

Exdu du prêt

Numéro d'ordre 125

50376
1965
3-1

50376
1965
3-1

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE.

pour obtenir le grade de Docteur-ès-Sciences naturelles

PAR

IVAN GODFRIAUX

PREMIÈRE THÈSE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
de la région de
L'OLYMPE
GRÈCE



DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES par la FACULTÉ

Soutenues le 1965 devant la Commission d'Examen

Président : M. G. WATERLOT

Examineurs : M. P. CELET
M. C. DELATTRE

M. JHBRUNN

ETUDE GEOLOGIQUE

DE LA REGION DE L'OLYMPE -

G R E C E

PLAN GENERAL

AVANT-PROPOS I

PARTIE LIMINAIRE 5

Chapitre 1. Aperçu géographique de l'Olympe
et de ses piémonts .

Chapitre 2. L'Olympe dans le cadre des
Hellénides.

Chapitre 3. Aperçu historique régional.

PREMIERE PARTIE .

S T R A T I G R A P H I E .

L'OLYMPE 44

Chapitre 1. Vue d'ensemble sur les formations
de l'Olympe.

Chapitre 2. La formation d'Aghiou Diounissiou.

Chapitre 3. Les formations du Mitika et du
Tigania.

Chapitre 4. La formation du Varlama et le
Flysch.

Chapitre 5. Conclusions relatives à la série
de l'Olympe.

LES FLAMBOURON ET LE BAS-OLYMPE.

126

Chapitre 6. Vue d'ensemble sur les formations
des Flambouron et du bas-Olympe.

Chapitre 7. Les granites et roches annexes,
les gneiss ocellés et rubanés de
Livadi et le discordance de
Dhaskion.

Chapitre 8. Les formations albitiques des
hautes Piéria.

Chapitre 9. Les formations secondaires datées.

Chapitre 10. Conclusions relatives aux séries
des Flambouron et du bas-Olympe.

LES BASSES PIERIA.

201

Chapitre 11. Esquisse stratigraphique des
basses Piéria.

CONCLUSIONS A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE.

235

Chapitre 12. Conclusions. L'Olympe dans le cadre
des zones helléniques.

DEUXIEME PARTIE .

PETROGRAPHIE DES ROCHES CONSTITUTIVES DES FLAM-
BOURON ET DU BAS-OLYMPE . LE METAMORPHISME . 258

Chapitre 1. Les formations secondaires
datées 260

Chapitre 2. Les formations albitiques des
hautes Piéria 273

Chapitre 3. Les gneiss ocellés et rubanés de
Livadi, les granites et les
roches annexes 298

Chapitre 4. Etudes chimiques 326

Chapitre 5. Conclusions 370

TROISIEME PARTIE .

T E C T O N I Q U E . 378

Introduction 379

Chapitre 1. Tectonique de l'Olympe . . 384

Chapitre 2. La fenêtre de l'Olympe . . . 390

Chapitre 3. Tectonique des Flambouron et du
bas-Olympe 406

Chapitre 4. Tectonique des basses Piéria 414

Chapitre 5. Conclusions: l'Olympe dans le
cadre des zones tectoniques des
Hellénides 427

BIBLIOGRAPHIES ET TABLE DES FIGURES .

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES .

NOTICE DE LA CARTE GEOLOGIQUE en annexe.



BUS
MILLE

ETUDE GEOLOGIQUE

de la région de

L'OLYMPE

(Grèce)

Ivan Godfriaux

A V A N T - P R O P O S

Si j'ai pu parfois troubler la quiétude éternelle des Dieux de l'Olympe, ce fut toujours avec respect pour leur demeure, ils ne m'ont jamais laissé croire que j'étais un intrus, je les en remercie.

En 1957, M.J.H. Brunn voulut m'accueillir au sein de l'"équipe hellénique" qu'il a créée. Avec son accord, j'entrepris l'étude géologique de la Thessalie septentrionale et de la montagne des Dieux : l'Olympe. Aimant la vie simple et rude des montagnes, je fus comblé.

La Thessalie n'a guère séduit les géologues des générations précédentes. Les difficultés géographiques n'en sont pas la cause, il ne faut pas d'aptitudes physiques particulières pour parcourir l'Olympe et ses piémonts. J'ai souvent trouvé sur mon chemin de jeunes enfants grecs et j'eus la surprise de voir au sommet du Mitika une paysanne de 70 ans qui, allégrement en quelques heures, avait gravi les pentes majestueuses du massif. Pourtant ce sommet (2918 m) ne fut vaincu pour la première fois qu'en 1913, par un alpiniste suisse D. Baud-Bovy.

Aux géologues, les calcaires de l'Olympe n'avaient jamais fourni de faunes déterminables et l'on ne pouvait que se perdre en conjecture sur les âges possibles. En fait, l'Olympe et ses rapports avec les régions voisines réservaient à un néophyte un champ d'étude à peu près vierge.

Mon travail ne fut presque jamais solitaire car ma femme me suivit partout, m'aidant dans la partie scientifique de mes recherches appliquant elle aussi les principes enseignés par notre maître commun le Professeur G. Waterlot. Dans cette région où l'on doit rester parfois plus de 10 jours sans descendre dans un village, elle fut également une cuisinière émérite, accommodant de façons multiples : pain, fromages et tomates, nos seules victuailles.

Mon directeur scientifique, M. Brunn, vint également plusieurs fois accomplir de mémorables tournées dans l'Olympe. Il m'accueillit, me forma, me prodigua les conseils nécessaires. Il m'insuffla enfin son enthousiasme communicatif. Ce travail lui doit tout.

Je remercie tous mes maîtres qui, de près ou de loin, me permirent par leur confiance et leurs connaissances de mener à terme ce mémoire.

C'est d'abord le Professeur P. Pruvost, membre de

l'Institut , mon parrain au C.N.R.S. : je le prie de trouver ici l'expression respectueuse de mon inaltérable reconnaissance. Puisse ce travail ne pas le décevoir.

Je suis également redevable à mes professeurs du laboratoire de Géologie de la Faculté de Lille et particulièrement à M. Waterlot : je suis en deçà de la vérité si je dis que je lui dois beaucoup.

Le Professeur R. Marlière voulut bien m'accueillir dans son équipe de la Faculté Polytechnique de Mons et depuis 1960, il ne cessa d'être un guide éclairé et bienveillant ; il me fit profiter chaque jour de ses remarques et de ses conseils. Je le remercie du fond du coeur.

Au sein de l'équipe montoise remarquablement soudée, M.A. Beugnies guida mes recherches pétrographiques en laboratoire avec autant d'enthousiasme communicatif que de compétence. Il m'aida de toutes ses forces et la partie pétrographique de ce Mémoire n'aurait pu voir le jour sans son appui quotidien .

A mes amis de l'équipe grecque , MM. Aubouin, Celet, Dercourt et Mercier, avec qui j'ai eu souvent des contacts fructueux, j'exprime ma reconnaissance amicale.

A Athènes, j'ai été accueilli avec amitié par M. le Professeur Mitzopoulos, Membre de l'Académie d'Athènes ainsi que

par MM. Zachos et Papastamatiou de l'Institut de Géologie et de Recherches souterraines d'Athènes. Je leur suis très reconnaissant des encouragements et de l'aide qu'ils m'ont accordés à différentes reprises.

Il m'est agréable d'avoir une pensée pour les paléontologistes français et étrangers qui, à titres divers ont déterminé les faunes souvent mal conservées dans les roches de l'Olympe : Mme. Neumann, MM. Lemoine, Marie, Reichel, Sigal, Sornay.

Je voudrais encore adresser mes remerciements à mes amis et collaborateurs MM. Baleine, Clemer et Laurent, aux talents desquels je dois les analyses chimiques, les plaques minces, les photographies qui illustrent cette monographie.

Ma reconnaissance va également à Monsieur le Recteur Houzeau de Lehaie et au Conseil d'Administration de la Faculté Polytechnique de Mons qui ont bien voulu m'accorder chaque année une aide financière fort appréciée ainsi qu'au Centre National de la Recherche Scientifique qui m'a permis de faire mes premières campagnes et mes premières recherches.

Enfin, peuple grec des Montagnes, je t'adresse mon amical souvenir. Je t'aime et je t'admire. Loin des villes assourdissantes, c'est avec toi que j'ai compris et apprécié un pays grandiose et attachant.

PARTIE LIMINAIRE

PARTIE LIMINAIRESOMMAIRE

Chapitre I : APERCU GEOGRAPHIQUE DE L'OLYMPE ET DE SES PIEMONTS	p. 7
I) DESCRIPTION DE LA REGION ETUDIEE	
a) L'Olympe.	p. 9
b) Les Flambouron, la vallée du Penée et le bas Olympe.	p. 11
c) Les basses Piéria.	p. 15
2) CLIMAT	p. 15
3) CARTES TOPOGRAPHIQUES UTILISEES	p. 16
4) CARTES GEOLOGIQUES	p. 16
5) BUT DU MEMOIRE	p. 17

C H A P I T R E I I

L'OLYMPE DANS LE CADRE DES HELLENIDES

I	INTRODUCTION.....	p.19
II	VUE D'ENSEMBLE SUR LES ZONES ISOPIQUES DANS LES HELLENIDES	
	A) LES ZONES HELLENIQUES EXTERNES	p.23
	1) La zone du Paxos ou zone préapulienne.	
	2) La zone ionienne.	
	3) La zone du Gavrovo.	
	4) La zone du Pinde.	
	5) La zone du Parnasse.	
	CARACTERES GENERAUX DES ZONES EXTERNES	p.32
	B) LES ZONES HELLENIQUES INTERNES	p.34
	a) La zone subpélagonienne.	
	b) La zone pélagonienne.	
	c) La zone du Vardar s.l.	
	d) La zone du Rhodope.	
III	POSITION DE L'OLYMPE ET PLAN D'ETUDE	p.40

C H A P I T R E I I I

APERCU HISTORIQUE REGIONAL

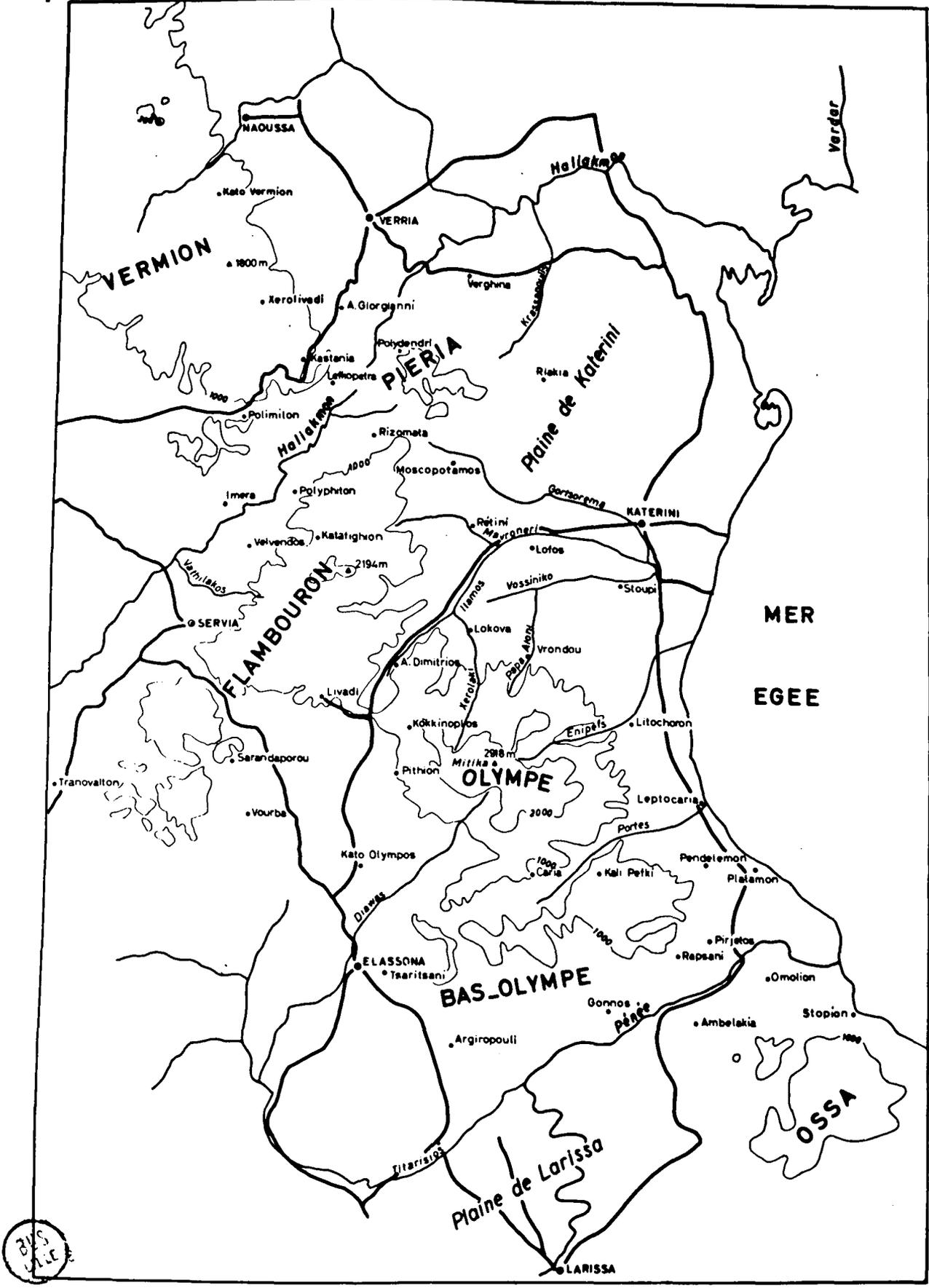
C H A P I T R E I .

APERCU GEOGRAPHIQUE DE L'OLYMPE ET SES PIEMONTSI) DESCRIPTION DE LA REGION ETUDIEE .

La région qui fait l'objet de ce Mémoire s'étend à la fois sur deux provinces de la Péninsule hellénique : la Thessalie au Sud et la Macédoine au Nord (fig. I). Centrée sur le haut massif calcaire de l'Olympe(2918 m) ses limites s'inscrivent assez naturellement dans la géographie car elle est bordée :

- au Nord par la plaine de Macédoine autrefois marécageuse et par les cours inférieurs de l'Haliakmon au Sud, de l'Axios (Vardar) au Nord,
- à l'Ouest, par la profonde vallée de l'Haliakmon,
- au Sud, par la grande plaine de Thessalie et par la célèbre vallée de Tempé où coule le Penée,
- à l'Est , par la côte rectiligne de la mer Egée.

Les villes de Katerini, au NE, de Larissa au SE et celle -plus petite-d'Elassona au Sud encadrent notre région et constituent des points de départ commodes vers l'Olympe.



BIBLIOTHEQUE

Fig. I . Carte géographique simplifiée de la région .



a) L'Olympe .

L'Olympe est simple dans sa masse, isolé de toutes parts. La montagne aux 52 sommets qui sépare la Macédoine de la Thessalie, apparaît comme un pays de rêves et de contrastes: aride et boisé, mystérieux et accueillant. Au Nord de Lithochoron, l'Enipefs entaille profondément les parois de l'Olympe. Par cette plaie énorme les yeux pénètrent jusqu'au coeur du massif. On peut escalader l'Olympe en 10 heures, de Lithochoron (300 m) jusqu'au Mitika, après une marche de 15 km. Une dure montée sur des calcaires cristallisés conduit d'abord au sommet des premières hauteurs (le Xilinia, 1000 m); on entre ensuite dans une magnifique forêt, où un sentier ombragé serpente pendant quelques heures sur le flanc sud du Petrostrunga (le Kiriakos Rahi). Après la descente vers le monastère d'Aghiou Diounissiou (840m) la vallée de l'Enipefs se rétrécit jusqu'à la résurgence de Prioni(1000 m). Une montée harassante (1200 m de dénivellation pour 3 kilomètres) conduit à travers le Mavrolongos, jusqu'au refuge du Club Alpin. La limite de la végétation se situe vers 1850 m. Plus haut ce n'est plus qu'un amoncellement de rocs coupés à pic, où s'accroche une herbe rare ou totalement absente. Les grands abrupts orientés vers l'Est, avec au centre les trois dents si caractéristiques, sont disposés en amphithéâtre autour du

Mavrolongos : le Serai (2704 m) , le Petrostrunga (2253 m) ,
le Profit Ilias (2786 m) , le Mitika (2918 m) , le Skolione
(2810 m) , l'Aghios Andonios (2813 m) , le Frangou-Aloni (2684 m)
et le Livadaki (2666 m) (fig. 2 et 3).

Vers l'Est la mer Egée scintille au soleil, au Nord, la plaine
de Salonique est noyée dans une brume opaque et surchauffée, vers
l'Ouest le Pinde barre l'horizon tandis que le Smolika et le
Païkon, (immenses et noirs) semblent être, comme l'Olympe, des
forteresses insurmontables. Au premier plan les Flambouron, plus
gaies et plus riantes s'abaissent progressivement vers l'Haliakmon;
vers le Sud, l'Ossa se détache avec harmonie.

Par quelque côté que l'on aborde l'Olympe, la vision est la même:
une coupole calme mais profondément entaillée.

Il n'existe pas d'agglomérations à l'intérieur du massif.

Quelques villages sont implantés sur son pourtour: Vrondou au Nord,
Moni-Petra et Kokkinoplos à l'Ouest, Olympiada et Caria au Sud,
Leptocaria et Lithochoron à l'Est. Aucune route n'approchait le
massif avant 1960.

Aujourd'hui, l'école militaire de ski a ouvert une route sur le
flanc sud de l'Olympe jusqu'à 2100 m d'altitude.

b) Les Flambouron, la vallée du Penée et le bas Olympe .

L'Olympe est flanqué à l'Ouest, au delà des vallées de l'Itamos et de l'Elikon, par des chaînes montagneuses moins élevées dont le sommet culmine à 2.000 m. Les Flambouron, chaîne ondulée sillonnée de ravins escarpés et enchevêtrés, bordées au NW par la grande vallée de l'Haliakmon, sont constituées par des roches cristallines et cristalloyphylloïennes. De nombreux villages sont installés dans des amphithéâtres naturels, citons : Servia, Dhaskion, Kataphighion, Livadi et Aghios Dimitrios.

Au Sud de l'Olympe, la grande plaine de Thessalie, entourée par l'Ossa, le Pélion à l'Est, l'Olympe et ses prolongements au Nord, le Pinde à l'Ouest et l'Othrys au Sud, est drainée par le Penée qui atteint la mer Egée par la cluse de Tempé. Elle demeure une riche contrée fertile où les céréales, les oliviers, le tabac et le mûrier ont contribué pendant des millénaires à exciter la convoitise des grands chefs du monde antique. De Larissa, descendons le Penée jusqu'au village de Gonnos qui commande l'entrée en Thessalie par la cluse de Tempé; la vallée est alors très étroite, longue de 10 km, elle sépare l'Ossa de l'Olympe. Les vigoureux contrastes de l'Olympe marquent déjà le paysage : les parois calcaires déchiquetées, aux couleurs fauves, surplombent la vallée

profonde du fleuve où poussent platanes, lauriers, lentisques et térébinthes.

Eloignons-nous de la vallée vers le Nord, et escaladons les collines pustuleuses formant les premiers contreforts du bas-Olympe. Après avoir franchi le point culminant (le Sodayan, 1420 m) nous arrivons dans une plaine d'altitude : le plateau de Monisparmou. C'est un plateau inégal coupé de collines et barricadé par des chaînons secondaires, constitué par des formations cristallines et cristalloyphylles.

Irrésistiblement le regard est attiré par la majestueuse chute de l'Olympe qui barre l'horizon dans la direction du Nord et donne l'impression d'une austérité surnaturelle.

Sur le flanc sud de l'Ennea-Pirghi (2450m) est bâti le village de Caria d'où l'on peut escalader les hauts massifs.

Dans la plaine de Moni-Sparmou se sont implantés de nombreux villages (Kriovrissi, Kalipefki, Kalivia Kokkinoplos et Olympiada).

Revenons en arrière jusqu'au village de Rapsani. En sortant de la vallée du Pénée, la route côtoie les contreforts orientaux de l'Olympe, pour arriver à Lithochoron d'où l'on peut de nouveau embrasser totalement du regard la montagne des Dieux.

Fig. 2 . Esquisse oro-hydrographique de la région de l'Olympe
I/ 200.000 environ.

C : Caria; D:A.Dimitrios; K:Katerini; Ko:Kokkinoplos;

L : Leptocaria ; Li:Lithochoron ; N: Nea Keramidi

M : Messea Milia; R: Retini ; P : Pithion.



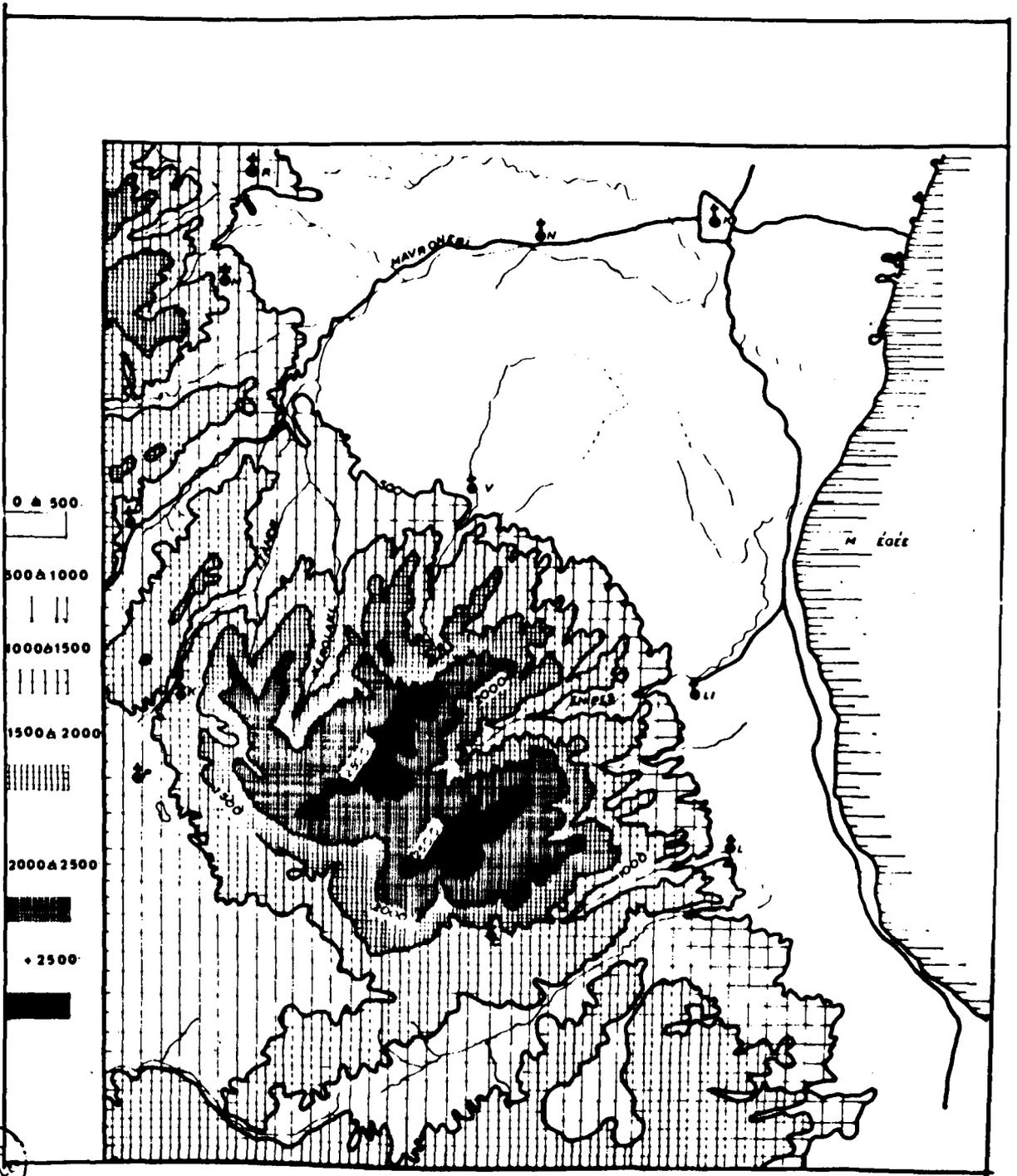


Fig. 3 . Carte hypsométrique du massif calcaire de l'Olympe:
principaux sommets (échelle 1/200.000 environ) .

c.) Les basses Piéria.

Les Flambouron s'abaissent vers le Nord. Au voisinage de la terminaison méridionale de la plaine de Salonique, ils font place à une suite de petites collines au relief tourmenté et confus.

Deux villages (Polydendri et Elafina) sont bâtis au centre des basses Piéria; les autres jalonnent le pourtour. Les basses Piéria sont limitées au NW, par le bas Hañakmon qui prend de Servia à Varvares des allures de véritable torrent alpestre; elles se prolongent à l'Ouest par les collines de Verria et de Naoussa.

La flore, chênes nains, platanes, bouleaux, hêtres, parmi les lauriers cerises, les lentisques et les térébinthes est une flore de maquis.

II CLIMAT.

Le climat macédonien et thessalien est rude, étés torrides, hivers glacés lorsque le vent du NE souffle de la plaine du Vardar.

La pénétration du climat méditerranéen est donc fortement combattue par l'influence continentale balkanique.

L'Olympe jouit en été d'un climat agréable, la température y est fraîche comparée à la chaleur suffocante des collines ou

des plaines de Larissa et de Salonique.

III CARTES TOPOGRAPHIQUES UTILISEES

Les levés géologiques ont été effectués grâce à la carte au 100.000 ème en courbe de niveau de l'armée allemande. Mon travail s'étend sur les feuilles de Katerini, Larissa, Kosani.

J'ai également utilisé un agrandissement au 50.000 ème (édité par l'Institut Géographique National français) d'un fond topographique au 100.000 ème de l'Etat-Major grec.

Ces cartes sont toutes de qualité très inégale; elles sont néanmoins suffisantes pour un premier levé de reconnaissance.

J'ai eu également en ma possession, la magnifique carte de Kurtz au 20.000 ème d'une partie du massif calcaire de l'Olympe.

Je n'ai jamais pu obtenir les photographies aériennes de cette région.

IV CARTES GEOLOGIQUES

Il n'existe pas encore pour la Thessalie de carte géologique digne de ce nom. La première carte géologique de la Grèce au 500.000 ème n'est guère de grand secours; elle permet toutefois

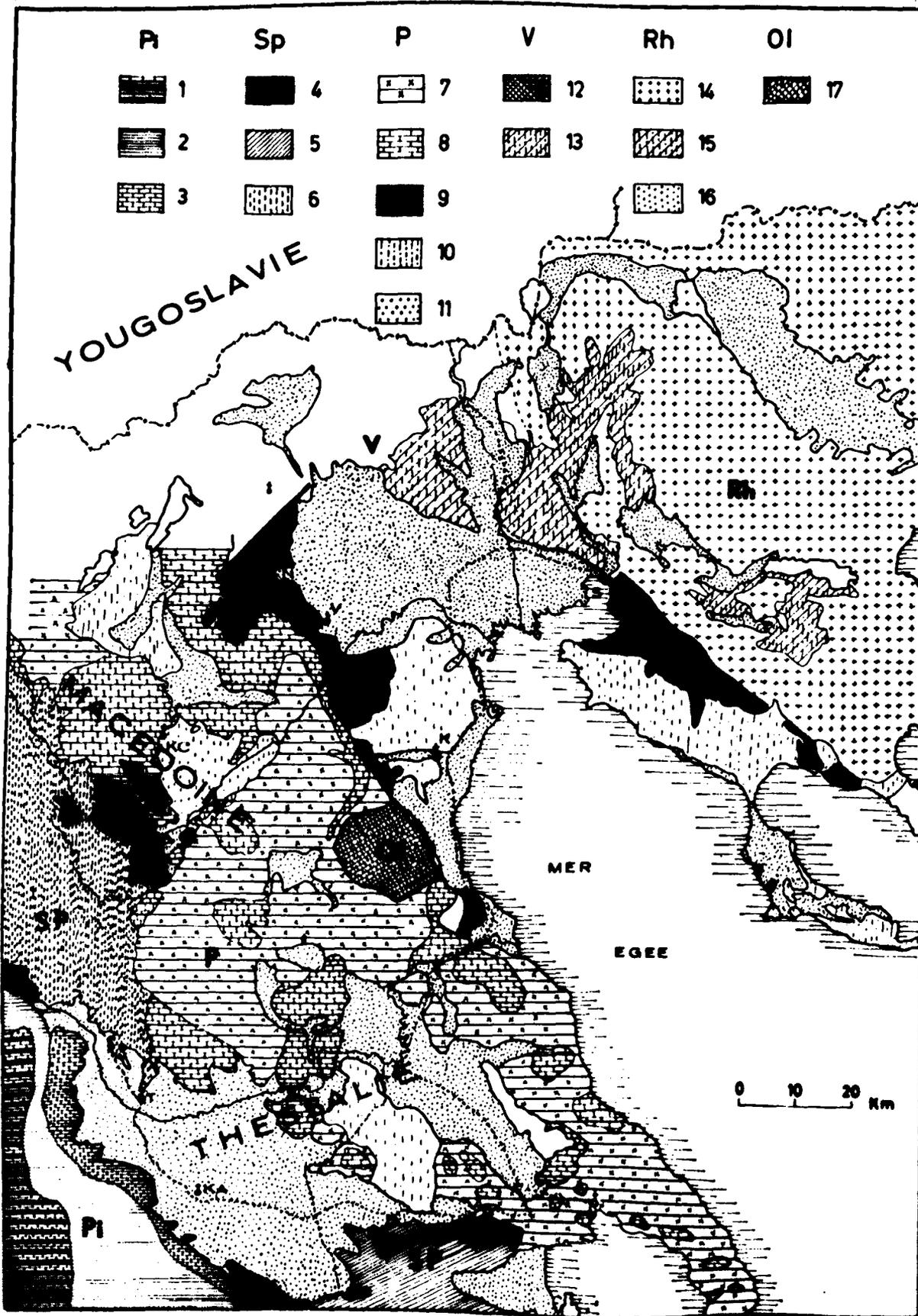
de situer les différentes zones d'affleurements et donne une idée d'ensemble de la tectonique (figé 4).

V BUT DU MEMOIRE.

Après les belles études de J.H. Brunn, J. Aubouin, P. Celet, J. Dercourt dans les zones externes et axiales des Hellénides, il fallait s'étendre à l'Est vers leurs zones internes.

Dès 1956, J.H. Brunn étudie le massif du Vermion, en Macédoine.

Puis J. Mercier commence des levés détaillés dans le Païkon et le bas-Vardar jusqu'aux confins du massif du Rhodope; à la même époque, je suis chargé d'entreprendre des recherches dans la Thessalie septentrionale et une partie de la Macédoine, mais tout particulièrement dans l'Olympe.



BUS
LILLE

Fig. 4 . Schéma géologique très schématique de la région étudiée et des régions voisines
 (d'après la carte géologique au 500.000 ème de la péninsule hellénique et les cartes géologiques au 200.000 ème de J.H. Brunn et J. Aubouin.)

P: zone pélagonienne; Pi: zone du Pinde; Ol: Olympe; Rh: zone du Rhodope; Sp: zone subpélagonienne; V: zone du Vardar s.l.;
 K: Katerini ; Ka: Karditsa; Ko: Kosani; N: Naoussa; V: Verria;
 S: Salonique; T: Trikkala.

<u>Zone du Pinde</u> : Pi	I: radiolarites;
	2: Flysch;
	3: calcaires;
<u>Zone subpélagonienne</u> : SP	4: ophiolites;
	5: schistes;
	6: sables et grès;
<u>Zone pélagonienne</u> : P	7: roches cristallines et cristallo- phylliennes;
	8: marbres et calcaires;
	9: ophiolites;
	10: sables et grès lacustres;
	11: quaternaire et alluvions;
<u>Zone du Vardar</u> : V	12: ophiolites et roches associées;
	13: roches métamorphiques;
<u>Zone du Rhodope</u> : Rh	14: granites et roches éruptives;
	15: roches métamorphiques;
	16: sables et grès lacustres;
<u>Olympe</u> : Ol	17: calcaires, dolomies et Flysch.



C H A P I T R E II

L'OLYMPE DANS LE CADRE DES HELLENIDES

I . INTRODUCTION .

Ce travail prend place au sein d'un ensemble de recherches entreprises par une équipe de géologues français répartis aujourd'hui sur la totalité de la Péninsule hellénique (fig. 5).

Les résultats des travaux sont consignés dans de nombreuses publications individuelles et collectives et dans plusieurs mémoires personnels dont quatre sont déjà publiés (Brunn J.H. 1956 , Aubouin J. 1959, Celet P. 1962, Dercourt J. 1964).

L'historique critique de l'ensemble des recherches géologiques effectuées en Grèce depuis l'expédition scientifique de Morée (1833) jusqu'aux contributions les plus récentes est abondamment traité dans les mémoires précédents; je prie donc le lecteur de bien vouloir s'y référer. Cependant, pour l'intelligence de certains problèmes paléogéographiques soulevés à propos de l'Olympe, il est nécessaire de rappeler l'état actuel de nos connaissances sur la partie méridionale des Dinarides que Kober baptisa Hellénides (1929). On y distingue un certain nombre de

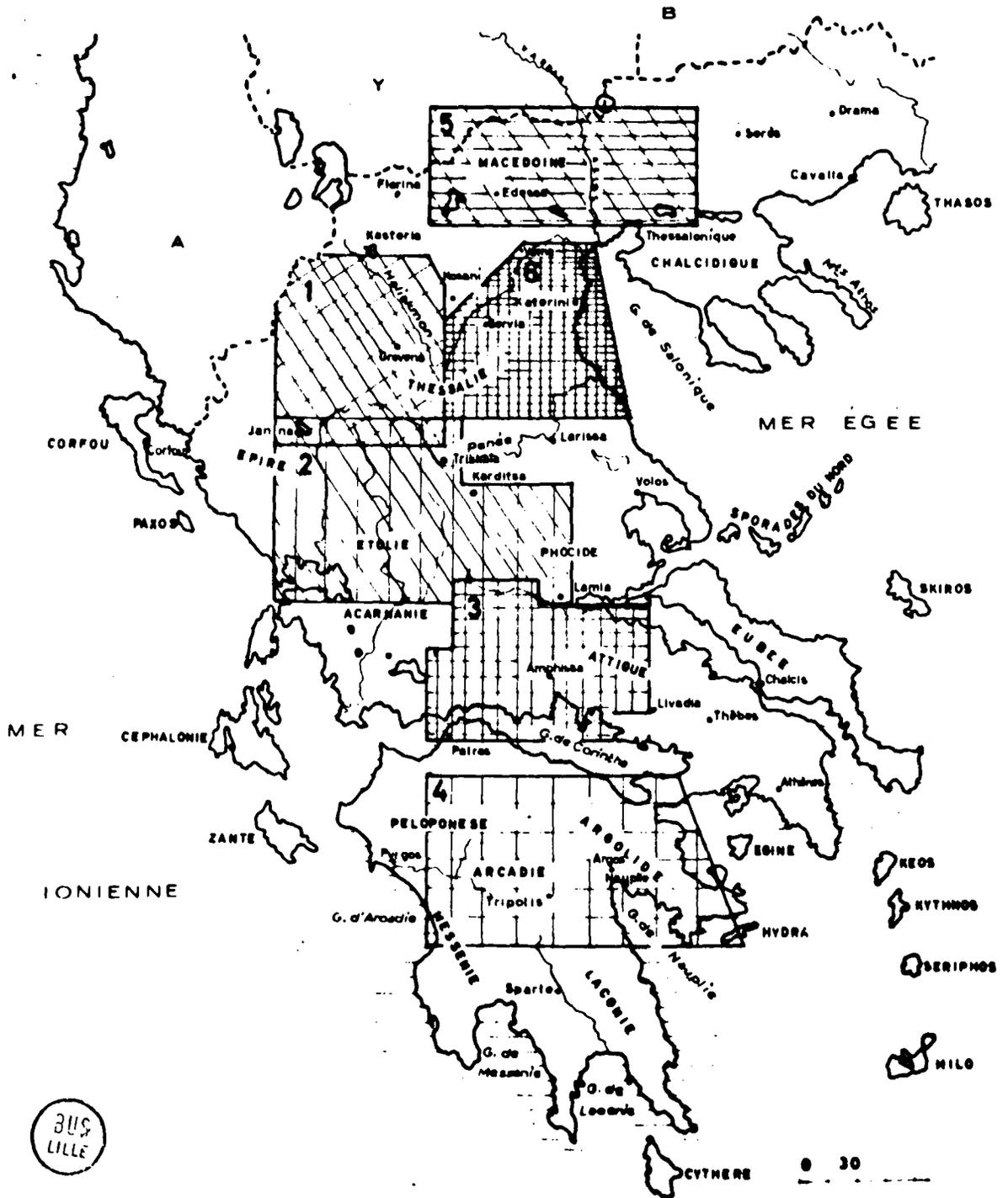


Fig. 5 - Régions étudiées par l'équipe française en Grèce.

- I : Brunn J.H. Carte géologique au 200.000 ème du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale, et Ann. Géol. Pays Helléniques, t. VI , 1956.
- 2 : Aubouin J. Carte géologique au 200.000 ème d'une partie de l'Epire et de la Thessalie, et Ann. Géol. Pays Helléniques , t. X , 1959.
- 3 : Calet P. Carte géologique au 200.000 ème du Parnasse Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale et Ann. Géol. Pays Helléniques, t. XIII , 1962.
- 4 : Dercourt J. Carte géologique au 200.000 ème d'une partie du Péloponnèse et Ann. Géol. Pays Helléniques, t. 1964.
- 5 : Mercier J. à paraître.
- 6 : Godfriaux I.

zones isopiques ou zones de faciès grossièrement parallèles et de direction NNW-SSE. La distinction des zones en Grèce débute avec A. Phillipson (zone ionienne , zone du Pinde , zone de la Grèce interne).

Puis C. Renz (1940) la complète et en donne un schéma que J.H. Brunn reproduit dans sa thèse (1956 p. 29) mais auquel il a apporté quelques modifications (p. 201).

D'une part , il modifie le tracé de ce qui sera appelé (J. Aubouin 1957) la zone pélagonienne , et souligne l'importance de détroits transversaux, d'origine ancienne (aujourd'hui des ensellements) où la couverture sédimentaire mésozoïque des schistes cristallins a été conservée (ensellements de Kosani et de l'Eubée moyenne); d'autre part, il montre que la zone du Pinde correspond à un ancien sillon limité au SW par une nouvelle zone , celle du Tymphé, ancien haut-fond qui séparait la précédente de la zone ionienne, correspondant dès lors à un sillon plus externe. Ainsi était introduite l'interprétation paléogéographique des zones des Hellénides. Ensuite, J. Aubouin (1955-1959) reprend l'étude de ces zones en faisant une coupe d'ensemble des Hellénides et change certains noms : zone de Paxos (Renz C. 1940) en zone préapulienne, inférant par là qu'elle annoncerait la zone de l'Apulie (m^{te} Gargano) ; la zone du Tymphé est devenue (en accord avec J.H. Brunn) la zone du Gavrovo (Aubouin J. 1957) massif où elle est plus exclusivement représentée. La zone pélagonienne est née pour désigner ce que les auteurs précédents appelaient "Massif pélagonien et sa couverture sédimentaire"; enfin, entre celle-ci et la zone du Pinde, J. Aubouin (1957) désigne par " zone subpélagonienne " une zone intermédiaire riche en roches vertes.

On distingue donc aujourd'hui d'Ouest en Est :

I : zone préapulienne (Pr) ;

2 : zone ionienne (I) ;

3 : zone du Gavrovo (Gr) ;

4 : zone du Pinde (Pi) ;

5 : zone du Parnasse (Pa) ;

A : zone subpélagonienne (Sp) ;

B : zone pélagonienne (P) ;

C : zone du Vardar (V) ;

D : zone du Rhodope (R) ;

J.H. Brunn (1956) groupe les 5 premières en zones

externes, les 4 dernières en zones internes.

II VUES D'ENSEMBLE SUR LES ZONES ISOPIQUES

DANS LES HELLENIDES

(fig. 6 et fig. 7)

A) LES ZONES HELLENIQUES EXTERNES .

- I) La zone de Paxos ou zone préapulienne (fig. 6:Pr ;
fig. 7 , 1ère colonne à gauche) ;

définie par C. Renz (1940) comme la zone la plus externe , sans Flysch, baptisée zone préapulienne par J. Aubouin (1957).

Stratigraphie : la zone préapulienne est caractérisée par une série calcaire connue du Crétacé supérieur (inclus) au Miocène supérieur ;

-calcaires pélagiques et microbréchiqes de facture ionienne,
-calcaires néritiques de cachet apulien.

On ne connaît pas à l'affleurement les termes sous-jacents au Crétacé supérieur. La mer ionienne cache tout prolongement , ainsi que les passages à la zone ionienne.

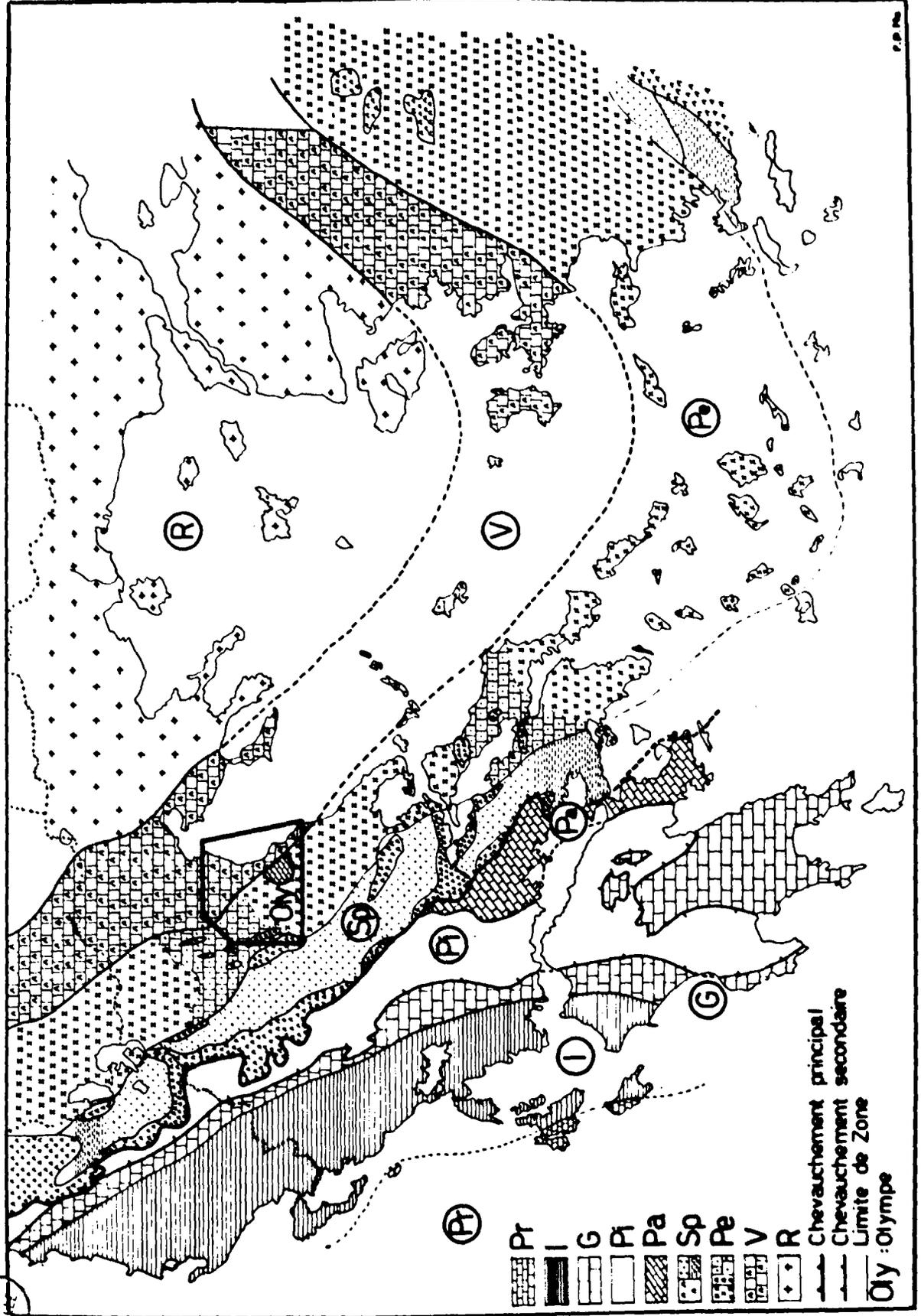
Signification paléogéographique : haut-fond ou versant oriental d'un haut-fond (absence de Flysch).

Tectonique : la zone est autochtone, à tectonique cassante.

Magmatisme : la zone n'est le siège d'aucune manifestation magmatique.

Extension géographique : située à l'extrémité ouest de la Grèce la zone préapulienne est développée dans les îles ioniennes les

31's
L'U.S.



(Pr)

- Pr
- I
- G
- Pt
- Pa
- Sp
- Pe
- V
- R

Chevauchement principal
 Chevauchement secondaire
 Limite de Zone
 Oly : Olympe

Fig. 6 . Les zones isopiques dans les Hellénides
(d'après J.H. Brunn et J. Aubouin , légèrement
modifié).

Pr: zone préapulienne ; I: zone ionienne ;
G : zone du Gavrovo ; Pi:zone du Pinde ;
Pa: zone du Parnasse ; Sp:zone subpélagonienne ;
Pe: zone pélagonienne ; V : zone du Vardar .
R : zone du Rhodope .

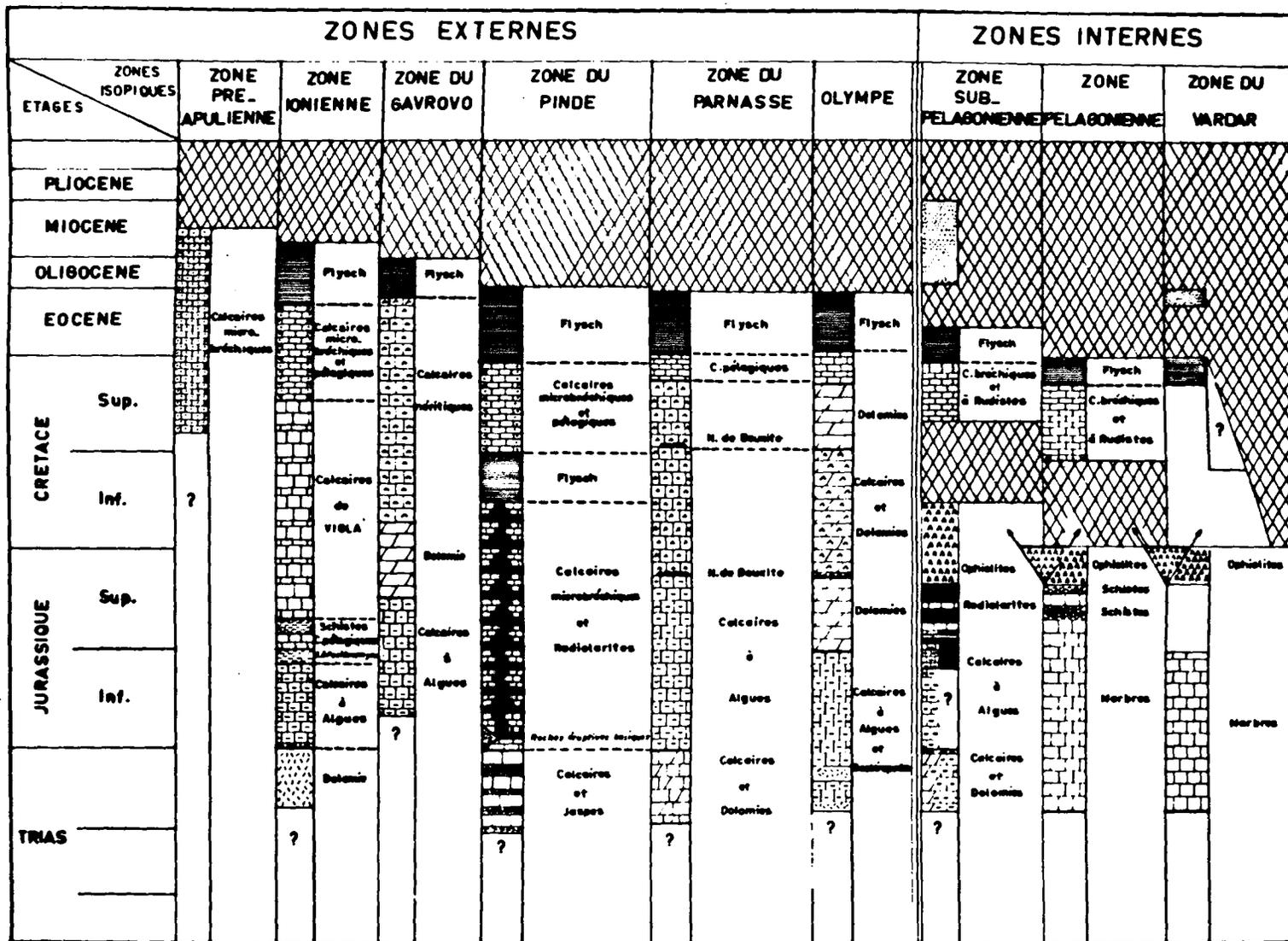


Tableau stratigraphique des Hellénides

Fig. 7. Tableau stratigraphique simplifié des Hellénides
d'après une idée et une figure de J. Aubouin
 (1957 , p. 735).

Légende. Croisillons : lacunes de sédimentation ou d'érosion ; pointillés: formations tardi-tectoniques; les flèches(de part et d'autre de la zone pélagonienne) indiquent que les émissions ophiolitiques se sont faites sur les marges de cette zone.

Remarques 1) Les épaisseurs des séries ne sont pas respectées;
 2) la colonne " Olympe" dont il n'est pas question dans ce chapitre est ajoutée pour comparaison;
 3) la zone du Rhodope n'apparaît pas dans ce schéma, la stratigraphie étant trop mal connue.



plus occidentales : îles de Paxos, d'Antipaxos, de Céphalonie (extrémité ouest), de Zante.
Elle ne se retrouve pas en Albanie car son prolongement est sous la mer ionienne.

2) La zone ionienne (fig. 6 :I, fig. 7 , 2e colonne) ;

définie par A. Philippson en 1898;
appelée zone adriatico-ionienne par F. Nopcsa (1921),
F. Kosmatt (1924), C. Renz (1940);
rebaptisée : zone ionienne par J. Aubouin (1958)
cet auteur précisant que seule la sous-zone de
l' " Adriatisch-Ionischer Falten-Komplex" de
Kossmat , ou " Westepirotische Zone " correspond
à la zone ionienne s.s. La Malakastrazone est son
homologue en Albanie et la sous-zone la plus
interne a les caractéristiques de la zone du Gavrovo
(voir plus loin).

Stratigraphie : c'est en Grèce continentale, une zone caractérisée par des sédiments calcaires, néritiques jusqu'au Jurassique inférieur, pélagiques profonds par la suite (jaspes et schistes, calcaires pélagiques à Radiolaires d'âge crétacé, les calcaires de Vigla, calcaires microbréchiqes).
Le Flysch apparaît à l'Eocène supérieur et monte jusqu'au Burdigalien inférieur. Le Miocène supérieur est représenté par des roches à caractères molassiques. Les caractéristiques sédimentaires ont conduit J.H. Brunn et J. Aubouin à voir un ancien sillon à tréfond rigide individualisé à partir du Trias.

Tectonique : partout la zone ionienne est autochtone.

Magmatisme : aucune manifestation magmatique n'a été découverte jusqu'à présent dans la zone ionienne.

Extension géographique : la zone ionienne est développée en Grèce continentale et dans les îles ioniennes (en Epire),

Arkarnanie, à Corfou, Levkas, Itaque, Zante et Céphannie (orientale), en Péloponnèse occidental (Elide) et dans l'île de Rhodes (monts Attavyros).

Au Nord de la Péninsule hellénique, elle forme toute l'Albanie occidentale (Nopcsa 1921). La zone ionienne s'allonge donc le long de la mer ionienne et est comprise entre la zone préapulienne à l'Ouest et la zone du Gavrovo à l'Est.

3) La zone du Gavrovo (fig. 6:G; fig. 7 : 3ème colonne) ;

- A. Philippson (1898) : zone de Tripolitza;
- C. Renz (1940) : zone de Tripolitza;
- J.H. Brunn (1950) : zone du Tymphé ;
- J. Aubouin (1957) : zone du Gavrovo.

Définie par J. Aubouin (1957). Les caractères de la zone furent d'abord décrits par J.H. Brunn dans le massif de Tymphé qui en fit la zone du Tymphé dont la signification paléogéographique est identique : celle d'un haut-fond entre le sillon du Pinde et le sillon ionien.

Stratigraphie : la série du Gavrovo est caractérisée par une sédimentation néritique et calcaire jusqu'à l'Eocène moyen inclus ; calcaires récifaux (Trias - en Péloponnèse), calcaires à Nérinées et à Rudistes (Jurassique-Crétacé), calcaires à Actaorella et à Orthophragmines (Eocène inférieur), calcaires à Nummulites (Eocène moyen) avec un niveau de bauxites dans le massif de Klokova (I) .La sédimentation flyschofide ne débute que dans l'Eocène supérieur. Cette sédimentation néritique s'oppose aux sédimentations pélagiques des zones voisines du Pinde et de l'Ionie, ce qui conduit J.H. Brunn et J. Aubouin à définir la zone du Gavrovo comme une ride ou un haut-fond.

Le soubassement cristallin de la zone du Gavrovo, n'est pas connu en Grèce continentale mais il existe dans le Péloponnèse sous le Trias de la zone de Tripolitza (Killini , Laconie etc ...).

I .J. Aubouin , J.H.Brunn, P. Celet (1958).

Tectonique : comme les précédentes, la zone du Gavrovo est autochtone. Elle est caractérisée par une tectonique rigide et cassante ; certaines failles verticales ont un rejet de plus de 3000 m et, le massif de Tymphé-Gavrovo apparaît comme un vaste anticlinal à grand rayon de courbure .

Magmatisme : il n'existe pas de phénomènes magmatiques dans la zone du Gavrovo mais comme je l'ai indiqué plus haut, on connaît un socle cristallin dans le Péloponnèse. D'après J.H. Brunn (1956) la tectonique cassante de cette zone serait due à la rigidité de l'armature cristalloyphyllienne sous les calcaires néritiques secondaires.

Extension géographique : les formations appartenant à la zone du Gavrovo, affleurent en Grèce continentale dans les massifs de Tymphé, du Gavrovo, de Kokova et de Varassova ; la zone du Gavrovo se prolonge en Péloponnèse, par une mince bande à l'Ouest de la zone du Pinde où elle constitue les massifs de Skolis, de Pylos et de Lapithos (Dercourt J. 1959; Aubouin J. et Dercourt J. 1962) et par la zone de Tripolitza située à l'Est de la zone du Pinde. A. Philippon et C. Renz admettaient sans preuves l'homologie de la zone du Gavrovo (I) avec celle de Tripolitza; les travaux récents de Dercourt confirment cette hypothèse; la zone du Pinde dans le Péloponnèse apparaît donc comme une nappe flottante (Dercourt J.).

Plus au Sud, la série de Gavrovo-Tripolitza est connue en Crête et à Rhodes (Lindos, Renz 1955).

Au Nord de la Grèce, elle n'a pas encore été individualisée mais J. Aubouin, qui l'a parfaitement étudiée dans la Péninsule hellénique, pense que les massifs de Kruja, de Tomor et de Nemerka pourraient en être les témoins en Albanie.

En Yougoslavie, au Nord de l'accident de Scutari-Pec, J. Aubouin a montré récemment (1960) que la zone dalmate était l'homologue de la zone du Gavrovo (en Istrie, Dalmatie et au Montenegro).

I .Qui n'était pas encore baptisée à cette époque.

4) La zone du Pinde (fig. 6:Pi;fig.7 : Ière colonne) ;

- A. Philippson:(zone du Pinde-Olonos, 1898);
- F. Nopcsa : Kukali zone , 1911;
- F. Kossmat: zone du Pinde-Tsoukali, 1924 ;
- C. Renz : zone du Pinde-Olonos, 1940;
- J. Aubouin: zone du Pinde , 1957.

Stratigraphie : la série sédimentaire de la zone du Pinde est mince et va du Trias supérieur à l'Eocène. Le Werfénien et l'Anisien inconnus en Grèce, sont représentés dans l'unité de Budva en Yougoslavie.

Le Trias supérieur est constitué par des calcaires à Halobies. Le Jurassique et le Crétacé inférieur sont radiolaritiques, avec au sommet du Crétacé inférieur un niveau schisto-gréseux de 10 à 50 m d'épaisseur que J. Aubouin appelle le " premier Flysch du Pinde". Cet épisode terrigène est le témoin de la première crise orogénique ayant affecté les zones plus internes. Au-dessus, reposent en concordance, des calcaires pélagiques à silex, des calcaires microbréchiques et un Flysch: le " second Flysch du Pinde" qui débute dans le Maestrichtien et se poursuit jusqu'à la fin de l'Eocène. Tout concourt à prouver que cette zone correspond à un ancien sillon profond, à tréfond souple (Brunn J.H. 1952, Aubouin J. 1959).

Tectonique : la série du Pinde est éjectée et charriée vers l'Ouest sur la zone du Gavrovo en une nappe de couverture constituée par une série de plis et d'écaillés. Elle peut même flotter sur la zone de Tripolitza en Péloponnèse (Aubouin J. 1955-1960, Dercourt J. 1962).

Magmatisme : un seul type de manifestations magmatiques est lié à la zone du Pinde:

des pointements andésitiques et spillitiques localisés dans le Trias et le Jurassique de la marge externe du sillon .

Des ophiolites apparaissent localement sur son bord interne, mais elles sont toujours en position charriée (Brunn J.H. 1961) et appartiennent à la zone subpélagonienne.

Extension géographique : la zone du Pinde forme l'épine dorsale des Hellénides externes. On peut la suivre en Grèce continentale depuis le col de Zygos au Nord jusqu'au golfe de Corinthe au Sud. En Péloponnèse, elle forme le mont Erymanthos, les montagnes d'Achaïe et de Messénie. Au Nord du col de Zygos, elle est masquée par la nappe ophiolitique, mais son existence est certaine jusqu'en Albanie. En Yougoslavie méridionale, elle se retrouve suivant une mince bande qui se termine aux bouches du Kotor dans le Montenegro (Fenêtre de Kukali-Nopcsa F., Nappe de Budva- Petkovic K.) Enfin, la zone du Pinde disparaît tectoniquement puis paléogéographiquement en Yougoslavie septentrionale (Aubouin J. 1960).

5) La zone du Parnasse (fig. 6 : Pa , fig. 7 : 5 ème colonne);

sous zone du Parnasse (Philippson A. 1898);
 homologue de la Nordalbanische Tafel (Nopcsa F. 1921);
 homologue de la West montenegrische Kroatisch
 Hochkartzone (Kossmat F. 1924);
 nappes des Alpes Albanaises (Bourcart J. 1925);
 nappe de la Visoki Krs (Petkovic K.);
 zone du Parnasse-Kiona (Renz C. 1940).

Stratigraphie: la zone du Parnasse est caractérisée comme la zone du Gavrovo par une série de type néritique et récifal. Elle débute au Trias supérieur par des dolomies, se poursuit du Jurassique au Crétacé supérieur par des calcaires néritiques surmontés par un Flysch d'âge éocène inférieur et moyen. Deux niveaux bauxitiques existent dans le Jurassico-Crétacé. La zone du Parnasse possède donc tous les caractères d'une ride ou d'un haut-fond. C'est d'après P. Celet (1962) une zone isopique de transition entre les zones externes et les zones internes.

Tectonique : en Grèce continentale, la zone du Parnasse chevauche la zone du Pinde vers l'Ouest.

Magmatisme : on ne connaît pas en Grèce de manifestations magma-

tiques dans la zone du Parnasse.

Extension géographique : la zone du Parnasse affleure en Grèce dans les massifs du Parnasse et du Kiona et sur leurs marges; elle se poursuit vers le Sud et le S E de Hélicon, à l'Est d'Argos dans le Péloponnèse, puis dans la chaîne du Trapezona (Dercourt J. 1960). Elle disparaît paléogéographiquement vers le Sud (Dercourt J. 1962), puis tectoniquement , au Nord, sous le chevauchement subpélagonien (Colet P. 1962); plus au Nord encore dans le Montenegro et en Yougoslavie apparaît une zone calcaire " la zone du Haut-Karst" qui évoque irrésistiblement la zone du Parnasse. Dans le Montenegro, elle côtoie la zone du Pinde. Après les bouches du Kotor, elle est en contact au contraire avec la zone dalmate, homologue de la zone du Gavrovo(Aubouin J. 1960) et la zone du Pinde est alors cicatrisée; elle se prolonge ensuite dans le Velebit et la Croatie occidentale. Le problème de l'homologie ou de l'analogie entre la zone du Parnasse et celle du Haut Karst, posé pour la première fois par F. Kossmat(1924) n'est donc pas encore résolu. On a admis jusqu'à ce jour que la disparition en Thessalie et en Macédoine de la zone du Parnasse était paléogéographique: zone du Parnasse et zone du Haut-Karst sont alors simplement homologues.

Mais cette disparition pourrait être tectonique, la zone du Parnasse se prolongeant sous la nappe des zones internes et réapparaissant au Nord dans la zone du Haut-Karst: zone du Parnasse et zone du Haut-Karst sont alors une seule et même zone. Il se pourrait enfin que la zone du Parnasse et la zone du Haut-Karst soient reliées entre elles par des hauts fonds discontinus, cachés en partie sous le chevauchement des zones internes. D'après C. Renz (1940) , des faciès analogues existeraient vers l'Est dans une île des Cyclades (île d'Amorgos), entre Naxos et Astipalia.

CARACTERES GENERAUX DES ZONES EXTERNES .

Zones préapulienne , ionienne, du Gavrovo, du Pinde et du Parnasse ont été groupées par J.H. Brunn en " zones helléniques externes".

Quels sont les principaux caractères de ces zones externes?

STRATIGRAPHIE ET FACIES : séries sédimentaires continues allant du début du Mésozoïque jusqu'à l'Eocène et même jusque dans le Miocène (z. de Paxos), un seul Flysch terminal, tertiaire.

Variations de faciès déterminées par l'existence de hauts-fonds et de sillons allongés, c'est-à-dire par un relief anté-tectonique (Brunn J.H.).

TECTONIQUE : zones régulièrement plissées, autochtones à l'Ouest puis empilées en vagues serrées, déversées et charriées vers l'extérieur de la chaîne, par une poussée transversale au niveau du substratum.

SYNCHRONISME OROGENIQUE : les zones externes, comme en témoigne la continuité des séries du Trias au Tertiaire, n'ont subi qu'une SEULE PHASE IMPORTANTE DE TECTOGENESE au milieu ou à la fin du Cénozoïque.

Une onde de polarité orogénique est décelable de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne (Bourcart J. 1925, Brunn J.H. 1956, Aubouin J. 1957).

CARACTERES PALEOGEOPHYSIQUES : les phénomènes magmatiques sont absents ou peu importants, en particulier il n'y a pas d'émissions magmatiques (OPHIOLITES) ni de métamorphisme général. Dans l'état actuel de nos connaissances, les critères énoncés ci-dessus suffisent à caractériser une zone externe dans les Hellénides.

B) LES ZONES HELLENIQUES INTERNES .

Les zones internes ont des caractères différents :

1) on enregistre au moins, DEUX tectogenèses majeures ; la première est éocrétacée, parfois même jurassique et se manifeste par des lacunes, des discordances et des transgressions; la seconde est tertiaire et se trouve soulignée par un Flysch d'âge maestrichtien à éocène, constant dans toutes les zones internes.

2) en outre, et c'est là, sans doute, le caractère essentiel, les zones internes sont le siège de phénomènes magmatiques et métamorphiques importants : les uns, précurseurs de l'orogénèse crétacée (ophiolites), les autres synorogéniques (métamorphisme de position, plutonisme granitique), d'autres enfin, post-orogéniques (intrusions granitiques, épanchements acides, volcanisme basaltique final). Nous le verrons au cours de ce travail. Ces caractères se retrouvent dans toutes les zones internes des Hellénides.

a) La zone subpélagonienne (fig. 6:Sp;fig.7:7ème colonne);

définie par J. Aubouin (1957), auparavant la zone subpélagonienne était intégrée dans les zones ou unités suivantes :

zone plissée de la Grèce moyenne (Philippson A.);

zone de la Grèce orientale (Renz C.) ;

nappe de la Mirdita (Nopcsa F.);

" zone intermédiaire" entre la zone du Pinde et celle du massif pélagonien (Brunn J.H. 1956, p.200-202).

Stratigraphie: en Grèce continentale, la série stratigraphique de la zone subpélagonienne est caractérisée par une sédimentation tour à tour néritique et pélagique avec, au Kimmeridgien, des émissions très épaisses de roches ultra-basiques: les ophiolites , épanchées sous la mer sur un substratum calcaire (Brunn J.H. 1939-1956).

Les ophiolites sont recouvertes d'abord par des radiolarites en transgression, par des calcaires néritiques et récifaux d'âge crétacé supérieur.

Au Maestrichtien, des apports détritiques constituant un Flysch typique, témoignent d'une émergence plus interne.

Un sillon tarditectonique s'installe par la suite en lieu et place de cette zone qui a tous les caractères d'une fosse peu profonde et très instable.

Tectonique : la zone subpélagonienne constitue le front des zones internes. Elle écrase, pousse et éjecte les zones externes contiguës. Elle est la seule à chevaucher plusieurs zones isopiques (zone du Parnasse et zone du Pinde) et arrive même au contact du Gavrovo dans le Pinde septentrional.

Magmatisme : les émissions ophiolitiques ayant été bien étudiées par J.H. Brunn, il n'est pas nécessaire de revenir sur la question. Appuyons simplement sur la constance des niveaux à ophiolites dans l'ensemble des zones internes (ce qui n'est pas dans les zones externes).

Extension géographique : les aires d'affleurements de la zone subpélagonienne correspondent toujours à la bordure occidentale des massifs cristalloyphylliens internes.

Peu développée dans le Péloponnèse ou non encore identifiée avec certitude, elle s'intercale en Grèce moyenne entre le Parnasse, l'Ossa et le Pélion. Les formations de cette zone affleurent très largement dans l'Othrys et les Kassidiaris, vers le Nord, elles sont en partie cachées par les formations molassiques tardi-tectoniques du sillon mésohellénique puis du sillon albano-thessalien qui en est le prolongement en Albanie.

b) La zone pélagonienne (fig. 6:Pe;fig.7 : 8 ème colonne);

définie par J. Aubouin (1957) ;
massifs cristallins de l'Egée (Philippson A.1898);
massif pélagonien (Kossmat F.1924 ; Renz C. 1940);
homologue du massif de Bitolj (Petkovic K. 1958).
Ces trois termes correspondant au socle cristal-
lophyllien de la zone pélagonienne.
Zone des massifs cristallins internes (Brunn J.H.
1956) .

Stratigraphie : les formations cristalloyphylliennes du sous-
sèment de la zone pélagonienne sont caractérisées par des gneiss
ocillés et des micaschistes souvent albitiques associés à des
formations ultrabasiqes anciennes.

Les formations sédimentaires de la couverture du " Massif péla-
gonien" présentent, là où elles existent , les caractères d'une
série déposée sur un haut-fond (ou une ride géantclinale,
Aubouin J. 1961).

Les Flambeuron faisant partie de la zone pélagonienne, nous
aurons tout le loisir d'y revenir longuement.

Tectonique: je reviendrai au cours de ce mémoire sur les manifes-
tations des différentes phases tectoniques ayant affecté la zone
pélagonienne.

On admet généralement aujourd'hui que la zone pélagonienne a
constitué , au cours du cycle alpin, l'armature rigidifiée des

Hellénides. Mais, la zone pélagonienne est charriée vers l'Ouest en une nappe de fond imposante précédée par la nappe ophiolitique subpélagonienne dont elle a pu parfois se dissocier (Godfriaux I. ,1962).

Magmatisme et métamorphisme : les phénomènes magmatiques et métamorphiques qui affectent la zone pélagonienne sont tout à fait remarquables. (cf , IIème Partie , ch. 4 et suivants).

Quant aux ophiolites mésozoïques, on les trouve en position normale sur les calcaires triasico-jurassiques dont elles métamorphisent faiblement les bancs sommitaux et couvertes par la transgression crétacée. Il est exclu qu'elles soient ici charriées ou enracinées.

Extension géographique : groupées au début du XX siècle sous la périphrase " massif cristallin périégéen", les formations cristallines des Hellénides sont en réalité si différentes entre elles que Kossmat doit en 1924 établir des distinctions; il crée entre autres le terme " massif pélagonien" pour réunir les affleurements de schistes cristallins qui forment une bande de 70 km de large depuis Prisren au N W jusqu'à l'Eubée au S E .

J.H. Brunn (1956) montre qu'à ce socle cristallin ou cristallophyllien correspond une couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire ayant ses caractères propres. Il emploie l'expression " Massif pélagonien et sa couverture" ou épisodiquement " Zone des massifs cristallins internes".

L'expression plus simple de " Zone pélagonienne" créée par J. Aubouin (1957)est maintenant adoptée.

c) La zone du Vardar s.l. (fig.6:V,fig.7 : 9 ème colonne);

définie par Kossmat (1924) pour caractériser une large bande de terrains mésozoïques mélangés avec des ophiolites, comprise entre le massif pélagonien et le massif du Rhodope, la zone du Vardar garde toute son individualité si on la définit, comme le font J.H. Brunn et J. Mercier, par rapport aux " zones" pélagonienne et du Rhodope.

Stratigraphie : la zone du Vardar n'est pas uniforme (Brunn J.H. 1959, Medwenitsch W. 1956, Mercier J. 1960). En Macédoine, J. Mercier distingue jusqu'à présent trois parties qu'il désigne provisoirement comme la marge occidentale, la partie centrale et la marge orientale de la zone du Vardar s.l.; chacune présente des ophiolites jurassiques surmontées en discordance par des séries stratigraphiques crétacées légèrement différentes.

Tectonique : tant au point de vue stratigraphique que tectonique, la zone du Vardar est nettement individualisée par rapport aux zones voisines. Elle chevauche la zone pélagonienne en une série d'écaillés redressées à la verticale qui peuvent même se développer en nappe (comme celle du Vermion étudiée par J.H. Brunn). La flexure morphologique et tectonique qui sépare ces deux zones est bien marquée depuis la Yougoslavie jusqu'aux confins de l'Eubée. La zone du Vardar, dans sa marge occidentale est enfin caractérisée par une zone tectonique broyée tout à fait originale sur laquelle je reviendrai.

Magmatisme et métamorphisme: sont également très importantes et de 5 types ;

- 1) les émissions ophiolitiques;
- 2) les injections rhyolitiques;
- 3) les dacites;
- 4) les granites récents;
- 5) le métamorphisme des formations mésozoïques.

1) Les ophiolites sont aujourd'hui bien datées grâce aux travaux de J. Mercier notamment et de même âge que les ophiolites externes de la zone subpélagonienne (c'est-à-dire Jurassique supérieur). Dans la marge occidentale, les broyages tectoniques ont transformé les roches vertes en serpentines pulvérulentes. Dans la partie centrale, elles sont beaucoup moins épaisses; elles reprennent de la puissance dans la partie orientale où l'on peut observer "un cortège" identique à celui du Vourinos dans le Pinde septentrional (zone subpélagonienne).

2) Les injections rhyolitiques sont peu étudiées jusqu'à présent.

- 3) Les éruptions volcaniques (trachy-andésites et dacites) - d'âge miocène-sont alignées dans les parties basses de la zone du Vardar.
- 4) Les granites sont intrusifs et probablement d'âge crétacé terminal. Ils métamorphisent les ophiolites qu'ils transpercent et sont localisés dans la partie orientale de la zone.
- 5) Enfin, le métamorphisme général des formations post-paléozoïques est identique à celui qui affecte la zone pélagonienne, le Flysch pouvant même se transformer en de véritables micaschistes.

Extension géographique : la zone du Vardar s'étend de part et d'autre du Vardar ou Axios grand fleuve macédonien qui se jette dans la mer Egée près de Thessalonique.

Vers le Sud j'ai décelé sa présence sur le bord oriental de l'Olympe et de l'Ossa; elle se poursuit ensuite très probablement dans les Sporades du Nord pour aborder la péninsule de l'Asie mineure au Nord du massif de Menderes.

Au Nord de la Grèce, la zone du Vardar s.l., se poursuit en Yougoslavie mais les auteurs Yougoslaves ont tendance, soit à la subdiviser, soit même à nier son existence.

d) La zone du Rhodope, (fig. 6 : R);
ou massif du Rhodope ;

le massif du Rhodope a dû avoir une importance capitale au cours des temps géologiques. Au moins depuis la fin du Carbonifère, c'est lui qui sépare le rameau dinarique du rameau alpidique. On peut le considérer comme un noyau consolidé (Zwischen Gebirge) ayant connu plusieurs émergences au cours du mésozoïque. Il montre surtout des formations très métamorphiques, d'âge paléozoïque ou plus ancien. En outre, il existe des grauwackes et des schistes métamorphiques dans lesquels S. Dimitrov a découvert des Ammonites jurassiques; il existe encore des gneiss passant latéralement à des marbres et des schistes jurassiques (Bulgarie-Dimitrov S. 1959). Les terrains transgressifs éocènes sont les plus anciens qui aient totalement échappé au métamorphisme.

III - POSITION DE L'OLYMPE
et

PLAN D'ETUDE

Les différentes zones des Hellénides esquissées, il importe maintenant de situer la région qui fait l'objet de ce mémoire.

Le trapèze en trait fort surimposé à la fig. 6 indique parfaitement les limites du périmètre étudié qui s'étend sur le domaine de deux zones isopiques internes : la zone du Vardar à l'Est et la zone pélagonienne à l'Ouest.

L'aperçu géographique (chapitre 1) nous a permis de mettre en évidence 3 unités géographiques bien distinctes :

- la coupole calcaïte de l'Olympe ;
- les piémonts cristallophylliens des Flambouron et du bas-Olympe ;
- les basses Piéria . . .

Ces trois unités correspondent à trois unités géologiques :

- les Flambouron (I) et le bas-Olympe qui appartiennent à la zone pélagonienne ;
- les basses Piéria qui appartiennent à la zone du Vardar ;
- l'Olympe, qui ne peut être rattaché ni à l'une, ni à l'autre zone.

Après un bref aperçu régional historique, la première partie (I) de cet ouvrage sera consacrée à la description des séries stratigraphiques. Nous envisagerons successivement les 3 unités définies plus haut : l'Olympe, les Flambouron, les basses Piéria. La seconde partie (II) sera consacrée à l'étude pétrographique des roches constitutives des Flambouron et du bas-Olympe. La troisième partie (III) traitera de la tectonique. Le texte sera bref et se bornera à un commentaire rapide de la carte géologique jointe en annexe et des coupes sériées dans la région étudiée. Enfin, dans un dernier paragraphe, les conséquences de la position tectonique de l'Olympe seront abordées.

- I. La bande étroite comprise entre la route de Kosani à Verria au NE et l'Haliakmon au SE est en continuité géologique avec les Flambouron. Elle sera étudiée en même temps (cf I, ch. 6, p. 132 et suivantes).

III P O S I T I O N D E L' O L Y M P E et
P L A N D' E T U D E

Les différentes zones des Hellénides esquissées, il importe maintenant de situer la région qui fait l'objet de ce mémoire.

Le trapèze en trait fort surimposé à la fig. 6 indique parfaitement les limites du périmètre étudié qui s'étend sur le domaine de deux zones isopiques internes: la zone du Vardar à l'Est et la zone pélagonienne à l'Ouest.

L'aperçu géographique (chapitre I) nous a permis de mettre en évidence 3 unités géographiques bien distinctes:

- la coupole calcaire de l'Olympe ;
- les piémonts cristallophylliens des Flambouron et du bas-Olympe;
- les basses Piéria ;

Ces trois unités correspondent à trois unités géologiques:

- les Flambouron et le bas-Olympe qui appartiennent à la zone pélagonienne;
- les basses Piéria qui appartiennent à la zone du Vardar ;
- l'Olympe, qui ne peut être rattaché ni à l'une, ni à l'autre zone.

Après un bref aperçu régional historique, la première partie (I) de cet ouvrage sera consacrée à la description des séries stratigraphiques. Elle comprendra 3 gros chapitres : l'Olympe , les Flambouron, les basses Piéria. La seconde partie (II) sera consacrée à l'étude pétrographique des roches constitutives des Flambouron et du bas-Olympe. La troisième partie (III) traitera de la tectonique. Le texte sera bref et se bornera à un commentaire rapide de la carte géologique jointe en annexe et des coupes sériées dans la région étudiée. Enfin, dans un dernier paragraphe, les conséquences de la position tectonique de l'Olympe seront abordées.

C H A P I T R E I I I

APERCU HISTORIQUE REGIONAL

Il n'existe pas à ma connaissance 10 publications ayant paru à ce jour et qui traitent, de près ou de loin, de la Thessalie septentrionale. A fortiori, l'Olympe n'a jamais fait l'objet d'une monographie régionale détaillée. La patrie des Dieux fut sans doute sillonnée dans l'antiquité, il faut cependant attendre la fin du XIXème pour qu'un géologue s'intéresse aux calcaires de l'Olympe. La mission Bittner-Neumayr-Teller marque la première étape.

Trois notes sont alors publiées.

- 1) Neumayr M. Das Schiefergebirge der Halbinsel Chalkidike und der thessalischen Olymp. 56 KK Geol. Reichanstalt, XXVI, p. 249-260 , Wien 1876.
- 2) Neumayr M. Geologische Beobachtungen im gebiete des thessalischen Olymps.
Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss. 1879, XL , p. 315-320.
- 3) Neumayr M. Der Geologie Ban des Westlichen Mittel Griekenland.
Denkschr d. Kaiser, L.A.K., Wien, Math. Nat. Kl., Bd. XV, p. 91-129.

M. Neumayr considère le cristallin comme du macigno métamorphique d'âge crétacé, les marbres de l'Olympe comme de même âge.

J. Deprat dans une note parue en 1904: note sur la géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egée, B.S.G.F. (4), IV, p. 299-338, compare de loin les calcaires de l'Olympe à ceux du Pélion et tout particulièrement aux calcaires des systèmes B et C (Antiquo-Verdi) qui sont d'après lui, d'âge antédévonien. La seconde étape est l'oeuvre de J. Cvijic, excellent géographe et géologue. Il gravit pour la première fois les contreforts orientaux de l'Olympe; s'arrête toutefois aux environs du Monastère d'A. Diounissiou; puis fait le tour du massif par Vrondou et Kokkinoplos. Il consigne ses résultats dans un chapitre de son mémoire: Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien.

Pettmann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 162, Gotha, Berlin, 1908. D'après J.H. Brunn (1956, p. 42) Cvijic pense que les calcaires de l'Olympe doivent représenter très probablement le Trias. En fait, Cvijic (p. 317) écrit " Er ruft aber den Eindruck des kretazischen Karstkalkes der Quarneroküste hervor."

Il ne fait aucune allusion à des déterminations paléontologiques mais pose avec franchise le problème concernant les rapports tectoniques entre les calcaires de l'Olympe et les piémonts cristallophylliens(p. 319).

Quant aux formations cristallines et cristallophylliennes des Flambouron, une seule publication s'y rapporte : Giorgiades A. (1958). Note sur les gneiss de la région de Castania dans le Vermion et sur ceux de l'Elasson, P.A.A. 33 , p. 270-275.

C'est essentiellement une description pétrographique de quelques gneiss régionaux.

Enfin, en ce qui concerne les basses Piéria, aucun écrit n'est publié et si l' on croit la carte géologique de la Grèce au 500.000 ème, elles devraient être constituées de schistes métamorphiques anciens, ce qui n'est pas le cas.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

L' OLYMPE

PREMIERE PARTIE

S T R A T I G R A P H I E

S O M M A I R E

Chapitre I . VUE D'ENSEMBLE SUR LES FORMATIONS DE L'OLYMPE

1) INTRODUCTION.....	48
2) COUPE GENERALE DE LITHOCHORON A KOKKINOPLOS.....	50
A) La formation d'A. Diounissiou.	
B) La formation du Mitika.	
C) La formation du Tigania.	
D) La formation du Varlama.	
E) Le Flysch.	
3) CONCLUSION	57

Chapitre 2. LA FORMATION D'AGHIOU DIOUNISSIOU

1) COUPE DANS LA VALLEE DE L'ENIPEFS, PRES DE LITHOCHORON	59
2) COUPE DANS LA VALLEE DE L'ENIPEFS, PRES DU MONASTERE D'A.DIOUNISSIOU.....	63
3) COUPE DANS LA VALLEE DU PAPA ALONI	71

4) CONCLUSIONS 78

- A) Subdivisions stratigraphiques.
- B) Nature et mode de formations des roches calcaires et des dolomies intercalées dans la formation d'A. Diounissiou.
- C) Comparaison entre la série d'A. Diounissiou et le Trias du Parnasse Kiona.

Chapitre 3 , LES FORMATIONS DU MITIKA ET DU TIGANIA

- 1) LE PASSAGE ENTRE LES FORMATIONS D'A. DIOU-
NISSIOU ET DU MITIKA 84
 - A) Coupe observée près du refuge du Club Alpin hellénique.
 - B) Coupe sur la route de Caria à Leptocaria.
- 2) LA FORMATION DU MITIKA(TERME II, SUITE),
LA FORMATION DU TIGANIA 92
- 3) VUE D'ENSEMBLE SUR LES FORMATIONS DU
MITIKA ET DU TIGANIA 102

- A) Subdivisions.
- B) Limites.
- C) Continuité.
- D) Age.
- E) Milieu.
- F) Dolomitisation.
- G) Comparaison avec la série du Parnasse
Kiona.

Chapitre 4 . LA FORMATION DU VARLAMA ET LE FLYSCH

- I) COUPE ENTRE LA VALLEE DU XEROLAKI ET CELLE
DE L'ITAMOS..... II0
 - Les calcaires à Nummulites.
 - Le Flysch.
- 2) CONCLUSION II5

Chapitre 5 . CONCLUSIONS RELATIVES A LA SERIE DE L'OLYMPE II6

- I) CARACTERES STRATIGRAPHIQUES ET AGE
- 2) CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES ET ECOLOGIQUES II8
 - A) Caractères sédimentologiques.
 - B) Caractères écologiques.
 - C) Le Flysch.
- 3) CONCLUSION I23

3115
11/53

N

S

Profit Ilias Stefani Kakoscala A. Andonios

Mitika Tigania



Fig. 8 . Croquis panoramique de l'Olympe : vue vers l'Est
sur les principaux sommets depuis le Steni-Salatouri
(2.200 m).

Au premier plan: le Xérolaki (au coeur du massif) coule suivant une direction N-S; devant nous, la vallée torrentielle du Tigania descend des cimes dont on distingue nettement les trois aiguilles : le Profit Ilias au Nord; le Mitika(au centre) trifide (Stephani, Mitika, Kakoskala); l'A. Andonios au Sud. On remarquera le plongement des bancs, d'abord faiblement inclinés vers l'Ouest, puis vigoureusement ployés vers la vallée du Xérolaki.

C H A P I T R E I

VUE D'ENSEMBLE SUR LES FORMATIONS DE L'OLYMPE

I) INTRODUCTION .

Les hauts sommets de l'Olympe sont constitués de calcaires et de dolomies. Approximativement enveloppée dans une circonférence de 15 km de rayon, cette belle montagne est entaillée de nombreuses et profondes vallées (Enipefs, Xerolaki, Papa Aloni, Itamos, Portes, Lazi Griva) ; sa structure tectonique propre paraît relativement simple. Les conditions géographiques et géologiques permettent donc l'élaboration de profils dépouillés. L'étude des piémonts orientaux (entre Vrondou au Nord et Leptocaria au Sud) s'avère plus délicate. Les formations (micaschistes, gneiss, marbres zonés et ophiolites) s'y distinguent pourtant nettement des calcaires de l'Olympe ; elles n'appartiennent pas à la série de l'Olympe et seront étudiées dans un chapitre ultérieur.

Aussi, pour obtenir des coupes claires, laisserons-nous de côté les basses collines orientales pour pénétrer dans le coeur du massif.

Les principales difficultés sont relatives à la détermination de coupures stratigraphiques, à défaut d'arguments paléontologiques .

La série calcaréo-dolomitique de l'Olympe, qui dépasse 3.000 m de puissance, renferme de nombreux fossiles; malheureusement la plupart des organismes, épigenisés par la dolomitisation sont devenus indéterminables: la macrofaune, très indurée, ne peut être dégagée ; la microfaune et la microflore, toujours recristallisées et " fantomisées" apparaissent difficilement à l'oeil nu, et il faut préparer des dizaines de plaques minces dans le même échantillon pour avoir la chance d'observer les vestiges de micro-organismes. On comprend alors les hésitations de Neumayr et de Cvijic à l'égard de l'âge des calcaires de l'Olympe. J'avouerai que je me suis trouvé souvent encore dans la même situation. On peut néanmoins se satisfaire en première approximation d'une telle imprécision due à la rareté des fossiles utilisables : en premier lieu les variations latérales de faciès sont rares si ce n'est inexistantes; en outre, la série est continue et peu tectonisée.

Etant donné l'impossibilité d'établir des coupures précises fondées sur la Paléontologie, j'ai dû me résoudre à distinguer une suite de formations basées sur les faciès lithologiques.

Je rappelle que, d'après les principes de nomenclature du Comité français de Stratigraphie(Paris 1962):

l'unité fondamentale est la FORMATION (ensemble des couches caractérisées par un faciès dominant et dont les limites sont cartographiables). Les différentes formations peuvent être associées en GROUPE (ensemble de formations superposées présentant des caractères communs) ou subdivisées en TERME ou MEMBRE (portion lithologique continue ou lenticulaire au sein d'une formation) en BANC ou LIT.

Une coupe générale E W permet de mettre en évidence dans le "groupe" de l'Olympe 5 formations décrites dans les chapitres suivants.

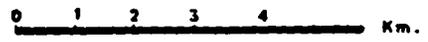
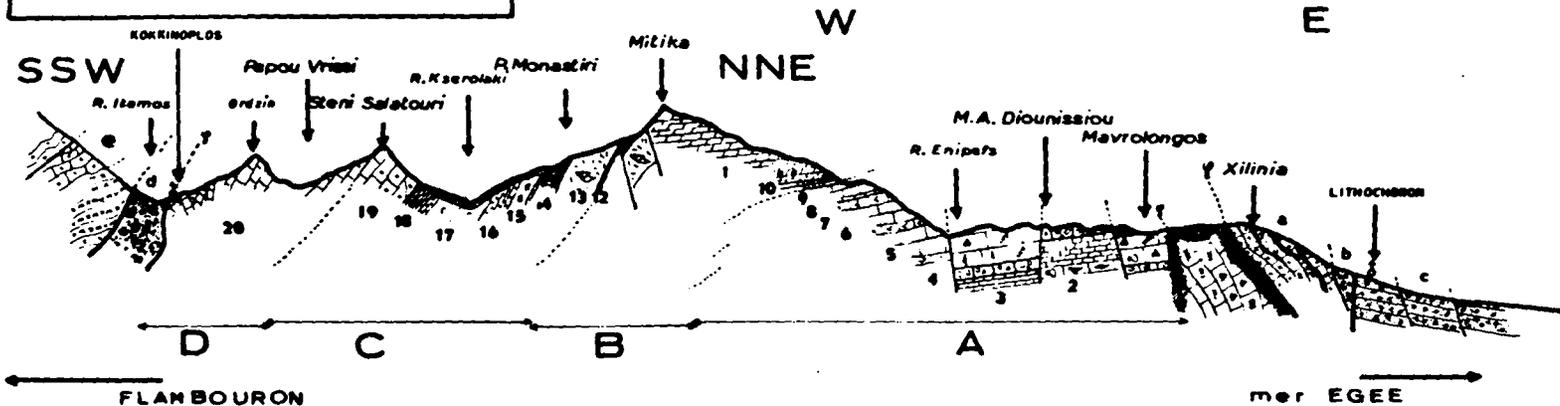
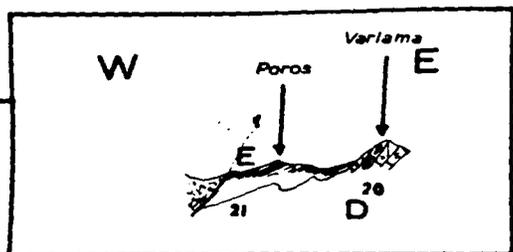
2) COUPE GENERALE DE LITHOCHORON A KOKKINOPLOS (fig.9).

Un profil E W jusqu'au Mitika, puis NNE jusqu'à Kokkinoplos peut être établi facilement en suivant l'itinéraire classique des alpinistes qui escaladent le massif: depuis Lithochoron par la vallée de l'Enipefs et les contreforts du Petrostrunga jusqu'au Mitika. Arrivé au sommet, il suffit alors de descendre vers l'Ouest jusqu'au village de Kokkinoplos (1100 m) bâti sur les premiers affleurements de schistes cristallins en bordure du massif de l'Olympe.

La coupe, longue de 25 km environ, traverse un certain nombre de formations qui sont, d'Est en Ouest:

ROS
LITE

67147



ECHELLE

Fig. 9 . Coupe générale dans l'Olympe calcaire.

A l'Est de Lithochoron, affleurent des conglomérats quaternaires faiblement inclinés vers la mer Egée (figuré c). Entre le Xilinia et Lithochoron, on observe un complexe constitué de schistes métamorphiques, associés à des calcaires très recristallisés, zonaires et azoïques (figuré a), surmontés par des ophiolites serpentineuses (figuré b). Le contact entre cette série et l'Olympe est tectonique.

Plus à l'Ouest, de part et d'autre de la vallée de l'Itamos, une énorme brèche tectonique (figuré d), marque la limite entre les calcaires de l'Olympe qui affleurent à l'Est et les formations cristallophylliennes des Flambouron à l'Ouest (figuré e).

Entre le Xilinia et l'Itamos, affleurent les formations de l'Olympe calcaire :

- A) la formation d'Aghiou Diounissiou (termes I à 9) ;
- B) la formation du Mitika(termes IO et II);
- C) la formation du Tigania(termes I2 et I9);
- D) la formation du Varlama(terme 20);
- E) le Flysch (terme 2I).

- des conglomérats d'âge quaternaire (figuré c) ;
- des ophiolites serpentinisées mélangées de schistes et de calcaires (figuré b) ;
- des marbres zonés et des schistes métamorphiques intercalés (figuré a) ;
- des marbres et des dolomies (figurés I à 2I), constituant la majeure partie de la coupe et qui affleurent du Xilinia à l'Est jusqu'à Kokkinoplos à l'Ouest;
- une brèche tectonique dans la vallée de l'Itamos (figuré d);
- enfin, des gneiss ocellés et rubannés surmontés par des marbres zonés constituant la terminaison orientale des Flambouron (figuré e) .

Les affleurements de serpentines (b), de marbres (a) et de gneiss ocellés (e) qui limitent à l'Est et à l'Ouest l'aire d'extension des formations calcaréo-dolomitiques (I à 2I) n'appartiennent pas à la série de l'Olympe, comme cela sera démontré plus loin. Précisons de suite qu'à l'Est , les marbres et les schistes intercalés (a) recouvrent tectoniquement les calcaires de l'Olympe, le contact étant souligné par un liséré de roches bréchiées (d'épaisseur variable) et constitué par un mélange des roches sous et sus-jacentes. De même , à l'Ouest

de Kokkinoplos, les gneiss ocellés reposent sur les marbres du terme 20 par l'intermédiaire d'une large brèche mylonitique. Toutes ces formations présentent les caractères des roches qui affleurent dans les Flambouron et seront étudiées dans les différents chapitres consacrés à cette région.

La coupe.

Sous le village de Lithochoron (altitude 300 m) affleurent des conglomérats lités à galets calcaires; les bancs sont légèrement inclinés vers la mer Egée et sont affectés par de nombreuses petites failles d'effondrement. Les conglomérats de Lithochoron sont d'âge quaternaire (figuré c).

A l'Est du village, sur les premiers contreforts du Xilinia (entre 350 m et 500 m) on observe un mélange d'ophiolites serpentinisées, de schistes rouges et de calcaires. L'ensemble est fortement broyé et plonge vers l'Est sous les conglomérats (figuré b).

Sous des serpentines et jusqu'au sommet du Xilinia (1000 m) affleurent des marbres cristallins zonés et azoïques contenant des intercalations de schistes tendres et métamorphiques (figuré a) . Les schistes sont peu épais, mais sur le flanc nord de l'Olympe vers le village de Vrondou, ils constituent la majeure partie des premières collines et surmontent en parfaite concordance des gneiss et des micaschistes albitiques identiques à ceux qui constituent le soubassement de la zone pélagonienne dans les Flambouron.

Les calcaires zonés du Xilinia et les schistes métamorphiques de Vrondou plongent vers l'Est sous le mélange ophiolitique sus-jacent . Ils reposent en contact anormal sur les calcaires de l'Olympe.

Du Xilinia jusqu'à Kokkinoplos affleurent les roches constitutives de l'Olympe proprement dit. Les bancs fortement

inclinés vers l'Est jusqu'au Mavrolongos, puis très faiblement vers l'Ouest (de 5 à 10°) jusqu'au Mitika, se ploient ensuite vigoureusement vers l'Ouest avec des pendages toujours supérieurs à 45°.

Au Mavrolongos (fig. 9) affleurent les niveaux les plus bas; puis, au fur et à mesure de la montée, on distingue de bas en haut .

A) Les calcaires à hiéroglyphes et les niveaux dolomitiques intercalés (termes 2 à 9 , fig. 9).

La série de l'Olympe débute par des calcaires bleutés fortement indurés alternant avec 3 niveaux dolomitiques. Les calcaires possèdent un faciès caractéristique : les Algues, blanches sur le fond bleu de la roche, les Brachiopodes nains et les Gastéropodes simulent des graffitis en arabesque. C'est la raison pour laquelle j'appelle ces calcaires , les calcaires à hiéroglyphes. Ils contiennent trois niveaux dolomitiques, excellents repères faciologiques: vers la base, un niveau de dolomie noire en plaquettes, vers le sommet deux énormes bancs de dolomie saccharoïde blanchâtre. Les calcaires à hiéroglyphes et les dolomies intercalées affleurent depuis le Mavrolongos jusqu'au voisinage du refuge du Club Alpin (2100 m). Ils constituent un ensemble de couches possédant un faciès particulier.

J'appelle cet ensemble: LA FORMATION D'AGHIOU DIOUNISSIOU , du nom du monastère qui est bâti dans la vallée de l'Enipefs.

B) Les dolomies fétides et les dolomies saccharoïdes (termes IO et II).

Des dolomies fétides en plaquettes reposent en concordance sur la formation d'A. Diounissiou. Le passage entre les calcaires à hiéroglyphes et les dolomies est progressif; il est caractérisé par des alternances calcaréo-dolomitiques. La dolomitisation et la recristallisation intenses ne permettent plus la découverte d'organismes bien conservés. Pourtant les dolomies fétides renferment des traces de Coraux et de Gastéropodes; elles se terminent par des bancs de calcaires dolomitiques à taches tubulaires blanchâtres (probablement des Algues). J'appelle cet ensemble: LA FORMATION DU MITIKA , du nom du sommet de l'Olympe qui est intégralement constitué par des dolomies cavernueuses.

C) Les alternances de calcaires et de dolomies (termes I2 à I9).

Au-dessus de la formation du Mitika et géographiquement près de la retombée vertigineuse du Mitika, reposent en concordance des alternances de calcaires et de dolomies. L'ensemble débute par un niveau faciologique bien repérable: au-dessus des dolomies à traces tubulaires blanchâtres, apparaît un niveau de couleur

ocre constitué par un calcaire terreux à petits granules d'oligiste.

Dans les bancs calcaires les moins recristallisés, j'ai pu déceler la présence d'organismes microscopiques (Algues et Foraminifères). J'ai nommé cet ensemble: LA FORMATION DU TIGANIA du nom de la vallée torrentielle qui descend du Mitika et débouche dans la grande vallée du Xerolaki.

D) Les calcaires cristallisés à Nummulites. (terme 20)

Des calcaires recristallisés bleutés et légèrement détritiques succèdent en concordance à la formation du Tigania. Dans la coupe E-W de Lithochoron à Kokkinopoulos , ils ne renferment aucun organisme déterminable et font place , à l'Ouest, aux formations cristallophylliennes de la zone pélagonienne qui affleurent à l'Ouest de la vallée de l'Itamos.

Pour observer la coupe complète, il faut se diriger vers le Nord, franchir le Steni Salatouri et poursuivre l'itinéraire vers l'Ouest , sur les dernières collines de l'Ordzin.

On observe alors dans le Varlama les niveaux 20 et 21. Aux derniers bancs de la formation du Tigania, succèdent en concordance des calcaires cristallisés et dolomitiques contenant de nombreux Foraminifères visibles à l'oeil nu (Nummulites).

Cet ensemble est baptisé dans la suite du mémoire :

FORMATION DU VARLAMA , du nom de la colline où pour la première fois j'ai découvert des organismes déterminables.

E) Le Flysch (terme 2I).

Enfin, les calcaires à Nummulites de la formation du Varlama sont surmontés en concordance par des alternances de schistes et de grès ayant les caractéristiques d'un Flysch •

3) CONCLUSION

La coupe générale E-W dans le massif de l'Olympe permet de mettre en évidence 5 formations superposées •

A) LA FORMATION D'AGHIOU DIOUNISSIOU : calcaires bleutés fossilifères avec trois niveaux dolomitiques. La base de cette formation n'est pas visible à l'affleurement. Les différents membres de cette formation seront décrits sous les numéros I à 9 inclus;

B) LA FORMATION DU MITIKA : essentiellement constituée par des dolomies fétides, noires et en plaquettes. Elle se superpose à la formation précédente et se termine par des calcaires à traces

alguaires (termes IO et II) ;

C) LA FORMATION DU TIGANIA : fait suite à la formation du Mitika et est caractérisée par des alternances de calcaires recristallisés et de dolomies très fines. Elle débute par un niveau de calcaires rubéfiés et se termine avec l'apparition des premières Nummulites (termes I2 à I9);

D) LA FORMATION DU VARLAMA: termine la série calcaire et dolomitique de l'Olympe. Elle est caractérisée par des calcaires recristallisés à Nummulites(terme 20);

E) LE FLYSCH : est la dernière formation visible à l'affleurement. Le sommet, impliqué dans des accidents tectoniques importants n'est pas observable (terme 2I).

Nous allons maintenant entreprendre des descriptions plus détaillées dans des coupes locales, qui permettront de préciser la nature des sédiments calcaréo-dolomitiques de l'Olympe et d'esquisser une chrono-stratigraphie sommaire.

L' O L Y M P E

(suite)

C H A P I T R E

II

LA FORMATION D'AGHIOU DIOUNISSIOU

La formation d'Aghiou Diounissiou affleure largement sur le versant oriental du massif de l'Olympe depuis l'Araplakos au Nord jusqu'au Portes au Sud. Elle constitue la base de la série de l'Olympe.

Trois coupes vont nous permettre de la définir avec plus de précision.

I) COUPE DANS LA VALLEE DE L'ENIPEFS, PRES DE LITHOCHORON (fig. IO).

Itinéraire: du village, descendre dans le lit du fleuve Enipefs et suivre l'avlack qui longe sa rive droite le plus longtemps possible, en remontant le cours vers le centre du massif de l'Olympe (vers l'Ouest).

La coupe de la figure IO permet d'étudier les premiers affleurements visibles des calcaires de l'Olympe. Les collines orientales, constituées par un complexe très tectonisé de roches mélangées (fig. IO, figurés a , b , c) ne font pas partie de la

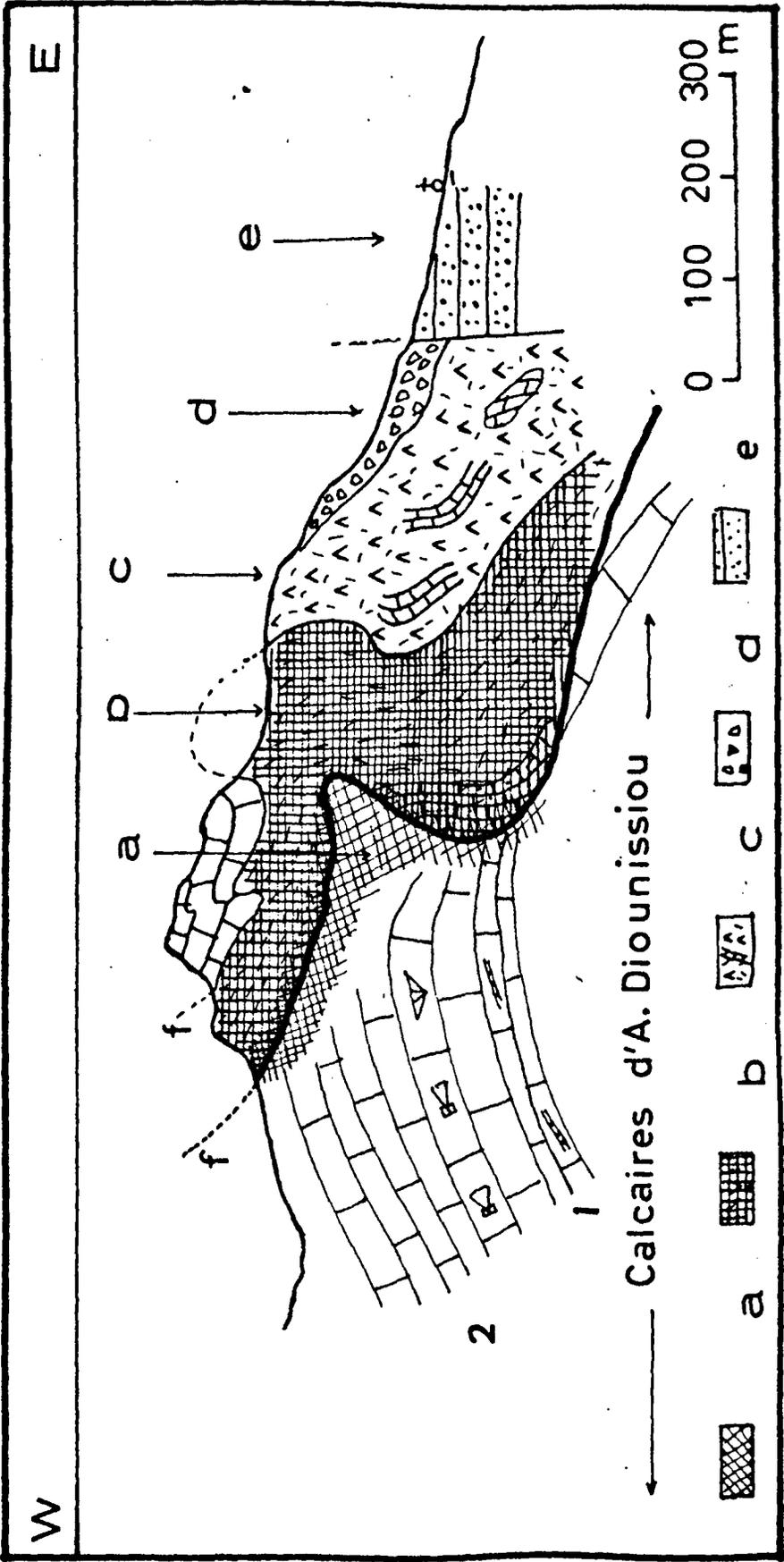


Fig. 10. Coupe dans la vallée de l'Enipefs, près de
Lithochoron.

Cette coupe de direction E W, montre la série chevauchante reposant en contact anormal sur les deux premiers termes de la formation d'Aghiou Diounissiou.

- 1) Formations chevauchantes. a: brèche tectonique dans les calcaires de l'Olympe et dans les roches mélangées sus-jacentes; b: complexe de base (schistes métamorphiques, marbres feuilletés et zonés, serpentines, quelques leptynites en blocs; le tout violemment broyé ; c: mélange ophiolitique (serpentine à chromite, schistes non métamorphiques, calcaires en blocs exotiques d'origine tectonique).
- 2) Formations superficielles. d: brèche calcaire de pente; e: conglomérat quaternaire de Lithochoron.
- 3) Termes 1 et 2 de la formation d'A. Diounissiou.
1: calcaires à Algues encroûtantes; 2: calcaires noirs et crème en gros bancs à Mollusques à test mince.

série de l'Olympe. Mais, au fond de la vallée (altitude 430 m) après un contact anormal très net marqué par un liséré (10 m) de roches bréchiées, on peut observer les bancs calcaires, inclinés d'abord vers l'Est (pendage 45°) puis vers l'Ouest et le SW .

Le flanc de la vallée de direction E-W, montre sur 800 m environ, la succession suivante, de bas en haut.

Terme I (fig. 10, I). Epaisseur : 100 m environ . .

Ce premier terme représente le niveau le plus bas qui puisse être observé mais non la base de la formation. Il est constitué par des marbres blancs et des calcaires noirs.

Les marbres blancs (en bancs de 0,40 à 0,80 m) sont durs et organodétritiques . Les bancs présentent (sur la tranche) des amas concentriques et tubulaires aux formes floues qui évoquent des algues encroûtantes. Au microscope, certaines plages montrent des structures (en couronnes circulaires) qui n'ont pu être attribuées à aucun organisme connu (Pl. I ; I,2,3).

Les marbres blancs sont surmontés en concordance par des calcaires noirs très recristallisés en bancs peu épais (0,20 m). Certains lits contiennent en abondance des sections de Gastéropodes nains à tour circulaire qui se sont révélés indéterminables en dépit des techniques de dégagement (acide acétique etc ..)

qui ont été employées. Je n'ai jamais observé de microfaune en plaque mince, excepté quelques formes dites " inférieures": petites sphères creuses à paroi mince, ponctuées sur les méridiens. Ces micro-organismes rappellent certaines formes décrites par L. Cayeux sous le nom de Calcisphères ou comme débris de Characées primitives par M. Cuvillier.

Terme 2 (fig. 10 , 2).

Epaisseur: de 100 à 200 m.

Le terme 2 repose en concordance sur les calcaires noirs précédents. Il est constitué par des calcaires de couleur crème, très recristallisés, légèrement dolomitiques, en bancs épais (1 à 2 m) pétris de coquilles à test fragile. On peut y reconnaître en section (malgré la recristallisation) des Brachiopodes, des Gastéropodes et des Lamellibranches, en particulier quelques bivalves à section cordiforme. A l'examen microscopique, l'étude se révèle décevante; la plupart des micro-organismes sont fortement altérés par une épigénie magnésienne. On peut toutefois reconnaître dans certaines plages moins transformées, des tubes et des manchons qui pourraient représenter des traces algaires, quelques Foraminifères discoïdes et pelotonnés, à test granuleux, des valves d'Ostracodes et des Gastropodes nains à section circu-

laire (pl. I , 4). Les indices fournis par la microfaune et les microorganismes sont beaucoup trop faibles pour qu'il me soit permis d'attribuer un âge approché à ces calcaires. Cependant par leur position stratigraphique (en continuité sous les calcaires à hiéroglyphes des Termes 5 , 7 , 9 d'âge norien, voir plus loin), les lits du terme 2 appartiennent très probablement au Trias. Ils pourraient même représenter le Trias moyen, ce qui n'a pas été encore confirmé.

2) COUPE DANS LA VALLEE DE L'ENIPEFS, PRES DU MONASTERE D'AGHIOU
DIOUNISSIOU (fig. II , 3-4-5).

Le profil de direction N W-S E s'étend sur 1 km environ depuis l'altitude 800 jusqu'à 1600 m.

Itinéraire : remonter le cours du fleuve jusqu'au Monastère d'Aghiou Diounissiou (840 m) puis escalader le flanc sud du Kiriakos Rahi en suivant le sentier qui joint le Monastère au sommet. Les bancs plongent régulièrement vers l'Ouest avec des pendages toujours inférieurs à 10°. Ils sont affectés par quelques failles d'effondrement (F) de rejet faible. Nous relevons la succession suivante de bas en haut.

Terme 2 .

Epaisseur: 200 m .

Les derniers bancs des calcaires de couleur crème affleurent dans le lit de l'Enipefs vers l'altitude 800. Au sommet, ils se

Fig. II . Coupe dans la vallée de l'Enipefs, près du
Monastère d'A. Diounissiou (termes 3 , 4 et 5) .

- 3 : calcaires dolomitiques et dolomies fétides;
- 4 : brèche calcaire intraformationnelle;
- 5 : calcaires à hiéroglyphes;
- F : faille d'effondrement.

chargent en dolomies, leur teinte s'assombrit, l'épaisseur des lits diminue. Le passage du terme 2 au terme 3 est progressif sur 10 à 20 m. J'ai placé la limite entre les deux membres au niveau où les calcaires de couleur crème disparaissent.

Terme 3 (fig. II , 3).

Epaisseur: 200 m.

Le terme 3 est constitué par des dolomies noires, à grain invisible à l'oeil nu, se débitant en plaques de 0,10 à 0,20 m séparées par des entrefilets argileux (2 à 5 cm). Des tubes contournés remplis par une dolomie cryptocristalline jaunâtre sillonnent la surface des bancs ; ces tubes pourraient représenter d'anciens terriers (d'Annelides?). Les dolomies noires ne renferment aucune autre trace d'organismes. Au sommet, les filets argileux deviennent plus abondants plus épais et rougeâtres.

Terme 4 (fig. II , 4).

Epaisseur :35 m.

Une brèche calcareuse de 35 m d'épaisseur repose en concordance sur les dolomies noires en plaquettes du terme 3. Elle est constituée par des débris non jointifs, anguleux et bien calibrés de dolomie noire (80 %) et de calcaire crème (20 %) noyés dans un ciment pulvérulent, dolomitique et blanchâtre.

C'est le type même d'une brèche intraformationnelle (Bourguignon P. 1950). Azofique, elle constitue cependant un bon repère faciologique.

Terme 5 (fig. II , 5).

Epaisseur: + 200 m

(dans la coupe II)

Le terme 5 est caractérisé par des calcaires fossilifères, généralement de couleur sombre que j'appelle les " calcaires à hiéroglyphes inférieurs". Ils reposent en concordance sur la brèche calcaréo-dolomitique; la limite est bien marquée et peut être observée plusieurs fois sur le sentier du Kiriakos Rahi. Le terme 5 constitue intégralement les sommets de Krana, Karayanis, Kiriakos Rahi et la terminaison orientale du Pétrostrunga; dans la vallée de l'Enipefs, il affleure depuis le Monastère jusqu'à la résurgence de Prione. On observe les faciès suivants (généralement en alternance): -calcaires bleutés sombres recouverts par une pâtre blanchâtre (qui leur donne en surface une teinte claire) entrelardés de minces lisérés blancs (coquilles de Mollusques, manchons d' Algues) aplatis suivant la stratification, simulant une écriture cunéiforme; épaisseur des bancs : 0,5 à 3 m ;

- calcaires bleu nuit, microcristallins, rubannés en minces bandes blanches légèrement ondulées (en arabesques) probablement des Algues encroûtantes; épaisseur des bancs : de 1 à 2 m;
- calcaires noirs, grenus à petits lits pétris de Gastéropodes nains bien calibrés à tours circulaires;
- lumachelles bréchiques bleu-pâle de tests fragiles et pulvéreux parmi lesquels on reconnaît ceux de Lamellibranches inéquilatéraux, de Gastéropodes turriculés et de nombreuses valves d'Ostracodes;
- calcaires oolithiques , gris noirâtre, graveleux, à Gastéropodes non calibrés;
- calcaires bleus ponctués de taches blanches (Algues en manchons et en tubes) en petits bancs.

J'ai groupé tous ces faciès sous le nom général de calcaires à hiéroglyphes. La macrofaune qu'ils renferment s'est révélée indéterminable, leur microflore et leur microfaune abondantes mais malingres.

MM. Lemoine et Marie qui ont bien voulu étudier quelques unes des plaques minces (toutes dans les roches du terme 5) ont proposé les diagnoses suivantes (tableau, pages 68,69).

Numéro d'échantillons	K	A	S	E	D	I7	D	
Numéro des lames	I3I3						I350	
	a	b	c	d	e	I	4	5
Faciès: F : Fin ; O:								
oolithique	F	F	F	F	O	F	F	F
GASTEROPODES					+			
LAMELLIBRANCHES			+					
RADIOLAIRES				+				
DASYCLADACEES		?	+	+	+			+
GIRVANELLES			+			+		
OSTRACODES		+	+	+	+		+	+
FORAMINIFERES	+	+	+	+				+
Hemigordius				+				
Gyroporella			+	+	+			+
Gyroporella								
vésiculifera			+	?	?			?

Numéro d'échantillons	K A S E D I 7 D	K A S O F 2	K A S O F 28
Numéro des lames	a b c d 6		
Faciès: F : Fin ; O:	O O O F O	O	O
oolithique			
GASTEROPODES	+ + + +	+	
LAMELLIBRANCHES			+
DASYCLADACEES			+
OSTRACODES	+ + + +	+	+
FORAMINIFERES	+ + + + +	+	
Hemigordius	+ + + + +	+	+
Lasiodiscus	+		
Dentalina	+		
Glomospira		+	
Textularia		+	
Gyroporella			+

Echantillons : K A S E D_{I7} D I Provenance: vallée de l'Enipefs.
 K A S E D_{I7} D Provenance: vallée de l'Enipefs.
 K A S O F₂ Provenance: Araplakos rema.
 K A S O F₂₈ Provenance: vallée de l'Enipefs.

Photographies : Pl. 2 , I et 2.

Le calcaire graveleux KASED_{I7} D_I contient quelques sections de Dasycladacées appartenant au genre Gyroporella. D'après M. Lemoine, il n'est pas impossible que ce soit G. vesiculifera GUMB.

Certains micro-organismes pourraient représenter des embryons d'Ammonites. Les sections des Dasycladacées sont toujours des formes naines(diamètre extérieur : 0,7 à 0,8 m/m contre 2 à 3 m/m habituellement) ayant probablement vécu dans des conditions écologiques défavorables.

La présence de Dasycladacées, l'abondance de Gastéropodes montrent que l'on a affaire à des sédiments d'origine littorale ou benthique. Par contre, les faciès plus fins seraient peut-être légèrement plus profonds car la microfaune montre quelques genres à test calcaire.

Conclusions.

La sédimentation est donc continue depuis le terme I. On n'y observe jamais ni discordance, ni lacunes, ni hard-ground ou joints de stratification témoignant d'une variation ou d'un arrêt dans la sédimentation.

D'autre part, les calcaires à hiéroglyphes inférieurs sont caractérisés par une faune et une flore de type méditerranéen. La présence de Gyroporelles et de Foraminifères où le genre Hemigordius est fréquent, conduit à attribuer ces calcaires au Trias supérieur. Si les Gyroporelles de l'échantillon KASED_{I7DI} se révélaient être effectivement Gyroporella vésiculifera Gumb., on pourrait alors rattacher ce niveau au Norien.

3) COUPE DANS LA VALLEE DU PAPA ALONI (Olympe septentrional) (termes 6 à 9, fig. I2).

Itinéraire: la coupe de la formation d'A. Diounissiou peut être poursuivie en remontant la haute vallée de l'Enipefs le long du sentier du Club Alpin: depuis la résurgence de Prione jusqu'aux abords du refuge (Kataphighion); mais le sentier serpente longtemps dans la forêt du Mavrolongos qui masque de nombreux affleurements, le profil n'est donc pas continu. Pour obtenir une meilleure coupe, partant du Monastère, se diriger vers le Nord, franchir le Pétrostrunga jusqu'au ravin de l'Arapilakos; puis marcher vers l'Ouest, escalader

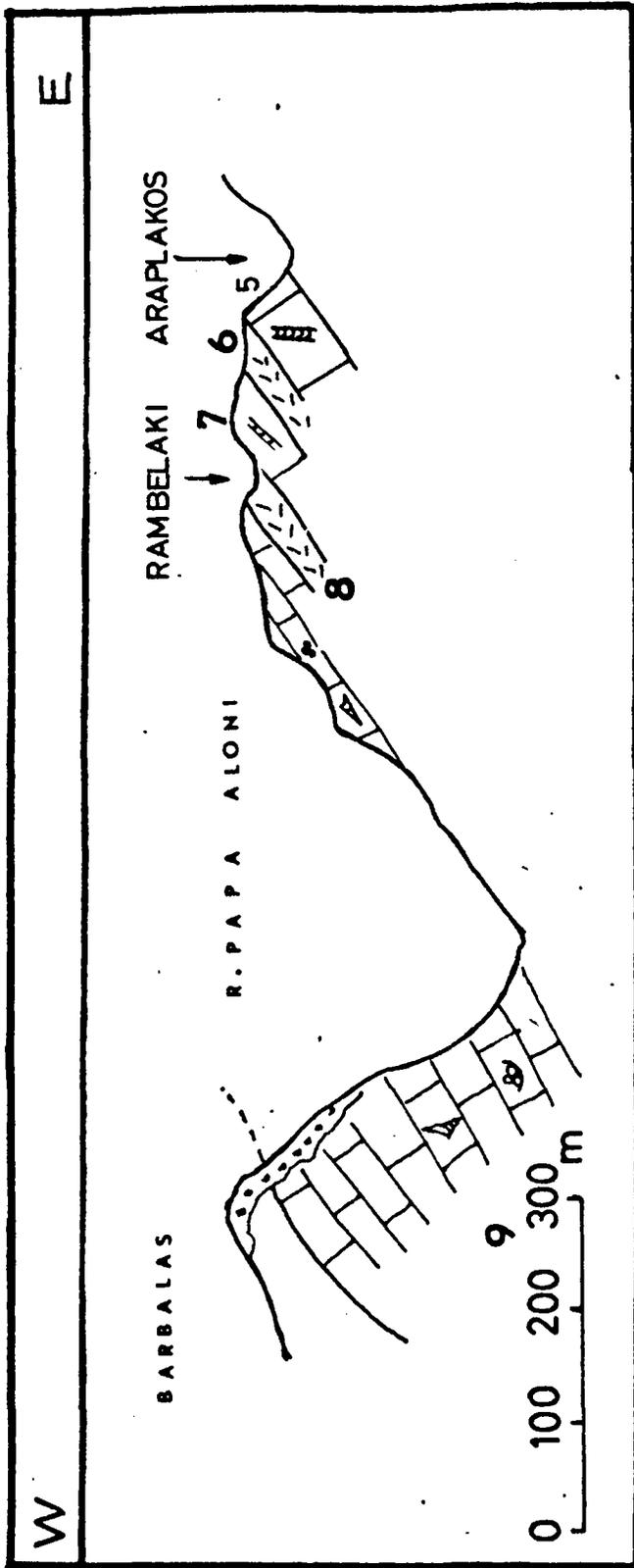


Fig. I2 . Coupe dans les termes (6,7,8 et 9) de la formation d'A. Diounissiou, entre la rive droite du Papa Aloni et le Barbalas (terminaison septentrionale de l'Olympe).

6 et 8 : dolomies blanches ;

7 et 8 : calcaires à hiéroglyphes.

le Kokala (1382 m) , descendre dans la haute vallée de l'Araplakos, remonter enfin sur le Katarti (1500 m), flanc droit du Papa Aloni. On recoupe ainsi tous les termes (de 5 à 9), de direction N S, qui plongent vers l'Ouest d'abord faiblement (15 à 20°) puis plus fortement (30 à 50°).

Le profil (fig. I2) long de 1000 m s'étend depuis la haute vallée de l'Araplakos (1100 m) jusqu'au sommet le plus septentrional du Barbalas (1250 m), Il montre la succession suivante de bas en haut.

Terme 5 (fig. I2,5). La rive gauche de l'Araplakos est constituée par les derniers bancs de calcaires à hiéroglyphes inférieurs qui ont fourni une faune et une flore identiques aux calcaires de la vallée de l'Enipefs (exemple : échantillon K A S O F₂ , p. 63) .

Terme 6 (fig. I2,6) .

Epaisseur: 30m.

C'est une dolomie massive, non litée, légèrement calcareuse saccharoïde et blanche; elle affleure sur le flanc gauche de l'Araplakos (direction N S, pendage 30° W).

Terme 7 (fig. I2 , 7).

Epaisseur : 50 m .

Au-dessus de la dolomie massive du terme 6, on observe en concordance des calcaires bleutés, légèrement dolomitiques, durs

à cassures parallélipipédiques, en banc de 10 à 40 cm; le faciès est identique aux faciès du terme 5, l'association faunistique voisine (Pl. 3, I et 2).

Terme 8 (fig. I2, 8).

Epaisseur: 50 à 80 m .

Le terme 8 est caractérisé par une dolomie cryptocristalline , massive, blanche, azoïque, plus épaisse que la dolomie du terme 6.

Terme 9 (fig. I2, 9).

Epaisseur: de 400 à 450m .

Le terme 9 est constitué par des calcaires bleus dits calcaires à hiéroglyphes supérieurs. Ils reposent en concordance sur la dolomie blanche du terme 8. Les faciès sont les mêmes que ceux qui constituent le terme 5, les lumachelles sont cependant plus rares. En plus des faciès décrits précédemment (p. 67) on observe:

- des calcaires noirs en gros bancs (1 à 3 m), oolithiques à lits de Gastéropodes à tour circulaire .

Ces calcaires ont fourni une microfaune bien conservée;

Hemigordius,

Nodosaria,

Spirillina,

Glomospira,

et une Algue diplopore du genre :

Gyroporella vésiculifera Gumb. ;

- des marbres gris ou noirs en petits bancs (I à 10 cm) à cassure esquilleuse, lacérés par des tubes allongés remplis de calcite, riches en Ostracodes et micro-organismes(faune et flore), parmi lesquels on peut reconnaître :

Hemigordius ,

Spirillina ,

Glomospira ,

Anmodiscoïdes ,

Globigerina sp. ,

Verneuilina sp. ,

Robuloïdes et

Gyroporella vesiculifera Gumb

Les deux faciès décrits alternent jusque dans la vallée du Papa-Aloni;

Vers le sommet , la teinte des calcaires s'éclaircit. Ils renferment des Gastéropodes turriculés et des Lamellibranches de grande taille parmi lesquels on peut reconnaître à côté de nombreuses autres formes ; des Pinnidés et des bivalves à section cordiforme du type " Megalodon".

N° d'échantillon	KASOE 8.VRONDOU			K A S O F _I P A										
N° des lames	KASOE 8 I I2 I2													
	I 2 I4			Ia	Ib	2	I49	I50	I51	I52	I53	I54		
Faciès:oolithique	+	+	+	+	+	+								
Pisolithique ocellé								+	+	+	+	+		
Nuageux												+		
Faune et flore:														
Gastéropodes			+									+		
Lamellibranches	+				+						+			
Algues calcaires	+	+	+					+						
Ostracodes		+		+	+	+	+	+						
Roraminifères	+	+	+	+	+	?	+	+	+	+	+	+		
Hemigordius	+	+	+				+	+	+		+	+		
Nodosaria	+													
Spirillina		+							+					
Glomospira	+	+		+			+	+	+					
Amodiscoïdes		+								+				
Textularia				+	+									
Globigerina					+							+		
Verneuilina				+						+				
Ammobaculites														
Robuloïdes							+							
Gyroporella														
vesiculifera	+	+	+							+				

K A S O F_I P A
I55 I56 I57 I58 I59 I60 I61 I62 I63

Faciès.

Pisolithique ocellé	+	+	+	+	+	+		+	+
Nuageux								+	
Faune et flore.									
Gastéropodes								+	
Lamellibranches	+								
Algues calcaires	+								
Foraminifères	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Hemigordius	+	?	+	+	+	+	+	+	+
Globigerina								+	
Verneuilina	+	+	+		+	+	+		+
Ammobaculites				+					
Robuloïdes								+	
Cornuspira									+
Gyroporella									
vésiculifera	+								

Numéros des échantillons, provenance et nature des plaques étudiées:

KASOE 8 . Provenance : vallée du Papa Aloni; terme 9 ; marbre noir en petits bancs et à cassure esquilleuse, à traces tubulaires remplies de calcite.

VRONDOU. Provenance : vallée du Papa Aloni; calcaires oolithiques à Gastéropodes, position : en-dessous de KASOE 8.

KASOFIPA. Provenance : flanc est du Papa Aloni, dans le Tsirknia ; base du terme 9; calcaire bleuté.

MM. Lemoine et Marie ont déterminé (dans des plaques minces provenant du Terme 9) les micro-organismes groupés dans le tableau p. 76,77 .

AGE : la présence de GYROPORELLA VESICULIFERA GUMBEL permet d'attribuer aux formations calcaires du terme (9) un âge norien certain.

4) CONCLUSIONS.

A) Subdivisions stratigraphiques.

La formation d'A. Diounissiou est donc constituée essentiellement par une alternance de calcaires fossilifères et de dolomies, dans lesquels je distingue 9 termes pétrographiques qui sont de bas en haut:

- | | |
|-------|---|
| 300 m | 1) calcaires à Algues encroûtantes; |
| | 2) calcaires noirs en petits bancs et calcaires blanc-crème à gros Mollusques à test fragile; |
| 220 m | 3) dolomies noires fétides en plaquettes; |
| | 4) brèche calcaire intraformationnelle; |
| 680 m | 5) premier horizon de calcaires bleutés fossilifères; |
| | 6) première masse de dolomie cryptocristalline blanche; |

- 7) second niveau de calcaires;
- 8) second niveau de dolomie blanche;
- 9) dernier niveau de calcaires bleutés fossilifères.

Epaisseur. L'ensemble de la formation d'Aghiou Diounissiou fait environ 1200 m, les termes I et 2 associés ont une puissance de 300 m, les dolomies noires et la brèche sus-jacente (termes 3 et 4) 220 m. Les calcaires à hiéroglyphes et dolomies blanches intercalées (5,6,7,8,9) 680 mètres, les deux niveaux dolomitiques ayant respectivement 30 à 80 mètres de puissance.

Limite inférieure. La limite inférieure n'est pas connue. Le terme I est le premier niveau visible à l'affleurement, mais il est probable que d'autres termes doivent exister sous les calcaires à Algues encroûtantes.

Limite supérieure. Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, le passage entre la formation d'A. Diounissiou et celle du Mitika est progressif; j'ai choisi une limite faciologique cartographiable, l'apparition de dolomies noires en plaquettes ondulées.

Age. Seuls les niveaux 5, 7 et 9 ont fourni des faunes permettant une détermination d'âge. La présence de Gyroporella vesiculifera Gumb et de Foraminifères du genre Hemigordius permet d'attri-

buer à la formation d'A. Diounissiou un âge triasique supérieur (tout au moins en ce qui concerne les termes 5 , 7 et 9).

Dans les derniers bancs du terme 9 (échantillon KASOF36) M. Lemoine a observé des Dasycladacées assez recristallisées qui ne sont pas les mêmes que les Gyroporella vésiculifera des termes sous-jacents. D'après lui, ces Algues seraient plutôt liasiques que triasiques ; mais l'étude en cours n'est pas encore terminée.

B) Nature et mode de formations des roches calcaires et des dolomies intercalées dans la formation d'A. Diounissiou.

Les sédiments calcaireux constituent l'élément prépondérant de la série inférieure de l'Olympe. Ils renferment tous, de faibles pourcentages de CO_3Ca , CO_3Mg ; les colorations du Nitrate d'argent des niveaux dolomitiques montrent qu'il ne s'agit pas de dolomies pures mais de dolomies calcaireuses (de 5 à 50 % de CO_3Ca).

Les dolomies blanches sont grenues et renferment un pourcentage de carbonate double de Ca et de Mg beaucoup plus important que le niveau de dolomie en plaquettes (terme 3). Les structures zonées et rubannées évoquent bien les conditions de sédimentation des calcaires originels et de nombreux caractères (envahisse-

ment précoce des parties grenues, lentilles dolomitiques à l'intérieur de bancs calcaires peu dolomitiques etc ...) montrent qu'il s'agit de dolomies métasomatiques.

Les calcaires organiques renferment d'abondants fossiles littoraux: Gastéropodes et Lamellibranches et surtout des Algues; celles-ci ont dû former par endroits des prairies étendues. Si les Dasycladacées ont proliféré sous faible épaisseur d'eau, le milieu marin dans lequel se sont déposés les calcaires de la formation d'A. Diounissiou devait être situé sur un haut-fond isolé ou en bordure d'un socle continental. Bien que les données écologiques soient encore très fragmentaires, on peut penser qu'au Trias, s'étendait là où se sont déposés les premiers calcaires de l'Olympe, un aire de sédimentation peu profonde (en un mot, un haut-fond) recouvert par une épaisseur d'eau de 20 à 50 m.

Enfin, ce haut-fond était probablement isolé, situé loin du continent (zone abritée des perturbations littorales : absence d'apports détritiques, continuité remarquable) ; le nanisme des formes, leur originalité par rapport aux faunes et aux flores triasiques connues en Grèce pourraient confirmer cet isolement en pleine mer.

C) Comparaison entre la série d'A. Diounissiou et le Trias du Parnasse -Kiona.

P. Celet (1962, p. 62) adopte pour le Trias du Parnasse Kiona le schéma stratigraphique suivant :

3) calcaires à Mégalodontes, Mytilidés, Pinnidés ...

Lias supérieur;

2) calcaires dolomitiques en bancs alternant avec des calcaires à Algues (150 à 200 m) ...couches de passage du Trias au Lias;

1) dolomies et calcaires dolomitiques à structure zonée sans fossiles (au minimum 300 m) . . . Trias supérieur (Norien ?).

L'analogie paraît remarquable ; les termes 5 , 7 , 9 pourraient être dans l'Olympe équivalents des calcaires dolomitiques à Algues du Parnasse (2) et les derniers bancs du terme 9 , plus riches en bivalves du type Megalodon et à Pinnidés, représenter en partie les calcaires noirs (3) . La corrélation est bien tentante, mais elle n'est pas encore démontrée positivement . Là n'est pas le seul point de comparaison entre les deux séries. Nous le verrons dans les chapitres suivants.

L' O L Y M P E (suite)

C H A P I T R E I I I

LES FORMATIONS DU MITIKA ET DU TIGANIA .

La série de l'Olympe se poursuit par la formation du Mitika qui repose en concordance sur celle d'A. Diounissiou décrite dans le chapitre 2. Elle est caractérisée par des dolomies noires et nauséabondes. La formation du Mitika constitue tous les abrupts orientaux des hauts sommets de l'Olympe disposés en amphithéâtre autour du Mavrolongos: le Pétrôstrunga, le Profit Ilias, le Mitika(et ses trois dents), l'Aghios Andonios. Au Nord , elle affleure sur la rive gauche du Papa Aloni où elle constitue les flancs orientaux du Barbalas et du Paliomonastiro. Au Sud, elle affleure en une large bande(de direction NW-SE) entre le Lakos Karayannis et le Sakari à l'Est, l'Aghios Andonios et le Frangou Aloni à l'Ouest.

La formation du Tigania surmonte normalement celle du Mitika. Elle est caractérisée par des calcaires et des dolomies en alternance. La formation du Tigania constitue du Nord au Sud les massifs de Yambadi, Paliomonastiro, Naoumi, Kitros-Nana, Dristela,

Ennea Pirghi. Elle affleure largement de part et d'autre des Vallées du Tigania et du Xérolaki où nous l'étudierons en détail.

I) LE PASSAGE ENTRE LES FORMATIONS D'A. DIOUNISSIOU ET DU MITIKA.

A) Coupe observée près du refuge du Club Alpin hellénique

(fig. 13).

Le passage entre les formations d'A. Diounissiou et du Mitika s'observe dans de bonnes conditions sur le sentier tracé par le Club Alpin hellénique, accroché au flanc sud du Gamarostavlos entre 1840 m et 2300 m d'altitude. La coupe W-E longue de 900 m environ montre la succession suivante, de bas en haut.

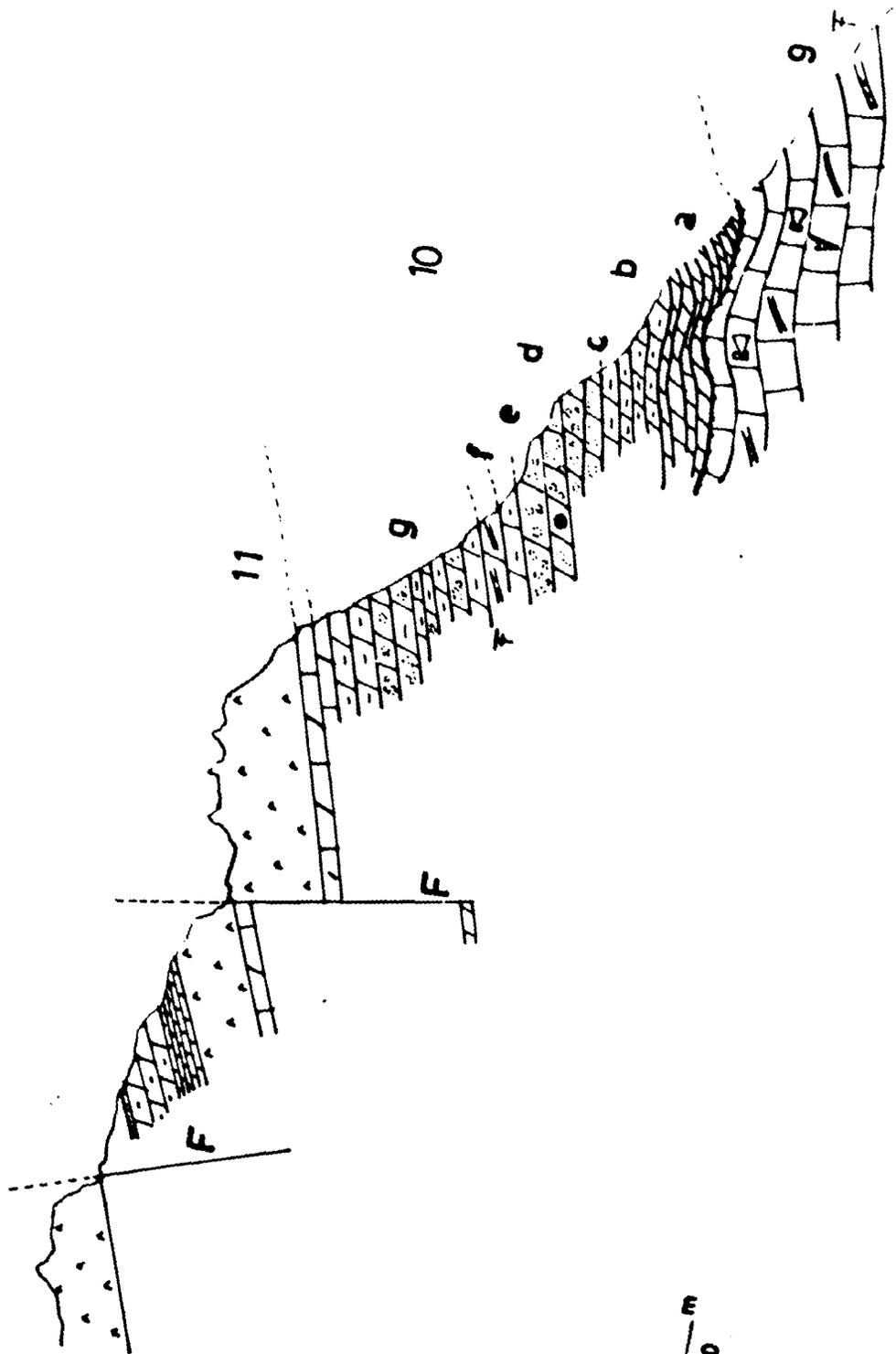
Terme 9. Derniers affleurements (fig. 13, 9).

Ce sont des calcaires bleutés à " hiéroglyphes " moins fossilifères, plus bréchiques que les calcaires précédents. Les derniers bancs passent progressivement à des calcaires gris-noir finement veinés de traces rectilignes blanches, puis ils diminuent d'épaisseur (0,50 à 0,80 m) et sont alors constitués par des alternances de calcaires bleus, de dolomies noires et de calcaires très dolomitiques gris en plaquettes ondulées.

J'ai mis la limite entre les deux formations au moment où les calcaires dolomitiques subsistent seuls.

2115
LILLE

W



E

10

11

9

9

F

F

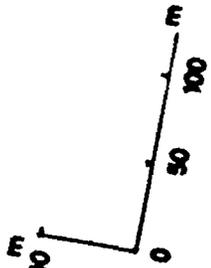


Fig. I3. Coupe près du Refuge du Club Alpin (Kataphighion):
passage de la formation d'A. Diounissiou (terme 9)
à celle du Mitika (terme IO et II).

9: calcaires à hiéroglyphes supérieurs ;

IO: dolomies en plaquettes;

II: dolomies cavernouses.

Pour une description détaillée voir le texte p.84 à p.90

Terme IO (fig. I3, IO).

Epaisseur: de 50 à 80 m.

Le Terme IO est constitué par des alternances de dolomies noires et de calcaires dolomitiques plaquetés. On peut distinguer la succession suivante, de bas en haut:

- bancs IO a ; calcaires dolomitiques en très fines plaquettes ondulées de 10 à 15 cm d'épaisseur, très recristallisées, de couleur noir de jais, fétides et dégageant une fumée blanche au choc, ne renfermant aucune trace d'organismes (10 à 15 m) ;
- bancs IO b ; dolomies gris clair en plaques plus épaisses et planes, renfermant sporadiquement des petits niveaux avortés de dolomie tachetée (quelques mètres);
- bancs IO c , IO d , IO e ; dolomies grisâtres tachetées, en bancs minces (10 à 15 cm). Ce sont en réalité des dolomies calcareuses, ce que l'on peut vérifier par les colorations au nitrate d'argent et à l'iodure de potassium: elles contiennent de 10 à 40 % de CO_3Ca (cf. Strakhov, 1957). Elles sont recouvertes d'une patine blanche entourant des petites taches arrondies plus sombres.

Ces taches simulent un conglomérat et ce fut là mon impression sur le terrain.

En fait, elles se rencontrent dans la masse de la dolomie et s'y évanouissent souvent rapidement en s'arrondissant. Une observation attentive révèle que ces galets ont des formes apparemment constantes, isométriques, arrondies, parfois tubulaires et granuleuses. Des polissages successifs et des coupes tangentielles prouvent qu'il ne peut s'agir de galets mais de restes d'organismes très dolomitisés (Algues ?). Les traces ne laissent voir aucune organisation interne. Cependant un échantillon, montre au binoculaire des petites cellules hexagonales, s'estompant brusquement dans le grain cristallisé de la roche; malheureusement la fabrication de la plaque mince ne devait révéler que la texture de la roche, car une réorganisation des cristaux de calcite au cours de l'affinage tend à effacer les traces organiques. L'observation de plus de 30 lames minces faites dans le même échantillon devait aboutir à des résultats identiques.

Cependant, on peut toujours observer une petite paroi plus opaque et légèrement dentelée qui entoure les concrétions calciteuses (Pl. 6 , 2).

Cet indice m'engagea à persévérer et je fis refaire de nouveau plus de 30 plaques minces, jusqu'au jour où, enfin une de ces taches se révéla être un " Polypierite " (Pl. 6 , 3).

Cette découverte, plusieurs fois renouvelée par la suite, permet d'affirmer aujourd'hui qu'il s'agit effectivement de Polypierites, malheureusement toujours indéterminables.

Si je me suis attardé sur l'histoire de cette découverte paléontologique dans les formations de l'Olympe c'est que constamment j'ai rencontré les mêmes difficultés: la présence de microfaune dans un banc dolomitique ou calcaire des formations supérieures de l'Olympe, ne peut être mise en évidence qu'après avoir débité, poli, taillé, coloré, observé, dessiné etc... en utilisant des méthodes d'observations les plus diverses: lumière réfléchie, transmise, polarisée, infra-rouge etc... interposition entre la source lumineuse et la plaque mince de différents écrans susceptibles de retenir certains rayons lumineux(I)

I. Plus de 1500 plaques ont été taillées dans les niveaux de l'Olympe; seules quelques dizaines d'entre elles renferment des organismes déterminables.

Epaisseur des bancs IO c , IO d , IO e : 20 à 30 m;

- bancs IO f ; alternance de dolomies calcareuses à Polypiers et de dolomies cristallines fétides au choc . Un banc plus calcaire renferme des Foraminifères analogues à ceux du terme 9, parmi lesquels M.P. Marie a pu déterminer les genres suivants:

N° d'échantillon	K A S O H I 6 a							
Provenance	niveau f , terme IO, coupe de Kataphighion							
N° des lames	320	385	386	387	388	389	390	
Réophax	+							
Agathammina ou								
Hemigordius	+++	+++	++	+	+++	++	+	+
Spirillina	+	+	+	+	+	+	+	+
Valvulinella ?	+	?	+	?				
Archaelagena				+				
Peneropliidae ?					+			
Frondicularia ?					+	+		
Trepeilopsis ?					+			
Ammodiscus			+			+	+	?

La microfaune est caractérisée par l'abondance de Foraminifères ancestraux appartenant soit à la famille des Miliolidae, soit à la famille des

Ophtalmidiidae : Agathammina (Carbonifère-Jurassique), Hemigordius (Carbonifère-Trias) et autres Foraminifères calcaires généralement imperforés.

- bancs IO g ; alternance de dolomies à Polyptères, de dolomies noires en plaquettes, à Algues (Pl. 6 , I) et de calcaires dolomitiques rougeâtres à Algues encroûtantes et à Gastéropodes.

Conclusion. Je considère le terme IO comme le passage entre la formation d'A. Diounissiou et la formation du Mitika. Ce passage est lent et progressif; il n'est souligné ni par une discordance ni par une lacune visible. L'épaisseur du terme IO est environ de 50 m; l'âge de ce terme est encore indéterminé.

Terme II (fig. I3, II; fig. I4, II; fig. I5, II).

Epaisseur: de 500 à 580 m .

Les premiers bancs du Terme II (quelques dizaines de mètres dans la coupe de la fig. I3) succèdent en parfaite concordance aux dolomies plaquetées du terme IO. Ce sont des dolomies cavernieuses en très gros bancs (I à 3 m) de couleur grise, qui constituent les éperons sommitaux des dernières aiguilles de l'Olympe autour de l'amphithéâtre du Mavrolongos.

On peut encore déceler quelques horizons à traces de Polypiers indéterminables en petits bancs et, au fur et à mesure que l'on monte dans la série, des calcaires marbres dolomitiques très recristallisés, tachetés de traces tubulaires remplies de dolomie blanche. C'est le cas, (en particulier) du flanc de l'Aghios Andonios. J'y ai même découvert un banc calcaire qui a révélé une faune assez bien conservée encore à l'étude.

B) Coupe sur la route de Caria à Leptocaria (fig. I4).

Cette coupe a l'avantage d'être facilement accessible et se situe sur la route automobile Leptocaria-Caria, près du sommet du Kopanes (914 m).

Elle montre le passage entre les deux formations d'Aghiou Diounissiou et du Mitika: concordance parfaite du terme 10 sur le terme 9; terme 10 caractérisé encore à sa base par des dolomies à Polypiers. Une coupe identique peut être faite sur la terminaison septentrionale de l'Olympe entre le flanc est du Papa Aloni et le plus haut sommet du Barbalas (1847 m).

Fig. I4 . Coupe de la route de Caria à Leptocaria montrant le passage entre la formation d'A. Diounissiou et celle du Mitika.

A,B,C sont des formations qui n'appartiennent pas à la série de l'Olympe .

D: série de l'Olympe.

A: conglomérats quaternaires (légèrement inclinés vers la mer Egée;

B: mélange ophiolitique;

C: mélange bréchié de calcaires zonaires, schistes métamorphiques, leptynites.

D: formations de l'Olympe (termes 9 et 10).

9: calcaires à hiéroglyphes supérieurs; 9a: calcaire bréchié;

9b : calcaires à Algues et Mollusques ; 9 c : niveaux argileux.

10 : dolomies en plaquettes .

φ : contact anormal

f : faille d'effondrement

2) LA FORMATION DU MITIKA (TERME II, SUITE), LA FORMATION
DU TIGANIA.

Coupe entre le Mitika et le Kitros (fig. I5).

La coupe de la figure I5 (ESE-NNW) longue de 8 km environ, se développe depuis le refuge du Club Alpin (2.200 m) jusqu'au Kitros (2103 m) en passant par le Mitika, le Megali Kazania, la vallée du Xérolaki (1330 m). La droite qui joint les deux sommets est la coupe idéale: elle est parallèle à la direction des bancs qui affleurent constamment, mais est malheureusement impossible à faire seul, la paroi ouest du Mitika nécessitant une descente en rappel. Pour un géologue qui n'est pas alpiniste, l'itinéraire suivant est plus aisé:

du sommet contourner par le Sud le Kakoskala, descendre le flanc ouest de l'Aghios Antonios, suivre la selle gazonnée de l'Onidas en pointant une direction Nord vers la haute vallée du Xérolaki (on observe alors les termes IO-I2-I3) descendre cette vallée jusqu'à 1300 m et bivouaquer près d'une petite source sur la rive droite du fleuve toujours asséché en été (I). De là remonter la vallée du Tigania, escalader le Mikri et le Megali Kazania vers l'Est jusqu'au pied des abrupts occidentaux du Mitika. Effectuer la coupe vers le NNW à partir de ce point; on observe les termes II à I8 jusqu'au sommet du Kitros; soit la succession suivante, de bas en haut.

(I) La principale difficulté technique des bivouacs prolongés dans l'Olympe réside en l'absence de points d'eau à l'intérieur du massif, et nous verrons que cette absence d'eau dans le massif et même sur son pourtour a une signification géologique considérable. Sur une superficie de 1000 km² environ, il n'existe que 6 à 7 sources, à débit insignifiant en été toutes situées à des altitudes inférieures à 1200 m; les points de ravitaillement d'eau sont les suivants: le trou du Smeos, au-dessus du Kokkinoplos (altitude 2100 m), une doline dans laquelle la neige et la glace fondue persistent pendant l'été et permettent le ravitaillement en eau; les sources à la limite calcaires-Flysch du flanc nord de l'Olympe: "Papou Vrissi" et " Vrissi Panahiotis" (altitude 1.000 m); près du Vrondou, le Papa Aloni (altitude 350 m); vers Lithochoron: au sommet du Xilinia une source à l'altitude de 1000 m environ; à l'intérieur du massif la résurgence de Prione (1100 m) dans la vallée du Xerolaki deux petites sources dont l'une est située au sommet du Barbalas, l'autre à l'altitude de 1300 m près de la vallée et qui sont des sources sous brèche de pente.



NNW.

ESE

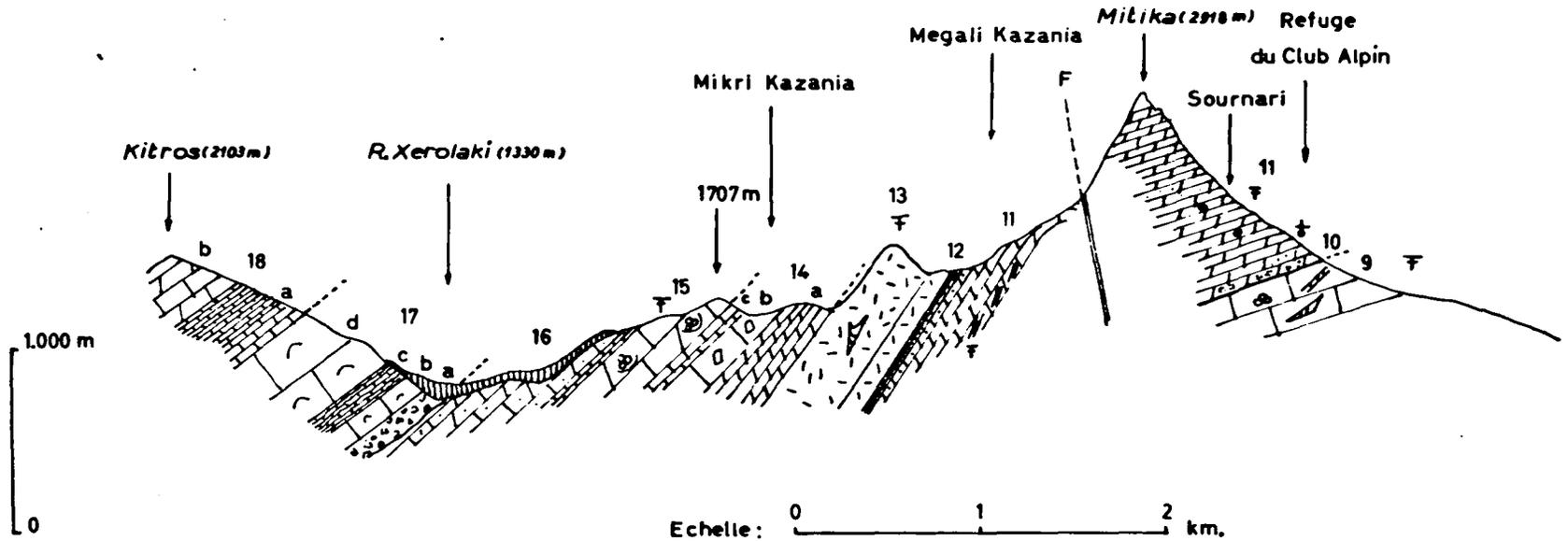


Fig. 15. Coupe entre le Mitika et le Kitros.

Formation d'Aghiou Diounissiou.

9 : calcaires à hiéroglyphes supérieurs;

Formation du Mitika.

IO : dolomies en plaquettes;

II : dolomies;

Formation du Tigania.

I2: calcaire argileux roux ;

I3: dolomies noires;

I4: calcaires et dolomies;

I5: calcaires dolomitiques et dolomies noires;

I6: dolomies et dolomies calcareuses bleues;

I7: brèche, calcaires, calcaires dolomitiques;

I8: calcaires très recristallisés.

Terme II (suite, fig. I5, II). Epaisseur : 500 à 580 m.

Le terme II, est constitué par des dolomies cavernieuses qui forment tous les abrupts orientaux du Mitika, depuis l'altitude 2300 jusqu'au sommet (2918 m). Ces dolomies sont surmontées en concordance par des alternances de dolomies et de calcaires cristallins de couleur claire tachetée de blanc. Il est probable que ces taches représentent les vestiges d' Algues; malheureusement aucune organisation cellulaire n'est plus visible. Au fur et à mesure que l'on s'élève dans le terme II, les dolomies cavernieuses disparaissent. Dans les derniers bancs, 40 m environ en dessous des calcaires roux qui constituent le terme I2, un banc calcaire, rosé, grenu (I), a fourni outre des Algues (?) quelques Foraminifères; parmi ceux-ci M.P. Marie a déterminé les genres suivants:

Textularia sp. ,
Nodosaria,
Trochamina,
Haplophragmium ,
Ammovertella,
Gaudriyna , et
Verneuillina cf. mauritii Terquem.

I, N° de l'échantillon: KASOF₃₄ e ; provenance : Mitika.

La microfaune est très homogène mais ne renferme aucune forme caractéristique. D'après M. Marie, il pourrait s'agir de Jurassique.

Le terme I₁ se poursuit par des calcaires gris tachetés(40 m).

Terme I₂ (fig. 15 , I₂). Epaisseur 25 m .

Aux dolomies tachetées du sommet du terme I₁ succède un calcaire argileux roux. Dans l'ensemble gris et noir des formations du Mitika et du Tigania, cette couleur attire le regard; j'ai donc mis la limite entre les 2 formations à la base de ce terme.

C'est un calcaire jaune ou roussâtre, très argileux, en plaquettes onduleuses et pustulées. Le grain de la roche n'est pas apparent. Au microscope, sur le fond microgrenu, se détachent des petites granules de minéral de fer (oligiste). Bien qu'azoïque, le terme I₂, constant dans tout le massif, est un excellent niveau-repère.

Terme I₃ (fig. 15, I₃). Epaisseur: 150 m .

Au terme I₂, succèdent des dolomies noires en gros bancs (de 5 à 6 m) contenant des Mollusques à test fragile parmi lesquels des Lamellibranches et des Gastéropodes indéterminables à tour allongé.

Terme I₄ (fig. 15, I₄). Epaisseur: 150 m .

En concordance sur les dolomies cryptocristallines sous -

BUS
LILLE

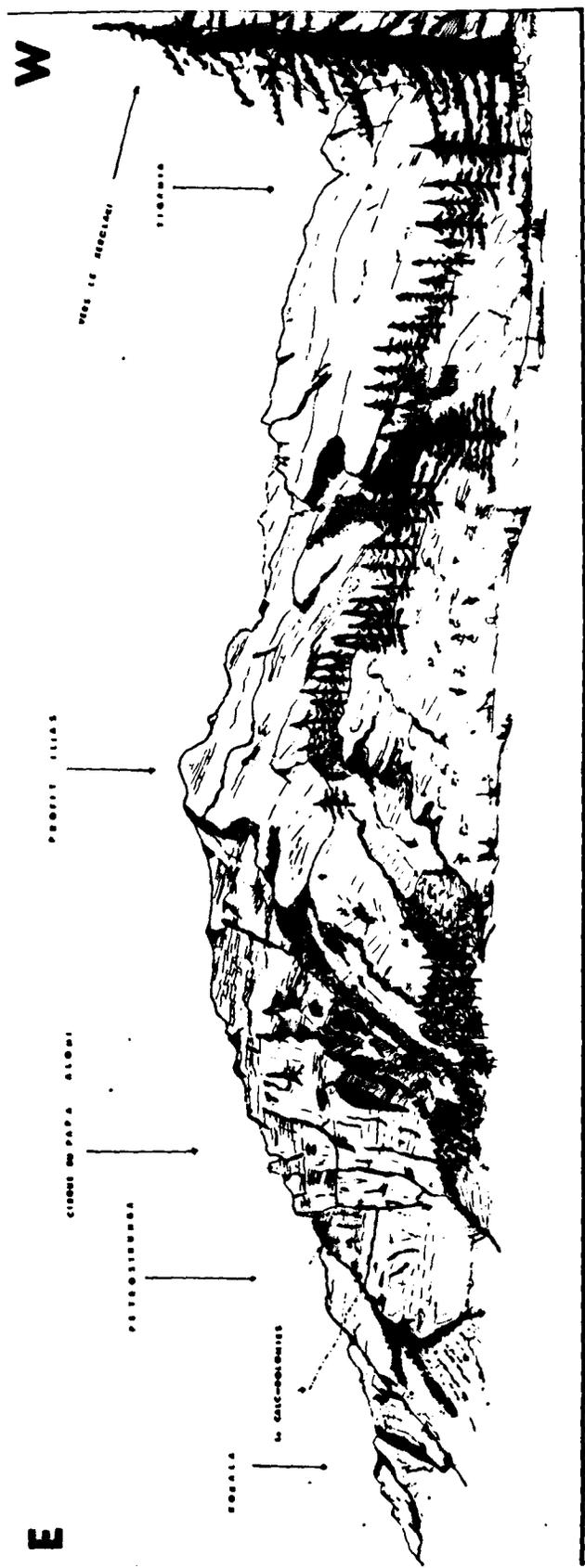


Fig. 16. Croquis panoramique du sommet de l'Olympe
(vue du Barbalas).

Le Kokala à l'Est est constitué par des calcaires à hiéroglyphes ; la limite entre la formation d'A. Diounissiou et celle du Mitika passe entre le Kokala et le Pétrostrunga.

Entre le Profit Ilias et le Tigania, se situe le passage entre les formations du Mitika et du Tigania.

On remarque encore le plongement des bancs vers l'Ouest, c'est-à-dire vers les formations cristallophylliennes de la zone pélagonienne.

jacentes, on observe la succession suivante, de bas en haut:

- a) dolomies cristallines bleues et noires contenant des Mollusques et des Polypiers indéterminables (Pl. 7, 3);
- b) dolomie bréchique en gros bancs;
- c) calcaires légèrement moins dolomitiques, de couleur bleutée veinés de traces rousses dans lesquelles abondent des Gastéropodes nains visibles en plaques minces (pl. 7 , I); je n'ai pas observé jusqu'à présent des micro-organismes dans le terme I4.

Terme I5 (fig. I5, I5).

Epaisseur: 150 m .

Le terme I5 est composé de calcaires dolomitiques et de dolomies noires en alternance. Des îlots calcaires renferment des micro-organismes très altérés qui font partie des familles suivantes Trochamminidés (Trochammina), Lituolidés, Textularidés, Rotalidés, Verneuilinidés et Valvulinidés.

M. Reichel à qui j'avais proposé un âge crétacé inférieur, pense que mon estimation doit être proche de la réalité. M. Sigal m'écrit : " ces calcaires ne sont ni triasiques, ni liasiques, ni d'âge jurassique moyen. On ne peut pas aller plus loin dans la détermination; je n'ai jamais pu trouver en particulier quelques Orbitolinidés qui auraient alors donné des renseignements plus précis."

De nouvelles plaques minces, provenant d'échantillons du terme I5 ont été étudiées par M. Marie.

On peut y observer les associations faunistiques suivantes .

N° des échantillons :

K A S O E 29 ; base du terme I5 ;

Provenance : Paliocastro ; milieu du terme I5 .

N° d'échantillons	KASOE 29				PALIOCASTRO		
	210	357	380-580	761	747	5	A
Textularia	?	+	+	+	+	+	+
Valvalinidae	?						
Heterohelicidae	?						
Valvulina		+	+			+	+
Trochammina		+	+	+	+	+	+
Pseudolituonella		+					
..							
Globotruncana		+					
Gaudriyna				+		+	
Marssonella			+	+	+	+	
Verneuilina						+	+
Marginulina							+
Spiroplectoides							+
Glomospira						+	+
Algues calcaires				+	+		

M.P. Marie a bien voulu faire les remarques suivantes : la microfaune de la série KasoE 29 est assez voisine de celle de KasoF 34 (p.94) elle paraît cependant plus évoluée. Si les déterminations sont exactes ce qui est assez rare en plaques minces, surtout quand elles ne sont pas très belles on peut noter dans cette série des sections de :

Pseudolituonella; genre connu du Cénomaniens de l'île Madame, en Aquitaine, dans le bassin rhodanien et jusqu'en Israël.

Globotruncana; une seule section fut observée dans la plaque n° 357. Ce genre débute dans le Cénomaniens; ce qui permettrait de rattacher cette série de plaques au Crétacé moyen.

Termes I6 et I7 (fig. I5, I6 et I7) . Epaisseur: 200 m .

BUS
LILLE

Des alternances de calcaires dolomitiques et de dolomies succèdent en concordance aux calcaires du terme I5. On peut observer de bas en haut :

Terme I6. Epaisseur: 80 à 100 m.

Dolomies et dolomies calcareuses bleues en petits bancs (30 à 50 cm).

Ces formations sont azoïques.

Terme I7

Epaisseur : 100 à 120 m .

On observe la succession suivante, de bas en haut:

- a) brèche intraformationnelle concordante, à éléments anguleux de dolomies noires et bleues enrobés dans un ciment gris souris (15 m);
- b) calcaires marbres plus clairs en gros bancs (80 cm à 1 m sur 30 m);
- c) calcaires dolomitiques en plaquettes très minces et non ondulées (10 m);
- d) calcaires cristallisés clairs en gros bancs (50 m).

Un lit calcaire provenant du niveau I7 b (échantillon KasoE 15) a fourni les micro-organismes suivants:

N° des lames	39	363	369	765	773	2369	2969
Textularia	+	+	+	?	+	+	+
Valvulina	+	+	.	?	+	+	+
Trochammina	?	.	.	?	+	+	+
Marsonella					+	+	.
Verneuilina							
Spiroplectoides		+					+
Bolivinitella	+						
Procholina							+
Ammobaculites						+	+

M.P. Marie a bien voulu faire les remarques suivantes :

Spiroplectoïdes ; genre très développé dans le Crétacé supérieur;

Bolivinitella ; genre propre au Crétacé supérieur.

Ce qui autoriserait d'attribuer ce calcaire au Sénonien.

Cette série se distingue des précédentes par de très grosses Valvulina dont certaines rappellent les Chrysalidina par leurs dimensions, mais non par leur structure interne qui est plus simple.

Tous les Foraminifères présents témoignent de conditions de milieu très particulières et assez uniformes, ce qui se traduit par une grande homogénéité; abondance des Foraminifères benthiques à test agglutinant et rareté des Foraminifères calcaires autres que ceux à test porcelanés qui prédominent dans la série KasoH I6a (terme IO f , p. 88). Les formes à test calcaire auraient-elles été détruites, soit par dissolution, soit par recristallisation, ce qui n'est pas impossible mais est cependant assez peu probable, ou leur absence est-elle originelle?

Terme I8 (fig. I5, I8a et I8 b). Epaisseur : ± 100 m .

Le terme I8 repose en concordance sur le ~~base~~ I7 d.

Il est caractérisé par des calcaires très recristallisés à traces fusiformes remplies de calcite. Aucune organisation n'est visible. Le terme I8 commence par des calcaires schisteux en minces filets (I8 a) et se termine par des gros bancs calcaires bleu-noir très cristallisés(I8 b) où apparaissent déjà des traces roussâtres qui donneront au terme suivant (I9) le caractère faciologique qui m'a permis de le distinguer.

Terme I9.

Le terme I9 n'est pas visible dans cette coupe, mais dans la coupe du Varlama (fig. I7 page^m).

Ce sont des calcaires bleus, cristallins à filets roussâtres.

3) VUE D'ENSEMBLE SUR LES FORMATIONS DU MITIKA ET DU TIGANIA.

A) Subdivisions. De bas en haut.

Formation du Mitika. Epaisseur 650 m environ.

Terme IO : dolomies noires en petits bancs à Polypiers;

Terme II : dolomies cavernieuses renfermant quelques recurrences de calcaires à micro-organismes; vers les derniers niveaux de ce terme: calcaires à traces al-

guaires remplies de dolomie blanche.

Formation du Tigania . Epaisseur 850 m environ.

Terme I2 : calcaires marneux roux et rubéfiés à minerai
de fer (20 à 30 m);

Terme I3 : dolomie très fine à gros Mollusques à test mince
(150 m);

Terme I4 : alternance de dolomies cristallines, de calcaires
dolomitiques et de calcaires dolomitiques bréchi-
ques (150 m);

Terme I5 : calcaires dolomitiques à Foraminifères (150 m);

Terme I6 : calcaires et dolomies en plaquettes;)
Terme I7 : dolomies et calcaires détritiques ;) 200 m

Terme I8 : calcaires et dolomies en plaquettes puis en gros
bancs (100 m);

Terme I9 : calcaires saccharoïdes bleutés à fumées rousses
(100 m).

B) Limites .

a) Base de la formation du Mitika: apparition des
dolomies en plaques ondulées du terme IO.

b) De la formation du Tigania. Limite inférieure:
calcaires à traces alguaires (terme II).

Limite supérieure: apparition des premières Nummuli-
tes du terme 20.

C) Continuité .

Cette série calcaréo-dolomitique marine, qui dépasse 1500 m, repose en concordance sur la formation d'A. Diounissiou. De la base au sommet, on ne peut déceler aucune discontinuité de sédimentation. La série se poursuit par conséquent en continuité absolue.

D) Age.

Les formations du Mitika et du Tigania s'étagent probablement depuis le Trias supérieur jusqu'au Crétacé supérieur, mais aucune subdivision ne peut être faite actuellement. La découverte de quelques niveaux fossilifères à l'intérieur de cette série permet toutefois d'attribuer un âge approximatif à certains bancs, à savoir :

- 1) le banc I0f appartiendrait au Trias supérieur-Jurassique inférieur?
- 2) le lit contenant l'échantillon Kasof 34 au Jurassique;
- 3) la base du terme I5 au Crétacé moyen;
- 4) les bancs I7b au Crétacé supérieur.

E) Milieu.

Les organismes ont une taille toujours inférieure à la normale et sont représentés par des Gastéropodes, des Lamelli -

branches, des Polypiers isolés, des Foraminifères benthiques, des Algues. On n'observe pas en particulier, ni Kilianines, ni Orbitolines, ni faunes récifales (Polypiers coloniaux, Rudistes) par exemple. Tout semble donc indiquer que ces organismes ont vécu dans des conditions néritiques, probablement à l'abri des apports terrigènes et sur une plateforme isolée d'autres provinces biologiques.

F) Dolomitisation.

Toutes les formations calcaires du Mitika et du Tigania ont subi une épigénie magnésienne très importante, suivant des processus inconnus. Cette dolomitisation est responsable entre autres choses de la " fantomisation" de la faune et de la flore.

Dans l'état actuel de mes connaissances sur la série stratigraphique de l'Olympe, il serait prématuré de proposer une explication de ce phénomène.

Remarquons simplement les faits suivants :

- il n'y a pas de front de dolomitisation ;
- il n'y a jamais de dolomies pures (moins de 5 % de CO_3Ca), mais surtout des dolomies calcaires et des calcaires dolomitiques;

- les cristaux de calcite sont groupés en agrégats et en mosaïques;
- les dolomies calcareuses ne sont jamais azoïques;
- les niveaux dolomitiques n'ont pas une composition chimique constante, ils ne sont jamais associés à des couches salifères.

Tout me porte à croire que la dolomitisation s'est fixée sur le dépôt calcaire, par voie d'épigénie (ce qui est la règle) vraisemblablement précoce, sur le fond même de sédimentation (épigénie diagénétique). Cette notion s'accorde avec l'hypothèse formulée par J. Ricour (1960) et conduirait à envisager une précipitation d'origine bactérienne sur un haut-fond immergé. Cette conception sera la mienne puisqu'elle s'inscrit dans le cadre paléogéographique que je proposerai plus loin. Toutes les roches du Mitika et du Tigania paraissent s'être formées sur des seuils sous-marins, dans des conditions très calmes et uniformes, à l'abri des courants de surface ou côtiers et des apports terrigènes continentaux.

Le domaine de sédimentation devait donc être encore au Jurassique et au Crétacé une sorte de haut-fond isolé probablement en pleine mer.

G) Comparaison avec la série du Parnasse-Kiona.

Si l'ensemble des formations du Mitika et du Tigania présente peu d'affinités avec les formations homotaxes de la série du Parnasse-Kiona, la succession des 2 Termes II et I₂ est assez comparable avec la série jurassique décrite par P. Celet (1962). Cet auteur observe, au-dessus des calcaires noirs à Mégalodontes du Lias, des calcaires à Cladocoropsis (d'âge jurassique) surmontés par un niveau de Bauxite (B_I). Rien de tout cela n'affleure dans l'Olympe. Pourtant sur les dolomies à Polyptiers et les dolomies cavernieuses du Mitika (terme I₀, premiers bancs du terme II), la série de l'Olympe se poursuit par les calcaires tachetés à traces alguaire (derniers bancs du terme II).

J'ai soumis de nombreuses plaques minces à différents spécialistes des Algues, aucun n'a pu me déterminer ces traces organiques qui ne renferment plus d'organisation interne.

Paul Celet, qui a bien voulu observer également mes préparations microscopiques, a été (pour sa part) intrigué par la similitude des formes de ces traces avec celles des Cladocoropsis du Parnasse-Kiona (pl. 6 , 4).

Fait encore plus remarquable, les calcaires alguaire de l'Olympe sont surmontés (en concordance) par les calcaires argileux rubéfiés qui pourraient être comparés à un niveau avorté de bauxites ou tout au moins représenter un changement de régime dans

la sédimentation (soit un arrêt, soit une surface durcie, ce qui n'implique pas obligatoirement une émergence).

Ne pourrait-on pas attribuer cette couleur rousse et cette présence de fer, au délavage de régions émergées voisines où auraient pu se développer des argiles latéritiques ou bauxitiques ? Si cette comparaison se révèle exacte (par la suite), nous avons encore ici, un point d'homologie possible entre l'Olympe et le Parnasse.

L ' O L Y M P E

(suite)

C H A P I T R E 4

LA FORMATION DU VARLAMA ET LE FLYSCH (EOCENE)

La formation du Varlama succède en continuité à la formation du Tigania. Elle est caractérisée par des calcaires cristallins à Nummulites. La formation du Varlama affleure dans la partie septentrionale de l'Olympe (flanc nord du Steni Salatouri, flanc est de l'Ordzin) où elle a été localisée avec précision. Ailleurs, malgré de nombreuses recherches, la présence de Nummulites n'a pas été décelée. Pourtant cette formation devrait exister sur les terminaisons occidentale et méridionale de l'Olympe (flanc sud du Megouta, du Pirgos Griva, du Vortopo) ou la présence des premiers niveaux schisteux du Flysch est possible.

Le Flysch, termine la série de l'Olympe et affleure au Nord dans la large vallée de l'Itamos. Il constitue la terminaison septentrionale du Varlama et de l'Ordzin. Le contact " calcaires - Flysch" est jalonné par une série de petites sources (Vrissi Panaghioti, Pappouvrissi, Xenouli vrissi). Au Sud, il semble que

les premiers niveaux du Flysch (grès et calcaires intercalés) affleurent au Magouta (de 1010 à 1050 m), au bas du Pírgos Griva (de 1300 à 1340 m) et à l'Aghias Sofia sur la route d'Olympiada à l'A. Andonios (de 1400 à 1420 m); mais l'absence des Nummulites dans les calcaires sous-jacents ne me permet pas d'être affirmatif.

I) COUPE ENTRE LA VALLEE DU XEROLAKI ET CELLE DE L'ITAMOS

(termes I9, 20, 21, fig. 17).

Dans la coupe précédente (fig. 15, du Mitika au Kitros) le terme 18 de la formation du Tigania, était le dernier terme décrit. En continuant vers l'Ouest dans les massifs de l'Ordzin et du Steni Salatouri, des complications de détail (sur lesquelles je reviendrai dans la 2ème partie consacrée à la tectonique du massif) ne permettent pas l'observation des termes sus-jacents. Pour obtenir une coupe complète, il faut descendre le Xérolaki, reprendre la coupe en direction de l'Ouest près du massif de Yambadi (rive droite du Xérolaki) en suivant le sentier qui relie Vrondou à Kokkinoplos et qui contourne le massif calcaire de l'Olympe.

Terme 19 (fig . 17 , 19) .

Epaisseur : 100 m.

Les dolomies du Tigania se terminent par des calcaires cristallisés bleutés en gros bancs à taches rousses alternant



W.N.W.

E.S.E.

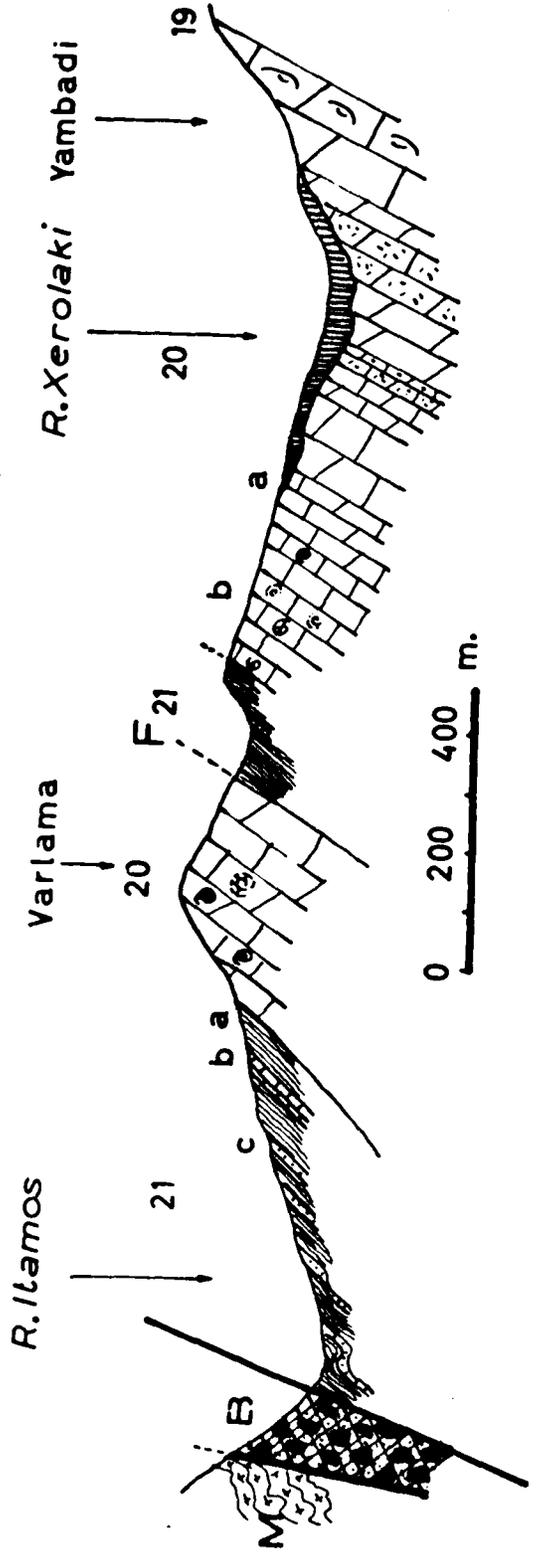


Fig. 17 . Coupe entre la Vallée du Xérolaki et celle
de l'Itamos.

- I9 : derniers bancs de calcaires dolomitiques de la formation du Tigania ;
- 20 : calcaires de la formation du Varlama ;
- a) calcaires cristallisés et légèrement dolomitiques à vagues traces nummulitoïdes,
 - b) calcaires à Nummulites de l'Eocène ;
- 2I : schistes et grès du Flysch ;
- a) alternance de schistes jaunes et de calcschistes,
 - b) petit niveau calcaire sans fossiles,
 - c) alternance de schistes et de grès du Flysch.
- B : brèche tectonique et très chaotique, constituée par des blocs de gneiss, grès rouges, schistes, calcaires, marbres blancs et bleus et de calcaires dolomitiques.
- M : gneiss du " Massif Pélagonien".

avec des dolomies noires et des calcaires dolomitiques.

Les calcaires à Nummulites.

Terme 20 (fig. I7, 20).

Epaisseur: 200 m.

Il est constitué par 200 m de calcaires zoogènes gris-noir, recristallisés et à pâtime roussâtre. Les bancs, épais de 0,50m à 1 m, sont pénétrés par des larges filonnets de calcite. Certains bancs encore dolomitiques et fétides au choc, montrent une microfaune visible à l'oeil nu (taches allongées et floues sur le fond cristallisé de la roche). Après sciage et polissage, l'observation macroscopique permet de voir à l'intérieur de ces taches (claires sur le fond sombre du calcaire), de vagues traces d'organisation: de la calcite plus jaunâtre est distribuée concentriquement autour du centre de la tache et avec un peu de chance on peut observer des petites logettes distribuées en spirales. La forme générale est celle de Nummulites. Effectivement, à l'examen microscopique, ces micro-organismes se révèlent être des Nummulites associées à d'autres formes éocènes; parfois elles constituent de véritables lumachelles (pl. 9; I,2,3). Le mauvais état de conservation des organismes rend aléatoire toute détermination spécifique.

Néanmoins, on peut reconnaître: des Nummulites, des Assilines, des rares Orthophragmines, quelques Orbitoïdes ainsi que des Operculines.

L'intensité des efforts tectoniques est remarquable ; tous les Foraminifères sont fragmentés et déformés, les cristaux de calcite tordus; la recristallisation postérieure estompe toute la structure interne, mais ici, la dolomitisation est presque négligeable.

L'association faunistique précitée permet d'attribuer ces calcaires à l'Eocène.

J'ai pu retrouver d'autres affleurements de calcaires à Nummulites sur tout le pourtour ouest du Steni Salatouri, et suivre le contact calcaires à Nummulites Flysch depuis la source de " Papou Vrissi" jusque dans la vallée de l'Itamos.

Le Flysch.

Terme 2I (fig. 17, 2I).

Les calcaires éocènes sont surmontés normalement et en concordance absolue par des formations schisteuses et gréseuses. Le passage de la sédimentation carbonatée (que nous n'avons pas

quittée depuis le Trias) aux schistes du Flysch est progressif, bien que rapide.

Les niveaux de base sont constitués par des schistes jaune-verdâtre alternant avec des calcschistes bleutés et jaunâtres en très fines lamelles (Terme 2I a), auxquels succède une petite recurrence de calcaires malheureusement sans fossiles (2I b) surmontée par des alternances de schistes et de grès grossiers vert jaunâtres; la proportion de grès diminue au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série (2I c).

Les termes supérieurs ne sont pas connus; soit parce qu'ils sont enlevés par l'érosion, soit parce qu'ils sont inclus dans les mouvements tectoniques très complexes au contact entre le massif de l'Olympe et les formations cristallophylliennes du pourtour.

L'examen des plaques minces au microscope permet les observations suivantes.

Ce Flysch typique est constitué par des grains émoussés de quartz à extinction onduleuse, et de rares feldspaths toujours très saussuritisés, roulés et entourés par une pâte micro-cristalline souvent très légèrement calcique; mais les roches ne sont absolument pas métamorphisées(ce qui n'est pas le cas, nous le verrons plus loin; pour le Flysch pélagonien).

Au cours des premières tournées, ayant abordé le massif de l'Olympe dans le sens ouest-est, depuis le village d'A. Dimitrios et marché constamment sur des gneiss à pendage W, j'avais été surpris de trouver, en-dessous, et plongeant dans le même sens, des schistes et des grès n'ayant apparemment subi aucune transformation.

La position tectonique de l'Olympe mise en évidence bien plus tard devait apporter la solution à cette apparente anomalie (voir p.).

CONCLUSION RELATIVE A LA FORMATION DU VARLAMA ET AU FLYSCH.

La série stratigraphique de l'Olympe, se termine donc par des calcaires à Nummulites et par un Flysch. Ces formations atteignent au moins 400 m de puissance et ne sont visibles que sur le flanc NW de l'Olympe. Ailleurs, malgré de nombreuses coupes, je n'ai jamais pu retrouver, ni les calcaires à Nummulites, ni un Flysch typique.

L ' O L Y M P E

(fin)

C H A P I T R E V

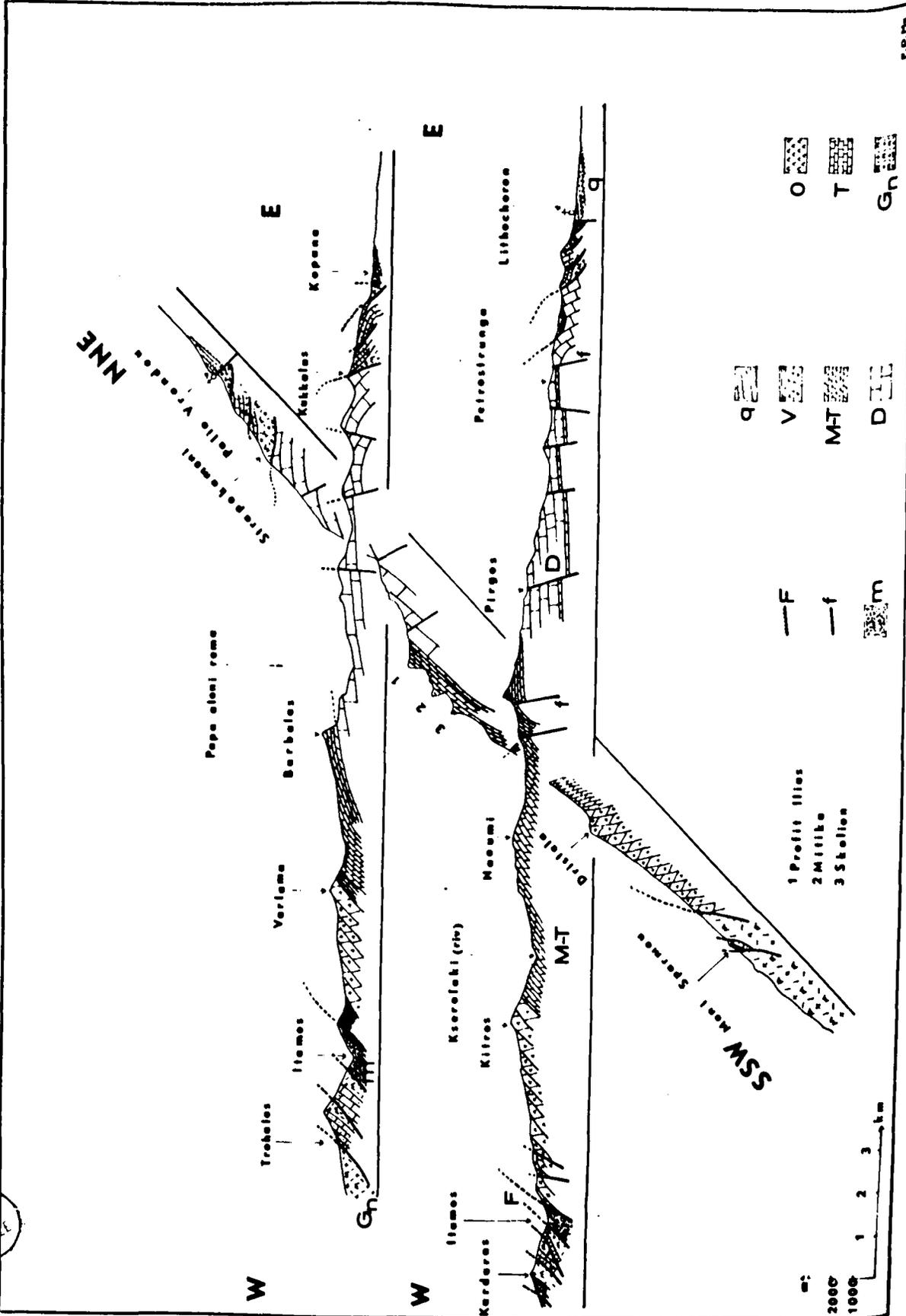
CONCLUSIONS RELATIVES A LA SERIE DE L'OLYMPE.

(fig. I8 et I9)

I) CARACTERES STRATIGRAPHIQUES ET AGE .

L'étude de la série de l'Olympe révèle donc l'existence d'un puissant ensemble de formations mésozoïques et tertiaires, constitué par 2.800 m de calcaires et de dolomies surmontés par un Flysch schisto-gréseux. Elle débute par la " formation d'A. Diounissiou" caractérisée par des calcaires d'origine organique. Dans quelques termes, la présence de fossiles d'âge norien prouve que le Trias est effectivement représenté et constitue la base de la série. Cette formation se poursuit par des dolomies dans lesquelles la recristallisation et la dolomitisation très intenses ne permettent pas des déterminations spécifiques d'organismes bien conservés et caractéristiques.

RUS
LIFE



0
T
Gn

q
V
MT
D

-F
-f
m

1 Profil Irtas
2 Mitika
3 Skellon

m:
2000
1000

1 2 3 km

Fig. 18 . Trois coupes dans l'Olympe calcaire.

Ces trois coupes montrent la succession des différentes formations de l'Olympe, et l'allure très tranquille du massif, plissé en anticlinal dissymétrique; enfin à l'Ouest, au Sud et au Nord, le recouvrement par les formations cristallines à affinités pélagoniennes.

Légende. O : ophiolites serpentinisées; T: marbres azoïques, probablement triasico-jurassiques;
 Gn: roches cristallophylliennes (gneiss ocellés, micaschistes);
 q: quaternaire;
 D: formation d'A. Diounissiou; M-T: formation du Mitika et du Tigania;
 V: formation du Varlama et Flysch terminal;
 M: mylonites de la vallée de l'Itamos ;
 f: faille d'effondrement ;
 F: faille directionnelle.

En première approximation, les " formations du Mitika et du Tigania" (dans lesquelles j'ai découvert des micro-organismes secondaires (Globigerinidés, Verneuillinidés, Valvulinidés) pourraient être attribuées au Trias supérieur, au Jurassique et au Crétacé. Au-dessus de cet ensemble dolomitique " la formation du Varlama" termine la sédimentation calcaire par des calcaires d'origine organique et souvent des lumachelles à microfaune d'âge éocène, avant que n'intervienne l'invasion détritique dans la partie élevée de la série.

Dans la puissante succession de l'Olympe (calcaires + dolomies +Flysch) je n'ai jamais décelé ni lacunes, ni discordances. La série de l'Olympe est donc continue depuis le début du Secondaire jusqu'à l'Eocène. Je rappelle que la continuité de sédimentation au cours du Secondaire et du Tertiaire oppose les zones externes aux zones internes des Hellénides qui recèlent une discordance au Crétacé inférieur.

2) CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES ET ECOLOGIQUES.

Mis à part l'épisode terrigène terminal de type " Flysch, la série calcaire de l'Olympe, témoigne tout au long des temps secondaires de conditions sédimentologiques et biologiques remarquablement constantes.

A. Caractères sédimentologiques.

-Les calcaires. Tous les calcaires sont des faciès de plate-forme ou de haut-fond. On remarque (sauf dans le terme I2), l'absence de calcaires marneux ou argileux, silicieux ou glauconieux, phosphatés ou ferrugineux.

-Les calcaires dolomitiques et les dolomies calcareuses sont très fréquents; les organismes et les concrétions (oolithiques par exemple) résistent beaucoup mieux à la dolomitisation que les parties cristallines et grenues. Ces calcaires dolomitiques sont toujours organogènes.

-Les dolomies s.l. s'échelonnent dans toute la série depuis le Trias jusqu'à l'Eocène. Ce sont des dolomies grenues saccharoïdes et blanchâtres (exemple : terme 8 et 9) ou des dolomies noires en plaquettes (exemple: terme 3).

-Les brèches intraformationnelles. La plus caractéristique et la plus épaisse est celle qui constitue le terme 4. Il en existe également plusieurs dans la formation du Tigania (et plus précisément dans les termes I8 et I9), mais elles sont lenticulaires et beaucoup plus minces.

La brèche intraformationnelle d'A. Diounissiou (terme 4) est polygénique. Elle est constituée par des bancs anguleux des calcaires du terme 2 et des dolomies du terme 3 sous-jacent, cimentés par une dolomite blanche et pulvérulente.

Terme I₂. Le niveau roux et ferrugineux qui limite la formation d'A. Diounissiou de la formation du Mitika est un épisode intéressant dans la sédimentation calcaréo-dolomitique de l'Olympe: c'est le seul niveau calco-argileux de la série, il n'est jamais dolomitisé et pourrait être mis en relation avec un lessivage d'une région immergée voisine.

B. Caractères écologiques.

Tous les organismes (macrofaune, microfaune et microflore) contenus dans les calcaires et les dolomies de l'Olympe sont marins, et ont vécu apparemment dans des conditions néritiques, probablement sur un haut-fond situé à l'abri des apports terrigènes. Ce sont essentiellement certains Mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches), des Polypiers, des Algues et des Foraminifères à test agglutinant. Je n'ai jamais observé ni Brachiopodes(I) ni Céphalopodes, Echinodermes, Eponges ou Bryozoaires; de même ni Rudistes, ni Nérinées, Ostréïdés ou Pectinidés.

I. Sauf des traces douteuses à la base de la formation d'A. Diounissiou.

Il s'agit donc sans doute d'une province biologique très particulière, sorte d' "herbier" ou " prairies d'Algues" où pullulaient de petits animaux à forme lisse (rappelons les petits Gastéropodes spiralés) et des micro-organismes à test porcelané ou agglutinant. D'autre part la taille de ces organismes présente une nette tendance vers le nanisme, soit réel (nanisme s.s) soit apparent (juvénilité).

On peut également remarquer une certaine originalité de la faune et de la flore de l'Olympe. Les Algues diplopores, très abondantes, sont petites et malingres; quelques espèces (en cours d'étude) sont totalement inconnues en Grèce et même dans la plupart des régions de la province méditerranéenne. Elles s'apparenteraient au contraire à certaines espèces découvertes récemment au Siam (I). Certaines familles de Foraminifères benthiques, très largement représentées dans l'Olympe tout au long de la série mésozoïque, n'existent pas dans les séries homotaxes et " comparables" connues en Grèce. Au contraire, certaines grandes familles toujours présentes dans les séries sédimentaires externes et internes de la péninsule hellénique sont ici complètement absentes; (les Pfenderina, Xilianina, Orbitopsella, Orbitolina, etc ...).

En bref, les caractères sédimentologiques et écologiques

I. Communication verbale de M.M. Lemoine

conduisent à admettre que les calcaires et les dolomies de l'Olympe ont dû se sédimenter au cours des temps secondaires et au début du Tertiaire sur un haut-fond sous-marin dans des conditions appelées généralement épicontinentales, ce qui n'implique pas forcément l'appui sur un socle continental proche. Il semble au contraire que dans ce cas précis, ces conditions se sont réalisées probablement en pleine mer sur un haut-fond isolé à l'abri des apports terrigènes (I) (Arbenz 1919, Tercier 1939).

C. Le Flysch.

Quant au Flysch, qui termine la série de l'Olympe, il est marin, détritique, terrigène et rythmique; il repose en concordance sur les calcaires et est plissé avec eux.

Mais le passage des calcaires au Flysch ne se produit qu'au cours de l'Eocène. Or, un passage aussi tardif n'a été observé-jusqu'à présent- que dans les zones les plus externes des Hellénides (z. ionienne et du Gavrovo - Brunn J.H. 1956, p. 160; Aubouin J. 1958 , p. 740).

I. Que l'on pourrait nommer haut-fond pélagique ou mieux, dorsale pélagique.

3) CONCLUSION.

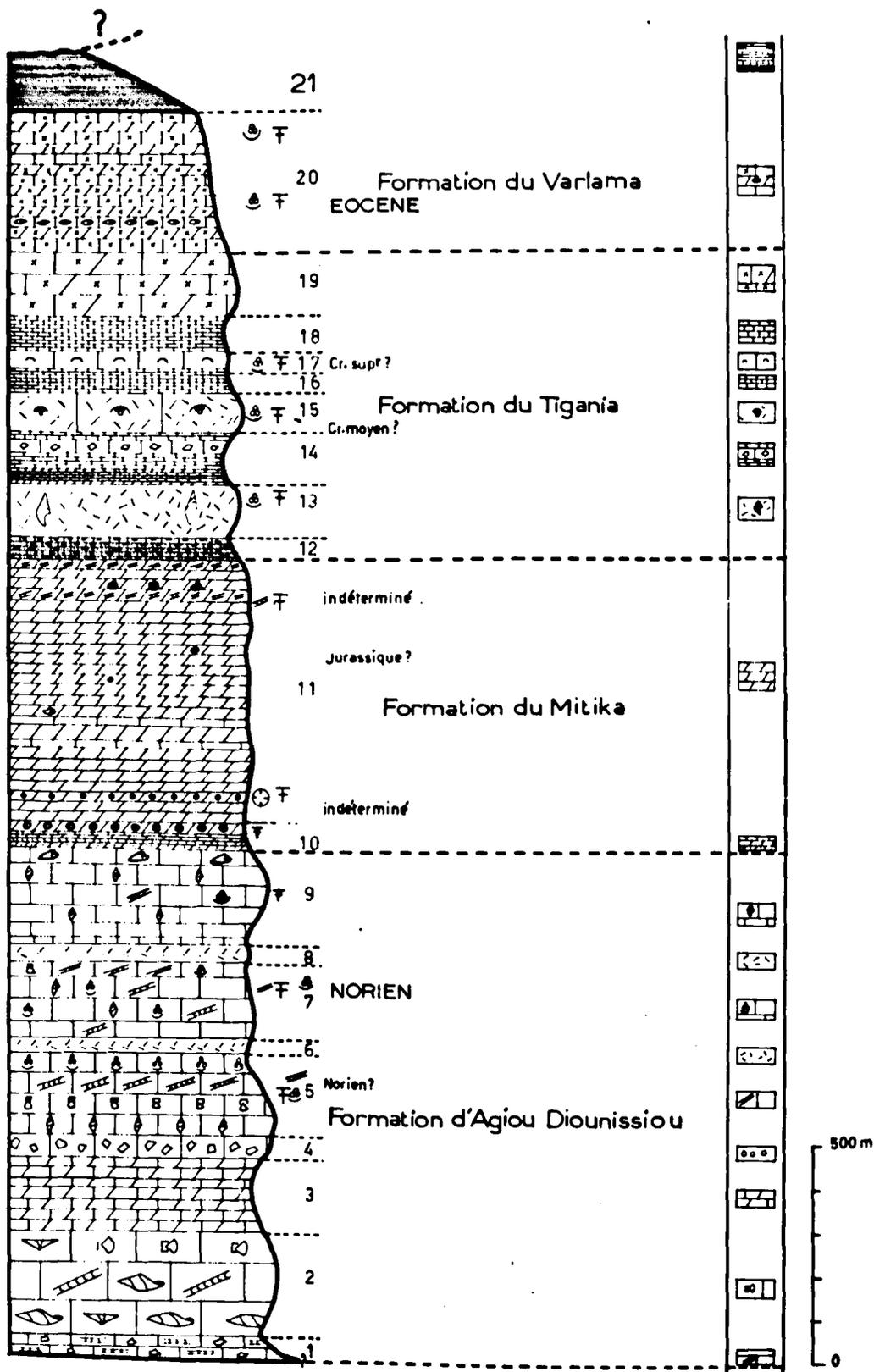
Nous trouvons donc ici un ensemble de caractères qui permettront de comparer la série de l'Olympe (chapitre 12) aux zones externes et internes des Hellénides; ils se résument à ceci:

-CONTINUITÉ DE SEDIMENTATION DU TRIAS A L'EOCENE ;

-ABSENCE DE DISCORDANCE AU CRETACE INFÉRIEUR ;

-SÉRIE DE HAUT-FOND ISOLÉ A L'ABRI DES APPORTS TERRIGÈNES.

Esquisse stratigraphique de l'Olympe.



BUS
LILLE

Fig. 19 . Esquisse stratigraphique de l'Olympe.

LES FLAMBOURON

&

LE BAS-OLYMPE

P R E M I E R E P A R T I E

STRATIGRAPHIE

(suite)

LES FLAMBOURON ET LE BAS OLYMPE

SOMMAIRE

Chapitre 6. VUE D'ENSEMBLE SUR LES FORMATIONS DES FLAMBOURON ET DU BAS OLYMPE .	129
1) INTRODUCTION.	129
2) COUPE SN DEPUIS LIVADI JUSQU'A LA VALLEE DE L'HALIAKMON .	134
Itinéraire .	
Profil géologique .	
Conclusions .	
3) COUPE SW-NE ENTRE POLYMILON ET AGHIOS GIORGIANNI .	141
Itinéraire .	
Profil géologique .	
4) RESUME ET CONCLUSIONS .	145
Chapitre 7. LES GRANITES, LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI ET LES ROCHES ANNEXES, LA DISCORDANCE DE DHASKION .	148

1) LES GRANITES .	I48
2) LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI.	I51
3) LES ROCHES VERTES INTERSTRATIFIEES .	I54
4) LA DISCORDANCE DE DHASKION .	I60
Chapitre 8. LES FORMATIONS ALBITIQUES DES HAUTES PIERIA .	I67
1) LES GNEISS ALBITIQUES .	I68
2) LES MICASCHISTES ALBITIQUES ET LES MICA- SCHISTES .	I69
3) LES RAPPORTS ENTRE LES FORMATIONS ALBITIQUES ET LES GNEISS OEILLES ET RUBA NES DE LIVADI .	I69
4) LES RAPPORTS ENTRE LES FORMATIONS ET LES CALCAIRES DES FLAMBOURON D'AGE TRIASIQUE PRESUME .	I70
5) CONCLUSIONS .	I74
Chapitre 9. LES FORMATIONS SECONDAIRES DATEES .	
1) HISTORIQUE .	I76
2) LES CALCAIRES DES FLAMBOURON ET LES SCHISTES INTERCALES .	I79
a) Les calcaires de Maradouka .	
b) Les marbres et les schistes interca- lés de la rive gauche de l'Haliakmon	
c) Les marbres et les schistes intercalés sous-jacents aux ophiolites dans le bas-Olympe.	

3) LES OPHIOLITES, LE CRETACE SUPERIEUR ET LE FLYSCH .	186
a) Les ophiolites .	
b) Le Crétacé supérieur et le Flysch.	
4) CONCLUSIONS .	192
 Chapitre 10. LES FLAMBOURON ET LE BAS-OLYMPE DANS LE CADRE DE LA ZONE PELAGONIENNE .	 195
1) LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES .	195
2) LA SERIE CRETACEE .	197
3) LA DISCORDANCE DE DHASKION ET LA CONTINUITE DE LA SEDIMENTATION JUSQU'AUX OPHIOLITES JURASSIQUES .	197

C H A P I T R E 6

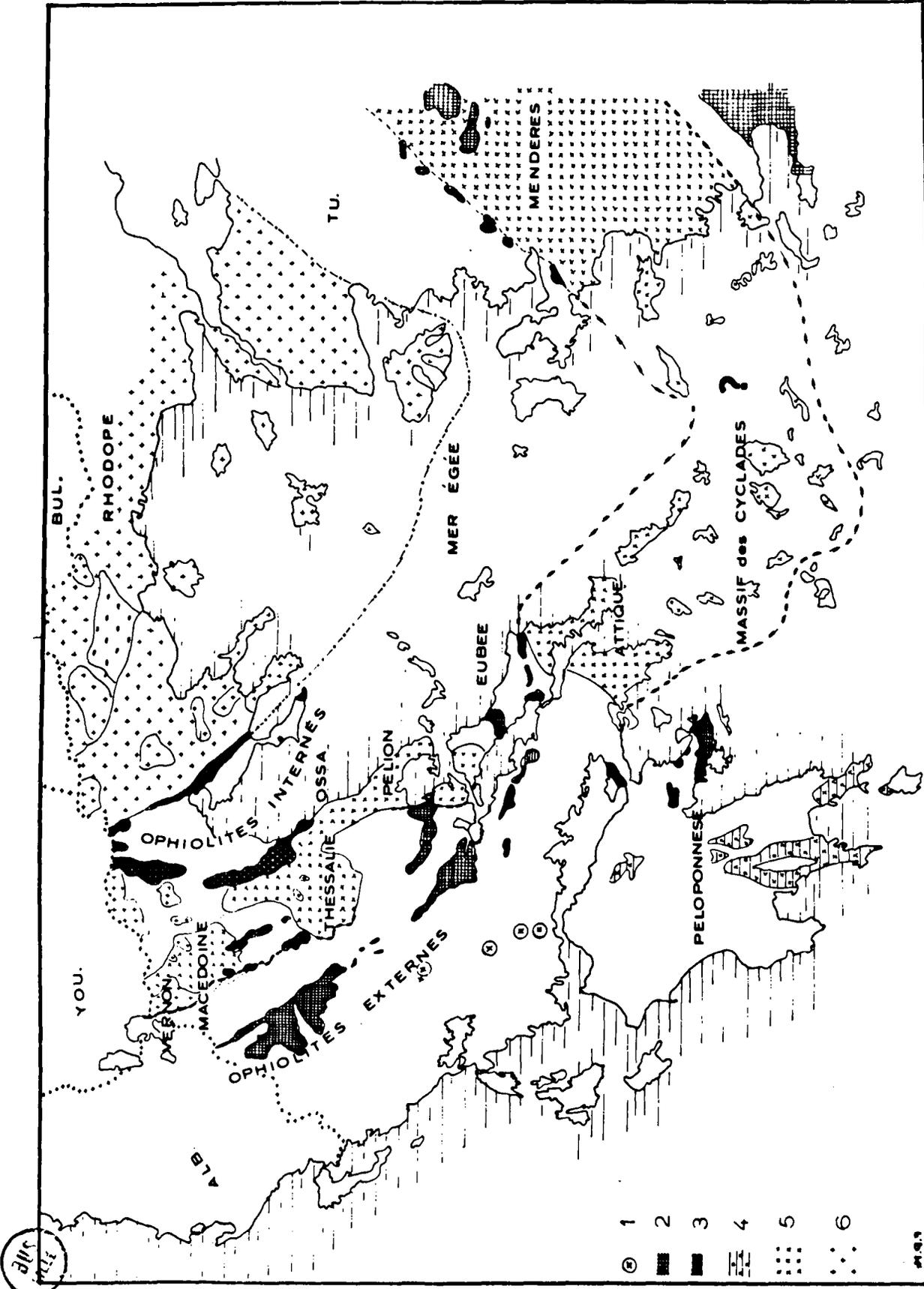
VUE D'ENSEMBLE SUR LES FORMATIONS DES FLAMBOURON

ET DU BAS- OLYMPE

I) INTRODUCTION.

Ce chapitre et ceux qui vont suivre (chapitres 7 à 10) ont trait à un ensemble de terrains totalement différents de ceux de l'Olympe qui ont été décrits dans les chapitres précédents (I à 5).

Ces terrains constituent tout le vaste pays montagneux qui entoure l'Olympe au Nord, à l'Ouest et au Sud ; ils se poursuivent dans le mont Ossa au delà du Pénée, dans le Vermion au delà de l'Haliakmon, tandis qu'au Sud et au S-W , ils atteignent la plaine de Thessalie et à l'Ouest, les collines oligocènes de Kalabaka . Par leur extension, ces terrains correspondent à la zone pélagonienne (fig. 20) qui est constituée -comme on le sait- d'un soubassement cristallin et cristallophyllien (le massif pélagonien de F. Kossmat) et de sa couverture. Ils comprennent effectivement dans la région où nous allons les étudier -le bas-Olympe et les Flambouron- des formations cristallines et cristallophylliennes (dont les affleurements sont très étendus), et quelques lambeaux d'une couverture sédimentaire, principalement calcaire, attribuée par analogie au Trias et au Jurassique.



- ①
- ②
- ③
- ④
- ⑤
- ⑥

2/10
 1954

Fig. 20. Les roches magmatiques, cristallines et
cristallophylliennes dans la Péninsule
hellénique.

- 1: pointements éruptifs dans la zone du Pinde;
- 2: épanchements ophiolitiques de la zone
subpélagonienne;
- 3: épanchements ophiolitiques de la zone du Vardar;
- 4: massifs cristallins externes(en Péloponnèse);
- 5: massifs cristallins internes.
 - Macédoine;
 - Thessalie;
 - Eubée;
 - Attique, Cyclades.
- 6: massif du Rhodope.

Par la suite d'un plongement général vers le NW , les terrains les plus récents, principalement crétacés, dont l'étude permettra de donner une image plus complète de l'histoire de cette région, devront être cherchés au delà de l'Haliakmon, dans l'extrémité sud-est des monts Vermion.

Les formations des Flambouron, du bas-Olympe et du SE du Vermion sont donc, pour une large part, de même âge que celles de l'Olympe. La succession stratigraphique et les faciès que nous allons y découvrir sont cependant totalement différents et il est tout à fait évident qu'il s'agit d'une toute autre zone isopique . Le contraste est d'ailleurs très marqué dans le paysage : d'une part le massif calcaire et dénudé de l'Olympe, d'autre part les croupes tourmentées, ravinées à l'infini des Flambouron, où les bois alternent avec les cultures et les pâturages et où pointent çà et là des arêtes de calcaire ou d'autres roches plus résistantes.

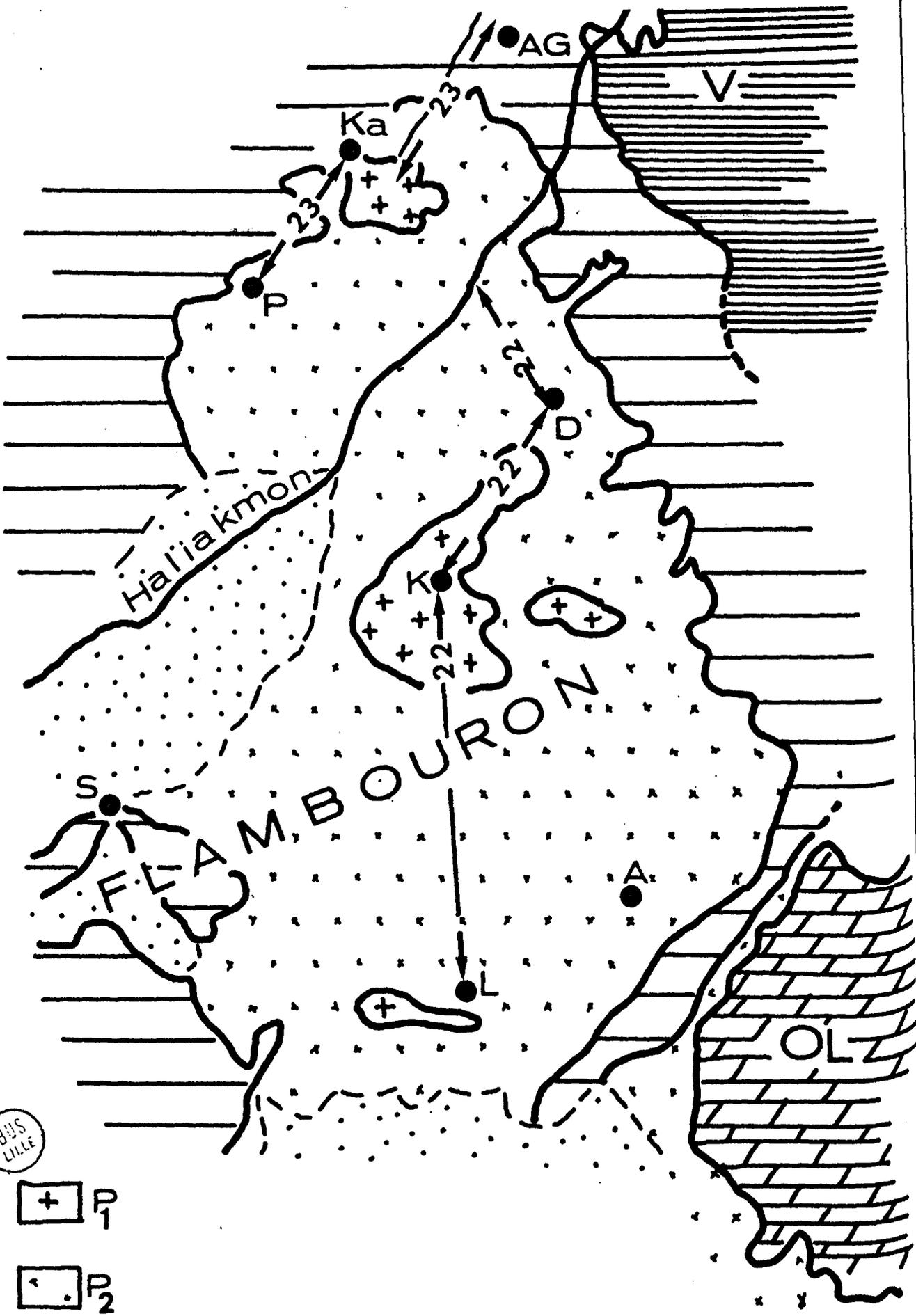
Du point de vue géographique, on peut distinguer 3 parties. D'une part, les pentes méridionales de l'Olympe que nous appellerons le bas-Olympe ; d'autre part , au Nord de la vallée de l'Itamos, un massif important, culminant à plus de 2.000 m , que nous appellerons les hautes Piéria ou Flambouron s.s.; enfin , limitée au SE par la profonde vallée de l'Haliakmon, l'extrémité SE des monts Vermion où les schistes cristallins sont régulièrement couronnés par leur couverture secondaire essentiellement calcaire.

Du point de vue géologique, ces trois régions sont en parfaite continuité et présentent une grande variété de roches. Nous allons tout d'abord ~~essayer d'y~~ discerner des ensembles lithologiques et de préciser leur ordre de succession en étudiant 2 coupes générales.

La première, S-N, mène de Livadi jusqu'à la vallée du bas-Haliakmon, par Fteri, Kataphighion et Dhaskion.

La seconde, de direction SW-NE, est entièrement située sur la rive gauche de l'Haliakmon. Elle permet de préciser les relations entre les schistes cristallins du soubassement et les roches de la couverture secondaire et d'atteindre les termes les plus élevés de cette couverture.

La disposition de ces deux coupes est indiquée dans la figure 2I.



BIS LILLE

+ P₁

• P₂

□ P₃

▨ V

▨ OL

••• Q

2 4 6 km

Fig. 2I. Position des deux coupes générales à travers
les Flambouron.

OL : Olympe ; V : zone du Vardar s.l.

A : Aghios Dimitrios ; Ag : Aghios Giorgianni ;

K : Kataphighion ; KA : Kastania ; L : Livadi ;

P : Polymilon ; S : Servia

P₁ : granites ; P₂ : roches cristallophylliennes ;

P₃ : couverture secondaire datée ou présumée .

V : sédiments de la zone du Vardar s.l. ;

OL : série de l'Olympe ; Q : formations discordantes
(Néogène et Quaternaire).

2) COUPE SN DEPUIS LIVADI JUSQU'A LA VALLEE DE L'HALIAKMON . (FIG 22),

Cette coupe longue de 23 km embrasse la totalité des Flambouron, du Sud (environ de Livadi) au Nord (lit de l'Haliakmon).

Itinéraire .

De Livadi , remonter vers le Nord jusqu'au couvent de Kastro Livadi ; puis à travers le Megali Livachia et le Kaïdouri (1563 m) marcher en direction du village abandonné de Fteri ; une seule maison encore habitée est transformée en laiterie. De cette habitation monter le Kiatrabouza jusqu'au Turla (2010 m) un des sommets les plus élevés des Flambouron ; on aperçoit alors au Nord le village de Kataphighion ; traverser le village, suivre la route qui conduit au Tsouca ; descendre vers Dhaskion, poursuivre la coupe au Nord jusqu'au lit de l'Haliakmon.

Profil géologique .

Dans le village de Livadi, bâti sur le flanc est d'un vaste cirque naturel affleurent des gneiss blanc-verdâtre et des schistes vert-sombre ; quelques complications de détails mises à part, les schistes cristallins plongent régulièrement vers le Nord et affleurent depuis le Goghoula jusqu'au Monastère de Kastro Livadi au Nord (fig.22. 2a). Sur une distance de 2 km environ, on observe des alternances bien litées de gneiss ocellés et rubanés que l'étude pétrographique révèle être des gneiss à microcline (I) , et de schistes à lentilles feldspathiques . On rencontre çà et là des septa de micaschistes à deux micas (surtout vers la base) ; de micaschiste à I mica (surtout au . . .

I. Voir seconde partie, Pétrographie etc ... Ch. 3 .

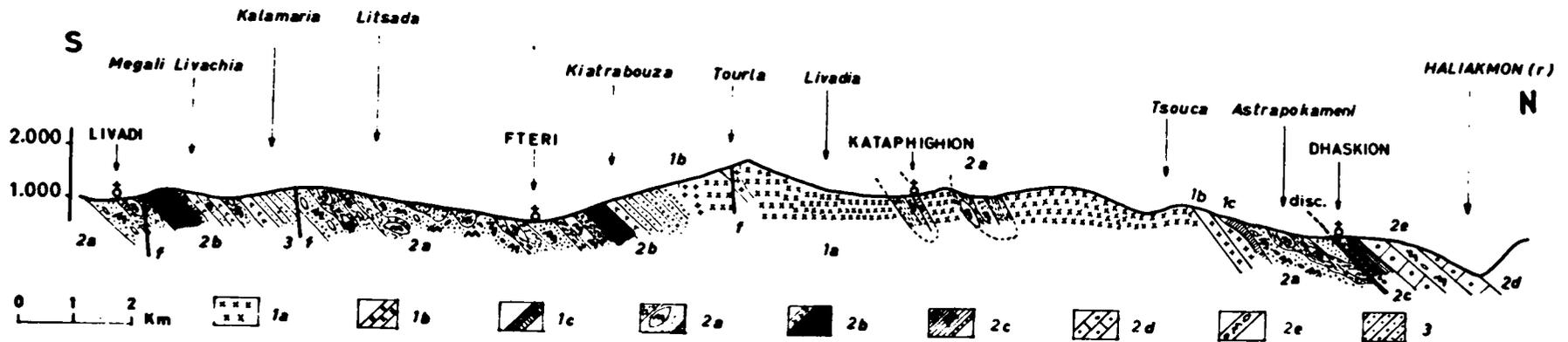


Fig. 22. Coupe SN de Livadi à l'Haliakmon.

- I: granites et roches associées ;
Ia) granite des Flambouron;
Ib) granite orienté de Kataphighion;
Ic) amphibolites;
- 2: gneiss ocellés et roches annexes;
2a) gneiss ocellés et rubanés de Livadi;
2b) roches vertes anciennes;
2c) gneiss conglomératiques et micaschistes de la série de Dhaskion;
2d) marbres blancs de la série de Dhaskion;
2e) gneiss ocellés de la série de Dhaskion;
- 3: formations albitiques des hautes Piéria;
- f: faille;
- disc : discordance de Dhaskion.

sommet) ; d'amphiboloschistes et de gneiss (yeux arrondis et rectangulaires) que l'étude pétrographique (révèle être des gneiss albitiques. La taille des septa va du décimètre au kilomètre.

Je donne à cet ensemble, dont la puissance varie entre 800 et 1500 m le nom de :

GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI (fig. 22 , 2 a).

Au sommet de Kastro Livadi, on observe des serpentines souvent altérées , des pyroxénites, des péridotites, des amphibolites et des diorites. Elles affleurent dans tout le massif des Flambouron en larges bandes - de direction E-W- interstratifiées dans les gneiss ocellés de Livadi . (fig. 22 , 2 b).

Près de Kalamaria, les gneiss ocellés passent progressivement et très lentement à des schistes micacés , pulvérulents et blanchâtres, scintillants au soleil. Ce sont des schistes fins à mica blanc . On ne peut plus distinguer sur le terrain d'amas feldspathiques; la roche présente au contraire, l'aspect typique de micaschistes. En réalité, l'étude pétrographique montre qu'il s'agit de micaschistes albitiques dont la proportion d'albite est telle qu'ils méritent parfois le nom de gneiss albitiques.

Je donne à cet ensemble le nom de :

FORMATIONS ALBITIQUES DES HAUTES PIERIA.

I. Voir seconde partie, Pétrographie des roches constitutives des Flambouron et du bas-Olympe , ch. 2.

Ces gneiss et micaschistes albitiques constituent en partie les collines de l'Itrion, entre les villages de Kastania à l'Ouest et de Livadi à l'Est ; ils ceignent le massif calcaire de Maradouka (à l'Est de la ville de Servia) et affleurent largement entre Dhaskion et Retini sur la bordure orientale des hautes Piéria (fig. 22, 3). Une faille située entre le Kalamaria et le Litsada interrompt la série; après cet accident , nous sommes de nouveau en présence depuis le Kalamaria jusqu'au Kiatrabouza de la succession précédemment décrite:

- gneiss de Livadi et roches intercalées (fig. 22 , 2a et 2 b) ;
- formations albitiques des hautes Piéria (fig. 22 , 3) .

La direction des diverses bandes est constante , E-W, le pendage régulier vers le Nord (de 30° à 60°).

Un accident tectonique (f) jalonne le sommet du Tourla.

Il met en contact les formations albitiques des hautes Piéria (3) à pendage 30° Nord et au-dessus d'elles (en position anormale) des gneiss à schistosité fruste (à biotite et épidote) qui représentent le flanc inverse redressé d'un petit anticlinal déversé vers le Sud. Ces gneiss qui ont une composition minéralogique voisine des gneiss de Livadi, passent au fur et à mesure que l'on descend dans la série, à un granite stratoïde.

C'est cette formation d'épaisseur très variable qui est nommée :

GRANITE ORIENTE DE KATAPHIGHION (fig. 22 , Ib)

Le granite gneissique de Kataphighion surmonte une masse importante de granite non orienté qui affleure d'abord en un petit anticlinal légèrement déversé vers le Sud, puis en un vaste dôme qui s'étend depuis Tourla au Sud jusqu'au Tsouka au Nord.

Je donne au granite non orienté le nom de :

GRANITE DES FLAMBOURON (fig. 22 , Ia).

Ce granite affleure toujours en anticlinal et constitue (semble-t-il) le soubassement des roches cristallines sus-jacentes. Dans la masse granitique, il est fréquent de rencontrer des septa de granites orientés, de gneiss ocellés, de gneiss albitiques, d'amphibolites et même de skarns.

Après le Tsouka, sur le flanc nord du dôme granitique, on retrouve jusqu'au village de Dhaskion les formations décrites précédemment.

A Dhaskion, les gneiss ocellés sont surmontés en discordance angulaire, sans apparence de faille, par une série nouvelle que j'appelle :

LA SERIE DE DHASKION .

Cette série discordante comprend des bancs gneissiques dans lesquels on peut reconnaître (malgré le métamorphisme) les vestiges d'un conglomérat; viennent ensuite des alternances de schistes amphibolitiques et d'amphibolites interstratifiées en bancs peu épais (de 50 cm à 1 m de puissance) (fig. 22, 2 c), de gneiss ocellés (fig. 22 , 2 e) et de calcaires, en particulier deux niveaux de marbres (fig. 22 , 2 d) qui sont d'excellents repères.

Une telle succession invite à considérer la " Série de Dhaskion " comme représentant une série transgressive .

La discordance s'observe également près de Sarandaporou (SW des Flambouron) et près de la colline de Pourlio (rive gauche de l'Haliakmon, entre Kastania et Lefkopetra).

On ne peut assigner aucune date à cette discordance qui est faible (5 à 10° maximum); mais il est important de souligner immédiatement que les terrains sous et sur la discordance, sont affectés par un même métamorphisme, de même intensité. Dès lors on peut admettre que la discordance est antérieure au métamorphisme.

Conclusions.

La coupe (fig. 22) de Livadi à l'Haliakmon permet donc de mettre en évidence les ensembles suivants de bas en haut .

Le granite des Flambouron . Il affleure toujours en anticlinal.

Le granite orienté de Kataphighion. Il enveloppe le granite non orienté et passe lentement (au fur et à mesure que l'on monte dans la série) aux gneiss sus-jacents.

Les gneiss ocellés et rubanés de Livadi et les roches annexes. Ce sont des gneiss proprement dits, à microcline, caractérisés par des alternances de schistes sombres à amygdales feldspathiques et de gneiss ocellés ou rubanés . Dans les niveaux schisteux, inclus en septa, on peut distinguer des micaschistes à deux micas (à la base) , des micaschistes à I mica au sommet, des amphiboloschistes. Il existe également dans les gneiss ocellés des niveaux interstratifiés de roches vertes anciennes(serpentines, péridotites etc ...). Enfin, une discordance faible mais visible , peut être observée à Dhaskion à l'intérieur des gneiss ocellés et rubanés de Livadi.

Les formations albitiques des hautes Piéria. Ce sont des micaschistes albitiques et des gneiss albitiques qui surmontent en concordance les gneiss ocellés et rubanés de Livadi.

La coupe suivante va nous permettre de retrouver les différentes formations décrites et de compléter la série vers le haut.

3) COUPE SW-NE ENTRE POLYMILON ET AGHIOS GIORGIANNI (fig. 23).

Itinéraire.

Coupe SW-NE sur la rive gauche de l'Haliakmon entre Polymilon au Sud et Aghios Giorgianni au Nord. Il suffit tout d'abord de suivre l'axe routier Kosani-Verria, de Polymilon à Kastania ; puis laissant la route sur la gauche, de joindre A. Giorgianni par le Pouriio, le Melios et le Profit Ilias (qui se trouvent sur la rive droite du Tripotanos).

Profil géologique.

La coupe longue de 10 km environ montre en position anticlinale les granites des Flambouron et de Kataphighion (indifférenciés) qui affleurent au voisinage de Kastania (fig. 23 , 1). Les granites sont surmontés en concordance par les gneiss ocellés et rubanés de Livadi (fig. 23 , 2) qui passent vers le haut aux formations albitiques des hautes Piéria (fig. 23 , 3). Dans cette coupe, on n'observe pas la discordance de Dhaskion; une série de petites failles d'effondrement remontent en effet les panneaux orientaux par rapport au panneau occidental (au N-E de Kastania). Mais cette discordance apparaît à la colline de Pouriio, entre Kastania et Lefkopetra et sera étudiée dans le chapitre suivant .

Dans les formations albitiques des hautes Piéria de cette coupe, on peut distinguer:

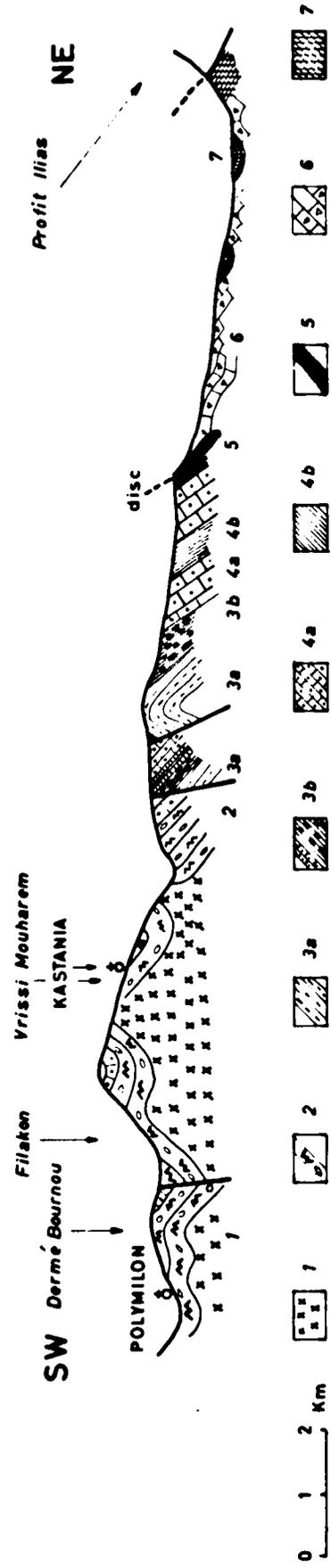


Fig. 23. Coupe de Polymilon à A. Giorgianni.

- 1: granite des Flambouron et granite de Kataphighion;
 - 2: gneiss ocellés et rubanés de Livadi ;
 - 3: formations albitiques des hautes Piéria;
 - 3a) schistes micacés et épidotitiques;
 - 3b) amphiboloschistes, schistes et calcschistes;
 - 4: calcaires des Flambouron et schistes intercalés;
 - 4a) calcaires;
 - 4b) schistes;
 - 5: ophiolites;
 - 6: calcaires crétacés;
 - 7: Flysch;
- disc: discordance éocrétacée.

à la base (fig. 23 , 3a), des schistes micacés et épidotiques, en petits bancs apparemment non feldspathiques ;

au sommet (fig. 23, 3b), des alternances d'amphiboloschistes, de schistes et de calcschistes (schistes à grenats, à amphiboles sodiques, etc ...).

Les calcschistes dominant et on observe sur une épaisseur très variable (de 20 à 100 m) un passage lent et graduel à une sédimentation calcaire. Les niveaux 3a et 3b ont dans cette coupe une puissance voisine de 500 m.

Les calcaires des Flambouron et les schistes intercalés (fig. 23, 4a et 4 b).

Le passage de la sédimentation argileuse à la sédimentation calcaire est progressif ; dans toute la région des Flambouron, je n'ai jamais observé ni discordance, ni lacune, ni même disharmonie entre les deux ensembles superposés. La série calcaire, épaisse de 800 à 1.000 m est constituée essentiellement par des calcaires très cristallins généralement blancs et saccharoïdes , parfois noirs ou rosés (4a). On observe quelques passées schisteuses d'épaisseur variable de (10 à 50 m) dont une (la plus caractéristique se situe au sommet de la formation, sous les ophiolites (4 b).

Les calcaires n'ont jamais fourni de traces d'organismes, mais leur position est analogue à celle qu'occupent les calcaires triasiques des monts Askion dans lesquels J.H.Brunn (1956) a découvert des Diplopores du genre Teutloporella Pia , et un peu plus au Sud des Polypiers jurassiques.

Aussi peut-on attribuer aux calcaires des Flambouron (qui surmontent les schistes cristallins) un âge identique, c'est-à-dire triasico-jurassique.

Les ophiolites jurassiques (fig. 23,5).

Sur la passée schisteuse qui couronne les calcaires des Flambouron reposent des serpentines d'épaisseur réduite (quelques mètres).

Ces ophiolites ont certainement subi une érosion avant le Crétacé.

Il n'en reste parfois que des conglomérats à éléments ophiolitiques cimentés par des grès de même nature.

Par leur position au sommet des calcaires, ces ophiolites diffèrent totalement des ophiolites anciennes, précisément mentionnées plus haut, lesquelles étaient interstratifiées dans les schistes cristallins. Elles sont identiques au contraire à celles que l'on trouve en masses souvent importantes au sommet des calcaires jurassiques dans le reste de la zone pélagonienne et en de nombreux points de la Péninsule hellénique. Ces ophiolites ont été datées du Jurassique supérieur par de nombreux auteurs : J.H.Brunn (1956) , G. Marinos (1957), J.Aubouin etc.

Dans le cas des ophiolites de cette coupe, il n'y a aucune raison de m'écarter de cet âge, bien que ce soit ici leur seule position normale au sommet des calcaires présumés triasiques qui date les ophiolites (dans la mesure où l'on peut assigner un âge aux calcaires sous-jacents).

Les calcaires crétacés et le Flysch (fig. 23, 6 et 7).

Au-dessus des serpentines, on observe une série transgressive et discordante, d'abord calcaire puis passant vers le haut à un Flysch plutôt schisteux.

Les calcaires(6) affleurent largement entre les villages de Lefkopetra et d'Aghios Giorgianni ; ce sont des calcaires néritiques dont la faune abondante mais recristallisée (Polypiers, Rudistes, Foraminifères) indique un âge crétacé moyen et supérieur (épaisseur 400 m environ). Le Flysch (7) surmonte normalement les calcaires crétacés; il affleure à l'Est du village d'A. Giorgianni (rive gauche de l'Halakmon) et constitue en partie les collines du Ketros. Il est caractérisé par des schistes gréseux rouges et des grès grossiers, dont l'âge débute dans le Maestrichtien et pourrait s'étendre jusqu'au Paléocène, ce qui n'est pas prouvé.

4) RESUME ET CONCLUSIONS.

En résumé, laissant de côté les formations néogènes et quaternaires

on peut distinguer dans les Flambouron, les grands ensembles géologiques suivants, de haut en bas .

A) LES FORMATIONS D'AGE MESOZOIQUE CERTAIN OU PRESUME.

6-7 . Les calcaires crétacés et le Flysch, absents dans les Flambouron proprement dits mais présents sur la rive gauche de l'Haliakmon dans la partie sud du Vermion. Il s'agit d'une série calcaire transgressive (discordante sur les ophiolites) surmontée par un Flysch maestrichtien.

5 . Les ophiolites jurassiques, d'épaisseur réduite très variable.

4 . Les calcaires des Flambouron et les schistes intercalés d'âge présumé triasico-jurassique; calcaires recristallisés à passées schisteuses reposant en concordance sur les schistes cristallins. Ces formations seront étudiées dans le chapitre 9 ; quant à l'étude pétrographique, elle sera abordée dans la seconde partie, Pétrographie des roches constitutives des Flambouron et du bas-Olympe au chapitre I (II, I).

B) LES FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES NON DATEES.

3 . Les formations albitiques des hautes Piéria; gneiss, micaschistes amphibolites, calcschistes et calcaires surmontés en concordance par

les calcaires des Flambouron . Cette formation est analysée du point de vue stratigraphique dans le chapitre 8. et du point de vue pétrographique dans le chapitre 2 de la seconde partie (II ,2).

2 . Les gneiss ocellés et rubanés de Livadi et les roches annexes ;

cet ensemble consiste en une alternance de gneiss ocellés et de schistes à amygdales feldspathiques et des serpentines anciennes interstratifiées. Le passage entre les gneiss de Livadi et les formations sous-jacentes et sus-jacentes est généralement lent et progressif; mais à l'intérieur des gneiss ocellés de Livadi, une discordance faible a pu être décelée: la discordance de Dhaskion.

1 . Les granites sont de deux types : le granite orienté de Kataphighion et le granite des Flambouron. Ils affleurent en position anticlinale et sont surmontés par les gneiss ocellés . Ils semblent représenter les termes les plus profonds des formations cristallines. Ces formations seront étudiées dans le chapitre 7 (stratigraphie) et dans le chapitre 3 de la seconde partie consacrée à la pétrographie.

C H A P I T R E 7

LES FLAMBOURON ET LE BAS OLYMPE (suite)

LES GRANITES, LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI ET LES

ROCHES ANNEXES

LA DISCORDANCE DE DHASKION

(Extension et nature des différents faciès, leurs rapports mutuels)

I) LES GRANITES.

Dans la description des deux coupes générales à travers les Flambouron, nous avons vu que les gneiss oeuillés et rubanés de Livadi surmontent toujours, là où elles sont visibles à l'affleurement, des roches granitiques.

Les granites se présentent toujours en dômes ou en coupoles anticlinales et semblent représenter les termes les plus profonds du complexe cristallin.

Les coupoles granitiques sont dans les Flambouron (I):

- 1) le massif de Kastania, sur la rive gauche de l'Haliakmon ;
- 2) le massif de Scouliari-Polifiton à l'Est de l'Haliakmon;
- 3) le massif du Flambouro s.s.

I. Dans le bas-Olympe, les affleurements granitiques sont très sporadiques et leur étude complexe. Ils consistent en lames chevauchantes et broyées au contact avec la série mésozoïque de l'Olympe (voir chapitre consacré à la tectonique, p. fig.).

Un premier affleurement est bien visible au Sud de Livadi entre le village et le hameau de Katichta. Il constitue une bande anticlinale étroite (300 à 400 m) de direction E-W entre le Virha à l'Ouest et le Goghoula à l'Est. Au Nord de la ligne Moschochori-Skotina, les aires d'affleurements des granites sont plus étendues. Entre Paliogratsanon à l'Ouest et le sommet des Flambouron (2.194 m), le Tsougarakki et le Tourla sont constitués par les granites stratifiés et les granites francs .

A partir d'une ligne E-W qui passe par Velvendos-Kataphighion-Retini les aires d'affleurements sont encore plus vastes. Tous les environs de Scouliari à l'Ouest, d'Aghios Georgios près de Kataphighion, et surtout les hauts sommets à l'Est de ce village (Drossos, Arvanista, Lazina, Thoma Bakhi , Astrapokameni , Koumeni) sont constitués par des granites. Sur la rive gauche de l'Haliakmon, le Vrissi Mouharem, le Vrissi Pappa , une partie du Khadovas jusqu'au village de Kastania le sont également .

En descendant dans la série, depuis les gneiss ocellés et rubanés de Livadi jusqu'au granite des Flambouron, on observe d'abord des gneiss ocellés, à schistosité fruste, à microcline, à mica noir et épidote qui passent à un granite stratifié . La limite entre les gneiss et le granite stratoïde n'est jamais nette. Progressivement, sans que l'on puisse s'en apercevoir, les gneiss ocellés deviennent nébuleux, les niveaux schistifiés disparaissent ; les limites entre les " bancs",

toujours renforcées par des lisérés blancs constitués par un matériel quartzofeldspathique, s'estompent. On passe (sur 100 à 150 m à un granite nébuleux dans lequel l'on peut à peine distinguer quelques traces foliées. Dans la vallée de la rivière " Scouliari-Potamos", sur le sentier qui conduit de Kataphighion au village de Scouliari, le granite stratifié se présente en grandes dalles alternant avec des gneiss rubanés aux rubans tantôt parallèles à la schistosité, tantôt obliques.

Le contact entre le granite orienté de Kataphighion et le granite des Flambouron est lui aussi très flou ; la transition se fait graduellement sans que l'on puisse voir de limites nettes . Mais le granite gneissique surmonte toujours le granite non orienté , largement équi-granulaire, à mica noir et épidote.

Il est cependant remarquable d'observer à la limite des deux granites, des roches noires et denses qui contrastent avec les autres formations. Ce sont des amphibolites ceinturant d'une façon discontinue les aires anticlinales granitiques. Entre le Tourla et Kataphighion, cette auréole est bien visible. Au Volcanies par exemple, au Nord de Kataphighion, le granite des Flambouron affleure sur 300 à 400 m de longueur et sur 100 à 200 m de largeur ; il est ceinturé sur tout son pourtour par un granite orienté dans lequel on distingue encore une schistosité très vague ; à certains endroits, le contact granite orienté- granite franc est souligné par un liséré d'allure assez quelconque d'amphibolite.

Parfois les amphibolites n'existent que sur un seul flanc de l'anticlinal. C'est le cas du Koumeni , entre Kataphighion et Dhaekion .

Parfois enfin, les amphibolites sont incluses dans la masse du granite non orienté, mais toujours en bordure. C'est le cas de la route de Kataphighion à Velvendos, ou de la coupole de Kastania , sur la rive gauche de l'Haliakmon .

2) LES GNEISS OEILLÉS ET RUBANÉS DE LIVADI .

Les gneiss oeillés et rubanés surmontent normalement les granites.

L'auréole gneissique est donc continue autour des trois coupoles granitiques. Les gneiss affleurent largement dans les Flambouron et l'extrémité méridionale des monts Vermion mais également dans le bas-Olympe, où ils constituent les hauts sommets .

Les gneiss oeillés et rubanés présentent partout une communauté de faciès remarquable. Aussi, une seule coupe détaillée (près de Livadi) permettra-t-elle de définir avec plus de précision ces différents faciès.

Les faciès des gneiss oeillés et rubanés de Livadi (fig. 24).

A la sortie du village de Livadi(fig. 24) sur la route qui longe le flanc sud de Kastro-Livadi, une faille met en contact deux entités

nettement différenciées. A l'Ouest, des gneiss blancs pulvérulents bien lités et ocellés qui dessinent un petit synclinal et vers l'Est, des roches noires microfeuilletées en apparence qui plongent régulièrement vers le Nord, avec des pendages variant entre 30° et 60°. Entre ces deux formations, une brèche de faille est bien visible sur 50 m environ ; elle est constituée par un mélange chaotique de gneiss clairs et de schistes noirs. Cette faille de direction N-S, suit parfaitement la dépression qui passe entre l'Agios Trias à l'Est et le Goghoula au Sud. A l'Est, on observe une série alternante de roches noires et de roches claires peu plissées et à pendage constant vers le N-W qui montre une succession de faciès assez remarquable, à savoir de bas en haut :

- 1) des schistes blancs pulvérulents, à muscovite et séricite en bancs épais (1,50 à 2 m).
Quelques mètres, pendage 45° N , (fig. 24 ,1);
- 2) des schistes fissiles et sombres à muscovite et biotite alternant avec des amphiboloschistes verts (en lits de quelques dizaines de cm sur 3 à 4 m), (fig. 24,2);
- 3) des schistes verts à amygdales feldspathiques blanches.
Les amygdales peuvent s'hypertrophier et atteindre des dimensions de l'ordre du mètre (L : 1, Im I. : 0,80 m).
Elles sont fusiformes, étirées aux extrémités et constituées essentiellement par des minéraux blancs (quartz et feldspaths), (fig. 24, 3). Mais la forme des yeux peut être quelconque, comme le montrent les deux schémas de la figure 25 dessinée sur le terrain;
- 4) des alternances de schistes verts et noirs légèrement ponctués par des petits amas blanchâtres et fusiformes (fig. 24,4);
- 5) 50 à 60 m de schistes verts et d'amphiboloschistes alternant avec des gneiss très blancs en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur.

On distingue dans les gneiss des rubans parallèles à la stratification alternativement clairs et sombres. Les bandes claires sont constituées par du quartz et des feldspaths, les bandes plus sombres contiennent, en outre, du mica blanc, du mica noir et de très nombreux grains d'épidote, (fig. 24, 5). La figure 26 schématise ces alternances rubanées d'après un croquis pris sur le terrain.

On peut continuer la coupe jusqu'au Kastro-Livadi. Les successions observées sont toujours identiques à celles décrites précédemment. C'est ainsi que succèdent aux alternances de schistes verts et de gneiss très blancs (fig. 24, 5), des gneiss non rubanés où l'on peut distinguer une trame assez sombre (constituée par du quartz, du mica blanc et de l'épidote) ponctuée par des petits yeux clairs, allongés suivant la stratification. Les yeux constituent approximativement 20% de la roche et renferment soit du quartz, soit des feldspaths (yeux simples) soit l'association quartz-feldspaths (yeux complexes). Au-dessus, sur une distance de 300 m environ, affleurent des gneiss clairs à stratification plus fruste et des schistes noirs et verts entourant d'énormes lentilles feldspathiques. Une de ces amygdales est dessinée sur la figure 27 d'après un croquis pris sur le terrain.

Puis la stratification réapparaît. On observe alors sur une distance de 250 m un gneiss clair, en bancs bien lités, sans intercalations schisteuses. C'est un beau gneiss oeilé. Les yeux sont nombreux, équigranulaires, petits, rectangulaires ou arrondis, très rarement fusiformes. Ils sont généralement constitués soit par du

quartz soit par un feldspath (yeux simples).

Enfin et à nouveau, on observe des alternances de gneiss rubanés ou ocellés, des schistes verts à lentilles feldspathiques et ceci jusqu'à l'apparition des roches vertes anciennes interstratifiées qui constituent le sommet du Kastro-Livadi.

L'ensemble des gneiss ocellés et rubanés de Livadi se présente donc comme un épais complexe (de 800 à 1.000 m) de gneiss ocellés, de gneiss rubanés , de micaschistes ou d'amphiboloschistes à lentilles feldspathiques. Parfois certains bancs ne renferment pas (apparemment) de matériel feldspathique. Ce sont alors de véritables micaschistes à 1 ou 2 micas, en septa dans les gneiss ocellés et rubanés .

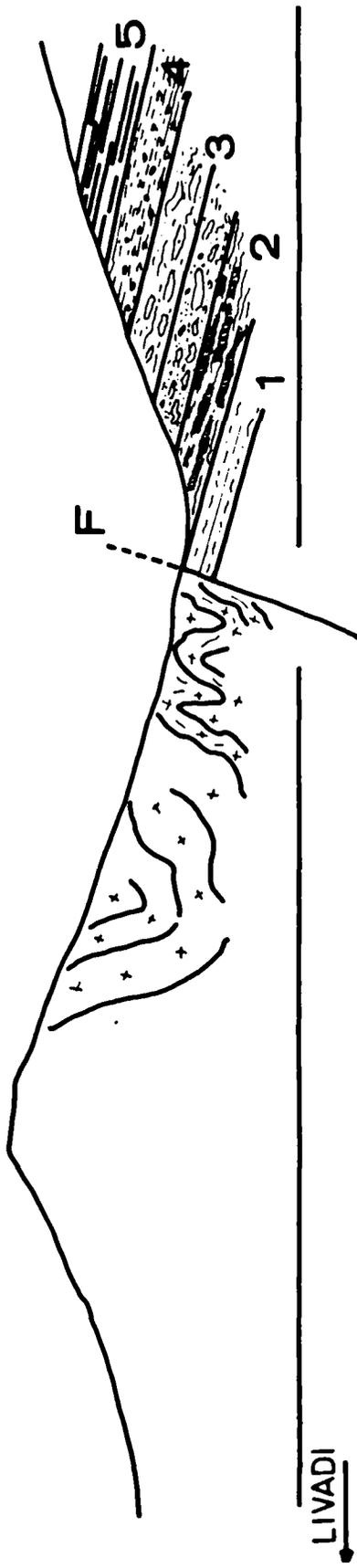
3) LES ROCHES VERTES INTERSTRATIFIEES.

Elles constituent dans les environs de Livadi de larges affleurements de direction E-W et sont, soit interstratifiées dans les gneiss ocellés à microcline, soit à la limite gneiss à microcline-gneiss à albite. Au Sud de Livadi, les roches vertes anciennes sont rares et semblent peu épaisses; leur étude est rendue difficile par la multitude de failles - en réseau - qui hachent tout ce secteur.

Au Nord de Livadi, elles constituent les hauts sommets de l'Itrion soit d'Ouest en Est : le Paliochori (au Nord du Moni Aghios Andoniou),

BIG
LITTLE

W

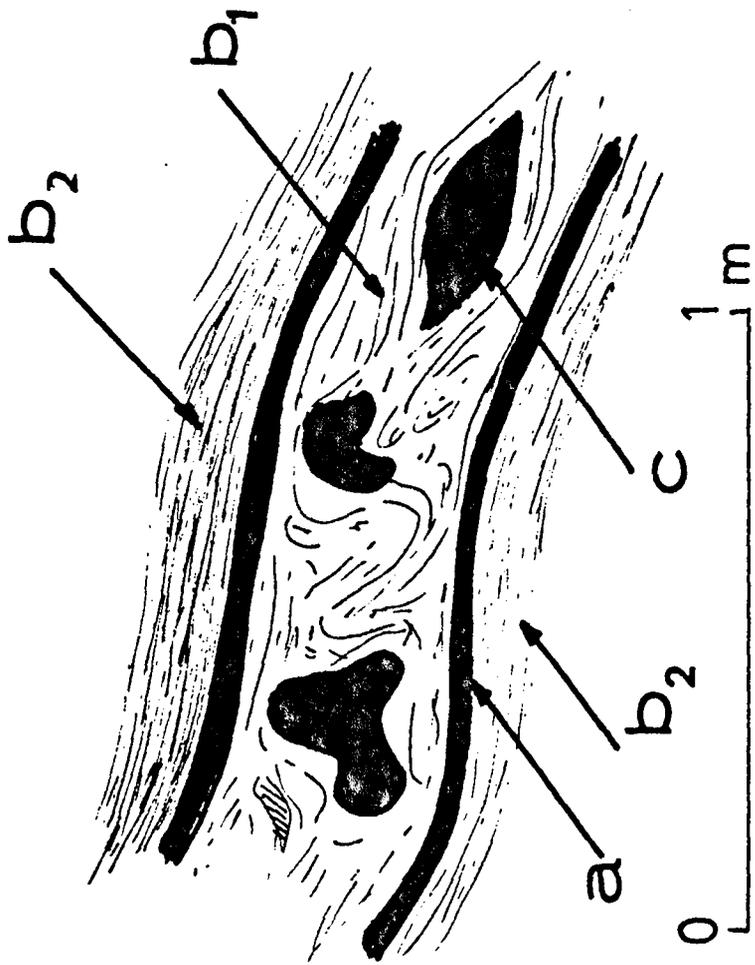


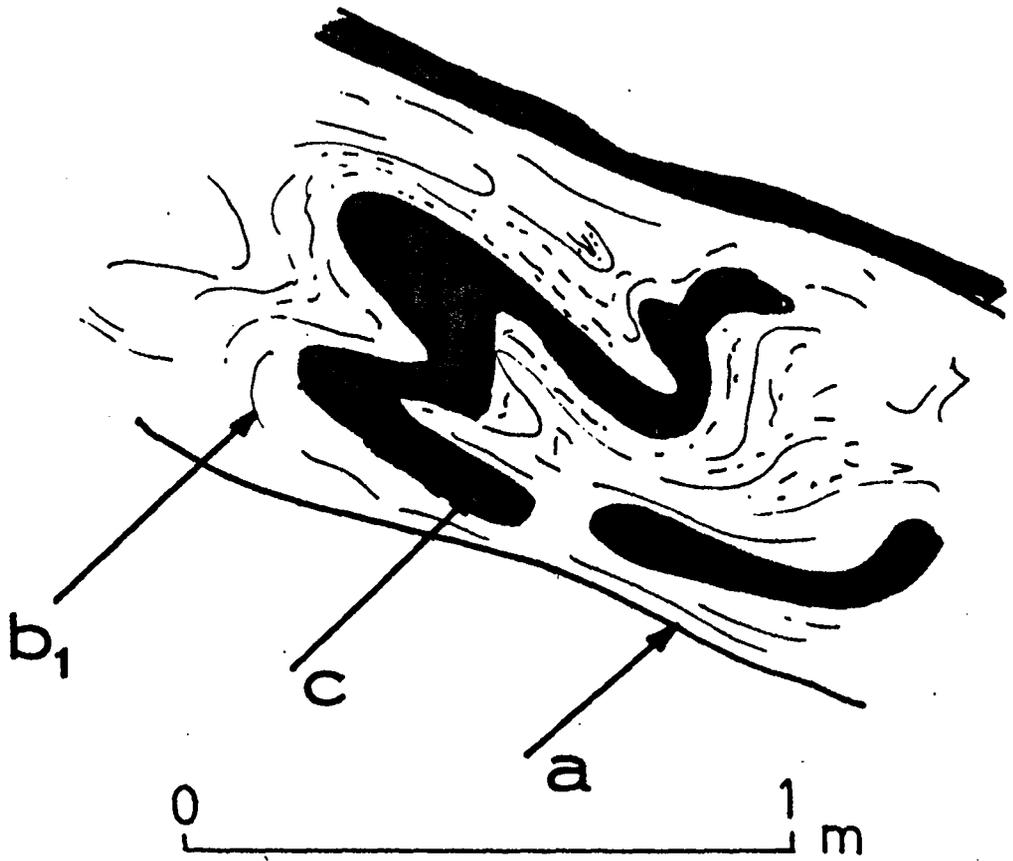
LIVADI

0 100 m

Fig. 24 . Coupe à la sortie du village de Livadi.

- 1: schistes pulvérulents blanchâtres ;
- 2: schistes fissiles sombres et amphiboloschistes;
- 3: schistes verts à amygdales feldspathiques
blanches ;
- 4: alternances de schistes verts et noirs ;
- 5: alternances de schistes, d'amphiboloschistes et
de gneiss blancs .

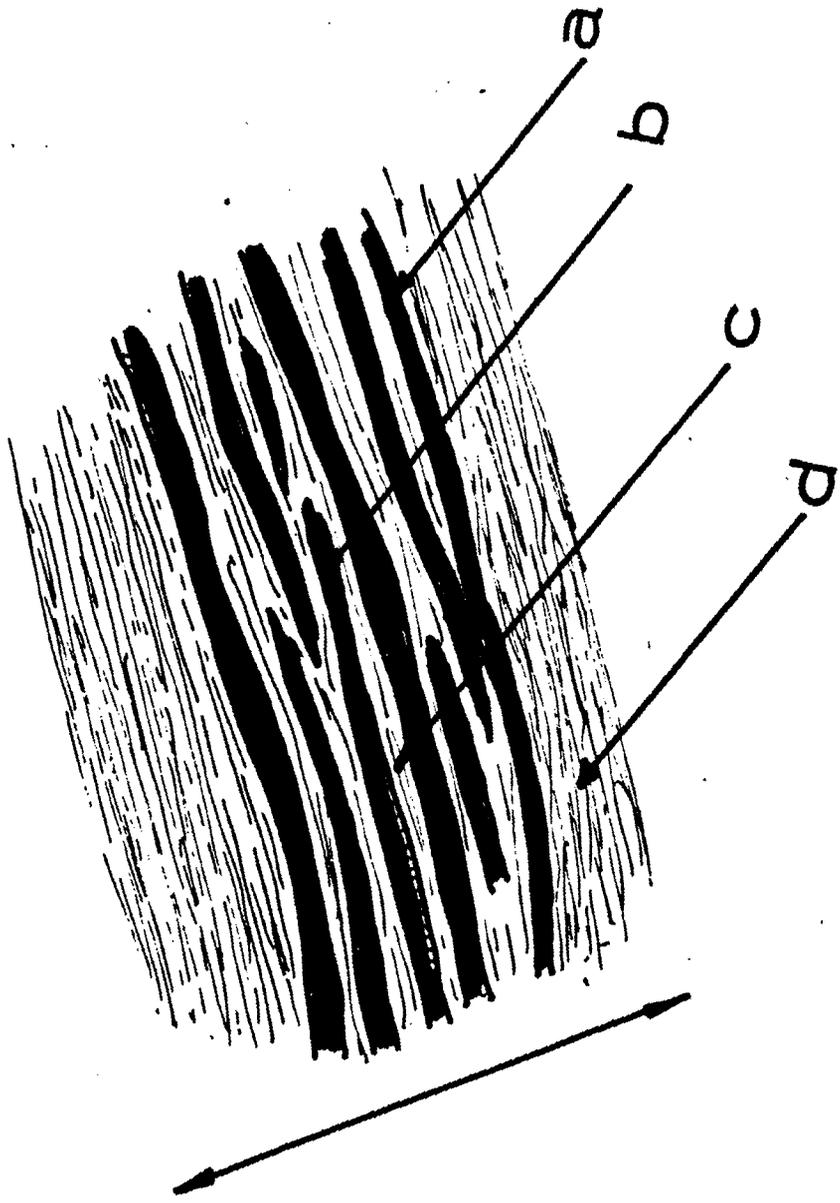




3777
578
LITTE

Fig. 25 . Croquis pris sur le terrain, schématisant
la forme des yeux feldspathiques (terme 3 ,
 figure 24).

- a) Limite d'un banc . Limite nette et régulière; elle sépare, en général un banc sombre , feuilleté à mica blanc et noir et un banc de micaschistes à lentilles feldspathiques ; elle est très souvent soulignée par une bande mince, blanche, constituée par un matériel quartzo-feldspathique identique à celui des yeux feldspathiques.
- b) Feuillet micacé ou amphibolitique .
- b₁ : le feuillet micacé des bancs à lentilles feldspathiques est mal stratifié ; il entoure les proliférations gneissiques claires ;
- b₂ : au contraire, le feuillet des bancs sombres micacés ou amphibolitiques sans lentilles feldspathiques est parallèle à la stratification apparente.
- c) Yeux clairs, plissés, parfois broyés, de formes quelconques.



315
LILLE

Fig. 26 . Dessin pris sur le terrain des gneiss
rubané (terme 5 , fig. 24).

- a: limite entre I banc micacé et un banc gneissique ;
- b: ruban quartzo-feldspathique ;
- c: feuillet micacé ;
- d: banc micacé .

Les bandes claires sont constituées par du quartz et des feldspaths .

Les bandes plus sombres contiennent en plus des minéraux cités, du mica blanc, du mica noir et de nombreux grains d'épidote .

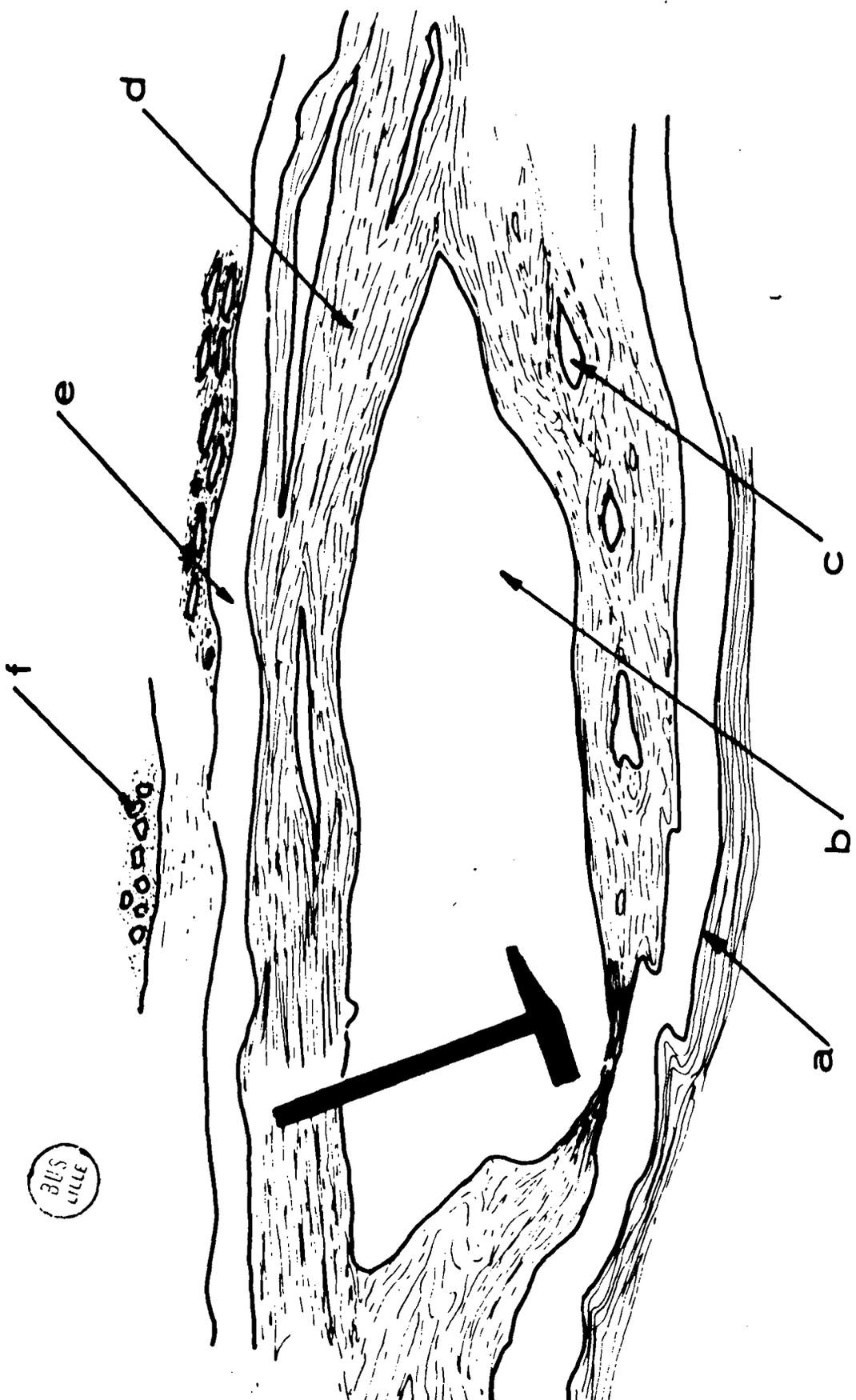


Fig. 27 • Schéma d'une amygdale feldspathique.
(coupe de Livadi au Kastro-Livadi).

- a: limite du banc ;
- b: lentille feldspathique ;
- c: yeux fusiformes ;
- d: feuillet micaschisteux ;
- e: bande feldspathique continue ;
- f: yeux punctiformes et arrondis .

le Pirghos (1710 m) , le flanc sud du Tsouga, le Waghenitsa et le Kastro-Livadi.

Au Nord d'une bande gneissique qui constitue le Satkas, les montagnes de Khlaboura (1615 m) et de Kalamaria et à l'Est les environs de Limmi , sont formées intégralement par des roches vertes anciennes.

Au Nord de la rivière d'Aghiou Nicoulaou, qui coule de l'Ouest vers l'Est , les roches ultrabasiques affleurent encore largement entre les villages de Moschochori à l'Ouest et de Skotina-Morna à l'Est.

Elles constituent le flanc sud du Siatra, du Grizzolita (1721 m) et du Paliocastro (1561 m) qui domine le village de Skotina.

Vers le Nord elles sont beaucoup plus rares et ne constituent plus que quelques affleurements sporadiques.

Les roches noires et basiques sont en général épaisses et hétérogènes dans leur masse . On y rencontre surtout des serpentinites qui enrobent des énormes boules de pyroxénites, péridotites et gabbros. Aux épontes, les gneiss de Livadi prennent une teinte verte caractéristique et deviennent plus denses : ils se chargent en minéraux ferromagnésiens (surtout en hornblendes et en épidote s.l.); les gneiss passent alors lentement, par appauvrissement en quartz et enrichissement en amphiboles, à des diorites et des amphibolites. Au contact, il est fréquent d'observer des horizons lenticulaires d'amiante dont certains mériteraient une étude détaillée ; en particulier , près du village abandonné de Ftéri, j'ai échantillonné des amiantes en fibres suffi-

samment longues pour la création d'une exploitation semi-artisanales. Les péridotites et les pyroxénites sont très altérées : les ferromagnésiens sont toujours partiellement transformés en bastite. Les bandes de roches vertes (excellents repères) permettent d'évaluer les rejets des failles en réseau ayant affecté l'ensemble du Massif des Flambouron.

4) LA DISCORDANCE DE DHASKION ET LA SERIE SUS-JACENTE .

Dans la coupe (fig 22, p.134) de Livadi à l'Haliakmon, nous avons remarqué que dans les environs du village de Dhaskion, la nature et le faciès des roches qui affleurent , changeaient assez remarquablement.

Le Mavrorakhi, constitue la retombée nord d'un anti-clinal granito-gneissique dans lequel on peut observer toutes les entités décrites précédemment (granites , gneiss ocellés et rubanés de Livadi).

Au-dessus et en discordance repose la série de Dhaskion.

Une coupe entre le Mavrorakhi et Vlitsia , va nous permettre une étude plus détaillée de cette série.

Coupe du Mavrorakhi à Vlitsia (fig. 28) .

Le flanc nord du même anticlinal du Mavrorakhi est constitué par le granite des Flambouron (fig. 28, I). Il est surmonté par des amphi-

2115
LILLE

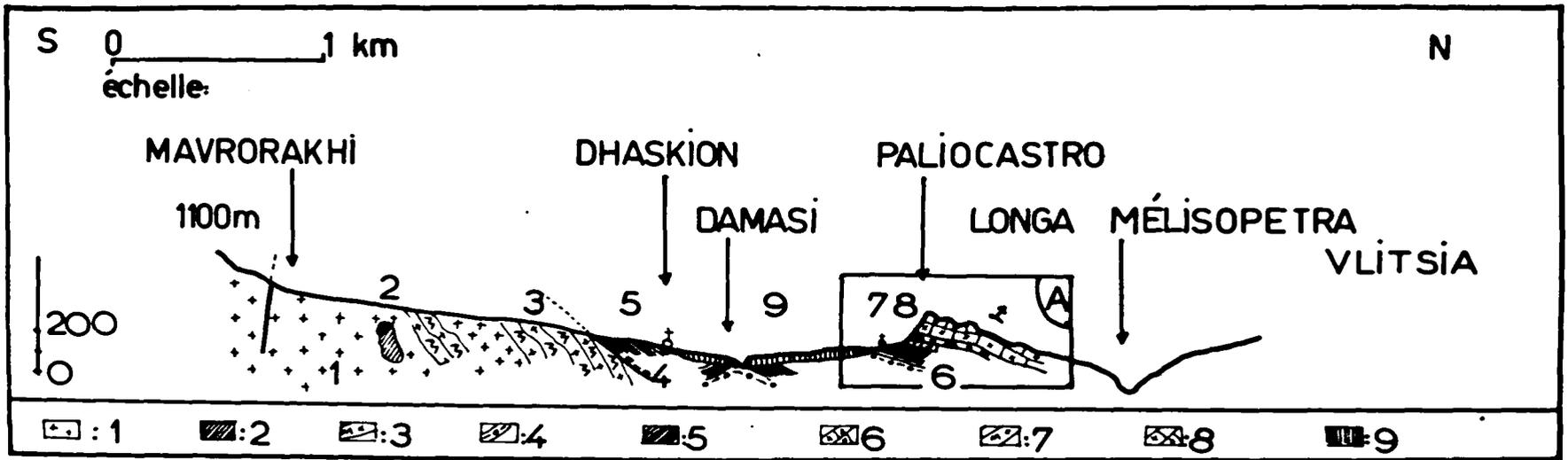


Fig. 28 . Coupe de Mavrorakhi au Melisopetra .

- 1: granites des Flambouron et de Kataphighion indifférenciés;
- 2: amphibolites en boules ;
- 3: gneiss ocellés, rubanés et feuilletés de Livadi ;
- 4: série de Dhaskion, gneiss conglomératiques ;
- 5: série de Dhaskion, schistes et amphibolites ;
- 6: série de Dhaskion, grès microconglomératique métamorphisé ;
- 7: série de Dhaskion, gneiss ocellés ;
- 8: série de Dhaskion, marbres blancs cristallins;
- 9: Néogène et Quaternaire.

bolites en grosses boules (fig. 28,2) puis par les gneiss ocellés et rubanés de Livadi, de couleur blanc-verdâtre, en dalles, à schistosité orientée et plongeant vers le Nord. Ces gneiss ocellés passent lentement, au fur et à mesure que l'on s'élève dans la succession à un gneiss feuilleté, se délitant en fines plaquettes surmicacées, sans yeux feldspathiques apparents (fig. 28,3).

Au-dessus, on observe, en discordance faible (5 à 10°) des bancs de gneiss conglomératiques (fig. 28,4). L'étude pétrographique montre (pâtine autour des galets) que l'on ne peut pas confondre les galets roulés avec les yeux des gneiss ocellés ou rubanés .

Sur le "conglomérat" dont l'épaisseur ne dépasse jamais 20 m , on observe des alternances de schistes fins et calcareux et de micaschistes fissiles en débitant en éclis (en banc de 10 à 15 cm) auxquelles succèdent des schistes calcareux et épidotitiques et des schistes amphibolitiques verts qui dessinent un petit synclinal entre Dhaskion et Damasi , puis un petit anticlinal sous Damasi (fig. 28,5).

Une lacune d'observation ne permet pas la suite de la coupe jusqu'au bas de la colline de Palioastro ; toute la région est en effet recouverte par des sables et des conglomérats quaternaires.

A la sortie du village de Dhaskion, on peut encore observer cette série transgressive (fig. 29).

A la base (2), un conglomérat gneissique est constitué par des bancs de 1 m de puissance sur 20 m (gneiss à galets roulés entourés par une pâte micaschisteuse).



W E

DHASKION



KARAVDOLAKOS

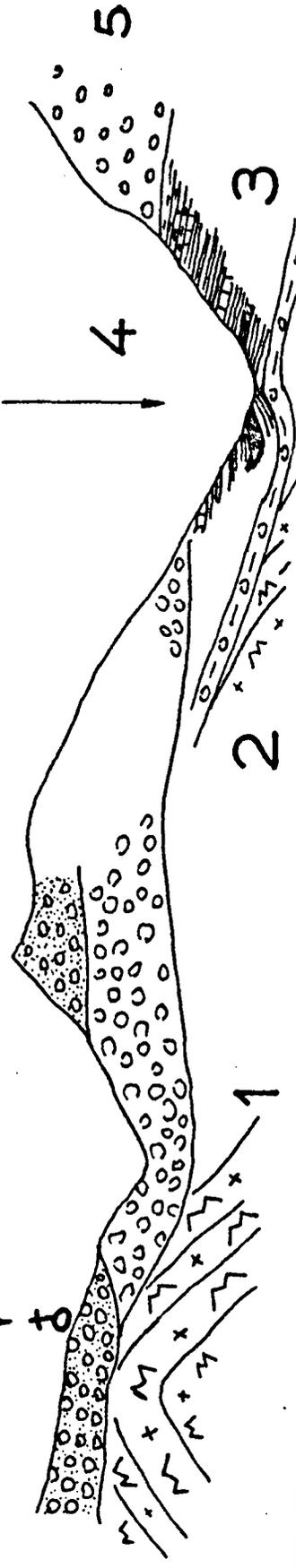


Fig. 29. Coupe à l'Est de Dhaskion .

- 1: gneiss ocellés de Livadi ;
- 2: série de Dhaskion, gneiss conglomératique ;
- 3: série de Dhaskion, schistes amphibolitiques, amphibolites et dolérites ;
- 4: série de Dhaskion, calcschistes et amphiboloschistes ;
- 5: Quaternaire .

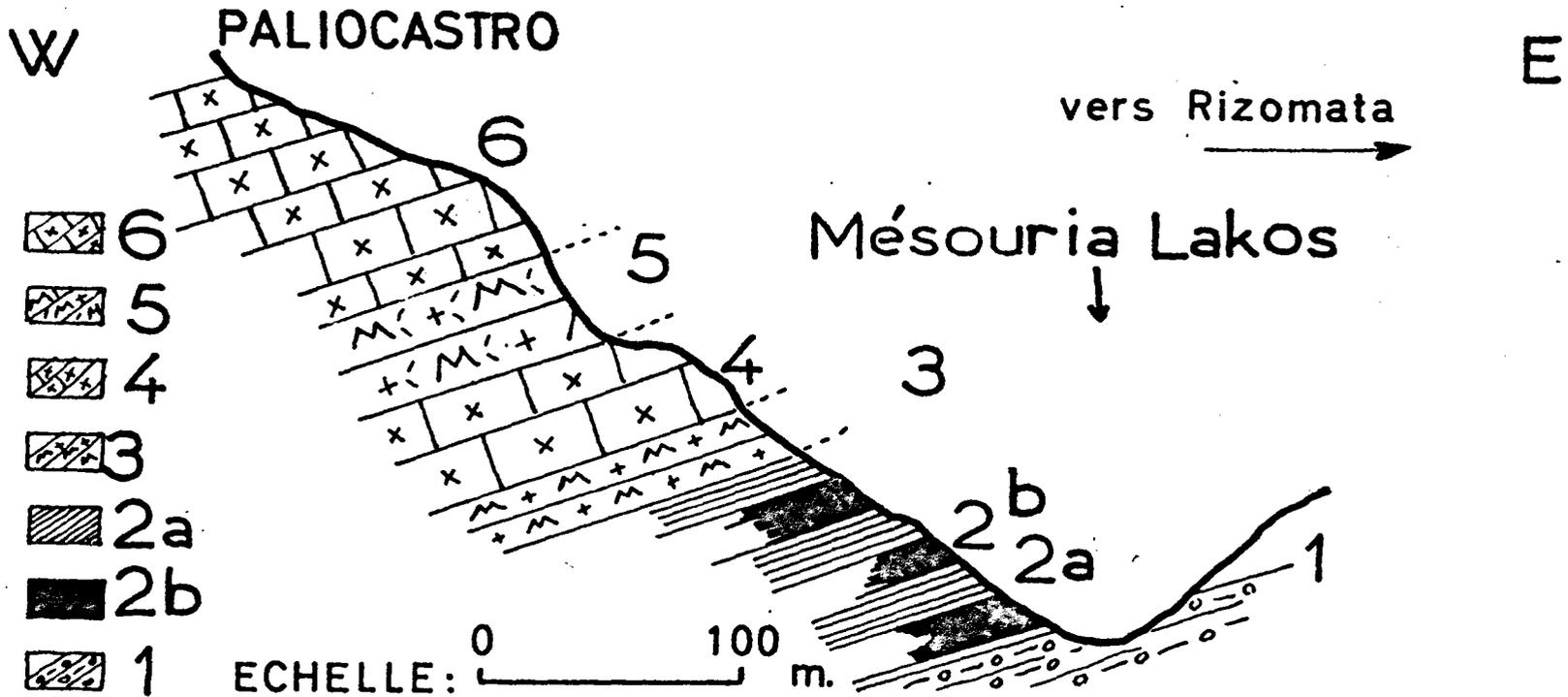


Fig. 30. Coupe au Mesouria-Lakos (série de Dhaskion).

- 1: schistes microconglomératiques métamorphisés ;
- 2: schistes (2a), amphibolites et dolérites (2b);
- 3: gneiss ocillés ;
- 4: premier niveau de marbre blanc ;
- 5: gneiss ocillés ;
- 6: second niveau de marbre .

Au-dessus, on observe une série apparemment peu métamorphique en petits bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur et constituée par des alternances de schistes verts amphibolitiques, de bancs d'amphibolites ou de dolérites interstratifiées, de calcschistes noirs et d'amphiboloschistes à mica et épidote.

Cette série de Dhaskion est encore bien visible près de Mesourialakos (Paliocastro) où l'on peut poursuivre la coupe (figure 30).

La succession est la suivante, de bas en haut

Figuré 1 . Schistes microconglomératiques et gneiss conglomératiques métamorphiques.

Figuré 2a. Schistes amphibolitiques verts et schistes micacés .

Figuré 2b. Amphibolites et dolérites interstratifiées, en banc de 10 à 40 cm.

Figuré 3. Gneiss ocellés.

Figuré 4. Marbre blanc, saccharoïde en gros moëllons à la base puis en bancs finement lités, surmontés par des marbres gris-bleuté finement lités (sur 5 à 10 m).

Figuré 5. Gneiss ocellés blanc-verdâtre (3 à 4 m) .

Figuré 6. Marbres blancs (100 à 200 m) .

La série se poursuit ensuite en continuité par des faciès identiques à ceux qui constituent les formations albitiques des hautes Piéria.

On observe donc dans la région de Dhaskion une discordance (dans le complexe gneissique) marquée par la présence au-dessus d'elle d'une série apparemment transgressive débutant par des conglomérats gneissifiés et se poursuivant par des alternances de schistes et de schistes calcareux d'amphibolites et de dolérites. Au-dessus de cette série (100 m) on observe des gneiss ocellés alternant avec des marbres saccharoïdes blancs eux-mêmes surmontés en concordance par des amphibolites et des gneiss albitiques. Ces alternances se poursuivent par des amphibolites et des gneiss albitiques, jusqu'à l'apparition des calcaires présumés triasiques . Ils sont à intégrer dans l'ensemble des formations albitiques des hautes Piéria, décrites dans le prochain chapitre.

La discordance de Dhaskion peut être observée à d'autres points des Flambouron ; près de Purlio, entre Kastania et Mikri Santa par exemple ; mais là au-dessus d'elle , on observe une série dans laquelle on ne peut plus déceler de véritables gneiss à microcline mais des gneiss albitiques surmontés par des amphibolites, des schistes à glaucophane et à grenats, des calcschistes puis des calcaires . Le discordance est également visible près de Sarandaporou entre le Paliocastro et le Skotomani. Là , elle se situe approximativement à la limite gneiss ocellés-formations albitiques des hautes Piéria ; à certains endroits le microcline ne dépasse pas la discordance, à d'autres, il peut monter jusque dans les calcaires triasiques ou présumés tels (c'est le cas des calcaires de la montagne de Sarandaporou, sur le flanc est). On ne peut faire des conjectures sur l'âge de cette discordance. Nous en reparlerons dans les conclusions.

C H A P I T R E 8

LES FLAMBOURON ET LE BAS OLYMPE (suite)

LES FORMATIONS ALBITIQUES DES HAUTES PIERIA

Un coup d'ocil rapide sur la carte géologique (en annexe) permet de se rendre compte des aires d'extension des formations albitiques des hautes Piéria, partout superposées aux gneiss ocellés ou rubanés de Livadi . On peut constater que les micaschistes et les gneiss albitiques entourent d'une ceinture presque complète (I) les gneiss ocellés qui affleurent - comme nous venons de le voir - en couverture des dômes anticlinaux granitiques (massifs de Livadi , de Kataphighion et de Kastania).

Là où la couverture des schistes cristallins existe (bord occidental des Flambouron, région de Servia; terminaison orientale du massif du Vermion ; bas-Olympe), on constate que cette couverture repose normalement sur les formations albitiques. Celles-ci sont alors parfaitement encadrées par les gneiss ocellés et rubanés vers le bas et les calcaires des Flambouron d'âge triasique présumé vers le haut.

C'est là que nous étudierons les rapports entre les formations albitiques et les roches qui les encadrent , après avoir décrit rapidement les différents faciès observés.

I. Exceptées les régions situées au bord occidental de l'Olympe calcaire (Voulgara et Trohalos) où les mouvements tectoniques sont très complexes et la stratigraphie difficile.

I) LES GNEISS ALBITIQUES .

Le faciès type est un schiste cristallin où l'albite est visible à l'oeil nu et l'un élément dominant, en proportion supérieure à 10 % . C'est un gneiss clair , feuilleté, à grain fin, se débitant en larges plaques ondulées suivant les surfaces riches en minéraux phylliteux. En général , les éléments incolores dominant . Je l'appelle LE GNEISS ALBITIQUE DES HAUTES PIERIA ou localement LE GNEISS DE SARAN-DAPOROU . On y rencontre des assises micaschisteuses en septa plus ou moins puissants où l'albite n'est plus visible à l'oeil nu et des faciès accessoires toujours interstratifiés (diorites gneissiques , amphibolites , leptynites , grès arkosiques , marbres cristallins).

Plus résistantes que les micaschistes sus-jacents , les assises gneissiques forment des ressauts bien visibles dans la topographie. Les gneiss albitiques en septa dans les micaschistes forment des lames lenticulaires concordantes, dont la puissance varie de quelques décimètres à quelques centaines de mètres sur une longueur dépassant parfois 1 km. Au fur et à mesure que l'on descend dans les formations albitiques, les septa de gneiss sont de plus en plus abondants. Enfin, progressivement ils subsistent seuls et constituent de vastes affleurements qui se détachent par leur couleur et leur compacité . Dans la région du bas-Olympe, les gneiss albitiques prennent une grande extension et renferment des niveaux arkosiques abondants, quartzeux et conglomérati-

ques , très comparables (au métamorphisme près) aux grès conglomératiques du Permien des Alpes internes franco-italiennes (Verrucano).

Le passage entre les micaschistes et les gneiss est progressif. Il semble que les gneiss soient tout simplement plus albitisés que les micaschistes, mais normalement intercalés (en septa) ou normalement sous-jacents aux micaschistes albitiques .

2) LES MICASCHISTES ALBITIQUES ET LES MICASCHISTES ,

Ce sont des schistes cristallins surmicacés ou amphibolitiques, dont certains renferment des cristaux d'albite invisibles à l'oeil nu et en proportion faible (moins de 3 %) ou qui ne renferment pas d'albite. Ils sont en général tendres , à éclis et altérés en surface . Certains lits sont plus durs et de couleur vert-olive (épidote), d'autres vert-sombre (amphibole) , d'autres enfin satinés (mica blanc); ils sont également presque toujours calcaireux.

Les micaschistes sont soit sus-jacents aux gneiss albitiques soit inclus en septa dans ces gneiss .

3) RAPPORTS ENTRE LES FORMATIONS ALBITIQUES ET LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les formations albitiques recouvraient les gneiss ocellés de Livadi , la plupart du temps en concordance.

4) RAPPORTS ENTRE LES FORMATIONS ALBITIQUES ET LES CALCAIRES DES
FLAMBOURON D'AGE TRIASIQUE PRESUME .

La coupe de Servia à Sarandaporou (fig. 3I) nous permet d'étudier les rapports existants entre les calcaires et les formations sous-jacentes.

Depuis l'Haliakmon jusqu'aux faubourgs de Servia , affleurent des sables et des conglomérats d'âge néogène ou quaternaire (fig. 3I ,1).

A l'entrée de Servia, commencent les formations anciennes . Après 20 m de schistes, on observe des marbres cristallins (fig. 3I , 2) blancs ou rosés, tachetés, en gros bancs , de direction NW-SE et à fort pendage vers le SW . Ces marbres constituent le massif de Maradouka depuis Servia à l'Ouest jusqu'à Lava à l'Est. Ce sont les calcaires des Flambouron d'âge présumé triasique qui seront étudiés ultérieurement (chapitre 9).

En-dessous, on observe les premiers affleurements de schistes cristallins et plus particulièrement le passage entre les calcaires (2) et les micaschistes (3). La section de la coupe au SE de Maradouka montre la succession suivante de haut en bas .

- Les premiers bancs de marbres que j'attribue , sans preuves paléontologiques, au Trias (fig. 3I ,2).
- Sous ces marbres et en parfaite continuité on observe alors les schistes cristallins (fig. 3I,3) dans lesquels on peut distinguer de haut en bas :

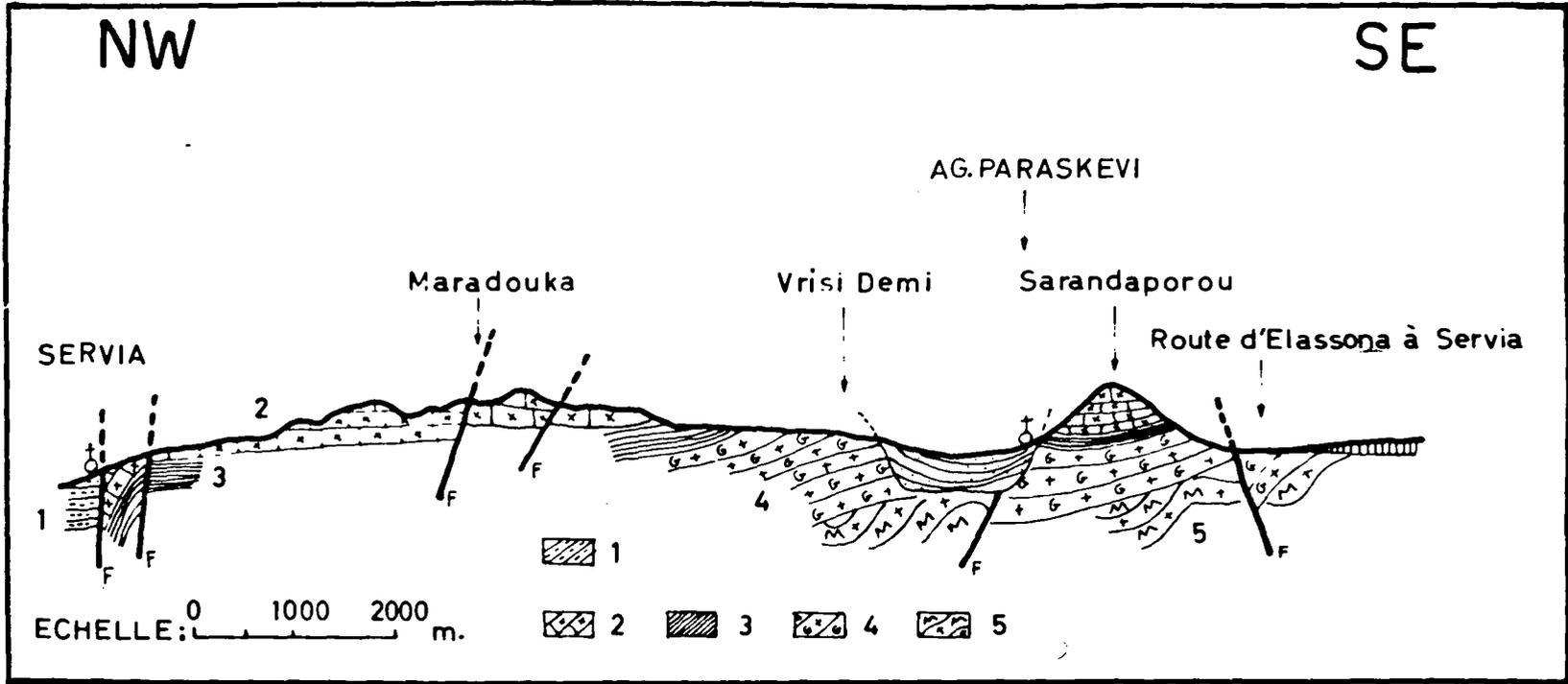


Fig. 31 . Coupe entre Servia et Sarandaporou .

Cette coupe, longue de 12 km environ montre du NW au SE les formations suivantes .

- 1: sables et conglomérats pléistocène et quaternaire ;
- 2: calcaires des Flambouron, d'âge présumé triasique. La description détaillée de ces calcaires est donnée dans le chapitre 9 , p. 179 ;
- 3: formations albitiques des hautes Piéria. Calcschistes, micaschistes, amphiboloschistes et micaschistes albitiques;
- 4: formations albitiques des hautes Piéria . Gneiss albitiques de Sarandaporou ,
- 5: gneiss ocellés et rubanés de Livadi ;
- F: failles.

Remarque. Sous la montagne calcaire de Sarandaporou, on peut observer , entre les gneiss de Livadi et les gneiss albitiques des hautes Piéria, une discordance qui correspond à la discordance de Dhaskion (cf chapitre 7). Mais ici , elle se situe approximativement à la limite gneiss ocellé à microcline -gneiss albitique .

- a) des calcschistes bleuâtres, alternant avec des calcaires lités en petits bancs très légèrement métamorphisés, plus argileux que les marbres sus-jacents . Dans les calcschistes on distingue des lits plus micacés et on remarque un mica blanc-verdâtre à éclat soyeux. Les calcschistes et les calcaires sont albitisés mais l'albite est invisible à l'oeil nu ;
- b) des calcschistes alternent ensuite avec des schistes micacés à éclis, tendres, altérés en surface . Le mica est toujours blanc-verdâtre à éclat soyeux . On distingue , suivant les plans de schistosité de la roche , quelques minéraux vert-olive bien cristallisés : c'est l'épidote granulaire . Il existe parfois dans certains lits plus brunâtres des niveaux grenatifères, à grenat sub-microscopique qui repousse les feuillets micacés ;
- c) apparaissent alors des lits plus verdâtres (clairs ou foncés) qui progressivement remplacent partiellement les lits à muscovite , à épidotes et à grenats . Ce sont des schistes amphibolitiques et épidotitiques. Dans les schistes vert-clair , l'épidote constitue au moins 60 % de la roche qui devient alors une épidotite . Dans les schistes de couleur vert-sombre, l'amphibole domine l'épidote mais la distinction est difficile à l'oeil nu . A la loupe, on remarque que cette amphibole pâle cristallise en petites phyllites disposées en lits mal stratifiés . L'épidote, au contraire , est équigranulaire et cristallise en plus gros cristaux . Ça et là, quelques minéraux incolores repoussent les alignements phylliteux (à l'oeil nu on ne

peut pas différencier ces minéraux) mais l'étude pétrographique montrera qu'il s'agit de quartz et d'albite ;

- d) ces schistes passent, au fur et à mesure que l'on descend dans la série, à des schistes micacés et sériciteux, légèrement calcareux, souvent altérés . On voit apparaître dans les niveaux les plus profonds des phyllites vert-foncé ou noirs (mica noir-verdâtre). La roche prend alors une teinte plus foncée .

A ces micaschistes succèdent vers le bas les gneiss albitiques de Sarandaporou ou des hautes Piéria (fig. 31 ,⁴) qui eux-mêmes surmontent près de la colline de Sarandaporou les gneiss oillés et rubanés de Livadi (fig. 31 ,5). Dans cette coupe , on peut observer que les gneiss albitiques sont légèrement discordants sur les gneiss oillés, discordance qui est l'équivalente de la discordance de Dhaskion décrite précédemment (cf p. 160).

Dans certaines régions , soit à cause de la propagation variable du métamorphisme, soit à cause de la nature différente des sédiments originels, les successions rencontrées ne sont plus comparables .

C'est le cas de la coupe sur le flanc est du Vermion (fig. 33) et du Mikri-Pourlia (fig. 34), sur le flanc ouest de l'Haliakmon où l'on observe de haut en bas :

- a) des marbres blancs et cipolins d'âge mésozoïque présumé (fig. 33 et 34 , 5) ;
- b) des schistes à amphibole bleue , surmicacés et grenatifères ;

l'albite est fréquente et cristallise toujours en petits individus visibles à l'oeil nu ;

- c) des schistes brun-verdâtre à petits grenats ;
- d) des micaschistes amphibolitiques, de couleur bleu-vert, à gros grenats (diamètre : 1,5 cm à 2 cm) et à albite visible à l'oeil nu;
- e) des micaschistes blancs, légèrement leptynitiques, pulvérulents et en petits bancs alternant avec des micaschistes gris-sable à mica blanc , épidote et albite microcristalline ;
- f) des schistes surmicacés bleus à amphibole vert-pâle , en petits bâtonnets , alternant avec des gneiss blancs renfermant des cristaux d'albite visibles à l'oeil nu . Ces schistes ressemblent beaucoup aux schistes de la coupe précédente (fig. 31) mais contiennent un pourcentage plus élevé d'albite (plus de 10%) qui cristallise en phénocristaux .(Dans les figures 33 et 34 , ces formations a,b,c,d, e,f, sont groupées sous le même figuré : 4).

Bref, dans ces 2 coupes, les formations sous-jacentes aux marbres des Flambouron sont des schistes cristallins qui renferment des cristaux d'albite visibles à l'oeil nu et en proportion supérieure à 10 % et qui mériteraient le nom de gneiss albitiques.

5) CONCLUSIONS .

Le passage entre la sédimentation argileuse et la sédimentation calcaire est donc toujours bien visible: . Il est continu, sans discontinuité géométrique ou sédimentologique. Seul le métamorphisme affectant avec plus ou moins d'intensité les formations plus ou moins élevées dans la série stratigraphique originelle, fait que l'on peut passer d'un gneiss albitique aux marbres à minéraux ou d'un micaschiste à 2 micas ou 1 mica aux calcaires cristallisés (ex: coupe de Mikri-Pourlia, fig. 34, figuré 4) dans le premier cas; coupe Servia à Sarandaporou (fig. 34 , figuré 3) dans le second).

Sur le terrain, ces "zones" de transition se marquent en général par une texture et une teinte différente (plus phylliteuse quant à la texture, teinte gris-noir ou verdâtre pour les micaschistes et les calc-schistes, blanche pour les gneiss).

Le passage est si graduel, qu'il est pratiquement impossible -métamorphisme postérieur mis à part - de préciser à moins de 100 m près la limite entre le Trias présumé et les schistes sous-jacents .

C H A P I T R E 9

LES FLAMBOURON ET LE BAS OLYMPE (suite)

LES FORMATIONS SECONDAIRES DATEES

I) HISTORIQUE .

Les formations secondaires datées existent à l'état de lambeaux sur les formations cristallines du massif de Thessalie. Les séries observées sont donc généralement incomplètes .
Pour obtenir une coupe complète, il faut se rendre dans l'ensellement transversal de Kozani bien étudié par J.H.Brunn (1956,1959 , fig. 32).

Le Trias et le Permien .

Avant les travaux de J.H. Brunn, les niveaux les plus bas de la couverture des schistes cristallins sont considérés comme d'âge indéterminé. Ami Boué pense que les marbres du massif pélagonien sont d'âge crétacé (1870); il les attribue par la suite au Dachstein . Toula (1882) reprend la première hypothèse de A. Boué. En 1901 , Cvijic découvre une ammonite jurassique , mais cette découverte ne fut pas prise en considération si bien que J. Bourcart (1922) se retrouve dans l'alternative : Trias ou Crétacé. Nowack (1924) penche pour le Crétacé , alors que Kossmat et son équipe (1924) attribuent sans

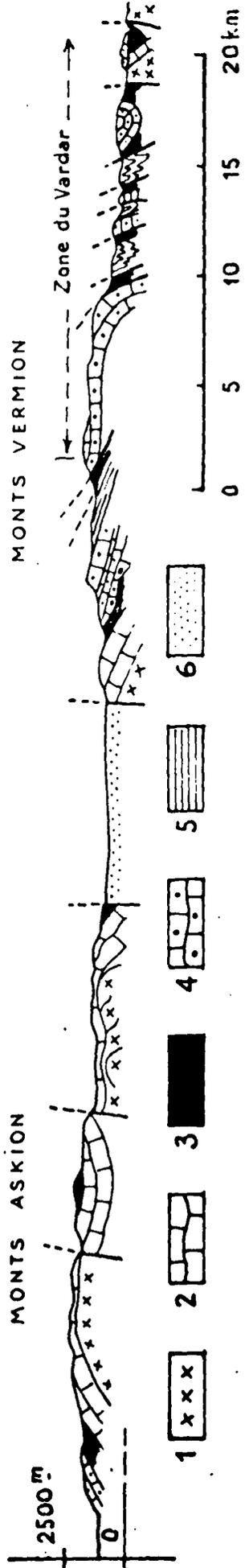


Fig. 32. Coupe schématique de la zone pélagonienne au

Fig. 32. Coupe schématique de la zone pélagonienne au
niveau du détroit de Kosani (d'après Brunn J.H.,
B.S.G.F., (7), t. II, p. 475, fig. 2 , 1960).

- I: socle cristallophyllien ;
- 2: calcaires triasiques-jurassiques;
- 3: ophiolites;
- 4: Crétacé transgressif;
- 5: Flysch maestrichtien supérieur-paléocène (?);
- 6: Néogène et Quaternaire lacustres.

hésitation ces calcaires au Trias . Il faut attendre 1956 pour que J.H. Brunn découvre (dans les calcaires gris et rosés des monts Askion) des Algues déterminées par M. Lemoine comme des Teutloporella Pia exclusivement triasiques ; de plus dans le chaînon de Vigla , des calcaires en position normale sous les ophiolites fournissent des Polypiers du Jurassique supérieur (Brunn J.H. 1956 , p. 69). Si bien que cet auteur attribue par comparaison , un âge jurassico-triasique à tous les calcaires sous-jacents aux ophiolites de la zone pélagonienne , mais surmontés normalement par celles-ci . Dans ce mémoire j'ai adopté cette hypothèse bien qu'aucune découverte paléontologique ne soit encore venue la vérifier en Thessalie .

Dans les monts Askion et le Vourinos , les calcaires à Teutloporelles reposent en concordance sur une série schisteuse et gréseuse peu métamorphisée discordante sur les schistes cristallins . L'âge des formations sous-jacentes aux calcaires à Teutloporelles n'est pas prouvé paléontologiquement ; J.H. Brunn pense qu'il peut s'agir de Permien.

Les ophiolites jurassiques.

Il n'est pas nécessaire de revenir sur l'histoire des ophiolites et sur leur datation en Grèce septentrionale . Il est maintenant acquis que ces ophiolites se sont épanchées au Jurassique supérieur, sans doute de part et d'autre de la ride pélagonienne . (Brunn J.H. 1956-1960 - 1961 , Mercier J. 1959).

L'émersion du Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur .

L'émersion crétacée est également connue depuis longtemps (Kossmat F. 1924 ; Renz C. 1940 , Trikkalinos J. 1943 , Cyclades , Brunn J.H. 1956 , p. II6 etc ...).

Les modalités de la transgression succédant à l'émersion de la zone pélagonienne au début du Crétacé ont fait l'objet de nombreuses publications dont la dernière due à toute l'équipe française en Grèce (Aubouin J. et autres 1960) fait le point actuel sur cette question .

Aux calcaires néritiques du Crétacé supérieur succèdent des formations flyschoides dont les couches de base contiennent une microfaune maestrichtienne (Brunn J.H. 1956).

2) LES CALCAIRES DES FLAMBOURON ET LES SCHISTES INTERCALES .

a) Les calcaires de Maradouka (près de Servia) fig. 3I,2 .

Au-dessus des formations cristallines anciennes, gneiss ocellés de Livadi (fig. 3I,5), gneiss albitiques des hautes Piéria (fig. 3I,4), micaschistes albitiques (fig. 3I,3) reposent 700 m de calcaires qui constituent le Maradouka.

Le passage des formations plus anciennes aux calcaires est progressif, comme nous venons de le voir dans le chapitre précédent.

En effet , au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série schisteuse (fig. 31,3), les calcschistes intercalés deviennent de plus en plus abondants (passage graduel d'une sédimentation argileuse à une sédimentation calcaire). Il n'existe pas de lacune entre les deux ensembles superposés ; tout au plus, peut-on observer localement une faible disharmonie entre les schistes tendres et les calcaires rigides .

Au-dessus des micaschistes albitiques, on observe donc 700 m de calcaires (fig. 31 , 2) dont la succession est la suivante, de bas en haut :

- des calcaires noirs très cristallins avec quelques minces filets schisteux verdâtres (épidotes), sur 10 à 20 m ;
- des marbres blancs scintillants, azoïques (200 m) ;
- une brèche calcaire, constituée par des blocs de calcaires noirs et blancs enrobés dans un ciment calcaire (5 m) ;
- des calcaires bleutés en petits bancs (20 m) ;
- des marbres blancs entrelardés de marbres rosés et tachetés, en bancs d'un mètre d'épaisseur tous les 10 m environ (200 m) ;
- enfin, 250 m de calcaires lités blancs et bleus, le plus souvent microbréchiques et très recristallisés .

Non loin du Maradouka, le Borsana est constitué par un marbre blanc exploité en gros moellons , la montagne de Sarandaporou, par des marbres cristallins sombres contenant de nombreuses passées schisteuses.

Dans cette coupe on ne connaît pas les termes supérieurs et en particulier les ophiolites . Cependant (par endroits) on remarque au-dessus des calcaires , la présence de minuscules lambeaux de serpentines et très localement de petits niveaux ferrugineux .

Les marbres du Maradouka, de Borsana et de Sarandaporou n'ont pas fourni de faune ; mais cette bande qui recouvre en continuité les formations cristallines des Flambouron, se poursuit vers l'Ouest et le NW jusqu'aux confins du Haut-Vermion où elle est surmontée normalement par les ophiolites pélagoniennes (figure 32 , 2-3).

Je leur attribue donc un âge triasico-jurassique .



SW

NE

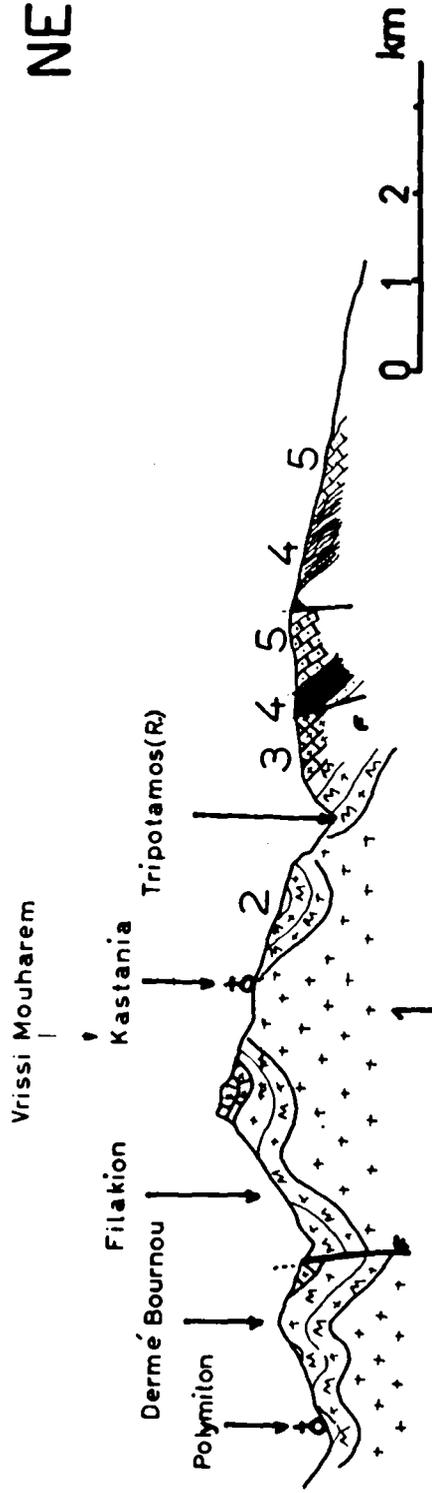
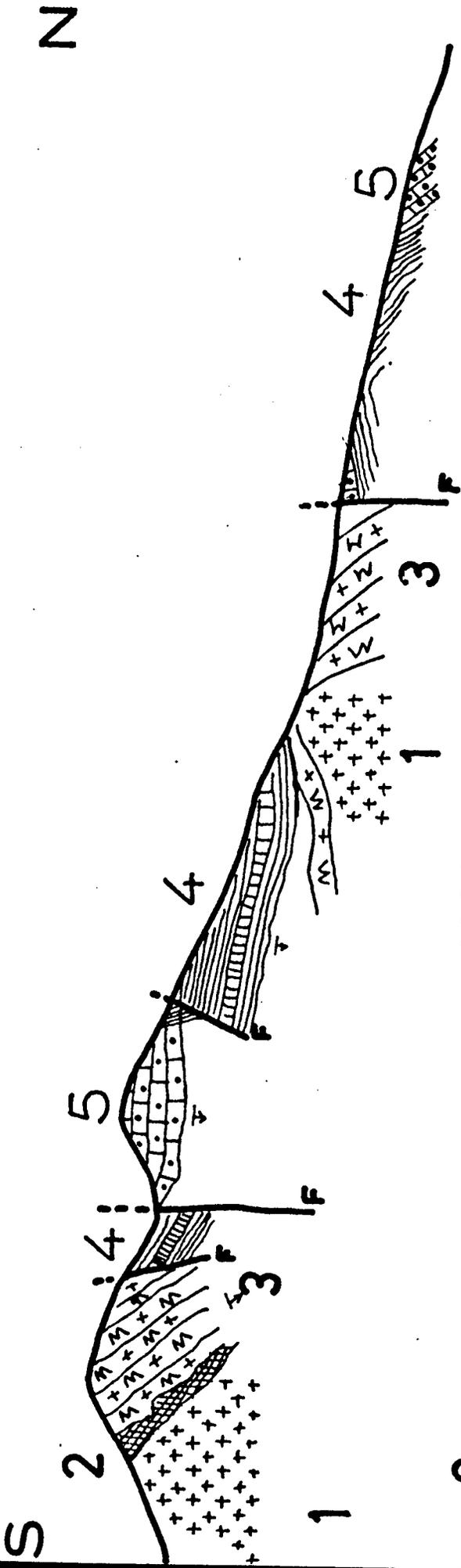


Fig. 33 . Coupe sur le flanc est du Vermion.

Cette coupe, longue de 10 km environ s'étend depuis Polymilon au SW jusqu'au NE de la rivière du Tripotamos et passe par le village de Kastania . Elle montre d'une part les formations cristallines anciennes , d'autre part les calcaires des Flambouron (5) qui reposent en parfaite continuité sur les schistes cristallins(4).

- 1: Granites de Kataphighion et des Flambouron indifférenciés ,
- 2: Gneiss ocellés et rubanés de Livadi .
- 3: Marbres blancs interstratifiés dans les gneiss ocellés .
- 4: Formations albitiques des hautes Piéria. Ce sont ici des schistes à glaucophane, des micaschistes à grenat et des micaschistes albitiques dont la proportion d'albite (toujours visible à l'oeil nu) est telle qu'ils méritent le nom de gneiss albitiques et sont en tous points comparables aux gneiss albitiques des hautes Piéria décrits dans le chapitre précédent .
- 5: Marbres et schistes intercalés des Flambouron représentant sans doute le Triasico-Jurassique. On y observe successivement et de bas en haut, des marbres saccharoïdes, des schistes cristallins et des cipolins .
- F: Failles d'effondrement.

815
LILLE



0 1000 m

Fig. 34. Coupe détaillée au Mikri-Pourlia.

Cette coupe, longue de 2 km environ est située au NE de la coupe précédente (fig. 33).

- 1: granites de Kataphighion et des Flambouron indifférenciés;
- 2: amphibolites ;
- 3: gneiss oeillés et rubanés de Livadi ;
- 4: formations albitiques des hautes Piéria; gneiss albitiques micaschistes albitiques à grenat et à amphibole bleue;
- 5: marbres et schistes intercalés des Flambouron(Trias - Jurassique ?) ;

Remarque. Dans ce profil , on observe entre les gneiss à microcline (3) et les formations albitiques (4) une discordance équivalente à celle de Dhaskion, qui , pour des raisons tectoniques, était invisible dans le profil de la figure 33. Mais ici, comme à Sarandaporou , cette discordance se situe approximativement à la limite gneiss à microcline - gneiss à albite .

b) Les marbres et les schistes intercalés de la rive gauche de l'Haliakmon (fig. 33 , 5 ; fig. 34 , 5) .

Sur des schistes à glaucophane et à riebeckite, des micaschistes à grenat et des micaschistes albitiques (fig. 33 et 34 , 4), on observe en concordance absolue une masse calcaire de 600 à 700 m d'épaisseur , contenant quelques passées argileuses souvent très fines (de 50 cm à 1 m) dont une plus épaisse à la base , soit la succession suivante de bas en haut :

- 1) marbres saccharoïdes, purs, très cristallins (50 m) ;
- 2) schistes cristallins, micacés et ocellés (100 m) ;
- 3) marbres blancs à mica blanc (cipolins) contenant quelques niveaux de marbres bleus (400 à 500 m) ;

Des complications tectoniques de détail ne permettent pas la poursuite de la série , mais à la sortie de Lefkopetra, village plus septentrional , on retrouve les mêmes marbres bleus et blancs, surmontés par 50 m de schistes verts et chloriteux sur lesquels reposent en concordance un conglomérat ophiolitique et des serpentines d'épaisseur réduite à quelques mètres.

On peut admettre encore une fois que les calcaires (soubassement normal des serpentines pélagoniennes) représentent le Triasico-Jurasique.

c) Les marbres et les schistes intercalés sous-jacents aux ophiolites dans le bas-Olympe (fig. 35 , 1 , 2 et 3) .

Au Sud du massif de l'Olympe, affleurent également des formations calcaires, dont certaines sont intercalées dans les séries cristallines et constituent les massifs du bas-Olympe proprement dit (région de Rapsani, Gonnos etc ...).

Mais il existe un second ensemble calcaire qui couronne les formations cristallines et qui est surmonté normalement par des ophiolites. La coupe peut être faite à partir du pont sur le Siliana, à la sortie de Caria (2 km à l'Est de la dernière maison du village). En-dessous des premiers bancs calcaires affleurent des gneiss oeillés à microcline surmontés par des schistes tendres à amphibole sodique. Dans la coupe, le contact schistes-calcaires est caché par des éboulis ; elle permet toutefois l'observation de la succession suivante, de bas en haut (fig. 35) :

- 1) marbres blancs saccharoïdes en gros bancs (p. 45° N) sur 150 m;
- 2) schistes sériciteux, apparemment peu métamorphiques mais oeillés que l'analyse pétrographique révélera être de véritables gneiss à microcline (150 m) ;
- 3) sur les schistes métamorphiques reposent (en concordance) des marbres saccharoïdes blancs (100 m);
- 4) schistes cristallins vert-clair à aspect soyeux (\pm 50 m).

Au-dessus repose en concordance le cortège des roches vertes décrit dans la section suivante (5 à 9).

Ainsi, les marbres de Caria, surmontés en concordance par les ophiolites peuvent être également considérés - malgré l'absence de faune - comme d'âge triasico-jurassique ; mais la différence essentielle avec les calcaires des coupes précédentes réside dans l'intensité des phénomènes métamorphiques qui ont affecté les marbres et les schistes intercalés (voir partie pétrographique : LM KASO I_{9a} et b).

3) LES OPHIOLITES, LE CRETACE SUPERIEUR ET LE FLYSCH .

a) Les ophiolites.

Les affleurements ophiolitiques sont rares. Dans le massif de Maradouka, les termes supérieurs au Trias ont été érodés. Dans le Voulgara (à l'Ouest de l'Olympe) on rencontre quelques niveaux serpentiniteux au-dessus des marbres azoïques et quelques traces de minerais de fer ; mais là les accidents tectoniques sont si complexes, qu'il est impossible de dire si ces ophiolites et les calcaires sous-jacents correspondent effectivement aux formations mésozoïques de la zone pélagonienne ; les aires d'affleurement sont d'ailleurs très sporadiques et sans commune mesure avec celles des ophiolites des autres régions. Pour observer les ophiolites, il faut, soit continuer la coupe de Kastania à Lefkopetra (sur la rive gauche de l'Haliakmon)

BUS
LILLE

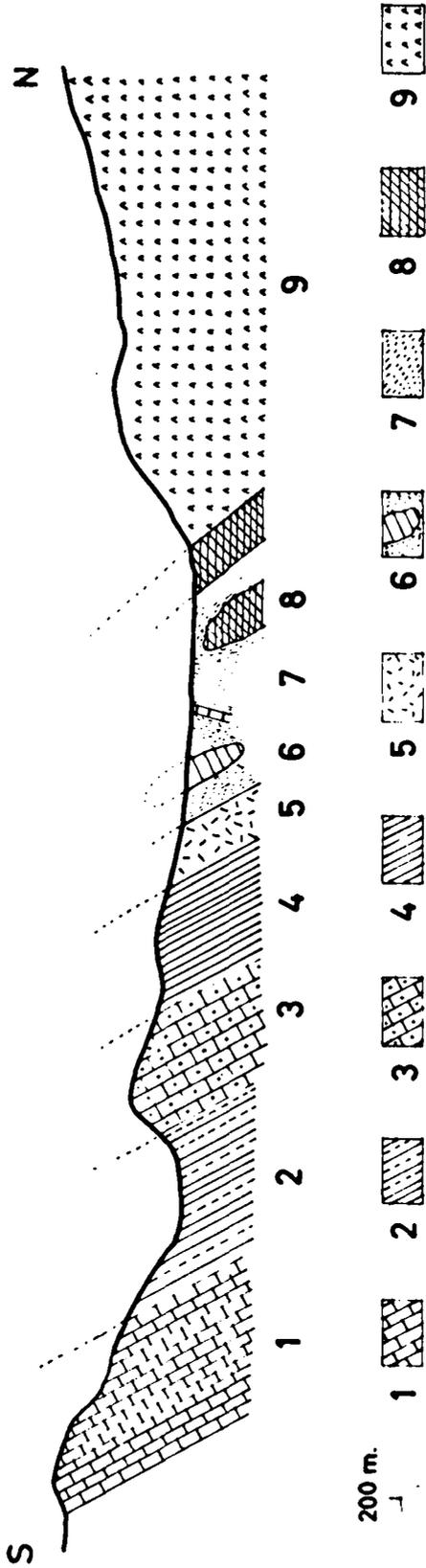


Fig. 55. Coupe sur la route de Caria à Leptocaria.

1: marbres blancs; 2: schistes gneissiques;
3: marbres blancs; 4: schistes verts; 5: dolérite;
6: calcaires emballés ; 7: serpentines ; 8 : blocs
emballés de péridotites; 9: roches vertes(pyroxénites
et péridotites).

soit la coupe de Caria à Leptocaria (sur le flanc sud de l'Olympe).

Coupe de Caria à Leptocaria (suite) fig. 35.

Sur les schistes verts légèrement gneissiques (4) repose en concordance une masse peu épaisse de dolérites (5) qui pourraient représenter le " chilled-margin" de la coulée ophiolitique (20 m).

Sur les dolérites, repose une masse de serpentines altérées (7) dans lesquelles on trouve parfois des noyaux de péridotites et de pyroxénites (8) et des blocs de calcaire ou même des morceaux de bancs calcaires (6) paraissant flotter dans la serpentine (100 m). Les serpentines sont surmontées par des roches grenues sombres (9), péridotites à la base et pyroxénites au sommet (500 m). Les types pétrographiques les plus élevés ne sont pas visibles dans cette coupe, mais, sur le bord oriental du bas-Olympe, entre Kalipefki et Pori , les pyroxénites sont surmontées par des gabbros grenus (100 m au moins). Je n'ai observé ni dolérites, ni pillow-lavas dans cette région. L'épaisseur des roches vertes dépasse ici 800 m.

Coupe de Kastania à Lefkopetra à Aghios Giorgianni (fig. 23).

Au contraire, les ophiolites ont dans cette coupe une épaisseur réduite et sont par conséquent difficilement observables.

Sur la route de Lefkopetra à A. Giorgianni, un petit niveau de roches vertes est intercalé entre les schistes triasiques (?) et les calcaires crétacés. C'est ici un conglomérat ophiolitique (mélange de galets de pyroxénites et serpentines et de galets calcaires isométriques dans un ciment serpentineux). Il est surmonté par un mince niveau de roches vertes serpentinisées. La signification de ce conglomérat n'est pas élucidé; en particulier il n'existe pas de discordance apparente entre les schistes sous-jacents et le conglomérat, alors que les calcaires crétacés sont discordants sur le niveau serpentineux.

b) Le Crétacé supérieur et le Flysch .

Dans les Flambouron, les affleurements crétacés sont très rares au Sud et au SE de l'Haliakmon. Ils sont conservés au contraire dans le Vermion et peuvent être étudiés sur la terminaison orientale de ce massif, entre la route Kosani-Verria et l'Haliakmon, de Lefkopetra à A. Giorgianni.

On observe depuis Lefkopetra, de bas en haut (fig. 23 , 4 à 7):

- a) des calcaires et des schistes métamorphiques (Trias-Jurassique?)(4)
- b) un conglomérat ophiolitique et un niveau serpentinisé (5);
- c) au-dessus et en discordance faible mais apparente (6):

- 1) des calcschistes gréseux en petits bancs et à cassure parallélipipédique, alternant avec des calcaires très cristallisés de couleur vert-bleuâtre, microplissés, en fins bancs de 1 à 3 cm d'épaisseur;
 - 2) des calcaires graveleux en bancs de 50 cm (2 à 3 m);
 - 3) des calcaires en petits bancs (5 à 15 cm) , très recristallisés, couleur café au lait ;
 - 4) des calcaires gréseux, argileux, en petits bancs, fossilifères (Orbitolines);
 - 5) des calcaires rosés radiolaritiques ;
 - 6) des marbres blancs ;
 - 7) des grès calcareux et micacés, fossilifères (Lamellibranches , Polypiers, Foraminifères du genre Orbitolina) ;
 - 8) des calcaires quartzeux et brèches calcaires conglomératiques ;
 - 9) des calcaires noirs à Rudistes, marmoréens et renfermant des cubes de pyrite ; on y observe des *Caprinula* et des *Schiozia* ;
- d) un Flysch schisto-gréseux rouge, très grossier qui débute par des alternances de grès et de calcaires (7).

Age.

Le niveau (4) a fourni Orbitolina sp et Orbitolina cf conica ce qui le rattacherait à l'Eocrétacé terminal. Le niveau (7) renferme outre les Orbitolines citées, Marsonella oxycona. Le niveau (9) outre les Rudistes, contient au sommet Globotruncana lapparenti (Coniacien -Santonien).

En résumé, la coupe de Lefkopetra à Aghios Giorgianni permet de faire les remarques suivantes :

- 1) elle contient des niveaux d'âge crétacé (Eocrétacé terminal-Santonien);
- 2) le Crétacé repose en discordance faible mais visible sur les roches vertes en partie érodées ;
- 3) la série crétacée diffère assez fortement de la série du Vermion pourtant située à quelques dizaines de kilomètres au NW ; en particulier, les conglomérats calcaires qui atteignent plusieurs centaines de mètres sont remplacés ici par des calcaires généralement gréseux, sans que l'on observe un passage latéral de faciès. Mais, en première approximation, les formations qui constituent les deux séries sont homotaxes.

Toutes les roches de la série crétacée des Flambouron ont subi un métamorphisme léger qui se marque par la néoformation de minéraux de métamorphisme. Nous étudierons ces manifestations dans la partie pétrographique qui est consacrée aux roches datées des Flambouron (II partie).

4) C O N C L U S I O N S .

Les marbres triasiques et jurassiques (ou présumés tels) reposent donc en concordance sur une série cristalline schisteuse. Cette parfaite concordance semble être générale dans les massifs de Thessalie et de Macédoine , comme en témoignent les coupes de détails effectués dans les massifs du Kajmackalan , de Micro-Peter-nik et du Djena en Macédoine (Godfriaux I. et Mercier J. 1964). Dans les 4 massifs, nous avons mis en évidence le passage lent et graduel entre les schistes cristallins et les marbres. Il est donc impossible de distinguer un socle d'une couverture, ce qui ne signifie pas pour autant que dans les massifs cristallins internes il en soit partout ainsi ; si les marbres sont d'âge jurassico-triasique (I)

I. L'importance que revêt la détermination de la position stratigraphique de ces calcaires est capitale, du point de vue paléogéographique d'une part, du point de vue de l'âge du ou des métamorphismes d'autre part ; sur la marge orientale de la zone pélagonienne-marge dont font partie les Flambouron, aucune faune n'a été signalée jusqu'ici dans les marbres; J. Mercier a cependant trouvé sur le chemin qui va de Ianacoula Kalivia à Tchouka (massif de Kajmackalan - Macédoine) vers la base de la série calcaire des traces d'Algues calcaires fort semblables à des diplopores triasiques; ces marbres occupent une position analogue (au-dessus des mica-schistes et au-dessous des ophiolites) à celle qu'occupent les calcaires des Flambouron, et à celle qu'occupent les calcaires marmoréens des monts Askion sur la marge occidentale de la zone pélagonienne. Or (cf supra) J.H. Brunn y a trouvé, à la base, une flore de Diplopores triasiques et au sommet, sous les ophiolites, une faune de Polypiers du Jurassique supérieur.

ce qui paraît hautement probable bien que non encore démontré rigoureusement, le cycle alpin ne commencerait pas ici par une transgression du Trias sur un socle ancien érodé, ce qui était admis implicitement jusqu'ici.

Les ophiolites reposent sur les phyllites verdâtres; elles sont toujours érodées. Il subsiste parfois (à la base du cortège) des dolérites qui doivent représenter le "chilled margin" observé dans les massifs ophiolitiques bien conservés; les ophiolites épaisses au Sud de l'Olympe (plus de 500 m) sont réduites dans les Flambouron soit à un niveau conglomératique surmonté par un mince niveau serpentineux, soit même à quelques traces de minerais de fer.

La série crétacée est discordante sur les ophiolites. Épaisse de 350 m environ, elle ne débute pas par des conglomérats calcaires comme dans le Vermion mais par des calcaires en plaquettes et des calcschistes parfois radiolaritiques; elle se poursuit par des marbres gréseux à Orbitolines et passe en concordance à des marbres bleu-noir à gros Rudistes.

Le Flysch termine la série crétacée. Il est concordant sur les calcaires à Rudistes et le passage de la sédimentation calcaire à la sédimentation terrigène et détritique est progressif.

C'est un Flysch grossier qui débiterait dans le Maestrichtien mais dont les niveaux supérieurs ne sont pas encore datés. Son épaisseur ne dépasse pas 300 m dans les Flambouron; mais le Flysch est toujours recouvert tectoniquement par le matériel des écailles de la marge occidentale de la zone du Vardar s.l. ce qui empêche toute estimation de puissance.

C H A P I T R E I O

LES FLAMBOURON ET LE BAS-OLYMPE (fin)LES FLAMBOURON ET LE BAS-OLYMPE DANS LE CADRE
DE LA ZONE PELAGONIENNEI) LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES.

L'étude stratigraphique des formations constitutives des Flambouron et du Bas-Olympe a donc permis de mettre en évidence les successions suivantes (de bas en haut).

Les granites (de Kataphighion et des Flambouron) toujours situés en-dessous des gneiss ocellés , en position anticlinale ; ils semblent représenter les termes les plus profonds des formations métamorphiques.

Les gneiss ocellés et rubanés de Livadi, caractérisés par des alternances de gneiss ocellés à microcline et de schistes à amygdales feldspathiques ; ils renferment des niveaux interstratifiés de roches vertes anciennes (péridotites, pyroxénites, serpentines).

En général, le passage entre les gneiss de Livadi et les roches sous et sus-jacentes est progressif; épaisseur de 800 à 1500 m (remarquons que les épaisseurs citées n'ont qu'une valeur indicative en raison même de la propagation irrégulière du ou des métamorphismes).

Les formations albitiques des hautes Piéria, série de gneiss albitiques, micaschistes albitiques, micaschistes, amphiboloschistes amphibolites, calcschistes et même calcaires, surmontés en concordance par les calcaires du Trias ;
épaisseur 500 à 1.000 m.

Une discordance locale et faible (la discordance de Dhaskion) peut être observée dans les schistes cristallins. Elle se situe soit, dans les gneiss ocellés et rubanés de Livadi (à Dhaskion) soit (approximativement) à la limite gneiss ocellés - gneiss albitiques (à Sarandaporou et au Mikri-Pourlia).

Les calcaires des Flambouron et les schistes intercalés, sous-jacents aux ophiolites, attribués sans preuves paléontologiques mais par continuité (Brunn J.H. 1959) au Triasico-Jurassique ; épaisseur de 800 à 1.000 m.

Les ophiolites, jurassiques , érodées en partie (épaisseur de 10 à 500 m).

Les calcaires crétacés et le Flysch (absents dans les Flambouron proprement dits, mais présents sur la rive gauche de l'Haliakmon), série calcaire d'âge crétacé supérieur, transgressive et discordante sur les ophiolites, surmontée par un Flysch débutant dans le Maestrich-tien (épaisseur : + 500 m).

2) LA SERIE CRETACEE .

La série crétacée évoque une sédimentation de ride, en accord avec ce que l'on sait de la zone pélagonienne. Elle est riche en faciès néritiques et récifaux et se termine par une sédimentation de type Flysch d'âge maestrichtien annonçant l'arrivée de la seconde orogénèse dont les effets vont se faire sentir longtemps (jusqu'au Tertiaire) et partout (jusque dans les zones les plus externes). Mais, l'essentiel est que la série crétacée est transgressive et discordante sur les formations plus anciennes; soit sur les ophiolites (kimmeridgiennes), soit sur les schistes et les calcaires du Trias, soit même sur les schistes cristallins (Kossmat F. 1924). Cette discordance est le témoin de la période orogénique (comprise entre le Jurassique terminal et le Cénomaniens) qui est de fait particulièrement riche en événements importants ; nous en reparlerons(I)

3) LA DISCORDANCE DE DHASKION ET LA CONTINUITÉ DE LA SÉDIMENTATION JUSQU'AUX OPHIOLITES JURASSIQUES .

La discordance angulaire de Dhaskion (locale) est soulignée par un conglomérat peu épais surmonté par une série apparemment

(I) Du point de vue du métamorphisme (cf II , chapitres I et 5), du point de vue tectonique (cf III).

transgressive. Il est impossible de dater cette discordance; toutefois on peut affirmer que le ou les métamorphismes lui sont postérieurs (même nature et même intensité de part et d'autre). La succession observée sur cette discordance, (généralement à microcline - à la base -, à albite au sommet) passe graduellement (vers le haut) aux calcaires des Flambouron présumés d'âge triasique. Il n'y a donc pas de discontinuité visible entre les formations présumées triasiques et leur soubassement. C'est là un trait important de la géologie des régions de Thessalie et de Macédoine appartenant à la marge orientale de la zone pélagonienne (1).

Jusqu'à présent, on avait coutume de dire que - dans les Hellénides - un nouveau cycle commençait avec le Trias. Or, dans les zones bien étudiées (les zones externes) on ne connaît ni le " socle " ni même les termes antérieurs au Trias supérieur ou moyen. On peut alors se demander si c'est par une trompeuse apparence ou simplement par souci de transposition (2) que l'hypothèse d'une discordance entre le Paléozoïque et le Mésozoïque a été formulée.

1. Souvenons-nous que J. Mercier observe également un passage progressif entre les schistes cristallins et les calcaires du Trias dans le Kajmáckcaland-Macédoine.
2. Comme dans les Alpes occidentales par exemple.

Ce n'est que dans les zones internes et dans la zone pélagonienne ,
précisément, que l'on observe pour la première fois le contact
entre les calcaires du Trias et le soubassement cristallin .

J.H. Brunn (1956) décrit des calcaires à Teutloporella Pia du
Trias moyen surmontant des schistes cristalloyphyllyens, mais le
contact entre ces deux formations est difficile à observer.

J.H. Brunn écrit (1956 p. 47) : " Tant dans les monts Askion que dans
les Kamvounia, les calcaires reposent directement et sans transition
sur les schistes ,... , leurs conditions de gisements se prêtent mal à
une analyse stratigraphique très détaillée du fait de l'existence
apparemment constante d'une disharmonie tectonique entre les calcaires
et leur soubassement schisteux" ; plus loin, il dit : " la série cris-
tallophyllienne dans Kamvounia est séparée des grès calcaires rouges
et verts sus-jacents par une discordance et une disharmonie totale
(p. 48) ; mais il admet ensuite que : " les tables calcaires ont dû
glisser sur leur substratum schisteux (p. 49) " .

D'autre part, la coupe entre Blasti et Namata (Brunn J.H., fig. 9 ,
p. 34) montre un passage normal entre le Permocarbonifère et le
Trias présumés (couches 7 et 8 sur couche 6) .

En Thessalie ce n'est donc pas sous le Trias calcaire qu'il faut
rechercher une discordance, mais probablement plus bas (sous le Permo-
Carbonifère?), ce qui n'est pas en désaccord avec ce que l'on connaît
ailleurs dans la Péninsule hellénique et en particulier en Attique.

BUS
LILLE

Dans le Parnes et le Pentilique , J. Trikkalinos (1958) décrit une série permo-carbonifère non métamorphique (marine et fossilifère) transgressive sur un " cristallin" constitué de marbres et de schistes micacés ; la discordance serait imputable à la phase bretonne ou à la phase sudète . Mais aucun auteur (à part Packelmann , 1938, dans l'île de Chios) ne signale la discordance hercynienne tardive ; C.Renz n'écrit-il pas (1940 , p. 150) : " La discordance entre le Paléozoïque récent et le Trias, qui existe à Chios , n'a pû être ni confirmée,ni infirmée en Attique ! "

En Thessalie , l'absence de discordance hercynienne confirmerait les vues de C. Renz :

Bref , là où le contact est visible et étudié, et sans vouloir généraliser hâtivement, il n'y a pas lieu de distinguer un socle de sa couverture mésozoïque et tertiaire.

LES BASSES PIERIA

C H A P I T R E X I :

L E S B A S S E S P I E R I A

SOMMAIRE

INTRODUCTION .	202
ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE DES BASSES PIERIA.	205
A) LES ECAILLES OCCIDENTALES .	208
1) Les ophiolites .	
2) Les calcaires roses à Radiolaires .	
3) Les calcaires à Orbitolines et à Polypiers.	
4) Les calcaires à Rudistes et les couches de passage au Flysch .	
5) Le Flysch et le Wild-Flysch .	
6) Analogies et différences avec les séries du Vermion et de Macédoine.	
B) LES ECAILLES ORIENTALES .	226
1) Les ophiolites .	
2) Les calcaires .	
3) Les schistes .	
C) LA ZONE DES MELANGES .	230
CONCLUSION .	232

S T R A T I G R A P H I E

(suite)

C H A P I T R E X I

L E S B A S S E S P I E R I A

INTRODUCTION.

Les hautes Piéria ou Flambouron que nous avons étudiées dans les chapitres précédents se prolongent vers le N E par des hauteurs beaucoup plus modestes appelées les basses Piéria, limitées par la vallée de l'Haliakmon au N W, la terminaison méridionale de la plaine de Salonique au Nord et les collines néogènes du littoral égéen à l'Est.

Le contraste avec les hautes Piéria et l'Olympe calcaire est saisissant. Les reliefs y sont modérés (en 500 et 1000 m) et très boisés.

Les petits cours d'eau dessinent un réseau hydrographique complexe assez inattendu dans une région apparemment tranquille. C'est que ces croupes boisées dissimulent un sous-sol où règne un mélange désordonné de formations très diverses. Dès qu'un ravin entaille un peu profondément la surface, il révèle un

véritable chaos de roches violemment colorées, mélangées, imbriquées les unes dans les autres qui semblent défier toute analyse.

On peut y distinguer une partie occidentale, plus élevée, limitée au N W par la vallée de l'Kaliakmon, avec des bancs calcaires de direction N W - S E, et une partie orientale où il n'y a plus de lignes directrices.

Les basses Piéria se prolongent au N W de l'Haliakmon par les collines du versant oriental du Vermion qui dominent les villes de Verria et de Naoussa; là également les reliefs apparemment calmes, révèlent à l'étude une structure géologique complexe. Il en est de même plus au N W des environs de la ville d'Edessa.

Les collines de Verria, de Naoussa et d'Edessa ont été étudiées récemment par J.H. Brunn et J. Mercier et leurs élèves. Ils ont montré que, par leurs caractères, elles se rattachent à la zone du Vardar définie par F. Kossmat et plus précisément à sa marge occidentale (Brunn J.H. , Mercier J.). Nous verrons qu'il en est de même des basses Piéria. Il convient donc de rappeler brièvement ici les résultats des travaux de J.H. Brunn et de J. Mercier.

J.H. Brunn (1958) distingue dans le Vermion, d'Ouest en Est

les unités suivantes.

- 1) Une série autochtone appartenant à la zone pélagonienne.
- 2) La nappe du Vermion.
- 3) L'unité des Avants Monts.
- 4) L'unité des Collines.

Dans les massifs macédoniens du Kajmačkan, du Voras, du Paikon et de la région de Kilkis, J. Mercier (1960) distingue en suivant une transversale W E :

- 1) L'unité de Vrita, correspondant à la nappe du haut Vermion.
- 2) Les écaillés du type " unité de Liki " qui pourraient correspondre à la série des collines du haut Vermion.
- 3) Le massif du Paikon (massif de Malaxa en Yougoslavie).
- 4) Les unités de Guevgeli-Artzan.

ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE DES BASSES PIERIA.

On peut distinguer dans l'ensemble complexe des basses Piéria, un groupe d'écaillés occidentales (ou écaillés de Polydendri) et un groupe d'écaillés orientales (ou écaillés d'Elafina) qui diffèrent légèrement par leur contenu pétrographique.

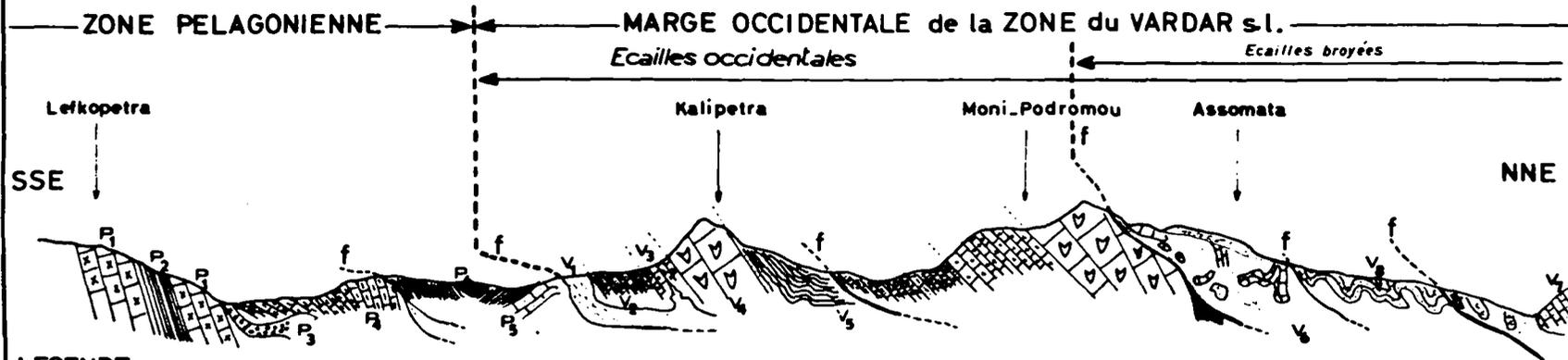
Les écaillés occidentales affleurent à l'Ouest d'une ligne qui joint les villages de Karadras au Nord et de Moscopotamos au Sud. On peut obtenir une bonne idée d'ensemble sur la géologie de ces écaillés en effectuant une coupe le long de la rive gauche de l'Haliakmon (fig. 36 et texte explicatif) dans laquelle on observe 5 termes successifs.

De bas en haut : des ophiolites, des calcaires roses, des calcaires à Orbitolines, des calcaires à Rudistes et du Flysch.

Les écaillés orientales affleurent à l'Est de la ligne précédente. Mais la discontinuité des affleurements et surtout les déformations tectoniques intenses ne permettent pas d'y relever de bonnes coupes. On y rencontre 3 termes distincts: des ophiolites, des calcaires et du Flysch.

Enfin, une zone tectonique se superpose obliquement à ces deux unités avec pour conséquence un broyage intense du contenu des écaïlles soit orientales, soit occidentales que j'appelle alors les écaïlles broyées (fig. 36).

BUS
LILLE



LEGENDE :

Zone pélagonienne

Zone du Vardar s.l.

Ecailles occidentales

Ecailles broyées



P₁



P₂



P₃



P₄



P₅



P₆



V₁



V₂



V₃



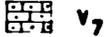
V₄



V₅



V₆



V₇



V₈



ECHELLE: 500 1000 2000 m.

Fig. 36 .Coupe dans la vallée de l'Haliakmon
(écaillés occidentales).

La coupe le long des rives de l'Haliakmon s'étend depuis Lefkopétra au SSE jusqu'au pont d'Assomata au NNE, c'est-à-dire sur une distance d'environ 8 kilomètres. De Lefkopétra jusqu'au Kalipetra, les formations sont de cachet pélagonien (P1 : marbres; P2 : schistes métamorphiques; P3 : ophiolites ; P4 : calcaires fins ; P5 : calcaires organodétritiques; P6 : Flysch schisteux rouge).

De Kalipetra à Assomata, on traverse successivement 4 écaillés qui appartiennent à l'unité que j'appelle les écaillés occidentales; les deux dernières broyées, font partie en plus de la zone dite des Mélanges.

Ecaillés occidentales.

Figuré V1 : " Roches vertes" , serpentines et conglomérats serpentineux. Elles reposent ici en contact anormal sur les calcaires à Polypiers (P5) de la série pélagonienne ; sur les flancs de la vallée, elles reposent sur le Flysch (P6) ;

Figuré V2 : calcaires gréseux et détritiques alternant avec des schistes tendres, calcareux, finement lités, de couleur rose; les bancs calcaires renferment des restes de radiolaires;

Figuré V3 : calcaires argileux noirs, en petits bancs, à délit terreux ; à Polypiers et Foraminifères (Orbitolines);

Figuré V4 : calcaires à Rudistes, en gros bancs, organo-détritiques et localement bréchiques, très recristallisés. Ils contiennent de nombreuses sections de Rudistes. Dans les derniers bancs, les marbres se chargent en quartz et se colorent en rose ou parfois en rouge brique;

Figuré V5 : Flysch schisto-gréseux, rouge, mal calibré, puis schisteux renfermant quelques niveaux de calcaires en plaquettes.

Ecaillés occidentales broyées.

Figuré V6 : mélange ophiolitique ; formation caractéristique des écaillés de ce type; serpentines de couleur vert pâle, pulvérulentes entourant des boules mal calibrées de roches noires et denses (pyroxénites, péri-dotites, pillow-lavas) et des blocs de marbres souvent bréchiques peu ou pas transformés par métamorphisme. Les serpentines s'insinuent entre les blocs de toute taille (du dcm³ au km³). Dans la coupe et plus précisément dans l'écaillé sous Assomata les marbres emballés sont identiques aux marbres à Rudistes de l'écaillé sous-jacente (écaillé de Moni-Podromou);

Figuré V7: marbres bleus, zonés;

Figuré V8: Flysch gréseux et Wild-Flysch.

A) LES ECAILLES OCCIDENTALES.

La série stratigraphique contenue dans les écailles occidentales comprend 5 termes bien distincts, soit de bas en haut:

- 1) les ophiolites ;
- 2) les calcaires roses et radiolaritiques;
- 3) les calcaires noirs à Polypiers et Orbitolines ;
- 4) les calcaires à Rudistes ;
- 5) le Flysch.

I) Les ophiolites (figuré V_I, fig. 36). Epaisseur : de 10 à 300 m.

On n'observe jamais leur soubassement stratigraphique car elles sont toujours tronquées par un contact anormal, généralement sur les schistes marneux ou gréseux du Flysch. Les roches vertes, peu épaisses, sont représentées par les termes inférieurs du " cortège ophiolitique " tel qu'il est observé dans d'autres régions de la Péninsule hellénique (Pinde septentrional , zone centrale du Vardar par exemple), à savoir : dunites, pyroxénites et péridotites altérées en serpentines , quelques gabbros en boules.

Je n'ai jamais observé ni dolérites, ni roches microlitiques ou pillow-lavas.

Au sommet des affleurements ophiolitiques, sous les calcaires crétacés, on peut observer localement de petites lentilles de minerais de fer (Monipétra) provenant de l'altération des ophiolites (I); plus rarement les ophiolites paraissent être complètement érodées; elles sont alors remplacées par un conglomérat peu épais (de 2 à 10 m de puissance), à éléments ophiolitiques, surmontant un petit niveau serpentineux (quelques mètres) ou interstratifié dans des serpentines altérées peu épaisses. Il ressemble à un conglomérat d'origine sédimentaire (galets arrondis, serpentineux ou calcaires, de la grosseur d'un poing, enrobés dans un ciment serpentineux de couleur vert-pâle, Pl.27,I).

L'étude des galets calcaires est intéressante; ceux-ci n'ont pas le faciès actuel des calcaires sous-jacents affleurant largement sur la marge orientale de la zone pélagonienne (d'où, ils devraient normalement provenir). Ce sont des galets de calcaire dolomitique noir, peu cristallin et non transformé par métamorphisme. Les marbres du Trias pélagonien sont souvent zonés, les galets du conglomérat ne le sont jamais; les marbres du Trias pélagonien renferment de nombreux minéraux de métamorphisme

I. Antonovitch (1952), Brunn J.H. (1959).

(albite , épidote , muscovite phengitique etc ...),
les galets du conglomérat sont toujours intacts ; enfin, ils
n'ont jamais le faciès du Triasico-Jurassique de l'Olympe
(formations d'Aghiou Diounissiou et du Mitika) caractérisé
par des calcaires et des dolomies noirs non transformés par
métamorphisme. De plus, dans un de ces galets (calcaire dolo-
mitique noir et organo-détritique), j'ai trouvé et fait déter-
miner des Foraminifères des genres suivants: *Tetraxis conica*
Ehrb et *Howchinia*, microfaune d'âge permo-carbonifère. Or, on
ne connaît pas dans cette région de formations paléozoïques ,
ni même triasico- jurassiques certaines. Remarquons enfin, que
les conglomérats sus-jacents aux ophiolites (dans cette partie
de la zone occidentale du Vardar comme dans les régions voisines
appartenant à la zone pélagonienne, Vermion, Macédoine) ne ren-
ferment jamais de galets gneissiques, alors que localement, le
Crétacé supérieur est transgressif sur le " massif cristallin
pélagonien"(versant oriental de Kitka-Yougoslavie , Kossmat, 1924).
Peut-on alors admettre qu'à cette époque les marbres et les
gneiss étaient encore à l'état de calcaires et de marnes, ce
qui expliquerait la présence de calcaires à faune permo-carboni-
fère dans les conglomérats ophiolitiques des basses Piéria et

l'absence de galets de gneiss ? (I)

Les variations des épaisseurs, l'absence des termes supérieurs du cortège, la présence d'une série discordante sus-jacente et encore plus, la présence de galets ophiolitiques dans le conglomérat, prouvent que les ophiolites ont été érodées en partie au cours d'une période comprise entre leur émission et le dépôt de la série de couverture. Cette érosion est consécutive aux mouvements orogéniques éocrétaqués dans les Hellénides internes.

2) Les calcaires roses à Radiolaires (figuré V₂, fig. 10).

Epaisseur : 100 m.

Sur les roches vertes ou sur le conglomérat ophiolitique, reposent en discordance angulaire faible, des calcaires fins radiolaritiques, légèrement quartzitiques, souvent rosés, se délitant en plaquettes séparées par des délits argileux.

I. En Macédoine, J. Mercier observe les premiers galets roulés de roches métamorphiques dans des niveaux conglomératiques d'une série schisto-gréseuse qu'il attribue au Flysch du Crétacé supérieur (renseignement oral). Cette découverte importante pourrait limiter supérieurement l'âge du ou des métamorphismes ayant affecté les formations de cette région.

Malheureusement les Radiolaires sont les seuls organismes (avec quelques spicules d'éponges et quelques tiges d'encrines) présents dans ces calcaires (I); un âge même approché ne peut être donné . D'après P. Marie qui a bien voulu examiner les plaques minces " l'âge des calcaires roses est indéterminé, pouvant aller du Carbonifère inférieur jusqu'au Crétacé moyen, mais probablement du Jurassique supérieur au Crétacé moyen". Puisque cette série repose sur les ophiolites que l'on sait avoir été émises(ailleurs) au Jurassique supérieur, nous admettrons sans autre preuve que les calcaires radiolaritiques sont d'âge compris entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen.

3) Les calcaires à Orbitolines et à Polypiers(figuré V₃, fig. 36).

Epaisseur : 150m à 200 m.

Des calcaires bleus sombres, en bancs de 15 à 20 cm, recristallisés, organo-détritiques, souvent bréchiques, parfois ferrugineux et contenant quelques granules de glauconie succèdent en concordance aux calcaires roses à Radiolaires. Ils peuvent contenir localement des bancs dolomitiques à nombreux tests de

I. Accumulation due probablement à une thanatocoenose (association post-mortem) ce qui n'implique pas obligatoirement . un milieu pélagique.

Lamellibranches.

Les calcaires ont fourni une faune mal conservée dans laquelle on peut toutefois reconnaître:

Marsonella oxyocona,

Orbitolina conica,

Textularia,

Valvulina,

Hypocrepina,

Rotalia,

des Lamellibranches dont des Inocerames à tests minces, des Bryozoaires, des Crinoïdes, des Polypiers etc... Cette faune et notamment O. conica permet d'attribuer à ces calcaires un âge crétacé inférieur terminal (Orbitolina conica : Vraconien).

4) Les calcaires à Rudistes et les couches de passage au Flysch.

Epaisseur: 200 à 300 m.

a) Les calcaires à Rudistes (figuré V₄ , fig. 36).

Après un petit niveau de calcaire bleu où abondent des Polypiers indéterminables, on observe une grosse masse de marbres blancs veinés de rouge et de vert, détritiques, renfermant des graviers anguleux de roches vertes et parfois de quartz. Ces calcaires contiennent de nombreuses sections de Rudistes mal-

heureusement peu caractéristiques; on peut cependant y reconnaître :

Schiozia sp ,

Caprinula sp,

ce qui donnerait un âge cénomano-turonien.

Un calcaire marneux intercalé dans les derniers bancs de marbres à Rudistes a fourni :

Globotruncana lapparenti (Coniacien-Santonien)

Gümbelina

ce qui donne un âge crétacé supérieur; enfin, juste sous le Flysch, deux niveaux de calcaires détritiques recristallisés ont fourni :

Orbitoïdes media (Maestrichtien)

Globotruncana linnæi(Turonien-Maestrichtien)

ce qui donne un âge maestrichtien.

b) Les couches de passage du calcaire à Rudistes au Flysch

(fig. 37,38,39).

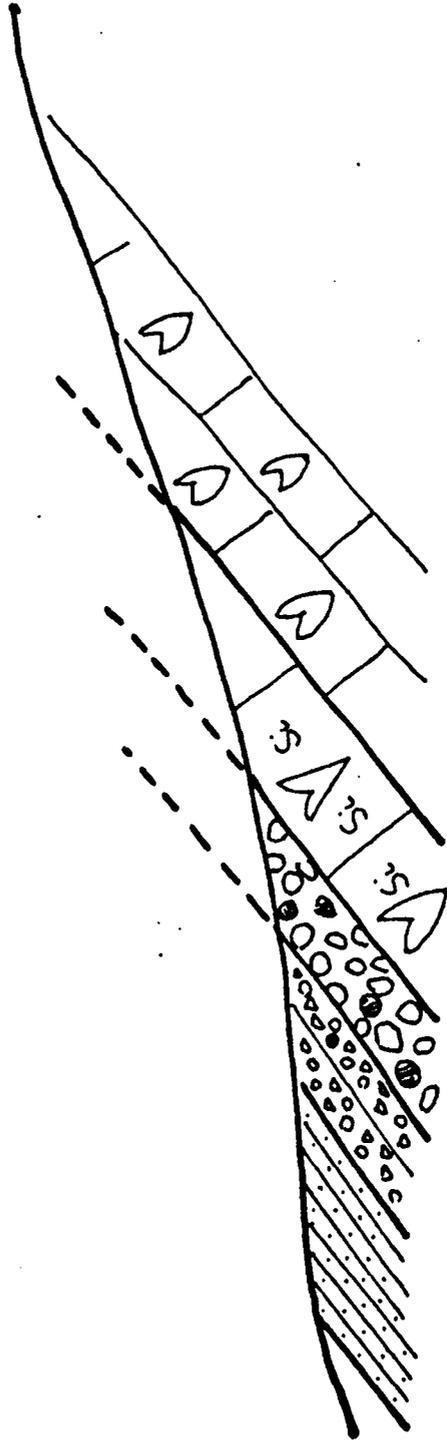
Trois coupes locales (fig. 37,38,39) situées toutes au voisinage immédiat de Polydendri (rive droite de l'Haliakmon) permettent d'étudier les couches de passage au Flysch.

Au fur et à mesure que l'on s'élève dans les calcaires à

BUS
LILLE

W

E



100
m

0

5 4 3 2 1

Fig. 37.

Coupe près du Kedros. Passage des calcaires à Rudistes
au Flysch.

I: calcaires à Rudistes; 2: calcaires quartzeux à Rudistes; 3: brèche conglomératique à gros galets calcaires; 4: microbrèche conglomératique à galets de calcaires et d'ophiolites; 5: grès calcaireux bleutés, micacés.

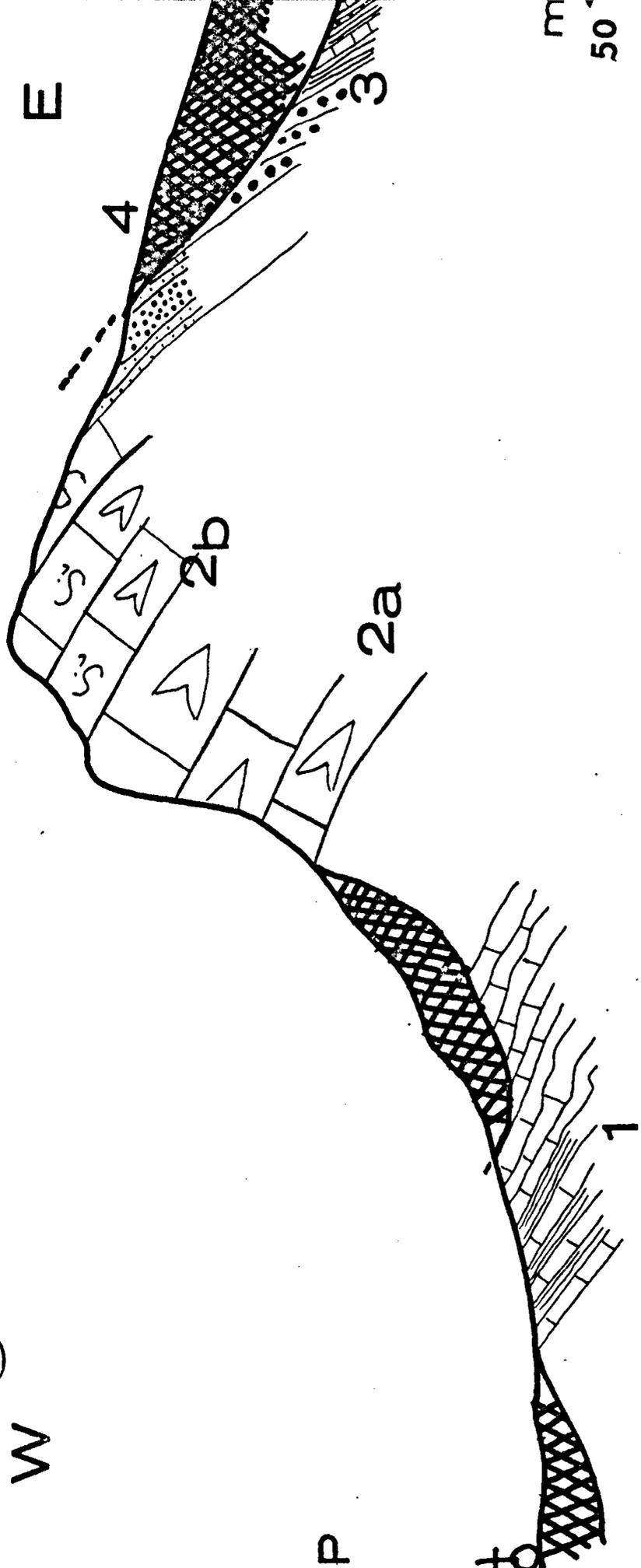
Fig. 38. Coupe près de Polydendri.

I: serpentine avec blocs de pyroxénites et de péridotites; 2: calcaire noir en petits bancs; 3: calcaires à Rudistes en gros bancs ; 4: calcaire siliceux à débris de Rudistes; 5: grès calcareux grossier; 6: calcaire à Rudistes; 7: calcaire siliceux à débris de Rudistes; 8: grès calcareux; 9: schistes marno-gréseux assez grossiers; 10: schistes rouges.



W

E



P

to

m
50

m 0

500 0

1

2a

2b

3

4



Fig. 39.

Coupe à l'Est de Polydendri.

I : calcaire cristallisé bleu noir; 2:calcaires à Rudistes;

2a : en gros bancs et intégralement carbonatés;
2b : siliceux;

3: couches de passage , grès, conglomérats, schistes, un petit niveau calcaire; 4: serpentines pulvérulentes.

P : Polydendri.

Rudistes, ceux-ci se chargent progressivement en grains de quartz (jusqu'à 15 % environ), l'altération météorique laisse les grains siliceux en relief, la surface des calcaires est alors rugueuse. En plaque mince, on observe en plus de la calcite et du quartz, quelques minéraux phylliteux (chlorite et séricite). L'origine du quartz est une énigme que je n'ai pu encore résoudre. Il n'est pas détritique (les cristaux sont toujours à contour anguleux, frais et sans pâtine); ils transpercent souvent les restes organiques ce qui invite à penser à une néoformation.

La présence de galets de roches éruptives acides dans le Flysch sus-jacent pourrait peut-être apporter un argument en faveur d'un apport siliceux à la proximité d'un magma; mais l'origine sédimentaire reste possible.

Comme le montrent les trois coupes (fig. 37, 38 39) le passage entre la sédimentation calcaire et la sédimentation argillo-gréseuse est progressif et un petit niveau calcaire inclus dans les premiers bancs du Flysch ayant fourni Orbitoides media et Globotruncana linnei, on peut penser que le Flysch débute dans le Maestrichtien.

- 5) Le Flysch et le Wild-Flysch (figuré V₅ ,
fig. 36). Epaisseur : + 300 m.

a) Le Flysch .

La composition du Flysch varie suivant les différents affleurements. Au Kedros, entre Polydendri et l'Haliakmon, (fig. 37 , figurés 3 à 5), le Flysch débute par des brèches conglomératiques (3 et 4) surmontées par des grès détritiques (5) en petits bancs (5 à 10 cm) indurés, calcaireux et micacés.

Près de Polydendri (fig. 38, figurés 5 à 10), les premiers niveaux schisto-gréseux du Flysch sont constitués par un banc gréseux (5) recouvert par une alternance de calcaires à Rudistes (6) et de calcaires bréchiqes (7) auxquels succèdent des grès calcaireux grossiers (8) passant rapidement à des schistes rouges (9), de plus en plus argileux, qui affleurent sur 250 m environ.

Ce Flysch est azoïque et son âge ne peut être que déduit. La présence d'Orbitoides media à la base donne un âge maestrichien pour les premières couches schisto-gréseuses. Le Flysch pourrait monter dans le Paléocène ce qui n'est pas prouvé paléontologiquement.

L'étude des niveaux bréchiques et conglomératiques de la base du Flysch nous renseigne sur la nature des matériaux détritiques constituant les apports terrigènes:

- 1) dans les premiers niveaux, les galets, assez gros, sont constitués par des calcaires à Rudistes;
 - 2) puis on observe des galets de roches vertes (serpentines, pillow-lavas, pyroxénites, péridotites) et de roches cristallines et cristallophylliennes associés avec des galets calcaires;
 - 3) enfin, dans un périmètre bien délimité (au NE du village de Polydendri) la présence de galets de roches éruptives acides est indubitable (trachytes et andésites). Ces galets ont une provenance énigmatique. Microscopiques, remarquablement frais, ils sont constitués par une pâte vitreuse ou microcristalline entourant des feldspaths plagioclases aciculaires(pl.27
- Dans les formations sous-jacentes au Flysch, il n'existe jamais de roches ayant une composition minéralogique semblable; mieux, dans les roches cristallines et cristallophylliennes des Flam-bouron, je n'ai jamais observé de telles roches acides.
- En un point (à l'Est de Polydendri, $x = 84.50, y = 101.30, z = 740m$ N° de l'échantillon = KANOA I6 , Pl.27,2). J'ai observé dans le Flysch (25 à 30 m environ au-dessus du dernier banc

calcaire) un petit niveau interstratifié, de 25 cm d'épaisseur, d'une roche microlitique éruptive, qui pourrait être une ophite. Cette roche est constituée en grande majorité par des plagioclases aciculaires, des grains de quartz et quelques rares plages microphylliteuses où parfois s'individualise une chlorite. Il se pourrait donc qu'il y ait eu localement, à cette époque, quelques émissions volcaniques de roches éruptives acides, immédiatement érodées et dont il ne resterait actuellement plus de traces.

b) Le Wild Flysch.

Dans la région de Polydendri (au Nord du village) et surtout sur la rive gauche de l'Haliakmon, on observe au-dessus des marbres à Rudistes, un Flysch constitué par un mélange d'énormes blocs de calcaires et de grès grossiers enrobés dans une pâte schisteuse rouge. Ce Flysch lenticulaire, grossier, détritique, polygénique à blocs exotiques de toutes dimensions peut être défini comme un Wild-Flysch. Il est le témoin de l'action érosive intense qui a eu lieu au voisinage de la flexure pélagonienne. Est-il besoin de faire remarquer que (selon toutes probabilités) l'apport détritique devait alors provenir de la cordillère pélagonienne située plus à l'Ouest?

Le métamorphisme dans la série crétacée des écailles occidentales.

Toutes les formations calcaires des écailles de ce type sont très recristallisées et renferment quelques minéraux néoformés (albite, séricite,épidote,pyrite); mais les actions métamorphiques (sporadiques) sont sans commune mesure avec celles qui ont été observées dans les calcaires des Flambouron . Le Flysch est presque toujours intact.

6) Analogies et différences avec les séries du Vermion et de Macédoine.

Les écailles occidentales se trouvent en position géographique et tectonique comparables à celles des séries de la nappe duVermion et de l'unité de Vrita. Elles sont situées au bord nord-est de la zone pélagonienne et chevauchent le Flysch pélagonien. Bien qu'occupant une position analogue, il n'est pas encore prouvé qu'elles s'intègrent dans une même unité isopique.

a) Analogies.

Les sédiments de la nappe du Vermion, de l'unité de Vrita et des écailles occidentales sont sensiblement homotaxes; ils débuent au Crétacé inférieur et se terminent par un Flysch qui est au moins dans sa partie inférieure d'âge maestrichtien; à la base de chaque série, on peut généralement observer un niveau

conglomératique légèrement discordant sur un soubassement ophiolitique. Ce sont enfin toutes trois des séquences positives correspondant à une seule et même transgression. Cependant, leur contenu sédimentaire diffère.

b) Différences.

I) Les conglomérats et les calcaires rougeâtres radiolaritiques.

La nappe du Vermion est riche en conglomérats calcaires à différents niveaux. Ceux de la base ont un ciment détritique rouge. Dans l'unité de Vrita, ces conglomérats sont remplacés par des alternances de schistes rouges et de calcaires rouges détritiques dans lesquelles on observe quelques petits niveaux conglomératiques (Brunn J.H. 1959, Mercier J. 1960).

Dans les écailles occidentales sur un petit conglomérat local essentiellement constitué par des galets de serpentines et de calcaires, reposent des calcaires rouges radiolaritiques sur une épaisseur d'au moins 100 m. Ces formations (si différentes) sont sensiblement homotaxes. Mais les indications paléontologiques que l'on possède laisse une marge d'incertitude. Dans le Vermion, J.H. Brunn (1958) décrit dans les conglomérats de base des Polypiers et des Gastéropodes cénomaniens.

Dans l'unité de Vrita, J. Mercier (1960) observe sur les niveaux conglomératiques alternant avec des schistes rouges,

des calcaires à Orbitolina lenticularis d'âge aptien-albien. Dans les écailles occidentales, le conglomérat ophiolitique et les calcaires radiolaritiques sont surmontés par des calcaires à Orbitolina conica (Vraconien).

Les premiers termes des 3 séries sont donc antécénomaniens et probablement post jurassique terminal (les ophiolites étant présumées- par extrapolation- d'âge kimmeridgien).

2) Les calcaires à Rudistes.

- a) Dans la nappe du Vermion, les calcaires à Rudistes sont absents; ils existent dans la couverture autochtone pélagonienne, mais ce sont des calcaires à Hippurites et à Orbitoides media (Sénonien supérieur).
- b) Dans l'unité de Vrita, sur des calcaires turoniens reposent des calcaires à Rudistes (pour la plupart des Radiolitidés) que l'on peut attribuer au Sénonien.
- c) Dans les écailles occidentales, les calcaires à Rudistes renferment des genres cénomano-turoniens et au sommet, des micro-organismes sénoniens.

Il semble donc que les calcaires à Rudistes dans les écailles occidentales des basses Piéria soient légèrement plus anciens.

Bref, bien que comparables ces 3 séries sont légèrement différentes.

Ce sont toutes trois des séquences positives correspondant à une transgression, mais les faciès sont grossiers dans la nappe du Vermion, essentiellement fins et peut-être moins néritiques - au moins à la base- dans les écailles occidentales. Ce sont toutes trois des séries de piémonts sous-marins (Brunn J.H. 1958), mais, au demeurant, les relations structurales entre ces unités ne sont pas élucidées. Pour l'instant, les différences de faciès observées peuvent avoir, soit une origine tectonique - si l'on admet des déplacements importants-, soit une origine paléogéographique; dans ce cas, les différences de faciès auraient été déterminées par des accidents paléogéographiques anciens, transversaux à la direction générale de la chaîne et localisés sur la marge occidentale de la zone du Vardar s.l.

B) LES ECAILLES ORIENTALES .

A l'Est d'une ligne qui passe approximativement par les villages de Karadras au Nord et de Moscopotamos au Sud, on observe un certain nombre d'écaillés comprimées et redressées qui possèdent une série stratigraphique légèrement différente de celle des écaillés occidentales. Ces écaillés s'imbriquent les unes dans les autres, se diverticulent, se réunissent de nouveau et sont affectées par une tectonique complexe.

Je les appelle les écaillés orientales ou écaillés d'Elafina. Malheureusement, la discontinuité des affleurements (maquis boisé, croupes herbues) et les déformations tectoniques (broyage intense, écaillage général) ne permettent pas d'y relever de bonnes coupes des séries, mais seulement des sections très fragmentaires.

En outre, la faune et la microfaune sont très rares (inconnues dans les masses de calcaires continus, rares et recristallisés dans les blocs de calcaires emballés dans les ophiolites (voir plus loin).

Aussi, l'échelle stratigraphique proposée est-elle très imparfaite, bien qu'elle apporte la preuve de l'existence de

calcaires secondaires dans une région considérée jusqu'à présent par la carte au 1/500.000 ème de la Grèce comme constituée de schistes cristallins anciens.

Les roches les plus généralement rencontrées dans les multiples écailles orientales peuvent se résumer à 3 termes:

des ophiolites , des calcaires , des schistes .

1) Les ophiolites sont très épaisses; dans une écaille elles chevauchent toujours, vers l'Ouest, les schistes de l'écaille précédente; elles sont serpentinisées et renferment localement des vestiges des termes du cortège ophiolitique: pyroxénites, péridotites, gabbros, diabases. A la base de chaque écaille on observe un mélange analogue à celui dont je parlerai plus loin.

2) Les calcaires. Les affleurements de roches carbonatées sont essentiellement de deux types:

- a) les affleurements continus;
- b) les affleurements discontinus.

Dans le premier cas, on observe au-dessus des roches vertes une épaisse série de calcaires marmoréens, recristallisés, azoïques parfois radiolaritiques. Les rapports entre les roches vertes

et les calcaires sont difficiles à étudier étant donné les nombreux accidents tectoniques. Y a-t-il concordance, discordance ou contact anormal entre ces deux formations superposées? Les calcaires ont parfois glissé sur leur soubassement ophiolitique, on observe alors une disharmonie entre les deux ensembles; lorsque le déplacement a été important, les ophiolites peuvent même disparaître complètement à l'affleurement, les calcaires chevauchant alors les schistes de l'écaille sous-jacente.

J'attribue par continuité à ces calcaires, un âge comparable aux calcaires radiolaritiques, à Foraminifères et à Polypiers des écailles du type " Polydendri" c'est-à-dire crétacé; mais aucune preuve paléontologique ne vient à l'appui de cette hypothèse.

Dans le cas des affleurements discontinus, les blocs calcaires (de dimensions cartographiables, allant jusqu'à 1 km de long sur 300 m de large) sont emballés et flottent dans une bouillie serpentineuse vert pâle. Les calcaires sont de différents types, mais toujours organo-détritiques. Ce sont :

- des calcaires jaunes, légèrement argileux, contenant quelques débris de roches vertes et constitués essentiellement par des organismes encroûtants en particulier des Algues indéterminables;

- des marbres roses ou blancs rosés ou gris clair, riches en débris organiques (Polypiers , Gastropodes, Spongiomorphides) enrobés dans une structure encroûtante qui pourrait être due à une Algue, enfin des Foraminifères (Textulaires, Miliolles et Orbitolines) dont le genre Dictyoconus qui est surtout d'âge barrémien-albien mais qui peut monter dans le Maestrichtien et même dans l'Eocène. Les calcaires à Rudistes (largement étendus dans les écailles occidentales); n'existent plus tout au plus , dans quelques écailles frontales du type Elafina rencontre-t-on quelques calcaires à débris de Rudistes (région Ouest de Moscopotamos, Klippe de Dzouka).

3) Les schistes .

Epaisseur : + de 350 m.

Au-dessus des calcaires azoïques, on observe (là où les contacts tectoniques ne sont pas trop complexes) des schistes reposant en concordance apparente sur les calcaires. La série débute par des schistes gréseux microconglomératiques passant au fur et à mesure que l'on s'élève, à des schistes rouges, argileux, finement grenus, se débitant en fins éclis allongés. Ces schistes constituent la plus grande partie des collines herbeuses à l'Est de la ligne Karadras-Moscopotamos (Platidromos, Elafina etc ...).

Vers l'Est, sur la terminaison orientale des basses Piéria, non loin de la limite des formations plio-quaternaires de la plaine de Katerini et tout particulièrement sur le talus de la nouvelle route qui relie Elafina à Driaka, des schistes noirs micacés à reflets soyeux alternent avec des petits niveaux gréseux. Les rapports stratigraphiques entre ces formations schisto-gréseuses de type flyscholide et les 3 termes précédemment décrits, ne sont pas encore élucidés; lorsque le Flysch noir existe, le Flysch rouge n'est pas présent. Mais rien ne permet d'affirmer qu'il représente une variation latérale ou plus interne du Flysch rouge; le problème reste entier.

C) LA ZONE DES MELANGES.

Je reviendrai sur l'étude de la zone des Mélanges dans le chapitre consacré à la tectonique des basses Piéria. Il faut cependant signaler ici l'importance de cette zone tectonique qui se superpose obliquement aux deux zones de faciès décrites précédemment, Large de plusieurs kilomètres, elle montre toutes les formations constitutives des basses Piéria, mais dans le plus grand désordre: blocs d'ophiolites de toutes tailles et de toutes natures, de Flysch (divers), lames

calcaires et même parfois schistes cristallins qui flottent dans une purée verdâtre serpentineuse. Toute coupe transversale, perpendiculaire aux directions dominantes NW-SE est pratiquement impossible à interpréter, J'ai retrouvé des aspects identiques depuis le Sud de l'Olympe (dans des séries apparemment de cachet pélagonien) jusqu'aux abords du Vermion. J.H. Brunn (1960) mentionne cette zone de broyage depuis l'Olympe jusqu'à Kapaonik, c'est-à-dire sur une distance de plus de 400 km. De telles associations chaotiques, à dominance ophiolitique, ont également été décrites dans des zones homologues en Turquie par Bailey et Mc Callien (Ankara-Mélange, 1953), et par Ganser en Turquie, en Iran et en Asie (Colored-Mélange, 1955). L'origine tectonique de ces mélanges, si elle fut fortement combattue semble être aujourd'hui admise par de nombreux géologues (I) et J.H. Brunn envisage l'hypothèse selon laquelle ces mélanges résulteraient de mouvements longitudinaux à l'échelle alpine le long de zones privilégiées qu'il appelle les sutures ophiolitiques (1961). Dans le cas précis qui nous préoccupe, cette hypothèse de travail se révèle être la plus satisfaisante. Nous en reparlerons.

I. Voir chapitre consacré à la tectonique.

CONCLUSIONS

On observe donc dans les basses Piéria, deux unités successives possédant des séries stratigraphiques comparables mais cependant légèrement différentes quant à leur contenu sédimentaire. Ces séries, dont une stratigraphie précise ne peut être donnée dès à présent, sont résumées dans le tableau de la fig. 40, qui comprend 3 échelles : la première à gauche relative à la couverture pélagonienne, la seconde et la troisième relatives aux écailles occidentales (au centre) et orientales (à droite). Enfin à ces unités stratigraphiques se superpose obliquement une zone tectonique caractérisée par un broyage intense et qui constitue la " Zone des Mélanges ". De toute évidence, cet ensemble appartient à une autre zone isopique ou tectonique que l'Olympe ou que les Flambouron; ses caractères rappellent au contraire ceux de la zone du Vardar définie par Kossmat. Enfin, ses structures étudiées plus loin sont analogues à celles qui ont été observées au NW des basses Piéria tout le long de la bordure orientale de la zone pélagonienne par J.H. Brunn et J. Mercier.

Ecailles orientales

-  F
-  F_o  Fe
-  C_o  S
-  C

Ecailles occidentales

-  F
-  C_m
-  C_r  C_o
-  C_r  Fe
-  C_r  S
-  C_o

Zone pélagienne

-  F
-  C_r
-  F_o  S
-  C_{ro}  C_o
-  C_r  M_o
-  C_p  M
-  C_o  A
-  C_m  S

z pélagienne

HALARMON-OUEST-EST

marge occidentale de la Z. du Vardar

s.l.

Ecailles occidentales

Ecailles orientales

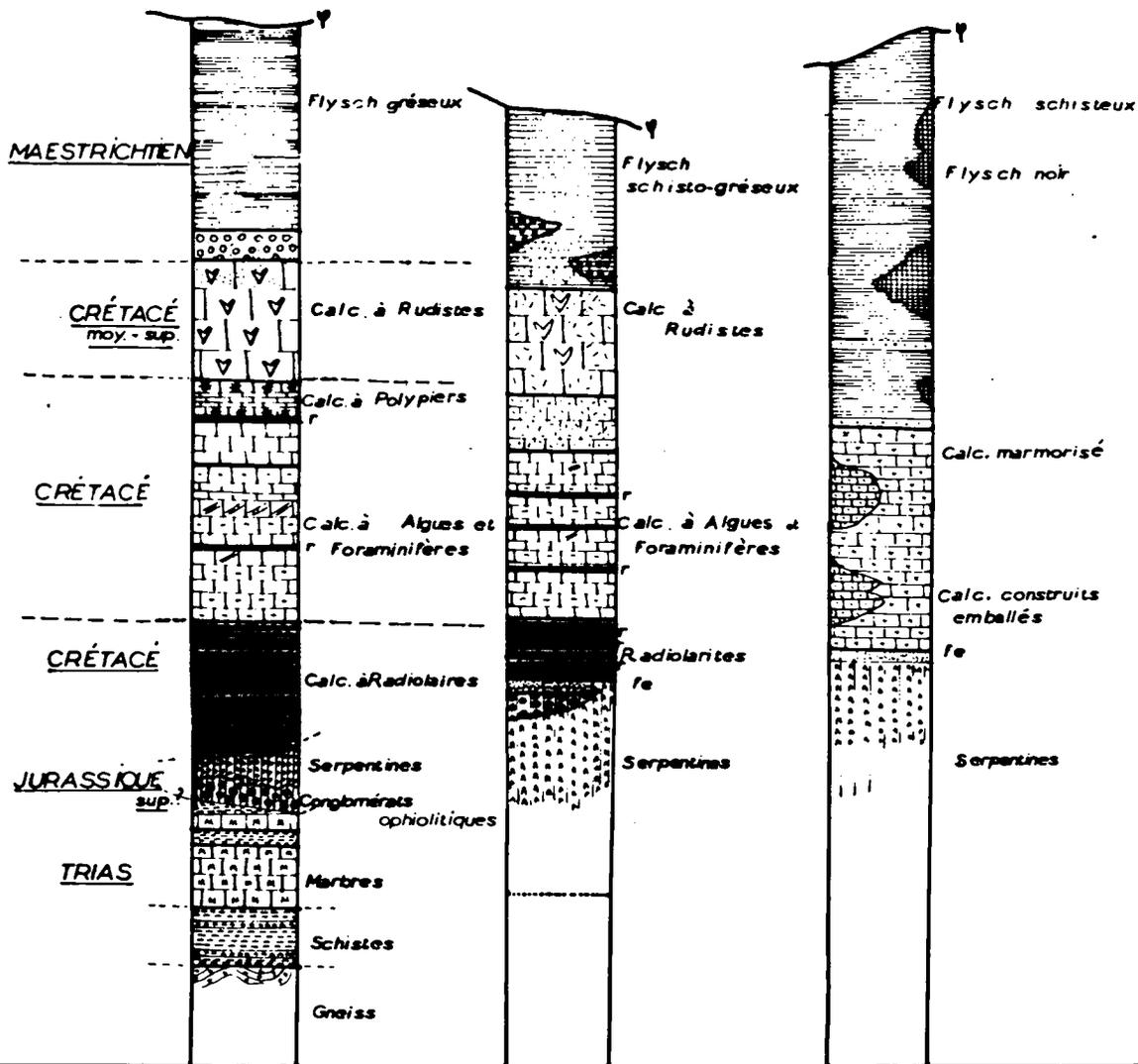


Fig. 40.

Séries stratigraphiques dans les séries mésozoïques des Flambouron (zone pélagonienne) et des basses Piéria (marge occidentale de la zone du Vardar).

Z. pélagonienne.

Gn: gneiss albitiques des hautes Piéria ou localement gneiss ocellés de Livadi; A: série discordante de Dhaskion; M: marbres d'âge indéterminé, probablement jurassico-triasiques avec niveaux schisteux intercalés (Mg); cS et S : conglomérats ophiolitiques et serpentines; cr : calcaire gréseux radiolaritique; Cm: calcaire à Orbitolines; Ca : calcaire à Algues; Cp: calcaire à Polypiers; Cr: calcaire à Rudistes; Crq: calcaire quartzeux à Rudistes; Fc: Flysch conglomératique ; F : Flysch grés-marneux.

Z. du Vardar s.l. (marge occidentale).

Ecailles occidentales.

S : roches vertes avec niveaux conglomératiques (cS), et minerais de fer (fe); cr : calcaires radiolaritiques ; Cm: calcaires à Orbitolines ; Ca : calcaire à Algues et à Polypiers; C'r: calcaires à Rudistes (Cr) et à débris de Rudistes (C'r); Wf: Wild-Flysch; F: Flysch schisto-gréseux.

Ecailles orientales.

S: serpentines avec minerais de fer (fe) ; C : marbres d'âge indéterminé ; Cc : marbres construits emballés dans les Ophiolites; Fn : Flysch noir ; Fr : Flysch rouge schisteux.

CONCLUSIONS
A
L'ETUDE
STRATIGRAPHIQUE

C H A P I T R E X I I

C O N C L U S I O N S

L'OLYMPE DANS LE CADRE DES ZONES ISOPIQUES EN
GRECE CONTINENTALE

SOMMAIRE.

RAPPEL DES CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES.....	235
1) L'Olympe .	
2) Les Flambouron.	
3) Les basses Piéria.	
 PLACE DE LA SERIE DE L'OLYMPE DANS LE CADRE DES ZONES ISOPIQUES EN GRECE CONTINENTALE.....	 238
1) La série de l'Olympe est continue.	243
2) Les formations de la série de l'Olympe diffèrent des formations des zones internes.	243
3) La série de l'Olympe présente certaines affinités avec les séries de rides ou de haut-fond des zones externes.	247
4) La série de l'Olympe présente en particulier un grand nombre d'affinités avec la série du Parnasse.	249

S T R A T I G R A P H I E

(fin)

C H A P I T R E X I I

C O N C L U S I O N S

L'OLYMPE DANS LE CADRE DES ZONES ISOPIQUES EN
GRECE CONTINENTALERAPPEL DES CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES.

L'analyse stratigraphique des séries observées dans la région de l'Olympe et de ses piémonts, a permis de mettre en évidence TROIS unités aux caractères lithologiques et géométriques bien distincts.

I) L'Olympe calcaire possède une série continue du Trias . à l'Eocène, sans lacunes ni discordances (en particulier au début de la période crétacée). La série lithologique (calcaréodolomitique, épaisse de plus de 2.800 m, terminée par un Flysch schisto-gréseux) y présente des faciès à caractères originaux. Les conditions paléogéographiques et paléobiologiques ayant permis le dépôt de tels sédiments sur une telle épaisseur et pendant une si longue période semblent indiquer que l'Olympe a toujours été au cours du Secondaire et d'une partie du Tertiaire

un haut-fond sous-marin, sorte de dorsale pélagique probablement isolée , en tous cas à l'abri d'apports détritiques originaires de terres émergées.

2) Les Flambouron appartenant à la zone pélagonienne située aujourd'hui tout autour de l'Olympe présentent au contraire une histoire stratigraphique plus complexe .

Sur un bâti d'âge présumé paléozoïque constitué par des séquences calcaréo-schisteuses à tendance magnésienne qui n'avaient sans doute pas encore été affectées par le métamorphisme, se déposent-dès le Trias - des sédiments carbonatés de haut-fond qui constituent aujourd'hui les marbres et les calcaires des Flambouron et auxquels j'ai attribué un âge triasico-jurassique. Dès cette époque, les Flambouron font partie d'une ride (la ride pélagonienne) ayant une tendance marquée à l'émersion.

Vers la fin du Jurassique , cette ride est recouverte en totalité ou en partie par des épanchements basiques (les ophiolites) émis aux flexures orientales et occidentales du haut-fond .

Celui-ci émerge au Crétacé inférieur.

Pendant l'émergence, la cordillère pélagonienne subit des actions dynamiques externes .

La couverture mésozoïque, une partie même du soubassement paléozoïque sont localement enlevées par érosion .

Enfin, la mer venant des zones plus internes et plus orientales, transgresse au cours du Crétacé moyen et supérieur. La zone pélagonienne immergée à nouveau , joue encore une fois le rôle d'une ride où se déposent des calcaires néritiques organo-détritiques à Polypiers, à Rudistes et à Foraminifères; puis, une sédimentation schisto-gréseuse s'implante à partir du Maestrichtien et se poursuit probablement dans le Paléocène par les dépôts à faciès de Flysch pauvre en éléments clastiques grossiers.

Au début du Tertiaire , alors que l'Olympe échappe pour un certain temps encore à l'invasion terrigène , les Flambeuron se plissent et émergent .

3) Les basses Piéria possèdent une série stratigraphique comparable à celles qui constituent des régions appartenant à la marge occidentale de la zone du Vardar s.l. (Haut-Vermion, unité de Vrita): ophiolites , calcaires crétacés, Flysch. Les conditions paléogéographiques et paléobiologiques évoquent le

bord d'un sillon interne ou la marge d'un géantoclinal interne, bref, un piémont sous-marin (Brunn J.H. 1959) •

Ainsi l'étude stratigraphique de l'Olympe et de ses piémonts a mis en évidence :

- a) deux zones internes déjà bien connues et bien étudiées ,
- 1) la zone pélagonienne, ride interne, dont fait partie les Flambouron;
 - 2) la zone du Vardar s.l. et plus particulièrement la marge occidentale de cette zone , à caractère de piémont sous-marin et dont font partie les basses Piéria ;
- b) une unité, l'Olympe (située géographiquement à l'intérieur des Flambouron) possédant une série stratigraphique originale qu'il faut maintenant replacer dans le cadre général des zones isopiques en Grèce continentale.

Place de la série de l'Olympe dans le cadre des zones isopiques en Grèce continentale (fig. 4I).

Nous savons que les zones isopiques des Hellénides sont groupées en deux grands ensembles: les zones externes (où il y

Fig. 4I .

ECHELLES STRATIGRAPHIQUES EN GRECE CONTINENTALE.

Remarques.

A) Sur la construction du diagramme.

1) Chaque colonne stratigraphique est établie en fonction des travaux des auteurs cités. Les épaisseurs des différentes formations sont respectées.

2) La série du Parnasse n'est pas incluse dans le domaine des zones externes . J'admets en effet (comme P. Celet) que cette série est intermédiaire entre les zones internes et les zones externes; de même je n'ai pas classé la série du groupe de l' Olympe que je considère proche de la série du Parnasse.

3) Comme niveau homotaxe, le Maestrichtien est arbitrairement choisi.

4) La série de la zone préapulienne (trop externe et incomplète) ni celle de la zone du Vardar s.l.(en cours d'étude et qui doit être subdivisée) ne sont pas représentées.

5) Les échelles stratigraphiques sont arrêtées vers le haut au second Flysch; les épaisseurs connues ou présumées de ce Flysch sont indiquées en surcharge.

6) Un certain schématisme a parfois obligé à simplifier les séries; c'est ainsi que j'ai dessiné la série de la sous-zone du Pinde axial et non celles des marges occidentale et orientale (voir dans ce cas les descriptions de J. Aubouin); pour la zone du Gavrovo, on sait qu'en Péloponnèse, la zone de Tripolitza (qui prolonge la zone du Gavrovo) possède une série complète depuis le Trias jusqu'au Miocène.

7) Logs lithologiques très sommaires.

Formations détritiques non carbonatées. 0: conglomérats;
1: grès ; 2: schistes et schistes gréseux.

Formations néritiques d'origine organique. 3: calcaires récifaux;
4: calcaires construits ; 5: calcaires bréchiques.

Formations pélagiques ou prétendues telles et formations associées. 6 : calcaires pélagiques; 7 : schistes pélagiques;
8: schistes jaspeux, calcaires jaspeux et calcaires radiolaritiques; 9: radiolarites.

8) Lithologie . 0: bauxites ; I: conglomérats; Ia: calcaire ; Ib: ophiolitique. 2: Flysch ; 2a: schisteux; 2b : gréseux; 2c: Wild-Flysch; 2d: calcaire. 3: calcaires d'origine organique; 3a: à Algues ; 3b: à Pseudocyclamines; 3c : à Polypiers; 3d: à Nérinées ou Gastéropodes; 3e: à Rudistes; 3f: à débris de Rudistes; 3g: à Foraminifères benthiques (Olympe); 3h: à Nummulites (Olympe); 3i: à Lamellibranches (Olympe). 4: calcaires et dolomies; 4a : dolomies en plaquettes ; 4b: dolomies et calcaires cristallisés ; 4c: dolomies à traces alguaires. 5: calcaires bréchiques; 5a: microbréchiques et à débris; 5b: à débris d'autres calcaires; 5c : brèches et calcaires bréchiques à débris. 6 : calcaires à Orbitoïdes et Globotruncana (niveau homotaxe). 7: calcaires pélagiques ; 7a : à silex; 7b: microbréchique à silex; 7c : calcaires pélagiques de Vigla. 8: schistes ; 8 a: schistes à Posidonomyes et marnes calcaires à Ammonites. 8b: schistes du Triasico-Jurassique pélagonien. 9: calcaires et jaspés; 9a : marnes jaspées et jaspés; 9b: calcaires jaspés. 10: radiolarites ; 10a: radiolarites; 10b : calcaires radiolaritiques. 11: ophiolites. 12: Anté-Trias.

B) Sur le diagramme lui-même.

I) On constate une sédimentation plus active et plus puissante, dans les zones de haut-fond (rides pélagonienne et du Gavrovo,

hauts-fonds du Parnasse et de l'Olympe) et des épaisseurs moindres dans les zones à caractères de fosse (sillon ionien et sillon du Pinde). On remarquera en particulier l'épaisseur des calcaires crétacées et du Flysch tertiaire dans le Gavrovo.

2) On constate en outre, l'absence du Flysch barrémien dans la zone du Parnasse pourtant située plus à l'Est que la zone du Pinde et par conséquent plus proche des zones probables d'alimentation.

3) Dans la zone du Pinde, le second Flysch débute dans le Maestrichtien, ce n'est pas le cas de la zone du Parnasse où les premiers niveaux flyschoïdes sont d'âge paléocène et peut-être localement d'âge yprésien (Papastamatiou J. , 1960).

4) La comparaison des différentes échelles stratigraphiques et lithologiques très sommaires montre qu'en Grèce continentale, on peut comparer la série de l'Olympe à celle du Parnasse.

a continuité de sédimentation pendant le Mésozoïque et une partie du Tertiaire) et les zones internes (où il y a discontinuité) (Brunn J.H. 1956, p. 25).

En gardant un sens géographique à cette classification, les zones externes sont distribuées à l'Ouest de la zone subpélagonienne, les zones internes à l'Est. Or, l'Olympe est situé à l'intérieur de la zone pélagonienne.

On pouvait donc s'attendre à y observer une série comparable à celles qui constituent les zones internes.

En fait, nous avons vu que :

1) LA SERIE DE L'OLYMPE EST CONTINUE DU TRIAS A L'EOCENE
(fig. 4I,3).

Ce caractère de continuité l'oppose aux séries internes qui recèlent une lacune et une discordance à l'Eocrétacé (fig. 4I, I, 2)

2) LES FORMATIONS DE LA SERIE DE L'OLYMPE DIFFERENT DES FORMATIONS DES ZONES INTERNES.

A) Le Trias et le Jurassique de la zone pélagonienne (fig. 4I, I).

Le Trias et le Jurassique de la zone pélagonienne sont caractérisés par des marbres très recristallisés (blancs ou

rosés) et quelques intercalations schisteuses, transformés localement (dans la partie orientale de cette zone) par un métamorphisme régional non négligeable (dans les Flambouron et dans le Kajmackalan).

Ce Trias est surmonté par des calcaires à Polypiers d'âge jurassique recouverts par les épanchements ophiolitiques (Brunn J.H. 1956; Mercier J. 1960).

La formation d'A. Diounissiou(qui renferme des termes d'âge norien)est au contraire, intégralement carbonatée, partiellement dolomitique (termes 3,6 et 8) et très fossilifère. En outre, elle n'a subi aucune transformation métamorphique. On peut donc penser que les conditions et les aires de dépôt étaient déjà à cette époque assez différentes.

B) Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

Au Kimmeridgien, les zones internes sont recouvertes dans leur quasi totalité par des épanchements de roches ultrabasiques.

Or, durant cette période se déposent dans l'Olympe des calcaires et des dolomies à Algues et à Polypiers. On y rencontre jamais ni ophiolites, ni brèches ophiolitiques ni même les sédiments associés (certaines radiolarites par exemple).

C'est là un nouveau caractère (négatif certes) qui oppose encore l'Olympe aux zones internes.

C) Le Crétacé supérieur s.l. et le Tertiaire .

Dans les zones internes, le Crétacé moyen ou le Crétacé supérieur s.s. est transgressif et discordant sur les formations sous-jacentes. Les modalités de cette transgression (visible également dans les Flambouron) ont été étudiées en détail (Aubouin J. etc...1960).

Rappelons que ce Crétacé est discordant:

-soit sur les ophiolites complètes et parfois sur les radiolites sommitales (zone subpélagonienne, Brunn J.H. 1956, Marinos G. 1956, Aubouin J. 1957, Celet P. 1952, fig. 4I col.2);

-soit sur le cortège ophiolitique partiellement érodé (zone pélagonienne, Brunn J.H. 1959, Mercier J. 1960, fig. 4I col.I);

-soit sur le Trias calcaire ou schisteux (Mercier J. 1960);

-soit même sur les formations cristallisées plus anciennes (Kossmat F. 1924, sur le versant oriental de Kitka, massif pélagonien yougoslave).

Le Crétacé supérieur est très schématiquement caractérisé par un conglomérat de transgression formé par des galets ophiolitiques enrobés par un ciment de même nature ou par des galets calcaires provenant du démantèlement de la cordillère éocrétacée (Brunn J.H. 1959). Ce conglomérat est surmonté par des calcaires dont la plupart sont néritiques, détritiques et contiennent des Rudistes à certains niveaux.

Dans l'Olympe, durant le même laps de temps, la série se poursuit sans discontinuité par des alternances de calcaires et de dolomies (formation du Tigania).

Enfin, dès le Maestrichtien, les zones internes sont secouées successivement par les manifestations de la seconde orogénèse. L'émersion puis l'érosion de chaînes de montagnes orientales provoquent le dépôt dans les zones occidentales d'un Flysch typique qui débute avec le Maestrichtien (Brunn J.H. 1956, Aubouin J. 1957 etc ...).

Au contraire dans l'Olympe, la sédimentation calcaire se poursuit jusque dans le Paléocène et le Flysch n'apparaît que plus tard. Si l'on admet la position interne de l'Olympe, il est difficile de comprendre les raisons pour lesquelles ce massif a pu échapper pendant si longtemps à l'invasion de matériaux

terrigènes si étendus par ailleurs.

Par conséquent, bien que situé géographiquement à l'intérieur de la zone pélagonienne, l'Olympe possède une série stratigraphique totalement différente .

3) LA SERIE DE L'OLYMPE PRESENTE CERTAINES AFFINITES AVEC
 LES SERIES DE RIDE OU DE HAUT-FOND DES ZONES EXTERNES.

Les échelles stratigraphiques et lithologiques de la fig. 4I montrent que c'est aux séries externes qu'il faut comparer la série de l'Olympe et plus particulièrement aux séries de ride ou de haut-fond:

-soit à la zone du Parnasse (fig. 4I, 4) comme je l'ai suggéré (1962^a) et comme semble le penser P. Celet 1962 (note infrapaginale p. 159) ;

-soit à la zone de Gavrovo-Tripolitza (fig. 4I , 6), comme J. Aubouin l'a fait remarquer très récemment (1964, intervention à la communication de Godfriaux 1964 a),

En ce qui concerne cette dernière hypothèse, je rappelle qu'en Grèce continentale, seuls les termes les plus récents (Jurassique supérieur?-Crétacé supérieur-Eocène-Oligocène) sont connus.

Ce sont eux que j'ai représentés dans la colonne stratigraphique relative à cette zone en m'aidant des descriptions de J. Aubouin (-1959) et de J.H. Brunn (1956). En Péloponnèse, J. Dercourt a mis en évidence une série continue depuis le Trias jusqu'à l'Eocène-Oligocène: la série de Tripolitza. J. Dercourt (1960) y distingue de bas en haut :

- 1) le Trias et le Jurassique inférieur : calcaires dolomitiques épais;
- 2) le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur: calcaires néritiques à Algues, Foraminifères et Bryozoaires;
- 3) le Crétacé supérieur : calcaires néritiques clairs à Rudistes et Orbitoïdes;
- 4) l'Eocène et le Priabonien inférieur: calcaires néritiques à Nummulites;
- 5) le Priabonien et l'Oligocène (?)Miocène : Flysch marneux et gréseux .

La séquence carbonatée, continue du Trias à l'Eocène, présente en effet des analogies avec la série de l'Olympe. L' hypothèse est séduisante et pourrait apporter quelque solution aux problèmes encore en suspens; mais dans l'état actuel de nos connaisan-

ces , il est difficile de comparer ces deux provinces séparées aujourd'hui par plus de 500 km.

- 4) LA SERIE DE L'OLYMPE PRESENTE EN PARTICULIER UN GRAND NOMBRE D'AFFINITES AVEC LA SERIE DU PARNASSE, PLUS ORIENTALE PAR RAPPORT A LA SERIE DE TRIPOLITZA OU DU GAVROVO, DONC DE TOUTES FACONS ORIGINELEMENT PLUS PROCHE DE L'OLYMPE.

A) Au Trias et au Jurassique.

Dans le Kallidromion et dans le Parnasse-Kiona , P. Celet (1962) décrit des formations caractérisées par (de bas en haut):

- 1) des dolomies zonées sans fossiles (Norien ?);
- 2) des dolomies et des calcaires d'âge norien ;
- 3) des calcaires à Algues et à Mégalodons d'âge liasique.

La succession lithologique est assez comparable à celle de la formation d'A. Diounissiou rencontrée dans l'Olympe (Termes I à 9). Les données biologiques et écologiques concordent également ; la présence de Dasycladacées, de Mollusques (Lamelli-branches et Gastéropodes) permet de supposer que dans le Parnasse les calcaires triasico-jurassiques se sont déposés également sur

un plateau épicontinental sous faible épaisseur d'eau.

La présence de Characées primitives aussi bien dans le Parnasse que dans l'Olympe corrobore cette hypothèse (fig. 42) .

B) Au Jurassique supérieur.

Dans le Parnasse comme dans l'Olympe, l'absence d'ophiolites au Jurassique supérieur est remarquable. A la latitude du haut-fond du Parnasse, les ophiolites épanchées plus à l'Est dans la dépression subpélagonienne se dissocient du sillon du Pinde (CeletPI962).

En Grèce moyenne au contraire, la zone du Parnasse disparaît tectoniquement; entre la zone du Pinde et la zone subpélagonienne apparaît alors une zone de transition à caractères mixtes: la s/zone ultra-pindique (Aubouin JI957 , p. 290 ;I958,p.3I3). A cette époque, un chapelet de hauts-fonds jalonnait-il la limite des deux domaines externe et interne ? Alors l'Olympe est bien l'équivalent plus au Nord de la zone du Parnasse.

Sur les hauts-fonds très subsidents se déposent des calcaires épais constituant une barrière aux épanchements ophiolitiques. Ceux-ci ayant rempli la dépression bordière subpélagonienne ont pu peut-être s'écouler vers le sillon du Pinde en empruntant un ou plusieurs chenaux transversaux séparant ces hauts-fonds isolés et discontinus (fig. 43).

C) Au Crétacé inférieur.

Cette hypothèse permet d'expliquer ensuite les anomalies rencontrées dans les séries du Parnasse et de l'Olympe au Crétacé inférieur par rapport à la série plus externe du Pinde. A cette époque, toutes les zones internes émergent successivement. L'érosion de la première cordillère entraîne le dépôt d'un Flysch dans le sillon du Pinde: le premier Flysch du Pinde d'âge barrémien (Aubouin J. 1956).

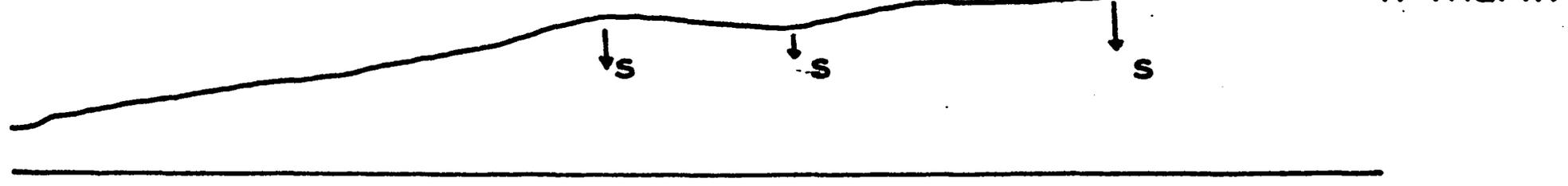
Or, aussi bien dans le Parnasse que dans l'Olympe, pourtant situés plus à l'intérieur, certainement pour le Parnasse, hypothétiquement pour l'Olympe, cette manifestation terrigène et détritique n'est pas observable. Il faut donc admettre encore une fois que cette invasion a dû s'effectuer par des passages transversaux isolant des hauts-fonds intermédiaires(fig. 44).

En admettant l'homologie Parnasse-Olympe, tentons alors des comparaisons entre les formations qui constituent les deux séries au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Dans le Parnasse, se déposent des bauxites à différents niveaux dont l'un surmonte des calcaires à Cladocoropsis (fig. 41 col. 4) Ces bauxites témoignent d'une émergence temporaire locale (Celet 1962). Dans l'Olympe je n'ai jamais observé de bauxites. Cependant, il existe au milieu des dolomies de l'Olympe un terme (constitué par des calcaires rubéfiés à minerai de fer) qui surmonte des

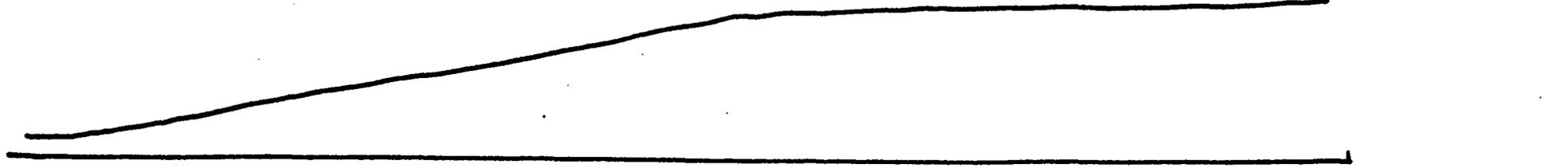
ANIS
LILLE

W Zone du Pinde | flexure subpélagonienne, | Z. pélagonienne E
haut fond de l'Olympe n. marin



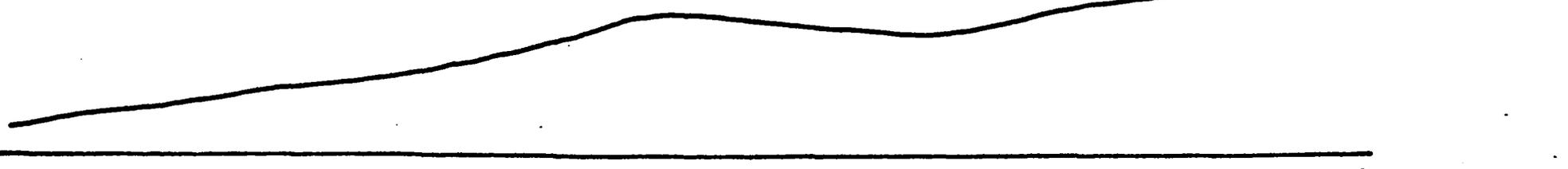
Latitude de l'Olympe

Z. du Pi. Z. SPel. Z. Pel. n. m.



Grèce moyenne

Z du Pi. Z du Pa. et S. Pel. haut-fond et flexure. Z. Pel. n. m.



Latitude du Parnasse

Fig. 42 Profils hypothétiques aux niveaux de l'Olympe,
du Parnasse et en Grèce continentale moyenne .

- au Trias -

dolomies à traces alguaires(terme I2, limite entre la formation du Tigania et la formation du Mitika).

Cet horizon pourrait peut-être être considéré comme la conséquence d'une légère surrection du relief sous-marin dans le haut-fond de l'Olympe.

D) Au Crétacé supérieur et à l'Eocène.

Par la suite, les comparaisons sont délicates. Cependant, à partir du début du Tertiaire, les conditions paléogéographiques semblent à nouveau comparables, puisqu'une nouvelle fois, ces deux régions vont échapper au moins pendant un certain temps, à l'invasion terrigène qui débute dans les zones internes et même dans la zone du Pinde, pourtant plus occidentale, dès le Maestrichtien.

Dans l'Olympe (au contraire), le Flysch débute, comme dans le Parnasse, au Paléocène. La présence d'un chenal situé au niveau de la Grèce moyenne par lequel le Flysch aurait été se sédimenter plus tôt dans le sillon du Pinde, permettrait d'expliquer ce fait apparemment opposé au principe de la polarité des Flysch pourtant vérifié par ailleurs (Bourcart J. 1924, Brunn J.H. 1956, Aubouin J. 1957). La persistance de hauts-fonds séparés par des chenaux transversaux pourrait donc expliquer les

anomalies stratigraphiques rencontrées. Elle conduit à admettre l'existence d'un domaine intermédiaire à caractère mixte entre le domaine externe et le domaine interne. C'est ainsi que P. Celet (1962 , p. 285; fig. 102, p. 284) interprète le Parnasse. L'Olympe pourrait être un premier jalon septentrional de ce domaine. Mais étant donné l'isolement actuel de l'Olympe au sein des zones internes, il faut admettre qu'il se trouve dans cette position à la suite de phénomènes d'ordre tectonique. Les rapports structuraux entre l'Olympe et les régions voisines ont déjà été évoquées. Nous allons les étudier un peu plus en détail dans la partie consacrée à la Tectonique.

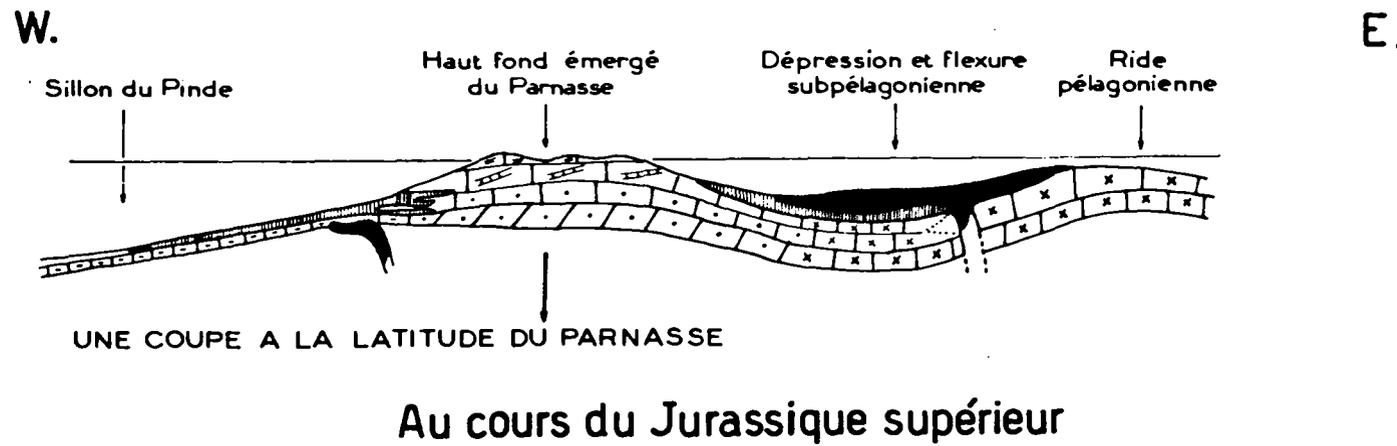
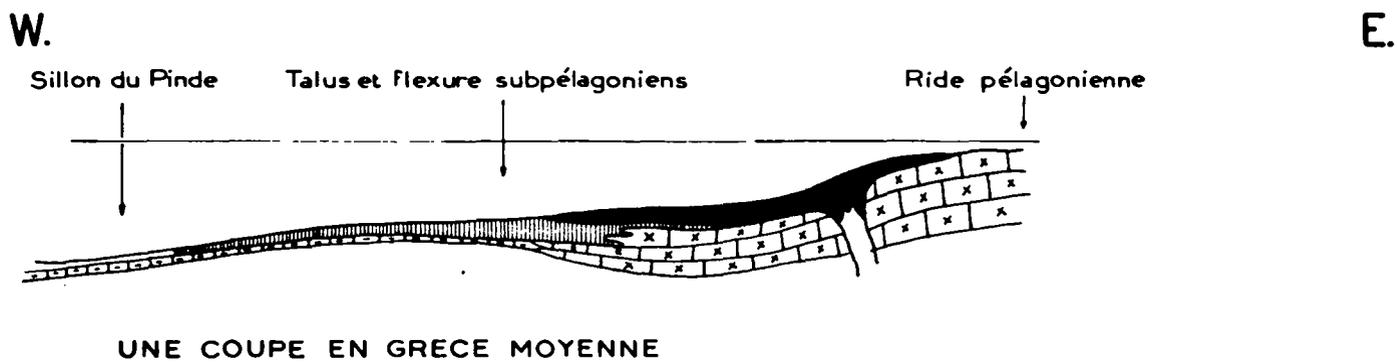
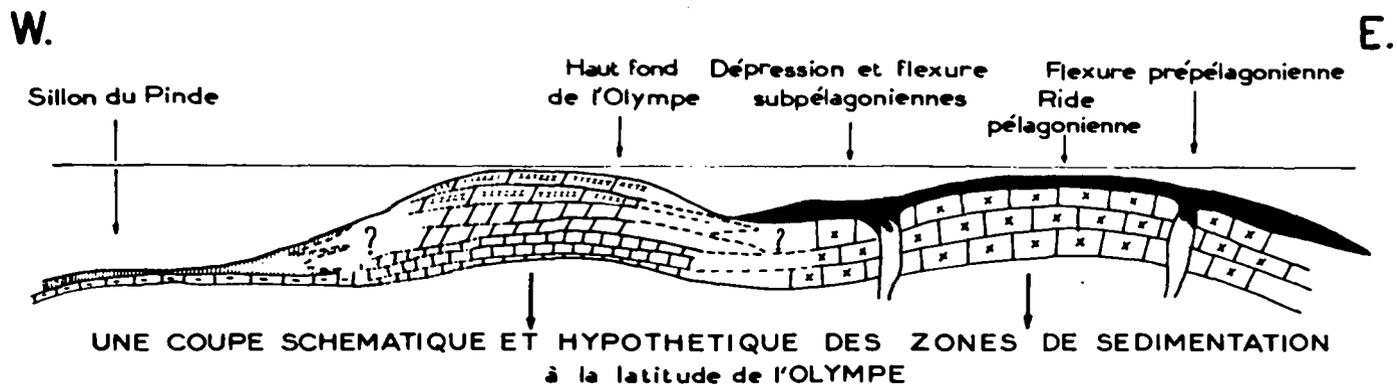


Fig. 43. Profils hypothétiques au Jurassique supérieur.

En haut : au niveau de l'Olympe. Profil dessiné en partie d'après les figures 3a et 3b de l'article " Les sutures ophiolitiques " de J.H. Brunn (1961).

Au centre: au niveau de la Grèce moyenne. Profil dessiné d'après les travaux de J.H. Brunn et de J. Aubouin et d'après la figure 42 de J.H. Brunn (1956), et la planche hors texte n° I de J. Aubouin (1958).

En bas : au niveau du Parnasse d'après les travaux et les figures 50 et 102 de P. Celet (1962).

103

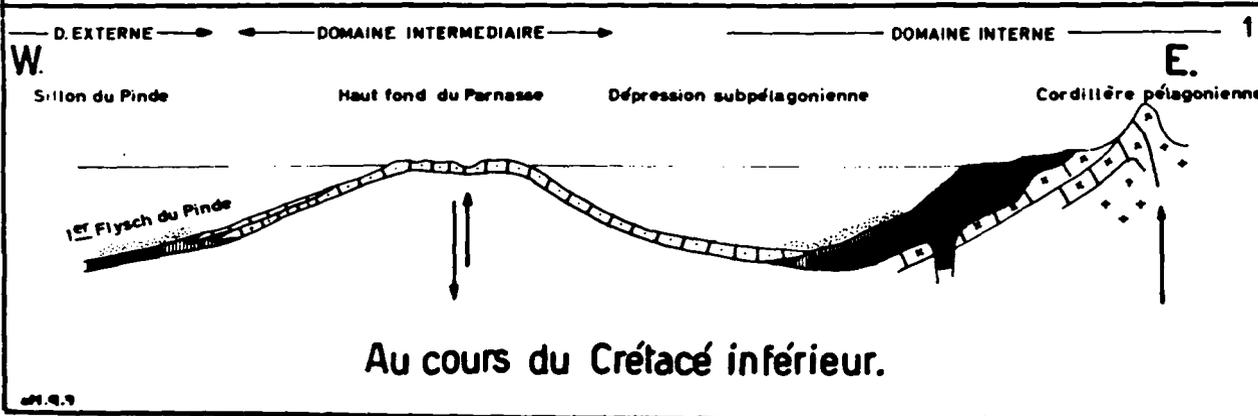
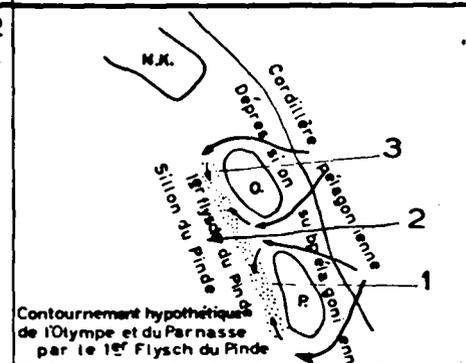
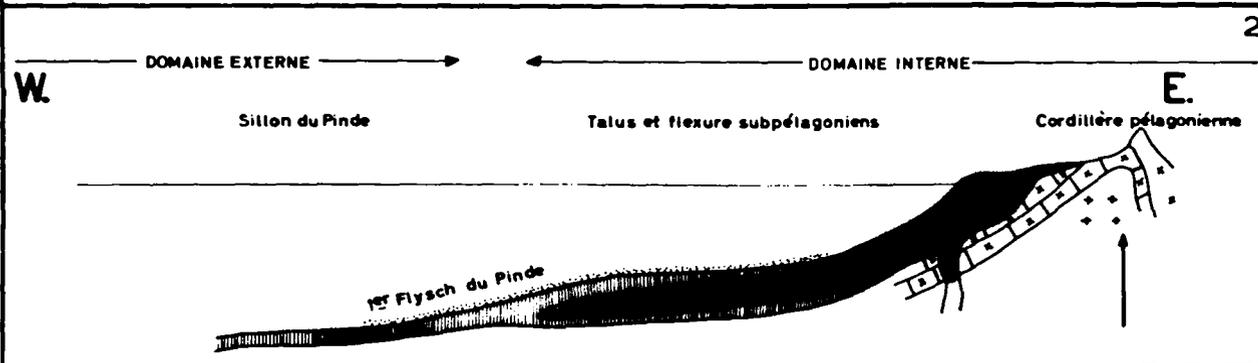
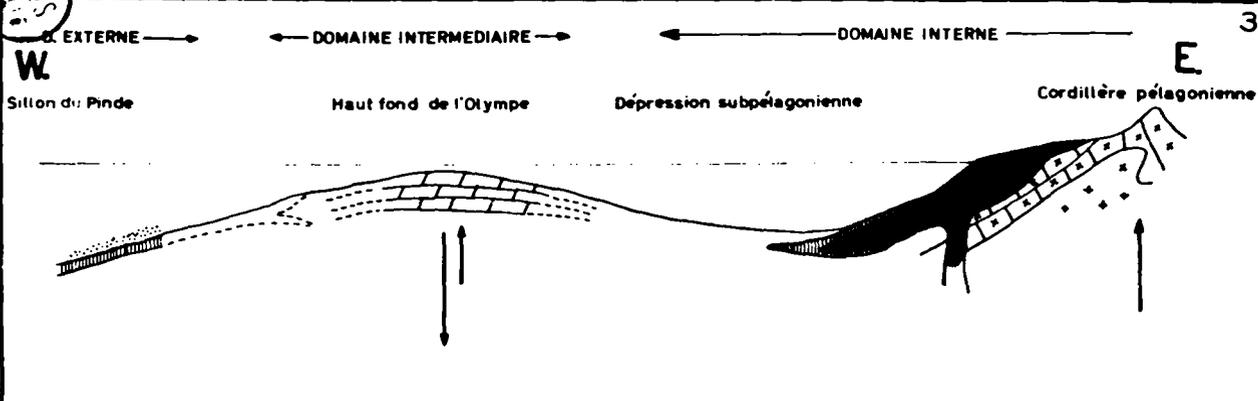


Fig. 44 . Profils hypothétiques au Crétacé inférieur.

En haut : au niveau de l'Olympe.

Au centre : au niveau de la Grèce moyenne (d'après les travaux
de Brunn J.H. et de Aubouin J.).

En bas : au niveau du Parnasse (d'après les travaux de Celet P.).