

1. Flysch. - 2. Marbres polychromes. - 3. Calcaires. - 4. Alternances marbres et quartzites. - 5. Calcaires à débris de rudistes. - 6. Marbres grenus. - 7. Calcaires. - 8. Calcaires ou marbres à silex ou rognons de quartzites. - 9. "Schistes" siliceux ou quartzites. - 10. Calcaires à filaments. - 11. Calcaires à Mégalodontidés. - 12. Calcaire "ammonitico-rosso". - 13. Phyllades. - 14. Calcaires néritiques. - 15. Dolomies. - 16. Evaporites.

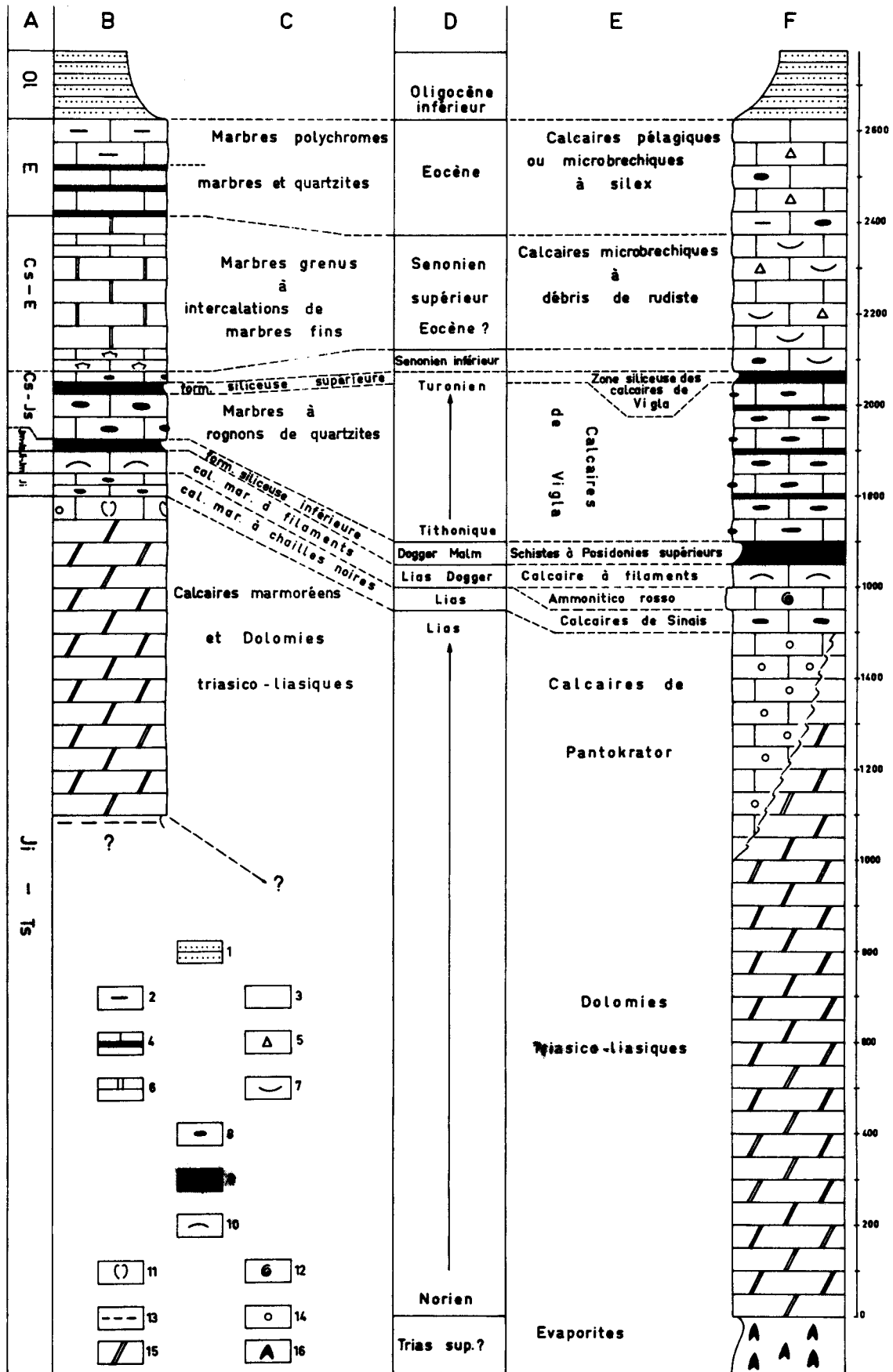


FIG. 33

(*Globotruncana* sp. bicarénés) un âge au moins Turonien. Cet âge relativement récent est une caractéristique de la zone ionienne externe (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) comme l'est la présence de calcarénites ou calcirudites dans la subdivision J_s-C_s c' (profil d'Hagios-Ilias).

F. LES MARBRES GRENUS À INTERCALATIONS DE MARBRES FINS : C_s -E (PROFILS DE TSERIA ET D'HAGIOS-ILIAS).

1. Cette formation épaisse (300 m environ) holocarbonatée se caractérise par des marbres grenus en gros bancs intercalés de passées peu épaisses de marbres fins.

2. La base de cet ensemble a fourni des *Globotruncana* sp. du Sénonien d'après Fleury qui les a déterminés. Ceci nous permet donc de borner inférieurement l'âge de cette formation par le Sénonien. Par contre aucune microfaune ne m'a permis de préciser l'âge du sommet de cet ensemble qui peut donc être Sénonien ou Eocène, compte tenu de l'âge des terrains sus-jacents.

3. Il s'agit ici de l'homologue bien typé des calcaires microbréchiques à débris de rudistes et intercalés de calcaires fins à *Globotruncana* sp., d'âge Sénonien supérieur en Epire-Akarnanie. Dans cette dernière région le passage des calcaires sénoniens supérieurs aux calcaires éocènes se fait dans la plupart des cas sans changement lithologique remarquable. Ce dernier fait confirme donc l'impossibilité de proposer un âge plus précis pour le sommet azoïque de la formation correspondante en Péloponnèse méridional.

G. LES MARBRES À BANCS DE QUARTZITES BLANCS ET LES MARBRES POLYCHROMES : E (PROFILS DE TSERIA, DE PIGADIA PALAIOPANAGIA ET DES GORGES DU LANGADA).

1. Cette formation est très bien définie par la succession de bas en haut : d'une alternance remarquable de marbres et quartzites blancs (100 m environ) puis de marbres polychromes (100 m environ).

2. Seuls les marbres polychromes sont bien datés de l'Eocène ou plus précisément de l'Eocène supérieur (profil de Tseria E. d, fig. 11B et E, fig. 12B).

3. L'ensemble de cette formation peut être corrélé avec les calcaires éocènes pélagiques ou microbréchiques à silex de la zone ionienne d'Epire-Akarnanie. En effet le net enrichissement de la série en silice marque un changement dans les conditions de sédimentation qui s'observe aussi en Epire-Akarnanie au cours de l'Eocène. C'est pourquoi je propose un âge éocène pour l'ensemble de la formation.

H. LE FLYSCH O1 (PROFILS DE TSERIA, PIGADIA, PALAIOPANAGIA ET DES GORGES DE LANGADA).

1. La dernière formation voit l'installation progressive d'une sédimentation terrigène. Sur la façade occidentale du Taygète il s'agit d'un ensemble flyschoïde périto-carbonaté (flysch calcaire) ; par contre sur la façade orientale de ce même massif affleure un flysch typique

gréso-pélique. L'épaisseur maximale observée reste faible (150 m environ) mais ce fait n'a pas de signification simple car la série est tronquée à ce niveau par le chevauchement de la nappe des Phyllades.

2. L'installation de cette sédimentation détritique est bien datée par de riches microfaunes de globigérinidés. Les microfaunes récoltées dans le Taygète comme celles récoltées à la base du flysch ionien d'Épire-Akarnanie et d'Albanie (I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ; Bizon, 1967 ; Gjata et coll., 1971 ; Richter, 1976) ont toutes les mêmes caractéristiques. Elles ne renferment jamais ni *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*, ni *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*. Elles n'appartiennent donc ni à la biozone à *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*, ni à la biozone à *Globorotalia cerroazulensis cunialensis* au sens de Toumarkine et Bolli (1970), d'âge typiquement Priabonien. Elles ne contiennent jamais non plus *Globigerina sellii* et n'appartiennent donc pas à la biozone à *Globigerina sellii* de Bizon (1967) ou à la biozone à *Globigerina sellii - Pseudohastigerina barbadoensis* de Blow (1969), d'âge Oligocène franc. Elles appartiennent donc soit au sommet de la biozone à *Globigerina gortanii - Globorotalia centralis* (zone P 17) de Blow (1969), soit à la biozone à *Globigerina tapuriensis* (zone P 18) de Blow (1969). Bizon (1967) range les microfaunes ioniennes dans une biozone à *Globigerina ampliapertura*. L'absence dans cette dernière de *Globorotalia centralis* (qui a pourtant été récolté en Thessalie et Macedoine, et a donc vécu en Grèce) semble interdire tout parallèle avec la biozone P 17 de Blow (1969). Mais Baumann (1970) a montré dans les Apennins que ce microfossile pouvait, en fait, s'éteindre avant les *Globorotalia cerroazulensis*. Par contre la présence systématique de *Globigerina prasaepis* semble indiquer qu'il s'agit plutôt d'un équivalent de la biozone P 18 de Blow (1969). En effet ce microfossile n'apparaît qu'à l'extrême sommet de la biozone P 17 (Blow, 1969 ; Baumann, 1970). Du point de vue biostratigraphique, l'âge d'apparition de la sédimentation terrigène est donc identique dans les séries ioniennes et dans les séries des "Plattenkalk" du Péloponnèse méridional. Toutes les microfaunes récoltées appartiennent à la biozone à *Globigerina ampliapertura* au sens de Bizon (1967) équivalent probable de la biozone P 18 de Blow (1969).

Si l'on admet, comme le recommande le Colloque sur l'Eocène (Paris 1968) ou Cavellier (1976), que la limite Eocène - Oligocène passe entre les biozones P 17 et P 18 de Blow (1969), on peut donner à la base du flysch ionien un âge Oligocène basal ou à l'extrême rigueur Priabonien supérieur tout à fait terminal - Oligocène inférieur. Mais si l'on considère comme le font Baumann (1970) et Bizon (in Bizon et Thiébaud, 1974) que l'Eocène se termine avec la disparition des *Globorotalia cerroazulensis*; dans le massif du Taygète comme en Épire-Akarnanie et en Albanie, la base du flysch a un âge Oligocène inférieur franc.

En dernière analyse l'attribution des "Plattenkalk" du Péloponnèse méridional à la zone ionienne me paraît définitivement établie.

a. Par l'homologie des niveaux suivants (fig. 33): l'épaisseur des séries d'Épire-Akarnanie correspond à celle d'un profil de la zone ionienne externe dans la coupe synthétique donnée par l'I.G.R.S. et l'I.F.P., 1966). Calcaires de Sinais, calcaires à filaments, schistes à Posidonies supérieurs, calcaires de Vigla, calcaires sénoniens microbréchiques ou pélagiques à Globotruncana, calcaires éocènes à microfaune pélagique ou microbréchiques et à silex.

b. Par l'âge d'apparition des sédiments terrigènes flyschoïdes qui dans les deux cas livrent à leur base des microfaunes appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura* de Bizon (1967) équivalent probable de la biozone P 18 de Blow (1969) d'âge Oligocène inférieur.

Il n'existe donc aucune raison de définir ou de maintenir un nom particulier pour cette série en Péloponnèse méridional. Le terme de série ionienne y est tout à fait légitime et sera désormais le seul utilisé dans cet ouvrage.

I. ANALOGIES AVEC LA CRÈTE.

Ce sont Aubouin (1974) et Bonneau (1973) qui les premiers ont eu cette intuition "Plattenkalk" = ionien en Crète. C'est en Péloponnèse méridional que pour la première fois les prémices de la démonstration précédente ont pu être présentées (Bizon et Thiébault, 1974 ; Thiébault, 1977 et 1978).

En Crète cette comparaison en est restée au stade intuitif (Bonneau, 1973 ; Kuss et Thorbecke, 1974), la série des "Plattenkalk" crétois étant nettement plus recristallisée que celle du Péloponnèse méridional et par conséquent peu propice aux datations paléontologiques. Un certain nombre de découvertes micropaléontologiques ont permis cependant de dater la partie antétriasique des "Plattenkalk" crétois. En effet Epting et coll. (1972), Kuss et Thorbecke (1974) ont relevé de bas en haut :

a. 1500 à 2500 m de carbonates présentant d'assez nombreuses intercalations de quartzophyllades ("Foldele formation" et Sisses formation" d'Epting et coll., 1972). La "Foldele formation" est datée du Permien supérieur et la "Sisses formation" a un âge compris entre le Permien supérieur et le Trias supérieur.

b. 1000 m environ de dolomies ("Stromatolitischer dolomit formation" d'Epting et coll., 1972) stromatolithiques discordantes sur le terme précédent ("Sisses formation") et passant vers le haut à des marbres en dalles riches en horizons siliceux. Le conglomérat de transgression est daté du Norien supérieur - Réthien. (L'existence en son sein de *Trocholina biconvexa major* indiquerait, si elle n'est pas remaniée, le Carnien - Zaninetti (1976).

c. 1500 m environ de calcaires en dalles riches en horizons siliceux. L'épaisseur proposée n'est qu'une approximation pour un ensemble aussi déformé et dépourvu d'horizon repère. Ces marbres passent à leur sommet à une série flyschoïde par l'intermédiaire de calcschistes à globigerinides tertiaires (Bonneau, 1973 ; Bizon et coll., 1976).

Dans l'état actuel des connaissances, il paraît donc prudent de maintenir en Crète un terme particulier pour désigner cette série des Talea - Ori d'Epting et coll. (1972) ou série de l'Ida de Bonneau (1973).

En effet, tant que l'âge de la base du "flysch" de la série de l'Ida ne sera pas connu, on ne peut exclure l'appartenance de cette série à la zone de Paxos-Zanthe. Or le problème de l'existence de cette dernière zone se pose en Péloponnèse méridional.

III. SUR L'EXISTENCE DE LA ZONE DE PAXOS-ZANTHE EN PÉLOPONNÈSE MÉRIDIONAL.

La présence de la série ionienne en fenêtre dans le massif du Taygète et du Parnon étant désormais prouvée, il est légitime de s'interroger sur l'existence au niveau du Péloponnèse méridional de la zone de Paxos-Zanthe qui la jouxte immédiatement à l'extérieur dans les îles ioniennes (Paxos, Lefkas, Ithaque, Céphalonie et Zanthe).

Or dans la presqu'île du Magne (fig. 34) affleure une série de marbres beaucoup plus homogène et monotone que dans le massif du Taygète immédiatement au Nord. Cette monotonie et cette homogénéité ont malheureusement comme corollaire une pauvreté certaine en horizon daté avec précision. Grâce à un certain nombre de coupes levées au sud et au nord de la presqu'île, je vais tenter malgré tout d'esquisser un profil synthétique de cette série du Magne. Je comparerai ensuite ce dernier avec les séries ioniennes du Taygète, la série de Gavrovo et la série traversée par le sondage Filiatra 1.

A. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES REPRÉSENTATIVES.

Les premières coupes ont été levées au Sud de la presqu'île du Magne dans la région de Dimaristika, Tsikkalia et Montanistika (fig. 35).

1. LA COUPE KYPRIANOS - PROPHÈTE ILIAS.

Le premier profil est grossièrement EW et jalonné par les villages de Kyprianos, Dimaristika et Prophète Ilias (fig. 36). J'ai pu faire les observations suivantes d'Est en Ouest (fig. 36A) :

C_1-C_s - a. Marbres maniotes et dolomies. Epaisse série de dolomies grenues passant à des marbres grenus en gros bancs et gris clair le plus souvent. Ce faciès marmocréen étant de loin le faciès le plus répandu, je le qualifierai désormais de maniote. Comme on en observe jamais la base, leur épaisseur est impossible à estimer précisément (500 à 600 m minimum). La partie sommitale de cette subdivision s'enrichit en bancs lenticulaires de quartzites blanchâtres en bancs peu épais.

C_1-C_s - b. Formation siliceuse de Dimaristika (fig. 36 A).

b_1 . Les dix premiers mètres correspondent à une alternance régulière de bancs (10 à 20 cm d'épaisseur) de marbres microgrenus verdâtres grossièrement foliés et de bancs de quartzites blanchâtres de 10 à 20 cm d'épaisseur.

b_2 . Les cinq derniers mètres sont formés par des marbres polychromes grenus (violet, rouge ou vert) en bancs peu épais (maximum 50 cm) très irréguliers, pseudonoduleux séparés par des bancs de quartzites cryptocristallins, très irréguliers et d'épaisseur centimétrique. On notera l'existence de quelques interlits de calcschistes foliés polychromes.

C_1-C_s - c. Marbres maniotes à rognons de quartzites : une centaine de mètres de marbres grossièrement grenus en gros bancs et renfermant de petits rognons de quartzites grisâtres à blanchâtres.

- Une faille F_2 .

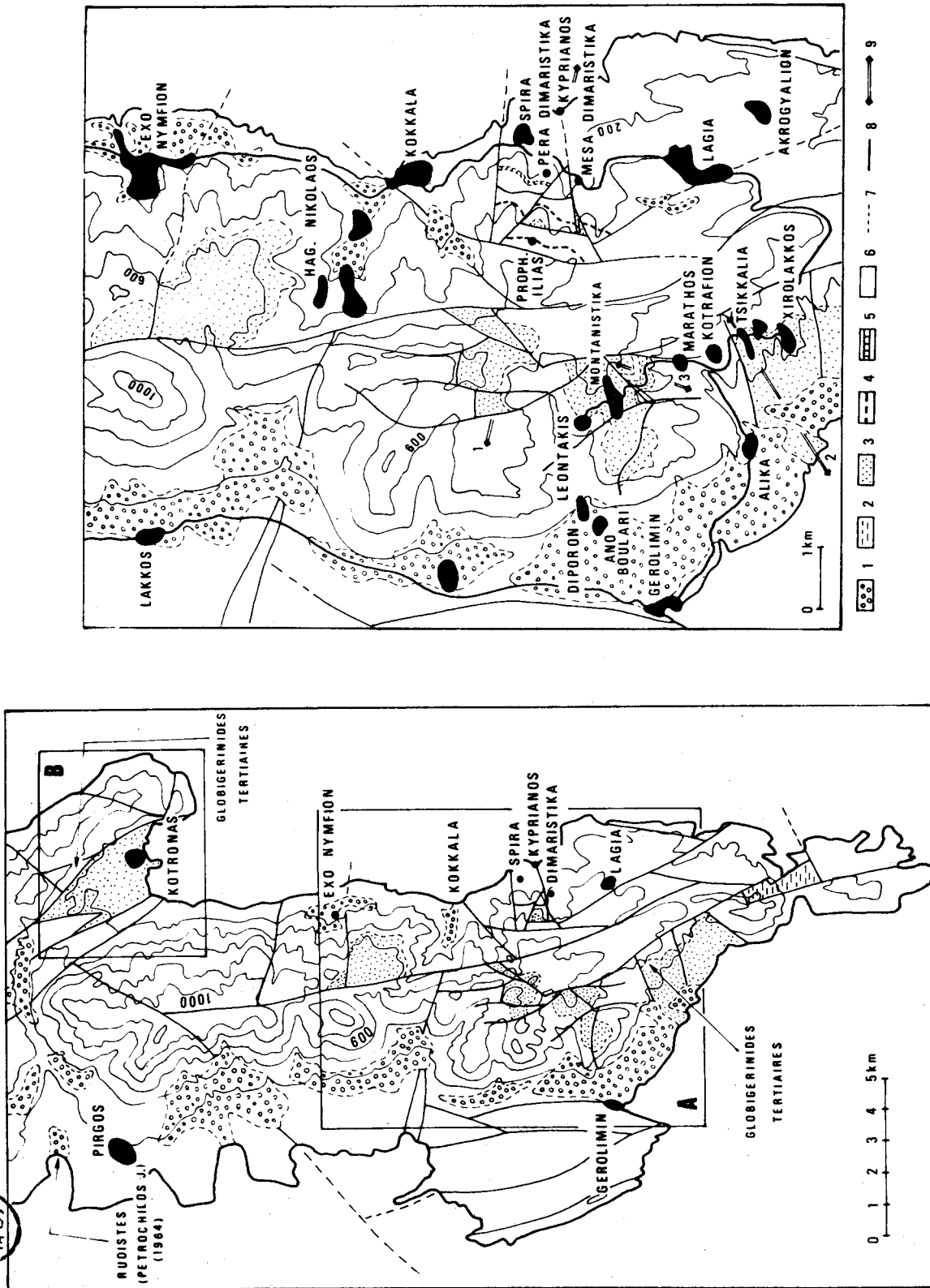


Fig. 34 et 35.- Carte géologique schématique du Magne (34) et carte détaillée de la région (cadre A, fig. 34) au Nord Est de Gerolimim (35).

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Phyllades sl. - 3. Ardoises et calcschistes maniotes. - 4. Marbres "rosso antico" maniotes. - 5. Formation siliceuse de Dimaristika. - 6. Marbres maniotes indifférenciés. - 7. Contacts stratigraphiques. - 8. Failles. - 9. Coupes étudiées dans le texte.

BIS LILLE

P_a-M - a. Marbres maniotes gris (fig. 36 B) en gros bancs (100 m minimum).

P_a-M - b. 10 m de marbres rouge brique. Il s'agit d'anciens calcaires marneux. Ce sont les marbres rosso antico des anciens (Phillipson, 1892).

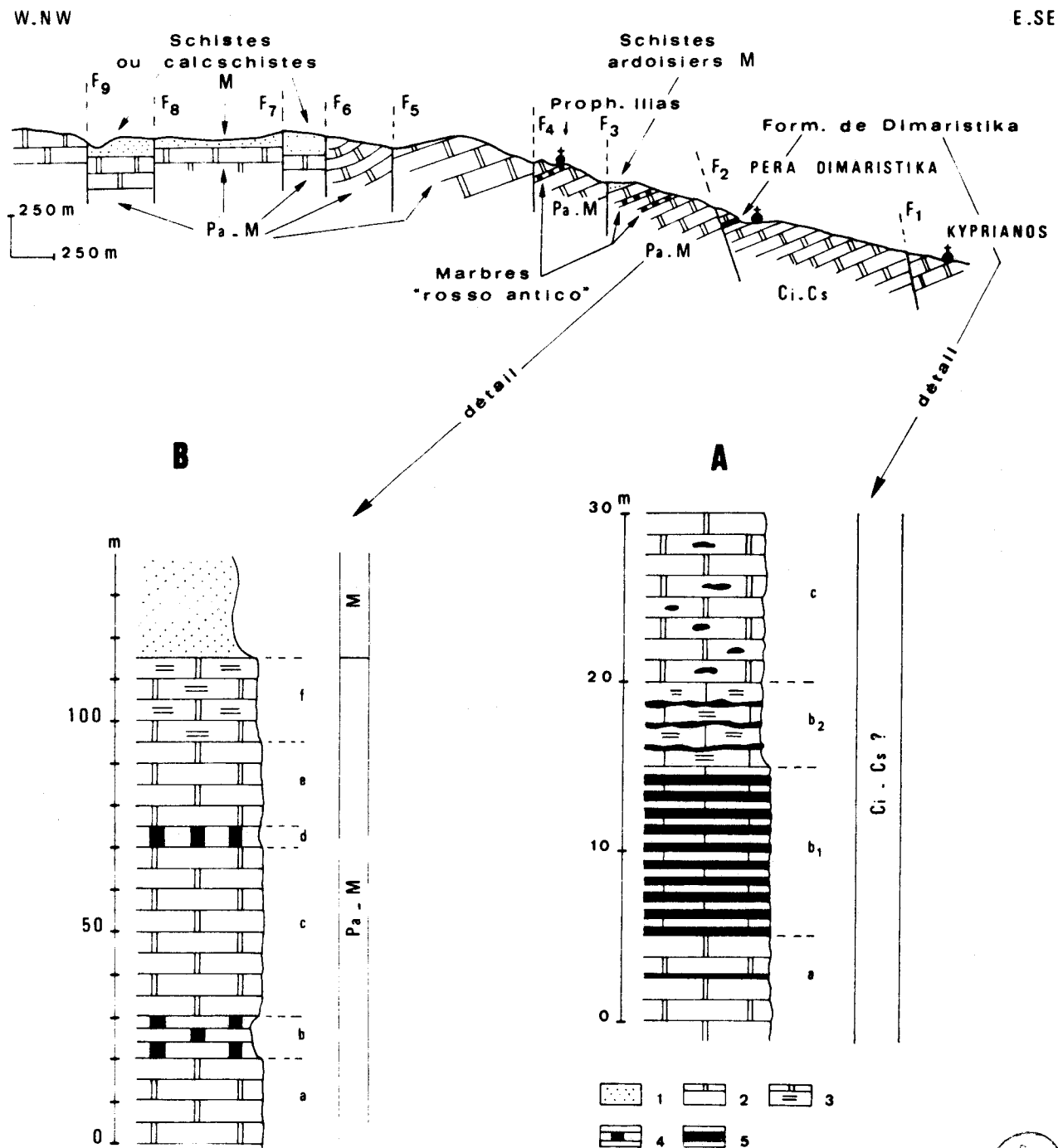


Fig. 36.- Coupe et profils de la coupe Kyprianos - Prophète Ilias.

1. Ardoises. - 2. Marbres grenus. - 3. Marbres grenus colorés. - 4. Marbres "rosso antico". - 5. Bancs siliceux.



- P_a-M - c. Marbres maniotes grenus, gris en gros bancs (40 m).
- P_a-M - d. 5 m de marbres rouge brique comparables à b.
- P_a-M - e. 20 m de marbres comparables à ceux des subdivisions a et c.
- P_a-M - f. Alternance de marbres grenus gris et verts (20 m).
- M. 50 m environ de calcschistes et schistes ardoisiers.

Une faille F₃.

Au niveau du village de Prophète Ilias affleure à nouveau une épaisse passée de marbres rouge brique interstratifiés dans des marbres maniotes gris, grenus en gros bancs. Leur exploitation dans une petite carrière a provoqué la naissance d'un vaste manteau d'éboulis rouges visible depuis la route conduisant de Kokkala à Laggia.

Une faille F₄.

A l'Est de cette faille affleurent un certain nombre de compartiment formé de marbres maniotes gris couronnés ou non par des calcschistes.

2. COUPES DE TSIKKALIA ET MONTANISTIKA.

A la sortie NW de Tsikkalia (fig. 35) nous avons observé la succession suivante de bas en haut, montrant le passage rapide entre des marbres maniotes et des calcschistes (fig. 37 A).

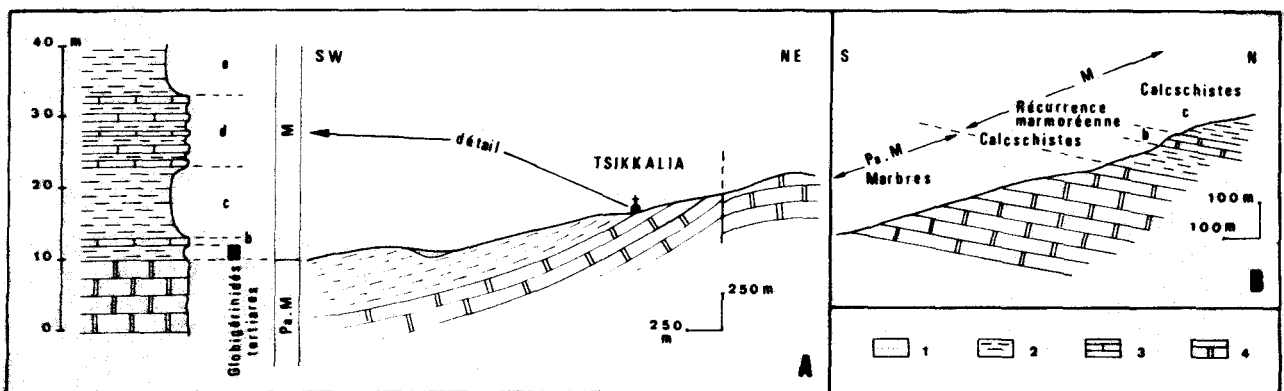


Fig. 37.- Coupe de Tsikkalia et Montanistika.

1. Néogène discordant. - 2. Ardoises et calcschistes. - 3. Calcschistes verts. - 4. Marbres maniotes grenus.

P_a-M. Marbres maniotes, gris bleuté, en gros bancs.

P_a-M - a. 1 à 2 m de calcschistes verts ou violets, contenant des Globigerinides plus ou moins épigenisés par du quartz et de l'albite.

P_a-M - b. 1 m de marbre gris bleuté.

P_a-M - c. Une dizaine de mètres de calcschistes verdâtres.

P_a -M - d. 15 m d'une alternance de calcschistes verdâtres et de marbres gris clair, grenus, grossièrement clivés et prenant de ce fait un aspect noduleux.

P_a -M - e. Calcschistes verdâtres plus ou moins indurés (400 m environ).

Une coupe complémentaire tracée au Sud-Est de Montanistika (fig. 35 et 37 B) montre enfin l'existence au sein de ces calcschistes (M_a et b , fig. 37 B) d'une récurrence marmoréenne relativement épaisse (50 m environ - subdivision M_b , fig. 37 B).

Je signalerai enfin l'existence dans ces calcschistes (subdivision M_a , fig. 37 B) de litharénites à ciment calcaire. Les débris lithiques sont essentiellement des morceaux de calcaires, de quartzites cryptocristallins micacés et plus rarement de roches volcaniques trop altérées pour être identifiables.

3. COUPE DE KOTRONAS.

Ce dernier profil a été levé au Nord de Kotronas le long du chemin conduisant de Skaltsotianika à Piganochora (fig. 38 A). J'ai pu relever d'Ouest en Est (fig. 38B) :

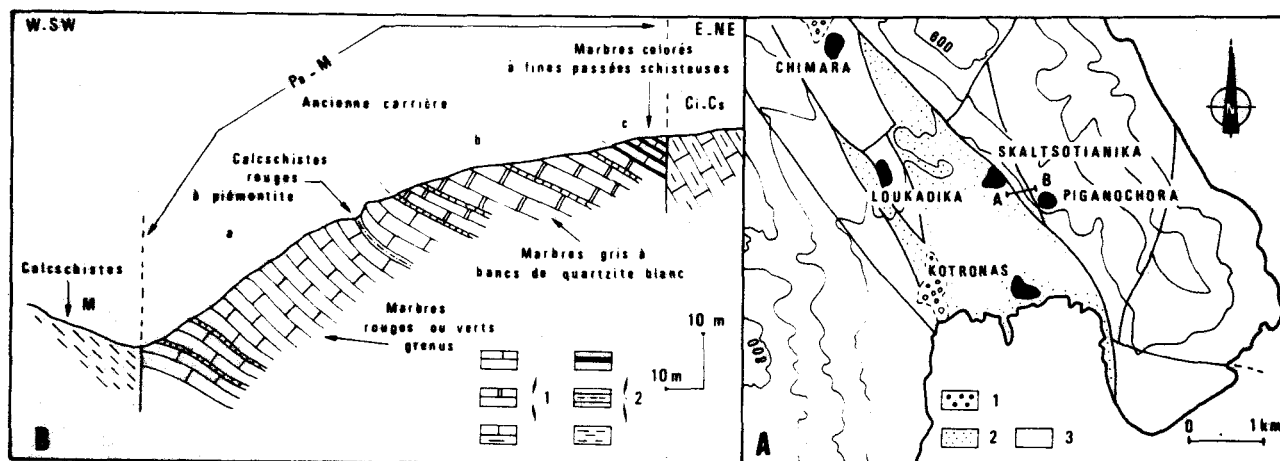


Fig. 38 A.- Carte géologique schématique de la région de Kotronas.

1. Néogène discordant. - 2. Ardoises et calcschistes. - 3. Marbres maniotes.

Fig. 38 B.- Coupe Skaltsotianika - Piganochora.

1. Marbres. - 2. Schistes et calcschistes.

M. Des calcschistes.

F_1 . Une faille verticale.

P_a -M - a. Marbres grenus rouges à passées verdâtres, renfermant des rognons de quartzites blancs (40 à 50 m). Au sommet de cette subdivision affleurent, bien visibles dans une petite carrière abandonnée, des marbres rouges présentant une passée de calcschistes lie de vin à piémontite. J'ai pu observer dans ces marbres rouges des globorotalidés (?) tertiaires (?) (déterm. Fleury).

P_a -M - b. Marbres maniotes gris à lits irréguliers de quartzites blancs.

P_a -M - c. Marbres grenus colorés (blancs ou verts) en gros bancs séparés par de fines passées de calcschistes.

F_2 . Une faille verticale.

C_i - C_s . Marbres maniotes à gros grains.

Je signalerai enfin que lors de l'exploration des grottes de Vlykkada (Diros) au SW de Pyrgos (fig. 34). Petrochilos (1964) signala l'existence de rudistes entiers (Hippurites ?) dans des marbres maniotes. Il n'exploita pas plus avant sa découverte (in Dufaure, p. 24, 1975). Ces marbres à rudistes forment la base d'une épaisse (1000 m environ) série monotone de marbres maniotes affleurant à l'Est de Pirgos.

B. ESQUISSE D'UN PROFIL SYNTHÉTIQUE ET COMPARAISON AVEC LA SÉRIE IONIENNE DU TAYGÈTE ET LA SÉRIE DE GAVROVO-TRIPOLITZA.

Cette série maniote apparaît très simple. Il s'agit d'une épaisse série marmoréenne en gros bancs le plus souvent gris clair, dont la monotonie n'est brisée que par un seul horizon siliceux peu épais (la formation de Dimaristika) et qui passe à son sommet à une formation terrigène calcaro-marneuse ou pélitique. Je rappelle enfin la grande variabilité des horizons marmoréens sous-jacents à cette formation terrigène. Une telle monotonie n'évoque guère la série ionienne du Taygète (fig. 39 F). Par rapport à cette dernière elle marque l'absence des principaux niveaux repères découverts dans le massif du Taygète : calcaires à filaments, "Schistes à Posidonies" supérieurs, zone siliceuse des calcaires de Vigla, calcaires pélagiques noirs à Globotruncana sp. et enfin cette alternance si régulière marbres - quartzites blancs de l'Eocène (?) (fig. 32). Au contraire la formation maniote de Dimaristika n'a pas d'homologue apparent dans la série ionienne du Taygète.

La découverte de rudistes entiers par Petrochilos (1964) dans des marbres maniotes confère à ceux-ci (pro parte) un faciès néritique inconnu dans les calcaires ioniens marmoréens d'âge Crétacé du Taygète comme d'ailleurs dans leurs homologues non métamorphiques d'Epire-Akarnanie. Dans ces derniers, les rudistes n'existent qu'à l'état de fragments dans des biocalcarénites ou biocalcirudites épandues au pied des rides de Zante-Céphalonie ou de Gavrovo. On peut se demander alors si l'existence prouvée de faciès néritiques dans les marbres maniotes, leur grande homogénéité lithologique, l'absence en leur sein de marbres fins à microfaune pélagique est une conjonction fortuite ou si elle ne traduit pas le caractère néritique d'ensemble de cette série maniote.

Enfin l'homogénéité du passage marbres polychromes - flysch dans la série ionienne du Taygète s'oppose nettement à la variabilité que nous avons constatée au passage de la série marmoréenne maniote à sa couverture calcaro-pélitique. Dans le Magne, l'installation de la sédimentation terrigène fine est soit relativement brutale (Tsikkalia, Montanistika, fig. 39 A), soit précédée de faciès calcaro-marneux rouges (Prophète Ilias, fig. 39 D), soit annoncée par

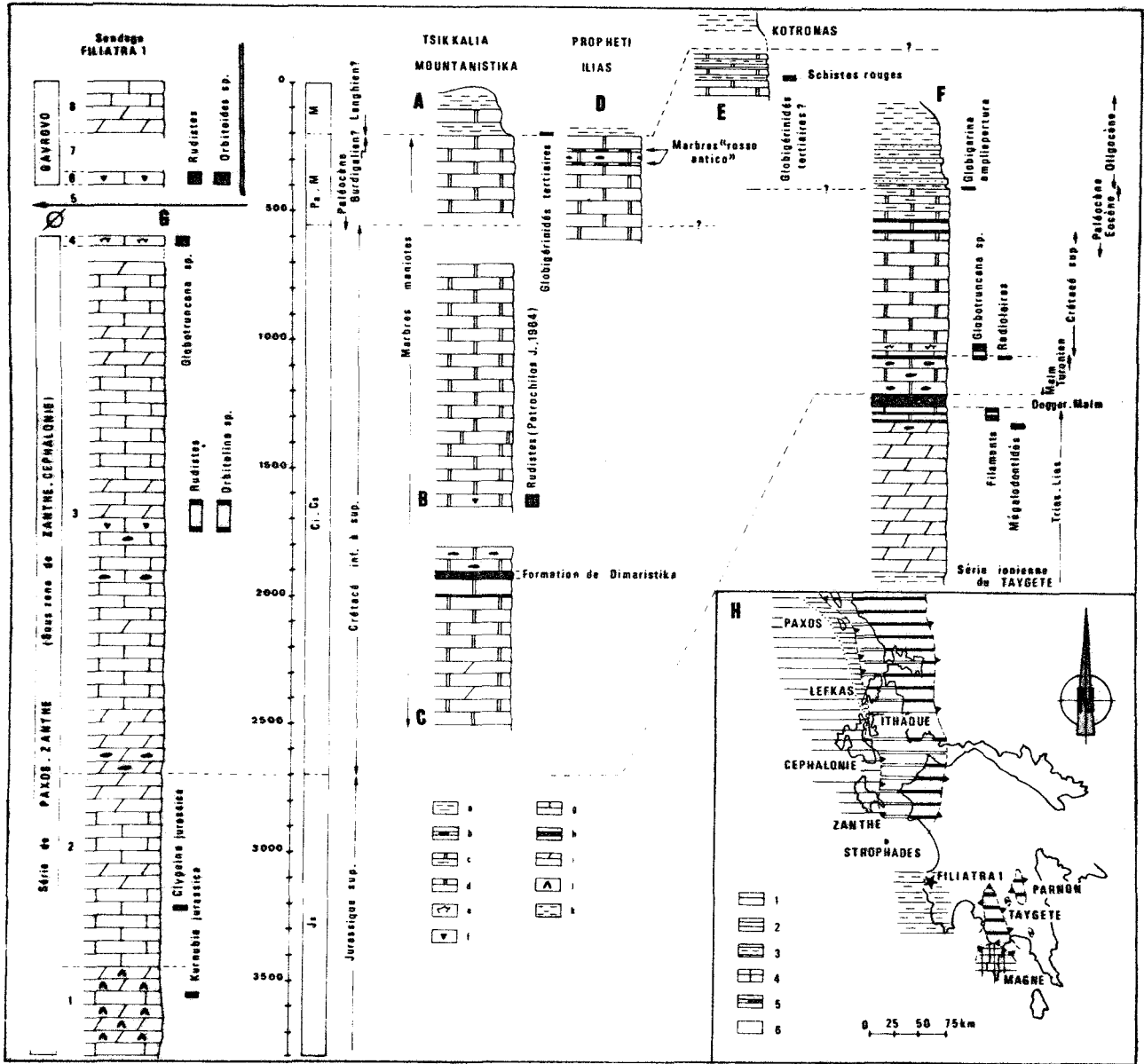


Fig. 39 A à G. - Synthèse des profils étudiés dans le Magne (A, B, C, D et E) et comparaison avec la série ionienne du Taygète (F) d'une part et la série traversée par le sondage Filiatra 1 (G) d'autre part.

a. Schistes et calcschistes. - b. Marbres "rosso antico". - c. Marbres polychromes. - d. Marbres grenus. e. Calcaires ou marbres à Globostruncana sp.. - f. Calcaires ou marbres à rudistes. - g. Calcaires. - h. Bancs siliceux. - i. Dolomies. - j. Evaporites en lentilles. - k. Phyllades gréseuses.

Fig. 39 H.- Répartition des séries des zones de Paxos - Zante et ionienne en Grèce continentale et en Péloponnèse.

Série : 1. de la sous-zone de Zante-Céphalonie. - 2. de la sous-zone de Paxos. - 3. de la sous-zone de Zante-Céphalonie connue par sondage. - 4. Maniototes attribuées à la sous-zone de Zante-Céphalonie. - 5. de la zone ionienne. - 6. Des autres zones helléniques non représentées ici (cf. fig. 4).



des intercalations de marnes rouges (Krotronas, fig. 39 E). Cette couverture calcaro-pélimitique peut renfermer enfin une recurrence calcaire relativement épaisse (Mountanistika, fig. 39 A), phénomène que je n'ai jamais observé dans le flysch ionien du Taygète.

Toutes ces remarques montrent qu'il n'existe que très peu d'analogies entre les séries maniotes et ioniennes du Taygète. Même leur histoire postsédimentaire les oppose. Je montrerai en effet dans le dernier paragraphe de ce chapitre que la série ionienne du Taygète n'est pas métamorphique alors que la série maniote l'est. C'est pourquoi il me paraît raisonnable de chercher des analogies entre cette série maniote et d'autres séries externes néritiques cette fois.

La comparaison avec la série de Gavrovo-Tripolitza se révèle très rapidement négative. La formation de Dimaristika et les marbres maniotes à rognons de quartzites n'ont en effet aucun homologue dans cette série qui est en outre couronnée par un vrai flysch.

Reste alors la série de la sous-zone Zante-Céphalonie qui, je vais le montrer maintenant, a été traversée à l'Ouest de Kalamata par le sondage Filiatra 1 (fig. 39).

C. LE SONDAGE FILIATRA 1 : UN MODÈLE D'INTERPRÉTATION POSSIBLE.

Le sondage Esso-Filiatra 1 a été réalisé en 1962 au Sud de Kyparissia (Péloponnèse occidentale) au point : 37° 09'21" lat. Nord - 21°36'42" long. Est. Publié très simplifié en 1971 (BP. Co Ltd), le log stratigraphique correspondant m'a été aimablement communiqué par Davis (Esso Exploitation). On peut le résumer ainsi de bas en haut (fig. 39 G).

1. Jurassique supérieur : dolomies riches en lentilles ou nodules d'anhydrite.
2. Jurassique supérieur - Crétacé inférieur : série essentiellement calcaire datée à sa base par *Clypeina jurassica* et *Kurnubia* sp. (750 m). Les faciès sont néritiques.
3. Crétacé inférieur à supérieur : série essentiellement calcaire très épaisse (2000 m environ) pouvant présenter dans sa partie inférieure ou moyenne des "cherts" de couleur variable. Tous les faciès carottés se sont révélés nettement néritiques et peu profonds (algues, bryozoaires, foraminifères benthiques).
4. Cet ensemble se termine par des calcaires micritiques dont un fragment carotté a livré des bryozoaires, Miliolidés, *Cuneolina* sp. et rares *Globotruncana* sp.
5. Une lacune d'observation de 200 m environ.
6. Des calcaires néritiques à *Orbitoides* sp. *Siderolithes calcitrapoïdes* et rudistes.
7. Une lacune d'observation de 150 m environ.
8. Calcaires et dolomies (Crétacé supérieur - Tertiaire).

Le terme 8 qui affleure et probablement le terme 6 se rattachent sans problème à la série calcaire du massif de Gargaliano-Filiatra, dont l'appartenance à la zone de Gavrovo est bien connue (Fleury et coll., 1979) comme celle de son prolongement vers le Sud : le massif de Pylos (Aubouin et Dercourt, 1963 ; Fleury et coll., 1979).

Par contre l'existence de cherts dans les calcaires d'âge Crétacé inférieur à supérieur, la présence de faunes pélagiques à *Globotruncana* sp. dans le Crétacé supérieur interdit d'en faire de même pour les termes 1 à 4.

Le caractère clairement néritique des calcaires des subdivisions 1 à 3, d'âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur, exclut toute analogie avec la série ionienne externe ou moyenne du massif du Taygète.

Par contre les subdivisions 1 à 4 évoquent nettement la série d'âge Jurassique à Crétacé supérieur de la sous-zone de Zante - Céphalonie : grande épaisseur des calcaires d'âge Crétacé, existence d'anhydrite dans le Jurassique (cf. sondage Paxos 1 *in* BP Co Ltd., 1971), de "cherts" dans le Crétacé, de calcaires à Globotruncana au sommet du Crétacé de la série de Céphalonie Ouest - *in* BP Co Ltd, 1971).

Pour toutes ces raisons je considère que la série inférieure (1 à 4) traversée par le sondage de Filiatra I appartient à la sous-zone de Zante-Céphalonie, chevauchée directement par la série de Gavrovo fortement tronquée à sa base.

L'I.G.R.S. - I.F.P. (1966, p. 3) avait interprété dès 1966 cette série comme apulienne, mais sans illustration. Cette interprétation est évidemment tout à fait semblable à celle émise précédemment puisque ces séries apuliennes de l'I.G.R.S. - I.F.P. correspondent aux séries de la sous-zone de Zante-Céphalonie de Bizon (1967).

Cette attribution admise, la figure 39 (A, B, C, D et G) montre que la comparaison de cette série du sondage Filiatra 1 avec la série maniote permet une interprétation plausible de cette dernière.

La formation de Dimanistika peut en effet être corrélée avec l'un des horizons à "cherts" du terme C de la série du sondage Filiatra 1. L'essentiel des marbres maniotes serait alors l'équivalent des calcaires néritiques d'âge Crétacé inférieur à supérieur (2100 m) de la sous-zone Zante-Céphalonie, ce qui justifierait leur grande épaisseur et la monotonie des séries exposées dans la presqu'île du Magne.

Dans cette hypothèse une faible épaisseur des marbres maniotes serait attribuable au Paléocène - Burdigalien (fig. 39 , A, D, E) peu épais en effet dans le domaine de la sous-zone de Paxos-Zante (I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ; Bizon, 1967 ; Bizon et coll., 1967 ; Sorel, 1976). Quant à la variabilité des termes supérieurs de cette éventuelle série Paléocène - Burdigalien, elle se trouve justifiée dans le cadre de notre hypothèse par les travaux de Bizon (1967) et Sorel (1976).

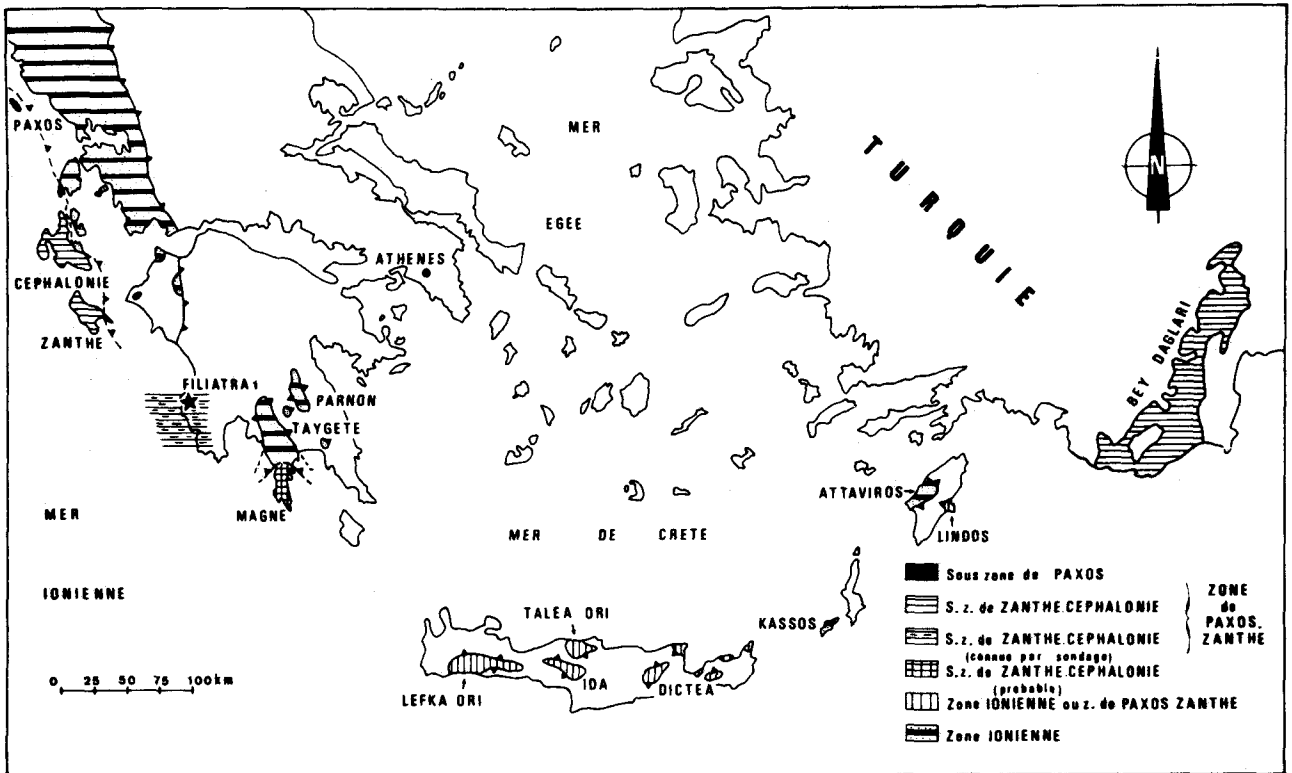
Ces auteurs ont montré que pendant l'Oligocène et l'Aquitainien, de très faibles apports marneux étaient possibles dans la zone de Paxos-Zante [cf. Marno-calcaires rosso antico de Prophète Ilias (fig. 36) et les calcschistes rouges de Kotronas (fig. 38 B)]. La série marneuse proprement dite ne débute qu'à partir du Langhien (Sorel, 1976). Les modalités de l'installation de cette sédimentation marneuse et son épaisseur variant très rapidement entre deux régions même proches (cf. coupes sur les deux flancs du synclinal d'Ano Angon-Kondogourata, Bizon, 1967).

En conclusion l'attribution de la série maniote à la sous-zone Zante-Céphalonie apparaît comme l'hypothèse respectant le mieux les faits d'observations. Mais je dois reconnaître que cette interprétation reste fragile en l'absence de datation précise concernant l'installation de la sédimentation marneuse.

Le modèle que je propose prolongerait par conséquent la zone de Paxos-Zanthe à l'extérieur de la zone ionienne jusqu'à l'extrémité sud du Péloponnèse (fig. 40).

L'existence de séries évoquant cette sous-zone de Paxos-Zanthe, beaucoup plus à l'Est dans les Taurides (série des Bey Daglari orientaux (Brunn et coll., 1976) pose évidemment le problème de l'attribution de tous les "Plattenkalk" de Crète à la zone ionienne.

L'intense recristallisation des "Plattenkalk" crétois explique les difficultés rencontrées par les auteurs travaillant dans cette île et l'incertitude qui en résulte. Ayant parcouru rapidement le Mont Ida sous la direction de Bonneau, je peux seulement indiquer que cette série de l'Ida n'évoque pas les séries du Magne. Il pourrait s'agir d'une série de transition (type Paxos) entre la zone ionienne au Nord et la sous-zone de Zanthe-Cephalonie plus au Sud.



DEUXIEME CHAPITRE

GEOCHIMIE ET

INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE

L'étude stratigraphique des "Plattenkaik" du Taygète et du Parnon m'a permis de démontrer leur homologie avec la série ionienne d'Epire-Akarnanie.

Ce résultat positif m'autoriserait à étendre au domaine ionien du Péloponnèse méridional les conclusions paléogéographiques établies à partir de l'examen des séries ioniennes de Grèce continentale. Mais pour ne pas trop utiliser cette référence a priori il m'a semblé utile d'effectuer un dernier test d'homologie fondé sur d'autres méthodes que celles de la stratigraphie. Pour cela, j'ai comparé, du point de vue sédimentologique et géochimique, deux coupes d'un faciès clef de cette série ionienne (les schistes à Posidonies supérieurs) levées l'une en Epire-Akarnanie, l'autre en Péloponnèse méridional.

**I. ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE, MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DES SCHISTES À POSIDONIES SUPÉRIEURS D'IGOUMENITSA
(ZONE IONIENNE EXTERNE, GRÈCE CONTINENTALE)**

A. STRATIGRAPHIE. (fig. 41 et 42)

Cette coupe a été levée immédiatement au Sud d'Igoumenitsa le long de la route vers Perdika et Parga (fig. 41). J'ai relevé dans cette unité renversée la succession suivante de bas en haut et du Nord vers le Sud (fig. 42) :

1. LES CALCAIRES A FILAMENTS.

Ce sont des calcaires finement laminés. Les lamines sombres sont formées de biomicrites à filaments (Posidonies ?) partiellement recristallisées en pseudomocrosparites. Les lamines sombres sont des isocalcarénites (anciennes isomicrites) à mésostase de pseudosparite poecilitique. Elles renferment en outre quelques petits foraminifères, quelques débris d'échinodermes et quelques filaments.

2. SCHISTES A POSIDONIES SUPERIEURS.

Il s'agit d'une série siliceuse épaisse d'une trentaine de mètres. Elle est formée pour l'essentiel (2a, 2c, 2e, 2g, 2i) par des bancs siliceux peu épais centimétriques et jaunâtres. Il s'agit soit de biomicrites très riches en radiolaires soit de véritables jaspes à radiolaires. Dans les faciès présentant une lamination interne on peut observer une silicification tardive oblique sur cette lamination. Dans ces biomicrites silicifiées ou ces cherts la silice

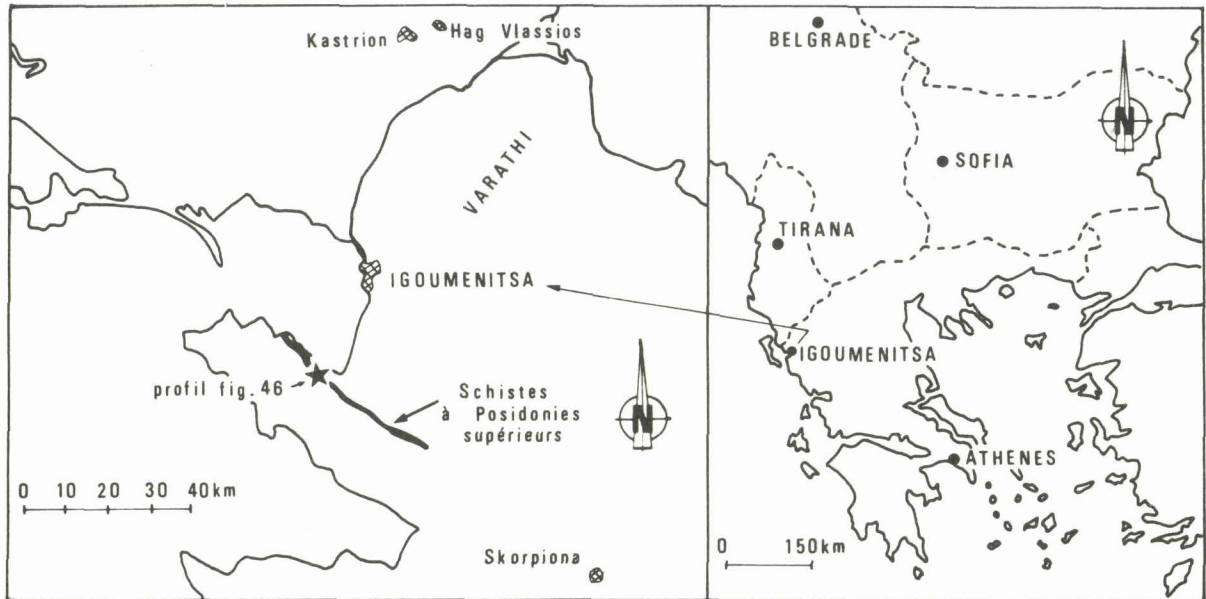


Fig. 41.- Localisation géographique du profil étudié des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

est sous forme de quartz cryptocristallin à microcristallin. Cette formation siliceuse renferme quelques passées calcaires peu épaisses (2b, 2d, 2f et 2h). Dans tous les cas il s'agit de biocalcarénites recristallisées. La texture apparente (wackstone) suggère un faciès original de biomicrites. Les bioclastes sont des foraminifères et de nombreux débris d'échinodermes. On notera en outre quelques agrégoclastes, oolithes, intraclastes. Dans l'une de ces passées calcaires nous avons pu identifier (déterm. Bassoulet) : *Protopeneroplis striata*, *Mesoendothyra* sp. (évoquant *Mesoendothyra croatica*), *Trocholina* sp. (*palastiniensis* ou *alpina*) quelques biopisolithes à Nubéculaires. Ces schistes à Posidonies supérieures se terminent par 4 à 5 m d'une alternance de bancs centimétriques de cherts jaunâtres et de biomicrites à radiolaires.

3. CALCAIRES DE VIGLA.

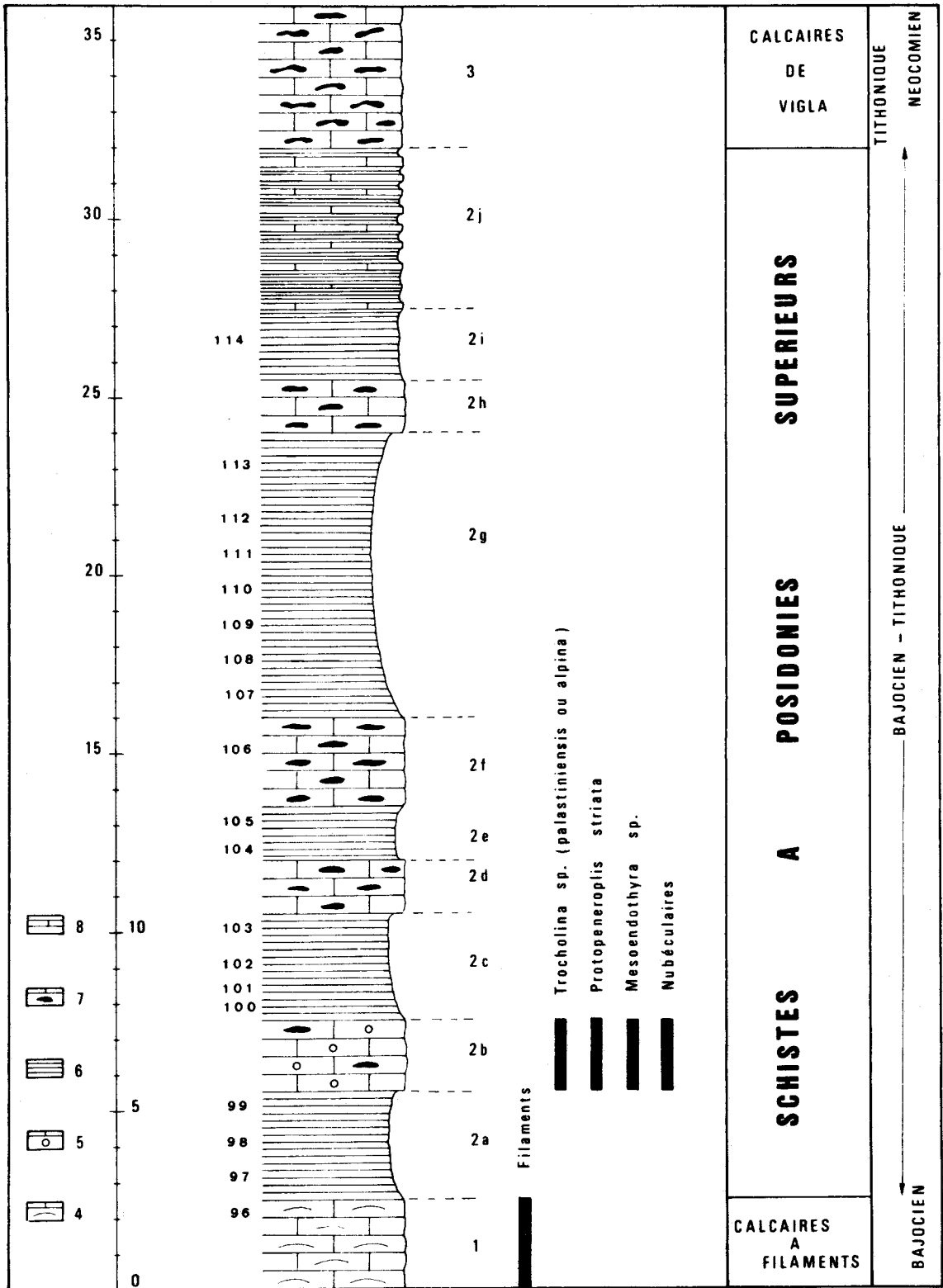
Ce profil se termine au niveau des calcaires de Vigla, calcaires jaunâtres en dalles peu épaisses et riches en nodules de silixite.

L'âge des Schistes à Posidonies Supérieures d'Igoumenitsa est borné inférieurement par le Bajocien et supérieurement par le Tithonique (I.G.R.S. et I.F.P., 1966). La microfauune du niveau calcaire 2b (fig. 42) confère à celui-ci un âge Bajocien à Bathonien (Bassoulet et Fourcade, 1979).

Pour essayer de reconstituer les environnements terrestres et marins lors du dépôt de ces Schistes à Posidonies Supérieures j'utiliserai tout d'abord les enseignements fournis par les assemblages argileux, puis ceux fournis par les compositions chimiques globales des roches qui les renferment.

B. ÉTUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE.

Lors de l'échantillonnage j'ai éliminé systématiquement tout échantillon paraissant avoir subi une altération plio-quaternaire (Barbaroux et Bousquet, 1976). La technique d'étude



BUS
LILLE

Fig. 42.- Profil des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

4. Calcaires à Filaments. - 5. Biocalcarénite. - 6. Schistes à Posidonies. - 7. Micrite riche en nodules de silicite. - 8. Micrite.

de la fraction argileuse (particules non calcaires de taille inférieure à 2μ) a été celle de la diffraction des rayons X en diagrammes de pâte orientés. L'estimation quantitative a été effectuée par Chamley.

Nous avons pu aussi mettre en évidence (fig. 43) un spectre argileux très monotone, formé essentiellement d'*illite* (60 à 90%) associée à des interstratifiés irréguliers à composantes illitiques, vermiculitiques et smectitiques. Je signalerai en outre de rares feldspaths *potassiques* (cf. géochimie) certainement détritiques (cf. Steinberg et coll., 1977).

Ce résultat confirme les observations de Desprairies (1977, 1979) qui signale pour ces échantillons de schistes à Posidonies (SK. 1 à 5) : "*une très grande homogénéité du spectre argileux dominé par l'illite-mica*", à laquelle peut s'ajouter un peu d'interstratifiés illite-smectite et de smectite (bedeillite) des traces de kaolinite, de chlorite, d'amphibole, de pyroxène et de talc ferrifère.

Une telle simplicité des spectres argileux peut avoir deux origines. Elle peut être héritée et doit alors s'expliquer par des considérations paléogéographiques et géodynamiques externes. Mais elle peut être le résultat de phénomènes diagénétiques agradants, générateurs eux aussi de spectres argileux pauvres en espèces minérales (Dunoyer de Segonzac, 1969).

La persistance de la smectite prouve que les Schistes à Posidonies Supérieurs qui la renferment n'ont pas subi un enfouissement important. La déshydratation par compaction provoque en effet la disparition de ce minéral dès la base de la zone d'épigenèse ou de diagenèse moyenne (Dunoyer de Segonzac, 1969). Cette diagnose est confirmée par l'association de la kaolinite avec des interstratifiés *irréguliers* et des illites de cristallinité *faible à moyenne*.

En outre une illitisation diagénétique massive de smectites originellement abondantes semble peu probable. Une telle diagenèse agradante en milieu sodi-potassique aurait certainement provoqué la naissance des minéraux argileux intermédiaires : les interstratifiés réguliers illite-smectite du type allevardite (Dunoyer de Segonzac, 1969). Or ces minéraux argileux n'ont été mis en évidence dans aucun des spectres étudiés par Desprairies (1977-1979) ou par moi-même.

Toutes ces observations me permettent donc d'affirmer que les spectres argileux des schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa n'ont pas subi de modifications diagénétiques importantes. Les très faibles teneurs relatives en smectites sont donc une caractéristique héritée. Elles permettent d'imaginer une zone d'alimentation pauvre ou pratiquement dépourvue d'aires continentales peu déclives, pénéplanées et mal drainées, favorables à la genèse de ces argiles (Millot, 1964), vraies "*bisiallites de néoformation*" (Paquet, 1970). Le même raisonnement me conduit à exclure deux autres origines possibles : altération rapide de verres et cendres volcaniques et héritage à partir d'autres roches sédimentaires pré-existantes et contenant ce minéral.

L'absence de la chlorite (ou sa présence sous forme de trace non quantifiable) est certainement le trait le plus original et le plus général de ces spectres argileux. Ce caractère n'est certainement pas une acquisition diagénétique. En effet la diagenèse, phénomène essentiellement agradant, favorise la genèse de cette dernière par chloritisation en milieu magnésien des smectites et des interstratifiés chlorite - smectite ou chlorite - vermiculite. Deux facteurs peuvent essentiellement expliquer cette carence en chlorite.

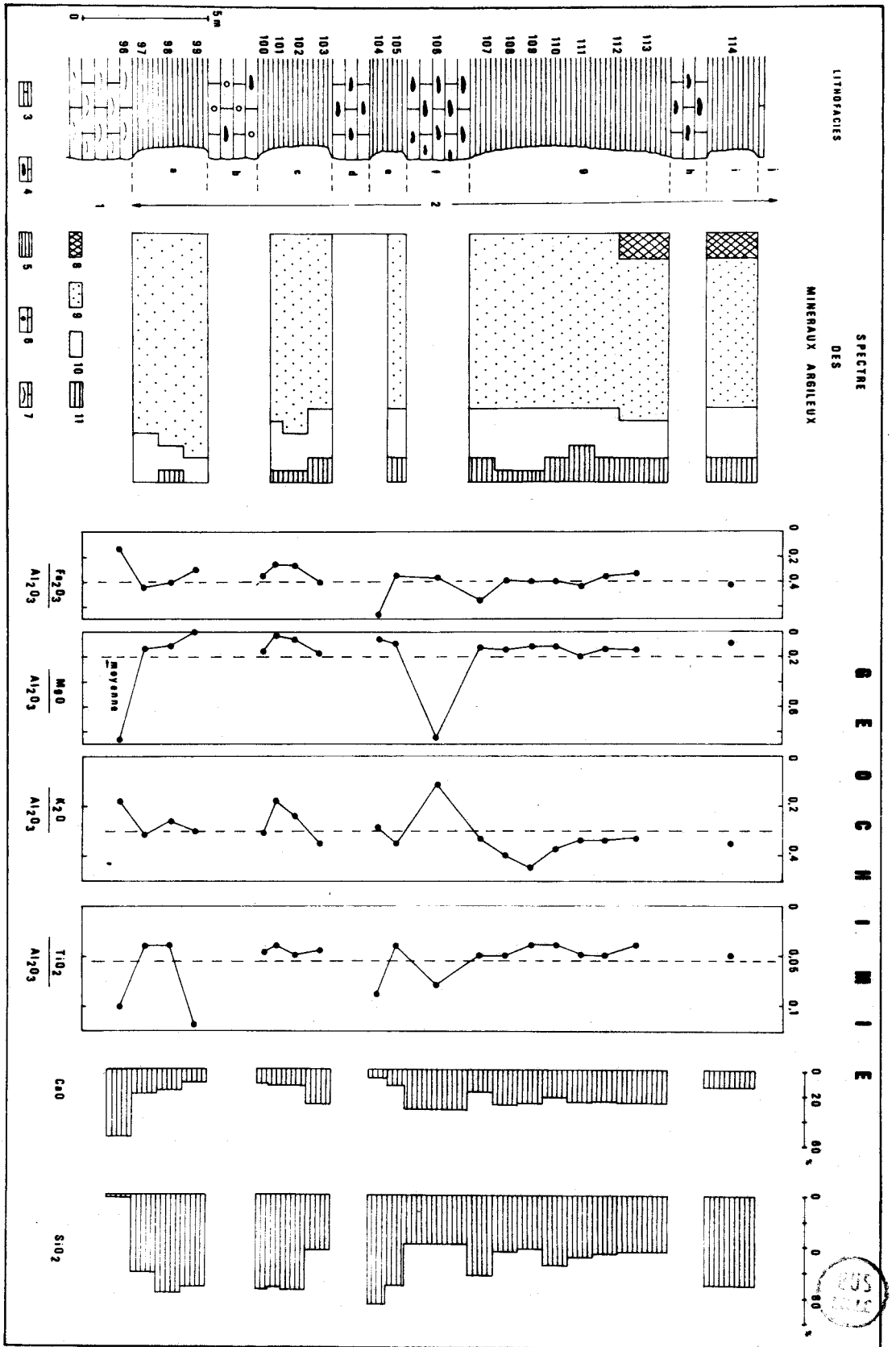


Fig. 43.- Spectre argileux et caractéristiques géochimiques des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa.
 Lithologie.- 1 et 2. Voir fig. 46. - 3. Micrites. - 4. Micrite riche en nodule de silicite. - 5. Schistes à Posidonies. - 6. Blocalcaré-
 nite. - 7. Calcaire à Filaments - Spectre argileux. - 8. Vermiculite. - 9. Illite. - 10. Interstratifié 10.14. - 11. Interstratifié 14.14.

* Le premier, le plus simple, traduirait la carence originelle en chlorite des roches mères potentielles des minéraux détritiques des Schistes à Posidonies. Mais la chlorite existe (15% - Barbaroux et Bousquet, 1976) dans les calcaires liasiques de Pantokrator sous-jacents qui avaient vraisemblablement la même zone d'alimentation en phyllites. De même la présence de chlorite en faible quantité (5%) dans l'un des spectres argileux des "schistes" à Posidonies de Tseria (cf. par. II) confirme l'insuffisance de cette explication.

* C'est pourquoi j'envisagerai un second facteur : les conditions climatiques régnant à cette époque (Jurassique moyen à supérieur) sur le domaine continental fournissant ces argiles.

La chlorite est en effet un minéral fragile qui s'altère facilement en milieu hydrolysant générateur d'illite dégradée et de kaolinite. Ces hydrolyses résulteraient de la conjonction d'un climat chaud et humide (de type intertropical), d'une couverture végétale et d'un réseau hydrographique bien différencié assurant un drainage efficace (Millot, 1964 ; Chamley, 1979). De fait les spectres argileux étudiés renferment bien de l'illite d'une cristallinité faible à moyenne mais pas (ou peu de traces) de kaolinite.

Pourtant la kaolinite a été signalée avec de fortes teneurs relative (jusqu'à 60%) dans les spectres argileux des calcaires ioniens liasiques de "Pantokrator" sous-jacents à nos "schistes à Posidonies (Barbaroux et Bousquet, 1976). Etant donné les conditions de formation de ce minéral, la disparition ou l'appauvrissement relatif très net des apports en kaolinite, après le dépôt de ces calcaires de "Pantokrator", pourrait avoir trois causes.

La première pourrait être morphologique et liée à la "révolution" paléogéographique liasique qui fragmente la *plate-forme* néritique des "Pantokratorkalk" et donne naissance au sillon ionien (I.G.R.S. et I.F.P., 1966). Cette "révolution" caractérisée par d'importants phénomènes épirogéniques (cf. *supra*) a induit une forte instabilité de l'alluvionnement avec, par exemple, arrivée massive d'attapulgite (jusqu'à 80% du spectre) lors du dépôt des calcaires "ammonitico rosso" (Barbaroux et Bousquet, 1976). Cette instabilité de l'alluvionnement traduit vraisemblablement de profondes modifications de la morphologie de la zone d'alimentation, des bassins versant et du système de drainage associé.

Or comme l'a montré Chamley (1979) lors de l'étude de l'Atlantique Nord, il est normal d'observer un temps de latence relativement long entre la naissance d'un nouveau domaine sédimentaire marin et la restauration d'une morphologie, mature, favorable au transport de la kaolinite depuis l'amont jusqu'à l'aval des bassins versants nouvellement drainés. Ce temps de latence (30 à 40 M.A.) paraît bien long dans le cas des "Schistes" à Posidonies. C'est pourquoi l'intervention d'une *deuxième cause* climatique cette fois me semble pouvoir être invoquée.

En effet la fraction inférieure à 2 μ m des "Schistes" à Posidonies d'Igoumenitsa rappelle beaucoup celle des grès permotriasiques des Vosges (Perriaux, 1961 ; Millot et coll., 1961 ; Mosser et coll., 1972) et plus généralement celle des séries détritiques rouges (Millot, 1964). On observe dans les deux cas une domination écrasante de l'illite dans un spectre argileux, associé à des feldspaths uniquement potassiques. Or la genèse de ces formations détritiques rouges impliquerait (Choubert, 1959 ; Millot, 1964) un climat "rubéfiant

d'accumulation", intermédiaire entre les climats tempérés et les climats intertropicaux humides, et plus arides que ceux-ci. Sous ce climat chaud, alternativement humide et sec, l'illite, héritée ou de néogenèse, formerait l'essentiel des altérites tapissant les massifs cristallins soumis à une altération chimique modérée. Celle-ci serait assez intense pour provoquer la désagrégation physico-chimique des chlorites et des micas eux-mêmes, des silicates les plus vulnérables (plagioclases, cordiérite ...) mais respecterait les feldspaths potassiques. Par contre la kaolinite n'apparaîtrait pas *en grande quantité* car les hydrolyses resteraient trop modérées pour deux raisons. La pluviosité serait trop saisonnière, la végétation trop clairsemée. L'érosion serait certes très modérée mais suffisante pour nettoyer régulièrement les roches cristallines de leur manteau d'altérites et interdire ainsi une dégradation poussée des phyllosilicates sur de grandes surfaces. Ce contrôle épirogénique *primordial* (Millot, 1964) pouvant évidemment varier dans l'espace et dans le temps n'interdit pas l'apparition localisée et épisodique de la kaolinite. Pour être totalement fondée, cette seconde hypothèse exigerait les vérifications suivantes :

1. les dépôts contemporains proches des "Schistes à Posidonies ne doivent pas contenir, eux aussi, de kaolinite en grande quantité. Je ne possède aucune indication concernant les dépôts de même âge de la sous-zone Zante - Céphalonie, de la sous-zone de Paxos ou de la zone de Gavrovo-Tripolitza. L'absence de la kaolinite dans les Radiolarites pindiques jurassiques est une donnée délicate à utiliser. J'ignore en effet si ces Radiolarites sont alimentées en argiles à partir des mêmes zones d'alimentation que les Schistes à Posidonies;
2. il doit exister au niveau de la zone d'alimentation ou en aval de celle-ci une formation détritique rouge équivalent proximal de nos Schistes à Posidonies - ce que j'ignore.

Cette seconde hypothèse présentant des lacunes certaines, il me paraît prudent de proposer une *troisième explication* à cet appauvrissement relatif en kaolinite. Ce dernier pourrait s'expliquer par le piégeage des particules argileuses les plus grosses au niveau d'éventuelles barrières constituées par des plates-formes carbonatées (Chamley, 1980). Le sillon ionien est en effet séparé de sa zone d'alimentation en argiles par l'une ou l'autre des plates-formes néritiques qui le jouxtent : plate-forme de Paxos à l'Ouest ou au Sud, plate-forme de Gavrovo-Tripolitza à l'Est ou au Nord. Mais ces plates-formes existaient déjà au Lias et là nous l'avons vu elles n'empêchaient pas la kaolinite de parvenir jusqu'au domaine ionien des calcaires de Pantokrator. Cette dernière hypothèse ne peut donc pas à elle seule expliquer le phénomène observé, mais elle a pu l'amplifier.

En conclusion, l'homogénéité des spectres argileux des Schistes à Posidonies (très riches en illites, dépourvus de chlorite, kaolinite et smectite) traduirait donc l'existence, au niveau du continent, d'une période (Jurassique moyen à supérieur) plus aride et à climat plus contrasté qu'auparavant (Lias) et une activité épirogénique moyenne, modérée, mais là encore plus active que précédemment (Lias). En outre les faibles quantités de kaolinite éventuellement produites dans ce contexte auraient été plus ou moins piégées par les plates-formes néritiques bordant le sillon ionien.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	I 96	I 97	I 98	I 99	I 101	I 102	I 103	I 104	I 105	I 106	I 107	I 108	I 109	I 110	I 111	I 112	I 113	I 114	I 100
SiO ₂	2.57	61.52	67.41	77.69	73.62	74.49	44.11	86.17	70.78	39.37	63.44	44.66	43.09	55.57	48.92	47.28	45.08	71.06	74.56
Al ₂ O ₃	0.38	1.35	1.29	0.49	1.01	1.24	1.51	0.31	2.05	0.35	1.67	1.90	3.25	2.19	1.46	2.35	2.65	2.49	0.87
Fe ₂ O ₃	0.05	0.60	0.54	0.15	0.27	0.33	0.61	0.21	0.73	0.13	0.93	0.75	1.31	0.89	0.64	0.86	0.92	1.07	0.31
MnO	0.04	0.03	0.03	0.05	--	--	--	0.12	--	--	0.11	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04	0.02	0.02	0.05
MgO	0.33	0.19	0.14	--	0.02	0.07	0.27	0.02	0.19	0.30	0.23	0.28	0.40	0.26	0.30	0.33	0.40	0.23	0.14
CaO	53.66	19.67	16.50	10.63	12.83	12.64	28.14	6.93	12.80	31.83	17.47	27.57	27.39	20.84	25.87	25.34	26.30	12.82	11.88
Na ₂ O	0.01	0.11	0.11	0.03	0.03	0.05	0.06	--	0.06	--	0.01	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.01	0.24
K ₂ O	0.07	0.42	0.34	0.15	0.18	0.30	0.54	0.09	0.72	0.04	0.56	0.76	1.46	0.81	0.50	0.81	0.89	0.87	0.27
TiO ₂	0.04	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.07	0.03	0.09	0.03	0.08	0.09	0.14	0.09	0.07	0.12	0.13	0.12	0.04
P ₂ O ₅	0.1	0.24	0.22	--	0.05	0.05	0.12	--	0.08	--	--	0.06	0.02	0.03	--	0.06	0.11	0.12	0.18
PF	43.11	16.15	13.54	9.82	10.68	11.00	23.02	6.22	10.75	25.77	15.13	22.91	22.29	17.23	21.04	20.96	21.78	11.09	10.34
Total	100.36	100.34	100.18	99.07	98.73	100.23	98.45	100.1	98.25	97.82	99.63	99.07	99.44	98.00	98.90	98.20	98.34	99.90	98.88
Ba	22	41	44	64	37	34	43	16	58	17	56	50	75	55	44	65	69	58	47
Co	25	43	36	77	62	57	35	64	55	41	33	35	26	42	37	39	38	37	61
Cr	57	42	21	35	14	15	36	12	30	38	40	36	40	29	36	44	52	25	16
Cu	<10	57	45	24	30	16	34	<10	52	<10	44	20	16	28	<10	44	41	25	22
Ni	31	57	50	72	72	44	38	39	52	33	55	39	36	48	40	56	56	54	40
Si	167	28	21	21	25	36	84	17	32	111	51	101	106	62	79	80	95	33	22
V	66	61	53	41	27	31	56	20	97	49	75	53	54	51	49	193	184	68	28
W	16	<10	<10	<10	<10	<10	11	<10	11	<10	10	15	27	16	12	17	20	16	<10
Zn	33	77	59	42	40	29	51	15	69	25	50	24	39	50	32	85	92	46	37

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 SiO₂ et CaO par voie humide.



La monotonie des spectres argileux est rompue, au sommet de la série (échantillons I113 et 114, fig. 43) par l'arrivée de quantités notables de vermiculite. Cette observation n'est pas isolée ; ce minéral a, en effet, été signalé par Desprairies (1977) dans des pélites de même âge (Jurassique supérieur) au sommet des Radiolarites du Pinde externe. La vermiculite naît généralement par *hydrolyse modérée* d'illite ou de chlorite par exemple) en climat tempéré (Jackson, 1959 ; Millot et coll., 1965 ; Tardy, 1969) ou dans des zones montagneuses en climat méditerranéen lorsque la pluviosité annuelle moyenne dépasse 600 à 800 mm (Maroc) ou 1200 mm (Liban) (Lamouroux, 1965 ; Paquet, 1970). Elle peut également apparaître lorsque le climat est *hydrolysant*, "sur des versants déclivés, dont le rajeunissement tectonique continu s'oppose à une pédogenèse équilibrée avec les facteurs du climat" (Blanc-Vernet et coll., 1979). La vermiculite est alors l'indice minéralogique d'une certaine *instabilité tectonique chronique*.

Il est tentant et logique d'interpréter l'apparition de cette vermiculite comme une conséquence de la tectorogénèse ayant affecté au cours du Jurassique supérieur les zones internes helléniques (Mercier, 1968).

En conclusion, l'étude de la fraction argileuse des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa me permet d'affirmer qu'elle est en totalité héritée et qu'elle n'a subi aucune modification diagénétique importante.

De ce fait, les caractéristiques de ces spectres argileux permettent d'envisager une stabilité certaine des conditions climatiques et épirogéniques régnant sur le domaine continental d'alimentation durant la majeure partie du Jurassique moyen et supérieur. Le climat chaud, avec alternance d'une saison humide et d'une saison sèche était plus aride qu'au cours du Lias. L'épirogenèse très modérée était plus active qu'au Lias et interdisait tout développement important de la monosiallisation (Pedro, 1966 - 1968).

Il me paraît enfin difficile, avant l'étude complémentaire des Schistes à Posidonies de Tseria (Péloponnèse) de préciser qu'elle pouvait être cette zone d'alimentation.

La fin du Jurassique supérieur se singularise par l'arrivée de vermiculites, héritées d'altérites développées sur les reliefs instables nés lors de la tectorogénèse de même âge, ayant affecté l'ensemble des hellénides internes (Mercier, 1968).

C. GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET DE QUELQUES TRACES.

La description précédente des Schistes à Posidonies montre clairement l'existence de trois phases : une phase carbonatée micritique, une phase siliceuse et une phase argileuse. L'existence de phosphore suggère l'existence d'une quatrième phase accessoire, biogène et phosphatée.

J'étudierai donc successivement chacune de ces phases (tableau 1) :

1. LA PHASE CARBONATÉE.

La très bonne corrélation négative ($r = - 0,99$ au risque 0,001) entre SiO_2 et CaO montre que ces schistes à posidonies sont vraisemblablement formés par le mélange de cette phase

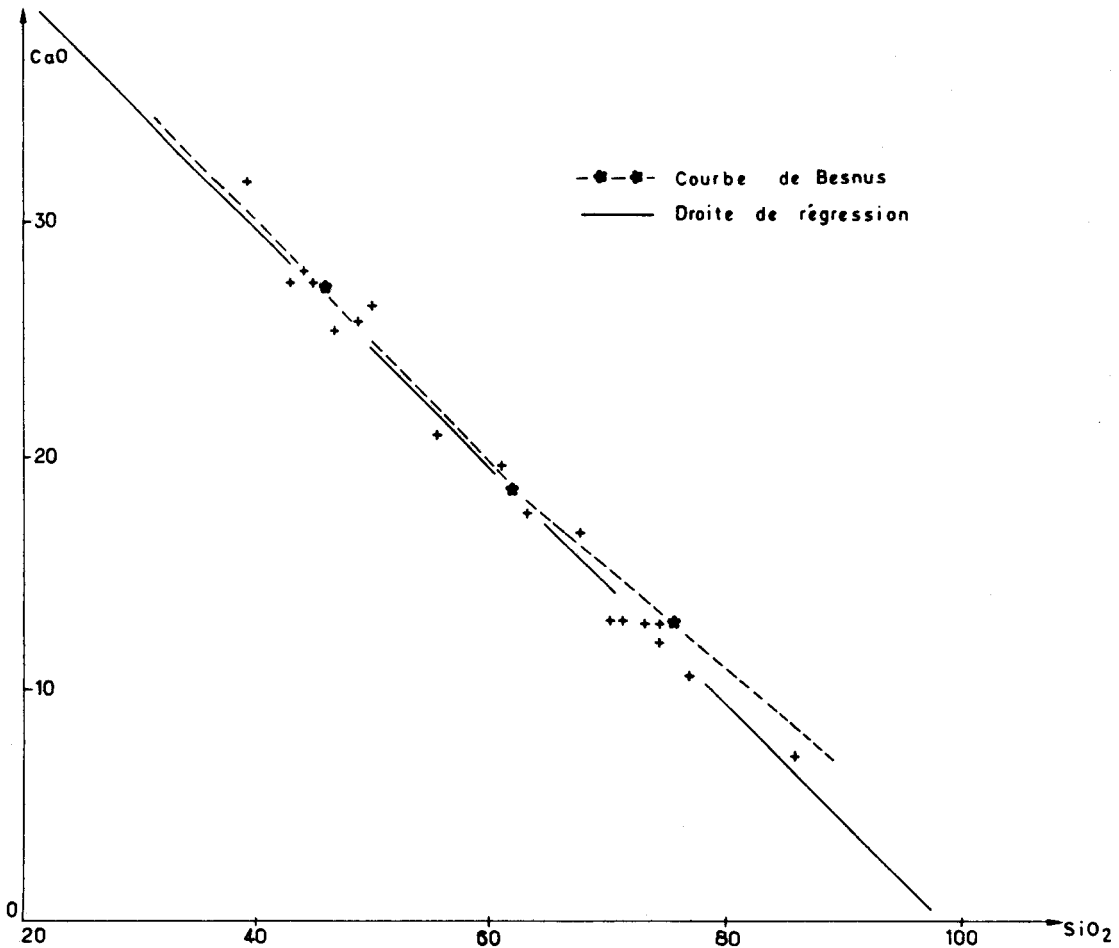


Fig. 44.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans le diagramme CaO-SiO₂. (Dans ce diagramme et dans tous ceux qui vont suivre seuls les échantillons 97 à 114 sont utilisés).

carbonatée et de la phase siliceuse (fig. 44). L'importance relative de ces deux phases indiquerait une dilution de la phase carbonatée par la silice. Mais il ne faut pas oublier que SiO₂ et CaCO₃ formant à eux seuls entre 90 et 98% de la roche, il n'est donc pas surprenant de trouver une corrélation négative entre eux. C'est pourquoi comme l'a fait Mpodozis Marin (1977) j'ai associé à la droite de régression [SiO₂ - CaO] de la figure 44, la courbe de Besnus obtenue par la méthode dite des moyennes mobiles simples. Pour tracer cette courbe de Besnus on divise l'échelle des teneurs en SiO₂ en un certain nombre de classes (5 analyses au minimum). Pour chacune de ces classes on calcule la moyenne de ces teneurs en SiO₂ à laquelle on associe la médiane des teneurs en CaO correspondantes. Les points ainsi obtenus, reliés entre eux déterminent la courbe recherchée (Besnus, 1975). Si la courbe de Besnus est une droite ou proche d'une droite, elle traduit un phénomène de dilution simple et linéaire. Par contre si elle est concave, elle indique que la phase diluante n'est pas pure.

Dans le cas présent la courbe de Besnus étant pratiquement une droite, il y a bien dilution linéaire simple de la phase carbonatée dans la silice "libre". Or l'examen microscopique a montré l'importance volumique des tests de radiolaires dans ces schistes à posidonies. On

peut donc affirmer que cette phase siliceuse diluante est d'origine biogénique. Cette covariation négative de SiO_2 et CaO oppose les Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa aux Radiolarites du Pinde étudiées par Mpodozis Marin (1977) et qui ne montraient absolument pas cette covariation. Ce dernier auteur en déduisait que le phénomène était "logique dans la mesure où les radiolarites et sédiments hypersiliceux sont des dépôts accumulés *au dessous de la C.C.D.*" Il semblerait à contrario que les Schistes à Posidonies soient des sédiments déposés *au-dessus du Niveau de compensation des carbonates (N.C.C.)*.

	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Sr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
CaO r	- 0.99	+ 0.84	+ 0.38	+ 0.94	+ 0.73	- 0.74	- 0.43	- 0.10	+ 0.22
CaO α	0.001	0.001	--	0.001	0.001	0.001	0.1	--	--

Tabl. 2. Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur α) entre les teneurs en CaO d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa. Dans tous les résultats présentés dans cet ouvrage, le coefficient de corrélation entre deux variables aléatoires réelles x et y est défini par :

$$r = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sqrt{v(x) \cdot v(y)}} \quad \text{cov} = \text{covariance et } v = \text{variance.}$$

La probabilité d'erreur α a été calculée selon la méthode proposée par Treuil et coll. (1970), seulement dans les cas où la corrélation paraît significative.

La matrice carbonatée des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa se révèle très pauvre en strontium (tableau 1). Comme elle montre des traces fréquentes de recristallisation en microparite, cette pauvreté est certainement secondaire et d'origine diagénétique. Mais la bonne corrélation ($r = 0,94$ au risque $0,01$) entre CaO et Sr (tableau 2) indique que cette diagenèse n'a pas effacé toute trace de l'histoire sédimentaire de ces micrites. On peut aussi interpréter les faibles teneurs en strontium comme le reflet d'une pauvreté originelle en aragonite (Kinsman, 1969 ; Pomerol et Renard, 1972). La phase carbonatée de ces "Schistes à Posidonies" était certainement une micrite monogénique (cf. fig.44) formée originellement de calcite d'origine essentiellement biogénique comme la plupart des vases carbonatées actuelles (Purser, 1980).

Les relations entre CaO et MgO sont d'interprétation plus délicate. Les calculs indiquent (tableau 2) l'existence d'une bonne corrélation positive entre eux ($r = 0,84$ au risque $0,001$). Or il existe aussi une bonne corrélation positive (tableau 2) avec l'aluminium ($r = 0,67$ au risque $0,001$) et par conséquent avec la phase argileuse (cf. fig. 50). Les droites de régression correspondantes (fig. 45 et 50) n'indiquant aucun excès de magnésium vis à vis de l'un ou l'autre de ces deux éléments, il paraît difficile de préciser les parts relatives de magnésium appartenant à chacune des deux phases : carbonatée et argileuse. Le fer étant totalement lié à cette même phase argileuse (cf. fig. 49A) la similitude des courbes d'évolution des rapports $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ et $\frac{\text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (sauf pour les calcaires I 96 et I 106 - fig. 47) semble de fait indiquer une liaison préférentielle du magnésium avec la phase argileuse. La comparaison avec les Schistes à Posidonies de Tseria (cf. paragraphe suivant) permet de confirmer cette

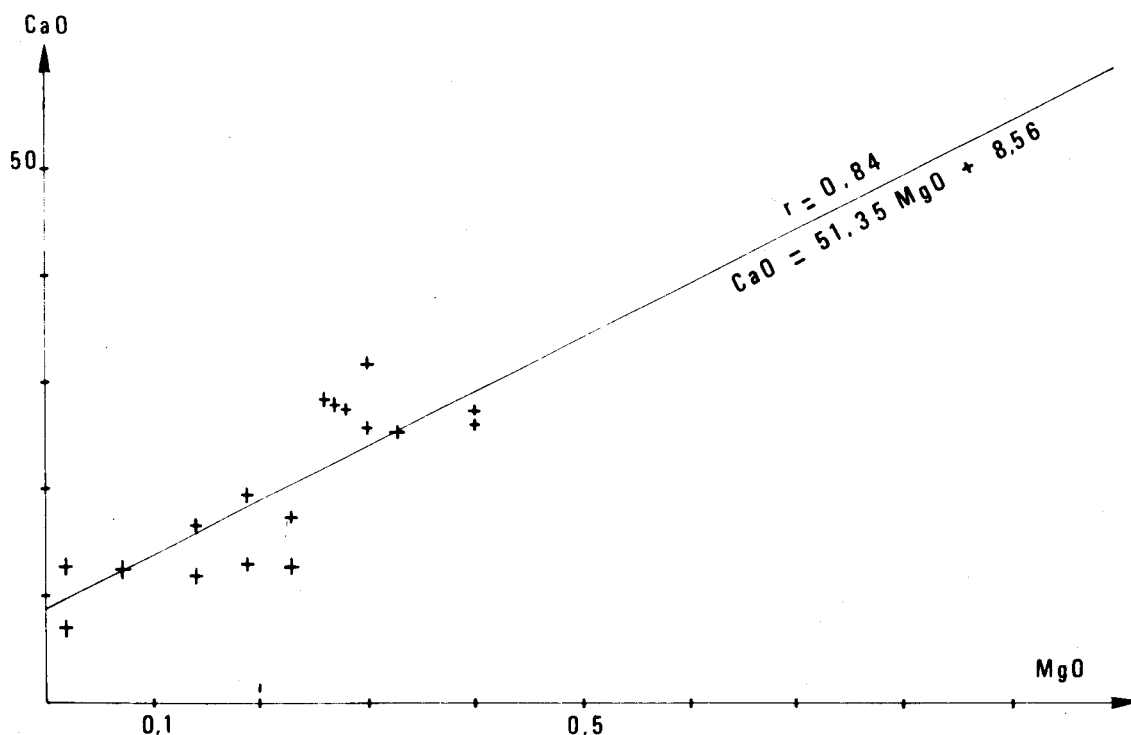


Fig. 45.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans le diagramme CaO-MgO.

hypothèse. L'intérêt de ces derniers est de ne pas comporter de phase carbonatée - Or il existe une grande homologie entre la géochimie des éléments majeurs (autre que CaO) de ces deux séries de "Schistes à Posidonies" - Ainsi le rapport moyen $\frac{\overline{\text{MgO}}}{\overline{\text{Al}_2\text{O}_3}} = 0,138$ des Schistes d'Igoumenitsa est très proche du même rapport $\frac{\overline{\text{MgO}}}{\overline{\text{Al}_2\text{O}_3}} = 0,102$ des Schistes de Tseria où tout le magnésium est lié aux argiles. L'analogie précédente confirme donc qu'une faible partie seulement du magnésium est liée à la phase carbonatée des Schistes d'Igoumenitsa (25% maximum). Un dernier calcul permet alors de préciser le caractère faiblement magnésien de la calcite constitutive de cette matrice carbonatée.

La très bonne corrélation positive CaO - MgO est par conséquent trompeuse. Il en est de même des covariations positives du calcium avec l'aluminium d'une part, avec le chrome d'autre part (tableau 2). Il est probable qu'elles ne sont que des effets de calcul, traduisant simplement le fort antagonisme commun du calcium et de ces deux autres éléments vis à vis de la silice diluante, à travers un échantillonnage somme toute assez restreint.

Les autres traces : Ni, Co, Cu et Zn apparaissent plus ou moins nettement antagonistes de la chaux.

En conclusion, je puis affirmer que l'une des caractéristiques des schistes d'Igoumenitsa est de posséder une phase carbonatée constituée originellement de calcite faiblement magnésienne biogénique. Son mélange en toute proportion avec une phase siliceuse forme parfois plus de 90% du matériel constitutif de ces roches, qui se sont par conséquent déposées au-dessus du N.C.C.

Pour rendre l'étude qui va suivre comparable à celle des Schistes à Posidonies du Taygète et à celles publiées sur les Radiolarites pindiques (Mpodosis Marin, 1977 ; Steinberg et Mpodosis Marin, 1978) je raisonnerai désormais sur des analyses chimiques correspondant à des échantillons décalcifiés et calcinés à 1050°C.

2. LA PHASE SILICEUSE.

Les très bonnes corrélations négatives (tableau 3) entre SiO_2 d'une part Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 et K_2O d'autre part, les droites de régression qui en dérivent, associées aux courbes de Besnus correspondantes illustrent bien (fig. 46 A à D) une propriété que Mpodosis Marin (1977)

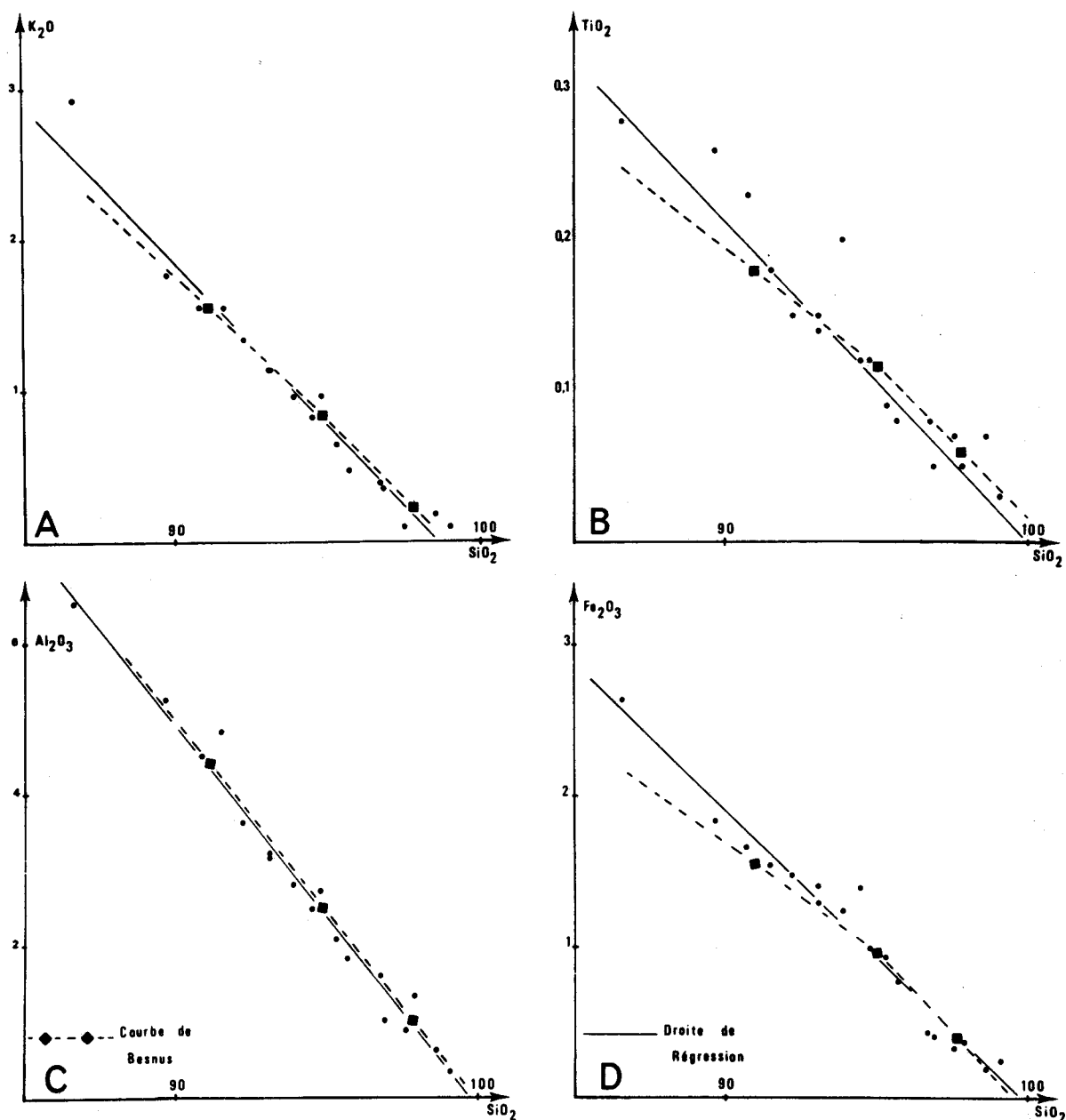


Fig. 46.- Diagramme de Besnus et droites de regressions pour les oxydes principaux des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	K_2O	MnO	P_2O_5	Co	Ni	Cr	Cu	V	
SiO_2	r	- 0.98	- 0.98	- 0.97	- 0.98	- 0.14	- 0.10	+ 0.47	- 0.44	- 0.67	- 0.40	- 0.60
	α	0.001	0.001	0.001	0.001	--	--	0.05	0.1	0.01	0.1	0.01

Tabl. 3. Coefficient de corrélation r (et probabilités d'erreur α) entre les teneurs en SiO_2 , d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

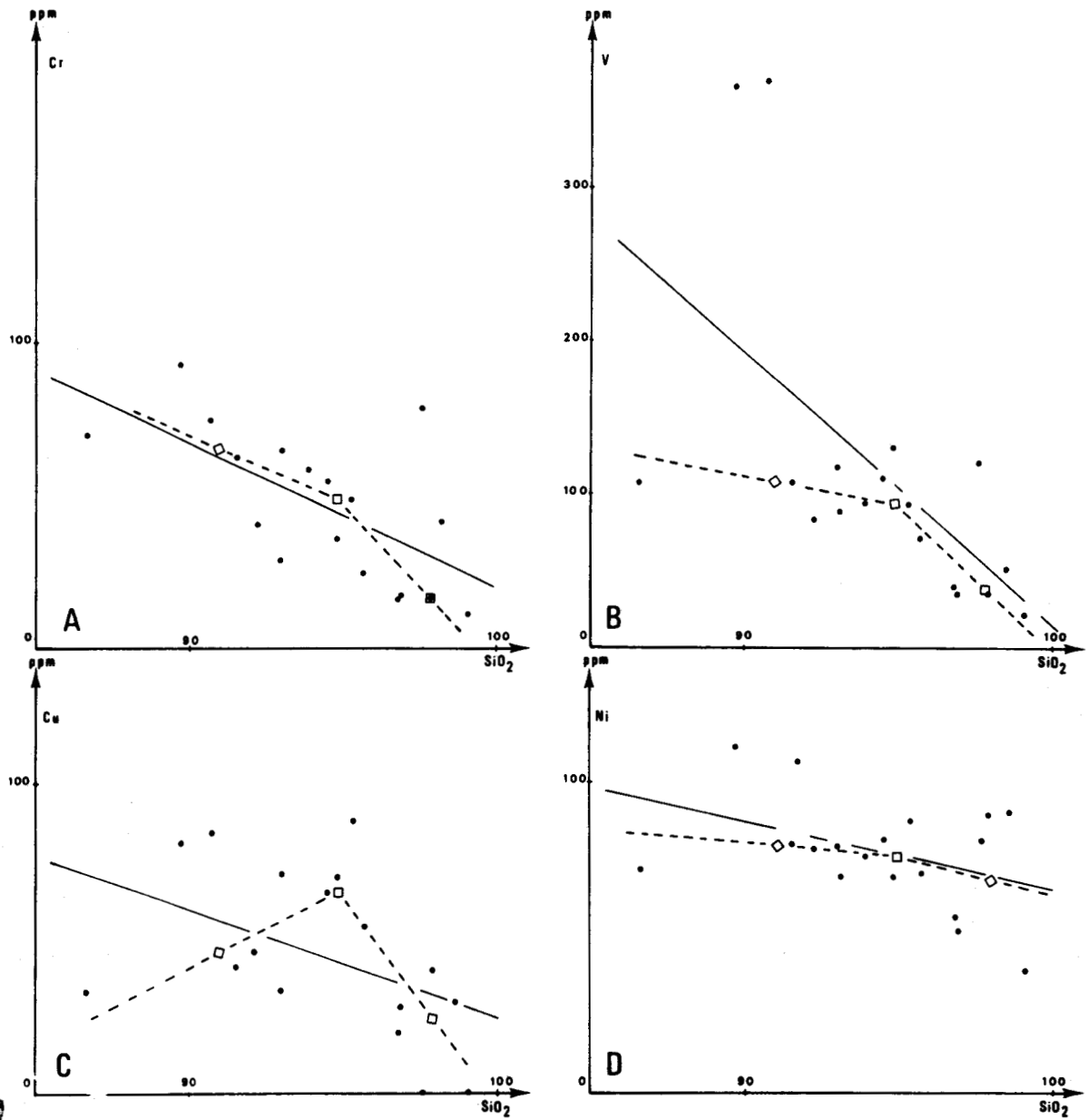


Fig. 47.- Diagramme de Besnus et droites de regression pour les traces (Cr, V, Cu et Ni) des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

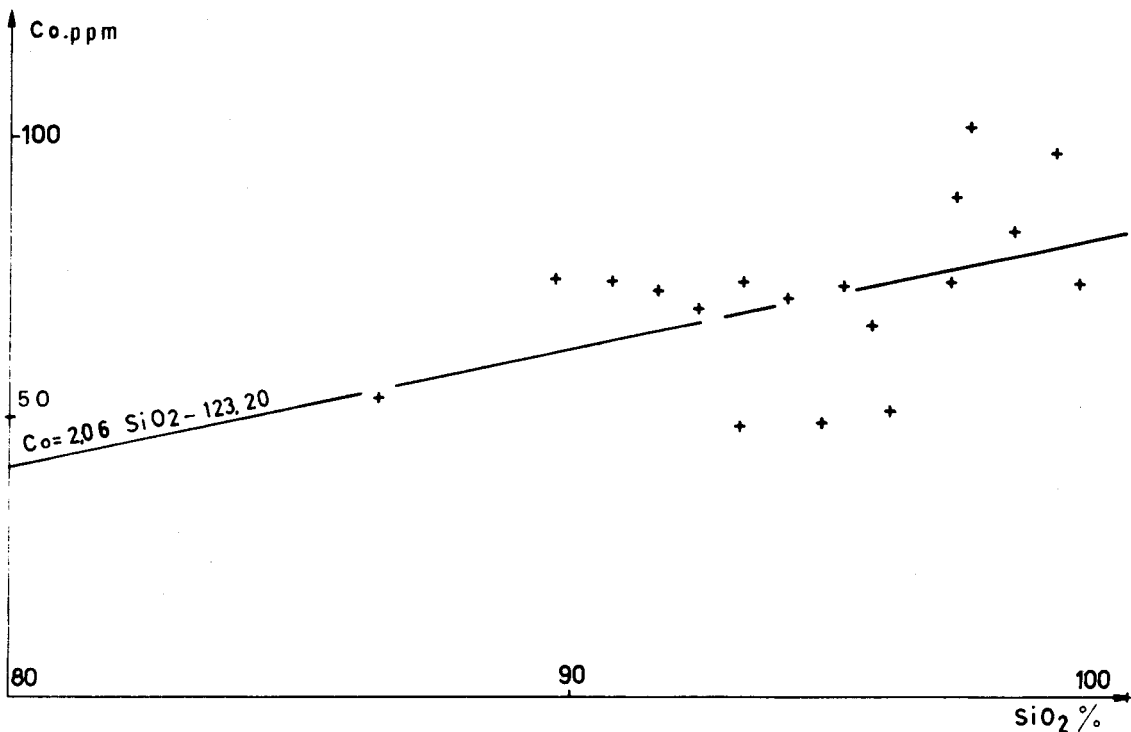


Fig. 48.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans le diagramme Co-SiO₂.

a mis clairement en évidence en étudiant les jaspes à radiolaires. C'est la dilution linéaire simple d'un certain nombre d'éléments par une phase siliceuse monogénique donc biogénique.

Il n'existe pas de covariance négative significative de MnO avec SiO₂. Il s'agit là encore d'un trait commun avec les jaspes à radiolaires (Mpodozis Marin, 1977). Ce comportement particulier du manganèse est certainement dû à la grande mobilité diagénétique de cet élément, qui en outre, n'est pratiquement jamais *lié à la phase argileuse* (cf. paragraphe suivant).

En ce qui concerne les traces habituellement liées aux argiles : nickel, chrome, cuivre et vanadium, elles montrent une certaine covariance négative avec SiO₂ mais la dispersion des points représentatifs dans la figure 47 A à D, est beaucoup trop importante. Ce fait associé à la forme des courbes de Besnus correspondantes rend impossible une interprétation par dilution linéaire. Ce comportement peut être dû à des différences initiales importantes des concentrations en traces du sédiment dilué (cf. Mpodozis Marin, 1977). En outre il n'est pas certain que la phase siliceuse biogène diluante se comporte comme une phase pure vis à vis de certaines traces. Cette explication ne doit pas être négligée pour le nickel, le chrome et le cuivre (cf. Fogelgesang, 1975).

Le cobalt (fig. 48) a un comportement un petit peu singulier. Il montre une corrélation positive vraisemblablement peu significative ($r = 0,47$ au risque 0,05) avec la silice. C'est la seule corrélation positive discernable entre le cobalt et l'un des éléments majeurs. L'étude des corrélations de SiO₂ avec les autres éléments me permet donc de mettre en évidence *dans la fraction décarbonatée* la dilution par la silice biogène d'une fraction détritique

argileuse. Le processus est linéaire et simple pour les éléments majeurs (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 et K_2O), discutable pour les éléments traces (Ni, Cr, Cu, V). Cette dilution a vraisemblablement respecté la géochimie de la phase argileuse dont l'étude peut être faite à partir de ces analyses globales.

3. LA PHASE DETRITIQUE ARGILEUSE.

La phase détritique est formée pour l'essentiel de minéraux argileux. Pour étudier la géochimie de cette phase j'ai utilisé à nouveau la méthode des corrélations en considérant l'aluminium comme l'élément cardinal représentatif de cette phase argileuse (tableau 4).

	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	Ba	V	Rb	Co	Ni	Cr
Al_2O_3	r 0.96	0.95	0.67	0.95	0.10	0.10	0.91	0.60	0.97	- 0.43	0.40	0.62
	a 0.001	0.001	0.001	0.001	--	--	0.001	0.01	0.001	--	--	0.01

Tabl. 4. Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur) entre les teneurs en Al_2O_3 d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies Supérieurs d'Igoumenitsa.

Ainsi le diagramme de la figure 49A montre une très bonne corrélation positive ($r = 0,96$ au risque 0,001) entre Al_2O_3 et Fe_2O_3 . La droite de régression correspondante ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,508 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,08$) a une ordonnée à l'origine très faible. Cette caractéristique indique qu'en première approximation tout le fer participe au réseau cristallin des minéraux argileux qui forment la grande majorité des alumino-silicates présents dans ces roches. Par conséquent

les feldspaths existent bien mais en très faible quantité. Le rapport $\frac{\overline{\text{Al}_2\text{O}_3}}{\overline{\text{Fe}_2\text{O}_3}} = 2,58$ a une valeur très proche de celle observée dans les shales géosynclinaux (2,41 - Wedepohl, 1969). Le titane a un comportement très voisin de celui du fer (fig. 49 B) ($r = 0,95$ au risque 0,001 - $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,88 \text{ TiO}_2 - 0,11$). La faiblesse de l'ordonnée à l'origine suggère là encore l'appartenance de ces deux éléments à une seule et même phase minéralogique.

Le rapport $\frac{\overline{\text{Al}_2\text{O}_3}}{\overline{\text{TiO}_2}} = 20,97$ est proche de ce même rapport dans les schales géosynclinaux (21,41 Wedepohl, 1969) et dans la fraction argileuse des sédiments méso- cénozoïques de la Baie de Biscay (25, Debrabant et coll., 1979).

Le magnésium montre lui aussi une bonne corrélation positive avec l'aluminium (fig. 50) ($r = 0,67$ au risque 0,001). La plus grande dispersion des points dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ est évidemment due à l'absence de correction du magnésium lié aux carbonates.

Si nous considérons maintenant la famille des alcalins on remarque immédiatement que le sodium ne présente aucune liaison apparente avec l'aluminium. Les feldspaths, signalés par l'étude aux rayons X, ne sont donc pas sodiques. Il s'agit selon toute vraisemblance uniquement de feldspaths potassiques (cf. étude de la fraction argileuse). On observe par contre une très bonne corrélation positive (fig. 51 A) au risque 0,001 entre Al_2O_3 et K_2O ($r = 0,95$

- $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,43 \text{K}_2\text{O} + 0,56$). Cette covariance traduit un net enrichissement relatif (vis à vis de l'aluminium) en potassium des stocks argileux des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa vis à vis des shales géosynclinaux.

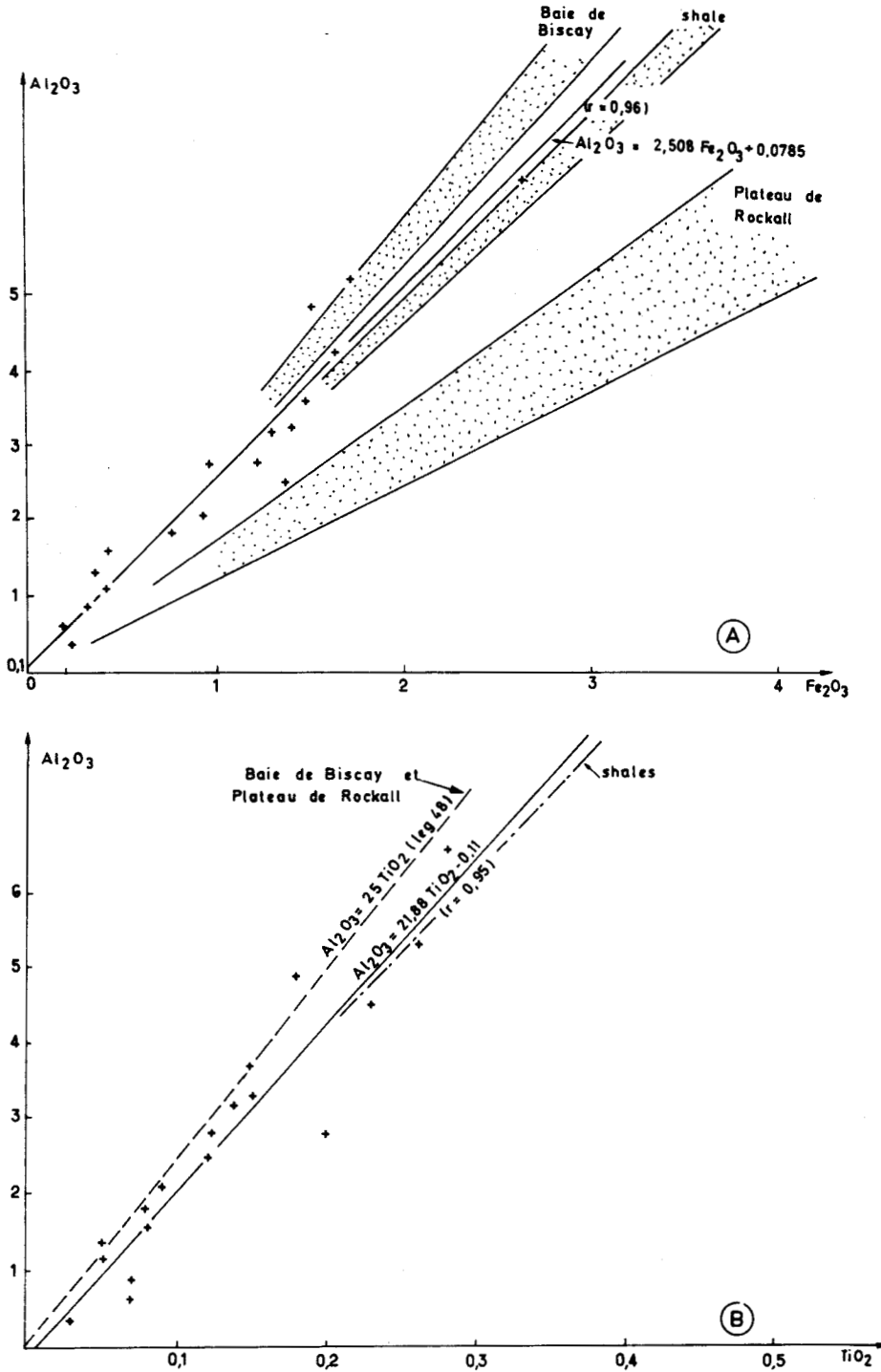


Fig. 49.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa dans les diagrammes $\text{Al}_2\text{O}_3 = f(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ et $\text{Al}_2\text{O}_3 = f(\text{TiO}_2)$.

BUS
LILLE

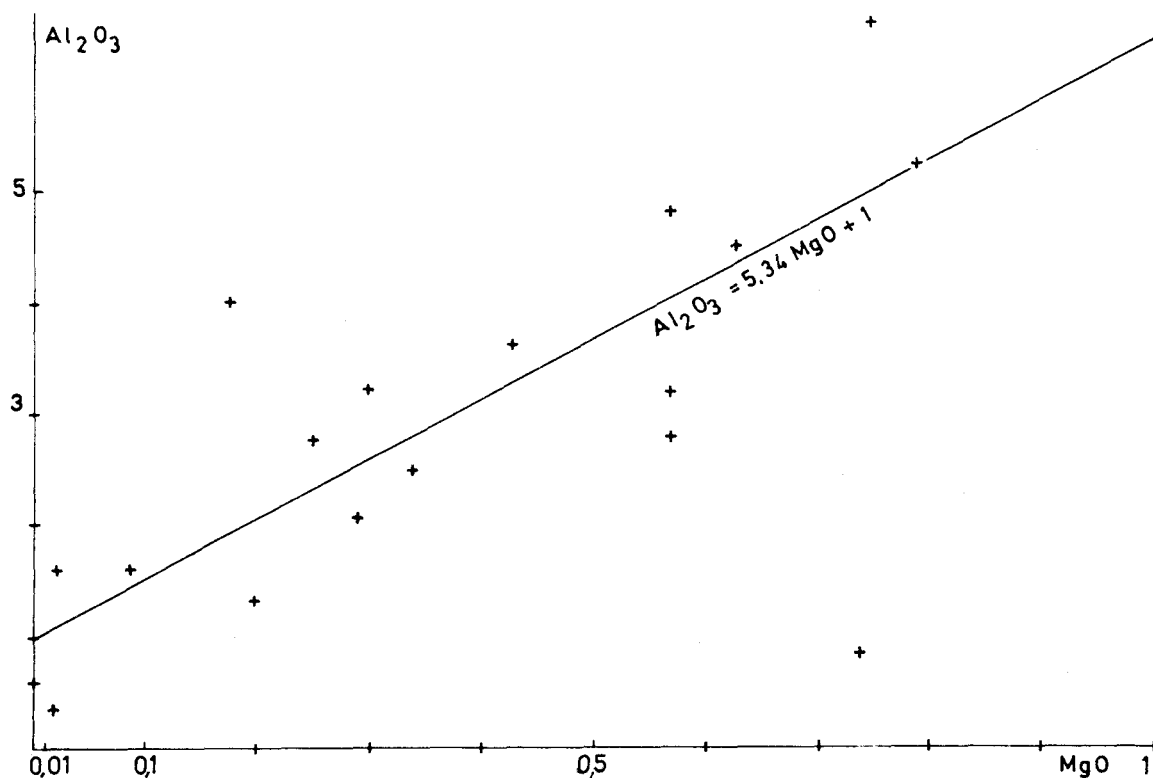


Fig. 50.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans le diagramme $Al_2O_3 = f (MgO)$.

En effet le rapport moyen $\frac{\overline{Al_2O_3}}{\overline{K_2O}}$ vaut 2,94 pour les premiers alors qu'il est de 4,76 pour

les seconds (Wedepohl, 1969). Un certain nombre d'échantillons (10) contenant du rubidium en quantité dosable, j'ai pu mettre en évidence une corrélation excellente entre l'aluminium et le rubidium (fig. 51 B, $r = 0,97 - \alpha = 0,001 - Al = 605 Rb + 4020$). De ce fait le diagramme de la figure 51 C, traduit outre une corrélation positive sans surprise entre potassium et rubidium ($r = 0,097 - \alpha = 0,001$ et $K = 412 Rb + 222$) un rapport $\frac{\overline{K}}{\overline{Rb}} = 420$ nettement plus élevé que dans les shales : 214 (Wedepohl, 1968) à 150 (Heier and Adams, 1964).

Pour compléter cette revue des alcalins, j'étudierai le comportement d'un élément alcalino-terreux le baryum qui comme le rubidium se substitue facilement au potassium. Le baryum présente lui aussi une excellente corrélation au risque 0,001 avec l'aluminium ($r = 0,91 - Al_2O_3 = 0,046 Ba - 0,96$). La droite de régression correspondante (fig. 51 D) matérialise l'existence d'un faible excès de baryum non lié aux argiles, probablement sous la forme de sulfates ou de carbonates. Si l'on élimine cet excès, le rapport $\frac{\overline{K}}{\overline{Ba^*}} = 120$ est nettement plus élevé que dans les shales : 55 (Wedepohl, 1968).

Selon Havard (1967) cette richesse relative en K_2O associée à un fort rapport $\frac{\overline{K}}{\overline{Rb}}$ résulterait de la croissance authigénique de minéraux potassiques, l'eau de mer étant riche en potassium et très pauvre en rubidium et barium. On pourrait donc penser, étant donné le poids

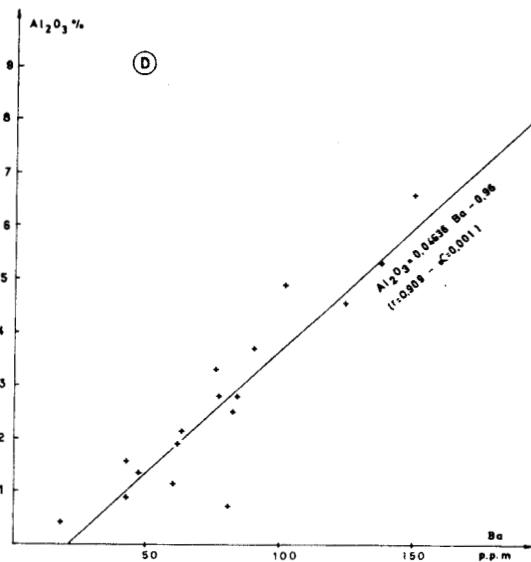
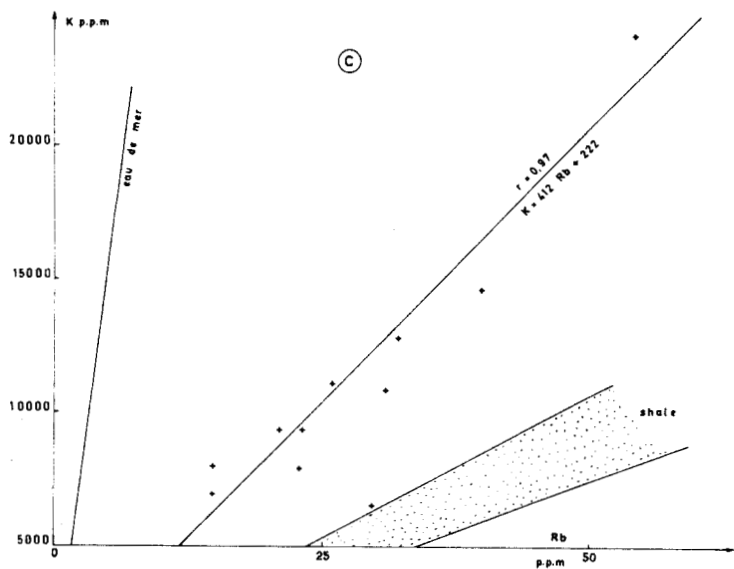
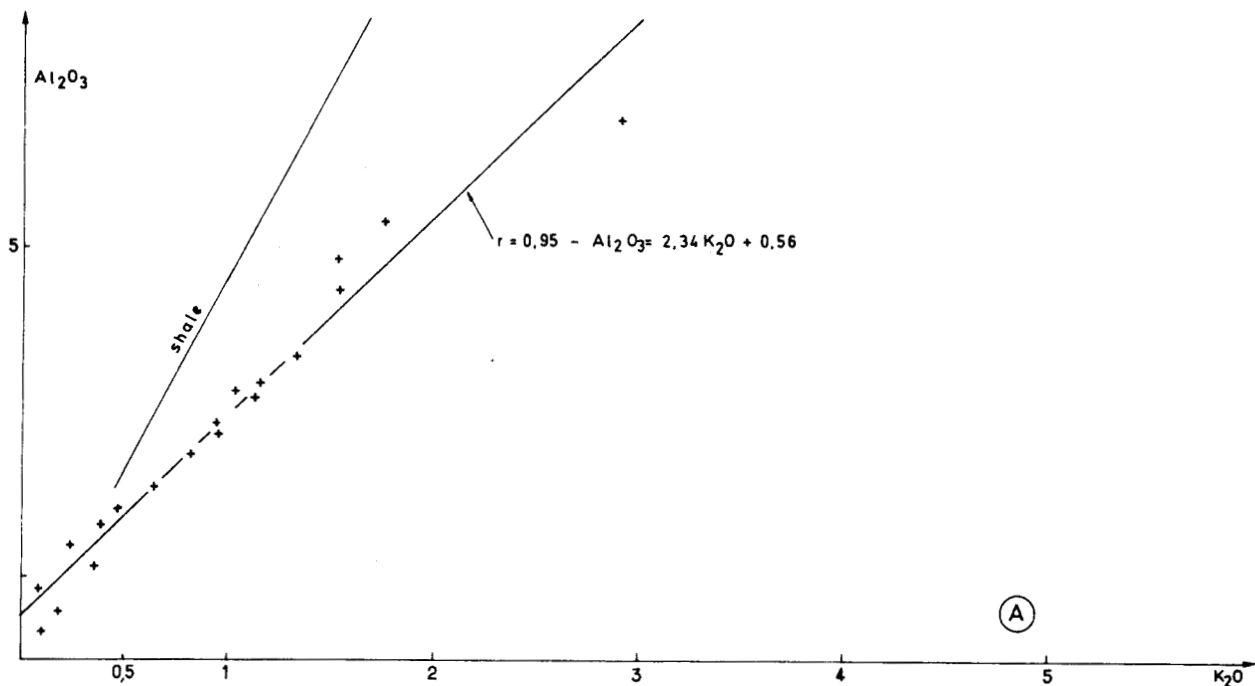
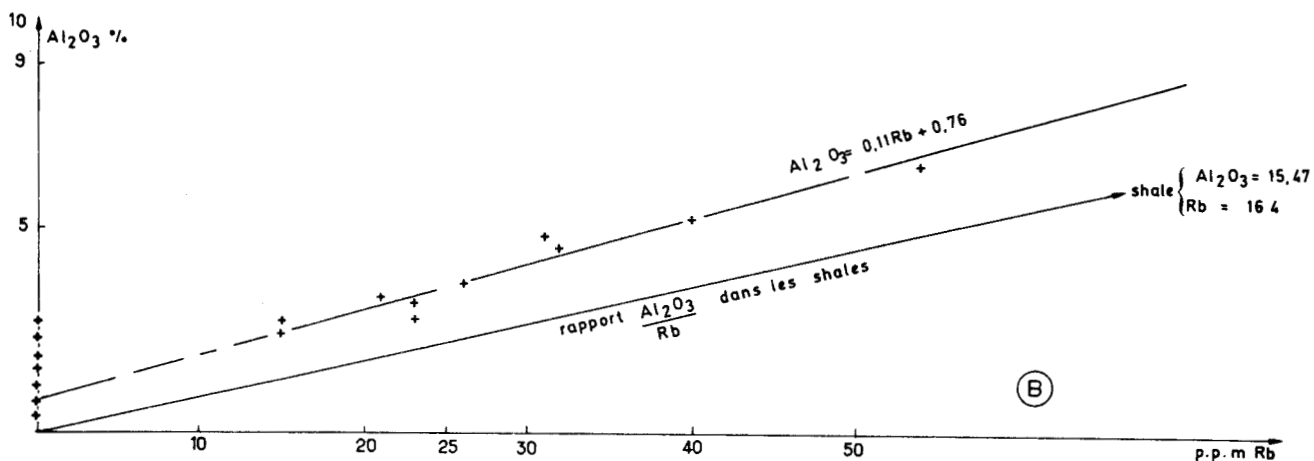


Fig. 51.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans les diagrammes $Al_2O_3 = f(K_2O)$, $Al_2O_3 = f(Rb)$, $K = f(Rb)$ et $Al_2O_3 = f(Ba)$.

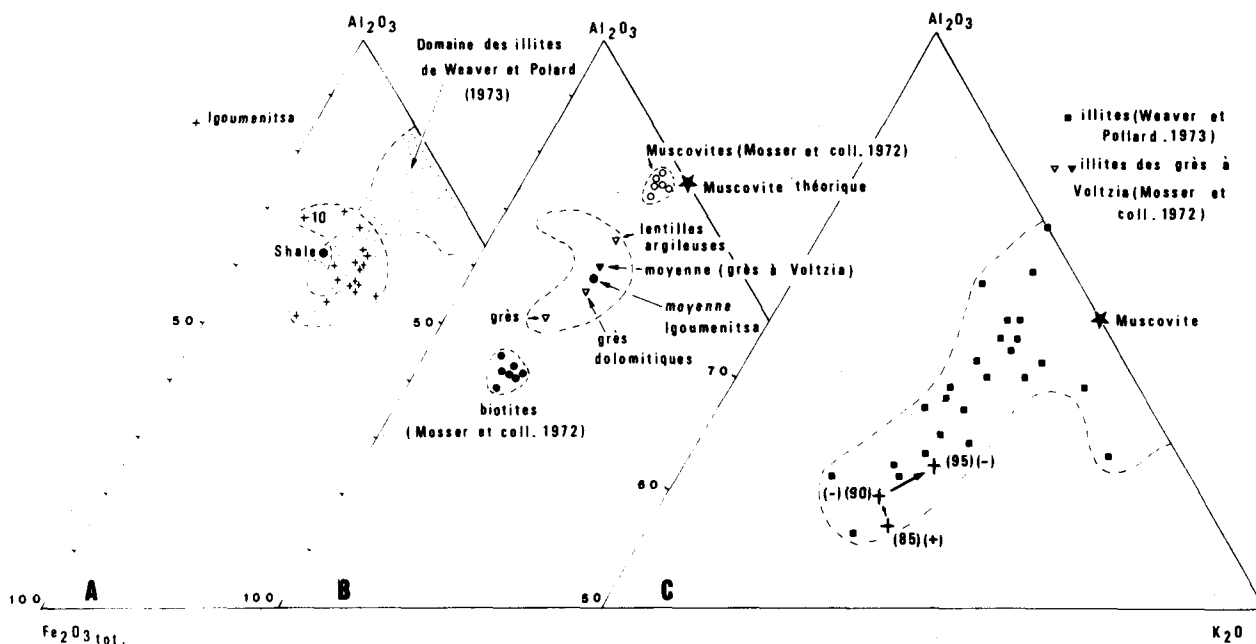


Fig. 52.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans le diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3 \text{ tot} - K_2O$. Comparaison avec les illites des grès à Voltzia (B) et le domaine des illites de Weaver et Pollard (1973) (C). Dans le diagramme C, à côté des trois points représentatifs figurés, le nombre indique le pourcentage d'illite dans le spectre argileux le signe la présence (+) ou l'absence (-) de feldspaths dans le spectre minéralogique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa considérés.

relatif de ce minéral, à une illitisation authigénique ou diagénétique de minéraux argileux hérités (kaolinite, smectites, interstratifiés). Mais si l'illitisation par authigenèse est un processus théoriquement possible, il n'a jamais pu être prouvé par des observations (sauf évidemment pour la glauconite, illite ferrifère authigène). En outre dans le cas présent la faiblesse des teneurs en sodium (l'alcalin le plus répandu dans l'eau de mer) semble peu compatible avec cette hypothèse.

C'est pourquoi ces caractéristiques me paraissent plutôt héritées et liées à la composition minéralogique du spectre argileux. Ce dernier est, nous le savons déjà, dominé par l'illite. Ces dernières peuvent être considérées comme des mélanges de muscovites et de biotites de petites tailles (Mosser et coll., 1972). Pour illustrer ce fait, j'ai reporté sur un diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3 \text{ tot} - K_2O$ (fig. 52) les points figuratifs d'illites décrites par Weaver et Pollard (1973) (fig. 52 A) ainsi que ceux correspondants à des muscovites et biotites extraites d'une psammite des grès à Voltzia et analysées par Mosser et coll. (1972) (fig. 52 B). Je rappellerai que la fraction argileuse des grès à Voltzia est, comme pour les Schistes à Posidonies, formée essentiellement ou uniquement d'illites. On constate que, à l'exception de l'échantillon 10, la position des points représentatifs des "Schistes à Posidonies" d'Igoumenitsa s'explique bien par leur grande richesse en illites. Ainsi, les variations des teneurs relatives en $Fe_2O_3 \text{ total}$ sont tout à fait comparables à celles observées dans les illites des grès à Voltzia par Mosser et coll. (1972). Quant aux fortes teneurs relatives en potassium le diagramme de la figure 52 C montre qu'elles ne sont pas simplement corrélables avec les teneurs relatives en illites, mais qu'elles seraient plutôt liées aux teneurs pondérales

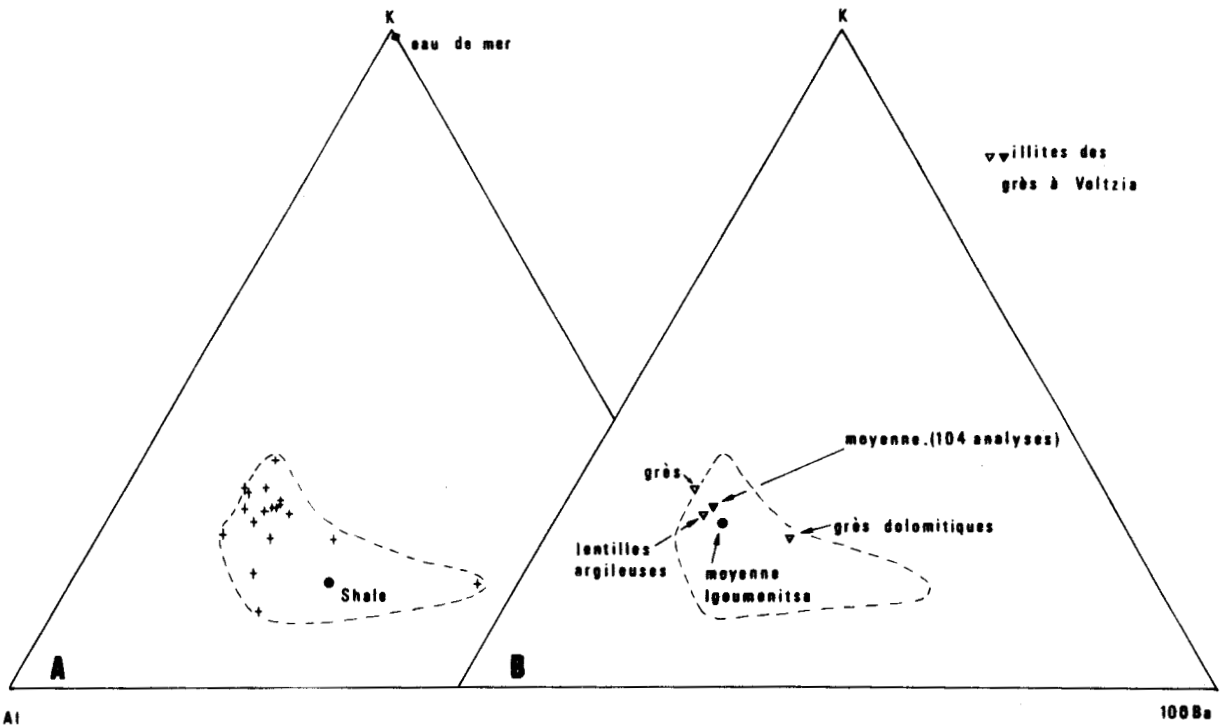


Fig. 53.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa (renfermant du Rb en quantité mesurable) dans le diagramme K-Al - 100 Rb et comparaison avec les illites des grès à Voltzia.

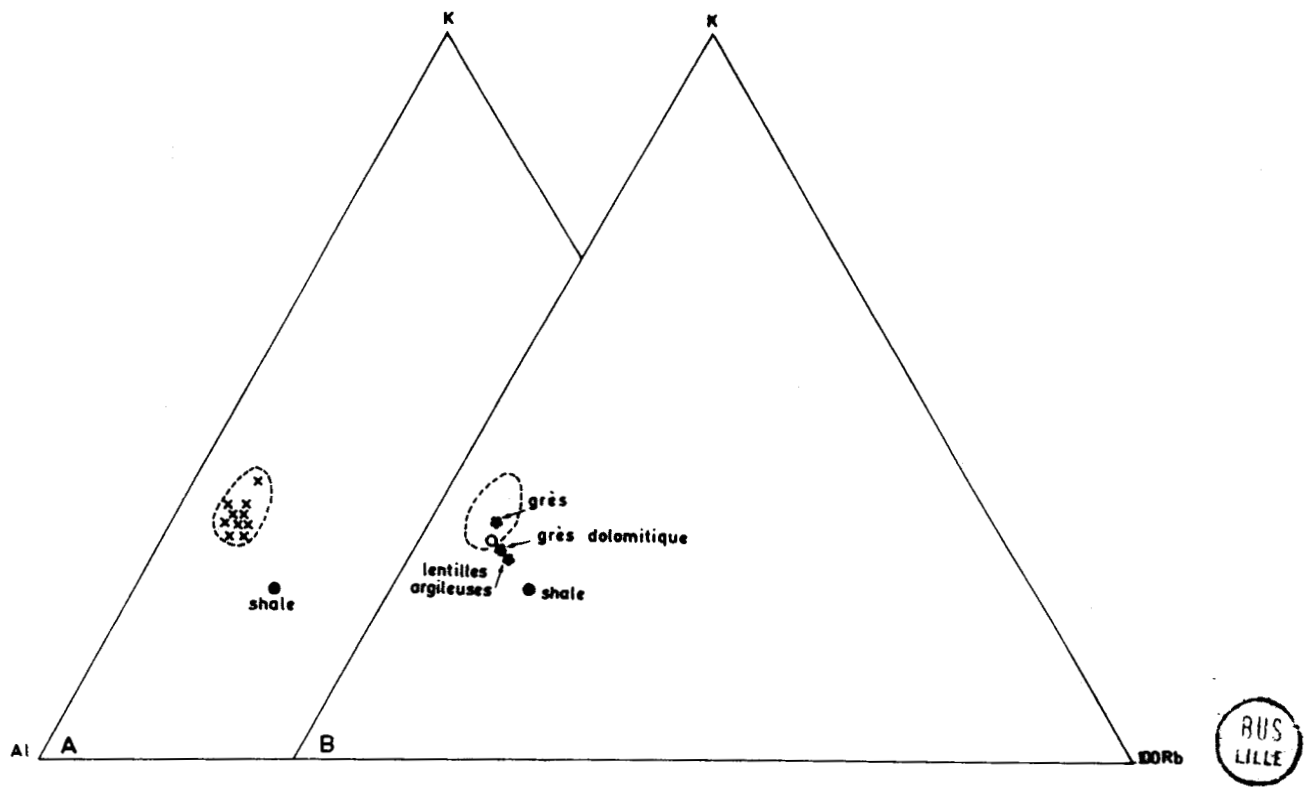


Fig. 54.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans le diagramme K-Al. 100 Ba et comparaison avec les illites des grès à Voltzia.

en aluminium et à la présence des feldspaths potassiques. Cette comparaison avec les illites des grès à Voltzia se montre encore très fructueuse en ce qui concerne le rubidium (fig. 53) et le baryum (fig. 54) dont les teneurs relatives dans les schistes d'Igoumenitsa s'expliqueraient bien par les hautes teneurs relatives en illites comparables à celles des grès à Voltzia. Il me paraît difficile d'expliquer le comportement particulier de l'échantillon 10 car j'ignore la composition de son spectre argileux, peut-être enrichi en smectites ou en interstratifiés smectitiques (?).

La géochimie des éléments majeurs liés à la fraction argileuse des "Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa confirmerait par conséquent le caractère essentiellement hérité de ces derniers. Cette conclusion est une justification supplémentaire et *à posteriori* du raisonnement m'ayant permis de préciser le climat et l'activité orogénique caractérisant les zones fournissant ces minéraux argileux.

Voyons si les courbes de Boström, 1970 ; Boström et coll., 1973) peuvent nous apporter des informations supplémentaires. Cet auteur utilise deux paramètres indépendants des teneurs en silicium $\frac{Al}{Al + Fe + Mn}$ et $\log \frac{Fe}{Ti}$. Ces deux paramètres permettent de suivre, dans un bassin de sédimentation, le mélange en toute proportion de la fraction sédimentaire métallifère avec soit des apports détritiques continentaux ou acides (courbe B) soit des apports océaniques ou basiques (courbe A) (fig. 55A).

La très grande majorité des points représentatifs des Schistes à Posidonies se regroupent (fig. 55 B) sur la courbe B autour du point matérialisant les shales géosynclinaux (Wedepohl, 1969). La fraction non biogénique de ces 'Schistes à Posidonies est donc constituée de particules détritiques d'origine continentale. La position particulière des échantillons 4 et 8 indiquerait un certain héritage à partir d'altérites nées toujours en domaine continental mais sur roches basaltiques ou une erreur analytique sur Fe ou Ti.

Les diagrammes de Boström permettent donc de confirmer que la fraction argileuse des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa est formée par des illites *héritées* de manteau d'altération développé en *domaine continental* sur un cortège de roches très banal : acides, et/ou basiques.

Desprairies (1977) a essayé de préciser la part revenant aux différentes roches (acides, basiques ou ultrabasiques) en utilisant les teneurs de certaines traces : Co, Ni, Cr dans ces échantillons SK 1 à 5. Ceci est en effet théoriquement possible car d'après la "théorie du champ des ligands" (Orgel, 1964 ; Larsen, 1965 ; Allègre et coll., 1968 ; Treuil et coll., 1970), les argiles peuvent jouer le rôle de piège géochimique (Decarreau, 1977) vis à vis de ces traces. En fait dans le cas des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa étudiés ici, le cobalt ne montre aucun lien géochimique avec l'aluminium et par conséquent avec les argiles. Quant aux corrélations positives entre chrome et Nickel d'une part et aluminium d'autre part elles sont apparemment artificielles, étant donné les fortes variations des teneurs en aluminium pour des teneurs très voisines en chrome ou nickel. L'analyse statistique des correspondances aboutit à une représentation factorielle trop groupée pour être significative et publiée mais semble suggérer un comportement antagoniste des éléments représentatifs de la phase argileuse (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O et MgO) et des traces précitées (Co, Ni et Cr).

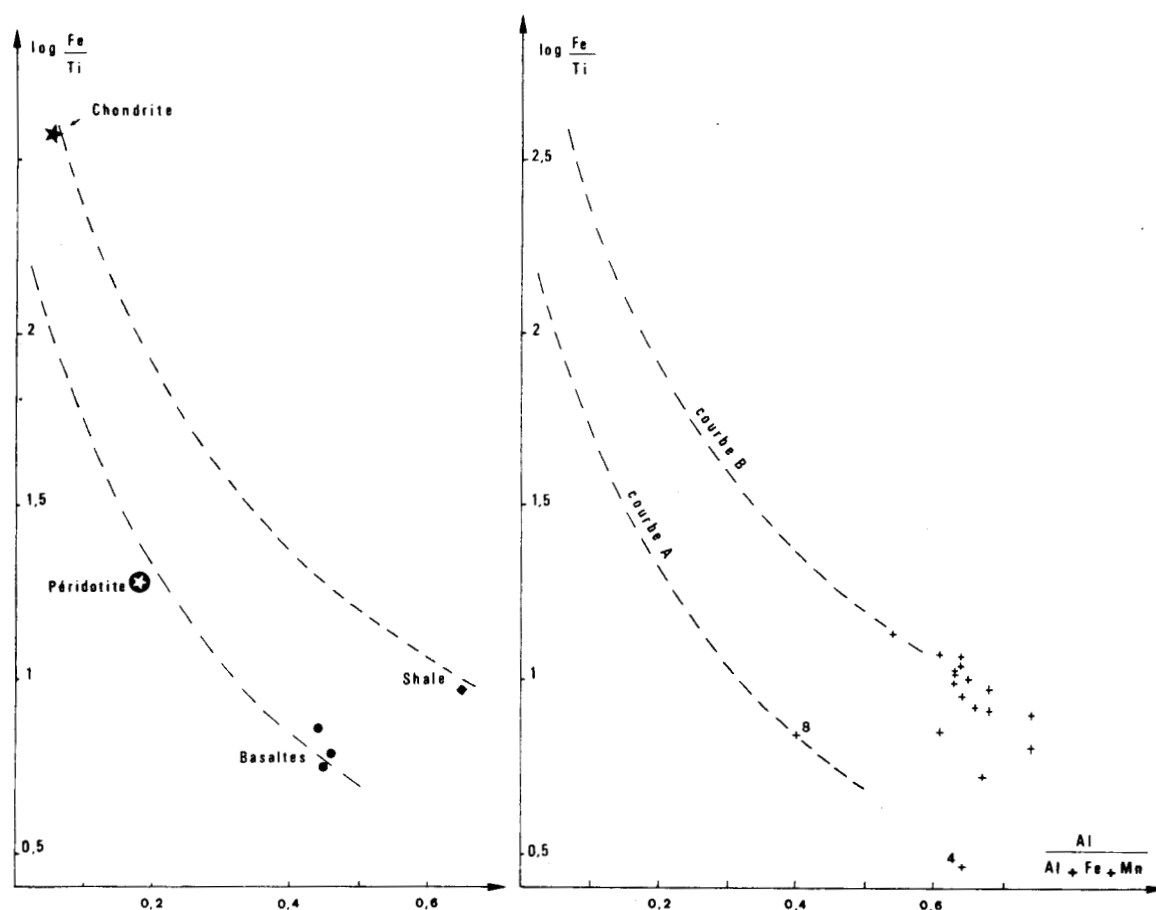


Fig. 55.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa dans le diagramme de Boström (1970).

Il n'est donc pas possible de confirmer les hypothèses formulées par Desprairies (1977).

4. LA PHASE PHOSPHATEE.

Elle est peu importante du point de vue pondéral. Les calculs résumés dans le tableau 5 montrent que le phosphore ne présente de corrélations positives significatives qu'avec le sodium ($r = 0,70$ au risque $0,001$) et le cuivre ($r = 0,64$ au risque $0,01$). Cette bonne liaison phosphore - sodium est bien connue dans les dépôts phosphatés, le sodium se substituant à Ca^{2+} dans l'apatite pour compenser en partie d'autres substitutions du type CO_3^{2-} ou SO_4^{2-} pour PO_4^{3-} , ou bien terres rares pour Ca^{2+} (cf. Prévot et Lucas, 1979).

		Al	Na	Cr	Ni	Cu	Zn
P	r	0.10	+ 0.70	- 0.64	- 0.44	+ 0.64	+ 0.44
	α	--	0.001	0.01	0.05	0.01	0.05

Tabl. 5. Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur α) entre les teneurs en phosphore d'une part et les teneurs en alumine, sodium et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

D'ailleurs l'important gisement de phosphorites découvert récemment sous les Schistes à Posidonies en Epire orientale est formé de francolite (fluoro-apatite) renfermant du sodium en quantité significative (Machairas et coll., 1979).

D. CONCLUSION.

Les Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa sont essentiellement formés par le mélange en toutes proportions d'une phase carbonatée faiblement magnésienne et d'une phase siliceuse biogénique (radiolaires). Ces roches sédimentaires se sont donc déposées *au-dessus du N.C.C.*, mais éventuellement sous la lysocline de la calcite magnésienne et celle de l'aragonite. Leur fraction détritique est celle d'une sédimentation hémipélagique banale.

Leur spectre argileux très monotone, dominé par l'illite, est totalement *hérité* d'altérites développées sur des aires *continentales pétrographiquement banales*, soumises à un climat chaud avec alternance de saisons humides et sèches et manifestant une activité orogénique *modérée* certes mais plus prononcée que durant la période précédente du Lias.

II. DESCRIPTION DES SCHISTES À POSIDONIES SUPÉRIEURS DE TSERIA ET COMPARAISON AVEC CEUX D'IGOUMENITSA

A. STRATIGRAPHIE

Le profil étudié ici correspond à la coupe des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria décrite lors de l'étude stratigraphique de la série convenue du Taygète (cf. profil de Tseria, fig. 12A). Cette coupe montre comme dans l'exemple précédent l'intallation des Schistes à Posidonies sur des calcaires à filaments. La recristallisation a dans le cas du profil de Tseria effacé totalement le microfaciès originel de ces Schistes à Posidonies.

B. ÉTUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE.

Les études de diffraction aux rayons X ont été menées là encore par Chamley. Trois échantillons seulement ont été étudiés, car nous pensions que ces Schistes de Tseria étaient métamorphiques et que par conséquent l'étude de leurs phyllosilicates nous renseignerait essentiellement sur leur histoire postsédimentaire. De fait cette hypothèse s'est révélée inexacte et les Schistes de Tseria présentent des spectres argileux globalement semblables aux spectres monotones des Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa (fig. 56). Ces trois spectres sont en effet largement dominés par l'illite : 50 à 100%. La chlorite apparaît là encore comme une phase argileuse mineure ou absente. Par contre la kaolinite existe ici en faible quantité. Sa présence n'infirme pas les conclusions déduites de l'étude des Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa, elle traduit tout simplement la variation dans l'espace et dans le temps du contrôle épirogénique. Il est vraisemblable que le bassin de sédimentation des Schistes de Tseria était plus proche que celui d'Igoumenitsa de l'exutoire d'une zone continentale momentanément bien drainée et inactive du point de vue épirogénique.

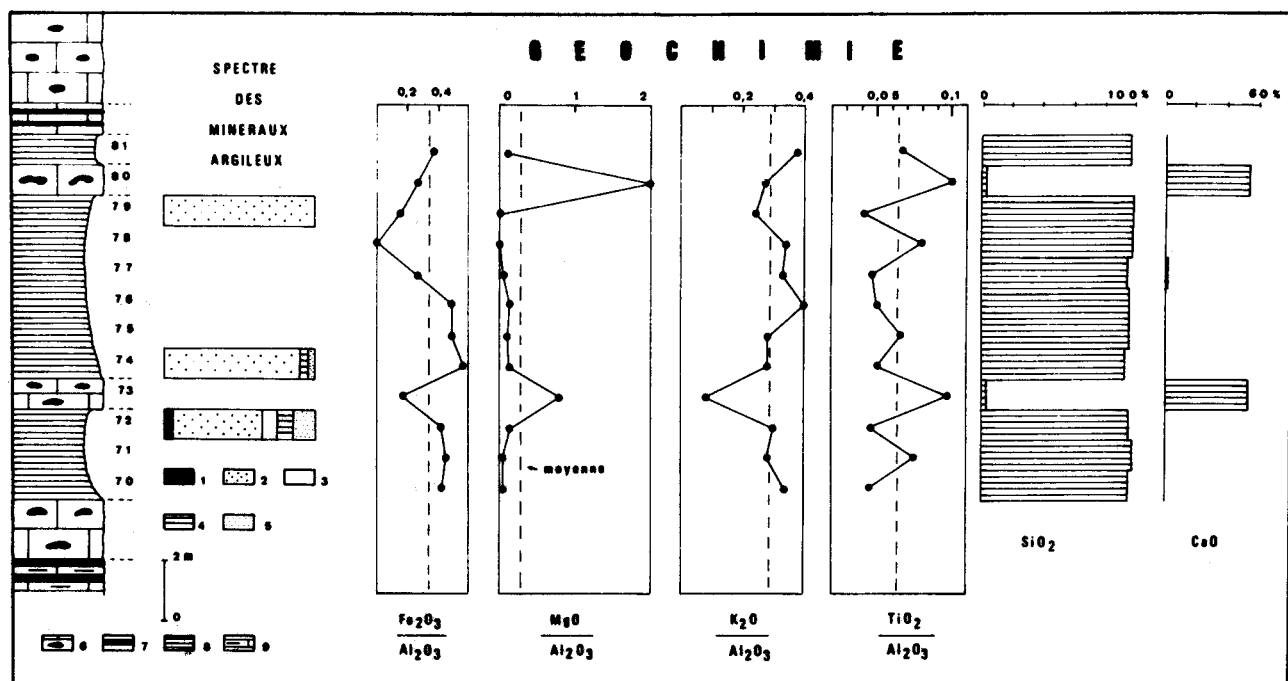


Fig. 56.- Profil lithologique, spectre des minéraux argileux et caractéristiques géochimiques des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria. Spectre argileux.

1. Chlorite. - 2. Illite. - 3. Interstratifié 10.14. - 4. Interstratifié - 14.14 et 5. Kaolinite - Lithologie. - 6. Calcaires marmoréens à nodule de quartzite. - 7. Quartzite. - 8. Quartzite des Schistes à Posidonies supérieures. - 9. Calcaires marmoréens à filaments.

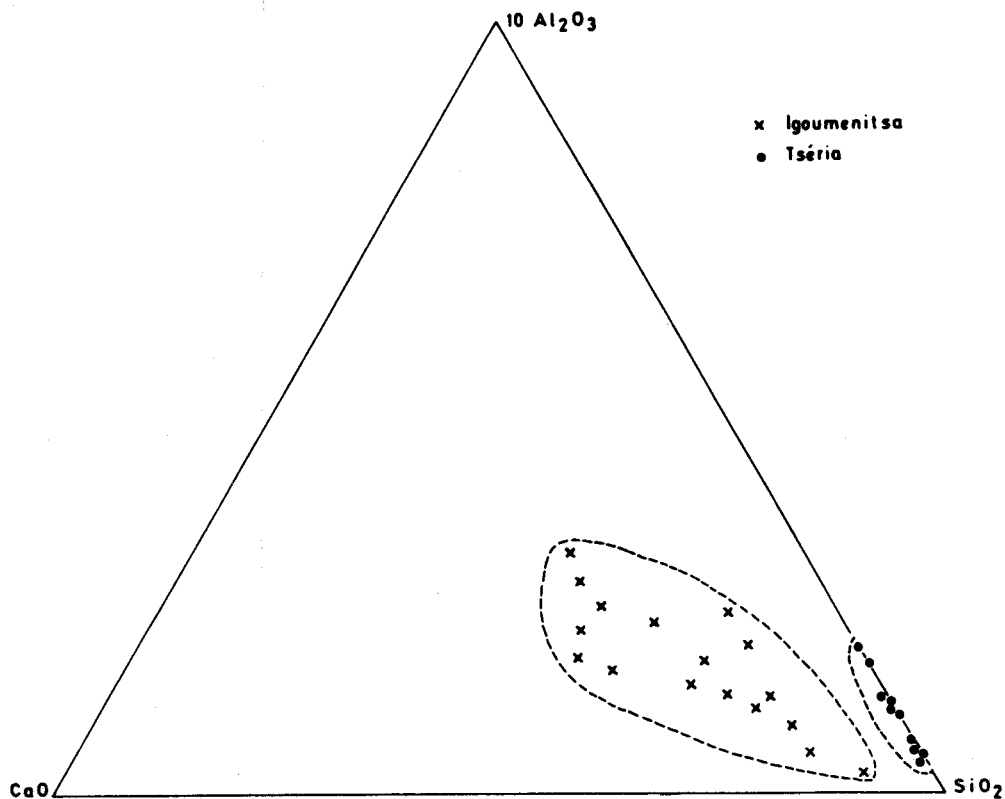


Fig. 57.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria dans le diagramme $10 \text{ Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ et comparaison avec les Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa.

BHS
LILL

L'étude géochimique montrera d'ailleurs de très grandes *homologies* entre les fractions argileuses des Schistes de Tseria et d'Igoumenitsa qui dérivent donc globalement des mêmes processus générateurs caractérisant un seul et même modèle paléogéographique et géodynamique, décrit dans le paragraphe précédent.

C. GÉOCHIMIE.

N° dans le texte	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Echantillon	I 70	I 71	I 72	I 73	I 74	I 75	I 76	I 77	I 78	I 79	I 80	I 81
SiO ₂	97.03	98.07	95.30	3.16	92.94	95.86	95.95	94.33	98.13	98.34	3.43	96.97
Al ₂ O ₃	1.10	0.53	1.31	0.41	2.19	1.20	1.17	1.91	0.49	0.50	0.37	0.76
Fe ₂ O ₃	0.47	0.24	0.56	0.07	1.24	0.59	0.58	0.50	--	0.08	0.10	0.29
MnO	--	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	--	0.03	--	--
MgO	0.05	0.03	0.23	0.32	0.31	0.16	0.19	0.09	--	--	0.74	0.09
CaO	--	--	--	52.69	--	--	--	0.11	--	--	52.74	--
Na ₂ O	0.03	--	0.04	0.02	--	--	--	--	--	0.01	0.01	--
K ₂ O	0.38	0.15	0.40	0.03	0.61	0.34	0.47	0.64	0.17	0.12	0.10	0.29
TiO ₂	0.05	0.04	0.06	0.04	0.11	0.08	0.06	0.09	0.04	0.02	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.01	0.02	--	0.02	--	0.06	--	--	--	--	--	--
PF	0.58	0.28	0.51	43.21	1.23	0.60	0.60	0.85	0.38	0.39	42.68	0.52
Total	99.70	99.38	98.45	100.01	98.64	98.90	99.04	98.54	99.21	99.49	100.21	98.97
Ba	71	26	179	51	170	61	74	106	76	620	169	383
Co	78	85	71	33	60	76	67	79	87	78	28	62
Cr	12	<10	<10	58	15	<10	<10	15	<10	<10	56	<10
Cu	11	32	12	16	57	33	15	27	<10	53	<10	45
Ni	100	63	25	48	69	44	24	45	39	56	29	33
Sr	<10	<10	<10	156	<10	<10	<10	<10	<10	<10	229	<10
V	<10	12	14	50	28	13	18	24	11	<10	49	<10
Rb	14	<10	<10	27	<10	<10	<10	17	<10	<10	12	<10
Zn	<10	15	11	31	32	20	42	19	12	10	21	17

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 SiO₂ et CaO par voie humide.

		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	MnO	Co	Ni	Cu	V	Zn	Ba
SiO ₂	r	- 0.99	- 0.98	- 0.88	- 0.97	- 0.33	+ 0.56	- 0.10	- 0.22	- 0.77	- 0.52	+ 0.29
	α	0.001	0.001	0.001	0.001	--	0.02	--	--	0.001	0.05	--

Tabl. 7. Coefficients de corrélation (et probabilités d'erreur α) entre les teneurs en SiO₂ d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria.

BUS
LILLE

1. LA PHASE CARBONATEE.

L'originalité des Schistes de Tseria découle, évidemment, de la disparition totale de la phase carbonatée dans les quartzites homologues des Schistes à Posidonies (fig. 57). Les carbonates existent malgré tout sous forme de passées lenticulaires peu épaisses de calcaires très recristallisés (fig. 56).

Si nous admettons par homologie avec les Schistes d'Igoumenitsa que la silice qui constitue ces quartzites est d'origine biogénique (radiolaires), ces dernières seraient donc d'anciens jaspes à radiolaires tout à fait comparables aux Radiolarites du Pinde. Les passées calcaires peuvent avoir deux origines : isopique (par suite de mouvements du fond sous marin et

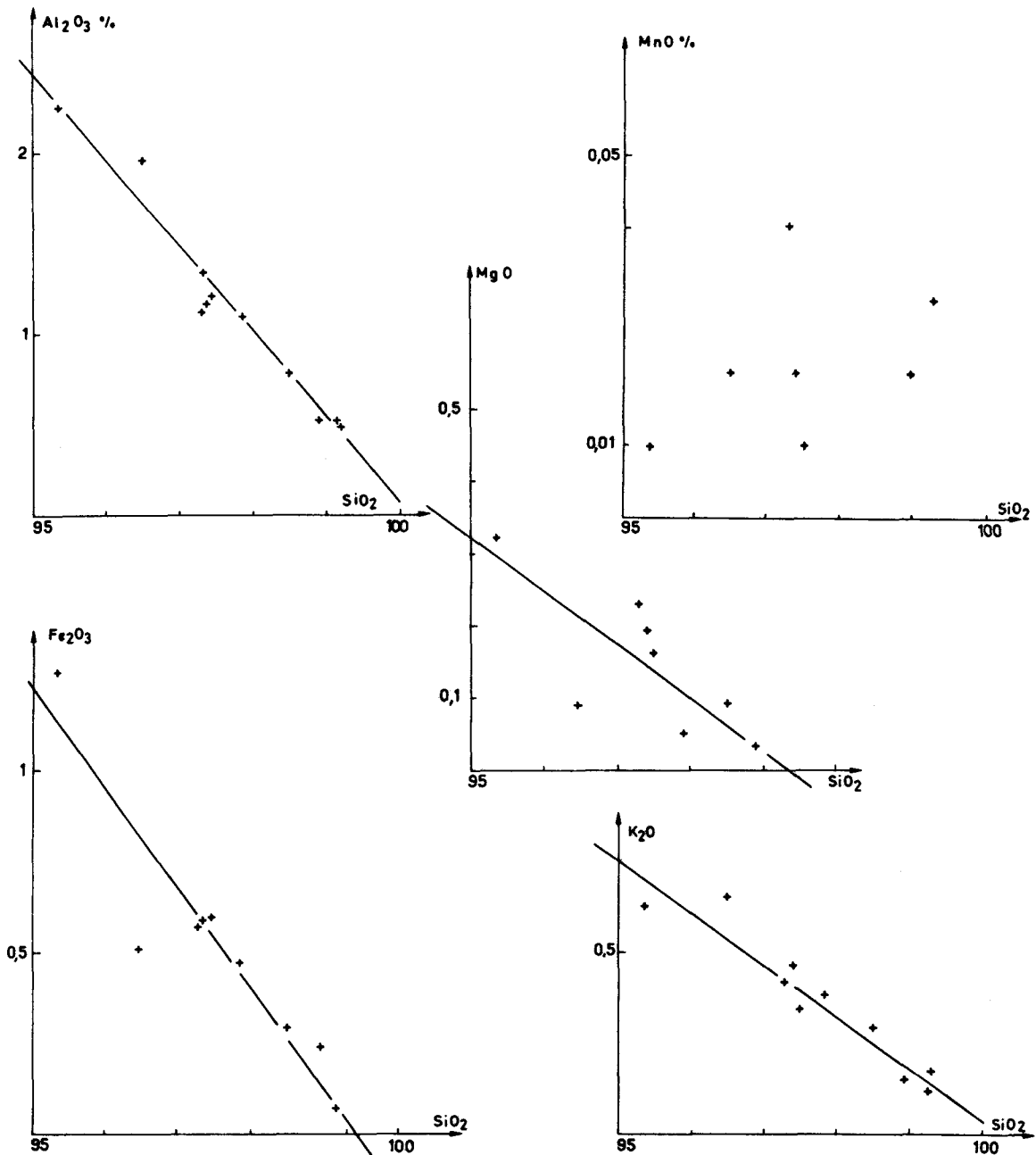


Fig. 58.- Droites de regression pour les principaux oxydes des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria.

du N.C.C., cf. Mpodozis Marin, 1977) ou hétéropique. La dernière hypothèse me paraît la seule cohérente avec l'absence de transition minéralogique et géochimique entre les faciès carbonatés et les faciès hypersiliceux. C'est pourquoi ces calcaires ont été éliminés de l'étude qui suit.

2. LA PHASE SILICEUSE.

Les analyses chimiques utilisées correspondent évidemment à des échantillons décarbonatés et calcinés.

Comme pour les Schistes d'Igoumenitsa on observe de très bonnes corrélations négatives entre SiO_2 et la plupart des autres éléments majeurs (tableau 7, figure 58). Le trop petit nombre d'échantillons traités dans le cas présent ne m'a pas permis de tracer les courbes de Besnus. Ce handicap ne nous interdit pas malgré tout de conclure à l'existence très probable d'une dilution linéaire simple de la plupart des éléments majeurs (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2) par la silice biogénique. Comme dans la plupart des sédiments océaniques Mn constitue une phase métallifère surimposée du fait de sa mobilité chimique (fig. 58).

En ce qui concerne les traces, seul, le vanadium présente une bonne corrélation négative avec SiO_2 ($r = -0,77$, fig. 59) matérialisant un phénomène de dilution linéaire. Les autres traces (Co, Ni, Cu, Zn) ont un comportement comparable à celui qu'elles avaient dans les Schistes d'Igoumenitsa.

Les conclusions formulées à propos des Schistes d'Igoumenitsa restent donc valables pour les Schistes de Tseria (dilution linéaire simple de la fraction argileuse avec respect vraisemblable de la géochimie de cette dernière).

3. LA PHASE ARGILEUSE.

L'étude en sera menée également par la recherche des corrélations positives entre Al_2O_3 et les autres éléments (tableau 8).

La corrélation positive entre Al_2O_3 et Fe_2O_3 reste excellente ($r = 0,88$, au risque 0,001). Comparée à la phase argileuse des Schistes d'Igoumenitsa, celle des Schistes de Tseria est relativement à l'aluminium légèrement plus riche en fer (Igoumenitsa $\frac{\overline{\text{Fe}}}{\overline{\text{Al}}} = 0,512$ - Tseria $\frac{\overline{\text{Fe}}}{\overline{\text{Al}}} = 0,577$).

Steinberg et Mpodozis Marin (1978) ont proposé d'utiliser la valeur de la pente de la droite de régression Al - Fe comme marqueur du caractère plus ou moins distal de la sédimentation argileuse. Une valeur forte indiquerait une sédimentation distale (0,74 tableau 9 - Radiolarites du Pinde interne), une valeur faible une sédimentation proximale (0,45 - tableau 9 - boue à diatomées, de la mer du Japon). Prise à la lettre cette règle me conduirait donc à considérer la sédimentation de Tseria plus distale ($a = 0,68$) que celle d'Igoumenitsa ($a = 0,52$) (tableau 9 et fig. 60). Mais cette différence peut être héritée. Elle traduirait alors soit une plus grande richesse en fer ou en composé "biotitique" des illites de Tseria, soit un milieu légèrement plus oxydant favorisant un dépôt supplémentaire de fer ferreux. Ces dernières hypothèses me paraissent plausibles, elles permettent d'éviter l'étonnant paradoxe d'une

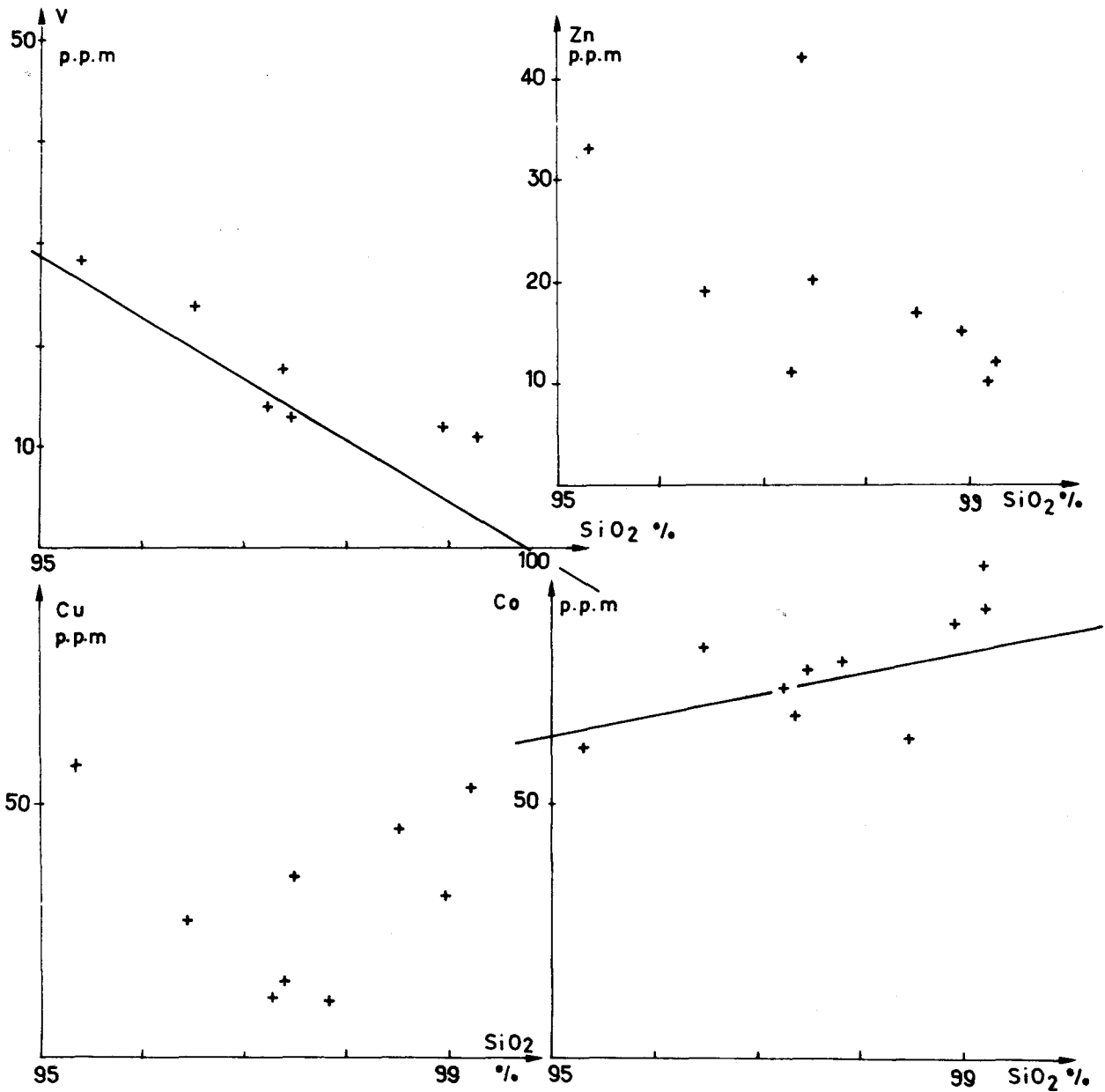


Fig. 59.- Corrélation entre SiO₂ et les principales traces (V, Zn, Cu et Co) dans les Schistes à Posidonies supérieures de Tseria.

		Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	MnO	TiO ₂	Co	Ni	Cu	V	Zn	Ba
Al ₂ O ₃	r	+ 0.88	+ 0.67	+ 0.96	+ 0.10	+ 0.95	- 0.47	+ 0.10	+ 0.22	+ 0.77	+ 0.44	- 0.26
	α	0.001	0.01	0.001	--	0.001	--	--	--	0.001	0.1	--

Tabl. 8. Coefficients de corrélation r (et probabilités d'erreur α) entre les teneurs en Al₂O₃ d'une part et les teneurs en certains oxydes et certaines traces des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria.

BUS LILLE

Provenance	Coefficient r de corrélation entre Al et Fe	Fe = a x Al + b	
		a	b (ppm)
Boues à Diatomées miopliocènes Mer du Japon	0.93	0.45	1350
Radiolarites jurassiques (Pinde externe) Massif du Lakmon	0.96	0.51	-454
Radiolarites jurassiques (Pinde interne) Massif d'Agrapha)	0.91	0.74	- 59
Schistes à Posidonies jurassiques zone ionienne externe (Igoumenitsa - Grèce)	0.96	0.52	-219
Schistes à Posidonies jurassiques zone ionienne externe (?) Tseria - Péloponnèse méridional)	0.88	0.68	-896

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.

sédimentation relativement plus distale et en même temps relativement plus riche en kaolinite.

Le magnésium présentant une bonne corrélation positive avec l'aluminium ($r = 0,67$ au risque 0,01) participe exclusivement à la phase argileuse puisqu'ici il n'y a pas de carbonate. Les diagrammes triangulaires $Al_2O_3 - Fe_2O_3$ tot - MgO (fig. 61 A et B) montrent la très grande similitude existant entre les fractions non biogéniques des Schistes de Tseria et d'Igoumenitsa. Ceci me paraît être une bonne justification à posteriori du raisonnement qui m'a permis d'attribuer la majeure partie du magnésium à la phase argileuse des Schistes d'Igoumenitsa.

On remarquera en outre, grâce aux figures (61 A et B) que la fraction argileuse des Schistes de Tseria et Igoumenitsa est alumino-ferrifère. Cette caractéristique les rapproche des shales géosynclinaux (Wedepohl, 1969) et traduit une homologie très nette avec les sédiments Crétacé supérieur et Cénozoïque de la baie de Biscay (Debrabant et coll., 1979) mais les oppose nettement aux sédiments du même âge du plateau de Rockall (Debrabant et coll., 1979). Il n'est pas inintéressant de rappeler que la distinction claire entre ces deux derniers sites (Biscay et Rockall) s'expliquerait par la plus grande richesse du second (Rockall) en smectites (Debrabant et coll., 1979). Cette tendance nettement alumino-ferrifère d'Igoumenitsa et Tseria confirmerait donc le rôle extrêmement minime joué dès l'origine par la smectite dans leurs spectres argileux.

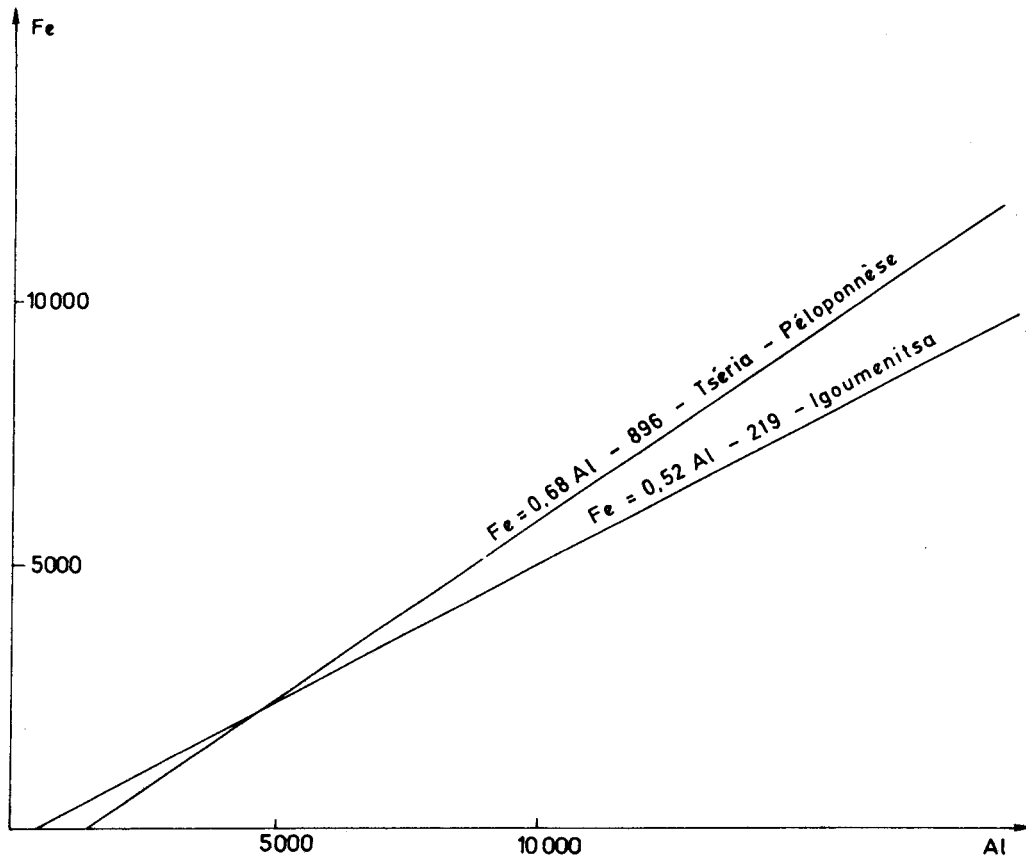


Fig. 60.- Droites de regression $Fe = f(Al)$ pour les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa.

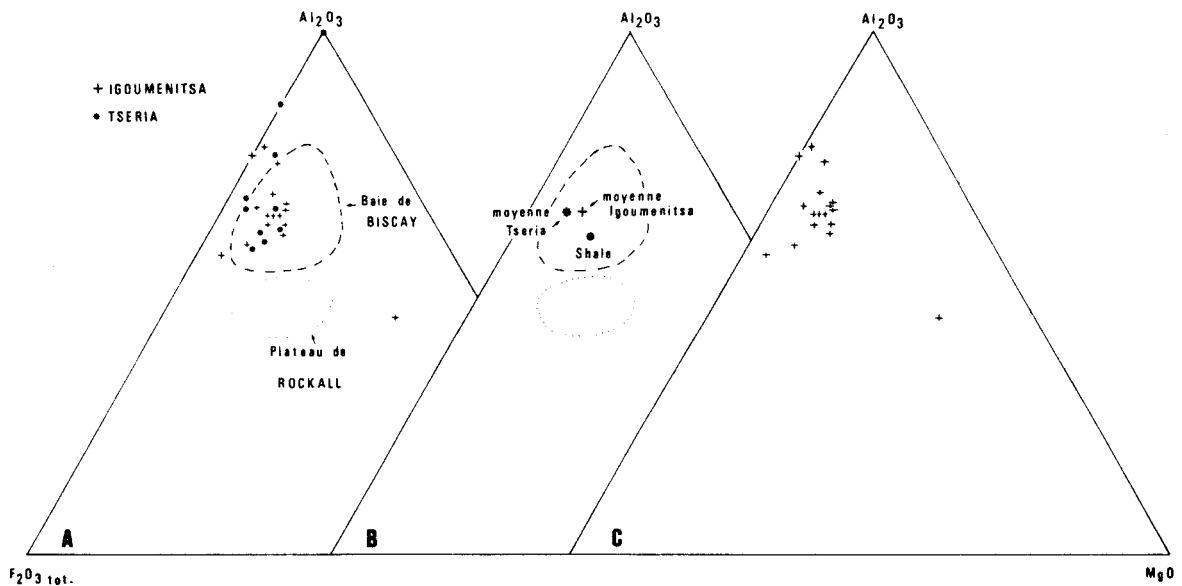


Fig. 61.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3 \text{ tot.} - MgO$ et comparaison avec les sédiments de la Base de Biscay et du plateau de Rockall (d'après Debrabant et coll., 1979).

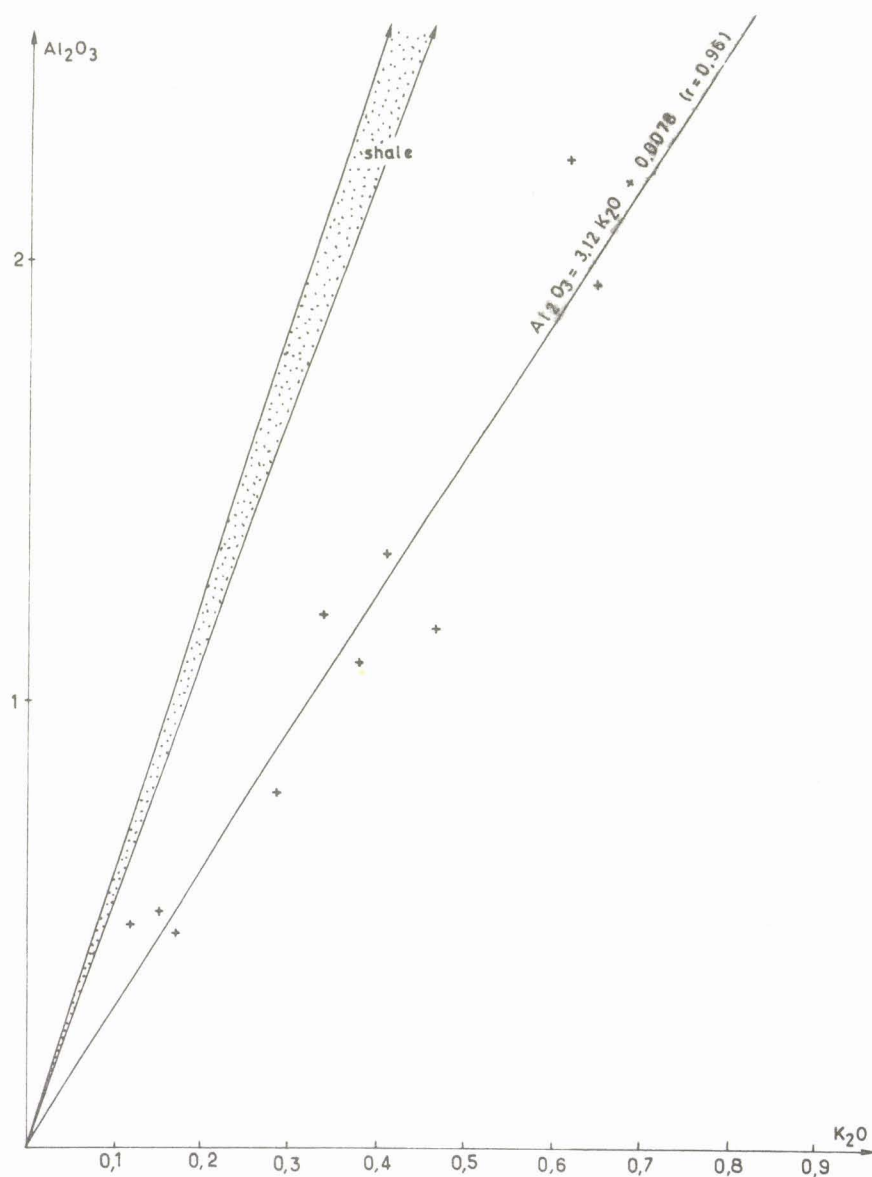


Fig. 62.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria dans le diagramme $Al_2O_3 = f(K_2O)$.

Le potassium (fig. 62) apparaît clairement lié à l'aluminium ($r = 0,96$ au risque 0,001 - $Al_2O_3 = 3,12 K_2O + 0,0078$) et totalement intégré au réseau des argiles. Le rapport

$\frac{Al_2O_3}{K_2O}$ égal à 3,14 est très proche de celui d'une muscovite théorique et traduit là encore un

enrichissement relatif en K₂O vis à vis des shales géosynclinaux. Mais comme pour les Schistes d'Igoumenitsa, le diagramme Al₂O₃ - Fe₂O₃ total - K₂O (fig. 63 A et B) montre que cette propriété est vraisemblablement héritée et liée à la très grande richesse des spectres argileux en illites, très proches géochimiquement de celles des Schistes d'Igoumenitsa et par conséquent de celles des grès à Voltzia des Vosges. Je ferai remarquer enfin que les plus hautes teneurs relatives en Al₂O₃ ne sont pas corrélables avec la présence de kaolinite mais en

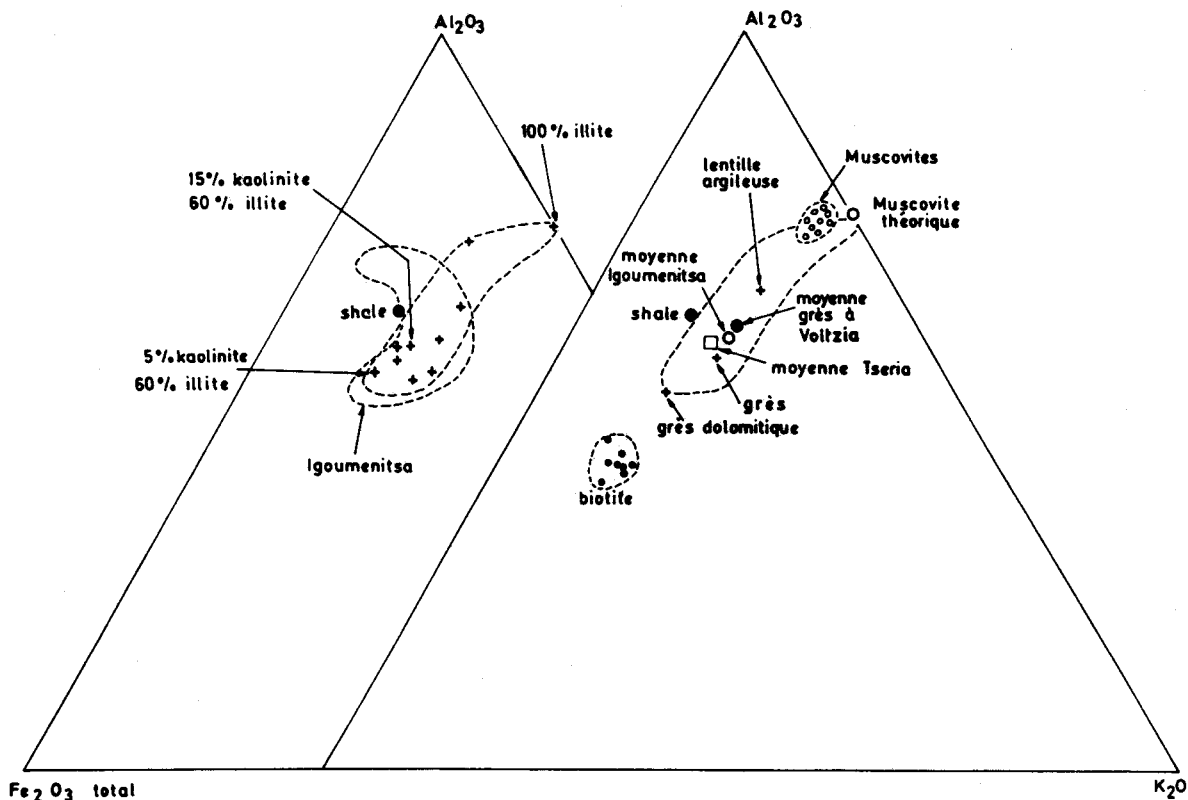
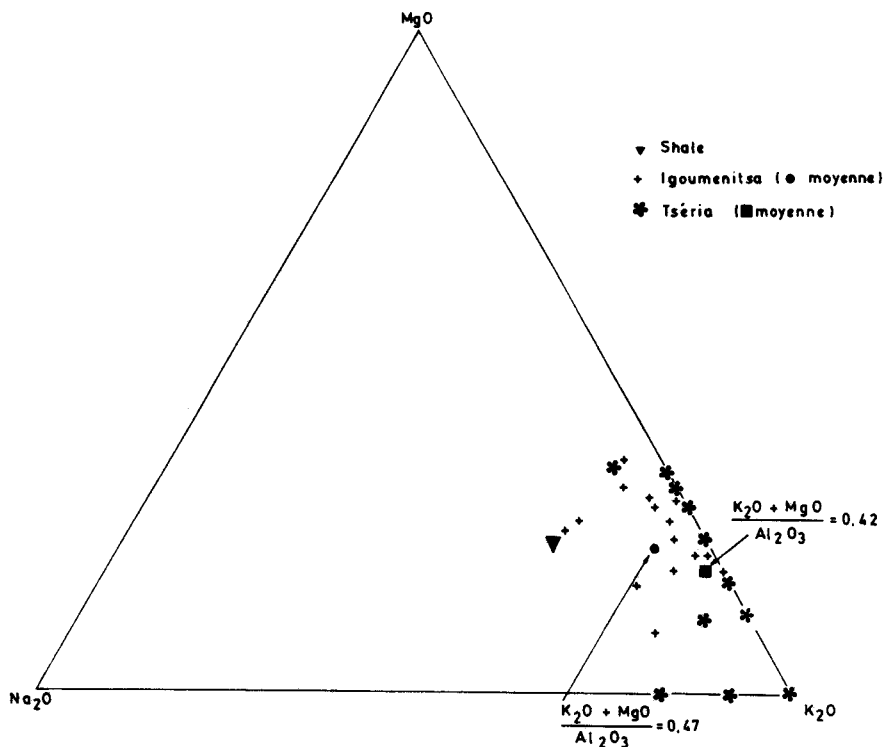


Fig. 63.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria dans le diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3 \text{ tot.} - K_2O$, comparaison avec les Schistes à Posidonies supérieures d'Igoumenitsa (A) et les illites des grès à Voltzia (B).



BUS
LILLE

Fig. 64.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme $MgO - Na_2O - K_2O$. Le rapport associé à chacune des moyennes correspond à la valeur moyenne de l'indice de basicité (La Roche de, 1966) dans chacun des profils étudiés.

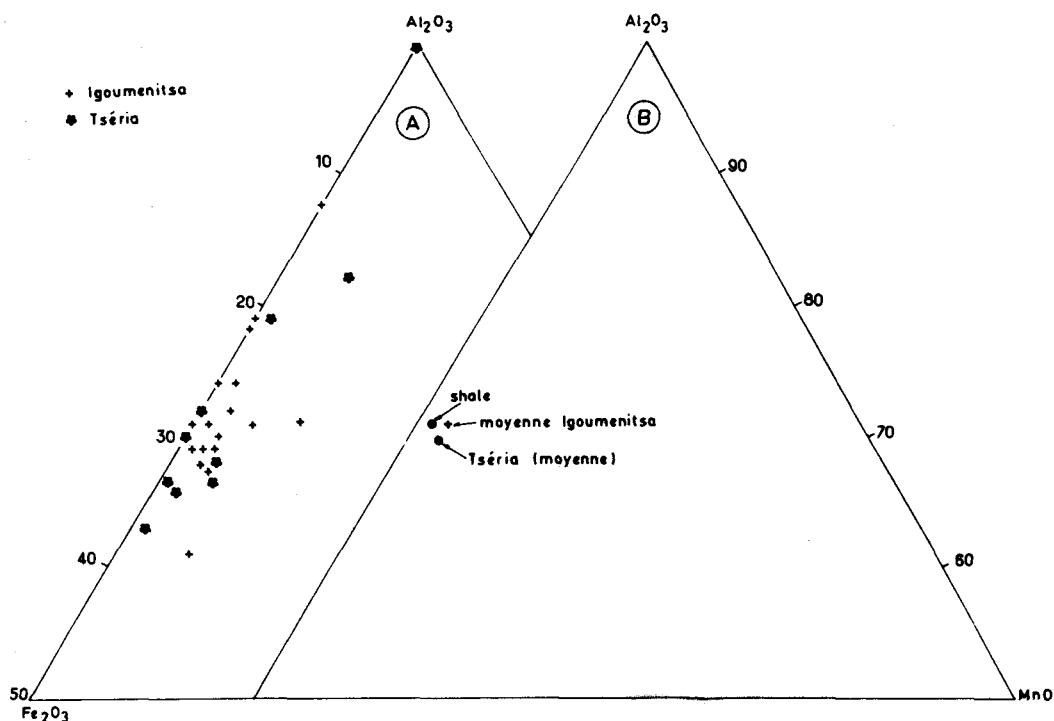


Fig. 65.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3$ tot. - MnO .

fait avec des spectres purs à 100% d'illites (fig. 63 A).

Le diagramme $Na_2O - MgO - K_2O$ (fig. 64) matérialise la très forte homologie géochimique entre les fractions non biogéniques des 'Schistes' de Tseria et d'Igoumenitsa. Le sodium n'étant pas lié aux argiles, l'indice de basicité de ces derniers (La Roche de, 1966) se réduit à $\frac{K_2O + MgO}{Al_2O_3}$ et prend une valeur moyenne de 0,42 pour Tseria et 0,47 pour Igoumenitsa. Ces

indices très voisins de l'indice théorique des micas blancs et des illites confirment donc une nouvelle fois le rôle essentiel joué par ces dernières et la faible importance pondérale des kaolinites.

Le diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MnO$ (fig. 65) me permet d'illustrer une dernière fois la grande homologie géochimique existant entre les fractions non biogéniques des Schistes d'Igoumenitsa et de Tseria, toutes deux pauvres en manganèse.

Le diagramme de Boström (fig. 66) indique que la fraction non biogénique des "Schistes" de Tseria est essentiellement héritée d'altérites formées sur des *aires continentales*. Très peu de traces semblent liées à la fraction argileuse, le vanadium présente une excellente corrélation positive avec l'aluminium ($r = + 0,77$ au risque 0,01). Le léger enrichissement relatif en vanadium ($\frac{\bar{V}}{Al} = 0,0020$) vis à vis des shales ($\frac{\bar{V}}{Al} = 0,0014$ - Wedepohl, 1968) est certainement corrélé avec le caractère ferrifère des illites de Tseria.

Le baryum ne montrant lui aucune corrélation positive avec l'aluminium (tableau 8) n'appartient pas au réseau des phyllosilicates. En effet les teneurs relatives très importantes

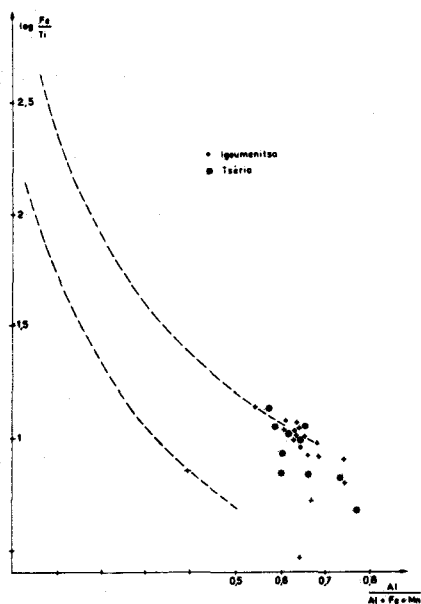


Fig. 66.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria et d'Igoumenitsa dans le diagramme de Boström (1970) $\log \frac{Fe}{Ti} = f \left(\frac{Al}{Al + Fe + Mn} \right)$

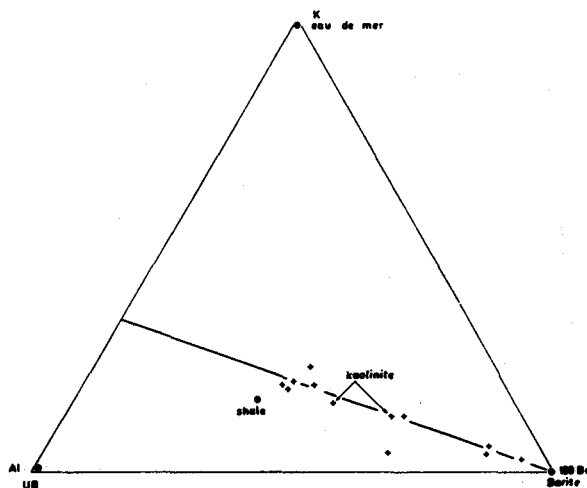


Fig. 67.- Composition chimique des Schistes à Posidonies supérieures de Tseria dans le diagramme K - Al - 100 Ba.

en baryum n'influent absolument pas le rapport $\frac{Al}{K}$ (fig.67) des illites et traduisent par conséquent l'apparition d'une phase riche en baryum.

Or de nombreux auteurs (Revelle, 1944 ; Goldberg et Arrhenius, 1958 ; Wakeel et Riley, 1961 ; Boström et coll. 1973 ; Martin et Knauer, 1973) ont montré qu'il existait une corrélation nette entre les hautes teneurs en baryum des sédiments et une forte productivité organique dans la zone euphotique sus-jacente. Mais les calculs de Boström et coll. (1974) indiquent que l'origine du baryum n'est pas uniquement biogénique mais mixte : biogénique, authigénique et volcanique. Un apport volcanique me paraissant fort improbable dans le cas des "Schistes" de Tseria, il reste deux sources éventuelles : authigénique et biogénique. Choisir la seconde est évidemment très tentant. Or la figure 68 montre que cet enrichissement ne caractérise que la partie sommitale des Schistes à Posidonies de Tseria. Il pourrait traduire une augmentation de la production biogène dans ce secteur du sillon ionien au Jurassique tout à fait supérieur. Il s'agit peut-être du début de l'explosion du nanno-plancton qui caractériserait le Jurassique supérieur. La disparition brutale de la sédimentation siliceuse biogène au Tithonique - Berriasien (?) serait alors la marque d'une chute brutale du N.C.C. du sillon ionien.

Le nickel, le chrome et le cobalt sont, trait commun supplémentaire avec les Schistes d'Igoumenitsa, antagonistes avec l'aluminium et par conséquent non liés à la phase argileuse.

4. LA PHASE PHOSPHATEE.

Elle est ici quasi inexistante.

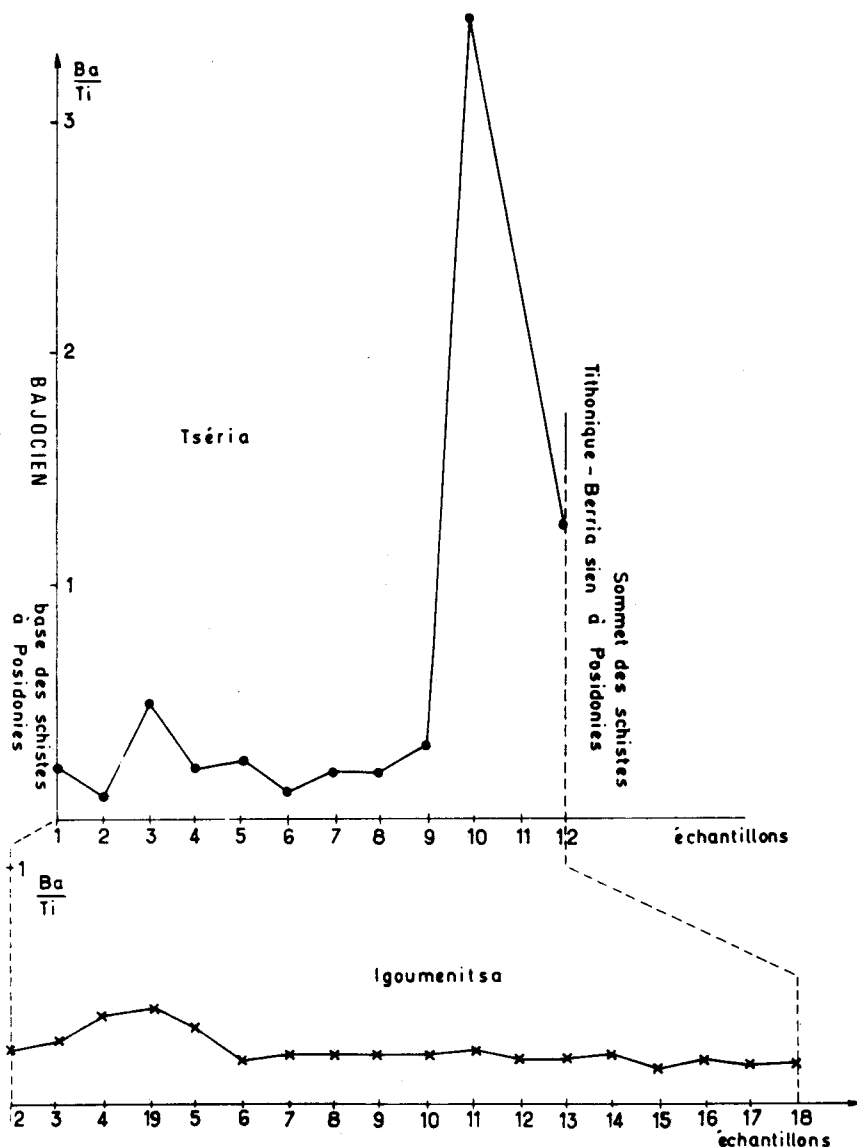


Fig. 68.- Variation dans les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa du rapport $\frac{Ba}{Ti}$ en fonction de la position stratigraphique des échantillons étudiés.

D. CONCLUSION.

Les Schistes à Posidonies de Tseria diffèrent nettement de leurs homologues d'Igoumenitsa par la disparition totale de toute phase carbonatée. Il s'agit donc de sédiments hypersiliceux. Par contre la fraction sédimentaire décarbonatée est tout à fait semblable à celle des Schistes d'Igoumenitsa. Elle est formée par une phase siliceuse biogène (?) diluant une phase détritique argileuse très riche en illites héritées. L'homologie géochimique existant entre les phases détritiques argileuses des "Schistes" de Tseria et d'Igoumenitsa implique une zone d'alimentation commune : aire continentale dont les caractéristiques géodynamiques et climatiques ont été définies dans le paragraphe précédent.

III. COMPARAISON AVEC LES RADIOLARITES PINDIQUES

Au terme de cette étude il est légitime de confronter les résultats obtenus avec ceux connus sur les Radiolarites pindiques (Caron, 1975 ; Mpodozis Marin, 1977 ; Steingerg et Mpodozis Marin, 1978).

A. LA PHASE CARBONATÉE.

C'est la teneur en carbonate qui oppose le plus nettement les Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa aux Schistes à Posidonies de Tseria et aux radiolarites du Pinde.

Les teneurs en CaO (fig. 69) des Schistes d'Igoumenitsa peuvent être comparées à celles des Radiolarites rouges supérieures du Pinde d'Agrapha dont le dépôt précède l'intallation des Calcaires à Calpionelles (Mpodozis Marin, 1977). Mais dans le cas des Schistes d'Igoumenitsa l'excellente corrélation négative entre CaO et SiO_2 et la courbe de Besnus associée, indiquent le mélange en toute proportion de deux phases biogéniques (l'une siliceuse et l'autre calcaire) et prouvent sans conteste que ces sédiments se sont déposés *au-dessus du N.C.C.*

A contrario les Radiolarites d'Agrapha et les Schistes de Tseria (dépourvus de CaO) ne présentent absolument pas le même phénomène. On peut émettre l'hypothèse que ces deux séries sédimentaires se sont déposées *au-dessous du N.C.C.* (Mpodozis Marin, 1977).

B. LA PHASE ARGILEUSE.

Les spectres argileux des Schistes à Posidonies supérieurs (Igoumenitsa et Tseria) diffèrent assez nettement de ceux des Radiolarites pindiques de même âge. Dans les premiers la chlorite est absente ou en quantité très faible, l'illite - mica (60 à 100%) domine, associée

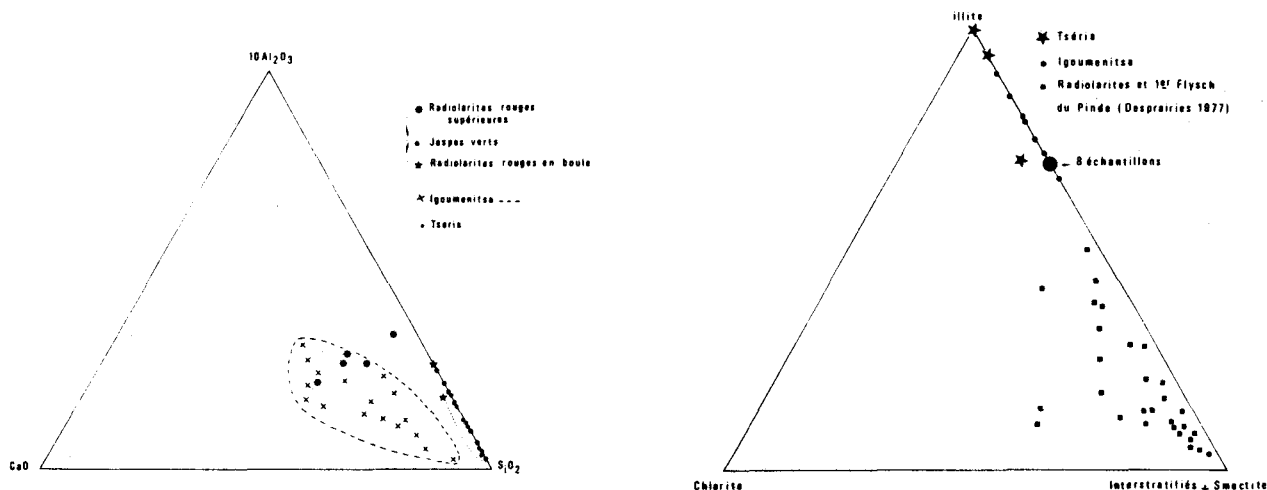


Fig. 69.- Composition chimique dans le diagramme $10 Al_2O_3 - CaO - SiO_2$ des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa, et des Radiolarites pindiques (d'après Mpodozis-Marin 1977).

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.

à une faible quantité d'interstratifiés illitiques et des traces de smectites (fig. 70). Dans les seconds (Desprairies, 1977), la chlorite est toujours présente (fig. 70), l'illite forme 50% du spectre au maximum, les interstratifiés et la smectite constituant une fraction importante de celui-ci. En outre la kaolinite peut exister en quantité quantifiable dans les Schistes à Posidonies supérieurs, elle n'apparaît qu'en traces décelables en microscopie électronique, uniquement dans les Radiolarites du Pinde externe (Caron, 1975).

L'explication la plus simple d'une telle opposition consiste à admettre une origine paléogéographique différente pour ces deux types d'association argileuse. Or la reconstitution paléogéographique de Biju-Duval et coll (1976) fait apparaître deux ensembles continentaux susceptibles de fournir ces argiles : un ensemble septentrional européen et un ensemble africain méridional (fig. 71). Fogelgesang (1975) et Steinberg et coll. (1977) ont montré que les zones continentales européennes étaient au Jurassique moyen et supérieur susceptibles de fournir l'association argileuse (illite, chlorite, smectite et interstratifiés) des radiolarites des sillons lombard et pindique. Il est par conséquent logique d'admettre pour les Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitza et de Tseria une alimentation africaine. La position latitudinale très basse de cette aire d'alimentation expliquerait l'aridité du climat, la disparition des smectites, éventuellement celle des chlorites et l'apparition de la kaolinite. Quant à la vermiculite observable au sommet du Jurassique supérieur dans les sillons ionien et pindique,

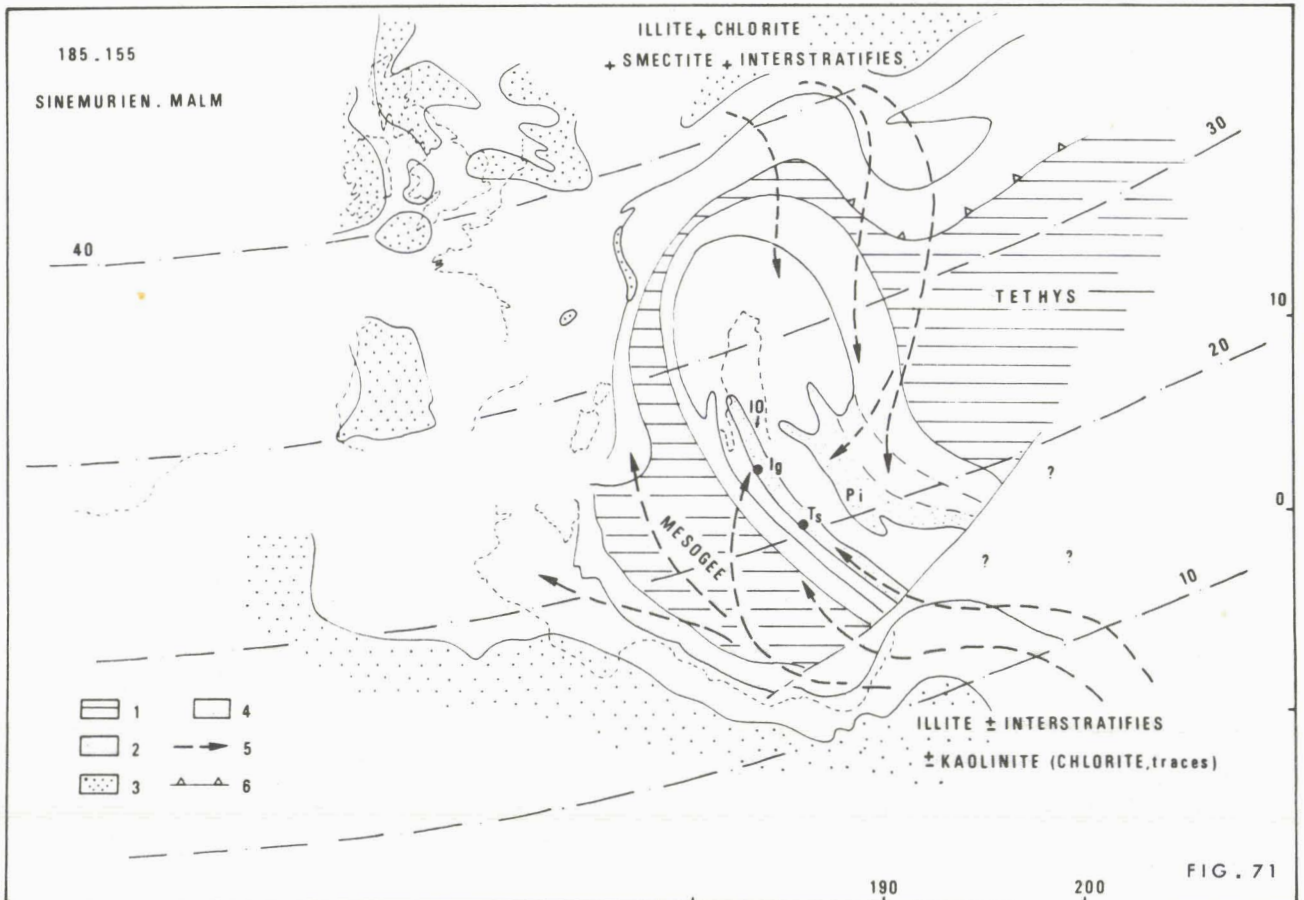


FIG. 71

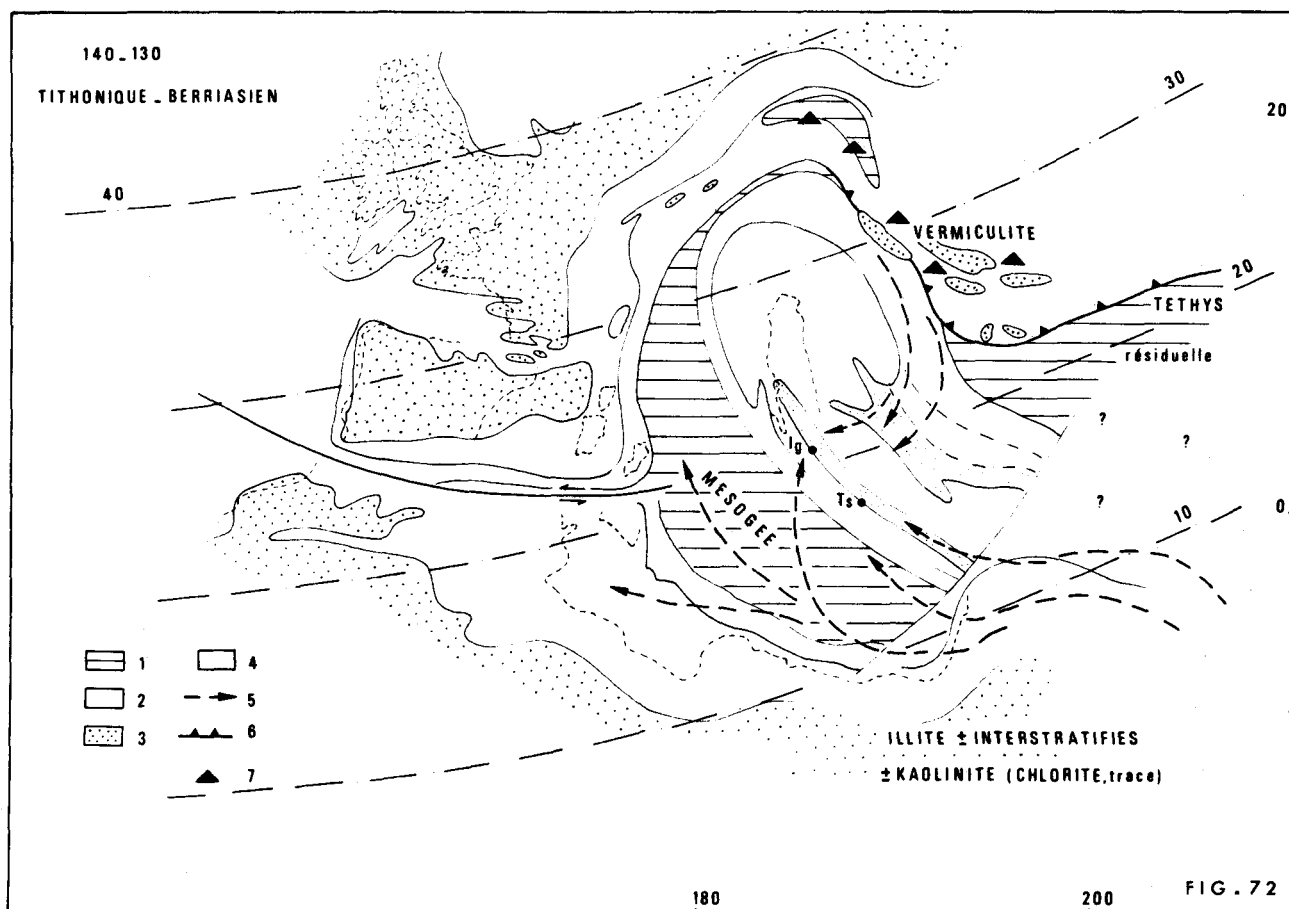


Fig. 71 et 72.- Tentative de reconstitution de la circulation marine de surface au Jurassique (71) et au Tithonique (72) dans le cadre paléogéographique proposé par Biju-Duval et coll. (1977).

1. Domaines océaniques. - 2. Domaines épicontinentaux. - 3. Continents émergés. - 4. sillons ionien et du Pinde. - 5. Courants de surface. - 6. Zone de subduction. - 7. Volcanisme.

Abréviations : Io : sillon ionien, Ig : Igoumenitsa, Ts : Tseria, Pi : sillon du Pinde.

elle pourrait provenir (fig. 72) des zones montagneuses bien arrosées, nées lors de l'orogénèse Jurassique supérieur - Crétacé inférieur affectant la marge nord donc européenne de la Téthys (Mercier, 1968)

En résumé l'essentiel des apports argileux des Schistes à Posidonies proviendrait d'apports méridionaux donc africains. Le bassin ionien de Tseria est donc en position légèrement plus proximale que celui d'Igoumenitsa.

Je montrerai, ultérieurement, lors de l'étude des Radiolarites pindiques, que cette conclusion est tout à fait conforme à l'hypothèse formulée par Hsü (1976) de l'existence au Jurassique moyen et supérieur d'un courant équatorial important dans la Téthys occidentale.

C. GÉOCHIMIE DE LA FRACTION DÉCARBONATÉE,

La géochimie des fractions décarbonatées des Schistes à Posidonies ioniens et des Radiolarites pindiques est pour l'essentiel semblable.

Elle caractérise une sédimentation hémipélagique dérivant de la dilution de faibles apports détritiques argileux par une phase siliceuse biogénique. Ces fractions argileuses apparaissent *héritées* et n'ont pas subi de modifications diagénétiques appréciables (Mpodozis Marin, 1977 - pour le Pinde).

La fraction décarbonatée non biogénique apparaît dans les deux cas très pauvre en manganèse (fig. 73). Cette pauvreté oppose nettement ces fractions décarbonatées non biogéniques des Radiolarites pindiques et des Schistes à Posidonies supérieurs ioniens aux fractions équivalentes des sédiments déposés sur le fond des bassins ouverts aux grands courants profonds.

Les Radiolarites du Pinde interne d'Agrapha sont relativement à Al_2O_3 plus riches en fer que les Schistes à Posidonies ioniens, ce qui ne serait pas le cas des Radiolarites du Pinde externe du Lakmon (fig. 74) (Steinberg et Mpodozis Marin, 1978). Il me paraît difficile de conférer aux différences ou ressemblances existant entre les pentes des droites de régression Al-Fe une valeur paléogéographique pour deux raisons. La première est que dans le cas des Schistes à Posidonies supérieurs la différence existant entre les deux séries semble liée à un héritage indépendant du caractère distal ou proximal de la sédimentation. La seconde est qu'il serait absurde de comparer la géochimie des associations argileuses de deux domaines, ionien et pindique, dont les zones d'alimentation sont différentes.

IV. INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES SÉRIES IONIENNES

A. GÉNÉRALITÉS.

Les paragraphes précédents m'ont permis de montrer qu'il existait des homologues sédimentologiques certaines entre les Schistes à Posidonies supérieurs d'Igoumenitsa (Epire) et de Tseria (Méssénie). Ainsi tous deux sont formés pour l'essentiel par une phase pélagique biogénique diluant une phase détritique argileuse dont l'uniformité minéralogique et géochimique est remarquable. Cette uniformité conduit à admettre une alimentation méridionale et africaine. Ces homologues renforcent évidemment, s'il en est besoin, l'homologie lithostratigraphique établie lors du chapitre I et par conséquent l'appartenance à une même zone paléogéographique.

Néanmoins il est apparu une différence dans le contenu de la phase pélagique biogénique. Dans l'un des cas (Igoumenitsa) cette phase est un mélange entre deux phases biogéniques, l'une carbonatée et l'autre siliceuse. Ce mélange implique un dépôt *au-dessus du N.C.C.* Dans l'autre cas (Tseria) la phase pélagique biogénique est pure et uniquement siliceuse - ce qui rend les Schistes correspondants homologues des jaspes à radiolaires du Pinde. Leur formation doit donc relever des mêmes causes. Et si l'on admet que les seconds ont pu se déposer *au-dessous du N.C.C.*, les premiers aussi. Il est donc dangereux d'extrapoler les conclusions fondées sur une étude sédimentologique et géochimique locale à l'ensemble d'une formation sédimentaire, même aussi bien typée que celle des Schistes à Posidonies supérieurs ioniens.

En conséquence les résultats paléogéographiques obtenus à partir de l'étude des séries ioniennes non transformées d'Epire Akarnanie doivent être extrapolés aux séries ioniennes du Péloponnèse avec le souci prudent d'intégrer toutes les données dans un modèle capable de respecter leurs particularités locales. Ce que je vais tenter maintenant.

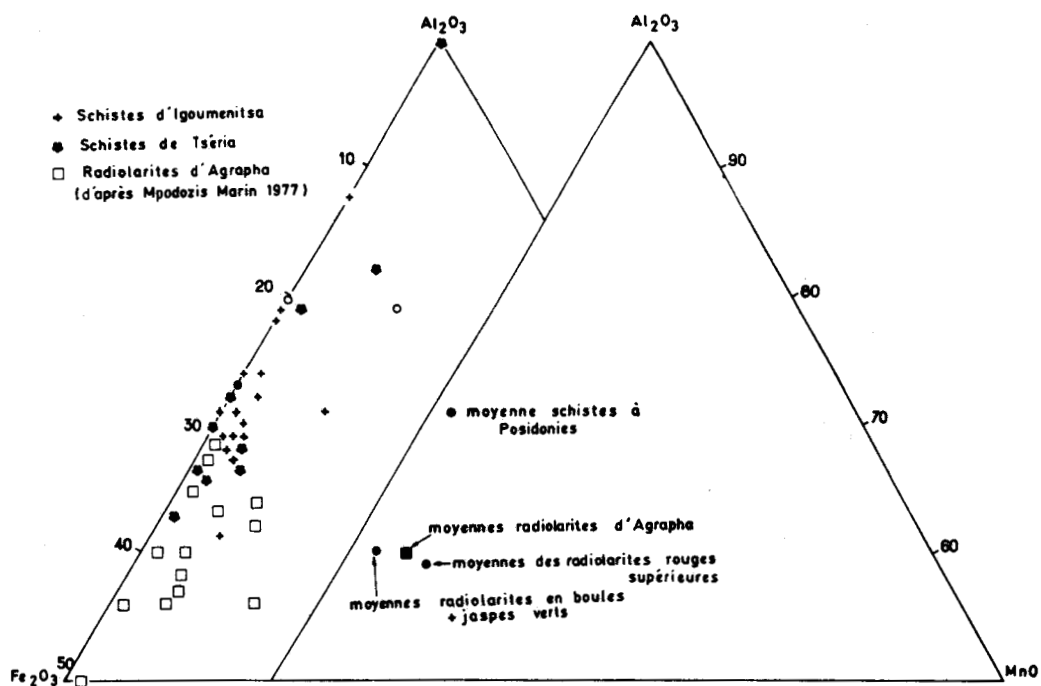


Fig. 73.- Comparaison des Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa d'une part et des Radiolarites pindiques (Mpodozis Marin, 1977) d'autre part dans le diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3 tot. - MnO .

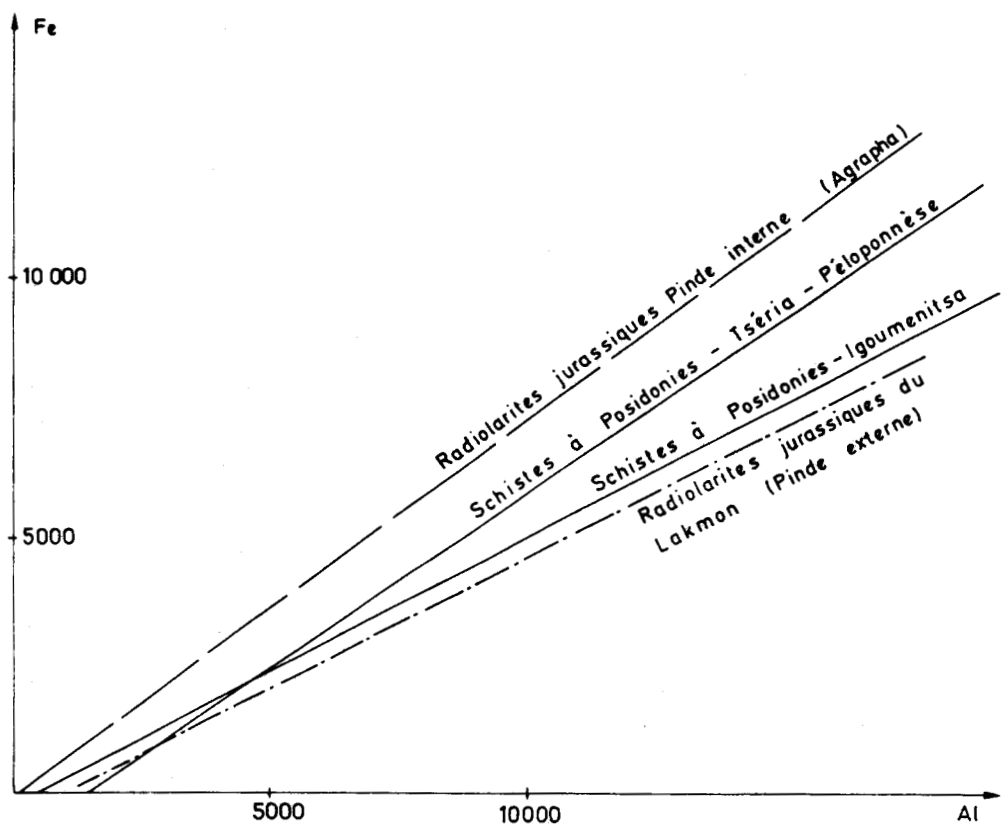


Fig. 74.- Droites de regression $Fe = f(Al)$ pour les Schistes à Posidonies supérieurs de Tseria et d'Igoumenitsa d'une part, pour les Radiolarites pindiques d'Agrapha et du Lakmon (d'après Steinberg et Mpodozis Marin, 1978) d'autre part.

B. PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE IONIEN.

Il n'existe en Péloponnèse aucun équivalent des gypses permo-triasiques connus par sondage en Epire-Akarnanie. Je ne discuterai donc pas ici de leur signification.

Au cours du dépôt des calcaires et dolomies triasico-liasiques (calcaires de Pantokrator) le domaine ionien correspond à une vaste plate-forme néritique peu profonde indifférenciée rassemblant les zones ioniennes, de Gavrovo-Tripolitza (fig. 75) et de Paxos Zante.

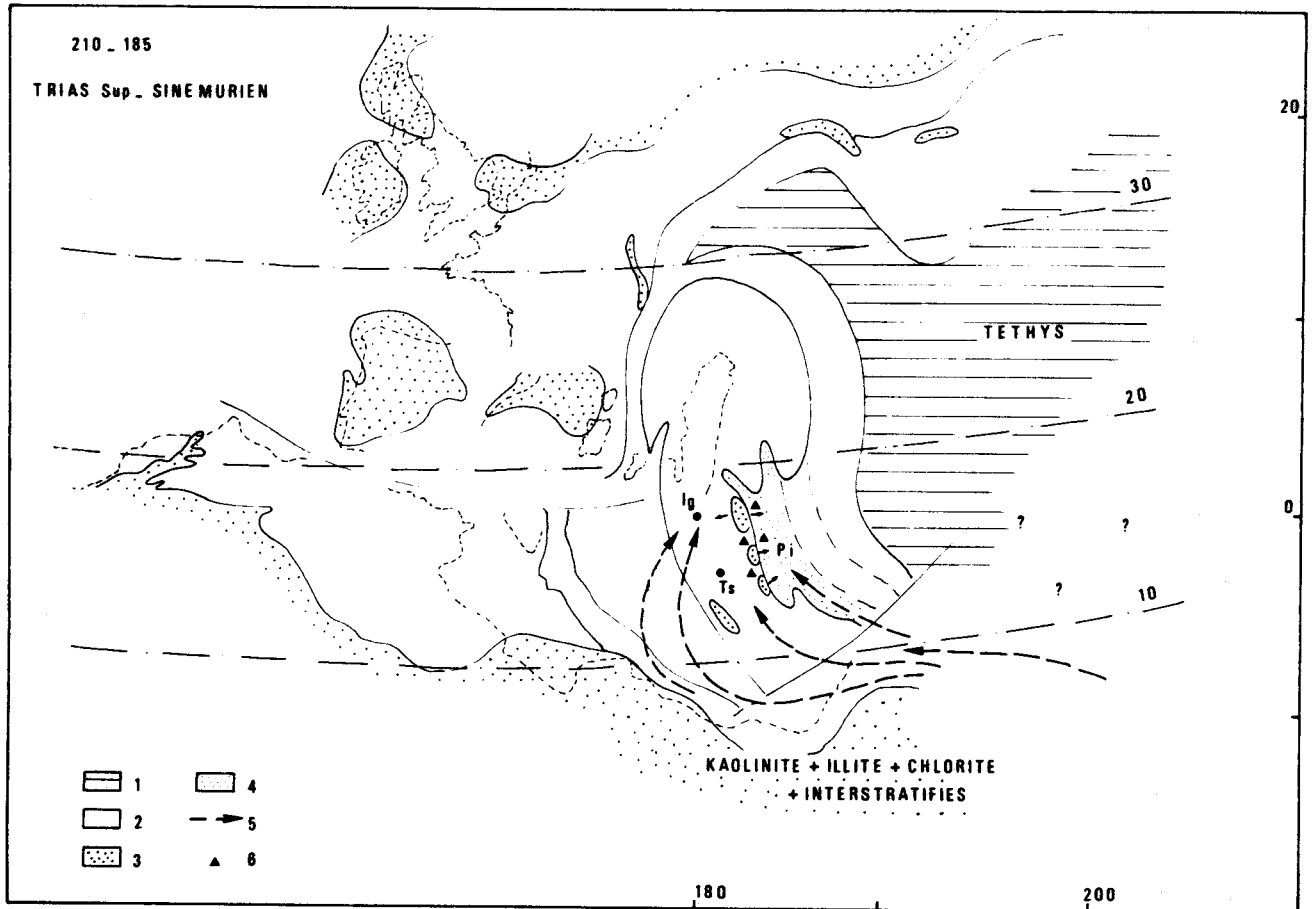


Fig. 75.- Tentative de reconstitution de la circulation marine de surface au Trias supérieur - Sinémurien dans le cadre paléogéographique proposé par Biju-Duval et coll. (1977). 1 à 5 voir fig. 75 et 76. 6. Volcanisme triasique moyen à supérieur.

La zone de Gavrovo-Tripolitza va conserver ce caractère néritique et peu profond jusqu'à l'Eocène ; cette pérennité des conditions néritiques est remarquable.

Par contre, au cours du Lias, la zone ionienne connaît une véritable "révolution" paléogéographique. De grandes failles découpent la vaste plate-forme du "Pantokrator" en un certain nombre de horst et de graben (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) réceptacles de séries sédimentaires originales et nettement différenciées qui ont donné naissance à des interprétations divergentes voir antagonistes.

Tout en reconnaissant l'originalité des séries pélagiques du Jurassique moyen et supérieur succédant aux calcaires de Pantokrator, certains auteurs (I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ;

Desprairies, 1979) ne déduisent de leur étude aucun approfondissement important. Leur interprétation se fonde essentiellement :

- 1) sur le caractère néritique peu profond des calcaires de Pantokrator, soubassement des séries pélagiques plus récentes (Calcaires de Sinaï, Calcaires ammonitico-rosso, Schistes à Posidonies) ;
- 2) sur l'existence en un point bien localisé (Kato-Kouklessi - I.G.R.S. et I.F.P., 1966) de relique d'une surface karstique ;
- 3) sur le caractère transgressif de certaines séries pélagiques, transgression se faisant sur une surface d'érosion et marquée par des niveaux de brèches (I.G.R.S. et I.F.P., 1966).

L'exemple de la sédimentation mio-plio-quaternaire de la Méditerranée montre à merveille que le caractère d'un soubassement donné (la formation messinienne) ne préjuge en rien la profondeur d'eau accompagnant le dépôt des sédiments sus-jacents (boues pélagiques plio-quaternaires déposées sous 2000 à 4000 m d'eau). L'exemple n'est certainement pas directement transposable au domaine ionien, il n'est donné que pour juger du bien fondé d'une méthode de raisonnement. Par contre l'existence de surfaces karstifiées très locales semble très probable à Kato-Kouklessi en Grèce (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) et dans l'anticlinal de Butrint en Albanie (Xhomo et coll., 1971).

Quant au caractère transgressif des calcaires pélagiques à radiolaires du Tithonique - Néocomien, il semble assez général dans le sillon ionien tant en Grèce (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) qu'en Albanie (Xhomo et coll., 1971). Je n'émettrai qu'une seule réserve, on peut en effet se demander si les auteurs précités (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) n'ont pas sous-estimé les chevauchements et les décollements tectoniques toujours possibles dans ces séries lithologiquement très hétérogènes (renseignement oral de De Wever).

Bernoulli (1972), quant à lui, fonda son interprétation sur l'étude des homologues faciologiques entre certaines roches sédimentaires du domaine ionien et celles recueillies lors du "leg" 11 en Atlantique Nord. Il considéra ainsi comme homologues les calcaires "ammonitico-rosso" ioniens et ceux de l'Atlantique Nord, et admit une profondeur commune de dépôt de 1000 m environ. Il proposa d'interpréter les "Schistes à Posidonies" qui n'ont pas d'équivalent en Atlantique Nord, comme des sédiments siliceux déposés sous le N.C.C. et dont l'apparition, la pérennité et la disparition étaient liées aux mouvements relatifs du fond sous-marin et du N.C.C.. Il discuta enfin la signification des brèches et conglomérats de transgression décrits par l'I.G.R.S. et l'I.F.P. (1966). Pour lui il s'agit en fait de brèches matérialisant l'activité sismique de certaines grandes failles normales synsédimentaires. L'étude sédimentologique et géochimique menée précédemment m'oblige à réfuter la généralité de l'interprétation proposée par Bernoulli pour les Schistes à Posidonies. En effet les Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa de par leur composition minéralogique et géochimique se sont déposés au-dessus du N.C.C.

Mais le dépôt à la même époque de Schistes à Posidonies calcaireux (type Igoumenitsa) et de Schistes à Posidonies hypersiliceux (type Tseria) implique l'intervention d'un facteur susceptible d'expliquer la disparition dans les seconds de toute phase calcaire pélagique dont

l'existence possible est prouvée par la genèse des premiers. Actuellement dans les océans les dépôts dépourvus de phase carbonatée (argiles rouges ou boues siliceuses) se rencontrent à des profondeurs abyssales importantes en-dessous du N.C.C. et à l'aplomb des zones à haute productivité organique (Berger, 1973 ; Berger et Winterer, 1974). Dans certains bassins marginaux la profondeur du niveau de compensation des carbonates semble nettement plus faible, autorisant la sédimentation de boues à diatomées à des profondeurs de 2000 à 3000 m : Golfe de Californie (Calvert, 1966) et Mer du Japon (Saito, 1972). Le dépôt de boues siliceuses au-dessus du N.C.C. local reste un phénomène rare et de faible extension géographique, induit par une activité volcanique et hydrothermale notable : boues à radiolaires de la Mer Thyrrhénienne (Castellarni et Sartori, 1978).

Il est donc légitime de penser comme de nombreux auteurs (Garrison et Fischer, 1969 ; Bosellini et Winterer, 1975 ; Steinberg et coll., 1977) que les jaspes à radiolaires fossiles se sont déposés en-dessous du N.C.C. local.

La rareté des sédiments hypersiliceux non océaniques actuellement ne doit pas être pris en considération. La mobilité verticale du N.C.C. au cours du temps, bien connue désormais (Bramlette, 1961 ; Berger, 1972 - 1973 ; Berger et Winterer, 1974 ; Van Andel, 1975 ; Bosellini et Winterer, 1975 ; Berger, 1979 ; Sclater et coll., 1979) interdit de considérer l'état de fait actuel comme immuable et susceptible de nous fournir un modèle applicable sans modification aux époques passées. Les périodes de relative faible profondeur du N.C.C. ont dû naturellement provoquer l'apparition de sédiments décarbonatés dans les bassins les plus profonds à croûte océanique vraie, mais aussi leur extension aux domaines à croûte sialique amincie comme la Méditerranée orientale actuelle par exemple.

Ces derniers étaient certes profonds (2000 à 4000 m) mais moins que les premiers, et surtout, ils n'étaient le siège d'aucune activité volcanique importante et durable. Il est donc normal que les sédiments pélagiques décarbonatés qui s'y déposaient aient une géochimie simple ne traduisant aucune authigenèse métallique par exemple.

Mais un tel modèle directement applicable au sillon du Pinde doit se concilier avec les observations et interprétations des premiers auteurs cités (I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ; Desprairies, 1977). Or si l'on admet que le domaine ionien a connu, lors du Lias, une phase de distension très prononcée, cette dernière aurait provoqué le basculement progressif de vastes blocs crustaux le long des failles normales concaves synthétiques et antithétiques (Lowell et Genik, 1972). L'étude de la marge armoricaine de l'Atlantique (Montadert et coll., 1979) montre clairement que ce phénomène peut aboutir à une bathymétrie très irrégulière, avec en cours d'extension (rifting) des blocs émergés p.p. et livrés à l'érosion et d'autres connaissant déjà une sédimentation relativement profonde. Reste à trouver le moteur de cette distension génératrice de ce bouleversement paléogéographique du Lias. Les travaux de Biju-Duval et coll. (1976 - 1977) nous fournissent une solution élégante à ce problème. Ces auteurs ont en effet émis l'hypothèse qu'au cours du Mésozoïque se crée à l'extérieur de la zone de Paxos-Zanthe un nouveau domaine paléogéographique : la "Mésogée" mésozoïque. Ce domaine aurait connu une extension ("rifting") créatrice d'une croûte sialique très amincie ou de type océanique, subductée totalement de nos jours sous l'arc hellénique (Le Pichon et coll., 1979 - 1980).

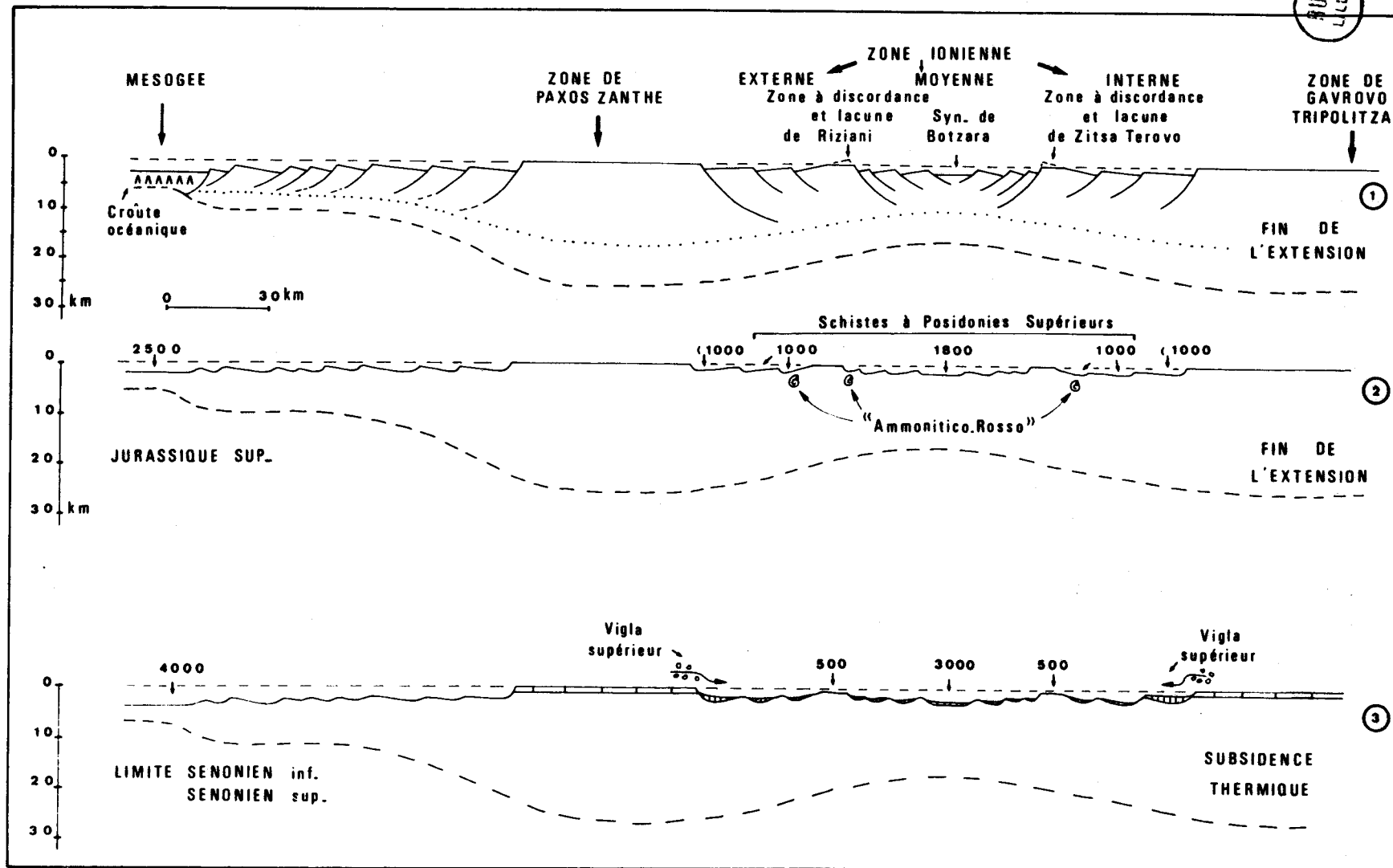


Fig. 76.- Modèle illustrant l'hypothèse de la naissance du sillon ionien de Grèce continentale par amincissement lithosphérique.

Les prémices de mon interprétation impliquent que cette extension mésogéenne mésozoïque ait induit une autre extension, plus modérée, au niveau de la jeune marge nord mésogéenne, ceci par "fluage thermique" (Bott, 1971 ; Boillot, 1979) ou plutôt par amincissement lithosphérique (Lowell et Genik, 1972 ; Bott, 1976 ; Mc Kenzie, 1978 ; Sclater et Christie, 1980 ; Jarvis et Mc Kenzie, 1980 ; Le Pichon et coll., 1981).

Les bouleversements paléogéographiques du domaine ionien seraient donc les signes visibles de l'extension (rifting) du domaine mésogéen mésozoïque et marquerait la naissance de la marge nord-mésogéenne (fig. 71, 72 et 75).

C'est une hypothèse tout à fait comparable que nous avons proposée Dercourt et moi-même (1979) lors du VI^e Colloque sur la géologie des régions égéennes (Athènes, 1977). Cette dernière doit être légèrement modifiée du fait de l'existence très probable de la zone de Paxos - Zante en Péloponnèse méridional.

L'exemple de la marge armoricaine de l'Atlantique (Montadert et coll., 1979) me permet donc de proposer un modèle permettant de rendre compte de la majorité des faits observés (fig. 76). Ce modèle matérialise tout d'abord l'ouverture d'une Mésogée mésozoïque, bassin à croûte sialique amincie ou "océan" étroit, suite à une très forte extension (β , facteur d'extension, supérieur à 3) (fig. 76, 1 et 2). Cette couverture induirait sur sa marge nord (orientale à l'époque) une extension nettement plus modérée ($\beta = 2$ (?)) au niveau du futur sillon ionien. Cette extension épargnerait un bloc intermédiaire, la future zone de Paxos - Zante.

Au cours de cette extension, un certain nombre de blocs (deux essentiellement) en train de basculer dans le domaine ionien de Grèce continentale, émergeraient et seraient érodés et karstifiés (zones à discordance et lacune de l'I.G.R.S. et I.F.P., 1966).

Les autres blocs connaîtraient eux une sédimentation pélagique très variée (Schistes à Posidonies inférieurs, Calcaires "ammonitico-rosso", Calcaires à Filaments, Schistes à Posidonies supérieurs) sous des épaisseurs d'eau pouvant présenter des différences très notables (fig. 76, 1 et 2) (cf. HSU, 1975).

L'extension cessant vraisemblablement au Jurassique supérieur, l'ensemble du sillon ionien connaîtrait alors une subsidence thermique (fig. 76, 3) plus lente, fonction de l'amincissement lithosphérique β et du temps (Mc Kenzie, 1978).

Les séries des plates-formes des sous-zones de Zante - Céphalonie et de Gavrovo étant connues à partir du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, il est possible d'essayer de vérifier le bien fondé de cette hypothèse en étudiant la subsidence de ces deux bordures du sillon ionien. Pour cela j'ai utilisé les épaisseurs fournies par la British Petroleum Company Ltd (1971) pour la sous-zone de Zante-Céphalonie, et par Fleury (1980) pour la sous-zone de Gavrovo. Ces épaisseurs ont été corrigées des effets de la compaction par la méthode de Sclatter et Christie (1980) en admettant que cette compaction résultait uniquement de l'enfouissement. Dans ces calculs j'ai utilisé une valeur uniforme de la densité granulaire : 2,72 pour les calcaires ou pour le flysch (cf. Sclatter et Christie, 1980). La connaissance de ces données permet alors de calculer la subsidence tectonique sous l'eau (Steckler et Watts, 1978) des deux sous-zones étudiées (cf. annexes 1 et 2, 2^{ème} partie, chapitre II).

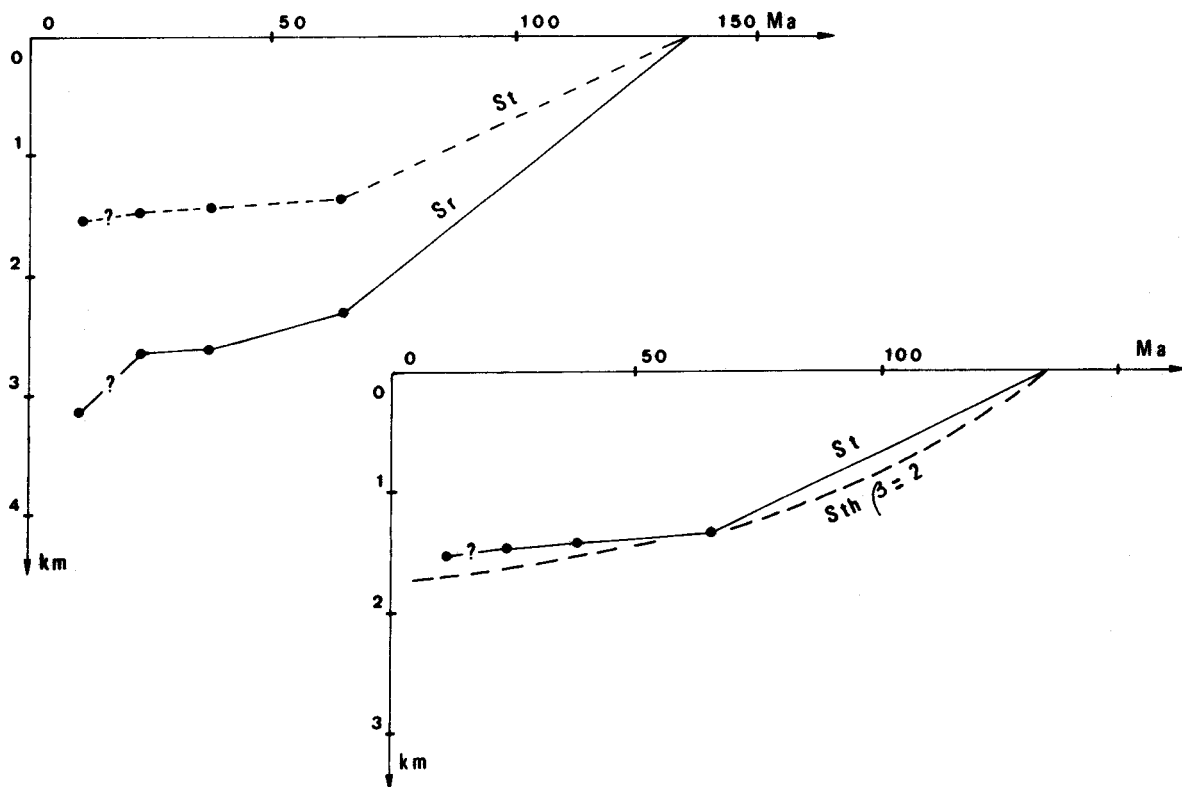


Fig. 77.- Courbe de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la zone de Paxos-Zanthe.

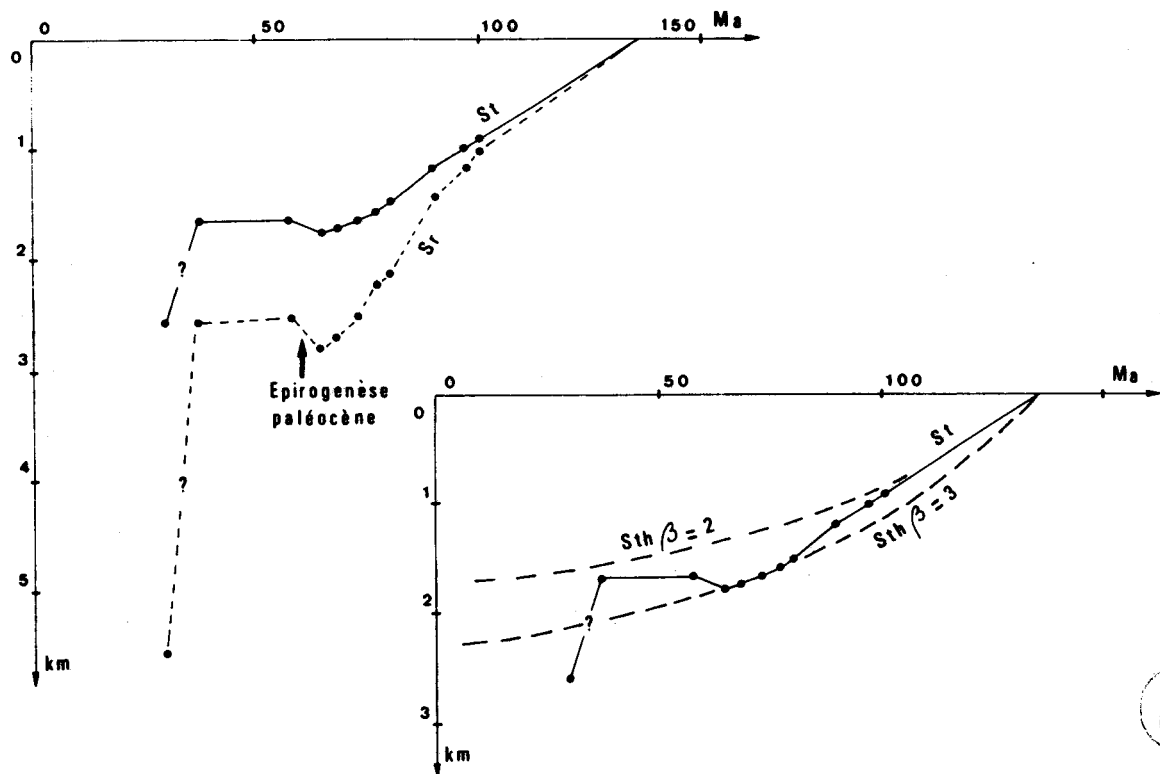


Fig. 78.- Courbe de subsidence réelle (Sr) et de subsidence tectonique réelle (St) de la sous-zone de Gavrovo.



La figure 77 permet de constater que la subsidence tectonique de la sous-zone de Zante Céphalonie est forte durant le Crétacé, puis se ralentit très nettement au cours du Tertiaire. La courbe obtenue est relativement proche de la courbe de subsidence thermique d'une lithosphère ayant subi un amincissement de coefficient 2 ($\beta = 2$).

Cette observation indiquerait donc que les lithosphères du sillon ionien et de la sous-zone de Zante-Céphalonie n'étaient pas découplées et qu'elles étaient, à la fin du Jurassique dans un état thermique assez semblable. Ce qui confirmerait assez bien le modèle proposé.

Quant à la sous-zone de Gavrovo (fig. 78), sa subsidence est tout à fait conforme au raisonnement précédent durant le Crétacé inférieur.

Par contre le Crétacé supérieur est marqué par une accélération très nette de la subsidence dans cette sous-zone. Ce phénomène est suivi par une légère épirogenèse durant le Paléocène inférieur (Fleury, 1980), puis une très faible subsidence durant l'Eocène et enfin une subsidence très brutale à l'Oligocène inférieur, pendant le dépôt du flysch.

La sous-zone ionienne interne présente une histoire tertiaire comparable.

Cette suite de phénomènes traduit sans aucun doute un déséquilibre crustal au niveau de

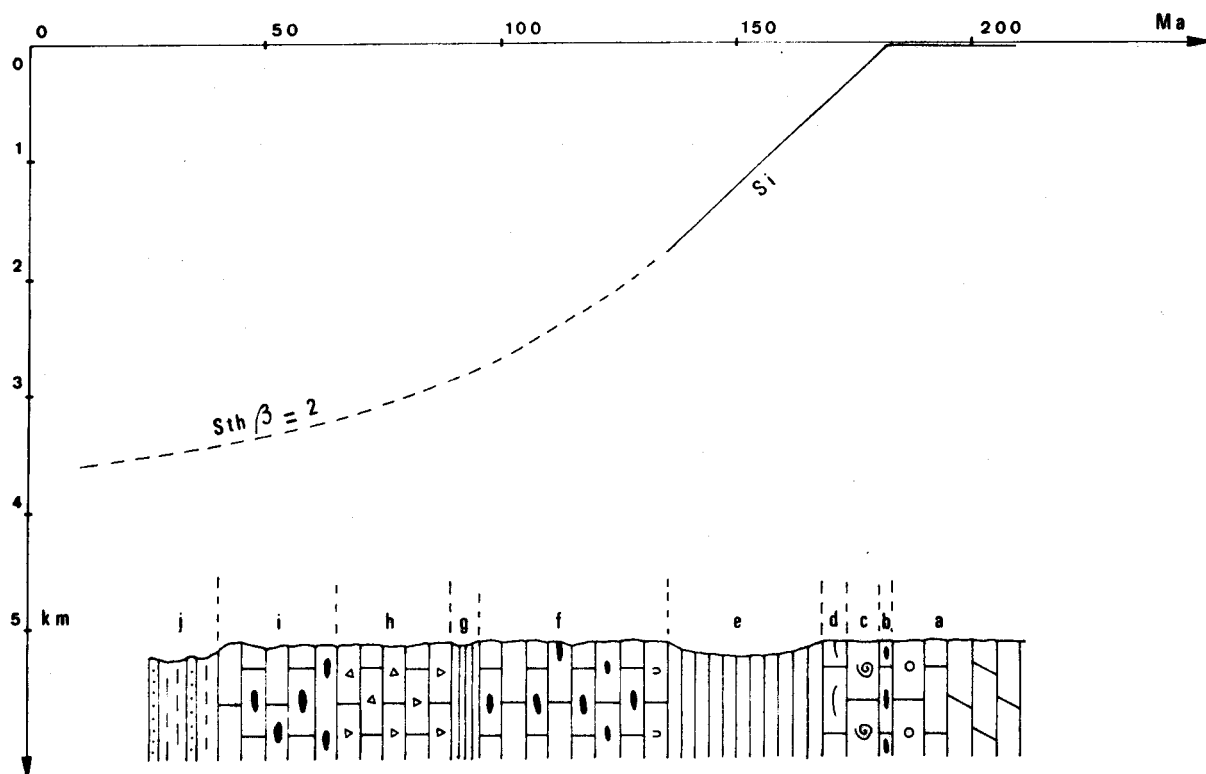


Fig. 79.- Modèle hypothétique de l'évolution bathymétrique de la partie centrale du sillon ionien en fonction du temps et de la lithostratigraphie. (La largeur de chaque lithofaciès est fonction du temps de dépôt correspondant et non de leur épaisseur réelle). Dans cette première approche le rôle des sédiments méso-cénozoïques a été négligé.

a. Calcaires de Pantokrator. - b. Calcaires de Sinais. - c. Calcaires "ammonitico rosso". - d. Calcaires à Filaments. - e. Schistes à Posidonies supérieurs. - f. Calcaires de Vigla. - g. Niveau siliceux supérieurs de Vigla. - h. Calcaires à débris de Rudistes. - i. Calcaires microbréchiqques à silex. - j. Flysch. La courbe de l'évolution bathymétrique du N.C.C. n'a pas été tracée ici car les Schistes à Posidonies d'Igoumenitsa se sont révélés des sédiments déposés au-dessus du N.C.C. Cette courbe sera esquissée dans la 5^{ème} partie, fig. 360.

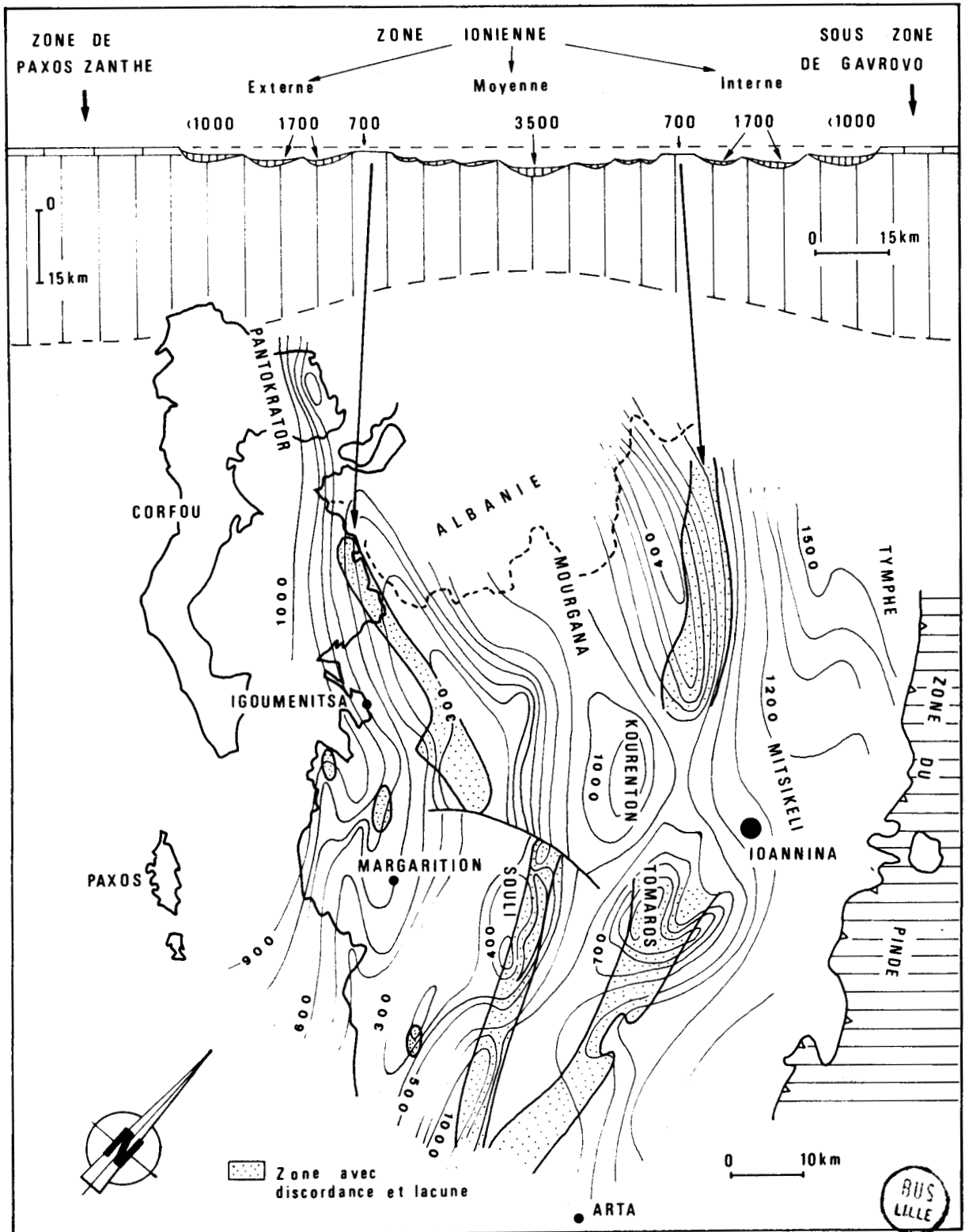


Fig. 80.- Corrélation entre la topographie supposée du sillon ionien en Grèce continentale et l'épaisseur des sédiments déposés durant le Crétacé et l'Eocène. La carte des zones de lacune et discordance d'une part, et des courbes isopaques des séries cumulées Vigla - Sénonien - Eocène d'autre part a été tirée des travaux de l'I.G.R.S. et I.F.P. (1966).

la zone de passage entre sillon ionien et plate-forme de Gavrovo-Tripolitza. Ce déséquilibre est vraisemblablement d'origine thermique et tectonique (extension). Ainsi la très forte épaisseur du flysch dans la sous-zone de Gavrovo et la sous-zone ionienne interne pourrait être la conséquence d'une ultime phase d'amincissement crustal (et lithosphérique) qui permettrait ultérieurement le sous-charriage de la zone ionienne interne sous la zone de Gavrovo-Tripolitza.

Mis à part ce dernier problème, il apparaît donc justifié d'admettre, durant le Crétacé, une subsidence du fond du bassin ionien (fig. 79). Il en résulterait une submersion des blocs émergés et karstifiés durant le Jurassique et une banalisation de la sédimentation. Ce phénomène bien visible au Tithonique - Berriasien (I.G.R.S. et I.F.P., 1966) est contemporain d'un changement radical dans la sédimentation pélagique ionienne qui, d'essentiellement siliceuse (Schistes à Posidonies supérieurs) devient essentiellement calcaire (calcaires de Vigla). Ce changement souvent assez brutal (cf. Schistes à Posidonies de Tseria) serait lié à une chute prononcée du N.C.C. (fig. 360) à la limite Jurassique - Crétacé (Bosellini et Winterer, 1975 ; Mpodozis Marin, 1977). La sédimentation dans le sillon ionien reste alors calcaire à microfaunes pélagiques jusqu'à l'installation du flysch à l'Oligocène inférieur. La vitesse de sédimentation de ces calcaires restant faible sauf sur les marges du sillon ionien, le dépôt de ces derniers n'atténue que faiblement la topographie accidentée du fond dont il garde manifestement la marque dans leurs épaisseurs cumulées (fig. 80).

Seule une mince formation siliceuse riche en jaspes à radiolaires (formation siliceuse supérieure = zone siliceuse des calcaires de Vigla) brise cette monotonie. Dans la sous-zone externe et dans la sous-zone interne (Tymphé - Synclinal d'Arta) ces biomicrites pélagiques peuvent s'enrichir (surtout au Sénonien et à l'Eocène) en clastes calcaires hétéropiques hérités des plates-formes adjacentes de Paxos - Zante ou de Gavrovo-Tripolitza. Cette logique est brutalement interrompue à l'Oligocène inférieur par l'invasion d'un matériel terrigène provenant de l'érosion des reliefs nés lors de la phase tectonique éocène ayant affecté des domaines plus internes.

Dans l'état actuel des connaissances il est évident que seuls les généralités de l'analyse précédente, fondée pour l'essentiel sur les travaux de l'I.G.R.S. et I.F.P. (1966), sont extrapolables au Péloponnèse méridional.

En effet, les séries ioniennes du Péloponnèse méridional présentent quelques petites différences avec leurs homologues de Grèce continentale : absence des faciès "ammonitico rosso" (fait réel ou lacune d'observation ?) et plus grande richesse en silice des Schistes à Posidonies supérieurs pourtant prélevés dans des positions paléogéographiques relatives analogues (zone ionienne externe).

Ce dernier trait témoigne peut-être d'une subsidence "tectonique" initiale légèrement plus forte en Péloponnèse qu'en Grèce continentale. Ceci serait dû à un amincissement lithosphérique légèrement plus prononcé en Péloponnèse.

L'existence d'une croûte ionienne continentale plus mince (?) vers le Sud des Héliénides externes est une hypothèse pouvant expliquer partiellement l'augmentation du sous-charriage de cette même zone ionienne vers le Sud. Mais il paraît difficile à ce stade de l'étude de préciser davantage ; j'essaierai de le faire lors de la synthèse générale.

TROISIEME CHAPITRE

TECTONIQUE ET

TRANSFORMATIONS POSTSEDIMENTAIRES

Les développements précédents m'ont permis de préciser la stratigraphie et la signification paléogéographique des marbres ioniens du Péloponnèse méridional. Il me reste enfin à examiner les caractéristiques structurales et le degré de recristallisation métamorphique propres à cet ensemble.

I. ÉTUDE DES STRUCTURES DE L'AUTOCHTONE RELATIF IONIEN DU TAYGÈTE

Je préciserai tout d'abord simplement la position de l'ensemble ionien dans l'édifice structural du Péloponnèse méridional.

Chaque fois que les conditions d'affleurement le permettent, on constate que des phyllades et quartzophyllades reposent sur les marbres ioniens. Je n'ai jamais observé d'autres unités (Gavrovo-Tripolitza ou Pinde-Olonos) en contact horizontal direct et majeur sur ces derniers.

L'étude de l'un de ces contacts va me permettre de préciser les relations entre ces phyllades et la série ionienne du massif du Taygète.

A. POSITION STRUCTURALE DES SÉRIES IONIENNES DU TAYGÈTE

L'un des plus beaux contacts de ce type peut s'observer sur le flanc nord-oriental du Taygète méridional près d'Arna (22°23' long. E, 36°53' lat. N).

J'ai pu relever immédiatement à l'Est d'Arna (fig. 81 et 82 - cf. fig. 26) la succession suivante de bas en haut et du Sud vers le Nord (coupe AB, fig. 81 - fig. 82 et 83) :

1. DES MARBRES IONIENS.

a. une cinquantaine de mètres de marbres verts à quartz, albite, mica blanc et chlorite. On y observe en outre des fantômes de globigerinidés tertiaires épigénisés en quartz et albite.

b. une trentaine de mètres de marbres verts à texture ocellaire.

c. cinq à dix mètres de calcschistes verts à quartz, albite, mica blanc, chlorite, tourmaline et minéraux opaques.

d. cinq mètres environ de marbres polychromes plus ou moins broyés.

2. UNE ZONE BROYÉE.

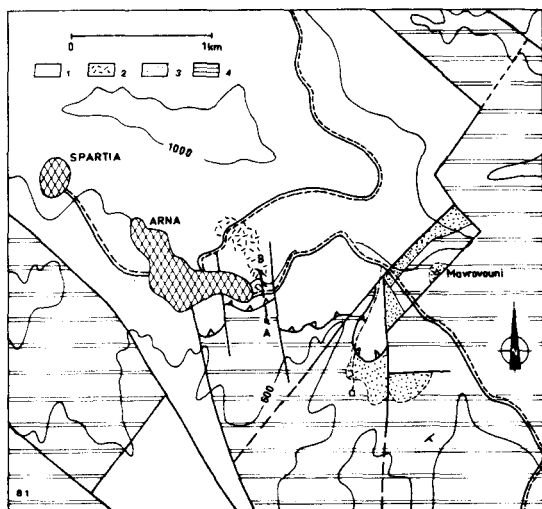


Fig. 81.- Carte géologique de la région d'Arna-Spartia.

1. Phyllades sl. - 2. Glaucophanites (métatholéites). - 3. Flysch ionien. - 4. Marbres ioniens indifférenciés.

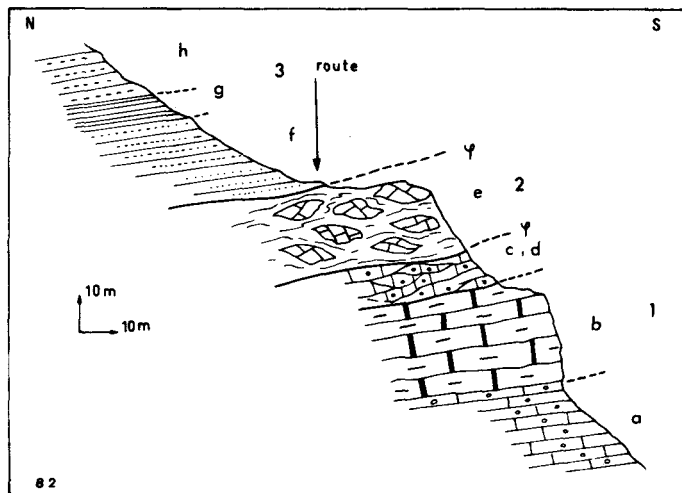


Fig. 82.- Coupe géologique d'Arna (coupe AB, fig. 81).

e. une vingtaine de mètres d'un mélange cahotique de blocs de marbres et de phyllades plus ou moins broyées.

3. LES PHYLLADES s.l.

f. vingt à trente mètres de schistes grossièrement clivés à mica blanc, chlorite, amphibole sodique, épidote ± quartz et albite.

g. dix mètres de phyllades vertes ou violettes.

h. à nouveau des schistes comparables à f passant à de véritables glaucophanites à épidote. Ces dernières roches, massives, sont manifestement d'anciennes roches volcaniques

Cette coupe montre sans ambiguïté que le contact entre les marbres ioniens et les phyllades est tectonique et qu'il n'existe aucune relation stratigraphique simple entre ces deux unités. Le flysch ionien existe d'ailleurs plus à l'Est (fig. 81 et 84) où il se distingue facilement des phyllades par un degré de recristallisation nettement moins poussé et la présence de calcschistes. On remarquera qu'en cet endroit la base des phyllades tranche avec une faible obliquité le contact stratigraphique des marbres et de leur flysch (léger biseautage sommital).

L'ensemble ionien apparaît donc comme l'unité structurale, immédiatement sous-jacente aux "phyllades".

L'existence probable de la sous-zone de Zante-Céphalonie dans la presqu'île du Magne implique que cette série ionienne du Taygète :

- 1) n'est pas l'unité structurale la plus basse du Péloponnèse ;
- 2) chevauche vraisemblablement cette série maniote, qui nous le verrons ultérieurement est métamorphique.

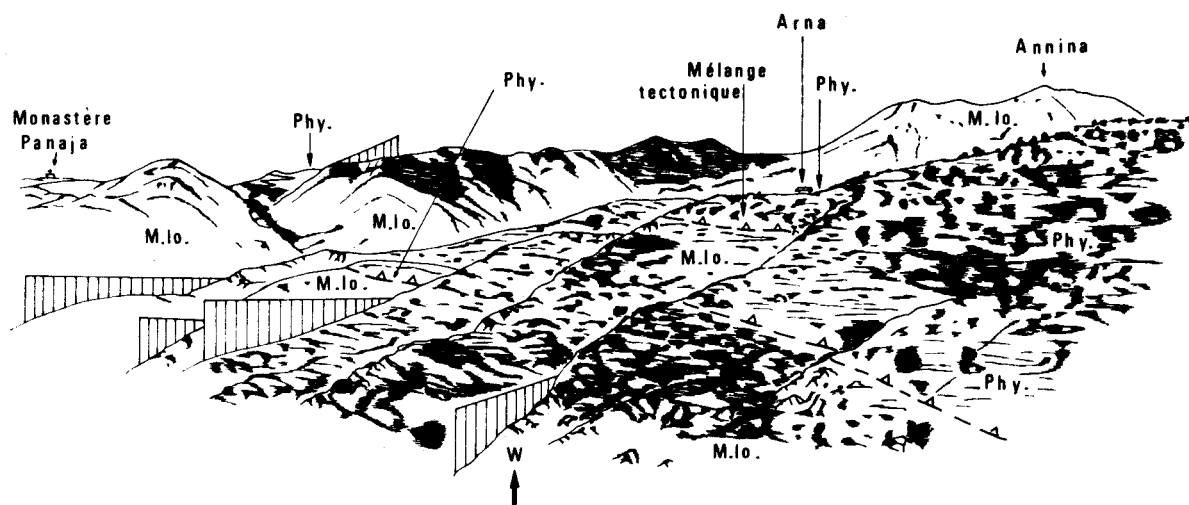


Fig. 83.- Panorama d'Arna. Chevauchement des Phyllades sur la série ionienne. M.Io = marbres ioniens - Phy : Phyllades sl.

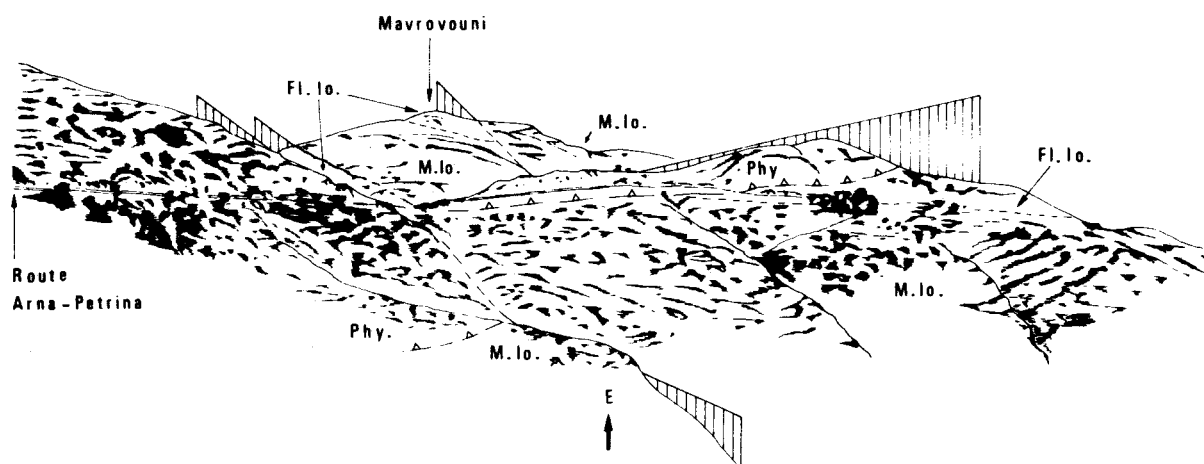


Fig. 84.- Panorama du Mavrovouni à l'Est d'Arna. Chevauchement des Phyllades sur la série ionienne. M.Io = marbres ioniens - Fl.Io = flysch ionien - Phy = Phyllades sl.

La portée de ce recouvrement est très difficile à préciser. En effet l'affrontement des séries ioniennes et maniotes se fait actuellement par l'intermédiaire de failles plioquaternaires qui reprennent et décalent éventuellement le contact chevauchant envisagé précédemment. Mais ces failles semblent en outre masquer l'existence d'un décrochement senestre qui décale la fosse hellénique, interrompt vers le Nord la fosse Matapan (Le Quellec, 1979), décale le front du Pinde vers l'Est, interrompt brutalement vers le Sud le domaine d'affleurement du Pinde arcadien. Ce décrochement senestre expliquerait en partie le brutal décalage vers l'Est de la sous-zone de Zante-Céphalonie et la position actuelle des séries maniotes immédiatement au Sud des séries ioniennes du Taygète (fig. 85).

Ce décrochement serait contemporain du début de la subduction égéenne (- 13 MA, Le Pichon et Angelier, 1979) et postérieur à la mise en place des nappes.

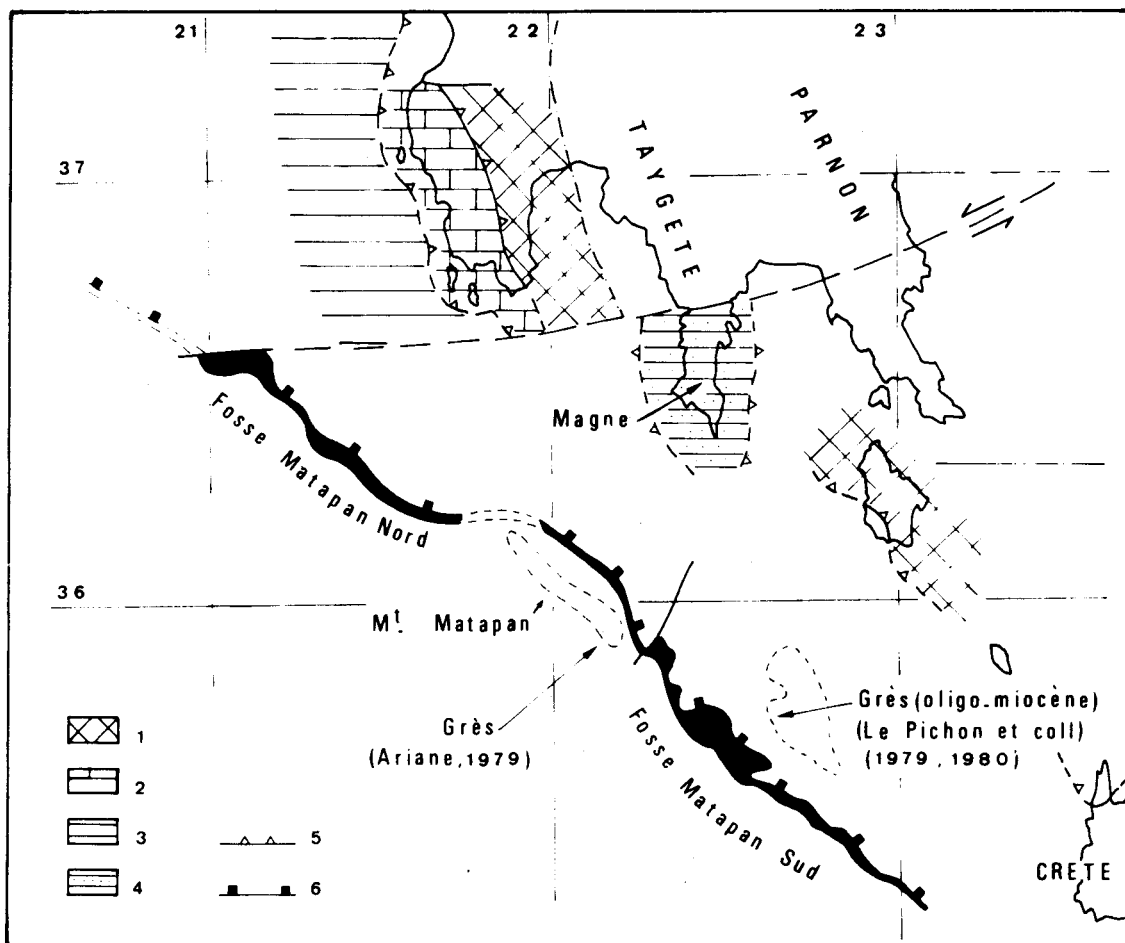


Fig. 85.- Carte géologique schématique matérialisant l'existence d'un vaste décrochement au Nord du Magne.

1. Pinde-Olonos du domaine des écaillés. - 2. Gavrovo. - 3. Paxos-Zanthe connue par sondage. - 4. Série maniote probablement de Paxos-Zanthe. - 5. Chevauchements. - 6. Zone de subduction actuelle.

B. DESCRIPTION D'UN CERTAIN NOMBRE DE COUPES TECTONIQUES AU TRAVERS DU MASSIF DU TAYGÈTE.

Pour mettre en évidence les principaux traits structuraux de l'unité ionienne, nous décrirons tout d'abord trois coupes transversales tracées : l'une dans la partie méridionale du Taygète moyen, les deux autres dans la partie septentrionale du Taygète méridional. Nous compléterons ensuite cette étude par des coupes partielles tracées au Nord des précédentes.

1. PROFIL SAIDONIA GORANOS - MISE EN EVIDENCE DU SYNCLINAL DEVERSE VERS L'OUEST DU MONASTERE VAITHENITSA ET DES PLIS EN GENOU DEVERSES VERS L'EST DU M.^t ANNINA.

Le premier profil relie grossièrement Saidonia à Goranos (profil ABCD, fig. 86). J'y ai observé d'Ouest en Est (I, fig. 87) :

- un anticlinal légèrement dissymétrique par suite de l'existence d'un repli sur son flanc occidental, au niveau des Schistes à Posidonies supérieurs (J_{m-s}) horizon très incompetent. Le cœur de cet anticlinal est formé par les dolomies et calcaires triasico-liasiques ($T_s - J_i$) ;

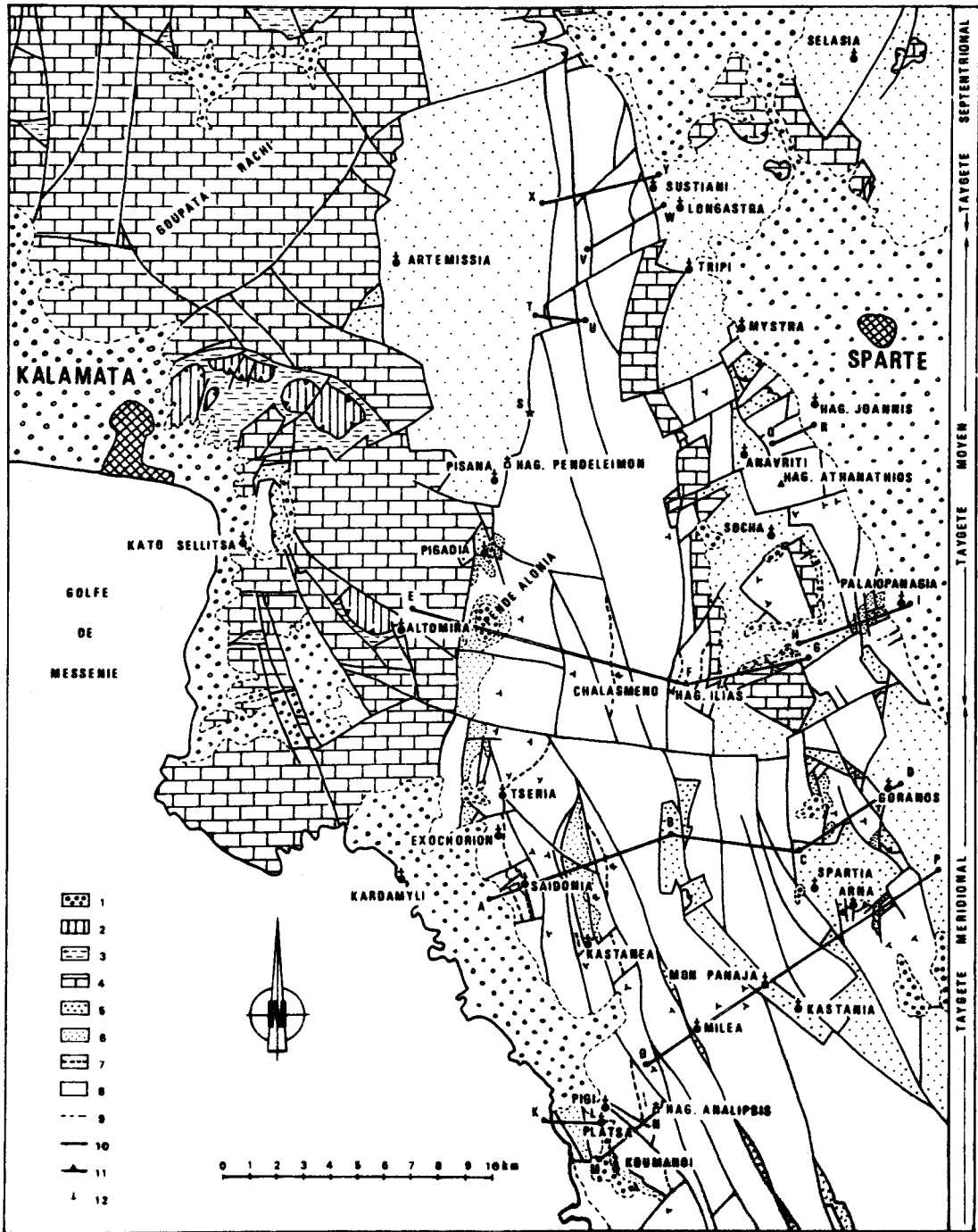


Fig. 86.- Carte géologique simplifiée du Massif du Taygète, avec la localisation des coupes tectoniques étudiées ci-après.

1. Ebouillis et Néogène discordant. - 2. Série du Pinde-Olonos. - 3. Flysch de Tripolitza. - 4. Calcaires et dolomies de Tripolitza indifférenciés. - 5. Phyllades sl. - 6. Flysch ionien. - 7. Schistes à Posidonies supérieurs. - 8. Marbres ioniens indifférenciés. - 9. Contacts stratigraphiques. - 10. Failles. - 11. Chevauchements. - 12. Pendages des plans de stratification.

- on passe ensuite à un synclinal dont le coeur est occupé par une très faible épaisseur de "calcaires de Vigla ($J_9 - C_3$) au niveau de la partie occidentale du village de Saïdonia. L'épaisseur des Schistes à Posidonies supérieurs est très inégale sur les deux flancs de ce synclinal. J'ai observé un épaissement au niveau du flanc oriental tronqué par

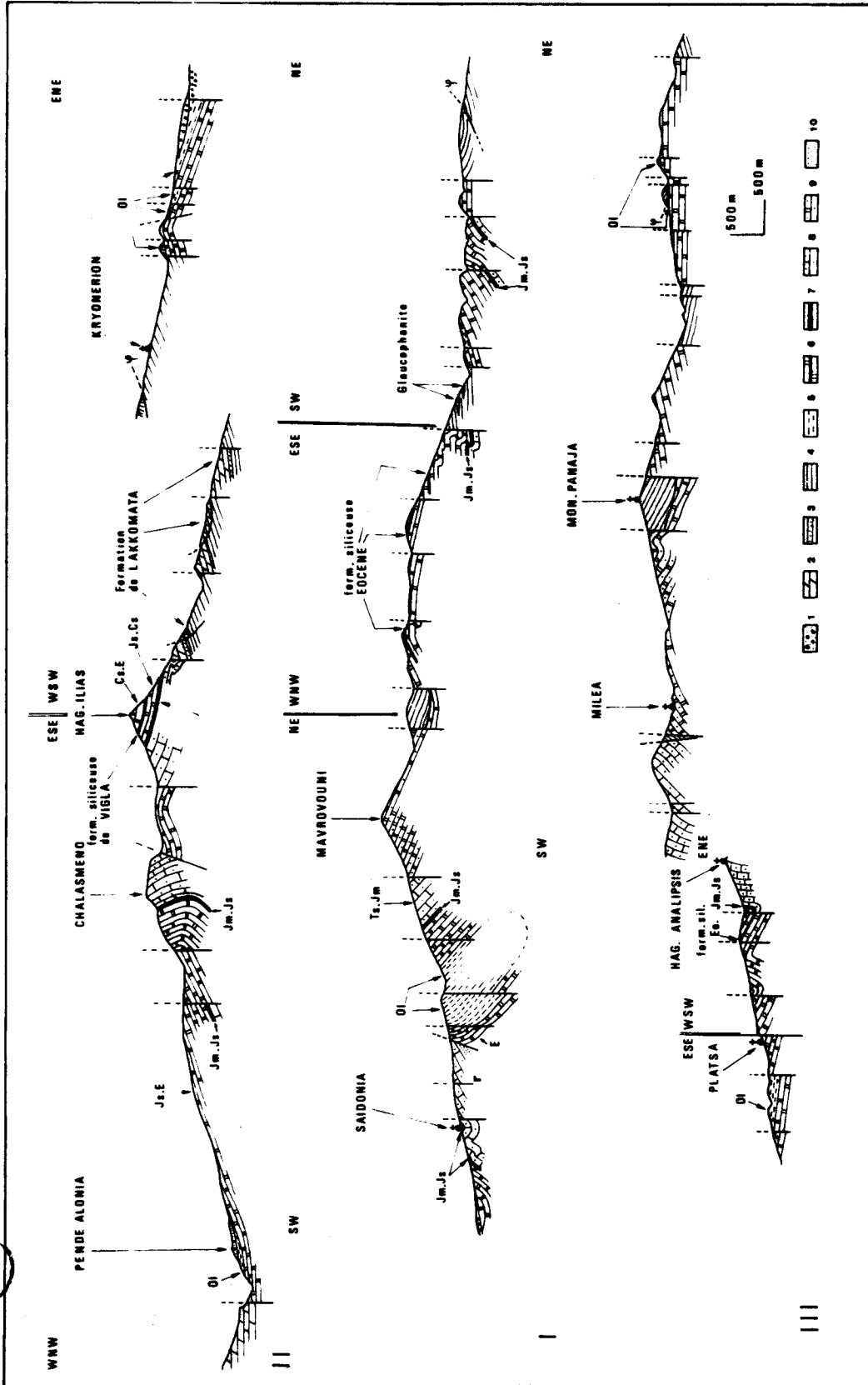


Fig. 87.- Coupes géologiques à travers les séries ioniennes du massif du Taygète.

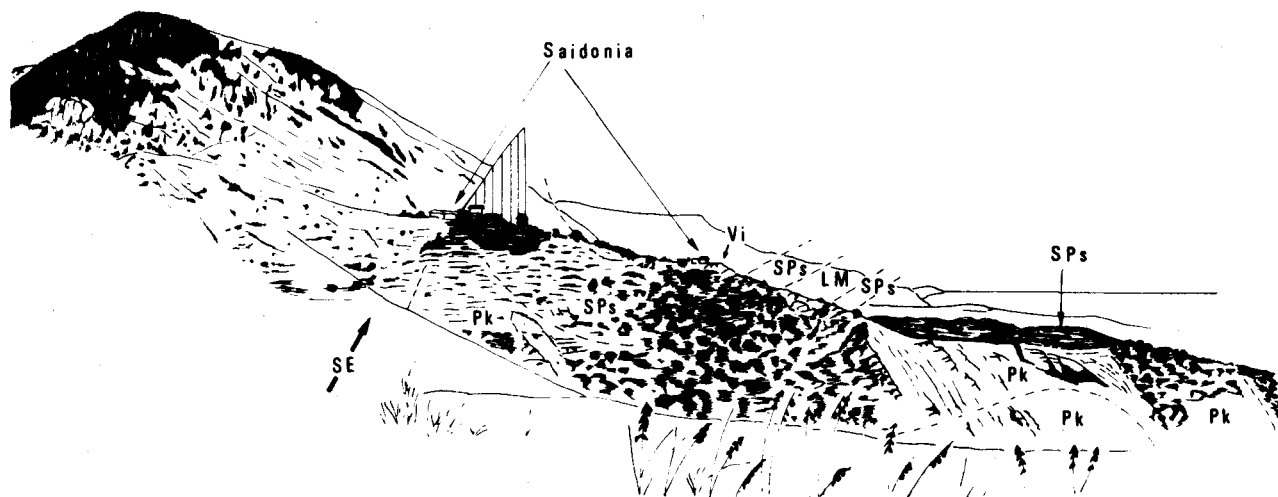


Fig. 88.- Panorama de Saidaonia. Pk = calcaires de Pentokrator - SPs = Schistes à Posidonies supérieurs - LM = lentille de marbres - Vi = calcaires de Vigla.

une faille et un amincissement (tectonique ?) très net sur le flanc occidental. En outre il existe à ce niveau une épaisse lentille de marbres au sein des Schistes à Posidonies supérieurs (fig. 88). Vers le Sud ce synclinal se pince légèrement n'étant plus marqué que par une bande relativement étroite de Schistes à Posidonies redressés (fig. 89).

Une faille verticale de direction NNE fait buter cet ensemble plissé contre un monoclinail faillé pendant régulièrement vers l'Ouest et formé de dolomies triasico-liasiques (T_3-J_1). Il s'agit vraisemblablement du flanc occidental d'un anticlinal droit arrondi (anticlinal d'Hagios Samouil) dont la partie axiale s'est rompue pour donner naissance à une faille inverse fortement inclinée vers l'Ouest et amenant à l'affleurement des schistes niveaux les plus bas de la série ionienne (?) connus à l'affleurement.

Cette faille inverse bien visible au niveau d'Hagios Samouil (fig. 90) a redressé et même légèrement renversé des marbres polychromes formant une bande étroite, bien visible sur le panorama de la figure 90.

Ces marbres polychromes viennent buter par faille contre le flysch ionien. Cette faille verticale est manifestement postérieure au redressement et renversement des marbres polychromes.

Le flysch ionien occupe le coeur d'un vaste synclinal renversé (synclinal du monastère Vaïthenitsa) dont on peut observer facilement le flanc inverse depuis les collines immédiatement au NW des ruines du monastère Vaïthenitsa (fig. I 91).

Une faille verticale de direction sub-méridienne (F_3 , fig. 90) effondre la partie occidentale du synclinal renversé du monastère Vaïthenitsa, amenant pratiquement en contact les marbres polychromes du flanc inverse, et les marbres polychromes redressés du flanc normal. au Nord de Kastanea (fig. 90).

Au point de vue textural, une schistosité de flux S_1 affecte l'ensemble du Flysch. Son pendage est comparable à celui de la stratification des marbres du flanc inverse à l'Est ; à

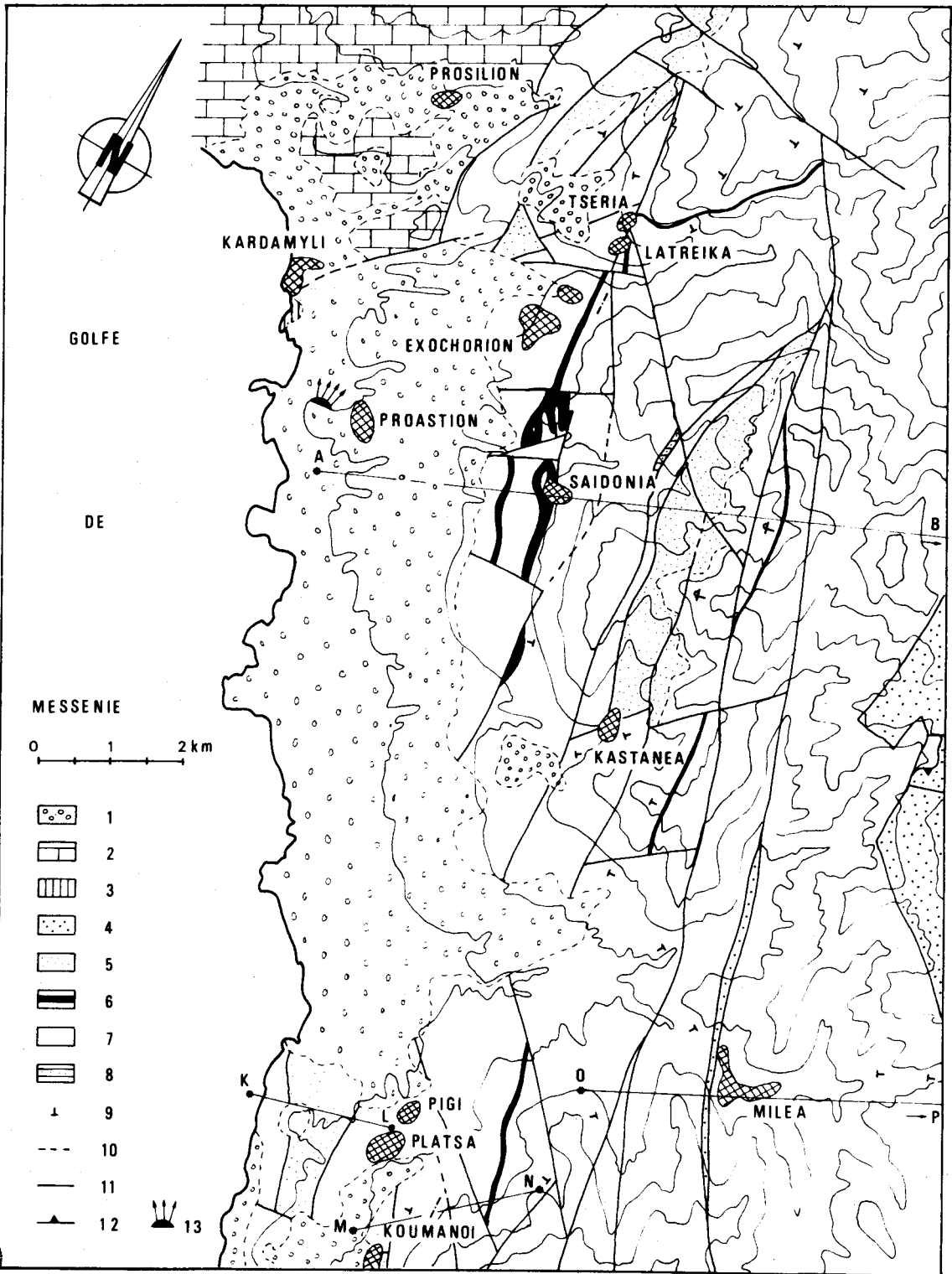


Fig. 89.- Carte géologique de la façade occidentale du Taygète moyen.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies de Tripolitza. - 3. Calcaires en Plaquettes du Pinde-Glonos. - 4. Phyllades sl. - 5. Flysch ionien. - 6. Schistes à Posidonies supérieurs. - 7. Marbres ioniens indifférenciés. - 8. Phyllades gréseuses à la base de la série ionienne. - 9. Pendage de stratification. - 10. Contact stratigraphique. - 11. Failles. - 12. Chevauchement. - 13. Point de vue du panorama de la figure 7.

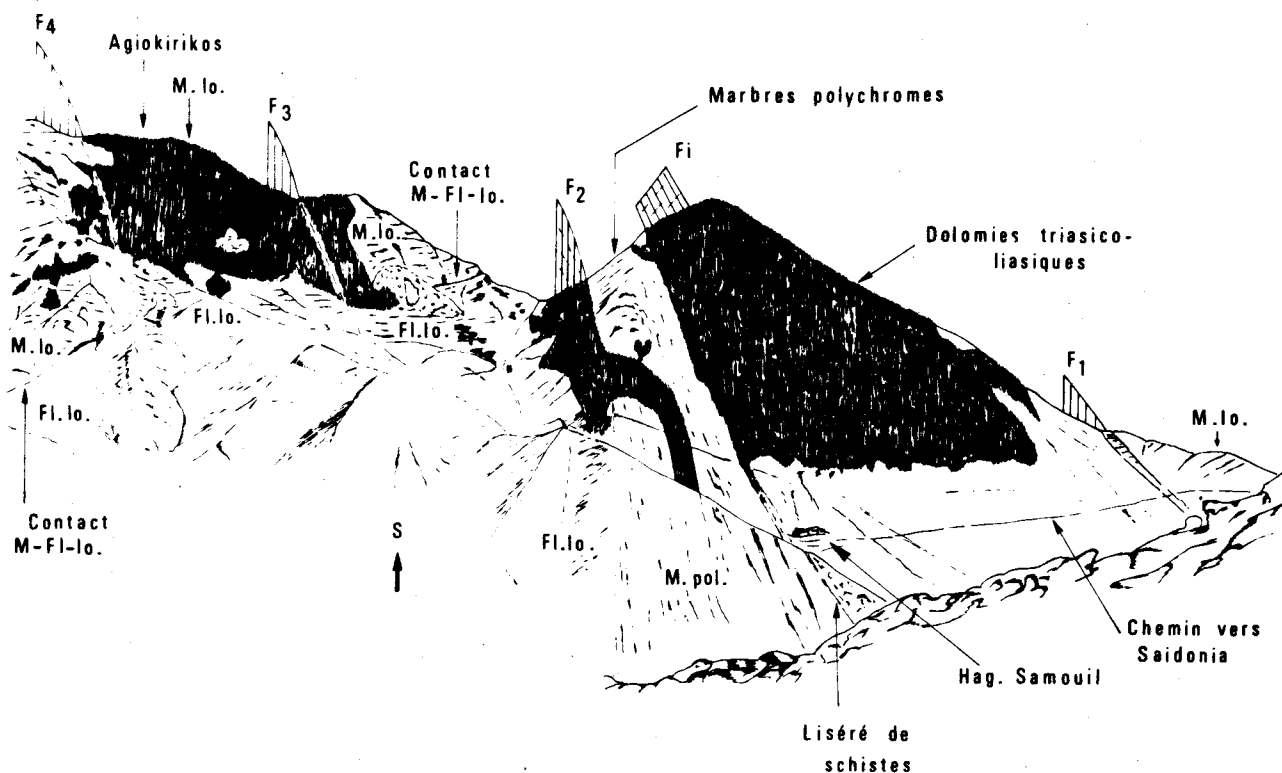


Fig. 90.- Panorama d'Hagios-Samouil. Fl.Io = Flysch ionien - M.pol = marbres polychromes - M.Io = marbres ioniens.

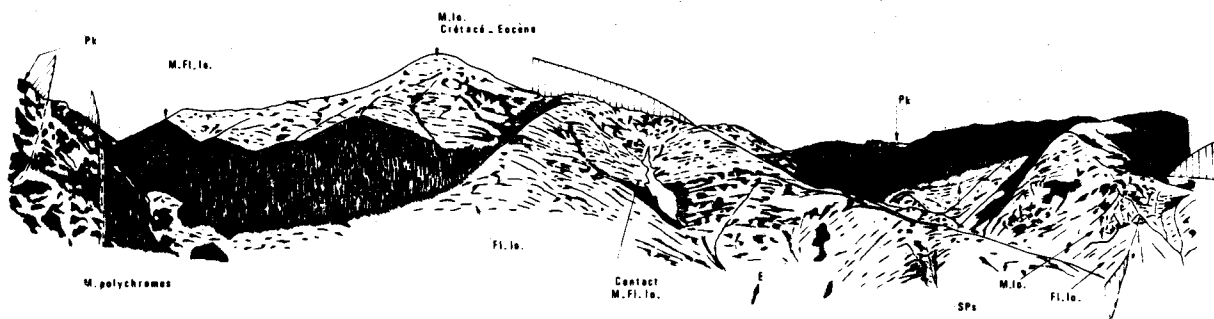


Fig. 91.- Panorama sur le flanc est du synclinal déversé de Vaithenitsa. M.Fl.Io = contact marbres - flysch ioniens - M.Io = marbres ioniens - SPs = Schistes à Posidonies supérieurs - Pk = calcaires de Pantokrator.

l'Ouest cette schistosité de flux est redressée puis verticalisée comme la stratification des marbres polychromes.

On notera en outre l'existence d'une schistosité de fracture S' relativement grossière de pendage N 260-40 en moyenne, dont la conjugaison avec la schistosité de flux S₁ provoque le débit du flysch en prismes de taille très variable. Cette schistosité de fracture n'affecte que le flysch et une partie des marbres du flanc inverse. Dans ces marbres elle peut d'ailleurs localement être la seule schistosité visible. Elle est enfin antérieure aux failles verticales qui la recourent.

L'étendue en carte de ce synclinal de flysch du monastère Vaithenitsa est relativement faible car rapidement tronquée par des failles à ses extrémités Nord et Sud (fig. 89).

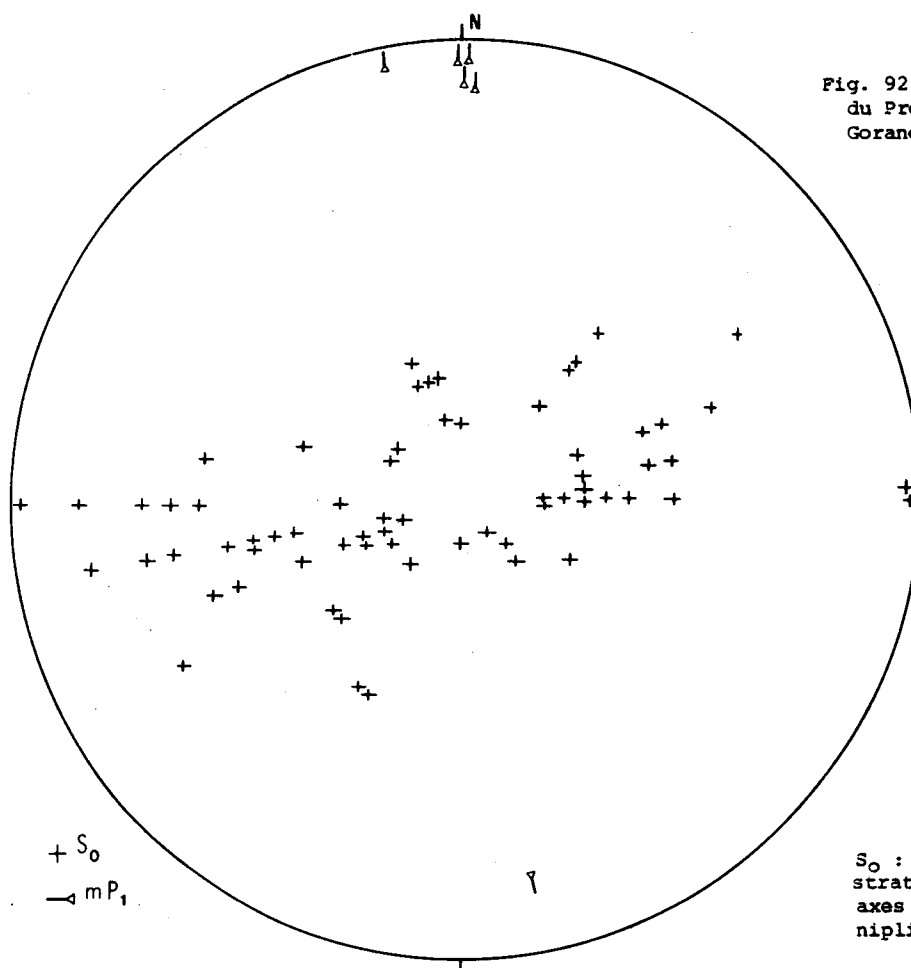


Fig. 92.- Stéréogramme du Profil Saïdonia - Goranos.

S_0 : pôle des plans de stratification - mp_1 : axes b des plis et miniplis de la phase IT_1 .

A l'Est s'étend le massif du Mavrovouni constitué par une série monoclinale vers l'Est de marbres appartenant vraisemblablement au flanc normal d'un anticlinal renversé (anticlinal du Mavrovouni) relayant vers l'Est le synclinal renversé du monastère Vaithenitsa. Cette série monoclinale vient buter par faille contre un graben occupé par des "Phyllades" reposant en contact anormal sur les marbres ioniens, comme on peut l'observer plus au Sud (fig. 86 et 89).

Plus à l'Est affleurent les marbres ioniens du massif de l'Annina. Il s'agit vraisemblablement de marbres éocènes. J'ai utilisé pour les cartographier un niveau siliceux que j'estime homologue du niveau siliceux séparant les marbres polychromes des marbres et quartzites sous-jacents le long de la route Kalamata - Sparte (fig. 28 et 29).

J'ai pu mettre ainsi en évidence une série de plis en genou et de plis renversés métriques et décamétriques, tous déjetés vers l'Est, c'est à dire en sens inverse du renversement du synclinal du monastère Vaithenitsa. L'axe b de tous ces plis a une direction subméridienne.

Une faille verticale amène ces marbres contre les "phyllades" de Spartia - Arna, qui comme nous l'avons vu dans la première partie recouvre en contact anormal les marbres ioniens et leur flysch. Ces phyllades contiennent des lentilles de taille variable de metabasite transformée en glaucophanite à épidote.

A l'Est de ces phyllades affleurent des marbres ioniens faillés, tout d'abord pentés vers

l'Ouest, affectés par un pli en genou déjeté vers l'Ouest, et enfin pentés vers le Sud mais présentant un pendage apparent horizontal selon notre coupe.

Viennent enfin, limitées vers l'Ouest par une faille, les phyllades de Goranos tout à fait comparables à celles d'Arna - Spartia et contenant comme les dernières des lentilles de metabasite.

Le diagramme structural correspondant à cette coupe montre une assez grande dispersion des pôles des plans de stratification (fig. 92). Ce phénomène traduit soit une inhomogénéité structurale originelle de ce secteur, soit un polyphasage tectonique que seule une étude plus générale me permettra de mettre en évidence.

2. PROFIL DE L'HAGIOS ILIAS : ANTICLINAL DEVERSE VERS L'OUEST DU CHALASMENO PLIS DEVERSES VERS L'EST DU FLANC ORIENTAL DE L'AGIOS ILIAS.

La coupe 2 (profil E F G H I, fig. 86) passe par Hag.-Ilias sommet du massif du Taygète. J'en propose la description suivante d'Ouest en Est (II, fig. 87).

On observe tout d'abord le vaste monoclinail faillé des Pende Alonia venant buter à l'ouest par faille verticale contre des calcaires jurassiques de Tripolitza.

Vers l'Est une autre faille verticale sépare ce monoclinail d'une série renversée fortement pentée vers l'Est et formant les hauteurs du Chalasmeno. Cette série renversée marque sans aucun doute la prolongation vers le Nord du flanc inverse du synclinal renversé du monastère Vaithenitsa, tronqué ici brusquement sur son bord Est par une faille manifestement inverse.

Vient ensuite un compartiment ployé en anticlinal, correspondant à une partie du flanc normal de l'anticlinal renversé du Chalasmeno.

Affleure ensuite le compartiment topographiquement le plus haut du massif du Taygète ; il montre dans sa partie méridionale une série grossièrement monoclinale et à pendage faible vers l'Est. Sur le flanc oriental de l'Hag. -Ilias j'ai relevé une coupe stratigraphique du Jurassique et du Crétacé supérieur des marbres ioniens, prouvant le caractère normal et à l'endroit de la série (cf. fig. 21 et 22).

Or entre 1800 à 2000 mètres d'altitude une vaste excavation d'origine glaciaire (Dufaure, 1975) m'a permis d'observer des plis décamétriques. Il s'agit de la succession de bas en haut d'un synclinal et d'un anticlinal dissymétriques à flanc inverse subhorizontal et à flanc normal légèrement pentés vers l'Est (fig. 93). A ces plis est associé une schistosité S_1 visible au niveau des charnières où elle recoupe la stratification S_0 définissant aussi une linéation l_1 ($S_1 \cap S_0$). Le pendage moyen de cette schistosité S_1 a un azimuth N 80 et une valeur angulaire de 26° environ.

J'ai observé en outre de nombreux miniplis parasites dont la géométrie confirme le déversement vers l'Est. Cette observation est paradoxale vis à vis du pendage vers l'Est de la schistosité qui matérialise la surface axiale de ces plis. On montrera par la suite que ce pendage vers l'Est peut être interprété comme le résultat d'un polyphasage tectonique. Une première phase aurait donné naissance à des plis déversés vers l'Est et à une surface axiale

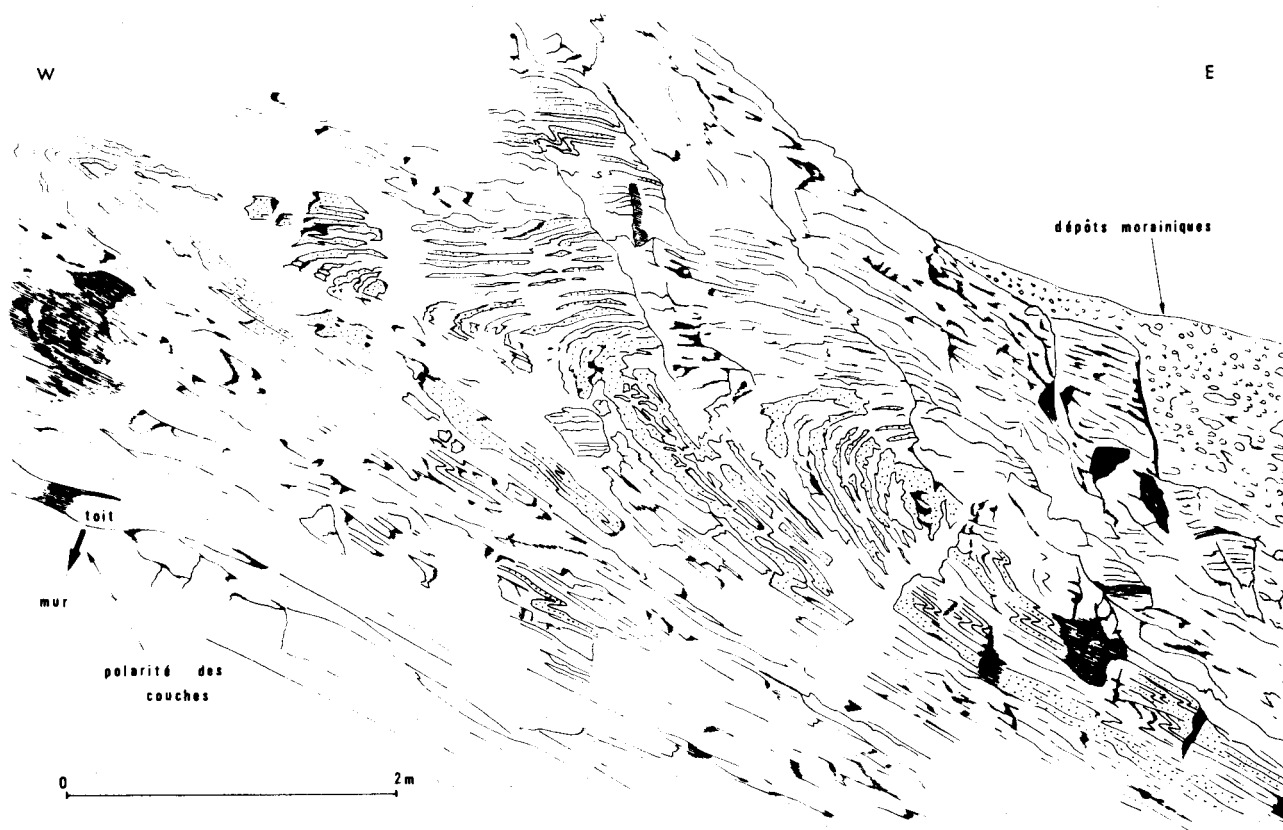


Fig. 93.- Plis dans les calcaires marmoréens (homologues des Calcaires à Filaments) du flanc est de l'Agios-Ilias (point culminant du Taygète). Les bancs de quartzites ont été soulignés par un pointillé.

pendant vers l'Ouest. La série du flanc oriental du Taygète aurait eu primitivement un pendage vers l'Ouest (ce que l'on observe en effet 1500 m plus au Nord). Une deuxième phase aurait repris cette géométrie et provoqué un basculement général vers l'Est de la partie méridionale du flanc oriental du Taygète, conduisant à l'état actuel où S_0 et S_1 ont un net pendage vers l'Est.

J'ai reporté sur des diagrammes, les paramètres structuraux de ces plis, étudiés dans une zone de faible étendue, limitée à l'excavation glaciaire précitée. Les pôles de stratification S_0 associés à ceux de la schistosité S_1 définissent un grand cercle (fig. 94 et 95). Ce fait matérialise une bonne homogénéité du secteur analysé et une certaine cylindricité des plis qui l'affectent. L'axe B construit a une direction N 28 et un plongement de 16° vers le N-NE. Cette direction est proche de la direction moyenne des axes b des miniplis parasites (N 19 - plongement 11° vers le N-NE) et de la direction des linéations l_1 (N 25 - plongement 8° vers le N-NE (fig. 94-95).

J'ai observé enfin, localement, une schistosité de fracture frustre S'' subverticale et de direction subméridienne, auquel correspond une linéation l'' , intersection avec les plans de stratification (fig. 96). Ce clivage est vraisemblablement lié à la phase de bombement ayant entraîné le failage intense d'une série ionienne déjà plissée et sa surrection jusqu'à des altitudes élevées alors que sa position structurale est basse dans l'édifice de nappes du Péloponnèse méridional.

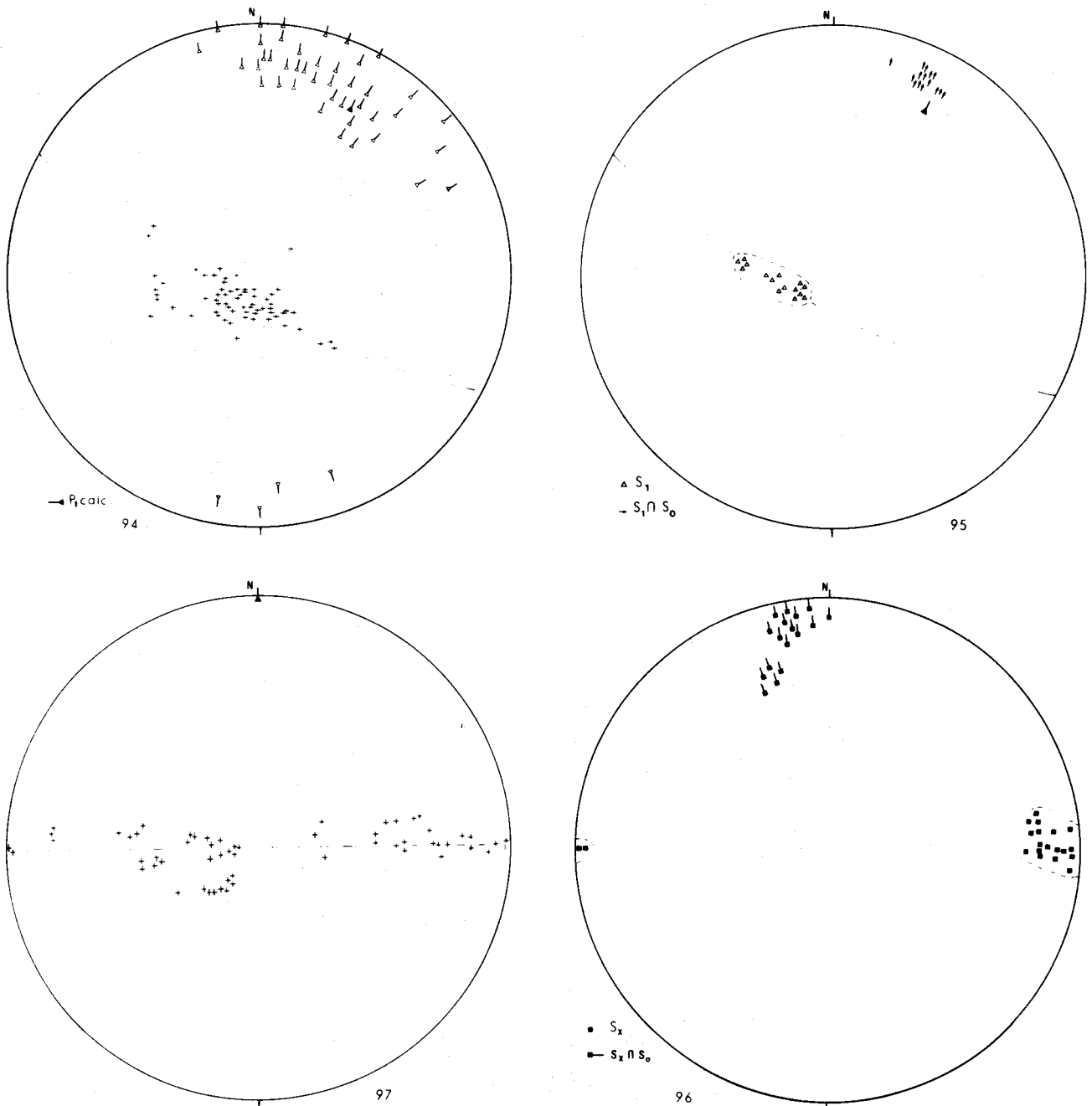


Fig. 94 et 95.- Stéréogrammes de la coupe de l'Hagios Ilias (cf. fig. 93).

S_1 : pôles des plans de schistosité 1 (S_1) - $S_1 \cap S_0$: linéation d'intersection des plans de schistosité 1 d'une part et des plans de stratification S_0 d'autre part - P_1 calc : axe b calculé des plis de phase 1 (IT_1).

Fig. 96.- Stéréogramme de la coupe de l'Hagios Ilias.

S_x : pôle des plans d'une schistosité de fracture tardive subverticale sans plis associés - $S_x \cap S_0$: linéation d'intersection de ces plans de schistosité S_x et des plans de stratification S_0 .

Fig. 97.- Stéréogramme de la coupe 3 : Koumanoi - Arna (fig. 87) (même légende que le stéréogramme de la figure 92).



3. COUPE KOUMANOI - HAGIOS ANALIPSIS = MILEA - ARNA : SYNCLINAL D'HAGIOS ANALIPSIS ET ANTICLINAL DE MILEA DEVERSEES VERS L'OUEST.

Ce profil est composite et correspond aux repères K L M N O P de la figure 86.

La partie occidentale de ce profil montre une série monoclinale faillée amenant à l'affleurement les marbres éocènes ou leur flysch oligocène. A la longitude de Koumanoi se dessine un synclinal légèrement dissymétrique dont le coeur est occupé par du flysch, légèrement plus au Sud. Ce synclinal est relayé par un anticlinal en genou déjeté vers l'Ouest. Ce dernier passe à un synclinal fortement dissymétrique, déversé vers l'Ouest et dont le flanc oriental vertical est souligné dans le paysage par une bande rectiligne de végétation silicicole développée sur les Schistes à Posidonies. Ce synclinal d'Hag. Analipsis est la prolongation méridionale du synclinal déversé du monastère Vaithenitsa. Ce synclinal passe à l'Est à un vaste anticlinal dissymétrique, l'anticlinal de Milea, dont le flanc oriental présente des replis anticlinaux et synclinaux. Ce flanc oriental bute par faille contre le graben de phyllades du monastère Panaja. A l'Est de ce dernier j'ai observé une succession de compartiments faillés de marbres ioniens couronnés ou non par leur flysch et de compartiments effondrés occupés par des phyllades.

La simplicité apparente de ce secteur reflète surtout le manque de données lié à la rareté des itinéraires favorables.

Dans cette partie orientale du profil III (fig. 87) on retrouve le chevauchement des phyllades sur les marbres ioniens à l'Est d'Arna, décrit précédemment (fig. 82-85) et tronquant légèrement la partie sommitale de cette série ionienne.

Le diagramme structural (fig. 97) correspondant au secteur de ce profil III situé à l'Ouest du monastère Panaja montre une faible dispersion des pôles des plans de stratification qui définissent un grand cercle équatorial. Ce type de groupement traduit l'homogénéité structural du secteur relativement aux plis qui l'affectent, (III, fig. 87) et une certaine cylindricité de ces derniers. L'axe B construit est horizontal et de direction Nord-Sud (fig. 54).

Dans la partie Nord du Taygète moyen il n'existe pas d'itinéraire transverse recoupant l'ensemble des reliefs ioniens. Malgré tout j'ai pu effectuer quelques observations à plus grande échelle.

4. PROFIL D'ANAVRITI : PLIS DEVERSEES VERS L'EST ET POLYPHASAGE.

Le profil suivant a été levé dans les marbres ioniens recoupés par la route Anavriti - Sparte sur la retombée nord-est du Taygète moyen (fig. 86), je le diviserai en trois secteurs A, B et C.

Dans le secteur A (fig. 98) j'ai observé des marbres dont le pendage d'azimut occidental a une valeur angulaire variable mais de plus en plus forte vers l'Est. Ces strates présentent en outre une schistosité S_1 très nette, à pendage d'azimut occidental également mais de valeur angulaire plus faible.

Dans le secteur B (fig. 98) j'ai relevé l'existence de nombreux plis couchés métriques en forme de M, marquant manifestement l'existence d'une charnière que j'interprète comme synclinale, en tenant compte des informations fournies par le secteur A.

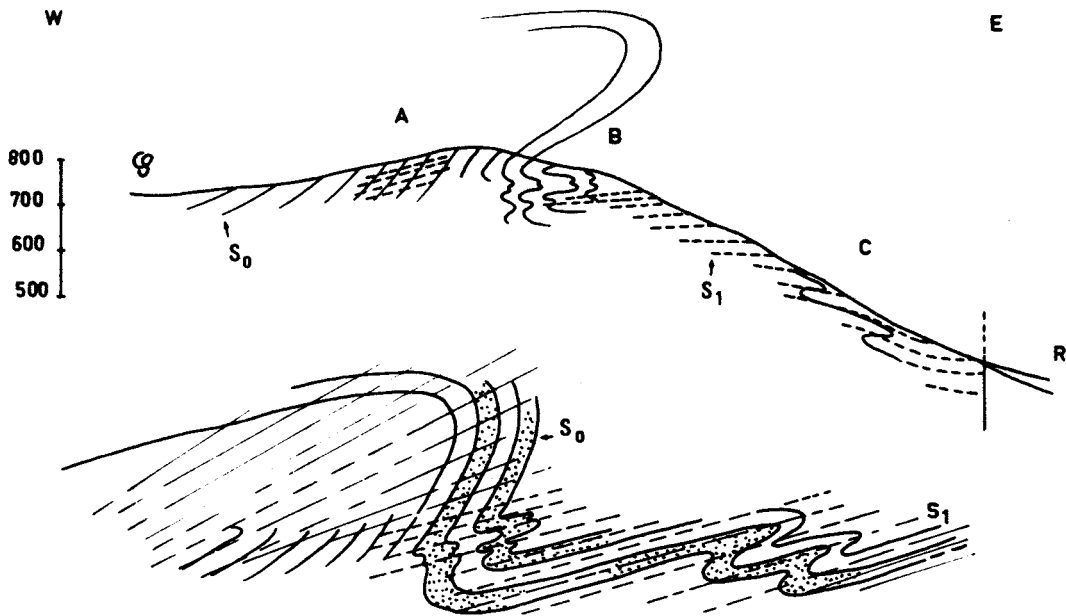


Fig. 98.- Coupe de la route Anavriti-Sparte. Observations (coupe du haut), reconstitution juste après la phase 1 (IT_1) (coupe du bas).

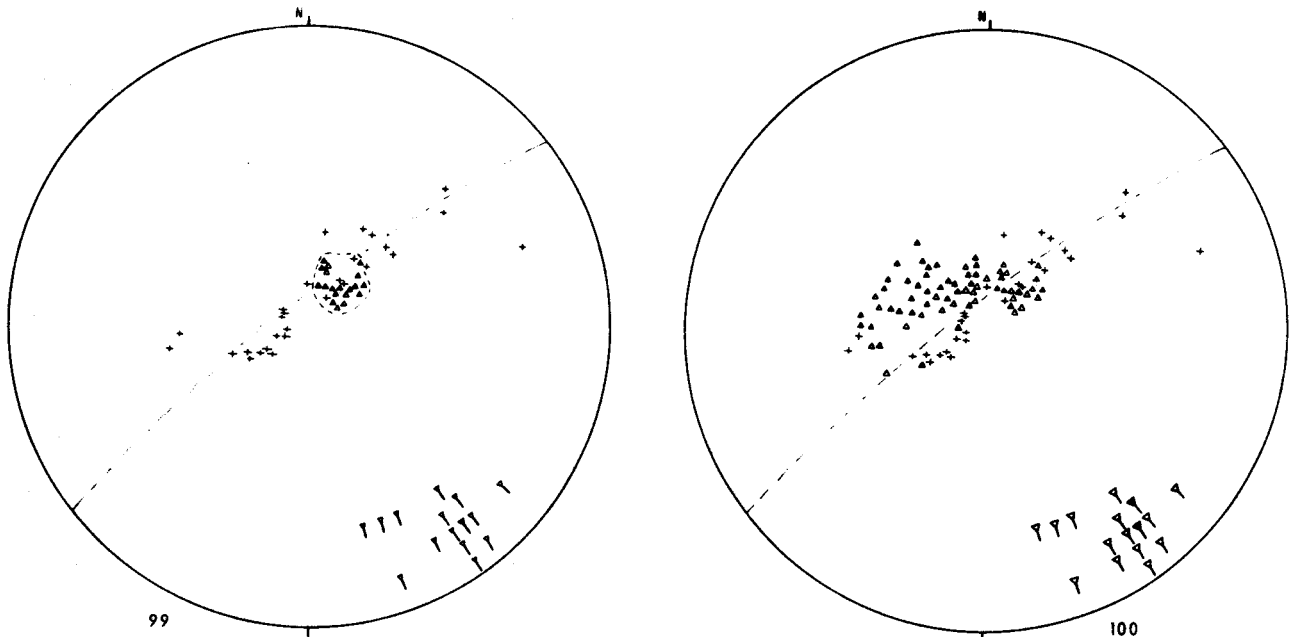


Fig. 99.- Stéréogramme de la coupe d'Anavriti (fig. 98). Détail du secteur B (même légende que les stéréogrammes précédents).

Fig. 100.- Stéréogramme général de la coupe d'Anavriti (fig. 98).



Finalement la coupe des deux secteurs précédents peut s'interpréter comme la succession d'Ouest en Est d'un anticlinal déversé vers le Nord-Est (dont seul affleure le flanc inverse) passant à un synclinal toujours déversé vers le Nord-Est.

Le diagramme structural correspondant (fig. 99) montre que l'on peut considérer ces plis comme cylindriques avec un axe B construit de direction N 142 et un plongement de 10° vers le Sud-Est. Cette direction est proche de la direction moyenne des axes b des plis métriques : N 145.

Le long du secteur C, les plans que l'on peut étudier sont manifestement les plans de schistosité S_1 . Cette schistosité est parallèle à des lits de quartzites blancs donc parallèle à la stratification sauf localement au niveau de plis métriques. S_1 se ploie progressivement en prenant un pendage d'azimuth Sud-Est puis Est et une valeur angulaire de plus en plus forte en se dirigeant vers l'Est. J'interprète ce phénomène comme un ploiement tardif et secondaire des plis précédemment définis et de la schistosité S_1 congénère. Ceci se marque sur un diagramme structural par une grande dispersion des pôles des plans S_1 vis à vis du grand cercle précédemment défini (fig. 100).

5. PLIS D'HAGIOS PENDELEIMON. DEVERSES VERS L'EST.

D'autres observations ont pu être faites sur le rebord nord-occidental du Taygète moyen

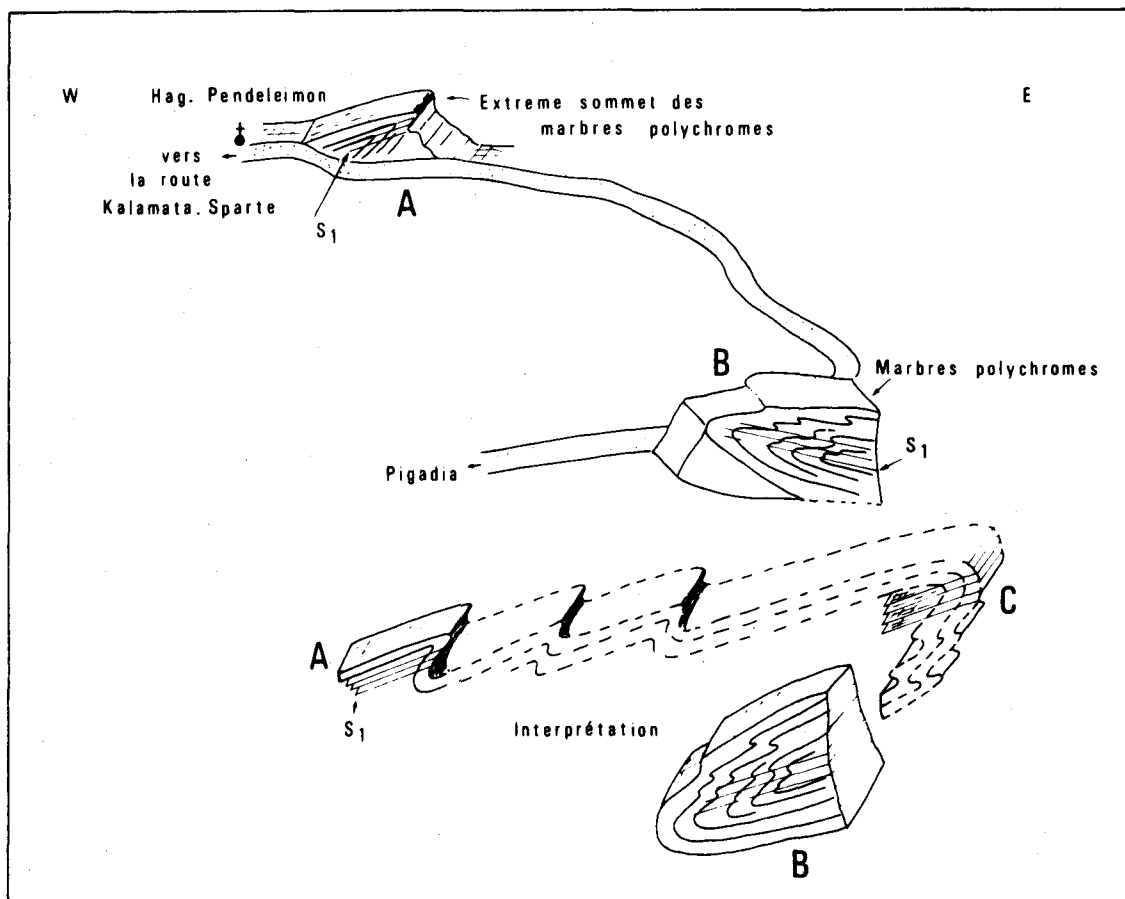


Fig. 101.- Plis d'Hagios Pendeleimon. Observations (coupe du haut) et reconstitution juste après la phase 1 (IT_1) (coupe du bas).

près de la chapelle d'Hagios Pendeleimon (fig. 86) au N-NE de Pigadia (22°15' long. E - 37° lat. N). Immédiatement à l'Est de celle-ci j'ai observé, le long de la route vers Pisana un

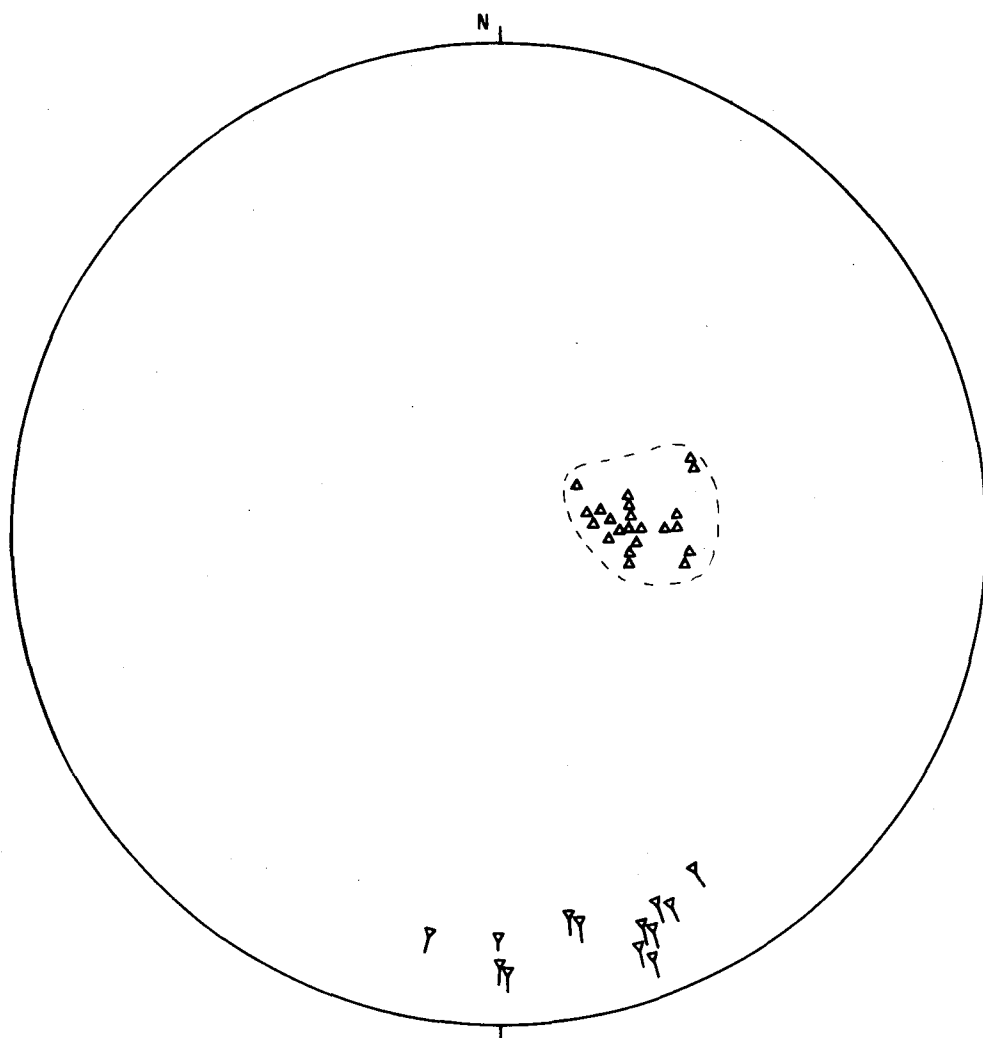


Fig. 102.- Stéréogramme des plis d'Hagios Pendeleimon. Les pôles des plans de schistosité S_1 correspondent à des mesures effectuées sur le pli A de la figure 101, les axes b des miniplis syn- S_1 à des mesures sur le pli B de cette même figure 101.

(même légende que les stéréogrammes précédents).

petit anticlinal dissymétrique (A, fig. 101), déversé vers l'Est auquel est associée une schistosité S_1 subparallèle au flanc normal mais sécante vis à vis du flanc inverse. Cet anticlinal replisse l'extrême sommet des marbres polychromes passant au flysch. Quelques dizaines de mètres plus loin dans la direction de Pigadia, légèrement plus bas en altitude, affleurent des marbres polychromes affectés par un antiforme (B, fig. 101) décamétrique à tendance isoclinale, apparemment déversé vers l'Ouest. Le tout est affecté par une schistosité S_1 de plan axial pendant cette fois-ci vers l'Est. L'association de ces deux structures A et B fait donc apparaître un ploiement tardif de la schistosité S_1 . L'annulation de cette déformation tardive d'une série normale permet d'interpréter le pli A comme un pli parasite d'un anticlinal hectométrique déversé vers l'Est passant à un synclinal (plis B) lui aussi déversé vers l'Est (fig. 101).

Sur le diagramme structural de la figure 102 j'ai reporté les pôles des plans de schistosité S_1 (seule surface étudiable) et les directions grossièrement N-S des axes b des miniplis associés. Ces dernières suggèrent une direction semblable pour les axes des plis décamétriques et hectométriques définis précédemment.

Cette interprétation est évidemment renforcée par l'existence légèrement plus au Nord d'un petit synclinal à coeur de flysch et lui aussi déversé vers l'Est.

6. SYNCLINAL DEVERSE VERS L'EST DU FLANC ORIENTAL DE LIPOVOUNI.

L'une des routes partant d'Hag. Pendeleimon se dirige vers le Motel du Taygète en empruntant le flanc oriental du Lipovouni. Elle franchit un petit col au niveau du repère 5 de la figure 86. On y observe très bien le contact par faille des phyllades et des marbres polychromes. J'ai relevé la coupe suivante d'Ouest en Est (fig. 103) :

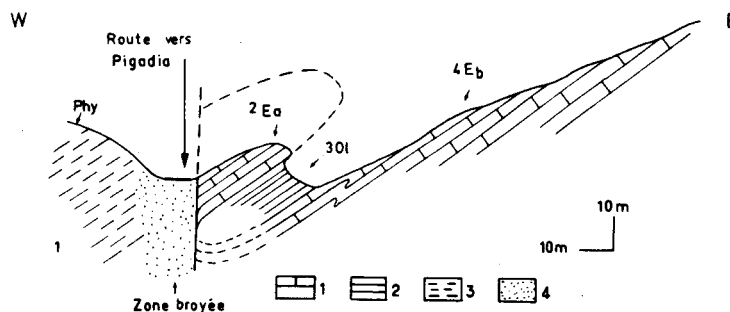


Fig. 103.- Synclinal du flanc est du Lipovouni.

Phy : des phyllades finement broyée au niveau de la route ;

P.Ea. Des phyllades finement broyées au niveau de la route.

O. 3 à 5 m de calcschistes où j'ai pu reconnaître des fantômes de Globigerinidés tertiaires malgré l'intensité de la recristallisation affectant ces roches.

P.Eb. Des marbres polychromes dont les rares bancs de quartzites blancs sont affectés de miniplis déversés vers l'Est.

La partie orientale de cette coupe (P. Ea - OI - P. Eb) s'interprète facilement dans la mesure où je n'ai jamais observé de marbres polychromes interstratifiés dans le flysch oligocène du massif du Taygète. Il s'agit donc d'un petit synclinal décamétrique isoclinal déversé vers l'Est. Le coeur de ce synclinal est occupé ici par les couches de passage au flysch oligocène ionien. On notera l'intensité de la recristallisation de ces strates qui n'ont pas fourni de microfaunes déterminables.

7. LA ROUTE KALAMATA SPARTE : PLIS CONJUGUES ET POLYPHASAGE.

Je terminerai l'étude structurale de l'unité ionienne dans le Taygète par l'examen détaillé d'une coupe d'accès très facile et qui résume bien toutes les observations précédentes. La route Sparte - Kalamata emprunte les gorges de Langada (fig. 86) qui, recoupant en cluse profonde les plis dessinés par les marbres ioniens, offrent une coupe transversale naturelle très intéressante. Le chemin, qui serpentait dans ces gorges à l'époque où il travaillait, était si difficile que Phillipson (1892) ne put en donner qu'une description très simple.

Je diviserai cet itinéraire en trois secteurs homogènes : A, B et C.

a. SECTEUR A (fig. 104, coupe 1, fig. 105, fig.29).

Il va grossièrement du premier pont immédiatement à l'Est du contact des marbres ioniens

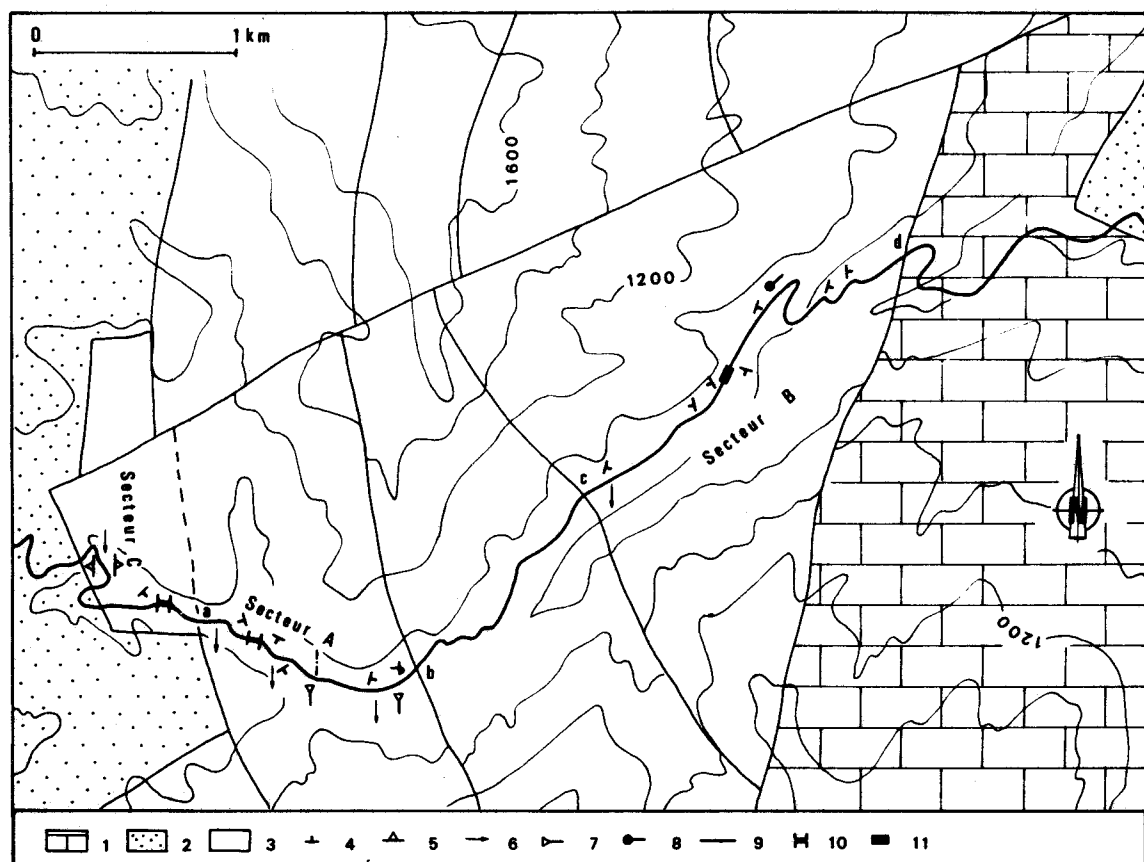


Fig. 104.- Localisation des secteurs étudiés le long de la route Kalamata-Sparte.

1. Dolomies de la Formation de Lakkomata (base de Tripolitza). - 2. Phyllades sl . - 3. Série ionienne. - 4. Pendage des plans de stratification. - 5. Pendage des plans de schistosité 1 (S_1) affectant la série ionienne. - 6. Linéation d'intersection $S_1 \cap S_0$. - 7. Axe des miniplis de phase 1. - 8. Axe des miniplis de phase 2. - 9. Failles. - 10. Ponts. - 11. Passage de la route en tunnel.

et des phyllades d'Artemissia (repère a, fig. 104) jusqu'à un surplomb (repère b, fig. 104).
J'y ai observé d'Ouest en Est :

- a₁. Un anticlinal simple dont le flanc occidental est intensément fracturé et faillé. Ces failles de faible rejet vertical sont de direction sensiblement parallèle à la route. Le coeur de cet anticlinal est formé par l'alternance remarquable des marbres gris et des quartzites blancs d'âge éocène. La surface des bancs de marbres présente une linéation très nette l_1 qui apparaît comme l'intersection de la stratification S_0 et de la seule schistosité observable S_1 (fig. 106).
- a₂. Un synclinal fortement dissymétrique, déjeté vers l'Ouest et dont le flanc oriental se renverse légèrement en présentant un pendage d'azimut oriental dont la valeur angulaire est forte.
- a₃. Ce flanc légèrement inverse constitue le flanc occidental d'un anticlinal en genou déversé vers l'Ouest. Le flanc oriental de ce pli se poursuit sur quelques dizaines de mètres par une série subhorizontale amenant à l'affleurement les termes de base de l'Eocène. Puis ces marbres subhorizontaux se ploient à nouveau en un pli

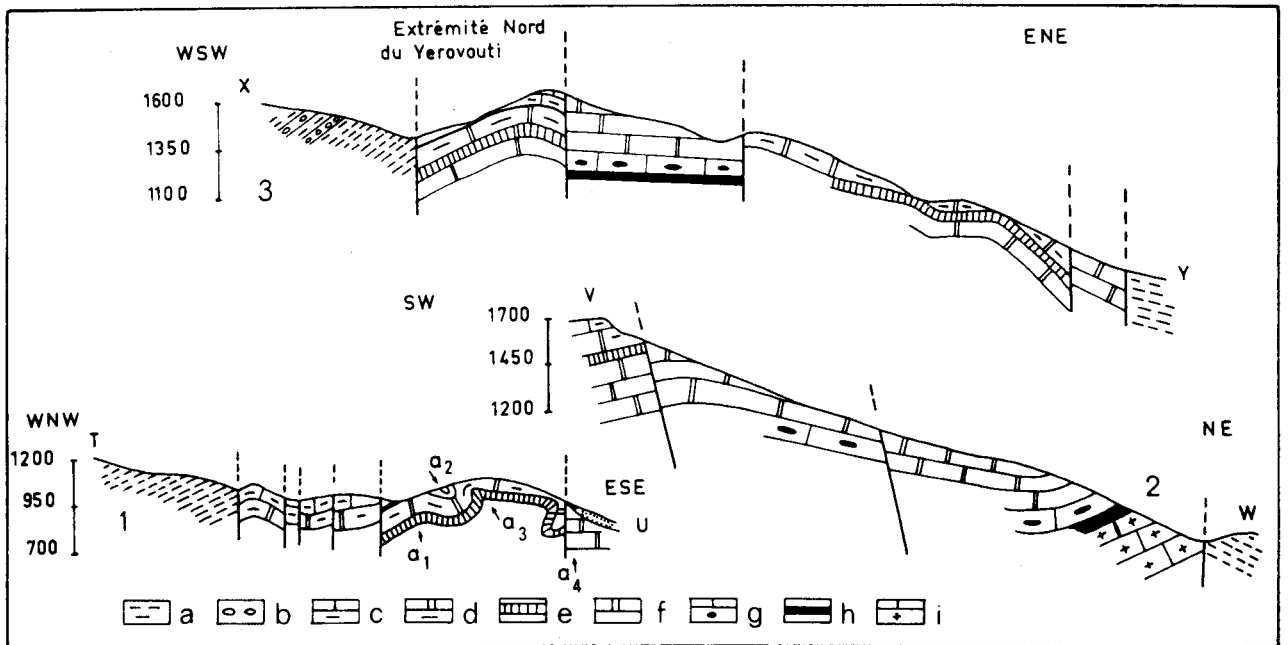


Fig. 105.- Coupes géologiques à travers le Taygète septentrional.

a. Phyllades sl. - b. Conglomérats polygéniques siliceux des phyllades. - c. Marbres polychromes. - d. Alternance de marbres gris et de quartzites blancs. - e. Marbres verdâtres à joints schisteux. - f. Marbres grenus à intercalations de marbres fins (Sénonien). - g. Marbres à rognons de quartzites (Vigla). - h. Schistes à Posidonies supérieures. - i. Calcaires marroreëns et dolomies de Pantokrator.

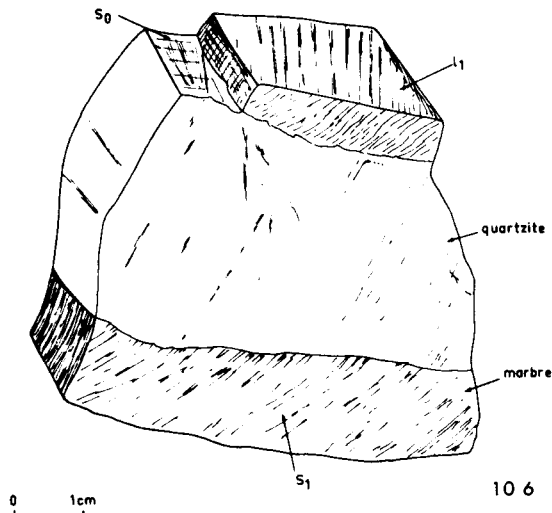


Fig. 106.- Echantillon de marbres gris et quartzites blancs portant la linéation l_1 d'intersection $s_1 \cap s_0$

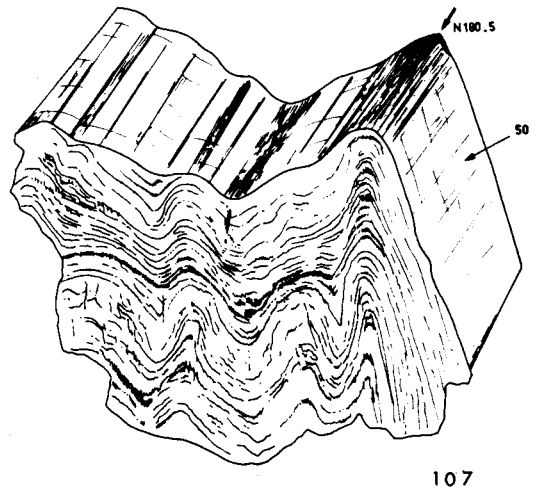


Fig. 107.- Pli, anisopaques en M.

en genou mais cette fois-ci déversé vers l'Est. La série affleurant au coeur de ce dernier pli est perturbée localement par l'extrusion d'un bloc de marbre massif qui respecte malgré tout de nombreux miniplis en M, anisopaques (fig. 107).

a₄. On passe ensuite à une zone confuse où affleurent mal des marbres broyés indices de l'existence d'une faille de rejet vertical important.

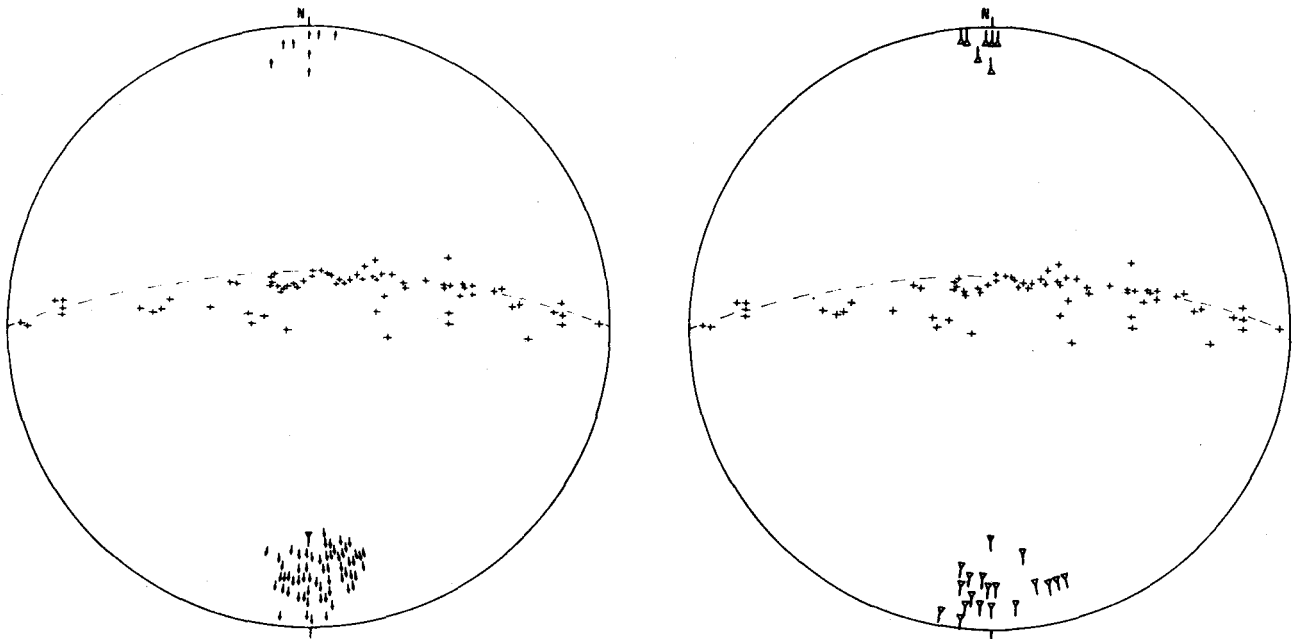


Fig. 108 et 109.- Stéréogrammes de la série ionienne du secteur A (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte (même légende que les stéréogrammes précédents).

Le diagramme structural de ce secteur (fig. 108) montre les pôles de stratification S_0 dessinant un grand cercle relativement bien défini. Ceci confirme l'homogénéité du secteur retenu et indique qu'à priori ces plis appartiennent à une seule et même famille et seraient le résultat d'une phase de plissement unique $I.T_1$. Cette phase $I.T_1$ aurait donné naissance à des plis dissymétriques ou non, de type cylindrique dont l'axe B construit est de direction Nord-Sud avec un plongement de 20° Sud. Les axes b des miniplis (mp 1) associés présentent une direction semblable (fig. 108) avec des plongements nord ou sud (les plus fréquents) plus faibles d'une manière générale. Cette homogénéité de direction se retrouve aussi avec les linéations définies précédemment (fig. 106 et 109). La schistosité S_1 , seul clivage visible, est la schistosité associée à ces plis de la phase $I.T_1$.

b. SECTEUR B (fig. 104).

Il représente la partie orientale de la coupe des marbres ioniens des gorges de Langada. Il s'étend du repère c au repère d (fig. 104) au niveau duquel la série ionienne vient buter par faille verticale contre des dolomies triasico-liasiques de la formation de Lakkomata (voir chapitre : Phyllades).

Dans ce secteur B on n'observe pas de structures décamétriques très nettes, mais grossièrement d'Ouest en Est : une ondulation synclinale puis une ondulation anticlinale.

Par contre dans le premier virage en épingle à cheveux à l'Est du passage en tunnel de la route Kalamata - Sparte, j'ai relevé l'existence de plis métriques dysharmoniques déversés vers le Nord-Ouest (fig. 110-111). Les axes b de ces plis ont une direction Nord-Est - Sud-Ouest avec plongement vers le Nord-Est. Le diagramme structural propre à ces plis indique leur caractère cylindrique (fig. 112)

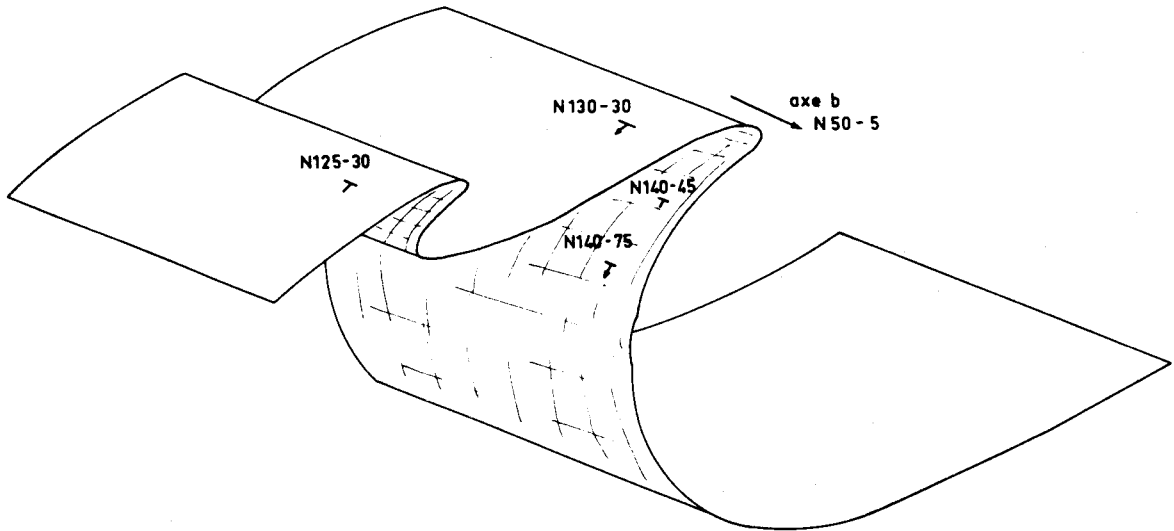


Fig. 110 et 111.- Plis de phase 2 affectant la série ionienne du secteur B (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte.

Or fait très important, les charnières de ces plis replissent la linéation l_1 ($S_1 \cap S_0$) précédemment définie dans le secteur A. Ils sont par conséquent postérieurs à la phase $I.T_1$, et permettent de définir une phase $I.T_2$ dont la direction des axes b des miniplis associés (mp 2) est nettement oblique par rapport à la direction des axes b des structures de la phase $I.T_1$ dans le secteur A.

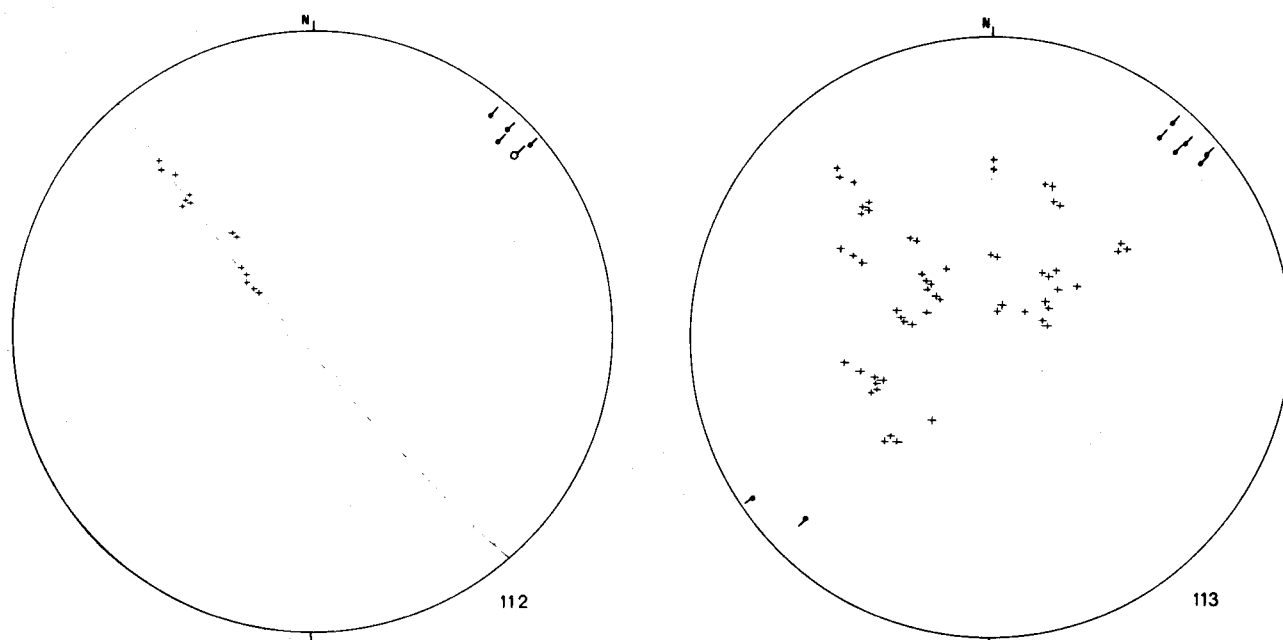


Fig. 112 et 113.- Stéréogrammes de la série ionienne du secteur B (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte (même légende que les stéréogrammes précédents).

Le diagramme structural de l'ensemble du secteur B (fig. 113) montre quant à lui une grande dispersion des pôles des plans de stratification qui ne définissent aucun grand cercle. Ce fait s'explique facilement par un polyphasage, l'étendue de ce secteur le rendant inhomogène tant vis à vis de la phase $I.T_1$ que de la phase $I.T_2$.

C. SECTEUR C (fig. 104).

C'est le moins étendu, il se situe à l'Ouest du secteur A. On y observe des marbres polychromes très fracturés, les plans de fracturation les plus répandus ayant une direction grossièrement Est-Ouest (fig. 114).

Ces marbres polychromes montrent, grâce à leurs lamines colorées un intense miniplissement accompagné d'une schistosité S_1 très nette. Les linéations d'intersection l_1 ($S_1 \cap S_0$) sont subhorizontales et de direction moyenne nord-sud. Cette direction identique à celle que nous venons de définir dans le secteur A immédiatement adjacent conduit à rapporter la genèse de ce clivage et des miniplis associés à la phase $I.T_1$.

Or on peut observer directement sur le terrain le plissement de cette schistosité S_1 en un petit anticlinal dont le flanc occidental a été tronqué par la faille séparant les marbres ioniens des phyllades d'Artemissia.

De fait les pôles des plans de la schistosité S_1 définissent grossièrement sur un diagramme (fig. 114) un grand cercle matérialisant l'existence d'un pli cylindrique post S_1 d'axe B construit horizontal et de direction nord-sud.

On notera enfin (fig. 114) que dans la partie orientale de ces secteurs les plans S_0 prennent un pendage d'azimut sud-est qui n'est conforme ni au grand cercle précédemment défini, ni au grand cercle caractérisant les plis du secteur A. La dispersion de ces pendages s'explique vraisemblablement par l'intervention de la phase $I.T_2$.

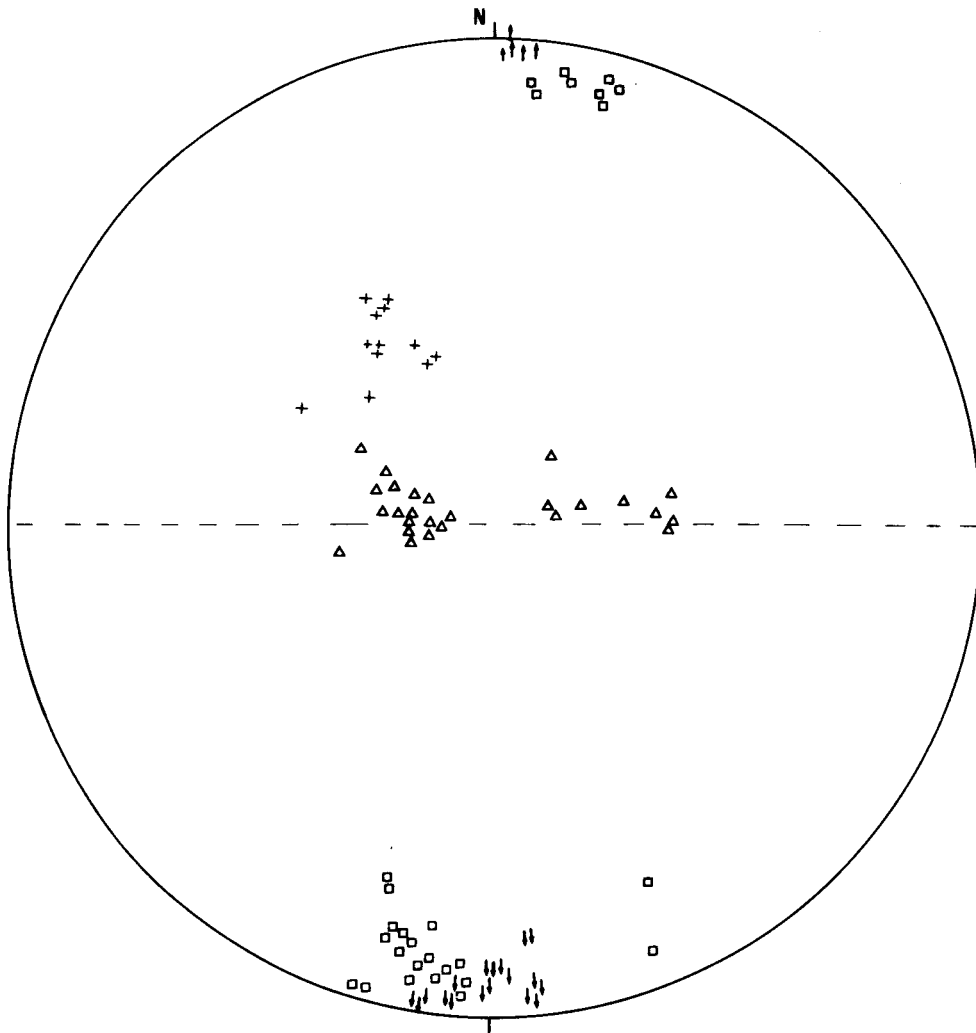


Fig. 114.- Stéréogramme de la série ionienne du secteur C (fig. 104) de la route Kalamata - Sparte.

L'anticlinal replissant la schistosité S_1 appartient donc à une deuxième famille de plis tardifs ayant une direction nord-sud. Il peut s'agir d'un petit pli congénère de la faille importante qui le borde.

8. LE TAYGETE SEPTENTRIONAL.

Pour terminer cette partie analytique, je décrirai rapidement deux coupes tracées au Nord de la route Kalamata-Sparte dans le Taygète septentrional (coupe 2 et 3, fig. 104, profil VW et XY, fig. 86).

Le Taygète septentrional ionien y apparaît comme un anticlinal simple à grand rayon de courbure découpé par des failles verticales. On notera la conformité évidente entre cette structure et la morphologie du Mont Taygète septentrional.

L'étude de la seule série ionienne ne permet pas de voir dans cette structure une structure tardive à grand rayon de courbure.

C. SYNTHÈSE.

L'analyse structurale à laquelle je viens de procéder met en évidence au niveau de chaque secteur étudié un certain nombre de structures qui manifestement ne sont pas de même âge. Il me faut donc maintenant essayer de définir des familles de structures isochrones et un calendrier des déformations à l'échelle de la série ionienne du massif du Taygète tout entier.

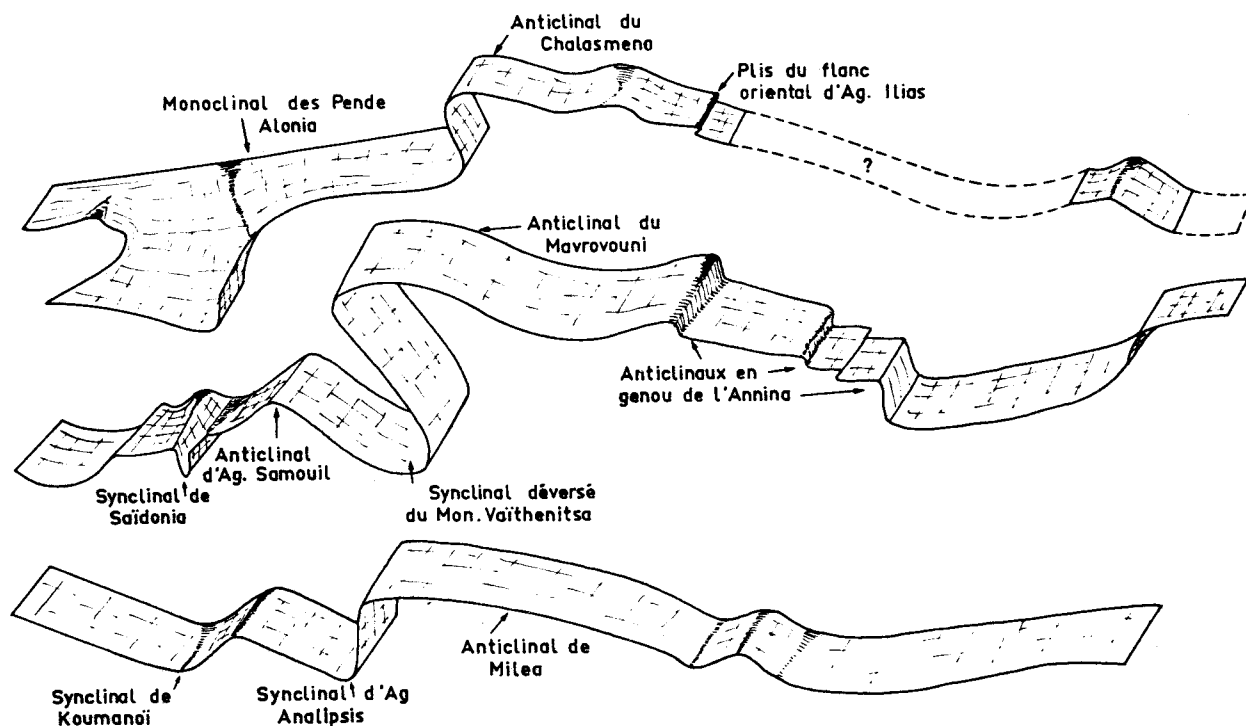


Fig. 115.- Représentation schématique des structures nées lors de la phase 1 ayant affecté la série ionienne du Taygète moyen et méridional.

Si nous faisons abstraction des nombreuses failles affectant le massif du Taygète, la caractéristique structurale essentielle de la série ionienne est d'être affectée par de nombreux plis de taille très variable, la plupart du temps déjetés ou déversés vers l'Est ou vers l'Ouest. La figure 115 essaye d'illustrer ce propos en gommant simplement l'effet des failles. On pourrait être tenté d'expliquer cette dualité des déversements par l'intervention de deux phases tectoniques différentes. En fait l'analyse précédente nous a montré qu'il était relativement facile de définir, grâce aux diagrammes structuraux, des secteurs homogènes vis à vis de ces plis. Pour chacun de ces secteurs j'ai pu noter une bonne homoaxialité entre les axes b des miniplis parasites et l'axe B construit des plis à plus petite échelle. Je n'ai observé qu'une seule schistosité S_1 congénère de ces plis quel que soit leur déversement. Dans certains cas elle est de plan axial (cf. l'anticlinale d'Ag. Pendeleimon). La linéation d'intersection correspondante ($l_1 = S_1 \wedge S_0$) montre un bon parallélisme avec les axes b des plis à petite échelle. En outre l'analyse du secteur A de la route Kalamata - Sparte nous a montré que cette homogénéité conservait toute sa réalité même lorsqu'on associait des plis à déversement antagoniste.

C'est pourquoi je considère que tous ces plis forment une seule famille isochrone quel que soit leur déversement vers l'Est ou vers l'Ouest.

Cette thèse me conduit à les interpréter comme des plis conjugués nés lors d'une phase tectonique compressive unique $I.T_1$, aboutissant à un raccourcissement de 2/3 au maximum d'après les coupes étudiées précédemment.

Je citerai comme exemple de plis conjugués :

- les plis de la route Kalamata - Sparte (secteur A) ;
- l'anticlinal du Mavrovouni (= anticlinal du Chalasmeno = anticlinal de Milea), le synclinal du Monastère Vaithenitsa (= synclinal d'Hag. Analipsis) à déversement occidental conjugués aux anticlinaux en genou de l'Annina et aux plis du flanc oriental du Taygète à déversement vers l'Est.

Il n'est pas sans intérêt de rappeler que ce style à structures conjuguées existe aussi en zone ionienne d'Epire - Akarnanie (Unité du Louros par exemple - I.G.R.S. et I.F.P., 1966). Les auteurs de l'ouvrage précité expliquaient la naissance de telles structures grâce à l'exagération puis au cisaillement de deux flexures sédimentaires à regards opposés, formant les flancs d'un haut fond.

Je n'ai aucun argument pour utiliser un tel modèle dans le massif du Taygète.

En dernière analyse, la famille de structures la plus ancienne que l'on observe dans ce massif est une famille de plis conjugués à déversement soit occidental soit oriental. La genèse de ces plis s'est accompagnée de la naissance d'une schistosité S_1 qui est la *seule* schistosité à valeur régionale affectant la série ionienne dans le massif du Taygète. Cette schistosité est pénétrative dans les formations les moins compétentes : flysch oligocène, marbres polychromes.

Si maintenant on considère des diagrammes structuraux tracés pour l'ensemble du Taygète, on constate facilement qu'il n'y a plus homogénéité. Il existe par contre une dispersion très nette des axes B construits, des axes b des miniplis et des pôles des plans de stratification (fig. 116, 117).

Il est possible d'expliquer ce phénomène par l'intervention d'une ou plusieurs phases de plissement dont la ou les directions des structures seraient obliques par rapport à la direction primitive (subméridienne ?) des plis nés lors de la phase $I.T_1$.

Je n'ai observé de telles structures post $I.T_1$ (replissant l_1) que dans un seul secteur : le secteur B de la route Kalamata - Sparte. On remarque dans les diagrammes structuraux correspondant une dispersion des repères structuraux comparable à celle que l'on observe à plus petites échelles.

Il est intéressant de noter que sur le diagramme 116, les axes des miniplis de phase 1 se dispersent dans deux zones appartenant à des secteurs angulaires opposés et situés de part et d'autre du diamètre parallèle à la direction moyenne des axes b des miniplis post l_1 du secteur B de la route Kalamata - Sparte.

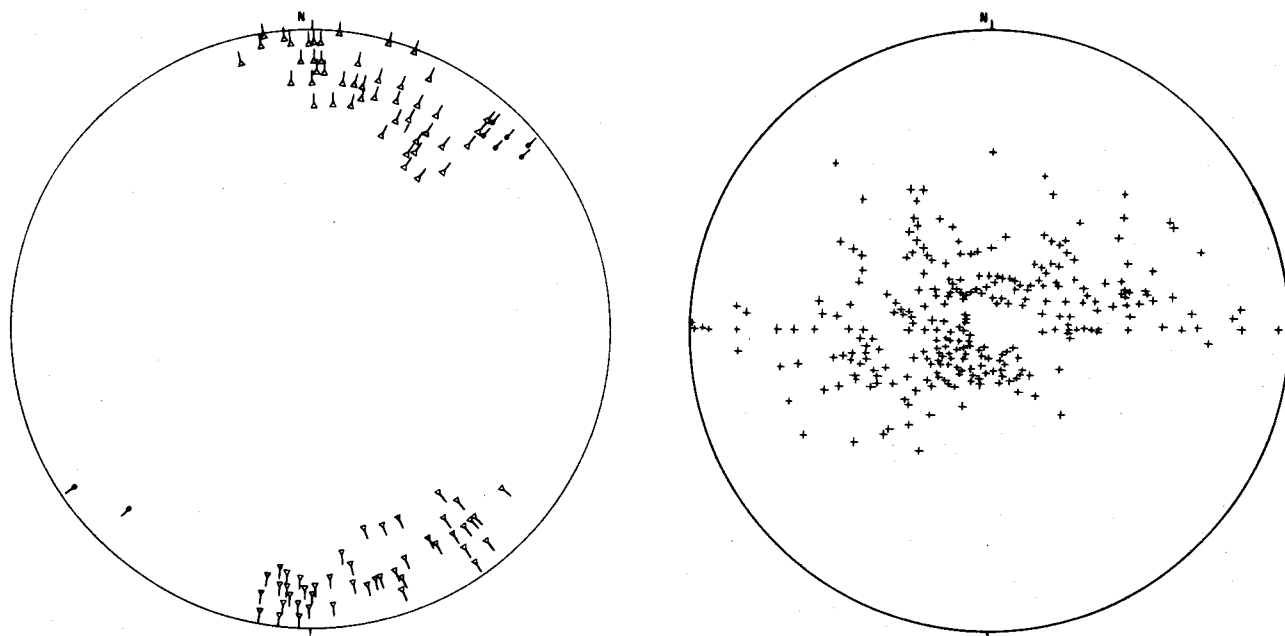


Fig. 116 et 117.- Stéréogrammes synthétiques de la série ionienne du Taygète.

En résumé le secteur B de la route Kalamata - Sparte nous fournit la preuve directe de l'existence à grande échelle d'une deuxième phase tectonique en compression $I.T_2$, donnant des plis métriques dont les axes b ont une direction NE-SW. Les diagrammes structuraux suggèrent que cette phase pourrait être une phase régionale par plis concentriques déversés vers le Nord-Ouest. Ces deux phases ne se sont pas produites au même niveau structural. La première $I.T_1$ s'accompagnant de la genèse d'une schistosité relève de la partie sommitale du niveau structural inférieur. La seconde $I.T_2$ sans schistosité régionale congénère appartient au niveau structural moyen (Arthaud, 1970 ; Mattauer, 1973).

Postérieurement à ces phases compressives génératrices de plis, la série ionienne a subi une intense tectonique cassante, ayant donné naissance au réseau très dense de failles dont les directions majeures sont NNW-SSE, WSW-ENE et EW. Les failles les plus anciennes que j'ai pu relever sont sans doute les deux accidents *inverses* affectant le flanc occidental du Taygète. L'une de ces failles sépare l'anticlinal d'Hag. Samouil à l'Ouest (compartiment surélevé) du synclinal du Monastère Vaithenitsa à l'Est (compartiment abaissé). L'autre tronque le flanc inverse de l'anticlinal déjeté du Chalasmeno qui vient ainsi légèrement recouvrir le flanc normal.

Ces accidents inverses sont manifestement antérieurs aux failles normales qui les recoupent et les décalent. Ces dernières sont le fruit du ou des événements tecto-orogéniques ayant laissé les traces les plus évidentes dans le massif du Taygète.

A petite échelle le Taygète est un horst aux flancs systématiquement tronqués par des failles. C'est ainsi que le flanc oriental du Taygète septentrional et moyen est un escarpement de failles opposant brutalement la "creuse Lacédémone" d'Homère à la muraille du Taygète. Le soulèvement correspondant atteint son maximum dans le Taygète moyen, où le rejet vertical par rapport à la seule série ionienne atteint 2 km au minimum.

Le caractère en extension de ces failles est souligné par l'existence de nombreux grabens étroits occupés par des coins de phyllades effondrées et coincées dans les marbres ioniens. Toutes ces failles ne sont certainement pas nées durant une seule phase extensive. Certaines d'entre elles n'ont plus d'expression morphologique en terrain homogène ou même semblent recoupées par une ancienne surface d'érosion (cf. surface supérieure du "balcon du Taygète" in Dufaure, 1975). On peut donc les considérer comme anciennes. D'autres au contraire ont encore une expression morphologique nette dans un contexte lithologique homogène. Il s'agit là sans doute de failles nées ou réactives lors d'évènements récents.

II. COMPLÉMENTS SOMMAIRES CONCERNANT LA STRUCTURE DE LA SÉRIE IONIENNE DANS LE MASSIF DU PARNON

L'examen de la série ionienne dans le massif du Taygète m'a permis de montrer que la structuration de cette chaîne relevait de deux phases compressives. En est-il de même dans le massif du Parnon ?

Malheureusement je ne peux pas répondre à cette question de manière aussi synthétique que dans le massif du Taygète. En effet le fort degré de recristallisation des marbres ioniens du Parnon interdit une stratigraphie aussi fine que dans le massif du Taygète (cf. chapitre stratigraphie). D'autre part comme le montre bien la figure 27, le réseau de failles liées aux épisodes extensifs aboutit à un tel morcellement qu'il m'a été impossible de mettre en évidence de grandes structures, permettant d'amorcer une comparaison féconde avec le massif du Taygète.

C'est pourquoi je me contenterai de décrire deux coupes tracées dans le massif du Parnon et sa prolongation méridionale présentant des traits originaux par rapport à nos relevés précédents.

A. COUPE DU MONT FAJA : EXISTENCE DE CHEVAUchemENTS À L'INTÉRIEUR DE LA SÉRIE IONIENNE.

La première coupe a été relevée sur le flanc occidental du Parnon au niveau du mont Faja (37°03' lat N - 22°30' long. E). Dans ce massif à l'Est de Sparte et au Sud Ouest de Chrisafa affleure une série ionienne tranchée par une cluse. J'y ai relevé la structure suivante du S-SW vers le N-NE (fig. 118, 119) :

- un monoclinal faillé affecté dans sa partie orientale par un repli en genou déjeté vers l'Ouest ;
- vient ensuite un anticlinal droit, dont le coeur est occupé par des "Schistes à Posidonies" (cf. fig. 30) ;
- le flanc oriental de cet anticlinal est brutalement coupé par un contact de pendage variable (fort au Nord-Ouest, faible vers le Sud-Est) qui amène en chevauchement une série de marbres qui pendent vers le S-SW. Ce biseautage basal n'est bien visible que sur le bord ouest de la vallée. Sur le flanc est on observe une certaine conformité entre les strates de marbres ou de Schistes à Posidonies et le plan de chevauchement ;

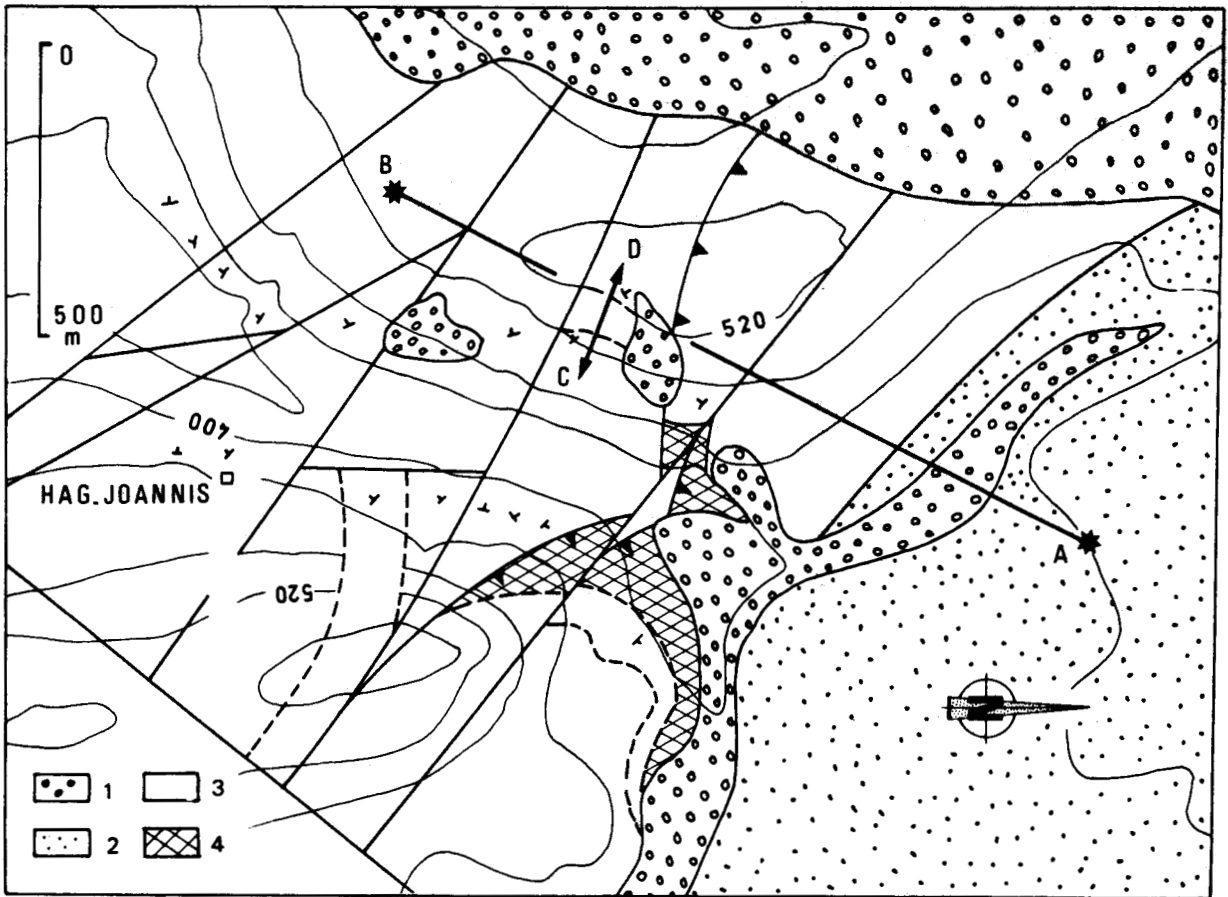


Fig. 118.- Carte géologique de l'extrémité nord du Mt Faja

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Phyllades sl. - 3. Série ionienne indifférenciée. - 4. Schistes à Posidonies broyés.

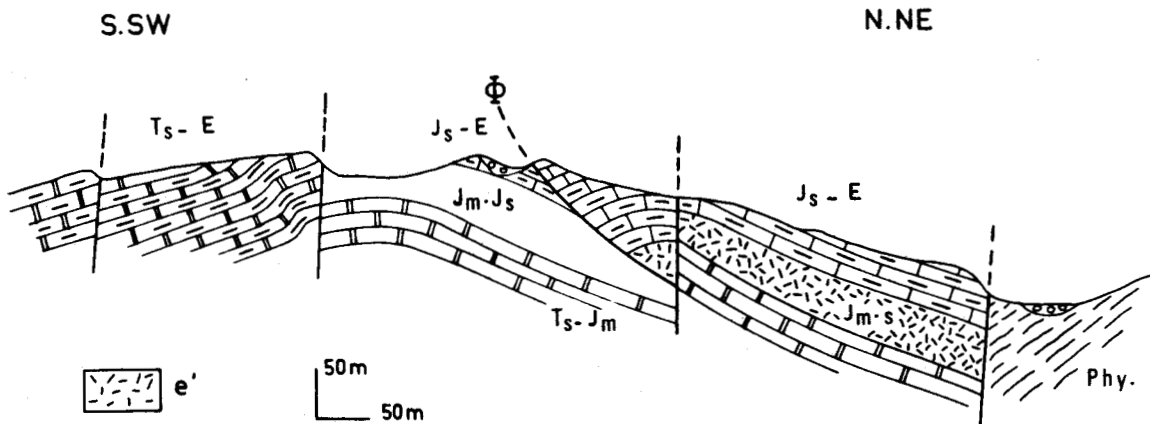


Fig. 119.- Coupe (AB, fig. 118) à travers l'extrémité nord du Mt Faja. e' : Schistes à Posidonies broyés

- une faille normale tranche ce dispositif en relevant le compartiment nord. Elle est certainement récente car elle provoque un ressaut très brutal du cours de la vallée elle-même ;
- au Nord de cet accident on peut observer sur les bords de la vallée la base du compartiment chevauchant formée par une assez grande épaisseur de Schistes à Posidonies broyés

supportant une série de marbres, monoclinale, pentée doucement vers l'Est ;

- ce monoclinale est brutalement coupé vers le N-NE par une faille en extension qui amène contre ce dernier des Phyllades renfermant des schistes à glaucophane.

L'originalité de cette coupe vis à vis de nos observations dans le Taygète est de nous montrer un chevauchement à l'intérieur de la série ionienne. Ce cisaillement est manifestement lié à l'existence du niveau très incompetent des Schistes à Posidonies. Sa portée apparaît ici comme minime. L'existence d'un biseautage basal me permet de penser qu'il s'agit d'un cisaillement affectant une série déjà plissée et donc postérieure aux phases plicatives

B. COUPE DE LA ROUTE SPARTE - MOLAÏ AU SUD D'APIDEA : EXISTENCE DE DEUX PHASES DE DÉFORMATION AVEC CLIVAGE ASSOCIÉ, MÉLANGE TECTONIQUE.

Le second profil (fig. 120) a été levé le long de la route Sparte - Molai six cent mètres environ à l'Est du croisement occidental vers Apidea (fig. 121). J'y ai observé d'Est en Ouest, du point A vers le point B la succession suivante (fig. 121) :

1. Un ensemble de phyllades découpé par de nombreuses failles en extension F_1 , F_2 et F_3 décalant un plan de cisaillement oblique ϕ à pendage variable vers l'Est. Ce contact anormal est soit une faille en extension très plate soit un chevauchement à l'intérieur de la série des phyllades.

Ces phyllades présentent des masses de métaconglomérats polygéniques interstratifiés. Ces métaconglomérats sont formés de galets de quartzites et de calcaires. Nous verrons ultérieurement que ce type de conglomérats est associé au Complexe de Tyros et appartient à la nappe des phyllades.

2. On observe ensuite une zone broyée de largeur importante limitée par deux failles en extension F_4 et F_5 .

3. Affleurent ensuite des marbres clairs que j'interprète comme ioniens. Ils présentent deux familles de structures planaires : l'une subverticale et plissée, l'autre légèrement pentée vers l'Ouest et recoupant la précédente.

Ces marbres sont brutalement coupés à l'Ouest par une faille F_6 .

4. Vient ensuite un mélange tectonique contenant des roches verdâtres évoquant les faciès paléovolcaniques du Complexe de Tyros. Cet affleurement est interrompu par une vallée dont le lit est installé au niveau d'une zone faillée F_7 .

5. On retrouve à l'Ouest de cette faille des marbres ioniens comparables aux précédents. Ils sont affectés par deux accidents F_8 et F_9 (failles ? ou chevauchements). Ils isolent vers le bas, un panneau trapézoïdal de marbres ioniens dont la partie sommitale est brutalement biseauté. Cette troncature est recouverte par des roches verdâtres évoquant là encore les faciès paléovolcaniques du Complexe de Tyros.

Cette imbrication matérialise l'existence possible d'un mélange tectonique du matériel des séries ioniennes d'une part et du matériel de la nappe des phyllades d'autre part.

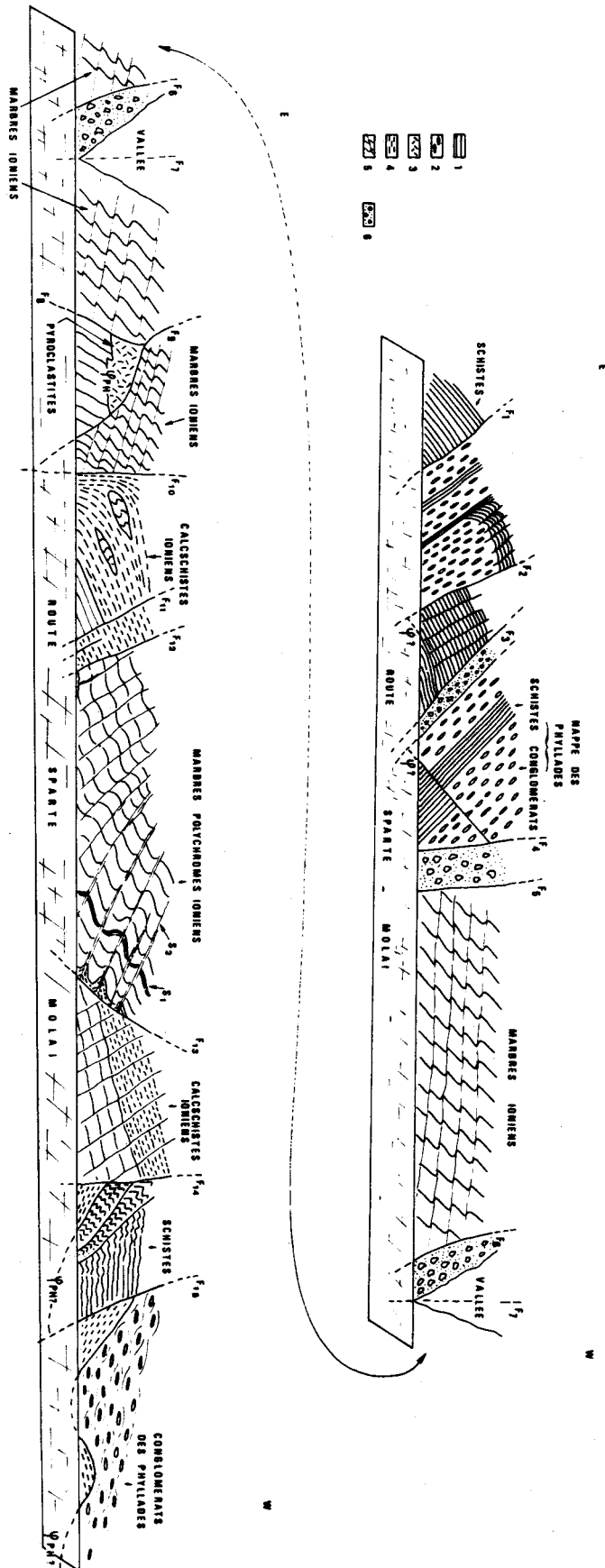


Fig. 120.- Coupe schématique relevée le long du secteur AB (fig. 120 de la route Sparte - Molai).
 1. Schistes et mica-schistes. - 2. Conglomérats polygéniques calcaro-siliceux. - 3. Tuffites et pyroclastites. - 4. Calcschistes. - 5. Marbres. - 6. Mélange tectonique.

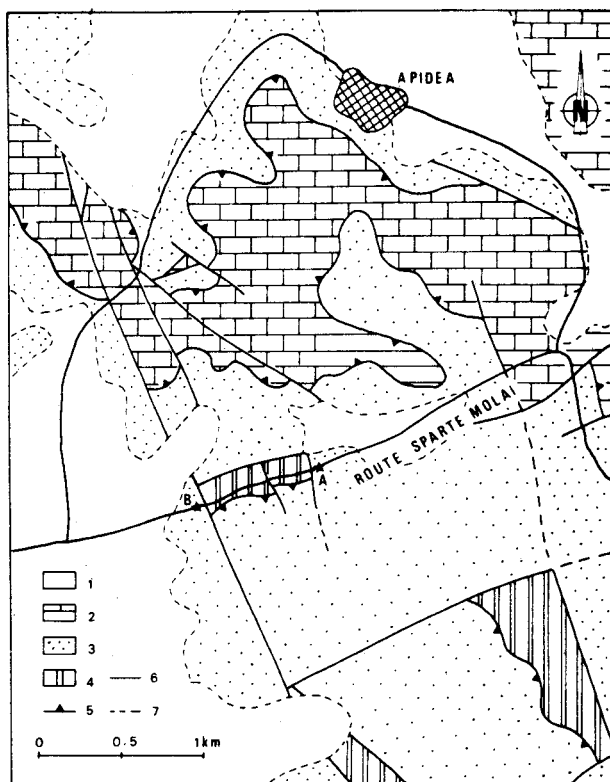
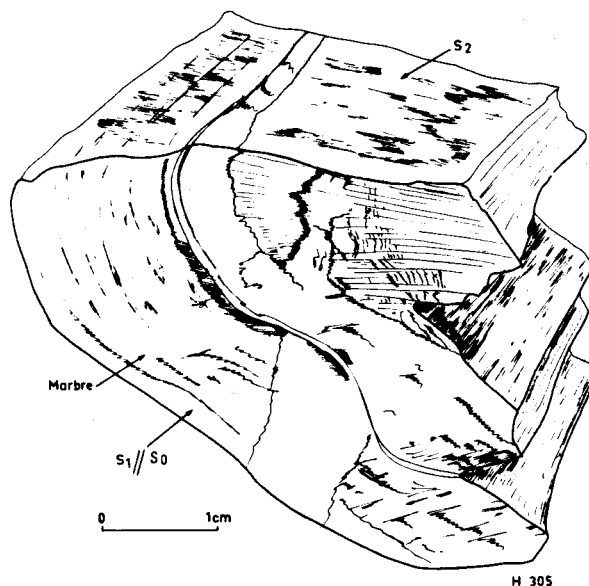


Fig. 121.- Carte géologique de la région au sud immédiat d'Apidea.

1. Néogène discordant. - 2. Dolomies et calcaires triasiques de Tripolitza. - 3. Phyllades sl. - 4. Série ionienne. - 5. Chevauchement. - 6. Failles. - 7. Contact stratigraphique.

Fig. 122.- Echantillon présentant les principales caractéristiques minstructurelles des marbres et calcschistes ioniens du secteur AB (fig. 121) de la route Sparte Molai.



6. Une faille F_{10} amène contre ces marbres des séricitoschistes et chloritoschistes reposant sur des marbres ioniens et contenant des lentilles de marbres. Il est impossible sans microfaunes de préciser si ces épischistes appartiennent à un métaflysch ionien ou à la nappe des phyllades.

Ces schistes affectés par les failles F_{11} et F_{12} viennent buter contre des marbres ioniens.

7. Ces marbres présentent deux schistosités : l'une S_1 faiblement pentée vers l'Est est nettement plissée à l'Ouest de cet affleurement - l'autre S_2 à pendage variable vers l'Ouest est manifestement associée aux plis affectant S_1 .

Ces marbres peuvent enfin présenter un aspect polychrome, associé à une texture bréchique. Vers l'Ouest ces marbres passent progressivement vers le bas à des calcschistes verdâtres présentant eux-aussi deux familles de structures planaires. La première S_1 associée à une nette recristallisation des quartz, de la calcite et une nette orientation des phyllosilicates est une schistosité de flux parallèle à la stratification. La seconde S_2 est une schistosité de fracture nettement oblique sur $S_1 // S_0$ (fig. 122). Le tout est tranché par un accident F_{13} penté vers l'Est (faille ? ou contact chevauchant ?).

8. A l'Ouest de l'accident F_{13} on retrouve des marbres ioniens recouverts par leur "flysch" (?) et pendant doucement vers l'Est.

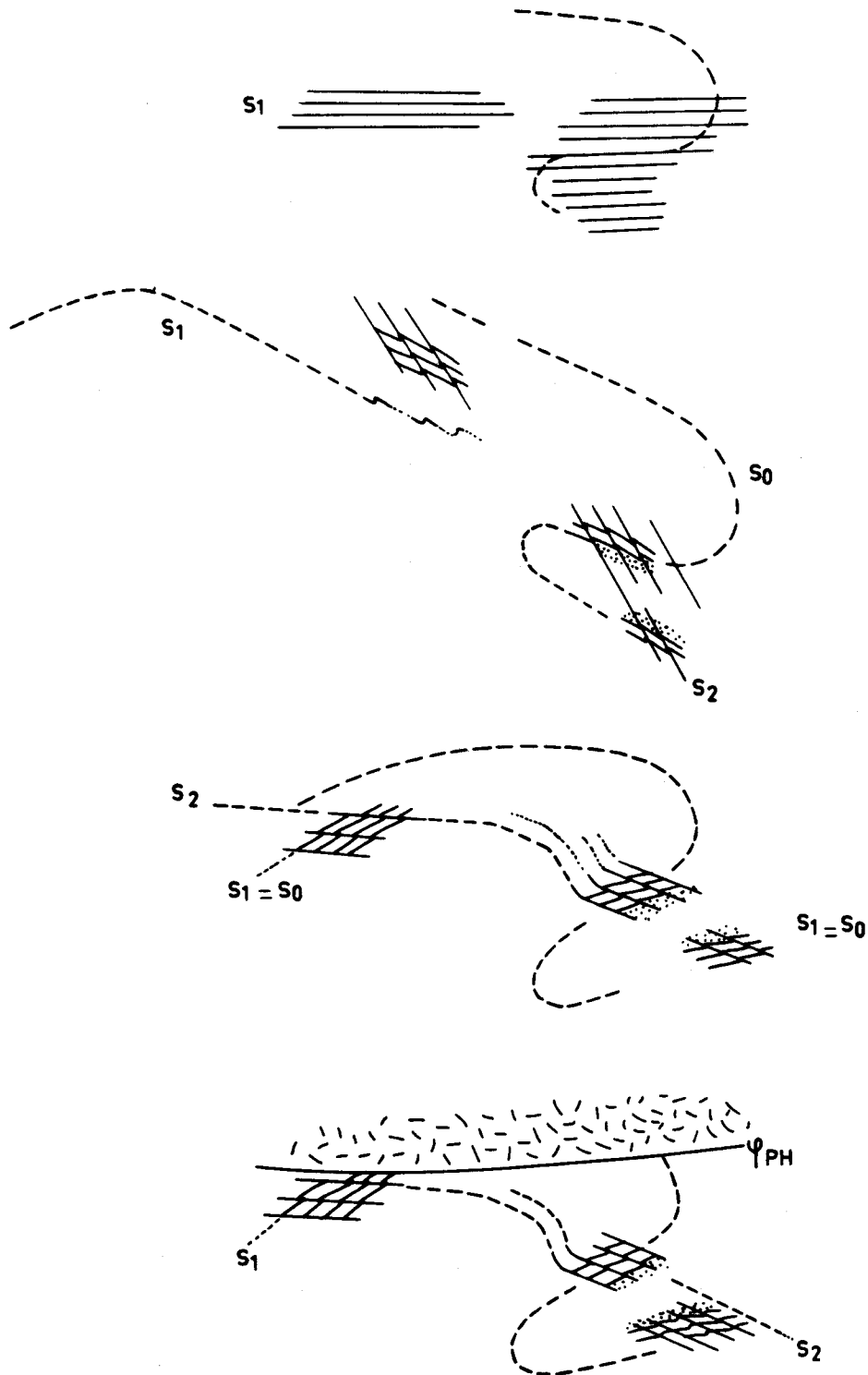


Fig. 123.- Diagramme schématique résumant une reconstitution possible de l'histoire structurale des marbres et calcschistes ioniens du secteur AB (fig. 120) de la route Sparte Molai. ϕ PH = contact anormal de base de la nappe des Phyllades sl.

BIBL
LILLE

9. La faille F_{14} sépare les marbres précédents de calcschistes ioniens (?) recouverts par des phyllades très déformés. Ce dispositif se répète à l'Ouest d'une nouvelle faille F_{15} . La limite entre calcschistes ioniens et phyllades est extrêmement floue et vraisemblablement arbitraire.

Les observations effectuées sur l'ensemble des compartiments de marbres ioniens suggèrent l'interprétation suivante.

La série ionienne dans cette région a subi une première phase de déformation IP_1 par plis isoclinaux dont le déversement a été arbitrairement dessiné vers l'Ouest (fig. 123 A). S_1 serait la schistosité de plan axial associé à ces plis isoclinaux.

Cette série déjà plissée a été ensuite déformée par des plis (IP_2) plus ouverts, synformes et antifformes de géométrie inconnue, congénères de plis parasites dont les axes b ont une direction NW-SE et une schistosité de fracture S_2 (fig. 123 B). C'est vraisemblablement la superposition de ces deux phases de déformations (IP_1 et IP_2) qui explique l'aspect pseudobréchique des marbres polychromes signalé lors de la description entre les accidents F_{10} et ϕ_4 . Une troisième phase de déformation (IP_3) aurait ployé le clivage S_2 en un pli apparemment déjeté vers l'Ouest (?) (fig. 123 C). Enfin cet ensemble structuré aurait été biseauté par le chevauchement de la nappe des phyllades (fig. 123 D).

L'ensemble de la série ionienne et des phyllades susjacentes a été ultérieurement affecté par des cisaillements obliques (chevauchements ?) et des failles en extension.

Malgré le faible volume de matériel observé, ce profil révèle plusieurs faits importants. Il nous montre une série ionienne dont la structuration est nettement polyphasée ($IP_1, 2$ et 3). Je suis évidemment tenté de paralléliser les deux phases de déformations majeures (IP_1 et 2) avec les deux phases de déformations IT_1 et 2 définies dans le massif du Taygète. Mais il faut souligner que l'intensité des déformations semble plus importante dans le massif du Parnon pour la première phase (IP_1). Cette opposition se confirmera avec l'étude du métamorphisme. Il existe donc une certaine analogie dans le calendrier des déformations ayant affecté les séries ioniennes des massifs du Taygète et du Parnon, mais l'intensité des déformations semble plus importante dans le second cas.

Enfin ce profil montre très clairement l'existence de biseautages très importants liés à la mise en place de la nappe des phyllades. Ce chevauchement est postérieur aux phases IP_1 et IP_2 , ces troncutures sommitales recoupant S_1 et S_2 . Ces biseautages expliquent certainement le faible développement apparent dans le massif du Parnon du flysch ionien que son degré de recristallisation rend en outre très semblable à des phyllades. Par conséquent il est probable que le matériel ionien susjacent aux troncutures a été mêlé au matériel de la nappe des phyllades et entraîné avec elle.

III. CONCLUSIONS STRUCTURALES

En conclusion la tectonique de la série ionienne est caractérisée par un polyphasage. Deux phases de déformation majeures l'ont affectée tant dans le massif du Taygète que dans le massif du Parnon (phase $IT_1 = IP_1$ - phase $IT_2 = IP_2$). Seule la phase 1 ($IT_1 = IP_1$) a provoqué la genèse d'une schistosité régionale.

L'intensité des déformations semble croître d'Ouest (Taygète) en Est (Parnon).

Le biseautage sommital de la série ionienne par le plan de chevauchement de la nappe des

Phyllades indique une mise en place de cette dernière postérieurement à ces deux phases de déformations majeures (cf. route Sparte - Molai). L'existence d'un biseautage et la réduction du flysch ionien (surtout dans le massif du Parnon) suggère un mélange possible d'une partie du flysch ionien et du matériel originel de la nappe des Phyllades.

IV. L'ÉVOLUTION MINÉRALOGIQUE POSTSÉDIMENTAIRE DES SÉRIES IONIENNES ET PRÉAPULIENNES

Je l'ai déjà indiqué lors de l'étude de la stratigraphie de ces zones, le matériel ionien semble moins transformé dans le massif du Taygète que dans le massif du Parnon. Pour ne pas rester sur cette impression subjective je vais développer maintenant un certain nombre d'observations susceptibles de préciser notre connaissance de ce phénomène. Ces données ont été collectées avec l'aide de Chamley et Triboulet (cf. Thiebault et coll., 1980).

A. DEGRÉ DE TRANSFORMATION DE L'AUTOCHTONE IONIEN DANS LE MASSIF DU TAYGÈTE.

1. LES SCHISTES A POSIDONIES DE TSERIA.

Je rappellerai tout d'abord les caractéristiques de la fraction argileuse des Schistes à Posidonies de Tseria (cf. chapitre II, fig. 60). L'étude de leur fraction minérale non calcaire de granulométrie inférieure à 2 μ a permis de mettre en évidence l'association suivante :

illite (60 à 100%) + interstratifiés irréguliers (0 à 20%) + kaolinite
(0 à 15%) + chlorite (0 à 5%) + quartz.

2. LE FLYSCH IONIEN DE PALEOPANAGIA.

Sur le revers oriental du Taygète moyen, à l'Ouest de Paleopanagia le long du chemin menant au refuge alpin, affleure du flysch ionien étudié lors du chapitre I. (2, fig. 124).

Le même type d'étude que précédemment a permis de définir les deux spectres argileux suivants :

- illite (30%) + interstratifiés réguliers (chlorite - smectite, 10% - chlorite - vermiculite, 60%) ;
- illite (60%) + chlorite (40%).

3. INTERPRÉTATION.

Sur le flanc occidental du Taygète la coexistence de kaolinite et d'interstratifiés irréguliers reflète une évolution diagénétique faible ou modérée (Dunoyer de Segonzac, 1969) dans la mesure où les roches siliceuses étudiées n'ont pas subi d'altération secondaire. Or le prélèvement des échantillons a été effectué de manière à éliminer toute roche ayant subi apparemment une altération météorique pouvant conduire aux minéraux sus-cités (Barbaroux et Bousquet, 1976). Une kaolinisation secondaire paraît très improbable car les roches retenues ont une porosité faible et leur géochimie n'indique pas de lessivage du potassium des illites.

$$\frac{\overline{\text{K}_2\text{O}}}{\overline{\text{Al}_2\text{O}_3}} = 0,318 \text{ cf. chapitre II}$$

Par conséquent le parautochtone ionien du flanc occidental du Taygète a subi une diagenèse d'intensité faible à moyenne, ce que confirme d'ailleurs l'absence de la pyrophyllite. Les températures subies par ce parautochtone n'ont certainement pas dépassé 250 à 300°C (pour des pressions variables) car l'association d'illite et de kaolinite dans le système $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$ n'est stable qu'en dessous de ces valeurs (Velde in Allègre et Mattauer, 1972).

La présence, sur le flanc oriental du Taygète, d'interstratifiés réguliers indique une recristallisation plus marquée, qui correspond à une diagenèse profonde et à un enfouissement plus important (Dunoyer de Segonzac, 1969). Les caractéristiques minérales et structurales des roches ne montrent toutefois aucun indice en faveur de recristallisation en domaine métamorphique.

En résumé, bien que les données restent peu nombreuses on peut penser que la série ionienne du Taygète n'a pas subi de recristallisations métamorphiques mais des transformations diagénétiques correspondant aux conditions de la diagenèse faible à profonde.

B. LA SÉRIE IONIENNE DU PARNON.

A l'Ouest de Kastanitsa (cf. fig. 31) sur le revers sud-ouest du mont Parnon affleurent des Schistes à Posidonies supérieurs (cf. fig. 32). Dans les marbres sous-jacents interstratifiés j'ai pu observer la paragenèse suivante : (3, fig. 124) :

calcite + albite + chlorite + amphibole calcique + limonite

La composition chimique de cet amphibole est la suivante :

(Analyse C. Triboulet, microsonde de l'Université de Paris VI).

SiO_2	58,03	Si	8,047
TiO_2	0,27	Al_{IV}	---
Al_2O_3	0,13	Al	0,021
FeO tot	5,52	Ti	0,028
MnO	0,26	Fe^{2+}	0,640
MgO	19,88	Fe^{3+}	---
CaO	13,69	Mn	0,031
Na_2O	---	Mg	4,109
K_2O	0,05	Ca	2,034
Total	97,83	analyse calculée sur la base anhydre : O = 23	

Cette amphibole est donc une solution solide de Tremolite (86,5%) et de ferroactinote (13,5%) (Leake, 1978).

Ces cristaux de tremolite, assez rares, apparaissent instables et sont remplacés partiellement par l'association chlorite + calcite.

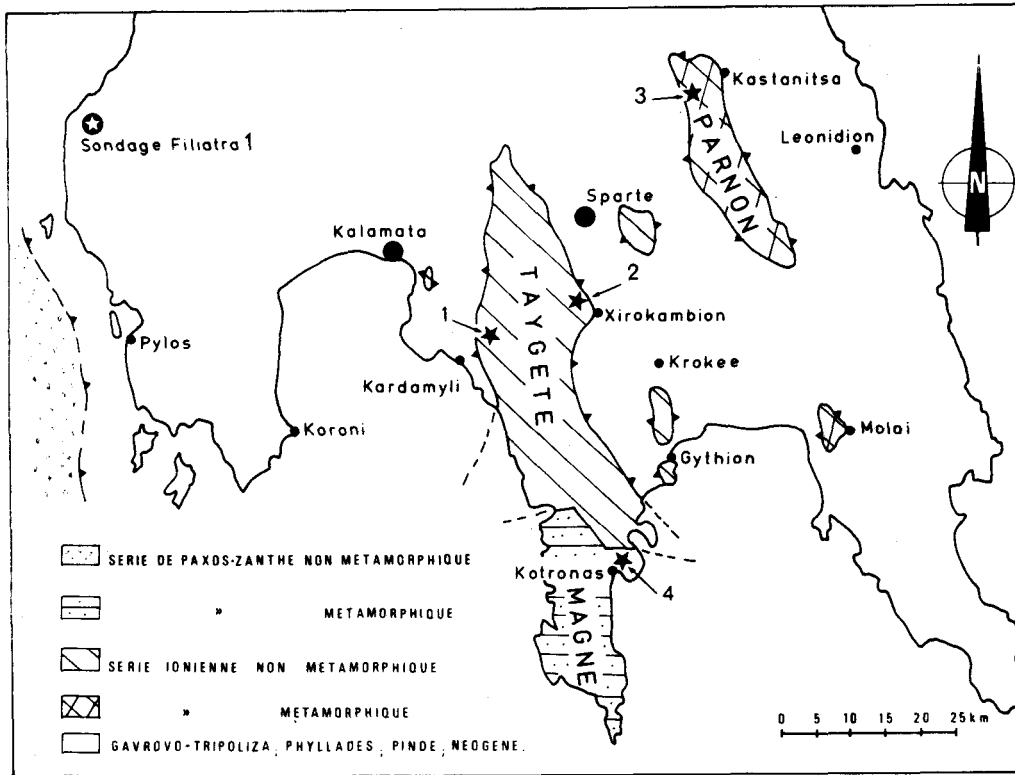


Fig. 124.- Localisation des échantillons étudiés.

Cette paragenèse appartient très clairement au faciès schistes verts et indique que la température maximale subie par les matériaux qui la renferment a dépassé 300°C. Malheureusement elle ne donne aucune indication quant aux pressions ayant accompagné cette élévation de température.

C. LA SÉRIE DE PAXOS - ZANTHE.

Lors de l'étude stratigraphique des formations du Magne, j'ai montré que dans cette presqu'île affleure une série attribuable (?) à la sous-zone de Zanthe - Céphalonie. Un échantillon de calcschiste lie de vin interstratifié dans des marbres grenus affleurant au Nord-Est de Kotronas (cf. fig. 38) m'a livré l'association suivante : (4, fig. 124) :

calcite + quartz + piémontite + chlorite magnésienne

En outre Triboulet a pu y reconnaître des plages occupées par un phyllosilicate brunâtre qui pseudomorphose soit d'anciens minéraux (amphiboles calciques ou épidotes) soit plus probablement d'anciens microfossiles calcaires (globigerinidés ?). Ce phyllosilicate contient 1% de CaO (analyse à la microsonde électronique).

Ces observations indiquent l'existence d'un métamorphisme vraisemblablement monophasé et de type schistes verts. Elles renforcent l'originalité de ces séries maniotes vis à vis des séries ioniennes du Taygète.

D. CONCLUSION.

Le parautochtone ionien et l'autochtone de la zone Paxos - Zante, qui affleure largement dans le Péloponnèse méridional, et qui constitue la première de quatre unités structurales successives, est marqué par une *évolution minérale post-sédimentaire graduée*.

1. Un gradient croissant apparaît dans cette unité, d'une part d'Ouest en Est depuis le Taygète occidental jusqu'au Parnon, et d'autre part du Nord au Sud depuis le Taygète jusqu'au Magne (fig. 124). Ce gradient paraît refléter le passage de sédiments peu à moyennement affectés par la diagenèse vers des sédiments métamorphisés jusqu'au faciès des schistes verts.
2. Le métamorphisme apparaissant dans le Parnon et dans le Magne se rapproche de celui qui est connu en Crète, grâce aux paragenèses de metabauxites jalonnant la base des dolomies autochtones ("Plattenkalk" de la zone de l'Ida) (Viswanathan et Seidel, 1979). L'absence de données sur les pressions en jeu en Péloponnèse empêche d'établir davantage de comparaisons avec le métamorphisme crétois marqué par de basses températures et de hautes pressions (Viswanathan et Seidel, 1979 ; Bonneau, 1981).

TROISIEME PARTIE

LES NAPPES DES PHYLLADES

SERIES DE GAVROVO-TRIPOLITZA

METAFLYSCH IONIEN

LES NAPPES DES PHYLLADES

En Péloponnèse, charriée sur le parautochtone ionien, repose une masse allochtone que la richesse en phyllades et quartzophyllades a fait dénommer la "Nappe des Phyllades sl." (fig.

125A et B) homologue de la "Nappe of the phyllite - quartzite series" de Creutzburg et Seidel (1975) en Crète.

La définition de cette unité est strictement structurale. Elle regroupe tous les terrains, quel que soit le degré de leur métamorphisme, qui chevauchent l'autochtone ionien et sont chevauchés par les calcaires de Gavrovo-Tripolitza ou directement par le Pinde (Lekkas, 1978).

Avant la découverte de son allochtonie elle fut tout d'abord décrite comme un ensemble homogène comprenant des calcaires marmoréens, des marbres, des phyllades, des quartzophyllades, des métaconglomérats et des métavolcanites (Boblaye et Virlet, 1833 ; Phillipson, 1892 ; Cayeux, 1902 ; Negris, 1914 ; Renz, 1940 ; Wurm, 1950 ; Papastamatiou et Reichel, 1956 ; Paraskevopoulos, 1964).

Ktenas (1924 - 1926) fut le premier à subdiviser la masse des "Phyllades sl." du Péloponnèse en deux ensembles : un ensemble inférieur dit "Système cristallin principal" et un ensemble supérieur dit "Couches de Tyros" (définies au Nord de Leonidion sur la côte orientale du Péloponnèse). Il découvrit ensuite des fusulinidés dans un calcaire marneux associé à des tufs et grès au Nord de Molaï (Ktenas, 1926). Cette dernière découverte lui permit de dater les "Couches de Tyros" du Paléozoïque supérieur au Trias. Les découvertes ultérieures confirmèrent l'existence de Paléozoïque supérieur dans les phyllades (Marinos et Reichel, 1958 ; Paraskevopoulos, 1964 ; Thiébault in Aubouin et coll., 1970 ; Lys et Thiébault, 1971 ; Fytrolakis, 1971a

Depuis la mise en évidence de son allochtonie, l'attribution zonéographique du matériel constituant cette nappe des "Phyllades sl." est très discutée.

Certains auteurs le considèrent (dans son ensemble ou pro parte) comme le soubassement stratigraphique de la couverture carbonatée de Gavrovo-Tripolitza (Theodoropoulos, 1974 ; Kuss et Torbecke, 1974 ; Thorbecke, 1974 ; Richter, 1975 ; Thiébault, 1975 ; Bizon et coll., 1976 ; Bonneau et Karakitsos, 1979 ; Karakitsos, 1979 ; Thiébaut et Kozur, 1979).

D'autres enfin interprètent les "Phyllades" comme une série compréhensive du Permien au Miocène (?) déposée dans un "océan" des phyllades ou sur l'une de ces marges (Wunderlick, 1971 ; 1973 ; Kopp et Ott, 1977 ; Jacobshagen et coll., 1978 ; Jacobshagen, 1979 ; Altherr et Seidel, 1979).

En 1978, Lekkas et Papanikolaou proposent de subdiviser la nappe des "Phyllades sl." en deux ensembles : l'un appartenant au soubassement de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza, l'autre étant formé de métaflysch ionien.

La découverte capitale de nannoflores de l'Oligocène par Lekkas (1980) et Lekkas et Ioakim (1980) dans des micaschistes près de Sellasia a permis à cet auteur de confirmer cette intuition et de présenter un modèle parfaitement cohérent.

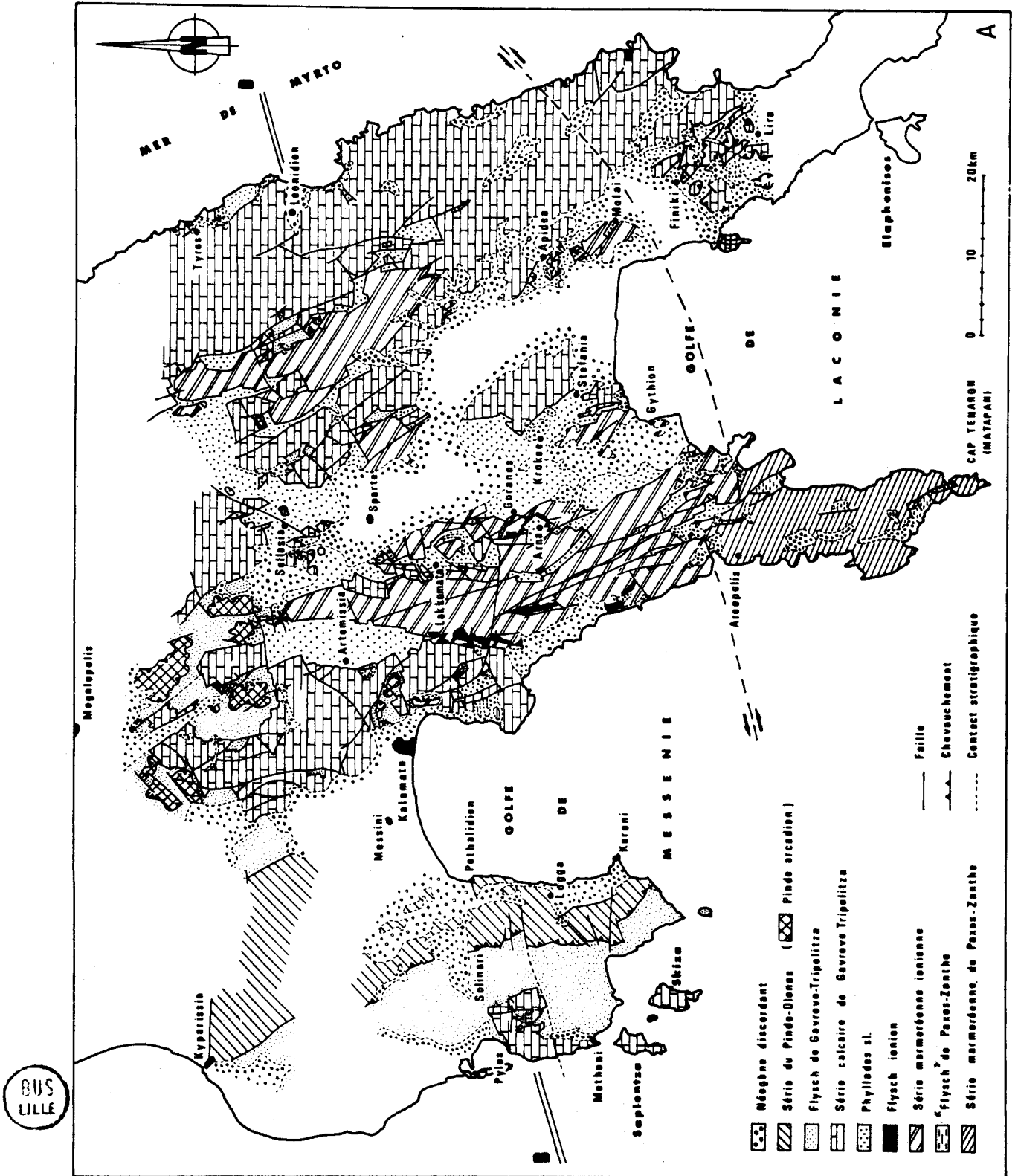


Fig. 125 A.- Carte géologique schématique du Péloponnèse méridional.

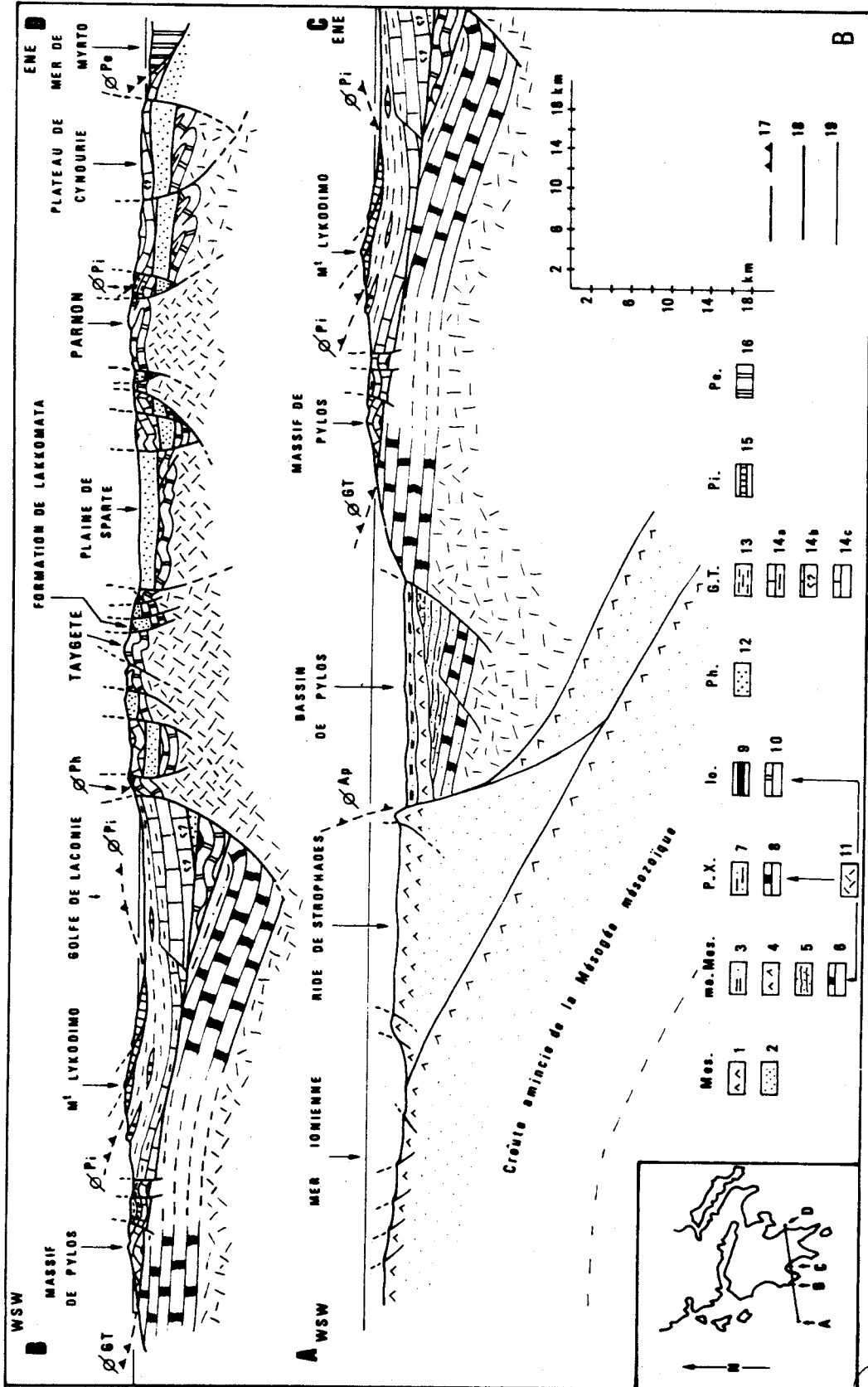


Fig. 125B.- Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional.

Mes = Mésogée mésozoïque. - 1. Evaporites. - 2. Sédiments antérieurs aux évaporites - ma. Mes = marge mésogénne. - 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 mésogénne, à la zone de Paxos - Zante. - 12. Ph = Nappes des Phyllades indifférenciées - G. T. = Zone de Gavrovo-Tripolitza. - 13. Flysch Focène 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 - Pélagonien).

BUS LILLE

Les "Phyllades sl." sont d'après cet auteur (1980) fondamentalement hétérogènes du point de vue lithostratigraphique et zonéographique. Elles sont formées de bas en haut :

1. d'un ensemble inférieur, le "Système Cristallin Principal" (Ktenas, 1926), métamorphique daté p.p. paléontologiquement de l'Oligocène et correspondant à un métaflysch ionien.

2. d'un ensemble supérieur les "Couches de Tyros" (Ktenas, 1926) datées paléontologiquement du Paléozoïque - Trias moyen, et interprétées comme la base de la série de Gavrovo-Tripolitza.

L'ensemble des observations stratigraphiques, structurales et métamorphiques que j'ai pu effectuer confortent ce modèle et me permettent de proposer un plan d'organisation des "Phyllades sl." de conception analogue.

Dans le chapitre I ci-après, je vais m'efforcer de montrer que :

A. les "Phyllades sl." sont totalement allochtones sur le parautochtone ionien méso-cénozoïque des massifs du Parnon et du Taygète.

B. qu'à l'échelle du Péloponnèse, dans les massifs du Parnon et du Taygète il est possible de subdiviser les "Phyllades sl." en trois nappes :

- une nappe inférieure ou "Système Cristallin Principal",
- une nappe intermédiaire ou de Pharos-Lakkomata,
- une nappe supérieure de Tyros

(d'où la désignation les nappes des Phyllades

C. que ces trois nappes sont constituées soit de matériaux appartenant au soubassement triasico-paléozoïque de Gavrovo-Tripolitza, soit de métaflysch ionien.

Pour compléter enfin cet examen des nappes des Phyllades j'étudierai les roches volcaniques qu'elles renferment (chapitre II) et les transformations métamorphiques qu'elles ont subies (chapitre III).

Pour la description des Phyllades sl., j'utiliserai lorsqu'il est possible de les définir des unités lithostratigraphiques formelles : Formation et Complexe. Mais dans beaucoup de cas ceci n'étant pas absolument nécessaire, leur lithostratigraphie n'étant pas suffisamment connue, les Phyllades sl. seront décrites grâce à des unités lithostratigraphiques informelles que je désignerai par les couches de ..., ou les phyllades de ... (sans majuscule).

PREMIER CHAPITRE

STRATIGRAPHIE , STRUCTURES ET INTERPRETATION ZONEOGRAPHIQUE

I. LES PHYLLADES DU MASSIF DU TAYGÈTE : UN MODÈLE D'INTERPRÉTATION

Je débiterai l'étude des Phyllades sl. dans le massif du Taygète auquel j'adjoindrai la région de Voutiani (fig. 124). Cet ensemble géographique est en effet comme nous le verrons, riche en phyllades dont certaines sont datées paléontologiquement ou possèdent une couverture carbonatée, datée elle aussi paléontologiquement. La richesse en datations paléontologiques est évidemment fonction du degré de recristallisation. Il est donc logique d'étudier en premier les phyllades les moins recristallisées (Formation de Lakkomata, couches permienes d'Ano-Sellitsa, de Karveli et d'Hagios-Analipsis) pour terminer ensuite par celles ayant subi les transformations métamorphiques les plus poussées (phyllades de Sellasia, d'Artemissia, de Jeoritsion et de Goranos-Arna); c'est ce plan que je suivrai.

A. LA FORMATION DE LAKKOMATA.

Les phyllades du revers oriental du Taygète moyen présentent une particularité sans équivalent dans tout le reste de ce massif. Elles montrent en effet une liaison stratigraphique normale avec une série de calcaires et dolomies datées du Trias. Ces carbonates forment une bande d'affleurement relativement continue depuis Tripi au Nord jusqu'à l'Hagios Ilias au Sud (fig. 126). On les retrouve en outre sur le flanc oriental de l'Arkudias à l'Ouest de Sotira et dans le massif du Derneki au Sud de Kryoneri (fig. 126). Cette association stratigraphique de phyllades et carbonates va me permettre de définir une formation en un lieu d'accès relativement facile.

1. PROFIL 1 : DEFINITION DE LA FORMATION DE LAKKOMATA.

A partir d'Anavriti une route se dirige vers le Sud en direction de Socha. A l'Ouest du coin sud-ouest du horst ionien de l'Hagios Athanasios elle bifurque vers le petit hameau temporaire de Lakkomata, occupé seulement durant l'été (fig. 126). Ce petit village s'est installé sur une vire cultivable au pied d'un grand panneau de dolomies glissé sur les phyllades et enveloppé par un énorme cône d'éboulis. Au Sud de la zone d'arrachement correspondant à ce glissement de terrain, une vallée entaille très vivement phyllades et dolomies sus-jacentes (réf. 1, fig. 126 et 127). J'ai pu y observer de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest, la succession suivante (fig. 128) monoclinale vers l'Ouest :

a. UN MEMBRE PHYLLADE.

Il s'agit d'une épaisseur importante de roches métasédimentaires détritiques. Elle est formée essentiellement de séricitoschistes, de chloritoschistes à grains très fins, pouvant s'enrichir en quartz, de quartzites plus ou moins micacés et d'arkoses. Toutes ces roches présentent une schistosité de flux parallèle au plan de contact avec le terme suivant.

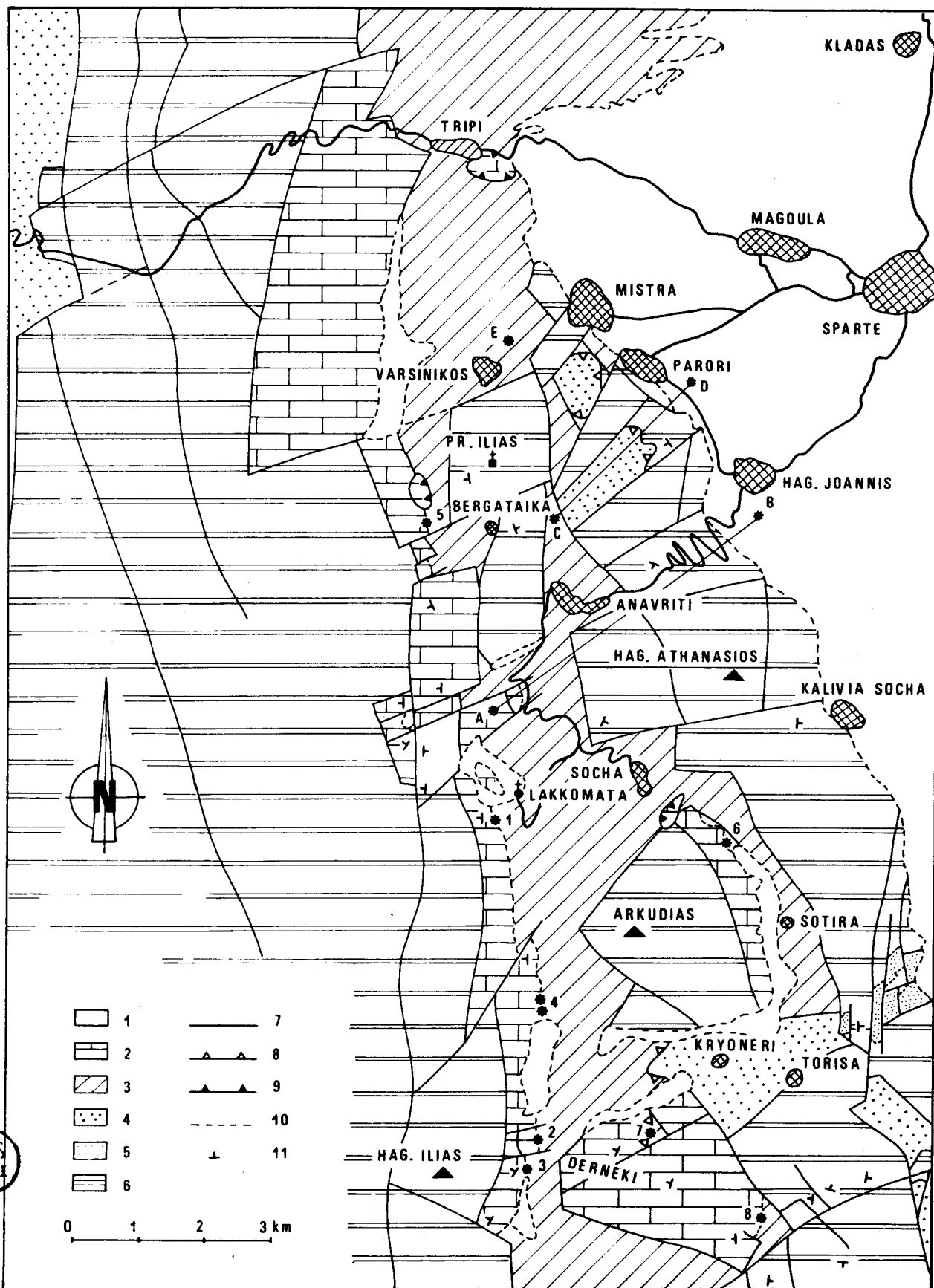


FIG. 126

b. UN MEMBRE GRESO-CONGLOMERATIQUE.

b₁. 3 m environ de métaconglomérat très hétérogranulaire, de couleur variable de type versicolore. Il contient des billes de quartz légèrement teinté de rouge ou de rose, des galets de quartzite et des galets peu nombreux de séricitoschiste quartzeux. C'est un métaconglomérat à matrice grésopélitique. Cette matrice est recristallisée (mica blanc et chlorite). L'hétérogénéité de la roche empêche toute orientation commune de ces phyllosilicates.

b₂. 3 m environ de méta-grès verdâtres là encore hétérogranulaires, et grossièrement clivés. Les grains de quartz sont légèrement recristallisés. Leur matrice pélitique est recristallisée en micas blancs, chlorites et rares épidotes. On notera quelques petits grains de tourmaline détritique, et des minéraux opaques.

c. UN MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

c₁. 3 m de dolomies xénotopiques cristallines à plages irrégulières de dolomies hypidiotopiques microcristallines, en bancs pluridécimétriques. Les deux premiers mètres de ces carbonates ont une patine verdâtre, tandis que le dernier mètre a une teinte jaunâtre très caractéristique.

c₂. 1 m de calcschistes quartzeux verdâtres.

c₃. 2 m de dolomies xénotopiques, cristallines, homogranulaires, gréseuses et jaunâtres. Le quartz représente environ 10% du volume de la roche.

c₄. 5 m de dolomies laminées grises et jaunes.

c₅. 20 cm de phyllades gréseuses verdâtres à micas blancs et petits morceaux de tourmaline détritique.

c₆. 30 cm de dolomies cristallines jaunâtres.

c₇. 10 cm de phyllades comparables à C₅.

c₈. 1 m de dolomies cristallines grisâtres.

c₉. 20 cm de phyllades vertes comparables à C₅ et C₇.

d. UN MEMBRE CARBONATE.

d₁. 4,5 m de dolomies xénotopiques (cf. C₄), rubanées, jaunes à la base et plutôt grisâtres à blanchâtres vers le sommet.

d₂. 1 m de dolomies bréchiques. Des fragments de dolomies microcristallines à rares fantômes d'ostracodes sont liés par un ciment de dolomie hypidiotopique grenue.

Fig. 126.- Formation de Lakkomata : localisation des profils étudiés.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Membre carbonaté de la Formation de Lakkomata. - 3. Membre phyllade de la Formation de Lakkomata. - 4. Système Cristallin Principal = Nappe inférieure des phyllades. - 5. Flysch oligocène ionien. - 6. Marbres ioniens indifférenciés. - 7. Failles. - 8. Chevauchements majeurs. - 9. Chevauchements épiglyptiques récents. - 10. Contact stratigraphique. - 11. Pendage des plans de stratification (S₀).

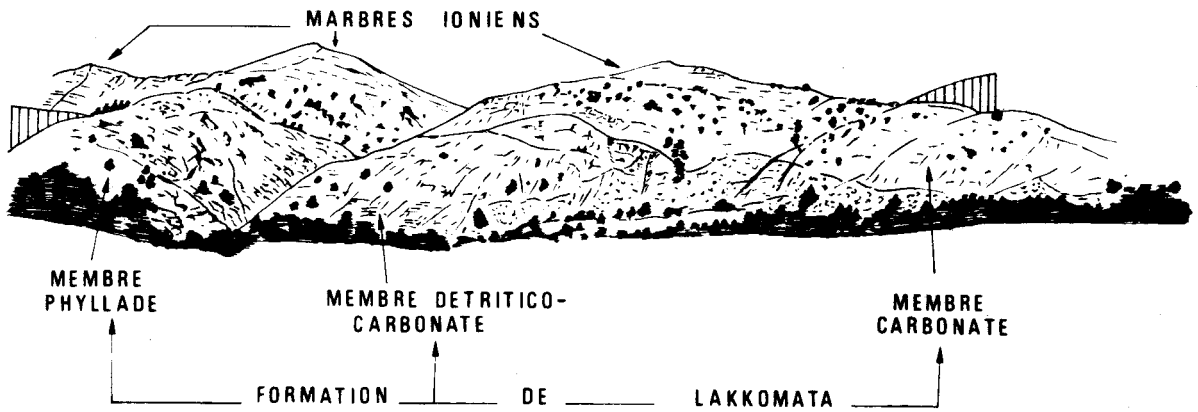


Fig. 127.- Formation de Lakkomata : panorama de Lakkomata.

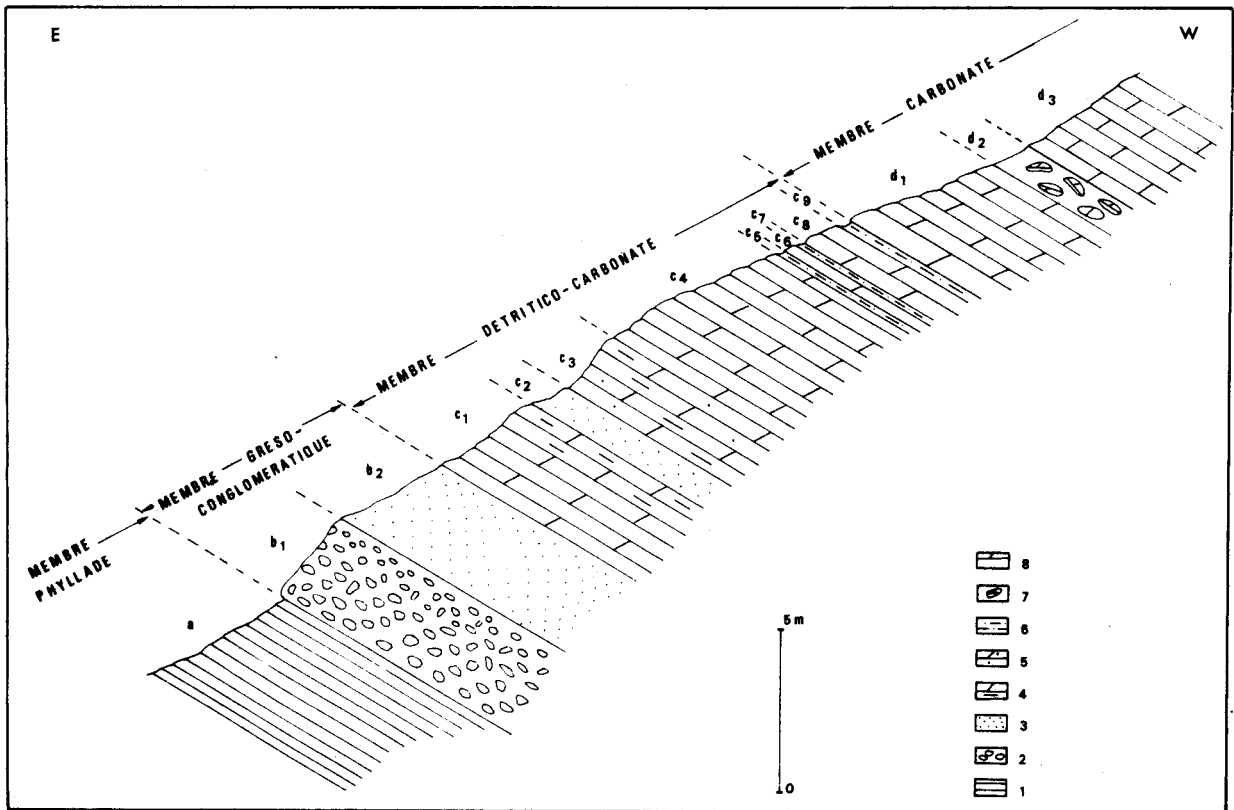


Fig. 128.- Formation de Lakkomata : profil de Lakkomata.

1. Phyllades. - 2. Conglomerats versicolores. - 3. Grès. - 4. Dolomies à p \hat{a} tine jaun \hat{a} tre. - 5. Dolomies gr \hat{e} seuses. - 6. Phyllades gr \hat{e} seuses verd \hat{a} tres. - 7. Dolomies br \hat{e} chiques. - 8. Dolomies.

d₃. plusieurs dizaines de m \hat{e} tres de dolomies x \hat{e} notopiques, h \hat{e} t \hat{e} rogranulaires blanches ou noires et souvent ruban \hat{e} es.

Les contacts entre ces diff \hat{e} rents termes paraissent parfaitement normaux et ne sont jamais soulign \hat{e} s par des mylonites. Quelques petites dysharmonies locales peuvent exister, dues \hat{a} la forte h \hat{e} t \hat{e} rog \hat{e} n \hat{e} it \hat{e} lithologique de cette formation.

Cette succession lithologique d \hat{e} fini la Formation de Lakkomata. Celle-ci \hat{e} tant acquise,

un certain nombre d'autres profils vont me permettre d'en préciser les caractéristiques stratigraphiques, structurales et métamorphiques.

2. PROFIL 2 - NORD DU REFUGE ALPIN DU TAYGETE : HOMOGENEITE STRUCTURALE DE LA FORMATION DE LAKKOMATA.

On peut observer la Formation de Lakkomata à nouveau et dans de bonnes conditions, au SW de Kryoneri (réf. 2, fig. 126).

Au Nord du refuge alpin, une association de failles méridiennes et transverses abaisse brusquement les dolomies de la Formation de Lakkomata, dont la base affleure ainsi quelques dizaines de mètres à l'Ouest du chemin reliant Kryoneri au refuge alpin (fig. 129). J'ai pu relever de haut en bas et de l'Est vers l'Ouest la succession suivante (fig. 129 et 130) :

a. UN MEMBRE PHYLLADE.

Ces phyllades présentent souvent deux schistosités nettes. La plus visible au niveau de l'affleurement α pend vers l'Ouest (N 270 - 15 à 20° environ). C'est une schistosité de fracture S_2 plus ou moins pénétrative. Dans les ardoises elle est la seule schistosité visible. Dans les quartzophyllades ces microfailles S_2 (fig. 130 - détail A) décalent une schistosité S_1 plongeant plus fortement vers l'Ouest (N 270 - 50° environ).

L'examen d'un échantillon de quartzophyllades prélevé dans un petit ravin à l'Est du chemin (fig. 131) montre clairement que S_1 est une schistosité nettement sécante dans le cas étudié par rapport à la stratification S_0 matérialisée par de fins bancs de quartzites. On notera qu'à l'échelle centimétrique il se produit un début de transposition amenant S_0 parallèle à S_1 (B, fig. 131). Le relevé de la coupe montre que la schistosité S_1 est toujours présente dans les phyllades, tandis que la schistosité S_2 est plus ou moins bien développée.

b. UN MEMBRE GRESO-CONGLOMERATIQUE.

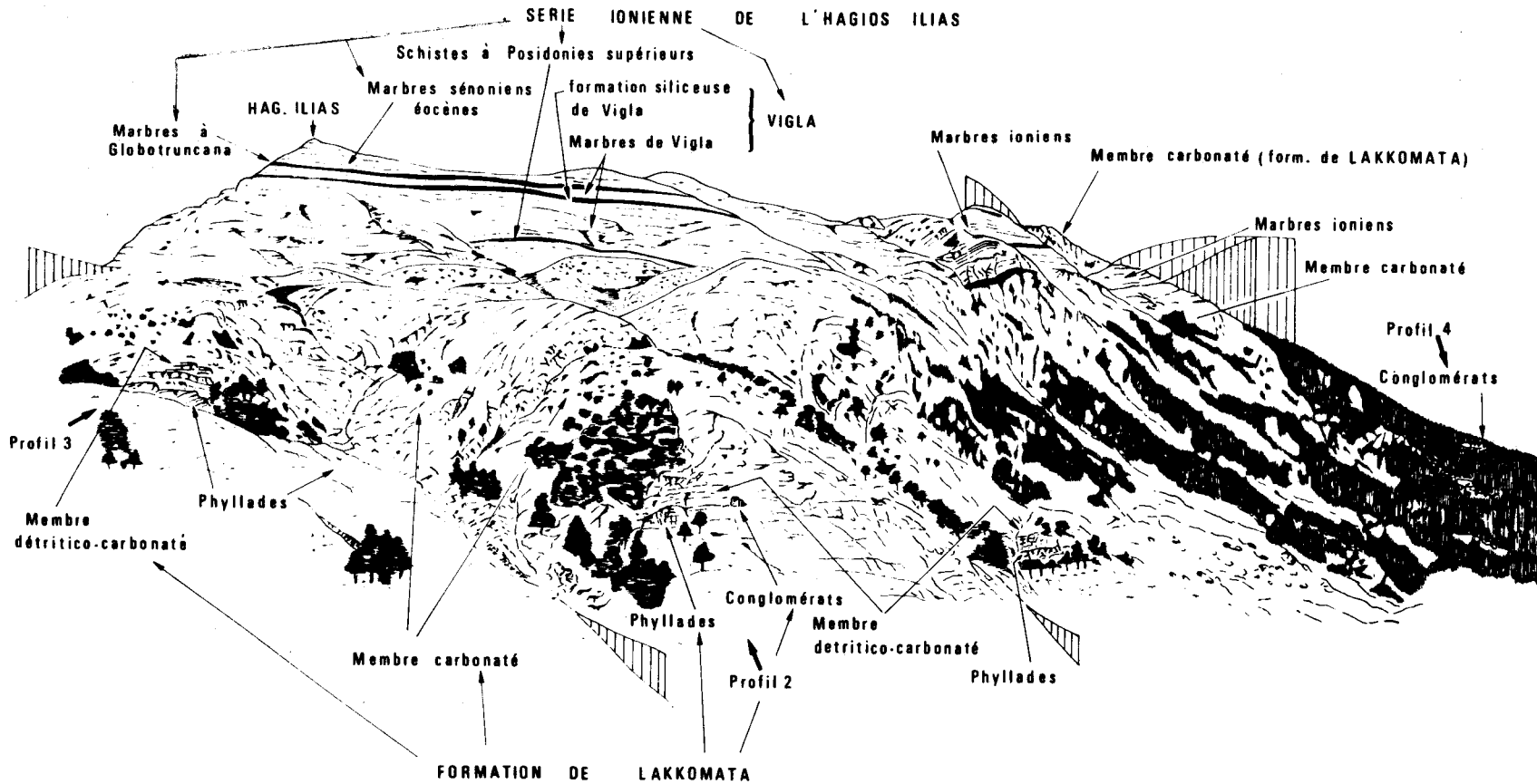
b_1 . 2 à 4 m de conglomérats hétérogranulaires, admettant des passées microconglomératiques plus fines. Ces conglomérats sont tout à fait comparables à ceux observés près de Lakkomata, contenant des billes de quartz rosé, des galets de quartzites et de grès à ciment quartzeux. La surface de base de ces conglomérats a un pendage occidental (N 280. 30°) nettement plus faible que le pendage de la schistosité S_1 de ces mêmes phyllades.

b_2 . 5 m environ de méta-aréno-rudites verdâtres admettant des passées microconglomératiques à patine jaunâtre. Les minéraux néoformés sont essentiellement les micas blancs et la chlorite. Dans ces roches on peut observer une schistosité de fracture S_1 plongeant fortement vers l'Ouest et recoupée par une schistosité S_2 parallèle à la stratification de l'ensemble calcaro-détritique sus-jacent.

c. UN MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

c_1 . 1 m de dolosparites grises.

c_2 . 1 m de grès verdâtres à patine rouge ou rouille. Outre le quartz il renferme des albites, chlorites, micas blancs, minéraux opaques et des grains de tourmaline détritiques. La matrice est finement recristallisée avec une orientation relativement nette des phyllites néoformées selon des plans parallèles à la stratification.



PANORAMA DE LA FAÇADE EST D'HAG. ILIAS

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).

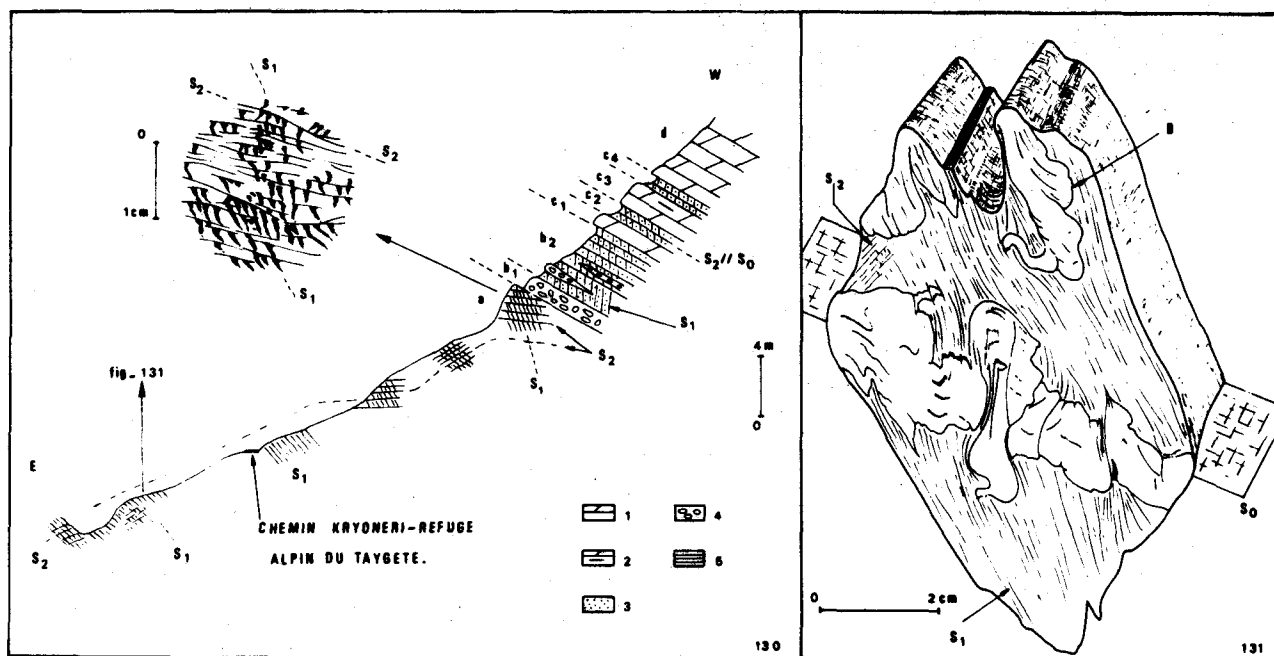


Fig. 130.- Formation de Lakkomata : profil 2. (1 à 5, voir fig. 128).

Fig. 131.- Caractéristiques minustructurales d'un échantillon de quartzo-phyllade

c₃. 2 m de dolomies à patine jaunâtre. On y observe d'assez nombreuses albites néoformées et poecilites visibles à l'oeil nu, de petites muscovites et quelques grains de quartz.

c₄. 1 m environ de grès comparables à C₂.

d. UN MEMBRE CARBONATE.

Plusieurs dizaines de mètres de dolomies grises ou blanches en bancs pluridécimétriques. Elles peuvent être rubanées ou laminées.

Ce profil montre clairement que le membre phyllade, le membre grés-conglomératique et le membre détritico-carbonaté ont subi une structuration en deux phases. Une première phase de déformation a donné naissance à la schistosité S₁ de flux dans les phyllades, de fracture dans le membre grés-conglomératique et le membre détritico-carbonaté.

Une deuxième phase de déformation a donné naissance à une schistosité S₂ de flux dans les phyllades ardoisières, de fracture dans les quartzo-phyllades. L'étude des grès des membres grés-conglomératique et détritico-carbonaté suggère que cette schistosité S₂ est parallèle à la stratification dans ces membres.

La coupe de la figure 130 montre des ondulations mineures postérieures à la genèse de cette schistosité S₂.

Ce profil 2 montre donc à nouveau une concordance des différents membres de la Formation de Lakkomata et l'existence d'une série intermédiaire à caractère mixte entre un membre terrigène et un membre carbonaté.

Il me paraît donc logique d'interpréter cette série comme une série stratigraphiquement

continue. Cette continuité étant admise, l'existence de minstructures identiques dans les roches de même lithologie implique l'homogénéité structurale de cette formation.

3. PROFIL 3 - LA COUPE DU REFUGE DU TAYGETE : PRECISION SUR L'HISTOIRE STRUCTURALE DE LA FORMATION DU LAKKOMATA.

Immédiatement au Sud de la coupe précédente (réf. 3, fig. 126) j'ai pu faire les observations suivantes en étudiant les pentes orientales et septentrionales de la colline de dolomies située immédiatement à l'Ouest du refuge alpin (profil 3, fig. 129 et 132).

a. UN MEMBRE PHYLLADE.

Il s'agit de phyllades, de quartzophyllades et d'ardoises présentant deux schistosités. La seconde S_2 est ployée en plis droits sans schistosité congénère. Elle transpose plus ou moins une schistosité S_1 antérieure fortement oblique sur elle (50 à 60°).

b. UN MEMBRE GRESO-CONGLOMERATIQUE.

Il est formé de bancs de conglomérats (b_1 et b_3) à billes de quartz rose, isolés par des placages d'éboulis et séparés par une passée de quartzophyllades (b_2).

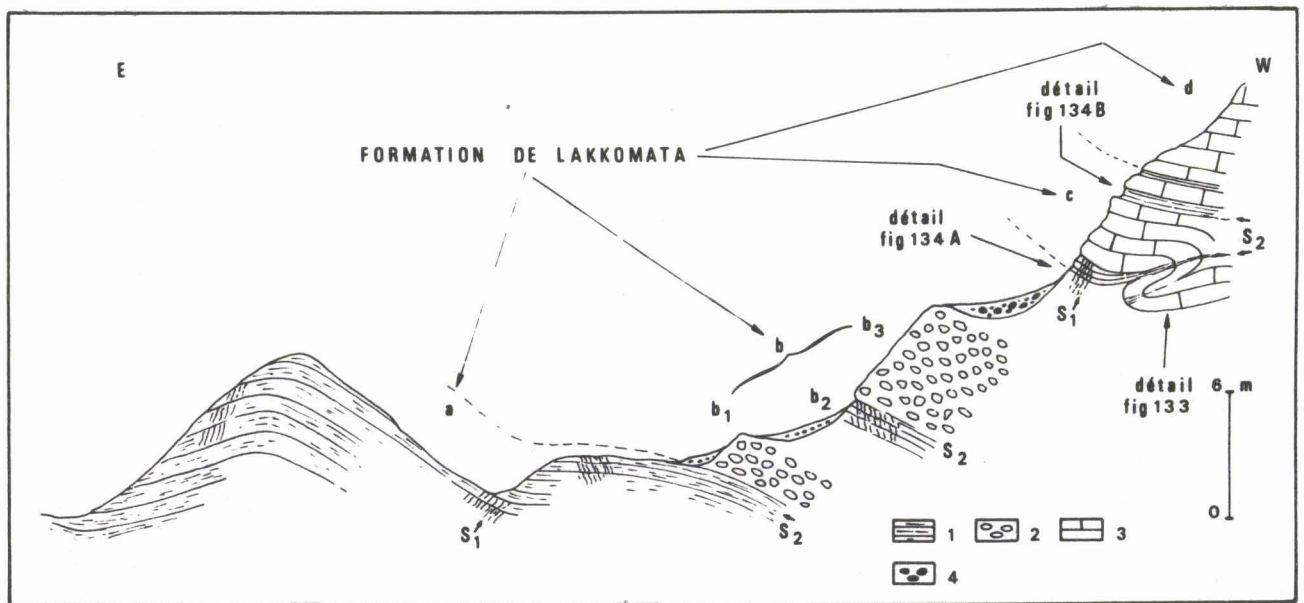


Fig. 132.- Formation de Lakkomata : profil 3.

1. Quartzophyllades et phyllades. - 2. Conglomérats versicolores. - 3. Dolomies. - 4. Eboulis.

c. UN MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

5 à 6 m environ de dolomies xénotopiques en bancs pluridécimétriques présentant des interlits de phyllades gréseuses verdâtres. Cet ensemble est plissé par des plis métriques couchés anisopaques, dysharmoniques, déversés vers le NW (fig. 133). L'axe b de ces plis a une direction N 220 à 230 et un plongement de 15 à 20° vers le SW. Ces plis sont congénères de la schistosité S_2 qui en dehors des charnières est parallèle à la stratification S_0 . Une étude détaillée des interlits de phyllades gréseuses montre que cette schistosité S_2 transpose plus ou



Fig. 133.- Détails des plis congénères de la schistosité S_2 affectant le membre détritico-carbonaté du profil 3.

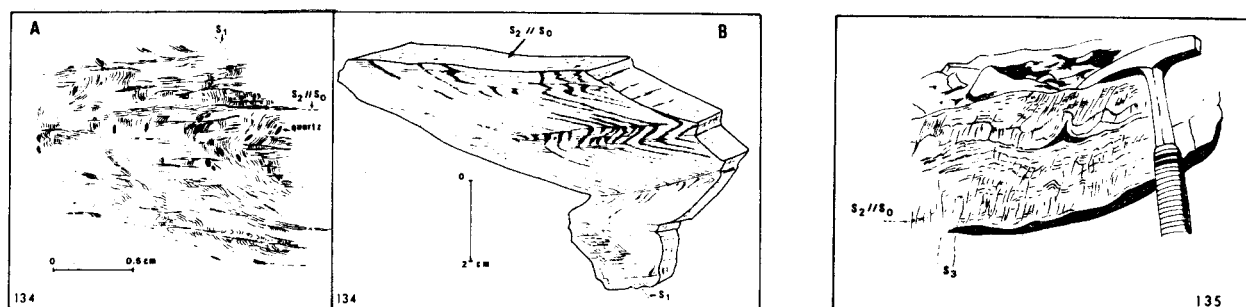


Fig. 134 A et B.- Caractéristiques miniestructurales de deux échantillons de phyllade gréseuse = relation entre S_0 , S_1 et S_2 .

Fig. 135.- Echantillon de phyllade gréseuse affecté par la schistosité S_3 .

moins une schistosité antérieure S_1 (fig. 134, A et B) fortement oblique sur elle (50 à 60°).

Au niveau des passées centimétriques de phyllades gréseuses affectées par la schistosité S_2 ($//S_0$) on peut observer en outre des miniplis déjetés vers le NW et dont l'axe b a une direction N 250 en moyenne. La figure 135 montre qu'ils sont congénères d'une schistosité de fracture S_3 très redressée.

J'ai pu enfin observer localement une schistosité de fracture S_4 sub-verticale et de direction sub-méridienne.

d. UN MEMBRE CARBONATE.

Plusieurs dizaines de mètres de dolomies xénotopiques blanches, grises ou noires et de texture variable. Les bancs ont une épaisseur pluridécimétrique en général.

Ce profil n'apporte aucun élément nouveau au point de vue lithostratigraphique. Il confirme par contre la présence au niveau du membre détritico-carbonaté d'un clivage S_1 de flux nettement sécant vis à vis de S_0 , plus ou moins transposé par un clivage S_2 . Il indique en outre l'existence d'une phase de déformation supplémentaire caractérisée par des plis déjetés vers le NW et dont les axes ont une direction N 250.

4. PROFIL 4 - A L'OUEST DE L'ARKUDIAS : PRECISION SUR LE DEGRE DE METAMORPHISME AFFECTANT LA FORMATION DE LAKKOMATA.

Au Nord des profils précédents (réf. 2 et 3, fig. 126) un vaste tablier d'éboulis masque complètement le contact entre les dolomies et les phyllades de la Formation de Lakkomata. Le col séparant l'Arkudias de la chaîne du Taygète proprement dite permet à nouveau des observations (profil 4, fig. 129). Le profil de la figure 136 synthétise des observations faites sur un front d'une centaine de mètres de longueur entre les deux repères 4 de la figure 126. J'ai pu relever là, à 1500 m d'altitude environ, la succession suivante de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest (fig. 136).

a. LE MEMBRE PHYLLADE.

Des ardoises violettes dont la schistosité ardoisière est l'homologue de S_2 . En effet comme le montre le détail A de la figure 135, cette schistosité ardoisière recoupe une ancienne schistosité S_1 soulignée dans la masse de la roche par de fines rayures jaunes. Nous constatons que cette schistosité S_1 fait un angle très net avec la stratification des termes sus-jacents.

Ces ardoises passent vers le bas à des quartzophyllades. Le détail B (fig. 136) montre le caractère secondaire de la schistosité S_2 qui recoupe une schistosité S_1 ayant transposé très localement, à cette échelle, la stratification S_0 . La disposition des phyllosilicates et la fabrique des quartz indiquent clairement l'origine tectonique de cette schistosité S_1 .

Nous avons déjà observé un tel phénomène à la même échelle lors de l'étude du profil ? (fig. 131, repère B).

Légèrement en aval, on retrouve sur la rive droite d'un petit torrent ces phyllades avec leurs deux schistosités S_1 et S_2 recoupées par une schistosité de fracture S'_3 très peu pénétrative et vraisemblablement liée à une zone faillée plus orientale.

b. LE MEMBRE GRESO-CONGLOMERATIQUE.

b₁. Une masse épaisse (10 m au maximum) de conglomérats, microconglomérats et grès, en accordance sur la schistosité S_2 des phyllades sous-jacentes. Là encore comme dans les exemples précédents S_2 apparaît parallèle à la stratification. Les éléments de ces rudites sont des galets de quartz rosé, de quartzites, de quartzites micacés, réunis soit par une matrice grésopélimitique, soit par un ciment quartzeux ou ferrugineux rouge. La matrice est recristallisée

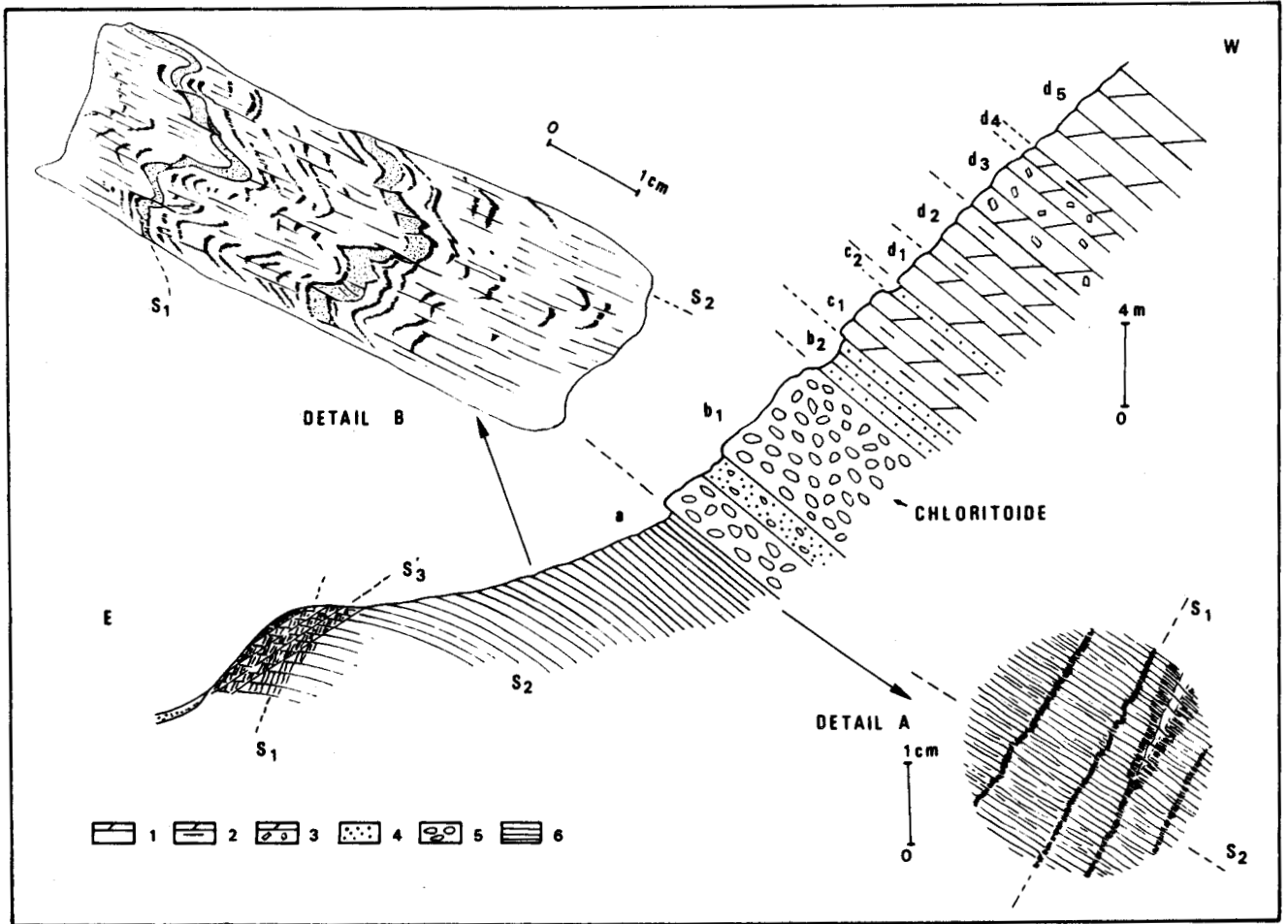


Fig. 136.- Formation de Lakkomata : profil 4.

1 et 2. voir fig. 128. - 3. Dolomies riches en albites poecilites. - 4 à 6. voir fig. 128.

avec néogenèse de petits cristaux de chloritoïde (à cheval sur galets et matrice), chlorite, micas blancs, apatite, nombreux minéraux opaques, et petites tourmalines néomorphes poussant sur des grains de tourmaline détritique.

b₂. 2 à 3 m de grès verdâtres pouvant s'enrichir à leur sommet en calcite. Dans ces grès la matrice peu abondante est recristallisée en chlorites, micas blancs et rares épidotes.

c. LE MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

c₁. 3 m de microdolosparites hypidiotopiques jaunâtres à interlits centimétriques de phyllades verdâtres.

c₂. 50 cm de grès hétérogranulaires verdâtres à matrice pélitique. Cette matrice est recristallisée en micas blancs, chlorites, rares épidotes (pistachite), albites et petites tourmalines néomorphes sur tourmalines détritiques.

d. LE MEMBRE CARBONATE.

d₁. 2 m de dolosparites hétérogranulaires xénotopiques grisâtres.

d₂. 3 à 4 m de dolosparites jaunâtres très hétérogranulaires à fantômes de gastéropodes et d'ostracodes.

d₃. 2 à 3 m de microdolosparites à nombreux gros cristaux d'albite poecilitique.

d₄. 50 cm de dolosparites jaunâtres.

d₅. Plusieurs dizaines de mètres de dolomies grises, blanches ou noires. La texture est laminée ou vermiculée. Certains bancs présentent des fantômes d'intraclastes et bioclastes (gastéropodes et ostracodes).

Ce profil confirme, comme le n° 2, la continuité stratigraphique de cette Formation de Lakkomata. Il illustre à nouveau le caractère polyphasé de son histoire tectonique.

Il montre clairement que la recristallisation métamorphique affecte non seulement le membre phyllade mais aussi les membres grés-conglomératique et détritico-carbonaté.

5. PROFIL 5 - A L'OUEST DE BERGATAIKA : PRECISION SUR L'AGE DU MEMBRE CARBONATE DE LA FORMATION DE LAKKOMATA.

Bergataika est un petit village construit au pied du flanc méridional abrupt du Pr. Ilias (fig. 126). Un chemin empruntant la vallée torrentielle séparant le Pr. Ilias du Likota permet de gagner un col conduisant au village de Varsinikos. Le profil de la figure 137 résume des observations faites sur un front d'une centaine de mètres de long à l'Ouest de Bergataika et au SW du horst ionien du Pr. Ilias (rep. 5, fig. 126).

J'ai relevé de l'Est vers l'Ouest et de haut en bas (fig. 137) :

a. LE MEMBRE PHYLLADE.

Ce sont des ardoises et des quartzophyllades.

b. LE MEMBRE GRESO-CONGLOMERATIQUE.

4 à 5 m de conglomérats et microconglomérats à billes de quartz rosé, ciment ferrugineux opaque ou matrice grésopélitique. Le contact de ces conglomérats sur les ardoises est perturbé au Sud par une faille et souvent masqué au Nord par des éboulis. Quelques rares affleurements montrent une accordance de ces conglomérats sur les plans de schistosité des ardoises.

c. LE MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

c₁. 50 cm de microsparites à plages de sparites et rares petits quartz. La roche est blanchâtre mais présente une patine jaune.

c₂. 2 à 3 m de grès verts quartzo-chloriteux à matrice pélitique recristallisée en petits micas blancs. La patine de cette roche peut être rouge ou rouille.

d. LE MEMBRE CARBONATE.

d₁. 2 à 3 m de dolosparites hypidiotopiques beiges.

d₂. 3 m de dolomies microcristallines grises ou noires.

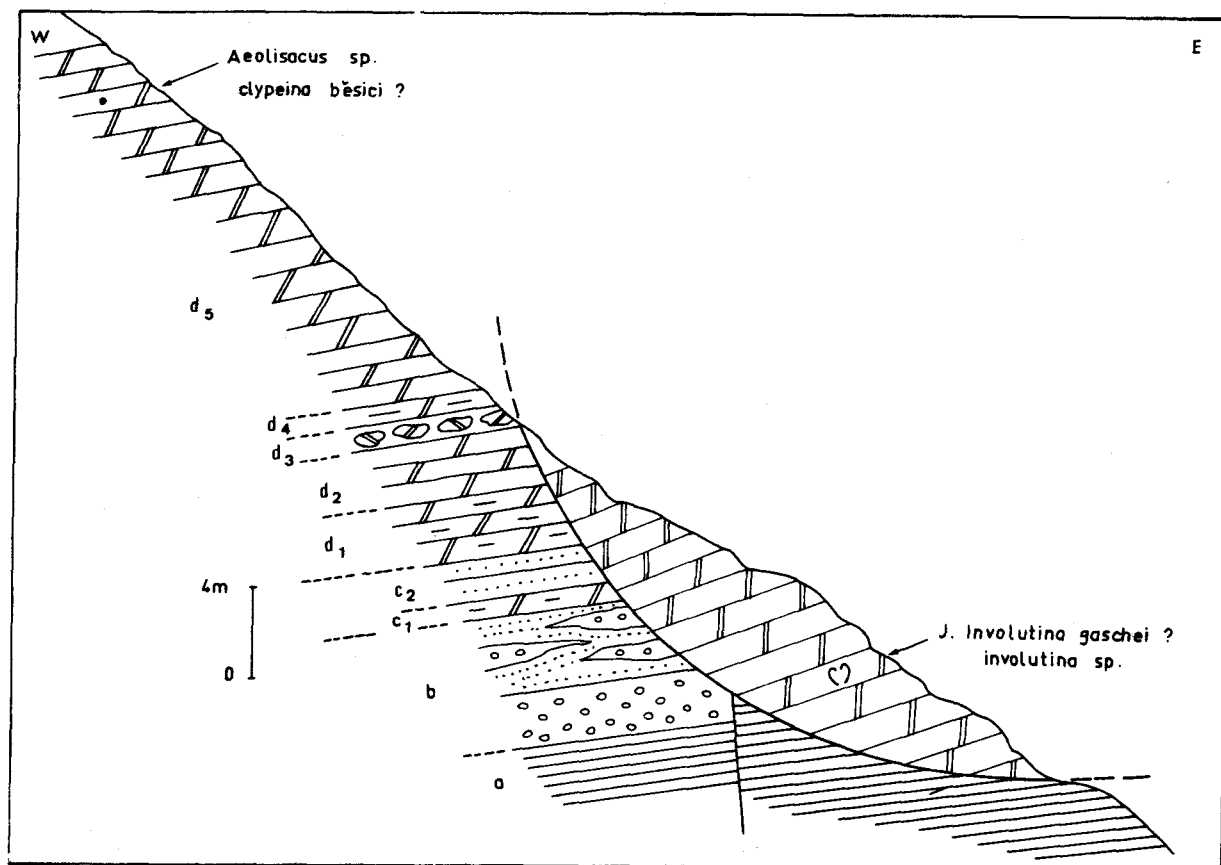


Fig. 137.- Formation de Lakkomata : profil 5.

d₃. 1 m de dolomies bréchiques.

d₄. 1 m de dolomies jaunâtres à rares petits quartz.

d₅. 100 à 150 m de dolomies grises ou noires, de texture variable (équante, laminée ou vermiculée).

Quelques échantillons prélevés 10 à 20 m au-dessus des dolomies bréchiques contenaient des fantômes de bioclastes : (détermination Zaninetti) : *Aeolisaccus* sp. *Involutina* sp. et des fragments probables (?) de *Clypeina bescici*.

Immédiatement au Nord du repère 5 (fig. 126) une masse de dolomies comparables aux précédentes a glissé sur une distance impossible à évaluer et masque le contact entre les phyllades et les termes sus-jacents. Dans ces dolomies un banc (repère d₆, fig. 137) a livré (dét. Zaninetti) : des fantômes de petits mégalodons, de gastéropodes, d'ostracodes, d'*Involutina* sp. et *Involutina* gr. *gaschei* très probable.

Les microfaunes citées prouvent que les dolomies de la Formation de Lakkomata ont un âge au moins triasique. Les involutinides apparaissent à l'Anisien (Zaninetti, 1976). *Involutina* gr. *gaschei* caractérise une période allant du Ladinien supérieur au Norien mais apparaît dès l'Anisien supérieur (Zaninetti, 1976). *Clypeina bescici* marque le Ladinio-carnien. L'âge de ces dolomies est donc borné inférieurement par l'Anisien. Les membres détritico-carbonaté, grésoconglomératique et phyllade peuvent donc être plus anciens que l'Anisien.

6. PROFIL 6 - BORD NORD-ORIENTAL DE L'ARKUDIAS : EXISTENCE DE MICROFAUNE DANS LE MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

Le chemin reliant le petit village de Sotira à Socha (fig. 126) longe le bord oriental de l'Arkudias. Au niveau de ce dernier la Formation de Lakkomata affleure, s'appuyant à l'Ouest par faille contre les marbres ioniens de l'Arkudias. Les relations entre phyllades et dolomies sont rarement visibles par suite de l'existence d'éboulis. Un petit torrent ayant déblayé ceux-ci permet de bonnes observations au niveau du repère 6, fig. 126).

J'ai relevé la succession suivante de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest (fig. 138) :

a. LE MEMBRE PHYLLADE.

Phyllades et quartzophyllades.

b. LE MEMBRE GRESO-CONGLOMERATIQUE.

b₁. 4 m de conglomérats à galets de quartz rose, de quartzites et de schistes. Ce conglomérat est très hétérogène et dessine des lentilles liées entre elles par des grès et des phyllades gréseuses.

b₂. 50 cm de phyllades gréseuses, à micas blancs et tourmalines néomorphes sur grains de tourmaline détritique.

c. LE MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

c₁. 4 m environ de microdolosparites jaunâtres à rares fantômes : ostracodes et gastéropodes.

c₂. 1 m de calcaires noirs à interlits minces de phyllades. Ces calcaires recristallisés en pseudosparite contiennent des fantômes de *Glomospira* sp. (dét. Zaninetti).

c₃. 1 m de dolomies microcristallines.

c₄. 2 m de quartzophyllades à nodules quartzeux à micas blancs, chlorites, tourmalines néomorphes sur grains de tourmaline détritique.

d. LE MEMBRE CARBONATE.

d₁. 2 m de dolomies grisâtres, xénotopiques hétérogranulaires.

d₂. 1 m de dolomies hétérogranulaires à albites très irrégulières et poecilitiques.

d₃. Plusieurs dizaines de mètres de dolomies grises, blanches ou noires et de texture variable.

Les *Glomospira* sp. de l'horizon c₂ ne sont pas déterminables spécifiquement, mais elles évoquent pour Mme L. Zaninetti, qui les a déterminées, des formes du Scythien à l'Anisien (*Glomospira densa* ??). Cet âge s'accorde relativement bien avec les bornes fournies par le profil précédent. Il est donc possible d'envisager un âge triasique (inférieur à moyen ?) pour les membres détritico-carbonatés et grésos-conglomératiques de la formation de Lakkomata.

Le terme phyllade aurait, par conséquent, un âge Trias inférieur à plus ancien.

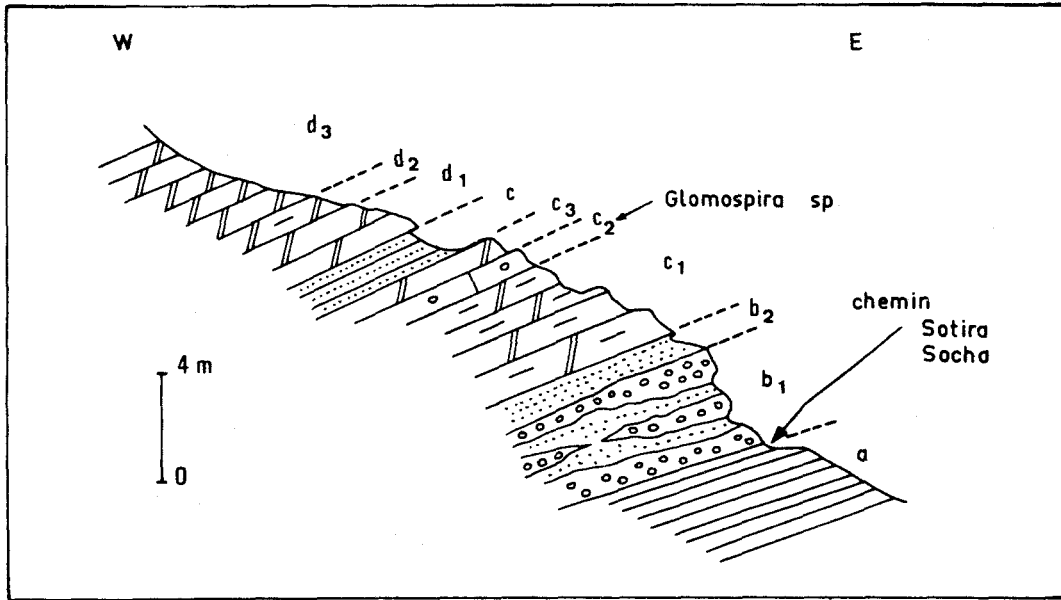


Fig. 138.- Formation de Lakkomata : profil 6.

7. POSITION STRUCTURALE DE LA FORMATION DE LAKKOMATA : COUPE DU FLANC EST DU TAYGETE ET PANORAMA DE MYSTRA.

a. La coupe du flanc est du Taygete depuis l'Hagios Ilias jusqu'à Kryoneri va me permettre de préciser la position structurale de cette Formation de Lakkomata.

J'ai pu observer de l'Ouest vers l'Est la succession suivante (fig. 139) :

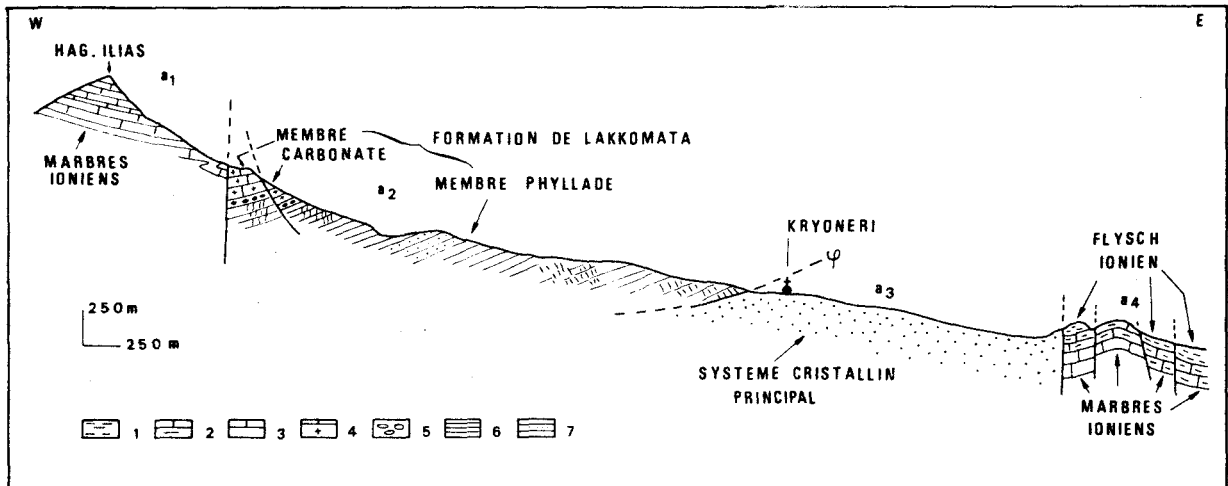


Fig. 139.- Position structurale de la Formation de Lakkomata : coupe du flanc est de l'Hagios-Ilias (Taygète).

Série ionienne : 1. Flysch oligocène. - 2. Marbres polychromes éocènes. - 3. Marbres indifférenciés. - Formation de Lakkomata : 4. Membre carbonaté. - 5. Membre grés-conglomératique. - 6. Membre phyllade. Système cristallin principal : 6. Schistes et micaschistes.

a₁. les marbres ioniens d'âge Jurassique à Crétacé formant la pyramide de l'Hagios Ilias (cf. fig.18B, 19 et 20A).



a₂. butant par faille contre ces marbres ioniens, la Formation de Lakkomata dont la partie sommitale a été précisée lors de l'étude du profil 2 (fig. 130). Le membre phyllade de cette Formation est très épais (1500 m minimum, épaisseur apparente), mais présente toujours les mêmes caractéristiques : faible recristallisation, transposition toujours partielle de la schistosité S₁.

a₃. Légèrement en amont du hameau de Kryoneri on peut observer le long du chemin un contact anormal qui biseaute basalement les phyllades sus-jacentes de la Formation de Lakkomata. En dessous de ce contact cisailant et jusqu'aux collines de marbres ioniens se dressant à l'Ouest de Paleopanagia (cf. fig. 20B, 20C et 21) affleurent des schistes, micaschistes ou quartzites paraissant avoir subi une recristallisation sous des contraintes plus importantes que celles subies par les phyllades de la Formation de Lakkomata : la schistosité régionale est pratiquement toujours une schistosité de flux soulignée par des lits micacés bien développés. Ce profil suggère donc que la Formation de Lakkomata repose en contact anormal sur un ensemble schisteux plus métamorphique que je nommerai "Système Cristallin Principal" par analogie avec les nomenclatures de Ktenas (1926) et Lekkas (1980).

b. Pour terminer cette étude, je ferai appel à l'un des plus beaux panoramas du Péloponnèse : le revers oriental du Taygète moyen, de l'Hagios Athanasios au Sud à la colline de Mystra au Nord (fig. 140). La tectonique en failles normales a découpé le "balcon" du Taygète (Dufaure, 1975) en nombreux horsts et grabens. Deux coupes AB et CD (fig. 126) tracées à travers ce puzzle vont me permettre de préciser les relations structurales entre la série ionienne d'une part, le Système Cristallin Principal chevauché par la Formation de Lakkomata d'autre part.

J'ai pu relever la succession suivante du SW vers le NE (fig. 141) :

- Coupe AB

b₁. la Formation de Lakkomata, montrant à l'Ouest de la route Anavriti-Socha le passage stratigraphique entre les phyllades et les dolomies d'âge triasique. Ce passage est mal visible car masqué par des éboulis et perturbé par des glissements de terrain.

b₂. des marbres ioniens faillés dont j'ai décrit la structure en plis déversés vers l'Est dans le chapitre précédent.

b₃. le Néogène de la plaine de Sparte.

- Coupe CD

b₄. les phyllades de la Formation de Lakkomata.

b₅. reposant tectoniquement sur des marbres ioniens polychromes d'âge éocène, biseautés sommitalement, des schistes et micaschistes que j'attribue au Système Cristallin Principal.

b₆. marbres ioniens éocènes dessinant apparemment une voûte anticlinale simple faillée sur son flanc oriental.

b₇. à nouveau le Néogène de la plaine de Sparte.

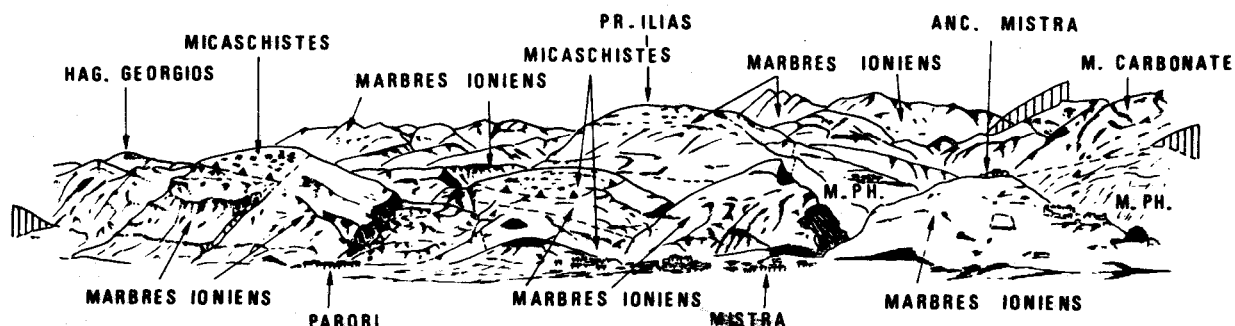


Fig. 140.- Position structurale de la Formation de Lakkomata : panorama de Mistra - M.PH. Membre phyllade de la Formation de Lakkomata.

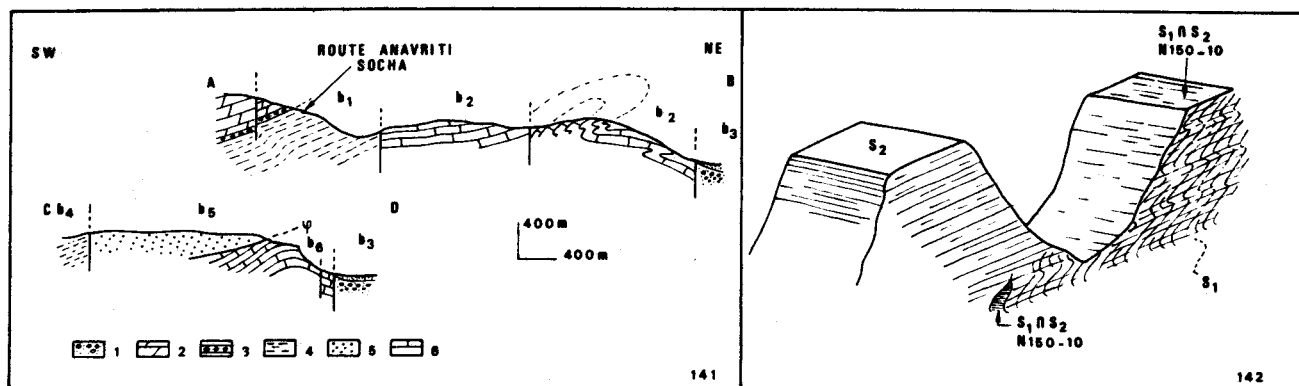


Fig. 141.- Position structurale de la Formation de Lakkomata : coupes dans le "balcon du Taygète" de part et d'autre d'Anavriti.

Fig. 142.- Caractéristiques miniestructurales des phyllades de la Formation de Lakkomata au N.E. de Varsinikos.

Je signalerai enfin que les phyllades de la Formation de Lakkomata présentent régionalement les mêmes caractéristiques microstructurales que celles décrites précédemment. En effet, j'ai pu observer dans le lit d'un torrent à 600 m d'altitude au NE de Varsinikos (repère E, fig. 126) un affleurement dégagé de phyllades et quartzophyllades.

Dans les quartzophyllades on distingue nettement deux schistosités (fig. 142). La première S_1 est affectée par des miniplis dissymétriques dont l'axe b a une direction moyenne N 250 et un plongement de 10° vers le SE. La seconde S_2 est nettement oblique sur S_1 et pend vers le SW (N 250).

En conclusion la Formation de Lakkomata apparaît comme une unité allochtone chevauchant des schistes et micaschistes formant le Système Cristallin Principal lui-même chevauchant sur la série ionienne. Puisqu'il biseaute les deux schistosités qui la caractérisent le charriage de la Formation de Lakkomata sur le Système Cristallin Principal est évidemment postérieur à l'acquisition de ces microstructures.

8. EXISTENCE DE DYSHARMONIE LOCALE .

Les profils décrits jusqu'à présent ont fait apparaître la grande homogénéité lithostratigraphique de la Formation de Lakkomata (fig. 143) et l'absence de dysharmonie entre ces différents membres. On retrouverait d'ailleurs la même succession au niveau du repère 8 (fig. 126) dans la vallée de Xirokambi.

Cette succession peut par contre être perturbée par des décollements amenant la disparition d'une partie des membres de transition entre les phyllades et les dolomies. C'est ce que l'on peut relever dans la vallée découpant le massif du Derneki en deux monts isolés (repère 7, fig. 126). A ce niveau, le contact est dysharmonique et les dolomies reposent sur les phyllades par l'intermédiaire d'une mince semelle constituée par le membre détritico-carbonaté aminci et plus ou moins broyé (cf. profil FG, fig. 87).

9. RESUME.

Arrivé à ce stade de l'analyse, il m'est possible de proposer une description synthétique de la Formation de Lakkomata. Ayant mené de front l'analyse lithostratigraphique et sédimentaire, l'analyse structurale et l'analyse métamorphique, je présenterai donc une synthèse fondée sur ces trois méthodes.

a. SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE.

Celle-ci est possible malgré le petit nombre de datations paléontologiques, car le nombre des profils décrits me permet d'utiliser plusieurs contrôles.

Le premier est celui de la généralité de l'observation d'une même succession lithologique (fig. 143) relevée en de nombreux points représentatifs de l'ensemble du secteur étudié. J'ai vérifié concurremment l'absence systématique de traces d'éventuels contacts tectoniques au niveau des changements lithologiques abrupts. Je n'ai observé un tel contact tectonique que dans le massif de Derneki (repère 7, fig. 144).

Le second consiste à utiliser au mieux les quelques datations obtenues.

La continuité lithostratigraphique observée, l'absence d'indice de lacune ou d'arrêt de sédimentation suggèrent que nous ayons là une série continue. Mais l'absence de critère de polarité interdit d'affirmer à priori que cette série est à l'endroit.

Les microfaunes découvertes indiquent un âge triasique pour les membres détritico-carbonaté et carbonaté de cette Formation de Lakkomata. Les suggestions de Mme L. Zaninetti permettent même de considérer le membre détritico-carbonaté comme plus ancien que le membre carbonaté (fig. 145).

Il est donc légitime de considérer la Formation de Lakkomata comme à l'endroit. Cette conclusion n'est absolument pas infirmée par les observations ministructurales. En outre elle détermine une succession de faciès dans le temps que matérialise un phénomène bien connu à cette époque au niveau des grandes plates-formes des Hellénides. Ce phénomène correspond à l'installation progressive d'une sédimentation carbonatée (d'âge triasique à plus récent) succédant à une sédimentation à dominante terrigène (d'âge paléozoïque à triasique). Je citerai comme exemple la plate-forme pélagonienne (Clément, 1968, 1976 ; Kaufmann, 1976).

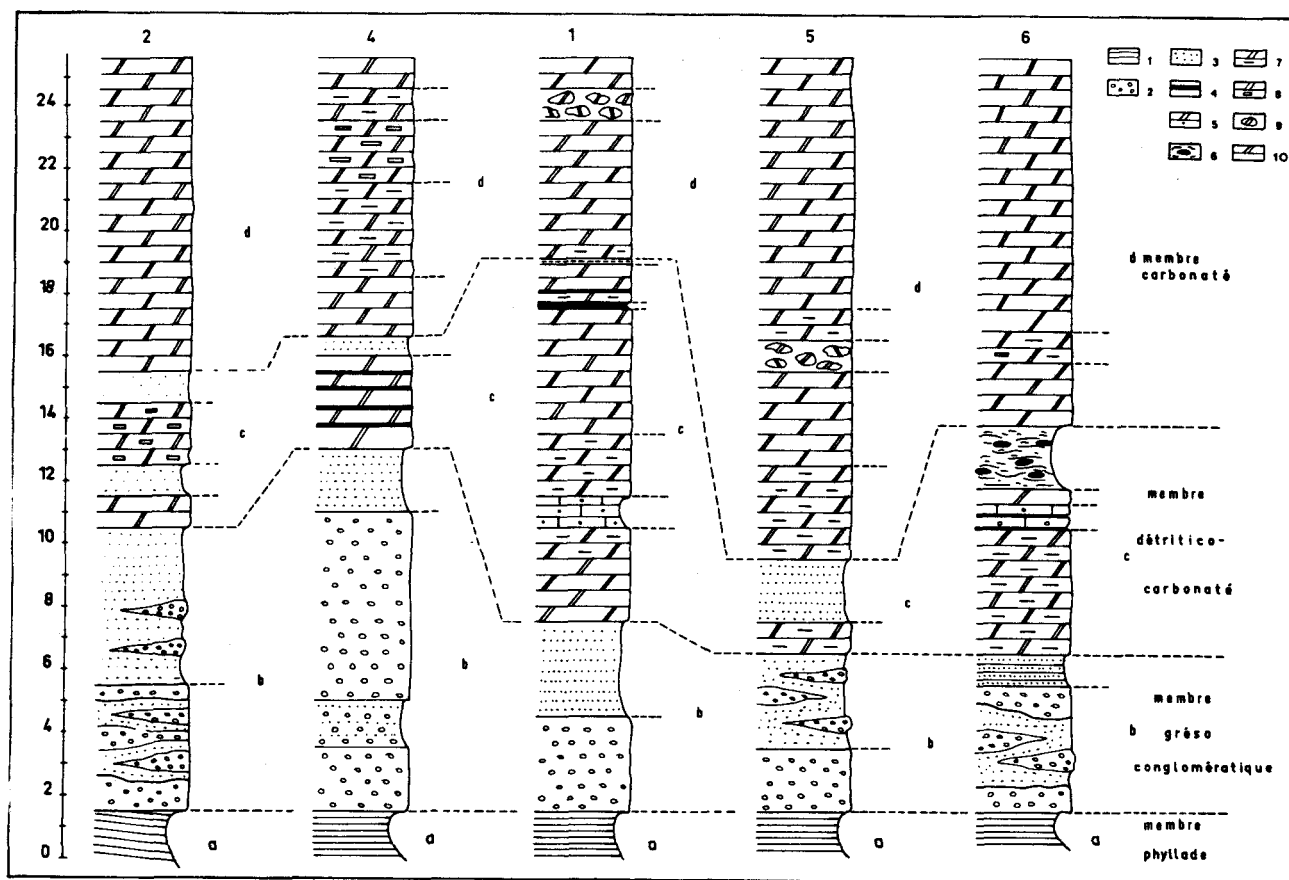


Fig. 143.- Différents profils lithostratigraphiques de la Formation de Lakkomata.

1. Phyllades. - 2. Conglomérats versicolores. - 3. Grès. - 4. Phyllades gréseuses. - 5. Dolomies gréseuses. - 6. Phyllades à nodules quartzeux. - 7. Dolomies à pâtine jaunâtre. - 8. Dolomies riches en albites poecilites. - 9. Dolomies bréchiques.

Le caractère normal de cette série étant très probable, je peux proposer la succession suivante stratigraphiquement continue de bas en haut (fig. 145).

1. Un membre phyllade d'épaisseur inconnue mais certainement de l'ordre du millier de mètres. L'étude de ce terme sur toute l'étendue du balcon du Taygète depuis la vallée de Xirokambi au Sud, aux gorges du Langada au Nord me permet d'indiquer qu'il est formé : d'ardoises, de phyllades, de quartzophyllades, de méta-arkoses et de quartzites. Je n'y ai jamais observé de métavolcanites. Aucun fossile ne permet de les dater directement. Son âge est borné supérieurement par le Trias (Trias moyen ?). Il s'agit d'un ensemble d'âge vraisemblablement permo-triasique.

2. Un membre grésu-conglomératique caractérisé par l'existence de petits galets de quartz rose ou rouge. La phase de liaison est variable mais quelquefois formée par un ciment ferrugineux rougeâtre indiquant probablement des conditions de formation en milieu oxydant : marin très peu profond ou continental ?. L'âge de ce membre est là encore borné supérieurement par le Trias.

3. Un membre détritico-carbonaté formé d'une association de calcaires recristallisés, de dolomies souvent jaunâtres et de métagrès. Il est daté par *Glomospira* sp ? (Trias inférieur à moyen ?).

4. Un membre carbonaté épais, constitué de dolomies et daté à sa base par *Aeolisacus* sp. et *Clypeina besici* (?). Son âge serait borné inférieurement par le Trias moyen. La présence dans des horizons plus récents d'*Involutina* gr. *gaschei* rend plausible cette affirmation.

Dans le cadre géologique du Péloponnèse méridional, ces dolomies se rattachent par leur faciès aux dolomies triasico-liasiques de la série carbonatée de Tripolitza.

b. SYNTHÈSE STRUCTURALE.

La continuité stratigraphique acquise, le contrôle structural a consisté à vérifier que tous les termes ayant les mêmes propriétés mécaniques présentaient bien les mêmes déformations superposées.

C'est ainsi que j'ai pu vérifier que tous les termes originellement argilo-gréseux étaient affectés par les mêmes microstructures, traces matérielles d'une histoire structurale identique et polyphasée. Par contre les carbonates et les conglomérats ont mal fossilisé ces diverses microstructures.

Je résumerai cette histoire structurale homogène et polyphasée comme suit :

- une première phase La_1 a donné naissance à une schistosité S_1 souvent de flux dans les phyl-lades, de fracture dans les grès. Les carbonates ont mal ou pas du tout fossilisé cette schistosité S_1 . Je ne connais pas de plis métriques ou décamétriques associés à cette phase. La schistosité S_1 présente chaque fois qu'on peut le mettre en évidence un pendage fort vers l'Ouest.

- une deuxième phase La_2 a plissé l'ensemble de la Formation de Lakkomata affectée par la schistosité S_1 . Ce plissement a été accompagné par la genèse d'une schistosité S_2 qui n'a transposé que partiellement la schistosité précédente S_1 .

Dans la plupart des cas cette schistosité est subparallèle à la stratification visible dans les trois membres supérieurs de la Formation.

- une troisième phase de déformation La_3 se marque par la naissance de miniplis dissymétriques, dysharmoniques, replissant la schistosité S_2 // S_0 . Une schistosité de fracture S_3 congénère n'apparaît que localement.

- une phase de chevauchement a en outre amené l'ensemble de la Formation de Lakkomata sur une unité plus métamorphisée (le Système Cristallin Principal) chevauchant elle-même le parautochtone ionien du massif du Taygète.

Ce chevauchement est nécessairement postérieur à la phase La_2 , il est impossible pour l'instant de le classer par rapport à la phase La_3 .

- Je n'envisagerai pas ici les phases tardives de découpage par faille.

c. SYNTHÈSE METAMORPHIQUE.

La continuité stratigraphique et l'homogénéité structurale acquises, le contrôle métamor-

ptique a consisté à vérifier que les termes de cette formation ayant la même composition chimique globale présentaient bien des traces d'une recristallisation métamorphique de degré identique.

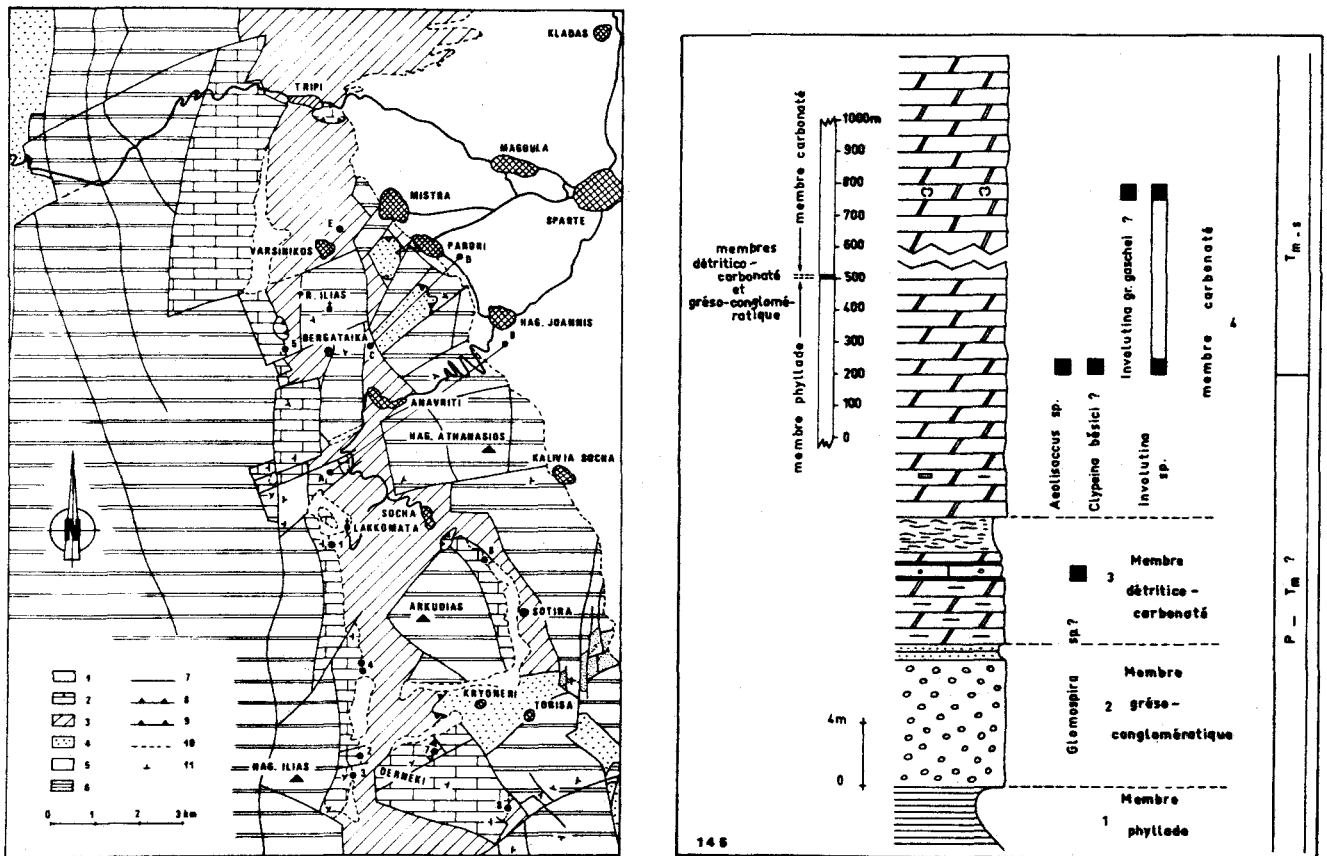


Fig. 144.- Formation de Lakkomata : localisation des profils étudiés.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Membre carbonaté de la Formation de Lakkomata. - 3. Membre phyllade de la Formation de Lakkomata. - 4. Système Cristallin Principal = Nappe inférieure des Phyllades. - 5. Flysch oligocène ionien. - 6. Marbres ioniens indéfférenciés. - 7. Failles. - 8. Chevauchements majeurs épiglyptiques récents. - 10. Contact stratigraphique. - 11. Pendage des plans de stratification (So).

Fig. 145.- Profil synthétique de la Formation de Lakkomata.

L'inventaire des minéraux néoformés tant dans les phyllades que dans les membres grés-conglomératique et détritico-carbonaté permet d'affirmer que l'ensemble de la formation a subi un métamorphisme dont il est difficile de préciser le degré, en l'absence de métavolcanites.

La genèse de chloritoïde ou d'épidote dans des roches métasédimentaires est possible dans les conditions soit d'un très faible métamorphisme (Frey, 1972 ; Seki, 1972 ; Black, 1975 ; Roever, 1977) soit d'un faible métamorphisme (Halferdahl, 1961 ; Hoscheck, 1967 ; Ganguly, 1968 et 1969 ; Winkler, 1974).

Mais si l'on considère l'absence de minéraux caractéristiques d'un faible métamorphisme (biotite par exemple) dans ces phyllades, leur faible degré de recristallisation et de déformation, l'hypothèse d'un très faible métamorphisme semble la plus probable. Ce métamorphisme

est d'âge obligatoirement post-triasique et par conséquent alpin.

L'étude de la seule Formation de Lakkomata ne permet pas de préciser davantage.

B. LES PHYLLADES DATÉES PALÉONTOLOGIQUEMENT DU PERMIEN.

Le chapitre précédent m'a permis de décrire, dans le massif du Taygète, une épaisse série de phyllades passant stratigraphiquement vers le haut à des dolomies d'âge triasique. Ces phyllades ont donc un âge triasique à plus ancien (Paléozoïque supérieur ?). De fait il existe en trois points de ce massif des phyllades datées du Permien supérieur. Malheureusement pour tous ces affleurements, leur position structurale les isole totalement du membre inférieur de la Formation de Lakkomata.

Je décrirai ces trois affleurements du plus occidental au plus oriental.

1. LES PHYLLADES PERMIENNES D'ANO-SELLITSA (ANO-VERIA).

A l'Est de Kalamata, le flanc occidental du Kalathi présente un replat à une altitude moyenne de 1000 m, occupé par des phyllades affleurant du Monastère Triados au N jusqu'au village d'Ano-Sellitza au Sud (fig. 146). Fytrolakis (1971) fut le premier à citer une microfaune paléozoïque (Fusulinidés et Palaeotextulariidés) dans ces phyllades.

Une coupe CD (fig. 146) m'a permis de relever de l'Ouest vers l'Est la succession suivante (fig. 147) :

a. Des marbres ioniens polychromes formant une falaise abrupte regardant la mer. Le pendage de ces marbres semble être occidental dans la falaise puis devenir oriental vers l'Est.

b. Sur ces marbres viennent en accordance, 20 à 40 m de phyllades présentant des passées lenticulaires de calcschistes verdâtres probablement ioniens. Cet ensemble mime une série de transition.

c₁. Des phyllades et quartzophyllades sombres.

c₂. Une cinquantaine de mètres de phyllades (semblables à C₁) interstratifiées de bancs de biocalcarénites recristallisées contenant une faible proportion de grains détritiques sous forme de quartz, de petits morceaux de quartzites et quartzites micacés (repère A, fig. 146). Parmi les bioclastes je citerai (dét. Lys) : *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT, *Hemigordiopsis renzi* REICHEL, *Afghanella* sp., *Kaklerina* sp., *Chusenella* sp., *Sumatrina* sp., *Yangchenia* sp., *Dunbarula* sp., *Valvulinella* (Abadella) sp., *Minojapanella* sp., *Parafusulina* sp.

Du point de vue ministeuctural, les phyllades associées à ces calcaires présentent deux schistosités (fig. 148 A). Une schistosité par plis FRACTURE S₂ sub-parallèle à la stratification So. Elle transpose plus ou moins une schistosité S₁ faisant un angle important primitivement avec So.

Dans les calcaires fossilifères j'ai pu observer, dans des coupes correctement orientées, deux types de structures planaires (cf. fig. 148 B) : S₁ et S₂ ?

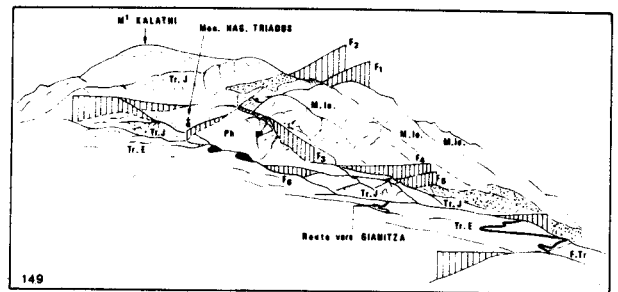
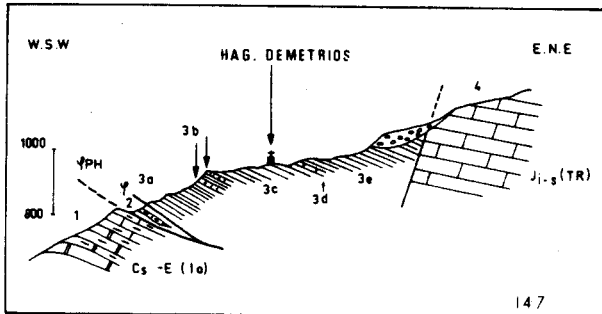
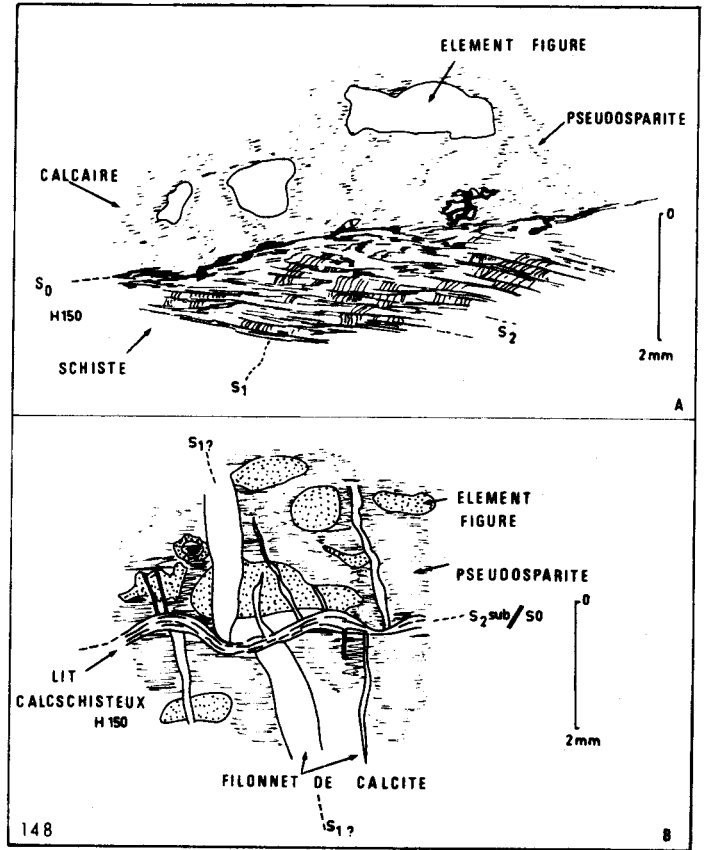
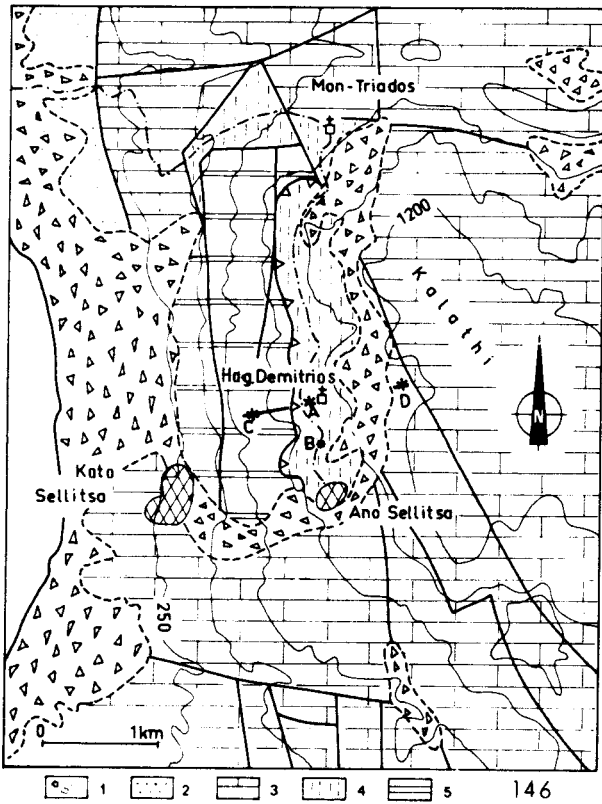


Fig. 146.- Les phyllades permienes d'Ano Sellitsa : localisation cartographique .

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Flysch de Tripolitza. - 3. Calcaires et dolomies de Tripolitza. - 4. Phyllades d'Ano Sellitsa. - 5. Marbres ioniens.

Fig. 147.- Coupe CD, fig. 146.

Fig. 148.- Caractéristiques microstructurales des phyllades permienes d'Ano-Sellitsa.

Fig. 149.- Panorama du Monastère Triados à partir de la route Kalamata - Sparte.

Tr = série de Tripolitza (F = flysch, E = calcaires éocènes, J = calcaires et dolomies jurassiques) - M. Io = marbres ioniens indifférenciés - Ph = phyllades permienes d'Ano Sellitsa.

c₃. 150 m de phyllades et quartzophyllades semblables à C₁.

c₄. Immédiatement en amont de la Chapelle d'Hagios Demetrios, une trentaine de mètres d'une alternance de biocalcarénites et de phyllades. Dans ces calcarénites les seuls bioclastes

sont des plaques d'échinodermes, mêlées à des oolithes et des isoclastes. La phase de liaison est formée par une dolosparite hypidiotopique.

c₅. 200 à 300 m de phyllades plus ou moins recouvertes par des brèches de pente consolidées, masquant une faille.

Les calcaires et dolomies jurassiques de Tripolitza.

Au Sud de la coupe précédente au niveau du repère B de la figure 146 le long du chemin Ano-Sellitsa - Monastère Triados, affleurent des phyllades contenant des bancs et des lentilles de calcarénites à oolithes, isoclastes, lithoclastes calcaires et bioclastes parmi lesquels M. Lys a reconnu : *Hemigordius* gr. *reicheli*, *Dagmarita chanakchiensis* REITLINGER, *Globivalvulina graeca* REICHEL, *Tuberitina* aff. *collosa* N. sp., *Pachyphlofa schwageri* S de Civr et Dess, *Geinitzina* sp. *Climacammina* sp. *Hemigordius* à paroi très épaisse, rares Tubiphytes et gymnocodiées.

Enfin ces phyllades renferment des lentilles de métapyroclastites et de métavolcanites (repère E, fig. 146). Les premières renferment des fragments de laves microlitiques dont tous les plagioclases sont séricitisés, des fragments de laves microlitiques à mésostase hématisée et des fragments de roches à vacuoles de chlorite et épidote. Les pyroclastes sont déformés et prennent une forme ovoïde dans une phase de liaison riche en micas blancs soulignant un clivage discret parallèle à S₂.

Les métavolcanites ont une structure microlitique trachytique, avec des plagioclases totalement séricitisés, des plages de chlorite et d'épidote épigénisant des ferromagnésiens, de rares cristaux de quartz et de calcite. Les minéraux néoformés (mica blanc, chlorite, épidote et prehnite) permettent de préciser le degré du métamorphisme les ayant affectées : métamorphisme très faible de basse température et basse pression (absence de lawsonite).

La présence de microfaunes abondantes va me permettre de préciser l'âge de ces phyllades.

Les calcarénites du repère B (fig. 146) ne contiennent pas de microfossiles de zones mais l'association d'*Hemigordius* gr. *reicheli*, *Dagmarita chanakchiensis* et *Globivalvulina graeca* lui confère un âge Murghabien supérieur (Lys, 1977).

La microfaune des calcaires de la subdivision c₂ de la coupe de la Chapelle d'Hagios Demetrios appartient à la biozone à *Neoschwagerina margaritae*, d'âge Murghabien supérieur (Leven, 1967 ; Lys, 1977). Nous pouvons donc retenir pour l'ensemble de ces phyllades un âge Murghabien supérieur à plus récent.

Cet âge (Permien supérieur) des phyllades implique que leur contact avec les marbres ioniens est tectonique (cf. fig. 147).

Malheureusement ce chevauchement se repère difficilement sur le panorama de l'extrémité septentrionale du Mt Kalathi, facilement observable depuis la route Kalamata-Sparte (fig. 149). En effet une faille sub-méridienne F₁ tronque la partie nord-occidentale du chevauchement et relevant les marbres ioniens, masque les relations entre les phyllades et cette série ionienne. Une très faible portion du contact chevauchant peut s'observer au SW du Monastère Hagios-Triados

L'existence très générale dans ces phyllades allochtones de deux schistosités S_1 et S_2 (fig. 148) matérialise une histoire structurale tout à fait comparable à celles des Phyllades de la Formation de Lakkomata.

Le degré du métamorphisme les ayant affectées est bien déterminé. Il est très faible et de type basse température et basse pression. Il serait là encore comparable à celui du métamorphisme subi par les phyllades de la Formation de Lakkomata, si l'hypothèse que j'ai formulée est exacte.

Enfin cette série montre que des manifestations volcaniques se sont produites dès le Permien supérieur (?).

2. LES PHYLLADES PERMIENNES DE KARVELI.

Au SW d'Artemissia, au Nord de Karveli (fig. 150) des phyllades occupent une petite dépression sub-rectangulaire limitée de toutes parts par des failles. Au Sud les relations entre ces phyllades et la série calcaro-dolomitique de Tripolitza sont masquées par un épais tapis de brèches de pentes. Au Nord, près de Lada affleurent des phyllades contenant de nombreuses lentilles de calcaires recristallisés, noirs ou beiges et azoïques. Ces phyllades sont tronquées vers l'Ouest par un contact anormal penté d'une quarantaine de degrés vers l'Ouest et amenant les dolomies de Tripolitza sur les schistes de Lada. Ce contact est soit un contact cisailant plan, ployé secondairement, soit la partie peu pentée d'une faille en extension fortement convexe.

Dans la dépression de Karveli, le long de la route Lada - Karveli (repère B, fig. 150) affleure une alternance de phyllades et de calcschistes. Ces derniers montrent une schistosité par pli-fracture S_2 transposant plus ou moins une schistosité préexistante S_1 .

A l'Ouest de Karveli, dans le premier virage en épingle à cheveux à l'aval du village, on peut observer une alternance de calcaires sombres et de phyllades, affectés par de nombreux plis post S_2 , dont les axes b ont une direction EW (N 100 à N 80) et qui sont apparemment déversés vers le Sud.

L'un de ces bancs calcaires (biomicrite ? recristallisée) m'a livré une microfaune et microflore pauvre : (dét. Lys) *Agathamina pusilla* (Geinitz), *Hemigordius* sp., *Pachyphloia gukurkoyi* S de Civr et Dess., *Langella* sp., *Permocalculus* sp. et *Fronдика permica* S de Civr et Dess.

Agathamina pusilla (Artinskien sup. - Djulfien) et *Pachyphloia gukurkoyi* (Kubergandien - Djulfien) ont des durées de vie très longues. Par contre *Fronдика permica* n'est citée avec certitude que du Murghabien supérieur au Djulfien, son existence est douteuse au Murghabien moyen (Lys, 1977).

Je retiendrai donc un âge Permien supérieur pour cette association de calcaires et phyllades (Murghabien supérieur - Djulfien).

Les caractéristiques miniestructurales de ces phyllades sont semblables à celles d'Ano-Sellitsa et par conséquent à celles de la Formation de Lakkomata : existence de deux schistosités S_1 et S_2 .

On notera l'existence de minéraux de métamorphisme : des épidotes.

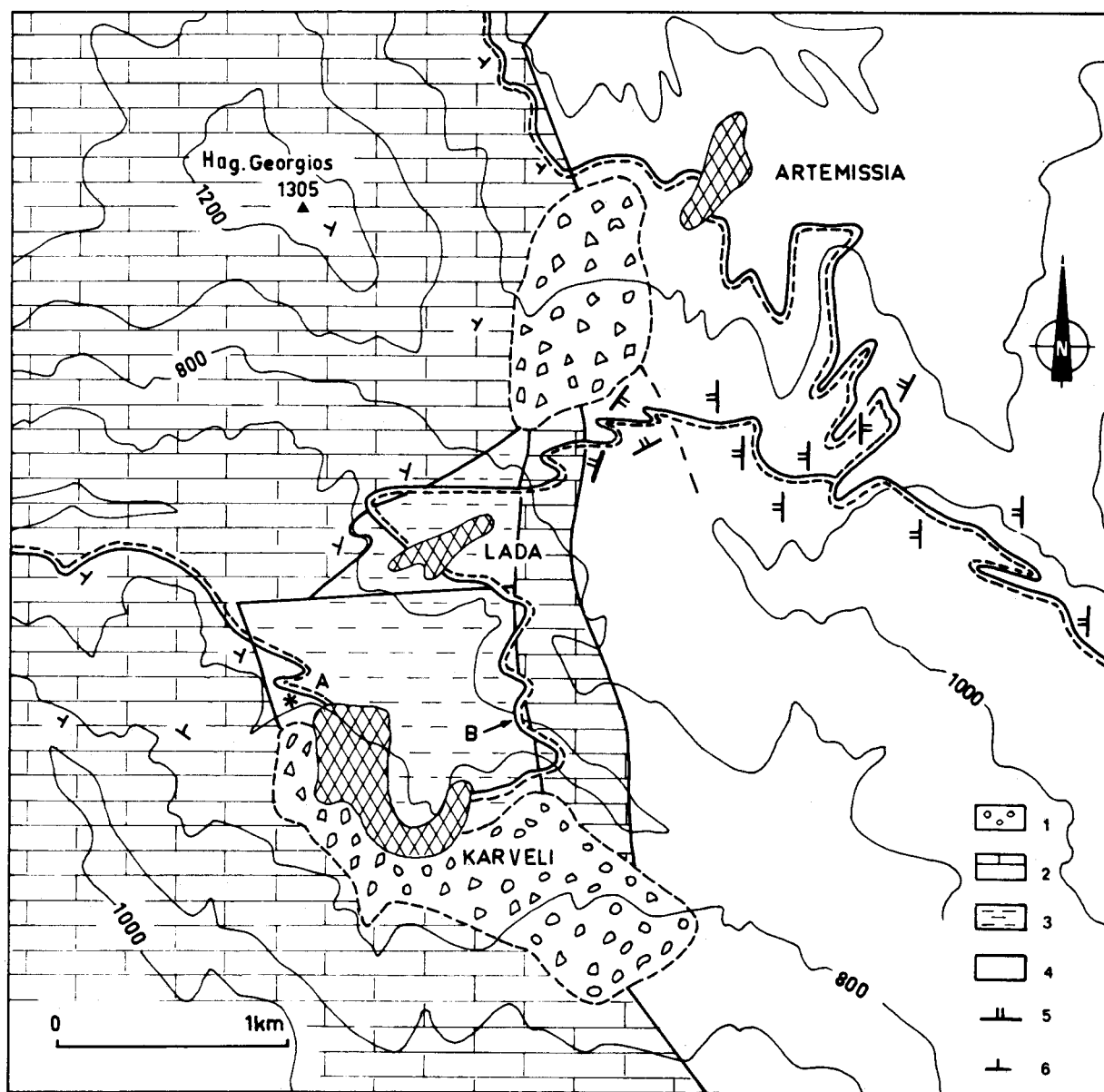


Fig. 150.- Les phyllades permienes de Karveli. Localisation cartographique.

1. Eboulis consolidés. - 2. Calcaires et dolomies jurassiques de Tripolitza. - 3. Phyllades permienes de Karveli. - 4. Système Cristallin Principal (= nappe inférieure des Phyllades) : phyllades d'Artemissia. - 5. Pendage des plans de la schistosité 2 des phyllades d'Artemissia. - 6. Pendage des plans de stratification de la série de Tripolitza.

3. PHYLLADES PERMIENNES D'HAGIOS ANALIPSIS.

Deux kilomètres environ après le croisement avec la route Sparte-Tripolis, la route vers Wresthena fait un virage à angle droit pour contourner une petite colline couronnée par des carbonates (fig. 151). J'ai pu relever au niveau du point A (fig. 151) la succession suivante de bas en haut (fig. 151 et 152) :

a. Immédiatement au Nord de la route, une alternance de "phyllades" d'aspect peu métamorphique, sombres et de calcaires noirs ou beiges en bancs et en lentilles : les phyllades

d'Hagios Analipsis (cf. fig. 151.) Dans ces biomicrites recristallisées, M. Lys a pu déterminer, des Algues : *Permocalculus fragilis* (PIA), *Permocalculus plumosus* (ELLIOT), cf. *Mizzia*, *Vermiporella nipponica* ENDO, des Foraminifères : *Gribostrum* sp., *Deckerella* sp. (?), *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *Agathammina pusilla* GEINITZ, *Hedraetes plummerae* HENBEST, *Globivalvulina vonderschmidti* REICHEL, *Hemigordius* sp., *Lasiodiscus tenuis* REICHEL, *Geinitzina postcarbonica* SPONDEL, *Pachyphloia çükürköyi* DE CIVR & DESS, *Langella çükürköyi* DE CIVR & DESS, *Neoenothyra* sp. REITLINGER, *Capidulina hemisphaerica* MASLOV, *Stafella* cf. *sphaerica* ABICH, *Reichelina* sp., *Parafusulina* sp., *Codonofusiella paradoxida* DESS & SKINNER, *Codonofusiella nana* ERK, *Codonofusiella erki* CERNONSOVA.

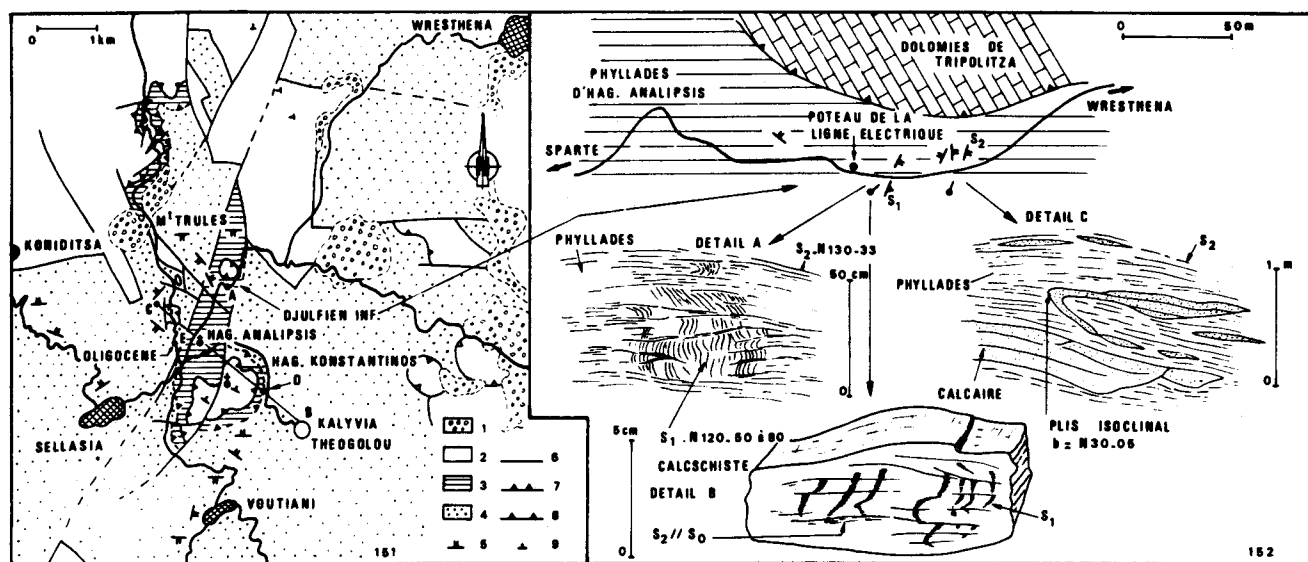


Fig. 151.- Les phyllades permienes d'Hagios Analipsis : Localisation cartographique.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies de Tripolitza indifférenciés. - 3. Phyllades permienes d'Hagios Analipsis - 4. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal : phyllades du Mt Trules, Sellasia et de Voutiani. - 5. Pendage des plans de schistosité 2 des phyllades sl. - 6. Faille. - 7. Chevauchements épiglyptiques récents. - 8. Chevauchements majeurs. - 9. Pendage des plans de stratification de la série de Tripolitza.

Fig. 152.- Caractéristiques minustructurales des phyllades d'Hagios Analipsis.

b. Venant en contact anormal sur ces schistes, une masse de dolomie, présentant une troncature basale très nette. Ces dolomies évoquent nettement les dolomies d'Hagios Konstantinos (fig. 151) et seraient d'âge triasique.

Les microfaunes et les microflores des calcaires interstratifiés dans les phyllades appartiennent à la biozone à *Codonofusiella* du Murghalien supérieur - Djulfien. Mais l'association des espèces types : *Codonofusiella erki* et *Paraglobivalvulina mira* permet de préciser davantage ge et de proposer un âge Djulfien inférieur (Lys, 1977 ; Argyriadis et Lys, 1979).

Les caractéristiques structurales de ces phyllades permienes d'Hagios Analipsis sont identiques à celles de la Formation de Lakkomata et à celles des phyllades permienes d'Ano-Sellitsa et de Karveli.

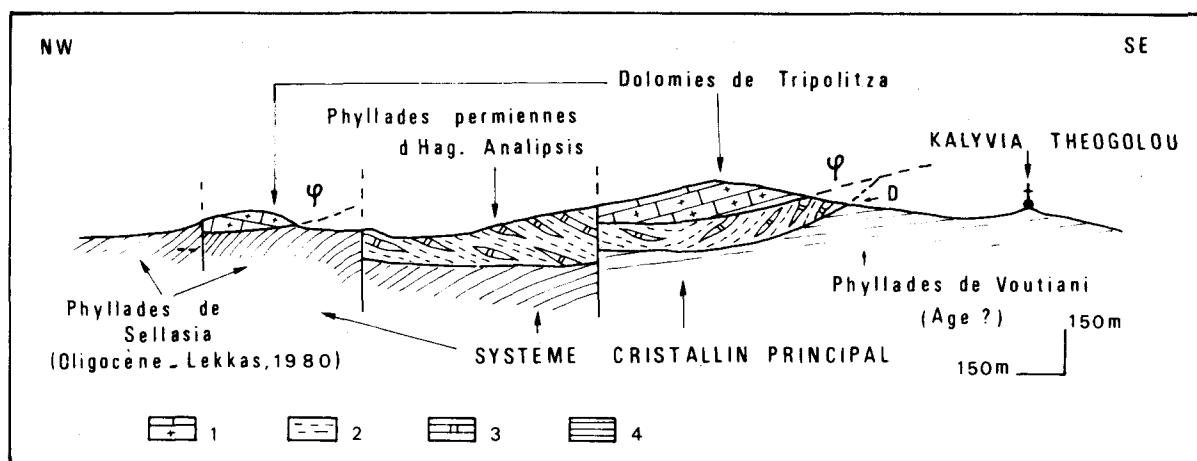


Fig. 153.- Positions structurales des phyllades permienes d'Hagios Analipsis. Coupe CD, fig. 151.

1. Dolomies de Tripolitza - Phyllades d'Hagios Analipsis ; 2. Phyllades , 3. Calcaires. - 4. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal.

On y observe en effet en certains points une schistosité S_1 relique fortement redressée, aussi bien dans les phyllades (détail A, fig. 152) que dans les calcschistes (détail B, fig. 152).

Cette schistosité S_1 est le plus souvent transposée par une schistosité S_2 , schistosité de plan axial de plis sub-isoclinaux dont les axes b ont une direction moyenne subméridienne (N 30) (détail C, fig. 152). Ce type de plissement et le développement de la schistosité S_2 congénère provoque une transposition de la stratification parallèlement à S_2 et la fragmentation des barres calcaires en lentilles plus ou moins allongées.

Le contexte structural très faillé de cette région (cf. fig. 151) rend délicate l'étude des relations structurales de cet ensemble et des couches adjacentes : micaschistes et dolomies.

Au niveau du point A (fig. 151), les phyllades permienes d'Hagios Analipsis occupent le coeur d'un graben effondré butant au NE contre les dolomies de Tripolitza, à l'Est et à l'Ouest contre des micaschistes, quartzites et métaconglomérats.

On retrouve une association tout à fait semblable aux phyllades d'Hagios Analipsis sous les dolomies triasiques (cf. 4^{ème} partie) d'Hagios-Konstantinos. Au niveau du point D (fig. 151) le long du chemin menant au réservoir d'eau de Kalyvia Theogolou, j'ai pu observer à la base de ces phyllades d'Hagios-Analipsis un contact anormal cisailant, jalonné par des carbonates broyés et amenant ces derniers sur des schistes et micaschistes plus métamorphiques que je rattache au Système Cristallin Principal (fig. 153). La coupe BC (fig. 151 et 153) fait donc apparaître ces phyllades d'Hagios-Analipsis comme une unité allochtone (cf. fig. 151) chevauchant le Système Cristallin Principal et chevauchée à son tour par les calcaires et dolomies de la Nappe de Gavrovo-Tripolitza.

4. CONCLUSION PARTIELLE.

Je peux, à ce stade de mon analyse, définir deux ensembles au sein des phyllades s1. du massif du Taygète du point de vue métamorphique, structural et lithostratigraphique.

a. Le premier ensemble réunit les phyllades datées directement du Permien (phyllades d'Ano-Sellitsa, de Karveli et d'Hagios-Analipsis) ou indirectement du Permo-Trias (phyllades de la Formation de Lakkomata). Toutes ces phyllades ont des histoires structurales et métamorphiques semblables.

Les datations les concernant en font des unités complémentaires du point de vue stratigraphique. Il paraît tout à fait logique de les rassembler dans une seule et même unité lithostratigraphique : le Complexe de Lakkomata. Les informations fournies par la Formation de Lakkomata amènent à interpréter ce Complexe comme le soubassement stratigraphique normal et originel des séries carbonatées de Gavrovo-Tripolitza. Ce dernier correspondrait à la succession suivante de bas en haut :

α. Phyllades permienes d'Ano-Sellitsa : phyllades, calcaires et métavolcanites (âge Murghabien supérieur à Permien terminal).

β. Phyllades permienes d'Hagios Analipsis : phyllades et calcaires (âge : Djulfien inférieur)..

γ. Phyllades de la Formation de Lakkomata : phyllades, quartzophyllades, ardoises et grès (âge Permien supérieur à Trias moyen (?)).

b. Le second ensemble, le Système Cristallin Principal (Ktenas, 1926 ; Lekkas, 1980) correspond à des schistes et micaschistes nettement plus métamorphiques que les phyllades précédentes, et chevauchés par ces dernières. Sa datation p.p. par des nannoflores par Lekkas (1980) au Nord de Sellasia (point E, fig. 151) permet de l'interpréter comme un métaflysch ionien. Je vais m'efforcer dans le paragraphe suivant d'en préciser la lithostratigraphie, les caractéristiques structurales et les rapports avec le parautochtone ionien du massif du Taygète.

C. LE "SYSTÈME CRISTALLIN PRINCIPAL".

Je débute la description des "phyllades" du Système Cristallin Principal dans la région de Voutiani-Sellasia au Nord de Sparte (fig. 154) car affleurent là les seules phyllades de ce Système Cristallin Principal, datées paléontologiquement (Lekkas, 1980).

1. LE "SYSTEME CRISTALLIN PRINCIPAL" DE VOUTIANI-SELLASIA.

Cette région est très faillée (fig. 154). Malgré ce handicap, deux coupes de direction subméridienne vont me permettre de décrire les principales unités de ce secteur.

J'ai pu ainsi observer la succession suivante du Nord vers le Sud (fig. 154 - 155) :

a. Des calcaires et dolomies de Tripolitza plus ou moins broyés reposant en contact anormal sur les terrains suivants.

b. Des phyllades riches en lentilles calcaires recristallisées, noires ou beiges et azoïques. Je rapporte cet ensemble aux phyllades d'Hagios-Analipsis datées du Djulfien inférieur. Des alluvions récentes et des éboulis masquent les rapports entre les terrains précédents et les phyllades du Mt Trules, tranchées vraisemblablement par une faille (F_2). En accord avec Lekkas et Papanicolaou (1978), j'interprète plus au Nord ce contact comme chevauchant.

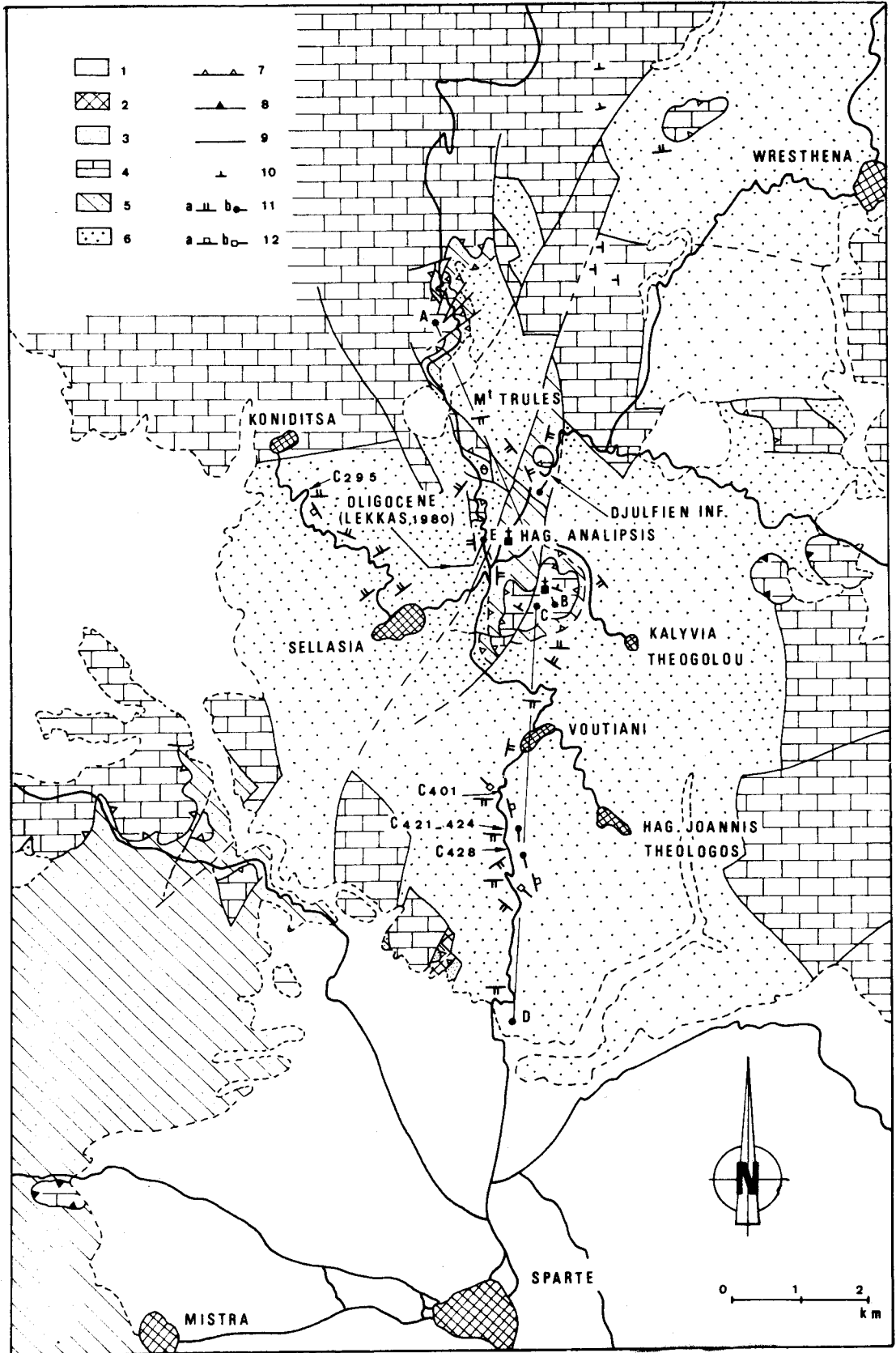


FIG. 154

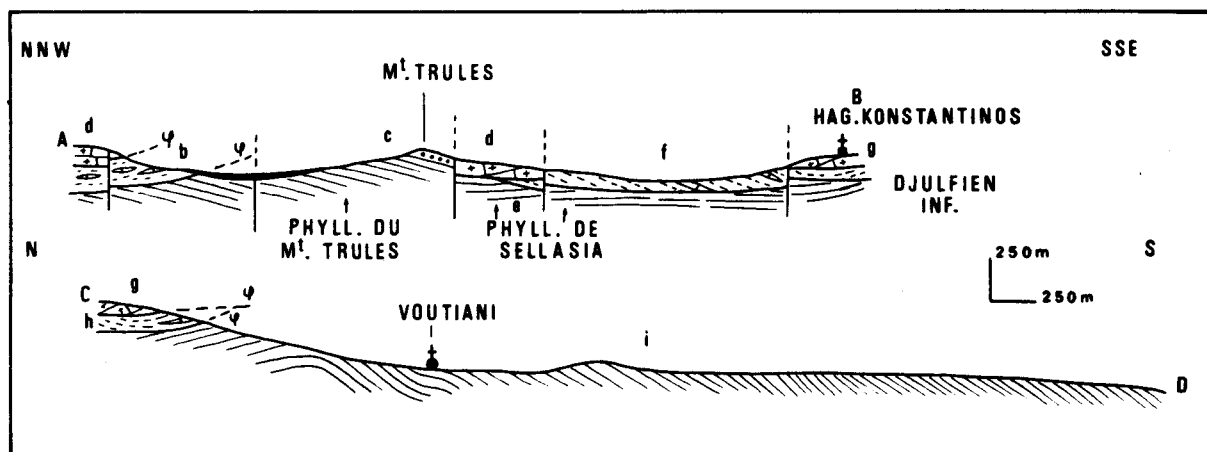


Fig. 155.- Position structurale du Système Cristallin Principal vis à vis de la série de Tripolitza et des phyllades d'Hagios Anapitsis (mêmes figurés que la fig. 153).

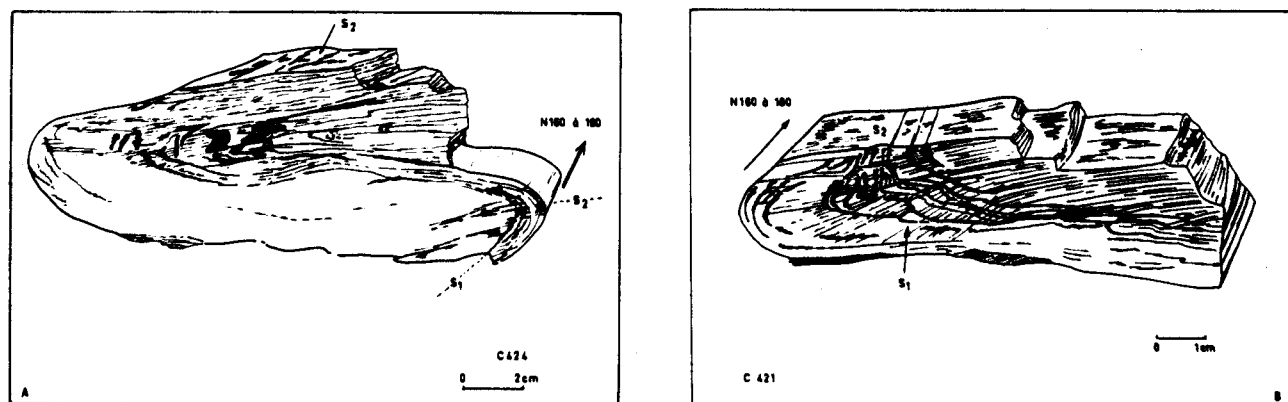


Fig. 156.- Miniplis syn. S_2 des phyllades de Voutiani (Système Cristallin Principal).

c. Les schistes et conglomérats du Mt Trules. Ce dernier ensemble est caractérisé par des lentilles de conglomérats formés uniquement de galets de quartzites. La phase de liaison peu importante a recristallisé: mica blanc, chlorite et chloritofide. Ces conglomérats couronnent le Mt Trules avec un léger pendage vers le Sud. Les galets de ces conglomérats sont nettement aplatis dans des plans parallèles au clivage de flux des quartzophyllades sous-jacentes. Ce clivage de flux est en outre parallèle à la limite lithologique S_0 séparant ces deux faciès.

Fig. 154.- Carte du Système Cristallin Principal de Voutiani - Sellasia.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Série du Pinde-Olonos - Série de Tripolitza : 3. Flysch, 4. Calcaires et dolomies indifférenciés. - 5. Phyllades permienes d'Hagios Anapitsis - 6. Système Cristallin Principal. - 7. Chevauchements majeurs. - 8. Chevauchements épiglyptiques récents. - 9. Failles. - 10. Pendage des plans de stratification. - Eléments microstructuraux des phyllades s_1 ; 11a. Pendage des plans de schistosité 2 (S_2), 11b. Direction des axes b des miniplis syn. S_2 , 12a. Pendage des plans de schistosité 3 (S_3), 12b. Direction des axes b des miniplis syn. S_3 .

Dans ces quartzophyllades on peut identifier comme minéraux néoformés : mica blanc (phengite), chlorite, chloritoïde, phyllosilicate brun (stilpnomélane ?), épidote (pistachite). Leur degré de recristallisation et leur fabrique les opposent assez nettement aux phyllades d'Hagios Analipsis qui les chevauchent.

d. Ces schistes du Mt Trules butent par faille (F_3) contre des dolomies de Gavrovo-Tripolitza. A l'Ouest des failles F_3 et F_4 , ces dolomies chevauchent des micaschistes et quartzites à glaucophane, affleurant largement autour de Sellasia C'est dans ces micaschistes de Sellasia (repère E, fig. 153) que Lekkas (1980) a découvert des nannoflores d'âge Oligocène (Lekkas et Ioakim, 1980).

e. Affleurent à nouveau les phyllades d'Hagios-Analipsis.

f. Ces phyllades permienes sont chevauchées au niveau de la colline d'Hagios-Konstantinos par des dolomies de Gavrovo-Tripolitza dont j'établirai ultérieurement l'âge Trias supérieur (cf. 4^{ème} partie).

g. Viennent à nouveau les phyllades d'Hagios-Analipsis reposant par un contact anormal (cf. fig. 153) sur des schistes et quartzites à chloritoïde.

h. Ces schistes et quartzites passent vers le Sud à des phyllades et quartzophyllades affleurant près de Kalyvia Theogolou, Hagios-Joannis Theogolos et Voutiani (les phyllades de Voutiani).

Dans ces phyllades je n'ai pas observé de porphyroblastes d'origine métamorphique, le grain de ces roches reste toujours fin. Leur paragenèse est simple et très monotone : mica blanc (phengite), chlorite, ± phyllosilicate brun (stilpnomélane ?) et épidote. Elles contiennent, en quantité variable, des grains de tourmaline détritique sur lesquels peuvent cristalliser ou non des petits prismes de tourmaline néomorphe.

Du point de vue structural, l'étude des routes Voutiani-Sparte et Sellasia-Koniditsa m'a permis de faire les observations suivante :

- les minisstructures les plus anciennes que j'ai pu observer correspondent à des plis isoclinaux anisopaques métriques ou décimétriques (repères C 421-424, fig. 154). Or ces plis n'affectent pas la stratification S_0 mais une schistosité S_1 d'origine tectono-métamorphique, certifiée par l'orientation des phyllosilicates et la fabrique des grains de quartz. Cette schistosité S_1 est, en général, totalement transposée (sauf au niveau des charnières des miniplis) par une schistosité S_2 congénère des plis isoclinaux précédemment cités. Cette schistosité est parallèle au plan axial de ces plis (fig. 156 A-C 424) ou dessine un éventail (fig. 156 B-C 421). La direction des axes b de ces miniplis de phase 2 est largement dispersée comme le montre la figure 157 (N 230 à N 140).

La schistosité S_2 est le clivage régional toujours visible, il est grossièrement parallèle aux variations lithologiques observables au sein de ces phyllades ; par contre S_1 n'est visible qu'exceptionnellement.

La schistosité S_2 est aussi plissée à grande échelle par des miniplis de style variable selon la lithologie : isopaques (C 428, fig. 158) ou anisopaques (fig. 158 - C 401).

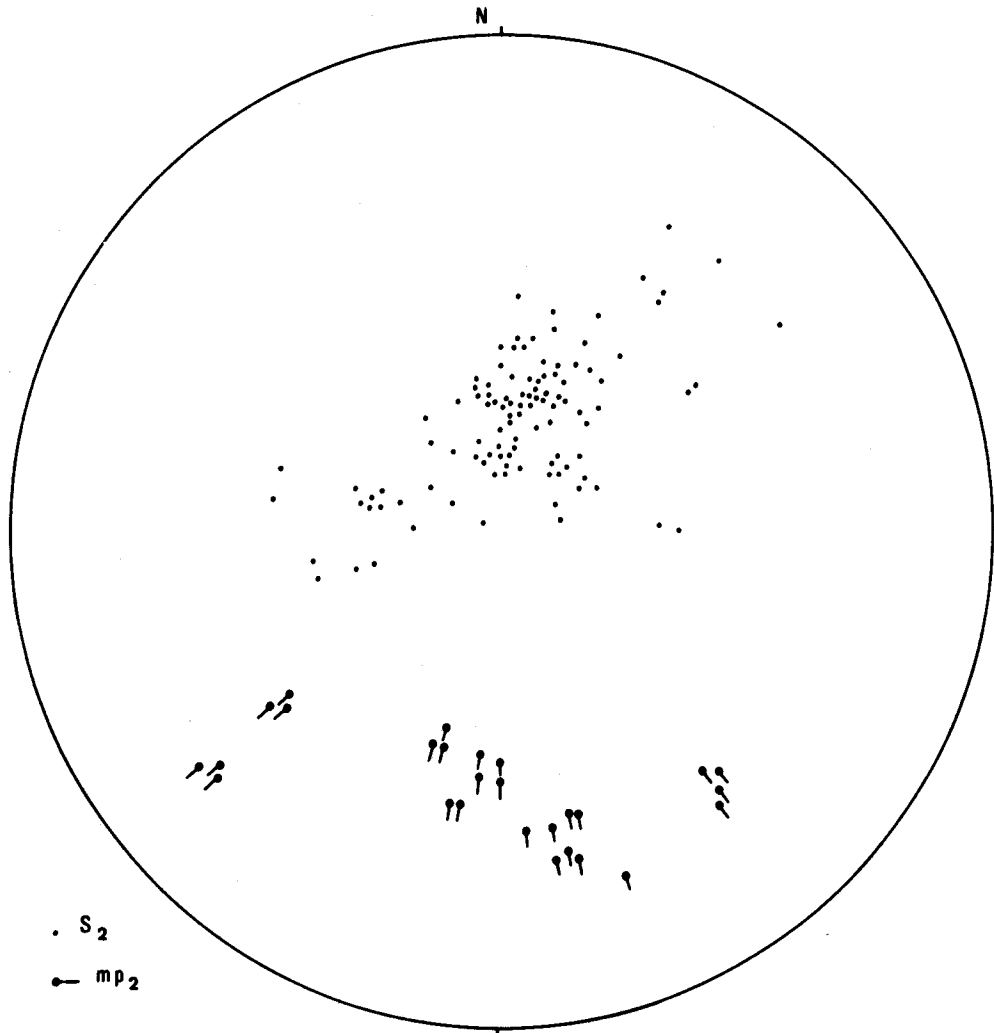


Fig. 157.- Stéréogramme des phyllades de Voutiani (canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère inférieur). S₂ : pôle des plans de schistosité 2 - mp₂ : axe des miniplis syn. S₂.

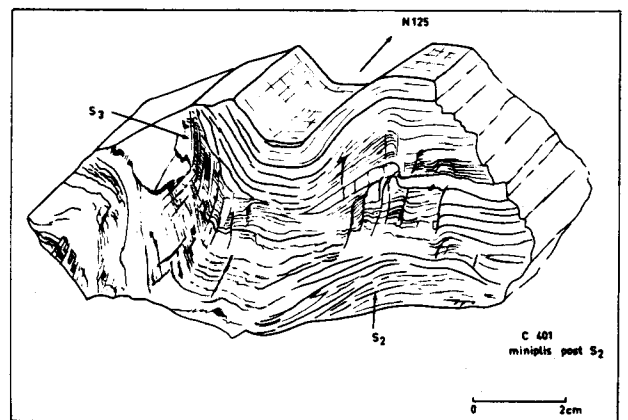
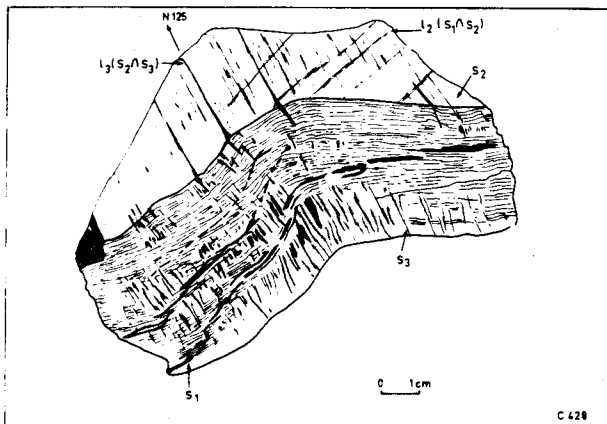


Fig. 158.- miniplis syn. S₃ des phyllades de Voutiani.



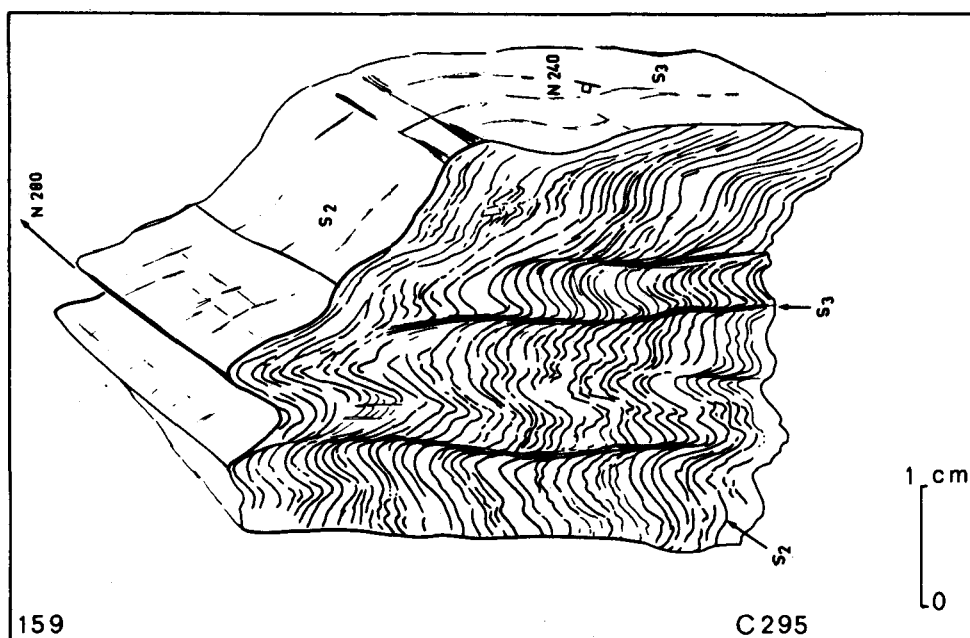


Fig. 159.- Schistosité par plis fracture dans les phyllades de Sellasia.

La naissance de ces plis s'accompagne de la genèse d'une schistosité S_3 plus ou moins bien développée. Cette schistosité est soit de fracture, soit par plis fracture (fig. 159 - C 295). Elle est plus ou moins pénétrative en fonction des propriétés mécaniques des matériaux qu'elle affecte. On note un assez bon parallélisme entre la direction des axes b des plis post S_2 et la direction des linéation l_3 ($S_2 \wedge S_3$). Cette direction commune est NW-SE au Sud de Voutiani (fig. 160 A), elle est presque W-E au Nord de Voutiani entre Koniditsa et Sellasia (fig. 160 B).

Ces miniplis post S_2 et la schistosité S_3 associée ne sont pas génétiquement liés au vaste bombement antiforme affectant les phyllades de la région Voutiani-Sellasia (cf. fig. 154). Ce bombement est tardif et postérieur à tous les mouvements générateurs de structure planaire pénétrative.

Les profils AB et CD que je viens de décrire font apparaître sous la Nappe de Gavrovo-Tripolitza ou sous l'unité des phyllades d'Hagios-Analipsis un Système Cristallin Principal homogène au point de son histoire structurale. Celle-ci est marquée par l'existence d'une première phase SC_1 de déformation intime génératrice d'une schistosité S_1 . Cette schistosité S_1 a été pratiquement totalement transposée lors d'une seconde phase de déformation SC_2 génératrice de la schistosité régionale S_2 . Une troisième phase SC_3 a donné naissance à des minisstructures (S_3 , plis de phase 3) dont le développement n'est pas régional. Enfin des plis à grand rayon de courbure plissent l'ensemble de cette série en antiforme et synforme, qui seront ensuite découpés par des failles. La succession des phases SC_1 , 2 et 3 est tout à fait comparable à la succession des phases La_1 , 2 et 3 que j'ai mise en évidence par l'étude de la Formation de Lakkomata. Mais ici l'intensité de la phase SC_2 apparaît nettement plus importante que celle de la phase La_2 . En effet cette phase SC_2 a entraîné une transposition pratiquement totale des mi-

nistruktures précédentes nées lors de la phase SC_1 : j'ai montré que la phase La_2 n'avait entraîné qu'une transposition partielle des ministruktures nées lors de la phase précédente La_1 . En outre je montrerai ultérieurement que cette phase SC_2 s'accompagne en général d'une recristallisation métamorphique nettement plus intense (schistes verts à glaucophane) que celle accompagnant la phase La_2 (très faible métamorphisme, de type basse pression - basse température).

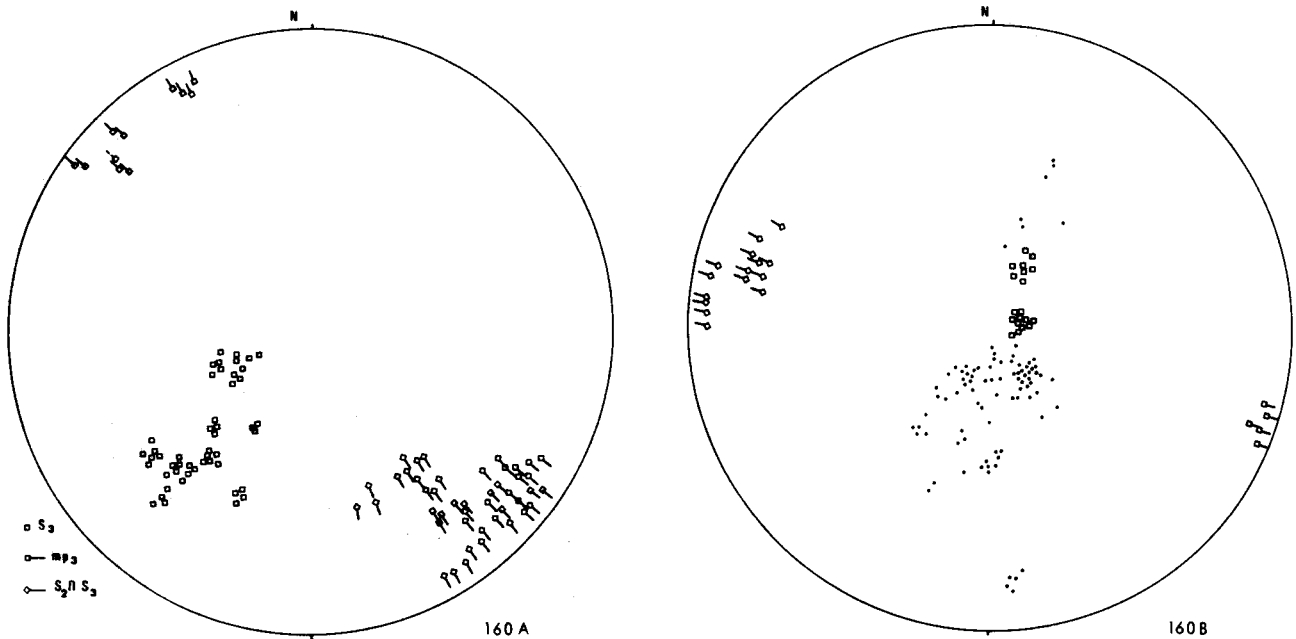


Fig. 160 A.- Stéréogramme des phyllades de Voutiani : S_3 pôles des plans de schistosité 3 (S_3) - mp_3 : axe b des miniplis syn. S_3 - $S_2 \cap S_3$: linéation, intersection des plans de schistosité S_2 et S_3 .

Fig. 160 B.- Stéréogramme des phyllades de Sellasia (mêmes légendes que les figures 157 et 160 A).

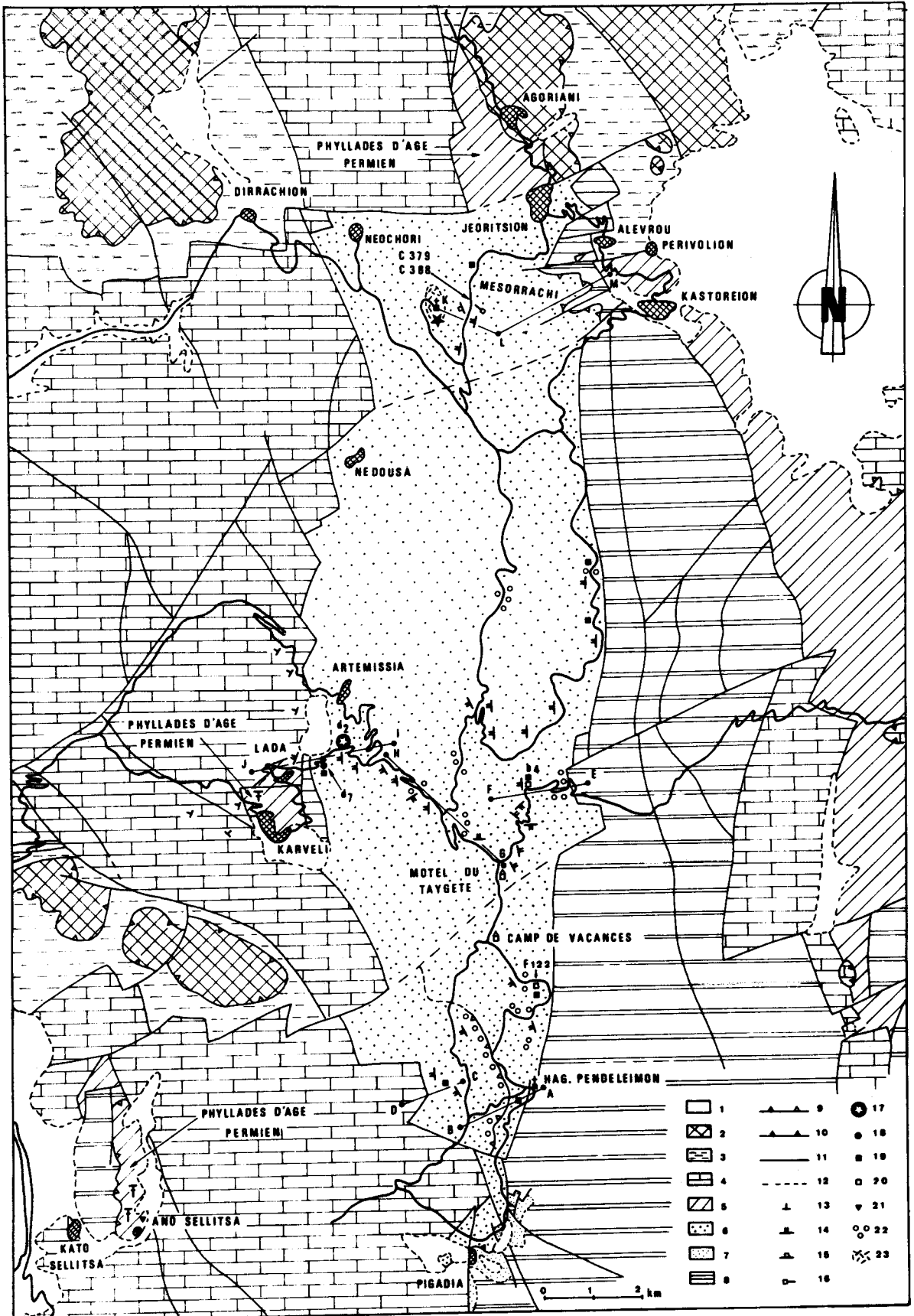
2. LES PHYLLADES D'ARTEMISSIA.

Un énorme volume de phyllades non datées affleure dans la région d'Artemissia (fig. 161). Ces phyllades butent par faille à l'Est contre les marbres ioniens et à l'Ouest contre les calcaires de Tripolitza. Quelques coupes vont me permettre de préciser les caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques de ces phyllades.

a. Les premières coupes ont été tracées tout à fait au Sud, près de la chapelle d'Hagios Pendeleimon (coupe AB et CD, fig. 161). J'ai pu relever ainsi du NE vers le SW la succession suivante (fig. 162) :

a_1 . Des marbres polychromes ioniens plissés et butant par faille à l'Ouest contre les schistes. Leur structure a été étudiée dans le chapitre analysant la tectonique des marbres ioniens (cf. fig. 101).

a_2 . Des phyllades contenant des passées de quartzites à chloritoïde (a_3 , fig. 162) et à leur sommet un banc de conglomérats siliceux polygéniques à galets de quartzites (a_4 , fig. 162). Ces conglomérats rappellent tout à fait les conglomérats du Mt Trules (cf. fig. 155).



BIS
LILLE

FIG. 161

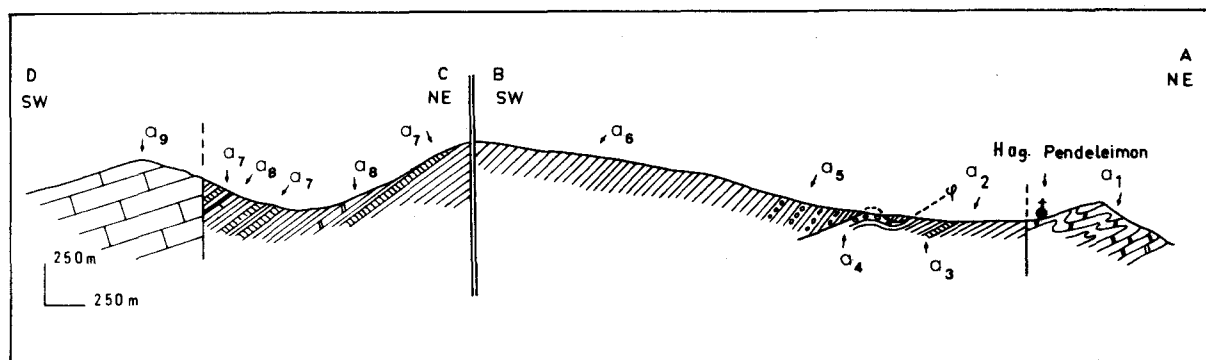


Fig. 162.- Coupe à travers les phyllades d'Artemissia à la latitude d'Hagios Pendeleimon (coupes AB et CD, fig. 161).

a₅. Cet ensemble est chevauché par une alternance de bancs de conglomérats à galets de quartzites identiques aux précédents et de phyllades. Les phyllades deviennent de plus en plus importantes et existent seules. Ce contact anormal (Φ) est postérieur à la schistosité S_2 de ces phyllades, qu'il tronque. Les galets de quartzites des bancs conglomératiques sont nettement déformés par aplatissement dans les plans parallèles à la schistosité S_2 des phyllades interstratifiées.

a₆. Les phyllades précédentes s'enrichissent en passées de quartzites à grands chloritoïdes (a₇) et en bancs de carbonates, dolomies riches en fer et calcaires (a₈).

a₉. Calcaires de Gavrovo-Tripolitza.

Avec les profils suivants EF, GH et JJ, fig. 161, j'ai relevé de l'Est vers l'Ouest grossièrement :

b. Profil EF (I, fig. 163).

b₁. Des marbres polychromes ioniens dont la structure a été étudiée précédemment (Tectonique des marbres ioniens, fig. 104 et 105).

b₂. Des phyllades vertes ou violettes à galets de quartz plus ou moins recristallisés et déformés par aplatissement.

b₃. Des phyllades et quartzophyllades.

b₄. Une passée peu épaisse de quartzophyllades verdâtres à chloritoïde et carpholite formant des rosettes dans les plans de schistosité.

Fig. 161.- Carte du Système Cristallin Principal d'Artemissia (phyllades d'Artemissia).

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Série du Pinde-Olonos - Série de Gavrovo-Tripolitza ; 3. Flysch, 4. Calcaires et dolomies indifférenciés. - 5. Phyllades du Complexe de Lakkomata. - 6. Schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal - Série ionienne ; 7. Flysch, 8. Marbres indifférenciés. - 9. Chevauchements majeurs. - 10. Chevauchements épiglyptiques récents. - 11. Failles. - 12. Contacts stratigraphiques. - 13 - Pendage des plans de stratification - Caractéristiques des schistes et micaschistes du Système Cristallin Principal ; 14. Pendage des plans de schistosité 2, 15. Pendage des plans de schistosité 3, 16 Direction des axes b des miniplis syn. S_3 - Paragenèses des schistes du Système Cristallin Principal ; 17. Grenat et glaucophane, 18. Grenat, 19. Chloritoïde, 20. Carpholite, 21. Prehnite dans les phyllades permienes d'Ano Sellitsa. - 22. Conglomérats polygéniques siliceux du Système Cristallin Principal. - 23. Métabasaites tholéitiques du Système Cristallin Principal, à glaucophane et actinote (étoile noire).



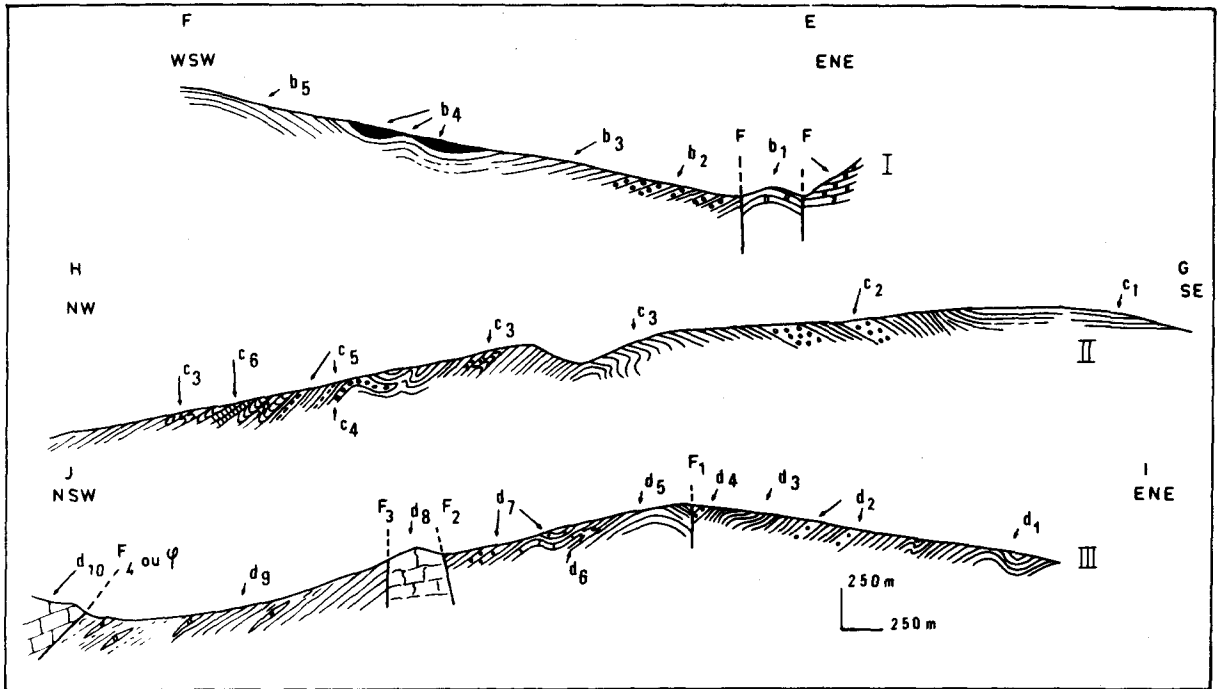


Fig. 163.- Coupes à travers les phyllades d'Artemissia le long de la route Kalamata - Sparte et de la route menant à Lada (Coupes EF, GH et IJ, fig. 161).

b_5 . A nouveau des phyllades identiques à b_3 .

c. Profil GH (II, fig. 163).

c_1 . Des phyllades et quartzophyllades présentant nettement deux schistosités. La première S_1 est une schistosité de flux comme l'attestent l'orientation systématique des phyllosilicates et la fabrique des grains de quartz. Elle est subverticale. La seconde est une schistosité de fracture ou de flux selon les caractéristiques mécaniques des roches qu'elle affecte. Dans les phyllades elle transpose totalement S_1 qui n'est plus alors décelable. S_2 est la schistosité régionale des phyllades.

c_2 . Affleurement à nouveau des bancs (lenticulaires ?) épais de conglomérats polygéniques siliceux à galets de quartzites.

c_3 . Des phyllades et quartzophyllades qui se plissent en un anticlinal dissymétrique, déjeté vers l'Est et postérieur à S_2 . Ce pli ne semble pas lié génétiquement à une schistosité. Ces quartzophyllades peuvent montrer, comme au niveau de l'affleurement c_1 , les deux schistosités S_1 et S_2 . Elles contiennent des passées lenticulaires peu épaisses de conglomérats polygéniques siliceux à galets de quartzites (c_4), des phyllades ardoisières noires ou vertes (c_5) et des quartzophyllades à chloritoïde (c_6).

d. Profil IJ. (III, fig. 163).

d_1 . Des phyllades et quartzophyllades.

d_2 . Des passées peu épaisses de séricitoschistes quartzeux à grenat, amphibole sodique, épidote, sphène, mica blanc, chlorite et rarement chloritoïde.

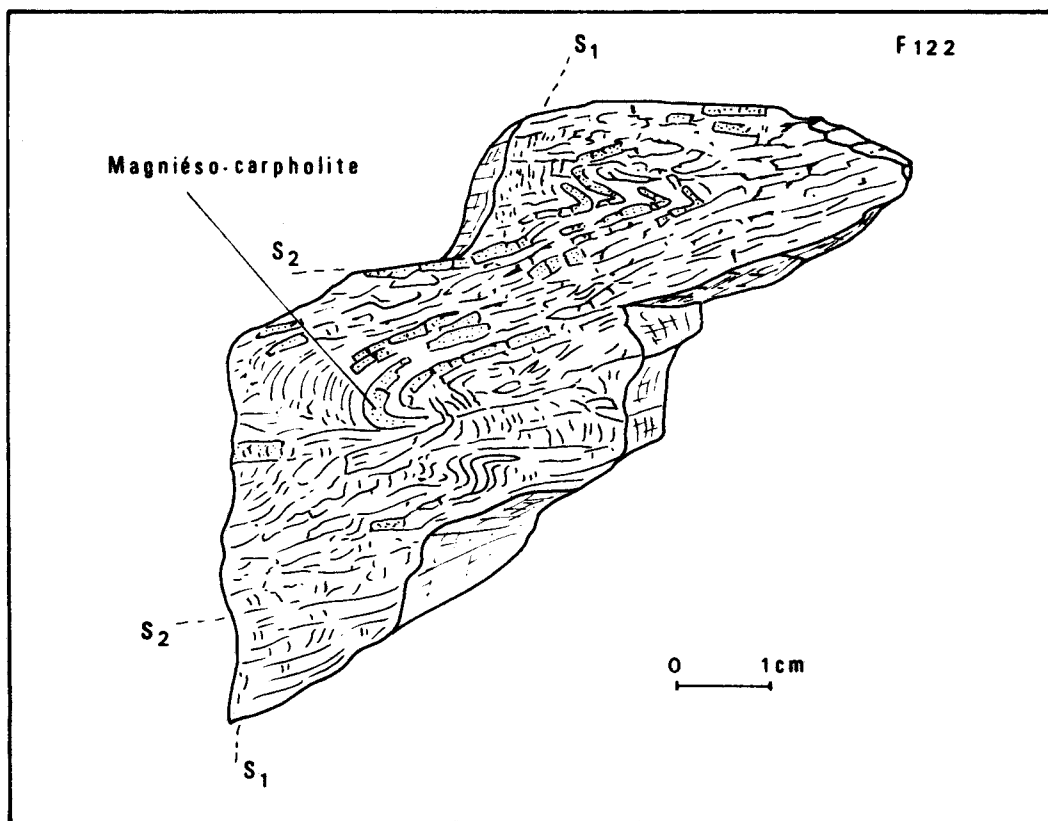


Fig. 164.- Caractéristiques miniestructurales des schistes à carpholites des phyllades d'Artemissia.

d₃. Des phyllades et quartzophyllades à chlorite, mica blanc et chloritoïde.

d₄. Même faciès que d₂.

Une faille F₁ correspond à un brusque changement dans le pendage de la schistosité.

d₅. Des phyllades et quartzophyllades.

d₆. Des passées calcaires très recristallisées dessinant un pli isoclinal admettant S₂ comme plan axial.

d₇. Des quartzites micacées ou quartzophyllades à grenat, chloritoïde, mica blanc, chlorite, épidote et sphène.

d₈. La série de phyllades est brutalement interrompue par une masse de calcaires de Tripolitza broyés, de faible largeur et effondrée entre deux failles F₂ et F₃.

d₉. A l'Ouest de ces calcaires affleurent des phyllades plus ou moins riches en bancs de lentilles de calcaires noirs ou beiges, recristallisés et azoïques. Cette association a déjà été décrite lors de l'étude des phyllades d'âge Permien de Karveli.

F₄. Une faille en extension ou un contact chevauchant redressé.

d₁₀. Calcaires et dolomies de Tripolitza.

Les trois profils précédents nous montrent qu'affleure, au niveau d'Artemissia, une série

essentiellement détritique très épaisse, contenant un volume faible de détritique grossier sous forme de conglomérats à galets de quartzites. L'essentiel de la série est formé par une association de métapelites et de métagrès à matrice pélitique. L'intensité des déformations et de la recristallisation rend aléatoire toute comparaison avec les faciès flysch ou molasse.

Les conglomérats polygéniques siliceux à galets de quartzite constituent un lien faciologique et lithostratigraphique avec les phyllades du Mt. Trules (cf. fig. 155).

L'analyse tectonique montre une histoire structurale polyphasée avec deux phases de déformations intimes comme le confirme l'examen de l'échantillon F 122 (fig. 161 et 164). Celui-ci montre une schistosité de flux S_1 reprise par une schistosité S_2 . La genèse de cette schistosité S_2 est synchrone de la cristallobastèse de phénoblastes de carpholite, dont les plus précoces sont déformés ou fracturés. Dans la majorité des cas S_2 transpose totalement S_1 , c'est la schistosité régionale. Elle est parallèle aux variations lithologiques importantes.

Les profils et la carte de la figure 161 montrent enfin qu'outre ces deux phases de déformations génératrices de clivage, ces phyllades ont subi des déformations génératrices de plis décimétriques à métriques, postérieurs à S_2 et dont les axes ont une direction soit NS soit EW. Ces dernières phases de plissement ne sont pas accompagnées par la naissance de clivage.

Du point de vue structural ou métamorphique, les phyllades d'Artemissia sont donc tout à fait semblables aux phyllades de Sellasia d'âge Oligocène (Lekkas, 1980). Elles en diffèrent comme les phyllades du Mt Trules, par l'existence de passées de conglomérats polygéniques siliceux versicolores.

3. LES PHYLLADES DE JEORITSION.

Les schistes d'Artemissia se prolongent vers le Nord dans la région de Mesorrachi, au Sud et à l'Ouest de Jeoritsion (fig. 161). La coupe KLM m'a permis de relever l'association originale suivante de l'Ouest vers l'Est grossièrement (fig. 165):

a. Une masse épaisse de roches verdâtres, relativement massives et très grossièrement clivées. Il s'agit d'anciennes roches volcaniques transformées en prasinites et glaucophanites. Les paragenèses principales que j'y ai reconnues sont les suivantes :

- chlorite et albite poecilitique - quartz - glaucophane - amphibole bleu vert - épidote.
- plagioclase et calcite poecilitique - glaucophane - amphibole bleu vert - épidote - chlorite.
- glaucophane - amphibole bleu vert - chlorite ± épidote ± albite.

b_1 . Ces métavolcanites reposent sur des phyllades vertes.

b_2 . Plus bas des phyllades et quartzophyllades montrent clairement les traces d'une histoire structurale polyphasée. Ainsi l'échantillon C 388 (fig. 166) est affecté par une schistosité de flux S_1 , dont les plans sont soulignés par les chlorites, les stilpnomélanes et les grains de quartz nettement déformés et aplatis. La schistosité S_1 est plus ou moins transposée par une schistosité de fracture dans les horizons gréseux, de flux dans les horizons de phyllade. L'échantillon C 379 (fig. 167) illustre une troisième phase de déformation ayant plissé S_2 en miniplis décimétriques, légèrement anisopaques, déjetés vers le NE et admettant comme plan

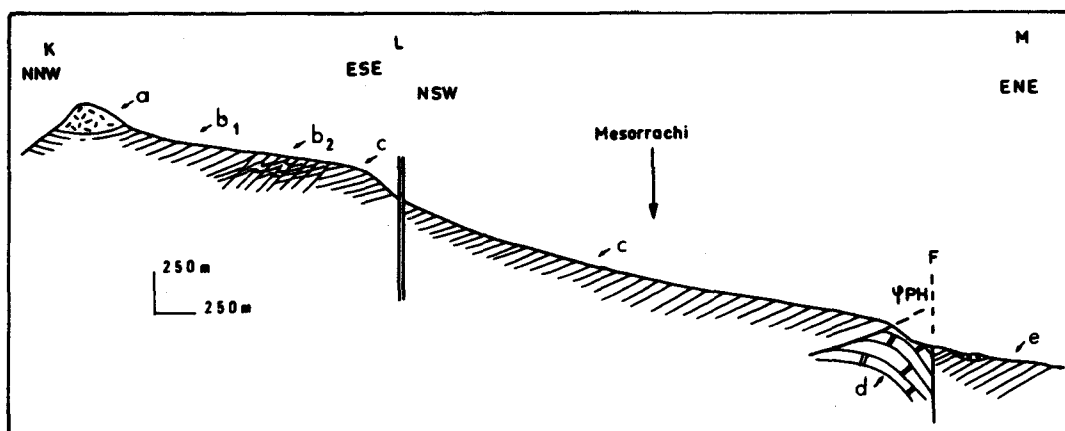


Fig. 165.- Coupe à travers les phyllades de Jeoritsion (coupe K.L.M., fig. 161). Caractéristiques structurales des phyllades de Jeoritsion.

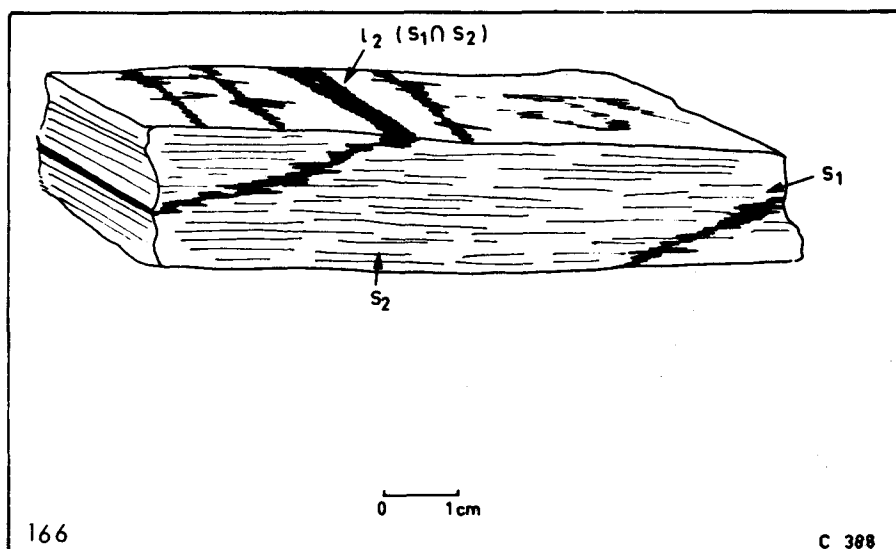


Fig. 166.- Schistes présentant les deux schistosités S_1 et S_2 . (Phyllades de Jeoritsion)

axial une schistosité S_3 . Leurs axes b sont parallèles aux linéations l_3 ($S_2 \wedge S_3$) et ont une direction moyenne N 330 (fig. 168). Les linéations l_2 ($S_1 \wedge S_2$) sont nettement plus dispersées (N 25 à N 355) (fig. 168).

c. Le long des pentes du Mesorrachi affleure une épaisseur considérable (1500 m) de phyllades, quartzophyllades dont certaines renferment du chloritoïde. Ces phyllades reposent anormalement sur des marbres ioniens (d) biseautés somitalement. Une faille F fait buter ces marbres contre des phyllades (e) se rattachant (?) au membre inférieur de la Formation de Lakkomata.

Ce profil a l'intérêt de montrer l'existence à l'intérieur de ces phyllades non datées de masses importantes de métavolcanites profondément transformées puisque aucune relique magmatique n'est visible, seules les caractéristiques géochimiques de ces roches permettent de penser

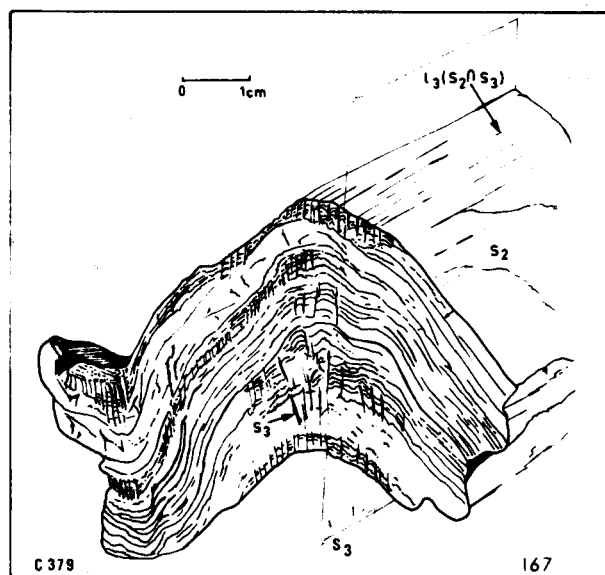


Fig. 167.- Miniplis congénères de la schistosité S_3 (Phyllades de Jeoritsion)

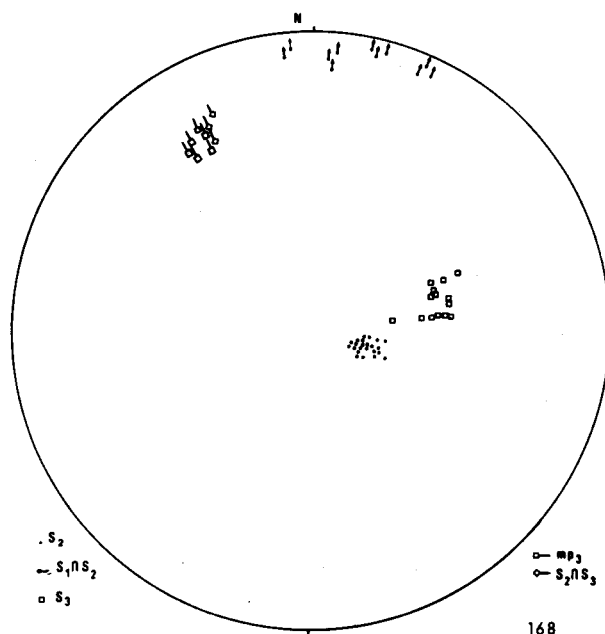


Fig. 168.- Stéréogramme des phyllades de Jeoritsion : (mêmes légendes que les fig. 157 et 160 A)

qu'il s'agit d'anciennes laves. En outre il fait apparaître à nouveau des paragenèses métamorphiques attestant l'existence d'un métamorphisme de haute pression et basse température, documenté cette fois à l'aide de matériaux volcaniques.

4. LES PHYLLADES DE GORANOS-ARNA.

Cette association de phyllades et de métavolcanites n'est pas unique dans le massif du Taygète, on la retrouve près des villages d'Arna et de Spartia d'une part (fig. 169) et à l'Ouest de Goranos (fig. 169).

a. Je décrirai tout d'abord deux coupes pratiquement N-S, tracées l'une (AB) au niveau de l'entrée orientale d'Arna, l'autre (CD) au Nord de Spartia (fig. 169). J'y ai relevé la succession suivante de bas en haut, et du Sud vers le Nord (fig. 170) :

a_1 . Des marbres ioniens verts à fantômes de globigérinidés tertiaires épigénisés par du quartz et de l'albite.

a_2 . Une zone de mélange tectonique traduisant le charriage des termes sus-jacents. Le détail de ce contact anormal a déjà été décrit (cf. fig. 82, 83 et 84).

a_3 . Une épaisseur très importante de schistes, micaschistes et quartzites. Ces roches qui dominant largement en volume, contiennent des passées lenticulaires de métavolcanites (essentiellement des glaucophanites) visibles à l'entrée de l'Arna, le long de la route Arna-Koutsouna et au Nord de Spartia.

Cette coupe expose à nouveau une association de phyllades et de métavolcanites comparables à celles signalées à l'Ouest de Jeoritsion, dont les paragenèses métamorphiques, appartiennent au faciès des schistes verts à amphiboles sodiques.

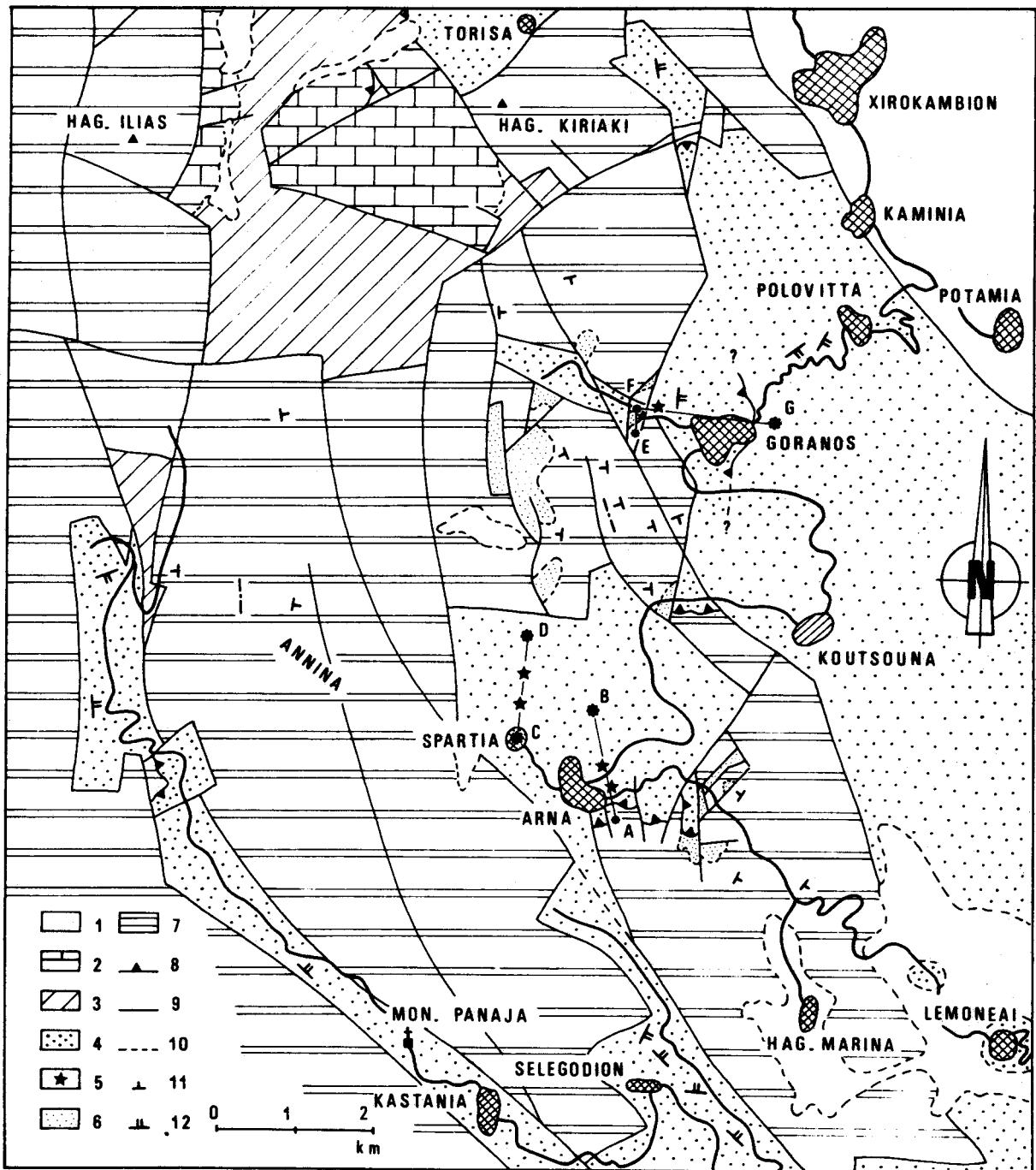


Fig. 169.- Carte des phyllades de Goranos - Arna.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies de la Formation de Lakkomata. - 3. Phyllades de la Formation de Lakkomata. - 4. Phyllades de Goranos - Arna. - 5. Métabasalte tholéitique. - 6. Flysch ionien. - 7. Marbres ioniens indifférenciés. - 8. Chevauchements. - 9. Failles. - 10. Contacts stratigraphiques. - 11. Pendage des plans de stratification. - 12. Pendage des plans de la schistosité 2 affectant les phyllades de Goranos - Arna.

b. Pour compléter l'étude de cette région je décrirai enfin deux coupes tracées au niveau de Goranos : EF et FG (fig. 169).

Le premier profil m'a permis de relever de bas en haut et du Sud vers le Nord (fig. 171) :

BUS
LILLE

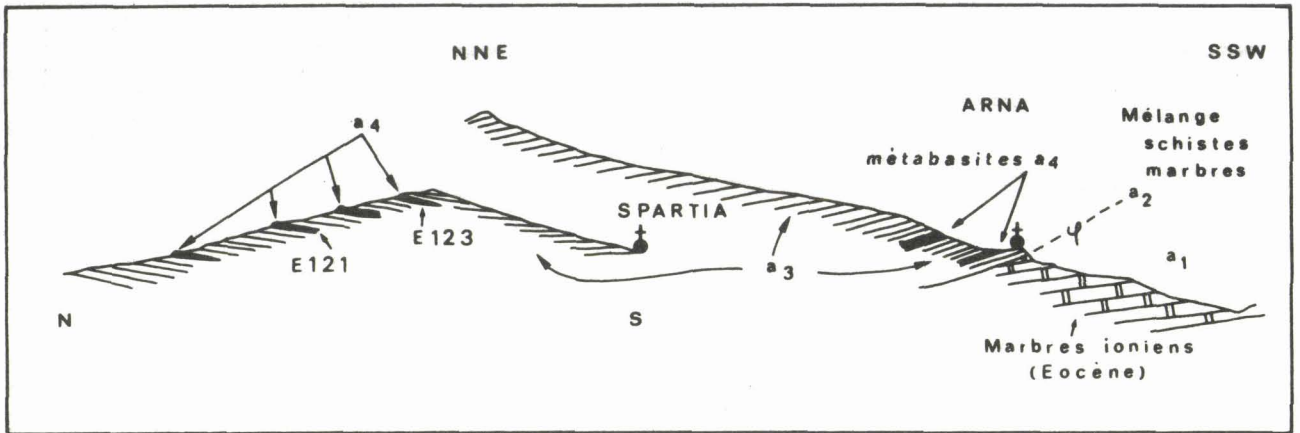


Fig. 170.- Coupe à travers les phyllades de Goranos - Arna à l'Est d'Arna et au Nord de Spartia (coupes AB et CD, fig. 169).

b₁. Des marbres ioniens à fantômes de globigérines tertiaires épigénisées en quartz et albite.

b₂. Le flysch ionien.

F₁ une faille normale fortement inclinée vers le Nord.

b₃. Des schistes caractérisés par l'existence d'une passée métaconglomératique. Il s'agit de métaconglomérat (à chloritoïde) polygénique (tous les galets sont siliceux) à phase de liaison gréso-pélitique. Certains galets siliceux rappellent de par leur couleur les galets siliceux des métaconglomérats du membre gréso-conglomératique de la Formation de Lakkomata. Mais les métaconglomérats de Goranos sont beaucoup plus recristallisés et déformés par aplatissement.

Le second profil FG (fig. 171) montre de l'Ouest vers l'Est :

b₃. Voir coupe précédente.

F₂ une faille normale subverticale.

b₄. Des schistes et quartzites à chloritoïde.

b₅. Des métaconglomérats tout à fait semblables à ceux de la subdivision b₃.

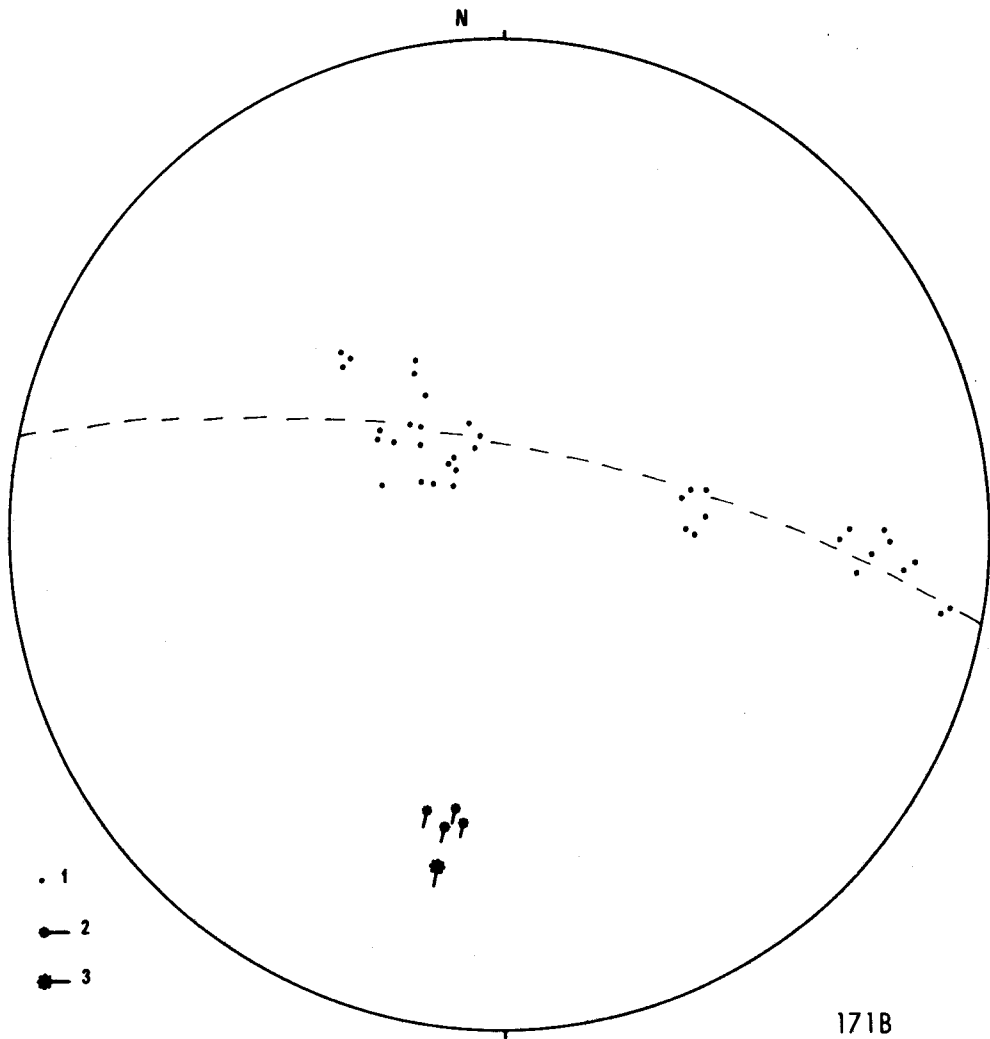
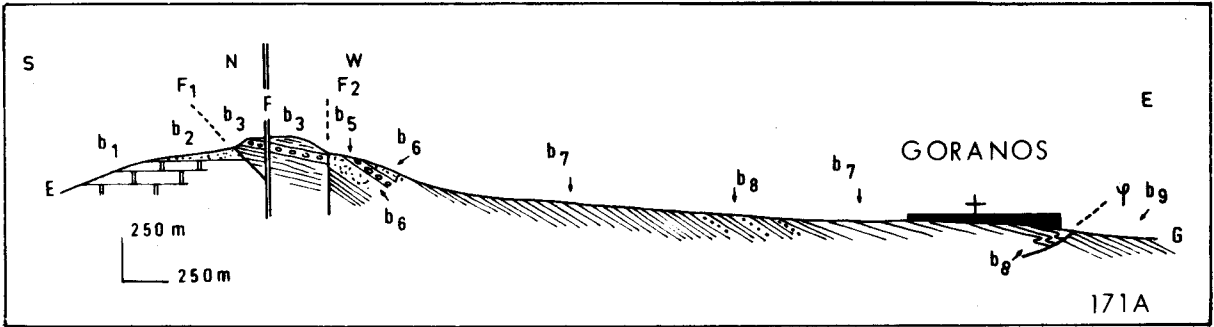
b₆. Des métavolcanites recristallisées en glaucophanites.

b₇. Venant apparemment sur les métavolcanites précédentes, une épaisseur très importante de schistes, micaschistes et quartzites fortement replissés.

b₈. Au sein de cette formation existe une passée relativement épaisse où alternent régulièrement des chlorito-schistes et séricitoschistes d'une part et des quartzites micacés à chloritoïde. d'autre part. Cette alternance évoque évidemment un faciès flysch ou molasse.

b. A la sortie orientale de Goranos on repère relativement facilement une série de zones broyées jalonnant un contact anormal assez plat. Les phyllades intactes montrent d'assez nombreux miniplis décimétriques. La direction des axes b (N 190) de ces miniplis est en bon accord avec l'axe B construit à partir des pôles de la schistosité. Ces miniplis peuvent s'interpréter comme des miniplis d'entraînement nés lors du cisaillement (fig. 172).

b₉. Schistes, micaschistes, quartzites.



171B

BUS
LILLE

Fig. 171 A.- Coupe à travers les phyllades de Goranos - Arna à l'Ouest de Goranos (coupes E.F.G., fig. 169).

Fig. 171 B.- Stéréogramme des phyllades affleurant à l'extrémité orientale de Goranos.

1. Pôles des plans de schistosité 2. - 2. axe b des miniplis postérieur à S_2 , sans schistosité associée.
- 3 axe calculé.

Dans la région de Goranos-Arna affleure une série épaisse de schistes épizonaux essentiellement métasédimentaires. Cette puissante série détritique (conglomérats, grès et pélites) renferme des coulées volcaniques dont nous tenterons de déterminer ultérieurement les caractéristiques géochimiques. Du point de vue structural son histoire est tout à fait comparable à celle des phyllades d'Artemissia.

D. CONCLUSION.

L'ensemble des observations stratigraphiques, structurales et métamorphiques que j'ai pu effectuer dans le massif du Taygète implique donc un plan d'organisation des phyllades sl. conforme au modèle proposé par Lekkas (1980).

1. Les phyllades sl. sont totalement allochtones sur le parautochtone ionien méso-cénozoïque du massif du Taygète. Bien que datées p.p. de l'Oligocène les phyllades du Système Cristallin Principal sont allochtones. En effet ayant subi postérieurement à l'oligocène (Lekkas, 1980) un métamorphisme de degré schistes verts à glaucophane (cf. chapitre III de cette même 3^{ème} partie), leur repos direct sur les séries ioniennes non métamorphiques (Thiebault et coll., 1980) (fig. 172, cf. 2^{ème} partie, fig. 124) implique leur chevauchement sur ces dernières postérieurement à ce métamorphisme d'âge alpin. En outre ces phyllades du Système Cristallin Principal ont subi deux phases de déformation ayant donné naissance à deux schistosités régionales, alors que leur soubassement tectonique ionien n'a subi qu'une phase de déformation génératrice d'une seule schistosité ayant un développement régional. Chevauchant ces phyllades du Système Cristallin Principal, ou directement les marbres ioniens, étant plus anciennes (permo-Trias) que les séries ioniennes, les séries du Complexe de Lakkomata sont évidemment allochtones

2. Les phyllades sl. se subdivisent en deux unités. J'ai montré leur superposition anormale au SW de Lakkomata et au Nord de Voutiani. Ce sont de bas en haut (fig. 172) :

a. Le Système Cristallin Principal formé essentiellement de schistes, micaschistes, phyllades, métaconglomérats et metabasites (metabasaltés tholeitiques, cf. chapitre II de cette même 3^{ème} partie). Il affleure près des villages de Sellasia, Voutiani, Jeoritsion, Artemissia, Goranos, Arna et Spartia. Les schistes précités ont subi une recristallisation métamorphique poussée, correspondant au faciès schistes verts à glaucophane (cf. chapitre III de cette même 3^{ème} partie). - L'histoire structurale de cette unité inférieure est polyphasée (cf. supra).

b. Le Complexe de Lakkomata dans lequel j'ai pu distinguer :

b₁. La Formation de Lakkomata formée d'un membre phyllade épais recouvert en concordance par sa couverture carbonatée triasique que j'interprète comme la base de la série de Gavrovo-Tripolitza.

b₂. Les phyllades d'Hagios-Analipsis datées paléontologiquement du Djulfien inférieur.

b₃. Les phyllades de Karveli datées paléontologiquement du Murghabien supérieur - Djulfien.

b₄. Les phyllades d'Ano-Sellitsa datées paléontologiquement du Murghabien supérieur à Permien terminal.

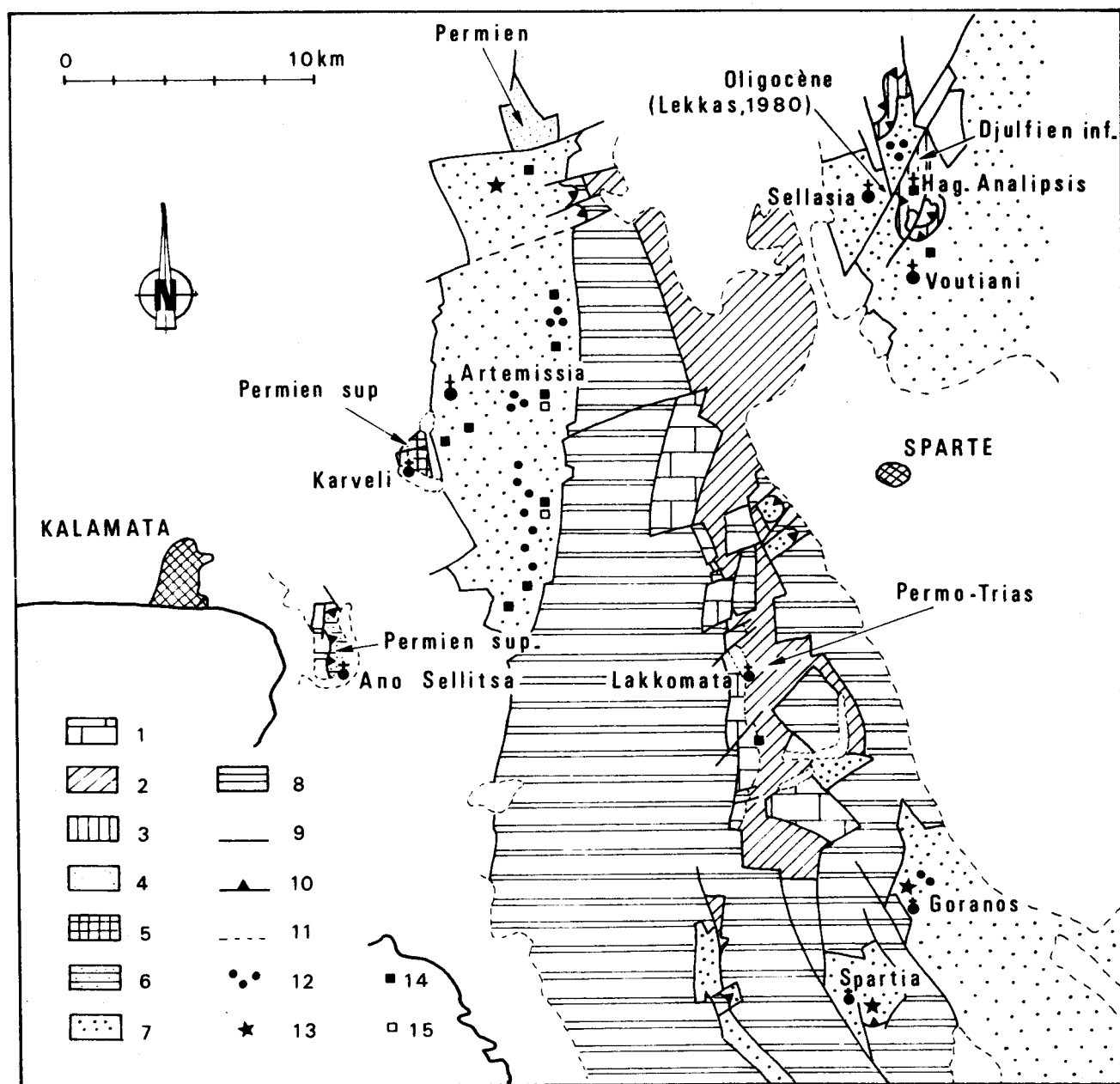


Fig. 172.- Carte synthétique des phyllades sl. du Massif du Taygète.

1. Membre carbonaté de la Formation de Lakkomata. - 2. Membre phyllade de la Formation de Lakkomata. - 3. Phyllades permiennes d'Hagios Analipsis - 4. Phyllades permiennes d'Agoriani (cf. Marinou et Reichel, 1958). - 5. Phyllades permiennes de Karveli. - 6. Phyllades permiennes d'Ano Sellitsa. - 7. Phyllades du Système Cristallin Principal : phyllades du Mt Trules, de Sellasia, de Voutiani, d'Artemissia, de Jeoritson et de Goranos - Arna. - 8. Série ionienne indifférenciée. - 9. Failles. - 10 Chevauchements. - 11. Contacts stratigraphiques. - 12. Conglomérats polygéniques siliceux. - 13. Métabasalts tholéitiques. - 14. Chloritoïde. - 15. Carpholite.

Tous ces niveaux ont subi une histoire structurale polyphasée comparable à celle du Système Cristallin Principal. Mais ici la seconde phase de déformation régionale a été suffisamment faible pour ne provoquer qu'une transposition partielle de la première schistosité.

Enfin les matériaux constituant cette unité ont subi un métamorphisme très faible de type basse température - basse (?) pression et d'âge alpin.

3. Ces deux unités s'opposent donc par l'intensité de leur métamorphisme et des déformations qui les affectent, par leur stratigraphie (Système Cristallin Principal : cénozoïque p.p., Complexe de Lakkomata : permo-triasique). Chaque fois qu'il a été possible de l'observer, leur surface de contact s'est révélée d'origine tectonique. Par conséquent elles constituent deux nappes totalement allochtones vis à vis du parautochtone ionien (d'où la désignation les "nappes des Phyllades") : la nappe de Lakkomata et la nappe inférieure ou Système Cristallin Principal (fig. 172).

La mise en place de ces deux nappes est postérieure à l'Oligocène inférieur (datation la plus récente dans le parautochtone ionien, Bizon et Thiebault, 1974) et à un certain Oligocène (Lekkas, 1980). Elle est en outre postérieure au métamorphisme et aux phases de déformation régionales les affectant, eux-mêmes postérieurs à ce certain Oligocène (Lekkas, 1980).

4. Dans ce massif du Taygète le Complexe de Lakkomata rassemble toutes les "formations" cohérentes par leur âge (permo-Trias) et leur lithostratigraphie. La stratigraphie de la Formation de Lakkomata amène à l'interpréter comme le soubassement stratigraphique des séries carbonatées méso- cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza.

5. Quant au Système Cristallin Principal, sa datation de l'Oligocène près de Sellasia (Lekkas, 1980) et sa position structurale inférieure conduisent à l'interpréter comme une nappe de métaflysch ionien (Lekkas, 1980). Il apparaît néanmoins que certaines masses de matériaux interstratifiés dans cet ensemble ont des lithofaciès inconnus dans le flysch ionien du massif du Taygète ou d'Epire-Akarnanie et par conséquent posent problème.

L'étude systématique menée précédemment m'a montré que dans un édifice abondamment clivé par une même tectonique tertiaire, les critères métamorphiques et structuraux deviennent secondaires et d'utilisation très délicate sinon dangereuse lors d'un processus de restauration stratigraphique. Les discriminations qu'ils permettent de faire doivent s'effacer devant, évidemment, les datations directes mais aussi les analogies faciologiques et lithostratigraphiques.

Dans cette réflexion au second degré il me paraît donc raisonnable de ne pas accorder à cette datation oligocène locale une valeur inductrice aussi amplifiante que celle que lui confère son auteur (Lekkas, 1980).

Pour étayer cette idée, je rappellerai l'existence au sein des phyllades d'Artemissia de conglomérats polygéniques siliceux versicolores. Ces conglomérats contiennent uniquement des galets de roches siliceuses : quartz, quartzites et métapsammites, plus quelques rares petits galets de schistes. Je signalerai des conglomérats identiques au sommet du Mt Trules (fig. 154, et 155) et près de Chrisafa.

Il existe des conglomérats dans le flysch ionien d'Epire-Akarnanie, ils ne sont jamais du type polygénique siliceux (I.F.P. et I.G.R.S., 1966 ; Desprairies, 1977 et 1979). La quasi totalité de ces conglomérats est polygénique et riche en galets de calcaires. Ce dernier caractère est logique puisqu'ils sont alimentés par le démantèlement des séries sédimentaires d'âge mésozoïque ou cénozoïque où dominent des carbonates. Les passées siliceuses radiolaritiques qu'elles contiennent sont trop peu importantes volumétriquement pour donner naissance à des conglomérats polygéniques uniquement siliceux.

Par contre dans les zones alimentatrices du flysch ionien, d'Epire-Akarmanie les roches magmatiques de la Nappe des "roches vertes" peuvent jouer un rôle important. Or je ne connais pas de galets de roches magmatiques dans les métaconglomérats du Système Cristallin Principal.

Par ailleurs de tels conglomérats polygéniques siliceux sont connus d'une part dans la partie inférieure (d'âge Permien inférieur à moyen) de la Formation "Fodele Schichten" du sous-bassement permo-triasique des "Plattenkalk" crétois (Epting et coll., 1972) d'autre part dans les séries triasico-paléozoïques d'Attique (Dereuder, 1973 ; Clément, 1976).

L'existence de ces conglomérats polygéniques siliceux versicolores dans le Système Cristallin Principal pourrait donc être un premier indice de la présence de matériaux d'âge triasico-paléozoïque au sein de celui-ci.

Or il existe aussi dans ces phyllades d'Artemissia des passées relativement épaisses de schistes, micaschistes et quartzites riches en chloritoïde. Ces lithofaciès peuvent d'ailleurs être associés aux métaconglomérats précédents. Je signalerai de telles roches riches en chloritoïde (\pm carpholite) dans les micaschistes du Mt Trules, dans les quartzites au Nord de Voutiani, dans les schistes associés aux metabasites de Goranos et d'Arna-Spartia (fig. 172), dans certains schistes et quartzites de Dafni et du dôme de Lira (cf. fig. 192).

Or le chloritoïde est un bon marqueur géochimique. Il ne peut se former que dans des roches pauvres en alcalins et en calcium, ayant un rapport $\frac{Mg}{Fe^{++}}$ relativement faible et riches en alumine et en fer (Halferdahl, 1961 ; Deer et coll., 1962 ; Winkler, 1965 ; Hoschek, 1967). On explique souvent la richesse en alumine de tels métasédiments terrigènes par une richesse corrélative de leur fraction argileuse primitive en kaolinite, minéral particulièrement riche en alumine (Sagon, 1965). Un certain nombre d'analyses chimiques de schistes à chloritoïde du massif du Taygète (Région d'Artemissia) confirme ces affirmations. Les figures 173 A, B et C illustrent clairement leur richesse en aluminium, leur pauvreté en alcalins (fig. 173 A), en calcium (fig. 173 B), la variabilité du rapport $\frac{Fe\ tot}{MgO}$ liée à l'existence soit de glaucophane soit de carpholite (fig. 173 C). La figure 174 A indique une tendance magnésio-potassique associée à un indice de basicité (selon De la Roche, 1966) faible à très faible (inférieure à 40). Toutes ces observations tendent à prouver le rôle de la kaolinite dans les sédiments à l'origine de ces schistes (De la Roche, 1966).

Il n'est pas inintéressant de souligner que l'on retrouve les mêmes caractères pour les schistes à chloritoïde (avec ou sans carpholite) des phyllades de Crète (étudiées par Seidel et coll., 1975 ; Seidel, 1978) : tendance magnésio-potassique et très faible indice de basicité (fig. 174 B). Or ces phyllades crétoises sont datées du Paléozoïque au Trias (Krahl et coll., 1981).

Cette kaolinite se serait formée par altération poussée (monosiallisation) sous un climat laterisant.

Or les analyses sédimentologiques de Desprairies (1977-1979) ont montré que la kaolinite est pratiquement toujours absente du cortège argileux des roches des différents ensembles lithologiques du flysch ionien d'Epire-Akarmanie. Le spectre des minéraux argileux contenus dans

les roches détritiques de ce flysch ionien est remarquablement homogène : chlorite + illite + smectite . D'après l'auteur précité cette association traduit un faible degré de maturité des sédiments terrigènes, lié à l'existence de paléoreliefs importants et d'une érosion très vive, empêchant ainsi une altération plus poussée sous un climat pourtant latérisant.

Par conséquent si la richesse relative en chloritoïde de certains schistes non datés du Système Cristallin Principal traduit bien une richesse initiale en kaolinite, ces schistes non datés et le flysch ionien d'Epire-Akarnanie ne se sont pas déposés dans les mêmes conditions paléogéographiques. Le flysch ionien d'Epire-Akarnanie est déposé durant une période de tectorogénèse active, génératrice de reliefs importants, dont l'effet accélérateur sur l'érosion empêcha une maturation poussée des sédiments argileux (Desprairies, 1977).

Les schistes riches en chloritoïde du Système Cristallin Principal se seraient déposés durant une période marquée par une orogénèse beaucoup plus modérée et corrélativement une érosion faible, suffisamment faible pour permettre aux altérations continentales de progresser jusqu'à la kaolinisation. L'hypothèse d'un âge oligocène pour ces schistes riches en chloritoïde implique donc une diminution importante de l'activité tectorogénique à cette époque dans les zones externes depuis la Grèce continentale vers le Péloponnèse et la Crète. Elle implique en outre un apport important en kaolinite que l'on devrait en toute logique déceler dans le flysch de Gavrovo de même âge. Les quelques analyses minéralogiques effectuées dans le flysch oligocène de Gavrovo des Mt Lapithos (Maillot, 1970) ont mis en évidence un spectre argileux monotone : 60% illite - 30% chlorite - 10% vermiculite. Ce spectre est tout à fait identique à celui mis en évidence dans les couches de passage du flysch de Tripolitza près d'Andritsaina ou dans ce flysch lui même (Mania, 1970). Je rappellerai que la présence de vermiculite est souvent l'indice d'une instabilité tectonique chronique (Blanc - Vernet et coll., 1979) c'est-à-dire de conditions antinomiques avec celles impliquées par l'hypothèse précédente. La très faible maturité des sédiments du flysch de Gavrovo en Péloponnèse se trouve confirmée par l'étude des grès de ce flysch oligocène près de Kyparissia (Mansy, 1969 et 1971). Ces arkoses contiennent en effet 57 à 61% de feldspaths (29 à 33% de feldspaths potassiques et 28% de feldspaths plagioclases).

L'hypothèse d'un âge triasico-paléozoïque pour ces schistes riches en chloritoïde n'implique, quant à elle, aucune singularité paléogéographique. Il existait en effet à cette époque un climat latérisant et une certaine stabilité des aires continentales permettant une altération poussée donnant naissance à des profils évolués riches en kaolinite et susceptibles d'avoir alimenté après démantèlement :

a. les "schistes" permo-carbonifères d'Attique (zone pélagonienne) étudiés par Dereuder (1973) renfermant pratiquement tous de la kaolinite en quantité relativement importante.

b. les bauxites de karst, antécarniennes, déposées sur la surface tronquant la formation Sises - Schichten du soubassement permo-triasique des "Plattenkalk" crétois (Epting et coll., 1972).

L'existence de schistes hyperalumineux à chloritoïde dans le Système Cristallin Principal

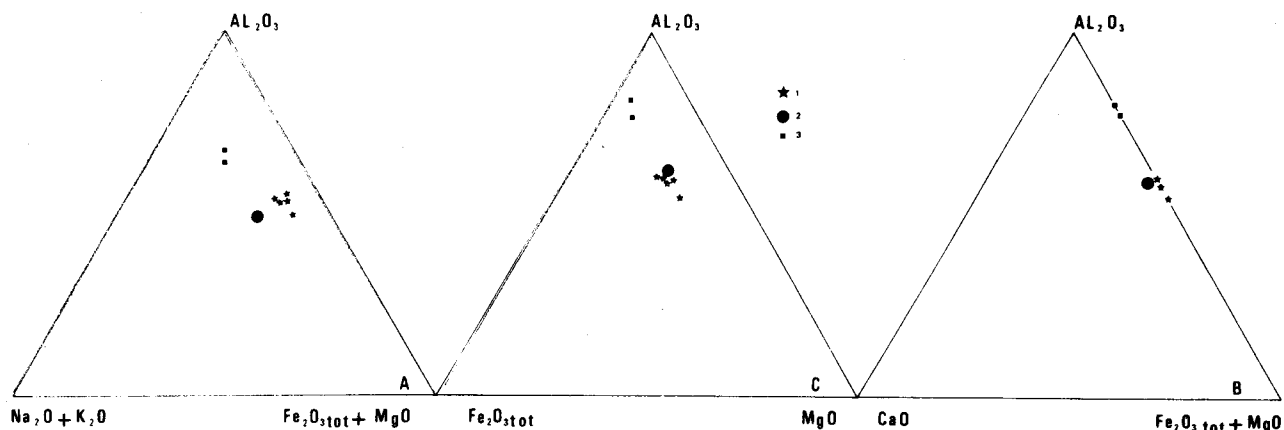


Fig. 173.- Composition chimique des schistes à chloritoïde du Système Cristallin Principal dans les diagrammes $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O - Fe_2O_3 \text{ tot.} + MgO$ (A), $Al_2O_3 - Fe_2O_3 \text{ tot.} - MgO$ (B) et $Al_2O_3 - CaO - Fe_2O_3 \text{ tot.} + MgO$ (C).

1. Chloritoïde + carpholite. - 2. Chloritoïde + glaucophane. - 3. Chloritoïde seul.

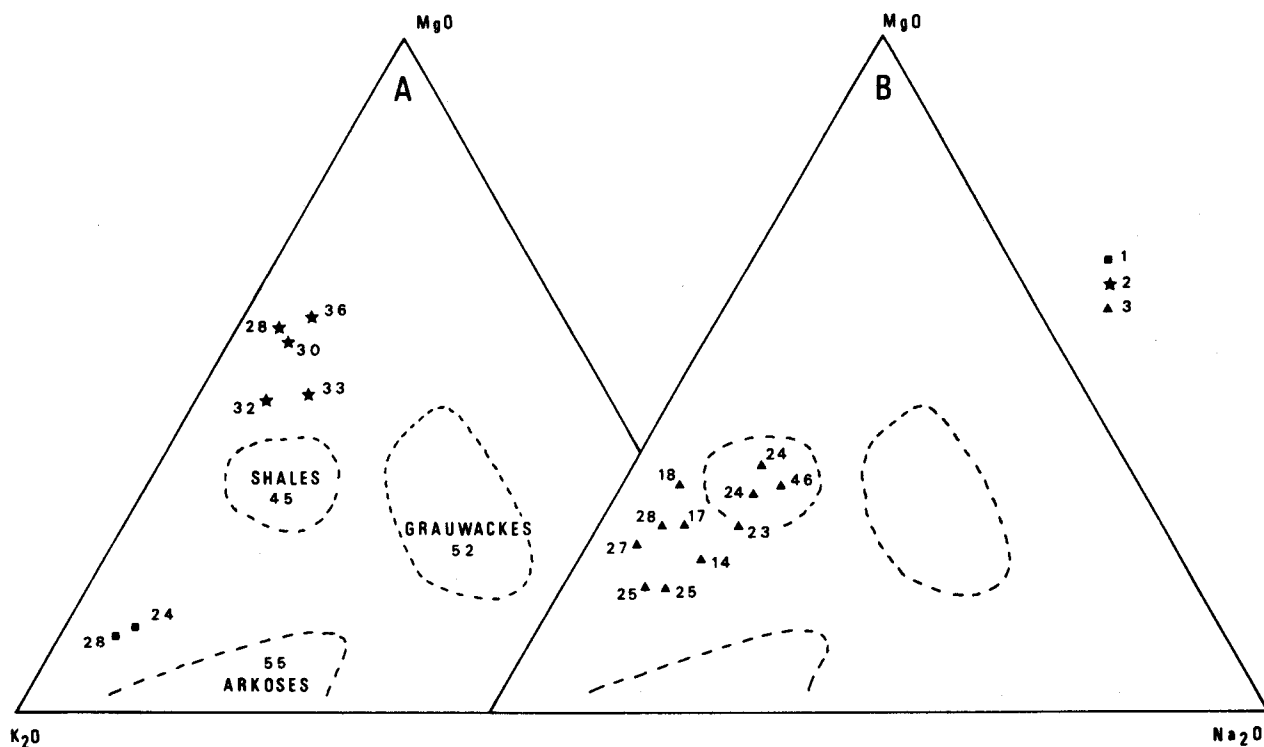


Fig. 174 A et B.- Composition chimique des schistes à chloritoïde seul (1), à chloritoïde + carpholite (2) du Système Cristallin Principal en Péloponnèse méridional, et des schistes à chloritoïde de la Nappe des Phyllades de Crête (3) (d'après les données de Seidel, 1978) dans le diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$. Le nombre placé à côté de chaque point représentatif correspond à l'indice de basicité de la roche correspondante selon De la Roche (1966).



serait donc un second indice de la présence de matériel triasico-paléozoïque dans celui-ci. Reste un dernier lithofaciès singulier dans ce Système Cristallin Principal. Il s'agit des métabasites tholéitiques de Jeoritsion, Goranos, Arna-Spartia (fig. 172) et des métabasites de Chrisafa (fig. 190).

Les effusions volcaniques sont inconnues durant le dépôt de tous les flyschs des externides : flysch pindique, flysch de Gavrovo-Tripolitza, flysch ionien d'Epire-Akarnanie et du massif du Taygète.

L'hypothèse d'un âge oligocène pour ces métabasites implique :

- soit un changement important des conditions géodynamiques internes dans ce secteur des externides durant le dépôt du flysch ionien. Cette éventualité ne doit pas être négligée. En effet la très grande épaisseur du flysch du Synclinal d'Epire-Akarnanie (sous-zone ionienne interne et sous-zone de Gavrovo) matérialise une subsidence importante et très brutale. Compte tenu des corrections liées à la compaction (Sclater et Christie, 1980) et à la surcharge sédimentaire (Steckler et Watts, 1978) cette subsidence est de l'ordre de 0,8 km en 8 m.a. environ, dans la sous-zone de Gavrovo (où il est possible de l'évaluer en négligeant malgré tout le problème difficilement soluble de l'évolution de la profondeur d'eau). Une telle subsidence peut tirer son origine (Mc Kenzie, 1978 ; Sclater et Christie, 1980 ; Sclater et coll., 1980) d'un étirement de la lithosphère avec remontée de l'asthénosphère. Un tel amincissement en extension pourrait évidemment s'accompagner de montée de laves. Mais aucune observation dans la sous-zone de Gavrovo, pourtant impliquée, ne vient corroborer cette première thèse.

- soit l'existence d'olistolithes issus de la nappe des roches vertes. De tels olistolithes sont inconnus dans le flysch ionien d'Epire-Akarnanie. On en connaît par contre dans le flysch beaucoup plus interne du Pinde étolique (Beck, 1975 et 1980). Mais là encore l'absence de dépôts identiques dans le flysch immédiatement plus interne (sous-zone de Gavrovo) rend cette dernière explication tout à fait improbable.

L'hypothèse d'un âge triasico-paléozoïque pour ces métabasites ne pose aucun problème de cet ordre. En effet cette période est caractérisée par des conditions géodynamiques internes propres à la mise en place d'intrusions basiques ou à une activité volcanique notable, je citerai :

- Le Gabbro Permien de Jabalnica en Yougoslavie (Charvet, 1978).
- Les basaltes alcalins (Paléozoïque supérieur) de la série du Teke Dere de Turquie (De Graciansky, 1972).
- Les basaltes tholéitiques (anté-Trias supérieur) de Locride dans la zone pélagonienne hellénique (Verriez, 1980).
- Les basaltes tholéitiques permien (permo-triasiques ?) de Fili, zone pélagonienne hellénique (Clément et Lapière, 1980).
- Le volcanisme triasico-paléozoïque de la plate-forme saharienne (Busson et Burolet, 1973).
- Le volcanisme triasique des Dinarides sl. (Celet et coll., 1976 ; Bebien et coll., 1978 ; Ardaens, 1978 ; Ardaens et coll., 1979 ; Courtin, 1979 ; Berard Bergery, 1980).

Je soulignerai enfin que ces metabasites du Système Cristallin Principal s'intercalent dans des séries présentant des passées de conglomérats polygéniques siliceux versicolores (Goranos) et des micaschistes et quartzites à chloritofide (Goranos, Arna-Spartia, Jeoritsion).

Il existe donc des indices, non négligeables, de l'existence de masses de matériaux triasico-paléozoïques au sein du "Système Cristallin Principal".

Ayant atteint ici les limites de mon raisonnement, je vais confronter ce modèle aux observations faites dans le massif du Parnon (surtout sa partie méridionale).

II. LES NAPPES DE PHYLLADES DU MASSIF DU PARNON : CONFIRMATION ET AMÉLIORATION DU MODÈLE D'INTERPRÉTATION PRÉCÉDENT

Je débiterai la description des phyllades sl. du massif du Parnon et de sa prolongation méridionale par celle de la première formation définie au sein de celles-ci par Ktenas (1924).

A. LES "COUCHES DE TYROS" (À TYROS).

Dès 1924, Ktenas définit, près du village de Tyros au Nord de Léonidion (fig. 124), la formation dite "Couches de Tyros" sous-jacente à la formation de Tripolitza. Ces "Couches de Tyros" sont formées par la succession suivante de bas en haut (fig. 173, d'après Ktenas, 1924, p. 61 à 63).

1. Schistes argileux gris et ardoises violettes avec de rares intercalations de couches tuffiques (80 m).
2. Porphyrite à labrador, verte et très compacte (30 m).
3. Tufs schisteux violets (6 m)
4. Marbres blancs saccharoïdes à intercalations de barytine (4 à 10 m).
5. Schistes et tufs violets et verts à fragments de roches massives (4 m).
6. Schistes argileux gris lustrés.
7. Schistes et tufs semblables à la subdivision 5.
8. Schistes et grès rouges (Werfénien ?) 0-5 m.

Cette formation est recouverte par :

9. Les couches inférieures (calcaires blancs dolomitiques) d'âge triasique des calcaires de Tripolis.

Ktenas (1924) ne discuta pas en détail la signification du contact entre les dolomies triasiques de Tripolitza et la formation de Tyros dans la région de Léonidion. Parallélisant les porphyres précédents, avec les porphyres verts de Krokee, puis avec les quartz-kératophyres du Parnes il propose un âge permo-triasique pour les couches de Tyros (Ktenas, 1924). La découverte ultérieure d'un calcaire marneux à Fusulinidés associé à des couches de tuf et de grès au Nord de Molaf confirma l'appartenance de ces couches de Tyros (pro parte) au Paléozoïque (Ktenas, 1926).

Lors des levés de la carte géologique à 1.50 000 de Paralion Astros, Tataris et Marangoudakis (1966) mirent en évidence, un contact transgressif des calcaires de Tripolitza sur la formation de Tyros. Ils individualisèrent d'autre part la base des dolomies de Tripolitza en

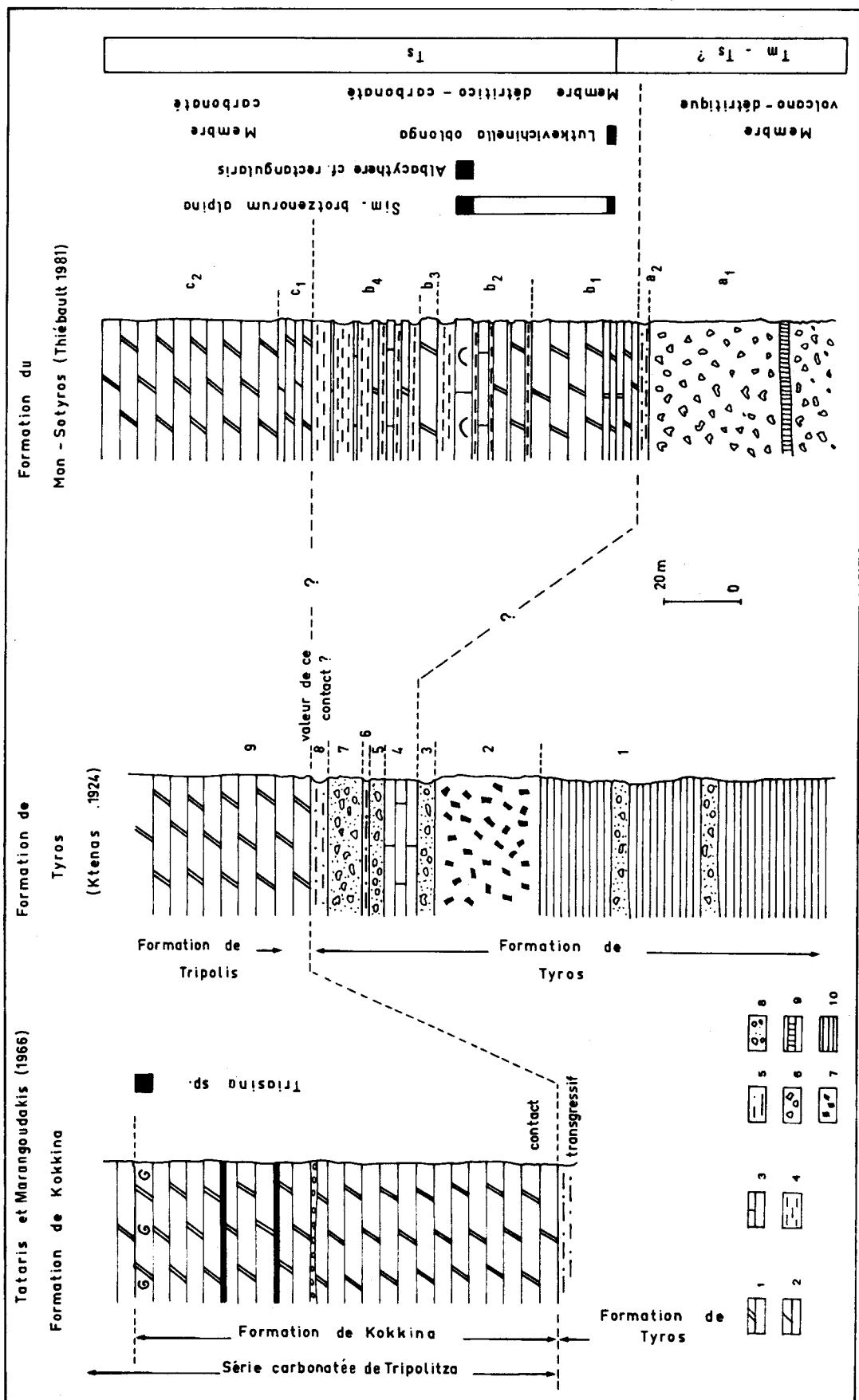


Fig. 175.- Les formations de Kokkina, de Tyros et du Monastère Sotyros dans le massif du Parnon.
 1. Dolomies. - 2. Calcaires dolomitiques. - 3. Calcaires. - 4. Marnes. - 5. Schistes et grès. - 6. Pyroclastites et tuffites. - 7. Porphyres vert antique. - 8. "Tufs" schisteux. - 9. Porphyres verts ou violets. - 10. Schistes argileux.

SUS
LILLE

une formation dite de Kokkina, formée d'une association de carbonates riches en ankérite, de dolomies, de calcaires, de marnes et de pyroclastites. Le sommet de cette formation est daté par *triasina* sp. du Norien-Réthien (fig. 175). Reprenant l'étude de ce problème, Lekkas et Papanikolaou (1978) décrivent un passage stratigraphique progressif. Pour ma part j'ai examiné ce contact et le considère comme difficilement interprétable. Il est nettement repris et compliqué par une faille le long de la route Leonidion-Astros.

B. LA FORMATION DU MONASTÈRE SOTYROS.

L'étude de la région au Nord de Molaf va me permettre de préciser les relations existant entre des terrains volcaniques et détritiques des couches de Tyros et les dolomies sus-jacentes.

1. DESCRIPTION DE LA FORMATION DU MONASTÈRE SOTYROS.

Des relevés faits en différents points A, B, C, fig. 176) de la colline se dressant immédiatement à l'Est du Monastère Sotyros m'ont permis de reconstituer la succession suivante de bas en haut et du SE vers le NW, fig. 175 et 177) (cf. Thiébault et Kozur, 1979).

a. UN MEMBRE VOLCANIQUE ET DETRITIQUE.

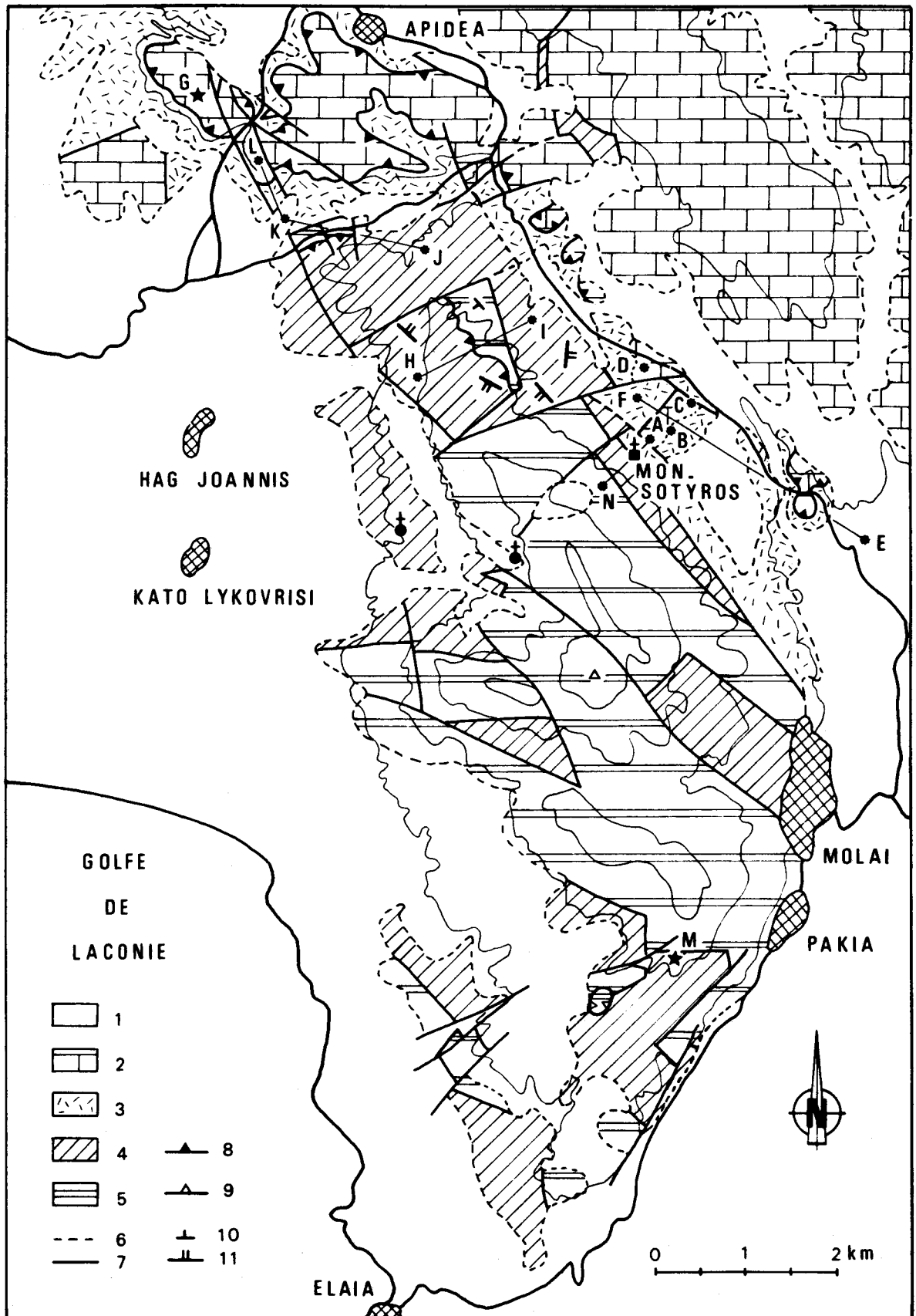
a₁. Une épaisseur importante de pyroclastites ou tuffites (Lebas et Sabine, 1980) vertes très altérées (Plagioclase séricitisé, chlorite, Stilpnomelane ?, mica blanc, calcite et quartz) au sein de laquelle affleurent des passées peu épaisses de roches effusives porphyriques. En lame mince, elles montrent dans une mésostase cryptocristalline des phénocristaux de plagioclases (presque tous albitisés) très altérés, des reliques de clinopyroxène partiellement ou totalement remplacés par des agrégats de chlorite, calcite et épidote.

a₂. 3 m environ d'une roche grossièrement clivée, verdâtre, renfermant : plagioclase altéré, quartz, mica blanc, chlorite et calcite. Il s'agit vraisemblablement d'un grès arkosique à phase de liaison périto-carbonatée. Cet horizon passe vers le haut à une dizaine de centimètres de schistes violets peu indurés.

b. UN MEMBRE DETRITICO-CARBONATE.

b₁. Une trentaine de mètres de calcaires et dolomies à patine jaunâtre à la base, reposant en concordance sur le membre précédent, sans intercalation de mylonites. Les premiers bancs de carbonates sont gréseux. Deux bancs plus calcaires d'isocalcarénites gréseuses(α) ou de biocalcarénites recristallisées à gastéropodes et débris de lamellibranches (β) m'ont livré une riche microfaune d'ostracodes (dét. Kozur) : *Bisulcoocypris* n. sp., *Simeonella brotzenorum alpina* Bunza et Kozur, *grammicythere* n. sp., aff. *hungarica* (Kozur), *Lutkevichinella oblonga* Kozur, *Lutkevichinella* sp., *Speluncella* sp., *Darwinula* ? sp. et *Cypridocypina* indet.

b₂. Une alternance irrégulière de dolomies et calcaires gris-jaunâtre d'une part et de marnes (phyllades ?) peu indurées, violettes et jaunes, peu ou pas métamorphiques apparemment. Quelques bancs de biocalcarénites recristallisées à gastéropodes et débris de lamellibranches



BUS
LILLE

FIG. 176

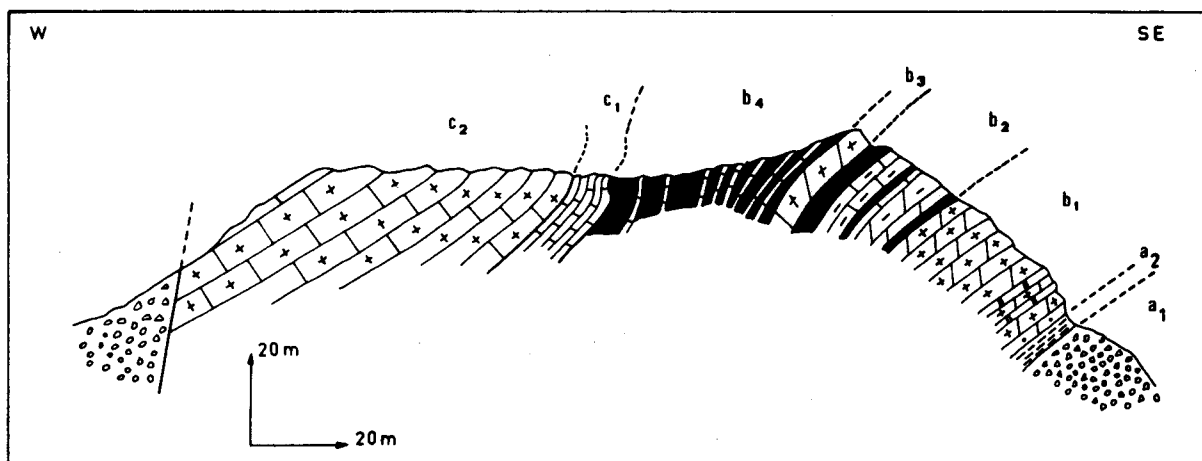


Fig. 177.- Coupe de la Formation du Monastère Sotyros. (D'après Thiébaud et Kozur, 1979 - modifié).

encrustés (Biopisolithes à girvanelles) m'a livré : *Glomospira* sp., *Lasiodiscus* sp. (dét. Zaninetti) et une riche microfaune d'ostracodes (dét. Kozur) : *Simeonella brotzenorum-alpina* Bunza et Kozur, *Kerocythere* ? sp., *Albacythere* cf. *rectangularis* Kozur et Niklas, *Albacythere* cf. n. sp. Kozur et Niklas, *Grammacythere* n. sp. aff. *hungarica* (Kozur), *Lutkevichinella* sp., *Darwinula* (?) sp. et *Cypridocoptina* indét.

b₃. 5 m de dolomies à patine jaunâtre.

b₄. Une trentaine de mètres d'une alternance de calcaires jaunâtres à débris de lamel-libranches, de dolomies et de marnes (phyllades ?) peu indurées, ces dernières devenant prédominantes dans les quinze derniers mètres.

c. UN MEMBRE CARBONATE.

c₁. 10 m d'une série essentiellement carbonatée. Il s'agit de dolomicrosparites xénotopiques grises et laminées. Ces bancs d'épaisseur variable présentent en leur sein quelques passées minces de calcaires en plaquettes roses, microcristallins, dolomitiques et finement laminés.

c₂. 40 à 50 m de dolomies grises à noirâtres qui terminent cette série en venant buter par faille contre des pyroclastites vertes comparables à celles du début de cette coupe.

2. INTERPRETATION ET GENERALISATION.

Les microfaunes d'ostracodes permettent évidemment de préciser l'âge du membre détrico-carbonaté.

Fig. 176.- Carte de la région de Molai.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Calcaires, dolomies de Tripolitza et membre carbonaté de la Formation du Monastère Sotyros. - 3. Membre volcanique et détritique de la Formation du Monastère Sotyros. - 4. Couches calcaro-détritiques de Molai. - 5. Série ionienne indifférenciée. - 6. Contacts stratigraphiques. - 7. Failles. - 8. Chevauchements majeurs. - 9. Chevauchements épiglyptiques récents. - 10. Pendage des plans de stratification. - 11. Pendage des plans de la schistosité 2 affectant les couches calcaro-détritiques de Molai. (D'après Thiébaud et Kozur, 1979 - modifié)

Grammicythere hungarica est un marqueur du Carnien (Carnien inférieur et moyen).

Simeonella brotzenorum alpina caractérise le Carnien moyen (inférieur ?). Des formes semblables (*Simeonella brotzenorum norica* Bunza et Kozur) se rencontrent dans le Norien). *Albacythere rectangularis* a vécu du Carnien inférieur jusqu'au Norien supérieur. *Lutkevichinella oblonga* marque le Carnien inférieur et moyen, mais des formes semblables existaient au Trias moyen et au Norien.

Je retiendrai comme âge vraisemblable le Carnien (Carnien moyen ?).

Ces ostracodes indiquent en outre que les conditions de dépôt de ces calcaires correspondaient à un milieu très peu profond, dans des eaux à salinité légèrement variable, c'est-à-dire un milieu laguno-marin.

Les membres détritico-carbonaté et carbonaté affleurent en outre au point D le long de la route Sparte-Molai (fig. 176). Mais dans ce dernier cas le contact du membre détritico-carbonaté et du membre volcanique est dysharmonique.

La coupe EF (fig. 176 et 178) montre clairement que cette formation est biseautée à son sommet par un contact anormal amenant en chevauchement des dolomies blanches ou grises qui se rattachent cartographiquement et par leur faciès à la série de Tripolitza et qui présentent à leur base une épaisseur variable en mylonites.

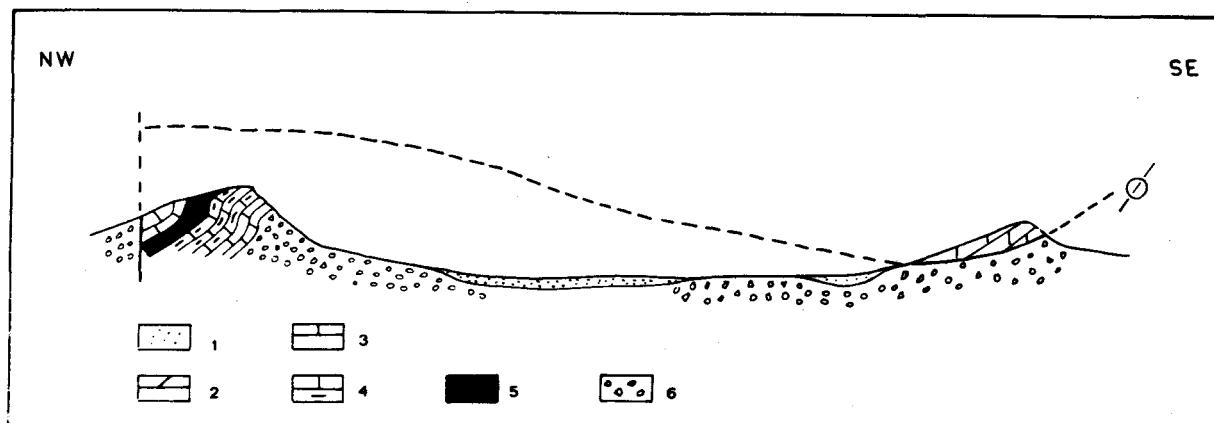


Fig. 178.- Coupe montrant les relations structurales existant entre les dolomies de Tripolitza et la Formation du Monastère Sotyros. (D'après Thiébaud et Kozur, 1979).

1. Alluvions récentes. - 2. Dolomies de Tripolitza.- Formation du Monastère Sotyros : 3. Calcaires et dolomies , 4. Calcaires à débris de lamellibranches , 5. Marnes , 6. Pyroclastites et tuffites.

La Formation du Monastère Sotyros ainsi définie montre clairement un passage stratigraphique normal et progressif, entre un ensemble volcanique et détritique et une couverture carbonatée que je rattache à la base de la série de Tripolitza.

Les pyroclastites et les laves du membre volcanique et détritique de cette formation sont tout à fait semblables à celles des couches de Tyros même ou rattachées à celles-ci (région de Krokee) (cf. Ktenas, 1926).

Je proposerai donc les homologues suivantes : (cf. fig. 175) :

- Couches de Tyros p.p. = membre volcanique et détritique,
- Formation de Kokkina = membre détritico-carbonaté,
- Couches de Tripolis = membre carbonaté.

Ces homologues, si elles sont exactes, renforcent notablement la crédibilité de la liaison stratigraphique entre le membre volcanique et détritique de la formation du Monastère Sotyros et la série carbonatée de Tripolitza. En effet à Tyros la formation de Kokkina est sans aucun doute la base de série carbonatée de Tripolitza. Dans la région de Molai l'existence d'un biseautage sommital important ne permet pas d'en apporter la preuve directe.

Bien que ne possédant pas individuellement toutes les caractéristiques du soubassement de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza, les deux formations citées en référence (Couches de Tyros et Formation du Monastère Sotyros) appartiennent donc à ce dernier, qui présente dans ce cas les caractéristiques suivantes :

a. Existence d'un membre volcanique et détritique, pouvant être très épais, caractérisé par des laves porphyriques et un volume important de pyroclastites et tuffites. Dans les deux sites de référence précités (Tyros et Monastère Sotyros) ce matériel est apparemment peu déformé et peu métamorphisé.

b. Passage progressif de ce membre volcanique et détritique à un membre carbonaté (base de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza) par l'intermédiaire d'un membre détritico-carbonaté analogue à la formation de Kokkina (Tataris et Marangoudakis, 1966) ou au membre détritico-carbonaté de la Formation du Monastère Sotyros (Thiébaud et Kozur, 1979). Là encore dans les sites de référence, les pélites de ce membre détritico-carbonaté apparaissent peu ou pas métamorphisées.

Je vais maintenant progressivement étendre mon champ d'observation. J'ai choisi trois régions connues depuis les travaux de Ktenas, par l'importance de leurs affleurements de séries volcaniques :

- La région de Molai-Apidea
- La région de Finiki-Papadianika
- La région de Krokee-Stephanika.

C. LA RÉGION MOLAI-APIDEA.

La question qui se pose maintenant est de savoir si l'ensemble des phyllades de la région de Molai peut se rattacher au membre volcanique et détritique de la formation de Tyros.

1. La coupe AN (fig. 176) va nous apporter un premier élément de réponse. J'ai pu relever à l'Ouest du Monastère Sotyros la succession suivante de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest (fig. 179) :

a. Des pyroclastites ou tuffites (faciès de loin le plus abondant) et des laves porphyriques.

F. Une faille.

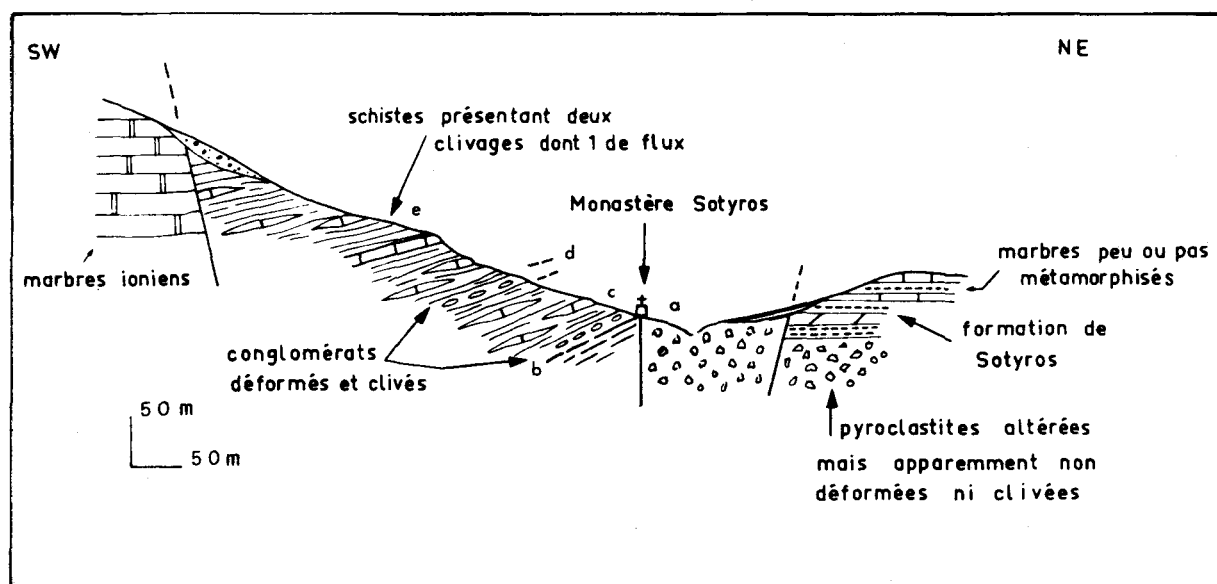


Fig. 179.- Coupe montrant au niveau du Monastère Sotyros les relations entre les couches calcaire-détritiques de Molaf et la série ionienne d'une part, et la Formation du Monastère Sotyros d'autre part (coupe AN, fig. 176).

b. Des conglomérats polygéniques siliceux très hétérogranulaires. Les galets de quartz et de quartzites sont nettement aplatis dans des plans parallèles au clivage de flux des phyllades sus-jacentes. Ces conglomérats sont tout à fait analogues aux conglomérats polygéniques siliceux des phyllades d'Artemissia (cf. fig. 162 et 163).

c. Une cinquantaine de mètres de phyllades sombres avec une schistosité de flux et une schistosité de fracture. Dans ces phyllades s'interstratifient des lentilles de calcaires marmoréens sombres d'épaisseur variable mais faible. Ces calcaires sont plus ou moins recristallisés. Certaines lentilles présentent des lits micacés millimétriques montrant une schistosité de flux (parallèle à celle des phyllades) et une schistosité de fracture.

d. Quelques mètres de conglomérats polygéniques à galets de calcaire, de quartzite et de métapsammite. Ces galets sont nettement aplatis dans des plans parallèles au clivage des phyllades sous-jacentes. Quand la matrice argilo-gréseuse à l'origine est abondante, on peut y déceler une schistosité de flux et une schistosité de fracture.

e. 100 à 150 m environ de phyllades et lentilles de marbres à *Glomospira* sp. (?) (dét. Zaninetti) comparables à celles de la subdivision c et butant par faille contre des marbres.

La série ainsi décrite est, par son association faciologique, très semblable à la série "untere klastische einheit" de Brauer et coll. définie dans cette même région. Cette dernière série est en effet formée de phyllades, de marbres lenticulaires, de conglomérats polygéniques formés soit uniquement de galets siliceux (quartzite ou métapsammite) soit de galets siliceux et de galets calcaires. Ces conglomérats polygéniques siliceux sont là encore tout à fait analogues à ceux des phyllades d'Artemissia (cf. fig. 162 et 163). Dans les phyllades, la schistosité régionale S_2 est subparallèle à la stratification et transpose plus ou moins une schistosité S_1 nettement sécante sur la stratification.

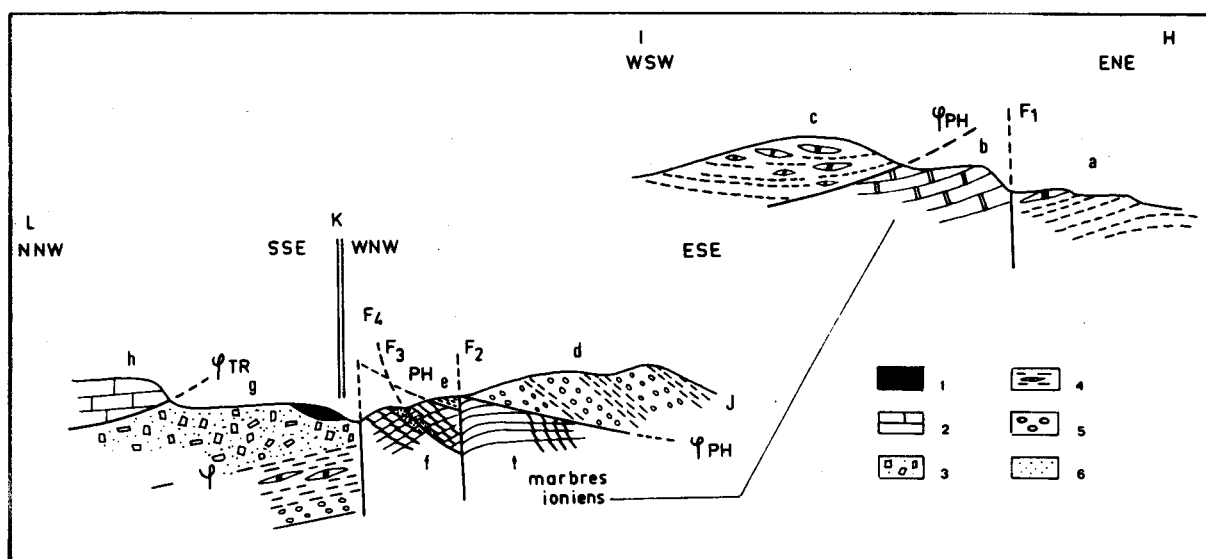


Fig. 180.- Position structurale des couches calcaro-détritiques de Molai allochtones sur les marbres ioniens de la Montagne de Molai (coupe JKL, fig. 176).

1. Alluvions récentes. - 2. Calcaires et dolomies de Tripolitza. - 3. Pyroclastites et tuffites de la Formation du Monastère Sotyros - Couches calcaro-détritiques de Molai : 4. Schistes et calcaires marmoréens, 5. Conglomérats polygéniques calcaro-siliceux. - 6. "Flysch" ionien.

Au sommet apparent de cette série "untere klastische einheit" (point M, fig. 176), Brauer et coll. (1980) ont découvert un calcaire fossilifère à : *Lamelliconus ventroplanus* (Oberhauser) et "*Trocholina*" *procera* (Liebus). Tous les foraminifères précédents ont vécu du Ladinien supérieur au Carnien (Zaninetti, 1976).

2. Deux nouvelles coupes vont me permettre de préciser l'importance de ces séries détritiques dans les phyllades de cette région et leur position structurale.

Le profil HI (fig. 176 et 180) m'a permis de relever la succession suivante de l'Est-NE vers l'Ouest-SW :

a. Des phyllades sombres présentant un clivage de flux et contenant des passées peu nombreuses de calcaires sombres, recristallisés et de grain variable. Cet ensemble évoque nettement les phyllades et calcaires de la subdivision e du profil AN (fig. 179).

Une faille F_1 .

b. Un horst formé par des marbres dont le clivage marmoréen pend vers l'Ouest.

c. Ces marbres sont recouverts par des phyllades comparables aux précédentes mais nettement plus riches en bancs lenticulaires et en lentilles peu épaisses de calcaires noirs ou beiges, recristallisés et azoïques.

La coupe J.K.L. montre la succession suivante (fig. 170) :

d. une alternance épaisse et irrégulière de phyllades et de conglomérats polygéniques formés de galets de quartzite, quartzite micacé (métapsammite ?) et de calcaire recristallisé azoïque. Les phyllades présentent une schistosité de flux nette. Les galets des conglomérats sont nettement aplatés dans des plans parallèles à la schistosité des phyllades interstratifiées.

F₂ Une faille verticale.

e. A nouveau l'association de phyllades et de conglomérats polygéniques.

f. Des marbres polychromes passant à des calcschistes. L'ensemble est très tectonisé (2 schistosités) et tronqué sommitalement par un contact anormal amenant en chevauchement les terrains de la subdivision e, présentant à leur base des lentilles de pyroclastites vertes. Ce chevauchement a été étudié dans le chapitre relatif à la structure des marbres ioniens dans le massif du Parnon (cf. fig. 120 à 123).

F₄ Une faille verticale.

g. un ensemble détritique et volcanique homologue du membre détritique et volcanique du complexe de Tyros.

h. Ce dernier ensemble est biseauté à son sommet par des dolomies blanches ou grises, elles-mêmes biseautées à leur base. Je rattache ces dernières cartographiquement et par leur faciès à la série carbonatée de Tripolitza. J'ai pu récolter en leur sein (point G, fig. 174) des calcaires dolomitiques qui m'ont livré (dét. Zaninetti) : *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, des involutinidés nains, des ostracodes et des petits gastéropodes.

Glomospirella friedli a vécu du Ladinien supérieur au Rethien (Zaninetti, 1976). Les involutinidés apparaissent dès l'Anisien mais sont surtout fréquents au Norien-Réthien. L'âge de ces carbonates est donc assez imprécis : Aniso-Réthien.

Le premier problème que posent ces deux profils est l'interprétation des marbres très épais (500 à 600 m minimum, b et f, fig. 180), qui apparaissent ici en position structurale basse. Le long de la route Sparte-Molaf, ces marbres sont tout à fait semblables aux marbres polychromes éocènes de la série ionienne du Taygète. Pour ma part j'interprète tous ces marbres comme appartenant à cette même série ionienne (cf. fig. 176). Ces conclusions sont évidemment incompatibles avec l'interprétation de Brauer et coll. (1980) fondée sur l'étude du flanc SW et méridional de la montagne de Molaf. Ces auteurs considèrent ces marbres comme une masse interstratifiée normalement dans les phyllades.

Les coupes que j'ai présentées montrent clairement qu'il existe une indépendance totale entre les phyllades et les marbres : biseautage sommital de ces derniers, variation extrêmement rapide du lithofaciès des phyllades sus-jacentes aux marbres. Bien que mes observations dans la partie sud de la montagne de Molaf soient moins détaillées, je ferai les remarques suivantes. Certains contacts marquant le passage stratigraphique selon Brauer et coll. (1980) entre marbres et phyllades sont facilement interprétables comme des failles : contacts dessinés parallèlement à la ligne de plus grande pente. Les autres paraissent génétiquement liés à des failles panaméennes et des glissements de terrain manifestement sous-estimés par Brauer et coll.

Enfin la montagne de Molaf serait le seul point dans tout le Péloponnèse méridional où existerait, au sein des phyllades, une telle masse de marbres. L'interprétation de Brauer et coll. (1980) pose d'ailleurs, à l'échelle de la seule région de Molaf-Monemvassia, des problèmes de passages latéraux de faciès auxquels ces auteurs n'ont apporté aucune réponse.

C'est pourquoi je considère que les deux séries "Obere klastische einheit" et "Untere klastische einheit" (Brauer et coll., 1980) ne forment qu'un seul et même ensemble allochtone

sur les marbres ioniens et je propose de le désigner de manière informelle sous le nom de : couches calcaro-détritiques de Molai.

Le second problème que posent ces profils est l'existence au sein des "phyllades sl.", dans une même région peu étendue, de deux ensembles lithostratigraphiques (Formation du Monastère Sotyros et couches calcaro-détritiques de Molai) présentant des analogies biostratigraphiques (tous deux sont datés p.p. du Trias) mais s'opposant nettement par leur degré de recristallisation et de déformation. Les passages cartographiques extrêmement brutaux et rapides de l'une à l'autre suggèrent des superpositions par l'intermédiaire soit d'une discordance, soit de contacts anormaux tangentiels.

Les analogies biostratigraphiques entre ces deux ensembles, associées aux observations et conclusions que j'ai présentées lors de l'étude du massif du Taygète rendent tout à fait improbable l'hypothèse d'une discordance. Les faits de terrain supportent donc la seconde hypothèse et impliquent l'existence d'un contact anormal entre les séries volcaniques du Monastère Sotyros et les couches calcaro-détritiques de Molai, comme indiqué sur la coupe J.K.L. (fig. 180).

L'existence de tels cisaillements implique évidemment que les formations qu'ils séparent aient eu des histoires post-sédimentaires notablement différentes. Par contre elle n'implique en aucun cas qu'elles aient eu, a priori, des histoires sédimentaires ne relevant pas d'une seule et même logique sédimentaire.

L'hypothèse la plus simple consiste donc à admettre que toutes ces séries appartenaient à l'origine à un seul et même ensemble lithostratigraphique que je propose de nommer : le Complexe de Tyros et qui formerait dans cette région le soubassement stratigraphique de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza.

L'âge de ce Complexe de Tyros est borné inférieurement, dans cette région, par l'âge des microfaunes les plus anciennes découvertes en son sein : Paléozoïque (fusulinidés - Ktenas, 1926) et supérieurement par l'âge des microfaunes les plus récentes qu'il a livrées : Carnien (ostracodes - Thiébault et Kozur, 1979).

D. LA RÉGION FINIKI-PAPADIANIKA.

Cette région est connue du point de vue géologique pour ses affleurements de roches volcaniques près de Finiki (Ktenas, 1926). En 1970, Marakis proposa des datations absolues déterminées à partir de trois galènes récoltées dans ces volcanites. Mais les âges obtenus (310 à 340 m.a.) n'ont vraisemblablement aucun rapport simple avec les âges des émissions de ces volcanites. En effet la méthode utilisée par Marakis (1970) (modèle Holmes-Houtermans) fondée sur la composition isotopique du plomb de systèmes "gelés" tels les galènes est abandonnée de nos jours comme géochronomètre. Elle dépend trop du paramètre critique t_0 (moment à partir duquel la terre a fonctionné en système fermé) (Pilot, 1974). De plus on peut considérer la composition isotopique du plomb comme fixe dans ces systèmes "gelés" car le gain en plomb est négligeable en raison des rapports U/Pb très faibles (*in* Lancelot, 1977).

Je décrirai ci-dessous une coupe NE-SW tracée à l'Est de Finiki et Papadianika (fig. 181 et 182) qui permet de mettre en évidence deux ensembles structuraux : 1 et 2.

1. UN ENSEMBLE STRUCTURAL INFERIEUR 1 FORME :

a. Depuis Finiki au Nord jusqu'à la latitude de Plitra au Sud (fig. 181) par un ensemble détritique et volcanique rappelant tout à fait le membre inférieur de la Formation de Sotyros. Curieusement la fabrique de ces roches est variable d'un point à un autre. Certaines pyroclastites ou tuffites montrent une nette déformation par aplatissement des clastes volcaniques, d'autres aucune déformation. Une telle variabilité pourrait s'expliquer, par exemple, par l'existence de vastes cisaillements à l'intérieur de cette masse volcanique, les roches n'étant déformées qu'à proximité de ces contacts anormaux. Seule une cartographie détaillée pourrait confirmer ou infirmer cette hypothèse. Toutes ces roches sont par contre peu ou pas métamorphiques, les transformations les plus importantes qu'elles ont subies peuvent être rattachées à une spilitisation ou à un métamorphisme de très faible degré.

b. Au Sud de Plitra par des schistes présentant une schistosité de flux. Dans certains cas favorables on peut constater que cette schistosité régionale est secondaire (S_2 et transposée, le plus souvent, totalement une schistosité de flux antérieure S_1). Brauer et coll. (1980) ont rassemblé ces roches dans une série dite "phyllit folge". Ils citent comme minéraux de métamorphisme : les micas blancs, la chlorite, le chloritoïde, la pumpelleyite, l'actinote et le glaucophane.

2. UNE UNITE STRUCTURALE SUPERIEURE 2 CARBONATEE.

Elle repose en contact anormal sur la précédente et présente un biseautage basal très net. Elle est en outre, affectée par d'importantes failles panaméennes ayant engendré de nombreux paquets glissés (au Sud de Finiki par exemple).

L'érosion a découpé cette unité supérieure en de nombreuses klippes dont la plus importante affleure au SE de Papadianika (Mt Chavalas, fig. 181). Le flanc SW de cette dernière est affecté par des failles panaméennes. Au pied de l'une de ces masses glissées, j'ai récolté un bloc calcaire manifestement éboulé de ce paquet calcaire (point Q, fig. 181). Il m'a livré *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide et Pantic, *Meandrospira pusilla* (Ho), *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina* sp., *Variostoma* sp. et *Endothyra* sp. (dét. Zaninetti).

Meandrospira dinarica est un marqueur de l'Anisien, *Meandrospira pusilla* a vécu du Scytien supérieur à l'Anisien. *Involutina sinuosa pragsoides* apparaît à l'Anisien supérieur et s'étend au Norien (Zaninetti, 1976). Cette association date donc précisément l'Anisien supérieur. Cette datation portant sur un bloc éboulé demandait confirmation. Ceci se trouve heureusement fait par Brauer et coll. (1980). Ces derniers signalent, dans des calcaires recristallisés en place (repères E et S, fig. 181) la microfaune suivante : *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide et Pantic, *Glomospira densa* (Pantic), *Endothyranella wirzi* (Koehn - Zaninetti). La présence de ce dernier microfossile donne à cette association un âge Anisien moyen à supérieur (Zaninetti, 1976). Ces dolomies sont donc pro-parte d'âge anisien. Elles se rattachent par leur faciès et cartographiquement aux carbonates de la série de Tripolitza. Je les interprète donc comme la base de la série carbonatée de la sous-zone de Tripolitza.

Cette interprétation associée à celles des Formations de Tyros et de Lakkomata (Taygète) implique une hétérochronie de la base de la série carbonatée de Tripolitza dans les massifs du Parnon et du Taygète. Nous reviendrons sur ce problème lors de l'étude de la série carbonatée de Tripolitza.

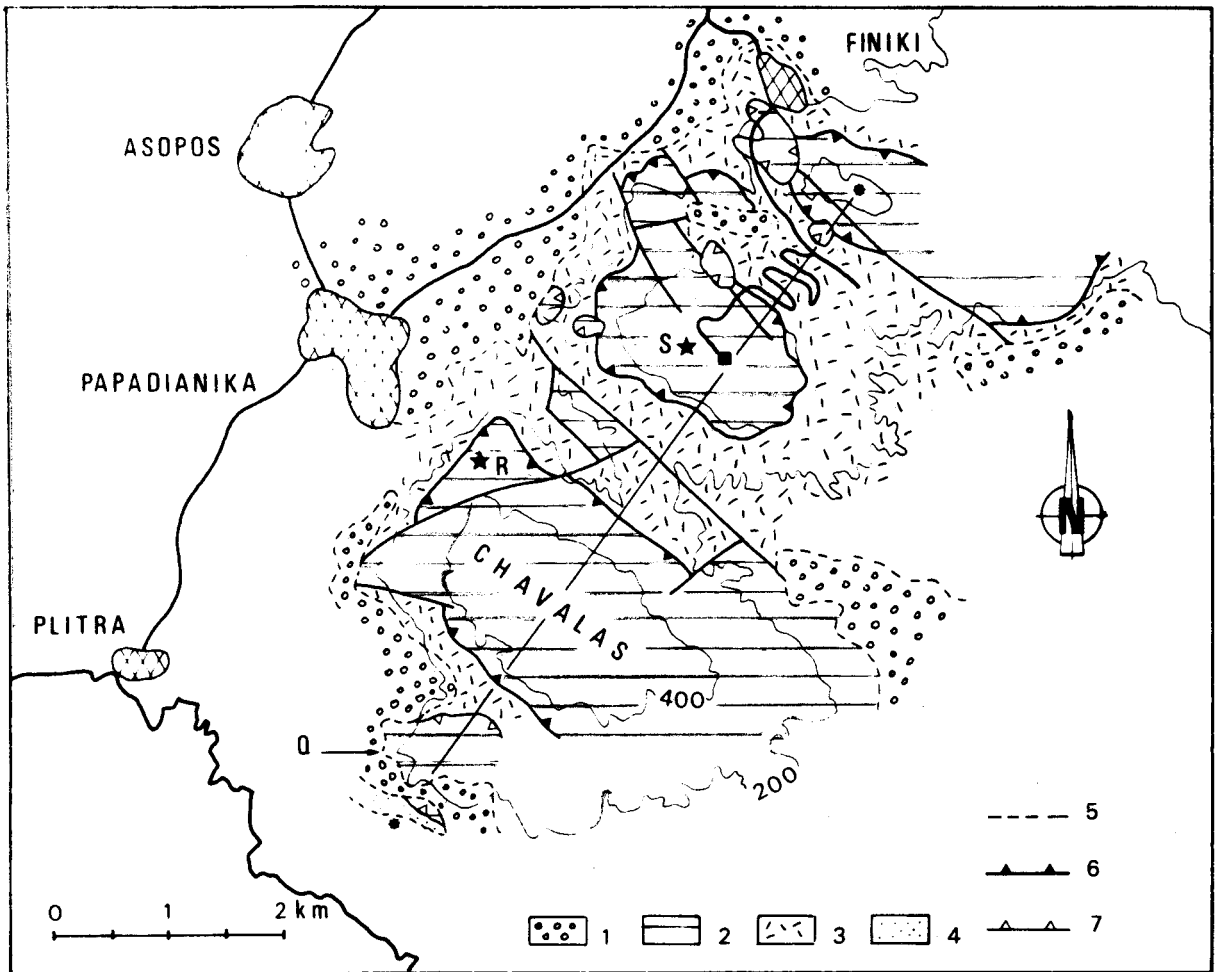


Fig. 181.- Carte de la région Finiki - Papadianika.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Dolomies anisiennes de Tripolitza. - 3. Pyroclastites et tuffites. - 4. Schistes à chloritoïde. - 5. Contact stratigraphique. - 6. Chevauchements majeurs. - 7. Chevauchements épiglyptiques récents.

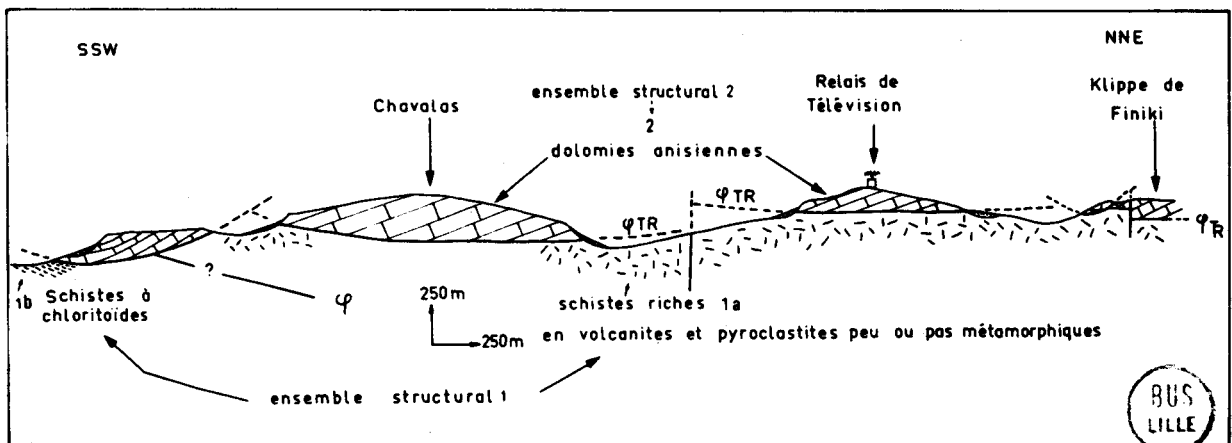


Fig. 182.- Coupe à travers les klippes de Finiki et du Chavalas (coupe repérée sur la figure 181).

Cette coupe montre à nouveau la juxtaposition dans l'espace de deux ensembles s'opposant nettement par leur degré de métamorphisme et leur fabrique. La rapidité des passages latéraux de l'un à l'autre suggère que ces ensembles aient été rapprochés tectoniquement postérieurement à l'acquisition de leurs caractéristiques métamorphiques et structurales. (fig. 182).

Du point de vue stratigraphique les schistes affleurant au Sud de Plitra (série "phyllit folge" de Brauer et coll., 1980) ne sont pas datés. Bien que présentant une histoire structurale comparable aux séries détritico-carbonatées de Molaï, ils sont nettement plus déformés et ont subi une recristallisation métamorphique nettement plus poussée que ces dernières. De ce point de vue cette série "phyllit folge" est tout à fait comparable aux schistes affleurant dans le "dôme de Lira" (Dufaure, 1975). Je rassemblerai donc ces schistes les plus déformés et les plus métamorphiques dans le "Système Cristallin Principal" de Ktenas (1926) et Lekkas (1980)

L'étude de la région suivante (Krokee - Stephania - Lagion) va montrer que ce modèle est cohérent du point de vue lithostratigraphique, structural et métamorphique.

E. LA RÉGION KROKKEE-STEPHANIA-LAGION.

La présence de porphyres vert antique (krokeite) est connue dans cette région depuis l'antiquité. Ils furent décrits pétrographiquement près de Krokee pour la première fois par Boblaye et Virlet (1833). Ktenas en fit l'équivalent des porphyres à labrador vert de la formation de Tyros. Paraskeropoulos (1964) en proposa une lithostratigraphie et précisa (1965) la pétrographie des laves associées. Récemment Panagos et coll. (1979) proposèrent de voir dans l'ensemble détritique et volcanique (D) de Krokee la couverture discordante d'un ensemble calcaro-marneux carbonifère (B) lui-même discordant sur un complexe métamorphique anté-carbonifère (A).

Pour ma part je proposerai les faits d'observations suivants et montrerai que l'existence d'une discordance anté-carbonifère est très improbable.

1. Une première coupe AB (fig. 183) m'a permis de relever la succession suivante du SW vers le NE : (fig. 184).

a. Des schistes sombres, dont la schistosité de flux pend vers le N-NW.

F. Une faille apparemment normale pendant faiblement (45°) vers le S-SW.

b. Des schistes sombres comparables aux précédents. Un affleurement favorable m'a permis de constater que la schistosité régionale pendant vers le NE est secondaire (S_2). Elle transpose la plupart du temps totalement une schistosité de flux antérieur S_1 visible seulement au niveau de charnière de petits plis isoclinaux.

Fig. 183.- Carte de la région de Krokee, Stephania et Lagion.

1. Ehoullis et Néogène discordant. - 2. Calcaires et dolomies de Tripolitza. - 3a. Pyroclastites et tuffites. - 3b. Porphyres vert antique. - 4a. Conglomérats polygéniques calcaro-siliceux. - 4b. Couches de Pharos et couches calcaro-détritiques du Mt Hagios Georgios. - 5. Système Cristallin Principal. - 6. Série ionienne indifférenciée. - 7. Chevauchements. - 8. Failles. - 9. Contacts stratigraphiques. - 10. Pendage des plans de la schistosité 2 affectant les couches calcaro-détritiques d'Hagios Georgios et les schistes du Système Cristallin Principal. - 11. Pendage des plans de stratification.

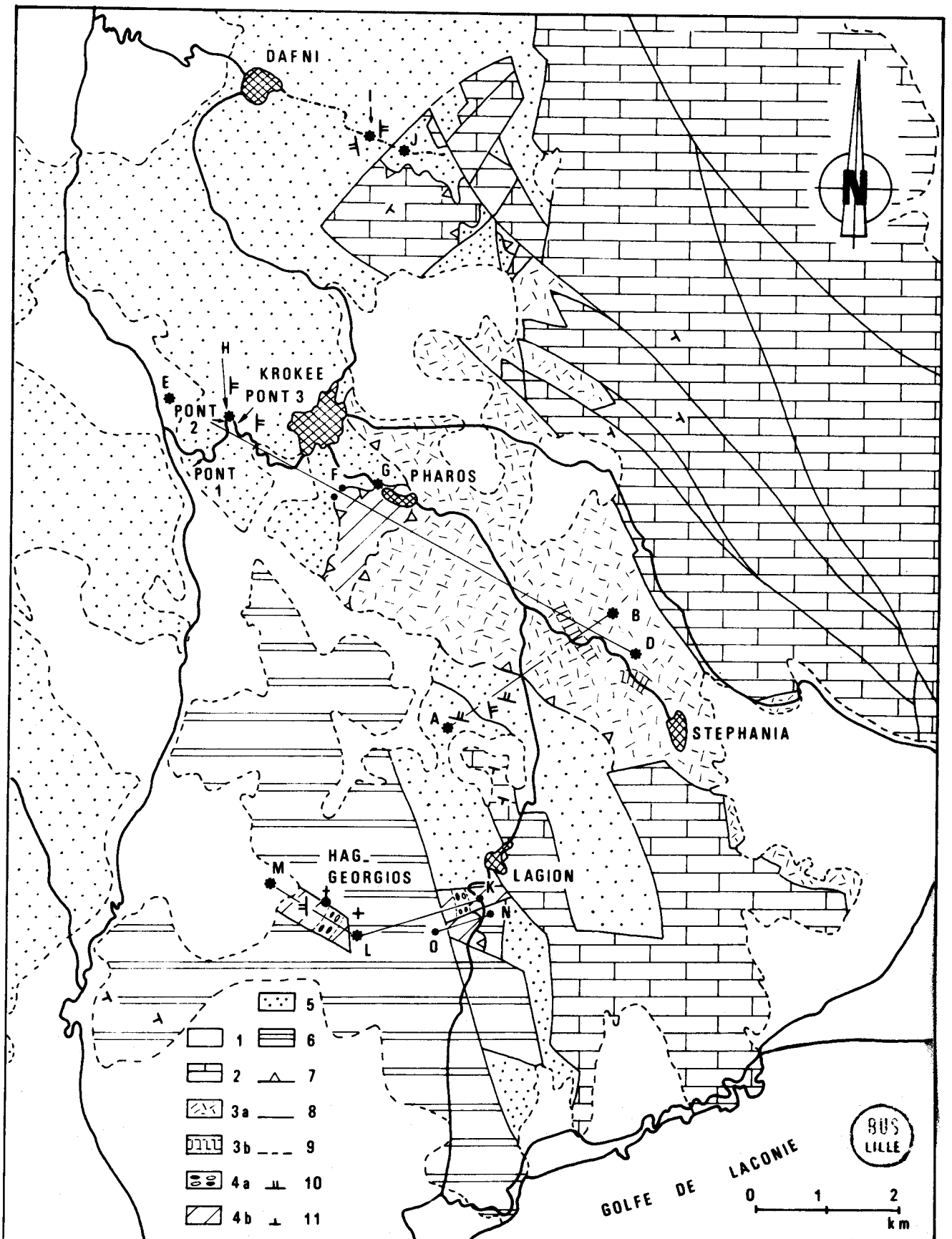


FIG. 183

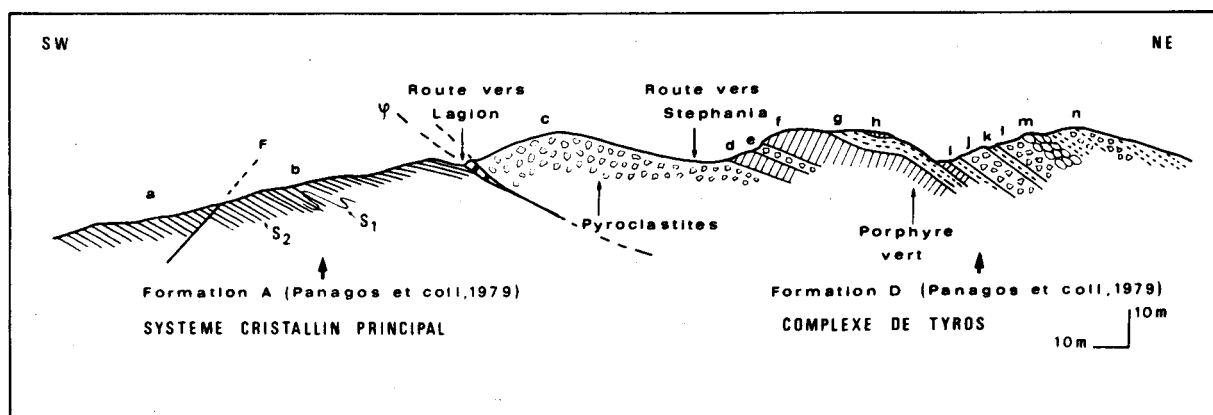


Fig. 184.- Chevauchement des couches volcaniques de Krokee sur le Système Cristallin Principal à l'Ouest de Stephania (coupe AB, fig. 183).

c. Une masse importante de tuffites (grès et brèches tuffacées) (Lebas et Sabine, 1980) le plus souvent violettes. Le contact avec les phyllades affleurant plus bas est anormal (ϕ) et souligné par des cargneules.

d. Une passée de porphyres verts ou violets. Certaines de ces laves présentent une structure microlithique porphyrique avec de nombreuses petites amygdales verdâtres. Les feldspaths plagioclases sont plus ou moins séricitisés et se révèlent être de l'albite. Les amygdales verdâtres sont remplies par de la préhnite organisée en ovoïde fibro-radié.

e. Des tuffites violettes. Les clastes sont surtout des plagioclases (andésine) plus ou moins séricitisés, des débris de laves microlithiques porphyriques ou aphanitiques. La mésostase est souvent hématisée. D'assez nombreux échantillons présentent de petits ocelles de préhnite.

f. Des porphyres verts présentant des passées de pyroclastites violettes à ocelles de chlorite et préhnite. Il s'agit de laves microlithiques porphyriques à grands phénocristaux de plagioclases andésine albitisés le plus souvent, très séricitisés et quelques plages de chlorite et épidote (ferromagnésiens ?). On trouve plus rarement des phénocristaux d'olivine chloritisée. Dans la mésostase on peut observer, lorsqu'elle n'est pas trop recristallisée : plagioclase et clinopyroxènes.

g. Des tuffites violettes (argilo-tuffacées pouvant passer à des grès tuffacés).

h. Des roches volcaniques compactes violacées. On y observe une mésostase microlithique trachytique enveloppant des plages formées par les associations :

- plagioclase - quartz - épidote
- quartz - chlorite
- quartz - chlorite - préhnite

i. Des tuffites comparables à celles de la subdivision g.

j. Des argiles tuffacées fines litées à la base devenant plus grossières vers le sommet. Le litage observé est ici d'origine volcano-détritique et non tectonique. Je n'ai observé aucune déformation des pyroclastes.

k. Des tuffites violettes comparables à celles de la subdivision g.

l. Des grès et brèches tufacés violets

m. Des pyroclastites sombres présentant un débit en sphéroïde. Les pyroclastes sont variés : débris de porphyre violet, de lave microlithique .

n. Des argiles et grès tufacés violets. Dans ces derniers j'ai observé des morceaux de sericito-schistes et de schistes à épidote. Ces derniers marquent donc l'existence d'apports détritiques métamorphiques à côté de l'apport volcanique.

Enfin la plupart des dépôts volcaniques, laves ou pyroclastites sont recoupés par des veines d'épidote bordées par un fin liseré d'albite. Ces veines sont d'épaisseur très variable (au maximum 3 cm) et ne sont jamais déformées. En certains endroits cette épidote pénètre la roche en taches verdâtres diffuses.

Le long de la route vers Stephania (repère C, fig. 183) on retrouve des roches porphyriques violettes à grands cristaux d'andésine. Les ferromagnésiens sont tous épigénisés en chlorite. Elles renferment en outre des minéraux de métamorphisme : la pumpellyite et la préhnite. Elles sont aussi parcourues par des veines d'épidote bordées par un liséré de quartz + albite.

La coupe précédente (AB, fig. 184) montre donc le repos direct et anormal d'une unité volcanique (les couches volcaniques de Krokee, homologue du membre volcanique de la Formation du Monastère Sotyros) sur une unité cristallophyllienne et intimement déformée que je rattache au "Complexe Cristallin Principal".

Le profil suivant va nous montrer que plus au Nord ce dispositif se complique légèrement.

2. LA COUPE DE = EXISTENCE D'UNE UNITE INTERMEDIAIRE, LES COUCHES DE PHAROS.

La coupe DE de direction SE-NW est tracée depuis les collines au Nord de Stefania jusqu'à la route Sparte-Gythion (fig. 183). J'y ai observé du SE vers le NW la succession suivante (fig. 185 :

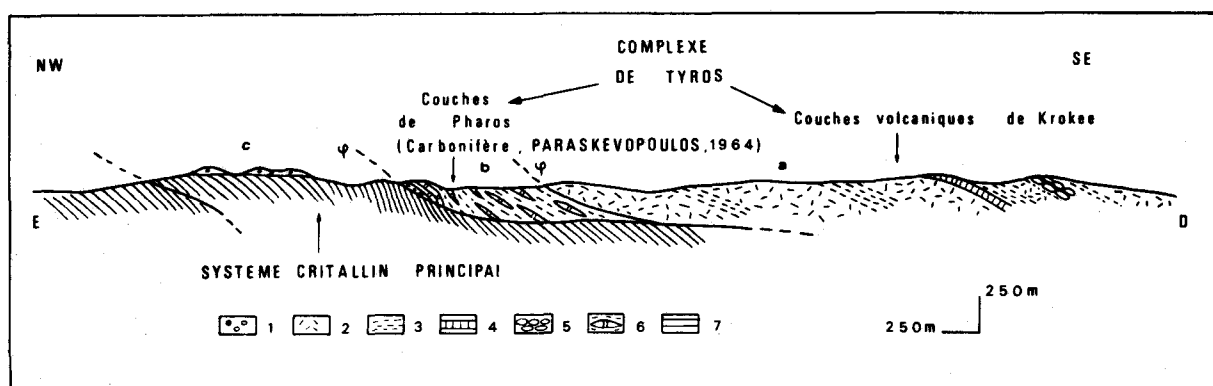


Fig. 185.- Relations structurales entre les couches volcaniques de Krokee, les couches de Pharos et le Système Cristallin Principal au Sud-Est de Krokee (coupe DE, fig. 183).

1. Néogène discordant. - 2. Pyroclastites. - 3. Tuffites. - 4. Porphyres vert antique. - 5. Pyroclastites à débit en sphéroïdes. - 6. Schistes et marbres. - 7. Système Cristallin Principal.

a. Un ensemble volcanique très épais (les couches volcaniques de Krokee), surtout formé de pyroclastites (cf. subdivisions c à n du profil AB, fig. 184), peu ou pas déformées et affectées par un très faible métamorphisme.

b. Une série formée par l'association de calcschistes et de marbres de couleur très variable (brunâtres, blancs, noirs ou verts): les couches de Pharos. Ces marbres sont datés p.p. paléontologiquement du Carbonifère (Paraskevopoulos, 1964). Cette unité a subi une recristallisation très faible correspondant à la diagenèse profonde (?) ou plus vraisemblablement à un très faible métamorphisme. Par contre les roches qui la constituent sont intimement déformées. J'ai pu observer dans les calcschistes des plis isoclinaux synchrones de la schistosité régionale (S_2) replissant une ancienne schistosité pratiquement totalement transposée. Cette succession de deux phases de déformation explique le débit lenticulaires (assez général) des marbres.

Les couches de Pharos ont donc des caractéristiques structurales et métamorphiques comparables à celles des couches calcaro-détritiques de Molaf.

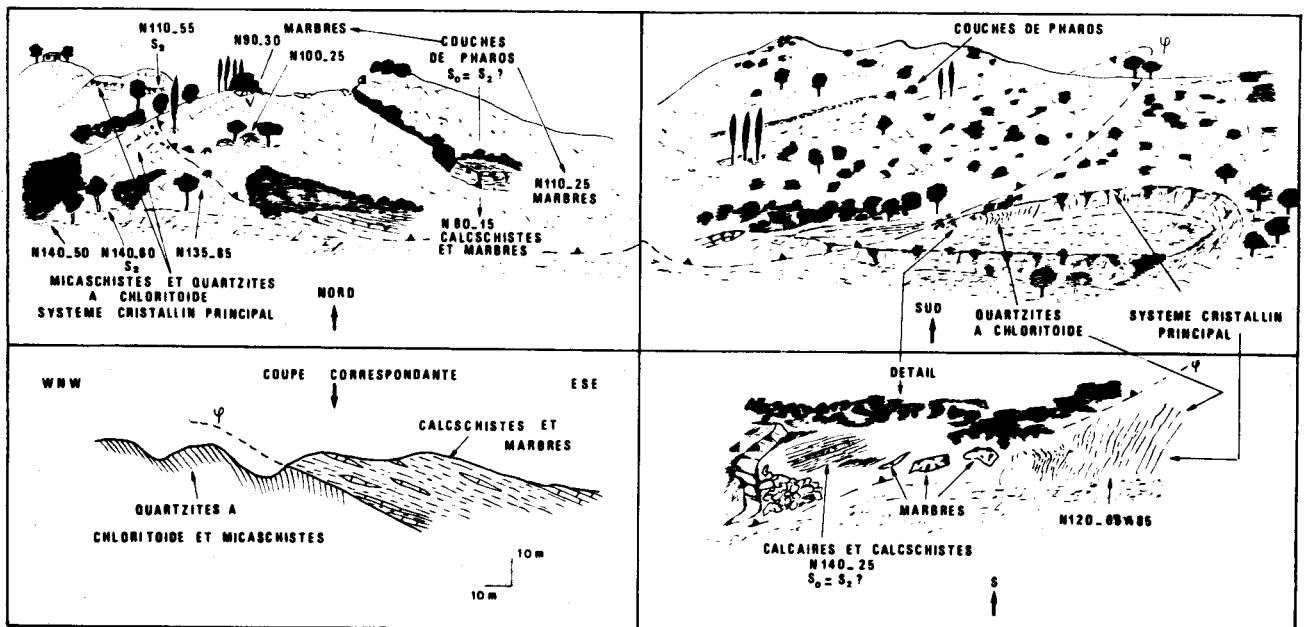


Fig. 186.- Chevauchement des couches de Pharos sur le Système Cristallin Principal au Sud de Krokee (repère F, fig. 183).

Leur contact avec les couches volcaniques de Krokee ne s'observe jamais dans de bonnes conditions, mais un raisonnement comparable à celui développé à propos des rapports de la Formation du Monastère Sotyros et des couches calcaro-détritiques de Molaf me conduit à l'interpréter comme un contact tectonique tangentiel.

c. Ces couches de Pharos reposent vers le NW sur un ensemble nettement plus métamorphique formé de micaschistes et de quartzites à chloritoïde que je rattache au Complexe Cristallin Principal. Le contact entre ces deux unités s'observe très bien dans une petite vallée légèrement au Sud du trait de coupe DE (repère F, fig. 183).

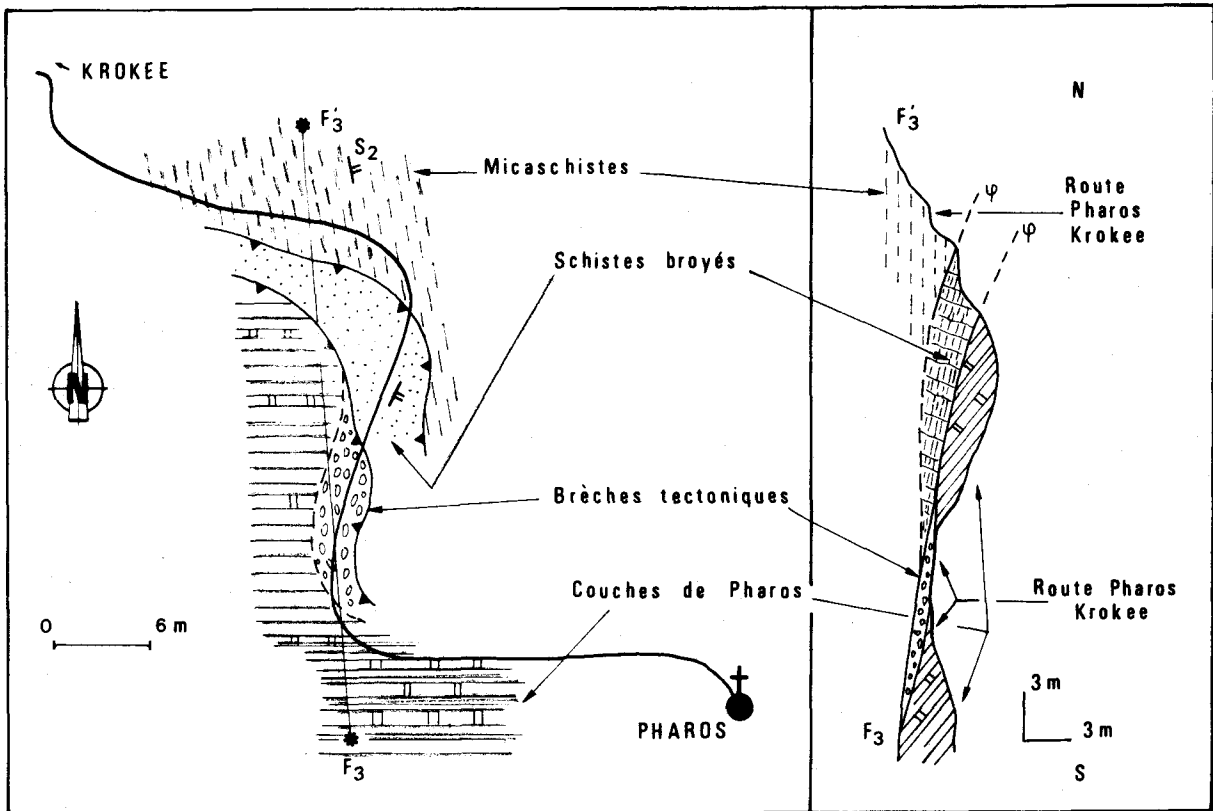


Fig. 187.- Chevauchement des couches de Pharos sur le Système Cristallin Principal à l'Ouest de Pharos (repère G, fig. 183).

J'ai pu ainsi observer sur les flancs Nord et Sud (fig. 186) de cette vallée l'existence entre les deux unités précitées d'un contact anormal. Celui-ci correspond à une surface qui est sub-parallèle à la schistosité régionale S_2 ($S_2//S_0$) des couches de Pharos et qui, étant très oblique sur la schistosité S_2 des schistes et quartzites du Système Cristallin Principal, biseaute sommitalement ces derniers. Un contact anormal analogue s'observe très facilement le long de la route Pharos - Krokee (repère G, fig. 181) immédiatement à l'Ouest de Pharos (fig. 187). Dans ce cas la surface de chevauchement est soulignée par des brèches tectoniques et un liseré de schistes et quartzites plus ou moins broyés.

Les observations précédentes infirment évidemment les conclusions de Panagos et coll. (1979) qui interprètent le contact précédent comme étant stratigraphique.

3. PRECISIONS SUR L'HISTOIRE STRUCTURALE DU SYSTEME CRISTALLIN PRINCIPAL AFFLEURANT PRES DE DAFNI ET KROKEE.

Quelques observations supplémentaires vont me permettre de préciser la fabrique et le degré de recristallisation des micaschistes et quartzites du Système Cristallin Principal.

Le premier affleurement examiné se situe au niveau du repère H (fig. 183) entre les ponts n° 2 et 3 (fig. 183) franchis par la route Sparte-Krokee.

J'ai relevé en ce point l'existence de schistes présentant une schistosité de flux net pendant vers l'Est. La schistosité de ces schistes est tranchée par plusieurs cisaillements

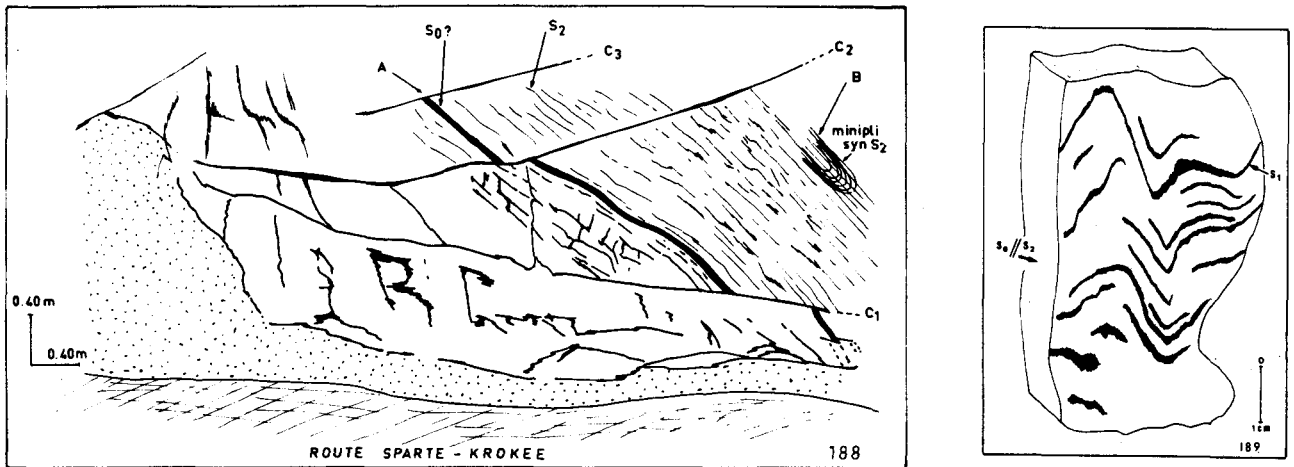


Fig. 188.- Caractéristiques structurales des schistes et quartzites à chloritoïde du Système Cristallin Principal affleurant à l'Ouest de Krokee (repère H, fig. 183).

Fig. 189.- Détail du banc A de la figure 188.

sub-horizontaux (C_1 , 2 et 3). Ces cisaillements décalent nettement un horizon A de couleur sombre au sein des phyllades (fig. 188). Il s'agit d'une passée de 3 à 4 cm d'épaisseur formée de quartz, phengite, chloritoïde et très peu d'apatite dans une mésostase d'oxyde de fer opaque. J'interprète cette roche comme un banc de méta-grès à phase de liaison ferrugineuse, indiquant la stratification S_0 . Or le détail de la figure 189 montre, à l'intérieur de ce banc, une schistosité fossilisée nettement plissée et faisant primitivement un angle élevé avec la stratification. Cette schistosité S_1 (fig. 189) est donc la plus ancienne ministrukture de ces phyllades. Par conséquent la schistosité principale est une schistosité secondaire S_2 (fig. 188 et 189) ayant pratiquement totalement transposé S_1 en se développant parallèlement à la stratification S_0 . Cette transposition de S_1 n'est pas totale même dans les phyllades, où l'on peut encore observer cette schistosité S_1 au niveau des charnières de plis isoclinaux admettant S_2 comme surface axiale (fig. 188, repère B).

Les caractéristiques précédentes (existence de deux schistosités S_1 et S_2 s'observent encore plus ou moins bien dans les schistes quartziteux à chloritoïde affleurant en amont du pont n° 2 (fig. 189).

Des schistes et quartzites à chloritoïde affleurent à nouveau en amont du pont n° 3 (fig. 189), ils disparaissent vers le haut sous un placage de néogène qui masque leur relation avec les pyroclastites affleurant à l'Est de Krokee.

A l'Est-SE de Dafni (fig. 183) un chemin permet de gagner les collines calcaires qui s'élèvent au NE de Krokee. Le long de ce chemin affleurent au niveau du repère I (fig. 181) des schistes. Ces schistes présentent une schistosité de flux principal pendant tout d'abord vers l'Ouest puis vers l'Est. Un examen plus attentif montre qu'il s'agit d'une schistosité secondaire S_2 transposant en règle générale totalement une schistosité S_1 sauf au niveau des charnières de miniplis isoclinaux (fig. 190, A, B et C). La disposition des micas blancs et la fabrication des quartz montrent que cette "foliation" est d'origine tectonique et correspond à une

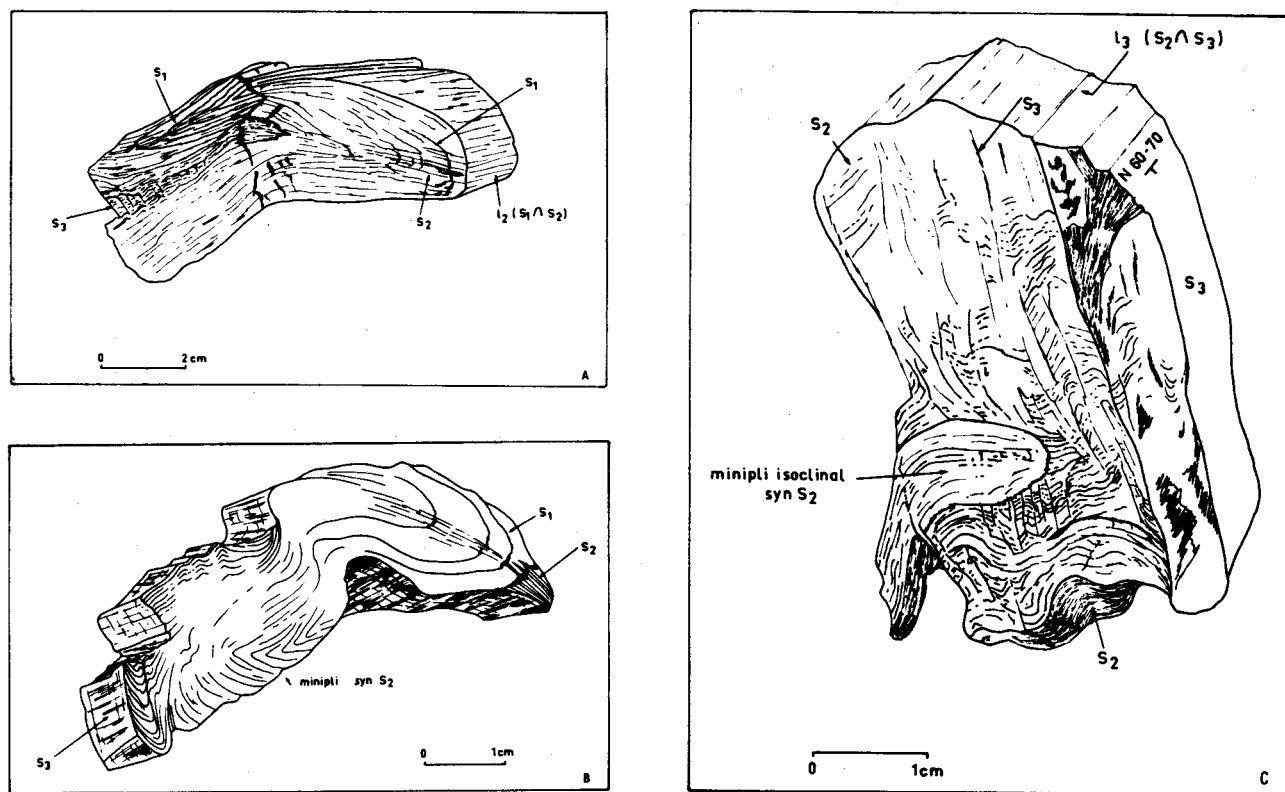


Fig. 190 A, B et C.- Caractéristiques miniestructurales (S_1 , S_2 , plis syn S_2 , S_3) des schistes du Système Cristallin Principal affleurant à l'Est de Dafni (repère I, fig. 183).

ancienne schistosité de flux S_1 . La figure 190 indique enfin que cette schistosité S_2 a été déformée par des miniplis dissymétriques congénères d'une schistosité de fracture S_3 . Cette dernière paraît avoir un développement local. Elle ne s'observe pas par exemple dans les schistes à chloritoïde affleurant en J (fig. 183) dans lesquelles on repère très bien la schistosité S_2 et des reliques de la schistosité S_1 .

Ces observations me permettent de préciser les caractéristiques structurales des micaschistes du Système Cristallin Principal. Ces derniers présentent donc une schistosité régionale S_2 . Cette dernière sub-parallèle à S_0 transpose pratiquement totalement une schistosité plus ancienne S_1 . Il peut apparaître localement une schistosité S_3 associée ou non à des miniplis congénères. Ces structures matérialisent donc les étapes successives d'une histoire structurale polyphasée analogue à celle des schistes du Système Cristallin Principal du massif du Taygète.

4. LES COUCHES CALCARO-DETRITIQUES DU MONT HAGIOS-GEORGIOS.

La coupe KLM (fig. 183) tracée à l'Ouest de Lagion va me permettre de montrer l'existence au Sud de Krokee de couches rappelant nettement les couches calcaro-détritiques de Molaf. J'ai pu, à partir de la route Lagion-Gythion, observer la succession suivante grossièrement de l'Est vers l'Ouest (fig. 191) :

a. Des phyllades sombres riches en bancs lenticulaires et lentilles de calcaires marmoréens noirs azoïques. Les phyllades présentent un clivage de flux.

b. 60 à 70 m de métaconglomérats polygéniques formés de galets de calcaire , de quartzite , de quartzite micacé (métapsammite ?). Les galets sont nettement déformés et aplatis dans des plans parallèles au clivage de flux des phyllades précédentes.

c. Des phyllades sombres.

F₁. Une faille.

d. Des marbres ioniens paraissant horizontaux.

F₂. Une faille.

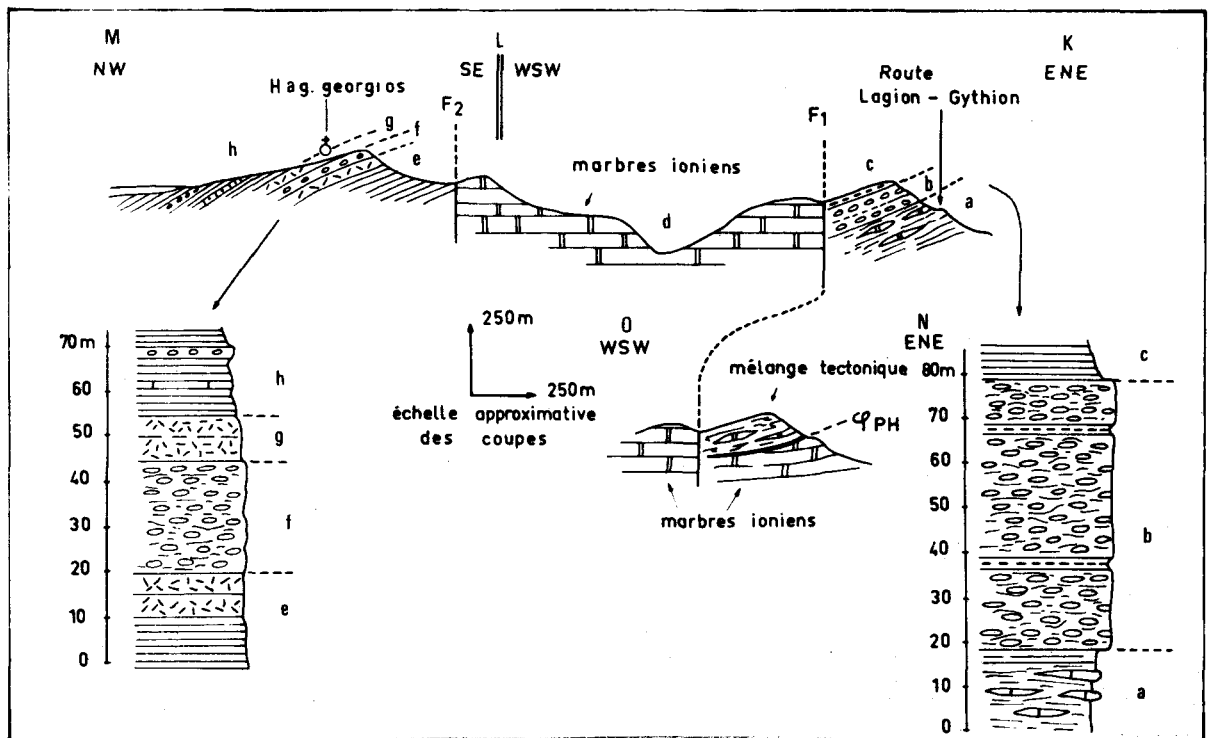


Fig. 191.- Coupes et profils des couches calcaro-détritiques de l'Hagios Georgios (coupes KLM et NO, fig. 183).

e. Des schistes présentant un clivage de flux très net. Le sommet de ces derniers est formé par des pyroclastites déformées et recristallisées, mais dans lesquelles on observe encore des fantômes de pyroclastes. Les minéraux néoformés sont : la phengite, la chlorite et le stilpnomélane (?). Ces pyroclastites ne contiennent aucun minéral indiquant un métamorphisme schistes verts ou schistes bleus. C'est pourquoi il est logique d'admettre que ces couches ont subi un très faible métamorphisme.

f. 20 m environ de conglomérats polygéniques tout à fait comparables à ceux de la subdivision b.

g. Des pyroclastites comparables à e.

h. Des phyllades renfermant des passées lenticulaires minces de calcaires marmoréens et des bancs de conglomérats.

Les couches précédentes que je dénommerai de manière informelle couches calcaro-détritiques du Mont Hagios-Georgios présentent donc des caractéristiques lithostratigraphiques, structurales et métamorphiques très proches des couches calcaro-détritiques de Molai.

Le profil N.O (fig. 183 et 191) montre enfin un mélange tectonique de phyllades et de blocs de marbres ioniens sur des marbres ioniens.

F. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS FAITES DANS LE MASSIF DU PARNON.

Les faits observés dans le massif du Parnon et plus particulièrement dans la région Krokee Stephania-Lagion, confirment et complètent très heureusement le modèle proposé à la suite de l'étude du massif du Taygète. Ils permettent d'amplifier les conclusions suivantes :

1. Les phyllades sl. sont totalement allochtones sur le parautochtone ionien du massif du Parnon.

L'allochtonie du Système Cristallin Principal est plus délicate à démontrer dans le massif du Parnon. Dans ce dernier cas en effet le degré du métamorphisme affectant les séries ioniennes (faciès schistes verts, cf. fig. 124, 2^{ème} partie) n'apparaît pas a priori très différent de celui affectant les schistes du Système Cristallin Principal (Schistes verts à glaucophane). Cependant cette ressemblance ne doit pas masquer notre ignorance quant aux pressions subies par ces séries ioniennes (cf. Thiebault et coll., 1980; 2^{ème} partie, chapitre III). Les critères métamorphiques n'étant d'aucune utilité, il reste les critères structuraux. Or on retrouve dans le massif du Parnon l'opposition déjà notée dans le massif du Taygète. Je rappellerai une nouvelle fois que les schistes du Système Cristallin Principal (cf. région Krokee - Stephania - Lagion) sont caractérisés par une histoire structurale polyphasée présentant deux phases de déformation génératrices de deux schistosités régionales (tableau 10). L'histoire structurale des séries ioniennes ne présentant qu'une seule phase comparable (cf. 2^{ème} partie, chapitre III), la juxtaposition de ces deux ensembles (ionien et Système Cristallin Principal) n'a pu se faire qu'après l'acquisition de leurs caractéristiques structurales grâce à un chevauchement de portée importante du Système Cristallin Principal sur le parautochtone ionien.

L'allochtonie générale des schistes du Système Cristallin étant prouvée, celle des phyllades datées du Trias au Paléozoïque (Formation du Monastère Sotyros, couches calcaro-détritiques de Molai et du mont Hagios-Georgios, couches de Pharos, couches volcaniques de Krokee et Finiki) n'est évidemment plus à démontrer.

2. Les phyllades sl. du Parnon peuvent se subdiviser en trois grandes unités.
Ce sont de bas en haut :

a. Une unité inférieure ou "Système Cristallin Principal" (Ktenas, 1926) - formée de schistes, micaschistes, phyllades, quartzites - Elle affeure près des villages de Dafni, Plitra-Daimonia - Lira (fig. 192).

L'étude du massif du Parnon n'apporte aucun élément direct pour confirmer son interprétation comme métaflysch ionien.

Les schistes concernés ont subi une recristallisation métamorphique dans les conditions du faciès schistes verts à glaucophane (cf. chapitre III de cette 3^{ème} partie). L'histoire structurale de cette unité est polyphasée (cf. tableau 10).

Une unité intermédiaire (Couches de Tyros p.p. de Lekkas (1980) dans laquelle je rassemble :

b₁. Les couches calcaro-détritiques du mont Hagios-Georgios et de Molai (fig. 192). Celles de Molai correspondent à la réunion des séries "Untere et Obere Klastische Einheit" de Brauer et coll. (1980). La série "Untere Klastische Einheit" est datée paléontologiquement p.p. du Ladinien supérieur - Carnien (Brauer et coll., 1980).

b₂. Les couches de Pharos (fig. 192) constituées de phyllades et marbres colorés datés paléontologiquement du Carbonifère (Paraskevopoulos, 1964).

Tous ces niveaux ont subi une histoire structurale polyphasée dont le scénario est comparable à celui du Système Cristallin Principal (cf. tableau 10). Mais dans le cas de cette unité intermédiaire, l'intensité de la seconde phase de déformation a été suffisamment faible pour ne provoquer qu'une transposition partielle de la première schistosité.

Enfin les matériaux constituant cette unité ont subi un très faible métamorphisme.

c. Une unité supérieure (Couches de Tyros de Ktenas (1926) et Couches de Tyros p.p. de Lekkas (1980)) formée des shales, des pyroclastites et des "méta-andésites" des "Couches de Tyros" (Ktenas, 1926), de la Formation du Monastère Sotyros, des couches volcaniques de Krokee et Finiki (fig. 192).

Le membre volcanique et détritique de la Formation du Monastère Sotyros a conservé des lambeaux de sa couverture carbonatée, datée paléontologiquement du Carnien et interprétée comme la base de la série de Gavrovo-Tripolitza.

Toutes ces formations n'ont subi aucune phase de déformation génératrice de structure pénétrative régionale. Elles peuvent être non métamorphiques ou affectées par un très faible métamorphisme (faciès à préhnite et pumpellyite).

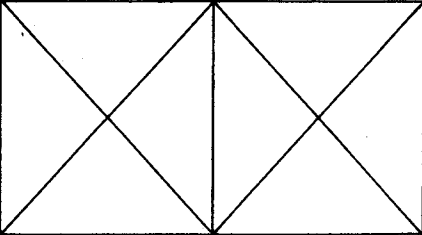
3. Un raisonnement identique à celui utilisé lors de l'étude des phyllades du massif du Taygète (cf. par.I) m'amène à considérer ces trois membres comme trois nappes de cisaillement :

3a. Une nappe inférieure ou "Système Cristallin Principal"

3b. Une nappe intermédiaire ou de Pharos

3c. Une nappe supérieure ou de Tyros.

4. Il est alors possible de rassembler un certain nombre de "formations" dispersées géographiquement mais cohérentes par leur âge (Trias à Carbonifère) et leur lithostratigraphie en un complexe lithostratigraphique : le Complexe de Tyros (fig.192). L'interprétation du membre carbonaté de la Formation du monastère Sotyros comme la base de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza conduit naturellement à interpréter ce complexe de Tyros comme le soubassement triasico-paléozoïque de cette même série.

NAPPES ET LITHOLOGIE		NAPPES DES PHYLLADES							SÉRIES IONIENNES					
		NAPPE INFÉRIEURE = SYSTÈME CRISTALLIN PRINCIPAL					NAPPE INTERMÉDIAIRE OU DE PHAROS - LAKKOMATA	NAPPE SUPÉRIEURE OU DE TYROS	TAYGÈTE	PARNON				
		TAYGÈTE			PARNON									
		STRUCTURES		MÉTABASITES	MICASCHISTES	MICASCHISTES								
PHASE 1	PLIS P ₁	PHASE SC ₁	NON OBSERVÉS	NON OBSERVÉS	NON OBSERVÉS	PHASE La ₁	NON OBSERVÉS	PAS DE PHASE DE DÉFORMATION PÉNÉTRATIVE RÉGIONALE (SCHISTOSITÉ DE FRACTURE LOCALE)	PHASE IT ₁	PHASE IP ₁			PHASE IT ₁	PHASE IP ₁
	SCHISTOSITÉ S ₁		SCHISTOSITÉ DE FLUX	SCHISTOSITÉ DE FLUX	SCHISTOSITÉ DE FLUX		SCHISTOSITÉ DE FLUX OU DE FRACTURE				PLIS DÉJETÉS CONJUGUÉS	PLIS ISOCLINAUX		
	LINÉATION L ₁		NON OBSERVÉE	NON OBSERVÉE	NON OBSERVÉE		INTERSECTION				SCHISTOSITÉ RÉGIONALE DE FLUX OU DE FRACTURE	SCHISTOSITÉ RÉGIONALE DE FLUX OU DE FRACTURE		
PHASE 2	PLIS P ₂	PHASE SC ₂	NON OBSERVÉS	PLIS ISOCLINAUX	PLIS ISOCLINAUX	PHASE La ₂	PLIS ISOCLINAUX	PAS DE PHASE DE DÉFORMATION PÉNÉTRATIVE RÉGIONALE (SCHISTOSITÉ DE FRACTURE LOCALE)	PHASE IT ₁	PHASE IP ₁	PHASE IT ₁	PHASE IP ₁		
	SCHISTOSITÉ S ₂		SCHISTOSITÉ DE FLUX	SCHISTOSITÉ DE FLUX RÉGIONALE	SCHISTOSITÉ DE FLUX RÉGIONALE		SCHISTOSITÉ DE FLUX OU DE FRACTURE						SCHISTOSITÉ RÉGIONALE DE FLUX OU DE FRACTURE	SCHISTOSITÉ RÉGIONALE DE FLUX OU DE FRACTURE
	LINÉATION L ₂		NON OBSERVÉE	AXE DE MINIPLIS OU INTERSECTION	AXE DE MINIPLIS OU INTERSECTION		AXE DE MINIPLIS OU INTERSECTION						AXE DE MINIPLIS OU INTERSECTION	NON OBSERVÉS
PHASE 3	PLIS P ₃	PHASE SC ₃	NON OBSERVÉS	PLIS DÉJETÉS SIMILAIRES ET LOCAUX	PLIS DÉJETÉS ET LOCAUX	PHASE La ₃	PLIS DÉJETÉS ET LOCAUX	PAS DE PHASE DE DÉFORMATION PÉNÉTRATIVE RÉGIONALE (SCHISTOSITÉ DE FRACTURE LOCALE)	PHASE IT ₂	PHASE IP ₂	PHASE IT ₂	PHASE IP ₂		
	SCHISTOSITÉ S ₃		SCHISTOSITÉ DE FRACTURE (LOCALE)	SCHISTOSITÉ DE FRACTURE (LOCALE)	SCHISTOSITÉ DE FRACTURE (LOCALE)		SCHISTOSITÉ DE FRACTURE (LOCALE)						SCHISTOSITÉ DE FRACTURE LOCALE	SCHISTOSITÉ DE FRACTURE LOCALE
	LINÉATION L ₃		INTERSECTION	AXE DE MINIPLIS ET INTERSECTION	AXE DE MINIPLIS ET INTERSECTION		AXE DE MINIPLIS ET INTERSECTION						AXE DE PLIS	AXE DE PLIS OU INTERSECTION
STRUCTURES POSTÉRIEURES AUX PHASES DE DÉFORMATION PÉNÉTRATIVE		PLIS DÉJETÉS OU NON À PETITE ET GRANDE ÉCHELLE SANS SCHISTOSITÉ CONGÈNÈRE							PLIS À PETITE ÉCHELLE SANS SCHISTOSITÉ CONGÈNÈRE					

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. Les directions des axes b des miniplis associées aux différentes phases sont les suivantes : 1. séries ioniennes - phase IT₁ : N 130 à N 190 et N 40 à N 345 - phases IT₂ et IP₂ : N 310 à N 50 ; 2. Phyllades - phase La₂ : N 220 à 230 - phase Sc₂ : N 140 à N 230 et N 50 à N 320 - phase La₃ : N 250 - phase Sc₃ : N 105 à N 145 (Voutiani - Sellasia) et N 330 à N 340 (Jeoritsion).

5. Je soulignerai l'existence dans les couches calcaro-détritiques de Molai (datées p.p. paléontologiquement du Trias) de conglomérats polygéniques siliceux tout à fait comparables à ceux signalés dans le Système Cristallin Principal du Taygète. Cette observation renforce évidemment la probabilité de l'existence de matériaux d'âge triasico-paléozoïque dans ce dernier, toujours interprété globalement comme du métaflysch ionien.

6. Le métamorphisme et les déformations affectant la Nappe intermédiaire étant postérieurs au Trias supérieur sont donc alpins. Il n'est pas possible de préciser davantage dans le seul massif du Parnon.

III. CONCLUSIONS GÉNÉRALES : INTERPRÉTATION STRUCTURALE ET STRATIGRAPHIQUE DES PHYLLADES SL, DU PÉLOPONNÈSE MÉRIDIONAL.

La conjonction et l'homologie des observations faites dans les massifs du Taygète et du Parnon m'autorisent donc à proposer un modèle général des phyllades sl. En effet un certain nombre d'affirmations peuvent être étendues à l'ensemble du Péloponnèse méridional.

A. LES PHYLLADES SL. SONT TOTALEMENT ALLOCHTONES ET CHEVAUCHENT LE PARAUTOCHTONE IONIEN DES MASSIFS DU TAYGÈTE ET DU PARNON.

Cette allochtonie générale traduit en effet l'existence de différences notables dans les histoires post-sédimentaires des phyllades sl. et de ce parautochtone ionien.

B. LES PHYLLADES SL. SONT CLIVÉES EN TROIS NAPPES DE CISAILLEMENT AU MOINS.

1. UNE NAPPE INFÉRIEURE DITE "SYSTÈME CRISTALLIN PRINCIPAL",

(Ktenas, 1926 ; Lekkas, 1980), formée de schistes, micaschistes, quartzites, métaconglomérats polygéniques siliceux et metabasaltes (tholéitiques intraplaques, cf. chapitre II de cette 3^{ème} partie). Elle affleure près des villages de Sellasia, Voutiani, Jeoritsion, Artemissia, Goranos, Arna-Spartia, Dafni, Plitra - Daimonia - Lira (fig. 192).

La seule datation paléontologique connue donne un âge Oligocène (Lekkas, 1980). Les schistes concernés ont subi une recristallisation métamorphique dans les conditions du faciès Schistes Verts à glaucophane (cf. chapitre III de cette 3^{ème} partie). Ce dernier minéral n'a été observé que dans cette unité inférieure.

L'histoire structurale de cette unité inférieure est polyphasée (cf. tableau 10).

Fig. 192 A et B.- Les nappes des Phyllades.

Fig. 192 A.- a. Dolomies. - b. Phyllades, schistes, micaschistes et quartzites. - c. Pyroclastites et tuffites. - d. "Andésites". - e. Calcaires marmoréens. - f. Conglomérats polygéniques siliceux. - g. Conglomérats polygéniques calcaro-siliceux. - h. Metabasaltes tholéitiques. - i. Couches de houille des Phyllades de Lira. - j. Contact anormal basal de la Nappe de Gavrovo-Tripolitza méso- cénozoïque. - k. Contact anormal basal de la Nappe supérieure (de Tyros) des Phyllades. - l. Contact anormal basal de la Nappe intermédiaire des phyllades. - m. contacts anormaux résultant de l'imbrication précoce du flysch ionien et de matériel triasico-paléozoïque appartenant à la base de la série de Gavrovo-Tripolitza. - n. Contact anormal basal des Nappes des Phyllades.

Fig. 192 B.- 1. Nappe supérieure des phyllades. - 2. Couches de Pharos. - 3. Couches calcaro-détritiques de Molai. - 4. Formation de Lakkomata. - 5. Phyllades d'Hagios Analipsis - 6. Phyllades d'Ano Sellitsa. - 7. Phyllades oligocènes de Sellasia. - 8. Phyllades non datées du Système Cristallin Principal. - 9. Chevauchement. - 10 Metabasaltes tholéitiques.

2. UNE NAPPE INTERMEDIAIRE DITE DE PHAROS - LAKKOMATA,

(Thiébault, 1981) (dite également Couches de Tyros p.p. de Lekkas, 1980) dans laquelle je rassemble :

2a. LA FORMATION DE LAKKOMATA (fig. 192) formée d'un membre phyllade (d'âge permo-triasique) recouvert en concordance par une série carbonatée, datée paléontologiquement du Trias, que j'interprète comme la base de la série de Gavrovo-Tripolitza restée adhérente à son sous-bassement terrigène.

2b. LES COUCHES CALCARO-DETRITIQUES DU MONT HAGIOS-GEORGIOS ET DE MOLAI (fig. 192). Celles de Molai correspondent à la réunion des séries "Untere et Obere Klastische Einheit" de Brauer et coll. (1980). Il s'agit d'un ensemble de phyllades, métaconglomérats, métavolcanites et marbres. La série "Untere Klastische Einheit" est datée paléontologiquement p.p. du Ladinien supérieur - Carnien (Brauer et coll., 1980).

2c. LES PHYLLADES PERMIENNES D'HAGIOS-ANALIPSIS affleurant au Nord du village de Voutiani (fig. 192). Elles montrent une alternance de phyllades et marbres datés paléontologiquement du Djuflien inférieur.

2d. LES PHYLLADES PERMIENNES DE KARVELI (fig. 192), alternance de phyllades et marbres datés paléontologiquement du Murghalien supérieur - Djuflien.

2e. LES PHYLLADES PERMIENNES D'ANO SELLITSA (fig. 192) composées de phyllades, métavolcanites et marbres ayant fourni des Fusulinides d'âge Murghalien supérieur à Permien terminal.

2f. LES COUCHES DE PHAROS (fig. 192) constituées de phyllades et marbres colorés datés paléontologiquement du Carbonifère (Paraskevopoulos, 1964).

Toutes ces phyllades sont caractérisées par une histoire structurale polyphasée et un très faible métamorphisme.

3. UNE NAPPE SUPERIEURE OU DE TYROS. (Couches de Tyros de Ktenas, 1926 - Couches de Tyros p.p. de Lekkas, 1980) rassemblant les Couches de Tyros de Ktenas (1926), la Formation du Monastère Sotyros et les couches volcaniques de Krokee et Finiki (fig. 192).

Le membre carbonaté de la Formation du Monastère Sotyros est daté paléontologiquement du Carnien et interprété comme la base de la série de Gavrovo-Tripolitza. Le matériel de cette nappe de Tyros n'a subi aucune phase de déformation génératrice de structure pénétrative régionale. Il peut être dépourvu de métamorphisme ou affecté par un très faible métamorphisme (faciès à préhnite et pumpellyite) qui ne peut être daté par rapport à d'éventuelles déformations d'âge alpin. Il est donc délicat d'affirmer qu'il est nécessairement d'âge alpin. Il

pourrait, en effet, résulter de phénomènes deutériques ou d'un "métamorphisme hydrothermal" marquant les dernières phases d'évolution de ces épanchements volcaniques d'âge probable Ladino-Carnien. Cette incertitude n'entraîne malgré tout aucune ambiguïté quant aux pressions et températures maximales subies par ce matériel qui ne peuvent avoir excédé les conditions (P, T) de stabilité de l'association préhnite + pumpellyite (sans actinote).

C. LE MATÉRIEL DES NAPPES SUPÉRIEURE ET INTERMÉDIAIRE APPARTIENT À LA SÉRIE DE GAVROVO-TRIPOLITZA DONT IL CONSTITUE LE SOUBASSEMENT.

Dans les massifs du Taygète et du Parnon, il est alors possible de rassembler un certain nombre de "formations" dispersées géographiquement mais cohérentes par leur âge (Trias-Permien-Carbonifère) et leur lithostratigraphie en deux Complexes lithostratigraphiques : le Complexe de Lakkomata et le Complexe de Tyros (fig. 192). La présence dans ces Complexes de membres carbonatés assimilés à la base de la série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza conduit tout naturellement à interpréter ces Complexes comme le soubassement stratigraphique originel triasico-paléozoïque de cette série carbonatée de Gavrovo-Tripolitza.

Ces deux Complexes ont donc même valeur zonéographique. Leur équivalence latérale traduit une différenciation régionale de ce soubassement au cours du Trias, marquée par la présence ou l'absence d'un volcanisme "andésitique" important, par l'âge précoce ou plus ancien de l'installation de la sédimentation holocarbonatée (fig. 192).

D. LA NAPPE INFÉRIEURE CORRESPOND À DU MÉTAFLYSCH IONIEN QUI RENFERME DES IMBRICATIONS DE MATÉRIELS TRIASICO-PALÉOZOÏQUES DU SOUBASSEMENT DE GAVROVO-TRIPOLITZA.

La seule datation paléontologique connue (Oligocène - Lekkas, 1980) et la position structurale inférieure, directement sur le parautochtone ionien, amènent à interpréter cette unité comme une masse de métaflysch ionien (Lekkas, 1980).

J'ai montré en outre lors de l'étude du massif du Taygète (cf. par. I.) que certaines masses de matériaux interstratifiés dans cet ensemble possédaient des lithofaciès inconnus dans le flysch ionien du Taygète ou d'Épire-Akarnanie (Grèce continentale). Ce sont :

- des conglomérats polygéniques siliceux versicolores, identiques à certains conglomérats des séries calcaro-détritiques de Molai du Complexe de Tyros (cf. supra) ;
- des passées de schistes et quartzites à chloritoïde ;
- des metabasaltes tholeïtiques.

J'ai admis un âge triasico-paléozoïque très probable, pour ces masses de matériaux imbriqués dans le métaflysch. Cette thèse conduit logiquement à deux modèles interprétatifs. Il s'agit ici :

1) soit d'une série détritique compréhensive déposée du Trias au Miocène dans un sillon des "phyllades" (Wunderlich, 1971 et 1973 ; Kopp et Ott, 1977 ; Jacobshagen et coll., 1976 et 1978 ; Jacobshagen, 1979 ; Altherr et Seidel, 1979). Aucune datation paléontologique n'étayant cette hypothèse, elle ne m'apparaît ni justifiée ni nécessaire (cf. annexe n° 1)

2) Soit d'une imbrication tectonique ou stratigraphique (olistolithes), précoce (*antérieure ou synchrone de la première phase de déformation pénétrative SC₁ ayant affecté ces phyllades*) de matériel triasico-paléozoïque du soubassement de Gavrovo-Tripolitza dans une masse de flysch ionien. C'est ce modèle que je retiendrai car il ne nécessite aucune hypothèse paléogéographique supplémentaire.

E. LA NAPPE INFÉRIEURE ("SYSTÈME CRISTALLIN PRINCIPAL") : UNE IMBRICATION SÉDIMENTAIRE OU TECTONIQUE PRÉCOCE DANS LE MÉTAFLYSCH IONIEN.

Le seul modèle génétique simple correspondant aux différentes observations est celui d'une imbrication précoce (anté ou syn phase SC_1 , tableau 10) de matériaux appartenant d'une part à l'autochtone de ce système cristallin (zone ionienne) et d'autre part aux Complexes lithostratigraphiques qui lui sont très généralement superposés. (Element du substratum paléozoïque ou de la couverture sédimentaire carbonatée de Gavrovo-Tripolitza).

Le métaflysch ionien doit provenir d'une partie du sillon ionien plus interne que celle où se sont accumulées les séries constituant aujourd'hui les massifs du Taygète et du Parnon, puisque ces dernières ont subi une histoire structurale plus simple et des déformations moins intenses que celles subies par le "Système Cristallin Principal". Il convient de rappeler que le passage des calcaires ioniens au flysch s'observe bien dans le Taygète et que ce flysch n'a pas du tout les caractères de déformation et de métamorphisme du métaflysch qui le chevauche.

Le métaflysch pourrait provenir de la sous-zone ionienne interne dont on connaît la grande épaisseur du flysch (6000 m) en Epire - Akarnanie (I.G.R.S. et I.F.P., 1966). Il paraît en effet raisonnable de prolonger cet ensemble puissant vers le Sud et le Péloponnèse méridional, puisque l'épaisse série de flysch de Gavrovo qui lui est paléogéographiquement et génétiquement liée se prolonge vers le Sud (Izart, 1976 ; Fleury et coll., 1979 ; Fleury, 1980). Reste à préciser la cause de ces imbrications. L'explication la plus simple est celle d'imbrications tectoniques précoces (syn phase SC_1 , cf. tableau 10) de matériaux du soubassement triasico-paléozoïque de la zone de Gavrovo-Tripolitza ayant pénétré mécaniquement dans la masse épaisse du flysch de la sous-zone ionienne interne lors du sous-charriage de celle-ci sous la précédente.

Mais il ne faut pas négliger une autre hypothèse celle de vastes olistolithes ou klippes sédimentaires ayant glissé depuis la zone de Gavrovo-Tripolitza dans le bassin de flysch de la sous-zone ionienne interne. J'ai déjà indiqué (cf. 2^{ème} partie) que le dépôt de fortes épaisseurs de flysch dans la sous-zone ionienne interne et dans la sous-zone de Gavrovo correspondait à une forte subsidence. Mais notre méconnaissance de l'évolution bathymétrique de ces bassins de flysch interdit de donner une évaluation correcte de la subsidence sans surcharge sédimentaire correspondante et par conséquent de l'éventuelle extension horizontale, cause possible de cette subsidence relativement brutale. Je ne peux donc raisonner que par comparaison avec d'autres régions où cette extension a pu être déterminée. Or si l'on observe les figurations données par Montadert et coll. (1979) puis Le Pichon et coll. (1981) pour la marge

Nord-Armoricaine (fig. 4a, b et c in Le Pichon et coll., 1981) les miroirs de faille en extension schématisés par ces auteurs amènent à l'affleurement des épaisseurs sédimentaires inférieures à 4 km. Or la série carbonatée céno-mésozoïque de Gavrovo-Tripolitza dépasse vraisemblablement les 4 km d'épaisseur (3 km du Jurassique supérieur au Priabonien terminal). La mise à nu (au contact de l'eau de mer) du soubassement de Gavrovo-Tripolitza, permettant son débit ultérieur en olistolithes supposerait donc l'intervention de failles en extension faisant subir

aux blocs considérés des rotations considérables. Il paraît par conséquent peu probable que d'éventuelles klipptes sédimentaires nées par effondrement au niveau de failles en extension aient pu intéresser le soubassement triasico-paléozoïque de cette sous-zone de Gavrovo. Par contre un tel dispositif en extension rendrait très probable l'existence de klipptes sédimentaires formées de calcaires méso-cénozoïques de Gavrovo-Tripolitza, or de telles klipptes précoces sont inconnues dans cette Nappe inférieure des phyllades.

L'explication la plus probable et la plus satisfaisante, celle à laquelle va ma préférence consiste en l'imbrication tectonique précoce de lames de soubassement triasico-paléozoïque de Gavrovo-Tripolitza dans le métaflysch ionien.

F. LE MÉTAMORPHISME ET LES DÉFORMATIONS AFFECTANT LES NAPPES DES PHYLLADES SONT D'ÂGE ALPIN ET PLUS PRÉCISÉMENT POST-OLIGOCÈNE ET ANTÉ-TORTONIEN.

Attribuant les marbres ioniens du massif du Taygète à la base de la série de Tripolitza et les interprétant comme discordants sur les phyllades, les levés cartographiques de Phillipson (1892) avaient conduit Negris (1914, 1919) à une telle conclusion fondée, il est vrai, sur un raisonnement contestable de nos jours.

Constatant qu'un métamorphisme affectait des phyllades d'âge permo-carbonifère, interprétées comme passant stratigraphiquement (sans discordance) à la série carbonatée mésozoïque de Gavrovo-Tripolitza (considérée comme autochtone à cette époque) Paraskevopoulos (1964) proposa un âge alpin pour ce métamorphisme.

Après la mise en évidence du caractère allochtone de cette série mésozoïque de Gavrovo-Tripolitza, j'ai confirmé cette proposition en montrant (Thiébaud, 1976) que le métamorphisme affectait la nappe intermédiaire (formation de Lakkomata) datée p.p. du Trias supérieur.

La découverte de nannoflores d'âge Oligocène dans la nappe inférieure (Système Cristallin Principal) (Lekkas, 1980) permet d'étendre cette affirmation à l'ensemble des nappes des Phyllades. Il n'existe, en Péloponnèse méridional, aucune observation (cf. annexe n° 2 de ce chapitre I) en faveur de l'existence d'une discordance hercynienne ou d'un socle ancien au sein des phyllades (Nappes supérieure et intermédiaire) se rattachant au soubassement de Gavrovo-Tripolitza.

Les deux phases de déformations principales ayant affecté les nappes des phyllades et le métamorphisme associé sont donc postérieures à un certain Oligocène. Les développements précédents m'ont permis de démontrer qu'ils étaient antérieurs au clivage des phyllades en plusieurs nappes et au charriage de ces dernières sur leur autochtone ionien. Or l'édifice structural ainsi formé est recouvert par des dépôts discordants dont les plus anciens sont datés du Pliocène inférieur terminal (plus récent que la biozone à *Gl. margaritae*) en Péloponnèse méridional (Kowalczyk et coll., 1977).

Dans l'Ile de Cythère les couches transgressives et discordantes sur le Pinde, le Gavrovo-Tripolitza et les Phyllades sont datés à leur base du Tortonien inférieur, puis du Pliocène (Christodoulou, 1966 ; Freyberg, 1967 ; Theodoropoulos, 1973 ; Meulekamp et coll., 1979).

En Crète enfin, la transgression du Néogène discordant débute au Miocène supérieur (Aubouin et Dercourt, 1965) ou plus précisément à la limite Serravallien - Tortonien (Drooger et Meulekamp, 1973). Les événements tectono-métamorphiques ayant affecté les nappes des Phyllades se sont donc déroulés entre un certain Oligocène (- 35 à -30 m.a.) et la limite Serravallien - Tortonien (- 11 à - 12 m.a.).

Cette fourchette a été confirmée en Crète par la datation géochronologique (méthode : Ar^{39}/Ar^{40}) des paragenèses du métamorphisme HP-BT des Phyllades : - 20 m.a. (Seidel et coll., 1977 et 1979 ; Seidel, 1978).

La présence d'Oligocène (Lekkas, 1980) dans la Nappe inférieure (Système Cristallin Principal) rend par contre peu crédibles les datations géochronologiques (- 33 à - 37 m.a.) proposées par Panagos et coll. (1979) pour deux paragenèses de cette même nappe inférieure près de Krokee en Péloponnèse méridional.

L'interprétation stratigraphique des Phyllades, leurs structures et le calendrier de leur histoire post-sédimentaire paraissant maintenant acquis, il me reste à préciser les caractéristiques des métavolcanites qu'elles renferment puis les conditions physiques (P et T) du métamorphisme qu'elles ont subi.

DEUXIEME CHAPITRE

VOLCANISME ASSOCIE AUX PHYLLADES

L'étude précédente a mis en évidence l'existence de roches d'origine volcanique au sein du matériel des nappes des Phyllades. Je rappellerai : les prasinites et amphibolites de Goranos-Arna, Jeoritsion (Nappe inférieure = "Système cristallin principal"), les pyroclastites et laves porphyriques d'Ano-Sellitsa (Nappe intermédiaire, Complexe de Lakkomata) et enfin les "porphyres vert antique" et les pyroclastites associées de Krokee, Finiki et Tyros (Nappe supérieure, Complexe de Tyros).

Je traiterai successivement les problèmes posés par les métavolcanites de la nappe inférieure puis par celles de la nappe supérieure.

I. LES AMPHYBOLITES ET PRASINITES DE LA NAPPE INFÉRIEURE ("SYSTÈME CRISTALLIN PRINCIPAL")

A. ORIGINE ORTHODÉRIVÉE DE CES AMPHYBOLITES.

Dans le chapitre précédent nous avons signalé l'existence de prasinites et amphibolites dans la nappe inférieure près de Jeoritsion (Taygète septentrional, fig. 165), Goranos et Arna (Taygète méridional, fig. 169, 170 et 171) et enfin Chrisafa (revers occidental du Parnon, fig. 192). Ces roches forment des masses apparemment lenticulaires qui s'opposent nettement par leur texture, (granonématoblastique) et leur paragenèse (prasinitique et amphibolitique) aux phyllades et quartzophyllades qui les enveloppent. Toutes ces caractéristiques incitent à les interpréter comme d'anciennes roches volcaniques. Mais ce problème de l'origine des amphibolites est rendu délicat par l'existence possible de para-amphibolites. Les arguments purement pétrographiques s'étant révélés très fragiles pour discriminer ortho et para amphibolites (Evans et Leake, 1960 ; Engel A.E.J. et Engel G.G., 1962), certains auteurs (Leake, 1964 ; Nematov, 1969) admettent comme Moine (1969) que : "dans ces conditions seule la géochimie peut permettre d'atteindre l'origine des roches ne présentant aucun caractère igné résiduel". Ce principe admis, ce dernier auteur (1969) a mis au point des traitements graphiques permettant une discrimination relativement fiable.

J'ai donc appliqué ces traitements à 27 analyses chimiques (tableau 11) de prasinites et amphibolites (17 provenant du secteur Goranos - Arna et 10 du secteur de Jeoritsion) recalculées à 100 après élimination des pertes au feu (tous les diagrammes de ce chapitre ont été construits sur cette base de calcul).

Le premier diagramme (fig. 193) (Moine, 1969) n'utilise qu'un élément réputé mobile au cours du métamorphisme (Ca), il sépare nettement le domaine des amphibolites de celui des grauwackes ou de leurs dérivés plus ou moins dolomitiques grâce aux ordonnées calculées à partir d'éléments réputés peu mobiles (Al, Fe et Ti). De fait on y observe (fig. 193) une nette concentration des points figuratifs tous situés dans les deux aires de répartition probable des

BIBLI
LILLE

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
n° échantillon	E 117	E 116	E 119	F 492	E 120	D 86	F 496	F 499b	F 494	F 495	E 118	E 109	E 78	F 198
SiO ₂	45.44	45.67	45.87	45.36	46.10	47.00	44.38	47.60	47.75	48.66	48.97	48.69	48.90	49.22
Al ₂ O ₃	14.29	14.31	14.85	15.73	13.94	14.39	14.68	13.48	13.90	15.48	13.39	14.22	12.78	15.27
FeO ₃ tot.	14.34	14.26	13.81	12.85	13.62	12.28	11.26	12.87	11.89	13.01	12.71	13.96	14.40	13.66
MnO	0.24	0.23	0.21	0.26	0.21	0.19	0.18	0.21	0.21	0.22	0.15	0.19	0.20	0.18
MgO	8.12	7.26	7.11	4.06	7.80	7.26	5.46	7.71	7.57	5.35	7.29	7.17	7.61	7.32
CaO	8.93	8.46	8.47	12.42	7.66	10.58	8.03	8.15	8.60	6.85	7.24	5.75	5.37	2.44
Na ₂ O	2.49	3.12	2.19	2.2	1.99	2.06	4.17	2.60	2.25	4.66	3.36	2.24	2.53	4.46
K ₂ O	0.18	0.27	1.60	0.11	1.67	0.96	0.50	0.64	0.63	0.06	1.27	0.96	0.73	1.08
TiO ₂	2.03	2.09	1.90	1.65	1.87	1.97	1.56	1.94	1.75	1.86	1.79	1.97	2.33	2.03
P ₂ O ₅				0.16				0.20			0.19		0.23	
PF	3.64	3.81	3.35	4.25	3.96	2.67	8.59	3.22	3.87	2.92	2.35	4.02	4.07	3.73
Total	99.70	99.48	99.36	99.05	98.82	99.36	98.81	98.62	98.42	99.07	98.71	99.17	99.15	99.39

N°	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
n° échantillon	F 196	F 497	E 79	F 498b	F 498	E 82	E 76	E 110	F 491	E 81	F 193	F 490	269
SiO ₂	48.7	48.28	48.66	48.08	49.24	50.73	51.25	51.30	50.75	53.57	53.35	53.83	50.87
Al ₂ O ₃	14.67	14.99	14.32	14.43	15.60	13.70	13.57	13.42	13.99	13.43	14.53	13.6	13.71
FeO ₃ tot.	13.66	10.39	14.21	9.80	10.42	12.70	12.09	13.39	11.45	12.02	12.80	11.11	12.41
MnO	0.18	0.20	0.20	0.18	0.22	0.16	0.23	0.20	0.15	0.13	0.16	0.17	0.19
MgO	7.75	6.26	8.27	6.38	6.52	7.29	5.15	6.40	7.39	7.46	6.07	7.89	7.54
CaO	1.81	8.05	3.11	8.42	5.85	4.98	9.76	5.59	4.72	2.39	1.22	3.28	6.79
Na ₂ O	5.04	3.36	2.67	3.75	3.85	2.82	1.31	2.84	2.51	4.32	4.71	3.83	3.03
K ₂ O	0.73	0.05	1.16	0.01	0.73	1.54	0.18	1.07	0.05	1.89	1.70	0.06	0.04
TiO ₂	1.92	1.92	2.03	1.43	1.56	1.91	2.43	1.67	1.82	1.76	1.79	1.47	1.84
P ₂ O ₅	0.22			0.15		0.16	0.25		0.19	0.14	0.19	0.24	0.17
PF	4.54	5.88	4.40	6.34	4.74	3.47	3.27	3.29	5.88	3.11	3.48	4.39	3.65
Total	99.22	99.38	99.03	98.97	98.73	99.46	99.51	99.17	98.9	100.22	100.00	99.87	100.24

Tabl. 11 - Composition chimique des amphibolites et prasinites de Jeoritsion et Goranos-Arna (Nappe inférieure des Phyllades). Analyses par quantométrie (C.R.F.G., Nancy).

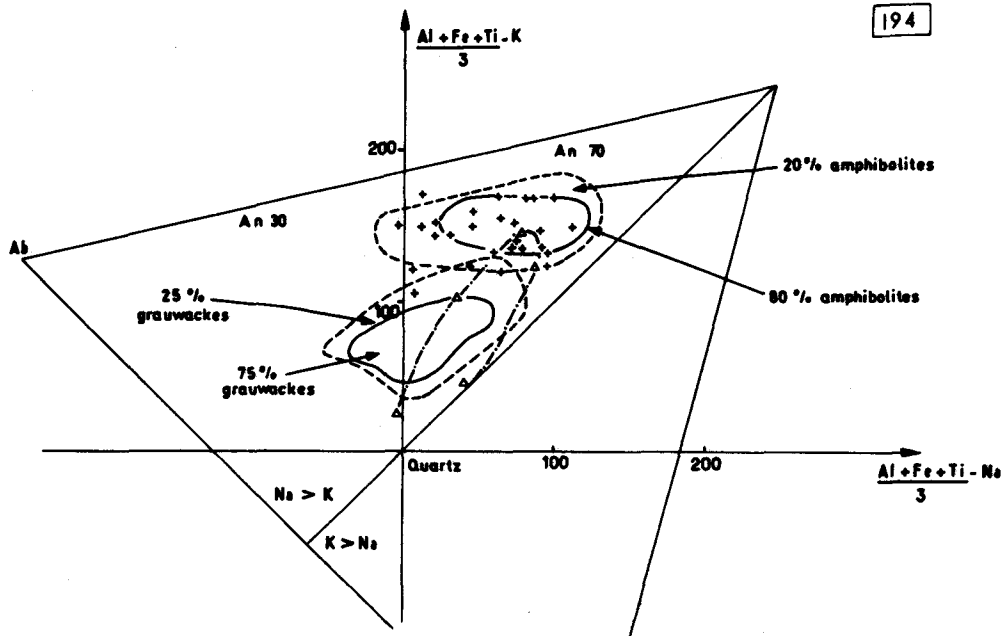
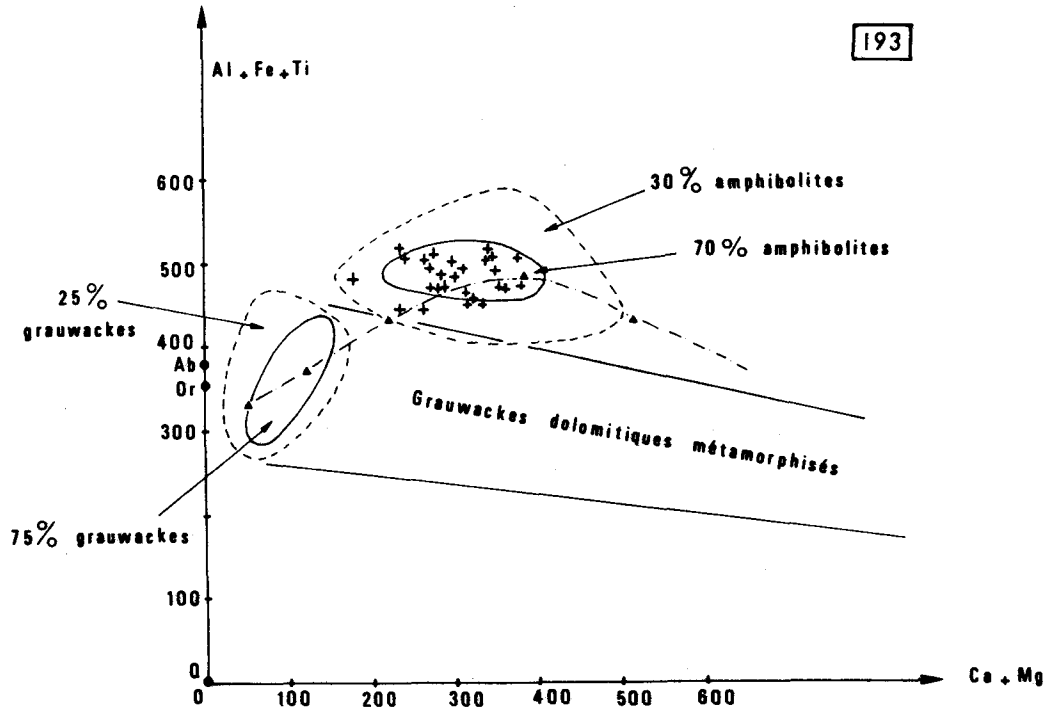


Fig. 193 et 194.- Composition chimique des amphibolites et prasinites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans les diagrammes de Moine (1969).

amphibolites (80% des points sont dans l'aire de plus haute probabilité). La légère dispersion horizontale s'explique vraisemblablement par la mobilité du calcium. De la même façon, la mobilité quasi certaine de Na et K explique facilement la dispersion des points représentatifs dans le second diagramme (Moine, 1969) (fig. 194) ou seulement 60% des points se placent dans l'aire de plus haute probabilité. mais aucun point représentatif ne se situe dans le domaine $K > Na$, caractérisant les shales, les roches argilo-carbonatées et les arkoses carbonatées.

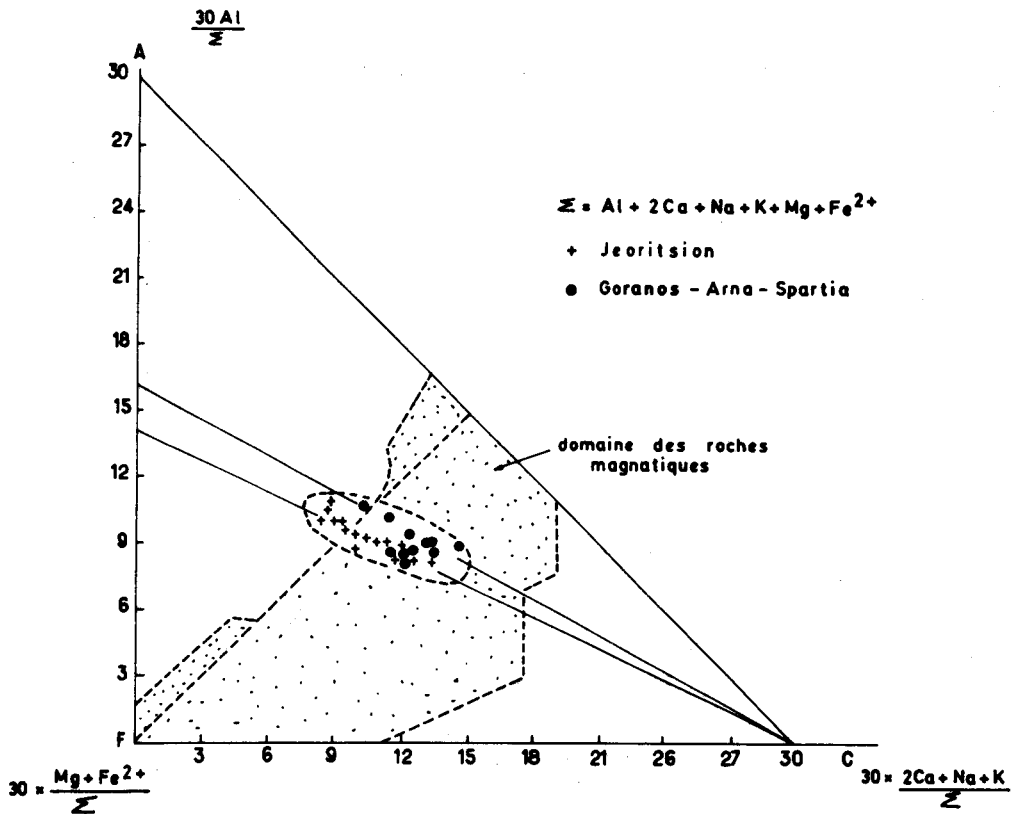


Fig. 195.- Composition chimique des amphibolites et prasinites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Nematov (1969).

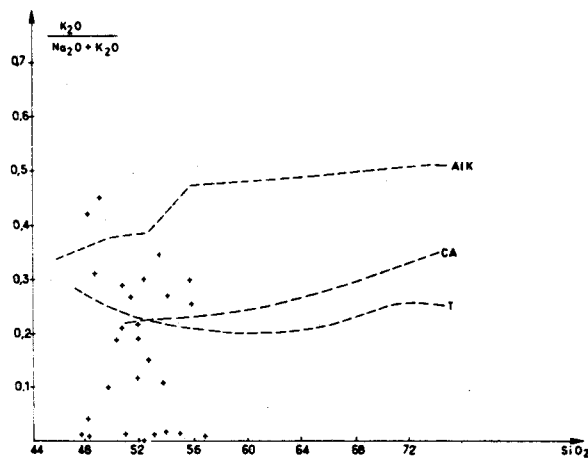


Fig. 196.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme $\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} = f(SiO_2)$ de Fonteilles (1968). Alk : série alcaline - CA : série calco-alkaline - T : série tholéitique.

Cette mobilité préférentielle de Na, K et Ca apparaît tout aussi clairement dans le diagramme triangulaire de Nematov (1969). On y observe (fig. 195) en effet une dispersion des

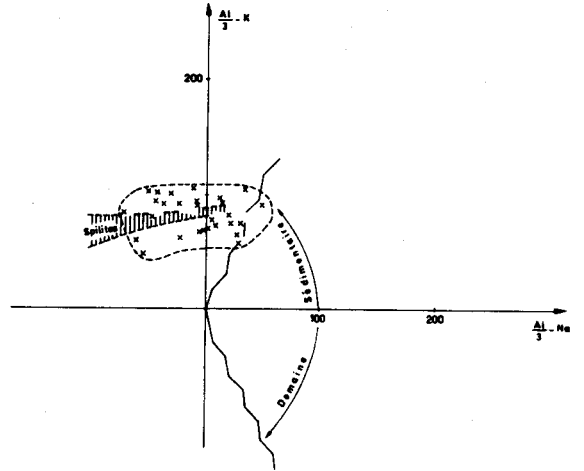
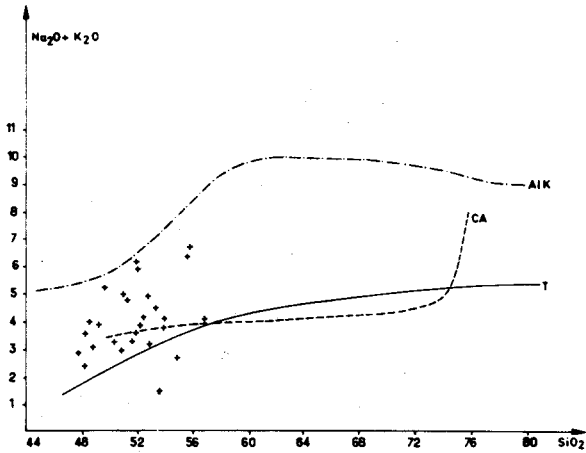


Fig. 197.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$ de Fonteilles (1968).

Fig. 198.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de La Roche (1968).

points représentatifs selon deux droites très proches passant par le sommet C. Ces alignements

traduisent l'invariance du rapport $\frac{A}{B} = \frac{Al}{Mg + Fe^{2+}}$, et la variation du paramètre

$$C = 30 \times \frac{2 Ca + Na + K}{\Sigma} \quad (\Sigma = Al + 2 Ca + Na + K + Mg + Fe^{2+})$$

L'existence de deux alignements correspond probablement à l'existence de différences minéralogiques originelles (plus ou moins grande richesse en plagioclases et ferromagnésiens).

En conclusion, les tests géochimiques utilisés indiquent une origine magmatique (métabasaltés) très vraisemblable pour les amphibolites et prasinites étudiées. Ils suggèrent en outre la mobilité de certains éléments : Na, K et Ca, et l'immobilité relative d'autres : Al, Fe et Mg.

B. SÉRIE MAGMATIQUE ORIGINELLE.

L'étape suivante de l'étude de ces métavolcanites paléotypes va tenter de préciser la série magmatique à laquelle elles se rattachent, en les comparant aux lignées connues déterminées à partir des roches magmatiques cénotypes. Cette détermination est délicate car elle doit tenir compte des variations métasomatiques induites par le métamorphisme.

Conformément aux conclusions précédentes, la modification métasomatique la plus évidente a trait aux alcalins et apparaît clairement sur le diagramme (fig. 196) étudiant les variations

du rapport $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$ en fonction de SiO_2 (Fonteilles, 1968). On y observe une dispersion très

nette des points figuratifs pour des variations faibles de SiO_2 . Cette dispersion est manifestement liée à la mobilité des alcalins (cf. diagramme de Nematov) plutôt qu'à une hétérogénéité magmatique originelle du lot étudié. Les études ultérieures rendent d'ailleurs cette dernière hypothèse très improbable).

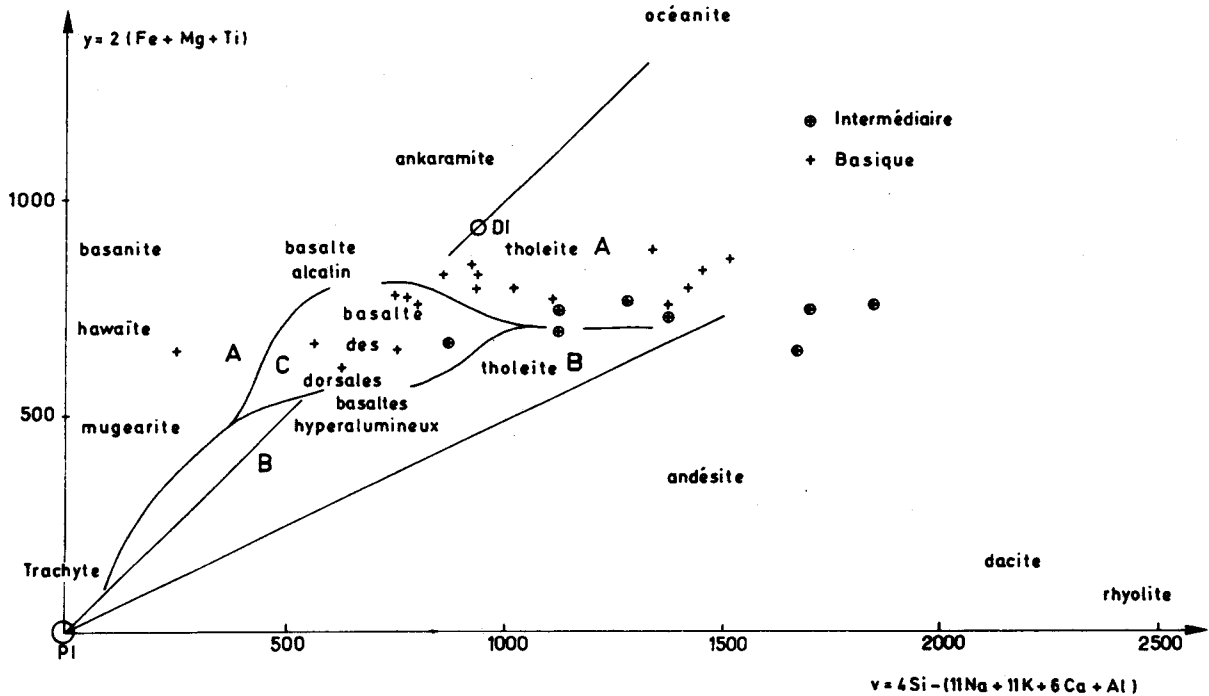


Fig. 199.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Bébien et coll. (1977).

Elle traduit donc une très grande mobilité relative des alcalins. En effet ce rapport

$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$ est certainement l'un de ceux dont les variations sont les plus régulières dans les séries magmatiques cénotypes. J'en citerai pour preuve qu'il est un des paramètres les plus utilisés, sous des formes diverses, pour discriminer ces dernières.

Sur le diagramme de variation (fig. 197) de la teneur totale des alcalis en fonction de SiO_2 de Fonteilles (1968) on observe au contraire une diminution très nette de l'aire de dispersion des points figuratifs. Ce phénomène avait déjà été souligné par Fonteilles (1968) lors de l'étude de séries paléotypes spilitisées.

Cette spilitisation apparaît clairement sur le diagramme :

$\frac{Al}{3} - K, \frac{Al}{3} - Na$ (fig. 198) où le grand axe de l'ellipse de dispersion est horizontal et parallèle au domaine des spilites. Les critères habituels de classification des roches

volcaniques cénotypes (norme, diagramme $Na_2O + K_2O - SiO_2$) ne sont donc pas applicables.

Pour tenter de classer malgré tout ces métavolcanites j'ai utilisé la représentation graphique proposée par Bébien et coll. (1977) pour l'étude des spilites. En confondant les points représentatifs de l'albite et de l'anorthite, ce diagramme limite l'effet de l'albitisation. Il sépare en outre nettement le volcanisme d'arc insulaire (B), du volcanisme subalcalin intraplaque par une ordonnée $[2(Fe + Mg + Ti)]$ peu sensible, a priori, à l'altération et au métamorphisme (fig. 199).

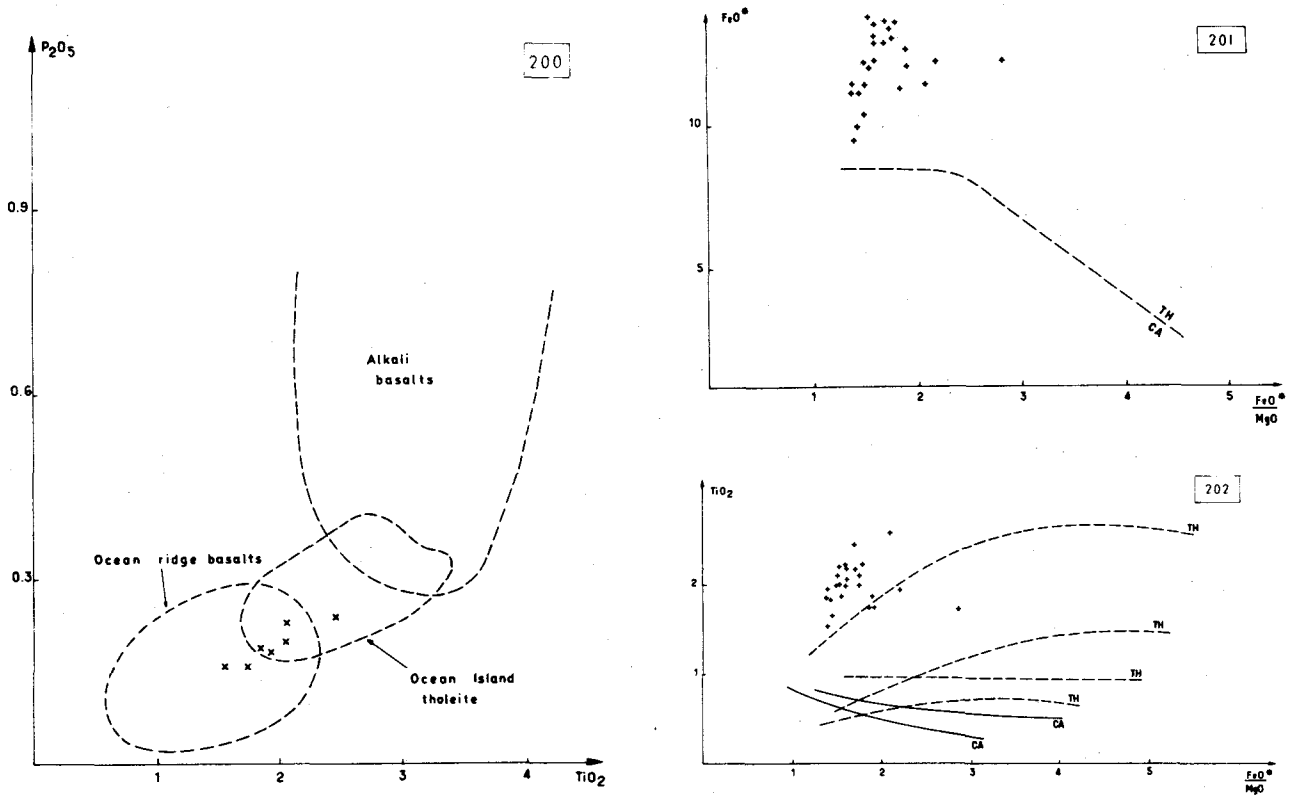


Fig. 200.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Rhodes (1973).

Fig. 201 et 202.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans les diagrammes : $FeO^{tot} = f \left(\frac{FeO^{tot}}{MgO} \right)$ et $TiO_2 = f \left(\frac{FeO^{tot}}{MgO} \right)$ de Miyashiro (1974).

De fait les points figuratifs se dispersent dans les domaines du volcanisme subalcalin tholéitique intraplaque : A et C. Un seul point se place dans le domaine alcalin. La dispersion horizontale est importante et est certainement due à la mobilité lors du métamorphisme du silicium, des alcalins et du calcium.

Pour confirmer le caractère non alcalin de ces metabasalts j'ai fait appel à une paire d'éléments dits résistants à l'altération et au métamorphisme : P_2O_5 et TiO_2 (Rhodes, 1973). Dans le diagramme proposé par cet auteur, tous les points figuratifs se placent dans les champs de basaltes subalcalins (fig. 200).

Pour corroborer l'appartenance à la ligne tholéitique je ferai référence aux diagrammes désormais classiques de Miyashiro (1974) (fig. 70 à 82). Ils sont fondés sur l'étude des variations de SiO_2 , FeO total et TiO_2 en fonction du rapport $\frac{FeO^{tot}}{MgO}$ matérialisant le degré de cristallisation fractionnée. Bien qu'utilisant des éléments réputés stables au cours des processus d'altération ou de métamorphisme (FeO total, MgO et TiO_2) ces représentations graphiques restent d'utilisation délicate dans l'étude des associations de métavolcanites paléotypes. Elles peuvent même, utilisées seules, conduire à des erreurs de diagnose (cf. Garcia, 1978).

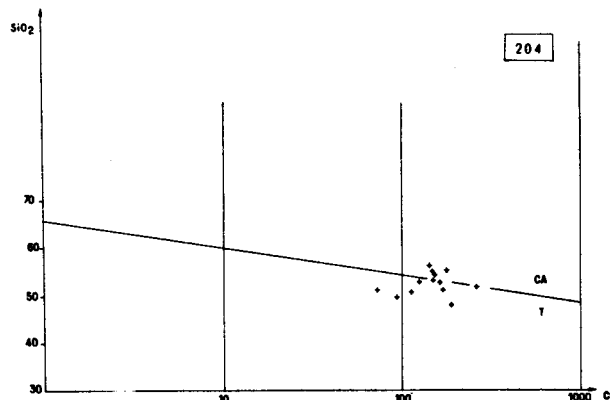
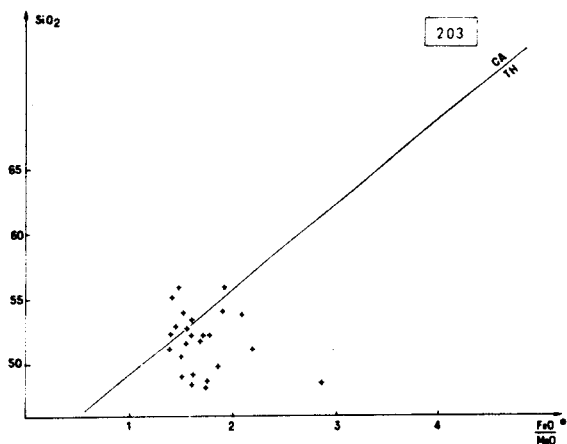


Fig. 203 et 204.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme $SiO_2 = f\left(\frac{FeO_{tot}}{MgO}\right)$ de Miyashiro (1974) et le diagramme $SiO_2 = f(Cr)$ de Miyashiro et Shido (1975).

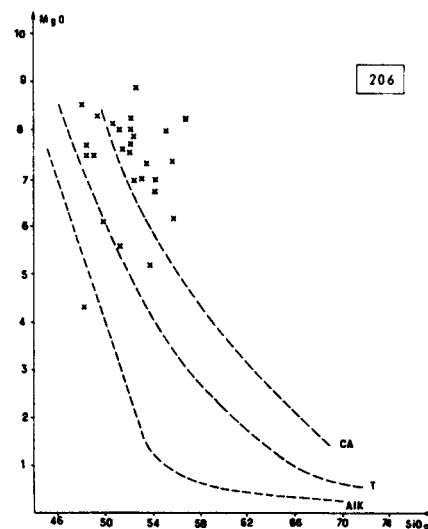
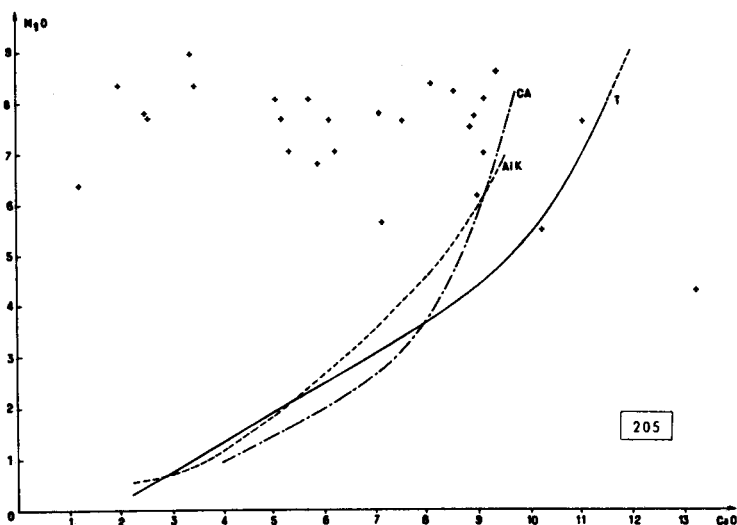


Fig. 205 et 206.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans les diagrammes : $MgO = f(CaO)$ et $MgO = f(SiO_2)$ de Fontelles (1968).

$FeO_{tot.}$

Le diagramme $FeO_{tot.} - \frac{FeO_{tot.}}{MgO}$ (fig. 201) matérialise de faibles variations du rapport

$\frac{FeO_{tot.}}{MgO}$.

ce qui semble traduire l'immobilité relative de FeO et MgO lors du métamorphisme.

MgO

Tous les points figuratifs se placent dans le champ des tholéïtes.

$FeO_{tot.}$

Le diagramme $TiO_2 - \frac{FeO_{tot.}}{MgO}$ (fig. 202) illustre de fortes teneurs relatives en TiO_2

et une certaine tendance à l'augmentation rapide de ces valeurs en même temps que celles du

rapport $\frac{FeO_{tot.}}{MgO}$.

Ce sont là encore des caractéristiques de tholéïtes.

MgO

$FeO_{tot.}$

La figure 203 ($SiO_2 - \frac{FeO_{tot.}}{MgO}$) montre par contre une grande dispersion des points figu-

ratifs amenant 1/3 de ceux-ci dans le domaine des laves calco-alcalines. On peut observer

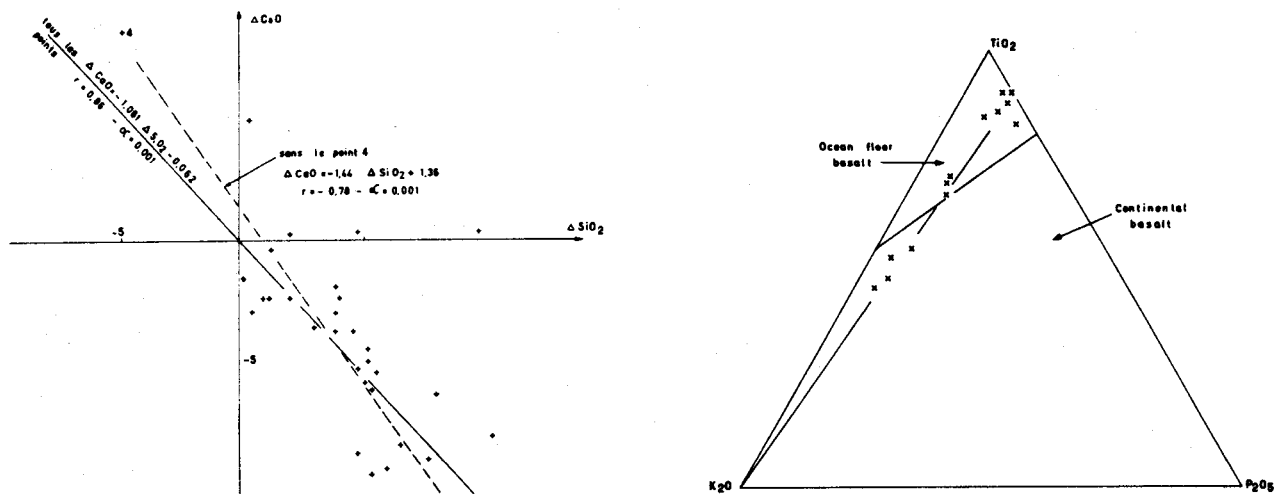


Fig. 207.- Corrélation négative entre les variations des teneurs en CaO et SiO_2 des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna d'après le diagramme de Fonteilles (1966).

Fig. 208.- Composition chimique des métavolcanites de Jeoritsion et Goranos - Arna dans le diagramme de Pearce et coll. (1975).

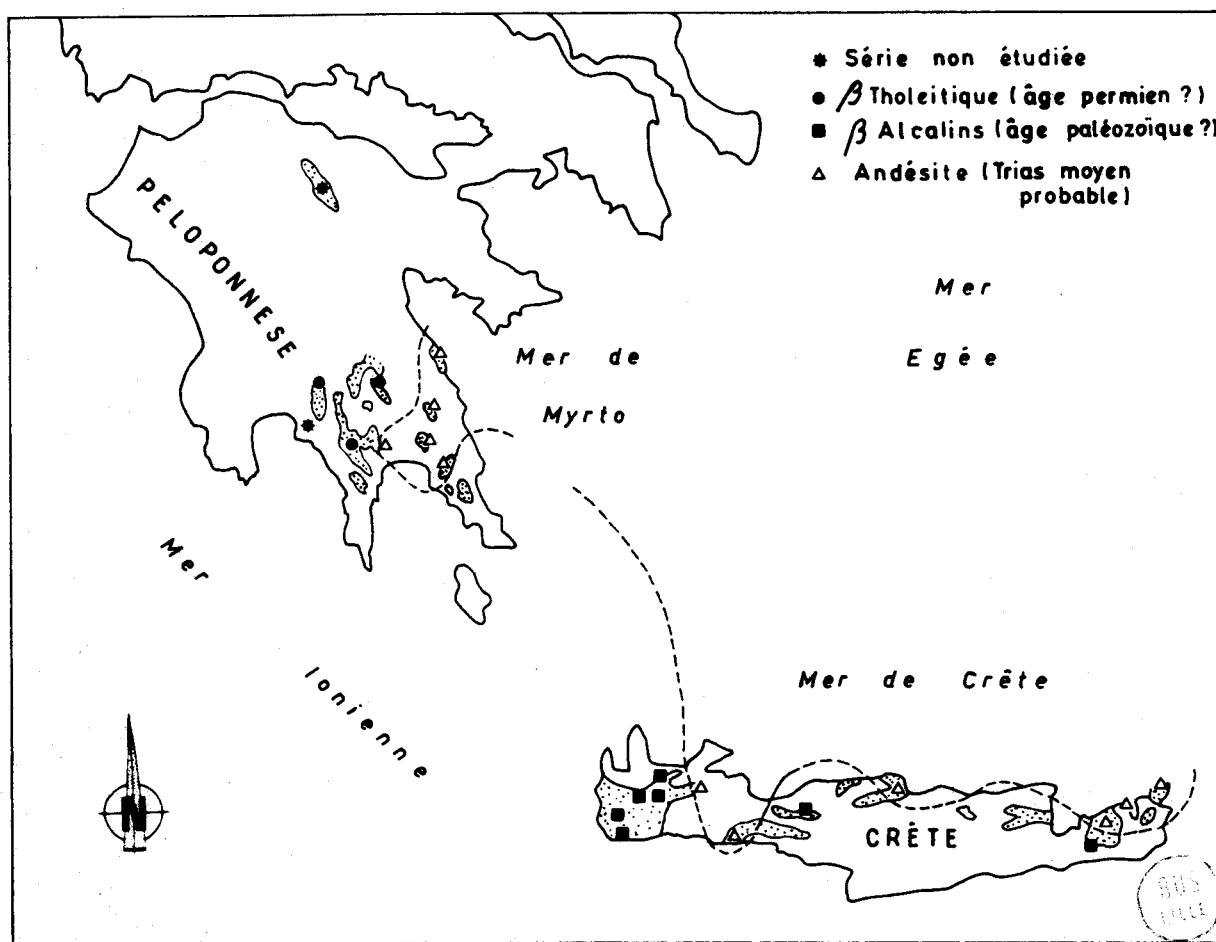


Fig. 209.- Carte de répartition des roches effusives appartenant à la Nappe des Phyllades sl. en Péloponnèse (d'après De Wever, 1975 et Thiébaud) et en Crète (d'après Seidel, 1978).

exactement le même phénomène dans le diagramme $\text{SiO}_2 - \text{Cr}$ (fig. 204) (Miyashiro et Shido, 1975). Ceci traduit vraisemblablement la mobilité de la silice lors du métamorphisme et plus précisément une silicification de ces metabasites.

Fonteilles (1976) étudiant les metabasites du socle pyrénéen a montré qu'il existait une certaine corrélation entre la silicification de ces dernières et le lessivage du calcium. La mobilité de ce dernier élément apparaît très facilement sur le diagramme $\text{MgO} - \text{CaO}$ (Fonteilles 1968) (fig. 105), les trois courbes d'évolution magmatique des trois principales séries étant quasi superposées. On notera ainsi, par rapport à la courbe de référence de la série tholéitique un net lessivage du calcium sauf pour l'échantillon 4. Si l'on admet, comme l'a fait Fonteilles (1976) que les valeurs de MgO ont peu ou pas varié, on peut grâce à la figure 205 estimer les variations ΔSiO_2 dans la figure 206 : $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ (Fonteilles, 1968). Il apparaît alors une très bonne corrélation négative entre ΔCaO et ΔSiO_2 ($r = -0,86$ - au risque 0,001) avec : $\Delta \text{CaO} = 1,081 \Delta \text{SiO}_2 - 0,062$ (fig. 207).

On a ainsi montré que dans les metabasites étudiées le lessivage du calcium a été compensé par une silicification. Cette grande mobilité du silicium rend évidemment délicate l'utilisation des diagrammes du type oxyde = f (SiO_2) pour identifier la série magmatique originelle à laquelle appartiennent ces metabasites, c'est pourquoi je ne les ai pas utilisés. En dernière analyse il est donc permis d'affirmer que les amphibolites et prasinites intercalés dans les phyllades des régions de Jeoritsion, Goranos et Arna sont d'anciens basaltes appartenant à une lignée tholéitique intraplaque. Le métamorphisme a modifié la composition chimique initiale de ces roches par suite de la mobilité des éléments suivants : Na, K, Ca et Si. Par contre les autres éléments (Al, Fe, Mg, Ti) peuvent être considérés comme immobiles.

La forte mobilité des alcalins rend évidemment illusoire toute tentative de déterminer le caractère océanique ou continental de la plaque au niveau de laquelle sont nés ces metabasites. Dans le diagramme (fig. 208) triangulaire $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ de Pearce et coll. (1975) on observe en effet un alignement des points figuratifs des metabasites traduisant l'immobili-

té relative de TiO_2 et P_2O_5 ($\frac{\text{TiO}_2}{\text{P}_2\text{O}_5} = \text{constante}$), la grande mobilité de K_2O , dispersant les points du domaine continental au domaine océanique.

L'existence de metabasites intercalées dans les Phyllades n'est évidemment pas propre au Péloponnèse méridional. Des metabasites ont été signalés dans les phyllades en Crète (fig. 209) (Schubert et Seidel, 1972 ; Seidel, 1974 et 1978). Mais dans ce cas les auteurs précités ont démontré l'appartenance de ces laves à la lignée alcaline en utilisant des éléments réputés peu mobiles (Zr , TiO_2 et P_2O_5). Dans le diagramme de Bebien et coll. (1977) les points figuratifs des metabasites crétois sont pratiquement tous situés à gauche de la droite critique Plagioclase - Forsterite dans le domaine alcalin, alors que les points figuratifs des metabasites péloponnésiens sont situés à droite de cette droite dans le domaine subalcalin. On observe malgré tout une certaine dispersion, cinq points se situant dans le domaine des basaltes des dorsales (fig. 210). Cette dispersion est vraisemblablement liée à la mobilité des alcalins et du silicium. La mobilité des alcalins apparaît nettement sur le diagramme

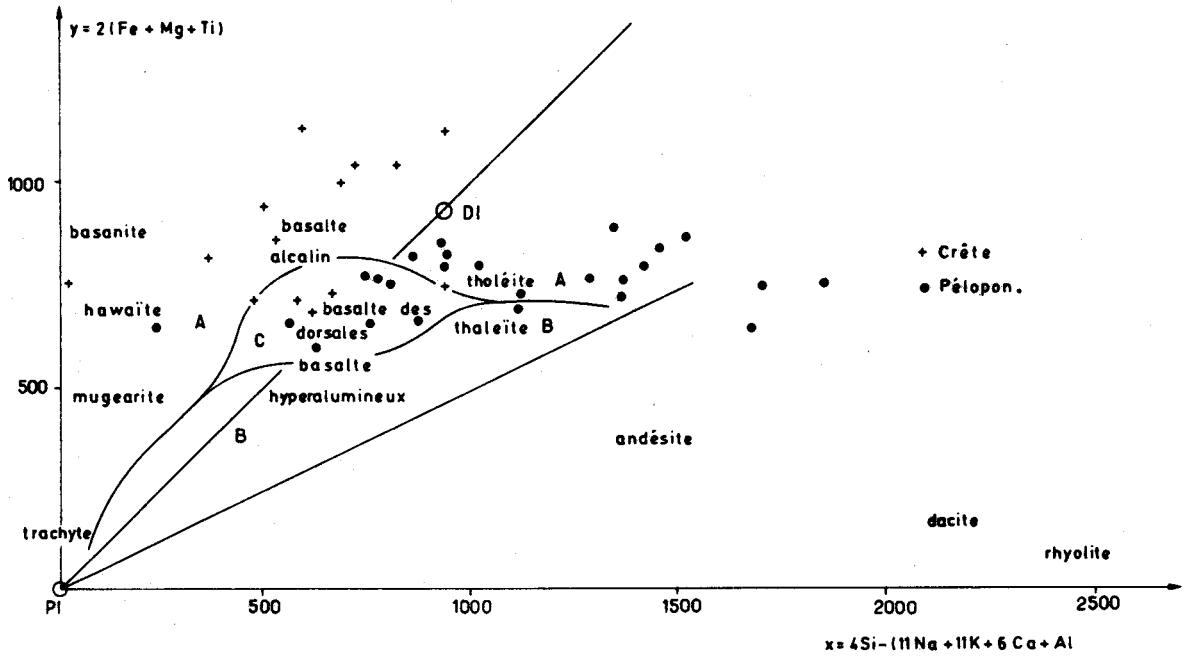


Fig. 210.- Composition chimique de metabasaltes de la Nappe des phyllades sl. de la Crète (Seidel, 1978) et du Péloponnèse (Jeoritsion et Goranos - Arna, cf. ci-dessus) dans le diagramme de Bébien et coll. (1977).

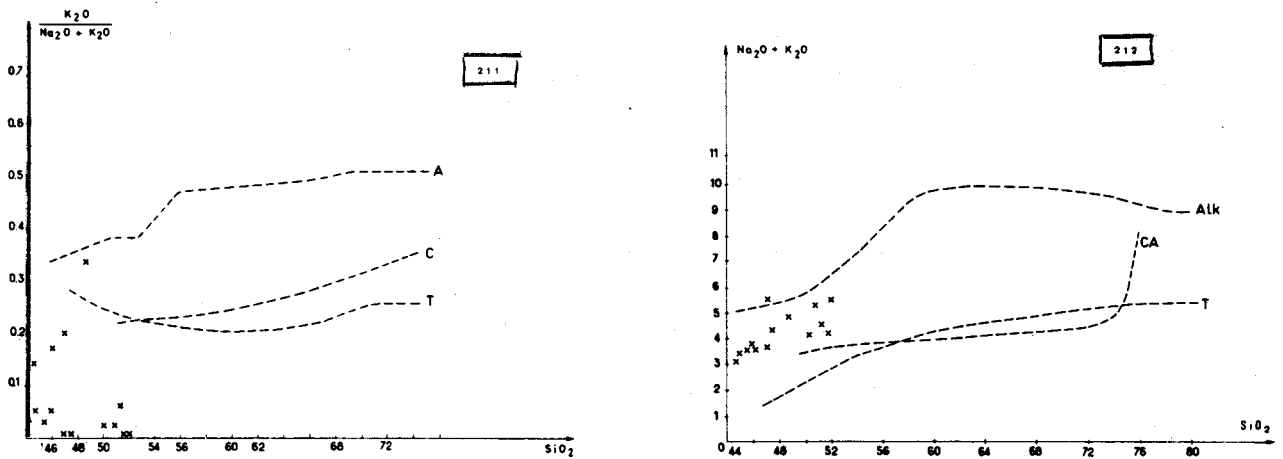


Fig. 211 et 212.- Composition chimique de metabasaltes de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après les données de Seidel, 1978) dans les diagrammes $\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} = f(SiO_2)$ et $Na_2O = f(SiO_2)$ de Fonteilles (1968).

$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} - SiO_2$ (Fonteilles, 1968 (fig. 211) qui met en évidence un lessivage très important du potassium, compensé partiellement par un apport de sodium, permettant à la somme des alcalins de garder une valeur proche mais inférieure à celle caractéristique de la lignée alcaline (fig. 212).

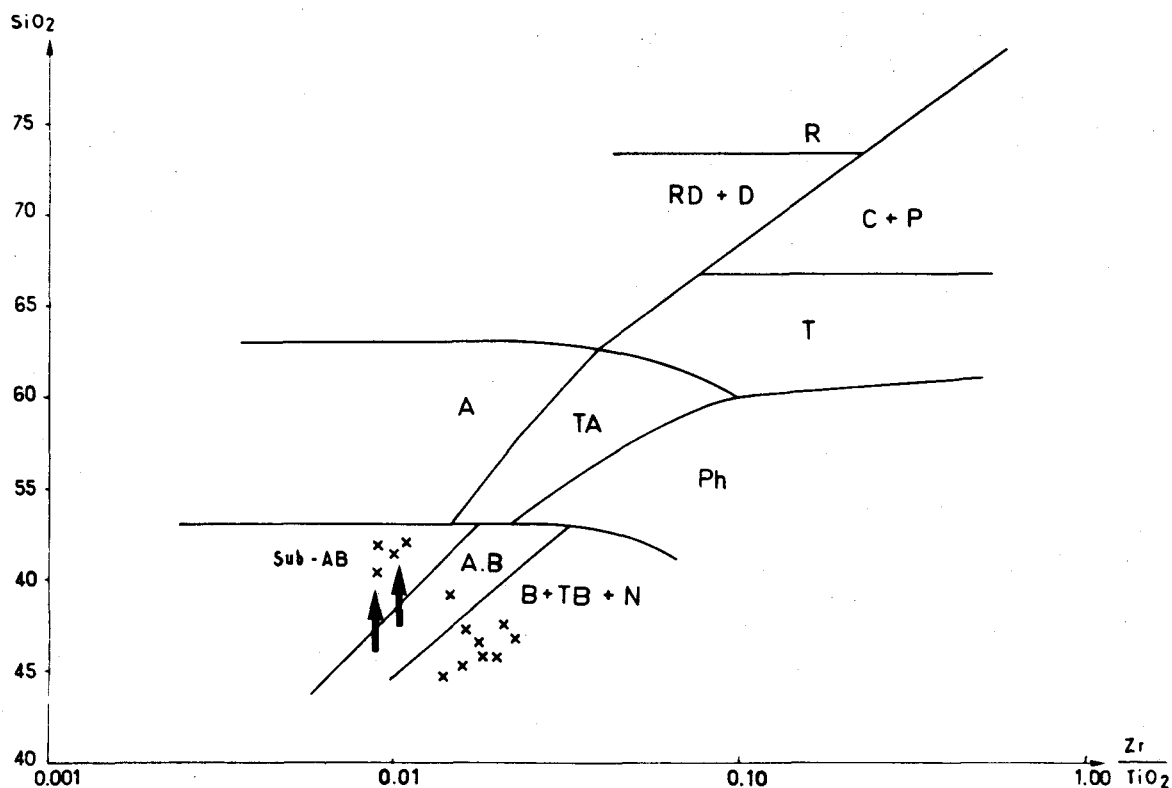


Fig. 213.- Composition chimique de metabasalts de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après les données de Seidel, 1978) dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977).

La faiblesse des teneurs en potassium de ces metabasalts alcalins est donc un caractère acquis lors du métamorphisme et non pas un trait hérité à la suite d'une naissance au niveau d'une plaque océanique comme l'avaient avancé dans des notes préliminaires Schubert et Seidel (1972) puis Seidel (1974). Ce dernier auteur a d'ailleurs abandonné cette idée dans sa thèse (Seidel, 1978).

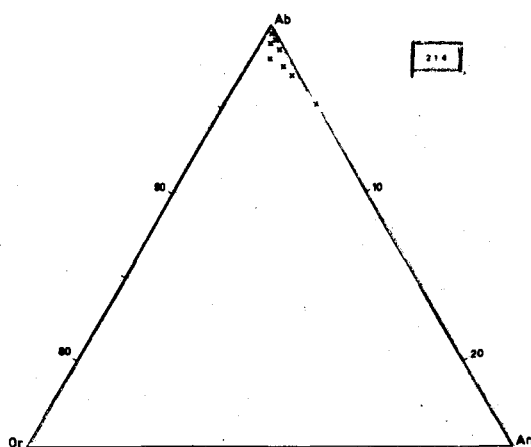


Fig. 214.- Composition de plagioclases des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades dans le diagramme albite - orthose - anorthite.

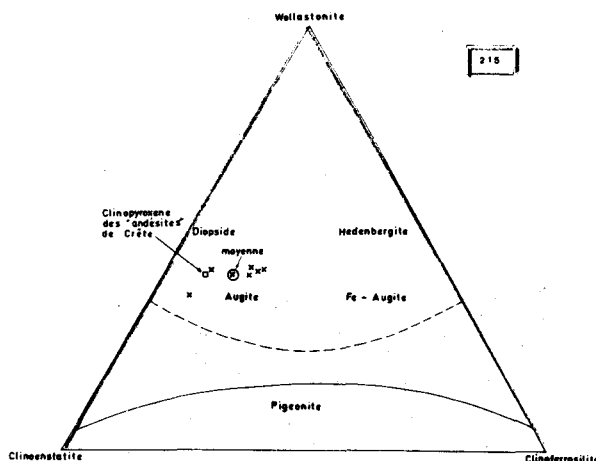


Fig. 215.- Composition de pyroxènes des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades (Péloponnèse) et de la Nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après Seidel, 1975) dans le diagramme wollastonite - clinoenstatite - clinoferrrosilite.

Etablie selon la méthode retenue pour les échantillons du Péloponnèse, la mobilité du silicium est confirmée par le diagramme de Winchester et Floyd (1977) (fig. 213). Le rapport $\frac{2r}{TiO_2}$ étant considéré comme invariant, la dérive des points 1, 2, 3 et 4 (fig. 213) nécessite une silicification relativement importante ($\Delta SiO_2 = 3$ à 5%).

En conclusion les metabasalts associés aux phyllades sl. appartiennent (fig. 209 et 210) à deux lignées: tholéitique intraplaque et alcaline. Le métamorphisme a plus ou moins modifié leur composition chimique par suite de la mobilité de : SiO_2 , Na_2O , K_2O et CaO . Aucune observation ne permet de maintenir que ces laves aient pris naissance dans une plaque océanique.

II. LES PORPHYRES DU COMPLEXE DE TYROS (SOUBASSEMENT DE GAVROVO-TRIPOLITZA COMPLEXE DE TYROS), NAPPE SUPÉRIEURE DES PHYLLADES.

Comme je l'ai indiqué dans le chapitre sur la stratigraphie des nappes des Phyllades, le complexe de Tyros se caractérise par l'existence de masses plus ou moins importantes de laves porphyriques vertes ou violettes ("porphyro verde antico") dont la variété la plus connue est la krokeite exploitée durant l'antiquité (fig. 209). Ces laves sont associées à des tuffites (roches les plus abondantes en volume). En ce qui concerne le mode de gisement de ces roches je renvoie le lecteur au chapitre précédent.

Je signalerai tout de suite que des métavolcanites semblables ont été signalées en Crète orientale (Papastamatiou et coll. 1959) et en Crète centrale (Seidel, 1978) (fig. 209). En Péloponnèse méridional la métavolcanite la plus représentative est le porphyre vert ou "andésite". Il s'agit de laves microlithiques porphyriques montrant essentiellement de grands phénocristaux de plagioclases. Paraskevopoulos (1965) a indiqué des teneurs de 20 à 27 % d'anorthite pour les phénocristaux et les microlithes de plagioclases.

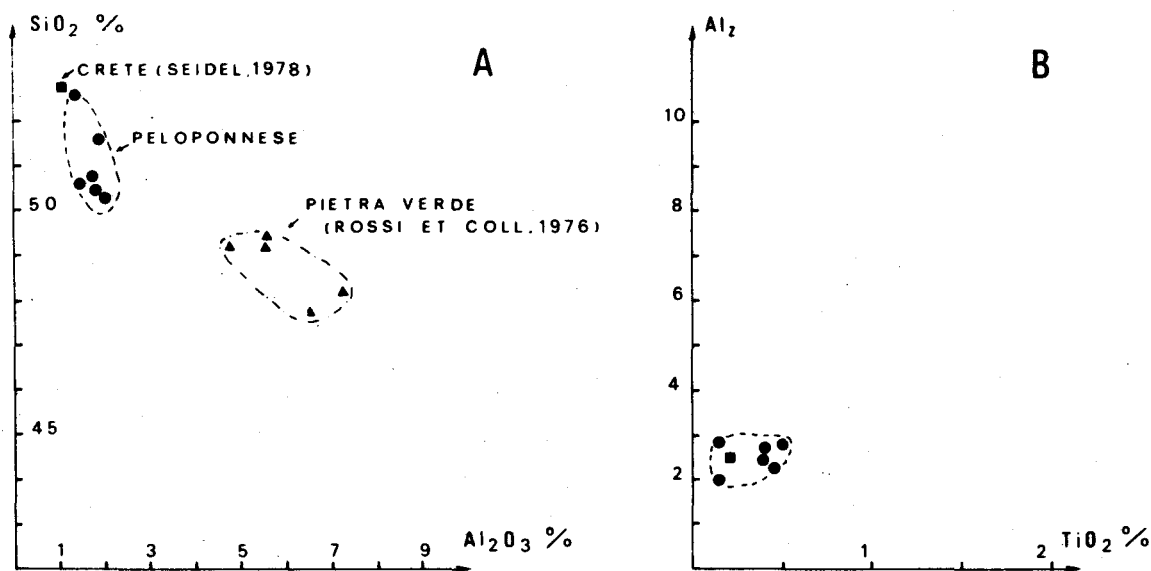


Fig. 216 A et B.- Composition chimique de pyroxènes des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades (Péloponnèse), de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après Seidel, 1978) et des "pietra verde" des Alpes méridionales (d'après Rossi et coll., 1976) dans les diagrammes $SiO_2 = f(Al_2O_3)$ et $Al_z = f(TiO_2)$ de Le Bas (1962).

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
n° échantillon	I 54	H 335	D 144	G 182	D 143	I 49	*	H 154	*	*	E 232	E 231
SiO ₂	67.44	64.02	63.70	61.99	60.18	59.39	56.90	53.84	53.70	53.46	53.26	53.00
Al ₂ O ₃	14.15	15.54	15.32	14.48	14.82	17.5	19.30	15.65	19.00	15.34	16.18	16.11
Fe ₂ O ₃ tot.	5.66	5.48	6.83	3.46	6.66	5.65	6.77	10.97	7.09	9.38	8.80	8.78
MnO	0.06		0.10	0.08	0.14	0.07	0.08	0.16	0.13	0.16	0.19	0.17
MgO	0.97	0.92	2.21	1.61	3.51	1.7	2.00	6.92	1.90	5.44	5.15	5.14
CaO	2.37	3.24	1.87	4.98	6.80	1.88	3.80	2.16	8.20	8.31	8.59	8.56
Na ₂ O	5.86	3.20	3.54	1.19	2.24	3.92	8.00	3.23	5.50	2.67	3.02	2.99
K ₂ O	0.28	2.50	1.94	4.89	2.47	4.67	0.10	0.28	0.20	0.99	0.27	0.26
TiO ₂	1.43	0.81	0.80	0.77	0.72	1.24	0.50	1.13	0.80	0.59	0.76	0.89
P ₂ O ₅	0.37	0.16		0.16	0.15	0.42	0.10	0.25	0.18	0.13	0.15	0.15
P F	0.68	4.92	3.22	6.29	2.96	2.43	2.40	4.87	3.40	3.66	3.93	3.87
Total	99.27	100.79	99.32	99.90	100.55	98.87	99.97	99.46	100.14	100.13	100.30	99.92

N°	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
n° échantillon	I 132	H 438	H 280	F 260	H 439	H 283	F 277	H 278	*	F 269	G 184	H 277	H 279
SiO ₂	52.73	52.32	52.05	51.82	51.74	51.67	51.47	51.32	50.70	50.57	50.45	50.44	48.77
Al ₂ O ₃	18.86	18.49	19.07	18.56	19.32	20.51	17.06	19.03	19.10	19.39	20.31	19.71	19.58
Fe ₂ O ₃ tot.	8.51	8.56	8.39	8.38	7.65	6.63	14.16	8.76	8.62	10.11	10.79	8.47	8.81
MnO	0.15			0.06	0.20		0.05		0.16	0.06	0.11	0.16	0.20
MgO	2.80	2.94	1.02	2.31	2.60	2.91	1.96	3.05	3.30	2.43	3.58	3.19	3.31
CaO	6.89	7.87	9.36	4.84	8.92	9.25	2.61	7.33	8.60	3.53	2.05	8.45	7.33
Na ₂ O	4.65	3.57	5.13	2.15	3.29	3.32	0.73	4.08	4.60	2.50	3.20	3.69	5.16
K ₂ O	0.84	1.13	0.20	4.15	0.88	0.56	4.24	1.49	0.50	4.18	4.02	1.53	0.20
TiO ₂	0.94	0.95	0.85	1.34	1.00	0.75	1.50	0.96	0.70	1.37	1.03	0.95	1.02
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.21		0.24	0.12		0.17	0.14			0.18	0.18
P F	3.71	3.64	3.14	5.91	3.82	4.38	5.00	3.24	3.90	5.08	3.91	3.73	4.22
Total	100.26	99.65	99.42	99.32	99.66	100.10	98.78	99.43	100.32	99.22	99.45	100.50	98.78

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).

En fait tous les plagioclases étudiés, quelle que soit leur taille, analysés à la microsonde électronique sont des albites presque pures (fig. 214) plus ou moins séricitisées. Seidel (1978) a signalé le même fait en Crète.

Les ferromagnésiens sont pratiquement tous pseudomorphosés par des assemblages de chlorite, épidote ± calcite. Un seul échantillon (tableau 12) récolté près du monastère Sotyros au Nord de Molai présentait des clinopyroxènes reliques. Les analyses effectuées à la microsonde électronique (tableau 13) montrent qu'il s'agit d'augite (fig. 215) pauvre en aluminium (fig. 216A) et en titane (fig. 216 B) tout à fait comparable à l'augite analysée par Seidel (1978) en Crète dans une andésite analogue.

Les autres minéraux observés (préhnite et pumpellyite) relèvent d'une histoire métamorphique qui sera étudiée au chapitre suivant.

clinopyroxènes de l'"andésite" D143 du tableau 12						
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51.59	52.60	50.30	50.74	50.44	50.66
Al ₂ O ₃	1.90	1.33	2.02	1.71	1.82	1.46
FeO	5.37	5.08	10.89	10.10	11.66	11.29
MnO	0.13	0.22	0.23	0.19	0.24	0.32
MgO	16.86	19.50	13.17	14.00	12.84	13.54
CaO	20.39	17.33	19.72	19.34	19.46	20.14
Na ₂ O	0.24	0.19	0.13	0.22	0.52	0.21
K ₂ O	--	--	--	--	0.07	--
TiO ₂	0.17	0.16	0.51	0.44	0.38	0.38
Total	96.65	96.41	96.89	96.74	97.41	98.00
Wo	42.36	35.66	42.20	41.28	41.76	41.93
En	48.72	55.83	39.22	41.57	38.31	39.20
Fs	8.92	8.52	18.58	17.15	19.93	18.87

Tableau 14 - Epidote		
	1	2
SiO ₂	37.80	38.07
Al ₂ O ₃	22.53	22.11
Fe ₂ O ₃	14.98	15.60
FeO	0.33	0.34
MnO	0.38	0.33
MgO	0.05	--
CaO	20.46	20.43
Na ₂ O		
K ₂ O	0.02	0.01
TiO ₂	0.14	0.11
P ₂ O ₅	0.07	0.07
H ₂ O+	2.59	2.02
Total	99.02	98.75

Tabl. 13 - Analyses à la microsonde électronique (Université de Louvain, analyste Vautier) des clinopyroxènes de l'"andésite" D 143 du tableau 12.

Tabl. 14 - Analyses par voie humide (C.R.P.G., Nancy) d'épidotes filoniennes des andésites de Krokee.

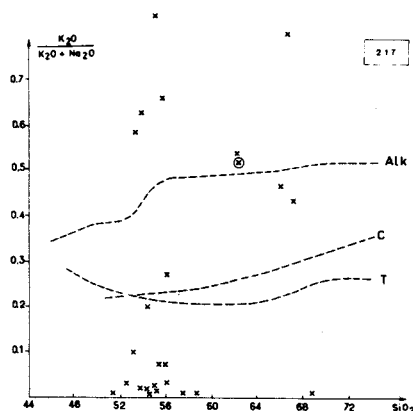
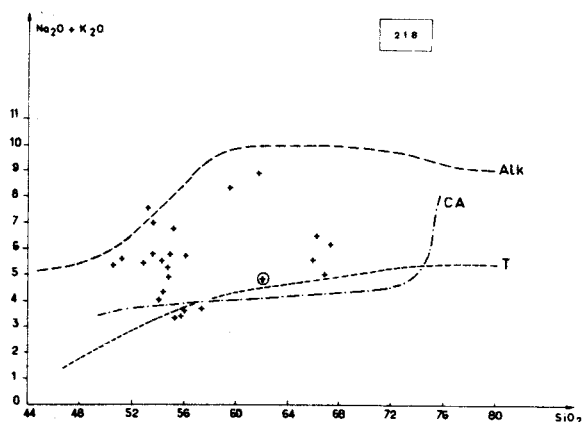


Fig. 217 et 218.- Composition chimique des "andésites" de la nappe supérieure des phyllades dans les

diagrammes $\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} = f(SiO_2)$ et $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$ de Fonteilles (1968).

Je signalerai enfin des veines d'épaisseur millimétrique et centimétrique formées essentiellement d'épidote et d'albite, qui tranchent mésostase et phénocristaux et ne sont jamais déformées. Ces épidotes sont des pistachites comme le montrent ces analyses chimiques réalisées par quantométrie au C.R.P.G. de Nancy (tableau 14).

Pour tenter d'identifier la lignée magmatique originelle de ces "andésites" j'ai utilisé

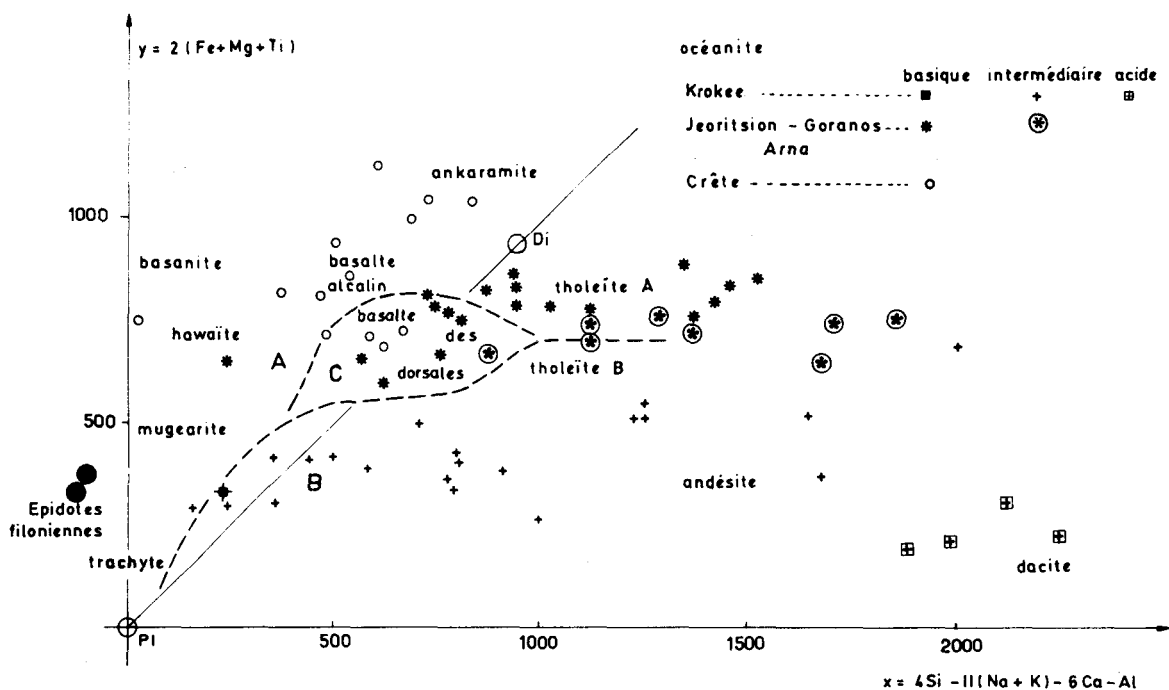


Fig. 219.- Composition chimique des metabasites de Crête (d'après Seidel, 1978), des metabasites de la nappe inférieure des Phyllades (Jeoritsion - Goranos - Arna) et des "andésites" de la nappe supérieure des Phyllades (Krokee) dans le diagramme de Bébien et coll. (1977).

25 analyses (tableau 12) chimiques globales (21 analyses originales par quantométrie au C.R. P.G. de Nancy - 4 analyses reprises de Paraskevopoulos, 1965 : analyses 7, 9, 10 et 21). Les échantillons retenus l'ont été en fonction de critères macroscopiques et microscopiques indiquant une altération apparemment faible et l'absence de filons d'épidote.

Toutes les roches étudiées ont subi des modifications importantes quant aux teneurs en alcalins comme le montre le diagramme $\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} - SiO_2$ (Fontelle, 1968) (fig. 217). On y observe une très grande dispersion des points représentatifs, matérialisant tantôt un lessivage du potassium tantôt au contraire un enrichissement en cet élément. Le diagramme complémentaire $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (fig. 218) montre une diminution très nette de l'aire de dispersion traduisant probablement une corrélation négative entre les variations des teneurs en Na_2O et K_2O .

D'après Bébien et coll. (1977) le grand intérêt du diagramme $2(Fe + Mg + Ti) = f(4Si - 11Na - 11K - 6Ca - Al)$ (fig. 219) serait de permettre la détermination du caractère subalcalin ou alcalin d'une spilite suivant sa position par rapport à la droite critique Pl-Fo, alors que les méthodes classiques (calcul de la norme, diagramme utilisant la somme $Na_2O + K_2O$) sont inadaptées.

Or bien qu'indiquant une grande dispersion des points figuratifs, ce diagramme (fig. 219) place la majorité de ceux-ci (84%) à droite de cette ligne critique Plagioclase - Diopside - Forsterite, dans le domaine subalcalin et plus précisément dans le domaine du volcanisme calco-alcalin.

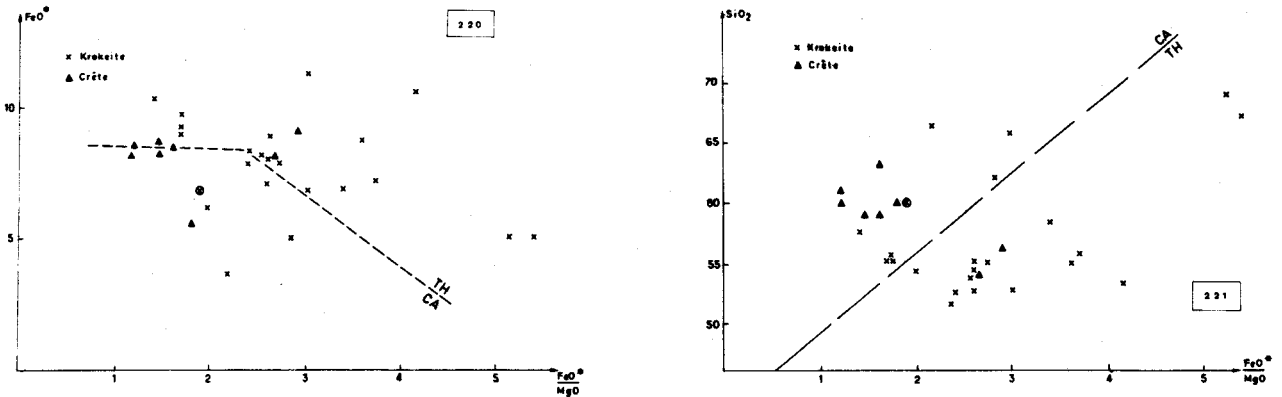


Fig. 220 et 221.- Composition chimique des "andésites" de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse et de la nappe des phyllades sl. de Crête (d'après Seidel, 1978) dans les diagrammes $FeO^{tot} = f \left(\frac{FeO^{tot}}{MgO} \right)$ et $SiO_2 = f \left(\frac{FeO^{tot}}{MgO} \right)$ de Miyashiro (1974).

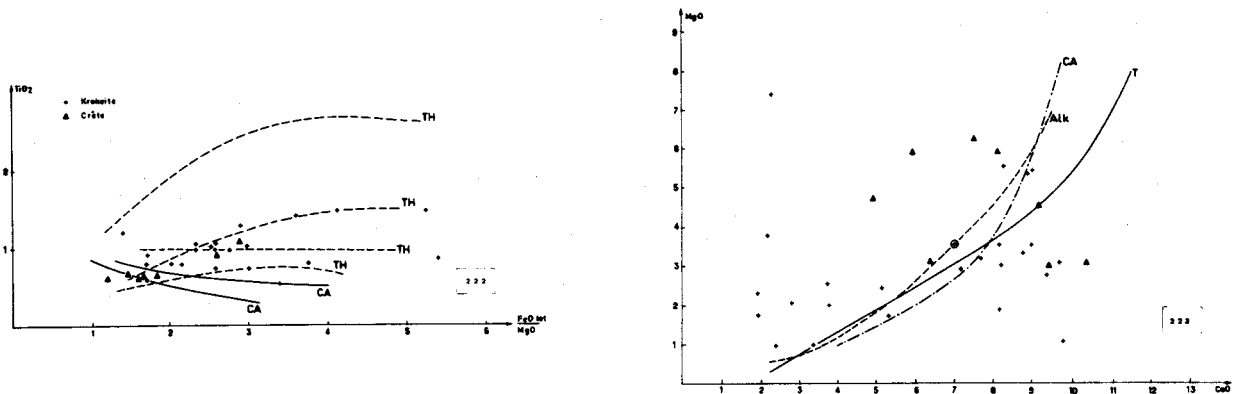


Fig. 222 et 223.- Composition chimique des "andésites" de la nappe inférieure des Phyllades du péloponnèse et de la nappe des Phyllades sl. de Crête (d'après Seidel, 1971) dans le diagramme $TiO_2 = f \left(\frac{FeO^{tot}}{MgO} \right)$ de Miyashiro (1974) et le diagramme $MgO = f (CaO)$ de Fonteilles (1968).

Selon la méthode employée précédemment pour les metabasaltes du "Système cristallin principal", je vais tenter de confirmer le caractère calco-alcalin de ces "métaporphyres". Les diagrammes de Miyashiro (1974) semblent appropriés. Or on observe dans ces diagrammes (fig. 220 à 222) une très grande dispersion des points figuratifs sur les domaines tholéitique et calco-alcalin. Mais dans le cas présent cette grande dispersion est horizontale et traduit des variations très importantes du rapport $\frac{FeO^*}{MgO}$ pour des roches dont les teneurs en SiO_2 sont relativement proches. Garcia (1978) a signalé le même phénomène pour les laves calco-alcalines éocènes de la formation Ohanapecosh du parc national du mont Rainier (Fiske et coll. 1963), dont les points représentatifs se trouvaient ainsi déportés dans le champ tholéitique des diagrammes de Miyashiro (1974).

Une telle dispersion est vraisemblablement due à une mobilité relative de FeO^* et MgO .

Il faut alors se souvenir que les métavolcanites étudiées présentent de nombreuses veines d'épidote, évoluant quelquefois en masse diffuse imprégnant les roches adjacentes.

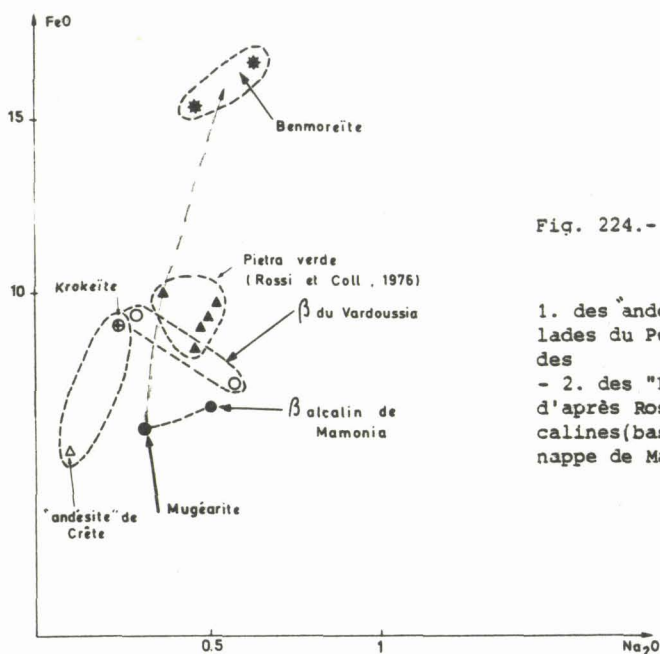


Fig. 224.- Composition chimique dans le diagramme $FeO = f (Na_2O)$ de pyroxènes appartenant à :

1. des "andésites" de la nappe supérieure des lades du Péloponnèse (Krokeïte) et de la nappe des sl. de Crête (d'après Seidel, 1978)
- 2. des "Pietra Verde" des Alpes méridionales d'après Rossi et coll., 1976).
- 3. des laves alcalines (basaltes, mugéarites et benmoreïtes) de nappe de Mamonia (d'après Bechon, 1979).

Ces veines traduisent certainement une épidotitisation liée à un "métamorphisme hydrothermal" responsable par ailleurs de la spilitisation de ces roches et de la cristallisation de préhnite et pumpellyite.

Marzouki et coll. (1979) ont étudié ce phénomène dans un pluton dioritique d'Arabie saoudite. Ils concluent que l'épidotitisation induit un apport de Fe_2O_3 total et CaO , une perte de Na_2O , K_2O et MgO et des grains ou pertes en SiO_2 . Dans ce cas cette mobilité inverse de Fe et Mg expliquerait simplement la dispersion horizontale que nous avons notée dans les diagrammes de Miyashiro (1974).

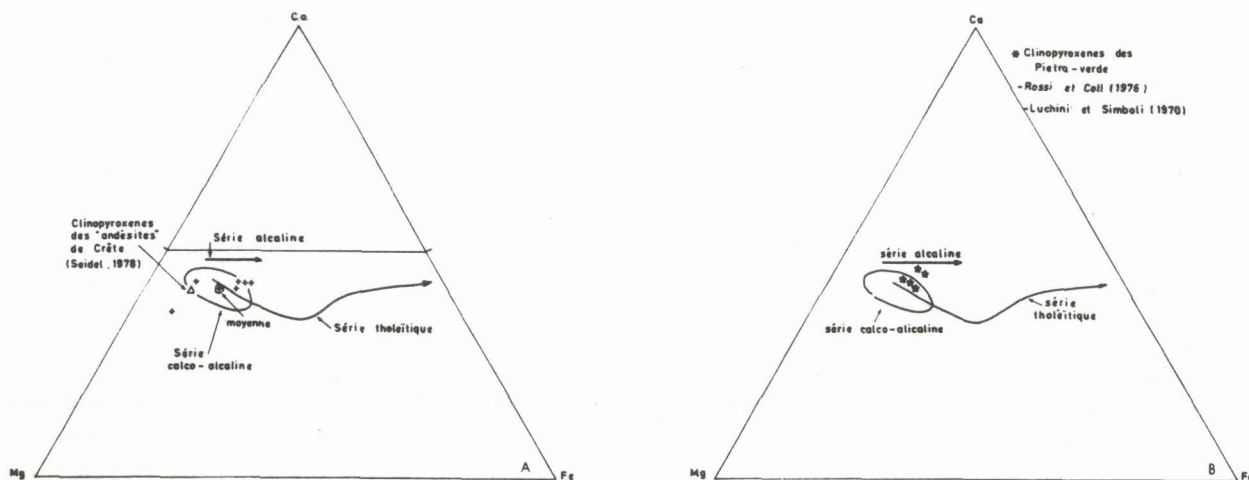


Fig 225 A.- Composition chimique dans le diagramme Ca - Mg - Fe (Garcia, 1978) de clinopyroxènes d' "andésites" de la nappe supérieure des hyllades du Péloponnèse et de la nappe des Phyllades sl. de Crête (d'après Seidel, 1978).

Fig. 225 B.- Même diagramme pour des clinopyroxènes de "Pietra Verde" des Alpes méridionales, d'après Rossi et coll. (1976), Luchini et Simboli (1970).

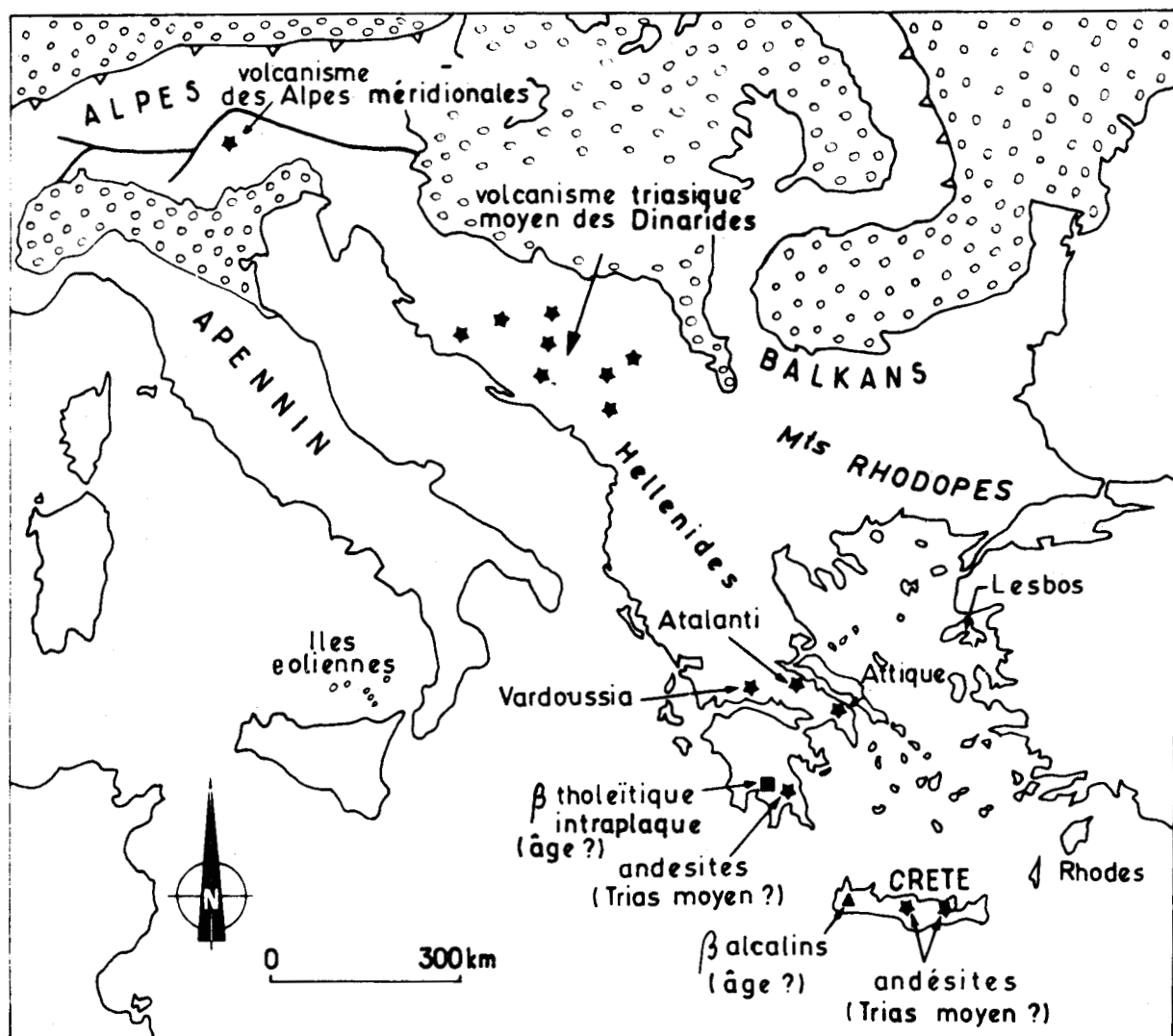


Fig. 226.- Répartitions géographiques des roches volcaniques paléotypes (permo-triasiques) et des roches cénotypes (Miocènes et quaternaires) étudiées dans cet ouvrage.

Ces veines traduisent certainement une liée à un "métamorphisme hydro-
 thermal" responsable par ailleurs de la spilitisation un apport de Fe_2O_3 total et CaO,
 une perte de Na_2O , K_2O et MgO et des gains ou pertes en SiO_2 . Dans ce cas cette mobilité in-
 verse de Fe et Mg expliquerait simplement la dispersion horizontale que nous avons notée dans
 les diagrammes de Miyashiro (1973).

Quant aux apports en calcium ils apparaissent clairement pour un certain nombre d'échan-
 tillons dans le diagramme $MgO - CaO$ de Fonteilles (1968) (fig. 223) et pourraient expliquer la
 dispersion de certains points figuratifs en direction des points figuratifs des épidotes filo-
 niennes (fig. 219).

Le titane étant un élément peu mobilisé lors de ce métamorphisme hydrothermal (comme l'al-
 uminium d'ailleurs) on soulignera la faiblesse des teneurs en titane même pour les roches les
 plus pauvres en silicium. Ce trait serait plutôt la caractéristique d'un volcanisme calco-al-
 calin.

Les derniers témoins susceptibles de nous renseigner sur cette lignée originelle sont les clinopyroxènes reliques. Ils sont *apparemment* peu altérés.

J'utiliserai deux types d'analyses. La première correspond aux clinopyroxènes de l'échantillon D 143 ($\text{SiO}_2 = 61,60\%$ corrigé des pertes au feu). La seconde a été publiée par Seidel (1978) et provient de l'échantillon K 76/68 dont la teneur en silicium, corrigée des pertes au feu est de $60,90\%$. La faiblesse des teneurs de ces pyroxènes en sodium (Na_2O moyen = $0,25$ pour D 143 - $\text{Na}_2\text{O} = 0,10$ pour K 76/68) et en clinoferrosilite ($15,32\%$ de moyenne pour D 143 - 8% pour K 76/68) (fig. 224) suggère une appartenance aux lignées subalcalines. En effet dans la lignée alcaline, ces deux grandeurs augmentent lors de la différenciation, la teneur en sodium dépassant $0,50\%$ (Le Bas, 1962) comme le montre l'exemple des laves alcalines de la nappe de Mamonia (Bechon, 1979 ; Rocci et coll., 1979). La faiblesse des teneurs en sodium peut évidemment être la conséquence d'un lessivage de cet élément très mobile.

D'autre part les faibles teneurs en clinoferrosilite des clinopyroxènes de roches apparemment intermédiaires rend peu probable une parenté avec une ligne tholéitique qui se caractérise dans ses termes intermédiaires par un enrichissement en fer (Fenner trend) influençant la composition des clinopyroxènes qui tendent à s'enrichir eux aussi en fer. Ainsi dans le cas de l'intrusion tholéitique du Skaergaard, la teneur en ferrosilite des clinopyroxènes évolue de 21% pour les termes les moins différenciés à 57% pour les termes les plus différenciés (Wager et Brown, 1967). Carmichael (1967) a noté la même évolution pour les clinopyroxènes de la suite tholéitique de Thingmuli (10 à 40% de ferrosilite). Par contre la ligne calcoalcaline ne connaissant pas cet enrichissement en fer lors de la différenciation, les clinopyroxènes gardent une faible teneur en ferrosilite : 12 à 22% pour la suite calco-alcaline du mont St. Helens (Garcia, 1978).

Par conséquent on peut admettre, comme le suggère Garcia (1978) que la faible teneur en ferrosilite des clinopyroxènes de termes différenciés serait plutôt l'indice d'une filiation à partir d'une lignée calco-alcaline (fig. 225 A). Mais les figures 224 et 225 A et B montrent tout aussi clairement une convergence géochimique certaine entre les clinopyroxènes des "andésites" du Complexe de Tyros d'une part et ceux de la série shoshonitique sl. (Joplin et coll., 1972) et de la série shoshonitique d'âge Trias moyen des Alpes méridionales (Rossi et coll., 1976).

Pour tester cette dernière hypothèse, j'ai donc comparé la géochimie des majeurs (roches totales) des métavolcanites "andésitiques" du Complexe de Tyros avec celles des volcanites de la série shoshonitique paléotype des Alpes méridionales et des séries shoshonitiques cénotypes : des îles éoliennes (Barberi et coll., 1974 ; Keller, 1974) et de l'île de Lesbos (Miocène moyen) (Pe Piper, 1980), (fig. 226).

Les diagrammes de Bebien et coll. (1977) des figures 227 A et B matérialisent des analogies géochimiques entre les différentes séries précitées : faibles teneurs en fer, magnésium et titane, grande dispersion des points figuratifs dans les champs alcalins et calco-alcalins.

Il est alors remarquable de constater que de telles analogies géochimiques existent aussi avec le volcanisme : des Dinarides yougoslaves (Trias moyen) (Bebien et coll., 1978) (fig. 228 A) du Vardoussia (Grèce continentale, Trias moyen) (Berard Bergery, 1980) (fig. 228 B),

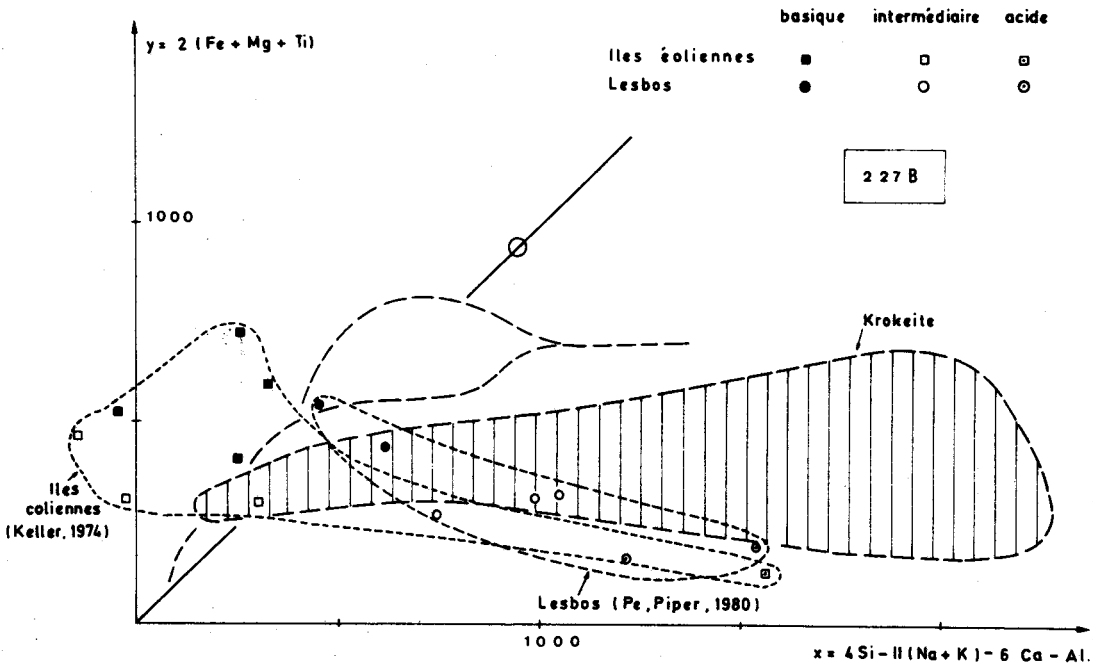
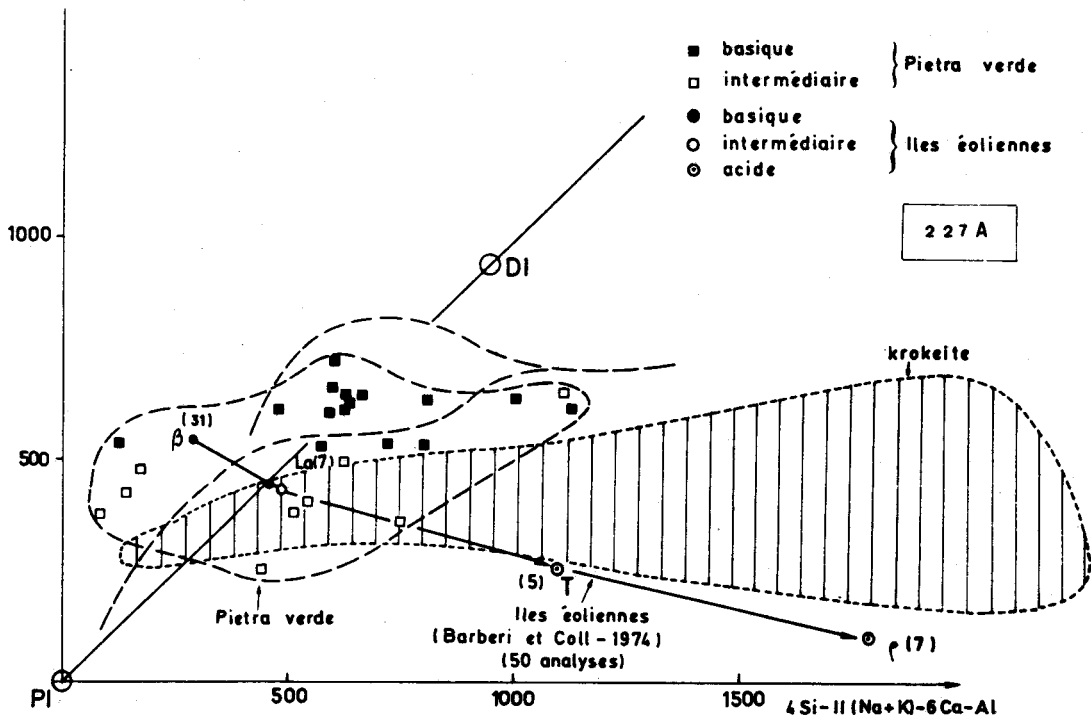


Fig. 227 A et B.- Composition chimique dans le diagramme de Rébien et coll. (1977):

1. des andésites de la nappe supérieure des Phyllades du Péloponnèse (krokeite). - 2. de la série shoshonitique paléotype des "Pietra Verde" (d'après Rossi et coll., 1976). - 3. des séries shoshonitiques cénotypes des îles éoliennes (Barberi et coll., 1974 ; Keller, 1974) et de Lesbos (Pe Piper, 1980).

BUS
LILLE

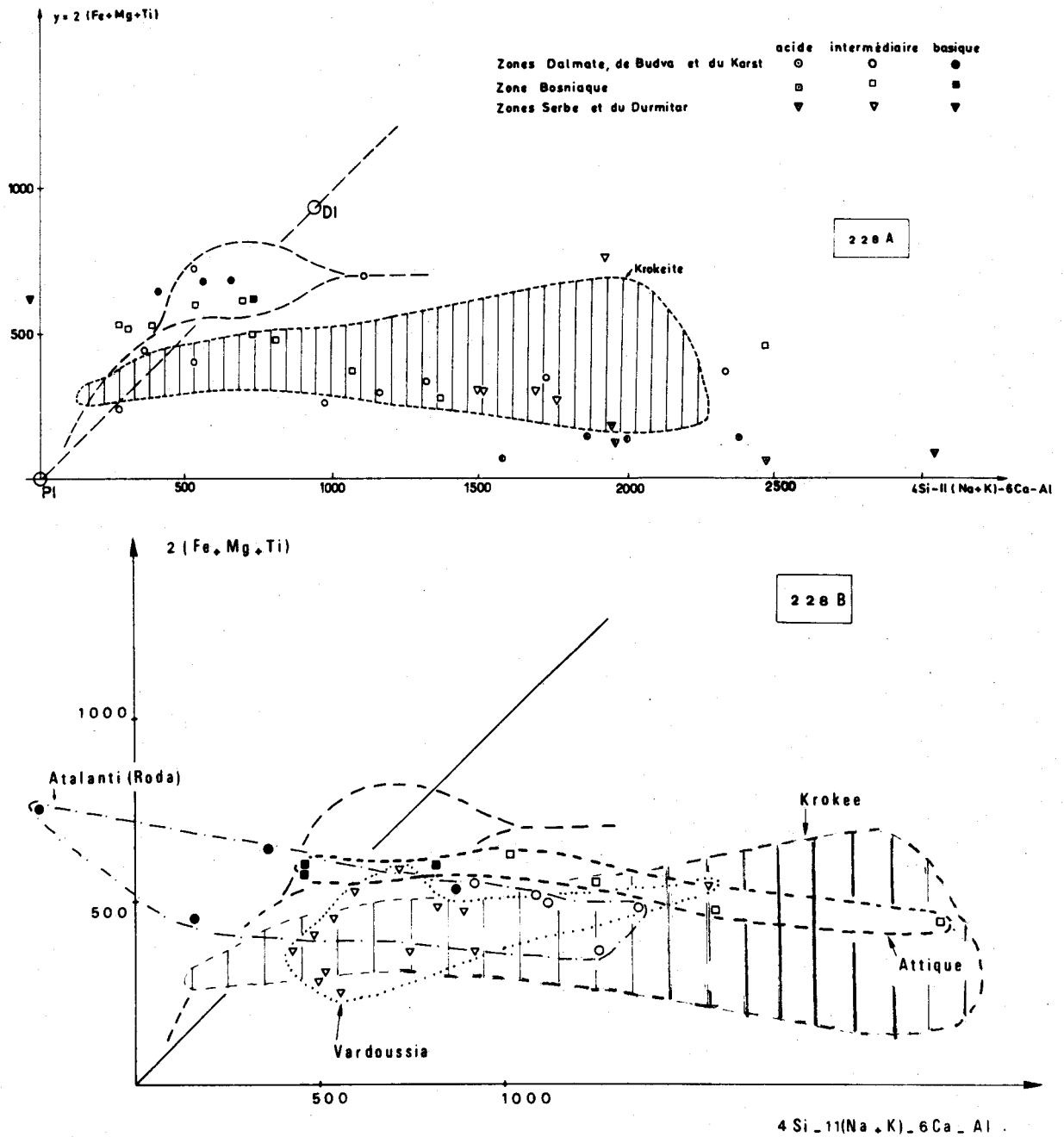


Fig. 228 A et B.- Composition chimique dans le diagramme de Bébien et coll. (1977).

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 Lapierre, 1980).

d'Atalanti (zone pélagonienne, Grèce continentale, anté-Trias supérieur), (Verriez, 1980) (fig. 228 B), d'Attique (zone pélagonienne, Grèce continentale, Permo-Trias (?)) (Clément et Lapierre, 1980) (fig. 228 B).

La poursuite de cette comparaison avec les laves shoshonitiques paléotypes et cénotypes de l'aire méditerranéenne montre l'inadéquation des diagrammes de Miyashiro (1974)

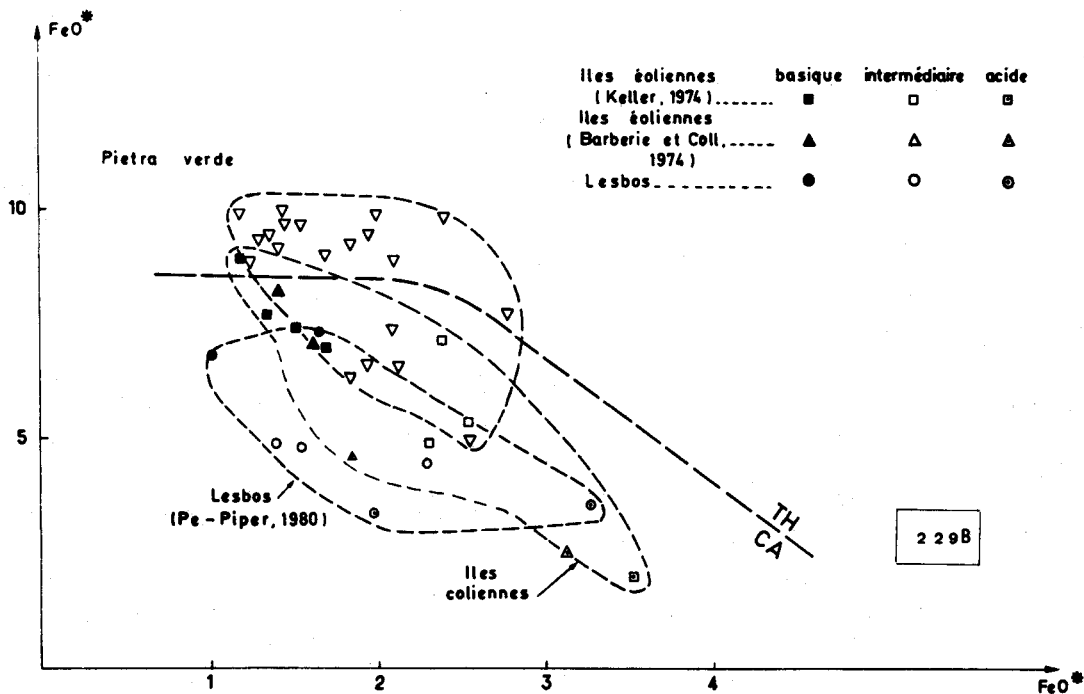
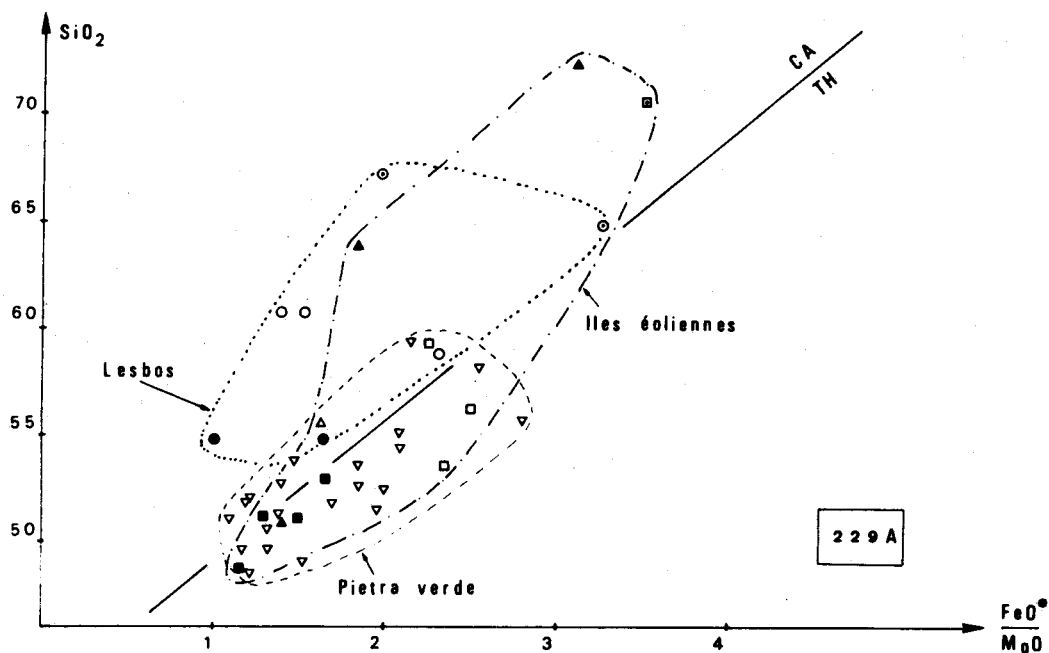


Fig. 229 A et B.- Composition chimique dans les diagrammes : $SiO_2 = f\left(\frac{FeO^{tot}}{MgO}\right)$ et $FeO^{tot} = f\left(\frac{FeO^{*}}{MgO}\right)$ de Miyashiro (1974) de :

1. la série shoshonitique paléotype des "Pietra Verde" (Rossi et coll., 1976). - 2. la série shoshonitique cénotype des îles éoliennes (Barberie et coll., 1974 ; Keller, 1974) et de Lesbos (Pe Piper, 1980).

$FeO^{*} = f\left(\frac{FeO^{*}}{MgO}\right)$ et $SiO_2 = f\left(\frac{FeO^{*}}{MgO}\right)$ pour l'identification de ces séries shoshonitiques dont les points représentatifs se dispersent tantôt dans le champ tholéitique, tantôt dans le champ calco-alcalin (fig. 229 A et B). Je rappellerai que cette dispersion des points représentatifs dans les diagrammes de Miyashiro est là encore un trait commun à toutes les séries volcaniques triasiques ou permo-triasiques précitées (cf. Bebien et coll., 1978 par exemple).

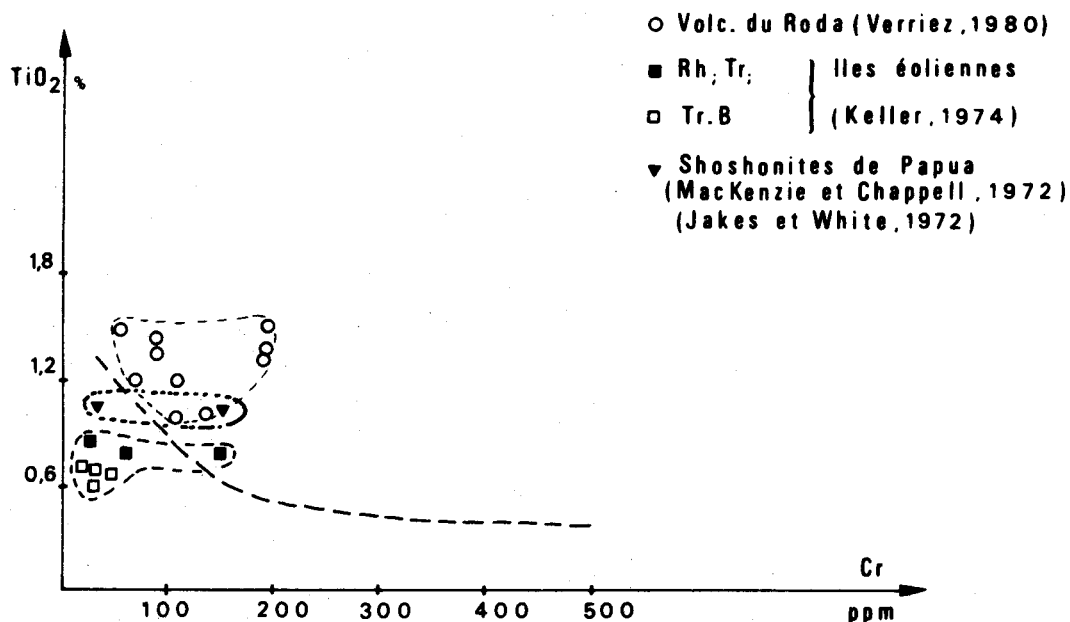


Fig. 230.- Composition chimique dans le diagramme $TiO_2 = f(Cr)$ (Pearce, 1975 ; Garcia, 1978) des roches volcaniques d'Atalanti (Roda, Verriez, 1980), de shoshonites des îles éoliennes (Keller, 1974) et de Papua (Mac Kenzie et Chappell, 1972 ; Jakes et White, 1972).

Il en est de même pour le diagramme $TiO_2 = f(Cr)$ (Pearce, 1975 ; Garcia, 1978) (cf. fig. 230).

Par contre le diagramme $TiO_2 = f\left(\frac{FeO^*}{MgO}\right)$ (Miyashiro, 1974) montre pour ces séries shoshonitiques paléotypes ou cénotypes soit l'absence de corrélation positive entre TiO_2 et

$\frac{FeO^*}{MgO}$ soit l'existence d'une corrélation négative entre ces deux paramètres. Il s'agit d'un comportement comparable à celui des séries calco-alcalines

Les diagrammes utilisant les variations des teneurs en titane paraissent donc les plus aptes à séparer ces séries shoshonitiques des séries alcalines ou des tholeïtes intraplaques.

Mais dans les séries paléotypes il est parfois difficile d'avoir la certitude de l'immobilisme géochimique relatif des oxydes FeO^* et MgO (Garcia, 1978).

C'est pourquoi j'ai préféré au diagramme de Miyashiro ($TiO_2 = f\left(\frac{FeO^*}{MgO}\right)$) le diagramme $Al_2O_3 = f(TiO_2)$ qui utilise les deux oxydes certainement les moins mobiles lors du métamorphisme et de l'altération.

Ce type de diagramme (fig. 231) sépare remarquablement bien les trois séries volcaniques des Phyllades sl., du fait de la non différenciation de la série tholéïtique de Jeoritsion - Goranos - Arna (Système Cristallin Principal, Péloponnèse méridional) et de la série alcaline de Crète (Schubert et Seidel, 1972).

Les figures 231 et 232 matérialisent en ce qui concerne la série tholéïtique du Système Cristallin Principal (= Nappe inférieure des phyllades sl. du Péloponnèse méridional) :

- sa non différenciation (caractère général des séries tholéitiques continentales) ;
- sa ressemblance quant aux teneurs en titane avec certains basaltes tholéitiques continentaux du Karoo (Province Sud - Cox et coll., 1967) ;
- l'existence, comme pour les basaltes tholéitiques continentaux du Karoo (Cox et coll., 1967) d'une corrélation négative entre Al_2O_3 et TiO_2 ($Al_2O_3 = - 1,48 (TiO_2) + 17,97 - r = - 0,35 - \alpha = 0,01$).

La figure 233 indique pour la série alcaline de Crête (Schubert et Seidel, 1972) des analogies avec les basaltes parentaux des séries alcalines continentales du Cantal, de l'Aubrac, de la Limagne, de la Sioule et du Velay (Massif Central français, Brousse, 1971).

Tous les points figuratifs des "méta-andésites" de Krokee - Finiki (Complexe de Tyros, Péloponnèse méridional) sont dispersés (fig. 231) dans le domaine circumpacifique de Chayes (1964). La grande dispersion observée est vraisemblablement due au caractère porphyrique des laves étudiées, entraînant des teneurs en aluminium très variables.

L'aire de dispersion des shoshonites paléotypes des Alpes méridionales occupe une position identique et recoupe largement l'aire de dispersion des méta-andésites de Krokee-Finiki (Complexe de Tyros (fig. 234).

On observe le même phénomène pour les volcanismes paléotypes : des Dinarides yougoslaves (Trias moyen - Beblen et coll., 1978, fig. 232), du Vardoussia (Trias moyen - Berard Bergery, 1980, fig. 234), d'Atalanti (anté-Trias supérieur - Verriez, 1980, fig. 234) et d'Attique (Permo-Triasique - Clément et Lapierre, 1980, fig. 234).

Ces mêmes diagrammes font apparaître dans certains cas une corrélation positive entre Al_2O_3 et TiO_2 intéressant l'ensemble des termes (basiques, intermédiaires et acides) des séries paléotypes précitées (cf. fig. 232 et 234).

Ce type de corrélation positive oppose donc les séries paléotypes précitées aux séries tholéitiques des figures 231 et 232 (métabasaltes de Jéoritsion - Goranos - Arna et basaltes du Kakoo).

Il les oppose aussi aux séries alcalines continentales et océaniques (l'exemple utilisé ici est celui du volcanisme continental néogène du Massif Central français) qui montrent éventuellement une telle corrélation positive entre Al_2O_3 et TiO_2 uniquement au niveau des termes les plus différenciés (fig. 235 (trachytes, phonolites ou ordanchites).

Il les rapproche par contre des séries calco-alcalines sl. (fig. 233, Girod et coll., 1978) mais aussi de la série shoshonitiques des îles éoliennes (Barberi et coll., 1974), (fig. 231).

Cette comparaison régionale confirme donc le caractère "circumpacifique" (pauvreté générale en titane, richesse en aluminium) de la grande majorité des séries paléotypes d'âge triasique (à Permien) des Dinarides sl. ; ce caractère "circumpacifique" au sens de Chayes (1964) étant en ce qui concerne les séries cénotypes la marque des séries calco-alcalines sl. (fig. 233 - Girod et coll., 1978) mais aussi celle des séries shoshonitiques (fig. 231 et 233) Barberi et coll., 1974 ; Keller, 1974 et Pe Piper, 1980).

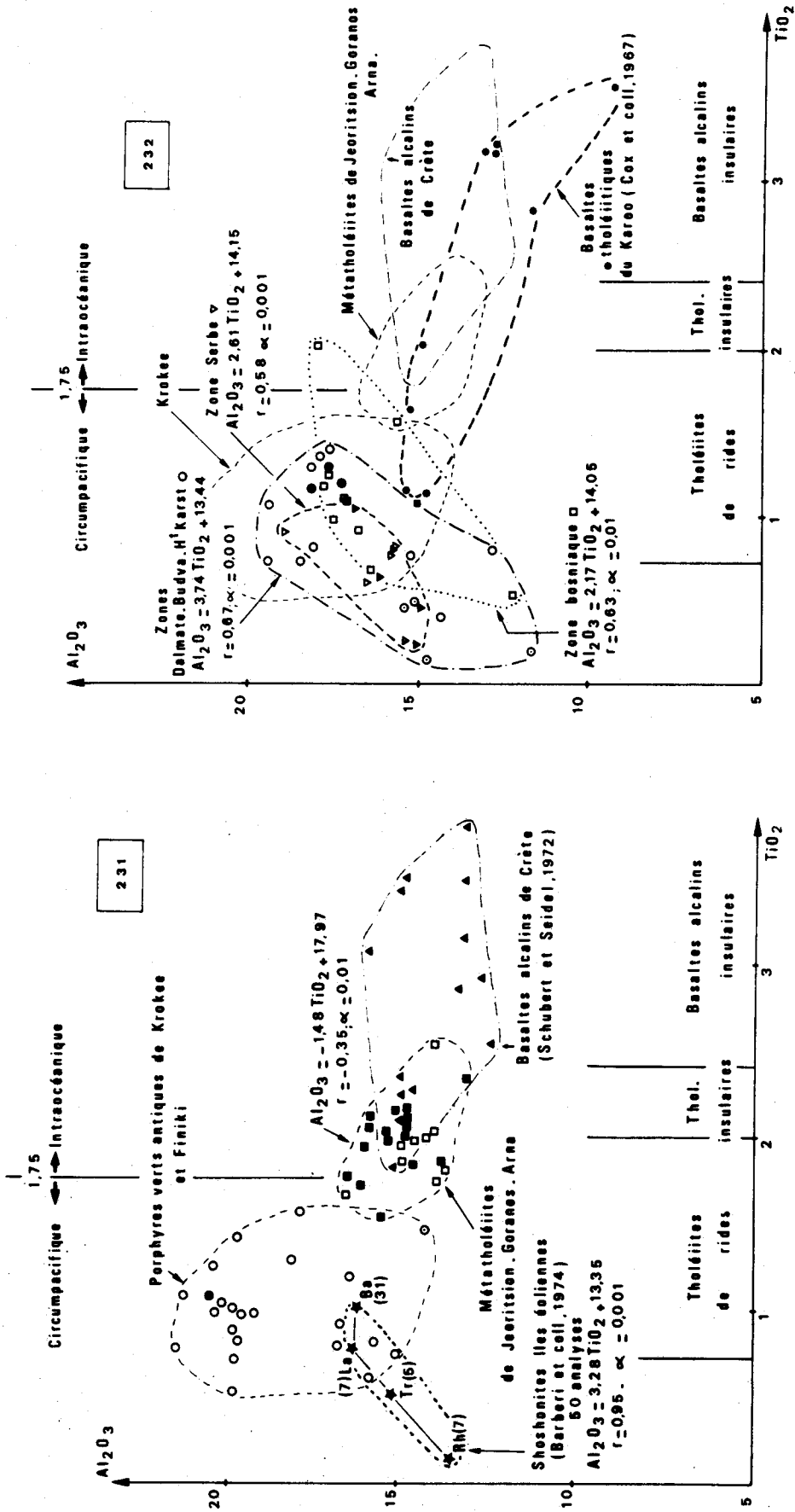
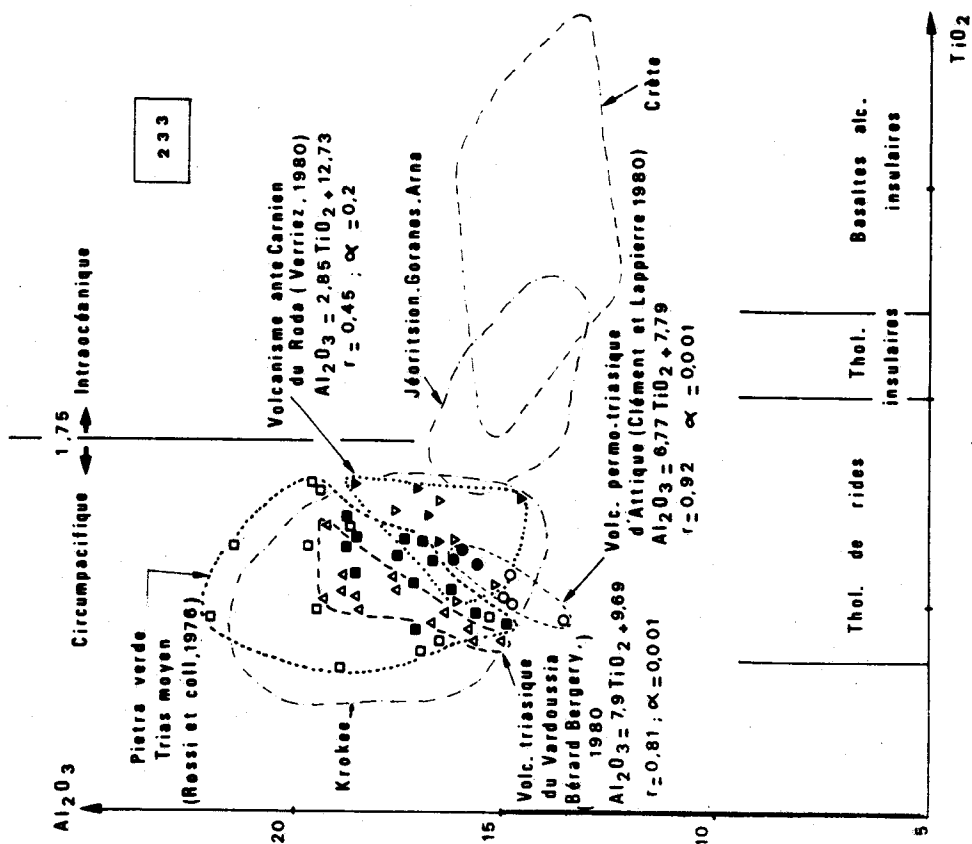
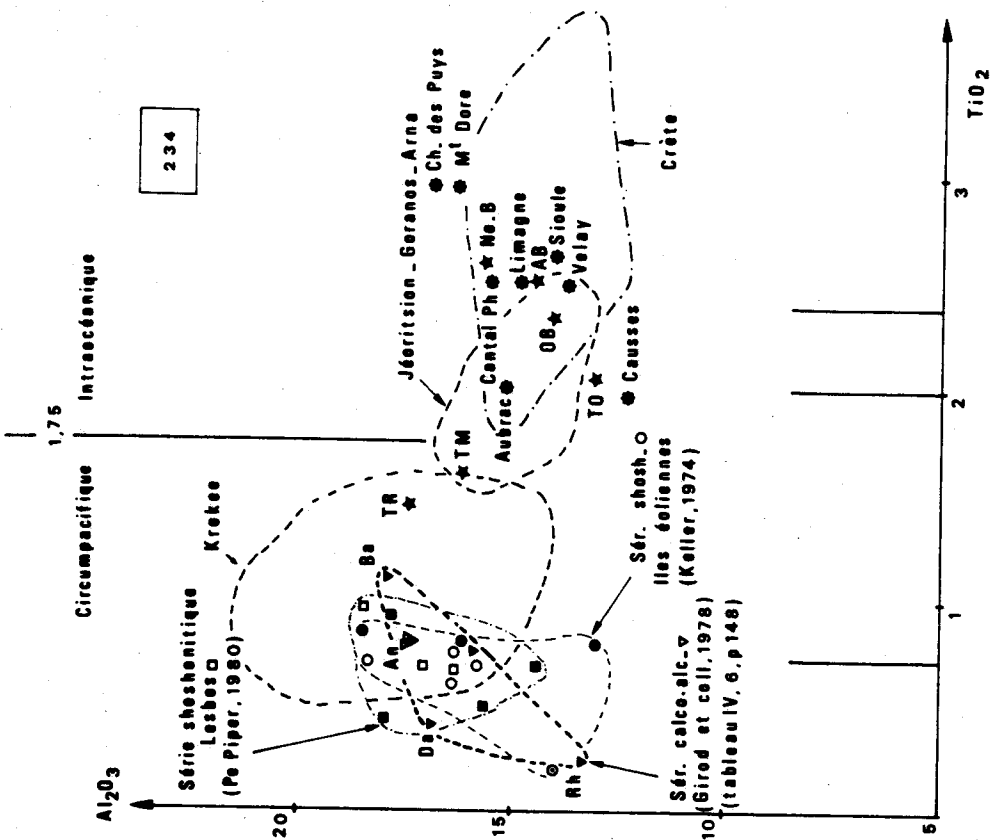


Fig. 231 à 234.- Composition chimique dans le diagramme $Al_2O_3 = f(TiO_2)$:

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).

BUS LILLE



Dans la figure 234 un certain nombre d'abréviations symbolise la composition chimique de certaines laves à l'échelle mondiale (d'après Brousse, 1971) :

TR : tholeïte à olivine de ride - TM : Tholeïte mondiale - To : Tholeïte à olivine - Ne.B : basalte à néphéline mondial - AB : basalte alcalin à olivine - OB : basalte à olivine.



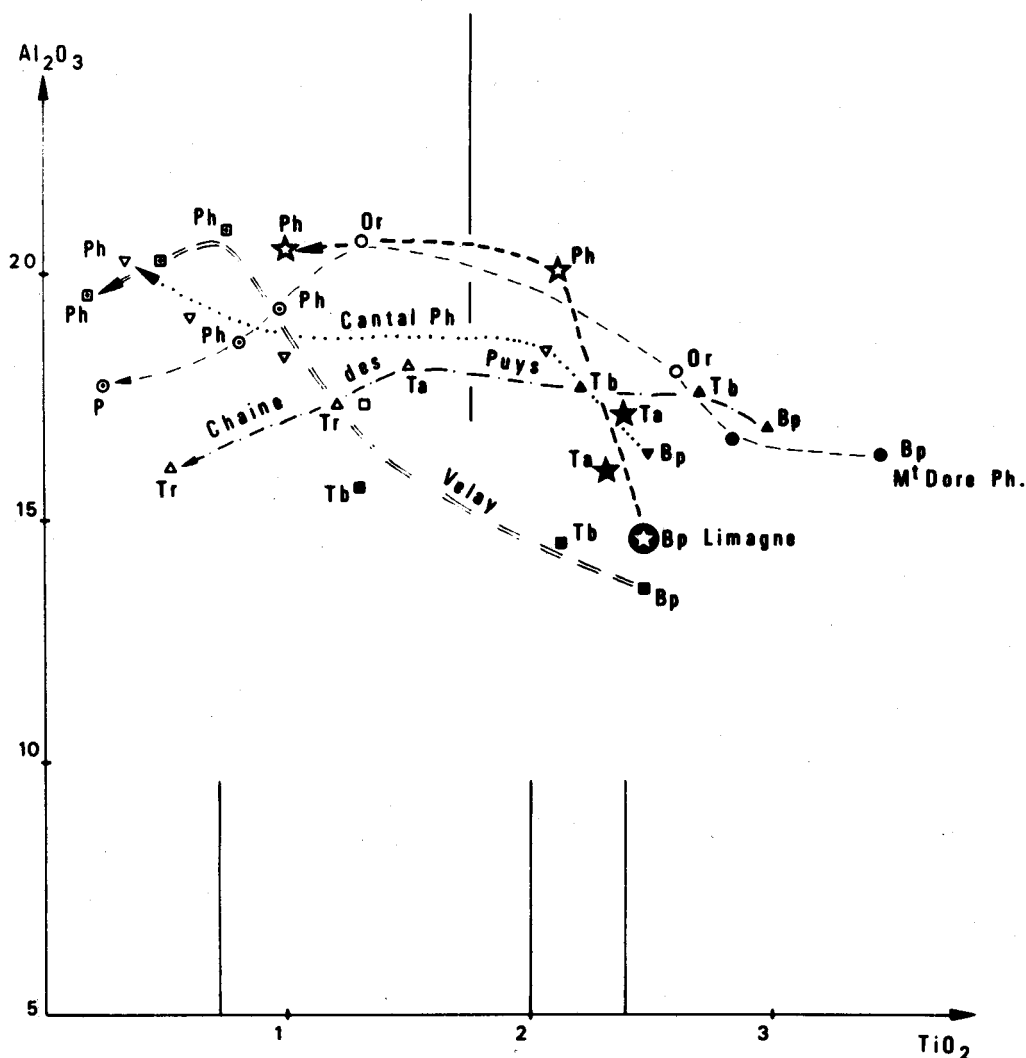


Fig. 235.- Composition chimique dans le diagramme $Al_2O_3 = f (TiO_2)$ des principales lignées volcaniques néogènes du Massif Central d'après Brousse (1971).

La richesse relative en titane des séries paléotypes d'âge triasique (à Permien) des Dinarides sl. serait plutôt la caractéristique de séries shoshonitiques (cf. l'exemple de la série shoshonitique paléotype des Alpes méridionales - cf. Keller, 1974). Cette hypothèse est en outre la plus simple dans le cadre de nos connaissances actuelles car elle n'implique pas l'existence d'une subduction et d'un arc insulaire au cours du Permo-Trias dans les Dinarides sl. (hypothèse qu'aucun fait ne vient supporter).

En effet actuellement, le volcanisme shoshonitique n'est absolument pas restreint aux arcs insulaires et zones de subduction mais existe aussi dans des zones de distension intraplaques (Jakes et White, 1969 ; Vail et coll., 1969 ; Miyashiro, 1975 ; Girod et coll., 1978). (On peut même se demander si son apparition dans les zones de subduction n'est pas liée à l'association fréquente dans ces domaines de convergence des phénomènes de subduction et d'extension).

Pour Joplin (1965, 1968), Mac Kenzie et Chappel (1972), Smith (1972) et Barberi et coll. (1974) ce volcanisme shoshonitique caractériserait des aires orogéniques stabilisées récemment ou en voie de stabilisation.

Pour Rossi et coll. (1976) le volcanisme shoshonitique paléotype des Alpes méridionales serait génétiquement lié à une phase de bombement Aniso-Ladinienne suivie d'une phase générale de distension.

Dans les Dinarides sl. il paraît donc raisonnable d'admettre que le volcanisme paléotype d'âge Permien supérieur - Trias serait :

1. shoshonitique ;
2. la conséquence de la fracturation du bâti post-hercynien eurafricain durant cette même période. Cette fracturation aurait finalement donné naissance à "la cassure téthysienne" (Argyriadis, 1975) zone d'accrétion créatrice d'une nouvelle croûte de type océanique, le tréfond de la Tethys séparant désormais l'Europe au Nord de l'Afrique ou l'Apulie au Sud. Cette création d'un nouvel espace océanique aurait provoqué la naissance de bassins à croûtes continentales amincies (exemple le sillon du Pinde = sillon de Eudva) et par conséquent la déstabilisation de la croûte de ses marges. Cette déstabilisation de la croûte continentale se serait traduite par un volcanisme shoshonitique dont le paroxysme peut être fixé au Trias moyen. Le Trias supérieur et le Lias inférieur voient le retour de l'équilibre et l'arrêt des manifestations magmatiques au niveau de la marge sud-Téthysienne.

Il serait évidemment souhaitable que cette hypothèse d'un volcanisme shoshonitique soit confirmée ou infirmée par l'étude des terres rares des paléo-volcanites considérées.

TROISIEME CHAPITRE

TRANSFORMATIONS METAMORPHIQUES

AFFECTANT LES PHYLLADES

L'étude stratigraphique et structurale des phyllades s.l. m'a permis de définir trois nappes. Grâce à la géochimie des éléments majeurs et des traces j'ai pu ensuite préciser la nature des métavolcanites appartenant aux nappes inférieure et supérieure.

Il me reste maintenant à déterminer les transformations métamorphiques subies par les roches constituant ces trois nappes. (Ce travail a été en partie réalisé en collaboration avec C. Triboulet).

En réalité, influencé par le degré de recristallisation, la richesse en porphyroblastes, l'intérêt porté actuellement aux schistes bleus, l'échantillonnage des roches métamorphiques que j'étudierai ici n'est pas représentatif de l'ensemble des Phyllades. Il concerne surtout la nappe inférieure. C'est donc par elle que je commencerai.

I. LA NAPPE INFÉRIEURE : FAIBLE MÉTAMORPHISME (FACIÈS SCHISTES VERTS À GLAUCOPHANE).

A. LES MICASCHISTES HYPERALUMINEUX À CARPHOLITE ET/OU CHLORITOÏDE

Les échantillons retenus proviennent du secteur d'Artemissia (fig. 236). Là les phyllades dessinent un vaste monoclinale penté vers l'Ouest et affecté par des plis antiformes et synformes tardifs (post S_2). Elles butent par faille à l'Est contre les calcaires de Tripolitza d'âge Jurassique des monts Hag. Georgios et Xerovouni.

Sur le bord oriental de ce monoclinale, au sein de séricitoschistes, séricitoschistes quartzeux et quartzites micacés, affleure un horizon de schistes quartzeux à carpholites formant des amas rosâtres nettement visibles dans les plans de clivage (fig. 236, repères 339 et 340 - cf. repère b_4 , fig. 163).

L'association carpholite + quartz est déstabilisée en mica blanc + chloritoïde riche en magnésium et Al VI (tableau 15 et fig. 237 - repère F 121).

De telles associations ont été trouvées plus au sud (repère F 121, fig. 236). Elles traduisent en outre le caractère fortement alumineux, la pauvreté en alcalins et en calcium de la composition chimique globale des roches dans lesquelles elles apparaissent (fig. 238, A à C - point F 121) (Hoschek, 1967).

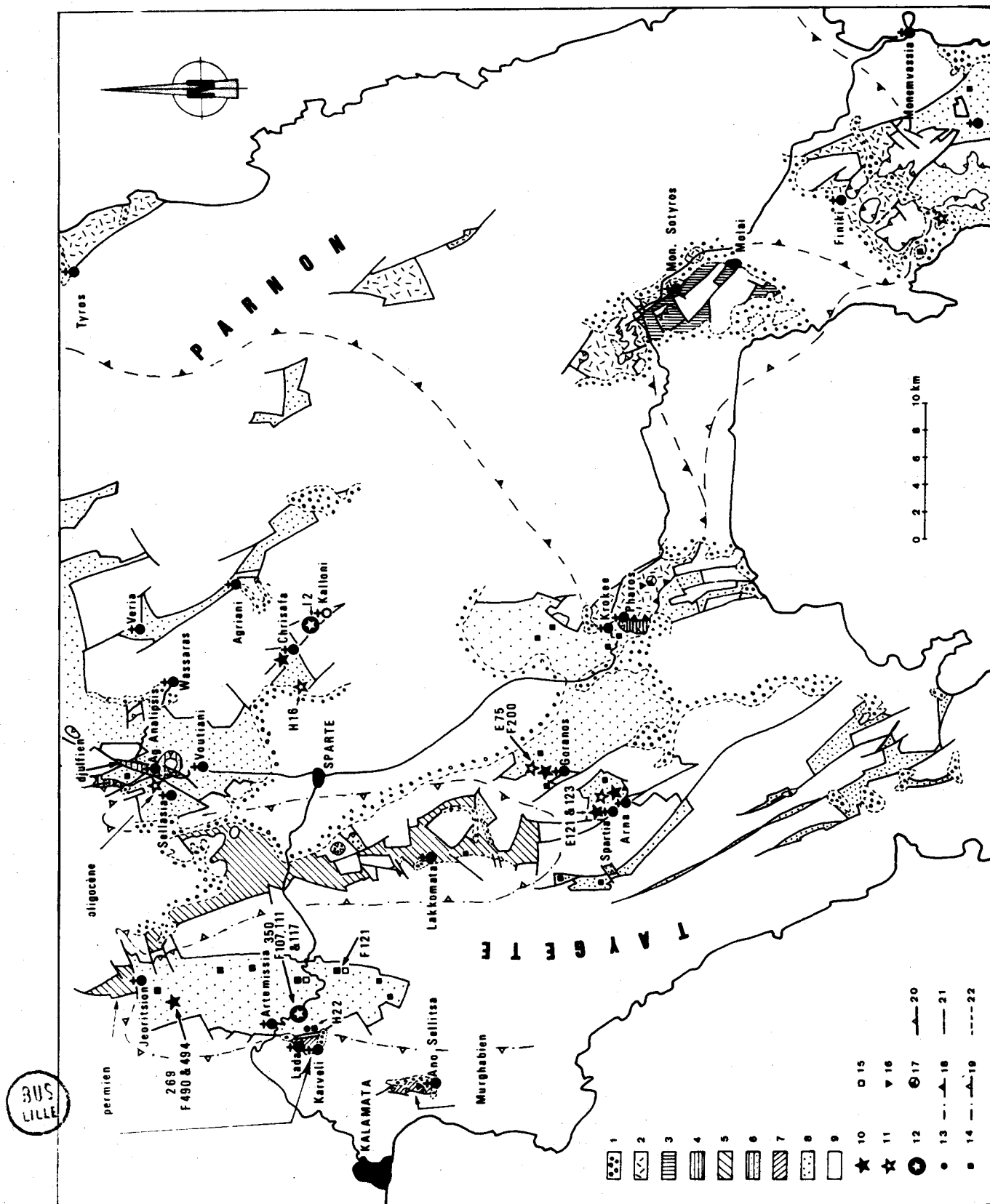


FIG. 236

tableau 15 : carpholites			
	F 121 (a)	G 31 (b)	
SiO ₂	38.57	38.81	a. Analyse à la microsonde électronique b. Analyse par voie humide (C.R.P.G.) Nancy c. Paramètre de maille. (c) a _o = 13.718 b _o = 20.086 c _o = 5.106 V = 1406.9059
TiO ₂	0.08	0.23	
Al ₂ O ₃	32.89	30.41	
FeO tot.	5.56	8.27	
Fe ₂ O ₃ tot.	-----	-----	
MnO	0.12	0.33	
MgO	9.48	8.66	
CaO	-----	0.52	
	86.70	87.23	
Si	2.000	2.01	
Ti	0.003	0.006	
Al	2.010	1.860	
Fe ²⁺	0.241	0.350	
Mn	0.005	0.012	
Mg	0.733	0.670	
Ca	-----	-----	

tableau 15 : chloritoïdes			
	3	4	5
	H 22	F 121	F 117
SiO ₂	24.30	24.45	25.20
TiO ₂	-----	0.02	-----
Al ₂ O ₃	40.92	40.50	40.50
FeO tot.	24.83	21.41	25.70
Fe ₂ O ₃			
MnO	0.40	0.63	0.10
MgO	1.59	4.42	1.90
CaO			
Total	92.04	91.43	93.40
Si	2.019	1.958	2.066
Al	4.008	3.824	3.915
Fe ²⁺	1.725	1.434	1.762
Mn	0.028	0.043	0.001
Mg	0.197	0.868	0.232
Ti	-----	0.001	-----

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. Formules calculées sur les bases anhydres de 8 oxygènes (carpholites) et de 12 oxygènes (chloritoïde). 3 (H22) : chloritoïde syngène (Typomorphe) de micaschiste à grenat. 4 (F 121) : chloritoïde hystérogène de micaschistes hyperalumineux à carpholite. 5 (F 117) : chloritoïde syngène de micaschistes à grenat et ferroglaucofane. (Les termes syngène et hystérogène sont définis à partir du climax métamorphique contemporain de la phase 2 de déformation ayant affecté les matériaux des nappes inférieure et intermédiaire des Phyllades). Les paramètres de maille de la carpholite ont été déterminés par Baert (Laboratoire de Physique du Solide, Université de Lille I) à l'aide d'un diffractomètre automatique Phillips.

L'analyse à la microsonde électronique de la carpholite du schiste F 121 (tableau 15) indique un rapport Mg/Mg + Fe²⁺ tot. élevé (0,75 - valeur minimale, le fer étant en totalité sous la forme Fe²⁺) et range celle-ci parmi les magnésiocarpholites décrites et analysées en Crète (Viswanathan et Seidel, 1979), dans les Alpes (Goffé et Saliot, 1977) et en Calabre (Dubois, 1976) (fig. 239).

Fig. 236.- Carte de localisation des principaux minéraux du métamorphisme des phyllades et des échantillons étudiés à la microsonde électronique.

1. Eboulis et Néogène discordant. - 2. Nappe supérieure des Phyllades - Nappe intermédiaire des Phyllades. - 3. Couches calcaro-détritiques de Molaf. - 4. Couches de Pharos. - 5. Formation de Lakkomata. - 6. Phyllades permienes d'Hagios Analipsis. - 7. Phyllades permienes de Karveli et d'Ano Sellitsa. - 8. Nappe inférieure des Phyllades. - 9. Séries ioniennes, pindiques et de Tripolitza indifférenciées. - 10. Glaucophane + actinote + amphibole bleu vert dans des metabasites. - 11. Glaucophane dans des méta-acidites. - 12. Glaucophane + grenat + chloritoïde dans des méta-acidites. - 13. Grenat. - 14. Chloritoïde. - 15. Carpholite. - 16. Prehnite. - 17. Pumpellyite. - 18. Contact anormal basal de la nappe inférieure des Phyllades. - 19. Contact anormal basal de la nappe intermédiaire des Phyllades. - 20. Contact anormal basal de la nappe inférieure des Phyllades. - 21. Faille. - 22. Contact stratigraphique.

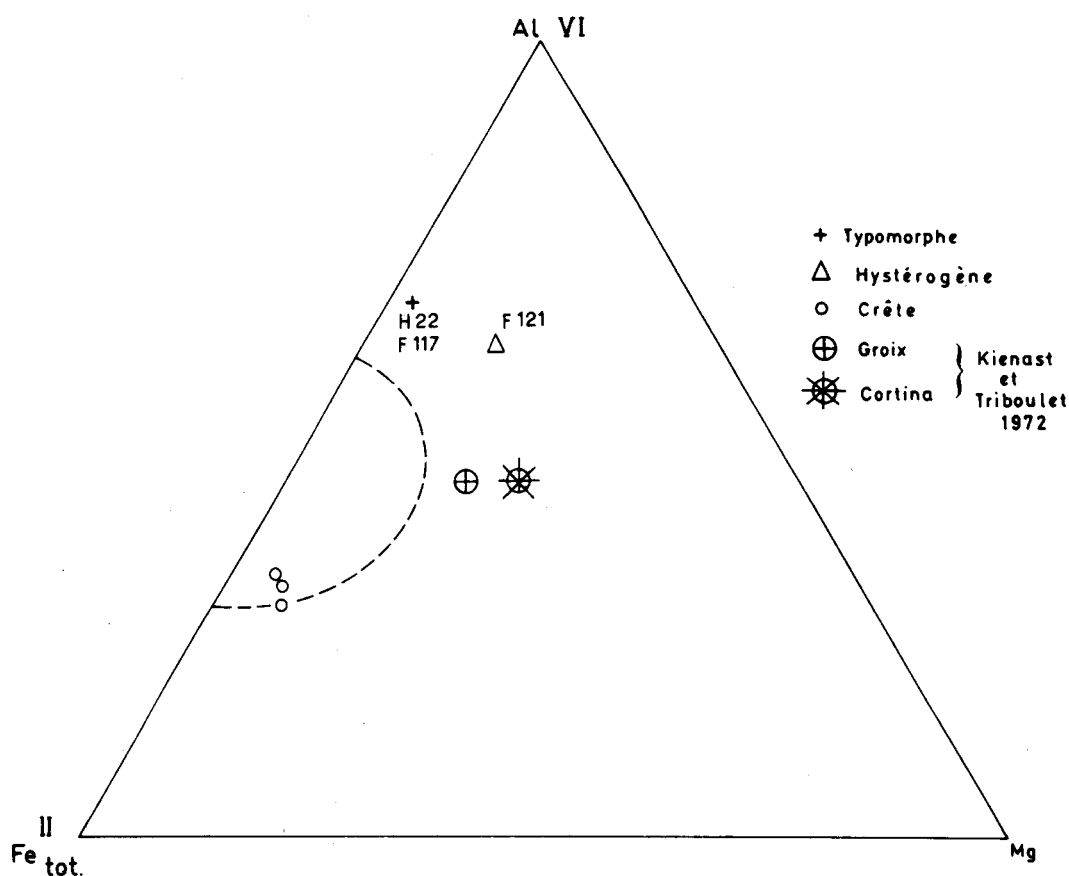


Fig. 237.- Composition en diagramme triangulaire (proportions atomiques) de chloritoïdes de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse, de la nappe des Phyllades sl. de Crête (Schubert et Seidel, 1972), de l'île de Groix et de Cortina (Kienast et Triboulet, 1972).

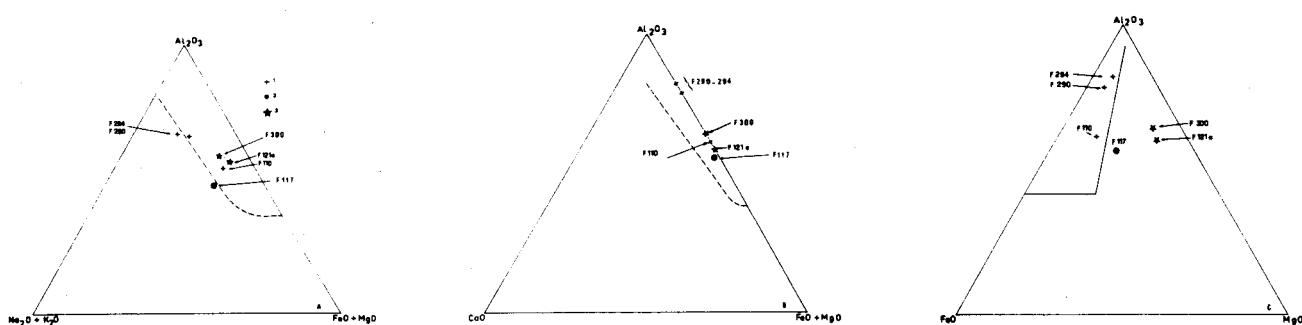


Fig. 238 A, B et C.- Composition dans les diagrammes de Hoschek (1967) des micaschistes à chloritoïde de la nappe inférieure des phyllades.

1. Chloritoïde seul. - 2. Glaucophane + chloritoïde + grenat. - 3. Chloritoïde + carpholite.

J'ai retrouvé des carpholites aussi magnésiennes (G 31 - tableau 15, fig. 239) dans des nodules ou des veines formées par l'association : magnésiocarpholite + quartz. (Dans certains cas on peut observer que cette magnésiocarpholite se déstabilise en conditions statiques en chlorite magnésienne). La connaissance des paramètres de mailles de cette magnésiocarpholite G 31 (tableau 15) m'a permis de déterminer le rapport $Mg/Mg + Fe^{2+} = 0,76$ grâce aux relations définies par Viswanathan et Seidel (1979) (fig. 240).

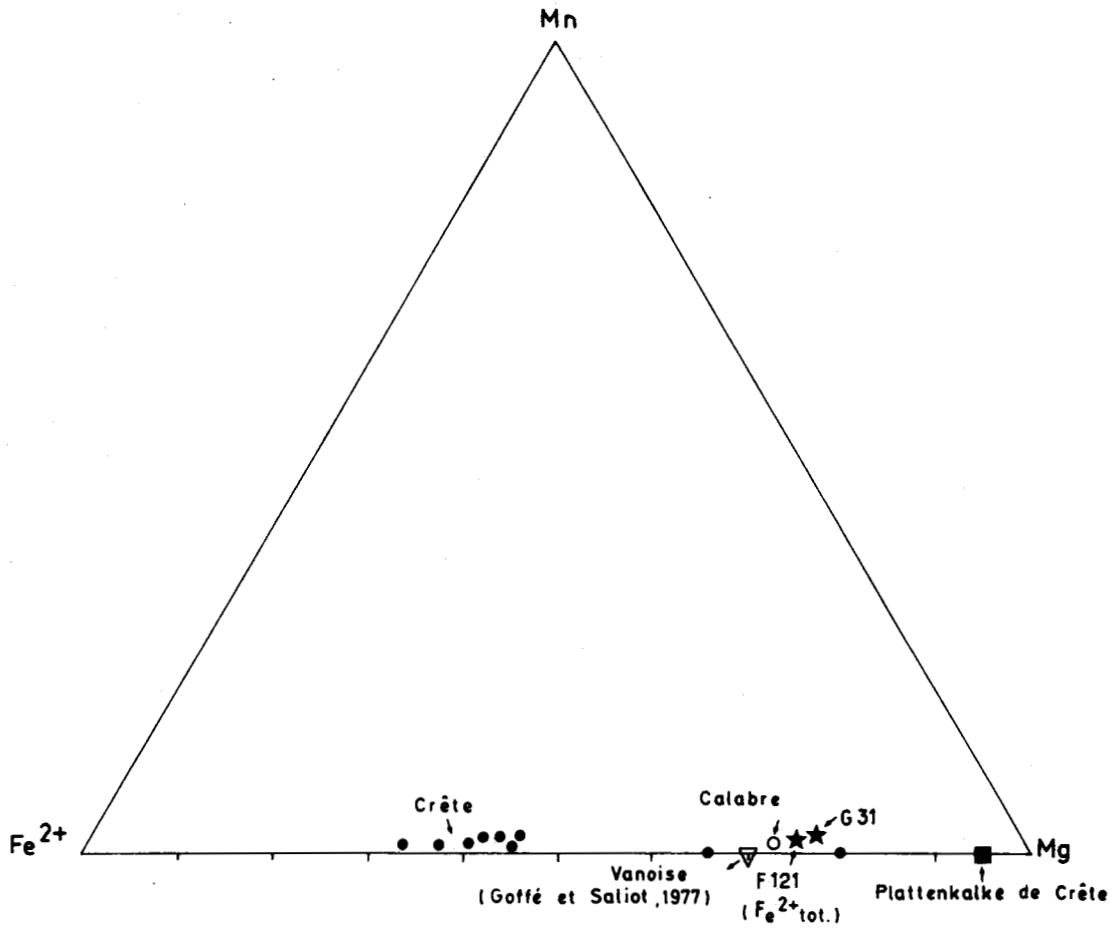


Fig. 239.- Composition en diagramme triangulaire (proportions atomiques) de carpholites de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse, de la nappe des Phyllades sl. et des "Plattenkalk" de Crète (Viswanathan et Seidel, 1979), de Vanoise (Goffé et Saliot, 1977) et de Calabre (Dubois, 1976).

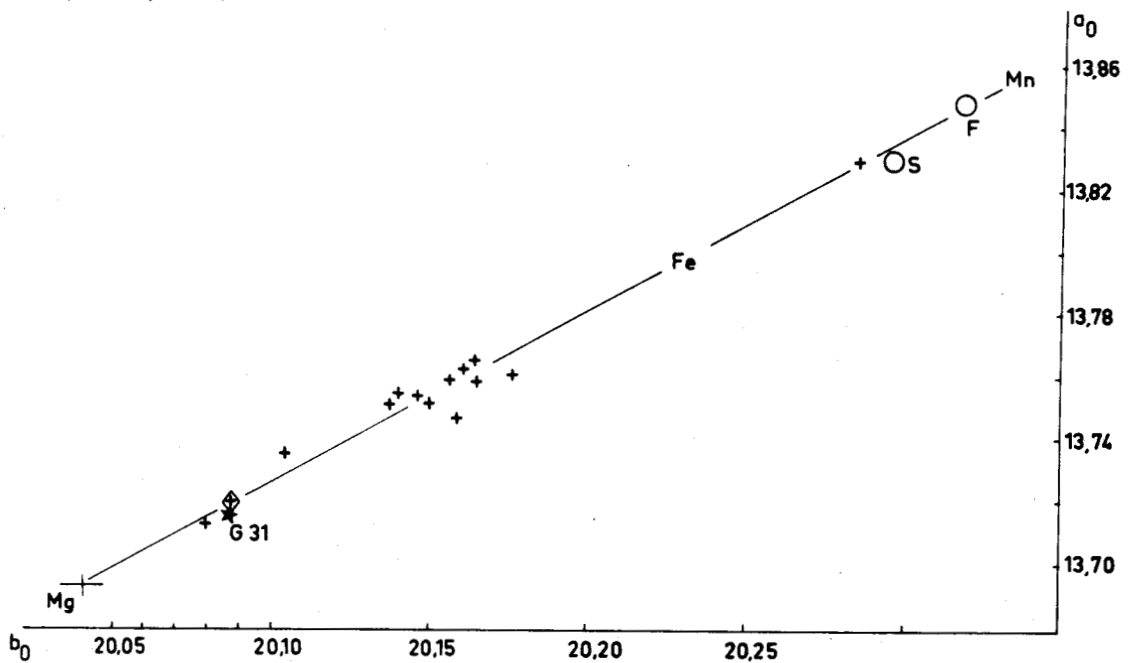


Fig. 240.- Position de la carpholite de l'échantillon G 31 dans le diagramme $a_0 = f(b_0)$ de Viswanathan et Seidel, 1979).

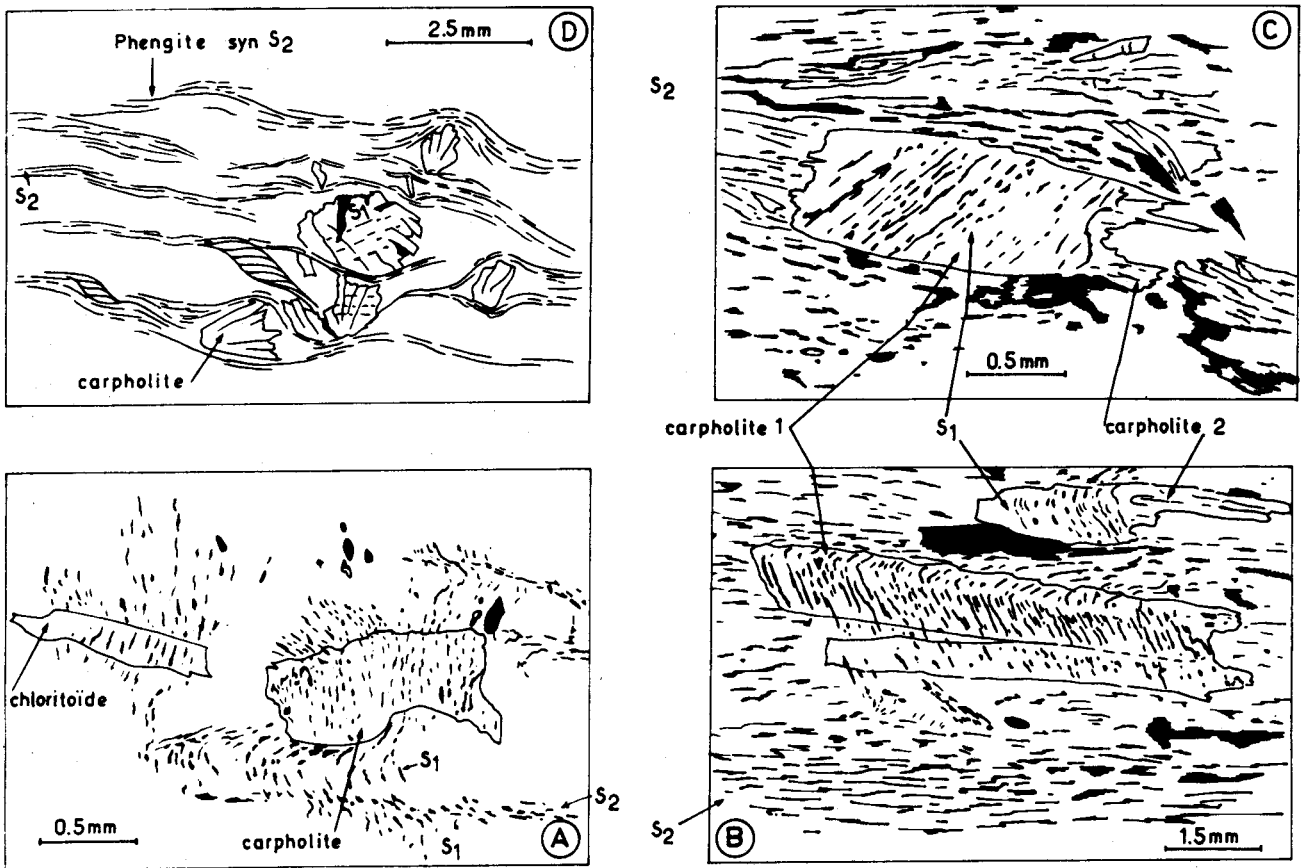


Fig. 241.- Relations entre déformation et cristallo-genèse dans les micaschistes à carpholite .

Phase 3	Interphase 2-3	Phase 2	Interphase 1-2	Phase 1	Minéraux	Roches
	3 — — — 2 — —	2 — — — — 1 —		1 — — —	Phengite Chlorite Epidote Grenat Ferroglaucophane Albite	Micaschistes A Grenat et glaucophane F107, 111, 117- 350 & 12
	— —	2 — — — 1 — —		— —	Phengite Mg. Carpholite Chloritoïde	Micaschistes A carpholite et chloritoïde
		— — — — — — —		— — —	Phengite Chlorite Stilpnomelane Ferroglaucophane Amphibole verte	Micaschistes A glaucophane H 16
	— — — — — —	— — — — — —			Glaucophane Ca. Na. Amphibole Albite Epidote Calcite Chlorite	Métabasaltés A glaucophane 269 & F490, 494 - F200 E121, 123

BIBLI

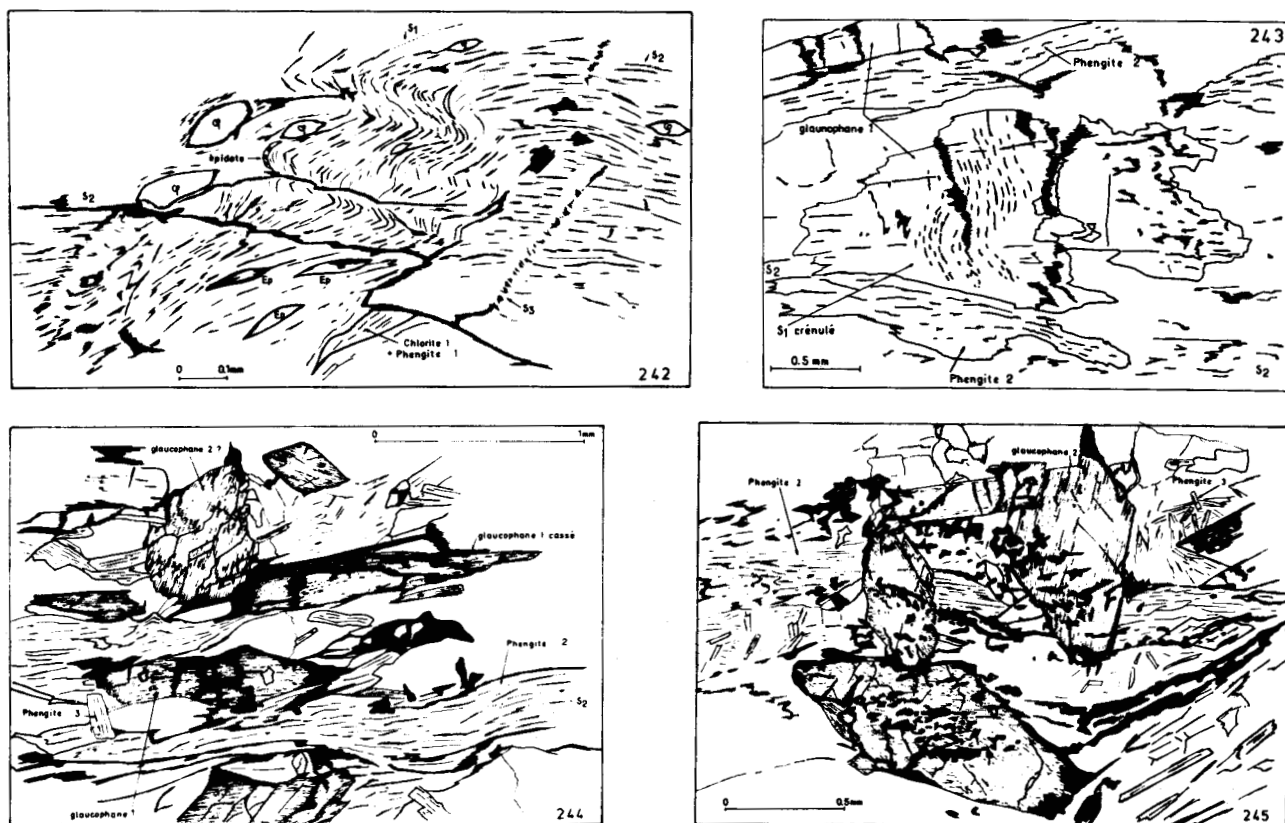


Fig. 242 à 245.- Relations entre déformation et cristallo-genèse des glaucophanes dans les micaschistes à glaucophane et grenat .

L'étude des caractères microstructuraux des schistes à carpholite indique que ce minéral est postérieur à la schistosité S_1 (fig. 241 A) qu'il a commencé à se développer au début de la phase 2 (stade schistosité par pli-fracture, fig. 241 B) ; qu'il peut subir ensuite une fracturation et une réorientation parallèlement à la schistosité S_2 (fig. 241 D) avec possibilité de cristallisation à sa périphérie d'une carpholite tardive limpide, dépourvue d'inclusions opaques (fig. 241 C).

Dans certaines roches des amas cryptocristallins rappelant par leur forme des amas de carpholites brisés et réorientés, semblent traduire une destabilisation tardive de la carpholite en milieu statique.

Dans les micaschistes, la paragenèse à chloritoïde primaire (sans carpholite) + mica blanc + quartz \pm tourmaline est de beaucoup la plus répandue (repères σ , fig. 236). Ces micaschistes à chloritoïde seul sont évidemment fortement alumineux à hyperalumineux (fig. 238 A à C - points F 110 - 290 et 294).

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.

	H 22	F 117	F 107	F 111		350
SiO ₂	37.82	38.00	38.75	37.60	37.56	38.55
TiO ₂	0.04	0.10	0.05	0.10	0.01	0.05
Al ₂ O ₃	21.71	21.10	19.95	22.17	22.01	21.30
FeO tot.	31.16	29.10	31.45	27.65	30.80	30.95
MnO	1.94	0.30	0.10	6.04	3.31	3.80
MgO	1.02	0.80	0.80	1.26	1.28	0.95
CaO	7.08	10.20	10.40	7.01	6.27	4.90
Total	100.77	99.60	101.50	101.83	101.24	100.50
Si	3.007	3.035	3.050	2.965	2.980	3.070
Al	-----	-----	-----	0.035	0.020	-----
Total	3.007	3.035	3.050	3.000	3.000	3.070
Al	2.036	1.987	1.852	2.026	2.039	2.063
Ti	0.002	0.006	0.003	0.006	0.001	0.003
Fe ³⁺	-----	0.007	0.145	-----	-----	-----
Total	2.038	2.000	2.000	2.032	2.040	2.066
Fe ²⁺	2.073	1.938	1.937	1.824	2.044	2.063
Mn	0.131	0.020	0.007	0.403	0.222	0.256
Mg	0.121	0.095	0.094	0.148	0.151	0.113
Ca	0.603	0.873	0.877	0.592	0.533	0.418
Total	2.928	2.926	2.915	2.967	2.950	2.850
Sp	4.3	0.6	0.2	13.7	7.5	8.5
Pyr	4.0	3.1	3.1	5.0	5.1	3.7
Alm	69.1	65.0	64.7	61.8	69.3	68.8
Gros	22.6	31.0	24.8	19.5	18.1	19.0
Andr	-----	0.3	7.2	-----	-----	-----

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.

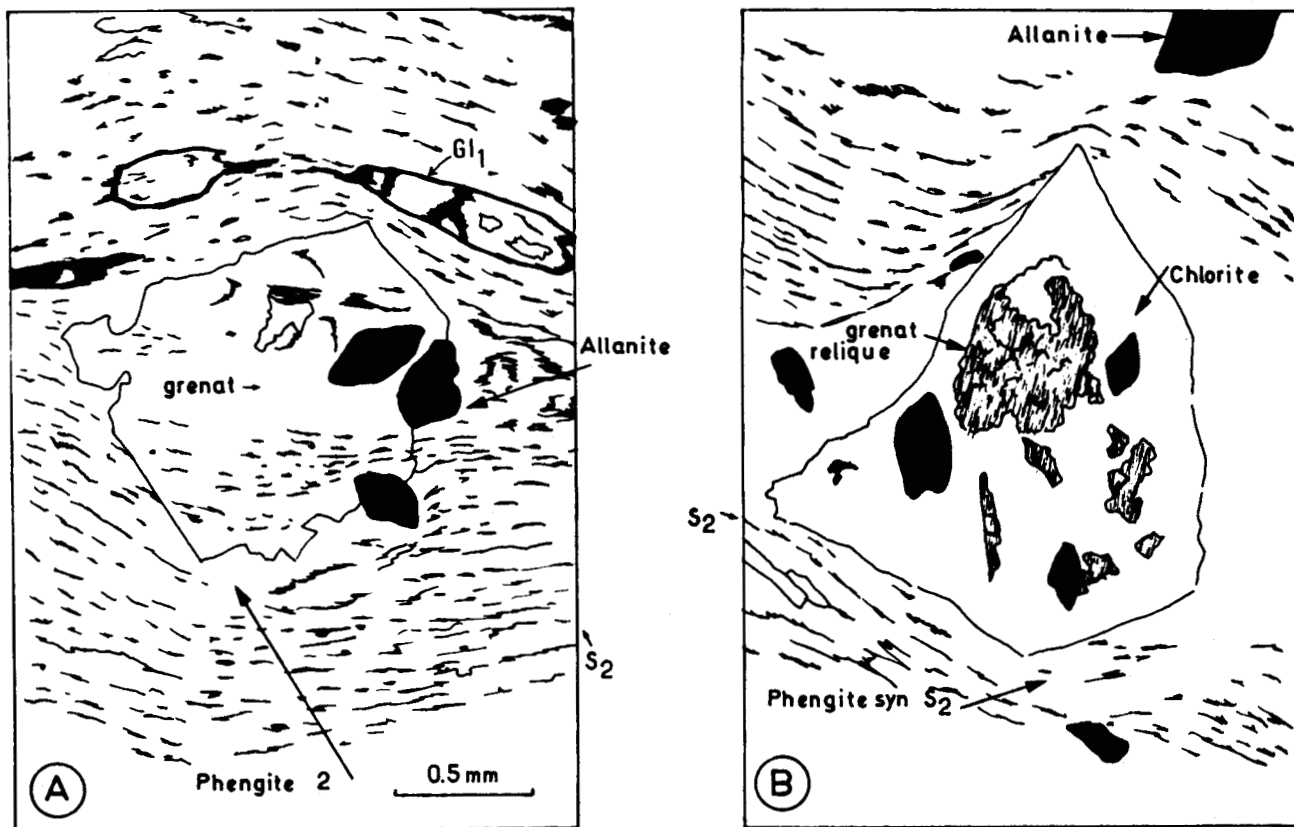


Fig. 246.- Relations entre déformation et cristallogénèse des grenats dans les micaschistes à glaucophane et grenat .

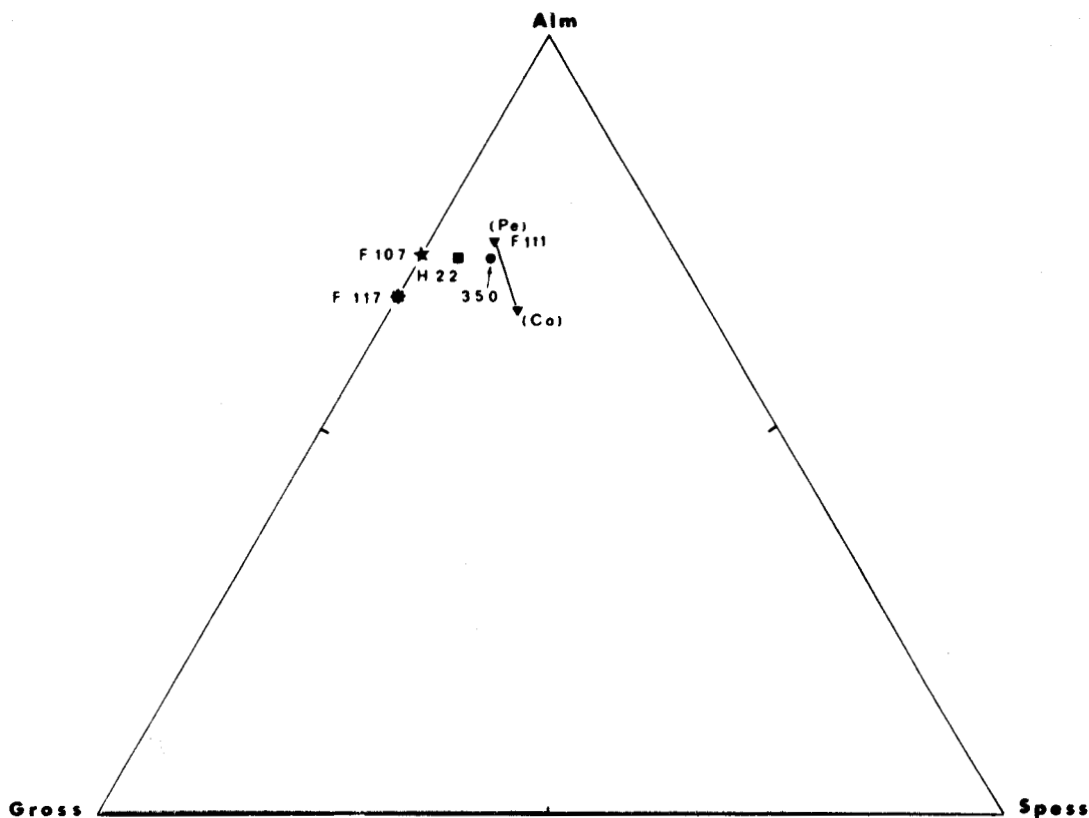


Fig. 247.- Composition des grenats dans le diagramme Almandin - Grossulaire - Spessartine. Pe = périphérie - Co = cœur.

BUS
LILLE

AMPHIBOLES

	269		F 490	F 494	F 117	F 200			F 107	F 111	H 16	350	E 121	E 123		E 75	12
	a	b				p	c	c									
SiO ₂	57.28	54.79	54.39	54.50	56.76	55.68	55.54	54.64	55.60	57.15	55.97	55.35	57.33	57.24	55.77	56.93	56.52
TiO ₂	0.02	-----	-----	-----	-----	0.16	0.26	0.20	0.10	0.04	0.17	0.05	0.10	0.09	-----	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	9.93	0.97	2.40	1.74	11.53	9.81	9.01	6.31	10.90	11.46	10.97	11.05	7.63	7.29	3.45	6.49	12.12
Fe ₂ O ₃	0.32	-----	-----	-----	0.04	0.03	-----	-----	2.03	-----	-----	0.01	1.76	2.35	1.93	-----	-----
FeO	12.68	13.03	9.92	9.06	15.51	15.00	15.47	20.23	14.47	14.30	18.45	16.15	12.67	12.94	15.14	15.70	14.39
MnO	0.12	0.26	0.36	0.25	-----	0.21	0.18	0.27	-----	0.04	-----	0.10	0.10	0.09	0.10	0.23	-----
MgO	9.38	15.41	16.74	17.38	6.83	9.60	9.70	9.53	6.50	6.76	5.19	6.75	10.50	10.55	12.95	11.71	7.66
CaO	0.74	9.95	11.81	11.09	0.86	0.34	0.45	0.58	0.80	0.47	0.36	0.40	1.06	1.09	1.50	0.89	0.64
Na ₂ O	6.81	1.71	0.87	0.94	6.90	6.62	6.72	7.14	6.90	7.00	6.68	7.65	6.97	6.51	6.73	6.79	6.82
K ₂ O	-----	0.03	0.03	0.03	-----	-----	-----	-----	-----	0.02	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	97.28	97.09	96.52	94.99	98.43	97.45	97.33	98.90	97.30	97.24	97.79	97.51	98.12	98.15	97.57	98.84	98.23
Si	8.003	7.990	7.814	7.904	7.925	7.866	7.888	7.873	7.881	8.015	7.965	7.867	8.014	8.014	8.016	7.933	7.862
Al	-----	0.010	0.186	0.096	0.075	0.134	0.112	0.127	0.119	-----	0.035	0.133	-----	-----	-----	0.077	0.138
Total	8.003	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.015	8.000	8.000	8.014	8.014	8.016	8.000	8.000
Al	1.636	0.157	0.221	0.202	1.823	1.500	1.396	0.944	1.703	1.895	1.806	1.719	1.258	1.204	0.585	0.097	1.850
Ti	0.002	-----	-----	-----	-----	0.017	0.027	0.022	0.011	0.004	0.018	0.005	0.011	0.009	-----	0.011	0.008
Fe ³⁺	0.034	-----	-----	-----	0.005	0.004	-----	-----	0.217	-----	-----	0.002	0.185	0.248	0.213	-----	-----
Fe ²⁺	1.483	1.589	1.192	1.099	1.812	1.773	1.838	2.438	1.716	1.677	2.196	1.918	1.482	1.516	1.816	1.844	1.674
Mn	0.014	0.032	0.044	0.031	-----	0.025	0.022	0.034	-----	0.005	-----	0.012	0.012	0.011	0.012	0.027	-----
Mg	1.954	3.350	3.585	3.757	1.421	2.021	2.054	2.046	1.373	1.413	1.101	1.430	2.188	2.202	2.774	2.451	1.588
Ca	0.111	1.555	1.818	1.724	0.129	0.051	0.068	0.090	1.122	0.071	0.055	0.061	0.159	0.164	0.231	0.134	0.095
Na _{M4}	1.766	0.307	0.140	0.187	1.810	1.609	1.595	1.426	1.858	1.904	1.824	1.853	1.705	1.646	1.369	1.396	1.785
	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	6.959	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000
Na _A	0.079	0.177	0.102	0.077	0.058	0.205	0.255	0.568	0.039	-----	0.019	0.256	0.185	0.122	0.507	0.453	0.055
K	-----	0.006	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0.004	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

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 (pour les amphiboles F 200 : p = périphérie, c = coeur).

B. LES MICASCHISTES À GRENAT ET/OU GLAUCOPHANE.

1. LES MICASCHISTES A GRENAT DE LADA.

Au Sud d'Artemissia, le long de la route vers Lada et Karveli (fig. 236) une masse de schistes, chloritoschistes, quartzites à chloritoïde ou non contient quelques horizons d'épaisseur métrique de micaschistes et quartzites à grenat.

Les horizons les plus orientaux (repères 350, F 107, 111 et 117, fig. 236 - repère d2 et 4, fig. 163) renferment trois paragenèses métamorphiques successives :

- a) quartz + phengite 1 + épidote + chlorite
- b) grenat + glaucophane + phengite 1.2 + quartz ± épidote (pistachite et allanite) ± apatite. (grenats almandins 350, F 107, 111 et 117, tableau 17).
- c) albite + chlorite (brunsvigite - classification de Foster (1962) - tableau 20 et fig. 25 chlorites 350 et F 117) + phengite 3.

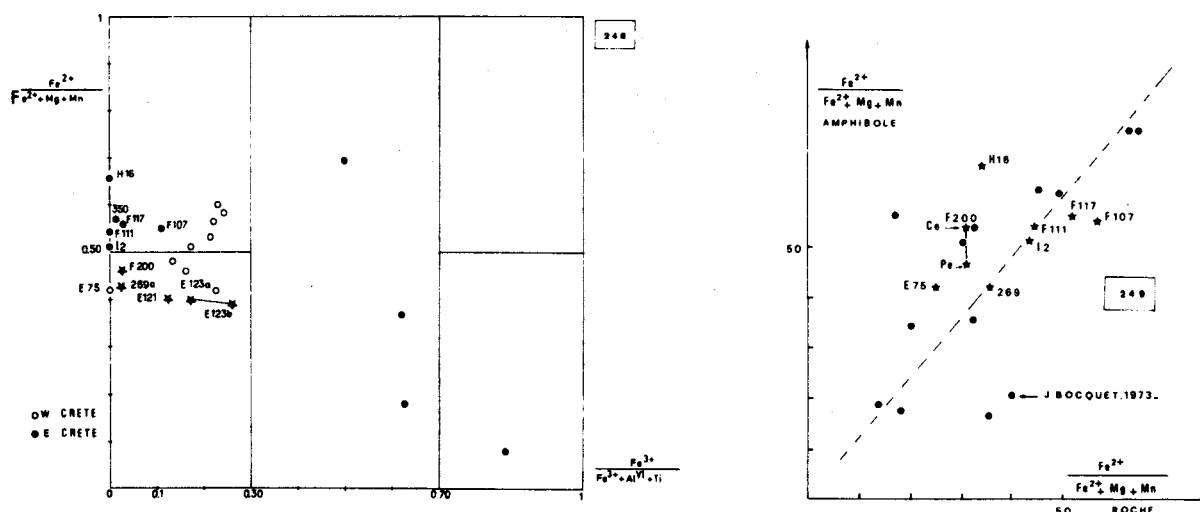


Fig. 248.- Composition chimique dans le diagramme de Miyashiro (1957) des amphiboles sodiques de la nappe inférieure des Phyllades du Péloponnèse et de la nappe des Phyllades sl. de Crète (d'après Seidel, 1978).

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).

Un échantillon a livré en plus de ces minéraux du chloritoïde (fig. 117, tableau 15). L'examen des caractères microstructuraux de ces roches montre une cristallisation polyphasée. La première phase est synchrone du développement de la schistosité S_1 . Elle correspond à la recristallisation de quartz détritique en fuseau, à la cristallisation de phengite 1 et d'épidote (fig. 242) (cf. tableau 16). Puis une seconde phase structurale déforme tous les minéraux précédents (fig. 242) et transpose plus ou moins totalement la schistosité S_1 en une schistosité S_2 avec cristallisation de phengite 2 (des micas blancs de taille variable et d'orientation quelconque semblent tardifs et post S_2 : phengite 3). Dès le début de la seconde phase de déformation (crénulation de S_1) prend naissance une première génération de glaucophane (glaucophane 1, fig. 243). Ces derniers ont été ensuite étirés et cassés lors de la transposition de

	H ₂₂		F 111		350	F 117	F 107	F 121	275b
	Ph ₂	Ph ₃	Ph ₂	Ph ₃	Ph ₂	Ph ₂	Ph ₂	Ph ₁	Ph ₁
SiO ₂	49.31	50.55	49.23	48.99	48.70	51.60	53.10	46.14	48.24
TiO ₂	0.19	0.10	0.26	0.24	0.20	0.20	0.20	0.01	0.07
Al ₂ O ₃	29.86	29.29	29.74	29.72	27.85	27.30	27.10	34.99	31.61
Fe ₂ O ₃	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
FeO	3.14	3.12	2.94	2.88	3.15	3.20	2.80	2.48	2.82
MnO	0.04	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
MgO	2.50	2.43	2.72	2.83	2.40	2.40	2.80	0.92	1.81
CaO	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Na ₂ O	0.48	0.53	0.54	0.43	0.40	0.20	0.40	0.65	0.24
K ₂ O	9.28	8.94	9.82	9.92	10.20	10.00	10.40	9.00	9.61
Total	94.80	94.96	95.25	95.01	92.90	94.90	96.80	94.19	94.40
Si	3.297	3.358	3.287	3.279	3.347	3.448	3.477	3.095	3.237
Al	0.703	0.642	0.713	0.721	0.653	0.552	0.523	0.905	0.763
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al	1.651	1.653	1.628	1.623	1.604	1.599	1.570	1.862	1.737
Ti	0.010	0.005	0.013	0.012	0.010	0.010	0.010	0.001	0.003
Fe ²⁺	0.176	0.173	0.164	0.161	0.181	0.179	0.153	0.139	0.158
Mn	0.002	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Mg	0.249	0.240	0.271	0.282	0.246	0.239	0.273	0.092	0.180
Total	2.088	2.071	2.076	2.078	1.941	2.027	2.006	2.094	2.078
Na	0.062	0.068	0.070	0.055	0.053	0.026	0.051	0.085	0.031
K	0.792	0.758	0.837	0.846	0.894	0.853	0.869	0.770	0.823

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.

la schistosité S₁ (fig. 244 et 245). Quelques rares observations (fig. 245) suggèrent la cristallisation d'une seconde génération de glaucophane postérieure à S₂ (glaucophane 2, fig. 245). On notera enfin dans certains cas l'existence d'une pseudomorphose tardive en conditions statiques de ces deux (?) générations de glaucophane en albite + chlorite (tableau 16).

Les grenats, eux, ne sont jamais fracturés ni cassés, ils peuvent renfermer en inclusions

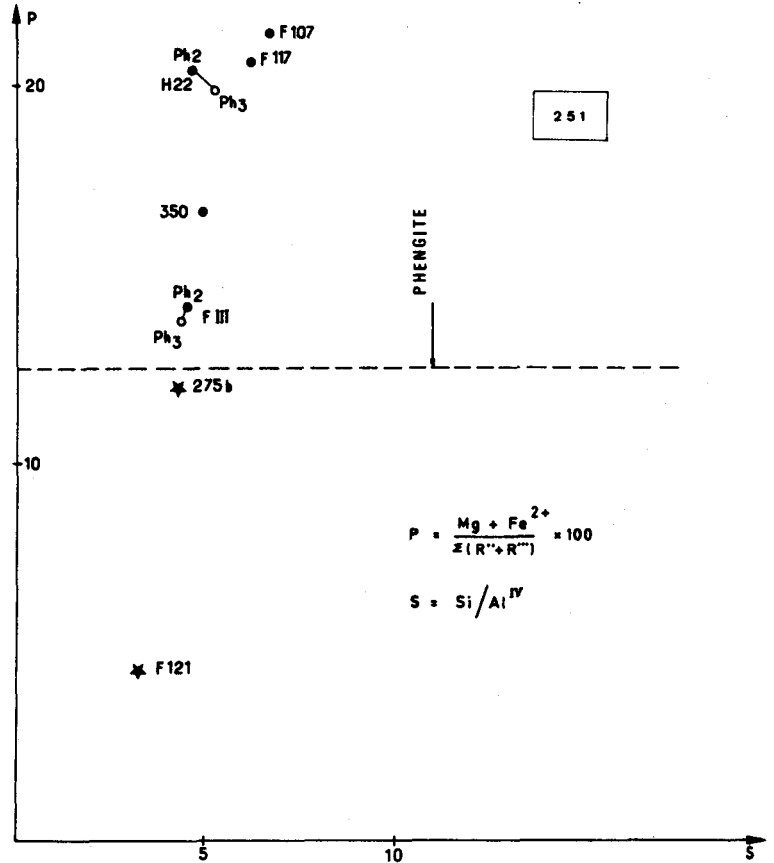
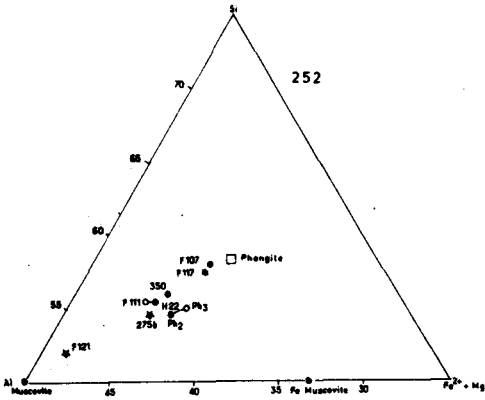
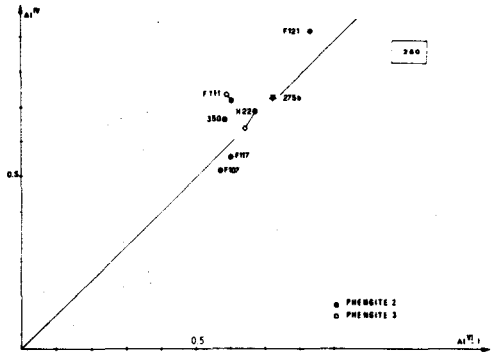


Fig. 250 à 252.- Micas blancs.

Fig. 250.- Diagramme de Saliot (1978).

Fig. 251.- Diagramme de Graeser et Niggli (1967).

Fig. 252.- Composition des phengites dans le diagramme Si-Al-Fe²⁺ + Mg (proportions atomiques).

tous les autres phénoblastes en particulier le glaucophane et l'allanite. L'examen de leurs inclusions de quartz et de minéraux opaques indique un caractère syntectonique (syn S₂) plus ou moins tardif (fig. 246). Ils sont costables avec le glaucophane.

Comme les glaucophanes les grenats ont pu subir une pseudomorphose tardive en chlorite (fig. 246 B) ceci toujours en conditions statiques.

Les horizons les plus occidentaux (repère H 22, fig. 236 - repère d 6 et 7, fig. 163) ne renferment jamais de glaucophane mais les associations successives suivantes :

- a) quartz + phengite 1 + chlorite
- b) grenat + chlorite + phengite 2 + épidote + allanite + apatite ± tourmaline + quartz
- c) albite + chlorite (ripidolite - tableau 20 et fig. 257 : chlorite H₂₂) + phengite 3.

Le chloritoïde est antérieur au grenat, ces deux minéraux appartenant à une phase de cristallisation syn S₂. Les grenats sont riches en almandin (tableau 17 et fig. 147).

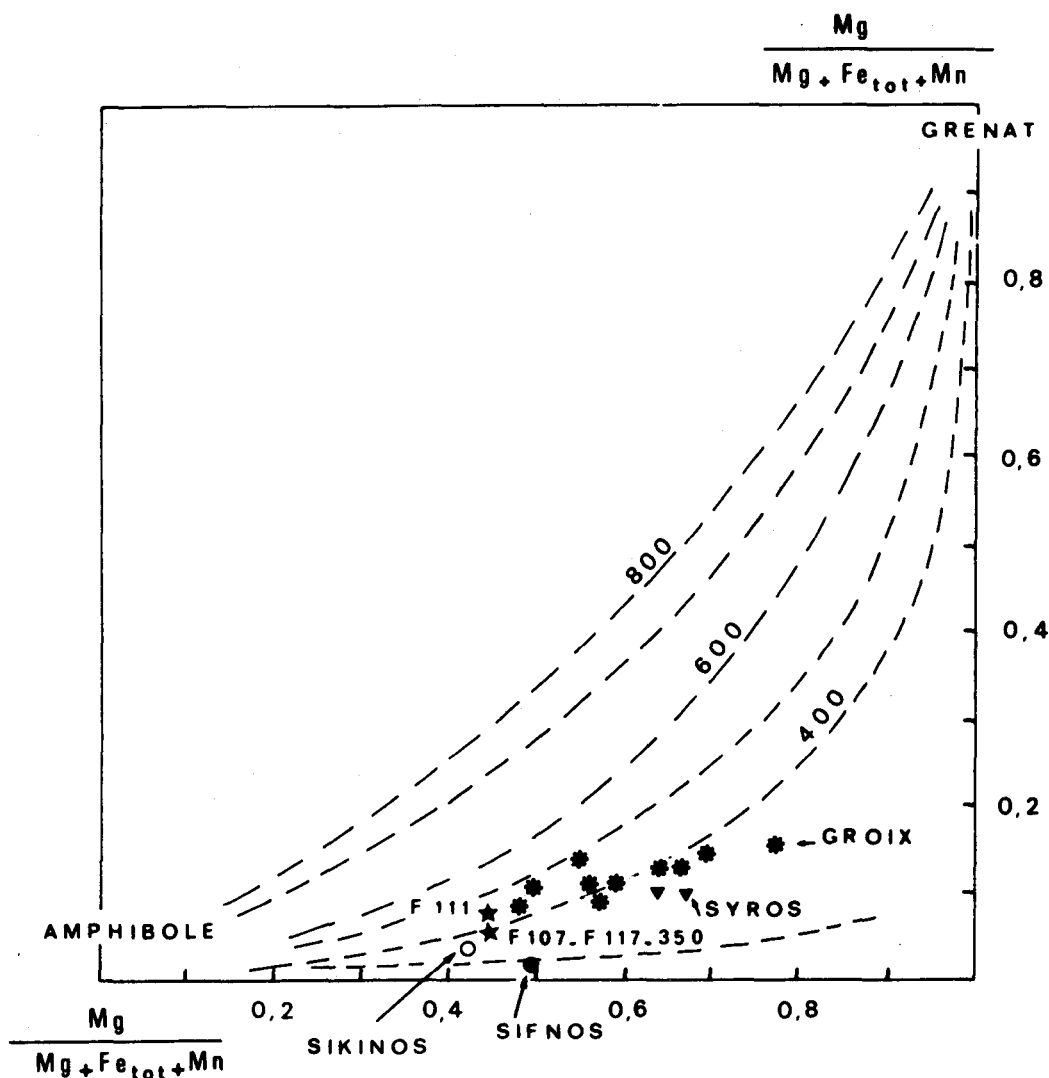


Fig. 253.- Diagramme de Perchuk (1970) pour les couples amphibole sodique - grenat.

Les amphiboles sodiques ($Na_{M4} > 1,34$ - Leake, 1978) sont toutes des ferroglaucophanes (tableau 18 et fig. 248 - la répartition $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ a été faite à l'aide du modèle proposé par Papike, 1974).

Comme de nombreux auteurs l'ont déjà montré (Coleman et Papike, 1968 ; Schubert et Seidel, 1972 ; Bocquet, 1973 ; Roever et Beunk, 1976) il existe une bonne corrélation entre le rapport $Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg + Mn$ des amphiboles sodiques et des roches correspondantes (fig. 249).

Un certain nombre de micas blancs typomorphes de l'association glaucophane + grenat ont été analysés à la microsonde électronique (tableau 19). Ces analyses font apparaître une substitution phengitique $Si^{IV} - Al^{IV}$ variant de 3,28 à 3,48.

Pour la suite de notre analyse, il est nécessaire de préciser le remplacement $Al^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ dans ces micas blancs, problème délicat puisque les analyses à la microsonde électronique ne nous donnent aucun renseignement sur Fe_2O_3 .

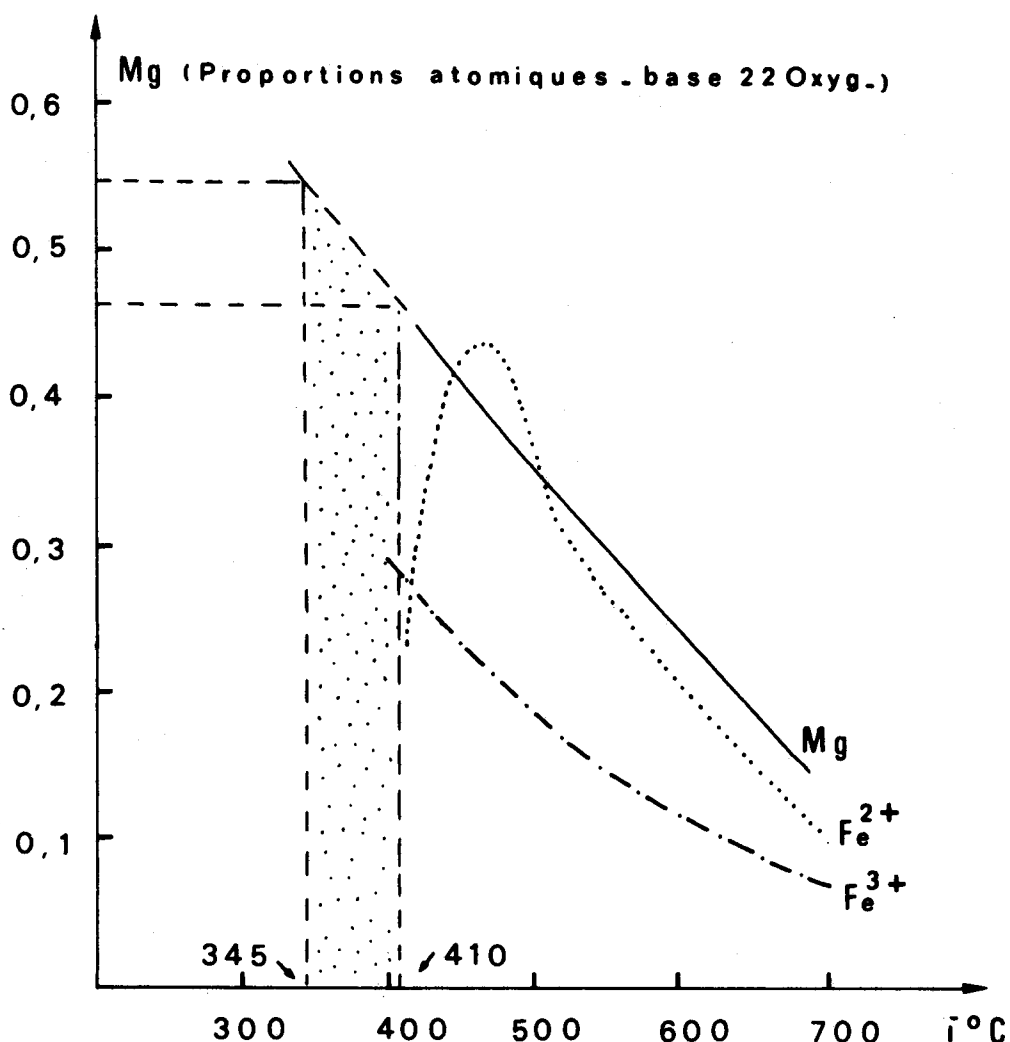


Fig. 254.- Diagramme de Cipriani et coll. (1971) pour les phengites.

Une première méthode consiste à admettre (Kienast et Triboulet, inédit) que si la somme des cations est inférieure à 14, le fer est vraisemblablement en totalité sous forme ferreuse.

Cette condition est remplie par tous les micas blancs considérés (F 107, 111 et 117 - H 22 - 350) du tableau 19.

Mais le diagramme $Al\ IV = f(Al\ VI - 1)$ (fig. 250) montre que si le remplacement $Al^3 = Fe^{3+}$ est vraisemblablement négligeable pour les micas blancs F 107 - F 117 et H 22, il ne l'est certainement pas pour les micas blancs 350 et F 111.

J'ai alors recalculé FeO selon la méthode proposée par Saliot (1978) pour ces deux derniers échantillons. Les indices P et S (fig. 251) de Graiser et Niggli (1967) montrent qu'il s'agit bien de phengites comme le confirme le diagramme triangulaire Si-Al-Fe²⁺ + Mg (fig. 252).

En ce qui concerne les conditions de formation de ces roches, l'apparition d'almandin dans une méta-acidite a une signification purement chimique. Dans les zones à grenat (isograde typique de la "mesozone" venant après celui de la biotite) l'apparition d'almandin reflète localement des teneurs en fer plus importantes que celles de roches voisines sans grenat qui ont pourtant cristallisé dans des conditions P.T. identiques.

L'apparition de l'assemblage grenat-amphibole bleue a par contre une autre signification, à partir du moment où les ions ferro-magnésiens peuvent se répartir entre deux minéraux en suivant des lois de répartition qui sont fonction des conditions P.T. de cristallisation. Même si la répartition de Fe²⁺ et Mg est différente dans les couples de minéraux ferromagnésiens des méta-acidites et des metabasites, le coefficient de répartition K_D a une signification identique, et les diagrammes établis sont applicables à tous les types de roches.

Ainsi, fondé sur la répartition de Fe²⁺, Mg et Mn dans des couples d'amphibole sodique et grenat, le diagramme de Perchuk (1970) (fig. 253) permet d'estimer la température d'équilibre à 400°C.

Cipriani et coll. (1971) ont souligné l'appauvrissement progressif des phengites en magnésium au fur et à mesure que la température augmente. Les courbes de variations proposées (fig. 254) permettent d'estimer une température d'équilibre variant de 345 à 410°C.

Plus récemment Krogh et Raheim (1978) ont mis au point un géothermomètre fondé sur la répartition de Fe²⁺ et Mg dans le couple grenat-phengite.

La formule est la suivante :

$$T (^{\circ}\text{K}) = \frac{3685 + 77,1.P. (\text{kb.})}{\ln K_D + 3,52} \quad \text{avec } K_D^{\text{ga-ph}} = \frac{(\text{FeO/MgO})_{\text{grenat}}}{(\text{FeO/MgO})_{\text{phengite}}}$$

Appliqué aux roches F 107, F 117 et H 22 dont les phengites ne semblent pas présenter de substitution Al-Fe³⁺, ce modèle donne les résultats suivants : (fig. 255)

	4kb	5kb	6kb	8kb	10kb
F 107	303	314	325	347	370
F 117	312	323	335	357	380
H 22	322	333	345	368	391°C

La connaissance du degré de substitution Si IV - Al IV des phengites 2 typomorphes vont me permettre de borner en pression le domaine P.T. de formation des schistes étudiés. Velde (1965-1967) a, en effet, montré que ce taux de substitution dépendait de la pression et de la température. Mais comme l'a souligné Saliot (1978) cette substitution n'est maximale et ne correspond aux conditions définies par Velde (1965) que si la phengite étudiée est en équilibre avec une phase ferro-magnésienne et un *feldspath potassique*.

Les schistes étudiés ici ne sont donc pas à priori des milieux très favorables à cette substitution. Mais en fait le feldspath potassique peut exister dans les schistes en très faible quantité difficilement décelable (Saliot, 1978). En outre si la roche n'est pas très alumineuse, on peut considérer que les phengites présentant une solution céladonitique proche de celle de leurs conditions de formation, fonctionnent comme thermo-baromètre à minimum. Ceci étant admis, les phengites typomorphes présentant une teneur en Si^{IV} variant de 3,28 à 3,48 nous permettent de proposer en ce qui concerne la pression une borne supérieure variant entre 6 et 6,5 kb (fig. 255).

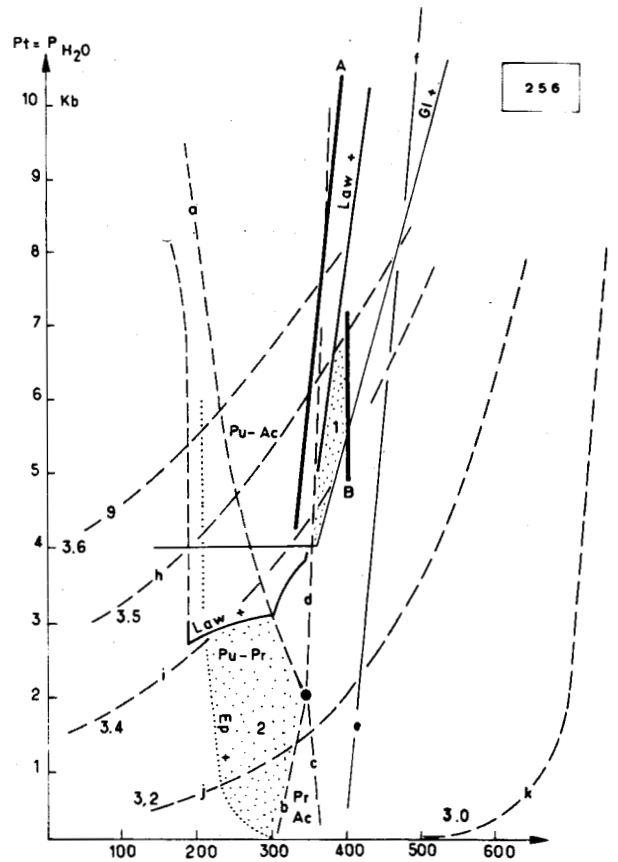
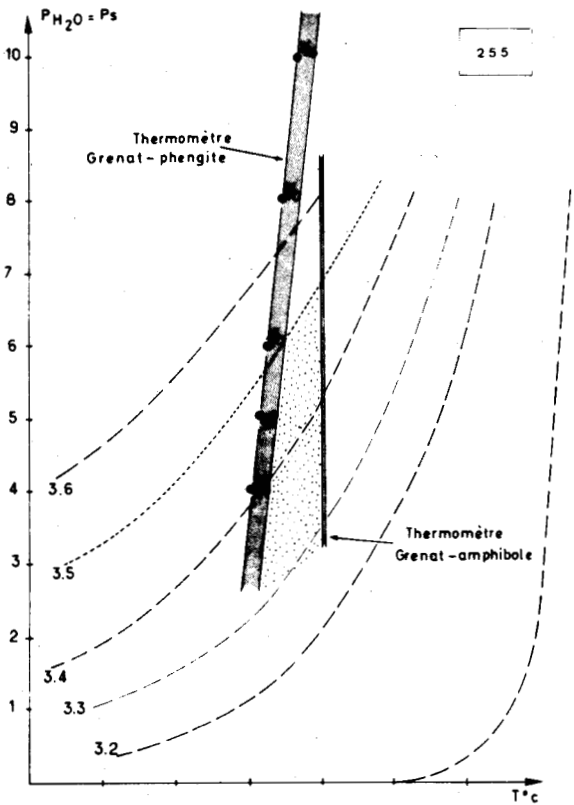


Fig. 255.- Thermomètres grenat - phengite (Krogh et coll., 1978) et grenat - amphibole sodique (Perchuk, 1970) pour les micaschistes à grenat et glaucophane de la nappe inférieure des Phyllades.

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). Courbes : épidote +, d'après Seki (1972); glaucophane +, d'après Maresh (1977); lawsonite +, d'après Nitsch (1968 - 1972).

a, b, c et d : réactions faisant intervenir la prehnite (Pr), la pumpellyite (Pu), la chlorite, l'épidote (clinzoisite, zoisite), l'actinote (Ac) et le quartz, d'après Nitsch (1971).

e et f : réaction pyrophyllite = andalousite (disthène) + quartz + eau d'après Kerrich (1971).

g, h, i, j et k : courbes de stabilité des différentes phengites selon leur teneur en Si^{IV} d'après Velde (1965).

A. Thermomètre grenat-phengite (Krogh et coll., 1978) - B. Thermomètre grenat-amphibole sodique (Perchuk, 1970).

Le domaine d'équilibre que je cherche à préciser est situé en température au delà du domaine à chlorite + pumpellyite + quartz (Nitsch, 1971) assemblage jamais observé dans ce secteur et en dehors du champ de stabilité de la lawsonite (Crawford et Fyle, 1965 ; Thompson, 1970 ; Lio, 1971 ; Nitsch, 1968, 1971, 1972 et 1974) puisque l'épidote est costable avec grenat et amphibole bleue. Enfin il est limité vers les hautes températures par les limites du champ de stabilité du glaucophane (Maresch, 1977) cohérent entre 5 et 6 kb avec les conclusions de Chopin (1979).

L'intersection des différents domaines ainsi définis me permet de proposer comme conditions de l'équilibre correspondant aux paragenèses à glaucophane + grenat + phengite 2 : 4 à 6,5 kb - 350 à 400°C (champ 1, fig. 256).

Ces conditions appartiennent à un domaine du faciès schistes verts à amphiboles sodiques de moyenne pression où le ferroglaucophane est stable dans les métabasites (Hoffmann, 1972). Elles sont par contre très éloignées de celles où un pyroxène omphacitique peut apparaître en association avec glaucophane et grenat (éclogite à glaucophane, Velde, 1970 ; Triboulet, 1979). Par contre elles se trouvent en pression un peu en dessous du domaine où la jadeite s.s. peut coexister avec ferroglaucophane et grenat, sans quartz.

2. LES MICASCHISTES A GRENAT ET GLAUCOPHANE DE KALLONI.

Des micaschistes à grenat et glaucophane (ferroglaucophane I₂, tableau 18) tout à fait semblables aux précédents ont été retrouvés au Nord immédiat de Kalloni (repère I₂, fig. 236) dans un petit graben coincé dans des marbres ioniens, l'ensemble étant recouvert par une masse de calcaires de Tripolitza d'âge éocène glissés très tardivement. Ces micaschistes présentent les mêmes histoires structurale et métamorphique que les micaschistes à grenat de Lada.

3. LES MICASCHISTES A GLAUCOPHANE DE CHRISAFI.

A l'Ouest de Chrisafa le mont Faja est formé par un anticlinal de marbres ioniens dont le flanc oriental est devenu chevauchant par suite d'un décollement au niveau des "schistes à Posidonies" (cf. Thiébaud, 1979). Cet anticlinal bute à l'Est contre des phyllades comportant une passée de schistes à glaucophane (repère H 16 fig. 236) sans grenat. Ils renferment deux paragenèses successives :

- 1) ferroglaucophane (H 16, tableau 18, fig. 248) + amphibole verte + phengite 1 + quartz
- 2) chlorite + stilpnomélane + phengite 2 + albite.

	269	H 22	F 490	F 494	H 279	F 117	350	E 123
SiO ₂	26.80	24.62	25.09	27.28	28.70	25.40	25.65	28.40
TiO ₂	0.02	0.06	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Al ₂ O ₃	20.13	21.24	20.69	18.95	17.59	19.90	19.85	18.80
FeO tot.	22.02	28.80	31.02	21.66	19.51	30.15	29.20	15.60
MnO	0.37	0.05	0.03	0.26	0.56	-----	0.10	0.30
MgO	17.78	11.30	10.04	18.05	17.51	11.15	12.35	21.70
Total	87.12	86.07	86.87	86.20	83.87	86.60	87.15	84.80
Si	5.580	5.391	5.501	5.729	6.115	5.563	5.553	5.860
Al	2.420	2.609	2.499	2.271	1.885	2.437	2.447	2.140
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	2.522	2.775	2.850	2.422	2.534	2.702	2.620	2.434
Fe ²⁺	3.835	5.275	5.689	3.805	3.477	5.524	5.288	2.692
Mn	0.065	0.009	0.006	0.046	0.101	-----	0.018	0.052
Mg	5.519	3.688	3.281	5.651	5.561	3.640	3.986	6.674
Ti	0.003	0.010	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	11.945	11.757	11.826	11.924	11.673	11.866	11.912	11.852

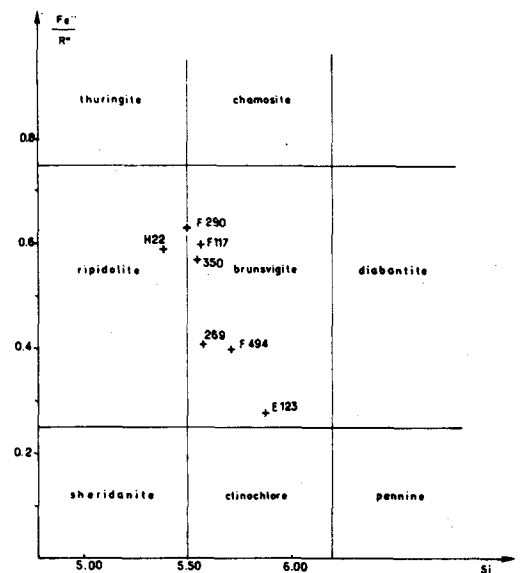


Fig. 257.- Composition des chlorites analysées dans le diagramme de Foster (1962).

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.

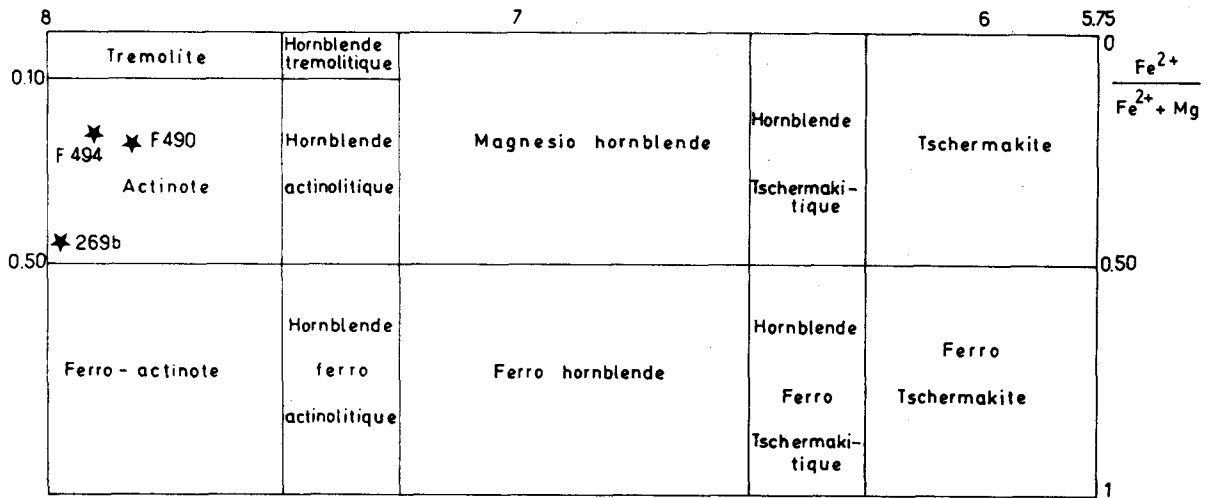


Fig. 258.- Composition des amphiboles calciques des metabasaltes dans le diagramme de Leake, 1978.

Ces micaschistes présentent très clairement une histoire structurale polyphasée. On y observe des plis isoclinaux anisopaques admettant la schistosité S_2 comme plan axial. Cette schistosité S_2 transpose plus ou moins un clivage S_1 parallèle à S_0 au niveau des charnières des plis isoclinaux syn S_2 . Enfin une troisième phase de déformation a donné naissance à des plis anisopaques post S_2 déjetés vers le SE et congénères d'une schistosité de fracture S_3 plus ou moins bien exprimée.

Cassées au niveau des charnières des plis isoclinaux syn S_2 , les ferroglaucophanes sont antérieurs à ces plis mais postérieurs à S_1 . Leur histoire métamorphique est semblable à celle des micaschistes de Lada et de Kalloni.

C. LES MÉTABASITES À AMPHIBOLE SODIQUE .

1. LES AMPHIBOLITES, PRASINITES DE JEORITSION.

Au SW de Jeoritsion (fig. 236, repères F 490, F 494 et 269) les Phyllades forment une masse relativement homogène dont le clivage régional pend vers l'Ouest (fig. 165) Elles chevauchent et tronquent la série ionienne à l'Ouest de Kastoreion (fig. 165). Elles sont couronnées au niveau d'Hag. Pendeleimon (fig. 165, repère a) par un ensemble de roches verdâtres grossièrement clivées. L'étude géochimique de ces roches a montré (cf. chapitre précédent) qu'il s'agit d'anciens basaltes tholéitiques totalement recristallisés et ne présentant aucune relique magmatique. Dans les amphibolites on peut observer deux paragenèses successives que l'on peut rapporter à la phase 2 puis à l'interphase 2-3 (tableau 16).

- a) glaucophane + amphibole bleu vert 1 ± clinzoïsite
- b) albite ± chlorite ± amphibole bleu vert 2

Dans les prasinites, une seule paragenèse a pu être identifiée :

- albite (poecilitique) + chlorite (brunsvigite - tableau 20, fig. 257 : chorites 269 et F 494) + glaucophane (tableau 18, fig. 248 : amphib. 269a) + actinote bleu vert (tableau 18, fig. 248 : amphiboles : 269b et F 490 et 494) + épidote + mica blanc.

Dans les schistes associés je signalerai la paragenèse suivante :

- mica blanc (tableau 19, fig. 250, 251 et 252 : mica 275b) + chlorite verte + chlorite brune + quartz.

Les paragenèses des metabasites indiquent des conditions P.T. tout à fait comparables à celles caractérisant les micaschistes d'Artemissia (domaine 1, fig. 256).

Du point de vue microstructural les faits sont clairs dans les phyllades. Ainsi au niveau du repère a (fig. 60) on peut observer une schistosité relique S_1 soulignée par des phyllosilicates syn S_1 : chlorite verte et brune. Cette schistosité S_1 est en général totalement transposée par une schistosité S_2 qui est la schistosité régionale. Celle-ci est localement déformée par des miniplis légèrement anisopaques, déjetés vers le NE et admettant comme plan axial une schistosité de fracture S_3 .

Dans les metabasites seule la schistosité S_2 apparaît clairement ; elle est antérieure aux albites poecilitiques, à la chlorite, la calcite et l'épidote des prasinites (tableau 16). Les glaucophanes et actinotes bleu vert sont par contre syn- S_2 (tableau 16).

2. LES AMPHIBOLITES DE GORANOS.

Au NW de Goranos (fig. 236, repères E 75, F 200) les Phyllades butent par faille normale F_1 oblique contre les marbres ioniens couronnés par leur flysch d'âge Oligocène inférieur (fig. 171) non métamorphique. Elles sont formées tout d'abord de chloritoschistes et séricitoschistes à chloritoïde interstratifiés de métaconglomérats polygéniques siliceux (b_3 , fig. 171). Une nouvelle faille (F_2) sépare ces schistes à chloritoïde d'un ensemble de metabasites sombres interstratifiées de métaconglomérats polygéniques siliceux semblables aux précédents (b_4 à b_6 , fig. 171) et de quartzites à glaucophane. Ces metabasites ont la même signification pétrographique que celles de Jeoritsion, mais elles forment des horizons moins épais, manifestement lenticulaires. Les types pétrographiques dominants sont les glaucophanites. Dans les glaucophanites on observe les deux paragenèses successives :

- 1) glaucophane (tableau 18, fig. 248 : glaucophane F 200) + amphibole bleu-vert ± clinozoïsite.
- 2) albite + épidote (interphase 2-3 - tableau 16).

Des filonnets tardifs sont formés d'albite + quartz + épidote. Les glaucophanes sont moins riches en ferroglaucophane que ceux d'Artemissia aussi bien dans les metabasites (F 200) que dans les quartzites associées (tableau 18, fig. 248 : glaucophane E 75). Cette caractéristique est évidemment liée à une moindre richesse en FeO (fig. 249) des metabasites (F 200) et des quartzites (E 75) contenant ces glaucophanes.

Ici encore ces paragenèses indiquent des conditions P.T. comparables à celles correspondant aux micaschistes d'Artemissia (domaine 1, fig. 256).

3. LES AMPHIBOLITES ET PRASINITES D'ARNA-SPARTIA.

Au niveau d'Arna-Spartia affleure une masse importante de phyllades chevauchant directement les marbres ioniens polychromes d'âge Eocène, comme cela se voit très bien à la verticale d'Arna (repère a₃, fig. 170). Ces phyllades renferment des horizons de métabasites (amphibolites et prasinites) lenticulaires immédiatement au Nord d'Arna et au N-NE de Spartia (repères a₄, E 121 et 123, fig. 170).

Dans les amphibolites on peut observer deux paragenèses successives :

- a) glaucophane (tableau 18, fig. 248 : glaucophane E 121 et 123) + amphibole bleu-vert 1 + clinozoisite (syn phase 2 - tableau 16).
- b) chlorite (brunsvigite - tableau 20, fig. 257 - chlorite E 123) + albite + amphibole bleu-vert 2 (interphase 2-3 - tableau 16).

Dans les prasinites une seule paragenèse a été reconnue :

albite + amphibole bleu-vert + chlorite ± mica blanc

Les assemblages minéralogiques précités indiquent là encore des conditions P.T. correspondant au domaine 1 de la figure 256.

II. LA NAPPE INTERMÉDIAIRE DE PHAROS - LAKKOMATA : QUELQUES PARAGENÈSES ET CONDITIONS PROBABLES

Les matériaux de la nappe intermédiaire ont connu une histoire structurale comparable (tableau 10) à celle des matériaux de la nappe inférieure mais ils sont moins recristallisés. Dans les phyllades ou quartzophyllades la paragenèse la plus commune est :

quartz + phengite 1 et 2 + chlorite 1 et 2 ± albite + épidote ± tourmaline.

Dans les pyroclastites et les porphyres d'Ano Sellitsa (cf. chapitre précédent, repère E, fig. 146) j'ai observé l'association suivante (sans lawsonite, ni actinote).

préhnite + chlorite + épidote + calcite ± quartz.

La préhnite sans actinote est caractéristique d'un métamorphisme de très faible degré (Winkler, 1974).

La cristallisation de chloritoïde ou d'épidote dans la formation de Lakkomata (cf. chapitre précédent, profil 4 à l'Ouest de l'Arkudias, fig. 136) n'implique pas des conditions métamorphiques plus sévères que celles d'un métamorphisme de très faible degré (Frey, 1972 ; Seki, 1972 ; Black, 1975 ; Roever, 1977).

Etant donné l'absence de lawsonite et d'actinote dans les métavolcanites, et le faible degré de déformation des roches qui la composent, je pense que l'ensemble de la Nappe intermédiaire a subi un métamorphisme de très faible degré correspondant au domaine 2 de la figure 256.

Mais il faut souligner que la plupart des subdivisions lithostratigraphiques de cette Nappe inférieure sont dépourvues de métavolcanites, et par conséquent peu propices à une détermination relativement précise des conditions P.T. de leur métamorphisme.

Dans les phyllades les paragenèses associées aux phases 1 et 2 semblent très peu différentes.

Dans les métavolcanites, la préhnite est post-phase 1 et vraisemblablement contemporaine de la fin de la phase 2.

III. LA NAPPE SUPÉRIEURE OU NAPPE DE TYROS

Dans les deux chapitres précédents j'ai montré que cette nappe supérieure se caractérisait par la présence de masses importantes de pyroclastites, tuffites, hyaloclastites renfermant des horizons peu nombreux de laves porphyriques (krokefte = "porphyro verde antico").

Les pyroclastites et tuffites montrent un litage sédimentaire, les pyroclastes ne présentant aucune trace d'aplatissement en général (cf. chapitre de cette 3^{ème} partie), mais peuvent présenter localement un clivage de fracture (Panagos et coll., 1978).

Les pyroclastites et les porphyres verts antiques sont affectés par des lithoclasses (diaclasses) ouvertes remplies d'épidote filonienne et d'albite. Ces filons ne sont jamais déformés.

En ce qui concerne la minéralogie, les porphyres verts renferment trois types de minéraux :

- 1) minéraux protérogènes (reliques de leur histoire magmatique) : plagioclase (20 à 27% d'An selon Paraskevopoulos, 1965) - clinopyroxène (Augite subcalcique, cf. 2^{ème} chapitre de cette 3^{ème} partie) ;
- 2) minéraux syngènes
 - 2a. préhnite + pumpellyite + albite ± ilmenite
 - 2b. pistachite + chlorite ou calcite + pistachite
 - 2c. pistachite (cf. tableau 14) + albite (filons)
- 3) minéraux hystérogènes :
 - séricite se développant aux dépens des plagioclases.

L'assemblage préhnite + pumpellyite (sans lawsonite ni actinote) a été observé également dans les tuffites et les hyaloclastites.

Fig. 259. - Synthèses 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.

1. Nappe supérieure des Phyllades. - 2. Nappe intermédiaire des Phyllades. - 3. Nappe inférieure des Phyllades. - 4. Série ionienne métamorphique du massif du Parnon. - 5. Série ionienne non métamorphique du massif du Taygète. - 6. Série métamorphique de Paxos-Zanthe (?) dans le Magne. - 7. Série non métamorphique de Paxos-Zanthe connue en sondage. - 8. Séries non métamorphiques indifférenciées du Gavrovo-Tripolitz² et du Pinde. - 9. Limite de la nappe inférieure des Phyllades. - 10 Limite de la nappe intermédiaire des Phyllades.

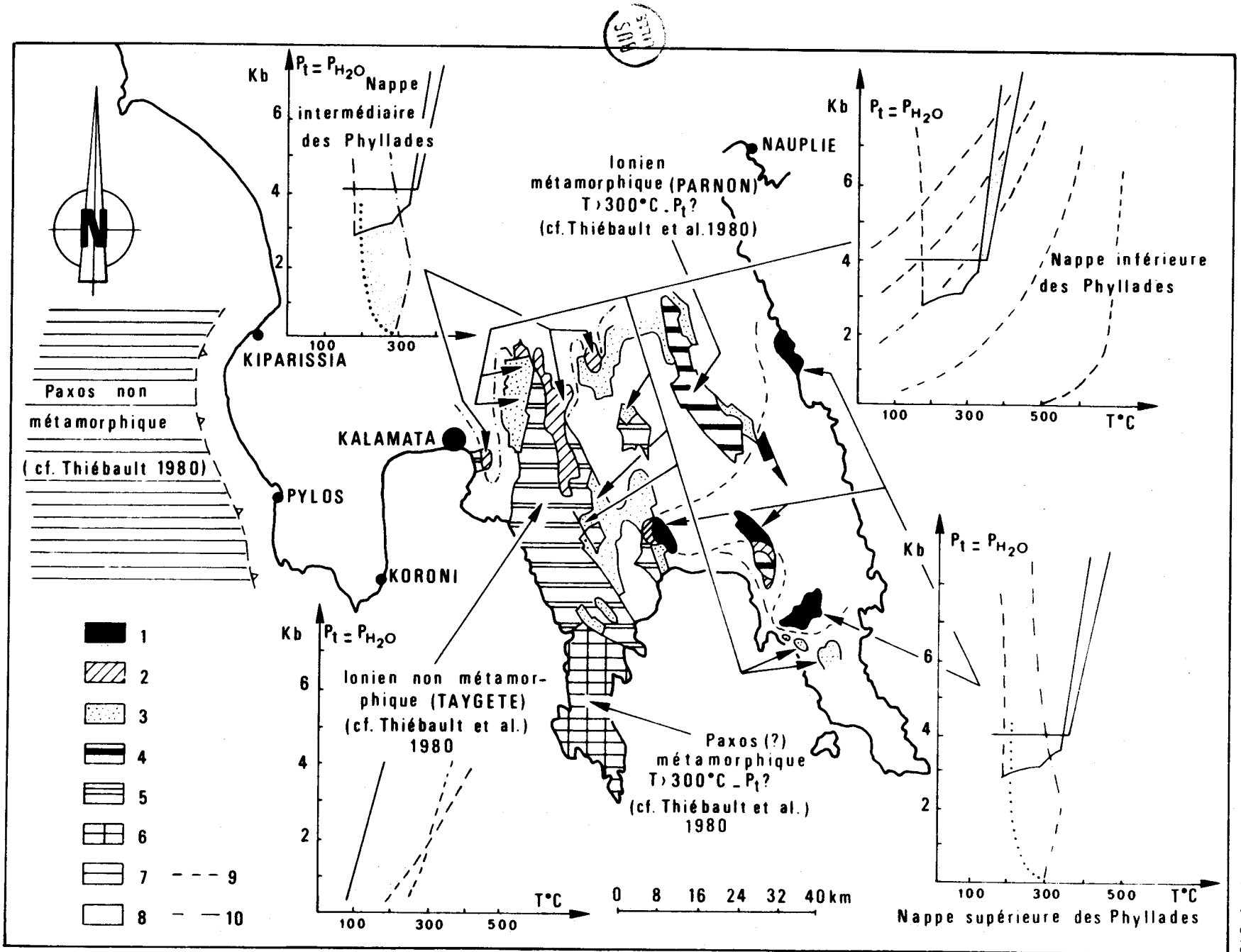


FIG. 259

Quelque soit l'âge de cet assemblage (cf. chapitre 1 de cette 3^{ème} partie) il indique que les matériaux qui le contiennent n'ont pas subi de températures et de pressions supérieures à celles correspondant au domaine 2 de la figure 256.

La formation d'épidote n'indique pas une augmentation de température et l'existence d'une phase de métamorphisme schistes verts, car je n'ai jamais observé l'apparition d'actinote.

Elle traduit vraisemblablement des variations locales du rapport $\mu \text{CO}_2 / \mu \text{H}_2\text{O}$. Une diminution de ce dernier favorise en effet les assemblages silicates hydratés + phyllites aux dépens de la calcite (Zen, 1961 ; Mufler et White, 1969; Coombs et coll., 1970 ; Coombs, 1971 ; Thompson, 1971. Cette conclusion est en accord avec le champ de stabilité des épidotes proposé par Seki (1972).

IV. CONCLUSIONS

En résumé, le matériel de la nappe supérieure a subi un métamorphisme très faible (faible $P_1 < 3 \text{ kb}$ - faible $T : 200 \text{ à } 350^\circ\text{C}$ - domaine 2, fig. 256). La pression n'a pu dépasser 3 kb dans le cas d'un métamorphisme d'enfouissement. Mais l'absence de toute phase de déformation génératrice de déformation pénétrative régionale suggère qu'elle a pu être nettement moins élevée.

Pour la nappe intermédiaire les paragenèses indiquent un métamorphisme très faible bien caractérisé par de faibles températures ($T < 350^\circ\text{C}$) mais mal défini du point de vue pressions (sauf pour les phyllades d'Ano Sellitsa ($P < 3 \text{ kb}$).

Dans les autres "formations" de la nappe intermédiaire l'absence de minéraux de moyenne ou haute pression pourrait être le résultat de l'absence de lithofaciès favorables à l'apparition de tels minéraux. Mais là encore le faible degré de déformation correspondant aux phases 1 et 2 plaide plutôt en faveur de pressions relativement peu élevées mais évidemment nettement plus fortes que celles subies par la nappe supérieure.

Quant à la nappe inférieure, toutes les données sont homogènes et indiquent un climax métamorphique synchrone de la phase de déformation 2. Ce climax correspond à un faible métamorphisme de degré schistes verts à glaucophane (pression moyenne : 4 à 6,5 kb - température basse : 350 à 400°C). De telles pressions impliquent des surcharges lithostatiques notables (en admettant $P_1 = P \text{ H}_2\text{O}$) de 15 à 25 km (moyenne 20 km).

Ces résultats confrontés à ceux obtenus grâce à l'étude de l'autochtone de Paxos-Zanthe et du parautochtone ionien (cf. chapitre 3 - 2^{ème} partie) m'ont permis l'établissement d'une carte métamorphique du Péloponnèse méridional (fig. 259).

Contrairement à ce que l'on peut observer pour le parautochtone ionien, cette carte n'indique, pour les phyllades s.l., aucune graduation continue du métamorphisme selon une direction horizontale. Ceci est évidemment lié au clivage des Phyllades s.l. en trois nappes, qui, individuellement, pourraient présenter un métamorphisme gradué. L'état actuel des connaissances ne permet pas de développer cette hypothèse.

Toutes les observations que j'ai présentées ici, montrent globalement une homogénéité des caractéristiques structurales et métamorphiques de chacune de ces nappes, ces caractéristiques subissant des variations discontinues au niveau des contacts anormaux séparant les différentes nappes des Phyllades.

Cette carte, en outre, matérialise, à nouveau, l'indépendance des histoires postsédimentaires du parautochtone ionien d'une part, des nappes des Phyllades d'autre part. Ainsi, elle montre la superposition directe dans le massif du Taygète de la nappe inférieure (20 km de surcharge lithostatique) sur le parautochtone ionien non métamorphique (10 km de surcharge lithostatique au maximum pour un gradient géothermique normal).

Toutes ces remarques impliquent que le clivage tectonique et la mise en place des nappes des Phyllades sont postérieurs à l'acquisition par celles-ci de leurs caractéristiques structurales et métamorphiques.

C'est là l'enseignement fondamental apporté par l'étude du métamorphisme des nappes de Phyllades. Tout modèle géodynamique rendant compte de l'histoire de cette région devra en tenir compte.

Je ne pourrai tenter l'élaboration d'un tel modèle, qu'après, évidemment avoir étudié les deux nappes du Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos, qui couronnent l'édifice structural du Péloponnèse méridional.