50376
1975
147

N° d'ordre : 523

50376
1975
147

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE
pour obtenir le titre de :

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE
Géologie structurale

par

Patrick DE WEVER

ETUDE GEOLOGIQUE DES SERIES APPARAISSANT EN FENETRE SOUS L'ALLOCHTONE PINDIQUE (SERIE DE TRIPOLITZA ET SERIE EPIMETAMORPHIQUE DE ZAROUKLA) PELOPONNESE SEPTENTRIONAL , GRECE

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE de SCIENCES LILLE

Soutenue le 20 Mars 1975 devant la Commission d'examen :

MM.	P. CELET	Président
	J. DERCOURT	Rapporteur
	G. DUEE	Examinateur
	A. BEUGNIES	Invité

Heracles contre les oiseaux du lac Stymphale

50376
1975
147

E R R A T A

p. 3 lire 1- Cadre géographique (*et non A)*

p. 46 lire (WINKLER H.G.F., 1970, ...

p. 47 lire (SPRY A., 1969, p. 150)

p. 91 pl. V, fig. 1 et 2 (*et non 3 et 4)*

p. 91 (MATTAUER M. 1973, STAUFFER M.R. 1970)

p. 97 Haccard D. (1973)

p. 134 fig. 4)

p. 155 *le chapitre III Tectonique, correspond en fait au chapitre IV (p. 155, 159, 160) et donc, p. 161, IV devient V*

p. 158 Fig. 53 (*et non 52*)

p. 161 tels que les définit MATTAUER M. (1973)

p. 165 Biconcava bentori

p. 208 ligne 1 cf p. 138
cf p. 148

p. 221 (voir discussion p. 195)

p. 223 TERRY J. 1969

p. 224 aux porphyrites des anciens auteurs (*et non porphyriques*)

p. 225 III2-3 (*et non III3-3*)
III2-4 (*et non III3-4*)

p. 235 LAPIERRE H. 1972

p. 236 BENEO E. 1955

p. 238 VI3-1 (*et non VI3-2*), VI3-2 (*et non VI3-3*)

p. 239 ... Les éléments de Tripolitza *inclus se seraient resédimentés à la suite d'un rabottage* sommital du substratum, haché de failles ...

p. 255 titre : ROCHES GRENUES

p. 287 HERRMAN, WEDEPOHL 1970

planche XIV, XV : micropegmatite

A la mémoire de ma mère

Avant propos

Ce mémoire rassemble les informations recueillies au cours de trois séjours en Grèce. Est-il besoin de souligner combien de tels périples comportent de difficultés matérielles ? mais grâce au concours des habitants, ces problèmes reçurent toujours une solution heureuse. Je me fais un devoir de dire à quel point leur accueil chaleureux et leur hospitalité attentionnée furent pour moi réconfort et encouragement.

Monsieur le Professeur P. CELET a bien voulu présider ce jury, je lui suis gré de l'honneur qu'il m'a ainsi témoigné.

Monsieur le Professeur A. BEUGNIES, de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), a bien voulu accepter de participer à ce jury. Ce serait être bien ingrat de ne le remercier que pour cette participation, car je fus des quelques lillois auxquels il consacra son temps et son enseignement de pétrographie. Pour tout ce savoir prodigué avec humour et amabilité, qu'il reçoive ici l'expression de ma vive gratitude.

Monsieur G. DUEE, par ses suggestions, ses avis, recueillis à l'occasion de nombreuses discussions amicales et enthousiastes, contribua beaucoup à l'élaboration de mon travail. Pour sa sympathie et sa participation à la Commission d'examen qu'il soit assuré de ma profonde gratitude.

De l'étude sur le terrain à l'élaboration d'une synthèse, que de pièges parsèment le chemin ! A coup sûr je n'aurais pu les éviter, si je n'avais trouvé en l'expérience et l'érudition de Monsieur le Professeur J. DERCOURT, conseils et orientation de travail. Depuis près de trois ans il a suivi pas à pas ma lente et patiente recherche. Sans un guide aussi attentif, ce mémoire n'aurait probablement jamais vu le jour. Il m'est agréable de lui exprimer ma reconnaissance et la joie que j'éprouve à travailler avec un tel maître.

J'ai eu le privilège de travailler aux côtés de Monsieur J.J. FLEURY, qui ne s'est montré avare ni de son temps, ni de son savoir. Les déterminations qu'il a réalisées s'inscrivent pour une grande part dans les résultats que je présente. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

A mon ami J. TERRY : merci.

Mes remerciements vont aussi à Messieurs F. MEILLIEZ, qui m'aida pour la partie métamorphique, J.M. FLAMENT, qui me détermina les conodontes J'ai pu apprécier leur amitié.

Messieurs C. CADART, J. BECKELYNCK, G. COCQUEMPOT ont partagé avec moi les longues marches et la solitude des montagnes helléniques. Ils comprirent et surent me redonner courage quand la motivation semblait absente. Je les en remercie vivement.

Madame HANTON parvint à surmonter de nombreuses difficultés au cours de la frappe de ce mémoire. Je suis heureux de lui exprimer ici toute ma reconnaissance car, toujours avec le sourire, elle ne ménagea ni son temps, ni sa peine.

J'aurais garde de ne pas oublier tout ceux qui m'ont apporté leur concours dans la réalisation matérielle de ce travail et en particulier ceux qui m'apportèrent leur aide précieuse dans la précipitation des derniers instants.

A la fin, il me faut souligner la compréhension des Autorités helléniques qui en la personne du Général YANNETAKIS, Directeur de l'Institut for Geology and Subsurface Research et de M. J. BORNOVAS, Directeur du service cartographique de l'I.G.S.R. mirent à ma disposition les fonds topographiques indispensables. Qu'ils soient remerciés.

Enfin, je ne saurais entamer ce mémoire sans y associer ma femme, Marie-José. Elle a partagé les moments d'exaltations et les périodes les plus difficiles. Elle m'a en outre assisté pendant la rédaction et la préparation matérielle de cet ouvrage. Je lui renouvelle toute mon affection et l'assure de ma profonde gratitude.

Errata

p. 81 ligne 8 ajouter : II. LA ZONE DE DECOLLEMENT

p. 261 bas de la page * lire BAILEY H. et non Bailey H.

Introduction

N

Patras

Kalavrita

ACHAIE

CORINTHIE

Corinthe

Fénéou

ELIDE

Pyrgos

ARCADIE

ARGOLIDE

Nauplie

Tripolis

Kiparissia

MESSENIE

Sparte

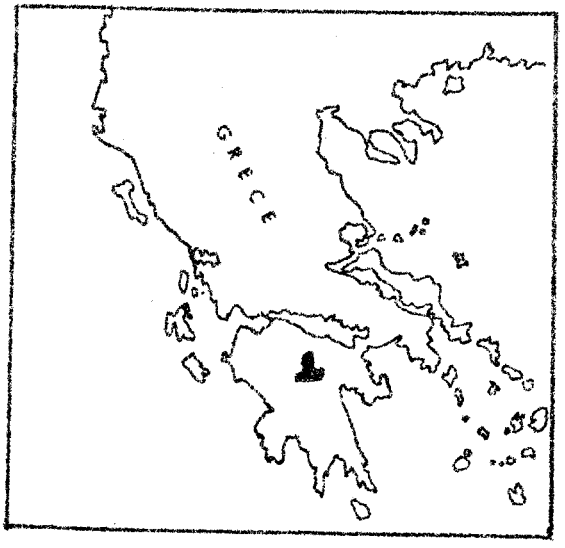
LACONIE

0 50 km

Fig. 1 : PRINCIPALES DIVISIONS ADMINISTRATIVES DU PELOPONNESE

Limites de la carte de J. Dercourt (1964) : contours fins

Limites du secteur étudié : contours gras



BUS LILLE

GENERALITES

A. Cadre géographique

En Péloponnèse septentrional, aux confins des quatre provinces d'Achaïe, d'Arcadie, d'Argolide et de Corinthie, le secteur étudié (fig. 1) couvre une surface d'environ 650 Km^2.

La région étudiée ceinture la plaine de Fénéou et compte parmi les régions les plus hautes du Péloponnèse (Killini 2374 m, Chelmos 2355 m : 2e et 3e sommets du Péloponnèse).

Elle est limitée : au N par la vallée du Kratis, au NE par les sommets du Killini, au SE par ceux du Pharmaka, au S par la vallée de Levidhi et la plaine de Khotoussa, à l'W par la vallée du Ladhon, au NW enfin par le Chelmos.

Cet ensemble montagneux comprend (fig. 2) :

- les collines de Zaroukla, au N, qui séparent la plaine de Fénéou de la vallée du Kratis et de ses affluents. La nature schisteuse des roches détermine des collines de formes arrondies, qui s'opposent aux sommets aigus des montagnes calcaires environnantes ;

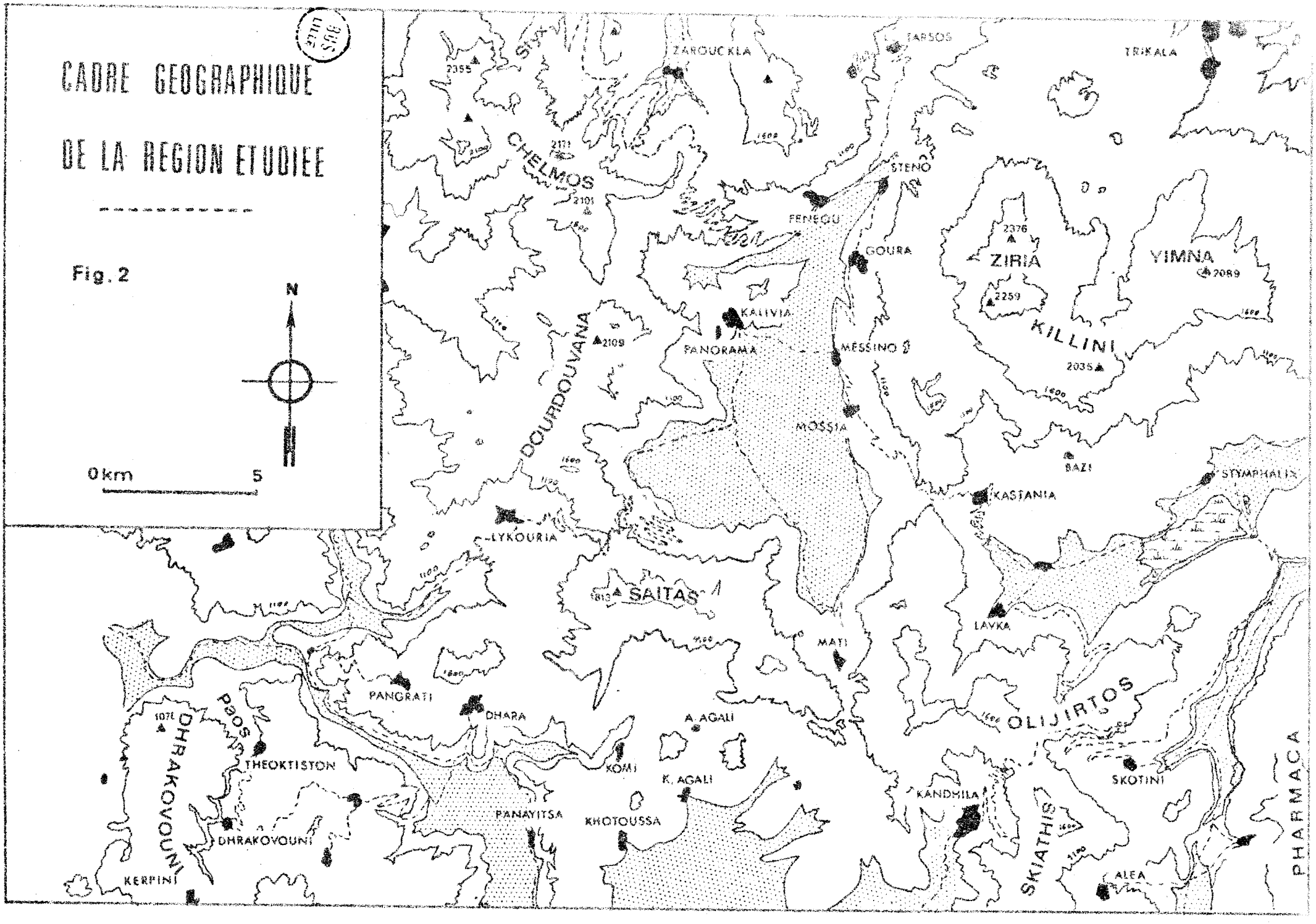
- les contreforts occidentaux et méridionaux du Killini sur lesquels sont installés les villages de Sténo, Goura, Méssino, Mossia, Kastania, Stymphale ... ;

- le massif du Saïtas (1813 m) qui sépare les plaines de Fénéou et de Khotoussa. Culminant à 1813 m, ce massif, très dissymétrique, domine en falaise la plaine de Fénéou mais descend vers le Sud en pente plus douce, interrompue ça et là par de petits ressauts calcaires ;

- le massif de Dhara, dissymétrique lui aussi, limité au Nord par des falaises abruptes qui surplombent les sources résurgentes du Ladhon, alors que sa pente méridionale est plus faiblement inclinée vers la vallée du Xérias ;

- le massif du Dhrakovouni qui offre une morphologie très lourde. Son altitude moyenne ne dépasse pas 900 m (un seul sommet au NW de Kato Agridhaki, atteint 1128 m) ;

- le massif de la Dourdouvana (2107 m) qui prolonge le massif du Chelmos vers le S ;


CADRE GEOGRAPHIQUE
DE LA REGION ETUDIEE
Fig. 2
N
0 km
5
ZAROUCKLA
TARSOS
TRIKALA
CHELMOS
2355
2171
2101
STENO
FENEOU
GOURA
ZIRIA
2376
2259
YIMNA
2089
KILLINI
2035
KALIVIA
PANORAMA
MESSINO
MOSSIA
DOURDOUVANA
2109
BAZI
STYMPHALIS
KASTANIA
LYKOURIA
SAITAS
LAVKA
MATI
PANGRATI
DHARA
A. AGALI
OLIJIRTOS
PAOS
1071
DHRAKOVOUNI
THEOKTISTON
KOMI
K. AGALI
KANDHILA
SKOTINI
PANAYITSA
KHOTOUSSA
SKIATHIS
PHARMACA
DHRAKOVOUNI
KERPINI
ALEA

- la retombée orientale du massif du Chelmos (dont plusieurs sommets dépassent les 2300 m) interrompu au NE par une falaise très impressionnante de 1000m : les chutes du Styx*

- le massif de l'Olijirtos dont les falaises septentrionales regardent le lac Stymphale ;

- le massif Skiathis qui sépare la plaine de Khotoussa de la vallée de Skotini fermée au Sud par l'Artémission

- l'extrémité occidentale enfin du Pharmaka* d'où la vue plonge sur la plaine d'Argos.

Entre ces massifs les plaines et les vallées sont tapissées d'alluvions. Les plaines fermées se vident par des gouffres ; les "katavothres" sont périodiquement obstrués, un lac inonde alors la plaine. Le lac Stymphale en est un exemple, la plaine de Fénéou montre encore les traces de rivage du lac qui l'occupait jusqu'en novembre 1920, date à laquelle il se vidangea brusquement en quelques jours à la suite d'un tremblement de terre. Les eaux de l'Olvios, perdues dans la plaine de Fénéou, réapparaissent en contre bas dans une autre vallée (vallée de Lykouria) et alimentent les sources tumultueuses du Ladhon ; leur parcours souterrain correspond à une faille de direction NE-SW.

L'habitat est en relation très étroite avec la géologie et nous distinguerons trois types de sites :

1- Au N , les massifs schisteux, humides sont recouverts d'une belle forêt de conifères qui ne permet aucune forme d'exploitation autre que forestière. Les villages sont donc retranchés dans les vallées verdoyantes (Zaroukla) ;

* Dans la mythologie le Styx est le fleuve des Enfers dont il fait sept fois le tour. Ses eaux rendaient invulnérable : Achille y fut plongé par sa mère Thétis qui le tenait par le talon, seul endroit où il pût être blessé. Les eaux qui tombent du Chelmos n'arriveraient au fond du ravin que sous forme de brouillard dense, pulvérisées au cours de la chute kilométrique.

* Heraclès y extermina à coups de flèches, de bâton et de pierres les oiseaux carnassiers au bec et aux griffes de fer, si nombreux qu'ils interceptaient par leur vol la clarté du soleil (5e des 12 travaux).

2- Sur les massifs calcaires (Pinde, Tripolitza), secs, des villages s'alignent le long de la zone qui sépare les séries pindiques et tripolitziques. La Formation à Blocs qui sépare ces deux ensembles est en effet essentiellement pélitique, moins perméable que les calcaires, elle est jalonnée par de nombreuses sources (Agios Nicolaos, Tati, Aléa, Skotini, Kandhila, Mati, Lavka, Dhara ...) ;

3- Les plaines et les vallées alluviales sont riches mais sèches. Elles voient fleurir des villages sur leur pourtour lorsque des points d'eau existent à proximité. Il est remarquable qu'aucun village n'est établi au centre d'une plaine. Ceci s'explique par le danger d'inondation (lacs potentiels). On notera également qu'en ce qui concerne la plaine de Fénéou les villages sont nombreux (7) au N là où le substrat est schisteux (donc humide) alors qu'aucun n'existe là où il est calcaire. (Le village de Mati qui garde la plaine sous un oeil vigilant est installé sur la Formation à Blocs).

2. HISTORIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE

A. Historique

Je ne ferai qu'un bref rappel des principales étapes de la connaissance du domaine étudié. Les centres d'intérêts étant variables d'un auteur à un autre, il serait fastidieux, et hors de propos, d'énumérer l'apport de chacun d'eux. Seules les idées maîtresses, applicables au secteur étudié tout entier, seront donc retenues ici ; celles se rapportant plus précisément à un point particulier seront présentées en tête de chaque partie.

L'oeuvre des pionniers de la géologie hellénique a été rappelée dans une monographie intéressant notre secteur (DERCOURT J ,1964).

Le Péloponnèse tout entier fut étudié par PHILIPPSON A. (1898) qui illustra son mémoire d'une carte au 1/300 000. S'il ne distingue pas les chevauchements de la série du Pinde sur celle de Tripolitza, il identifie et cartographie les principaux ensembles lithologiques qui ont servi de canevas aux études ultérieures. Celles-ci furent essentiellement stratigraphiques, et menées par NEGRIS Ph. puis RENZ C. à partir de 1906. Pendant 50 ans il s'attache, dans l'ensemble des Hellénides, à dater les terrains et à en établir les rapports géométriques. Les apports considérables qui lui sont dus ont été illustrés par une carte au 1/500 000 (RENZ C., PARASKEVAIDIS I., LIATSIKAS N., 1955) et regroupés en un très important mémoire.

Entre ce travail général et le débroussaillage de PHILIPPSON A., BLUMENTHAL M. présenta une brève mais très dense publication d'une transversale s'étalant des plaines d'Argos à la mer ionienne. On lui doit les plus importantes notations pétrographiques concernant le cristallin de notre domaine. Son travail est illustré d'une carte au 1/200 000 (1933).

Après qu'ailleurs dans les Hellénides aient été élucidés les principaux problèmes stratigraphiques et tectoniques, DERCOURT J. (1964) consacre une monographie au Nord du Péloponnèse. Son propos est illustré par une carte au 1/200 000 qui précise qu'une fenêtre de terrains cristallins, enrobés d'une série néritique, dite de Tripolitza, affleure au coeur d'une nappe de charriage dans laquelle il a distingué : à l'avant un domaine d'écailles, et à l'Est une masse plus homogène qu'il qualifie de "Table d'Arcadie". Notre secteur d'étude s'étend à la jonction de ces ensembles.

B. Cadre géologique

Du point de vue géologique, j'ai reconnu 4 unités lithologiques (fig. 3) :

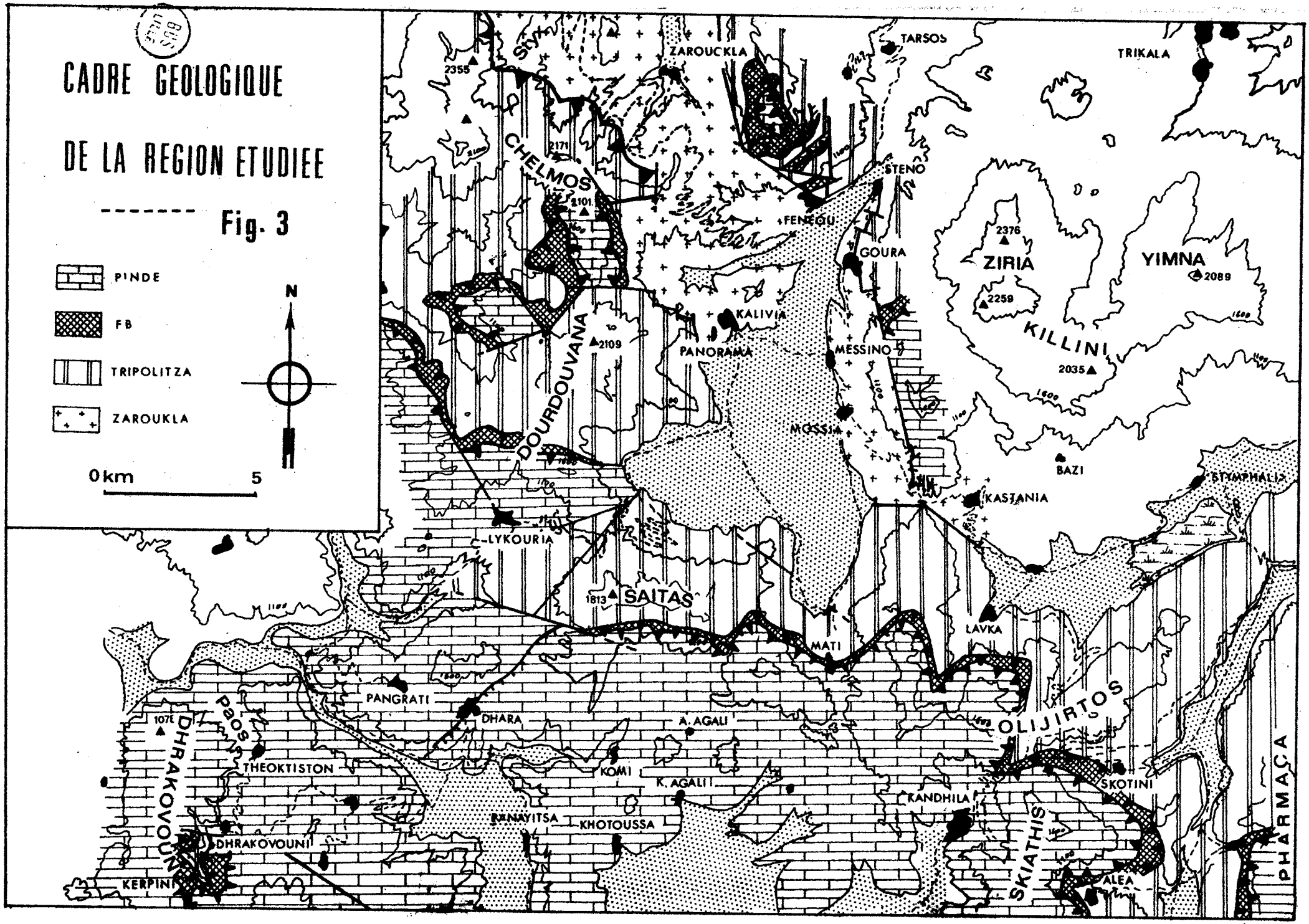
- les schistes du Groupe de Zaroukla, légèrement métamorphiques, attribués au permo-trias et considérés comme substrat, dont je montrerai qu'il est décollé.

- le Tripolitza, série néritique (calcaro-dolomitique), présentant un étagement structural de la base au sommet.

- la Formation à Blocs, ensemble sédimentaire écrasé, compris entre la série tripolitzique et la série pindique.

- la série du Pinde s.l. (série Arcadienne s.s.), série péla gique déposée dans une zone isopique ayant valeur de sillon.

Les grands traits tectoniques sont simples. Au N , le Groupe de Zaroukla épimétamorphique affleure au centre de la voussure Féneo-Kratique et présente de nombreux plis, une schistosité, grossièrement parallèle à la stratification ... Ses différents composants pétrographiques n'ont pas encore été paléontologiquement datés. Dans la partie médiane, la série de Tripolitza, calcaro-dolomitique, couverture sédimentaire probable de la série métamorphique de laquelle elle est séparée par une zone de décollement (plis exagérés en écailles) présente des lapiez qui masquent les


CADRE GEOLOGIQUE
DE LA REGION ETUDIEE
Fig. 3
PINDE
FB
TRIPOLITZA
ZAROUKLA
N
0 km
5
ZAROUCKLA
TARSOS
TRIKALA
CHELMOS
STENO
FENEOU
GOURA
ZIRIA
YIMNA
KILLINI
KALIVIA
PANORAMA
MESSINO
DOURDOUVANA
MOSSIA
BAZI
STYMPHALIA
KASTANIA
LYKOURIA
SAITAS
MATI
LAVKA
PANGRATI
DHARA
A. AGALI
OLIJIRTOS
Paos
DHRAKOVOUN
THEOKTISTON
KOMI
K. AGALI
SKOTINI
KANDHILA
RANAYITSA
KHOTOUSSA
DHRAKOVOUNI
KERPINI
SKIATHIS
ALEA
PHARMACA

pendages. Ceux des sommets constitués par cet ensemble (Dourdouvana, Saïtas, Olijirtos) sont rongés par de nombreux ouvalas et dolines. Dans la partie méridionale affleure la série du Pinde s.l. qui repose, par un contact anormal chevauchant, sur la série de Tripolitza. Le contact est jalonné par une formation pélitique sédimentaire (FB) dans laquelle des blocs de nature diverse voisinent. Les plissements ultimes à grand rayon de courbure, confèrent une allure apparemment calme à l'ensemble de cette nappe qui, dans le détail, est en fait très intensément plissée, faillée et parfois écaillée.

Le travail présenté est fondé sur un lever cartographique au 1/50 000. Le fond topographique utilisé a été fourni par l'Institute for Geology and subsurface Research d'Athènes ; il a pour référence :

- feuille Kato Klitoria Sheet 1816 IV - AMS series M 708, 1ère édition. Echelle 1/50 000 ;

- feuille Kandhila Sheet 1916 VI - AMS series M 708, 1ère édition. Echelle 1/50 000

Le fond topographique de la carte jointe a été simplifié, seules ont été conservées les courbes maîtresses (équidistance 100 m). Les levers ont été effectués au cours de 3 campagnes de terrain, durant les étés 1972-1973-1974.

C. Toponymie.

Dans ces régions, des villages et des lieux-dits ont parfois des noms d'origine turque. Beaucoup ont été débaptisés puis rebaptisés, ayant ainsi 2 noms, l'ancien et le nouveau (par exemple Guioza devient Mati). La nouvelle ou l'ancienne appellation est utilisée par la population suivant les lieux. J'ai donc choisi, pour permettre de retrouver sur le terrain les endroits cités dans ce mémoire, de donner les noms populaires. Un tableau de correspondance est donné ici afin de permettre la comparaison avec la littérature géologique ancienne.

TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES NOMS DE VILLAGES

Nom employé	Autre nom
Alea	Boyiati
Dhiakopi	Bendeni
Dhrakovouni	Krakova
Fénéou	Sivistra
Karnési	Prasinon
Kato Klitoria	Mazeïka
Kerpini	Monastra
Khotoussa	Kotiai
Lykouria	Ankouria
Mati	Guioza
Panorama	Fonia
Stymphalia	Treza*
Theoktiston	Toporitsa

Le domaine étudié, très varié lithologiquement l'est aussi structuralement. Les points d'intérêt abondent donc et il était possible de ne concentrer notre attention que sur un seul sujet en méconnaissant l'environnement. Ce ne fut pas la solution choisie puisque notre effort s'est porté sur chacun d'eux. Il est donc bien évident que chaque sujet n'a pas été traité avec tous les outils (géochimie, mesures structurales, minéralogie, nannopaléontologie ...) connus. Le but essentiel étant de procéder à un lever cartographique.

Successivement ont été abordés :

- le Groupe de Zaroukla
- la zone de décollement située entre le Groupe de Zaroukla et la série de Tripolitza
- la série de Tripolitza
- la série du Pinde
- la Formation à Blocs (FB) d'attribution douteuse.

* Seul nom existant sur les cartes topographiques citées précédemment mais inusité.

Enfin, la pétrographie des roches éruptives de la FB, qui n'avait jamais été décrite auparavant, a été examinée dans un chapître particulier.

BUS LILLE

Groupe de Zaroukla

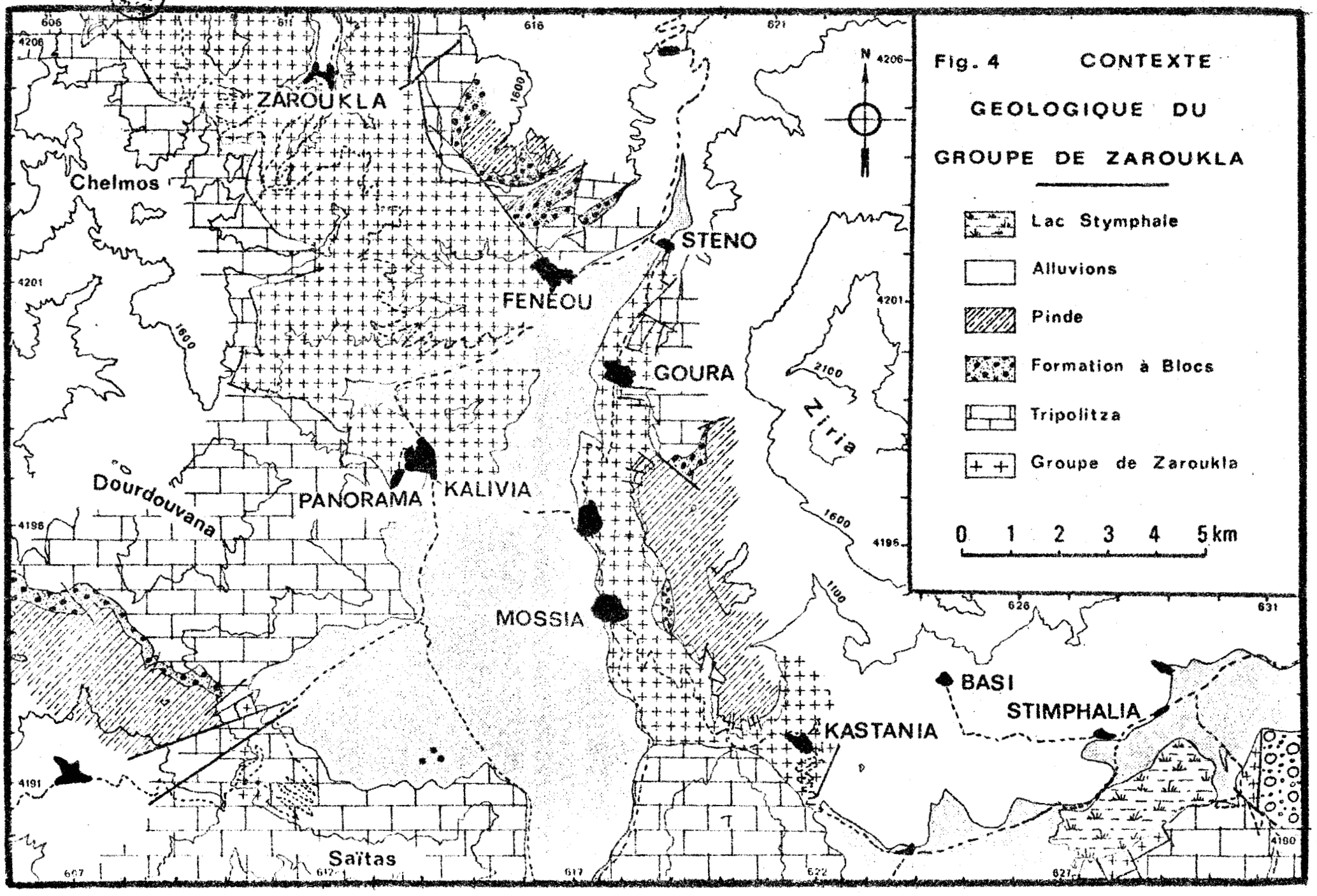


Fig. 4 CONTEXTE GEOLOGIQUE DU GROUPE DE ZAROUKLA
Lac Stymphale
Alluvions
Pinde
Formation à Blocs
Tripolitza
Groupe de Zaroukla
0 1 2 3 4 5 km
N
ZAROUKLA
Chelmos
STENO
FENEOU
GOURA
Ziria
Dourdouvana
PANORAMA
KALIVIA
MOSSIA
BASI
STIMPHALIA
KASTANIA
Saïtas
1600
2100
1100
4206
4201
4196
4191
4190
606
611
616
621
626
631
667
672
677
622
627

GROUPE DE ZAROUKLA

INTRODUCTION

La partie septentrionale du secteur étudié est abondamment boisée, son sol de végétation est épais, et partout couvert de buissons. La série métamorphique qui y affleure, et que j'ai appelée Groupe de Zaroukla (fig. 4), du nom d'un village où ces terrains sont le mieux représentés, affleure mal. Il apparaît à la faveur d'un bombement anticlinal tardif à très grand rayon de courbure : la voussure Féneokratique.

A la suite des savants de l'expédition scientifique de Morée (1833) qui donnent une répartition géographique des "terrains primordiaux", PHILIPPSON A. (1892) distingue une phase de plissement à la limite du Paléozoïque et du Mésozoïque sur la foi de la discordance qu'il note entre les calcaires contenant des Rudistes (Tripolitza) et les schistes (du groupe de Zaroukla). En 1915, NEGRIS Ph. s'intéresse aux terrains cristallophylliens du Péloponnèse qu'il attribue au Trias inférieur et moyen. Avec BLUMENTHAL M. (1933) apparaît un essai de synthèse concernant cette série dans notre région. Il distingue en effet, au coeur d'une "voûte crevée", des "terrains schisteux" dans lesquels existent des lentilles de quartzite, de roches éruptives vertes, de psammites, de schistes verts et violets et de calcaires qu'il attribue, sans les dater, au permo-trias. Ses limites cartographiques en ont été précisées par DERCOURT J. (1964).

Nous tenterons d'établir une stratigraphie dans ce groupe en définissant 5 formations lithostratigraphiques cartographiables dont on examinera ensuite les principaux faciès et leur métamorphisme. Dans la partie suivante nous étudierons les assises triasiques assurant le contact entre le Groupe de Zaroukla et la série sédimentaire de Tripolitza.

I. LITHOLOGIE

I-1. DESCRIPTION DES DIFFERENTES ASSISES

I1-1. Formation des Quartzophyllades de Fénéou

I1-2. Formation des Calcaires de Goura

I1-3. Formation des Roches Eruptives d'Agios Ilias

I1-4. Formation Détritique d'Agios Nicolaos

I1-5. Formation des Schistes Verts du Kinigou

I-2. LES FACIES

I2-1. Les calcaires

I2-2. Les schistes

I2-3. Les roches éruptives

I2-4. Les grès et conglomérats

I2-5. Les quartzites et quartzophyllades

I-3. RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS

I-4. CONCLUSIONS

I. LITHOLOGIE

Nous envisagerons successivement : les différentes unités distinguées, les faciès, la succession lithostratigraphique et enfin, les problèmes qui subsistent dans leur étude.

I-1. DESCRIPTION DES DIFFERENTES ASSISES

Les études faciologiques, ayant une importance considérable dans ces séries azoïques, seront traitées dans un paragraphe particulier (§ I-2), nous en résumerons ici les données principales. Pour dénommer les différentes unités distinguées au sein du Groupe de Zaroukla j'ai utilisé une terminologie en respectant les conventions de la nomenclature internationale*.

Les unités lithostratigraphiques "sont des ensembles de strates individualisés et délimités par la considération de caractéristiques lithologiques" (BUSSON G., 1971).

Rappelons que d'après le Code of stratigraphic nomenclature de l'American commission on stratigraphic nomenclature (A.A.P.G., 1961, p. 645-665) : "Rock-stratigraphic units are essentially the pratical units of general geologic work that serve as a foundation for describing and studying lithology, local and regional structure, stratigraphy...".

"In general, the definition of a new formation should be based upon tested mappability, rather than upon a type - section alone...".

L'unité fondamentale d'une telle classification est la formation, "que l'on peut définir comme un ensemble de couches caractérisées par un faciès dominant..." (COMITE FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE, 1962).

"Le groupe (est l') ensemble de formations superposées présentant certains caractères communs" (COMITE FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE, 1962).

La distinction entre les différentes formations est ici basée sur la variation de l'association faciologique et non sur un faciès dominant. Ainsi par exemple, l'association schiste-quartzophyllade-quartzite sera cartographiée différemment de l'association schiste-calcaire et de celle de schiste-grès-conglomérats. Ce n'est pas ici le faciès dominant qui prévaut mais un faciès marqueur.

* La lithostratigraphie de HEDBERG H.D. (1952, 1959) lui correspond en partie

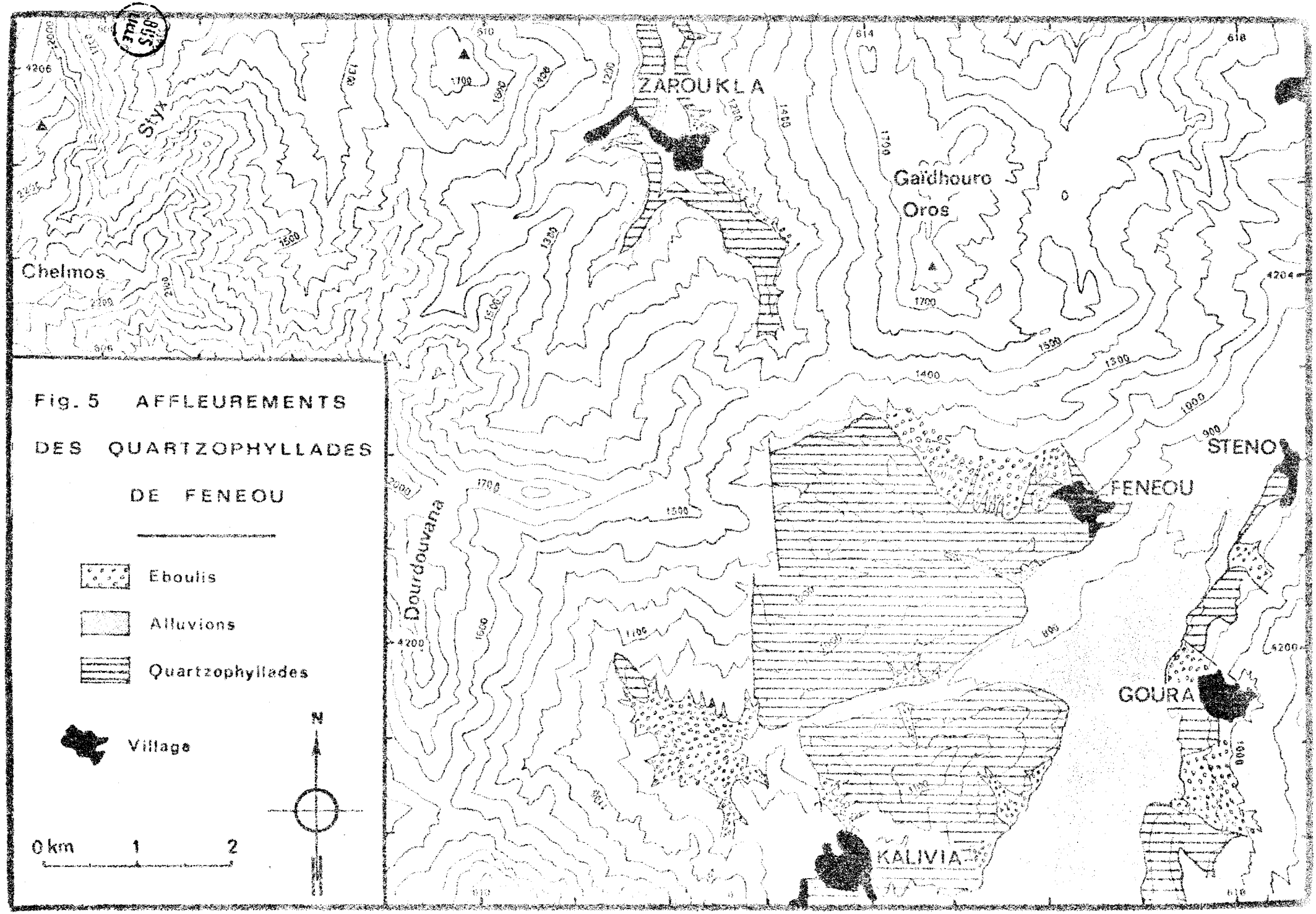


Fig. 5 AFFLEUREMENTS DES QUARTZOPHYLLADES DE FENEOU

GROUPE DE ZAROUKLA

Les formations décrites, entités lithostratigraphiques, sont informelles puisqu'elles ne reposent par sur la description de coupes types (AMERICAN COMMISSION of STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1961). Leur seul but est de permettre la cartographie et elles sont donc appelées à subir des précisions ultérieures, lors de la mise en évidence éventuelle de coupes.

Dans l'état actuel des connaissances j'ai reconnu 5 formations qui sont de bas en haut :

- la formation des Quartzophyllades de Fénéou
- la formation des Calcaires de Goura
- la formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias
- la formation Détritique d'Agios Nicolaos
- la formation des Schistes Verts du Kinigou

I1-1. La formation des Quartzophyllades de Fénéou (fig. 5)

I11-1. Aspect général

Bien litée, cette formation est constituée d'une alternance irrégulière des schistes, de quartzophyllades et de quartzites. Tantôt les quartzophyllades, tantôt les schistes prédominent.

I11-2. Faciès

Les quartzophyllades, fréquemment de couleur sombre (noir, gris foncé), sont parfois parsemées de chloritoïde. Elles prennent une teinte claire quand elles sont riches en séricite (au sens de JUNG J., 1963). Les bancs ont le plus souvent une épaisseur comprise entre 1 et 5 cm. Ils montrent de beaux exemples de tectoniques superposées.

Les schistes, sont souvent sombres (noir, gris foncé). Ils ont une teinte claire (gris clair) quand la séricite abonde, ils acquièrent alors un toucher doux et un aspect chatoyant. Très fissiles ils se débitent facilement en plaquettes souvent centimétriques, parfois décimétriques. Ils présentent de nombreux plissements, crénulations, linéations, preuves d'une tectonisation intense.

Les quartzites, rares, claires (gris clair, blanchâtres) sont présentes tant dans les schistes que dans les quartzophyllades.

III-3. Puissance

Les Quartzophyllades de Fénéou atteignent au moins 250 m à l' W du village de Fénéou. C'est une épaisseur minimale puisque la base de cette formation est inconnue.

III-4. Relation avec les autres formations

Située à la base de l'édifice, la limite inférieure n'est donc pas connue; le sommet, par contre, est coiffé tantôt par les Calcaires de Goura tantôt par les Roches Eruptives de l'Agios Ilias.

III-5. Localité type

La formation des Quartzophyllades de Fénéou offre ses affleurements les plus représentatifs, et les niveaux les mieux développés :

- 1 dans le ravin de direction générale N 120 à 1,5 Km à l' W du village de Fénéou que j'ai choisi comme localité type,
- 2 le long de la route qui conduit de la plaine de Fénéou au col de la chapelle Agios Nicolaos.

III-6. Morphologie

La formation des Quartzophyllades détermine des reliefs abrupts au sein des roches plus tendres. Au point de vue phytoédaphique les genêts la caractérisent.

De beaux exemples de cette morphologie s'observent dans la localité type (gorges du ravin situé à l' W du village de Fénéou), dans les environs de Goura, et au S de Zaroukla.

III-7. Critères de reconnaissance

Les quartzites et quartzophyllades, contituant les faciès marqueurs de cette formation, en sont les critères de reconnaissance. Les reliefs abrupts, les genêts, sont de bons indices dans le paysage.

GROUPE DE ZAROUKLA

I11-8. Confusions possibles

Les quartzophyllades, présentes seulement dans cette formation, ne peuvent se confondre avec aucun faciès d'une autre formation.

I11-9. Définition

J'appelle Formation des Quartzophyllades de Fénéou une formation :

- *constituée d'une alternance irrégulière de schistes, quartzophyllades et quarzites,*
- *épaisse d'au moins 250 m,*
- *bien représentée à l'Ouest du village de Fénéou,*
- *située à la base du Groupe de Zaroukla,*
- *recouverte, tantôt par les "Calcaires de Goura", tantôt par les "Roches Eruptives de l'Agios Ilias".*

I1-2. La formation des Calcaires de Goura (fig. 6)

I12-1. Aspect général

Cette formation est constituée d'une alternance irrégulière de calcaires et de schistes. Très localement les calcaires prédominent (au Sud de Goura) ; partout ailleurs en revanche les schistes abondent.

I12-2. Faciès

Les calcaires, sombres, sont noirs, gris ou bleutés. A l'oeil nu ils apparaissent fins ou, au contraire, ont un aspect spathique très net. Beaucoup montrent des points de teinte rouille. Le plus souvent, les bancs sont décimétriques et se débitent en plaquettes de 3 cm, parfois de 1,5 cm. Néanmoins, certains rares lits massifs et épais de 1 m sont isolés dans les schistes.

Les schistes présentent une couleur générale sombre quand ils sont pauvres en séricite (noir, gris souris) mais deviennent clairs (gris clair voire blanc) quand le mica abonde. Leur débit est identique à celui des schistes de la formation précédente.

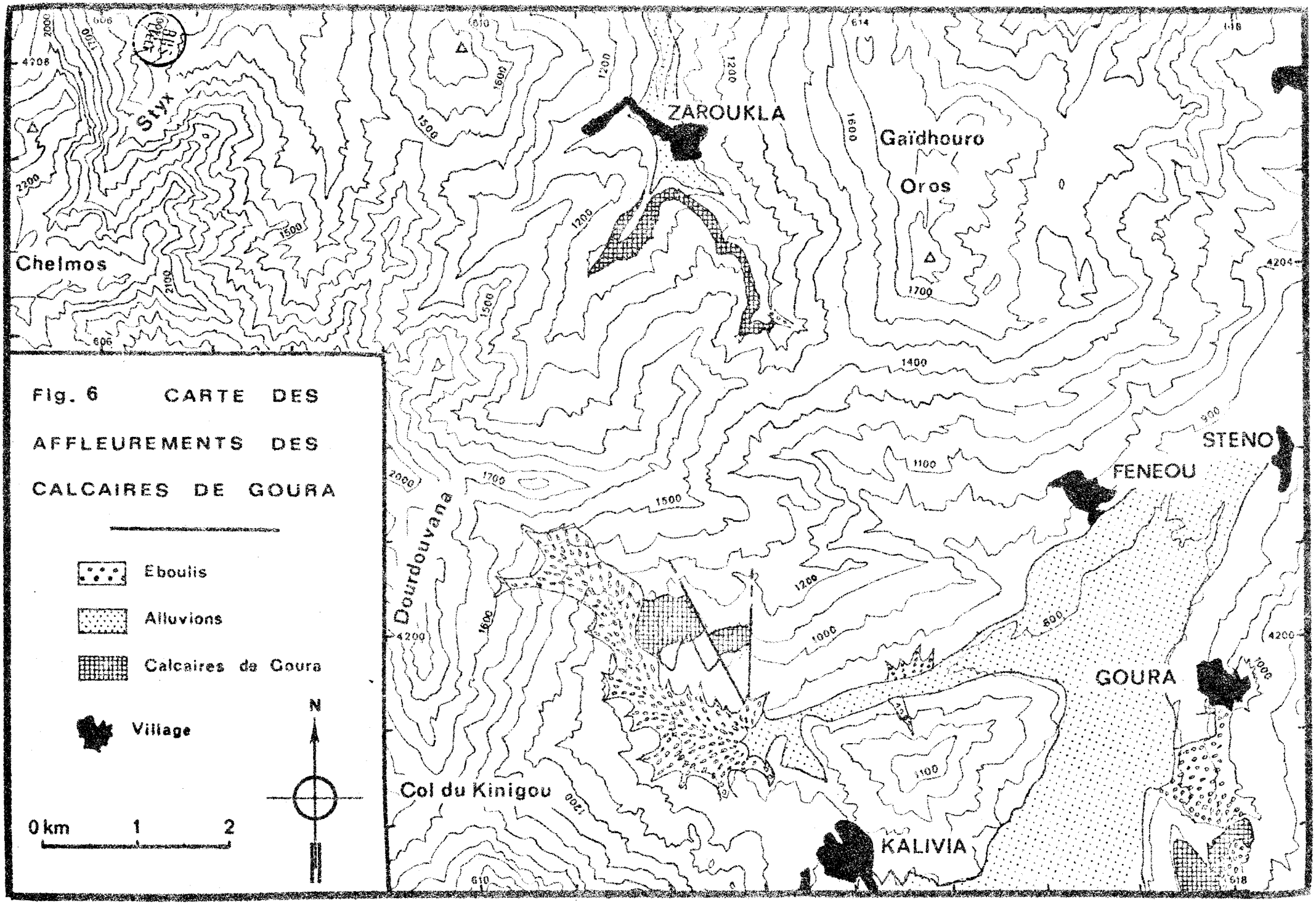


Fig. 6 CARTE DES AFFLEUREMENTS DES CALCAIRES DE GOURA
Eboulis
Alluvions
Calcaires da Goura
Village
N
0 km 1 2
ZAROUKLA
Gaïdhouro
Oros
Styx
Chelmos
Dourdouvana
Col du Kinigou
KALIVIA
GOURA
FENEOU
STENO

GROUPE DE ZAROUKLA

112-3. Puissance

Epaisse de 60 m environ au S de Goura (X = 617,6 ; Y = 4197,5 et X = 617,5 ; Y = 4199,2) cette formation est presque absente au NW de Zaroukla, sur les flancs du mont Agios Ilias.

112-4. Relations avec les autres formations

Compris entre la Formation des Quartzophyllades de Fénéou, qu'ils surmontent, et la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias qui les recouvre, les Calcaires de Goura n'existent pas toujours. Là où la Formation des Calcaires de Goura est la moins développée, des bancs de calcaire affleurent dans les niveaux de base des Roches Eruptives de l'Agios Ilias. C'est le cas par exemple sur les flancs orientaux et occidentaux du mont Agios Ilias de Zaroukla (Points : X = 609,1 , Y = 4206,1 ; X = 611,3 , Y = 4205,9 ; X = 611,5 , Y = 4206,8) et au S du village de Sténo. Les Calcaires de Goura sont vraisemblablement interstratifiés à la base des Roches Eruptives de l'Agios Ilias.

112-5. Localité type

Les plus beaux affleurements des Calcaires de Goura se situent sur les talus de la route à l'entrée méridionale du village de Goura que j'ai choisi comme toponyme.

112-6. Morphologie

Les schistes étant abondants, souvent même prédominants, et les calcaires moins résistants que les quartzophyllades, cette formation se marque dans la morphologie par des pentes très peu inclinées et des croupes molles.

112-7. Critères de reconnaissance

Le calcaire, faciès marqueur de cette formation, est le critère de reconnaissance.

112-8. Confusions possibles

Quand les calcaires sont peu abondants, le risque est grand de confondre un affleurement de la Formation des Calcaires de Goura avec un horizon schisteux d'une autre formation.

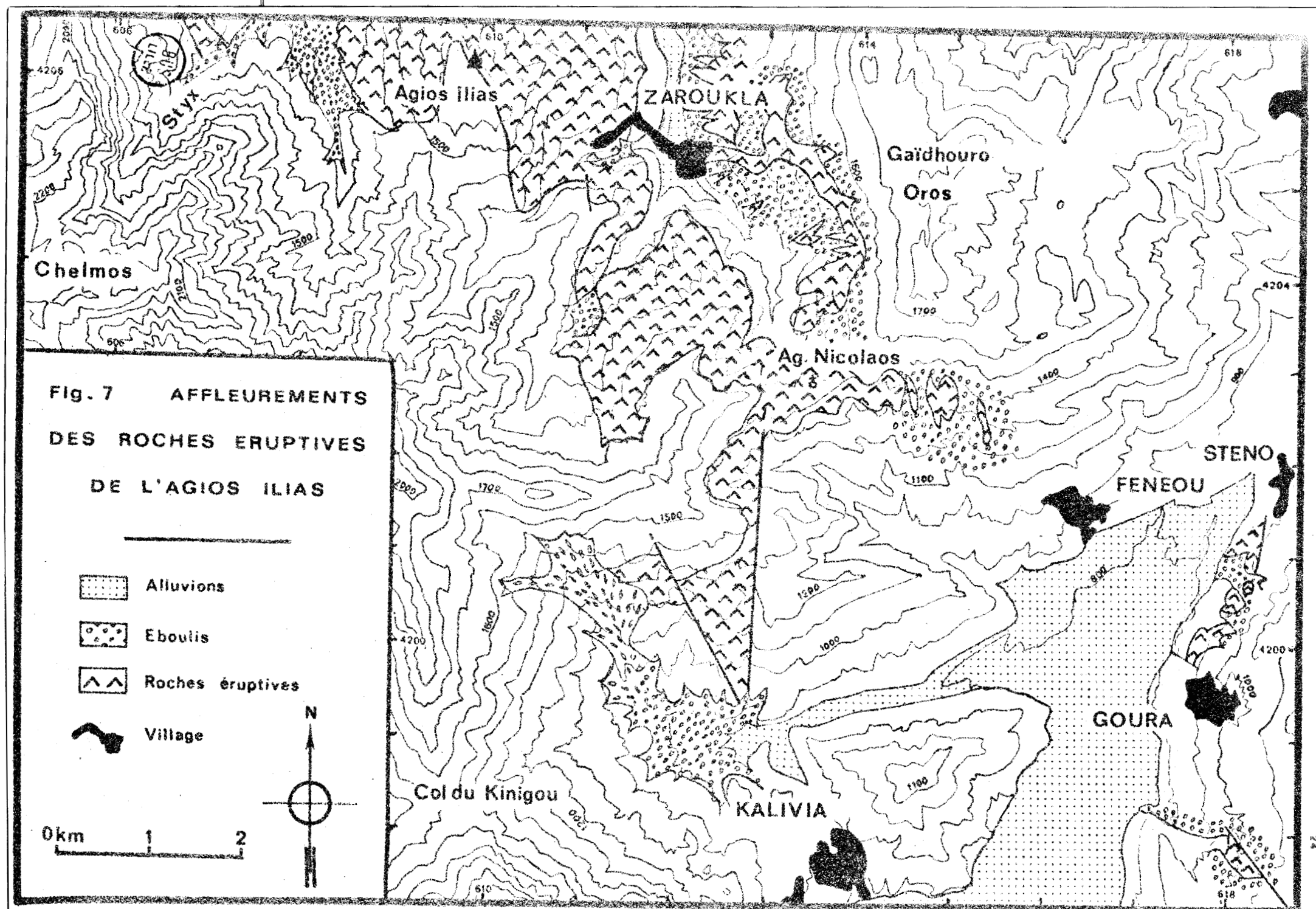


Fig. 7 AFFLEUREMENTS DES ROCHES ERUPTIVES DE L'AGIOS ILIAS

GROUPE DE ZAROUKLA

I12-9. Définition

J'appelle Formation des Calcaires de Goura une formation :

- *constituée de calcaires et de schistes,*
- *puissante de 0 à 60 m,*
- *qui repose sur la Formation des Quartzophyllades de Fénéou,*
- *recouverte par la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias qui peut l'envahir par place, assurant une transition évidente entre les formations.*

I1-3. La Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias (fig. 7)

I13-1. Aspect général

Essentiellement constituée de roches éruptives vertes (laves aphyriques ou porphyriques à amphibole) cette formation a un aspect massif, sans stratification visible. Des schistes existent au sein de cet ensemble.

Remarque :

Une coupe, levée le long de la route asphaltée qui conduit de la plaine de Fénéou au lac Stymphale, montre, peu avant le col de Kastania, l'alternance de schistes et de roches éruptives.
On y note en montant vers le col (fig. 8) :

A. Schistes indifférenciés :

1. 20 m de schistes sériciteux, noir-bleuté, affectés de très nombreux plis dont la majorité des charnières a une direction EW ; un petit nombre a une direction NS. Très fins au début, ces schistes contiennent des niveaux plus grossiers, vers l'Est ;

B. Roches Eruptives de l'Agios Ilias :

2. 100 m d'une roche éruptive massive transformée, kaki à l'affleurement, verte en cassure fraîche, qui ressemble sur le terrain à une prasinite,

3. 200 m de schistes, noirs à l'Ouest, chloriteux vers l'Est ; laissent apparaître des amandes de quartz déjà signalées par DERCOURT J. (1964). Certaines proviennent de charnières de micropli s très étirés dont les flancs ont été laminés jusqu'à disparaître. En effet, une étude approfondie de l'affleurement permet d'observer tous les intermédiaires du pli complet à l'amande.
Les dessins de la figure 16 en montrent quelques exemples ;

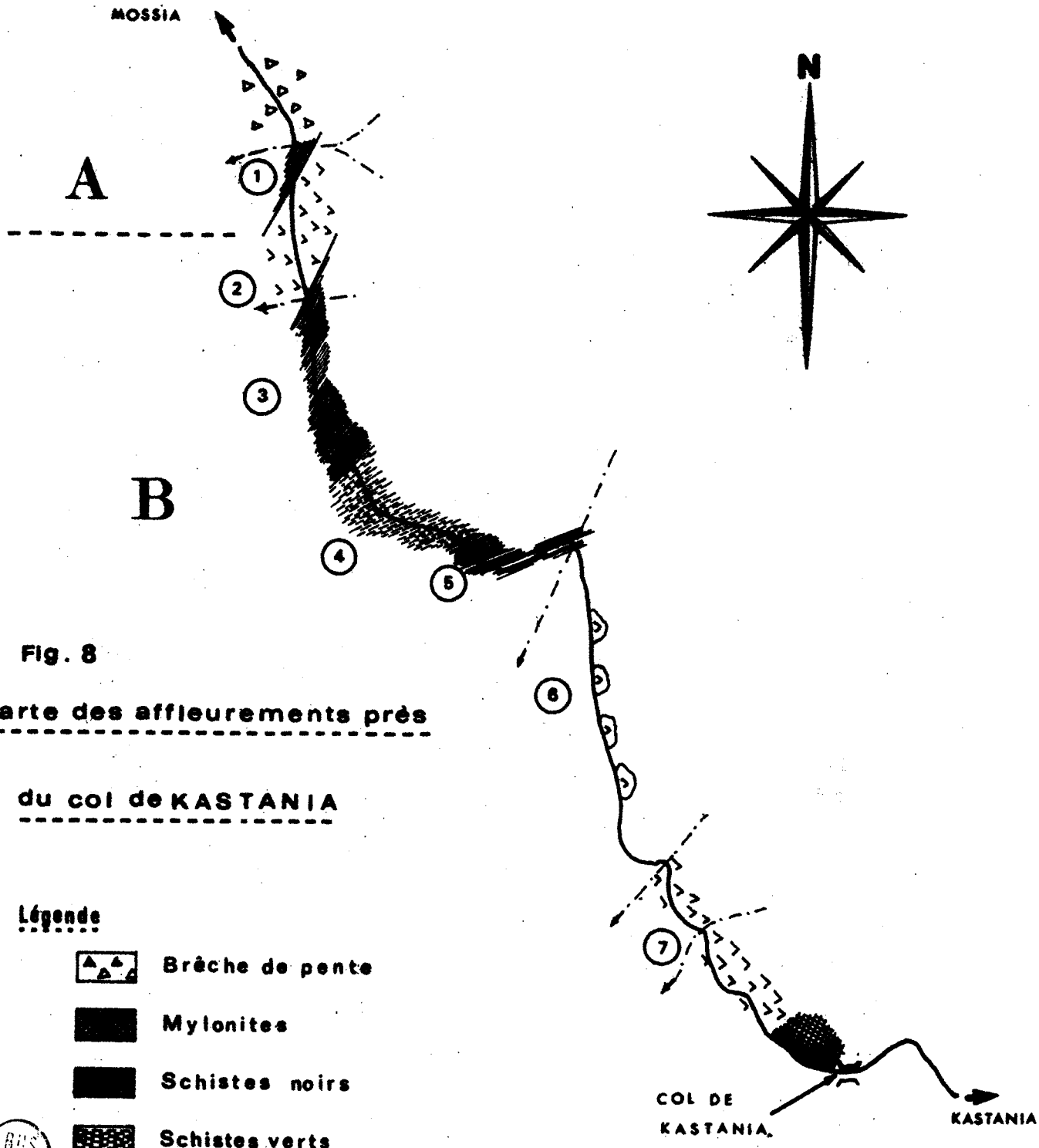


Fig. 8

Carte des affleurements près du col de KASTANIA

Légende

- Brèche de pente
- Mylonites
- Schistes noirs
- Schistes verts
- Roches éruptives
- Torrents

BUS LILLE

GROUPE DE ZAROUKLA

4. 150 m de schistes chloriteux, très fins, verts, à débit en grandes plaquettes. Il n'y a pas là d'amandes de quartz visibles ;

5. 200 m de schistes noirs, fins, luisants, identiques aux précédents. On peut ici encore observer de nombreux plis ;

6. 200 m d'affleurements discontinus, dans une forêt, de blocs d'une roche évoquant une prasinite altérée ,

7. roche éruptive verte, massive. C'est une lave (ou prasinite) qu'annonçait l'ensemble précédent. Très riche en traces de frictions ce type pétrographique est localement schistosé. On suit cet éruptif jusqu'à proximité du col sur environ 200 à 300 m.

A l'approche du col existent quelques petites passées de schistes noirs. Dans cette zone les mylonites sont trop importantes pour que l'on puisse y reconnaître un type pétrographique défini mais quelques échantillons évoquent les grès de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos.

113-2. Faciès

Les roches éruptives, souvent cataclasées, altérées, déformées, peuvent prendre des aspects très différents : massifs, pulvérulents, schisteux et des teintes variables. Tous les intermédiaires chromatiques (kaki, marron ...) existent entre les roches éruptives les plus fraîches : vertes, et les plus altérées : rousses.

Les schistes, gris ou noirs, sont identiques à ceux des formations déjà décrites. Les schistes verts et lie de vin en revanche, proviennent de la roche éruptive schistosée. Des passages transitionnels existent entre la roche massive et les schistes verts et lie de vin.

113-3. Puissance

Il est frappant de constater que les Roches Eruptives de l'Agios Ilias ont une épaisseur apparemment très différente suivant les endroits. Dans les environs de Goura, par exemple, elles semblent avoir 20 à 30 m d'épaisseur alors qu'au SW de Zaroukla elles atteignent 100 m et 500 m au NW du village, sur le mont Agios Ilias. Je n'ai pu déterminer à ce jour si ces différences d'épaisseurs sont d'origine tectonique ou sédimentaire.

113-4. Relations avec les autres formations

Les Roches Eruptives de l'Agios Ilias reposent tantôt sur la Formation des Calcaires de Goura (Sud de Goura, Sud de Zaroukla) ; tantôt sur celle des Quartzophyllades de Fénéou (NW de Zaroukla, Nord de Goura). En revanche, partout les Roches Eruptives de l'Agios Ilias sont coiffées par la Formation Détritique d'Agios Nicolaos.

113-5. Toponyme

Constitué en quasi totalité par les roches éruptives j'ai choisi le mont Agios Ilias, situé au NW de Zaroukla, comme toponyme de la formation.

113-6. Morphologie

Suivant leur état de conservation, les Roches Eruptives de l'Agios Ilias se marquent dans la morphologie par des pentes douces ou abruptes.

113-7. Critères de reconnaissance

Les roches éruptives sont le faciès marqueur de la formation. Lorsqu'elles sont altérées elles se reconnaissent par la persistance de petits éléments rougeâtres et verdâtres dans une matrice marron.

113-8. Confusions possibles

Quand la roche éruptive est massive on ne peut la confondre avec aucun autre niveau. Il n'en est pas de même, par contre, lorsqu'elle est schistosée. En effet, des schistes verts et lie de vin très semblables, existent, tant dans les Roches Eruptives de l'Agios Ilias que dans la Formation des Schistes Verts du Kinigou. Sur le terrain je n'ai pu jusqu'alors faire aucune différence entre les deux. Qui plus est, en lame mince leur aspect est identique. Le plus souvent, hormis quelques minéraux opaques, on n'y distingue que des minéraux phylliteux indéterminables et de rares cristaux de feldspath très altérés. Il s'agit donc d'orthoschistes.

113-9. Définition

J'appelle Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias une formation :

- *constituée essentiellement de laves souvent schistosées et accessoirement de schistes,*

- *de puissance variable (20 m à 500 m),*
- *bien représentée sur le mont Agios Ilias à l'Ouest du village de Zaroukla,*
- *reposant tantôt sur les Quartzophyllades de Fénéou, tantôt sur les Calcaires de Goura,*
- *située sous la Formation Détritique d'Agios Nicolaos.*

I1-4. La Formation Détritique d'Agios Nicolaos (fig. 9)

I14-1. Aspect général et coupe

Constituée essentiellement de conglomérats, de grès et de schistes, il y existe de très rares niveaux de calcaire noir. La Formation Détritique d'Agios Nicolaos est la seule où une coupe représentative a pu être levée. Cette coupe n'intéresse qu'une fraction de la Formation ; elle affleure sur un promontoire qui marque les contreforts SE du Chelmos, et sépare la plaine de Fénéou de la vallée de Zaroukla (X = 612,1 ; Y = 4201,5).

La coupe levée montre, au-dessus d'éboulis, 3 grandes entités qui sont, de bas en haut : schisteuse, gréseuse et conglomératique.
On y note d'E en W, (fig. 10) :

A. 5,5 m de schistes noirs, fins, intercalés de grès grossiers :

1. 30 cm de quartzites dont le débit se fait suivant des plans très ondulés, conférant à la roche un aspect noduleux,
2. 1 m de phyllades, grossières à la base, fines au sommet,
3. 50 cm de phyllades grossières dont la partie médiane est quartzitique et identique à 1,
4. 65 cm de schistes très fins, séricitéux ; dans le tiers inférieur existe un banc hernieux de quartzite.
   Azimut du pendage de la schistosité : 35° N 192 ;
   - 10 cm de lacune d'observation dont le substrat est probablement schisteux,
5. 1,20 m de grès poivrés, schisteux. Des galets de quartzites de la taille d'un oeuf de pigeon y sont noyés ;
6. 50 cm de schistes ardoisiers noirs, micacés,

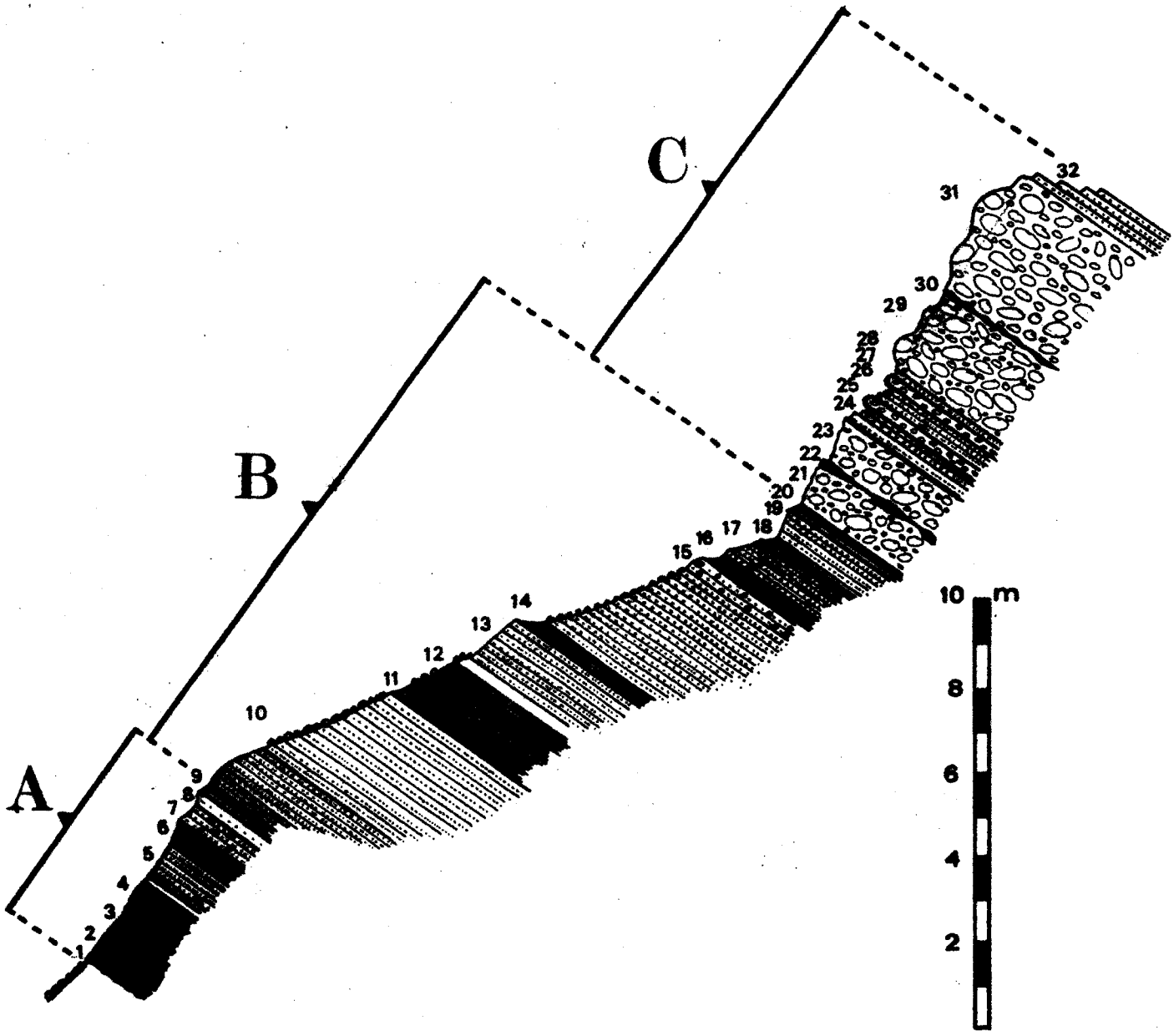


Fig. 10 Coupe des conglomérats d'AGIOS NICOLAOS

LEGENDE

- Conglomérats
- Grès et quartzophyllades
- Schistes
- Quartzite hernieuse
- Eboulis

BUS LILLE

7. 60 cm de grès poivrés, schisteux, qui contiennent quelques galets, (identiques à 5),

8. 30 cm de quartzites boudinées,

9. 40 cm de schistes ardoisiers noirs, micacés,

B. 15 m de grès fins ou grossiers parfois conglomératiques intercalés de schistes noirs, fins, luisants :

10. 4,20 m de grès poivrés, schisteux, au sein desquels existent des galets,

11. 70 cm de schistes ardoisiers noirs, sériciteux, identiques à 6,

éboulis sur 1m masquant probablement des schistes,

12. 50 cm de schistes identiques à 11,

40 cm de lacune d'observation,

13. 1,50 m de grès grossiers, poivrés, schisteux, noyant des galets quartzitiques beaucoup plus nombreux que jusqu'alors,

14. 40 cm de schistes ardoisiers, noirs, luisants,

3 à 4 m d'affleurements sporadiques qui laissent apparaître des grès poivrés à galets,

15. 50 cm d'un ensemble identique à 13 mais dont le débit est plus noduleux,

16. 40 cm de schistes identiques à 14.
Azimut du pendage de la schistosité : 24° N 208 ;

17. 60 cm de grès schisteux, micacés, fins à la base, ils deviennent grossiers et quartzitiques vers le sommet mais ne contiennent pas de galets ;

18. 30 cm de schistes verts, fins, luisants,

19. 70 cm de grès-quartzite, poivrés, micacés, grossiers, sans galets, parcourus de nombreuses veinules de quartz ayant parfois une allure spiralée,

20. 30 cm de schistes fins, luisants, verdâtres à gris, contenant une passée gréseuse de 2 cm,

C. 10 m de conglomérats intercalés de grès et schistes

21. 90 cm de conglomérats dont les éléments, arrondis et hétérométriques (de quelques mm à 10 cm) sont tous de quartzites mais de couleur variée (noir, bleuté, rose, gris ...). La matrice, très fine, est

noire et luisante. Parcouru de nombreux filonnets de quartz, cet ensemble peut-être confondu avec une quartzite quand on en voit la tranche. Cependant, une observation plus fine et l'allure des plans de stratification révèlent l'existence de galets ;

22. des schistes noirs, luisants. Fins ou grossiers, ils contiennent des galets ovoïdes de 5 - 6 cm de plus grande longueur, disposés obliquement par rapport à la stratification et à la schistosité qui sont parallèles ici.
Ces schistes, présentant des phénomènes de bourrage, ont une épaisseur qui varie de 3 à 50 cm. Ils correspondent peut-être à un accident tectonique ;

23. 1 m de conglomérats. Les galets, toujours arrondis, sont polymorphes (plats ou sphériques), hétérométriques (de quelques cm à 20 cm) homogènes (quartzites), de couleur variée (vert clair, bleu foncé, blanc ...) ;

24. 45 cm de grès grisâtres, micacés, très massifs. Quelques galets sont perdus dans la masse ;

25. 30 cm de conglomérats dont tous les éléments sont de petite taille (3 cm au maximum),

26. 40 cm de grès identiques à 24,

27. 25 cm de conglomérats identiques à 25,

28. 20 cm de grès identiques à 24,

29. 170 cm de conglomérats dont les éléments sont très hétérométriques (1 mm à 10 cm),

30. 5 cm de schistes noirs, fins, luisants,

31. 4,5 m de conglomérats très hétérométriques dont les 10 premiers centimètres sont faits d'un grès fin,

32. 60 cm de grès grossiers, poivrés, dépourvus de galets.
Ce sont les derniers niveaux visibles avant la faille du ravin qui sépare, à l'Ouest, cette série épimétamorphique de l'Eocène du Tripolitza indemne de tout métamorphisme.

On remarque un passage transitionnel des schistes, à la base, aux conglomérats, au sommet, puisque l'on a d'abord un ensemble essentiellement schisteux (de 1 à 9) puis un ensemble à dominante gréseuse jusque 20, et enfin un ensemble conglomératique. On ne peut cependant savoir si cette série est normale ou inverse car, si un granoclassement négatif à l'échelle de la formation (sédiments fins à grossiers) semble exister, on ne peut préciser s'il s'agit de l'installation progressive de conditions érosives de plus en plus drastiques ou si, au contraire,

cela résulte d'une évolution sénescente. Aucun granoclassement, aucune figure de sédimentation, permettant de déterminer la polarité, n'existent à l'échelle du banc.

Le conglomérat est monogénique, c'est-à-dire qu'il n'est formé que de galets de quartz ou de quartzites micacées, à l'exclusion de tout autre type pétrographique, et ne provient donc vraisemblablement pas de l'érosion d'un vieux socle où l'on sait que, fréquemment, de nombreux types pétrographiques coexistent.

Les schistes visibles sur cette coupe sont identiques à ceux du voisinage, au sein desquels peu ou pas de conglomérats sont interstratifiés. Il semble donc que les conglomérats soient lenticulaires dans cette formation, ce qui n'a rien de surprenant eu égard à la genèse que l'on s'accorde généralement à donner à ce type de roche.

Les grès, fréquents à l'W de Zaroukla sont peu abondants, voire absents, à l'E de la plaine de Fénéou. En outre, jamais on ne peut les suivre sur de grandes distances. On peut donc se demander si eux-aussi ne sont pas lenticulaires à plus grande échelle:

Du fait de la tectonisation intense qui se manifeste dans toutes les formations du Groupe de Zaroukla, ces lentilles pourraient être tectoniques (plis isoclinaux laminés, fragmentation par étirement).

Aucun critère ne me permet de trancher entre les deux possibilités : sédimentaire ou tectonique.

114-2. Faciès

Les conglomérats, homogènes (galets de quartzites), hétérométriques (millimétriques à décimétriques), ne sont pas classés. Le ciment, verdâtre, présente une patine rouge.

Les grès, monogéniques, sont verdâtres, à patine rouge (hématitique)

Les schistes, faciès le plus répandu dans la formation détritique d'Agios Nicolaos, sont souvent verdâtres, parfois gris ou noirs, luisants ou non, suivant leur richesse en séricite. A proximité des bancs de grès ils contiennent fréquemment des grains de quartz.

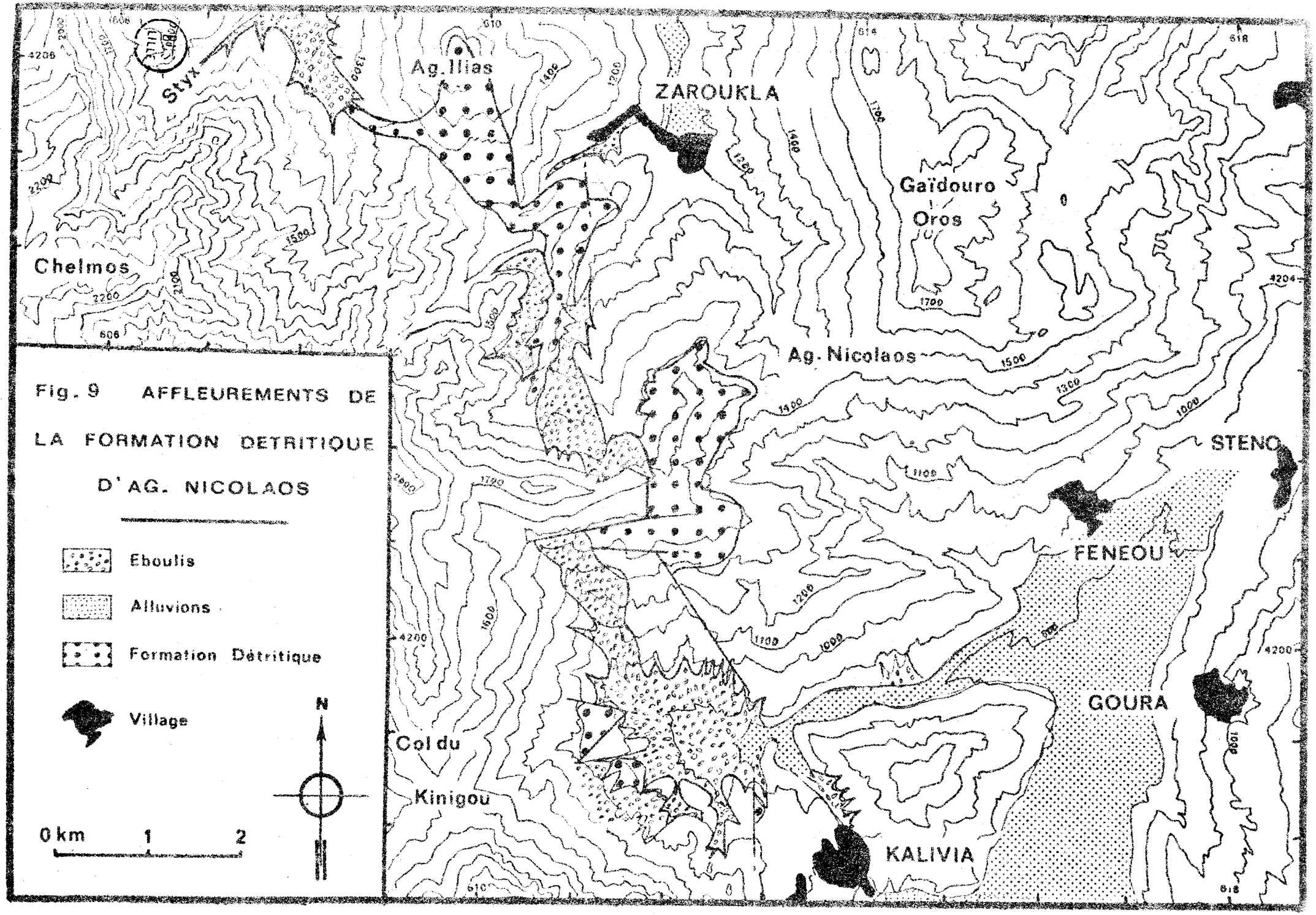


Fig. 9 AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION DETRITIQUE D'AG. NICOLAOS

I14-3. Puissance

Bien que difficilement appréciable sur le terrain, j'ai évalué sa puissance à une cinquantaine de mètres.

I14-4. Relations avec les autres formations

La Formation Détritique d'Agios Nicolaos repose sur les Roches Eruptives de l'Agios Ilias. Elle est surmontée par la Formation des Schistes Verts du Kinigou.

I14-5. Localité type

Le promontoire où a été décrite la coupe précédente (X = 612,1, Y = 4201,5) est situé au niveau de la ligne de crête séparant la plaine de Fénéou de la vallée de Zaroukla. Il montre de très beaux affleurements typiques, que j'ai appelés la Formation Détritique d'Agios Nicolaos, du nom d'une chapelle située sur cette même ligne de crête, 2 km plus à l'Est (X = 613,6 , Y = 420,7).

I14-6. Morphologie

Les schistes constituant la partie essentielle de cette formation, elle se marque dans le paysage par des pentes douces interrompues par les ressauts que provoquent les niveaux de grès ou de conglomérats.

I14-7. Critères de reconnaissance

Les faciès marqueurs de la formation détritique d'Agios Nicolaos sont les grès et conglomérats. La patine rouge sang-de-boeuf sert aussi et surtout, comme critère de reconnaissance sur le terrain.

I14-8. Confusions possibles

Quand les grès et conglomérats ne sont pas représentés, les schistes de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos peuvent se confondre avec tout niveau schisteux des autres formations du Groupe de Zaroukla.

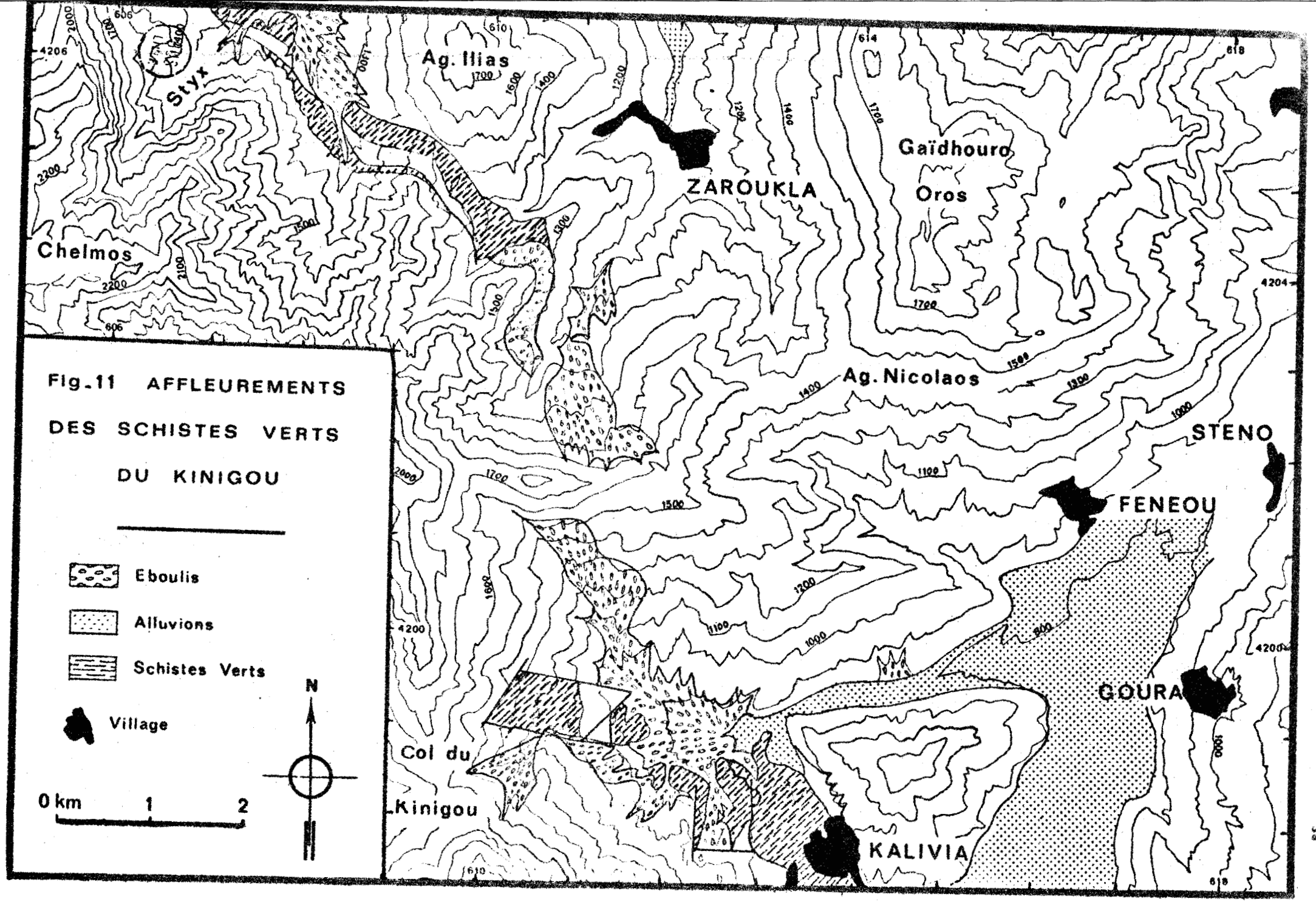


Fig.11 AFFLEUREMENTS DES SCHISTES VERTS DU KINIGOU

I14-9. Définition

J'appelle Formation Détritique d'Agios Nicolaos l'association :

- *de schistes, grès et conglomérats dans laquelle les conglomérats sont rares et les schistes abondants,*
- *puissante de 50 m environ,*
- *située entre les Roches Eruptives de l'Agios Ilias qu'elle surmonte et les Schistes Verts du Kinigou qui la recouvrent,*
- *affleure dans de bonnes conditions sur le promontoire marquant la partie Ouest de la ligne de crête qui sépare la plaine de Fénéou de la vallée de Zaroukla.*

I1-5. La Formation des Schistes Verts du Kinigou (fig. 11)

I15-1. Aspect général

Essentiellement schisteuse la Formation des Schistes Verts du Kinigou contient des nodules calcaires. Elle commence, à la base, par environ 10 m de schistes verts et lie de vin, fins ou grossiers. Les nodules calcaires sont de plus en plus abondants vers le sommet.

I15-2. Faciès

Les schistes, ardoisiers, sont presque toujours verts, rarement violets. Quelques cristaux de feldspath très altérés y sont parfois visibles. Ternes le plus souvent : ils sont compacts ; luisants et micacés : ils se débitent comme les schistes des précédentes formations, en écailles centimétriques ou décimétriques.

Les calcaires se présentent fréquemment en lentilles de taille extrêmement variable (5 cm à 1 m de longueur, 1 cm à 50 cm d'épaisseur). Les calcaires purs sont rares, les calcaires gréseux abondants. Par altération ils acquièrent un aspect vacuolaire et une teinte jaune ou brune.

I15-3. Puissance

Souvent cachée par des éboulis provenant des falaises du Tripolitza qui surmontent cette formation, sa puissance, difficilement évaluable, semble atteindre une centaine de mètres.

I15-4. Relation avec les autres formations

La Formation des Schistes Verts du Kinigou est située au sommet du Groupe de Zaroukla. Elle surmonte la Formation Détritique d'Agios Nicolaos, et est parfois en contact avec la série tripolitzique (X = 608,0 , Y = 4205,5 ; X = 610,0 , Y = 4204,0 ; X = 610,2 , Y = 4199,0 ; X = 612,5 , Y = 4198,0) (fig. 12)

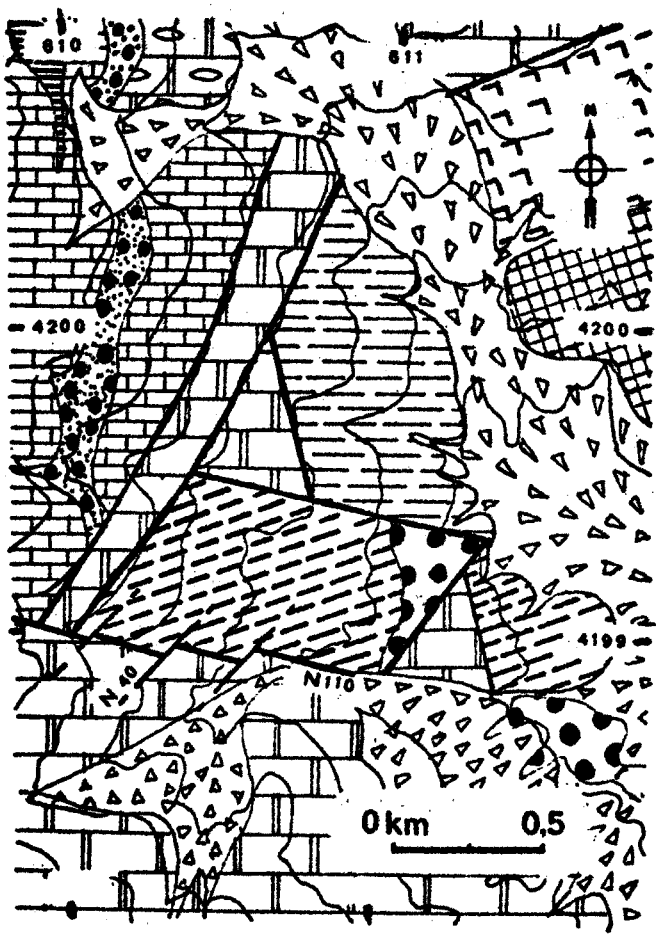


Fig. 12

Légende

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

BUS LILLE

1- Eboulis ; PINDE : 2- Calcaires en Plaquettes, 3- Radiolarites ; 4- Formation à BLocs ; TRIPOLITZA : 5- Eocène calcaire, 6- Tripolitza indifférencié : GROUPE DE ZAROUKLA : 7- Schistes indifférenciés, 8- Schistes Verts du Kinigou, 9- Formation Détritique d'Agios Nicolaos, 10- Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias, 11- Formation des Calcaires de Goura.

115-5. Toponyme

Le sentier qui conduit de la vallée du monastère Agios Giorgos au col du Kinigou serpente dans des schistes ardoisiers verts, bien développés à cet endroit, que j'ai choisi comme localité type.

115-6. Morphologie

Les Schistes Verts du Kinigou, constitués en majorité de roches très fissiles, sont facilement érodés et constituent donc des reliefs lourds, des croupes molles ou des dépressions. La vallée toponymique en est un bel exemple.

115-7. Critères de reconnaissance

Les schistes ardoisiers, ternes, vert-clair, à nodules calcaires marron, sont les faciès marqueurs et constituent les seuls critères de reconnaissance.

115-8. Confusions possibles

Les schistes verts de cette formation se distinguent d'autres schistes verdâtres par leur aspect terne, d'une part ; par les lentilles calcaires qu'ils contiennent, d'autre part. Les schistes verts et lie de vin, par contre, ne diffèrent en rien de ceux qui appartiennent à la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias (cf. p. 25).

115-9. Définition

J'appelle Formation des Schistes Verts du Kinigou une formation :

- *constituée essentiellement des schistes ardoisiers verts et de nodules calcaires,*
- *puissante d'une centaine de mètres,*
- *située au sommet du Groupe de Zaroukla (sur la Formation Détritique d'Agios Nicolaos),*
- *qui affleure bien au pied oriental du col du Kinigou.*

I-2. LES FACIES (au sens de SCHEUMANN K.H., 1961)

Nous envisagerons dans ce paragraphe les différents types pétrographiques rencontrés en précisant, selon l'occurence, les textures représentées et le degré métamorphique dont ils témoignent.

Les calcaires (appartenant à la Formation des Calcaires de Goura) ont été minutieusement observés afin d'y rechercher des faunes susceptibles de les dater.

Les roches terrigènes (schistes, grès, conglomérats) n'ont livré, au cours d'examens préliminaires, aucun indice qui fasse espérer des découvertes de restes fossiles. Elles n'ont donc été analysées que du point de vue texturologique et métamorphique.

Les roches éruptives, trop altérées, n'ont pas fait l'objet d'une analyse pétrographique poussée, seule susceptible de fournir des renseignements exploitables.

Notons enfin que l'observation microscopique des échantillons est souvent rendue délicate par des étirements tectoniques, accompagnés de cisaillement ; la roche est alors riche en minéraux opaques.

I2-1. Les calcaires

Les calcaires se rencontrent dans la Formation des Calcaires de Goura et dans celles des Schistes Verts du Kinigou.

Compte tenu de cette restriction, les microfaciès des calcaires gréseux, identiques pour lesdiverses formations, seront donc envisagés simultanément.

Je n'ai pu, à ce jour, déceler que peu de correspondance entre le débit des calcaires (en plaquettes, en lentilles, en bancs massifs...) et le microfaciès. Pour cette raison, il ne sera qu'occasionnellement fait mention du débit des roches dans les descriptions suivantes.

Trois grandes subdivisions ont été retenues dans cet ensemble :

- calcaires fins,
- calcaires finement recristallisés, à éléments figurés, où les structures sédimentaires sont encore visibles,
- calcaires gréseux finement recristallisés.

121-1. Calcaires fins

Ce sont des calcaires holocarbonatés, formés de dismicrite et/ou de pseudomicrosparite et/ou de pseudosparite. Dans certains, des minéraux opaques sont fréquents : disséminés ou, au contraire, concentrés dans des interlits grossièrement plans. Macroscopiquement, ce sont des calcaires :

- clairs quand ils sont entièrement recristallisés (il n'y a alors que de la pseudosparite ou pseudomicrosparite),
- sombres, la plupart du temps, qu'ils soient micritiques ou dismicritiques.

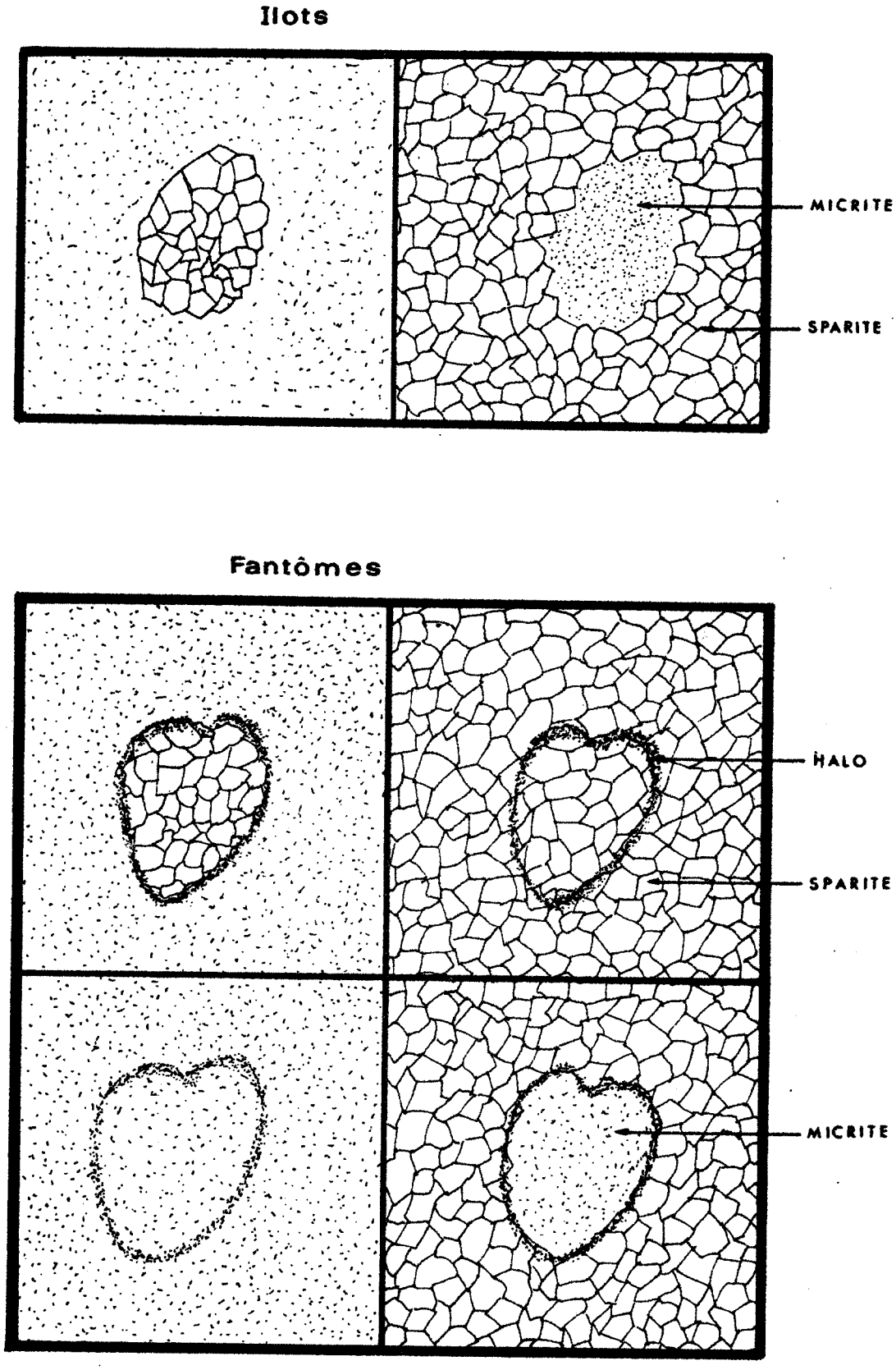
Lorsque des minéraux opaques et oxydes sont concentrés en lits, ce litage apparaît à la loupe. Ils correspondent souvent à la cicatrisation des plans de cisaillement. Notons aussi la présence possible de nombreux points rouilles ou blancs. Les premiers correspondent à de petits cristaux de pyrite altérée, les seconds à des cristaux de calcite (ou dolomite) bien individualisés.

121-2. Calcaires à éléments figurés et structure sédimentaire visibles

Ce sont des calcaires finement recristallisés (dismicrites à allochems). Des plages de calcite ou des cristaux isolés apparaissent souvent dans une zone de la lame mince où toute structure est effacée . Ces calcaires contiennent souvent quelques rares cristaux xénomorphes de quartz.

Deux types de figuration ont été distingués

- les laminations,
- les corps arrondis.



BUS LILLE

Fig. 13 Ilots et fantômes dans les calcaires du groupe de ZAROUKLA

1212-1. Calcaires à laminae*

Ce sont des calcaires gris foncé, à débit en plaquettes centimétriques, dont les plans de séparation sont enduits d'une pellicule sériciteuse tachant les doigts. En cassure, ils apparaissent très discrètement lités et onduleux, parfois alternativement noirs et marron. Plus rarement de très petites et fines stratifications entrecroisées apparaissent. Quand les calcaires ne sont pas trop recristallisés, on peut observer au microscope des fantômes qui hantent ces calcaires et laissent supposer que des ostracodes et/ou des gravelles y ont jadis existé. Ces traces coexistent avec de petits îlots ovoïdes, non recristallisés, noyés dans une mésostase cristallisée, entourés d'un halo sombre. L'intérieur est d'ailleurs parfois épigénisé totalement ou partiellement en quartz, ce qui les oppose aux îlots épargnés par la recristallisation.

Les laminae, caractéristiques de ce faciès, ne laissent voir qu'une alternance irrégulière de lits sombres ou clairs, onduleux, parfois entrecroisés.

1212-2. Calcaires à allochems

Gris foncé à l'affleurement, ces calcaires se débitent en plaquettes centimétriques suivant des plans riches en séricite. Bien que fins et apparemment homogènes en cassure, l'observation à la loupe permet d'y distinguer de petits points noirs et des taches diffuses, noirâtres dont les plus grandes atteignent 1 mm environ. Des points rouilles et de petits cristaux de pyrite sont visibles à l'oeil nu.

Comme dans le cas précédent, l'étude en lame mince nous permet de faire la distinction entre des îlots et des fantômes. Une différence supplémentaire est à noter ici. Dans le cas d'îlots, la taille des cristaux de calcite diffère toujours de celle de La mésostase. Dans le cas de fantômes, la taille des cristaux de l'intérieur est

* "On nomme lamination la disposition des sédiments fins et clastiques, minéraux et organiques disposés en unités millimétriques. Ces fines lames ou laminae sont planes et parallèles ou obliques et entrecroisées (...) de structures diverses, alternativement propres et chargées d'argiles, grossières et fines, continues ou lenticulaires" Lombard A. (1972, p. 148).

tantôt identique, tantôt différente de celle du ciment, mais en est toujours séparée par un halo sombre (fig. 13).

En plus de ces fantômes, 2 échantillons (DS 41, DS 42) de calcaires oolitiques ont été trouvés. L'aspect macroscopique et microscopique du ciment entourant les oolites est le même que pour le précédent. Ces calcaires oolitiques présentent en outre, en lame mince, des figures de cisaillement très nettes, soulignées par des minéraux opaques. Elles sectionnent les oolites dont une fraction ne se retrouve pas dans la lame mince. Ces oolites sont étirées (fig. 2 , pl. II).

I21-3. Calcaires gréseux

Ils contiennent une proportion variable de quartz (5 à 30%). Bien souvent, de petits cristaux de pyrite et des points rouilles sont visibles ; macroscopiquement ils se détachent sur le fond noir de la roche.

Seule l'altération souligne le litage possible des calcaires. L'observation en lame mince montre que ce sont des dismicrites. Les grains de quartz présentent très souvent le phénomène d'extinction roulante. Il est à noter que certains échantillons contiennent de grands micas blancs en nombre important.

Des feldspaths et phyllosilicates existent aussi parfois dans ces calcaires.

Remarque :

Aucun minéral nettement métamorphique n'a été observé dans les calcaires.

I2-2. Les schistes

Très abondants ils existent dans toutes les formations définies dans le Groupe de Zaroukla. Une distinction entre les différents faciès des schistes nous permet cependant de noter que certains d'entre eux (les schistes verts) n'existent que dans deux formations déterminées alors que les autres existent dans chacune d'elles.

I22-1. Schistes gris et noirs

Ce sont les types pétrographiques les plus communsdu Groupe de Zaroukla puisqu'ils existent de la base au sommet. Noirs ou gris, luisants, ils sont plus ou moins riches en séricite et deviennent blanchâtres ou verdâtres par altération. En lame mince, trop fins, ils ne laissent apparaître qu'un feutrage de minéraux phylliteux indéterminables par les méthodes optiques. Néanmoins, quelques échantillons montrent de nombreux cristaux de pyrite automorphe (cubique ou dodécaédrique pentagonale) dont la surface a une couleur brun-acajou. Des halos d'étirements sigmoïdes (cristaux de quartz) accompagnent fréquemment ces minéraux. Une schistosité (S_1) reprise par celle qui est développée actuellement (S_2) prouve qu'il y a eu au moins 2 phases.

I22-2. Schistes Verts

Ils n'abondent que dans la Formation des Schistes Verts du Kinigou qu'ils caractérisent et existent en moindre importance dans les Roches Eruptives de l'Agios Ilias. Fins (silteux) le plus souvent, ils sont rarement grossiers, et sont alors légèrement carbonatés et noduleux. Hématite (rouge acajou) et limonite (ocre) sont abondantes dans ces schistes où la chlorite Mg-Fe (teinte de polarisation brune, ALBEE A.L., 1962) tapisse les joints. Notons enfin que quelques rhomboèdres de carbonates ferreux (ankérite ? , sidérite ?) parsèment le fond de la roche dans lequel existent des recristallisations locales de calcite, de quartz et de feldspath. Quelques cristaux altérés de feldspath sont également visibles.

Aucun minéral nettement métamorphique n'a été observé.

I2-3. Les roches éruptives

Présentes uniquement dans la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias, ces roches sont vertes ou kaki. Ce sont des laves aphyriques ou porphyriques (phénocristaux d'amphibole ou de feldspath). Cataclasées, altérées, déformées, elles sont souvent indéterminables. Au microscope, les plus fraîches montrent des laves microlitiques très altérées dans lesquelles des phénocristaux de feldspath (andésine An 32) mâclés (albite ...) sont encore déterminables bien que partiellement pseudomorphosés. Un autre feldspath, plus petit, limpide, mâclé albite (individus très serrés) est de seconde génération (albite ?). De l'amphibole subsiste

en phénocristaux ou en toutes petites aiguilles dans le fond de la roche (actinote ?, amphibole actinolitique ?). Du quartz, souvent en agrégats polycristallins à extinction roulante (Ech. DS 53, PT 524, PT 492b) est présent dans certaines lames.

Epidote (pistachite ?), calcite, chlorite, sont présents en abondance dans tous les échantillons.

L'abondance de calcite et d'épidote suggère que la roche initiale ait été une lave basique.

Quartz, chlorite, épidote, (albite ?) prouveraient un degré métamorphique "Low Stage" (WINCKLER H.G.F., 1970 ; équivalent au "Greenschist facies" des auteurs). Un minéral rouge, associé à de la chlorite, pourrait correspondre, d'après les seuls caractères optiques, à du stilpnomélane. Ce Minéral est un indicateur des conditions chimiques car sa genèse nécessite un rapport Fe^{2+}/Mg très élevé et un déficit en Al ; faute de quoi, ce serait le chloritoïde qui se développerait. On verra (p.48) que ce dernier minéral existe dans les quartzophyllades où règnent d'autres conditions physico-chimiques.

I2-4. Les grès et conglomérats

Ils n'existent que dans la Formation Détritique d'Agios Nicolaos et sont lenticulaires.

Les grès et conglomérats ne diffèrent que par la taille des éléments de quartzite inclus. Dans les conglomérats les galets de quartzite, atteignant 10 cm pour les plus grands, sont rougeâtres, rosés, bleutés, noirs, blancs, gris. Tous sont arrondis, certains étirés. Quelques galets montrent des traces d'impression très nettes.

Parfois recristallisés les grès ont tendance à devenir un grès quartzite. Certains acquièrent un faciès psammitique quand les minéraux micacés abondent.

La matrice, grossière (grains de 2 mm) ou silteuse, toujours micacée, est riche en phyllosilicates. Une schistosité y est fréquemment développée, les phyllites lui sont parallèles. On peut distinguer des micas blancs (les paillettes larges sont très rares), de la séricite, de l'épidote et de la chlorite Fe-Mg

(teinte de polarisation bleu). Il existe en outre des agrégats de particules de composition non précisée (quartzo-feldspathique). Des microplis enfin, reprenant une schistosité S_1, sont la preuve d'un polyphasage (TURNER F.J., WEISS L., 1963 ; RAMSAY J.G., 1962). Dans certains échantillons, les feldspaths abondent (PT 1140) ; dans d'autres, quelques fragments de lave microlitique existent. Les grains quartzo-feldspathiques sont globuleux le plus souvent, étirés ou lenticulaires. Parfois microfracturés (PT 71, PT 1137) ils possèdent des granulations marginales (Pl. III, fig. 3 et 4) et montrent des phénomènes de boudinage prouvant leur antériorité à une phase de déformation (S_1 ou S_2 ?) (ZWART H.J., 1962-63, JOHNSON M.R.W., 1963 ; SPRY A., 1969). les cristaux quartzo-feldspathiques semblent se développer au travers des phyllosilicates parallèles à S_2 ; ce qui suggère qu'ils leur soient postérieurs. Cependant ils sont contournés par cette schistosité S_2.

Notons à ce sujet que l'enveloppe amygdalaire faite par la schistosité autour d'yeux de quartz ou de feldspaths détermine une texture dont l'interprétation a suscité de nombreuses controverses. Deux familles d'explications ont été proposées :

1. en se développant, les yeux de quartz (ou de feldspath) déforment la schistosité préexistante sous l'action d'une "force de cristallisation" (SPRY A., 1969, p. 149).

2. la schistosité est déformée autour d'yeux préexistants par compaction différentielle au cours d'un épisode de déformation post-cristallisation (SPRY A., 1969, p. 160).

Dans le cas présent, l'intervention du second processus est possible mais hypothétique. En revanche, l'action du premier est suggéré par :

- la présence de paillettes cristallisées le long de la schistosité S_2 dont elles soulignent l'aspect contourné autour des grains,

- les cristaux quartzo-feldspathiques qui recoupent ces phyllites (syn-schistosité).

La formation des cristaux quartzo-feldspathiques s'est donc annoncée avant, s'est poursuivie pendant et après le développement de la schistosité S_2.

I2-5. Les quartzites et quartzophyllades

Fréquentes à la base du Groupe de Zaroukla (Formation des Quartzophyllades de Fénéou) les quartzites et quartzophyllades n'existent pas dans les autres niveaux. Les deux faciès (quartzites et quartzophyllades) sont transitionnels et les coupures quelque peu arbitraires.

Souvent sombres (noires ou grises) elles offrent des teintes claires quand les minéraux micacés sont présents en quantité. Ce sont des roches qui, observées au microscope, se révèlent homogranulaires ou presque. L'abondance relative de quartz permet d'affecter le nom de quartzite ou de quartzophyllade aux échantillons analysés. Les petits cristaux quartzo-feldspathiques (albite ?) se présentent en grains étirés, lenticulaires. Les cristaux mieux développés sont polygonaux, à bords rectilignes. Cette structure granulaire polygonale marque un début de recristallisation (nombreux points triples). Des phyllosilicates indéterminés sont parallèles à S_2 et semblent donc lui être synchrones. Des chlorites et micas blancs par contre, parfois courbés au voisinage d'un plan S_2 prouvent ainsi leur antériorité (Pl. III, fig. 2). De la magnétite et de l'ilménite existent en grandes baguettes (blanches ou brunes en lumière réfléchie) microboudinées, ployées, sigmoïdes. Elles sont presque toutes accompagnées d'une zone d'ombre où ont cristallisé des cristaux quartzo-feldspathiques (Pl. II, fig. 3). Elles sont donc anté S_2. De l'hématite (rouge en lumière réfléchie), développée transversalement à S_2 lui est donc postérieure. Du chloritoïde enfin, existe en baguettes microfracturées, affectées par S_2 (Pl. II, fig. 4) (schistosité réfractée visible à l'intérieur des minéraux). Il lui est donc antérieur. Ce minéral nécessite, pour se former, des conditions chimiques particulières. En effet, il faut que la roche ne contienne pas de chaux, que Al/Fe-Mg > 4/3, une déficience marquée en potasse. Si ces conditions n'étaient pas réalisées, la muscovite et surtout le stilpnomélane apparaîtraient (ZEN E., 1960).

Conclusions:

J'appelle Groupe de Zaroukla un ensemble :

- *essentiellement constitué de schistes,*
- *épais de 420 à 960 m, dont 400 à 420 m de sédiments terrigènes dans lesquels des venues éruptives de puissance variable (20 à 500 m) se sont épanchées,*

- *affecté par un métamorphisme, qualifié autrefois de greenschist, qu'il est préférable d'appeler aujourd'hui low stage,*
- *bien développé autour du village de Zaroukla,*
- *situé à la base de la série tripolitzique, constituant ainsi les niveaux les plus bas des terrains qui affleurent dans la région étudiée.*

I-3. RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS

Les formations décrites précédemment ont été individualisées à partir d'un faciès marqueur. Leur succession, lithostratigraphique, s'est dégagée de la cartographie et non d'affleurements faisant apparaître leur superposition. On signalera les rares affleurements où s'observent les contacts entre des formations, puis une coupe où apparaîtra le style des successions sera décrite.

I3-1. Contacts entre les formations

1) Au NE de la plaine de Fénéou, dans le ravin de direction générale N 120 la Formation des Quartzophyllades est bien représentée (X = 617,5 ; Y = 4197,8). En amont de la route Messino-Goura les gorges s'évasent, et de multiples petites entailles en assurent le relai. L'une d'elles offre le contact entre la Formation des Calcaires de Goura et la Formation des Quartzophyllades, sous jacents (X = 618,0 ; Y = 4198,0).

2) Le ravin qui prolonge vers le SE la vallée de Zaroukla est occupé par un torrent alimenté de ruisseaux adventifs. L'un d'eux (X = 612,8 , Y = 4203,2) présente la superposition de 3 formations. Cependant un seul contact s'observe. Il montre le prolongement de la Formation des Calcaires de Goura sous la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias.

Cartographiquement la succession lithologique est la mieux marquée au S et à l'W de Zaroukla. On y note, des niveaux les plus bas aux plus élevés (fig.15), les formations : des Quartzophyllades de Fénéou, des "Calcaires de Goura", des Roches Eruptives de l'Agios Ilias, Détritique d'Agios Nicolaos, des Schistes Verts du Kinigou.

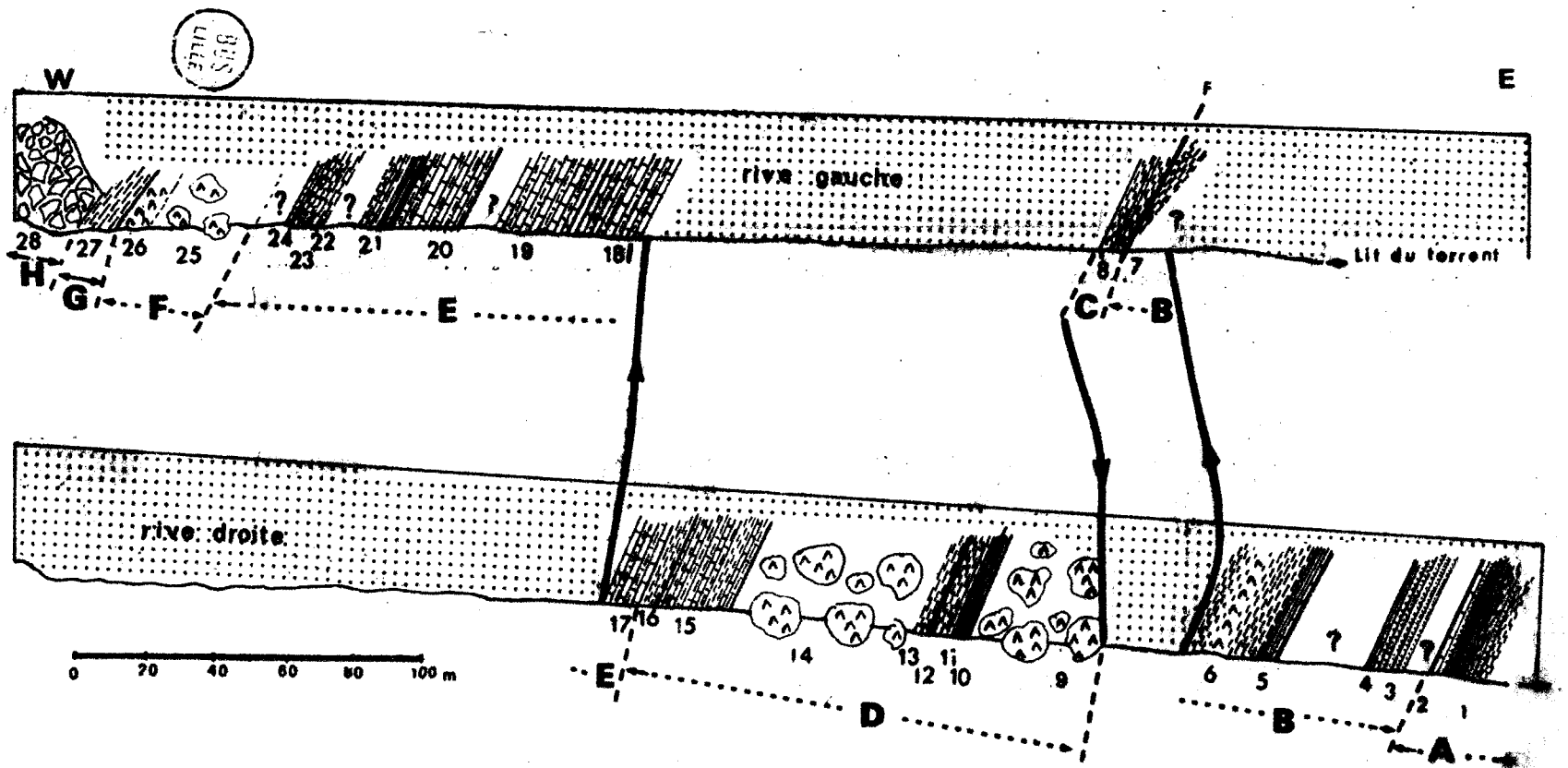


Fig. 14 Coupe du torrent du STYX

LEGENDE

- Brèches tectoniques
- Calcaires
- Calcschistes
- Grès
- Schistes noire
- Schistes rouges ou verts
- Roches éruptives

I3-2. Coupe du torrent du Styx

A l'extrémité de la région étudiée, à environ 3 km au N 300 de Zaroukla, le profond ravin du Styx, permet d'observer le socle dans de bonnes conditions. Bien que les affleurements soient nombreux et continus, la coupe levée n'offre pas une succession stratigraphique simple mais un exemple de la complexité du Groupe de Zaroukla éminemment tectonisé.

Cette coupe est décrite de l'W vers l'E et s'arrête au pied de la falaise du Tripolitza d'où tombent les célèbres chutes du Styx.

On peut y noter successivement (fig. 14)

A. Formation Détritique d'Agios Nicolaos :

1- 10 m de schistes noirs, fins, luisants à l'Ouest, ils deviennent verts et lie de vin à l'Est, où ils contiennent de petits bancs de grès chloriteux vert très clair,

2- 5 m d'alternance irrégulière de schistes, grès et calcaires en lentilles,

Une dizaine de mètres de lacune d'observation

B. Schistes Verts du Kinigou :

3- quelques mètres de grès feldspathiques verts, micacés,

4- 1,5 m de schistes très noirs, et de calcaires en petits bancs,

5- 5 m de schistes contenant quelques niveaux centimétriques de calcaires gris clair,

Lacune d'observation (30 m)

6- 20 m d'épaisseur de schistes souvent verts, parfois lie de vin, tantôt fissiles, tantôt compacts, passant parfois à une roche massive à peine schistosée,

Lacune d'observation (10 m)

Il est possible de continuer la coupe sur l'autre rive (côté Nord du torrent) avec :

7- 5 m de schistes ardoisiers très compacts, verts, ternes,

Contact anormal observé,

C. Calcaires de Goura :

8- 12 m de calcaires et de schistes. Ces derniers n'existent en abondance qu'à chaque extrémité de l'affleurement et contiennent des niveaux plus ou moins continus, de 3 à 4 m d'épaisseur, de calcaires fins et noirs ou gris clair et grossiers. Les autres calcaires sont fins, noirs, en plaquettes de 3 à 4 cm séparés par des lits pélitiques. Les schistes sont verts, fins, luisants.
Des plis métriques et centimétriques affectent cet ensemble. Son épaisseur est donc exagérée ;

Revenant sur la rive droite la coupe se continue par :

D. Roches Eruptives de l'Agios Ilias :

9- 40 m d'affleurements discontinus au sein desquels pointent de nombreux blocs de roche éruptive,

10- 4 m de schistes noir-verdâtres, très plissotés,

11- 2 m de schistes très froissés. C'est une zone confuse où passe peut être un accident ;

12- 1 m de calcaire,

13- 10 m de schistes verts ou noirs, très fins, luisants, se débitant aisément en feuillets millimétriques.

Des calcaires, noyés dans la masse, sont mal visibles, mais ils sont évidents vers l'extrémité orientale où les schistes deviennent plus grossiers. Ces calcaires, recristallisés, présentent quelques petites oolites discernables seulement au microscope ;

14- 50 m d'affleurements discontinus. Seuls se marquent de très gros blocs (5 m x 2 m x 2 m) de brèche éruptive rouge et verte, massive. Cette brèche est constituée d'une matrice verte où sont noyés des éléments verts, violets, rouges ... de taille variable. Les plus petits sont de l'ordre de millimètre, les plus gros atteignent 20 cm. De forme arrondie la plupart du temps, certains ont des bords nets, d'autres des limites floues, d'autres encore montrent sur une extrémité un bord net, sur l'autre, ils passent en transition à la matrice. Celle-ci est quelquefois affectée d'une schistosité.

15- 20 m de schistes, calcschistes et calcaires affectés de nombreux plis de taille variable (2 cm à 20 cm).
Les schistes sont verdâtres et les calcaires, noirs ;

16- 6 m de schistes fins, gris-verdâtre ou violacés, sériciteux. On y trouve inclus des lentilles de calcaire (30 cm x 5 cm) marron à noir. Certaines lentilles évoquent des charnières.

Quelques unes sont monochromatiques : marron ou bleu-noir, d'autres sont bicolores : marron à l'extérieur, bleu-noir à l'intérieur ; ces teintes variables résultent de l'altération plus ou moins avancée du calcaire.

Quand ils sont frais, ces calcaires sont foncés, très fins, voire sublithographiques, et contiennent quelques cristaux de pyrite. Parfois en petits lits centimétriques, discontinus, ils peuvent représenter des reliquats de flancs laminés par un plissement intense.

Dans le lit du torrent, des blocs (2 m × 2 m) de brèche éruptive baignent dans l'eau. Ils correspondent à des éboulements du niveau 25 qui surmonte d'une dizaine de mètres le lit du torrent ;

E. Calcaires de Goura :

17- 10 m de calcschistes principalement et de calcaires : les derniers mètres correspondent aux premiers de la rive gauche,

la coupe se poursuit en rive gauche :

18- 20 m de calcaires et calcschistes. Les bancs calcaires sont parfois massifs (2 m d'épaisseur) mais la plupart sont en plaquettes (20 à 30 cm) et alternent régulièrement avec des calcschistes.

Remarque :

Des calcaires apparaissent parfois en petites lentilles dans les calcschistes et évoquent des résidus de charnière
Azimut du pendage de la stratification : 50° N 280
Azimut du pendage de la schistosité : 50° N 280
50° N 290

lacune d'observation de 1 m

19- 21 m d'affleurements de calcaires et calcschistes. Certains passages sont à prédominance calcaire, d'autres à prédominance schisteuse. Les plis mésoscopiques sont très abondants.

Les schistes sont noirs, luisants, résistants ; les calcschistes : noirs, très massifs ou au contraire très fissiles. Les calcaires, noirs également, présentent des stratifications entrecroisées. Ils sont boudinés, les bancs ne sont pas identifiables.

Des points blancs, des cristaux de pyrite, des points de rouille parsèment les calcaires ; les taches ferrugineuses résultent probablement de l'altération de la pyrite ;

10 m de lacune d'observation,

20- 17 m d'épaisseur de calcschistes et de calcaires. D'abord schisteux sur 1 m environ cet ensemble devient rapidement (30 cm) calcaire. Le reste de la formation est constitué par une alternance irrégulière de calcschistes et de calcaires identiques aux précédents.

Tous ces niveaux sont affectés de nombreux plis mésoscopiques.

Remarque :

Au sein de cet ensemble, à 2 m environ du contact avec 21, on note un niveau d'argiles plastiques bleues, épais de 5 cm ; de nombreuses cristallisations de calcite y sont noyées. Cette zone broyée suggère la trace d'une faille oblique (Azimut 30° N 270) ;

21- 8 m de schistes et calcaires affectés de très nombreux plis décimétriques.

Les schistes, d'abord noirs deviennent rapidement verdâtres.
Les calcaires, gris clair ou noirs, très finement lités, présentent quelques points rouilles.

Les plis surtout visibles dans les calcaires présentent 2 directions principales de charnière : EW et NS ;

lacune d'observation de 10 m,

22- 8 m de schistes contenant quelques fines passées (1 cm) discontinues de calcaire gris clair.

Les schistes sont verts ou violets, assez compacts, ternes, souvent grossiers.

Les 50 m supérieurs sont faits de schistes blancs, très sériciteux, à toucher soyeux, dont le débit en feuillets, très net, est quelque fois perturbé par des nodules décimétriques de calcite macrocristalline.

Dans cet ensemble très plissoté, de très beaux plis en genoux notamment sont visibles.

23- 1 m de calcaires et schistes disposés d'une manière apparemment anarchique laissant deviner un plissotement intense, il s'agit peut-être d'une zone tectonisée.

Les schistes sont marron-verdâtres, sériciteux, luisants et parcourus de veinules de calcite ou de quartz très plissotées. Les calcaires sont noirs.

Il est à noter que, bien qu'à prédominence schisteuse, cet amalgame est dur et massif ;

24- un banc calcaire de 1,50 m d'épaisseur est le dernier qui affleure. Il est grossier, recristallisé, gris-noir, à cristaux de dolomite isolés formant des points blancs. Ce calcaire a une allure très plissotée et se débite en fines plaquettes dont la surface est sériciteuse ;

- 10 m d'éboulis,

F. Roche Eruptive de l'Agios Ilias :

25- 25 à 30 m d'affleurements discontinus qui permettent d'observer un passage graduel d'une roche éruptive massive à des schistes verts à lie de vin contenant seulement quelques grains de quartz ;

26- 10 m de roche éruptive verte dont le contact avec les schistes verts (27) est mal visible. A l'affleurement, cette roche est verte, claire, massive, à grain fins. On y voit des feldspaths et épidotes vert-jaune, ce qui est confirmé par l'observation au microscope. Cette lave, probablement basique, ne peut être déterminée avec plus de précision.

GROUPE DE ZAROUKLA

G. Schistes du Kinigou :

27- une dizaine de mètres d'épaisseur de schistes verts dans lesquels sont incluses de fines passées discontinues de calcaire blanc recristallisé,

H. Brèche :

28- 20 m de brèche dont la majorité des éléments est un calcaire dolomitique appartenent à la série sédimentaire de Tripolitza, associé à quelques fragments schisteux du socle (voir p. 88).

Cette coupe nous permet d'observer le style isoclinal des plissements et introduit l'étude du secteur compris entre le Groupe de Zaroukla et la série de Tripolitza, représentée ici très schématiquement par le niveau indivis 28.

I-4. CONCLUSIONS

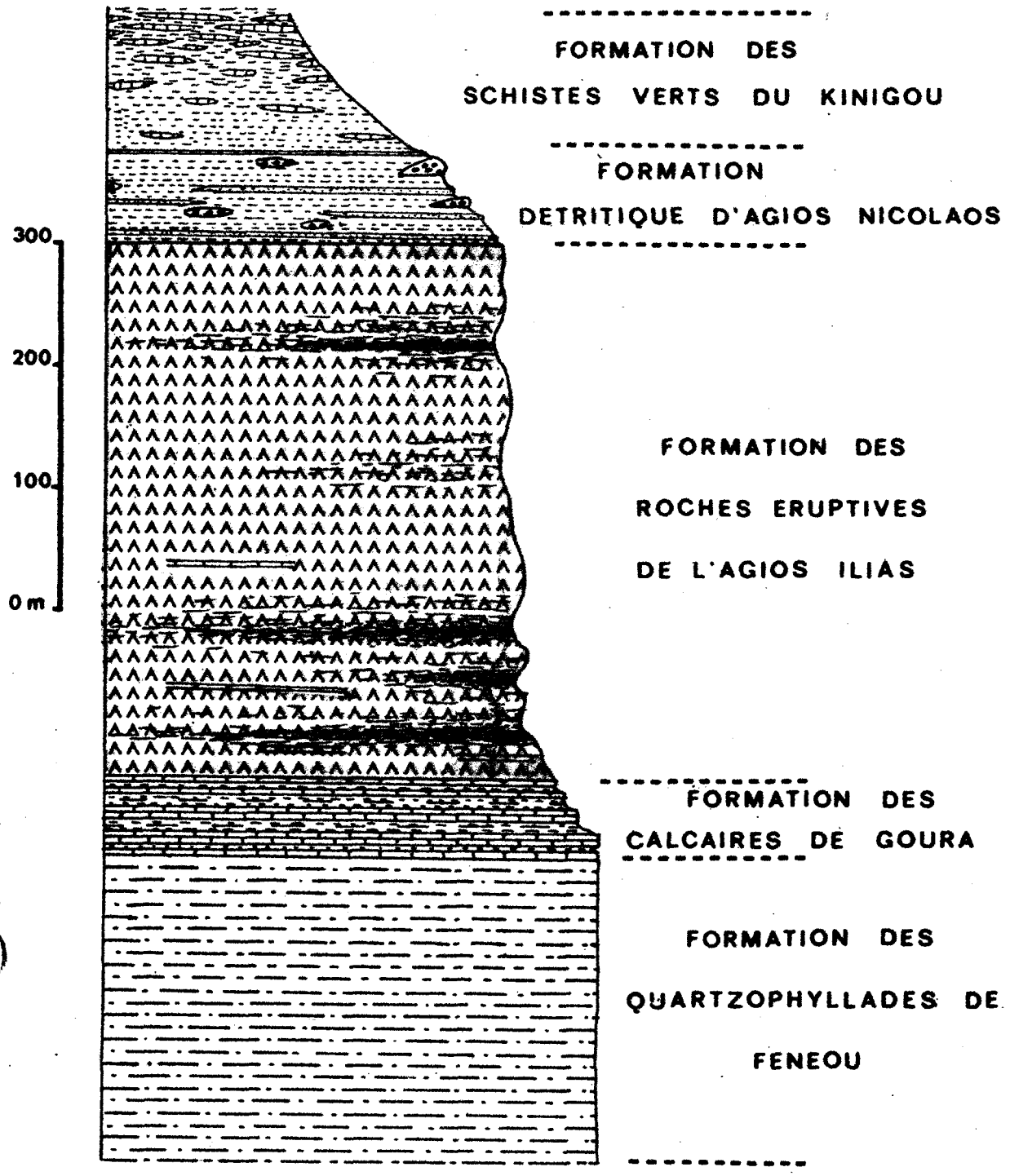
L'étude du Groupe de Zaroukla, non subdivisé en formations jusqu'à ce jour, a posé de nombreux problèmes parmi lesquels beaucoup ne sont pas encore résolus. Nous allons envisager les plus importants d'entre eux en traitant successivement des difficultés de distinction de faciès et d'établissement d'une succession, enfin des problèmes d'appréciation de l'épaisseur des différentes formations.

Distinction des faciès :

Si les formations, telles qu'elles sont décrites dans le premier paragraphe de ce chapître (p.19...) semblent tranchées, nous avons pu constater, lors de la description de la coupe du Styx que les différences ne sont pas toujours évidentes. En fait, l'individualisation des formations se fait essentiellement grâce à la présence de faciès marqueur. Or, ces marqueurs ne sont pas toujours les faciès les plus répandus, tant s'en faut. Il est donc bien évident que, sur des affleurements métriques voire décamétriques, il est rarement possible de trancher entre telle ou telle formation. Ceci explique que, sur la carte jointe, des affleurements de taille modeste sont notés "schistes indifférenciés". Il est tout aussi évident que, la cartographie se faisant par grands ensembles, des plis hectométriques nous échappent comme nous échappent des accidents du type cassant, tels ceux qui affectent les flancs de la plaine de Fénéou où l'on note des failles considérables dans les séries supérieures (Pinde et Tripolitza) qui se perdent dans les masses de schistes, faute de critères applicables sur des affleurements modestes qui ressortent des cônes d'éboulis.

Fig. 15 LITHOSTRATIGRAPHIE

DU GROUPE DE ZAROUKLA



BUS LILLE

Etablissement de la succession :

La succession de formation proposée ici (fig. 15) n'est pas un fait qui se dégage de coupes mais de la cartographie. En effet, sur le terrain il est rarement possible de localiser exactement la limite entre 2 formations. On peut donc se demander dans quelle mesure la succession détectée n'est pas artificielle; ce qu'on examinera après avoir étudié la tectonique.

Appréciation d'épaisseur :

Nous savons déjà qu'une tectonique intense affecte ces niveaux (elle sera étudiée plus loin). Elle se manifeste sous forme de nombreux plis et microplis appartenant à des phases superposées. Parmi ces plis, beaucoup sont isoclinaux mais ne sont que difficilement visibles sur le terrain. Les appréciations d'épaisseur sont donc très probablement faussées et les grandes variations de puissances notées (Formation des Calcaires de Goura, Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias) sont peut-être de nature tectonique.

BUS LILLE

Fig.h.t.I Tableau récapitulatif des principaux faciès des différentes formations (Groupe de Zaroukia)

FORMATION / FACIES (bas → haut)	Formation de Fénéou	Formation de Goura	Formation de l' Ag. Ilias	Formation d' Ag. Nicolaos	Formation du Kinigou
Roches Eruptives			vertes, kaki, marron ...		?
Calcaires		gris, bleutés	parfois gréseux		parfois gréseux
Conglomérats				homogènes, hétérométriques, matrice gréseuse, poivrée	
Grès				homogènes, poivrés	
Quartzites Quartzophyllades	grises				
Schistes	gris, noirs, luisants	gris, noirs, luisants	gris, n. luisants verts, lie de vin	gris, noirs, luisants verdâtres	gris, n. luisants verts, lie de vin

II. TECTONIQUE

II-1. LES TYPES DE DEFORMATIONS

II-2. LES STEREOGRAMMES

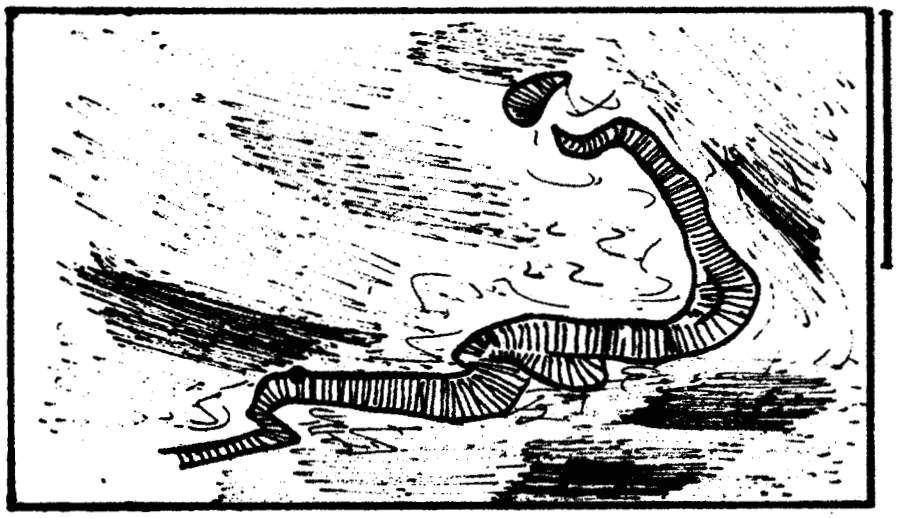
II-3. CONCLUSIONS

A l'E: de la plaine de Fénéou, les talus de la route Messino Goura offrent de nombreux affleurements de la Formation des Quartzophyllades de Fénéou qui ne constituent pas une coupe suivie, mais permettent cependant quelques observations d'ordre tectonique. Des niveaux de quartzite d'épaisseur variable alternent irrégulièrement avec des quartzophyllades. L'aspect général des bancs est monoclinal mais une observation minutieuse révèle dans les quartzites la présence de nombreuses charnières (pl. III, fig. 1). L'amplitude des plis est d'ordre centimétrique, parfois décimétrique. Dans ce matériau très compétent, ces microplis ont une allure fluidale très marquée. Des amandes de quartz, millimétriques ou centimétriques soulignent, elles aussi, des charnières de microplis (fig. 16).

Ainsi un ensemble apparemment monoclinal est-il en fait constitué de microplis.

La Formation des Quartzophyllades de Fénéou est La seule dans laquelle les plis sont nettement visibles et abondants. Dans les autres formations des microplis existent mais sont beaucoup plus rares, même lorsque les différences lithologiques entre les bancs, soulignant efficacement la stratification, permettraient de les mettre en évidence (alternances : schistes-calcaire dans la Formation des Calcaires de Goura, schistes-grès dans la Formation Détritique d'Agios Nicolaos), les mesures ne sont donc abondantes que dans la Formation de Fénéou ; partout ailleurs elles sont si épisodiques qu'elles n'ont aucune valeur statistique. On ne peut donc pas affirmer que le style tectonique de la Formation de Fénéou soit représentatif des déformations des niveaux sus-jacents.

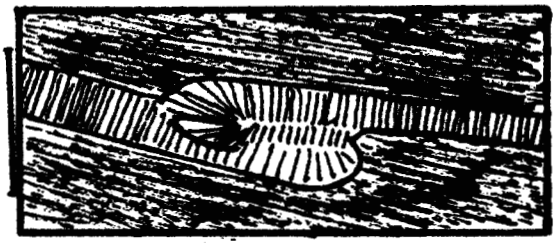
Un catalogue, une hiérarchie et une tentative de chronologie des déformations dans la Formation de Fénéou vont être esquissés.



5 cm

Fig. 16

Quelques exemples de structures mineures



1cm

1cm

2cm

BUS LILLE

II-1. LES TYPES DE DEFORMATION

Différentes phases affectent cette formation épimétamorphique mais elles n'ont pu être datées systématiquement ni en chronologie relative ni en chronologie absolue, seuls les types de déformations ont été distingués. Dans quelques rares cas, la chronologie relative a été établie sur des surfaces polies.

Sur le terrain apparaissent clairement des plis métriques et centimétriques. Plusieurs générations de plis ont été mis en évidence (P_1, P_a, P_b).

Les plis P_1, presque isoclinaux, d'amplitude millimétrique présentent une schistosité de plan axial bien développée. Trop difficilement visibles sur le terrain, aucune mesure de plongement de schistosité, d'axe de charnière ne les concerne.

Les plis Pa et Pb, cylindriques, d'amplitude décimétrique à métrique reprennent la schistosité parallèle aux plans axiaux de P_1 et leur sont donc postérieurs. Ils s'orientent suivant 2 directions principales, qui sont approximativement EW et NS.

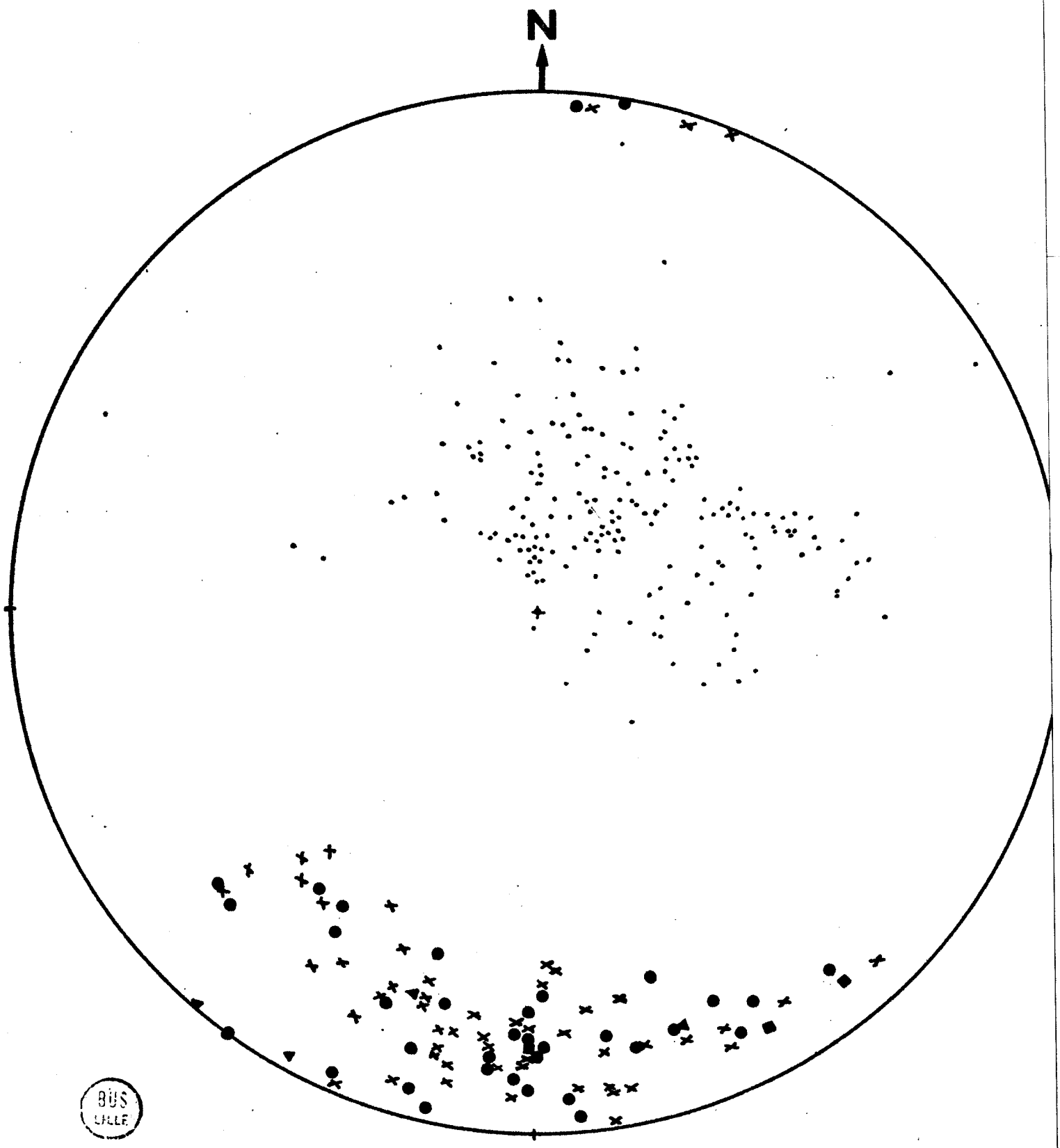
Dans la suite, seuls les plis P_a et P_b ont été traités sur diagramme. Leur fréquence, leur ubiquité a permis un traitement statistique. Associés à ces plis, des linéations ont été observées, certaines d'entre elles étaient des crénulations, froissement très tenu de la schistosité parallèle aux plans axiaux de P_1. Faute d'avoir pu, sur le terrain, établir une distinction entre ces différents types de structure linéaire, nous ne les avons pas intégrés dans les stéréogrammes présentés ci-après. Signalons cependant que, dans une étape préliminaire de ce travail, elles ont été traitées systématiquement et que elles avaient une répartition identique à celle des charnières de P_a et P_b. Un seul exemple en sera présenté (fig. 17 : Agios Nicolaos).

II-2. LES STEREOGRAMMES

II2-1. Condition et techniques d'études

Des domaines d'étendue restreints et homogènes sur le terrain, ont été examinés de manière à limiter les risques d'erreurs introduits par les accidents tectoniques, postérieurs aux plis étudiés. Lorsque une homogénéité semble exister

- DOMAINE 4-



BUS LILLE

Fig. 17

Répartition { des poles de schistosité
des plongements de charnieres
des plongements de linéations }

286 points

- Schistosité
- Charniere
- Charnière
- Linéation fine
- Linéation grossiere

à la lecture de différents diagrammes, un regroupement a été effectué afin de comparer des zones géographiquement plus vastes.

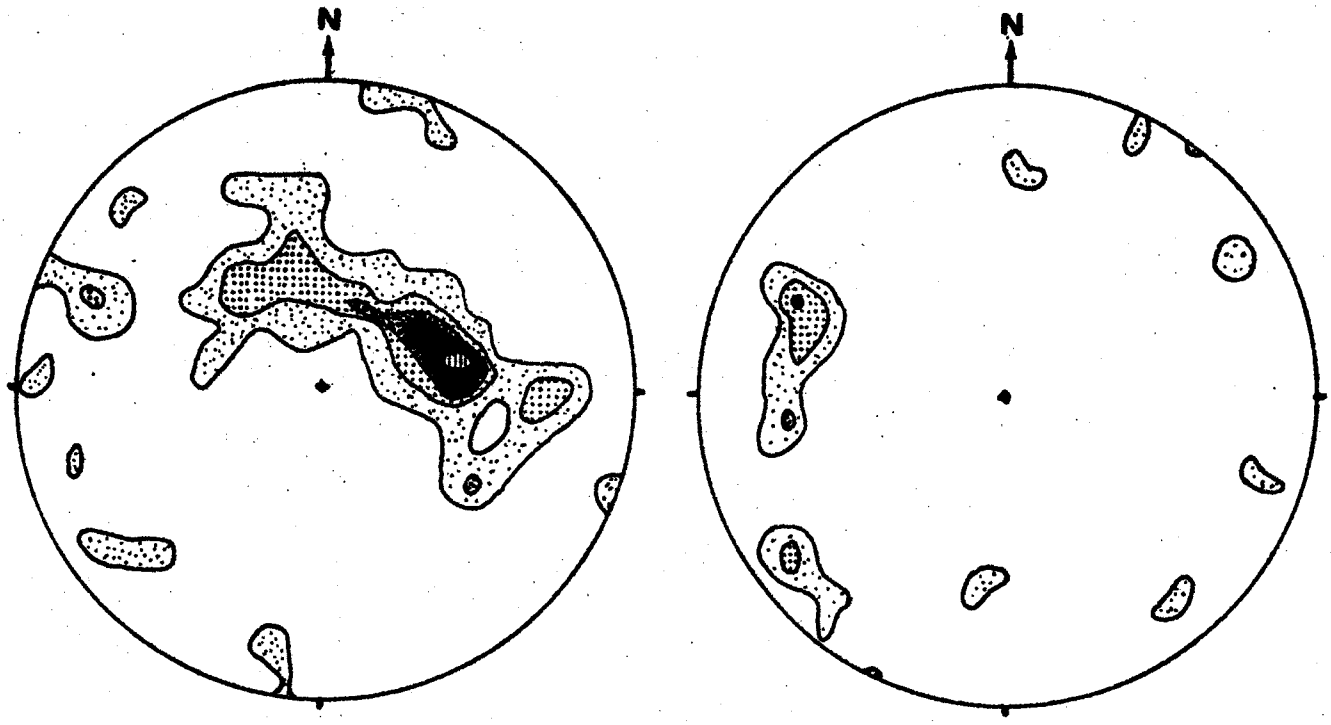
Les représentations stéréographiques des plongements de charnières des plis seront reportées sur les diagrammes II. L'angle d'ouverture entre les flancs varie considérablement entre une cinquantaine de degrès et près de 160°. Bien évidemment, les angles les plus petits ont une charnière plus aisément mesurable ; aussi, plus l'angle croît plus la précision décroît. Arbitrairement, et compte tenu des conditions d'observation, j'en ai distingué deux grandes familles, les uns inférieurs, les autres supérieurs à 120°, représentés par des symboles différents. On constate alors que la répartition géométrique des plongements d'axes de charnière des premiers obéit à des règles simples, alors que celle des seconds s'en écarte souvent notablement. Il eut été souhaitable, de tracer autour de chaque point un cercle de confiance dont le rayon eut été faible pour les premiers, beaucoup plus grand pour les seconds.

II2-2. Principales caractéristiques

Sans entrer dans le détail des structures, l'allure générale de chacun d'eux sera successivement envisagée.

* Domaine 1 : (0,25 Km^2 ; 76 mesures)

Au SE de Kalavia, les talus des routes et torrents permettent la mesure de plans de schistosité et de charnières. Les pôles des plans de schistosité se répartissent sur un grand cercle (fig. 18) dont le pôle II (correspondant au plongement de l'axe du pli) indique 24° N 194. Les charnières dispersées autour du diagramme présentent un regroupement maximal à l'W.



S : pôles des plans de schistosité **CH : plongements des axes de charnières**

Fig. 18 **DOMAINE 1**

S : Diagramme des pôles de schistosité. 65 mesures.

Les contours représentent 1, 3, 5, 6, 8% par pourcentage d'aire.

CH. Diagramme des plongements d'axes de charnières. 16 mesures.

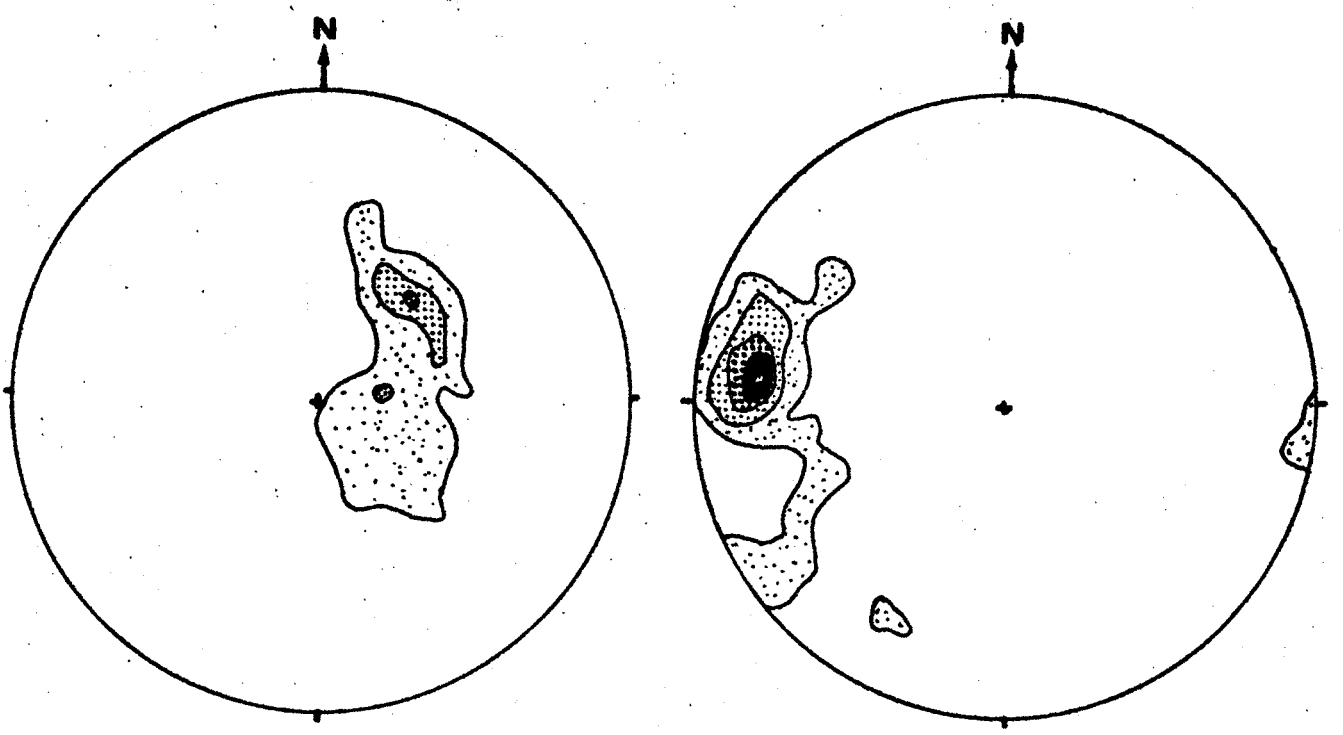
Les contours représentent 1, 2, 3% par pourcentage d'aire.

BUS LILLE

* Domaine 2 : (0,25 Km^2 ; 46 mesures)

Les talus de la route Panorama - Messino, ceux de la route qui conduit au monument aux morts et enfin les thalwegs favorisent l'observation de la schistosité, bien développée, et des charnières de plis qui l'affectent.

Les pôles des plans de schistosité (fig. 19) se situent le long d'un grand cercle définissant un plan dont le pôle Π indique le plongement de l'axe du pli et correspond approximativement à la concentration maximale des charnières : 15° N 275



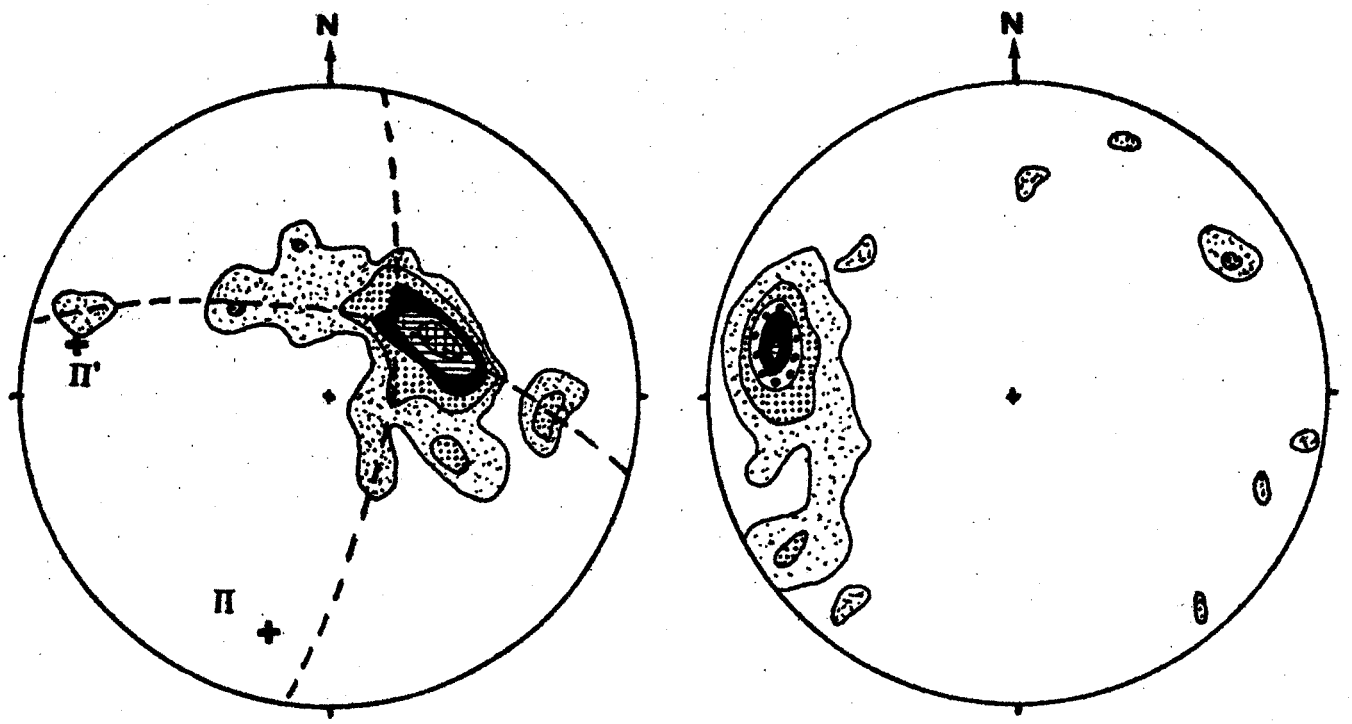
S: pôles des plans de schistosité. **CH:** plongements des axes de charnières

Fig. 19 **DOMAINE 2**

S : Diagramme des pôles de schistosité. 21 mesures
Les contours représentent 1, 3, 5 % par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières.
26 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 7, 10% par poucentage d'aire.

Les diagrammes sont plus nets lorsque l'on regroupe les informations des domaines 1 et 2 (fig. 20). Ils ont été présentés séparément afin de montrer l'individualité de chacun d'eux.



S : pôles des plans de schistosité

CH : plongements des axes de charnières

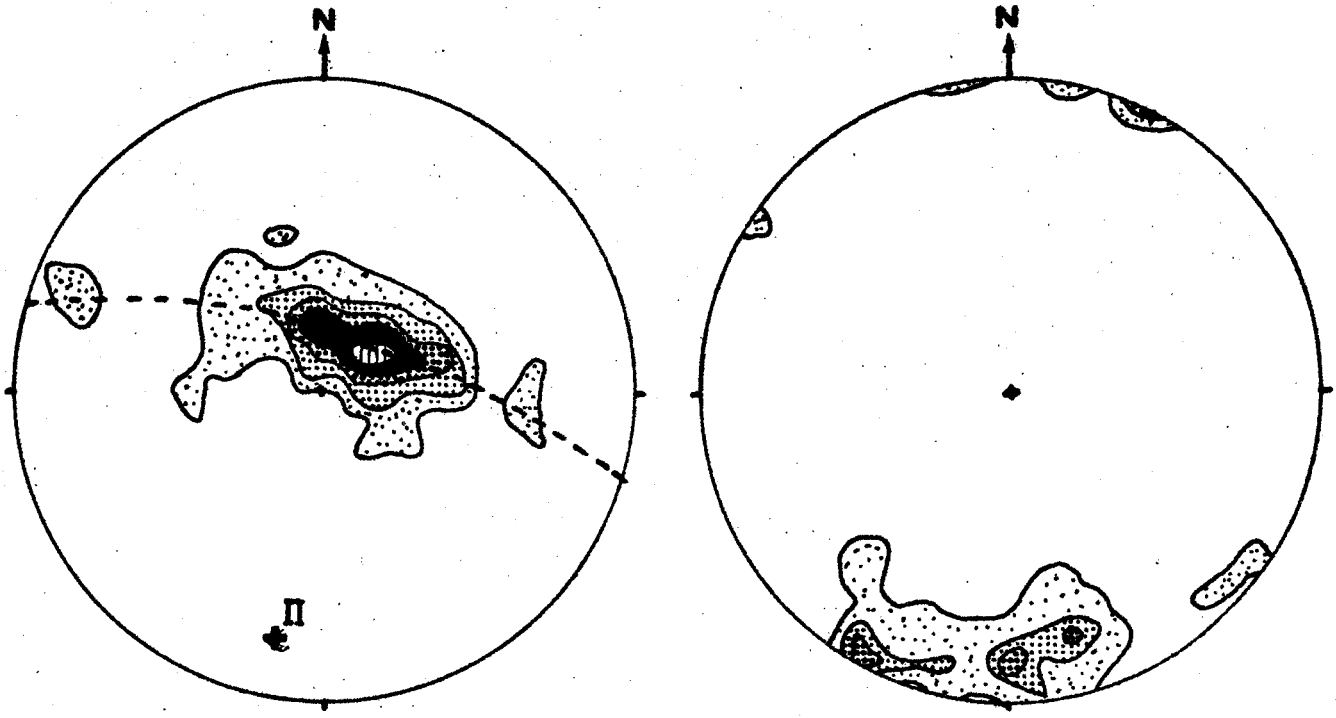
Fig. 20 DOMAINE (1+2)

S : Diagramme des pôles de schistosité. 86 mesures. Les contours représentent 2, 4, 6, 8, 10% par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières. 42 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 7, 9 % par pourcentage d'aire.

* Domaine 3 (1 Km^2 ; 101 mesures)

Au Nord de Panorama (Nord et NE du village) de nombreux torrents à sec l'été ont permis l'observation et la mesure de charnières de plis et de la schistosité (fig. 21), les pôles de la schistosité se répartissent sur un grand cercle (diagramme S). L'axe II correspond (15 N 196) à la concentration maximale (Sud) des plongements d'axe des charnières (diagramme Ch de la fig. 21).



S: pôles des plans de schistosité. **CH:** plongements des axes de charnières

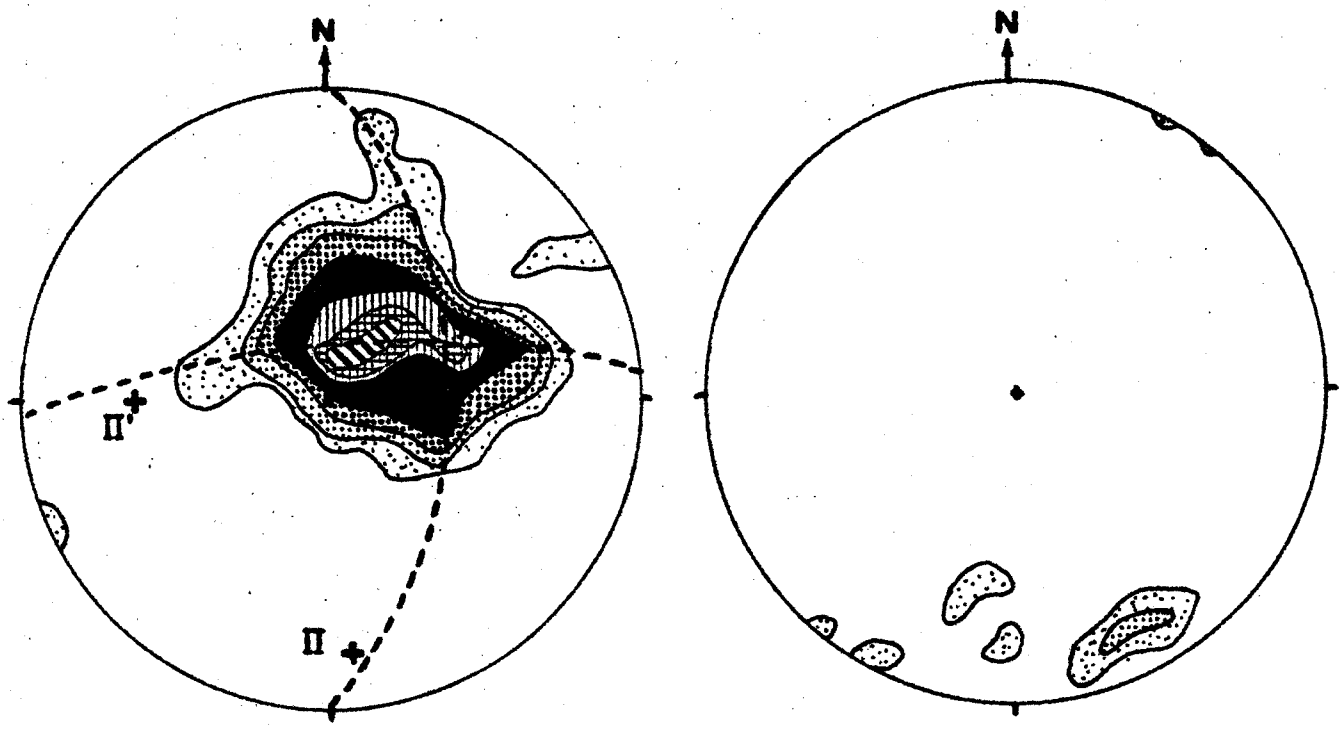
Fig. 21 **DOMAINE 3**

S : Diagramme des pôles de schistosité. 64 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 7, 9 % par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières. 37 mesures. Les contours représentent 1, 3, 4 % par pourcentage d'aire.

* Domaine 4 (3 Km^2 ; 225 mesures)

Les talus de la route Agios Nicolaos-Fénéou ont permis de nombreuses mesures de plans de schistosité (216) dans les quartzophyllades mais peu de charnières (10 mesures). Les pôles de schistosité se répartissent sur 2 grands cercles (fig. 22) dont les pôles II et II' sont 12 N 76 et 32 N 270. Les rares mesures d'axe de charnière semblent indiquer une concentration Sud qui correspond à l'axe II



S : pôles des plans de schistosité

CH : plongements des axes de charnières

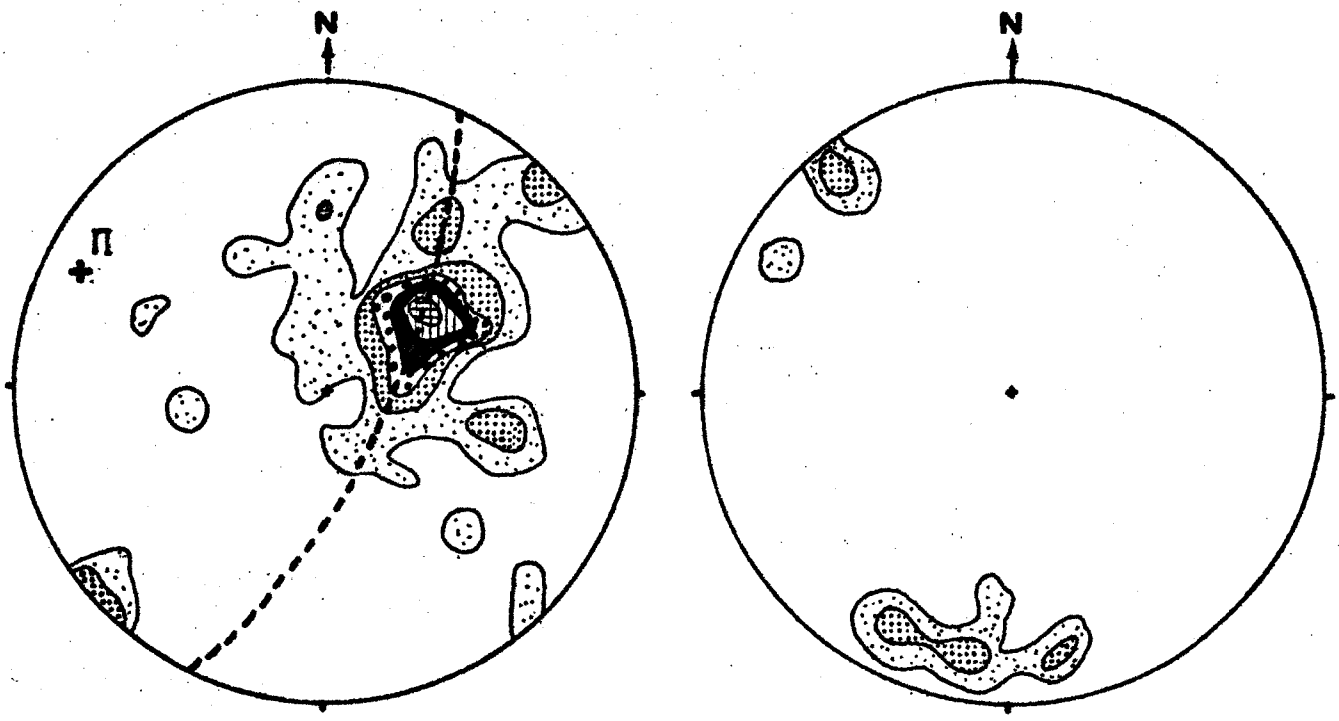
Fig.22 DOMAINE 4

S : Diagramme des pôles de schistosité. 216 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 10, 20, 25, 30 % par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières. 10 mesures. Les contours représentent 1, 2 % par pourcentage d'aire.

* Domaine 5 (région du Monastère d'Agios Giorgos) (2 Km^2 ; 78 mesures)

Des mesures ont été effectuées au Nord et NE du Monastère d'Agios Giorgos (X = 612,9 Y =4199,6) à proximité de la faille qui met en contact la Formation des Quartzophyllades de Fénéou avec d'autres fromations du Groupe de Zaroukla (Formation des Calcaires de Goura, Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias). Cet accident pourrait être responsable de la dispersion des pôles de schistosité (fig. 23) qui semblent se répartir sur un grand cercle. Les pôles des plans qu'ils définissent correspondent à l'une des 2 concentrations des plongements de charnière (18 N 200 dominant et 12 N 320).



S: pôles des plans de schistosité

CH: plongements des axes de charnières

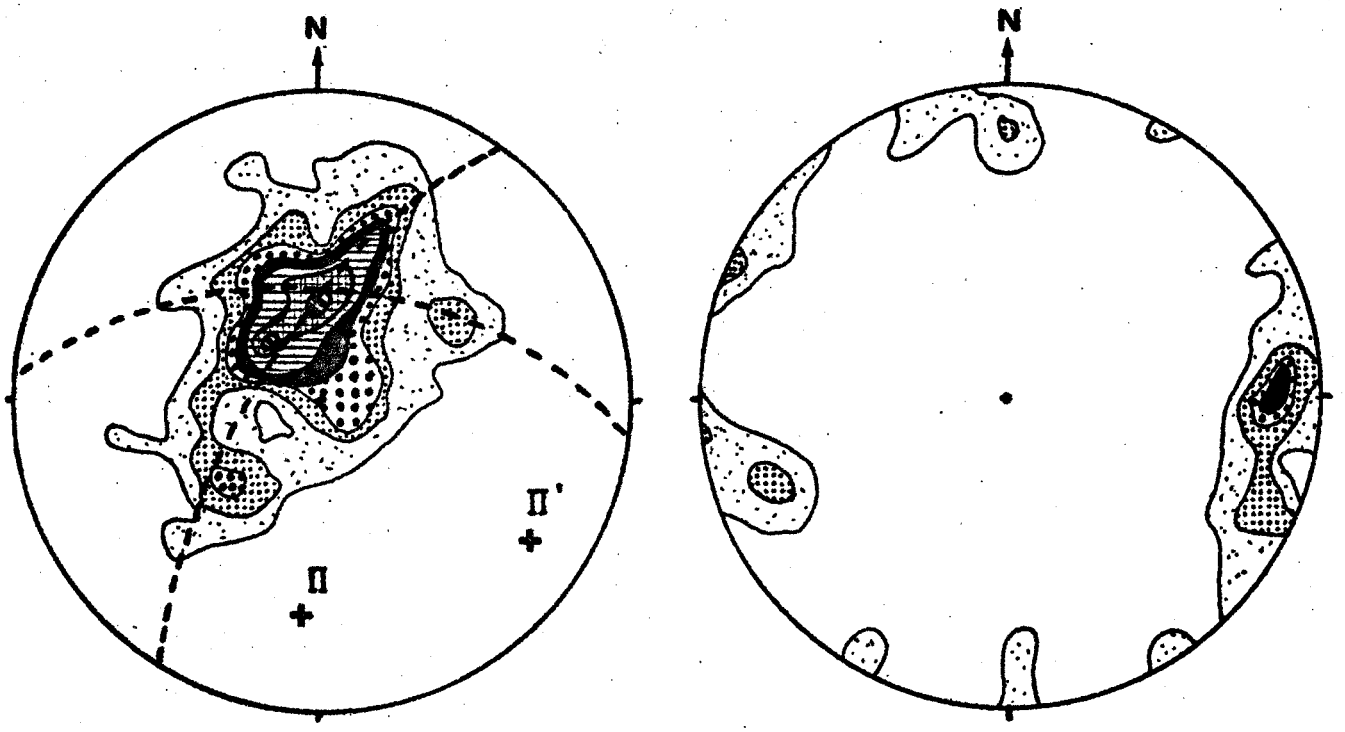
Fig. 23 **DOMAINE 5**

S : Diagramme des pôles de schistosité. 65 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 7, 9, 11 % par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières. 13 mesures. Les contours représentent 1, 2 % par pourcentage d'aire.

* Domaine 6 (route de Steno à Goura) (146 mesures).

Sur les talus de la route Steno-Goura la Formation des Quartzophyllades de Fénéou affleure dans de bonnes conditions et permet le relevé de nombreux pendages de plans de schistosité et axes de charnières. (fig. 24). La tendance générale des pendages des plans de schistosité est ici S et SE. Les pôles des plans qu'ils définissent se situent : Π = 30 N 186 , Π' = 18 N 124. Les charnières présentent deux concentrations principales EW et NNW-SSE.



S: pôles des plans de schistosité

CH: plongements des axes de charnières

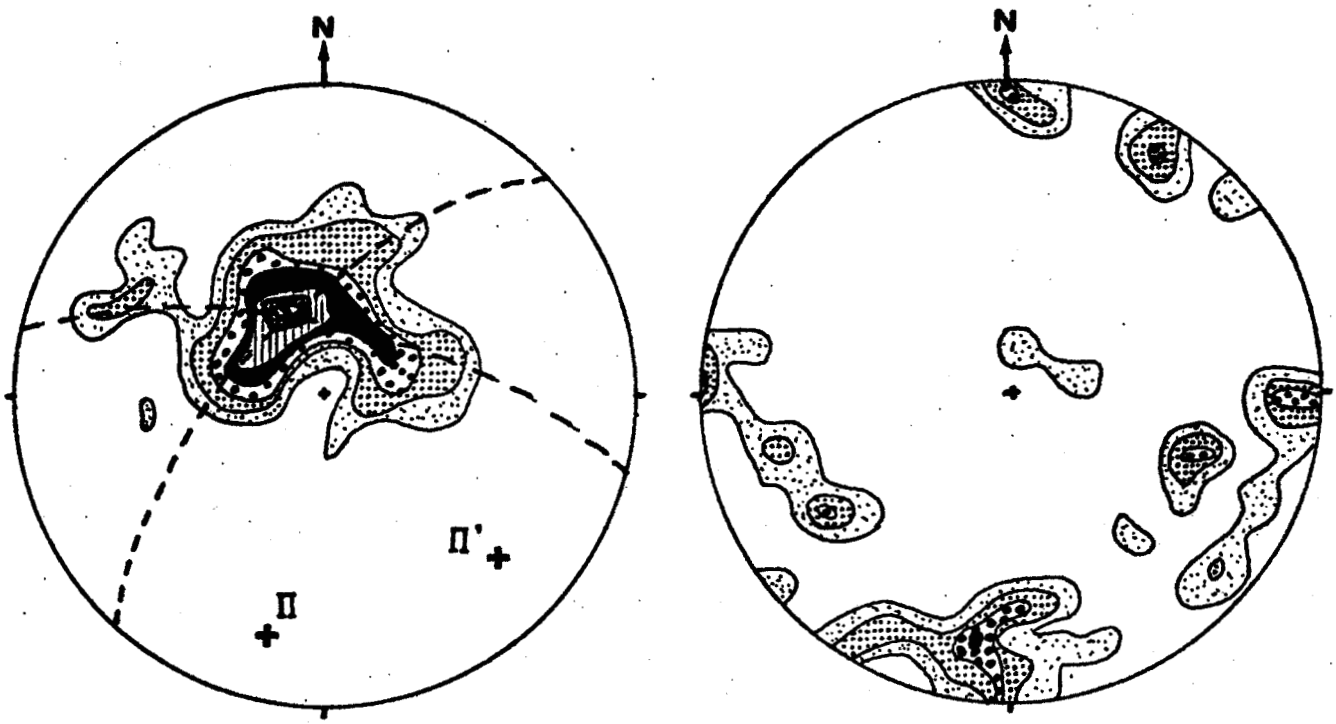
Fig. 24 **DOMAINE 6**

S : Diagramme des pôles de schistosité. 118 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 % par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières. 38 mesures. Les contours représentent 1, 3, 5, 7 % par pourcentage d'aire.

* Domaine 7 (Col de Kastania) (1,5 Km^2 ; 113 mesures)

Aux abords de la route Mossia-Kastania de nombreux affleurements disséminés permettent le relevé de nombreux plis. Ce domaine présente grossièrement les mêmes caractéristiques (fig. 25) que le domaine 6 (route Steno-Goura) à cette différence que les concentrations des charnières sont ici beaucoup mieux individualisées (Π = 19.N 194 , Π' = 24 N 135)



S : pôles des plans de schistosité **CH : plongements des axes de charnières**

Fig. 25 **DOMAINE 7**

S : Diagramme des pôles de schistosité. 70 mesures. Les contours représentent 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12 % par pourcentage d'aire.

CH : Diagramme des plongements d'axes de charnières. 43 mesures. Les contours représentent 1, 2, 3, 4 % par pourcentage d'aire.

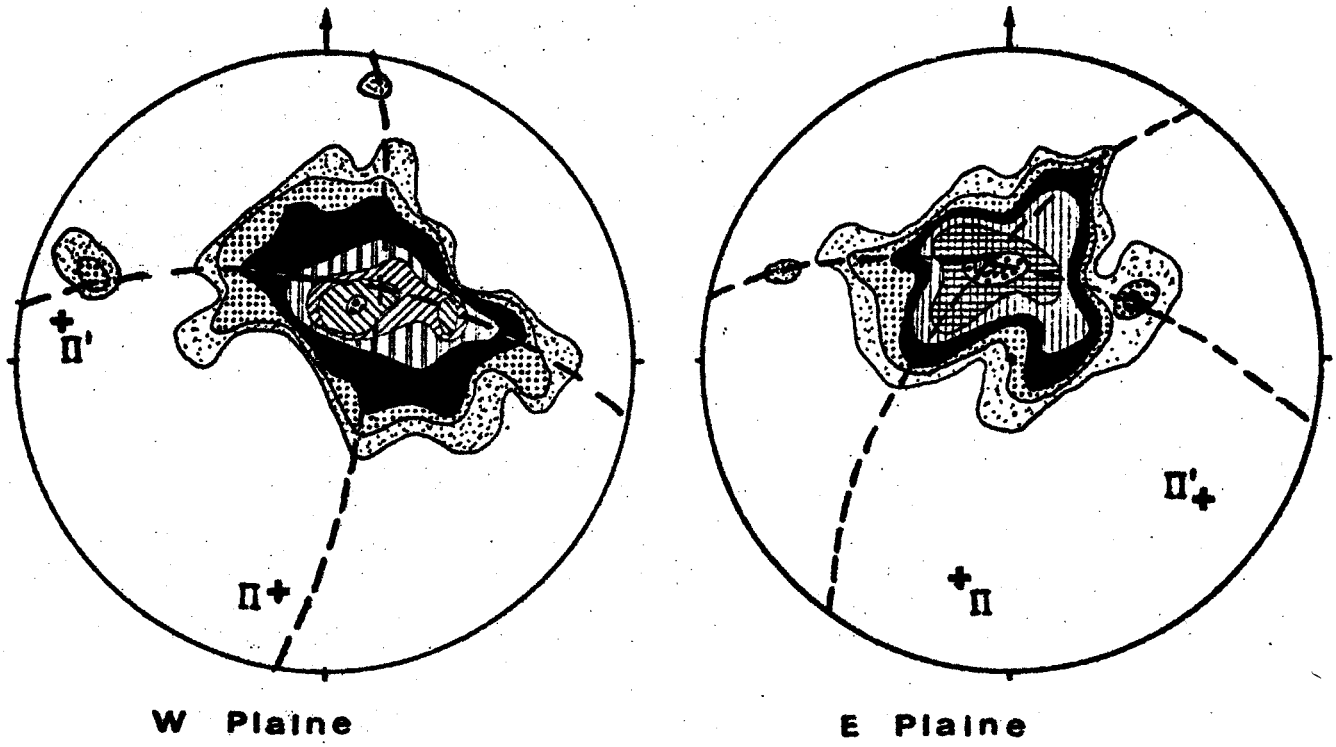


Fig. 26 SOMME DES INFORMATIONS A L'W ET A L'E DE LA PLAINE DE FENEOU

Répartition des pôles des plans de schistosité à l'W et à l'E de la plaine de Fénéou. Ils se répartissent sur 2 grands cercles définissant un plan dont les pôles sont :

à l'W : Π = 23 N 191 , Π' = 12 N 278

à l'E : Π = 25 N 193 , Π' = 22 N 126

Les contours représentent des concentrations qui sont :

à l'W : 2, 4, 8, 20, 30, 35, 40 % par pourcentage d'aire (342 mesures)

à l'E : 2, 4, 6, 8, 12, 16, 18 % par pourcentage d'aire (188 mesures).

BUS LILLE

II2-3. Interprétation

. Pour chaque domaine :

Les pôles des plans de schistosité se répartissent sur deux grands cercles grossièrement EW et NS, indiquant que la schistosité a été reprise par deux systèmes de plis dont l'axe correspond aux pôles des surfaces définies par les grands cercles.

Les plongements de charnières présentent deux concentrations principales qui correspondent bien évidemment aux pôles Π et Π'.

. Comparaisons du domaine oriental et occidental

La répartition des pôles de schistosité du domaine oriental est comparable à celle du domaine occidental (fig. 26). Il semble en effet se dégager le même grand cercle dans les deux cas et un grand cercle indiquant un plongement W pour les domaines occidentaux et E pour les domaines orientaux. Ceci peut s'interpréter comme un changement de flanc sur la voussure.

II-3. CONCLUSIONS

Le résultat qui apparaît le plus évident est sans conteste l'influence de la voussure Féneo-Kratique. Cette voussure qui affecte la série de Tripolitza est un mouvement tardif, post-Eocène supérieur. Ce résultat logique devrait permettre lors d'une étude plus approfondie d'éliminer sur les diagrammes l'influence du bombement et de comparer alors les domaines entre eux.

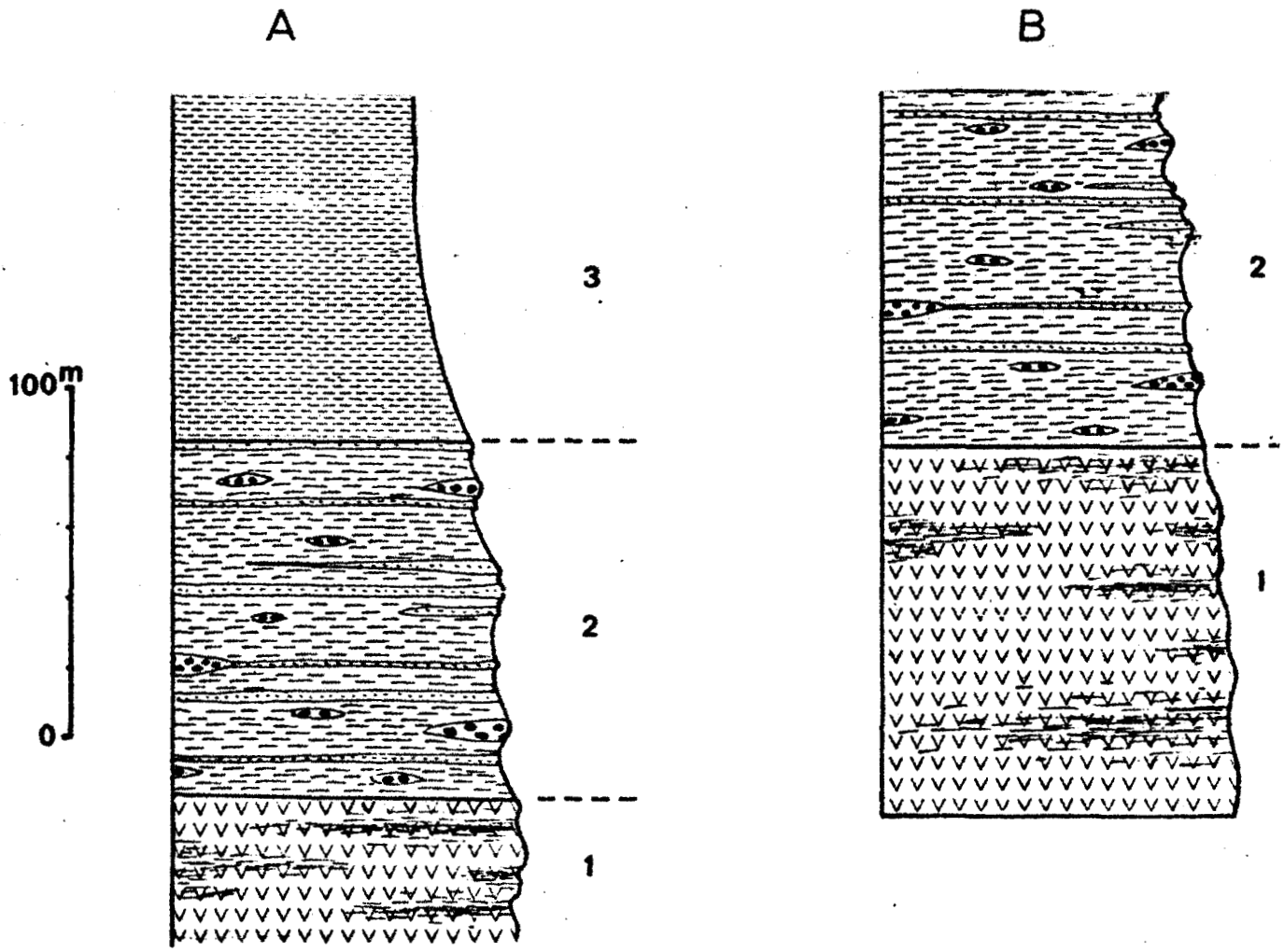


Fig. 27 LITHOSTRATIGRAPHIE

DU SOMMET DU GROUPE DE ZAROUKLA

A : Hypothèse 1 :

1- Formation d'Agios Ilias ; 2- Formation d'Agios Nicolaos ; 3- Formation du Kinigou

B : Hypothèse 2 :

1- Formation d'Agios Ilias (= Formation du Kinigou) ;
2- Formation d'Agios Nicolaos

Légende de la fig. 28

CARTE

BUS LILLE

1- Alluvions ; 2- Eboulis , 3- Formation d'Agios Nicolaos ; 4- Formation d'Agios Ilias (et Formation du Kinigou) ; 5- Formation de Goura ; 6- Formation de Fénéou.

COUPE

1- Calcaires de Tripolitza ; 2- Formation d'Agios Nicolaos ; 3- Schistes (du Kinigou) ; 4- Roches Eruptives (d'Agios Ilias) ; 5 Calcaires (de Goura) ; 6- Quartzophyllades (de Fénéou).

III. CONCLUSIONS

Le Groupe de Zaroukla, comprenant 5 formations, plissé, métamorphisé, constitue l'ensemble structural le plus bas des terrains qui affleurent dans la région étudiée.

Aucune découverte paléontologique ne permet de lui assigner un âge.

Nous avons vu (p. 59) qu'il existait une dualité de structures microtectoniques qui pose le problème de l'unicité du Groupe de Zaroukla. En effet, ou il existe des plissements plus nombreux dans la Formation des Quartzophyllades de Fénéou que dans les autres formations (tectoniques superposées), ou il s'agit de variations dues à des niveaux structuraux différents. Cette ambiguité ne pourra disparaître qu'à la suite de levers cartographiques extrêmement détaillés qui, dans ce massif boisé, ne pourront être faits que progressivement : au rythme de l'exploitation forestière.

Différents critères nous conduisent à supposer que la Formation de l'Agios Ilias et la Formation du Kinigou sont équivalentes. Ces faits sont les suivants :

- l'existence de calcaires à la base de la Formation de l'Agios Ilias et la présence de lentilles calcaires de plus en plus abondantes vers le sommet de la Formation du Kinigou.

- la présence d'orthoschistes dans les deux formations.

- la similitude de faciès entre les schistes de la Formation de l'Agios Ilias et de ceux de la Formation du Kinigou.

Si cette équivalence était vérifiée, un pli couché kilométrique serait ainsi mis en évidence bien que cet ensemble apparaisse monoclinal en carte.
On trouvera ci-contre les documents lithostratigraphiques, cartographiques et structuraux établis selon les 2 hypothèses (fig. 27, 28).

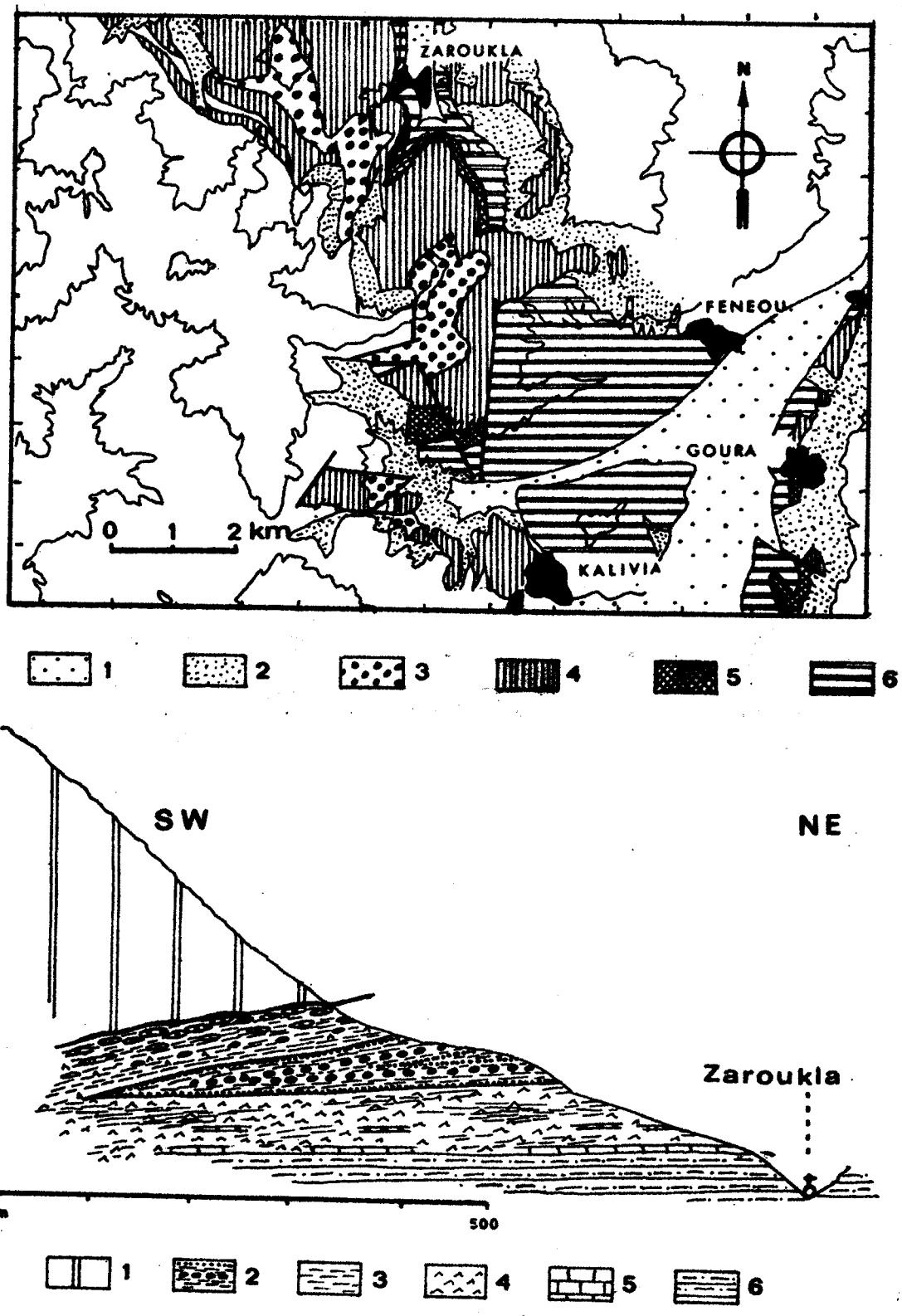


Fig. 28 DISPOSITION DES FORMATIONS DU GROUPE DE ZAROUKLA

BUS LILLE

PLANCHE II

1. Brèche éruptive (Coupe du ravin du Styx)

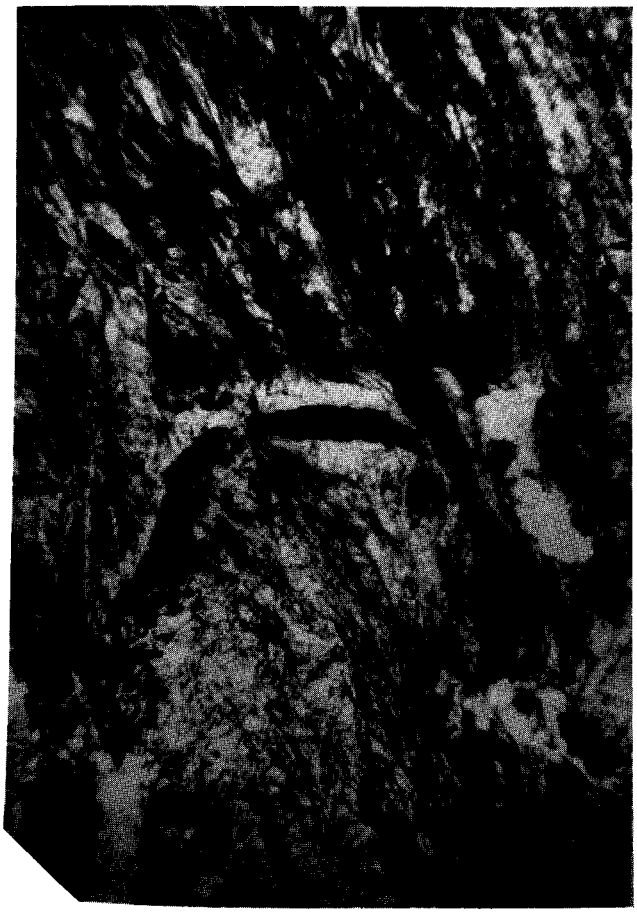
2. Calcaire oolitique (x 35). Les oolites sont étirées et cisaillées par des plans riches en minéraux opaques (Lumière analysée) (cf. p. 44)

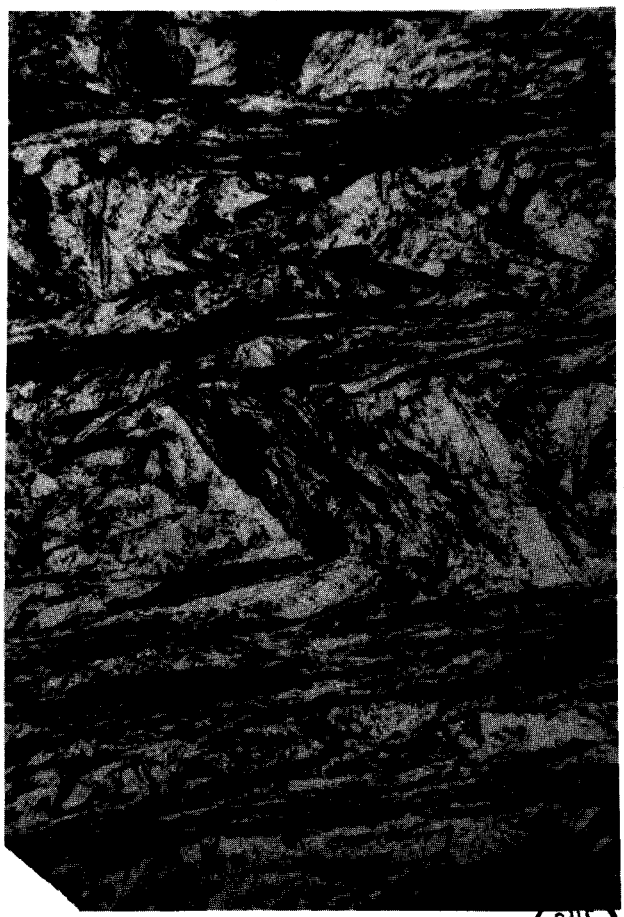
3. Quartzophyllades. Baguettes microboudinées, ployées, sigmoïdes accompagnées d'une zone d'ombre où ont cristallisé des cristaux quartzofeldspathiques (cf. p.48)

   Ech. PT 659 (x 35) (Lumière analysée)

4. Quartzophyllades. Baguettes de chloritoïde microfracturées (cf. 48)

   Ech. PT 659 (x 100) (Lumière analysée)





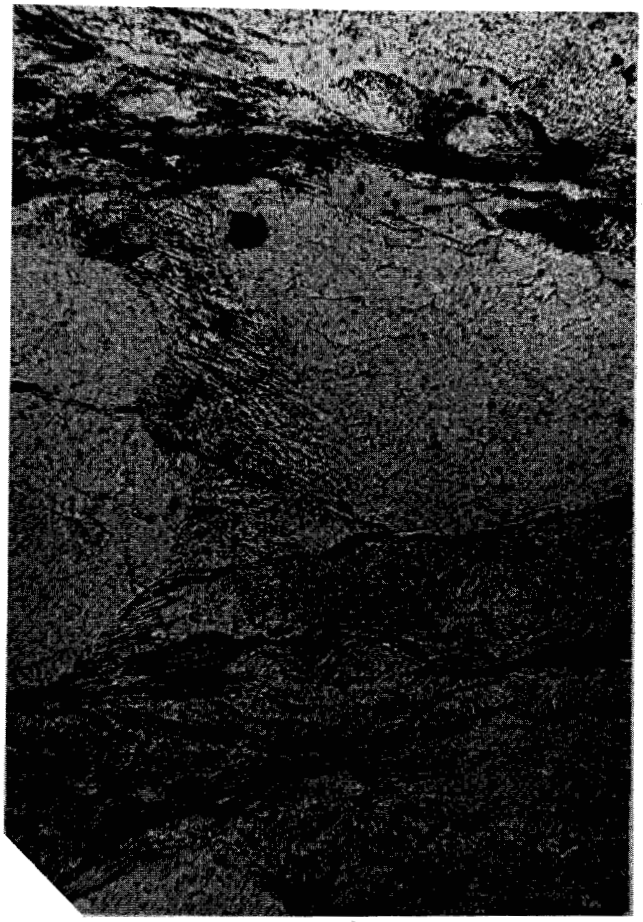
BUS LILLE

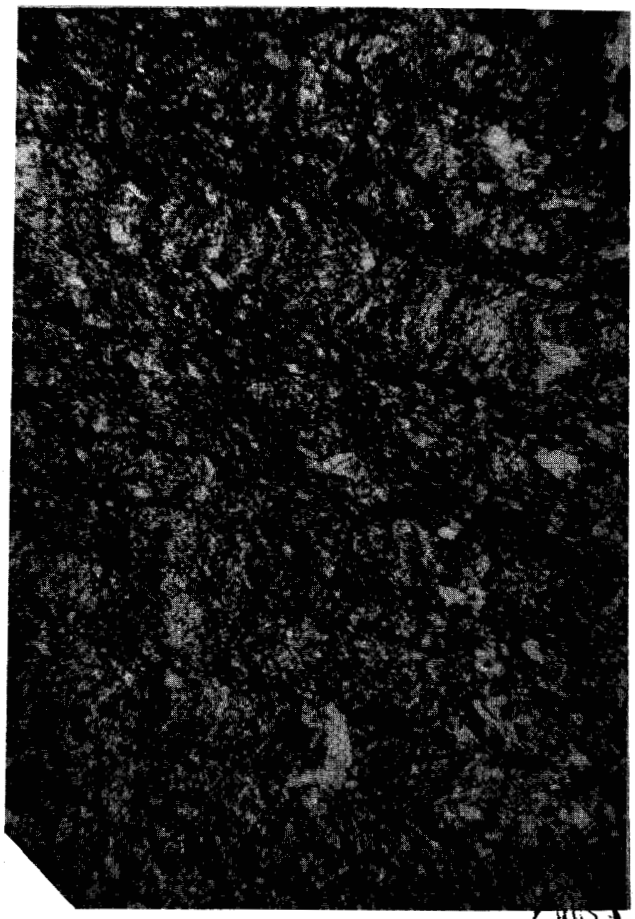
PLANCHE III

1. Quartzites. Plis isoclinaux couchés (Route Goura-Sténo) (cf. p. 59).

2. Minéraux phylliteux courbés à proximité d'un plan de schistosité (S_2) (cf. p. 48).

3. Grès de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos
   Grains quartzofeldspathiques présentant des granulations marginales (cf. p. 47).





BDS
LILLE

Zone de Décollement

ZONE DE DECOLLEMENT

INTRODUCTION

De puissantes falaises carbonatées à matériel tripolitzique dominent des dépressions entaillées dans les formations peu résistantes du Groupe de Zaroukla, leur pied est tapissé de cônes d'éboulis au travers desquels apparaissent des affleurements dispersés. Certains d'entre eux sont directement attribuables à la série de Tripolitza, d'autres n'ont été rencontrés dans aucune autre série (gypses et "cargneules", calcaires à débit en plaquettes).

Très exceptionnellement le contact entre les séries de Tripolitza et de Zaroukla est observable ; il s'agit alors d'accidents tectoniques verticaux se prolongeant par des failles plio-quaternaires. Partout ailleurs, un domaine large de quelques centaines de mètres semble correspondre à une vaste zone de décollement. Nous envisagerons les caractères de cette zone en présentant une série de coupes puis en exposant les caractères des niveaux intéressés.

I. LOCALISATION DE TOUS LES CONTACTS PAR FAILLE

I-1. AU N DE LA PLAINE DE FENEOU

I-2. A L'W DE LA PLAINE DE FENEOU

I-3. AU NE DE ZAROUKLA

Au N de la plaine de Fénéou et aux alentours du village de Zaroukla des failles verticales mettent en contact les différentes unités.

I-1. AU N DE LA PLAINE DE FENEOU

A l'extrémité NE du village de Fénéou, les calcaires crétacés du Tripolitza, horizontaux à cet endroit, buttent par faille verticale (direction N 150) contre la Formation des Quartzophyllades de Fénéou (X = 615,5 , Y = 4201,8).

I-2. A L'W DE LA PLAINE DE FENEOU

Le sentier balisé par le Club Alpin Hellénique, qui mène de la plaine de Fénéou au col du Kinigou, traverse un torrent à la côte 1260 m dont le trajet en baïonnette est dû à des failles. Des accidents verticaux (direction N 040) recoupent une faille mieux développée de direction N 110 et la décalent. Ces failles mettent en contact les Schistes Verts du Kinigou et les calcaires de Tripolitza d'âge indéterminé (X = 610,3 , Y = 4198,9) (fig. 12, p. 38).

I-3. AU NE DE ZAROUKLA

Sur les flancs du Gaïdhouro Oros (X = 614,0 , Y = 4205,8), à la côte 1700, les calcaires crétacés de Tripolitza buttent par faille verticale contre les roches éruptives de la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias . Si le contact lui-même est masqué, la direction de la faille (N 165) apparaît clairement, jalonnée par les falaises calcaires verticales et rectilignes à cet endroit

A l'W et au SW de Zaroukla de nombreux torrents et talus de chemins forestiers entaillent la zone de décollement. Dans ce secteur des calcaires dolomitiques, des calcaires en plaquettes, des gypses et "cargneules", qui ne sont connus dans cet état de tectonisation au sein d'aucune série majeure, affleurent en secteurs isolés, au contact de différentes assises du Groupe de Zaroukla. Les coupes sont décrites sans aucune interprétation , on trouvera celle-ci sur planche en dépliant p. 89 que l'on pourra lire en suivant la description.

II-1. COUPES

II1-1. Coupe du torrent au S de Zaroukla : coupe D_1 (fig. 29)

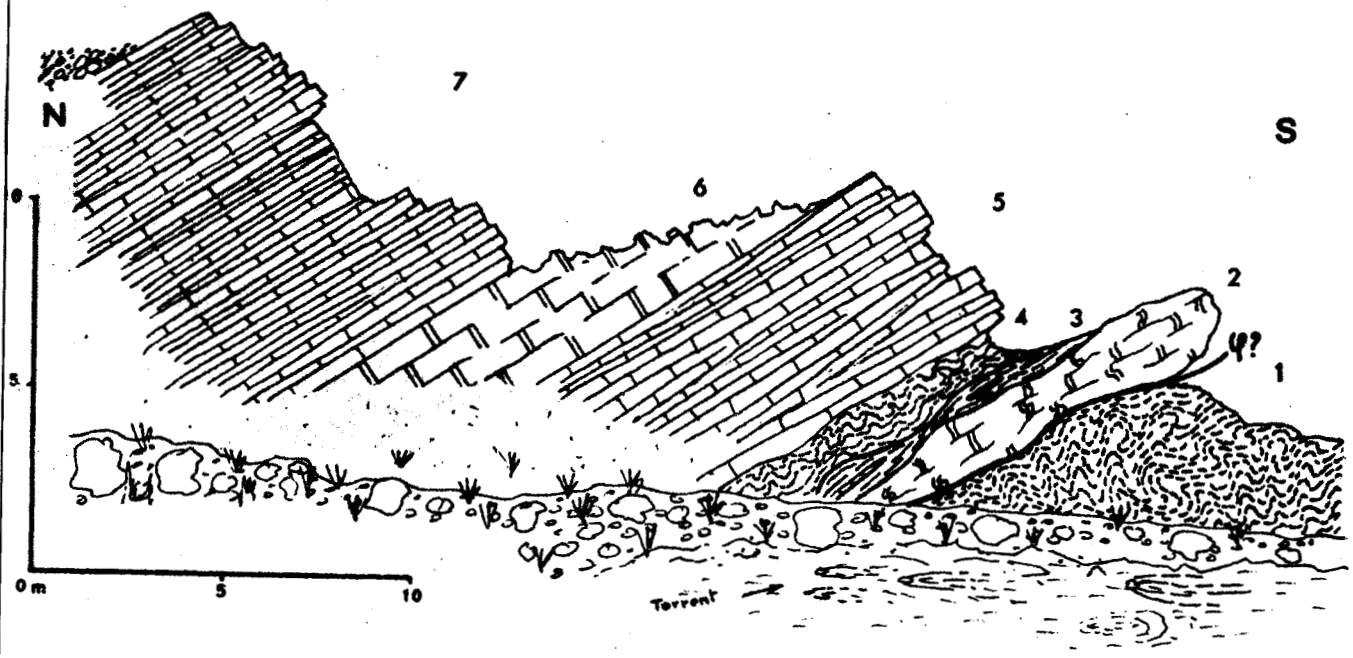


Fig. 29 COUPE D1

TORRENT AU SUD DE ZAROUKLA

EBOULIS

CALCAIRE DOLOMITIQUE

CALC. EN PLAQUETTES

SCHISTES VERTS

SCHISTES NOIRS

Le ravin de direction N 030 qui débouche dans la vallée de Zaroukla au S de ce village offre, à la côte 1180 m le contact entre la Formation Détritique d'Agios Nicolaos et des calcaires à débit en plaquettes (X = 610,8 , Y = 4203,1). On y distingue du N vers le S , de la base au sommet :

1- des schistes noirs fins luisants, de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos, p. 50 N 240

2- un banc de calcaires dolomitiques silicifiés, écrasés, recristallisés, d'épaisseur irrégulière : puissant de 1,20 m dans le lit du torrent, il atteint 2 m un peu plus haut sur les berges (1m);

3- 0,5 à 1 m de schistes verts et calcaires gréseux, sombres qui appartiennent soit à la Formation des Calcaires de Goura, soit à la Formation des Schistes Verts du Kinigou,

4- 1 m à 2 m de schistes noirs intensément tectonisés,

5- 5 m de calcaires à débit en plaquettes, centimétrique ou millimétrique, les calcaires, blancs, roses ou verts sont schistosés et présentent des interlits sériciteux. De nombreuses linéations ou ondulations caractérisent la surface de ces plaquettes calcaires. Quelques lits (1 à 4 mm) irréguliers de calcaires gréseux ou de grès s'intercalent dans les calcaires;

6- 3 m de calcaires dolomitiques silicifiés, blanchâtres. L'altération leur confère parfois un aspect caverneux;

7- 10 m de calcaires en plaquettes identiques aux précédents (niveau 5) constituent les derniers affleurements visibles. Plongement des linéations : 30 N 200 , 10 N 240.

Des éboulis séparent ces horizons des Schistes Verts du Kinigou.

Cette coupe montre que les calcaires en plaquettes et les calcaires dolomitiques silicifiés reposent sur les schistes du Groupe de Zaroukla (Formation Détritique d'Agios Nicolaos) par un contact onduleux probablement anormal comme semblent le prouver la tectonique intense et l'écrasement des niveaux 2 et 4.

III-2. Coupe de la route au S de Zaroukla : coupe D_2

La route forestière qui conduit à Leivadion-Kryoneron traverse le ravin précédent à la côte 1200 m. Quelques centaines de mètres au N W ses talus offrent le prolongement occidental de la zone de contact qui vient d'être décrite (coupe D_1).

CONTACTS

On y note à la côte 1240 m, du N vers le S (fig. 30) :

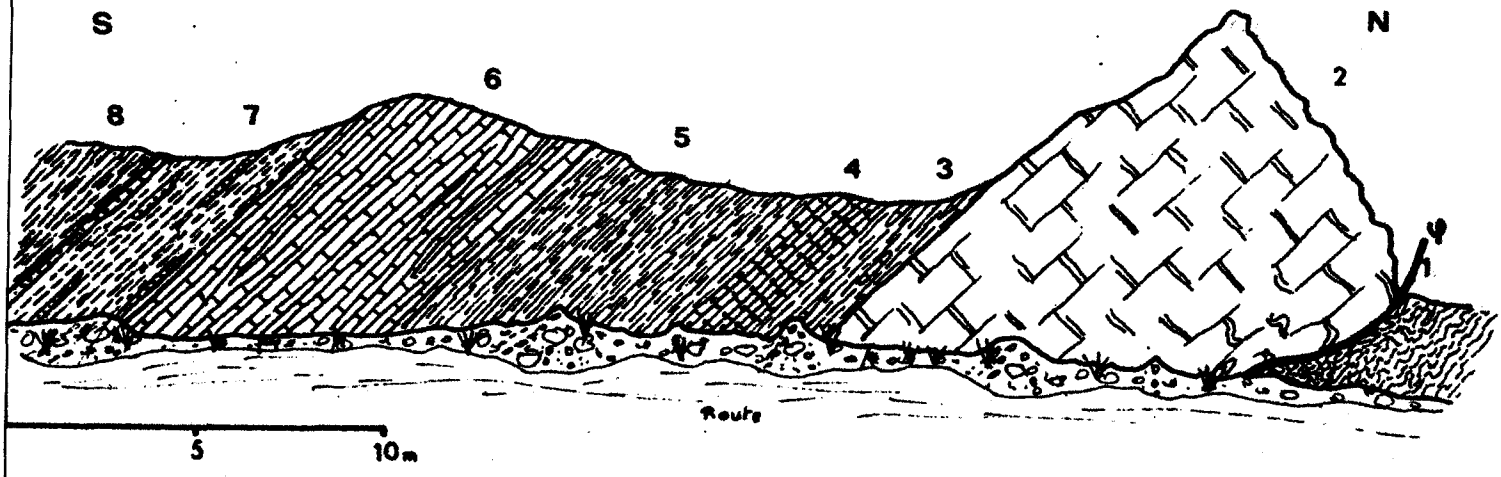
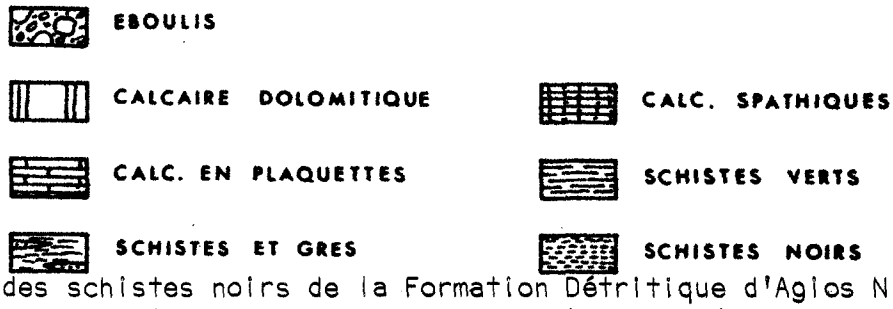


Fig.30 COUPE D2

ROUTE AU SUD DE ZAROUKLA



1- des schistes noirs de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos qui, au contact avec le niveau 2, sont très froissés,

2- 10 m de calcaires dolomitiques silicifiés. Ces calcaires dolomitiques, constituent un promontoire et sont dans le prolongement du niveau 2 de la coupe D_1. Son épaisseur, nettement irrégulière en D_1 (1,2 à 2 m), atteint ici une dizaine de mètres. Le calcaire dolomitique silicifié repose, par un contact anormal, sur les schistes noirs de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos. La surface du contact, subhorizontale à la base du talus, se redresse près de la verticale quelques mètres plus haut. Elle est irrégulière dans le détail (pl. IV, fig. 4);

BUS LILLE

3- 1,5 m d'épaisseur de schistes verts fins, compacts à lentilles calcaires. Ce niveau semble appartenir à la Formation des Schistes Verts du Kinigou;

4- 0,5 à 1,5 m de calcaires spathiques noirs. Ces calcaires appartiennent soit à la Formation des Calcaires de Goura, soit au sommet de la Formation des Schistes Verts du Kinigou. Eu égard à l'environnement, la seconde possibilité me paraît plus vraisemblable;

5- 5 m de schistes verts, compacts, identiques à ceux de la Formation des Schistes Verts du Kinigou;

6- 10 m de calcaires à débit en plaquettes et interlits sériciteux. De nombreuses linéations zèbrent la surface des plaquettes;

7- quelques mètres de schistes recouverts par des blocs de calcaire du Tripolitza (Formation d'Agios Nicolaos). Le contact avec le niveau 6 n'a pas été observé;

8- des schistes et grès de la Formation d'Agios Nicolaos constituent les derniers affleurements. Le contact avec le niveau 7 est masqué par des éboulis.

Cette coupe permet de confirmer l'existence d'un important contact anormal supposé dans la coupe précédente, entre les calcaires dolomitiques silicifiés (niveau 2) et les schistes sous jacents (niveau 1). Elle montre en outre que les schistes verts de la Formation du Kinigou existent à proximité de cet ensemble de calcaires dolomitiques silicifiés et de calcaires en plaquettes (niveaux 3, 5 et 7). La nature du contact méridional (entre 7 et 6) n'a pu être déterminée faute d'affleurements favorables.

III-3. Coupe du torrent au SW de Zaroukla : coupe D_3

Le ravin de direction N 040 qui aboutit à 1° W de Zaroukla après avoir pris une direction N 080 est longé par un chemin forestier qui, à la côte 1200 m, traverse le lit du torrent.

Sur les talus de la piste (côté E du ravin) apparaissent dans de bonnes conditions d'observation la superposition des schistes du Groupe de Zaroukla, des calcaires dolomitiques silicifiés, des calcaires à débit en plaquettes, l'ensemble reposant sur des schistes du Groupe de Zaroukla (fig. 31).

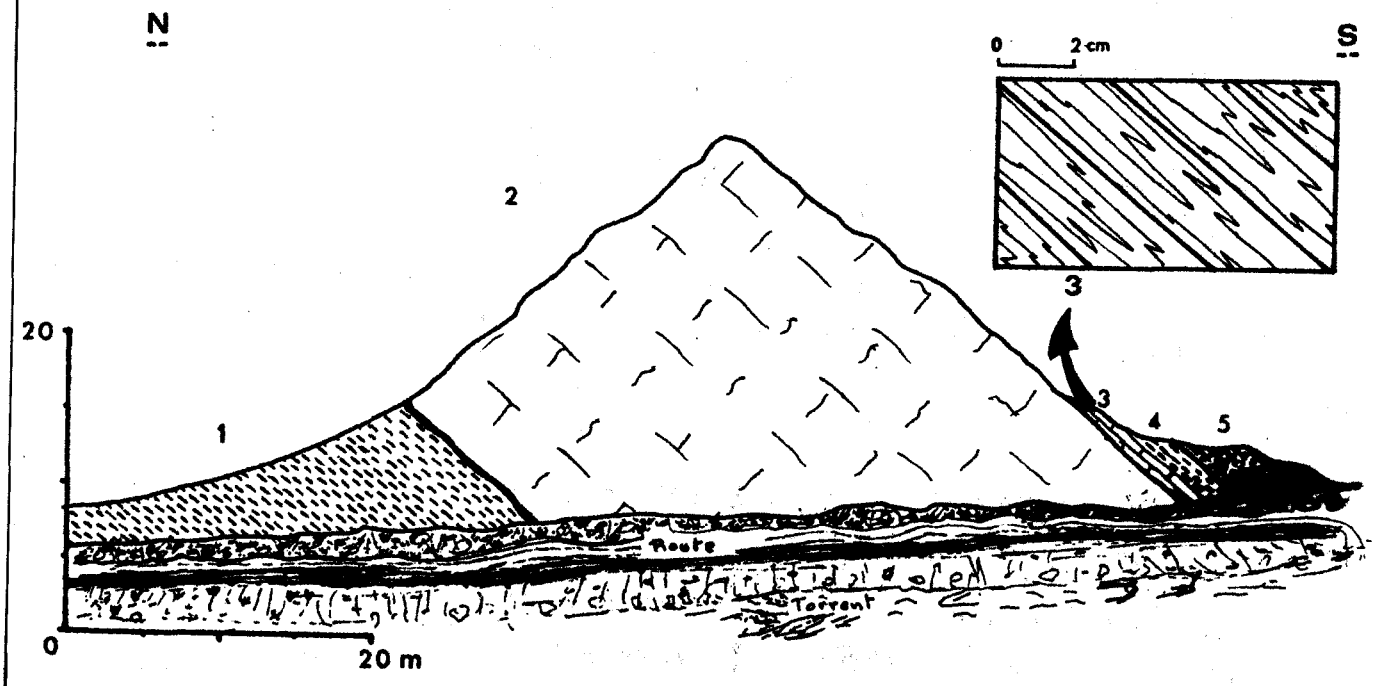


Fig. 31 COUPE D3

TORRENT AU SW DE ZAROUKLA

EBOULIS

CALCAIRE DOLOMITIQUE

SCHISTES VERTS ET VIOLETS

CALC. EN PLAQUETTES

SCHISTES NOIRS

On note de la base au sommet et du N vers le S (fig. 31) :

1- 30 m de schistes noirs, luisants.
Au N de cet affleurement, sans que l'on puisse préciser la nature du contact apparaissent des roches éruptives à travers les éboulis ;

2- 30 m de calcaires dolomitiques silicifiés très cataclasés. Des restes fossiles (Algues, Ostracodes ?) subsistent au sein de ces calcaires mais leur état de conservation ne permet aucune détermination qui puisse les dater* ;

3- 30 cm de calcaires en plaquettes. De nombreux plis isoclinaux (décimétriques) affectent ces calcaires ;

BUS LILLE

* A proximité de cet affleurement des calcaires de même faciès ont été datés avec incertitude, par LYS M., par des Algues et Foraminifères du Trias (moyen et/ou supérieur) (cf. p. 93).

4- quelques centimètres de calcaires à débit en plaquettes passant rapidement à des schistes noirs,

5- des schistes verts et violets de la base des schistes verts du Kinigou constituent les derniers niveaux visibles.
Pendage de la schistosité : 50 N 210.

Les schistes du niveau 5 et les calcaires du niveau 4 sont en concordance de pendage mais je n'ai pu préciser si le contact était d'ordre stratigraphique ou tectonique.

III-4. Coupe de la route Zaroukla - ravin du Styx : coupe D_4

La route forestière qui conduit de la vallée de Zaroukla au ravin du Styx emprunte le col qui s'élève au S de l'Agios Ilias de Zaroukla. A proximité du col les talus de la route permettent l'observation des contacts: Groupe de Zaroukla - Calcaires en plaquettes - calcaires dolomitiques silicifiés (côte 1360 m X = 610,3 , Y = 4204,8),(pl. V).

On y observe de bas en haut (fig. 32) :

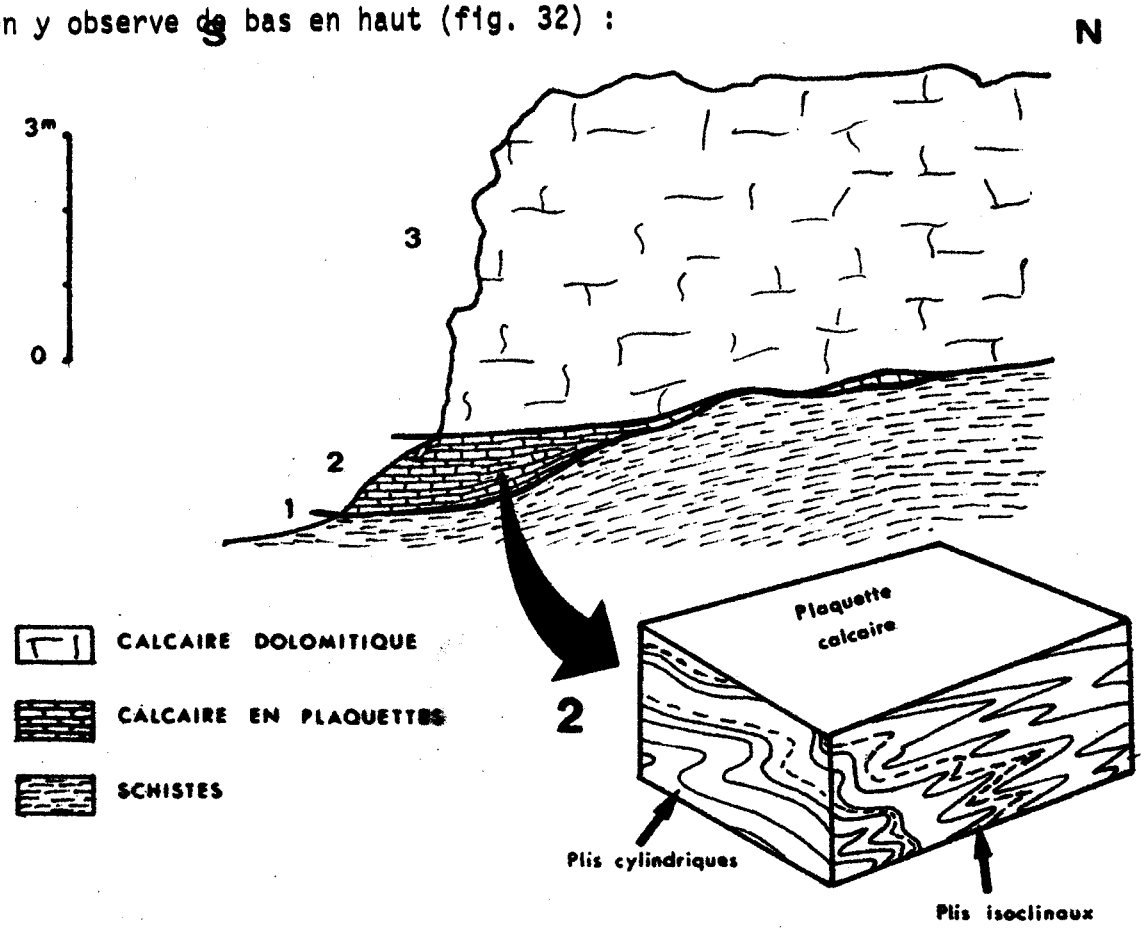


Fig. 32 COUPE D_4

ROUTE ZAROUKLA - RAVIN DU STYX

CONTACTS

1- des schistes grisâtres, luisants, sériciteux de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos,

2- des calcaires à débit en plaquettes, fins, à interlits sériciteux. Ils sont affectés de miniplis isoclinaux (décimétriques) repris postérieurement par des plis plus souples, grossièrement perpendiculaires. L'ensemble forme des plis droits cylindriques largement ouverts, qu'épouse la base du niveau suivant;

3- calcaires dolomitiques blanchâtres ou gris, leur faciès évoque les calcaires dolomitiques du Tripolitza.

II1-5. Coupe du chemin forestier du SW de Zaroukla : coupe D_5

Le long du même chemin forestier que celui décrit précédemment (coupe D_3), sur la rive gauche du torrent, à la côte 1280 m, les talus de la route offrent quelques affleurements où les relations entre les calcaires à débit en plaquettes, les schistes verts et les "cargneules" sont visibles.

On y lève du N vers le S, au-dessus d'éboulis (fig. 33) :

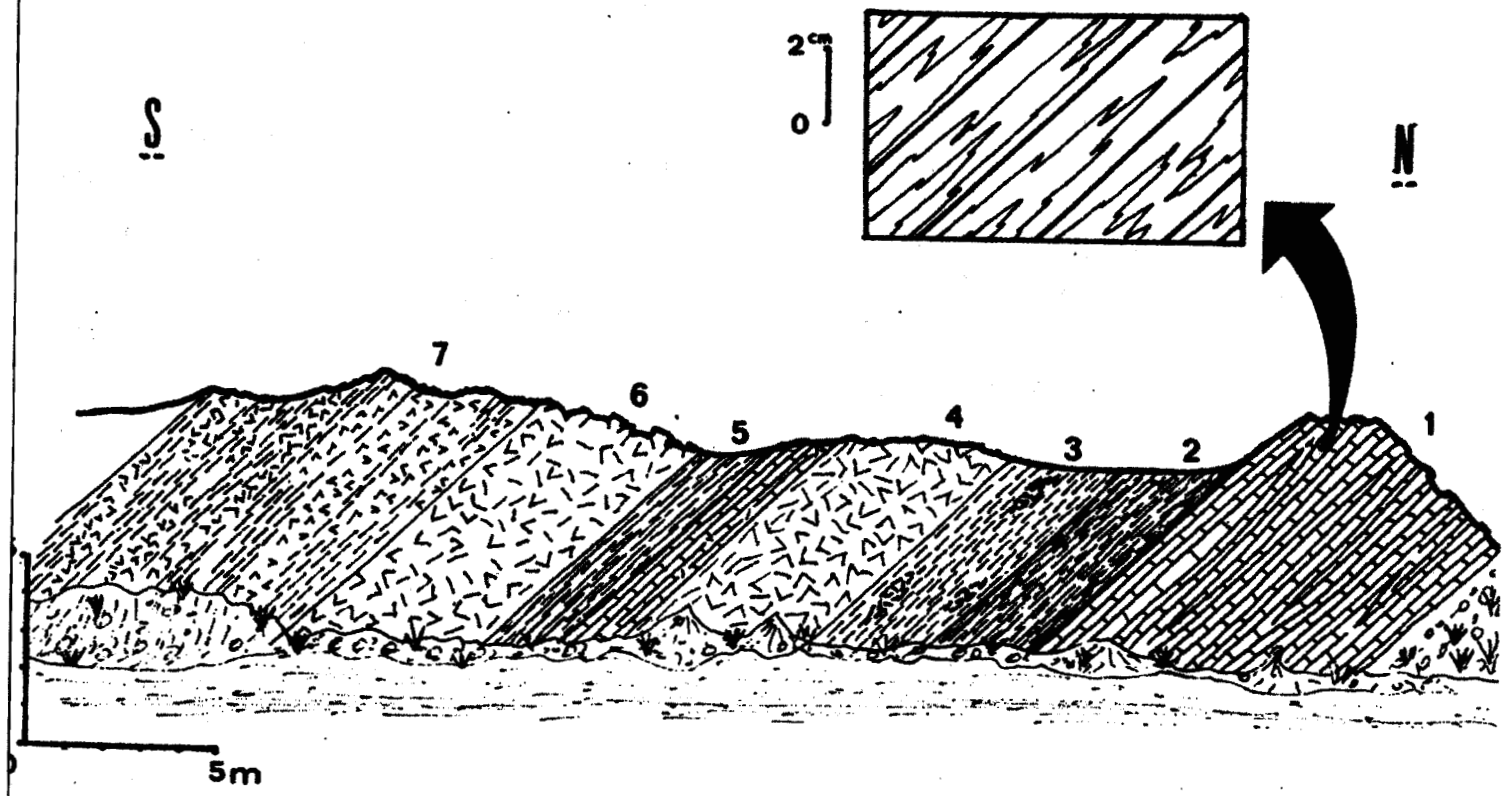


Fig. 33 COUPE D5

CHEMIN FORESTIER AU SW DE ZAROUKLA

EBOULIS

'CARGNEULES'

SCHISTES VERTS

CALC. EN PLAQUETTES

SCHISTES GRIS

1- 5 à 6 m de calcaires rosés à débit en plaquettes. Ces calcaires microplissés, contiennent des fines passées gréseuses (2 à 5 mm) ;
p. 40 N 270 - p. 40 N 255

2- 2 m de schistes blanc verdâtre, à toucher soyeux, de la Formation des Schistes Verts du Kinigou,

3- 2 à 3 m de schistes verts (Formation des Schistes Verts du Kinigou) dans lesquels sont noyés quelques rares passées lenticulaires de "cargneules"*,

4- 5 m de "cargneules" jaunâtres dans lesquelles existent des schistes verts. Au sommet, les "cargneules" sont moins caverneuses et laissent apparaître 1,5 m de calcaires altérés à débit en plaquettes ;

5- 1,5 m de schistes chatoyants grisâtres, très soyeux au toucher,

6- 6 m de schistes et "cargneules" mélangés constituant les derniers affleurements.
Ce dernier niveau, distant d'une centaine de mètres des falaises tripolitziques, en est séparé par la Formation des Schistes Verts du Kinigou. Les contacts entre les schistes et "cargneules", les schistes verts, et les calcaires tripolitziques ne sont pas visibles.

III-6. Observation du ravin du Styx

Le ravin du Styx offre le contact entre La série de Tripolitza et le Groupe de Zaroukla. Dans la coupe décrite p.51 , les horizons qui assurent la liaison entre les deux séries de terrains ont été regroupées dans le niveau 28. Nous détaillons ci-après le passage entre les deux séries. On distingue: des schistes et calcaires du Groupe de Zaroukla à la base, aux calcaires de Tripolitza au sommet, et d'E en W :

1- des schistes et calcaires du Groupe de Zaroukla (envisagés p. 51, 52),

2- une zone jaune, épaisse de 10 m, faite d'une poussière calcarodolomitique plus ou moins compacte. On y trouve inclus : des éléments du Groupe de Zaroukla (schistes verts, calcaires ...), des fragments de calcaire dolomitique blanc dont le faciès est identique à des horizons de la base de Tripolitza ;

* "Terme définissant une structure, s'appliquant à une roche carbonatée caverneuse et cloisonnée dérivant d'une brèche calcaire dont les éléments d'origine ont été dissous et dont seul subsiste le ciment dolomitique ou siliceux". (Chambre Syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel, 1961, p. 31).

3- une zone blanchâtre puissante d'une dizaine de mètres environ, constituée essentiellement de calcaires plus ou moins pulvérulents et de passées schisteuses. Des blocs de taille variable (0,20 à 1,50 m), très cataclasés et de nature diverse (calcaires tripolitziques, fragments du Groupe de Zaroukla) caractérisent cet ensemble ;

Cette zone s'enfile sous :

4- des calcaires dolomitiques du Tripolitza. Ces calcaires sont les premiers horizons de la série tripolitzique bien développée à cet endroit, dont la succession sera examinée p. 113.

Cette coupe montre un contact anormal tangentiel entre des calcaires de Tripolitza et des roches du Groupe de Zaroukla.

II1-7. Observations de quelques lambeaux isolés

1. Le mont Agios Ilias qui s'élève à l'W du village de Zaroukla montre, des calcaires dolomitiques, blancs, posés sur la Formation Détritique d'Agios Nicolaos, grisâtre. Le calcaire dolomitique, blanchâtre ou gris, est cataclasé et parfois silicifié. Son faciès évoque celui des calcaires de Tripolitza. Des calcaires à débit en plaquettes identiques à ceux mentionnés p.87 existent, localement, entre les calcaires dolomitiques et les schistes. Bien qu'affleurant dans des conditions médiocres, les contacts sont identiques à ceux décrits p. 87.

2. Sur le flanc SW de ce mont, le long de la route qui conduit au ravin du Styx, les talus montrent des calcaires dolomitiques silicifiés chevauchés par des schistes du Groupe de Zaroukla (Formation d'Agios Nicolaos). Le contact anormal, irrégulier dans le détail, plonge à 45° vers le S (fig. 3, pl. IV).

II-2. DESCRIPTION DES DIFFERENTS NIVEAUX

Les affleurements étant trop localisés, il ne nous a pas paru souhaitable d'assigner aux différents niveaux une nomenclature formelle.

II2-1. Les calcaires à débit en plaquettes

. Aspect général

Ces calcaires ont, le plus souvent, un débit en plaquettes de 3 à 5 cm d'épaisseur, parfois de 0,5 à 10 cm. Les interlits sont fréquemment séricitiques. De nombreuses linéations ou crénulations strient la surface des plaquettes. Notons

enfin que les plis isoclinaux décimétriques (pl. V, fig. 3 et 4) qui affectent ces calcaires appartiennent au moins à 2 phases de déformations différentes, de direction subperpendiculaire.

. Faciès

Leur couleur est toujours claire : grise, rosée, verdâtre ... Au microscope, la calcite microcristalline montre des indices de recristallisation (points triples). Quelques cristaux quartzo-feldspathiques sont noyés dans la calcite. Parfois existent des lits hernieux millimétriques de calcite cristalline découpés par de petites diaclases (propres à ces îlots) perpendiculaires à la direction d'étirement général de la lame. Ces passées résultent probablement de boudinage (MATTAUER M., 1973, STAUFFER M.R., 1969). Quelques diaclases tardives enfin et des joints de tension en échelon (tension gashes) affectent le calcaire.

. Position

Ces calcaires, abondamment tectonisés, sont fréquemment associés aux calcaires dolomitiques silicifiés (coupes D_1, D_3, D_4) ou aux "cargneules". En revanche, ils n'ont jamais été observés interstratifiés dans des formations du Groupe de Zaroukla ou dans celles de la série calcaire de Tripolitza. Ils semblent donc cantonnés au domaine du contact. Ils sont en contact tantôt avec la Formation Détritique d'Agios Nicolaos (coupe D_2), tantôt avec des niveaux des Schistes Verts du Kinigou (coupe D_3), tantôt enfin sur des calcaires dolomitiques blanchâtres que l'on rapportera à la série de Tripolitza. (cf. infra). Rappelons que nous avons suggéré la possibilité d'une identité entre les Schistes Verts du Kinigou et les Roches Eruptives de l'Agios Ilias (cf. p. 75).

. Puissance et âge

L'épaisseur de ces calcaires est très variable. En outre, eu égard à l'intense plissement dont ils témoignent, toute évaluation de puissance ne serait que conjecturale. Signalons néanmoins qu'ils atteignent 10 m (coupe D_1) et qu'ils n'existent plus quelques mètres plus loin. C'est bien évidemment là un phénomène tectonique.

Aucun indice paléontologique ne permet de leur attribuer un âge ; des conodontes y ont été recherchés en vain.

. Morphologie

Affleurant à proximité des schistes ou de "cargneules" ils forment des ressauts topographiques, peu importants puisque peu épais.

. Attribution

Les calcaires à débit en plaquettes, étant donné leur tectonisation et les interlits sériciteux, se rapprochant plus du Groupe de Zaroukla que de celui de Tripolitza.

II2-2. Les calcaires dolomitiques silicifiés

. Aspect général :

Les calcaires dolomitiques, massifs, sont souvent cataclasés et recristallisés ; ils prennent alors un éclat laiteux. Clairs ou sombres (blancs, gris, noirs) quand ils sont à peu près bien conservés, ils sont toujours blanchâtres quand ils sont écrasés et recristallisés.

. Faciès

La couleur claire et laiteuse de la roche mylonitisée et recristallisée peut être due à l'abondance de diaclases de toutes tailles (quelques microns à 2-3 cm) dans lesquelles de la calcite, en cristaux de grande taille, se développe. Les parties isolées dans le réseau des diaclases sont constituées de dolomite dans lesquelles des points de silicification apparaissent.

Le calcaire, clair ou sombre, plus ou moins dolomitique, est une micrite ou une sparite. A l'oeil nu ou au microscope son faciès est identique à celui des calcaires de Tripolitza.

NIVEAUX

. Position

Les calcaires dolomitiques silicifiés sont parfois associés aux calcaires à débit en plaquettes décrits plus haut et, comme eux, sont alors pincés dans les Schistes Verts du Kinigou ou le Détritique d'Agios Nicolaos. Parfois seuls ils sont pincés dans le Détritique d'Agios Nicolaos.

. Puissance et âge

Leur épaisseur n'a pu, en aucun endroit, être évaluée: les affleurements étant discontinus d'une part, la stratification n'étant pas visible d'autre part.

La plupart des échantillons n'ont fourni aucun indice de datation. Quelques uns montrent cependant des restes fossiles en très mauvais état de conservation parmi lesquels on devine des Algues, des Ostracodes (des foraminifères ?). Deux d'entre eux (PT 1186, 1187) montrent un faciès à Algues, dolomitisé,renfermant très peu de Foraminifères en mauvais état de conservation. Ces échantillons que LYS M. a examinés, lui suggèrent les réflexions suivantes. Des Algues (*Problematica* ? selon KOCHANSKY DEVIDE) d'aspect encroûtant peuvent enserrer des Foraminifères qui évoquent des *Involutines* (?) ou rappellent *Glomospirella* (TOLLMANN, OBERHAUSER, ZANINETTI). Des algues sont comparables à *Baccinella* (RADOICIC, COCHANSKY-DEVIDE, 1970). Ces formes sembleraient indiquer un âge Trias moyen-supérieur.

. Morphologie

Massifs, les calcaires dolomitiques se distinguent bien dans le paysage puisqu'ils forment des chicots que leur patine blanche rend visible de loin.

. Attribution

En fonction du faciès et de l'âge de ces calcaires dolomitiques, je suis tenté de les attribuer à la série calcaire de Tripolitza. Les chicots pourraient correspondre à des lambeaux de plis couchés intéressant les niveaux inférieurs de la série tripolitzique ou à des écailles de cette série dans le Groupe de Zaroukla.

II2-3. Gypses, "Cargneules"

. Aspect général

Le gypse est blanc et saccharoïde.

Les "cargneules" sont blanchâtres, ocre jaune et contiennent des éléments de natures diverses. Quand ces derniers abondent elles acquièrent un faciès de brèche à ciment dolomitique, bien représenté à l'ancienne plâtrière de Zaroukla, au SE de ce village.

. Faciès

Les faciès des gypses et "cargneules" seront décrits dans le seul affleurement où ils sont associés : l'ancienne plâtrière de Zaroukla (X = 613,4 , Y = 4204,2).

Le gypse forme une masse non stratifiée qui affleure sur une centaine de mètres de long au sein des "cargneules". Il est blanc et compact. Au microscope se distinguent des cristaux d'anhydrite à extinction onduleuse, très corrodés sur leur bord et le long des clivages. De nombreux cristaux automorphes, en voie de transformation, sont isolés dans la matrice faite de gypse fibreux ou en très grands cristaux xénomorphes, poecilitiques, à limites lobées. Les poeceles correspondent à des cristaux d'anhydrite et de carbonate (dolomite). Des cristaux de dolomite sont abondants par plages.

Les "cargneules" se présentent sous 3 faciès sédimentaires caractéristiques :

- des sédiments fins, micrites et microbrèches, plus ou moins vacuolaires, de couleur ocre. Généralement stratifiées elles montrent des figures de sédimentation (ravinement, stratification entrecroisée) (pl. IV, fig. 5).

- des brèches interstratifiées dans ces sédiments fins, dont les éléments polygéniques sont cités ci-dessous.

- des sédiments pulvérulents. Dans la poussière existent des cristallisations de calcite ou dolomite qui forment de petits agrégats blancs. Ce type de sédiments est le plus répandu (à la plâtrière, dans le ravin du Styx, au SW de Zaroukla (coupe D_5).

NIVEAUX

Localement les "cargneules" ont un aspect de calcaire caverneux du type travertin. C'est le cas notamment à la limite orientale du village de Zaroukla.

Les éléments inclus, anguleux, sont de taille extrêmement variable (du millimètre à plusieurs mètres) (pl. IV, fig. 2). Tantôt les fragments de la série tripolitzique prédominent, tantôt les éléments du groupe de Zaroukla sont les plus fréquents. Les différents blocs trouvés sont :

- des calcaires tripolitziques d'âge indéterminé
- un échantillon de calcaire tripolitzique de l'Eocène à Nummulites, Alvéolines et Orthophragmines.
- des calcaires noirs appartenant probablement à la Formation des Calcaires de Goura
- des schistes verts (Formation des Schistes Verts du Kinigou ou Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias)
- des schistes noirs
- des quartzophyllades (Formation des Quartzophyllades de Fénéou)
- des roches éruptives (Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias)

Au niveau de la plâtrière de Zaroukla existent de nombreuses ravines qui descendent du Gaïdhouro Oros, un sédiment actuel qui mime une "cargneule" s'en distingue cependant par des figures d'encroûtement caractéristiques (concentriques).

. Position

Les "cargneules" existent en divers endroits dans des positions variables qui sont, pour les principales :

1. au ravin du Styx ou les "cargneules" apparaissent dans une bande de mylonite située entre les calcaires tripolitziques et le Groupe de Zaroukla affectés tous deux de plis isoclinaux.

2. dans un virage de la route qui conduit du village de Zaroukla au ravin du Styx (point X = 609,0 , Y = 4205,0). Les "cargneules" apparaissent là au sein de la Formation des Schistes Verts du Kinigou sans que les contacts soient observables.

3. Au SW de Zaroukla (coupe D_5, niveaux 3, 4, 6 et 7). Les "cargneules" sont mêlées à des schistes. Une masse de Schistes Verts du Kinigou les domine topographiquement. Elles reposent sur les "calcaires à débit en plaquettes" qui, eux-mêmes, surmontent des schistes de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos. Les contacts avec les formations topographiquement sous-jacentes et sus-jacentes ne sont pas observables.

4. A l'ancienne plâtrière de Zaroukla, où les "cargneules" sont comprises, topographiquement, entre les Quartzophyllades de Fénéou et les Roches Eruptives de l'Agios Ilias. C'est une lentille tectoniquement coincée entre les Quartzophyllades de Fénéou et les Roches Eruptives de l'Agios Ilias.

Tous les contacts qui ont pu être déterminés étaient donc tectoniques.

Le gypse n'a été trouvé qu'en un seul vaste affleurement : à l'ancienne plâtrière de Zaroukla, au sein des "cargneules". Celles-ci recouvrent stratigraphiquement le gypse au sommet de l'affleurement (pl. IV, fig. 1) mais il n'a pu être établi s'il traversait la masse propre de ces "cargneules" ou s'il était interstratifié en leur sein.

. Puissance et âge

L'épaisseur des "cargneules" semble varier dans des limites considérables mais aucune estimation n'est possible étant donnée la nature tectonique de leurs contacts. Les plus importantes atteignent 50 m.

La grande similitude d'aspect sur le terrain nous conduit à regrouper sous un même vocable des roches dont la genèse semble très différente. Un des types de "cargneule" est bien évidemment post-éocène puisqu'il englobe un galet de calcaires à Nummulites, Alvéolines et orthophragmines.

. Morphologie

L'ensemble des gypses et "cargneules", très friable, est la proie d'une érosion drastique. De ce fait, seule une végétation disséminée subsiste sur ces horizons caractérisés dans le pay sage par leur couleur jaunâtre et des reliefs ruiniformes.

NIVEAUX

. Attribution

3 origines des gypses et "cargneules" sont possibles :

1- les gypses et "cargneules", affleurant au niveau du contact entre les calcaires de Tripolitza et le Groupe de Zaroukla d'une part, contenant des fragments de ce groupe (schistes verts) d'autre part, pourraient être considérés comme la base sédimentaire (triasique) de la série tripolitzique (BLUMENTHAL M., (1933), DERCOURT J., 1964, NEGRIS Ph. (1915). Il est bien évident que cette attribution ne peut être intégralement conservée puisque le seul élément daté des "cargneules" est d'âge Eocène !

2- D'où proviennent donc les gypses ? On sait que dans certains cas "gypsum is formed (...) by the formation of a calcium carbonate by the action of sulphuric acid, generated by the de composition of pyrite, on the calcium carbonate ..." (READ H.H., 1947)*1. Dans le cas présent les eaux séléniteuses proviendraient de la pyrite qui existe en abondance dans les niveaux sus-jacents (schistes verts de la Formation des Roches Eruptives d'Agios Ilias).
Cette hypothèse semble convenir pour l'origine du gypse mais elle n'explique pas leur association à des "cargneules". Il faut donc rechercher une autre possibilité.

3- Le bloc éocène trouvé dans des horizons bréchiques (cf. p. 95) prouve qu'une partie au moins des "cargneules" est syn ou post Eocène.

Par ailleurs, on sait qu'en Méditerranée de nombreux dépôts salifères sont datés du Mio-Pliocène (Messinien)*2. La similitude de faciès entre ces roches et celles décrites ailleurs*3 d'une part, la proximité du Pliocène d'autre part, inciterait à leur attribuer, au moins provisoirement, un âge Mio-Pliocène. Si cet âge était confirmé celà nous obligerait à prendre en considération une phase post-miocène*4

*1 Voir aussi JUNG J. (1963), CAROZZI A. (1953), VATAN A. (1967), DESTOMBES J.P. (1949, 1949b).

*2 AUZENDE J.M., BONIN J., OLIVET J.L., PAUTOT G., MAUFRET A. (1971) ; AUZENDE J.M., MASCLE J., MONTI S., OLIVET J.L., PASTOURET L. PAUTOT G., (1971) ; BROQUET P. (1968) : DUEE G., (1969) ; GRANDJACQUET C., HACCARD D.n (1973) ; GRANDJACQUET C., HACCARD D. LORENZ C., (1972) ; HSU K.J., RYAN W.B.F. et al. (1972) ; MASCLE G., (1973) ; WEZEL F.C., (1972).

*3 BROQUET P., 1968 ; GRANDJACQUET C., HACCARD D., 1973.

*4 Ibid.

Le domaine au contact du Groupe de Zaroukla et de la série calcaire de Tripolitza montre donc 3 faciès principaux qui ne semblent pas avoir la même signification. Les calcaires dolomitiques évoquent la base de la série tripolitzique. Les gypses et "cargneules" p.p. pourraient appartenir au Trias de Tripolitza. Les calcaires à débit en plaquettes enfin, présentent des caractères qui suggèrent une parenté avec le Groupe de Zaroukla.

Tous les affleurements témoignent d'une intense tectonisation et, en plus d'une tectonique cassante, il est certain qu'il existe des plis serrés polyphasés.

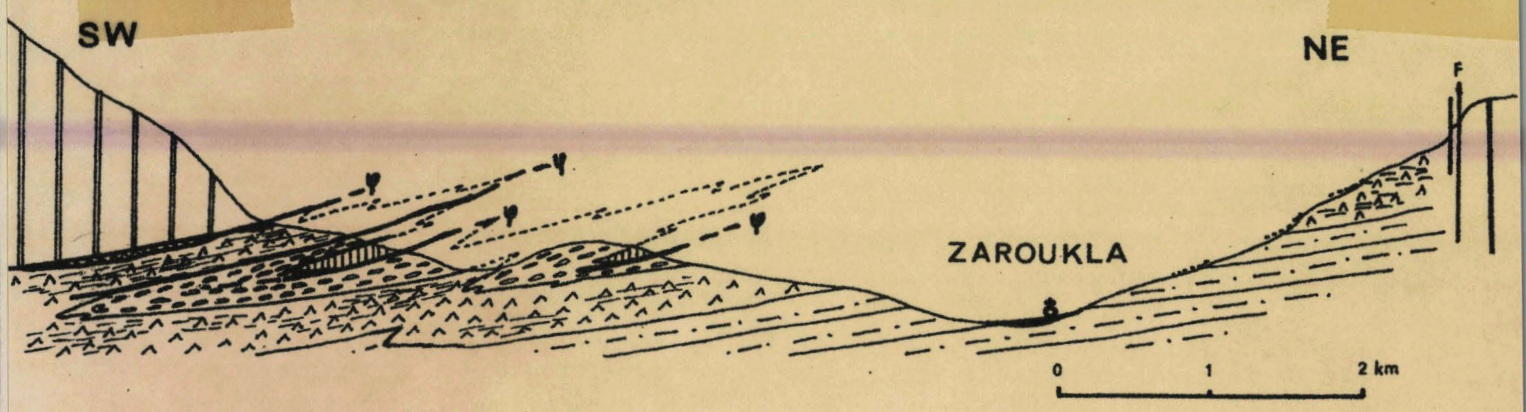


Fig. 37 STYLE TECTONIQUE DU GROUPE DE ZAROUKLA

calc. de Tripolitza

"Cargneules"

calc. en plaquettes et calc. de Tripolitza

Formation d'Ag. Nicolaos

Formation d'Ag. Ilias

Formation de Fénéou

BUS LILLE

III. CONCLUSIONS

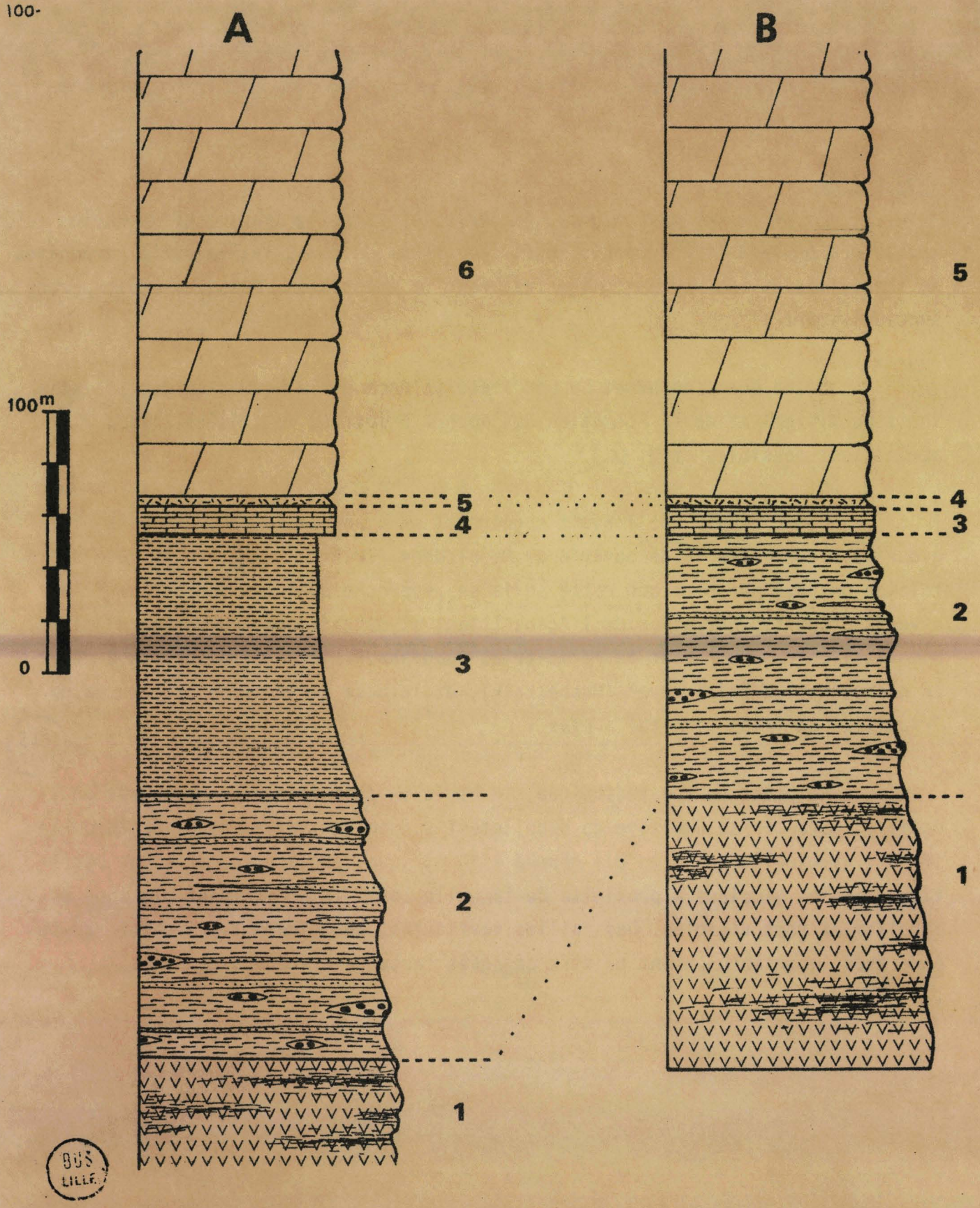
Au terme de cette étude, une série lithostratigraphique et un style tectonique peuvent être proposés pour : le Groupe de Zaroukla, la série carbonatée de Tripolitza et les niveaux qui en assurent la transition. Nous les envisagerons successivement.

Selon que l'on admet ou non l'équivalence de la Formation des Schistes Verts du Kinigou et de la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias, 2 séries sont possibles (fig. 36).

Comme NEGRIS Ph. l'avait suggéré et en ayant comme argument paléontologique supplémentaire la découverte de Megalodons (Trias sommital) à la base de la falaise on peut proposer que cette série se rapproche du Trias germanique : les niveaux éruptifs (Formation de l'Agios Ilias) et détritiques (Formation d'Agios Nicolaos) correspondraient au Permo-trias (Bundsandstein), les calcaires à débit en plaquettes au Trias moyen (Mushelkalk), et la base de la série carbonatée du Tripolitza au Trias sommital - Lias.

BUS LILLE

Au point de vue tectonique, le style en plis isoclinaux exagérés en écailles caractérise une zone de décollement située entre le Groupe de Zaroukla affecté éventuellement d'un pli couché kilométrique, pinçant la Formation Détritique d'Agios Nicolaos à proximité de laquelle les plis constituant la zone de décollement sont visibles. Des failles verticales, certainement présentes, peut-être très importantes, n'ont pu être dégagées faute de critères (fig. 37).



BUS LILLE

Fig. 36 LITHOSTRATIGRAPHIE DES NIVEAUX SOUS-JACENTS AUX CALCAIRES DE TRIPOLITZA DANS CHACUNE DES DEUX HYPOTHESES PRESENTEES.

A : 1- Roches éruptives de l'Ag. Ilias ; 2- Détritique d'Ag. Nicolaos ; 3- Schistes du Kinigou ; 4- Calcaires à débit en plaquettes ; 5- "Cargneules" ; 6- Calcaires de Tripolitza.

B : 1- Roches éruptives de l'Ag. Ilias ; 2- Détritique d'Ag. Nicolaos ; 3- Calcaires à débit en plaquettes ; 4- "Cargneules" ; 5- Calcaires de Tripolitza.

PLANCHE IV : ZONE DE DECOLLEMENT

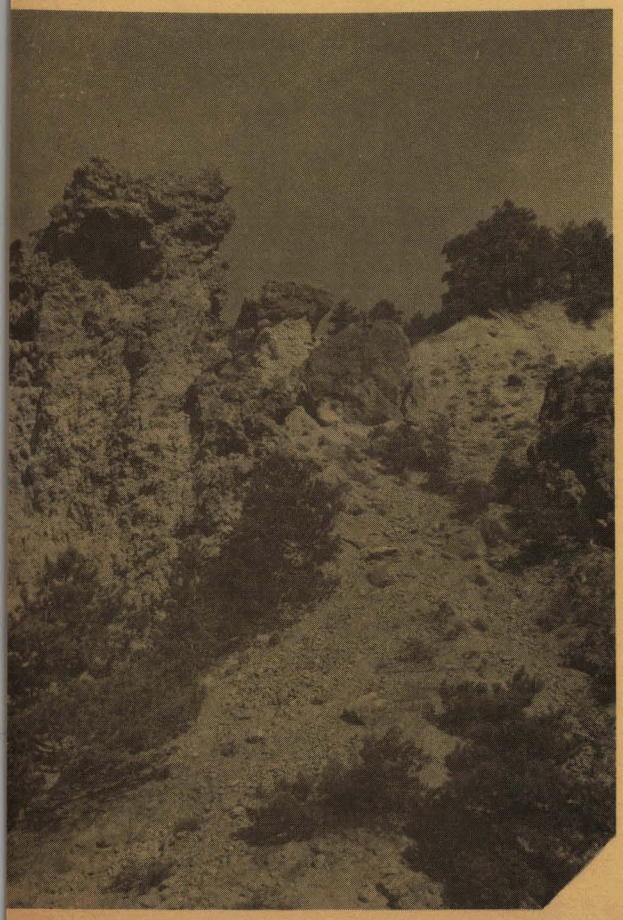
1. Brèche ("Cargneule") reposant sur les Gypses (Plâtrière de Zaroukla)

2. Blocs tripolitziques dans les "cargneules" (Plâtrière de Zaroukla)

3. Schistes du Groupe de Zaroukla reposant sur le calcaire de Tripolitza (W du village, route du Styx)

4. Calcaires dolomitiques silicifiés (de Tripolitza) reposant en contact anormal sur les schistes du Groupe de Zaroukla (coupe du torrent au S de Zaroukla Coupe D_2)

5. Figures sédimentaires dans les "cargneules". La brèche est constituée de divers éléments du Groupe de Zaroukla essentiellement ("Cargneule" récente)



BUS LILLE

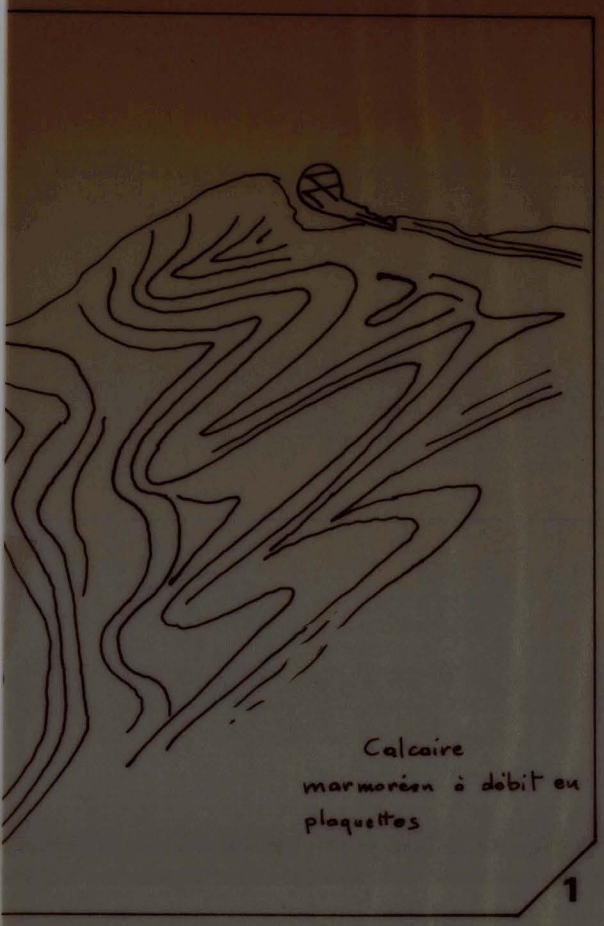
PLANCHE V : ZONE DE DECOLLEMENT

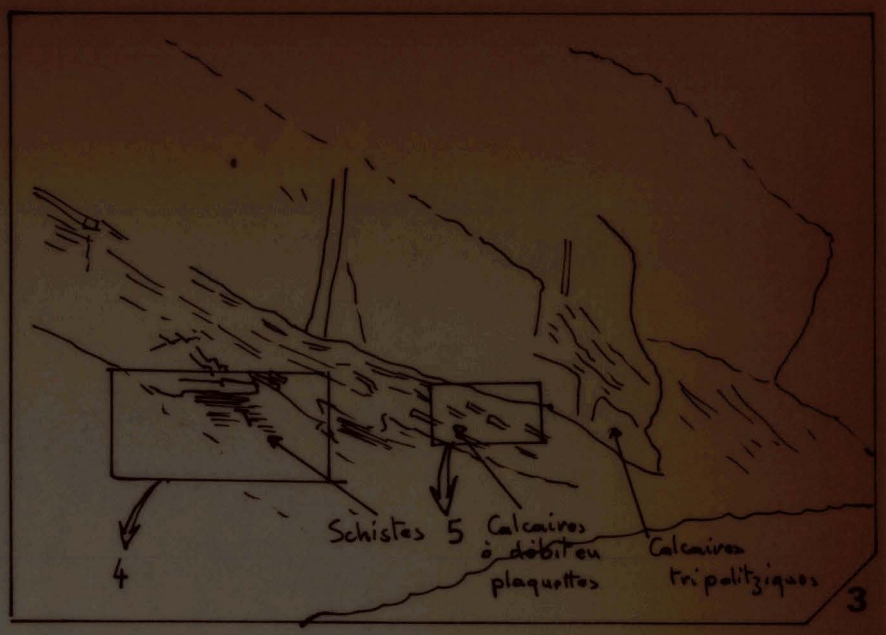
1-2 Plis dans les calcaires à débit en plaquettes et interlits sériciteux. On remarquera l'aspect très plastique des plis de 1 (Route Zaroukla-Styx) (Coupe D_4)

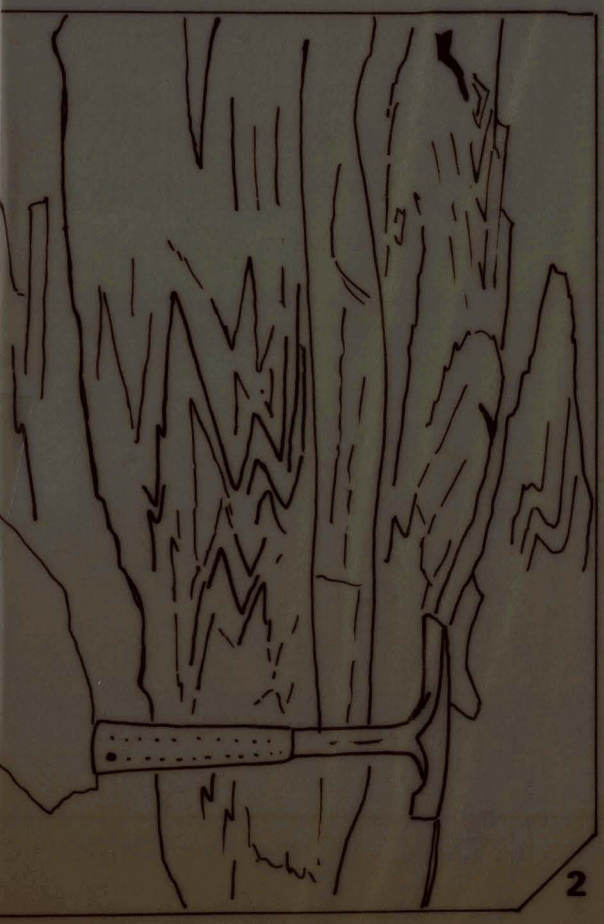
3 Contacts entre calcaires dolomitiques (de Tripolitza) - Calcaires à débit en plaquettes - et les schistes du Groupe de Zaroukla (Coupe D_4)

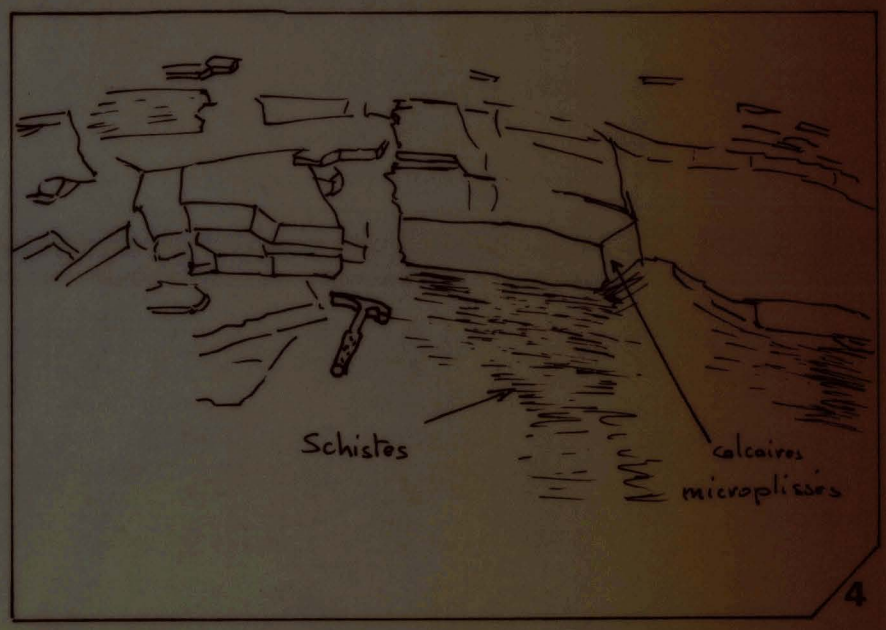
4 Détail de la figure 3 (Coupe D_4) : contact entre les calcaires à débit en plaquettes et les schistes. Dans les calcaires les plis ne sont pas visibles sur la photo mais existent.

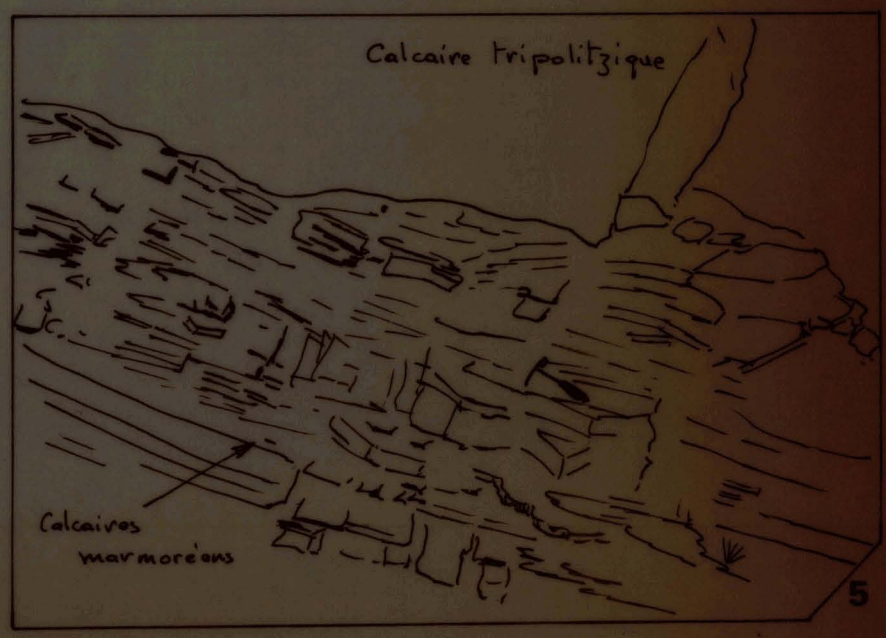
5 Détail de la figure 3 (Coupe D_4) : contact entre les calcaires dolomitiques (de Tripolitza), massifs et les calcaires marmoréens à débit en plaquettes. Dans ceux-ci de très nombreux miniplis existent. Les photos (fig. 1, 2) de plis sont prises sur cet affleurement.


Calcaire
marmoréen à débit en
plaquettes
1


4
Schistes
5
Calcaires
à débit en
plaquettes
Calcaires
tripolitziques
3


2


Schistes
calcaires
microplissés
4


Calcaire tripolitzique
Calcaires
marmoréens
5

Calcaire
marmoréen à débit en
plaquettes

1

2

Schistes
Calcaires à débit en plaquettes
Calcaires tripolitiques

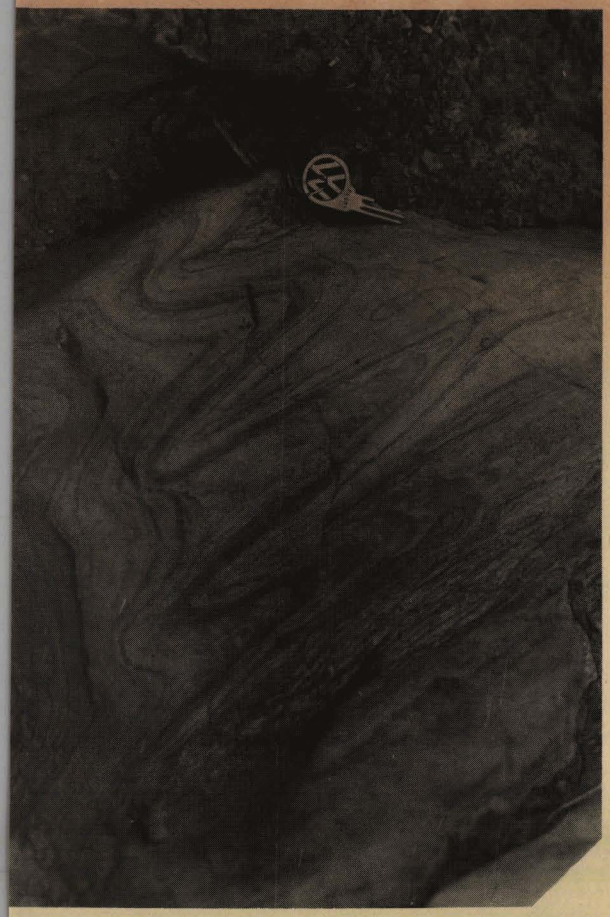
3

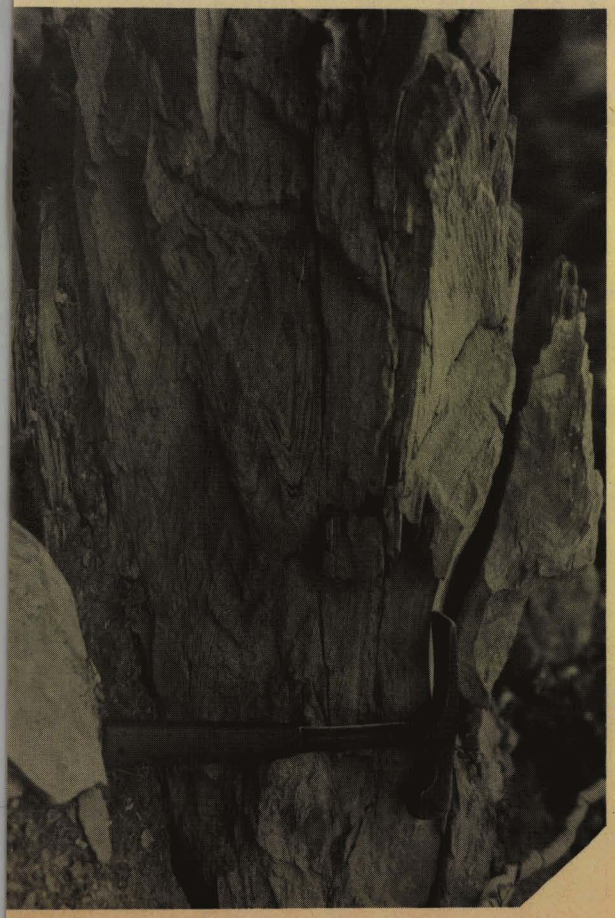
Schistes
Calcaires microoplisées

4

Calcaire tripolitique
Calcaires marmoréens

5





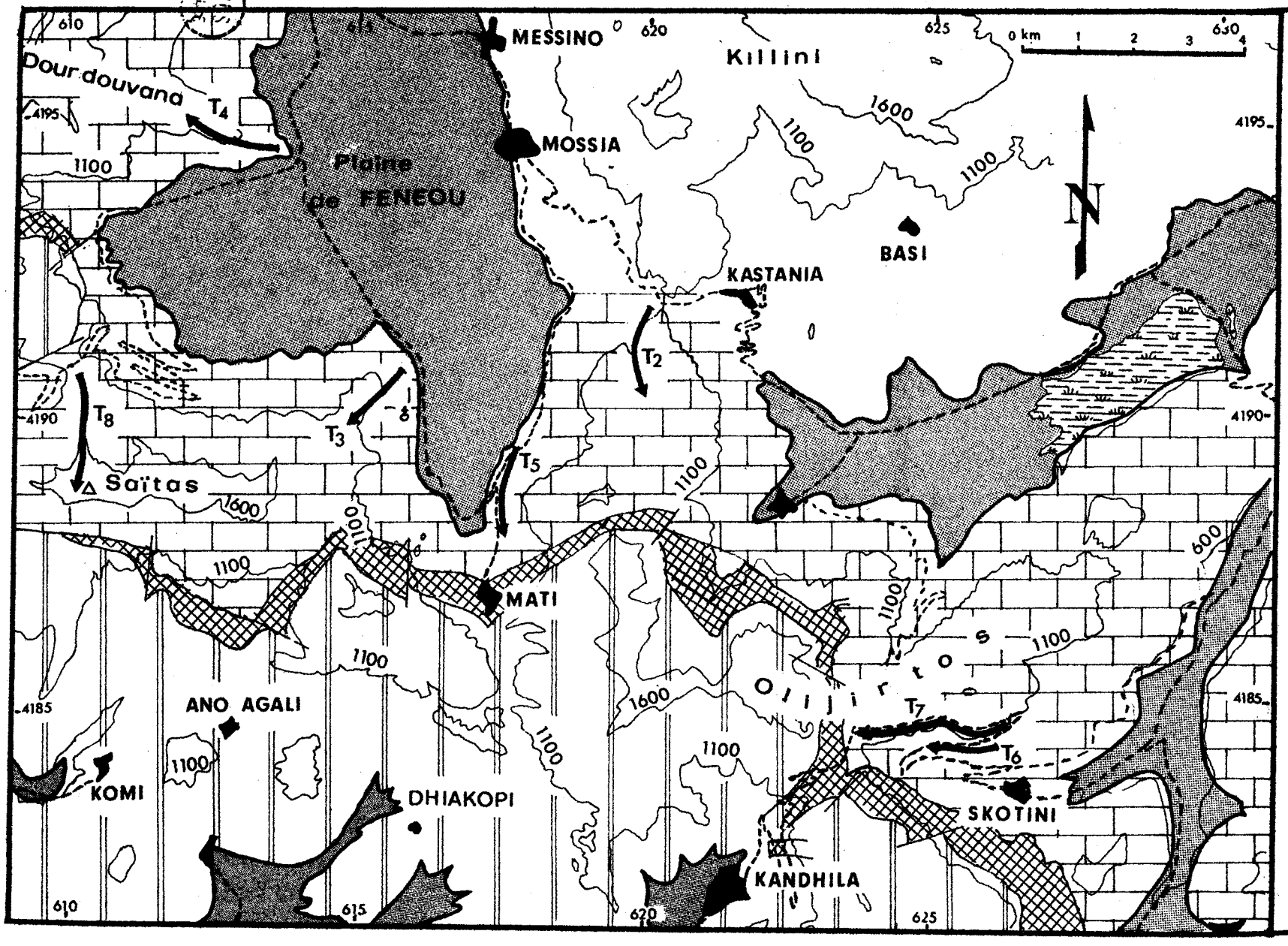
BUS
LILLE

Serie de Tripolitza

INTRODUCTION

L'historique des travaux effectués dans cette zone a été présenté dans la monographie régionale de DERCOURT J. (1964), nous n'y reviendrons pas. Les travaux réalisés depuis lors ont été synthétisés par AUBOUIN J. et al. en 1970. Après cette date, d'autres publications concernant le Péloponnèse ou sa proximité ont été publiées : DERCOURT J., FLEURY J.J., MANIA J. (1970) précisent les modalités d'installation du flysch de Tripolitza en Péloponnèse occidental ; FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1972) le font pour le Péloponnèse septentrional ; FLEURY J.J. étudie le Sénonien et l'Eocène du Klokova (1970) puis le Cénomanien du Varassova (1971) ; établit l'âge maestrichtien supérieur des niveaux à *Rhapydionina liburnica* STACHE (1973) ; THIEBAULT F. précise la stratigraphie du Tripolitza du Taygete septentrional. RICHTER D. et MARIOLAKOS J. (1973) proposent l'existence d'un karst important avant l'installation du flysch. Ce karst s'installerait sur des horsts mis en place à l'occasion d'une phase cassante. DERCOURT J. et FLEURY J.J. (1975) estiment que rien dans les faits jusque là établis ne prouve ces mouvements, les "anomalies" du contact calcaire flysch étant dues soit à des mouvements d'âge fini Crétacé - Eotertiaire, soit à des mouvements tangentiels ayant affecté la série postérieurement au dépôt du flysch.

Des plis très lourds, des failles souvent jalonnées de karsts, caractérisent la région où le matériel de cette zone affleure. Là, tout est sec, aucune source permanente n'existe, et seuls quelques conifères subsistent. Les levers y sont rendus délicats par la difficulté de lecture des pendages, qui gêne la cartographie de détail dans les lambeaux isolés au milieu de dolines et de poljes.



LOCALISATION DES COUPES DECRITES

Lac

Alluvions

Pinde

Form. à Blocs

Tripolitza

Coupes

Fig. 38

CHAPITRE I. LES OBSERVATIONS

I-1. RAVIN DU STYX : TRIAS-LIAS

I-2. AU COL DE KASTANIA : TRIAS-JURASSIQUE

I-3. POINTE DE MYGDALEZA : JURASSIQUE

I-4. FLANC SE DE LA DOURDOUVANA : JURASSIQUE supérieur - CRETACE inférieur

I-5. AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE DE MATI : JURASSIQUE supérieur-CRETACE inférieur

I-6. ROUTE SKOTINI-KANDHILA : CENOMANIEN-TURONIEN

I-7. PROXIMITE DU COL SKOTINI-KANDHILA : CENOMANIEN-TURONIEN-SENONIEN

I-8. FLANC N DU SAITAS : SENONIEN-PALEOCENE-EOCENE

I-9. COL DE TRIENDAPHILA : EOCENE supérieur

I-10. INFORMATION COMPLEMENTAIRE : HARD-GROUND JURASSIQUE

I. LES OBSERVATIONS

On décrira ci-après 9 coupes avec, pour chacune d'elles: sa localisation (fig. 38), ses lithofaciès, ses contenus faunistiques. Les corrélations seront discutées ultérieurement.

I-1. RAVIN DU STYX : Coupe T_1 (Trias-Lias probable)

Dans un profond ravin entaillant l'E du Chelmos, une coupe dans la série de Tripolitza, séparée de la série de Zaroukla par un contact anormal, permet d'observer une série calcaro-dolomitique contenant des niveaux à Mégalodontidés triasiques et se poursuivant dans le Lias vraisemblable.

On y voit successivement, d'E en W , à partir de la côte 1230 (fig. 39) :

Un ensemble T_1 comprenant :

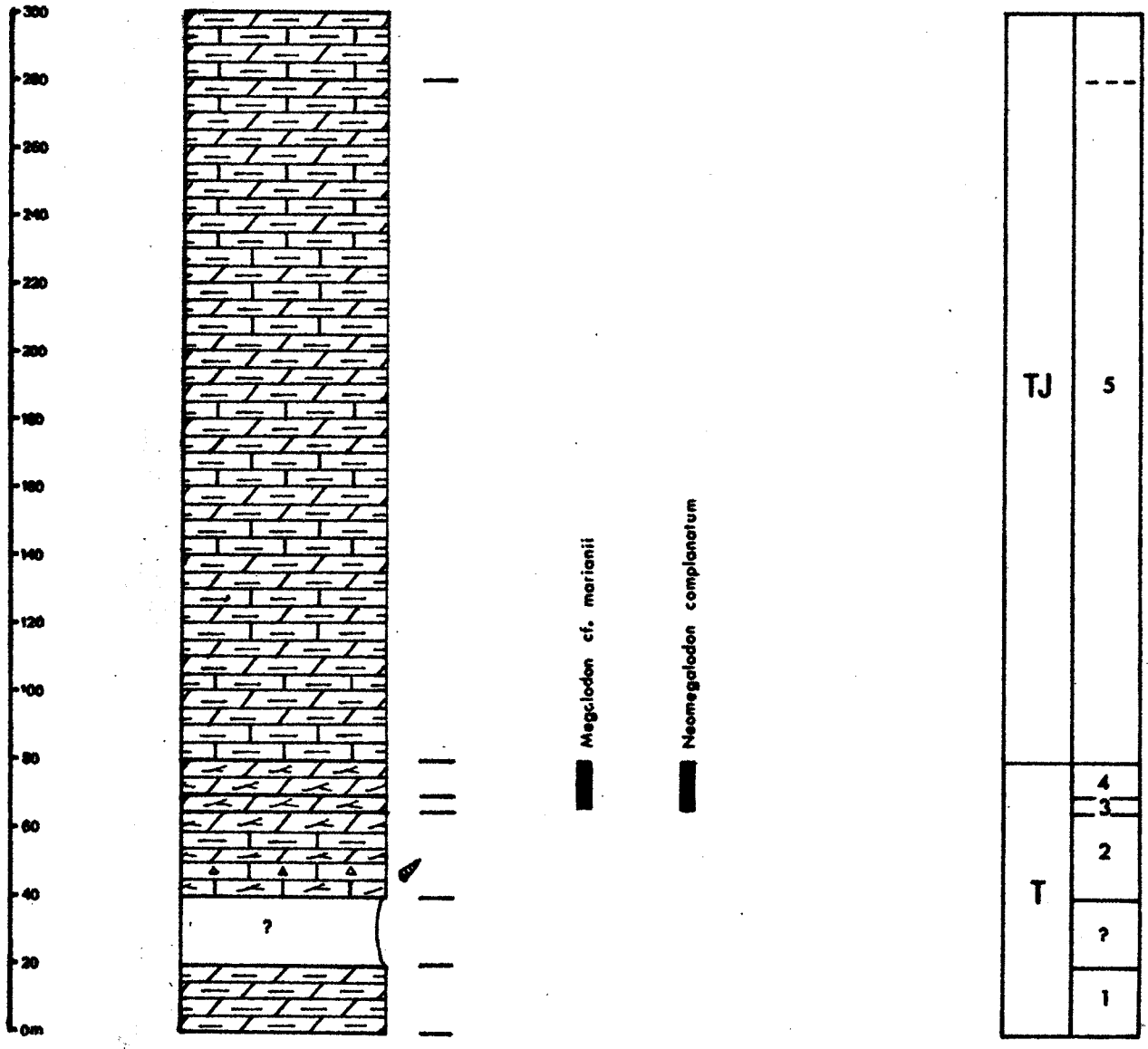


Fig. 39 COUPE T 1

RAVIN DU STYX

BUS LILLE

Laminites

Brèches intraformationelles

Calcaire

Calcaire bréchique

Dolomie

Gastéropode

LES OBSERVATIONS

1- 20 m de calcaires dolomitiques, à faciès laminite* . Ils sont alternativement sombres et clairs, des variations de couleur se notent aussi à une plus grande échelle. Ces roches présentent très fréquemment un débit stylolithique, parallèle à la stratification, souligné par un liseré ferrugineux.
Ces calcaires sont constitués d'une alternance irrégulière de micrite seule, et, tantôt, de micrite et sparite, tantôt de sparite seule. Lorsque ces niveaux sont plus ou moins dolomitisés, ils acquièrent un aspect rubané. Azimut du pendage : 40° N 240 ;

lacune d'observation (20 m),

2- 25 m de laminites calcaires. Les laminae sont ici très ondulées. Un niveau bréchique, à 4 m de la base, présente de petits fossiles (Huîtres, Gastéropodes) qui n'ont pu être dégagés. En lame mince, ces calcaires dolomitisés ne laissent voir que des fantômes d'Ostracodes non déterminables ;

3- un niveau calcaro-dolomitique épais de 5 m à grands Mégalodontidés (5 à 20 cm) (pl. VI, fig. 1.). Ils se présentent fréquemment en sections et montrent un test épais. Localement très abondants (sur 2 m d'épaisseur) ils sont alors presque jointifs. Le chanoine DUBAR G. qui a eu l'aimable obligeance de les examiner, et je l'en remercie vivement, leur assigne un âge triasique sommital (niveau de la "Hauptdolomit"). Il pourrait s'agir selon lui de ;

Megalodon cf. *marianrii* DI-STEFANO
Neomegalodon complanatum GUEMBEL

4- 10 m de brèches intraformationelles incluses dans les laminites et quelques niveaux à Mégalodontidés,

Un deuxième ensemble TJ comprenant :

5- 200 m de laminites, parfois légèrement rosées, allant jusqu'au pied de la falaise. Comme dans les laminites précédentes, la structure à fenestra* ("birds-eyes" des Anglo-Saxons) y est fréquente ;

La base de la paroi est également constituée de telles roches (minimum : 20 m d'épaisseur).
Les laminites, quand elles sont nettes, ont un débit stylolithique, parallèle à la stratification, souligné par un liseré ferrugineux.

des éboulis recouvrent les niveaux plus élevés.

---

* Au sens de KUENEN Ph. H., MIGLIORINI I. (1950). Il s'agit d'un calcaire constitué par des laminae. La lamina correspond à l'unité élémentaire de sédiment de même composition.

"On nomme lamination la disposition des sédiments fins et clastiques, minéraux et organiques disposés en unités millimétriques. Ces fines lames ou laminae sont planes et parallèles ou obliques et entrecroisées ... de structures diverses, alternativement propres et chargées d'argiles, grossières et fines, continues ou lenticulaires" LOMBARD A. (1972, p. 148).

* Au sens de TEBUTT, CONLEY, BOYD, 1965.

I-2. AU COL DE KASTANIA : Coupe T_2, (Trias - Jurassique)

Immédiatement au S du col de Kastania, réunissant les plaines de Fénéou et du lac Stymphale (fig. 38), un sentier muletier monte en sous-bois, vers le point X = 620,0 , Y = 4190,0, en empruntant le flanc occidental de l'arête septentrionale de l'Olijirtos. Il permet d'observer, dans de bonnes conditions, un banc à Mégalodontidés (BOBLAYE E.P. et VIRLET Th. (1833), KTENAS C. (1924), DERCOURT J. (1964)) et les niveaux qui l'encadrent, formés essentiellement de dolomies et calcaires blanchâtres attribués à un Trias-Lias possible.

On peut y voir de bas en haut et du N vers le S (fig. 40) :

Un ensemble Tj comprenant :

1- 200 m de dolomies blanches, pulvérulentes, passant progressivement à des dolomies plus compactes mais présentant encore une allure cataclasée très marquée,

2- 15 m de dolomies blanches, saccharoïdes (dolomicrosparite à structure* hypidiotopique),

Un ensemble J_1 comprenant :

3- 5 m de laminites claires où quelques niveaux graveleux à Algues Dasycladacées sont interstratifiés,

4- 10 m de calcaires fins, micritiques. Des points blancs, visibles à la loupe, parsèment le fond de la roche et correspondent à des recristallisations anhédriques de dolomite ;

5- 15 m de laminites à niveaux graveleux ou oolithiques à la base. Les laminae sont constituées de micrite ou dolomicrite, les niveaux grossiers d'intrabiomicrite ou intraoobiomicrite.
L'échantillon PT 964 montre, dans un fond contenant quelques cristaux (euhédriques ou subhédriques) de dolomite, des Algues Dasycladacées non déterminées. Azimut du pendage : 48° N 210 ;

---

* Rappelons la classification de FRIEDMAN G.H. et SANDERS J.E. (1967) concernant la structure des dolomies spathiques (= dolosparites) :

. Cristaux isolés dans la roche :

- structure euhédrique : rhomboèdres à section nette
- structure subhédrique : rhomboèdres plus ou moins bien définis
- structure anhédrique : cristaux quelconques

. La majorité des cristaux forme un tout :

- structure idiotopique : rhomboèdres bien formés
- structure hypidiotopique : la forme rhomboédrique apparaît fréquemment
- structure xénotopique : cristaux quelconques.

Calcaire massif

Calcaire graveleux

Laminites

Calcaire dolomitique

Dolomie saccharoïde

Gastéropode

Tests fusiformes

6- 55 m de calcaires fins, clairs. Souvent roses, ils peuvent être blancs ou gris. Quelques points blancs (cristaux anhédriques ou subhédriques de dolomite), parsèment le fond microsparitique de la roche. Cet ensemble présente des horizons de laminites peu nettes et des niveaux grossiers dont les éléments, micritiques, sont noyés dans un ciment sparitique.
Les 5 derniers mètres, formés d'un calcaire rose, massif, présentent des sections (5 à 10 cm) de tests fusiformes qui n'ont pu être dégagés ;

7- 260 m de calcaires magnésiens, fins (micritiques) clairs. La teinte dominante, rose à la base, devient grise au sommet. Deux familles de cristaux de dolomite sont parfois visibles dans cet ensemble. Alignés parallèlement à la stratification, ils sont très petits, anhédriques ; disséminés dans l'ensemble de la roche, ils sont plus gros (de l'ordre du millimètre), subhédriques.
A 30 m du sommet, de petits Mégalodontidés (5 cm), qui n'ont pu être dégagés, associés à de petits Gastéropodes sont visibles sur 5 mètres. Azimut du pendage : 50° N 210 ;

8- 15 m de dolomies grises, à débit en plaquettes, ayant parfois un aspect microbréchique. Il s'agit alors d'îlots de dolomicrite noyés dans une matrice de dolomicrosparite plus claire. Un banc de calcaire massif, épais de 2 m, très riche en Mégalodontidés (à test mince) qui n'ont pu être dégagés, est interstratifié. Le calcaire, fin, gris, est constitué d'une biomicrosparite. Azimut du pendage : 70° N 207 ;

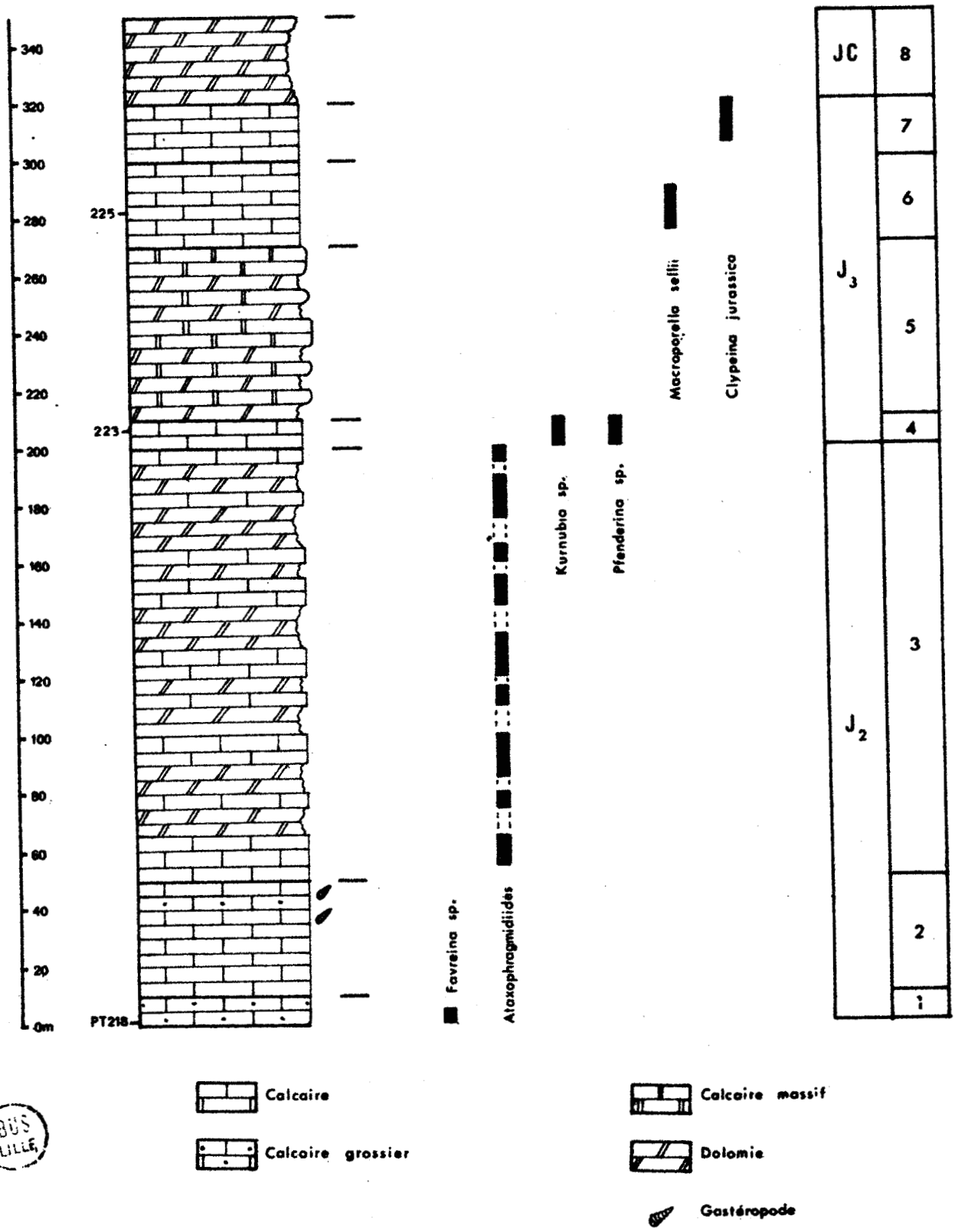
Un ensemble J_2 comprenant :

9- 100 m de calcaires clairs, fins, gris ou roses, à cristaux de dolomite. Les 5 premiers mètres graveleux, contiennent des débris de Lamellibranches et de Gastéropodes.
Dans la partie médiane, et à 10 m du sommet, existent des niveaux dolomitiques noirs, à débit en plaquettes, de 20 cm à 2 m de puissance ;

lacune d'affleurement (10 m),

10- 40 m de calcaires et dolomies sombres en alternances irrégulières. Les calcaires sont identiques aux précédents, micritiques. Des cristaux, euhédriques ou anhédriques, de dolomite les ponctuent. Les dolomies, parfois pulvérulentes, prédominantes dans la partie médiane, sont constituées d'îlots de dolomicrosparite noyés dans une matrice de dolosparite qui confèrent un aspect microbrèchique à brèchique à la roche ;

11- 60 m de calcaires clairs, plus ou moins dolomitisés. Une dolomitisation, beaucoup moins importante que dans l'ensemble précédent, souligne la lamination qui, ainsi mise en relief, évoque des laminites. Les calcaires, micritiques, sont localement sparitiques. Quand ils sont dolomitisés, leur aspect microbrèchique est identique à celui décrit plus haut (coupe T_2 niveau 10) ;



BUS LILLE

Fig. 41 COUPE T3

POINTE DE MYGDALEZA

i-3. POINTE DE MYGDALEZA : Coupe T_3 (Jurassique moyen et supérieur)

Au S de la plaine de Fénéou, sur le flanc SE de la colline du hameau de Mygdaleza (dépendant de Mati), affleurent dans de bonnes conditions les niveaux, calcaires et dolomitiques, inférieurs aux Clypeïnes et attribués au Jurassique moyen à supérieur (point X = 615,0 , Y = 4190) (fig. 38).

On note de la plaine vers le col, c'est-à-dire en remontant la série (du N vers le S) (fig. 41) :

Un ensemble J_2 comprenant :

1- un calcaire graveleux. Les gravelles sont rosées et en surface des points blancs apparaissent parfois.
L'échantillon PT 218 n'a livré que quelques *Favreina* sp. dans une intramicrite à bioclastes ;

2- 30 m plus haut dans la série, un calcaire fin, gris, à petites taches roses et petits Gastéropodes. Ces calcaires ne laissent voir en lame mince (PT 219, PT 220a, PT 220b) que de petits Gastéropodes et quelques Algues indéterminables, une recristallisation (dolomitique en partie) oblitérant les structures (micrite et pseudosparite) ;

3- 150 m environ de calcaire gris clair, à rhomboèdres de dolomite, en alternance irrégulière avec des bancs de dolomie noire à structure hypidiotopique. Seuls quelques petits *Ataxophragmididae* ont pu être décelés dans cette masse dismicritique.
Azimut du pendage : 22° N 190 ;

Un ensemble J_3 comprenant :

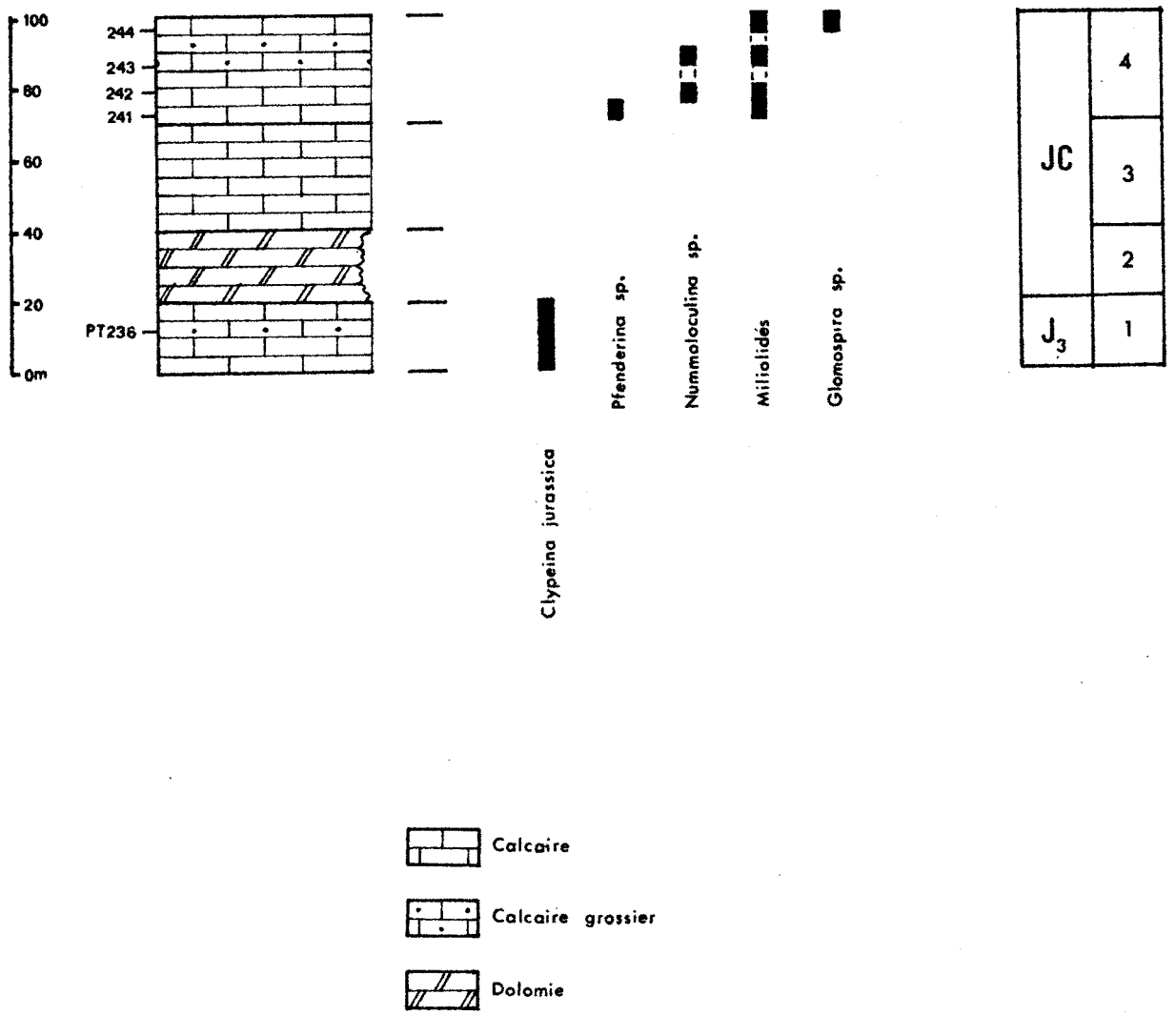
4- quelques mètres de calcaires gris, à la surface desquels apparaissent en relief des petits corpuscules clairs, ovoïdes (Algues ?) de la taille du cm. L'échantillon PT 223 a permis d'y noter, dans une micrite :
- *Kurnubia* sp.
- *Pfenderina* sp.

qui datent le Malm ;

5- 50 à 60 m de calcaires noirs, massifs à petites taches arrondies intercalées avec des bancs dolomitiques,

6- 3o m de calcaires noirâtres (micrite et microsparite) en très fines plaquettes. Il n'y a plus ici de bancs dolomitiques et des Algues sont visibles :
L'échantillon PT 225 a fourni :
-*Macroporella sellii* CRESCENTI ;

7- 20 m de calcaires gris. Des *Clypeina jurassica* (FAVRE) très abondantes datent le Malm supérieur (Kimmeridgien-Portlandien). Ces Dasycladacées, visibles à la loupe, constituent les seuls organismes présents. Elles sont noyées dans une matrice micritique ;



BUS LILLE

Fig. 42 COUPE T4

FLANC SE DE LA DOURDOUVANA

Un ensemble JC comprenant :

8- des dolomies noires, prenant parfois un aspect laminé, reposent sur les niveaux algaires. Elles affleurent au col et buttent par une faille de direction N 110 contre d'autres calcaires crétacés ;

I-4. OBSERVATIONS DU FLANC SE DE LA DOURDOUVANA Coupe T_4 (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur)

Formant une avancée topographique à l'W de la plaine de Fénéou, les contreforts de la Dourdouvana, défendus par de nombreux épineux, ont permis d'effectuer un relevé discontinu des niveaux calcaires du Jurassique supérieur à Clypeïnes et Crétacé inférieur à Milioles.

Les observations ont été faites du pied sud-oriental, nappé d'éboulis (point X = 613,5 , Y = 4194,6), vers le col (X = 612,1 , Y = 4195,1). (fig. 38).

De la base au sommet, et d'E en W ont été successivement notés (fig. 42)

Un ensemble J_3 comprenant :

1- 20 m de calcaires noirs à points blancs dans lesquels l'échantillon PT 236 a montré des *Clypeina jurassica* (FAVRE) dans un calcaire parfois bioclastique (et non exclusivement micritique comme ailleurs où des Clypeïnes ont été récoltées),

Un ensemble JC comprenant :

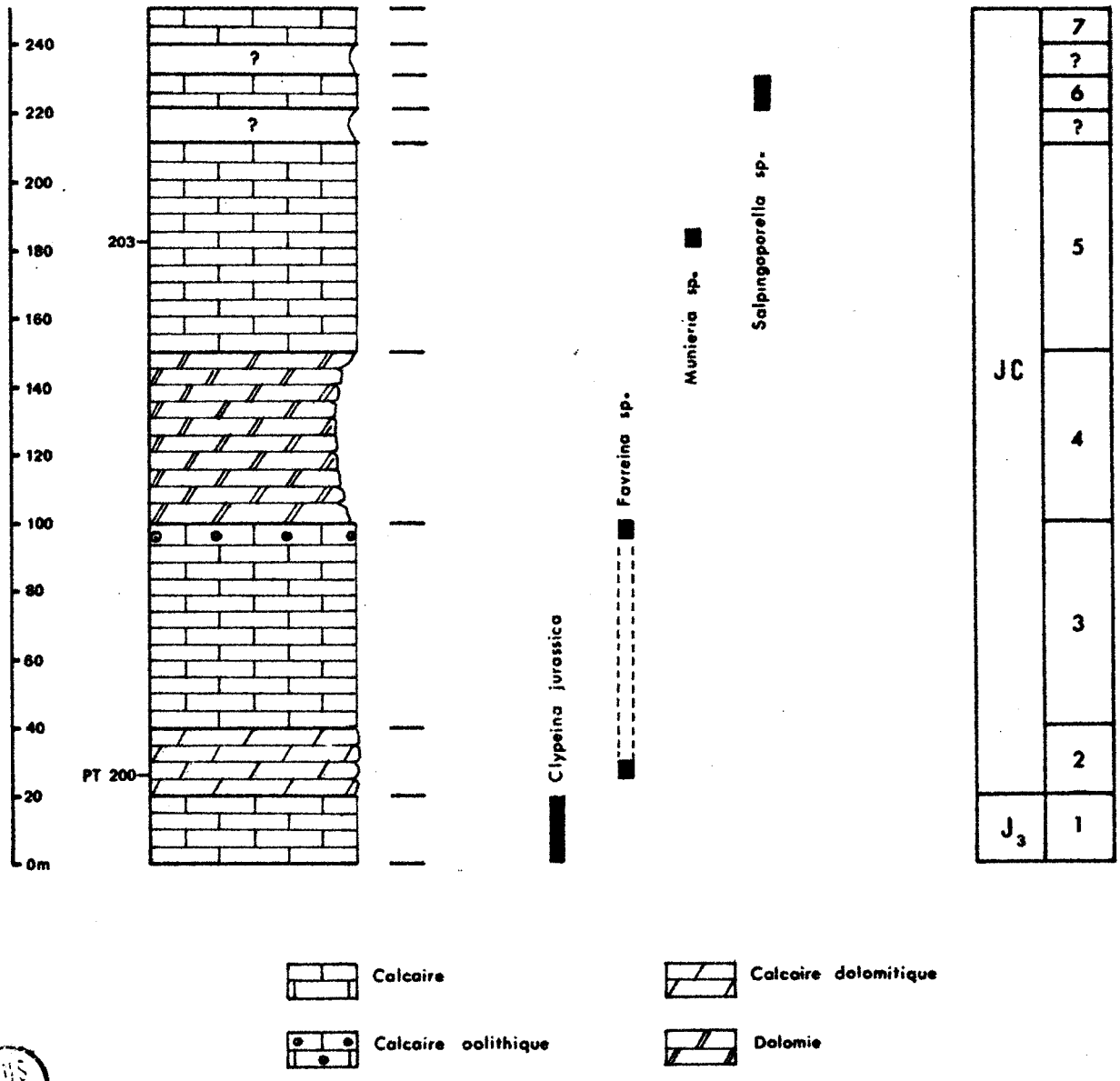
2- 20 m de dolomies noires formant une petite dépression,

3- 30 m de calcaires sombres ou clairs, fins. Seuls quelques points sont visibles à la loupe. Vus au microscope, des Ostracodes en mauvais état de conservation baignent dans une micrite ;

4- 30 m de calcaires gris, assez fins (intrabiomicrite et, localement, biomicrosparite).
Il a été recueilli de bas en haut :

- PT 241 : Miliolidés
  Pfenderina sp. possible
- PT 242 : Miliolidés dont *Nummoloculina* sp.
- PT 243 : Miliolidés dont *Nummoloculina* sp. et *Glomospira* sp.
- PT 244 : Miliolidés.

Ces formes évoquent le Crétacé inférieur. Bien qu'il ne soit pas mis en évidence d'une manière indubitable, il semblerait que l'on ait ici le passage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur ;



BUS LILLE

Fig. 43 COUPE T 5

AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE DE MATI

I-5. AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE DE MATI Coupe T_5 (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur)

Dans la partie méridionale de la plaine de Fénéou, le long de la seule route qui conduit à Mati, l'observation d'affleurements de la série sédimentaire de Tripolitza a permis la reconnaissance de différents niveaux allant des horizons à Clypeïnes (Jurassique supérieur) à ceux du Crétacé (fig. 38).

Il a été levé successivement, des niveaux inférieurs aux niveaux supérieurs, et du N au S (fig. 43) :

Un ensemble J_3 comprenant :

1- 20 m de calcaires noirs ou gris à taches blanc-jaune, très riches en Algues Dasycladacées : *Clypeina jurassica* (FAVRE) indiquant un âge jurassique supérieur.
Ces calcaires, micritiques, plongeant à 20° vers le S, présentent parfois des taches blanchâtres (dolomite ?) ou rouille, visibles à la loupe ;

Un ensemble JC comprenant :

2- 20 m de calcaires dolomitiques noirs à points blancs qui apparaissent en relief à l'affleurement sans Clypeïnes. Parfois l'altération permet d'y voir un fin litage. En lame mince, des *Favreina* sp. sont visibles (PT 200). Ce calcaire dolomitique est constitué d'une intramicrite (ou intradolomicrite) dans laquelle des îlots, plus ou moins arrondis, de sparite (ou dolosparite) correspondent aux points blancs visibles à l'oeil nu ;

3- 60 m d'épaisseur de calcaires clairs couronnés par un niveau oolitique à *Favreina* sp. (oosparite bioclastique),

4- 50 m de dolomies noires, très carriées; elles affleurent à la hauteur de deux maisons et constituent une dépression dans laquelle sont installées des brèches de pente consolidées,

5- 60 m d'affleurement de calcaires très clairs, fins : biomicrite à cristaux isolés (anhédriques) de dolomite.
Ils contiennent quelques Miliolidés.
L'échantillon PT 203 a livré des Milioles et des Algues Dasycladacées dont *Munieria* sp. (?).

Des brèches calcaires (brèches de pente consolidées ?, brèches tectoniques ?) masquent ensuite la roche en place sur une centaine de mètres, jusqu'à proximité du sentier qui se sépare de la route et le long duquel on peut voir :

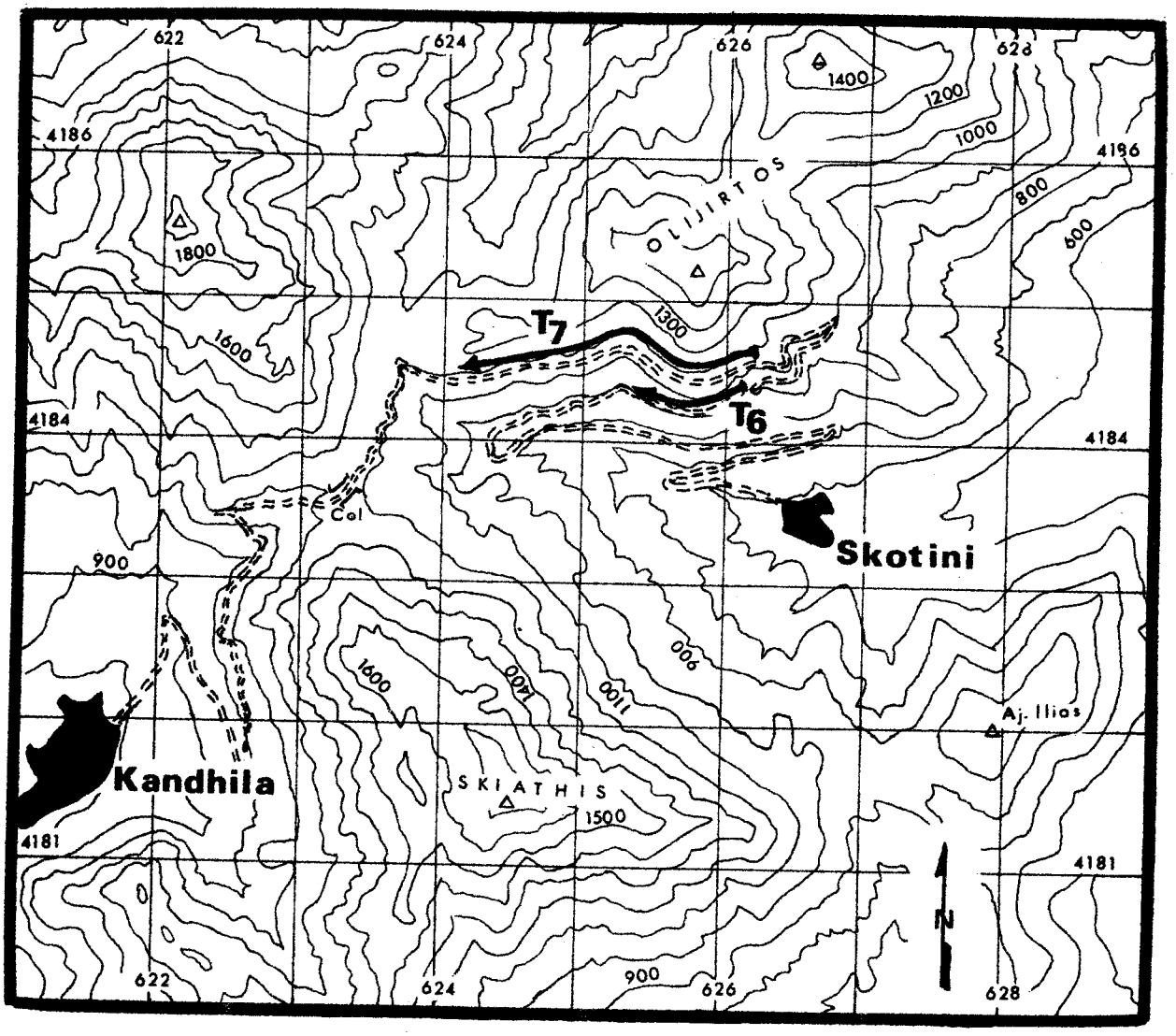


Fig. 44 CARTE DE SITUATION

DES COUPES DE LA ROUTE SKOTINI-KANDHILA

BCS LILLE

6- 10 m de calcaires clairs. De rares niveaux à petits nodules blancs sont intercalés. En lame mince ces calcaires apparaissent vermiculés et contiennent des *Salpingoporella* sp. probables indiquant ainsi un âge jurassique supérieur ou crétacé inférieur ;

après la fin du double virage de la route et le raccordement du sentier à celle-ci :

7- des calcaires noirs ne livrant que quelques Miliolidés. Ils sont déjà associés à des brèches (de pente ?, tectoniques ?) et disparaissent ensuite.

1-6. ROUTE SKOTINI - KANDHILA : Coupe T_6 (Cénomanien-Turonien)

La route qui conduit de Kandhila à Skotini s'abaisse très lentement après le col qui sépare ces deux villages, en empruntant sur de longues distances les flancs de la montagne qui se dresse au N de Skotini (fig. 44). Le long des talus nouvellement entaillés, la série tripolitzique affleure dans de bonnes conditions à mi-distance entre les deux premiers virages en épingle à cheveux après le col. On y peut voir en descendant vers Skotini les calcaires noirs à " ? *Praesorites* sp." du Cénomanien supérieur. On note de bas en haut dans la série et d'E en W (fig. 45) :

Un ensemble Cs_1 comprenant :

1- 20 m de calcaires sombres, riches en microfaune (biomicrite parfois légèrement dolomitisée).
Les échantillons PT 1329, PT 1330 et PT 1331 ont livré outre des Milioles :

- Nummoloculines dont : *Nummoloculina regularis* PHILIPPSON
- " ? *Praesorites* sp." FLEURY ;

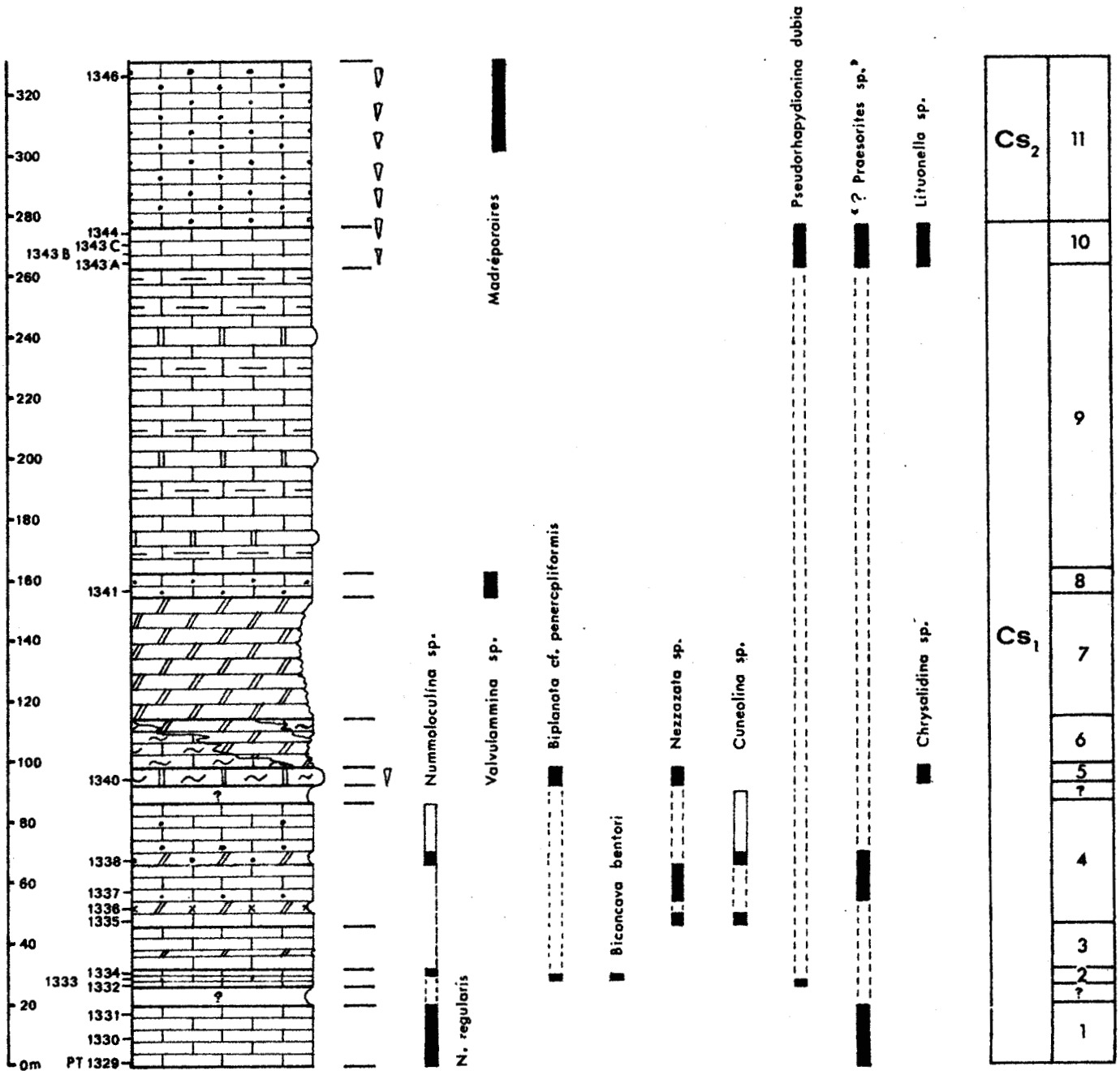
éboulis : 10 m de long,

2- 3 m de calcaires gris, très riches en Milioles (biomicrite). Un banc massif, épais de 1 m, pétri de tests plats de grands Lamellibranches (3 à 7 cm), occupe le milieu de ce niveau dans lequel l'échantillon PT 1333 révèle, dans une biomicrite à intraclasts :

- Milioles
- Nezzazatidés dont :
  + *Biplanata* cf. *peneropliformis* HAMAOUI et SAINT MARC
  + *Biconcava bentori* HAMAOUI et SAINT MARC

Les échantillons suivants, pris à la base et au sommet des 3 m montrent :

PT 1332 : - Milioles
- *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO)



Calcaire

Calcaire grossier

Calcaire à laminae

Calcaire à vermiculures

Calcaire massif

Dolomie

Dolomie grossière

Dolomie cristalline

Rudistes

BUS LILLE

Fig. 45 COUPE T6

ROUTE SKOTINI - KANDHILA

PT 1334 (biomicrosparite)

- Miliolés
- *Nummoloculina regularis* PHILIPPSON

Ces faunes indiquent un âge cénomanien supérieur.
Azimut du pendage 50° N 225 ;

3- 16 m de calcaires noirs, azoïques, sublithographiques. Ils forment une falaise et se débitent en bancs de 30 cm à 1 m.
A 4 m du sommet, une passée de dolomie microcristalline grise, plus claire, forme un niveau repère puissant de 2 m ;

4- 20 m de calcaires gris, clairs ou sombres, à Miliolés, fins ou grossiers. La partie inférieure, en bancs de 30 à 60 cm, s'oppose à la partie supérieure en bancs de 20 à 40 cm, car celle-ci se débite en plaquettes de 2 à 5 cm d'épaisseur. Vers la base (à 3 m), un banc de dolomie bien recristallisée (dolosparite à structure hypidiotopique) laisse voir quelques Miliolés (PT 1336).
Les échantillons PT 1335 et PT 1337 permettent de reconnaître dans une intrabiomicrosparite :

- Miliolés
- *Cuneolina* sp. écrasées
- *Nezzazata* sp.
- " ? *Praesorites* sp." FLEURY

Cette faune implique un âge cénomanien supérieur ;

lacune d'affleurements de quelques mètres due à un cône d'éboulis,

5- 6 m de calcaires gris clairs, massifs à traces vermiformes (1 cm de diamètre), évoquant des pistes de vers, apparaissent en clair sur la roche. Le calcaire est fin ou grossier, bioclastique, affecté d'une dolomitisation qui se manifeste jusque dans les loges des Miliolés et, surtout, dans les vermiculures.
L'échantillon PT 1340 montre :

- grosses Miliolés, des débris de Rudistes, des Algues, et :
- *Chrysalidina* sp.
- Nezzazatidés dont :
  + *Nezzazata* sp.
  + *Biplanata* cf. *peneropliformis* HAMAOUI et SAINT MARC

Ces formes datent le Cénomanien supérieur ;

6- 16 m de calcaires noirs en petits bancs (5 cm) les premiers mètres, puis en gros bancs (60 cm à 1 m). La dolomitisation de ces calcaires, plus ou moins intense (agrégats de cristaux sub-hédriques de dolomite), traverse les bancs : un calcaire passe latéralement à une dolomie. Quand ils sont peu affectés par la dolomitisation, les calcaires présentent encore des traces vermiformes ;

7- 40 m de dolomies et dolomies calcaires claires, massives, parfois ponctuées de grands cristaux euhédriques de dolomite ;

8- 5 m de calcaires clairs (gris ou roses), grossiers à graveleux, (intramicrite bioclastique à milioles).
L'échantillon PT 1341 a fourni outre des Algues et des Milioles :
- "*Valvulammina* sp."

9- 100 m de calcaires gris clair ou roses, azoïques sublithographiques, en bancs de 50 cm le plus souvent, massifs par place. Ils sont localement affectés par la dolomitisation :
- soit dans la masse ; il s'agit alors de cristaux anhédriques ou subhédriques de dolomite,
- soit sous forme de lamines (alternance irrégulière de dolomicrite et dolomicrosparite) qui confèrent à la roche un aspect rubané et vermiculé.

Azimut du pendage : 30° N 220 ;

10- 15 m de calcaires clairs (gris ou roses) à débris de Rudistes et Milioles, fins.
Les échantillons PT 1343 A, PT 1343 B, PT 1343 C, PT 1344 montrent, dans une micrite bioclastique outre des Milioles :
- " ? *Praesorites* sp." FLEURY
- *Pseudolituonella* sp.
- *Pseudorhapydionina* sp.

Un ensemble Cs_2 comprenant :

11- 55 m de calcaires gris, à Milioles et débris de Rudistes, grossiers. Dismicritiques, bioclastiques, localement pseudoolithiques, ces calcaires contiennent des Madréporaires dans les 30 derniers mètres (PT 1346) ;

une faille oblique fait buter ces horizons du Crétacé supérieur contre d'autres à débris de Rudistes.

I-7. PROXIMITE DU COL SKOTINI - KANDHILA Coupe T_7 :(Cénomanien, Turonien, Sénonien)

Le long de la route qui joint Skotini à Kandhila, après le dernier virage en épingle à cheveux en montant vers le col, les talus permettent d'observer les calcaires cénomaniens à sénoniens de la série tripolitzique dans d'excellentes conditions ; on y note de bas en haut dans la série et d'E en W (fig. 46) :

une brèche d'origine tectonique probable.

Un ensemble Cs_1 comprenant :

1- 90 m de calcaires gris ou noirs à Milioles. Fins (micritiques), les calcaires sont clairs (crème à rosés), grossiers (intramicritiques), ils sont sombres. Quelques niveaux pseudoolithiques ou oolithiques (oobiomicrites) visibles dans cette masse ont fourni (PT 1303, PT 1310) :
- Milioles
- Ophtalmidiidés
- *Cuneolina* sp.

Les calcaires, souvent bioclastites (intrabiomicrites) ont livré de bas en haut, outre des Milioles :

PT 1304 - *Chrysalidina* sp.
- *Cuneolina* sp.

PT 1302 - *Nummoloculina* sp.
- *Cuneolina* sp ;

lacune d'observation sur une distance de 10 m,

2- 10 m de dolomies grises et de calcaires dolomitiques noirs en alternances centimétriques.
Azimut de pendage 60° N 225 ;

3- 30 m de calcaires gris, sombres ou clairs, à Miliolidés, fins (intrabiomicrite). Quelques niveaux dolomitiques (dolomicrosparite) sont intercalés dans ces niveaux bioclastiques ;

4- 10 m de calcaires gris clair, azoïques, massifs, grossiers. Ils forment une barre dans le paysage ;

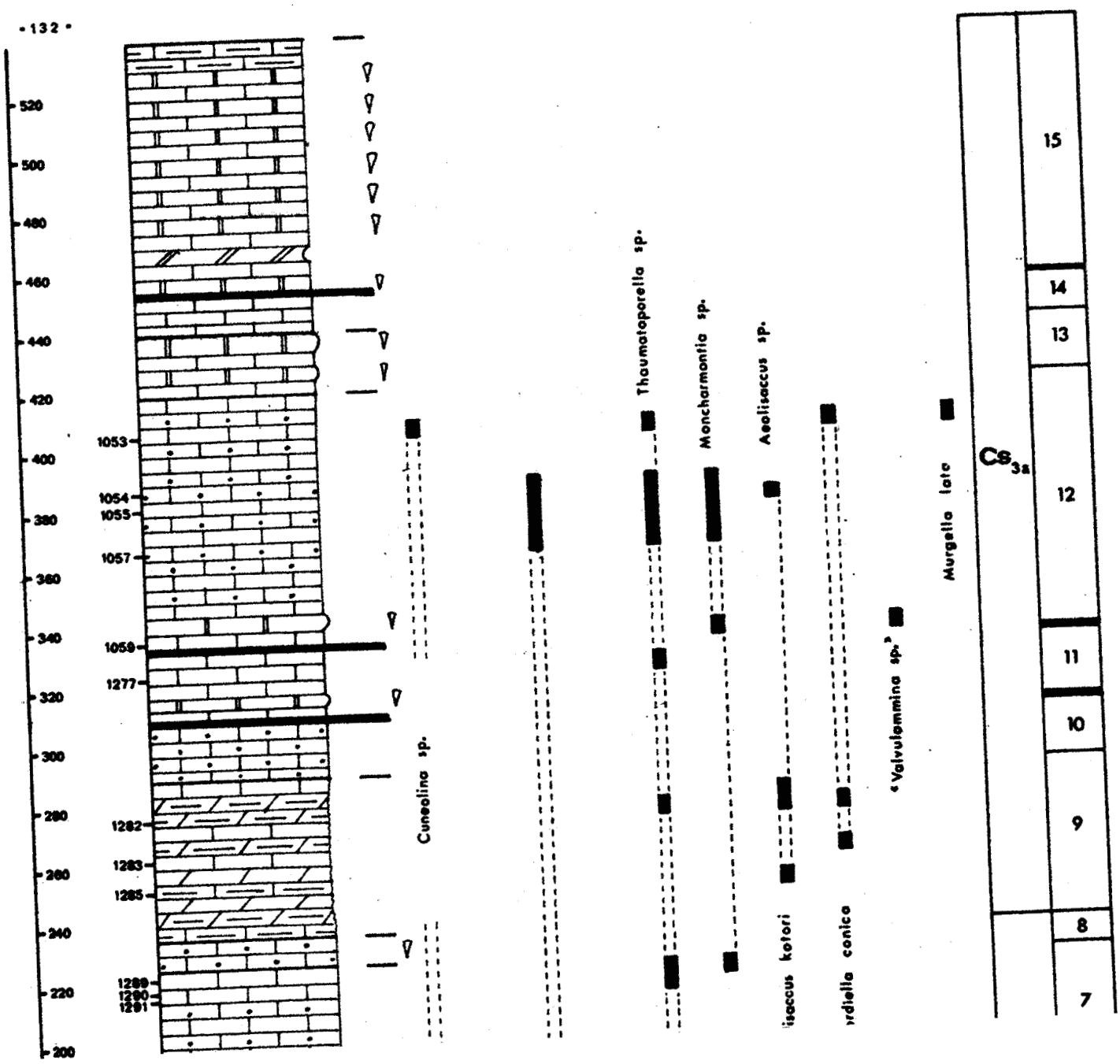
5- 10 m de calcaires gris, parfois crème ou rosés, pseudooolithiques. Une légère dolomitisation diffuse affecte cet ensemble : des cristaux euhédriques ou subhédriques de dolomite sont isolés dans la matrice intrabiomicritique.
L'échantillon PT 1297 a livré :
- petits Gastéropodes
- Milioles
- Nezzazatidés dont : *Nezzazata* sp.
- *Cuneolina* sp.

Ces formes indiquent un âge Cénomanien-(Turonien ?) ;

Un ensemble Cs_2 comprenant :

6- 25 m de calcaires à bandes alternées noires et gris clair, d'inégale épaisseur. Les calcaires noirs ont de 30 à 50 cm d'épaisseur, les calcaires gris, plus dolomitiques, de 1 m à 1,5 m.
La partie médiane est occupée par 5 m de dolomie calcaire grise ou de dolomie (dolosparite à structure hypidiotopique).
Les calcaires de la base et du sommet sont grossiers, voire pseudoolithiques, à Milioles (intrabiomicrite) et cristaux de dolomite (structure euhédrique).
L'échantillon PT 1295 montre, dans un calcaire grossier ou micrograveleux :
- Milioles
- Algues Dasycladacées indéterminables
- *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI ;

7- 25 m de calcaires sombres, fins ou grossiers. Le milieu de cet ensemble, constitué de calcaires massifs noirs, présente des pseudostratifications entrecroisées.
Les échantillons suivants, prélevés de labase au sommet montrent :


520
500
480
460
440
420
400
380
360
340
320
300
280
260
240
220
200
1053
1054
1055
1057
1059
1277
1282
1283
1285
1289
1290
1291
Cuneolina sp.
Thaumatoporella sp.
Moncharmontia sp.
Aeolisaccus sp.
isaccus kotori
rdiella conica
«Valvulammina sp.»
Murgella lata
Cs3a
15
14
13
12
11
10
9
8
7

PT 1291, PT 1290, dans un microsparite à intraclastes
- Miliioles
- Algues dont : *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI

PT 1289 dans une intrabiomicrite :
- Miliioles
- *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI
- *Moncharmontia apennica compressa* (DE CASTRO)

Ces formes indiquent un âge Turonien-(Sénonien ?) ;

8- 10 m de calcaires noirs à Rudistes, grossiers (intrabiomicrite et intrabiosparite),

Un ensemble Cs_{3a} comprenant :

9- 55 m de calcaires rubanés, ayant parfois un aspect de laminite. Les calcaires sont plus ou moins dolomitisés (5 à 60%) mais sont rarement des dolomies franches. Ils présentent des laminae de microsparite et/ou des nids oblongs de sparite ou dolosparite qui confèrent à la roche une structure à fenestra.
Les échantillons suivants montrent :

PT 1285 (prélevé à 20 m de la base, micritique)
- *Aeolisaccus* sp.

PT 1283, PT 1282 (prélevés à 20 m du sommet)
- Miliioles
- *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI
- *Aeolisaccus* sp.
- *Accordiella conica* FARINACCI

qui datent le Sénonien ;

10- 20 m de calcaires gris foncé à taches blanches, micrograveleux. Il s'agit ici d'une intramicrite à cristaux en nids de dolomite subhédrique.
Azimut du pendage :40° N 245 ;

faille oblique (azimut de son pendage : 65° N 140),

11- 28 m de calcaires noirs à Rudistes et Miliolidés (intrabiomicrite). L'échantillon PT 1277 montre à côté de Miliioles et d'Ostracodes :
- *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI en abondance

Azimut de pendage : 30° N 250 ;

faille,

12- 85 m de calcaires gris ou noirs, à Miliioles. Seuls quelques bancs contiennent des débris de Rudistes. A 5 m de la base, un banc massif est formé de l'accumulation de Rudistes et de leurs débris. Des échantillons, pris dessous (PT 1059) et dessus (PT 1057, PT 1054) ont révélé la présence de :

PT 1059
- Miliioles
- Algues tubuleuses
- *Moncharmontia* sp.
- "*Valvulamina* sp."

PT 1057 ; PT 1054
- Miliolés
- *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI
- *Moncharmontia* sp.
- *Nummoloculina* sp.

PT 1055 - Miliolés
- *Aeolisaccus kotori* RADOICIC
- *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI

Ces formes évoquent le Sénonien.

A 20 m du sommet, outre des Miliolés, on peut noter la présence de (échantillon PT 1053) :
- *Cuneolina*
- *Accordiella conica* FARINACCI
- *Thaumatoporella* sp.
- *Murgella lata* LUPERTO SINNI

du Sénonien inférieur ;

13- 20 m formés d'une alternance régulière de calcaires azoïques et de calcaires à Rudistes.
Les calcaires azoïques, noirs, fins, forment des passées de 60 cm et se débitent en bancs de 2 à 10 cm d'épaisseur.
Les calcaires à Rudistes , gris, prédominants, sont en bancs massifs puissants de 2 m ;

14- 15 m de calcaires gris, azoïques, fins, à débit en plaquettes,

une faille oblique,

15- 85m formés d'une alternance irrégulière de calcaires azoïques et de calcaires à Rudistes. Les calcaires azoïques, noirs ou gris, en plaquettes, alternent avec des niveaux épais de calcaire massif, très riches en grands Rudistes (Hippuritidés et Radiolitidés (pl. VI fig.). Outre des Rudistes, des Algues Dasycladacées et des Foraminifères imperforés indéterminables existent dans ces horizons.
A 10 m de la base, une passée de dolomie grise est épaisse de 2 m.
Les 10 m sommitaux présentent un faciès évoquant les laminites.
Azimut du pendage : 40° N 220 ;

une faille oblique termine cette composition.

I-8. FLANC NORD DU SAITAS Coupe T_8 (Sénonien, Paléocène, Lutétien)

Partant du col (X = 610,1 , Y = 4191,0) qui sépare le S de la plaine de Fénéou de la vallée de Lykouria, la crête montagneuse qui s'élève vers le sommet du Saïtas (X = 610,1 , Y = 4189,0) permet de lever une coupe allant des niveaux fossilifères du Sénonien à ceux du Lutétien (fig. 38).

On y note successivement du N vers le S et de bas en haut (fig. 47), après les 200 m de laminites à Algues Dasycladacées et Ostracodes qui forment le col :

LES OBSERVATIONS

Un ensemble Cs_{3a} comprenant :

1- 150 m de calcaires foncés à Rudistes et Milioles. Des niveaux riches en Rudistes (intramicrite à bioclastes de Rudistes) alternent avec des niveaux pauvres (biomicrite à intraclastes de Rudistes) dans lesquels les Dicyclines abondent. Les échantillons suivants prélevés dans ces derniers montrent dans une biomicrite (PT 918) :

- débris de Rudistes
- Milioles
- *Thaumatomorella* cf. *parvovesiculifera* RAINERI
- "*Valvulammina* gr. *picardii*" HENSON
- *Moncharmontia* sp.
- *Dicyclina* gr. *schlumbergeri* MUNIER - CHALMAS
- *Murgella lata* LUPERTO SINNI (?)

dans une biomicrosparite (PT 919) à côté de débris de Rudistes et de Milioles :

- Orbitolinidés dont :
  + *Coskinolina* sp.
  + *Dictyoconus* sp.
- *Thaumatoporella* cf. *parvovesiculifera* RAINERI
- *Accordiella conica* FARINACCI
- *Rotorbinella scarsellai* TORRE
- *Dicyclina* gr. *schlumbergeri* MUNIER - CHALMAS

Un ensemble Cs_{3b} comprenant :

2- 55 m de calcaires noirs, azoïques, à débit en très petites plaquettes (5 mm à 2 cm). Quelques barres de dolomie bréchique sont intercalées dans cet ensemble.
Les calcaires, micritiques, souvent azoïques, peuvent contenir des débris de Rudistes.
Les dolomies, bréchiques, contiennent dans une intradolomicrosparite à bioclastes (PT 923) :

- débris de Rudistes
- *Orbitoides* sp. ;

3- 40 m de calcaires à Rudistes en gros bancs, ne contenant pas de microfaune,

4- 60 m de calcaires riches en microfossiles, gris foncé, fins le plus souvent, parfois micrograveleux.
Dans une biomicrosparite à intraclastes, les échantillons PT 924 et PT 925 montrent à côté de Milioles et débris de Rudistes :

PT 924

- *Cuneolina* sp.
- *Lepidorbitoides* sp.
- "*Raadshoovenia*" et/ou *Murciella* sp.

PT 925

- Textulariidés
- *Minouxia* sp.
- Ophtalmidiidés
- *Orbitoides* sp. (?) ;

BUS LILLE

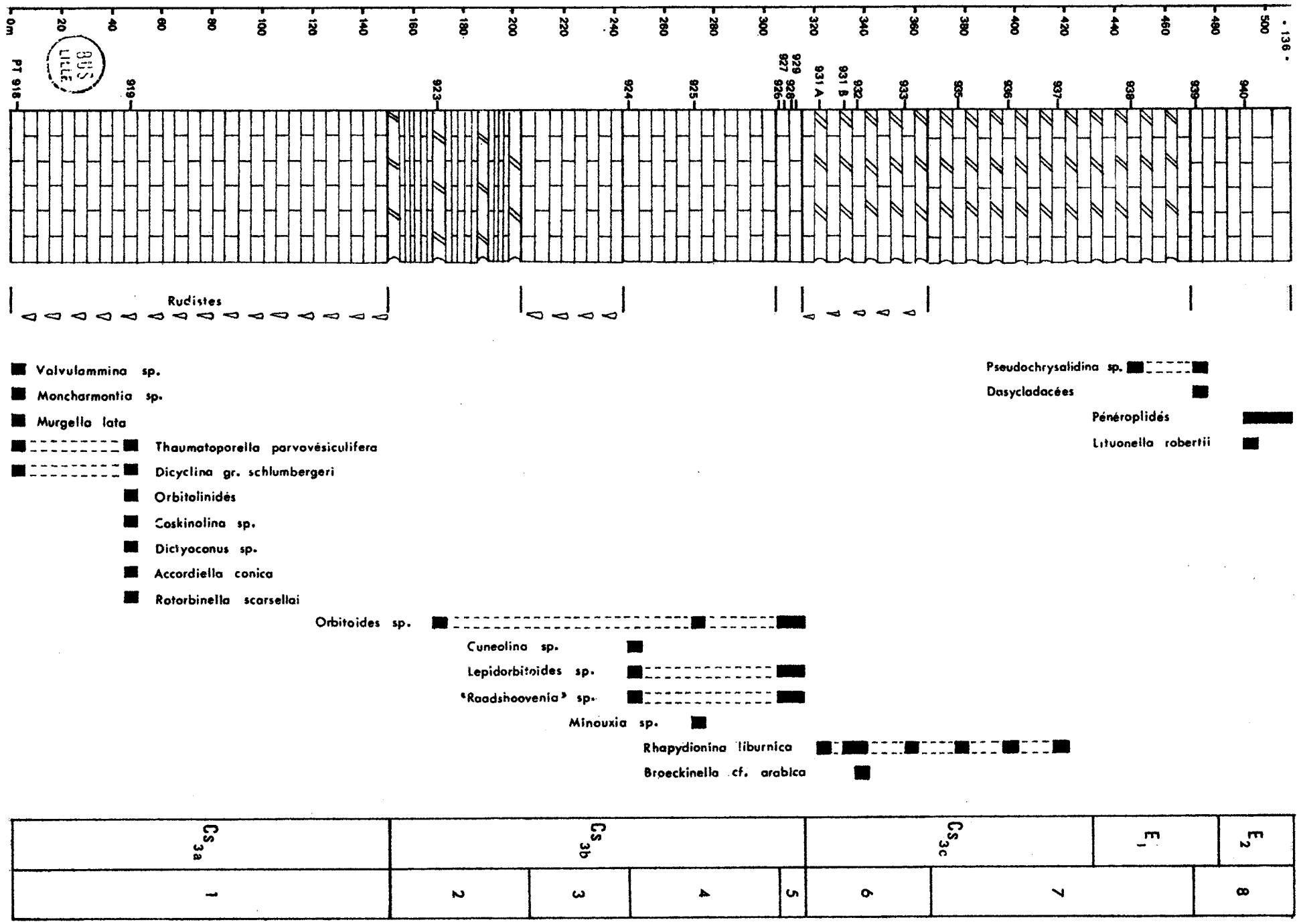


Fig. 47 COUPE T8

FLANC N DU SAÏTAS

5- 10 m de calcaires noirs à Rudistes. Il s'agit de biosparite à intraclastes de Rudistes.
Outre des Rudistes et leurs débris, on y trouve (échantillon PT 826, PT 827 A, PT 827 B, PT 828, PT 829) :

- Miliolés
- *Orbitoides* sp.
- *Raadshoovenia* sp.
- *Lepidorbitoides* sp.

Cette association indique un âge Campanien supérieur - Maestrichtien. Les couches sont ici subhorizontales ;

Un ensemble Cs_{3c} comprenant :

6- 50 m formés d'une alternance de calcaires noirs à Rudistes et de passées métriques de dolomie blanche. Les calcaires peuvent être riches en Rudistes alors que les dolomies n'en contiennent jamais que de petits débris.

Les échantillons suivants, pris de la base au sommet, montrent :

- dans une biodolomicrite à intraclastes de Rudistes (PT 931 A et PT 931 B) :
  - *Rhapydionina liburnica* (STACHE)
- dans une biomicrite à intraclastes de Rudistes (PT 932) :
  - Miliolés
  - *Rhapydionina liburnica* (STACHE)
  - *Broeckinella* cf. *arabica* HENSON
- dans une intramicrosparite à Rudistes (et leurs débris) :
  - *Rhapydionina liburnica* (STACHE)

7- 105 m de calcaires clairs en alternance avec des dolomies blanches. Les Rudistes, hormis en petits débris, sont absents de ces niveaux. Les calcaires et dolomies (micrite et dolomicrite) sont très riches en :

- *Rhapydionina liburnica* (STACHE)

(échantillon PT 935 - PT 936 - PT 937) qui indiquent un âge maestrichtien. Vers le sommet il existe (PT 938) dans les calcaires gris clair, micritiques :

- Miliolés
- *Pseudochrysalidina* sp.

qui datent le Paléocène ;

8- 40 m de calcaires gris clair et de dolomie claire. La partie supérieure est très fossilifère.
Les échantillons de la base (PT 939) montrent :

- Miliolidés
- Algues Dasycladacées
- Rotalidiidés
- *Pseudochrysalidina* sp.

Ils indiquent un âge paléocène.

Du sommet (PT 940) :

- Miliolidés
- Pénéroplidés
- *Lituonella robertii* ou *Discorinopsis* sp.

ils datent le Lutétien.

I-9. COL DE TRIENDAPHILA Coupe T_9 (Couches de passage ou flysch)

Au col de Triendaphila, dominant le SW de la plaine de Fénéou, les derniers niveaux de l'autochtone, chevauchés par le Pinde, montrent l'apparition des premiers horizons de flysch.

Quelques échantillons ont permis de dater l'installation du flysch dans la zone de Tripolitza à cet endroit puisque l'on a du N vers le S des niveaux inférieurs aux niveaux supérieurs :

1- des calcaires massifs, clairs, dont la faune très abondante contient (PT 2, PT 3, PT 4, PT 5) : Bryozoaires, Algues mélobésiées, Algues dasycladacées :

- Nummulites
- Nodosariidés
- Orthophragmines dont :
  + *Discocyclina* sp.
  + *Grzybowskia multifida* BIEDA
- Globigérines
- *Globorotalia* sp.

Cette faune date le Lutétien supérieur - Priabonien inférieur.

2- 3 m de marnocalcaires jaunes à débit en très fines plaquettes, très riches en Globigerinidés.

3- 3 m de calcaires très fossilifères.
PT 9, PT 10.

- *Nummulites millecaput* (BOUBEE) forme A
- Orthophragmines dont :
  + *Asterodiscus* sp.
  + *Actinocylina radians*
  + *Grzybowskia multifida* BIEDA
- *Globorotalia* sp.
- Globigérines.

Ces formes caractérisent le Lutétien supérieur, Priabonien inférieur.

I-10. INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES : Hard-ground dans les horizons jurassiques

A proximité du col qui sépare la plaine de Fénéou de la vallée de Lykouria (X = 610,2 , Y = 4191,2) les talus de la route montrent des affleurements de laminites jurassiques, à Algues Dasycladacées et Ostracodes, qui permettent l'observation d'un hard-ground. Très irrégulier (0 à 5 cm) ce niveau rouge ravine le banc sous-jacent et n'est marqué, le plus souvent, que par l'existence de quelques galets. Le mur du hard-ground est constitué de laminites alors que le toit est d'abord, à la base, un calcaire dolomitique massif, azoïque, puis riche en microfossiles (Ostracodes) et en Algues Dasycladacées, pour enfin laisser apparaître des laminites au sommet du banc (pl.VI , fig. 5 et 6). Ces changements de faciès prouvent une interruption des conditions de dépôt marquée par le hard-ground.

L'analyse géochimique* de la roche qui constitue le mur révèle :

55,66% de Ca, Mg $(CO_3)_2$
39,95% de Ca CO_3
0 % de SiO_2
0,08% de Al_2O_3
0,03% de Na_2O
0,80% de K_2O
0,00% de TiO_2
0,01% de P_2O_5

Différents éléments traces ont également été dosés, ce sont : Mn, Ni, Fe, Zn, Sr, Co, Cu, Pb, Cr, Li. Tous les dosages se sont révélés nuls.

L'absence de traces, la faible teneur d'alumine, le rapport Na_2O/K_2O, prouvent une origine par précipitation chimique particulièrement pure. Il s'agit d'une dolomie calcaire au sens de PETTIJOHN F.J. (1949, 1970) ou d'une dolomie calcarifère au sens de JUNG J. (1963).

* Les analyses géochimiques ont été effectuées au laboratoire de Géochimie sédimentaire (Sciences de la Terre, Lille I) par MAILLOT H. que je remercie vivement.

Un galet du hard-ground mêlé de sédiment du mur (analysé plus haut) montre :

55,79% de $Ca\ CO_3$
19,80% de $Ca, Mg\ (CO_3)_2$
20,35% de SiO_2
1,76% de Al_2O_3
0,87% de Fe
0,11% de TiO_2
0,02% de Na_2O
0,07% de K_2O
0,01% de P_2O_5

Les différentes traces analysées se répartissent de la manière suivante : (résultats en p.p.m.)

Mn = 321	Cu = 12
Ni = 58	Pb = 7
Zn = 52	Cr = 0
Sr = 0	Li = 4
Co = ε	

Le fer qui existe dans cet échantillon est entièrement à l'état ferrique Fe^{3+} (détermination faite par *Eh* métrie).

Interprétations :

1- La faible quantité de Al_2O_3 exclut qu'il s'agisse d'un échantillon bauxitique.

2- Les quantités de SiO_2 et Al_2O_3 que l'on doit mettre en jeu, lorsque l'on reconstitue théoriquement une argile, sont telles qu'apparaît un excédent important de SiO_2 à l'état libre du à la présence de petits grains de quartz dans le galet.

3- La constitution de l'argile pourrait correspondre à une illite.

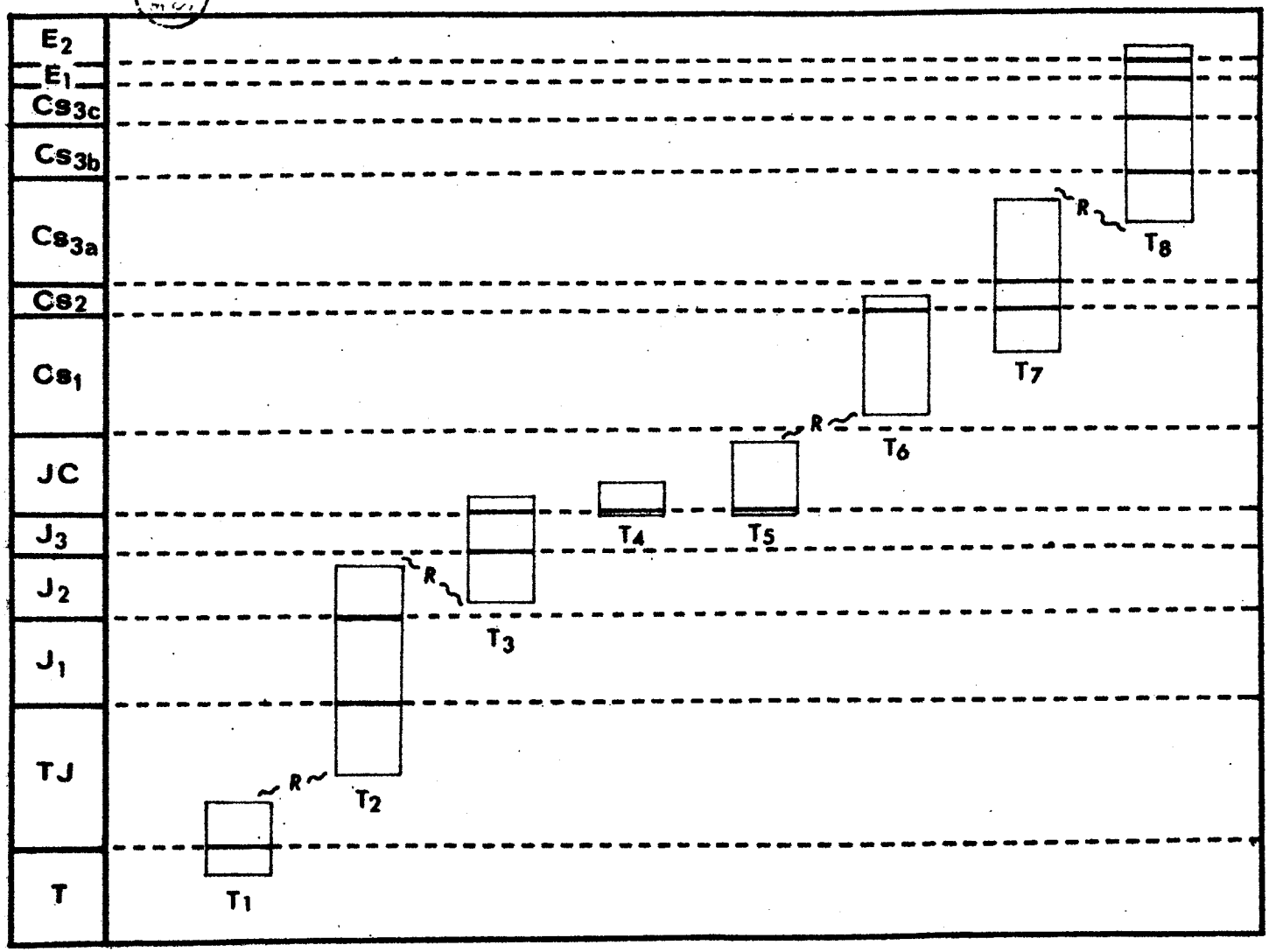
4- La dolomite $Ca, Mg\ (CO_3)_2$ provient d'une pollution issue du niveau sous-jacent. Elle ne correspond pas à une matrice du sédiment mais, au plus, à un ciment.

L'analyse fait donc apparaître dans le sédiment détritique (galet rouge) deux termes distincts :

1. une faible quantité d'argile à caractère ferrugineux,
2. un excès en quartz.

La composition de ce sédiment établit l'existence d'un hard-ground. On notera que les résultats obtenus sont identiques à ceux obtenus dans les mêmes conditions expérimentales à partir d'un hard-ground du Jurassique supérieur des Cordillères Bétiques (région de CARAVACA, Espagne méridionale, MAILLOT H. communication personnelle 1975).

BGS LILLE



R : Recouvrement indéterminé

$T_1, T_2, \ldots$: Coupes décrites précédemment

Fig. 48 CORRELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES COUPES

HAPITRE II. AGE DES FORMATIONS

II-1. LES LAMINITES T : TRIAS

II-2. LES CALCAIRES ET DOLOMIES TJ : TRIAS-LIAS

II-3. LES CALCAIRES MAGNESIENS J_1 : LIAS

II-4. LES CALCAIRES ET DOLOMIES J_2 : DOGGER

II-5. LES CALCAIRES NOIRS J_3 : MALM

II-6. LES DOLOMIES ET CALCAIRES JC : JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE INFERIEUR

II-7. LES CALCAIRES Cs_1 : CENOMANIEN

II-8. LES CALCAIRES NOIRS Cs_2 : TURONIEN

II-9. LES CALCAIRES A DICYCLINES Cs_{3a} : TURONIEN-SENONIEN INFERIEUR

II-10. LES CALCAIRES A ORBITOIDES ET RAADSHOOVENIA Cs_{3b} : SENONIEN

II-11. LES CALCAIRES ET DOLOMIES A RHAPYDIONINA LIBURNICA Cs_{3c} : SENONIEN SUPERIEUR

II-12. LES CALCAIRES ET DOLOMIES A PSEUDOCHRYSALIDINA E_1 : PALEOCENE

II-13. LES CALCAIRES E_2 : EOCENE

II. AGE DES FORMATIONS

Les corrélations ont été effectuées suivant le modèle indiqué sur la figure 48.

II-1. LES LAMINITES T : Trias (fig. 49)

Ce premier ensemble (coupe T_1, niveaux 1 à 4), épais d'au moins 80 m, est constitué de laminites présentant de nombreux niveaux de brèches intraformationelles. De grands Mégalodontidés à test épais (*Megalodon* cf. *marianii* DI STEFANO, *Neomegalodon complanatum* GUEMBEL) indiquent un âge triasique sommital.

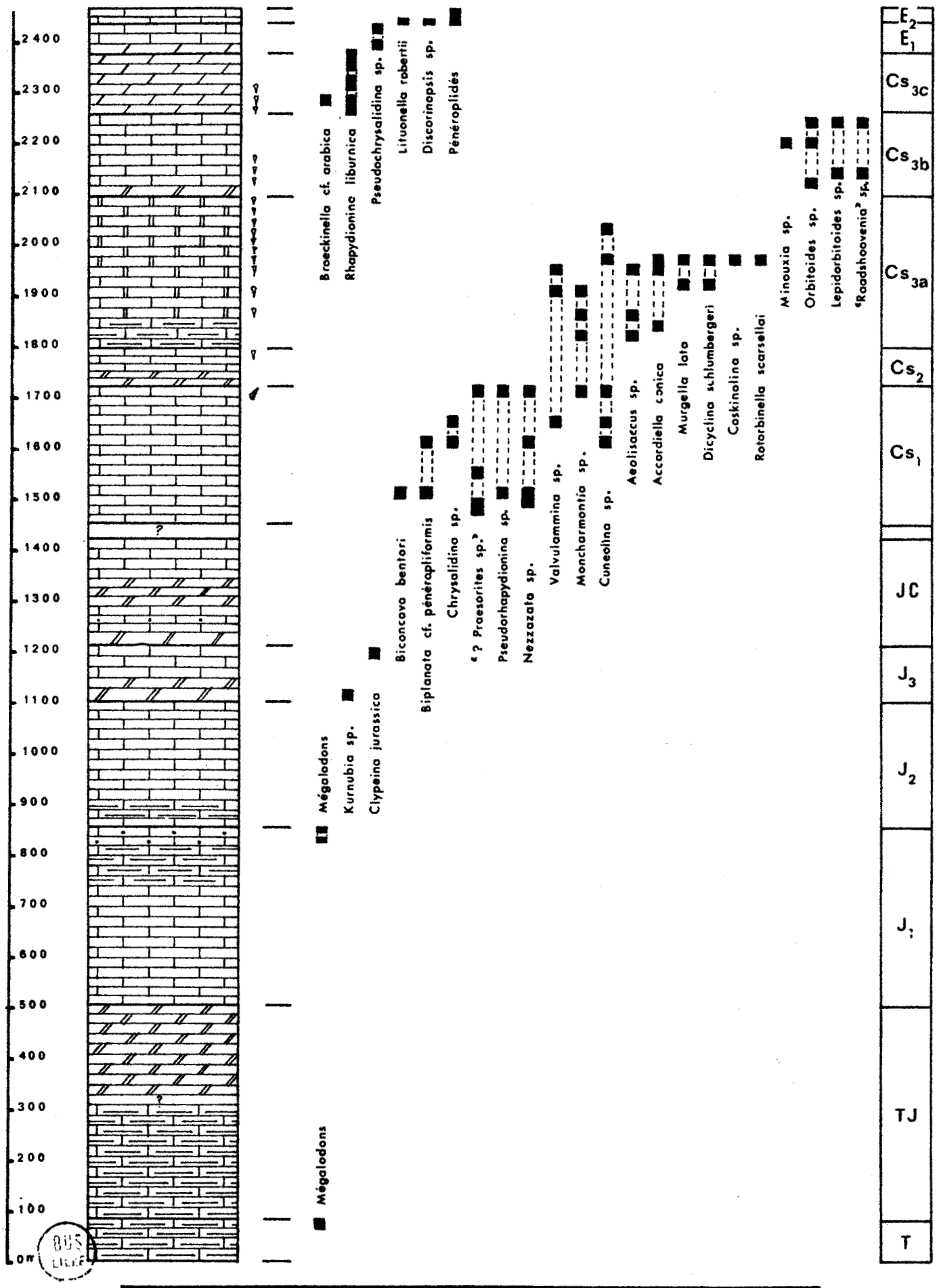


Fig. 49 COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE DE TRIPOLITZA

II-2. LES CALCAIRES ET DOLOMIES TJ : Trias-Lias (fig. 49)

Cet ensemble (coupe T_1, niveau 5 ; coupe T_2, niveaux 1 et 2), épais de 220 m au minimum, est essentiellement constitué :

- de laminites rosées, pour la coupe T_1
- de dolomies blanches non stratifiées ou substratifiées, pour la coupe T_2

Aucun fossile ou microfossile ne permet de le dater. Néanmoins, eu égard sa position, un âge triasico-liasique a été retenu.

II-3. LES CALCAIRES MAGNESIENS J_1 : Lias (350 m) (fig. 49)

Cette formation comprend des calcaires plus ou moins dolomitiques (coupe T_2, niveaux 3 à 7) à Algues Dasycladacées, Mollusques : Gastéropodes et Mégalodontidés. Indéterminables, ces fossiles n'ont pu fournir un âge. A la suite de BOBLAYE E.T. et VIRLET Th. (1833), KTENAS C. (1924) attribue un âge triasique à ces niveaux à Mégalodontidés. DERCOURT J. (1964) y cite (p. 52), 30 m sous les niveaux à Mégalodontidés(qu'il te comme étant vraisemblablement des *Protodiceras* du Lias), un banc à *Polygonella* sp. (il s'agit de *Thaumatoporella* cf. *parvovesiculifera* RAINERI qui est un synonyme junior) et attribue cet ensemble au Lias.

Plus au S THIEBAULT F. (1973) a trouvé dans la série tripolitzique du Taygète septentrional des niveaux où de petits Mégalodontidés à test mince sont associés à des *Paleodasycladus mediterraneus* PIA et datent du Lias.

Les datations faites par DERCOURT J. (1964) et THIEBAULT F. (1973) suggèrent un âge liasique pour J_1.

II-4. LES CALCAIRES ET DOLOMIES J_2 : Dogger (fig. 49)

Non datée, cette formation, puissante de 250 m, est azoïque pour les niveaux 9 à 11 de la coupe T_2. Elle contient des *Favreina* sp., Ataxophragmidiidés et Gastéropodes qui ne fournissent aucun âge pour la coupe T_3, niveaux 1 à 3. Cependant, étant donnés les niveaux qui l'encadrent (J_1 et J_3), cet ensemble est limité inférieurement au Lias et supérieurement au Malm supérieur.

II-5. LES CALCAIRES NOIRS J_3 : Malm

Puissant de 120 m, essentiellement calcaire, J_3 contient des *Clypeina jurassica* et *Kurnubia* sp. (coupes : T_3 niveaux 4 à 7 ; T_4 niveau 1 ; T_5 niveau 1). Outre ces formes, DERCOURT J. (1964) avait cité (p. 101) des *Valvulina* sp., *Trocholina* sp. et *Salpingoporella annulata*. Dans le Taygète THIEBAULT F. (1973) mentionne des *Cladocoropsis mirabilis* associées aux *Kurnubia* dans sa formation J_3 qu'il attribue au Kimméridgien - Portlandien. Non observées sur le terrain étudié ici les *Cladocoropsis mirabilis*, associées à une riche faune de *Kurnubia*, ont cependant été trouvées au sommet du Chelmos* (près du sommet 2340 m) reposant sur des niveaux de calcaire oolithique.

Les Clypeina jurassica permettent de dater le sommet de J_3 du Kimméridgien-Portlandien ; les Kurnubia sp., moins précises, permettent de donner un âge Malm.

II-6. LES DOLOMIES ET CALCAIRES JC : Jurassique supérieur, Crétacé inférieur (coupes : T_3, niveau 8; T_4, niveaux 2 à 4 ; T_5, niveaux 2 à 7) (fig. 48 et 49)

Commençant par des dolomies, JC est constitué d'une alternance de 4 niveaux dolomitiques et calcaires dont les épaisseurs, constantes pour chacun d'eux, ont successivement 20, 60, 50, 50 m. Hormis des Milioles et quelques Algues, JC est peu fossilifère.

Néanmoins, en raison de sa position entre des niveaux datés, un âge jurassique terminal - crétacé inférieur lui est attribué.

II-7. LES CALCAIRES Cs_1 : Cénomanien (coupes : T_6, niveaux 1 à 10 ; T_7, niveaux 1 à 5) (fig. 48 et 49)

Epais de 280 m, assez pauvres en microfossiles, quelques niveaux ont cependant fourni une microfaune dont la plus caractéristique est :

- " ? *Praesorites* sp." FLEURY
- *Biplanata* cf. *peneropliformis* HAMAOUI et SAINT MARC
- *Bioconcava bentori* HAMAOUI et SAINT MARC
- *Nezzazata* sp.
- *Chrysalidina* sp.
- *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO

* Ce lieu (X = 604,5 , Y = 4205,5) est situé sur la carte levée par J.M. Flament. Cet auteur l'attribuant au Jurassique - Crétacé indifférencié, notre étude montre qu'il s'agit plus précisément du Kimmeridgien-Portlandien

Cette association, décrite dans le Varassova (FLEURY J.J., 1971) et en Serbie occidentale (RADOICIC R., 1972) y est attribuée au Cénomanien supérieur.

Les premiers bancs à Rudistes font leur apparition (coupe T_6, niveau 5). Cs_1 est donc daté du Cénomanien.

II-8. LES CALCAIRES NOIRS Cs_2 : Turonien (coupes T_6, niveau 11 ; T_7, niveaux 6 à 8) (fig. 49)

Cet ensemble de calcaires, puissant de 75 m, semble s'enrichir en Rudistes vers son sommet.

La limite inférieure a été fixée en fonction d'un changement de faciès. En effet , sombre à la base et clair au sommet, Cs_1 a un débit en bancs d'égale épaisseur alors que Cs_2 est fait de bandes noires et blanches irrégulièrement alternées à la base, et uniformément noir et massif au sommet.

Venant au-dessus des niveaux du Cénomanien supérieur et au-dessous des niveaux du Sénonien inférieur franc, les calcaires noirs Cs_2 peuvent être rapportés au Turonien.

II-9. LES CALCAIRES A DICYCLINES Cs_{3a} : Turonien - Sénonien inférieur (coupes T_7, niveaux 9 p.p. à 15 ; T_8, niveau 1)

La formation Cs_{3a}, pouvant atteindre 300 m de puissance, est constituée de calcaires foncés très riches en Rudistes. Les bancs où sont concentrés ces fossiles ne contiennent rien d'autre, à l'exception de Miliolidés. Au contraire, les bancs qui en sont dépourvus fournissent une abondante microfaune dont la plus caractéristique est :

- *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER - CHELMAS
- *Aeolisaccus kotori* RADOICIC
- *Accordiella conica* FARINACCI
- *Murgella lata* LUPERTO-SINNI
- *"Valvulammina* sp."
- *Coskinolina* sp.
- *Dictyoconus* sp .
- *Rotorbinella scarsellai* TORRE

Cette association est identique en tout point à celle décrite par FLEURY J.J. dans le massif du Klokova (1970) et en Péloponnèse (1973). Bien que non citée par FLEURY J.J. dans le massif du Klokova, *Murgella lata* existe dans les échantillons GKL 23 et GKL 32 du niveau 19 (FLEURY J.J., 1974, communication personnelle).

Cette association à Dicyclina schlumbergeri est considérée comme d'âge turonien - sénonien inférieur, sa limite supérieure pourrait atteindre le Santonien - Campanien.

II-10. CALCAIRES A ORBITOIDES ET RAADSHOOVENIA Cs_{3b} : Sénonien (fig. 49)

De faciès identique à la précédente cette formation n'en a été distinguée que par le contenu faunistique qui diffère. Ce changement est marqué par la disparition de *Dicyclina* gr. *schlumbergeri* et l'apparition de (coupe T_8, niveaux 2 à 5) :

- *Orbitoides* sp.
- *Lepidorbitoides* sp.
- *Raadshoovenia* sp.

Cette association est attribuée par FLEURY J.J. (1973) au Campanien-Maestrichtien.

II-11. CALCAIRES ET DOLOMIES A RHAPYDIONINA LIBURNICA Cs_{3c} : Sénonien supérieur (coupe T_8, niveaux 6 et 7 p.137) (fig. 49)

Cs_{3c}, marqué par l'alternance de niveaux de calcaire et dolomie blanche se distingue bien des formations précédentes. Les *Rhapydionina liburnica* STACHE, caractéristiques de ce niveau, peuvent être associées à *Broeckinella* cf. *arabica* HENSON.

Cette association à Rhapydionina liburnica bien connue en Péloponnèse et en Grèce continentale y caractérise le Maestrichtien (FLEURY J.J., 1973). CHRISTODOULOU D. (1972) la mentionne également dans l'île de Megiski (= Kastellorizo) à l'E de Rhodes.

Remarque : L'alternance de calcaire et dolomie peut être très fine. A l'échelle métrique, elle ressemble alors aux laminites triasicoliasiques mais s'en distingue à l'échelle centimétrique par une moins grande finesse de détails (pl. 1).

II-12. CALCAIRES ET DOLOMIES A PSEUDOCHRYSALIDINA E_1 : Paléocène

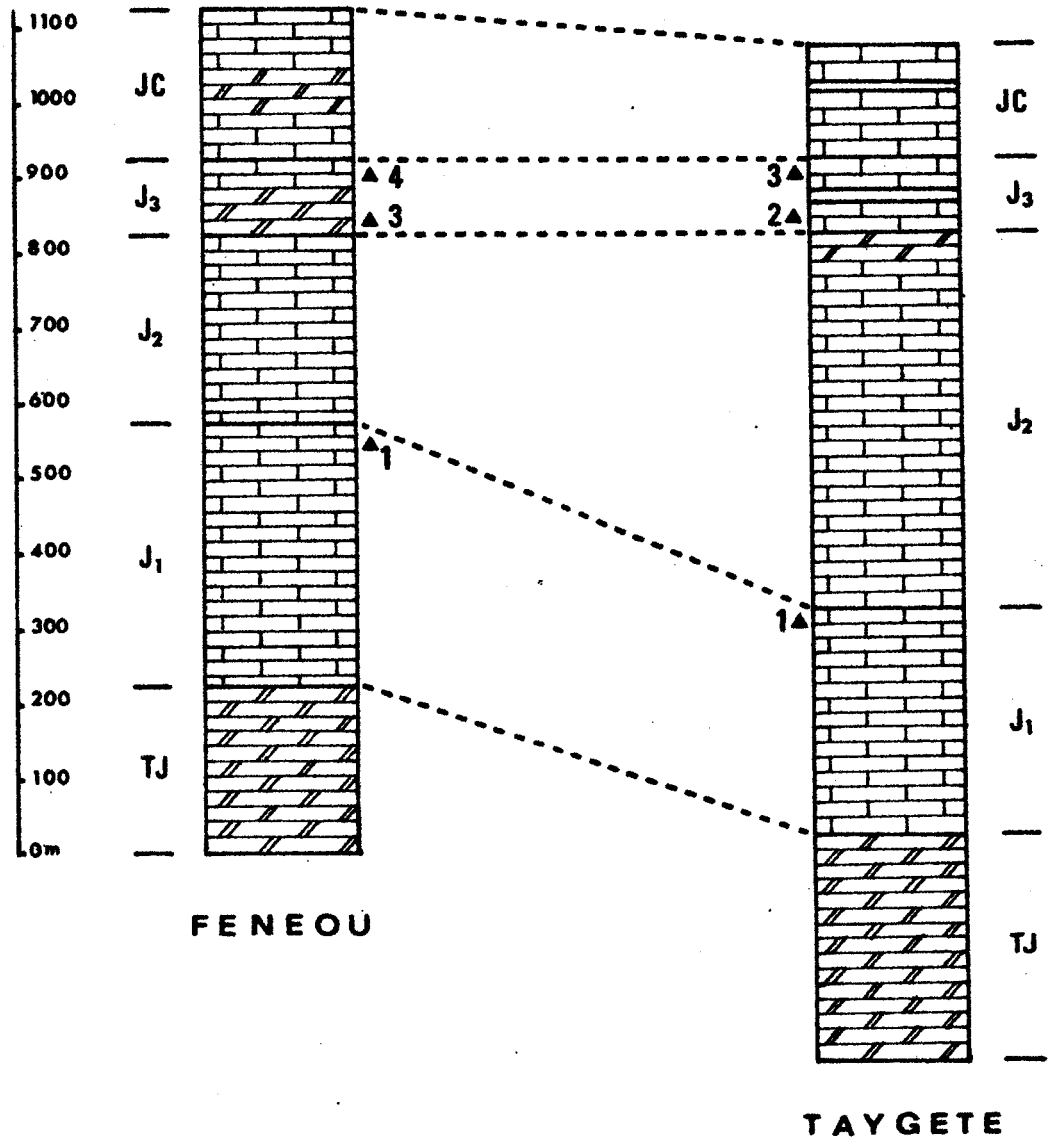
De faciès identique à la précédente, cette formation puissante de 60 m s'en distingue par le changement faunistique : les *Rhapydionina liburnica* et les Rudistes, disparus, sont remplacés par *Pseudochrysalidina* sp. qui, selon FLEURY J.J. (1973) *permet d'attribuer un âge paléocène à cet ensemble.*

II-13. CALCAIRES E_2 : Eocène

Ces calcaires clairs sont fossilifères et fournissent, outre des Péneroplidés, *Lituonella roberti* SCHLUMB. (qui date le Lutétien).

E_2 a donc un âge lutétien.

Comme l'a remarqué FLEURY J.J. (communication personnelle, 1973), le contenu faunistique de l'Eocène tripolitzique n'est pas constant. Tantôt très riches en Nummulites et Alvéolines, ces niveaux peuvent être dépourvus de ces fossiles qui sont remplacés par d'abondants Péneroplidés, ils n'en restent pas moins partout du même âge.



(d'après F. Thiébault)

Calcaire

Dolomie

NIVEAUX FOSSILIFERES : ▲

1 Mégalodons à test mince

2 Cladocoropsis mirabilis

3 Kurnubia sp.

4 Clypeina jurassica

BUS LILLE

Fig. 50 _ COMPARAISON DES SERIES TRIPOLITZIQUES (NIVEAUX TJ A JC) DE LA PLAINE DE FENEOU ET DU TAYGETE

HAPITRE III. COMPARAISON AVEC CE QUI A ETE DECRIT AILLEURS

III-1. LES FORMATIONS TJ à JC

III-2. LES FORMATIONS Cs_1 et Cs_2

III-3. LES FORMATIONS Cs_3

III-4. LES FORMATIONS E

III. COMPARAISON AVEC CE QUI A ETE DECRIT EN GRECE CONTINENTALE ET EN PELOPONNESE

III-1. LES FORMATIONS TJ à JC (fig. 50)

Elles se rapprochent de celles décrites par THIEBAULT F. (1973) dans le Taygète septentrional (fig. 50) où cependant, aucun niveau de hard-ground n'a été signalé. Remarquons que J_2, azoïque dans le Taygète septentrional et au Sud de Fénéou n'est qu'indirectement délimité.

III-2. LES FORMATIONS Cs_1 et Cs_2

Nous avons déjà vu (p.147) que le Cénomanien décrit ici (formation Cs_1) se rapprochait, tant par le lithofaciès que par le contenu faunistique, de celui du Varassova (FLEURY J.J., 1971).

Le Cénomanien de Tripolitza est signalé en Péloponnèse par DERCOURT J. (1964) en deux endroits :

- dans le massif du Mavrovouni (p. 185) à l'W de la plaine d'Argos,
- dans le massif du Kilini (Ziria) à l'E de la plaine de Fénéou (p. 183). Dans ce cas il convient de revoir cette attribution car la présence d'-*Accordiella conica* FARINACCI (jamais citée avant le Turonien) et le type des Orbitolinidés (pl. LX.) correspondent à ceux du Sénonien du Klokova ("*Dictyoconus* sp." FLEURY) et indiquent un affleurement sénonien (FLEURY J.J., communication personnelle, 1974).

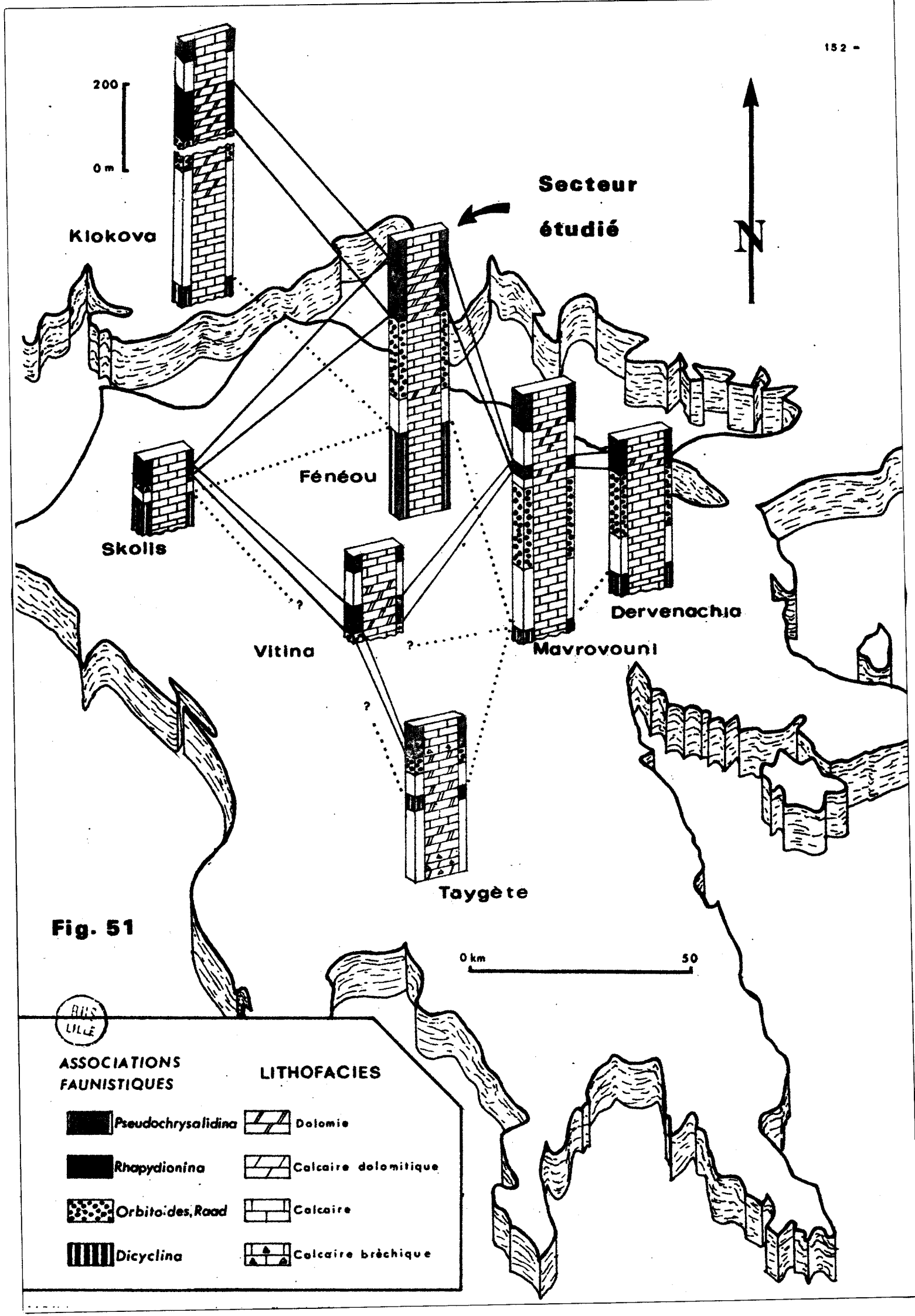


Fig. 51

BUS LILLE

III-3. LES FORMATIONS Cs_3 (fig. 51)

Subdivisées en fonction des associations de microfaune (Association à *Dicyclina* gr. *schlumbergeri*, Association à *Orbitoides* sp., Association à "*Raadshoovenia*". Association à *Rhapydionina liburnica*, Association à *Pseudochrysalidina* sp.), les successions sont les mêmes que celles décrites par FLEURY J.J. (1973) et THIEBAULT F. (1973) en Grèce continentale et en Péloponnèse (fig. 51).

III-4. LES FORMATIONS E

L'apparition des niveaux détritiques se fait dès le Lutétien supérieur - Priabonien inférieur. Cet âge correspond à ceux donnés par DERCOURT J., FLEURY J.J., MANIA J. (1970) ; FLEURY J.J., TSOFLIAS P. (1972) ; THIEBAULT F. (1973).

FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1972) distinguent deux parties dans la ride de Gavrovo-Tripolitza au Priabonien. Dans la partie externe, le flysch s'installe au-dessus des niveaux à *Pellatispira madarazi* (HANTKEN) comme l'ont mentionné DERCOURT J. (1964), MAILLOT H. (1970), MANSY J.L. (1964), FLEURY J.J. et TSOFLIAS (1972). On la trouve dans les massifs du Gavrovo et du Klokova en Grèce continentale et dans ceux du Skolis, Lapithos, Filiatra et Pylos en Péloponnèse. Dans la partie interne, le flysch s'installe avant l'apparition de *Pelatispira madarazi* (HANTKEN) (Lutétien supérieur - Priabonien).

La région étudiée correspond donc à cette zone interne (Tripolitza s.s.)

CHAPITRE III. TECTONIQUE DE TRIPOLITZA

III-1. DEFORMATIONS DISCONTINUES

III1-1. Les écailles

III1-2. Les failles

III-2. DEFORMATIONS CONTINUES : LES PLIS

III. TECTONIQUE DE TRIPOLITZA

La série de Tripolitza a longtemps été considérée comme un autochtone affecté seulement de plis à très grand rayon de courbure et de failles verticales plio-quaternaires. Or l'on sait maintenant qu'en Péloponnèse elle est allochtone (THIEBAULT F., 1974), comme elle l'est d'ailleurs en Crète (BONNEAU M., 1973 ; EPTING M., KUDRASS H., SCHAFER A , 1972), et à Rhodes (BONNEAU M. *et al.*, 1975).

Les observations faites dans le secteur étudié mettent en évidence que cette nappe tripolitzique présente une tectonique propre où l'on retrouve un étagement structural.

Dans ce chapître je ne traiterai que la tectonique propre au Tripolitza, évidemment affectée par la tectonique post-nappe que l'on traitera p. 179

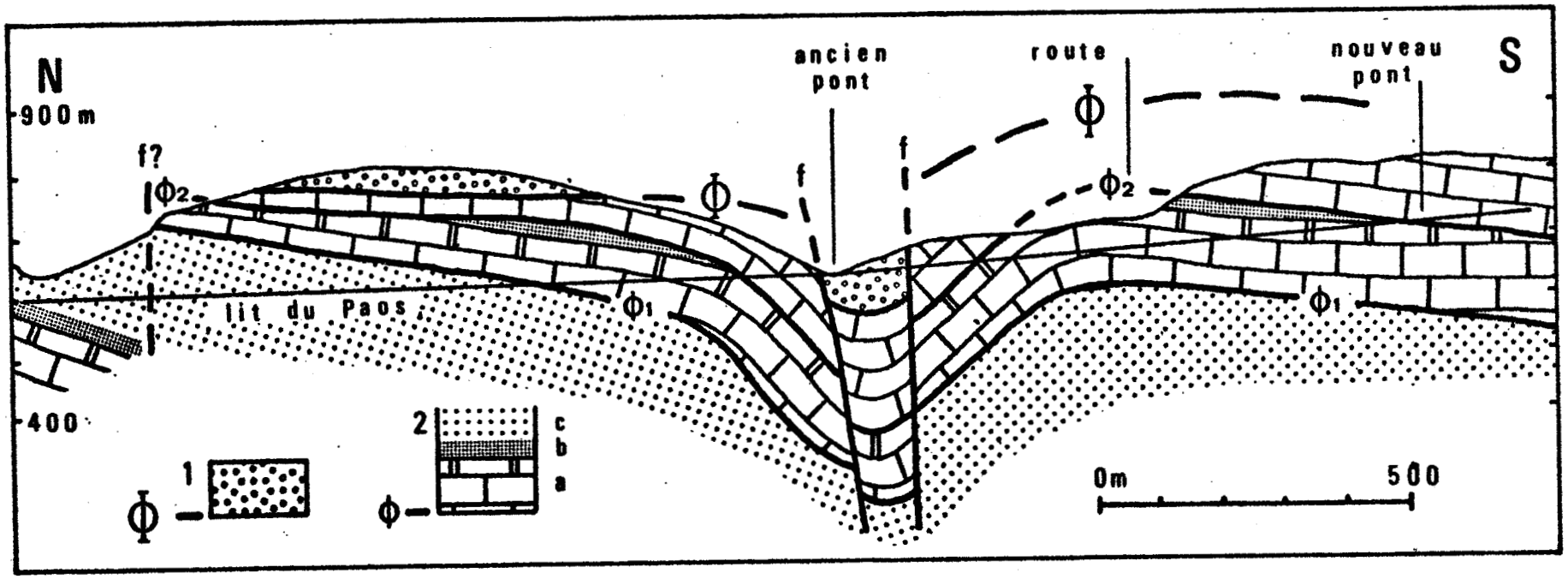
III-1. DEFORMATIONS DISCONTINUES

III1-1. Les écailles (fig. 52)

Au SE du massif du Dhrakovouni, apparaît en fenêtre la série de Tripolitza sous les unités tectoniques supérieures (Formation à Blocs, Pinde). Les gorges du Paos, que traverse la route joignant les villages de Dhrakovouni à Kerpini, offrent une belle coupe des horizons tripolitziques.

On y observe une masse de calcaires éocènes de Tripolitza chevauchant le flysch de cette même zone. La masse calcaire correspond elle-même à un empilement d'unités élémentaires séparées par des contacts anormaux sub-parallèles aux

Fig. 52. COUPE DES ECAILLES DU PAOS (FENETRE DE DHRAKOVOUNI)



Légende :

1. Formation à Blocs
2. Tripolitza
   - a- Calcaires éocènes
   - b- Couches de passage au Flysch
   - c- Flysch de Tripolitza

stratifications. L'ensemble est affecté d'une structure plissée (deux anticlinaux séparés par un synclinal) et de failles sub-verticales de direction sensiblement E-W, qui accentuent ces structures.

En remontant le lit de la rivière, on peut observer du N au S (fig. 42):

- Un pointement calcaire passant par l'intermédiaire des "couches de passage" à un flysch affleurant largement vers l'amont.

- Le flysch est dominé de part et d'autre de la vallée par des falaises calcaires qui se rejoignent vers l'amont. Ces falaises correspondent à une barre calcaire dont le contact tectonique sur le flysch est visible dans le thalweg.

- L'unité inférieure livre l'association à *Nummulites* et *Grzybowskia* caractéristique de la partie supérieure des calcaires de Tripolitza (FLEURY et TSOFLIAS, 1973). Elle se trouve recouverte normalement par un niveau de marno-calcaires jaunes à microfaune planctonique typique des "couches de passage" au flysch.

- L'unité supérieure recouvre tectoniquement la première. Le contact, de même orientation que le précédent est clairement discernable lorsque les marno-calcaires sont présents, mais reste visible sur les flancs du ravin, même en leur absence.

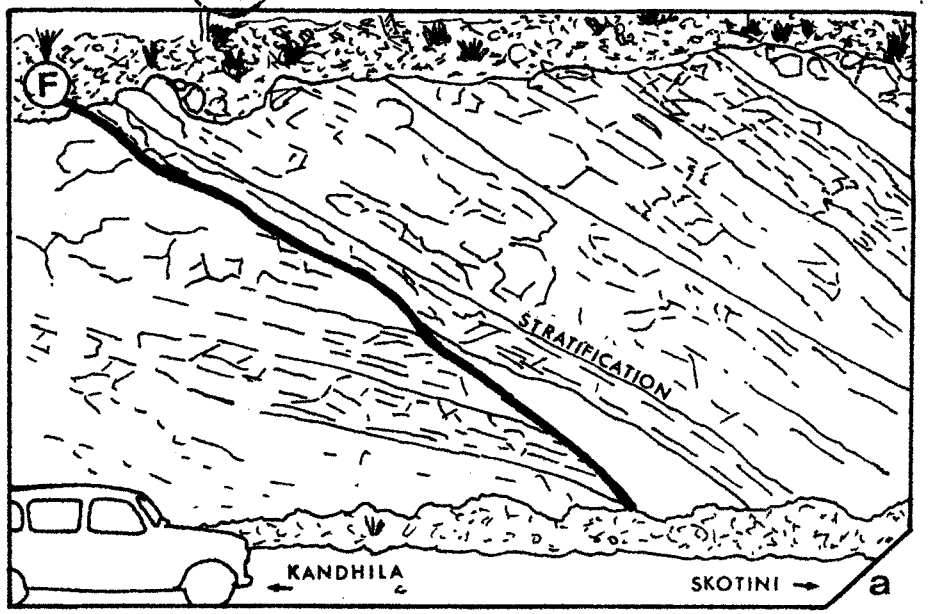
  Cette unité n'a probablement pas non plus une structure simple puisqu'un contact tectonique visible en rive orientale, ayant la même géométrie que les précédents, débite les calcaires, témoignant de nouvelles répétitions.

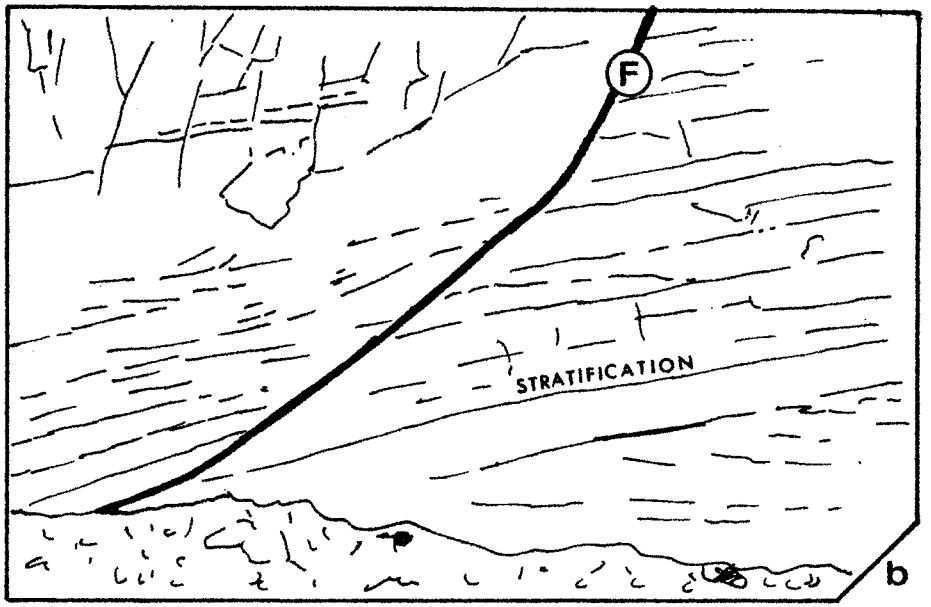
- Les calcaires sont affectés de pendages de plus en plus forts vers l'amont et disparaissent à l'occasion d'un petit graben où affleure le complexe terrigène associé à la nappe pindique, à l'emplacement d'un ancien pont.

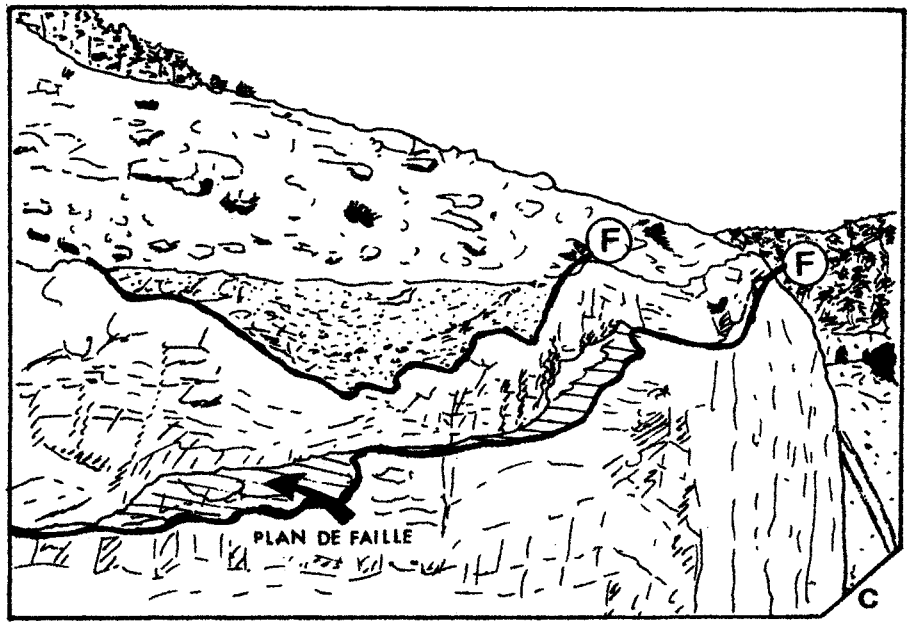
  Ce graben souligne en fait un synclinal affectant la masse calcaire, comme l'indiquent les forts pendages vers l'aval des calcaires qui réapparaissent à l'amont.

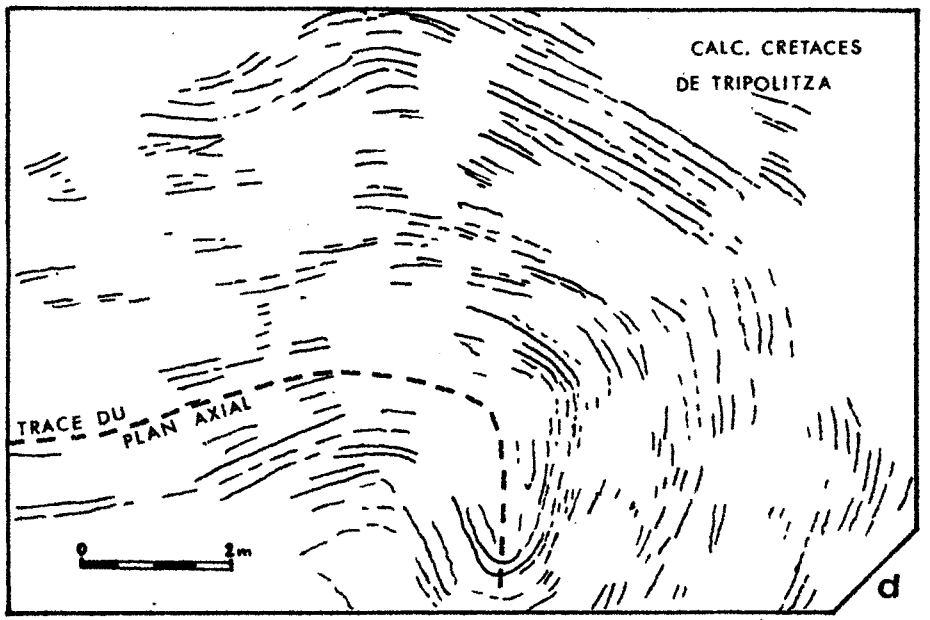
- Les calcaires sont ensuite observables au bord de la route. On peut alors de nouveau y distinguer deux unités séparées par un contact tectonique souligné localement par la présence des marno-calcaires cette fois très écrasés.

Fig. 52 Exemples de figures tectoniques dans les calcaires de Tripolitza









Ainsi nous sommes en présence d'un édifice d'écailles à matériel tripolitzique ayant une flèche minimum de 1000 m, ployé ultérieurement. Si le plissement en anticlinal et synclinal est évidemment postérieur au chevauchement pindique, puisqu'il affecte la nappe et la semelle complexe qu'elle a à sa base, il n'a pas été possible d'établir si le structure en écailles se retrouvait dans l'unité pindique.

III1-2. Les failles

Ce sont essentiellement des failles inverses, au voisinage desquelles on observe quelques failles normales, qui affectent surtout les niveaux crétacés et éocènes.

1- Le karst bien développé et la forêt gènent l'observation des failles obliques d'autant plus qu'elles n'influencent pas la morphologie*. Elles sont difficiles à mettre en évidence car l'outil stratigraphique n'a pas une précision suffisante. Néanmoins, grâce à la construction de nouvelles routes, des coupes permettent leur observation. C'est le cas notamment le long de la route qui joint Skotini à Kandhila et de celle qui emprunte le col séparant la plaine de Fénéou de la vallée de Lykouria.

Les failles ont une inclinaison plus forte que la stratification. Sur certains affleurements on constate que les contacts anormaux obliquent et deviennent parallèles à cette stratification (fig. 53). Ils se perdent dans les interbancs qui deviennent alors surface de glissement. Cette observation, particulièrement importante, permet de comprendre qu'en l'absence de tout niveau privilégié de décollement dans la série de Tripolitza des redoublements de séries sont possibles.

2- Les falaises de la route, au col séparant les plaines de Skotini et de Kandhila, sont entaillées dans des calcaires de Tripolitza. Ceux-ci reposent sur des formations à laminites ayant livré à 200 m de là (point X = 622,7 Y = 4183,6) une microfaune à *Rhapydionina liburnica* STACHE d'âge maestrichtien ;

* Les failles visibles dans le paysage se prolongent parfois dans des horizons plio-quaternaires et leur sont donc postérieures ; parfois leur direction est parallèle aux failles datées et on les assimile alors à ces dernières.

elles sont couronnées par une série de calcaires dans lesquels une Orthophragmine en mauvais état de conservation d'âge éocène moyen a été recueillie. La Formation à Blocs chevauche directement ces calcaires éocènes. L'ensemble compris entre les niveaux maestrichtiens et éocène moyen n'est pas homogène ; en effet, les falaises du col, hautes de 20 m offrent une section exceptionnelle de cet ensemble qui, sans cette observation, eut été cartographié comme homogène. Les flancs de la route présentent de multiples failles inclinées, planes ou courbes. L'une en particulier semble inverse, elle est aisée à déceler puisqu'elle fait reposer tectoniquement par un contact anormal subhorizontal des calcaires à laminites sur une lentille de pélites qui, elle-même, repose stratigraphiquement sur des calcaires (fig. 53).

Ainsi, à la faveur d'une tranchée le style a pu être défini ; en revanche les contacts, s'ils se suivent d'un flanc sur l'autre de la route, se perdent complètement dans les affleurements de la montagne.

III-2. DEFORMATIONS CONTINUES : LES PLIS

Nous n'envisagerons ici que les plis propres au Tripolitza lui-même, ceux affectant sa base ayant déjà été traités (2° partie : Zone de décollement).

Outre les plis à très grand rayon de courbure affectant l'ensemble du domaine (cf. p.184) il en existe d'autres propres au Tripolitza. En effet, au S d'Aléa (X = 625,2 , Y = 4179,5) des plis métriques isopaques couchés, dont le plan axial est ployé, sont visibles dans les assises du Crétacé supérieur. Beaucoup plus bas dans la série, à la base des puissantes falaises qui dominent les niveaux du Groupe de Zaroukla des plis couchés existent. L'intersection du plan axial du pli avec la falaise est horizontale et l'amplitude atteint plusieurs dizaines de mètres. Il affecte des niveaux qui non loin de là ont livré des fossiles triasiques (*Megalodon* cf. *marianii* DI STEFANO et *Neomegalodon comolanatum* GUEMBEL, cf. p. 115)(fig. 53).

IV. CONCLUSIONS

Cette étude a permis d'établir la stratigraphie de la série de Tripolitza dans la région de Fénéou.

J'ai daté, dans la partie entièrement carbonatée de cette série, avec plus ou moins de précisions selon les niveaux : le Trias supérieur, le Jurassique supérieur, le Crétacé supérieur et l'Eocène. Les passées dolomitiques y sont nombreuses à tous les niveaux et représentent une proportion non négligeable de la série. Elles existent depuis le Trias-Lias jusqu'au Paléocène compris et non, comme on le croyait, uniquement cantonnées dans le Jurassique.

La partie crétacée de cette série correspond à la "sous-zone centrale et orientale" définie pour cette période par DERCOURT J. (1964, p. 187-189). On ne peut l'assimiler, contrairement à ce qu'avait proposé DERCOURT J. (1964, p. 189) à un caudabioherme tel que le définit MARIE P. (1959). En effet j'ai montré qu'il existe ici des niveaux microbréchiques, de nombreux niveaux à débris de Rudistes, d'abondants niveaux dolomitiques, des Hippuritidés enfin. Tous caractères qui ne se retrouvent pas dans le caudabioherme.

L'installation du flysch n'est pas brutale mais annoncée par l'intercalation de passées marneuses jaunes riches en microfaune pélagique (coupe T_9, niveau 2). Ces "passées flyschoïdes" sont maintenant connues dans l'ensemble du domaine de Tripolitza s.s., ce qui le distingue du Gavrovo s.s. (FLEURY J.J., 1970).

La série carbonatée de Tripolitza caractérisée par des sédiments de faible profondeur et une épaisseur importante (2200 m du Trias supérieur à la base de l'Eocène*) est le résultat d'une subsidence importante. Une telle subsidence est la conséquence d'une instabilité épiorogénique pendant le Mésozoïque et le Néogène. De tels phénomènes d'instabilité sont connus à l'W, dans le sillon ionien, où se produisent des mouvements tectoniques (en particulier au

* L'abondance de failles, dont certaines sont inverses, n'autorise pas à évaluer l'épaisseur de la série. Elle atteint 800 m à l'extrémité septentrionale de la vallée de Planiteron par exemple (S du Cheimos, point X = 607,2 , Y = 4201,2) mais il semble, sans que celà ait pu être établi stratigraphiquement à cet endroit, que des failles peu inclinées, et parfois confondues avec la stratification, interviennent. Cette supposition est suggérée par l'observation des déformations discontinues décrites le long de la route Skotini - Kandhila.

Jurassique supérieur et dans le Gavrovo où la base du flysch est discordante.

On ne manquera pas de noter que certaines appréciations d'épaisseur peuvent être faussées par une tectonique qui était insoupçonnée jusqu'alors (plis, écaillages) et qu'ont révélé les talus de nouvelles routes ou les flancs de ravins.

Le style de la tectonique qui affecte différents horizons semble correspondre à celui de niveaux structuraux tels que les défini MATTAUER M. (1973). En effet l'on a remarqué :

- des écailles et des fractures: écailles du Paos, col Skotini-Kandhila, failles inverses accompagnées de leurs failles normales conjuguées (route Skotini-Kandhila), développées dans le sommet de la série carbonatée (Eocène et Crétacé supérieur),

- des plis isopaques dans la masse des carbonates (Crétacé supérieur au S d'Aléa, Trias au N de Zaroukla).

Ces observations, très localisées jusque maintenant, méritent, vu leur importance, d'être recherchées ailleurs afin de mieux connaître cette série trop longtemps considérée comme autochtone simple.

PLANCHE VI

1. Megalodon (Coupe T_1, niveaux 3, 4 pp.)
   Megalodon cf. marianii DI-STEFANO

2-3 Megalodon (Coupe T_1, niveaux 3, 4 pp)
   Neomegalodon complanatum GUEMBEL

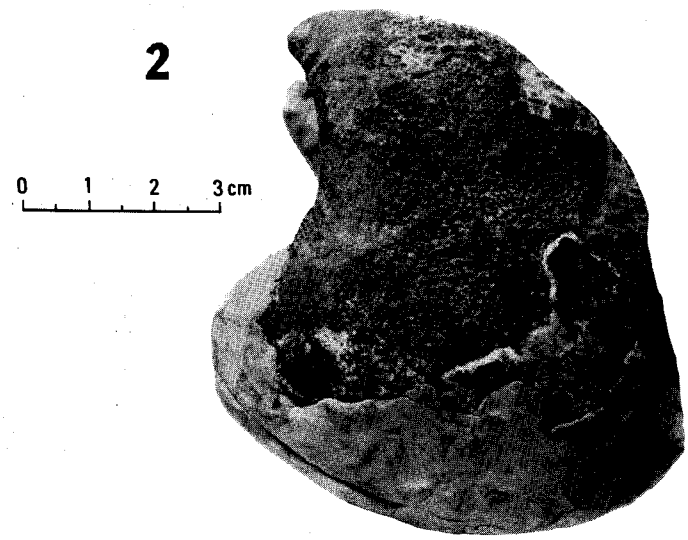
4. Rudiste (Coupe transversale) Coupe T_7, niveau 15
   route Skotini-Kandhila

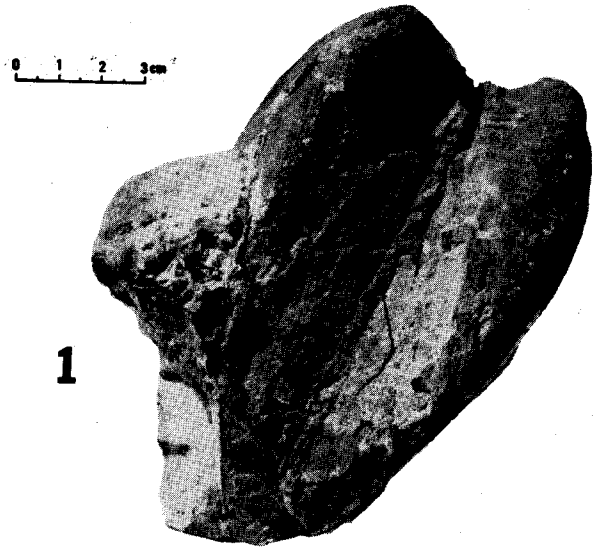
5. Niveau de hard-ground - Col Fénéou-Lykouria
   (On y remarque un banc massif (1,60 m) limité à la base par le niveau de hard-ground. Ce banc montre une évolution des faciès de la base au sommet :

   1 m de calcaire dolomitique blanc, massif, azoïque
   0,5 m de calcaire dolomitique à nombreux débris de tests et algues dasycladacées
   0,5 m de laminites

PLANCHE VI

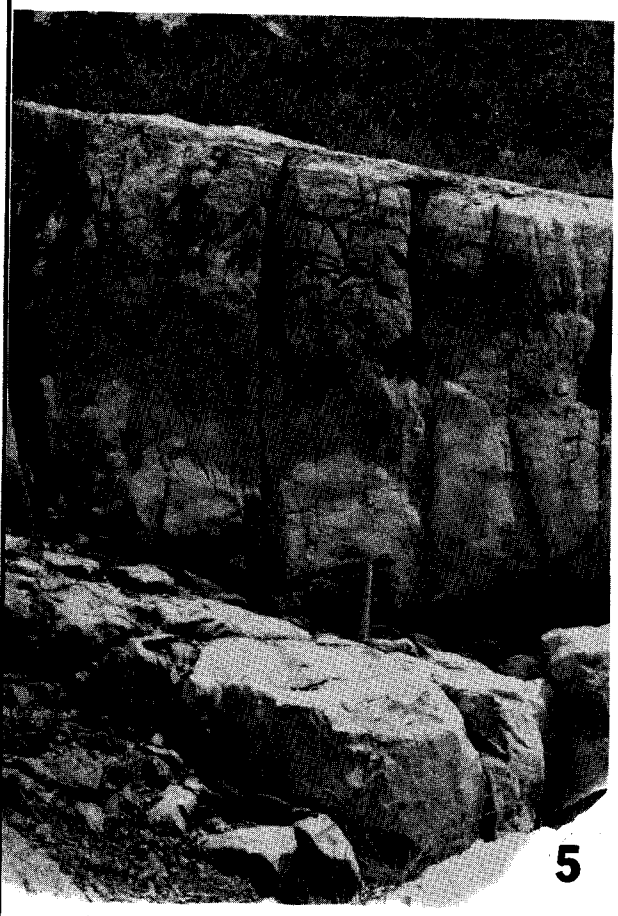
2





1

3



5

4

BCS LILLE

PLANCHE VII

1. PT 939 Pseudochrysalidina sp. (Paléocène ; x 60

2. PT 939? Discarinobsis ? (Lituonella ?) (Lutétien ; x 33

3. PT 932 Rhapydionina liburnica STACHE (section longitudinale) (Maestrichtien) ; x 33

4. PT 932 Rhapydionina liburnica STACHE (section transversale) (Maestrichtien) ; x 33

5. PT 932 Rhapydionina liburnica STACHE (section transversale) (Maestrichtien) ; x 60

6. PT 929 Orbitoides sp. (Maestrichtien) ; x 60

7. PT 929 Lepidorbitoides (Maestrichtien) ; x 33

8. XGF (M) 15 "Raadshoovenia" sp. (Campanien Maestrichtien) ; x 60

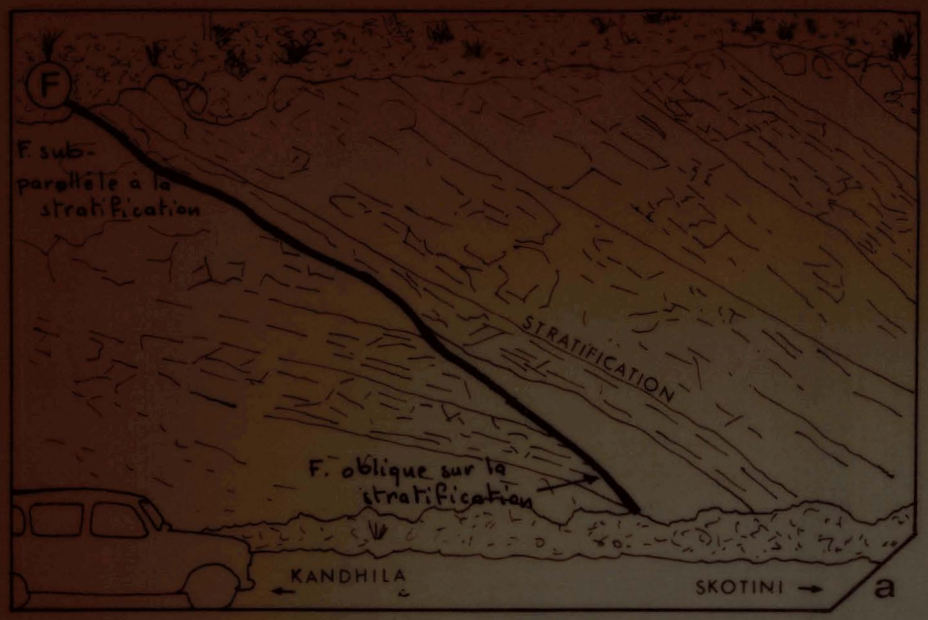
9. XGF (M) 15 ? Murciella sp. (Campanien Maestrichtien) ; x 60

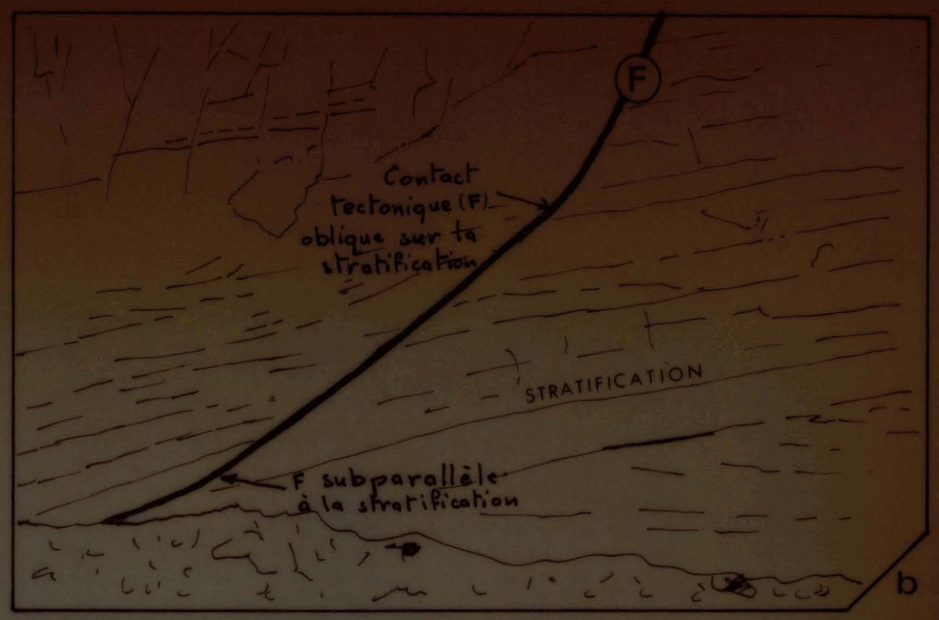
10. PT 919 Dicyclina gr. schlumbergeri (Sénonien) ; x 33

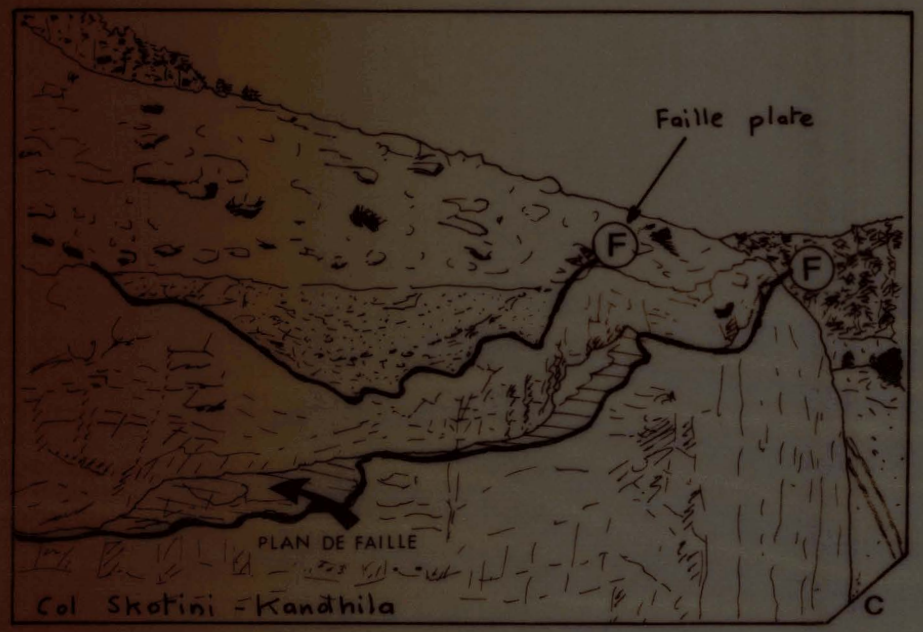
PLANCHE VIII

BUS LILLE

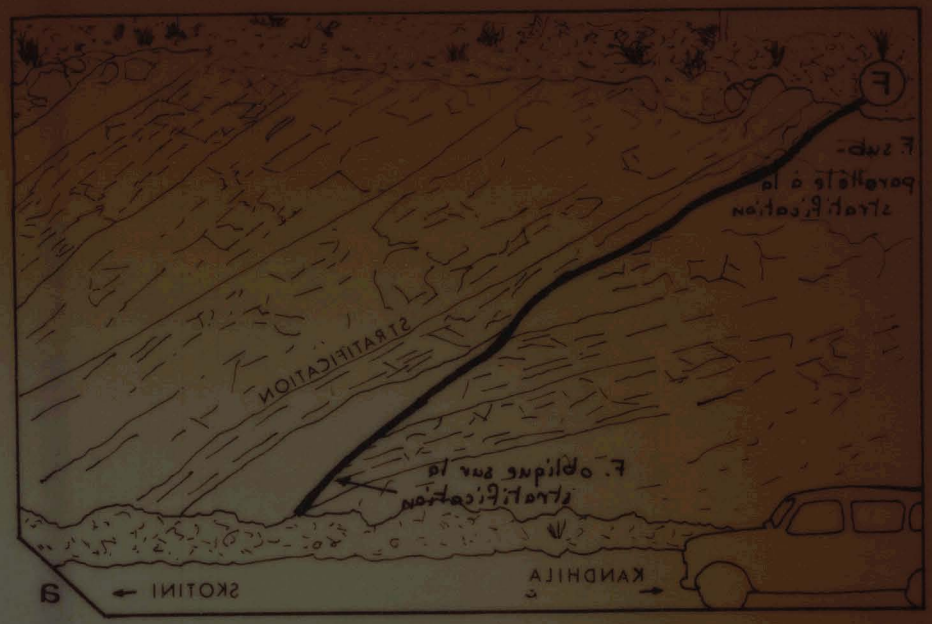
Pl. IX Exemples de figures tectoniques dans les calcaires de Tripolitza

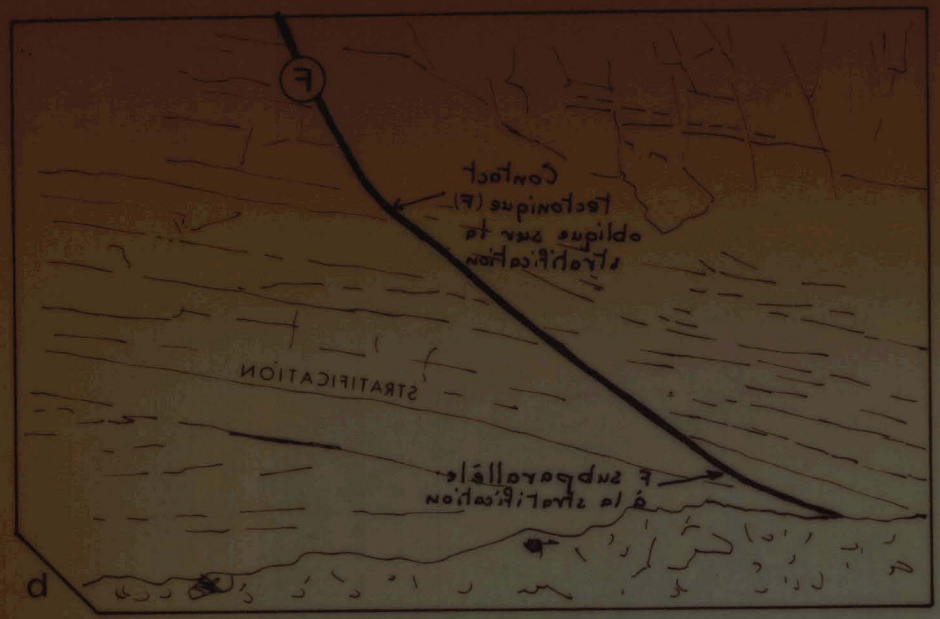


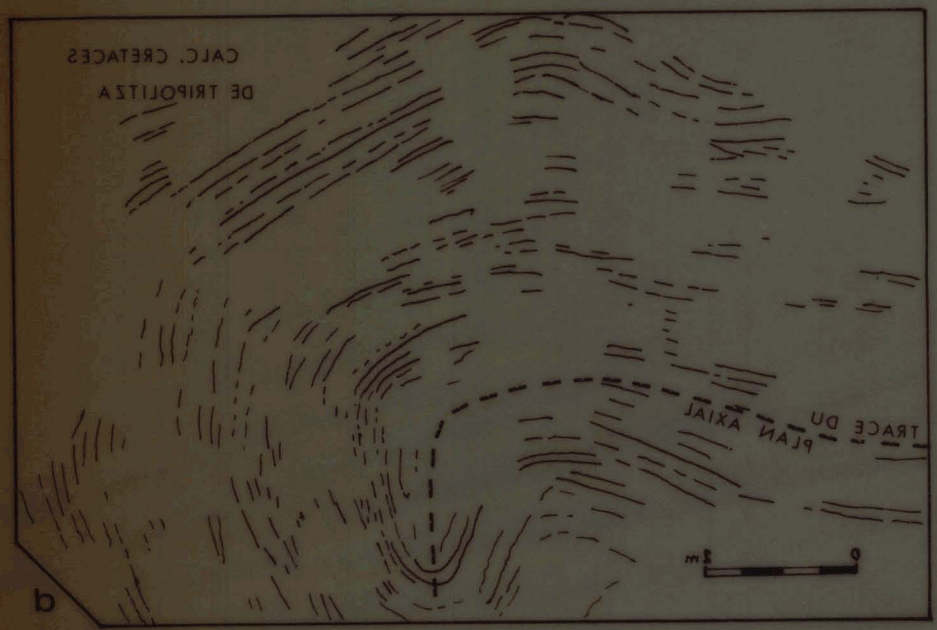




Pl. IX Exemples de figures tectoniques dans les calcaires de Tripolitza







BUS LILLE

Série du Pinde-Olonos

Historique des découvertes dans la région de Fénéou

Le secteur étudié fit certes l'objet de travaux généraux traitant de la géologie du Péloponnèse mais en outre quelques découvertes importantes pour la compréhension de la structure de l'ensemble des Hellénides s'y situent. Il s'agit de :

- la découverte du Trias fossilifère gréseux au S du Chelmos (NEGRIS Ph., 1908) ;
- la mise en évidence et la localisation du contact tectonique séparant la nappe du Pinde du domaine de Tripolitza, plus externe (au SW du sommet Chelmos 2340 m ; BLUMENTHAL M., 1933).

Signalons aussi la synthèse à l'échelle de la Grèce présentée à la Société Géologique du Nord de la France en 1970 par l'équipe du Laboratoire Associé 145 au C.N.R.S. (AUBOUIN J. *et al.*). Ces données ne seront pas reprises ici.

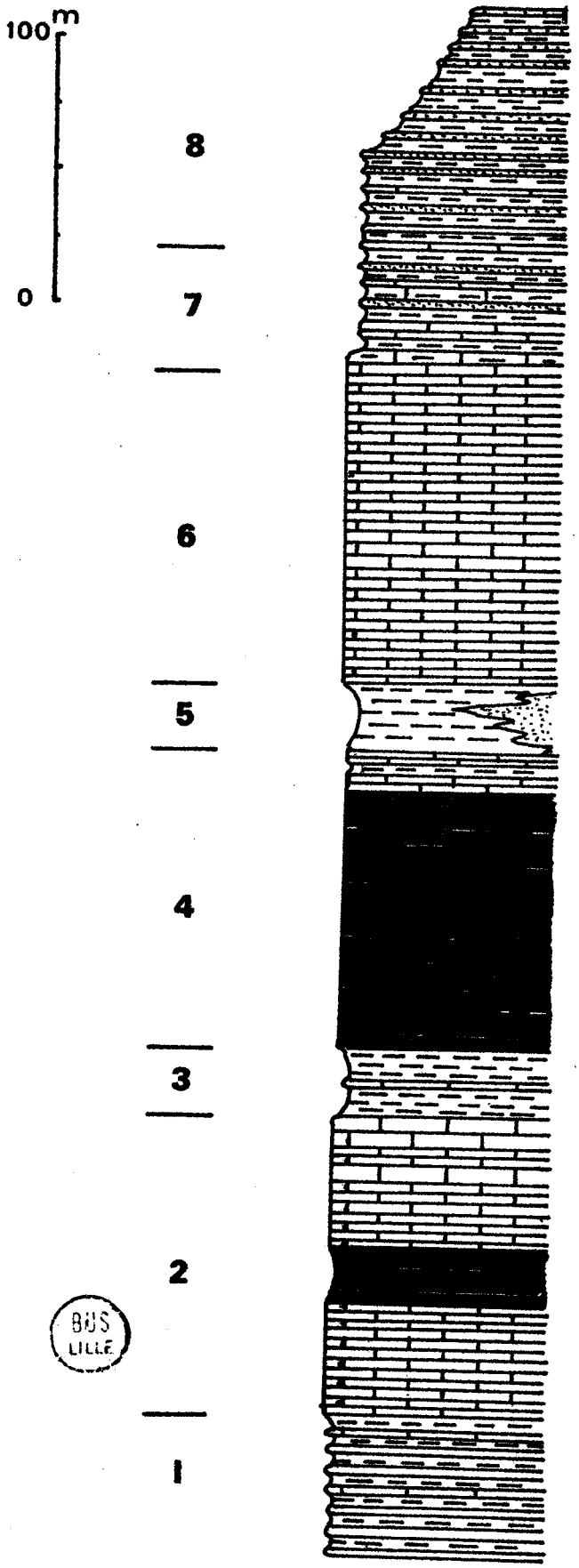
Depuis lors, de nouvelles informations relatives à la série du Pinde-Olonos du domaine des écailles ont été apportées.

P. Tsoflias, en 1972, dépouille en effet la structure des monts Panachaïques et de l'Olonos (= Erymanthe) septentrional, et établit l'existence de niveaux triasiques (il avait signalé en 1969 des Ammonites de cet âge : *Trachyceras aon*, *Lobites ellipticus*, à proximité d'un tuf diabasique). Plus au S, MEILLIEZ F. (1971) met, pour sa part, en évidence, à l'W d'Aroania, un ensemble infraradiolaritique dans lequel il distingue une série détritique d'une série calcaire, présumée en partie triasique, sans pour autant proposer une relation stratigraphique. Celle-ci est établie par FLAMENT J.M. (1972), dans la région de Kato Klitoria, où les calcaires, reposant sur la partie détritique, sont datés par des Halobies et des Conodontes.

Les travaux récents (FLAMENT J.M., 1973 ; DERCOURT J. *et al.*, 1973) précisent enfin la lithostratigraphie de cet ensemble, de sorte que l'on y distingue aujourd'hui trois formations. Ce sont de bas en haut :

- la série détritique de Priolithos (Trias)
- les calcaires de Drimos (Trias p.p., Lias)
- les pélites de Kasteli (Lias supérieur, Dogger basal).

Fig. 54 COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE LA NAPPE DU PINDE



FlYSCH

COUCHES DE PASSAGE
(Maestrichtien)

CALCAIRES EN PLAQUETTES
(Crétacé supérieur)

PREMIER FLYSCH
(Turonien)

RADIOLARITES

PELITES DE KASTELI
(Lias supérieur-Dogger inférieur)

CALCAIRES DE DRIMOS
(Trias supérieur - Lias)

SERIE DETRITIQUE DE PRIOLITHOS
(Trias supérieur)

BUS LILLE

CHAPITRE I. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DU PINDE OLONOS

I-1. DANS LE DOMAINE DES ECAILLES

I-2. DANS LA TABLE D'ARCADIE

I. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DU PINDE OLONOS

La nappe du Pinde Olonos est subdivisée en deux grands ensembles tectoniques (DERCOURT J., 1964) qui sont : à l'W le domaine des écailles, à l'E la table d'Arcadie. Du point de vue lithologique la même subdivision correspond. En effet, dans le domaine occidental (domaine des écailles) 8 formations existent, alors que 3 formations seulement existent au niveau de la table d'Arcadie ; ce sont successivement de bas en haut : les Calcaires en Plaquettes, les Couches de Passage au flysch et le flysch pindique.

I-1. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DU PINDE OLONOS DANS LE DOMAINE DES ECAILLES (W du secteur étudié)

La série du Pinde Olonos est constituée de 8 unités cartographiques principales qui n'existent pas dans le domaine étudié. Néanmoins, des éléments, à l'état de blocs, en représentent des parties. Il est donc utile de rappeler la série définie à l'W du domaine étudié (FLAMENT J.M., 1973 ; DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J., MEILLIEZ F., 1973) qui se compose de bas en haut (fig. *54*).

1. La *série détritique de Priolithos* (Trias supérieur)
   Bien qu'essentiellement gréso-pélitique, quelques bancs de calcaires à filaments, intercalés, ont fourni des Halobies et Conodontes qui datent le Trias supérieur (Carnien supérieur). La puissance est d'environ 100 m, mais la base de la formation n'a jamais été observée.

2. Les *Calcaires de Drimos* (Trias supérieur - Lias)
   La formation comporte de part et d'autre d'un niveau radiolaritique (10 m),
   - une partie inférieure dans laquelle existent des calcaires à filaments, datés du Trias supérieur (Carnien - Norien) par des Halobies et des Conodontes,

3. Les *Pélites de Kasteli* (Lias supérieur - Dogger inférieur)
Elles marquent le passage aux Radiolarites, leur puissance est de 20 m à 40 m. Quelques bancs de calcaires graveleux et oolithiques fournissent des faunes (*Meyerdorffina cayeuxi* (LUCAS)) dont la répartition stratigraphique s'étend du Lias supérieur au Dogger inférieur.

4. Les *Radiolarites*
Cet ensemble siliceux rouge, atteint une centaine de mètres d'épaisseur. Il est caractérisé par une succession de petits bancs de jaspe rouge, de 5 cm en moyenne, entre lesquels s'intercalent parfois des niveaux de pélites et de tufs.

5. Le *"Premier Flysch"* (base du Crétacé supérieur)
Son épaisseur est très variable (de 0 à 25 m) ; il peut comprendre de bas en haut :

- 5 m de calcaires grossiers,
- 15 m de grès et pélites,
- 5 m de calcaires marneux et pélites en alternance irrégulière.

6. La série des *"Calcaires en Plaquettes"* (Sénonien) est épaisse de 250 m. Les 50 mètres inférieurs comprennent surtout des calcaires argileux rouges à taches vertes ; le reste est formé de calcaires fins à silex (sauf dans les 60 derniers mètres) et de rares bancs de microbrèches.

7. Les *"Couches de Passage"* (Maestrichtien - Paléocène)
Epaisses de 100 m, maestrichtiennes à la base, d'âge paléocène supérieur au sommet, elles établissent un passage progressif des Calcaires en Plaquettes aux séries détritiques constituant le Flysch pindique (s.s.).

8. Le *"Flysch pindique"*. Du point de vue stratigraphique, seule la base de la série est connue dans notre secteur d'étude. C'est une formation détritique débutant au Paléocène supérieur, constituée de pélites et de grès qui prédominent et deviennent plus grossiers quand on s'élève dans la série.

I-2. SERIE DU PINDE DE LA TABLE D'ARCADIE

Parmi les 8 formations décrites dans le domaine des écailles (cf. I-1, p.173), seules les 3 supérieures sont omniprésentes et bien développées dans la Table d'Arcadie. Ce sont successivement de bas en haut : les Calcaires en Plaquettes, les Couches de Passage au flysch et le flysch pindique. En outre, localement, des lambeaux d'autres formations sont présents à la base des Calcaires en Plaquettes. Ce sont : les "Calcaires de Drimos", les"Pélites de Kasteli", la formation des Radiolarites (la plus fréquente), et le "Premier Flysch".

. Les "Calcaires de Drimos" n'ont été observés qu'en un seul endroit : au col de Triendaphila où ils reposent en contact anormal sur la Formation à Blocs et sont surmontés par les "Pélites de Kasteli" puis les Radiolarites.

. Les "Radiolarites" p.p. sont visibles :

- au N du massif de la Dourdouvana où elles reposent en contact anormal sur le flysch du Pinde (X = 609,1 Y = 4201,1) ou surmontent la Formation à Blocs (X = 608,2 Y = 4200,8),
- au S du massif de la Dourdouvana où elles sont en contact stratigraphique avec les "Pélites de Kasteli" (X = 608,0 Y = 4194,0) et en contact anormal avec la Formation à Blocs (X = 606,5 Y = 4194,6),
- au col situé à l'E de Méssino (X = 611,5 Y = 4197,5),
- au S du massif du Dhrakovouni,
- au N du Dhara (X = 608,5 Y = 4187,5),
- à l'E du Khomi (X = 611,4 Y = 4184,5),
- le long du front d'érosion de la nappe du Pinde sur la Formation à Blocs (W de Mati),
- au S du lac Stymphale (X = 623,5 Y = 4185,6),
- au SE de Kandhila (X = 623,0 Y = 4180,8),
- à l'W d'Aléa (X = 624,4 Y = 4179,7),
- au col Aléa - Skotini

. Le "Premier Flysch" n'a été identifié qu'en un seul endroit : au N de Dhara (X = 607,5 Y = 4185,5). Nous reviendrons sur cet affleurement.

Trop intensément plissotées et écaillées (?), aucune coupe d'ensemble n'a pu être levée dans les 3 formations bien représentées. Cependant, quelques observations ponctuelles apportent des informations d'importance cartographique.

Au NE de Dhara, dans la dépression qui conduit au col (X = 607,5 Y = 4186,5), des calcaires marneux rouges et des calcaires fins, gris, très fossilifères, affleurent à côté d'un ensemble gréso-pélitique. Ces faciès correspondent au "Premier Flysch" qui ne contient ici que peu de calcaires microbréchiques. Reposant sur les calcaires marneux rouges, et parfois intercalés avec des lits de silexites* noirs, les petites plaquettes grises sont riches en *Globotruncana*.

Observés en lame mince, les échantillons suivants ont livré :

PT 460 :

- des débris de rudistes
- un fragment de *Rotalipora* sp. indiquant un âge cénomanien. Il n'est pas exclu que ce fossile soit remanié, car il est récolté dans un calcaire microbréchique.

PT 464 : Calcaire fin en plaquettes à :

- *Globotruncana elevata* (BROTZEN)
- *Globotruncana* cf. *coronata* BOLLI
- *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ (?)
- *Globotruncana carinata* DALBIEZ ou *Globotruncana concavata* BROTZEN

Ces formes indiquent la limite Santonien-Campanien.

* "Ce sont des accidents siliceux en nodules et en lits... leur nom témoigne des évidentes affinités que ces roches ont avec les silex... La couleur des silexites est variable, mais plutôt de teinte sombre ; l'éclat mat cireux et la cassure esquilleuse révèlent une structure pseudoquartzitique. Deux variétés de silice jouent le rôle capital dans la constitution de la masse fondamentale des silexites ; ce sont la calcédonite et le quartz secondaire. Les deux ont une structure cryptocristalline ...". A. Carozzi (1953).

Sur le terrain, lorsque un ensemble gréso-pélitique affleure sur une grande surface, ces niveaux peuvent être confondus avec d'autres, identiques par leur faciès, mais appartenant aux Couches de Passage *, induisant ainsi des erreurs cartographiques (et par là tectoniques) importantes.

Ces ensembles gréso-pélitiques et calcaires marneux rouges, bien développés au point X = 607,5 Y = 4186,5 (cf. carte), n'existent plus quelques centaines de mètres plus au N , (point X = 608,5 ; Y = 4187,5) où les radiolarites sont directement en contact avec les Calcaires en Plaquettes. Cette disparition peut-être due :

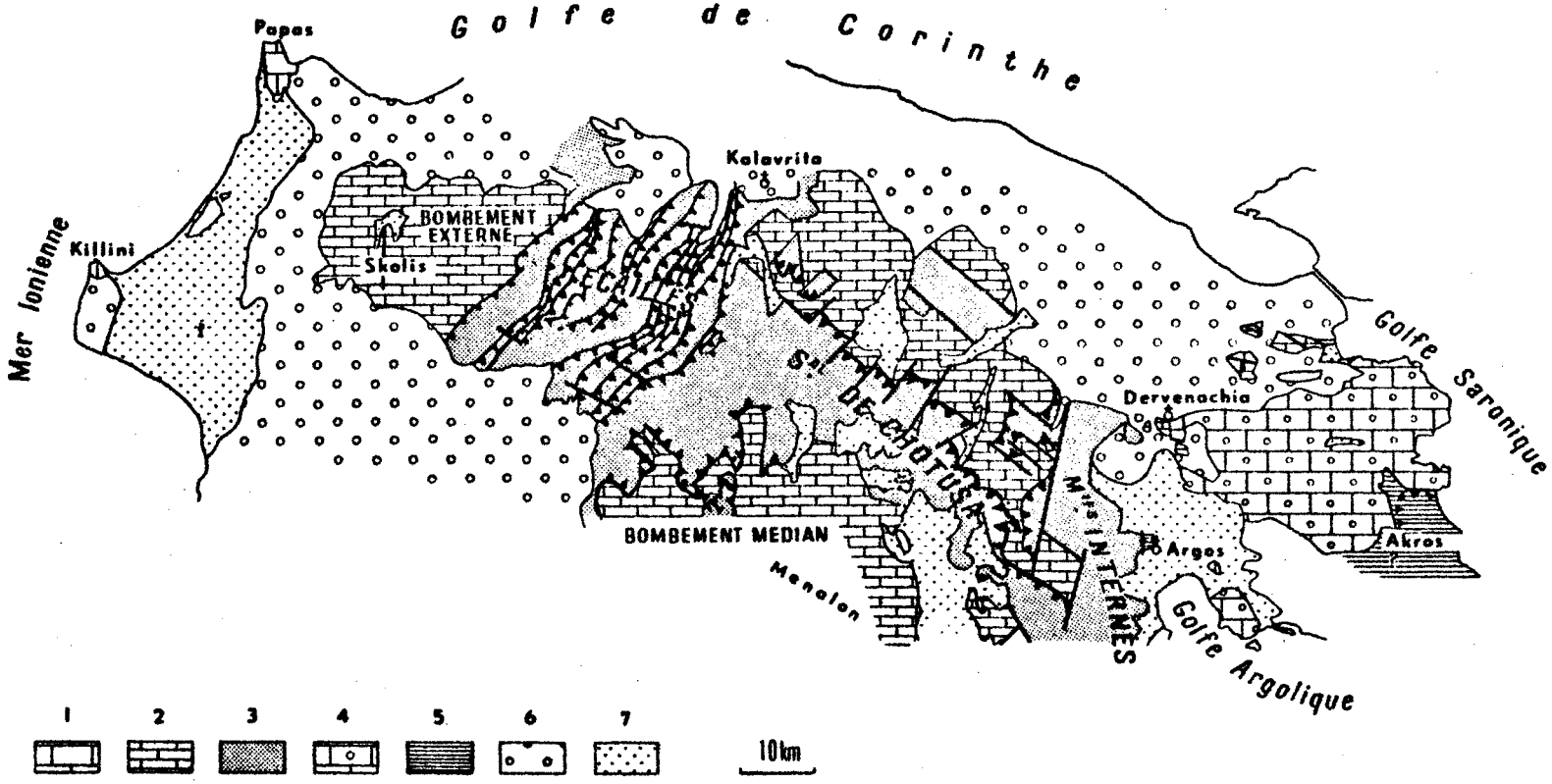
- soit à une lacune stratigraphique
- soit à un écrasement tectonique avec injection de radiolarites le long d'une faille inverse.

A la suite de DERCOURT J. (1964), MEILLIEZ F. (1971) puis FLAMENT J.M. (1972) avaient déjà mentionné les variations d'épaisseur de ce "Premier Flysch" dans les régions d'Aroania et de Kato-Klitoria, et avaient présenté ces mêmes hypothèses.

Du fait de l'abondance du premier flysch en un point, et de son absence totale juste au N d'une part, de la proximité du front de chevauchement du Pinde d'autre part, il semble plus raisonnable, dans notre secteur tout au moins, de préférer une explication tectonique à celle d'une variation brutale de faciès.

* Il s'agit du niveau Cp2 des auteurs. Très constant, il a valeur de marqueur pour le Maestrichtien supérieur (FLEURY J.J., 1970, MEILLIEZ F., 1971, FLAMENT J.M., 1972).

Fig. 55. DIFFERENCIATION TECTONIQUE DE LA NAPPE DU PINDE



Cadre structural du Péloponnèse septentrional. I : autochtone ionien ; 2 : autochtone de Gavrovo-Tripolitsa; 3: allochtone pindique; 4 : allochtone parnassien ; 5 : allochtone sub-pélagonien ; 6 : Plio-quaternaire ; 7 : Quaternaire.

(in DERCOURT J. 1964)

CHAPITRE II. TECTONIQUE

II-1. DEFORMATIONS PLOYANTES

II-2. DEFORMATIONS CASSANTES

II-3. COMMENTAIRE DE QUELQUES COUPES TECTONIQUES

II. TECTONIQUE

Après CAYEUX L. (1903), BLUMENTHAL M. (1933) confirme l'allochtonie du domaine pindique et le met en évidence dans la région étudiée (cf. p.171). Depuis, les travaux ont permis de vérifier et d'étendre cette notion à toutes les Hellénides.

La partie pindique de la région étudiée appartient à la Table d'Arcadie (DERCOURT J., 1964) (synclinal de Khotoussa, bordure de la fenêtre anticlinale de Fénéou). (fig. 55)

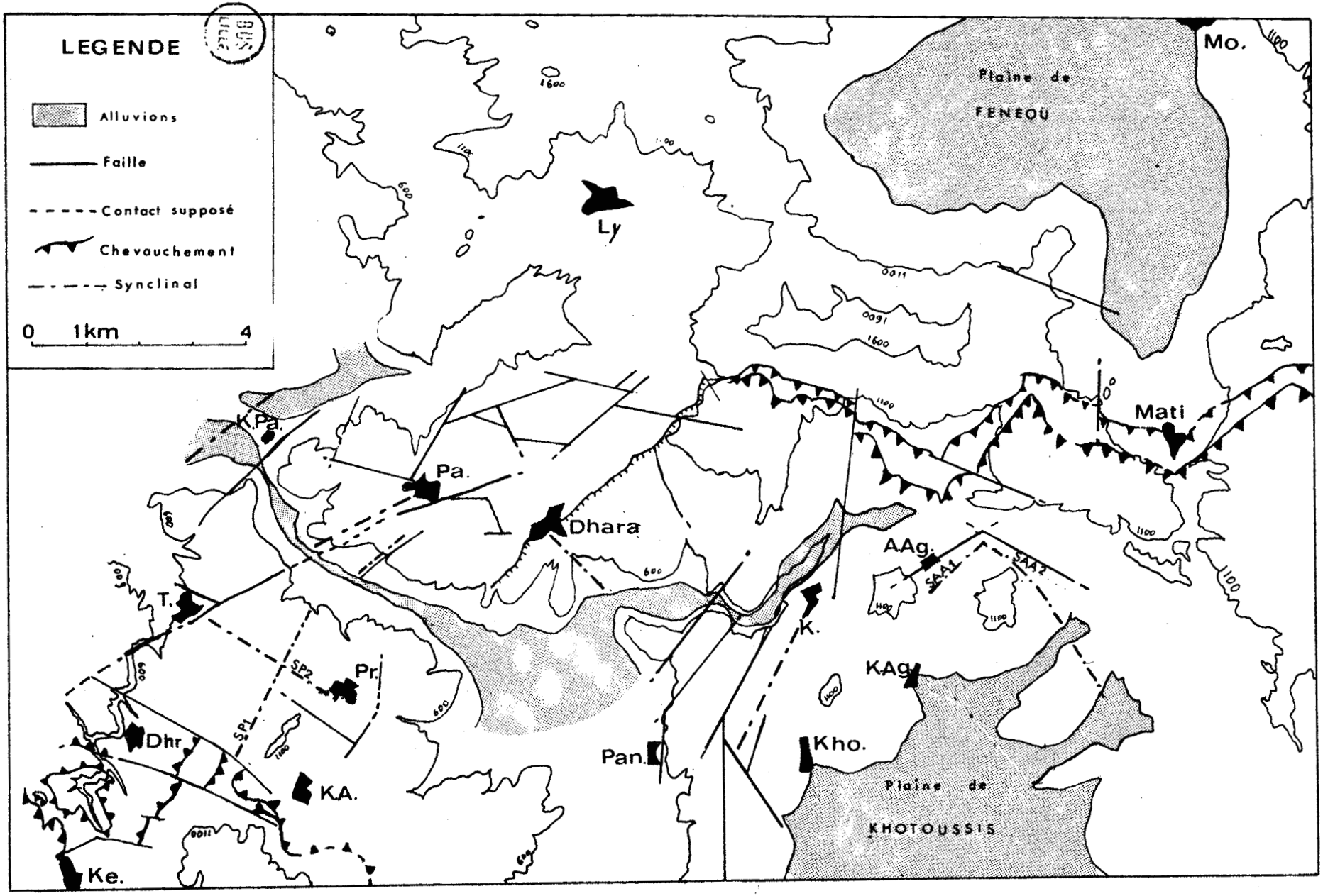
Aucune étude de la tectonique propre à la série pindique n'a été effectuée ici. Signalons seulement que si une multitude de plis métriques sont visibles, l'ensemble est peu plissé à l'échelle kilométrique.

La nappe du Pinde Olonos est l'unité structurale la plus haute des terrains qui affleurent dans la région étudiée.

Outre une tectonique propre à chacun des grands ensembles, des déformations postérieures à leur mise en place les affectent tous. Ces derniers mouvements sont de 2 types : ployants puis cassants.

CARTE STRUCTURALE

Fig. 56



II-1. DEFORMATIONS PLOYANTES

Elles se manifestent surtout par des bombements à grands rayons de courbure de l'ensemble de l'édifice. Les ensembles portés les plus hauts sont alors les plus violemment érodés et finissent par laisser apparaître les niveaux sous-jacents en fenêtres (Voussure Féméo-Kratique).

Seuls quelques grands anticlinaux ou synclinaux de nappes existent. Les axes synclinaux appartiennent à 2 familles d'inégale importance : SW-NE et NW-SE. Le premier type a une direction générale N 030. Il est cantonné à l'W du domaine étudié, c'est-à-dire à proximité de la limite avec le domaine des écailles. Les principaux axes synclinaux sont d'E en W et du N au S :

1- le synclinal d'Ano Agali (SAA_1) dont le coeur, occupé par le flysch du Pinde, butte contre les Calcaires en Plaquettes amenés à ce niveau par une faille de direction NW-SE.

2- le synclinal de Komi qui s'amortit à proximité du village.

3- les synclinaux de Pangrati. Leur flanc sud-oriental est faillé et en contact avec les Calcaires en Plaquettes structuralement surélevés.

4- le synclinal de Kalivia Pangrati. La vallée du Ladhon en occupe son centre et trahit la présence de niveaux plus tendres : le second flysch.

5- la branche subméridienne de l'aire synclinale de Prasinon (SP_1), entre ce village et Dhrakovouni, elle s'ennoie structuralement à proximité de la route Kato-Klitoria - Tripolis où elle n'apparaît pas. Elle n'apparaît pas nettement en carte car elle se conjugue avec la branche synclinale de Prasinon SP_2, qui lui est perpendiculaire.

La deuxième famille est orthogonale à la première avec laquelle elle interfère parfois, engendrant des formes complexes (Ano-Agoli, Prasinon). Cette direction NW-SE n'intéresse que 3 plis.

1- le synclinal d'Ano Agali (SAA_2) qui rencontre le synclinal SAA_1. Son flanc septentrional est coupé par une faille. Il se prolonge vers le SE jusqu'à l'E de la plaine de Khotoussa.

2- le synclinal de Dhara, interrompu à cette localité par une faille inverse.

3- la branche SP_2 de l'aire synclinale de Prasinon, limitée au SE et dérangée au NW par des accidents tectoniques.

Les anticlinaux, souvent plus larges, sont difficiles à distinguer autrement qu'en coupe (cf. fig. 57, coupes AA' et BB').

La première famille d'axes synclinaux, parallèle à la direction générale des écailles, et mieux représentée à l'W du domaine (proximité des écailles), semble être en relation directe avec la mise en place des écailles. La seconde famille de synclinaux, en revanche, présentant des axes parallèles à l'axe des voussures, et limitée aux domaines affectés de bombements, semble plus directement liée à la formation de ces vastes plis à grand rayon de courbure.

II-2. DEFORMATIONS CASSANTES

Les failles, plio-quaternaires, sont souvent subverticales. Hormis dans les calcaires de Tripolitza elles dirigent peu la morphologie . Deux familles de failles suborthogonales semblent dominer : NS-EW et NE-SW - NW-SE, elles confèrent parfois à la région un aspect en damier qui est caractéristique au N et à l'E de la plaine de Fénéou.

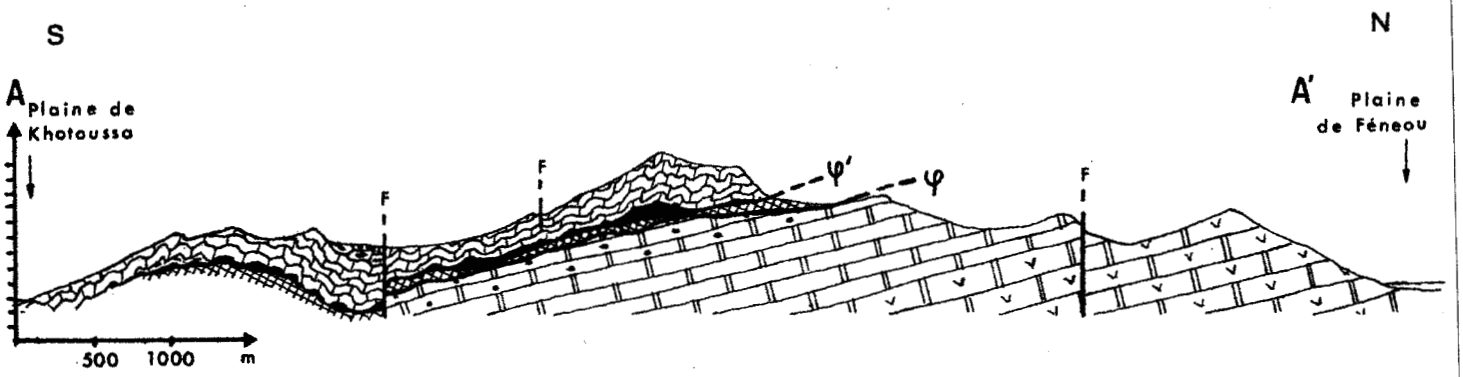
Si ces accidents verticaux sont visibles quand ils sont soulignés par des niveaux lithologiques différents de part et d'autre du contact, on ne peut malheureusement pas les suivre dans les Calcaires en Plaquettes; ce qui explique que sur la carte tous les amortissements s'y localisent.

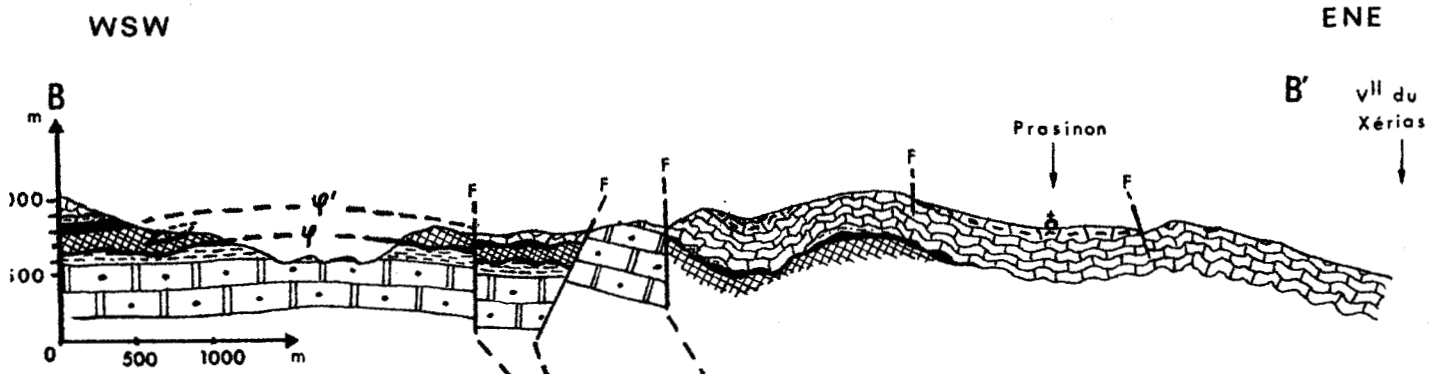
Le rejet apparent des failles est extrêmement variable. Certaines ne décollent les niveaux que de quelques mètres alors que d'autres sont d'ordre kilométrique. Le plus bel exemple se situe au NW de la plaine de Fénéou où les niveaux supérieurs du Groupe de Zaroukla sont en contact avec les calcaires à Nummulites de Tripolitza (Eocène), soit un rejet d'environ 2 km.

La majorité des accidents sont verticaux. Néanmoins, près de Dhara existe une faille inverse inclinée à 70° vers le SE. Cet accident se relie, vers le N, au front de chevauchement de la nappe du Pinde sur la série de Tripolitza et évoque un accident satellite de celui-ci. Au N de Dhara, à proximité de ce chevauchement, et au S du village, les Radiolarites du compartiment oriental semblent venir directement sous les Calcaires en Plaquettes, alors qu'entre ces 2 points, le premier flysch y est intercalé. Dans le massif de Dhrakovouni, au S de Théoktiston (point X = 599,3 ; Y = 4183,8), 2 failles forment un coin dans lequel apparaît une alternance de jaspe rouge et de pélites siliceuses rouges, associée à des grès verts micacés à débris de végétaux. Une attaque à l'acide fluorhydrique de ces jaspes (FLAMENT J.M., 1973) a révélé la présence de *Gondolella* sp. qui date le Trias. Ainsi les formations infraradiolaritiques peuvent apparaître à la faveur d'accidents tectoniques, et une recherche plus systématique de ces niveaux pourrait apporter de précieux renseignements sur cette région réputée calme.

Les failles sont particulièrement abondantes et importantes à l'E et au N de la carte (cf. document joint au 1/50 000). Par ailleurs, une bande

COUPES TECTONIQUES





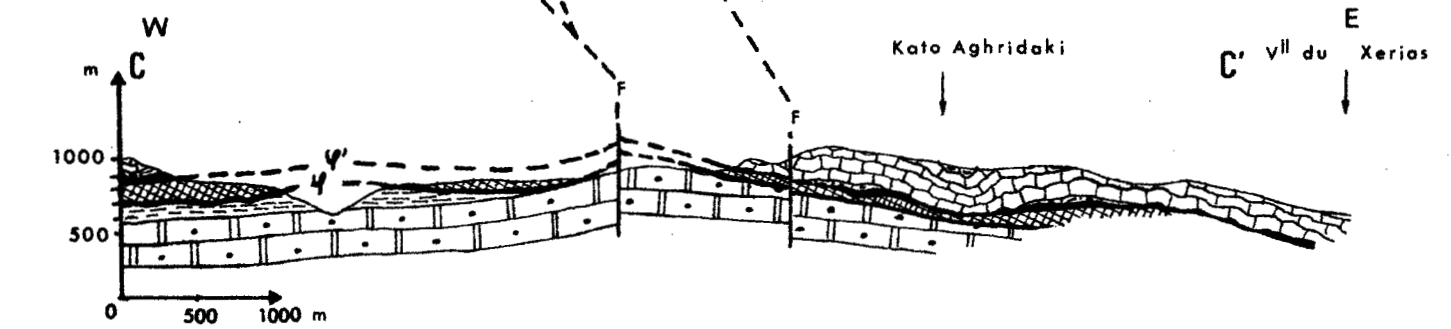
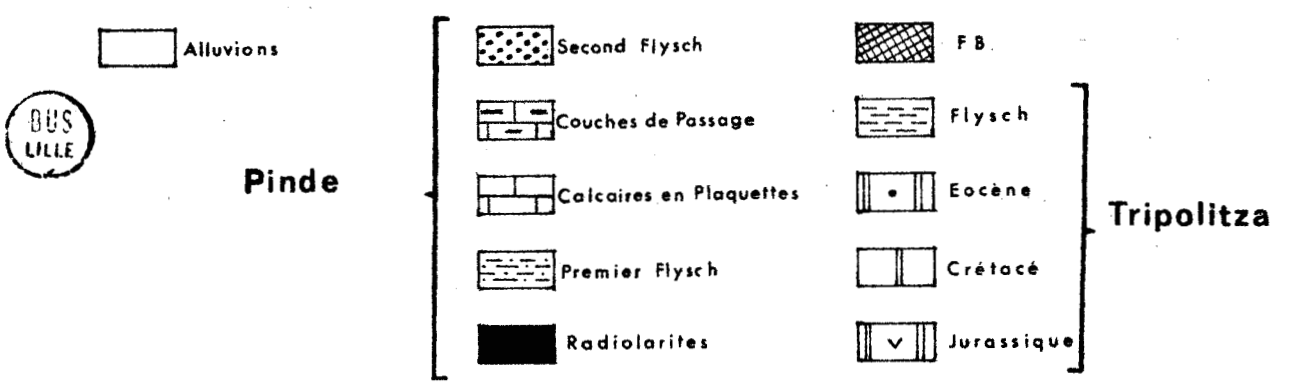


Fig.57

LEGENDE



BUS LILLE

grossièrement NW - SE est marquée par la présence d'une zone mylonitique pulvérulente très développée, qui englobe à l'état de reliques des blocs moins écrasés parmi lesquels on peut distinguer des éléments de chaque série de terrain (Groupe de Zaroukla, Tripolitza, Pinde). Ce couloir atteint une largueur de l'ordre de l'hectomètre, et est le plus évident à proximité du village de Kastania (entre le polje de Fénéou et le polje du lac Stymphale), que j'ai de ce fait baptisé "Corridor de Kastania". Ce corridor est visible du NW au SE :

- à l'W du monastère Agios Georgos (X = 612,6 Y = 4199,7)
- entre Kalivia et le monastère Agios Georgos (X = 613,1 Y = 4198,8)
- au NE de Kalivia, sur tout le flanc SW du mont Agios Ilias
- au col de Kastania
- à l'W du lac Stymphale (N de Lavka)
- au SE du lac Stymphale (col Stymphale - plaine de Skotini)
- au NE de la plaine de Skotini (X = 631,2 Y = 4186,0)

On remarque que les points cités dans la plaine de Fénéou sont parfaitement alignés selon une direction NNW - SSE.

II-3. COMMENTAIRE DE QUELQUES COUPES TECTONIQUES

Quelques coupes ont été établies afin de montrer plus nettement la structure de la région étudiée. (fig. 57).

Coupe AA' :

Allant de la plaine de Fénéou à celle de Khotoussa cette coupe N-S fait apparaître l'allure du chevauchement du Pinde. Les calcaires en Plaquettes (Sénonien) constituent la masse principale chevauchante, ils sont extrêmement plissotés dans le détail et s'opposent en celà à la série tripolitzique dont le style est plus lourd. Sur cette coupe, les calcaires tripolitziques ont un aspect monoclinal qui correspond au flanc méridional d'un anticlinal évidé au N (Voussure Fénéo-Kratique) et au flanc septentrional du synclinal de Kotoussa.

Coupes BB' et CC':

Elles intéressent le massif du Dhrakovouni. Elles font apparaître une fenêtre dans laquelle le flysch de Tripolitza, bien développé, repose sur les calcaires de l'Eocène supérieur. Le tout est surmonté par la Formation à Blocs puis les Calcaires en Plaquettes sénoniens du Pinde et, dans les synclinaux, par les Couches de Passage au flysch.

La coupe BB', de direction SW-NE passe par un copeau de calcaires éocènes du Tripolitza emballé dans la FB suffisamment important pour qu'il puisse être distingué à cette échelle, à la différence des autres, non représentés.

On peut noter qu'à l'W de la fenêtre, la base de l'allochtone comprend des Radiolarites qui n'apparaissent pas à l'E.

Trois types de relations entre Pinde et Tripolitza sont ainsi décelables sur ces coupes :

- par contact chevauchant (fenêtre de Dhrakovouni, bordure du Saïtas)
- par faille oblique (E de Dhrakovouni, coupe BB'
- par faille verticale E de Dhrakovouni, coupe BB'

Formation à Blocs

INTRODUCTION

Dans le secteur étudié (cf. fig. 3) le front d'érosion de la nappe du Pinde sur la série de Tripolitza est souligné par une zone dépressive complexe qui évoque, en première approximation, une formation détritique. Elle est en effet essentiellement pélitico-gréseuse. Un examen plus détaillé révèle qu'il s'agit d'un ensemble pélitique, plus ou moins écrasé, emballant des amygdales hétérométriques (0, 001 m à 10 m) de roches diverses parmi lesquelles il est possible de distinguer :

- des niveaux de la série de Tripolitza, représentés par :
  - des calcaires de l'Eocène supérieur
  - du flysch priabonien (grès et pélites)
- des niveaux de la série du Pinde ; il s'agit de :
  - des calcaires triasiques
  - radiolarites
  - calcaires en plaquettes d'âge crétacé
  - grès
- des blocs de roche éruptive.

La nature pétrographique de la formation influe très nettement sur la morphologie. En effet, l'ensemble constitue une combe, mais les fragments plus résistants (calcaires ou éruptifs) s'y dressent en chicots. Située à la base des calcaires en plaquettes crétacés qui forment falaise, cette formation est fréquemment nappée d'éboulis, voire même de pans de falaise écroulés.

Un tel ensemble offre peu d'affleurements aisément observables, et souvent la distinction avec un flysch vrai n'est pas facile. Notons enfin que, lorsqu'à la faveur d'un torrent ou d'une ravine on observe la nature exacte d'un bloc, celui-ci est souvent si petit qu'il est difficile, voire impossible, de le rattacher à un grand horizon stratigraphique connu.

Ces difficultés d'observation se conjugant, on a parfois tendance à interpréter ces blocs épars, de nature diverse, comme des paléoéboulements. Néanmoins une observation attentive de la moindre coupe montre qu'il s'agit de copeaux de tailles variées, isolés dans une matrice souvent écrasée. Ce

n'est alors pas exactement une "mylonite" s.s. mais plutôt la phyllonite des auteurs, c'est-à-dire "... des mylonites finement granulées ayant acquis un clivage schisteux". (JUNG J., 1963). La formation se présente, sur le terrain, comme un ensemble se débitant en très petites écailles centimétriques de 1 mm d'épaisseur au maximum, dont les deux faces sont lustrées. Celles-ci constituent une matrice dans laquelle baignent des blocs amygdalaires dont la surface est enduite d'une pellicule verte, luisante, qui présente fréquemment des stries de glissement.

CHAPITRE I. LES COUPES

I-1. COUPE DU TORRENT DE MATI : FB_1

I-2. COUPE A L'E DE MATI : FB_2

I-3. COUPE AU COL DE LAVKA : FB_3

I-4. COUPE A L'W DE MATI, "Petit col" : FB_4

I-5. COUPE DU RAVIN AU SE DU SAITAS : FB_5

I. LES COUPES

I-1. COUPE DU TORRENT DE MATI : la coupe type de la base de l'allochtone FB_1

Au niveau du village de Mati, à l'extrémité méridionale de la plaine de Fénéou, un torrent entaille la falaise des calcaires en plaquettes crétacés de la série pindique. Un sentier emprunte cette saignée et permet de rejoindre la grande plaine de Khotoussa située au S.

La coupe levée suit ce torrent qui traverse le village. Je la décrirai depuis l'autochtone tripolitzique, au N, jusqu'au pied de la falaise du Crétacé supérieur.

On y distingue, après une lacune d'affleurements qui suit les calcaires de l'Eocène supérieur de Tripolitza (fig. 58) :

1- 6 m de calcaires argileux noirs, à débit en plaquettes de 3 cm, qui ont livré (PT 302) des microfossiles écrasés et mal conservés. Quelques petites *Globorotalia* sp. indiquent un niveau non précis de l'Eocène, mais elles ne semblent appartenir ni au Paléocène ni à l'Eocène supérieur ;

Azimut du pendage 40 N 175

quelques mètres de lacune d'observation,

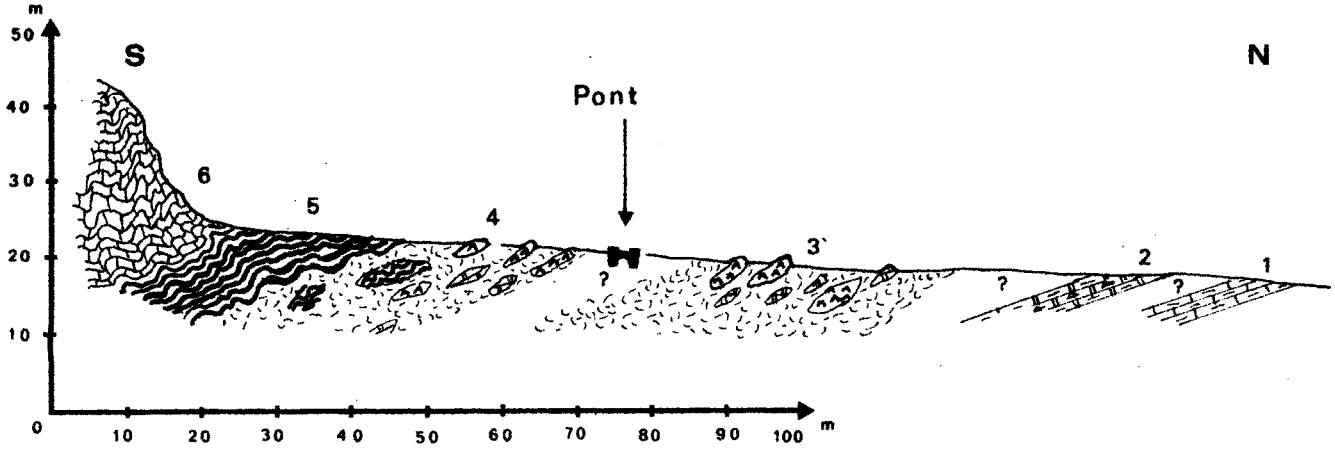


Fig. 58 Coupe **FB1** Torrent de MATI

Légende

- Calcaires en Plaquettes
- Radiolarites
- Roches éruptives
- Mylonite
- Calcaires indifférenciés
- Calcaires bréchiques
- Calcaires marneux bigarrés
- Calcaires marneux noirs

2- 5 m constitués d'une alternance de bancs centimétriques de marno-calcaires verts, très fins, renfermant quelques nodules calcaires et marno-calcaires roses et verts, ainsi que de minces lits de calcaires microbréchiques à nombreux fossiles pélagiques. Les échantillons PT 300a, PT 300b ont révélé en outre *Globorotalia* gr. *cerroazulensis* COLE ou *Globotruncana centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ. Ces faunes indiquent un âge Lutétien. Les nodules calcaires précédemment décrits sont de trois types : argileux, fin et gris, argileux, fin et vert, gréseux ;

- 20 m de lacune d'observation, mylonite probable,

3- 30 m de mylonite dans laquelle existent de très gros blocs (5m x 5m x 3m) de roche éruptive ; lave bulleuse sphérolitique silicifiée d'allure très hyaline, dans une matrice verte ou violette,

lacune d'observation de quelques mètres due à la construction d'un abreuvoir et d'une construction qui barre le ravin, très peu profond à cet endroit,

4- 25 m de mylonite contenant des petits copeaux, de l'ordre du mètre, de radiolarites chiffonnées, à proximité de l'affleurement suivant. La complexité de cet ensemble est maximum près de la lacune précédente. On y trouve des éléments de taille variable, en forme d'amande, de 0,05 m à 6 m de plus grande longueur. Ce sont :

4a- des calcaires légèrement argileux, très durs, lie de vin, à taveiures et fines passées vertes,

4b- des grès grossiers, micacés et des accidents siliceux,

4c- des niveaux éruptifs variés, dont les laves altérées, vert clair, englobent des galets calcaires de quelques cm, (pl. X, fig. 4) et les pénètrent par des fissures millimétriques. Ces calcaires sont très recristallisés et contiennent des filaments (échantillon PT 290) ;

5- des radiolarites très plissées et microplissées. Leur épaisseur est de 25 m environ ; elles contiennent des passées de grès grossier, poreux, marron verdâtre. La partie inférieure de ces radiolarites est peu nette près de l'ensemble précédent ;

6- sur les radiolarites chiffonnées viennent des calcaires fins, sublithographiques, clairs, contenant quelques radiolaires et *Globotruncana* (PT 600 A et PT 600 B). Ces calcaires appartiennent à l'imposante falaise crétacée dont ils constituent la base. Ils sont extrêmement plissotés.

I-2. COUPE A L'E DE MATI, VERS LE COL DE LAVKA : coupe FB_2

A l'E de Mati, le sentier qui rejoint le village de Lavka, emprunte un col (point X = 619,5 Y= 4188,2). Avant de l'atteindre, il serpente dans des brèches de pente consolidées et dans des éboulis. Cependant, l'érosion

BUS UCLE

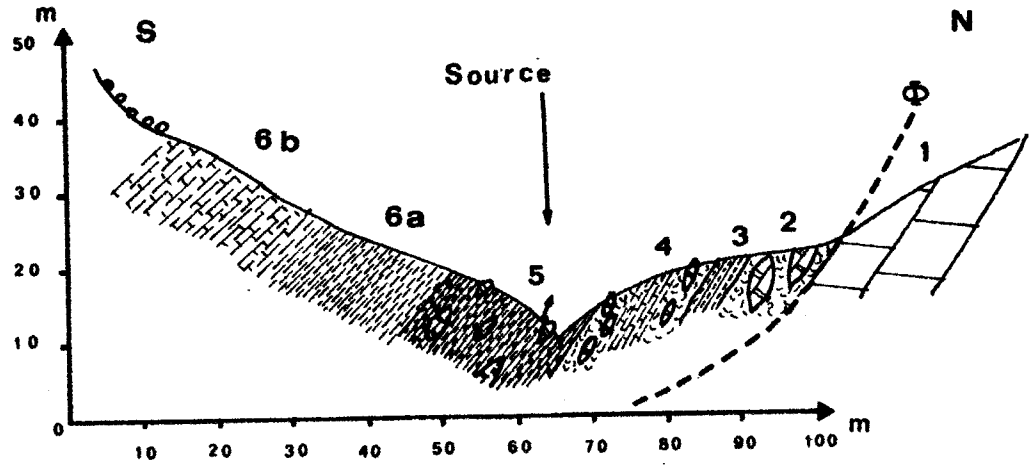


Fig.59 Coupe **FB** 2 Est de MATI

Légende

- Pélites
- Marno-calcaires
- Séquence gréso-pélitique
- Mylonite à "blocs" calcaires
- Dolomies de l'autochtone

drastique qui agit sur ces pentes raides permet ici ou là l'installation de profondes ravines qui favorisent l'observation. A la côte 1230, une source provoque une saignée. Sur ses deux flancs, j'ai levé la coupe suivante du N vers le S (fig. 59) :

1- des dolomies claires du Maestrichtien de Tripolitza. Ces dolomies sont associées latéralement à des calcaires noirs, qui ont livré :

PT 260 *Nummoloculina*
Raadshoovenia

PT 261 *Rhapydionina liburnica* STACHE très nombreuses ;

2- un ensemble mylonitique vert. Cette zone est constituée de pélites lustrées dans lesquelles existent des blocs calcaires dont la taille varie de 1 à 30 cm. Taille et nombre des éléments augmentent en se rapprochant de l'ensemble suivant ;

3- 3 m d'une série flyschoïde, constituée de pélites verdâtres à marron, et de grès, sans stratification apparente,

4- une zone broyée à très gros blocs calcaires où, dans la mylonite pélitique renfermant quelques éléments de grès et de calcaire noir à filaments, un horizon médian peut être individualisé. Cet horizon est constitué de marno-calcaires rouges à gros blocs de calcaires : les uns fins, les autres microbréchiques, d'autres enfin, grossiers, noirs. Ces derniers sont datés du Trias moyen par la présence de :

PT 265 *Hindeodella triassica* MULLER
Parachirognathus breviramulus (TATGE
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE) (?)
Neospathodus cristagalli (HUCKRIEDE) (?)

L'existence de Trias moyen (Anisien-Ladinien) est établie par *Parachirognathus breviramulus* (TATGE) et *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) ;

5- un ensemble pélitico-gréseux vert, qui mime un flysch, contient des blocs de calcaire microbréchique plus grossier que dans le niveau précédent.
Ce niveau passe insensiblement à :

6- des pélites siliceuses et des marno-calcaires rouges :

6a- les pélites siliceuses rouges passent elles-mêmes progressivement à :

6b- des marno-calcaires rouges à taveluures vertes dont le centre est quelquefois occupé par un calcaire grossier, gris verdâtre.
Les marno-calcaires ont livré :

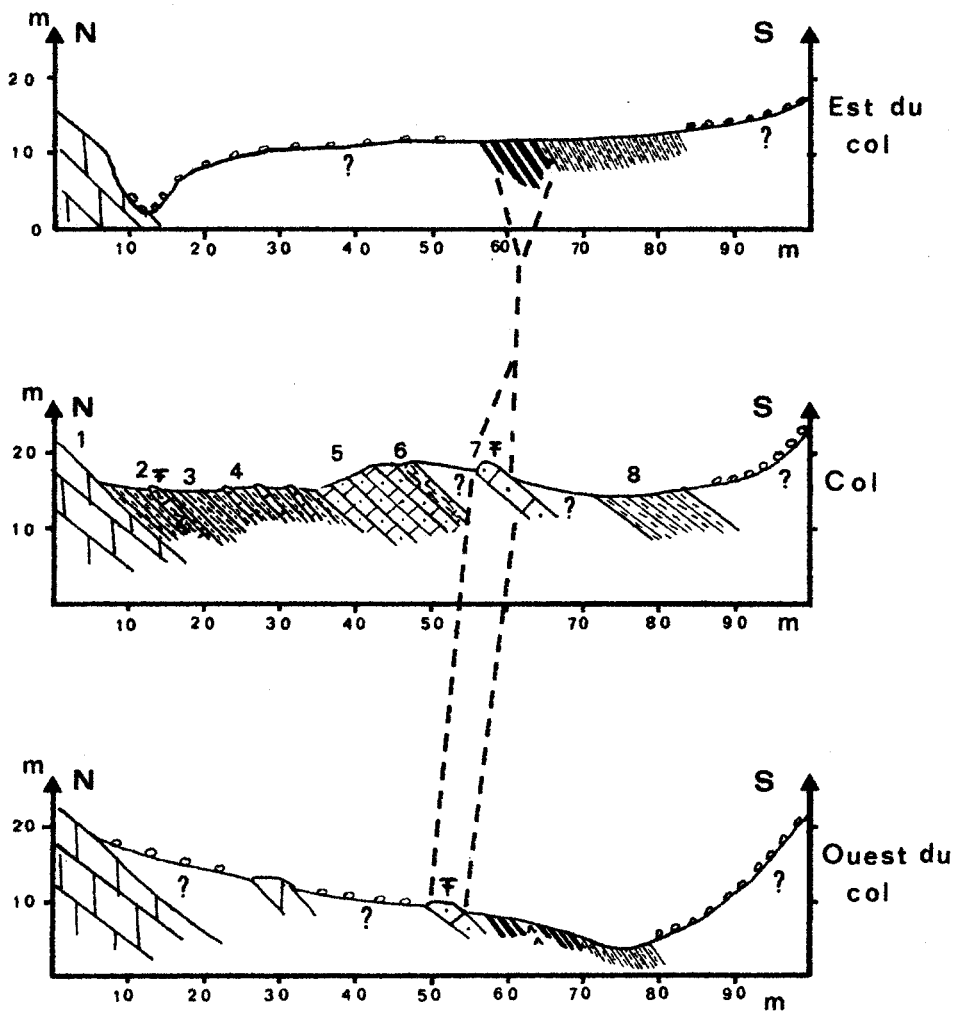


Fig.60 Coupe **FB3** Col de LAVKA

Légende

- Roches éruptives
- Jaspes, opale ...
- Marno-calcaires
- Calcaires grossiers
- Calcaires à filaments
- Grès
- Pélites
- Séquence gréso-pélitique
- Dolomie de l'autochtone
- Fossiles
- Eboulis
- Prolongement latéral

BUS LILLE

PT 268 Globigérines nombreuses
Globorotalia cerroazulensis COLE

les calcaires :

PT 267 *Stromatorbina* sp.
Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis (COLE)
au sens de Toumarkine et Bolli, 1970
Globigeraptis cf. *mexicana* (CUSHMAN)
globigérines mal conservées.

Cette faune caractérise la partie inférieure du Priabonien et nous incite à rattacher cet ensemble à un horizon du flysch de Tripolitza.

La coupe n'atteint pas les Calcaires en Plaquettes du Pinde formant la falaise, des éboulis en masquent le pied.

Remarque :

Le faciès marno-calcaire rouge du niveau 6b n'est pas connu dans les couches de passage au flysch pindique ou dans le flysch du Tripolitza, où cette faune est cependant abondante dans des faciès pélitico-gréseux. En outre, aucune assise de cet âge n'a jamais été signalée dans la série pindique. Il n'est donc pas déraisonnable d'attribuer cet ensemble aux couches de passage ou au flysch de Tripolitza qui aurait ici un faciès inhabituel.

I-3. COUPE A L'E DE MATI, AU COL DE LAVKA : Coupe FB_3

Cette coupe est, du point de vue tectonique, équivalente à la précédente puisqu'elle est située entre les calcaires "autochtones" et la falaise appartenant à l'allochtone pindique. Elle se trouve au col même qui conduit de Mati à Lavka.

On y voit successivement, des calcaires de l'"autochtone" tripolitzique à l'allochtone pindique et du N vers le S (fig. 60) :

1- des dolomies blanches qui se rattachent à l'ensemble des calcaires crétacés autochtones,

2- 10 m de pélites gréseuses, marron-vert, ayant l'allure d'un flysch et contenant des calcaires triasiques noirs, grossiers, à filaments et Conodontes.

L'échantillon PT 271 a fourni :
Gondolella constricta MOSHER & CLARK (?)
Proniodina petrae-viridia (HUCKRIEDE) (?)

Les déterminations sont données sous toute réserve, l'état de conservation ne permettant pas une identification plus précise. Si celle de *Gondolella constricta* MOSHER & CLARK se révélait être exacte, l'existence du Trias moyen (limite Anisien-Ladinien) serait établie une nouvelle fois (cf. coupe précédente, niveau 4)

3- 4 m de pélites siliceuses rouges,

4- 15 m de pélites gréseuses, de calcaires graveleux et de grès micacés à ciment calcaire,

5- 12 m d'épaisseur de calcaires à débit en plaquettes, grossiers, gris, gréseux, ils présentent parfois des figures de sédimentation,

6- 4 m de marno-calcaires rouges à taches vertes dans lesquelles existent parfois de fines passées de calcaire microbréchique gris. L'échantillon PT 275 b a fourni des débris de microfossiles dont une *Globorotalia* n'appartenant pas à l'Eocène supérieur. Cet ensemble se rattache vraisemblablement au flysch de Tripolitza ou à ses couches de passage,

quelques mètres de lacune d'observation,

7- 5 m environ de calcaires graveleux du Lutétien-Priabonien, appartenant à la série de Tripolitza, alternent avec des calcaires fins, gris clair, à nombreux fossiles parmi lesquels :

PT 276 a fourni :
Nummulites
Orthophragmines
Operculina sp.
beaucoup de foraminifères pélagiques

PT 276b nombreux fossiles en très mauvais état de conservation mais dont on peut distinguer les *Globorotalia* (?)
Cette faune suggère un âge Lutétien- Priabonien.

Remarque :
L'attribution du niveau 6 au flysch de Tripolitza ou à ses couches de passage est étayée par l'existence d'un affleurement de calcaire lutétien-priabonien au sein de ce flysch. Les relations calcaire-flysch n'ont pu être établies.

quelques mètres de lacune d'observation,

8- 10 m de pélites gréseuses et de grès micacés à ciment calcaire,

9- falaise des Calcaires en Plaquettes pindiques dont le pied est nappé d'éboulis .

A une dizaine de mètres de part et d'autre du col, à l'E et à l'W, des affleurements montrent que **les horizons décrits ci-dessus s'interrompent. Il s'agit par conséquent de lentilles.**

Ainsi à l'E :

Le niveau 7 (calcaire néritique à nombreux fossiles lutétiens-priaboniens) disparaît, un niveau siliceux de jaspe grise et rouge le relaie. Notons que ces deux types de roche ne passent pas l'un à l'autre, mais sont seulement dans le prolongement l'un de l'autre.

A l'W :

On peut suivre latéralement une grande lentille de calcaires lutétien supérieur . Elle est moins développée que celle du flanc oriental et disparaît dans une association de pélites siliceuses rouges, de jaspe rouge, d'opale (grise, rouge et verte) et de roche éruptive de différents types : laves vacuolaires à faciès mandelstein, laves porphyriques, tufs.

I-4. COUPE A L'W DE MATI, AU "PETIT COL" : coupe FB_4

En suivant le pied de la falaise des Calcaires en Plaquettes, vers l'W de Mati, on suit un replat qui s'allonge entre deux bandes calcaires. Au point X = 615,8 Y = 4187,5, il s'élargit, sa marge septentrionale formant une avancée dans la plaine de Fénéou. A cet élargissement du replat je donne le nom de "petit col de Mati" par opposition au "grand col de Mati" situé 1 km plus à l'W et qui assure la transition entre la plaine de Fénéou et la vallée de Komi.

BUS LILLE

La coupe a été levée dans une ravine de direction N 30, du N vers le S, c'est-à-dire qu'elle va des calcaires tripolitziques vers le pied de la falaise des Calcaires en Plaquettes, nappé d'éboulis.

On peut y distinguer (fig .61) :

1- des calcaires lutétiens de Tripolitza, sur le flanc N du torrent sec jusqu'à son lit. De l'autre côté, la pente est couverte d'éboulis sur plusieurs mètres ;

2- 3 m de calcaires blancs, bréchiques, à éléments de calcaires fins ou grossiers, de taille variable. En moyenne, leur taille diminue vers le sommet, où elle n'est que de l'ordre du millimètre alors que certains atteignent 20 cm à la base. Les éléments sont bien arrondis quand ils sont gros, peu quand ils sont de petite taille. On a donc ici un granoclassement très net :

3 m d'éboulis,

3- 3 m de calcaires argileux souvent rouges, parfois verts, fins, et de calcaires grossiers gris,

4- 3 m de calcaires argileux noirs identiques au niveau 1 de la coupe FB_1 (cf. fig.58 et p.191),

2 m de lacune d'observation,

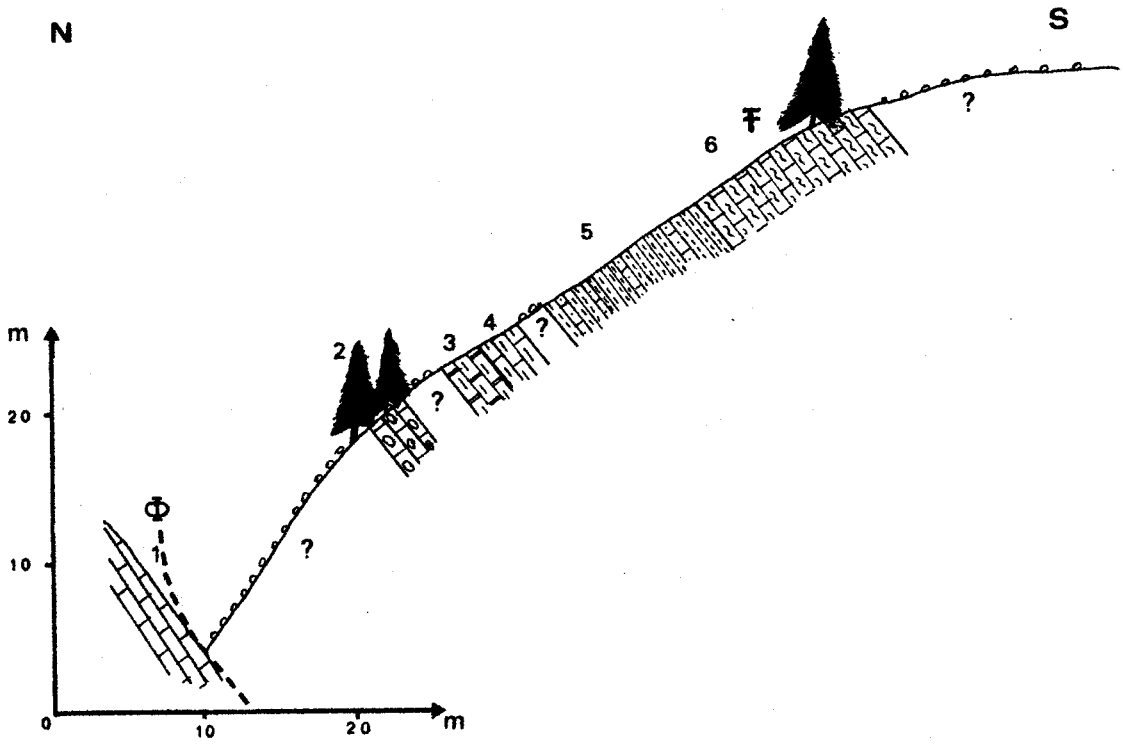


Fig. 61 Coupe FB4 "Petit Col"

Ouest de MATI

Légende

- Calcaires à filaments
- Séquence gréso-pélitique
- Calcaires argileux noirs
- Calcaires argileux rouges
- Calcaires bréchiques
- Calcaires éocènes de l'autochtone
- Eboulis
- Ŧ Fossiles

BUS LILLE

5- 10 à 15 m d'un ensemble gréso-pélitique contenant quelques bancs de calcaire grossier. Ceux-ci sont surtout abondants vers la base. Les pélites sont vertes à brunes, les grès sont verts à marron, micacés, assez grossiers;

6- 10 à 15 m de calcaires triasiques gris ou noirs, à débit en plaquettes de 5 à 10 cm. Ces calcaires sont fins ou grossiers, voire microgravelleux suivant les bancs, à petits filaments courts et courbes. Les échantillons suivants nous ont fourni :

PT 303b *Epigondolella primitia* MOSHER
Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE)
Cratognathodus kochi (HUCKRIEDE)
Priniodella decrescens TATGE
Chiradella dinodoïdes (TATGE) (?)

Ces faunes nous permettent de dater ces niveaux du Trias supérieur (limite Carnien-Norien). Des éboulis les séparent de la falaise.

I-5. COUPE DU RAVIN AU SE DE SAITAS : coupe FB_5

Au SE de Saïtas, le ravin qui prolonge vers le N la vallée de Komi, et permet de la relier à la plaine de Fénéou, longe le front de chevauchement de la nappe du Pinde. Ce front d'érosion s'est installé là où les terrains sont plus tendres, dans le complexe mylonitique.

Deux coupes transversales de ce ravin vont nous fournir quelques informations supplémentaires (fig. 62).

I5-1. Coupe FB_{5a}, côte 1100 m (X = 614,2 Y = 4187,5)

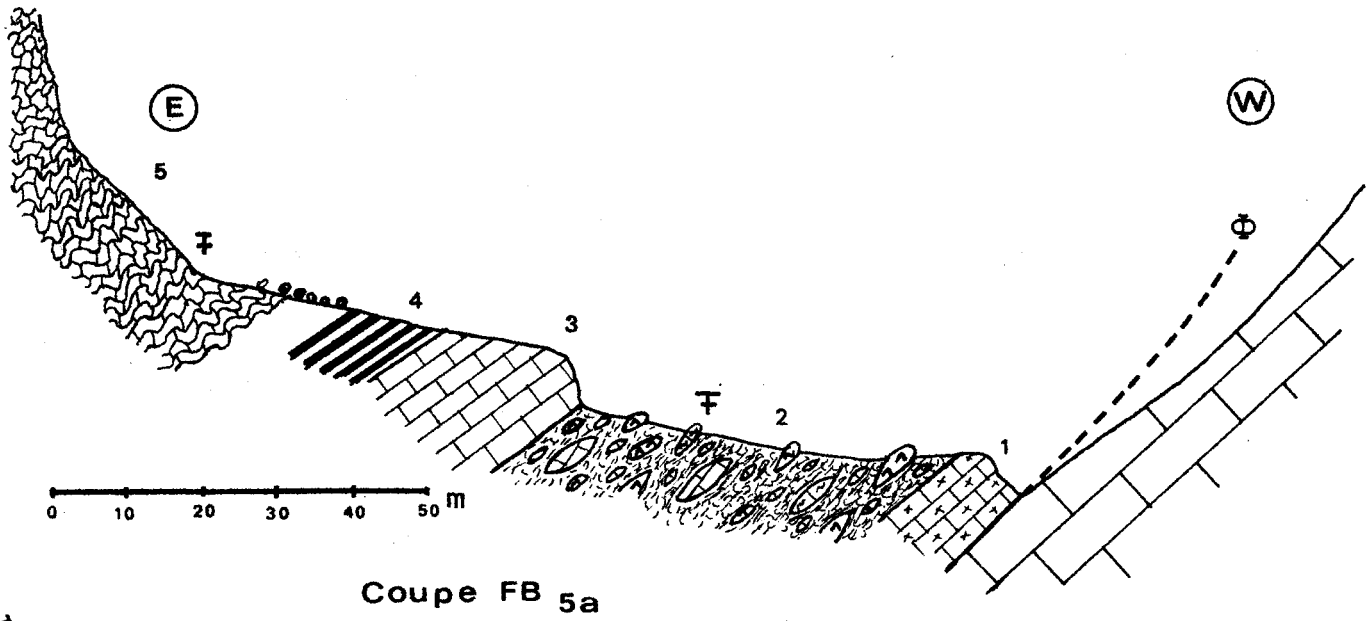
Sensiblement E-W, elle intéresse les niveaux allant de l'autochtone relatif (à l'W) aux Calcaires en Plaquettes pindiques (à l'E) en rencontrant successivement (fig. 62 a) :

1- de grands blocs de calcaires très recristallisés, formés d'un entrelacs de veinules de calcite, et séparés du Tripolitza par le lit du torrent,

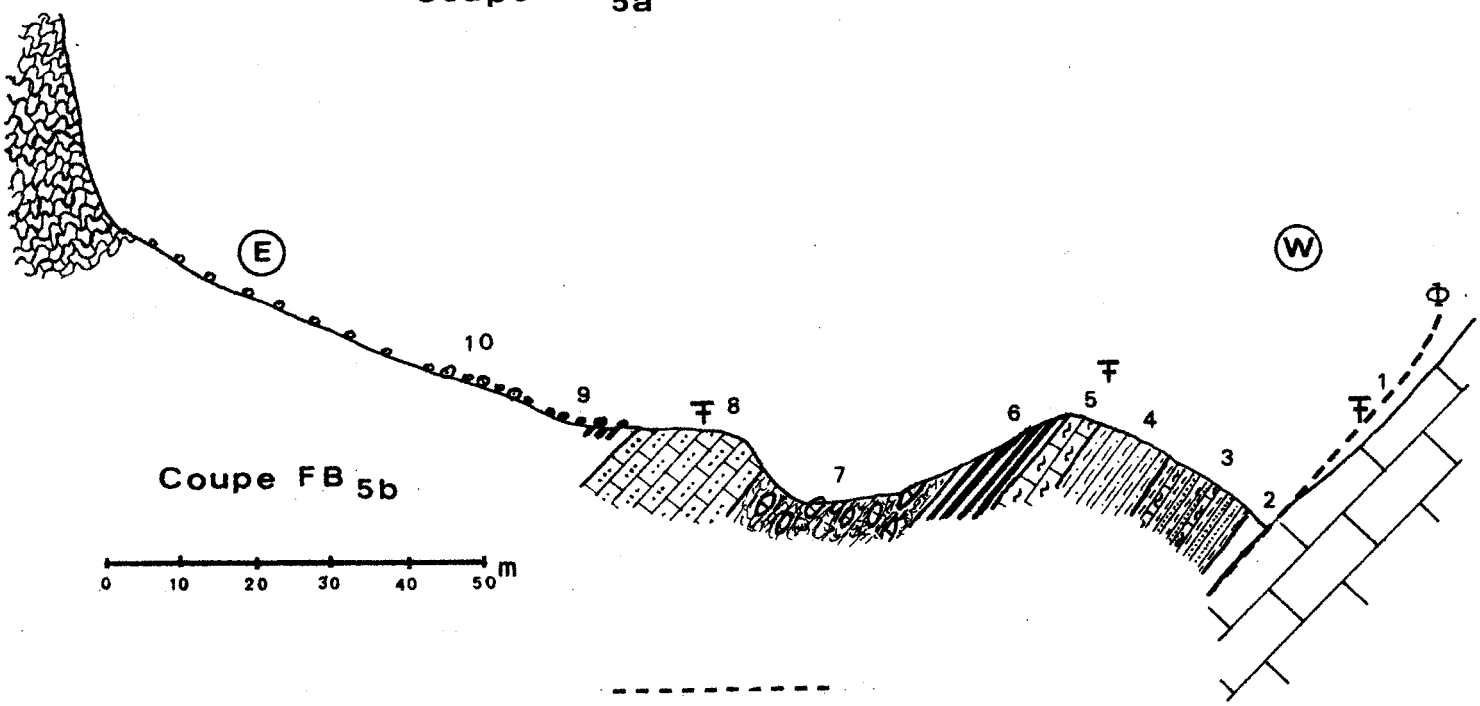
2- 50 m de mylonite pélitique dans laquelle existent des îlots de grès micacés à débris de végétaux, de roche éruptive (6 x 6 x 4m), de calcaires variés souvent marqués par une intense cicatrisation calcitique. Parmi ces calcaires seul sera mentionné ici celui qui a livré des renseignements :

PT 431 : c'est un calcaire grossier à nombreux filaments, contenant des Conodontes du Trias supérieur :

Paragondolella polygnathiformis (BUDUROV & STEFANOV)



Coupe FB 5a



Coupe FB 5b

Fig. 62 Coupes F.B 5

Ravin du SE du SAÏTAS

Légende

BUS LILLE

- Calcaire en plaquettes
- Calcaire à Globotruncana
- Calcaire indifférencié
- Calcaire recristallisé
- Calcaire à filaments
- Radiolarites
- Mylonite à blocs
- Séquence gréso-pélitique
- Grès et pélites
- Calcaire eocene de l'autochtone

Paragondolella navicula hallstattensis MOSHER
Paragondolella navicula navicula (HUCKRIEDE)
Epigondolella primitia MOSHER
Enantiognathus ziegleri (DIEDEL)
Cratognathus kochi (HUCKRIEDE)

La présence de *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) et de *Epigondolella primitia* MOSHER indique la limite Carnien-Norien.

3- 20 m de calcaires fins à très fins, gris clair à beiges. Ils n'ont livré aucune microfaune ;

4- quelques mètres de radiolarites,

lacune d'observation de plusieurs mètres,

5- la falaise des Calcaires en Plaquettes dont la base nous a livré :

PT 418 *Globotruncana concavata* BROTZEN
Globotruncana cf. *tarfayensis* LEHMANN
une forme écrasée de *Globotruncana* gr. *sigali*
ou *Globotruncana* cf. *elevata* (BROTZEN)

Cette association est à rattacher au Santonien si l'on a *Globotruncana* gr. *sigali* et à la limite Santonien-Campanien s'il s'agit de *Globotruncana* cf. *elevata*;

I5-2. Coupe FB_{5b}, côte 940 m (X = 613,5 Y = 4186,8 (fig. 62b)

Dans la même position structurale que la précédente, cette coupe lui est parallèle et plus méridionale.

On relève de l'W vers l'E et de bas en haut :

1- des calcaires de l'Eocène supérieur de Tripolitza, très fossilifères :

PT 437 *Nummulites millecaput* BOUBEE forme A
grandes Orthophragmines dont :
+ *Discocyclina sella*
+ *Asterodiscus* sp.

Grzybowskia cf. *multifida*
Bryozoaires

Ces formes datent la limite Lutétien supérieur - Priabonien inférieur ;

2- 10 m de lacune d'observation dont les premiers sont occupés par le lit du torrent,

3- des grès et pélites en association assez anarchique, des calcaires à filaments contenant parfois des silexites noirs,

Azimut du pendage : 40 N 080 ,

4- un ensemble gréso-pélitique, vert dans les niches d'arrachement récentes, apparaissant jaune ailleurs,

5- calcaires gris à filaments qui ont livré de nombreux Conodontes du Trias supérieur

PT 436 B
Epigondolella primitia MOSHER ou *E. multidentata* MOSHER
Cypridodella confelxa MOSHER
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Prioniodina excavata MOSHER ou *Ozarkodina tortilis* TATGE

La détermination de *Epigondolella primitia*MOSHER est douteuse, s'il s'agit de cette forme, la limite Carnien-Norien est caractérisée. Au contraire, si l'existence de *Epigondolella multidentata* MOSHER est vérifiée, c'est le Norien moyen à supérieur qu'il est préférable de retenir. Dans un cas comme dans l'autre, ces conodontes indiquent un âge Carnien supérieur ou plus récent ;

5 à 6 m de lacune d'observation. Des blocs de roche éruptive pointent et le sol est jonché de grès verdâtres, de pélites et de calcaires ;

6- des radiolarites à minces bancs de jaspes rouges en relief,

7- 20 m de mylonite, formant une petite dépression sur les flancs de laquelle des ravines permettent l'observation de cet ensemble,

8- des calcaires formant un ressaut. Fins, ils sont rouges, verts ou gris ; grossiers, ils sont gris. Quelques gros bancs de jaspe rouge y sont intercalés. Les calcaires fins, gris clair, nous ont livré une faune de *Globotruncana*

PT 435 X
Globotruncana gr. *stuarti* (DE LAPPARENT) indiquant le Campanien ou le Maestrichtien (niveaux élevés de Calcaires en Plaquettes),

9- des radiolarites en éboulis sur une centaine de mètres,

10- une lacune d'affleurement, gris-verdâtre nous sépare encore du pied de la falaise crétacée.

Le front du chevauchement garde la même géométrie après que celui-ci ait pris une direction EW, sur le flanc S du Saïtas : ensemble gréso-pélitique.

CHAPITRE II. DONNEES COMPLEMENTAIRES

II-1. CALCAIRES EOCENES DE TRIPOLITZA

II-2. COUCHES ROUGES ET VERTES A GLOBIGERINES

II-3. BRECHES CALCAIRES

II-4. GRES A GROS GRAINS DE QUARTZ

II-5. ROCHES ERUPTIVES DU DHRAKOVOUNI

II-6. ROCHES ERUPTIVES DU COL ALEA - SKOTINI

II-7. LENTILLES DE CALCAIRES EN PLAQUETTES DANS LA FB

II. DONNEES COMPLEMENTAIRES

Quelques rares coupes ont pu être levées dans la Formation à Blocs, mais les affleurements sont généralement si dispersés, l'ensemble si disloqué, que seules des informations ponctuelles ont pu être notées.

Dans ce paragraphe je mentionnerai donc ces observations, et leur localisation, qui, par leur importance ou les faunes qu'elles ont permis de recueillir, méritent d'être signalées.

II-1. CALCAIRES EOCENES DE TRIPOLITZA

Outre les coupes précédentes, ils affleurent au "Grand Col de Mati", à l'W du village. Là, j'y ai trouvé un élément de 10 cm inclus dans la Formation à Blocs à côté d'un galet décimétrique pindique en place lui aussi (pl. XI, fig. 3). Ceci montre, une fois de plus, l'importance du mélange dans lequel sont inclus aussi bien des faciès de l'allochtone que des faciès de la série tripolitzique. Des calcaires de l'Eocène supérieur de Tripolitza, en blocs beaucoup plus importants (plusieurs mètres de côté) ont été également observés dans la Formation à Blocs :

- là où le chevauchement se fait directement sur les calcaires crétacés tripolitziques (cf. col de Lavka, coupe FB_3),
- au col séparant les plaines de Skotini et Kandhila,
- au Sud du village de Tati (SE de la plaine de Skotini).

II-2. COUCHES ROUGES ET VERTES A GLOBIGERINES

Une intercalation de marno-calcaires rouges et verts à Globigérines a déjà été signalée dans les coupes FB_1 (niveau 2), FB_2 (niveau 6b), FB_3 (niveau 6) et attribuée au Lutétien par leur contenu faunistique. De tels niveaux ont été retrouvés en trois autres endroits :

- à l'E de la plaine de Skotini
- au col Aléa - Skotini et dans le massif du Dhrakovouni.

II2-1. A l'E de la plaine de Skotini

Sur les pentes orientales de la plaine, à l'E du village de Tati affleurent des marno-calcaires rouges et verts puissants d'une vingtaine de mètres.

Si les 10 m inférieurs n'affleurent que partiellement, les 10 m supérieurs sont bien visibles. Ils sont formés de calcaires rouges à ocelles vertes pauvres en Globigérines et de calcaires qui en contiennent beaucoup. Des lits centimétriques de calcaires à Orthophragmines et Globigérines soulignent efficacement un plissement parfois très intense accompagné d'une schistosité de plan axial bien développée (pl. XI, fig. 2).

Des échantillons prélevés dans ces niveaux révèlent :

PT 1081
Globorotalia cunialensis TOUMARKINE & BOLLI
Globorotalia cocoaensis CUSHMAN

PT 1082
Globigérinidés du Lutétien - Eocène supérieur

qui datent l'Eocène supérieur élevé.

II2-2. Au col Aléa-Skotini

A proximité du sentier qui joint Aléa à Skotini, sur la retombée méridionale du col (X = 626,7 Y = 4180,8) affleure une masse importante de marno-calcaires rouges et verts à Globigérines. Des niveaux bréchiques y sont interstratifiés. Cet ensemble, très varié, montre ses principaux caractères sur la coupe jointe. On note en allant du S vers le N :

1- un niveau bréchique à ciment vert. Les éléments constitutifs sont des calcaires fins, gris clair à gris foncé. Le ciment vert se présente sous forme de marno-calcaires contenant quelques Globigérines. Des lentilles diffuses de marno-calcaires s'observent au sein des marno-calcaires verts. Au sommet de ce niveau des nodules de silexites de 2 à 3 cm d'épaisseur sont plaqués;

2- 10 m à 15 m de calcaires marneux rouges,

3- 20 m de pélites gréseuses rouges à débit en petites frites (de 0,5 à 2 cm),

4- 20 cm d'un ensemble composite de pélites et de calcaires en nodules. Les pélites sont rouges et ont parfois un débit en très petites frites. Les calcaires marneux, verts sont lenticulaires (décimétriques) ;

5- 10 à 15 cm de calcaires gris grossiers à lentilles de silexite. Les fossiles pélagiques y sont nombreux ;

6- 50 cm de calcaires fins gris et rouges associés. Ils contiennent des fossiles pélagiques. Les calcaires rouges peuvent passer en transition à des calcaires verts ;

7- 30 cm au minimum de brèche à ciment vert, identique à celle du niveau 1, la brèche présente encore des lentilles diffuses rouges.

II2-3. Dans le massif du Dhrakovouni

Au NW de Kerpini, dans un profond ravin de direction N030 (X= 597,1 Y =4180,5), des calcaires et calcaires marneux, rouges et verts, à Globigérines, sont interstratifiés. Très microplissés, ils apparaissent chiffonnés. Les échantillons PT 884 A, 884 B, 884 C et PT 886 pris dans ces horizons m'ont livré les Globigérinidés et Globorotalidés du Paléocène supérieur - Eocène inférieur (Ilerdien - Ypresien) dont *Globorotalia aragonensis* probable.

On sait (cf. p.) que l'installation du flysch de Tripolitza se fait à l'Eocène supérieur - Priabonien inférieur et celui du Pinde au Paléocène (cf. par ex. FLAMENT J.M., 1973). En outre, des faciès rouges et verts, analogues à ceux de Kerpini, sont connus :

- à la base de la série des Calcaires en Plaquettes (MEILLIEZ F., 1971, FLAMENT J.M., 1973),
- à la base du flysch du Pinde.

On peut donc supposer qu'il s'agit de certaines couches du flysch du Pinde (mais elles seraient plus récentes que celles connues jusqu'alors) ou de niveaux se rattachant à une unité différente inconnue à ce jour à l'affleurement dans ce secteur (ex : série d'Ethya).

II-3. BRECHES CALCAIRES

II3-1. A l'E de la plaine de Skotini

Au S du village de Tati, appuyé sur la bordure orientale de la plaine, des brèches calcaires forment un pointement de 10 m x 10 m. Hétérométrique (1 mm à 40 cm) cette brèche polygénique contient des éléments, les uns du Crétacé de Tripolitza à *Orbitoides* sp. (équivalents du niveau Cs3b, cf. p.) à *Aeolisaccus kotori* (Sénonien inférieur ou plus ancien), à Rudistes, à Gastéropodes et les autres de l'Eocène à Nummulites et Orthophragmines, Algues ... Ces éléments, sublithographiques à graveleux ou oolithiques, sont souvent jointifs. La matrice jaunâtre n'a pas fourni de faune.

II3-2. Massif du Dhrakovouni

Dans un virage de la piste qui conduit à Kerpini, au NW du village de Kerpini (X = 596,75 Y = 4180,6) des brèches calcaires affleurent.

Polygéniques, hétérométriques, les éléments sont en calcaire fin ou grossier et contiennent parfois des Nummulites, Orthophragmines, Gastéropodes, Milioles ... Les seuls éléments datés sont Eocène moyen à supérieur mais la plupart n'ont pas livré de fossiles.

En tenant compte de ce qui a été décrit ailleurs (DERCOURT J., FLEURY J.J., TSOFLIAS P., 1972, MANIA J., 1971) il se peut qu'il s'agisse d'un conglomérat du flysch de Tripolitza. Mais ici également, une grande réserve est de rigueur.

II-4. GRES A GROS GRAINS DE QUARTZ

En différents affleurements (Tati, Col Skotini-Kandyla ....) de la Formation à Blocs ; des grès à gros grains de quartz (de la taille d'un oeuf de pigeon) ont été trouvés. Ils sont identiques à ceux datés du Trias par TERRY J. au Mont Ithôme (1969) et à ceux qui existent dans la formation de Priolithos située à la base des écailles du Péloponnèse septentrional (FLAMENT J.M., communication personnelle). Ces grès sont, par analogie, susceptibles d'être attribués au Trias.

II-5. ROCHES ERUPTIVES DU DHRAKOVOUNI

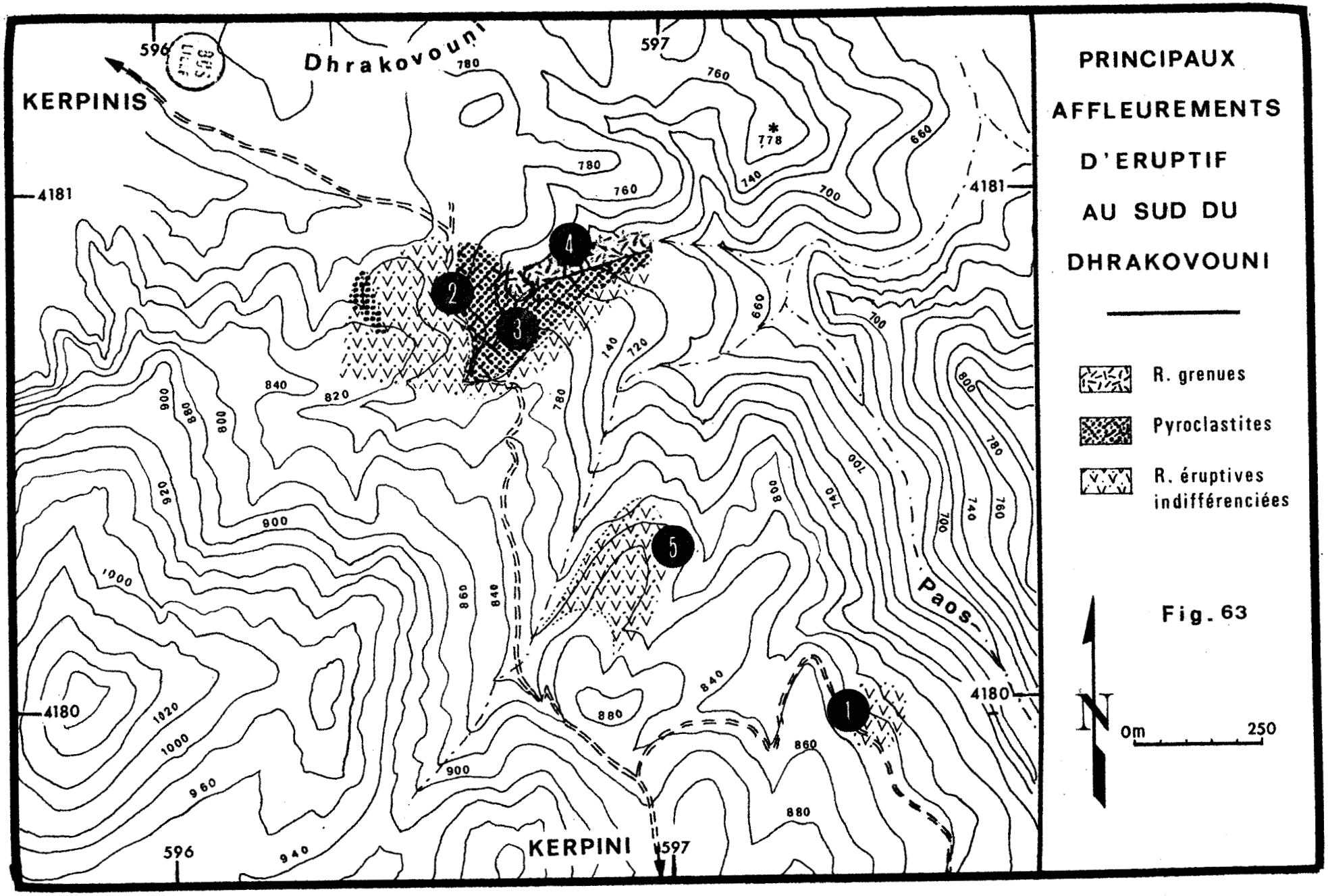
Dans le massif du Dhrakovouni (fig. 63) entre les villages de Dhrakovouni et Kerpini apparaît une fenêtre à la faveur d'une entaille creusée par le profond ravin du Paos. Cette fenêtre est ceinturée par la Formation à Blocs dans laquelle de très nombreux blocs de roches éruptives existent (plus importants et plus nombreux qu'ailleurs dans cette formation).

Les affleurements les plus intéressants, situés au NW de Kerpini (fig. 63), révèlent différents faciès pétrographiques*; leurs relations, leur âge, leur pétrogenèse.

Les différents affleurements, situés sur la carte, affectés d'un numéro, sont situés (fig. 63) :

1. le long de la route Dhrakovouni - Kerpini et sur les pentes du ravin qui la borde où affleurent des laves à phéno-cristaux automorphes de pyroxène (basaltes et basaltes ankaramitiques). Sur un même échantillon le poucentage de minéraux exprimés en phénocristaux (de pyroxène) varie.

* L'analyse pétrographique détaillée sera examinée ultérieurement (p.251).


PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS D'ERUPTIF AU SUD DU DHRAKOVOUNI
R. grenues
Pyroclastites
R. éruptives indifférenciées
Fig. 63
N
0m
250
Dhrakovouni
KERPINIS
KERPINI
Paos
596
597
4181
4180
1
2
3
4
5

Des brèches éruptives sont visibles quelques mètres plus bas sur les flancs du ravin. Hétérométriques (5 mm à 40 cm), ces brèches sont polygéniques : des laves rouges à faciès mandelstein (andésite, basalte) et des basaltes à pyroxènes (identiques à ceux cités ci-dessus) les constituent. Des laves à débris de coussins (pillow lavas) semblent y être inclus (on observe en effet dans des blocs de Basalte des variations de taille des sphérules).

2. La piste qui quitte Kerpini vers le NW pour rejoindre Kerpinis traverse une masse importante de roches éruptives. Avant le virage qui donne à la piste une direction générale EW, affleurent, 20 m en contrebas de la route, des tufs* et cinérites litées (pl. X, fig. 2). Les pyroclastites, de nature andésitique ou d'andésite quartzique, ont un aspect poivré.

   Les tufs évoquent à l'oeil nu des grès verts ; les cinérites sont vertes, blanchâtres, rouges ou grenat. La ressemblance (débit, cassure, couleur) entre les cinérites fines et des radiolarites est frappante.

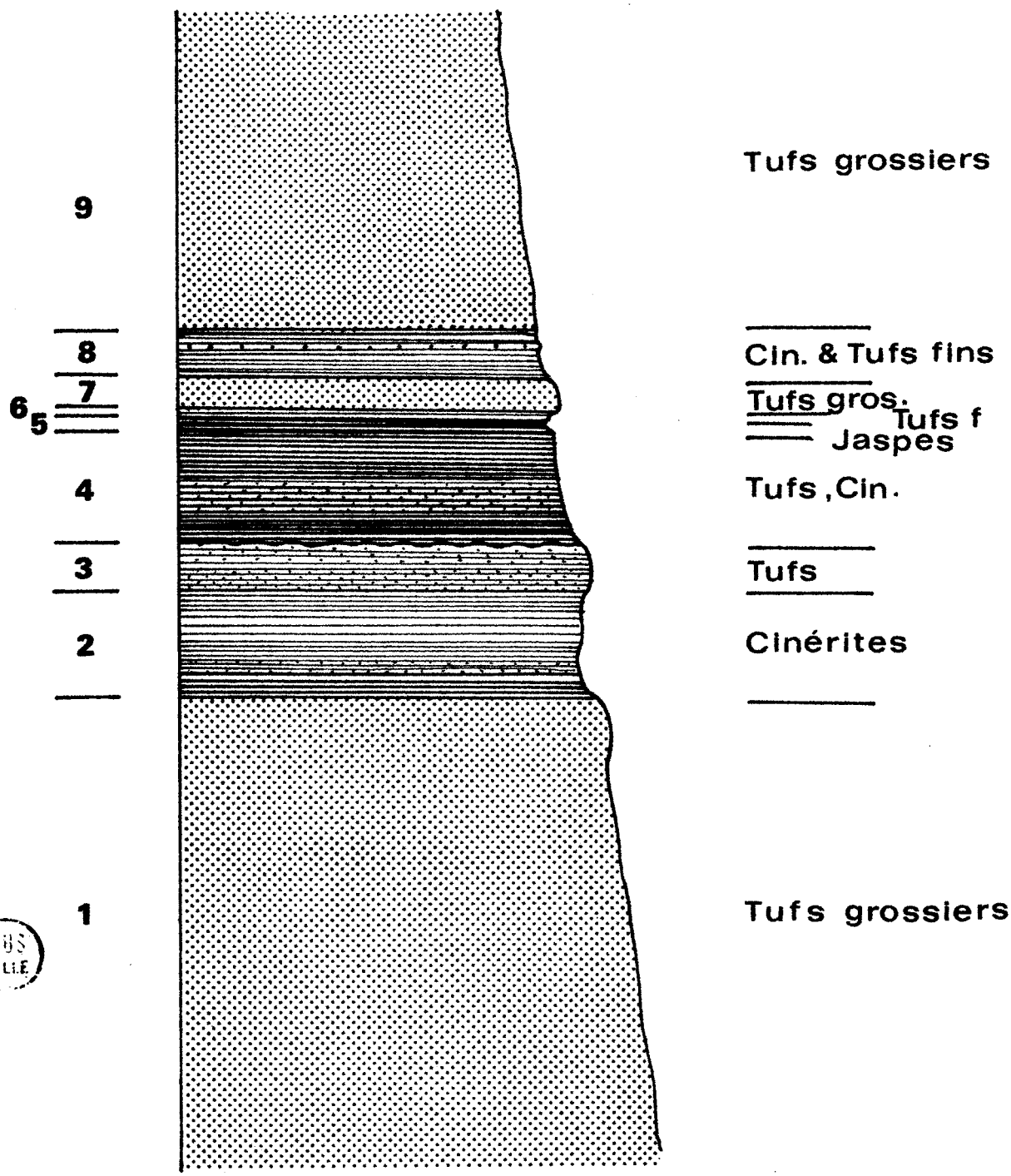
   Tufs et cinérites ont des contacts très plans ou, au contraire, très irréguliers. Quand ils sont irréguliers, ils sont situés au sommet des niveaux de tufs et à la base de cinérites le plus souvent. Les cinérites ont des interlits plans. Des passées de calcaire plus ou moins silicifié sont interstratifiées; millimétriques le plus souvent, elles atteignent parfois 2 cm. Les niveaux calcaires, lorsqu'ils sont épais (1 à 2 cm), sont toujours microbréchiques et granoclassés (pl. X , fig. VI) ; fins, voire invisibles à l'oeil nu, ils sont pétris de "filaments" longs et flexueux. Les niveaux à filaments, débités parallèlement à la stratification, fournissent des Halobies. Des lits de cinérites ont fourni des Radiolaires qui sont attribués par SANFILIPPO A. au Trias (Jurassique ?).

   <u>Remarque</u> : Les calcaires à filaments et des jaspes à filaments du massif du Dhrakovouni ont livré des Conodontes du Trias.

3. Au SE du point 2 (cf fig. 63), un ravin aux bords escarpés entaille la série des tufs et cinérites et permet d'y lever une coupe où les assises sont bien litées (pl. X, fig. 1). Certains niveaux ressemblent

* Les subdivisions adoptées dans ce travail pour la distinction entre brèches, tufs et cinérites sont précisées p. 253.

Fig. 64 COUPE DES PYROCLASTITES DU MASSIF DU DHRAKOVOUNI



BUS LILLE

étonnamment à des radiolarites. Dans cet ensemble puissant de 15 à 20 m, une coupe détaillée y a été levée sur plusieurs mètres. Elle montre l'alternance irrégulière de tufs et cinérites, chaque niveau étant très bien classé. On y voit de bas en haut (fig. 64) :

1- un banc massif, épais de 3 m, de tufs verts, fins. Les trente derniers centimétriques sont plus grossiers ;

2- 70 cm de cinérites vertes à marron, à débit en petits lits centimétriques. Les interlits sont empreints d'une pellicule manganésifère. Sous le marteau ces roches ont un débit explosif. Le débit, l'allure, la couleur, évoquent des radiolarites ;

3- 30 cm de tufs. La limite sommitale de cet horizon est ondulée ;

4- 70 cm de tufs fins et cinérites grossières associées. Le débit se fait suivant des surfaces planes. Une silicification affecte certains niveaux (essentiellement les cinérites) et se marque souvent par une variation de teinte (niveaux silicifiés : verts ou rouges) qui souligne efficacement la stratification. La silicification apparaît sous forme de taches rougeâtres à contours diffus qui, plus ou moins coalescentes, forment parfois de minces lits rouges et verts irréguliers, dont quelques apophyses traversent les bancs ;

5- 10 cm de jaspes vertes qui éclatent sous le marteau, correspondent probablement à une ancienne cinérite,

6- 5 cm de tufs fins polychrones identiques à ceux du niveau 4 (?)

7- 20 cm de tufs grossiers. En bancs de 1 m, la base est plane mais le sommet présente une surface bosselée ;

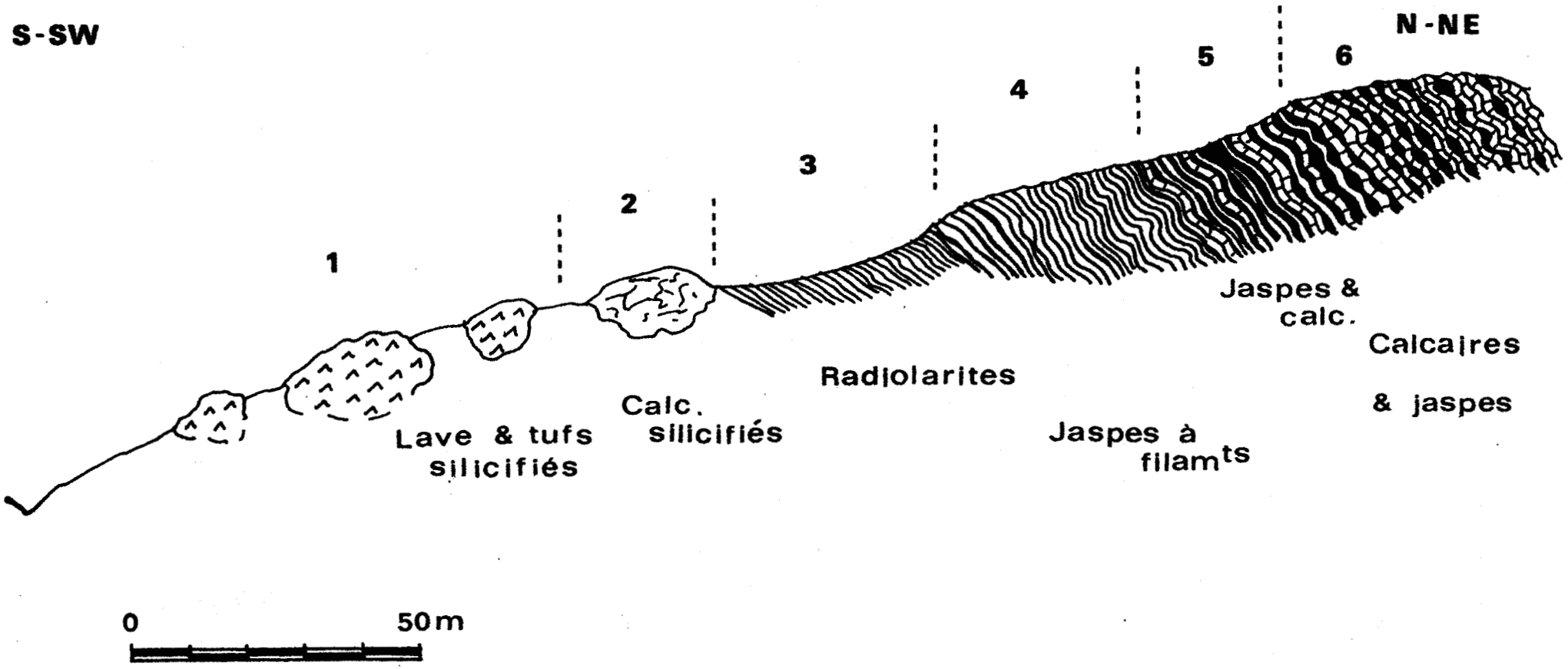
8- 25 cm de cinérites et tufs interstratifiés plus ou moins fins, et silicifiés. Les tufs sont souvent gris âtres à marron, massifs. Les cinérites sont polychromes (vertes, bleutées, marron, grenat, carmin) et se débitent facilement en plaquettes ;

9- 2 m de tufs grossiers, massifs, verdâtres qui ne présentent aucune stratification.

4. Quelques mètres plus bas, sous la coupe précédente (fig. 63) le torrent qui traverse les tufs court sur les roches grenues. Il s'agit de diorites à structure doléritique bien marquée. Les cristaux, très grands dans le lit du torrent (2 à 3 cm), semblent diminuer de taille à l'approche des tufs.

Fig. 65 COUPE DES ROCHES ERUPTIVES DU COL ALEA-SKOTINI

BUS LILLE



Dans le même torrent, à la côte 700 m, au sein des diorites, existent les traces d'un phénomène de mélange magmatique (fig. 5, pl. X). Une diorite à grain plus fin que l'encaissant mais de même constitution y forme des bouffées.

Bien que la nature du contact n'a pu être déterminée (stratigraphique ? tectonique ?), les roches grenues passent sous les tufs (V dans le torrent).

5. La crête qui longe l'E du plus profond ravin, n'offre pas d'affleurements continus mais des blocs de roche éruptive pointent en quantité. Parmi ces blocs de taille variable, les plus gros pouvant atteindre 5 x 5 m, on y peut voir des roches microgrenues à quartz automorphe (microdiorite quartzique). Certains sont silicifiés.

   Ces pointements sont situés entre des radiolarites au sommet et des marno-calcaires rouges et verts à Globigérines de l'Eocène inférieur à la base

Ainsi dans le massif du Dhrakovouni affleurent des roches éruptives très diverses et très développées (ce sont les seules connues de cette importance, en Péloponnèse dans la série pindique). A une masse de diorites se superpose une masse de tufs (superposition d'ordre stratigraphique ?, tectonique ?) déposés en milieu marin (cf. part. V).

Les deux types pétrographiques principaux : diorites, pyroclastites (brèches, tufs, cinérites) affleurent largement. Enfin, sur les pyroclastites repose la Formation à Blocs, très riche elle aussi en éruptif (W du point 2, point 5) et notamment en lave (andésite à faciès mandelstein, basalte à pyroxène).

II-6. ROCHES ERUPTIVES DU COL ALEA-SKOTINI

La retombée méridionale du col qu'emprunte le sentier muletier qui joint Aléa à Skotini permet de suivre une bande NW-SE le long de laquelle, une même succession de faciès se rencontre (X = 627,2 Y = 4181,0). Ce ne sont pas des affleurements continus, mais des blocs (fig. 65).

On y note du S-SW au N-NE :

1- des blocs d'andésite (porphyrique amygdalaire) parfois silicifiée. Cette lave peut-être accompagnée de tufs (nature d'andésite quartzique) plus ou moins silicifiés eux aussi ;

2- des blocs de calcaire cataclasé, silicifié, plus ou moins décalcifiés,

3- des radiolarites,

4- des jaspes à filaments longs et flexueux (identiques à ceux qui ont fourni des Conodontes dans le massif du Dhrakovouni),

5- lits de jaspes (3 cm) et de calcaires interstratifiés irrégulièrement (environ 20 lits de jaspes pour un lit de calcaire,

6- jaspes en bancs hernieux (10 à 20 cm) intercalés dans des calcaires silicéux.

Cette succession de faciès (stratigraphique seule ?, stratigraphique et tectonique ?, tectonique seule ?) montre donc, une fois de plus un lien étroit entre roches éruptives et radiolarites à filaments triasiques d'une part, entre radiolarites et silicification d'autre part.

II-7. LENTILLES DE CALCAIRES EN PLAQUETTES DANS LA FORMATION A BLOCS

II7-1. Dans le massif du Dhrakovouni

Les talus de la route qui joint les villages de Dhrakovouni à Kerpini permettent de relever différentes lentilles de la série pindique prises dans les grès de la Formation à Blocs. Si certaines sont triasiques (pl. XI, fig. 3), d'autres appartiennent à la formation des Calcaires en Plaquettes du Pinde. En effet, l'une d'elle (X = 598,0 Y = 4180,0) a livré (JPC 24) :

- *Globotruncana ventricosa*
- *Globotruncana calcarata* CUSHMAN très probable

indiquant le Campanien supérieur.

II7-2. Près de Skotini

Au col qui sépare les plaines de Skotini et Kandhila, la grande falaise des Calcaires en Plaquettes est précédée par une autre, plus petite, noyée dans des pélites gréseuses, constituée par les niveaux sommitaux du Crétacé supérieur du Pinde. Ceux-ci ont en effet livré (PT 1017) :

- *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT)
- Hétérohélicidés du type *Racemiguembelina*

qui datent le Maestrichtien.

II7-3. Environs de Tati

Au SE de la plaine de Skotini, à proximité du village de Tati, des blocs de Calcaires en Plaquettes sont noyés dans la Formation à Blocs. Ils ont livré une abondante faune de *Globotruncana* parmi lesquels (PT 1093) :

- *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ
- *Globotruncana arca* CUSHMAN

qui datent le Campanien - Maestrichtien.

CHAPITRE III. LES CONSTITUANTS

III-1. ROCHES SEDIMENTAIRES

III-2. ROCHES ERUPTIVES

III-3. ASSOCIATION DES ROCHES SEDIMENTAIRES ET ERUPTIVES

III. LES CONSTITUANTS

En regroupant les informations fournies par les coupes précédentes d'une part, par divers autres affleurements de la Formation à Blocs d'autre part, on conclut que celle-ci contient, emballés, les éléments suivants :

III-1. ROCHES SEDIMENTAIRES

III1-1. Appartenant à l'autochtone relatif de Tripolitza

Il est à noter que les éléments de l'autochtone sont préférentiellement situés à proximité de celui-ci c'est-à-dire à la base de la Formation à Blocs.

III11-1. Calcaires de l'Eocène supérieur (Lutétien - Priabonien). En différents endroits, des blocs plus ou moins importants de calcaires éocène supérieur à nombreux microfossiles ont été identifiés.

III11-2. Eléments éocènes attribués avec doute à la série de Tripolitza. Divers éléments de l'Eocène peuvent être rapportés (sous réserve) à l'autochtone. Ce sont :

- des brèches calcaires, hétérométriques, polygéniques d'un âge éocène ou plus récent, remaniant des éléments crétacés et éocènes,

- des marno-calcaires rouges et verts de l'Eocène supérieur. A Tati (p.206) ils se présentent très plissés et affectés par une schistosité située dans le plan axial des structures, (pl. XI, fig. 2).

- des marno-calcaires rouges et verts de l'Eocène inférieur (Dhrakovouni p.207). Leur attribution à la série tripolitzique est, nous l'avons vu, plus incertaine encore que les autres. A cette époque, en effet, le faciès typique de la série tripolitzique correspond à des pélites.

III1-2. Appartenant à l'allochtone pindique

III12-1. Calcaires triasiques à filaments.

Je n'ai identifié et attribué au Trias que des calcaires à filaments ayant livré des Conodontes. Les calcaires sont noirs ou gris foncé, grossiers, à filaments de différents types :

- petits et courbes
- longs et flexueux
- longs et droits

Ces différents types avaient déjà été observés par FLAMENT J.M. (1973) à l'W, dans le domaine des écailles médianes. Les filaments longs et flexueux se présentent toujours en lits millimétriques dans lesquels on les trouve empilés les uns sur les autres, à la différence des petits filaments courbes qui sont répartis plus régulièrement. Les longs filaments droits se localisent plus fréquemment dans les calcaires fins, ils sont peu nombreux et beaucoup plus rarement trouvés. De toutes ces associations, la plus fréquente est faite de calcaires grossiers, gris foncé , contenant des filaments longs et courbes.

Les échantillons suivants nous ont livré :

+ Trias moyen :

PT 265 : *Hindeodella triassica* (MULLER)
Parachirognathus breviramulus (TATGE)
Gladifondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Neospathodus cristagalli (HUCKRIEDE) (?)

de l'Anisien supérieur (voir discussion p.).

PT 271 : *Gondolella constricta* MOSHER & CLARK (?)
Prioniodina petrae-viridia (HUCKRIEDE) (?)

de la limite Anisien - Ladinien (voir p.).

+ Trias supérieur :

PT 303b: *Epigondolella primitia* MOSHER
Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE)
Cratognathodus kodi (HUCKRIEDE)
Prioniodella decresceus TATGE
Chirodella dinodoïdes (TATGE) (?)

datant la limite Carnien-Norien.

PT 431 : *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV)
Paragondolella navicula hallstattensis MOSHER
Paragondolella navicula navicula (HUCKRIEDE)
Epigondolella primitia MOSHER
Enanthiognathus ziegleri (DIEBEL)
Cratognathodus kochi (HUCKRIEDE)

indiquant la limite Carnien - Norien

PT 436B: *Epigondolella primitia* MOSHER
Cypridodella conflexa MOSHER
Enanthiognathus ziegleri (DIEBEL)
Prioniodina excavata MOSHER

PT 443A: *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV)
Epigondolella primitia MOSHER
Enanthiognathus ziegleri (DIEBEL)
Cypridella mulleri (TATGE)
Prioniodina excavata MOSHER

III12-2. Radiolarites

Elles n'affleurent que très sporadiquement et s'observent à la base de la falaise des Calcaires en Plaquettes du Pinde ou à proximité immédiate, sauf au col Aléa - Skotini (cf. p.207). Leur existence est d'ailleurs soulignée par une ou plusieurs sources.

Quand les Radiolarites sont à la base même de la falaise, la limite supérieure de la Formation à Blocs est délicate à établir (comme c'est le cas à Mati : coupe FB_1).

Remarque : Il existe en de nombreux endroits un sol rouge jonché de pélites siliceuses. Il serait hâtif de les attribuer aux Radiolarites. En effet, nous avons vu dans la coupe FB_2 que certaines pélites siliceuses rouges étaient associées au flysch tripolitzique puisqu'il y avait passage progressif de l'un à l'autre ; mais là, aucun banc de jaspe n'a été observé. Sur le terrain, j'ai donc appelé Radiolarites un ensemble constitué par une alternance, régulière ou non, de pélites siliceuses et de jaspes rouges. La détermination des Radiolarites ne nous permet cependant pas encore d'y reconnaître celles d'âge triasique, peu épaisses mais présentes systématiquement dans le domaine des écailles à l'W de celles d'âge jurassique moyen à éocrétacé, très épaisses et connues tant à l'E qu'à l'W. Certaines ont néanmoins pu être attribuées au Trias grâce à la présence des filaments qui y sont visibles (celles qui ont été attaquées ont livré des Conodontes) et qui, jusqu'à présent, n'ont été observés que dans les niveaux triasiques de cette région. D'autres, se trouvant à la base de la falaise des calcaires en plaquettes, ont été assimilées sur la carte, en raison de la position structurale et lithostratigraphique, aux Radiolarites du Jurassique p.p.

III12-3. Calcaires fins, clairs, azoïques

En de nombreux endroits s'observent des calcaires fins, voire sublithographiques, gris clair à beige, n'ayant livré aucune microfaune. Ces calcaires, ainsi que chaque composant de la Formation à Blocs, affleurent sous forme de blocs, il est donc impossible de les caler dans une série connue et, par conséquent, de leur attribuer un âge. Ils pourraient en effet appartenir; soit à la formation de Drimos, soit à la base des Calcaires en Plaquettes du Pinde, lorsqu'ils sont azoïques.

III12-4. Calcaires fins, clairs, à *Globotruncana*

De lithofaciès identique aux précédents, certains calcaires ont livré des microfossiles (voir p.216). On a donc pu les dater du Sénonien et les attribuer aux Calcaires en Plaquettes. Des blocs de cette série ont été reconnus à plusieurs endroits ("Grand col" de Mati, Massif du Dhrakovouni, col Skotini-Kandhila, Tati), la plupart sont proches de la falaise des calcaires crétacés et emballés dans la matrice, ils ne résultent donc pas d'éboulements. D'autres, au contraire, non emballés dans la matrice, peuvent résulter d'éboulements ou paléoéboulements ("Petit col" de Mati). D'autres enfin, quelquefois très importants (20 x 10 x 10 m), sont situés à la base de la Formation à Blocs, alors associés à des calcaires triasiques (cf. coupe FB_{5b}).

III12-5. Grès, pélites

Constituant la matrice de la Formation à Blocs, les grès et les pélites sont omniprésents.

* les grès :

  Massifs ou poreux, durs ou tendres, fins ou grossiers, verts bien souvent mais parfois marron et marron-vert, ils sont presque tous micacés. Les débris de végétaux sont assez fréquents dans les grès poreux, tendres, grossiers, micacés. Leur état de conservation est médiocre et les tentatives de détermination ont échoué.

* les pélites :

  Au sein même de la matrice sont isolées des masses pélitiques. Elles se caractérisent par l'absence de surface lustrée, sont souvent gréseuses et toujours associées à des grès.

Grès et pélites peuvent être attribués à différents ensembles connus :

- flysch de Tripolitza
- flysch triasique du Pinde (TERRY J., 1970 ; FLAMENT J.M., 1973).
- formation flyschoïde néocrétacée (DERCOURT J., 1964 , TSOFLIAS P., 1972 ; FLAMENT J.M., 1973).

N'ayant aucun argument de différenciation nous ne choisirons pas, d'autant plus que les trois existent très probablement.

III-2. ROCHES ERUPTIVES

Omniprésentes dans la Formation à Blocs, les roches éruptives constituent une part importante des blocs. Leur étude pétrographique sera envisagée dans un chapitre spécial (cf. p.251).

Si leur taille est fréquemment comprise entre 0, 001 et 5 mm, elle n'atteint que plus rarement le décamètre et à un seul endroit (Dhrakovouni) la centaine de mètres (pl. X, fig. 3 : Bloc décamétrique de la roche éruptive).

Parmi les composants qui existent partout dans la Formation à Blocs quatre principaux types pétrographiques peuvent être distingués.

III2-1. Pyroclastite

Ce sont des cinérites et tufs andésitiques ou dacitiques plus ou moins fins et des brèches volcaniques. Hétérogranulaires, polygéniques, les éléments constitutifs sont plus ou moins abondants et sont le plus souvent des laves (microlitiques, sphérolitiques ou compactes, aphyriques ou porphyriques ...), des roches microgrenues (dolérite, diabase, diorite ...).

III2-2. Laves

La majorité sont des andésites vertes ou violettes, amygdalaires (faciès mandelstein) ou compactes, elles sont souvent microlitiques : porphyriques ou aphyriques. Les ferromagnésiens, quand ils existent, sont ouralitisés et les feldspaths altérés, ce qui, conférant un faciès paléovolcanique à la roche, permet de les rattacher aux porphyriques des anciens auteurs.

Peu de laves sont des basaltes ou basaltes ankaramitiques (ce sont les laves à phénocristaux de pyroxène).

III3-3. Roches microgrenues

Ce sont des dolérites (ou diabases) et microdiorites quartziques. Les roches à structure microgrenue originelle sont peu répandues alors que les roches à structure microgrenue héritée (provenant de la dévitrification de laves) sont fréquentes.

III3-4. Roches grenues

Moins répandues que les types précédents, ce sont toujours des diorites.

III-3. ASSOCIATION DES ROCHES SEDIMENTAIRES ET ERUPTIVES

Au S de la plaine de Fénéou, l'éruptif n'existe que dans la Formation à Blocs. Il semble en outre être lié, sur le terrain, aux calcaires à filaments et conodontes du Trias par la proximité géographique, et par le voisinage de l'autochtone.

Les roches éruptives sont toujours à proximité ou en contact avec des jaspes présentant parfois des filaments et des radiolaires, mais on les trouve également liées à des pyroclastites. En outre : l'éruptif est toujours noyé dans un ensemble de pélites et de grès verts à débris de végétaux, duquel sortent des blocs triasiques.

A Mati (cf. coupe FB_1), des éléments de calcaire sont englobés dans l'éruptif (pl. X, fig. 4). Or, bien que recristallisés, ils laissent voir des filaments.

Au Grand Col, à l'W de Mati, des calcaires gréseux et chloriteux montrent de très beaux filaments identiques à ceux du Trias. Ils sont associés à des grès fins chloriteux, contiennent des éléments d'éruptif égaux ou inférieurs au millimètre, et sont en contact avec celui-ci. Malheureusement, ces calcaires n'étant pas attaqués par l'acide, nous ne sommes pas en mesure de détecter les Conodontes qu'on était en droit d'espérer. Ainsi la coupe du torrent de Mati nous donne une limite inférieure pour l'âge de cet éruptif, puisqu'il englobe des galets calcaires, et le Grand Col nous livre la limite supérieure : l'éruptif étant repris par des calcaires gréseux. Dans un cas

comme dans l'autre, les calcaires anté et post éruptifs contiennent des filaments mais ne donnent pas d'autres arguments de datation. Par contre, nous avons vu qu'au S du massif du Dhrakovouni (cf. p.211) des Radiolaires du Trias (Jurassique?), des filaments et des Halobies étaient interstratifiés dans les niveaux éruptifs. Les venues éruptives sont donc intratriasiques ; (il n'est pas exclu non plus que l'éruptif se soit mis en place en une période très longue).

Conclusions :

La Formation à Blocs est une zone qui a subi un broyage intense où coexistent des éléments de termes sommitaux de l'autochtone relatif de Tripolitza et de l'allochtone pindique.

En raison de l'importance de l'écrasement, seuls restent reconnaissables des éléments résistants : des calcaires, des roches éruptives ; les marnes, les pélites, les grès tendres et les radiolarites ne sont que très rarement identifiables.

La Formation à Blocs, parfois réduite à quelques mètres, est alors constituée par un agglomérat de blocs, la matrice étant très peu représentée. La signification de la Formation à Blocs sera envisagée ultérieurement (p.235). A l'W de la Table d'Arcadie, dans le domaine des écailles, les formations infraradiolaritiques existent bien stratifiées. Dans mon secteur d'étude, ces mêmes formations sont remaniées à l'état de blocs dans la Formation à Blocs.

CHAPITRE IV. CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

IV-1. INDICES DE RESEDIMENTATION

IV-2. INDICES DE TECTONISATION

IV. CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

L'essentiel de la formation, constituée d'argiles écailleuses, est truffé de blocs ovoïdes de nature variée (calcaire, grès, éruptif ...) plus ou moins aplatis (pl. XII, fig. 1, 2, 3, 4). Décimétriques le plus fréquemment, ils peuvent atteindre plusieurs mètres et sont souvent habillés d'une pellicule kaki.

Etudiés au SE du massif du Dhrakovouni ces blocs révèlent des critères montrant qu'il s'agit de blocs resédimentés ; d'autres, au contraire, sont attribuables à la tectonisation.

IV-1. INDICES DE RESEDIMENTATION

1. La route qui conduit du village de Dhrakovouni à Kerpini serpente dans la FB. Au niveau du ravin du Paos qu'elle traverse, les assises de l'Eocène calcaire tripolitzique apparaissent. A proximité (10 m) du virage, où les schistes à blocs sont en contact avec les calcaires de Tripolitza, on note un élément fissuré de calcaire inclus dans la matrice de la FB. Le faciès de ce bloc long de 3 m (calcaire dolomitique gris) permet de l'assimiler à la série de Tripolitza, aucun critère de faune ne permet cependant de le dater. A sa base se situe une cavité large de 5 cm et longue de 40 cm. Des pélites en épousent la forme générale et la remplissent. Le litage des pélites se suit latéralement et se raccorde à celui de la matrice.

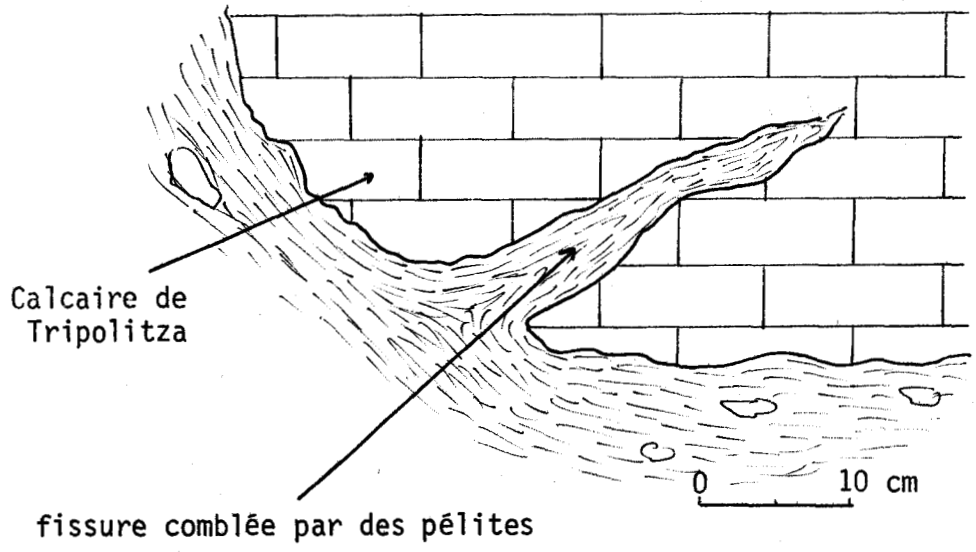


Fig. 67

Ce bloc s'est donc resédimenté dans les pélites qui constituent la matrice de la FB.

2. Le sentier qui relie deux lacets de la route et permet d'éviter le virage précédent emprunte la saignée faite par un torrent. Sur les talus la FB affleure dans d'excellentes conditions. On y remarque notamment un banc de grès, long de 3 m, dont l'épaisseur varie de 30 à 70 cm. Le faciès seul (absence de microfaune) ne permet pas de rattacher cet élément à l'une des séries connues. En effet, un tel grès peut provenir : du flysch de Tripolitza, de la formation détritique de Priolithos, du "premier" ou du "second" flysch du Pinde, voire d'une autre zone. Par endroit les pélites comblent de petites infractuosités et en épousent la forme. La nature du contact semble donc être ici encore sédimentaire.

On remarque sur la photo (pl. XIII, fig. 1) que deux cassures affectent ce banc là où il est le plus mince. Il pourrait s'agir soit de diaclases ouvertes postérieurement à la mise en place du banc, soit eu égard la forme générale de cet élément, de fractures provenant du boudinage syn-sédimentaire affectant un matériau non encore totalement indure.

3. A l'E de la route Dhrakovouni - Kerpini des torrents entaillent la FB et permettent de précieuses observations. Au point X = 598,2 Y = 680, 5 3 blocs lenticulaires sont alignés et dessinent une légère ondulation (pl. XIII, fig. 2). La nature du contact avec les pélites n'a pu être déterminée, les critères utilisés précédemment manquent ici. Le grès micacé (micas blancs) qui les constitue est le même dans les trois fragments. Comme pour l'exemple précédent, par manque d'information, il est impossible de le rattacher à une série connue. En outre, les extrémités effilées de ces lentilles se prolongent par de nombreux galets de même nature. Alignés, ceux-ci assurent ainsi une continuité de forme. Cette disposition suggère qu'un banc a été séparé, émietté partiellement lors de sa resédimentation. Les blocs, longs et peu épais, résulteraient donc d'une fragmentation par étirement.

4. A quelques mètres de là, sur le même flanc du ravin, un autre bloc moins important (2 m) est visible. Il s'agit d'un seul banc, dont l'épaisseur varie, irrégulièrement (entre 15 et 40 cm). Sur la photo, seule l'extrémité de droite (pl. XIII, fig. 3) est effilée. Cet élément en surmonte un autre dont il est séparé par 5 à 10 cm de pélites écrasées. Le faciès, la géométrie de cet autre élément sont identiques à ceux du bloc précédent. Si les pélites montrent des signes évidents de tectonisation (cf. ci-dessous), la nature de leur contact avec les blocs n'a pu être déterminée, faute d'arguments décisifs.

Ces deux blocs présentent probablement des portions de bancs limités par leurs surfaces stratigraphiques : les extrémités arrondies suggèrent une fragmentation par boudinage lors d'un phénomène de resédimentation en masse.

IV-2. INDICES DE TECTONISATION

Ils sont évidents en outre dans la matrice et à la surface des blocs.

La matrice pélitique présente en effet un débit en lamelles "écailleuses" (au sens des géologues de l'Apennin) imbriquées et alignées, enveloppant les blocs rigides qu'elle renferme. L'éclat de ces lamelles (surfaces listriques) témoigne de la réorientation (par recristallisation) des phyllites.

La plupart des éléments remaniés (emballés) sont enduits d'une pellicule luisante, verdâtre ou kaki. Ils présentent fréquemment une surface extérieure entaillée par des stries de glissement. Les plus profondes sont toujours sur les blocs de roches éruptives.

Les blocs ovoïdes sont les plus nombreux dans cet ensemble composite mais on rencontre également des blocs anguleux isolés, de dimension métrique (0,30 à 2 m). La plupart d'entre eux ont des surfaces limites obliques par rapport à la stratification. Certains, cependant, subparallélépipédiques, sont limités par des surfaces parallèles ou perpendiculaires à la stratification de l'élément. *Ils résultent probablement d'une dissociation par diaclase simple.*

Quelques observations faites au SE du massif du Dhrakovouni, à l'E et à l'W de la plaine de Skotini apportent de précieuses informations sur l'existence d'une tectonisation antérieure à la sédimentation des blocs.

Le long de la route Dhrakovouni - Kerpini, au point X = 597,9 Y = 4180,1 , les talus montrent un paquet de roches à faciès pindique. Cet élément lenticulaire atteint 10 m dans sa plus grande longueur et 5 m d'épaisseur. Il est formé de jaspes rouges à la base (identiques à la formation des Radiolarites), et surtout de calcaire fin, se débitant en plaquettes de 3 à 7 cm. La présence de *Globotruncana* permet, compte tenu de leur faciès, de rattacher ces calcaires et les radiolarites associées à la formation des calcaires en plaquettes de la série pindique (pl. XIII, fig. 4). Au centre du bloc une petite faille normale décale les bancs de calcaire et de jaspes de 50 cm environ, sans que les limites du bloc lui-même soient affectées.

L'accident visible est donc antérieur à la mise en place du bloc.

A proximité de cette route (point X = 598,2 Y = 680, 5) les flancs d'un ravin permettent l'observation d'une charnière isolée, longue de 60 cm ; l'angle d'ouverture du pli est de 50°. L'enveloppe du pli, constituée par un niveau siliceux, témoigne d'une déformation concentrique (pl. XIII, fig. 5). Le coeur, au contraire, est formé d'un grès micacé tendre déformé suivant un régime de plis anisopaques. La mauvaise conservation des pélites n'a pas permis de distinguer la nature du contact.

Il semble donc que les déformations soient antérieures au remaniement dans la formation à blocs.

A l'W de la plaine de Skotini, à proximité du col Skotini- Kandhila (point X = 622,8 Y = 4183,7). Un bloc de grès micacé tendre, déformé, constitue une charnière isolée (décimétrique). Incluse dans la matrice, la nature des contacts n'a pu être déterminée. Le pli , isopaque, est visible grâce à son litage par les interbancs. Le plissement s'est donc fait après la lithification ; *le pli ne serait pas un phénomène sédimentaire (dû au slumping par exemple).*

A l'E de la plaine de Skotini, aux environs du village de Tati, des marnocalcaires rouges et verts à Globigérines et calcaires à Alvéolines (cf. p.208) sont affectés par des plis présentant une schistosité de plan axial nette (pl. XI, fig. 2). *Le plissement semble donc antérieur au remaniement du paquet lui-même dans la formation clastique.*

Un exemple pris au SE du massif de Dhrakovouni montre par contre l'existence d'une <u>tectonique postérieure à la resédimentation des blocs</u>. Le long de la route Dhrakovouni (village) Kerpini (X = 598,2 Y = 680,6) un bloc de calcaire à silex de forme lenticulaire, très écrasé est parcouru par un entrelac de diaclases. Cette intense tectonisation empêche une attribution à l'une des séries connues. La nature du contact avec les pélites n'a pu être déterminée, mais un niveau de silice noire, néanmoins, observable sur l'une, se retrouve sur l'autre dans son prolongement, décalé de quelques centimètres seulement.

Par ailleurs, dans la Formation à Blocs de multiples petites failles, d'importants horizons mylonitisés, des stries ... (cf. p. 230) témoignent également d'une tectonisation post sédimentaire (pl. XI, fig. 4).

CHAPITRE V. RAPPORTS, PUISSANCE ET AGE

V-1. RAPPORTS AVEC LES SERIES PINDIQUE ET TRIPOLITZIQUE

V-2. PUISSANCE ET AGE

V. RAPPORTS, PUISSANCE ET AGE

V-1. RAPPORTS AVEC LES SERIES PINDIQUE ET TRIPOLITZIQUE

Si le contact avec la base de la nappe du Pinde (Calcaires en Plaquettes, Radiolarites) semble être tectonique, la nature du contact avec l'ensemble tripolitzique est beaucoup plus délicate à établir. En effet, quand la FB surmonte le flysch de Tripolitza (S du massif du Mavrovouni) il est très difficile, voire impossible, de localiser précisément le contact entre les deux ensembles pélitiques. On s'explique ainsi pourquoi BLUMENTHAL M. (1932) signale que le "flysch de Turnicki" (une série détritique écrasée, à blocs divers) vient au S du massif du Mavrovouni reposer directement sur l'Eocène tripolitzique. En fait, la base de la série détritique qui affleure à cet endroit appartient au flysch de Tripolitza. Elle ne correspond à la FB qu'à son sommet.

Quand la FB surmonte les calcaires éocènes de Tripolitza (S du Saïtas, S du Dhrakovouni), ceux-ci présentent des indices d'écrasement plus ou moins importants, marqués par un entrelac de diaclases, une recristallisation et une bréchification des calcaires au contact.

V-2. PUISSANCE ET AGE

Située dans une zone tectoniquement très perturbée et dotée d'une mobilité interne très prononcée, l'épaisseur de la FB varie dans des limites considérables. Pratiquement nulle par endroit ("Grand col du Mati") elle semble atteindre 150 m dans le massif du Dhrakovouni.

Aucun critère paléontologique ne permet de dater la FB. Néanmoins, la présence d'éléments remaniés d'âge Lutétien supérieur - Priabonien inférieur, indique qu'elle est contemporaine ou postérieure au Priabonien inférieur.

CHAPITRE VI. CONCLUSIONS

VI-1. FORMATIONS COMPARABLES EN MEDITERRANEE ORIENTALE

VI-2. RAPPEL DES CARACTERES GENERAUX DE LA FB

VI-3. ORIGINE DES OLISTOLITHES RENCONTRES

VI-4. INTERPRETATION DES FAITS DE TERRAIN EN GRECE

VI-5 SIGNIFICATION PROPOSEE

VI. CONCLUSIONS

Des formations assez semblables à celle qui vient d'être décrite sont signalées par les auteurs dans les Taurides et les Hellénides internes. Dans les Hellénides externes, en revanche, une telle formation à blocs a été remarquée : AUBOUIN J. (1958), DERCOURT J. (1964); mais jamais elle n'a été individualisée en tant qu'unité cartographique.

VI-1. FORMATIONS COMPARABLES EN MEDITERRANEE ORIENTALE

Aucune formation chaotique n'était connue jusqu'à ce jour dans les zones externes des Hellénides; par contre, il en existe en différents points des Hellénides internes et des Taurides.

- En Yougoslavie, la "Diabas - Hornstein - Formation" de HAMMER W. (1921) est une formation schistogréseuse dans laquelle sont noyés des blocs. "The rocks are entirely chaotic, without stratification, graded bedding, or visible breaks in sedimentation... " (DIMITRIJEVIC M.D. et DIMITRIJEVIC M.N , 1973).

- A Chypre, la formation de Mélange, reconnue par PANTAZIS Th (1967) puis baptisée formation de Moni, "est exclusivement constituée de blocs chaotiques de toutes tailles et de nature diverse ... L'ensemble est noyé dans des argiles ... Aucune figure de sédimentation n'a jamais été observée : ni stratification, ni litage, ni même un semblant de granoclassement n'existe (LAPIERRE H., 1973)

- En Turquie, GRACIENSKY P. Ch. de (1972) décrit une formation chaotique dans le Taurus : ce sont les formations dissociées de l'autochtone Lycien.

Pour les formations dissociées de Turquie, celle de Chypre et la formation "diabase radiolarite" de Yougoslavie, le mécanisme évoqué est le même (GRACIENSKY P. Ch. de, 1972 ; LAPIERRE H., 1973 ; DIMITRIJEVIC M.D. et DIMITRIJEVIC M.N., 1973) : dissociation de la nappe lors de son avancée et resédimentation dans un bassin situé à l'avant. Il s'agit dans chaque cas d'un olistostrome tel que l'a défini FLORES J. (1955)* et précisé BENEO E. (1956). Cette notion, développée par MARCHETTI M.P. (1957) prend un sens génétique : l'olistostrome correspondrait à une nappe de glissement sous-marine. En 1965, ELTER P., RAGGI G. distinguent les "exolistostromes" des "endolistostromes". Seuls les premiers, n'appartenant pas à la série qui les contient, correspondent à la nouvelle définition, plus restreinte, qu'a proposée JACOBACCI A. (1965) et qui, au sein d'un flysch est généralement dénommée "wildflysch" (BROQUET P., 1970, 1973).

VI-2 RAPPEL DES CARACTERES GENERAUX DE LA FB

Rappelons que :

- *la FB se développe dans toute la moitié orientale de l'aire d'affleurement de la nappe du Pinde, au niveau de la Table d'Arcadie. Elle n'est pas reconnue à ce jour dans le domaine des écailles ;*

- *elle est en lieu et place des niveaux infraradiolaritiques qui n'existent pas ici. Absents dans la "série Arcadienne", ils sont au contraire bien développés dans la "série de l'Erymanthe" (domaine des écailles) ;*

- *elle est fréquemment en lieu et place du flysch de Tripolitza sur lequel elle repose parfois,*

* FLORES (1955) : "By olistostrome we define those sedimentary deposits occurring within normal geologic sequences that are sufficiently continuous to be mappable, and that are characterized by lithologically or petrographically heterogeneous material, more or less intimately admixed, that were accumulated as a semifluid body. They show no true bedding, except for possible large inclusions of previously bedded material".

"The name olistolith... is applied to the masses included as individual elements within the binder" of the olistostrome.

- *elle est constituée d'argiles écailleuses dans lesquelles sont resédimentés des blocs de taille extrêmement variable et de nature diverse (d'attribution pindique, tripolitzique et inconnue).*
- *l'ensemble (matrice et blocs) est très tectonisé (stries de glissement, écrasement).*

VI-3. ORIGINE DES OLISTOLITHES RENCONTRES

Les plus caractéristiques des éléments de FB, les roches éruptives sont abondantes et forment parfois d'importants affleurements (p.209) datés du Trias. De telles roches éruptives, attribuées au Trias ont déjà été citées dans la série pindique au sein des écailles.

Ainsi :

- en Grèce continentale, AUBOUIN J. (1957, 58, 59) signale des spilites situées à la base des écailles du Pinde occidental, attribuées au Trias supérieur ou Jurassique inférieur au vu de leur environnement. CELET P. (1962) en cite à la base des écailles médianes ; pour les mêmes raisons il leur assigne un âge identique,

- en Péloponnèse septentrional, DERCOURT J. (1960, 1964) puis FLAMENT J.M. (1973) notent l'existence de roches volcaniques à la base des écailles (BROSTOVITZA, DHERVINI), à proximité de la formation détritique de Priolithos TSOFLIAS P. (1969) (massif du Panachaïque) décrit à la base des écailles frontales des tufs diabasiques qu'il attribue, sans les dater directement, au Trias car ils sont situés à proximité de bancs de calcaires noduleux rouges à Ammonites triasiques,

- en Péloponnèse méridional, TERRY J. (1969) relève, sur le flanc oriental du mont Ithôme, près du hameau de Vanileïka, la présence d'un lambeau de laves (à structure microlitique amygdalaire) emballé dans la formation détritique datée du Trias,

- en Crète, BONNEAU M. (1970 et 1973) décrit des niveaux détritiques triasiques (équivalent à la série détritique de Priolithos) qui, près de Kastelli Padiada, renferment des diabases et des dolérites,

- à Karpathos enfin DAVIDSON J.M. (1974) signale des lentilles d'ophiolite, qu'il attribue au Jurassique - Berriasien, au sein d'une série à cachet pindique (Unité de Xindothio) et note l'existence de roches pyroclastiques, en "position clairement erratique" emballées dans le flysch éocène.

Les roches éruptives de la FB pourraient correspondre à des manifestations volcaniques de bordure de plateforme. Cette hypothèse a déjà été avancée par AUBOUIN J. (1958) et CELET P. (1962) en Grèce continentale. On peut également suggérer que les roches éruptives proviennent de zones plus internes, trainées en lambeaux à la base de la nappe (DERCOURT J., 1964).

Quoiqu'il en soit, l'homologie des roches éruptives signalée à la base des écailles et celle de la FB reste hypothétique.

VI3-2. Marno-calcaires rouges et verts

Les paquets de marno-calcaires rouges et verts de l'Eocène inférieur (Ilerdien) ou supérieur (Bartonien supérieur - Priabonien) dont l'attribution est inconnue pourraient provenir de petits bassins individualisés au moment du dépôt des calcaires sur La plateforme tripolitzique. *On peut supposer qu'ils correspondent à des reliquats de faciès de bordure de cette plateforme (équivalent de la série d'Ethia par ex.)*

VI3-3. Les autres éléments

Hormis les roches éruptives et les Marno-calcaires rouges et verts de l'Eocène tous les autres éléments de la FB, sans exception, appartiennent à l'une ou l'autre des séries tripolitzique ou pindique.

VI-4. INTERPRETATION DES FAITS DE TERRAIN EN GRECE

A l'exception de BLUMENTHAL M. (1933), flysch de Turnicki au S du Mavrovouni, aucun des auteurs n'a individualisé une formation cartographiable à la base de la nappe du Pinde. *Ils ont néanmoins rendu compte des faits en attribuant la disposition géométrique des assises à la seule tectonisation.* Si la FB résultait de cette seule cause, tous les blocs proviendraient du rabottage : des niveaux supérieurs de Tripolitza (Crétacé, calcaires éocènes,

flysch éocène) et de toute la série erymanthienne. L'absence de niveaux infra-radiolaritiques bien stratifiés s'expliquerait par un fluage à l'avant du chevauchement des niveaux plus plastiques, ne laissant subsister que la carapace plus rigide des Calcaires en Plaquettes (DERCOURT J., 1964).

La nature exclusivement tectonique que suppose cette hypothèse ne fait donc intervenir que des phénomènes mécaniques. Elle n'est pas recevable puisque des éléments resédimentés existent au sein de la matrice schistogréseuse.

VI-5. SIGNIFICATION PROPOSEE

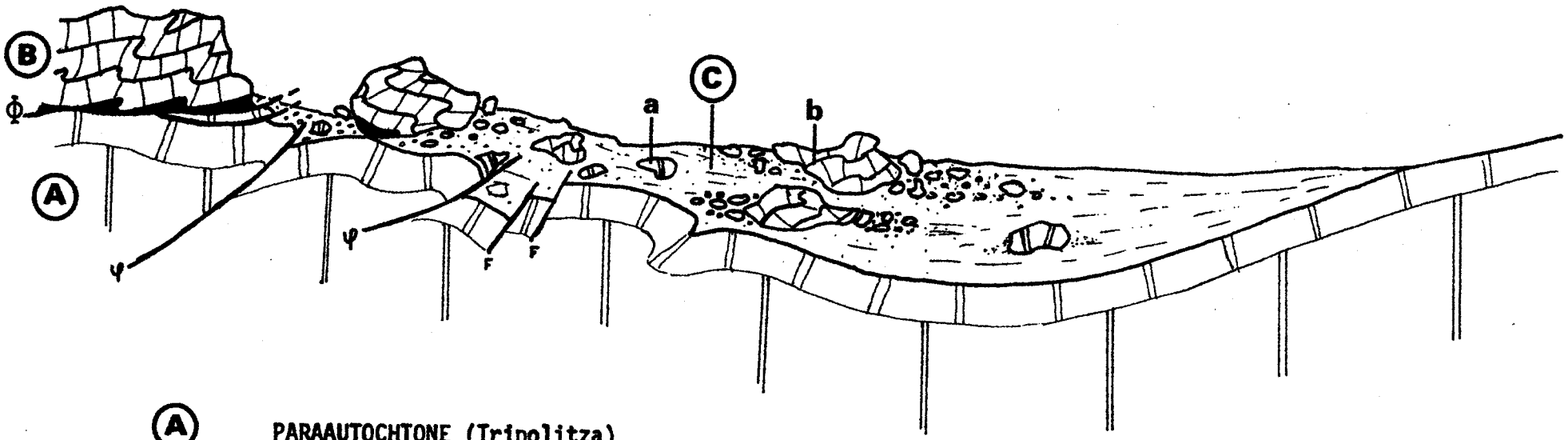
La FB, contenant des éléments de l'Eocène supérieur ne peut appartenir à la base de la nappe du Pinde. *Il pourrait donc s'agir du sommet de la série tripolitzique c'est-à-dire du flysch de Tripolitza.* Dans ce cas ce serait un équivalent latéral du flysch puisque souvent elle repose directement sur l'Eocène calcaire. En outre cette formation serait diachronique puisqu'elle repose tantôt sur l'Eocène supérieur calcaire, tantôt sur une masse importante de flysch. *Jusqu'à présent aucun fossile n'ayant été découvert dans la matrice des blocs, cette proposition ne peut être ni affirmée ni infirmée.*

L'étude des blocs et de la matrice a montré que *deux types de phénomènes : sédimentaire et tectonique se superposaient .Cette superposition m'amène à penser que la FB peut correspondre à un olistostrome* (au sens de JACOBACCI) formé au front de la nappe du Pinde et à ses dépens, qui, lors de son avancée, chevaucherait ainsi le produit de sa destruction. Les éléments sommital du substratum, hâché de failles inverses (cf. p. 159) et parfois écaillé (MARCHETTI M.P., 1957) (fig. 68).

L'attribution de la FB au sommet de la nappe tripolitzique ou à la base de la série pindique pose des probèmes qui ne pourront être éludés que lorsque l'on connaitra mieux les caractères sédimentologiques de la formation et la nature des constituants. Si l'on a un âge minimum donné par les éléments qu'elle contient (Lutétien supérieur - Priabonien) aucune datation

BUS LILLE

Fig. 68 SCHEMA INTERPRETATIF DE LA MISE EN PLACE DE LA FORMATION A BLOCS



(A) PARAAUTOCHTONE (Tripolitza)

(B) ALLOCHTONE (Pinde)

(C) OLISTOSTROME

a - Olistolite provenant du paraautochtone tripolitzique

b - Olistolite provenant de l'allochtone pindique

directe n'a été obtenue et celle-ci serait capitale pour connaître l'âge exact de la mise en place de la nappe Arcadienne dans un bassin qui pourrait être celui du Tripolitza.

C'est pourquoi je propose, à titre provisoire, d'en faire une unité particulière cartographiable (non une zone paléogéographique).

PLANCHE V

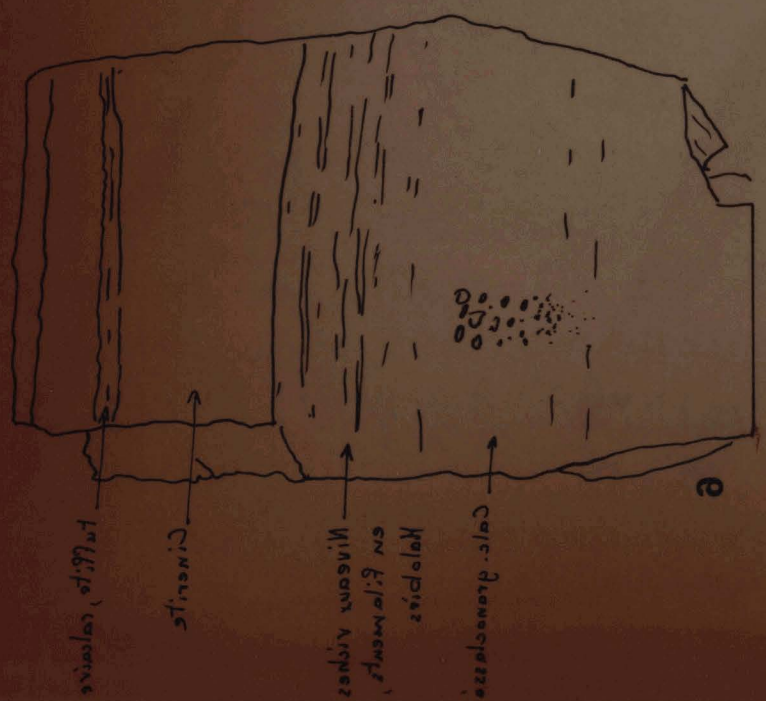
1. Affleurement des pyroclastites du Dhrakovouni.
On remarquera l'allure bien stratifiée des bancs et l'alternance de bancs massifs (tuf, tuf-brèche) et fins, à débit en paluettes (tufs fins, cinerites, jaspes).

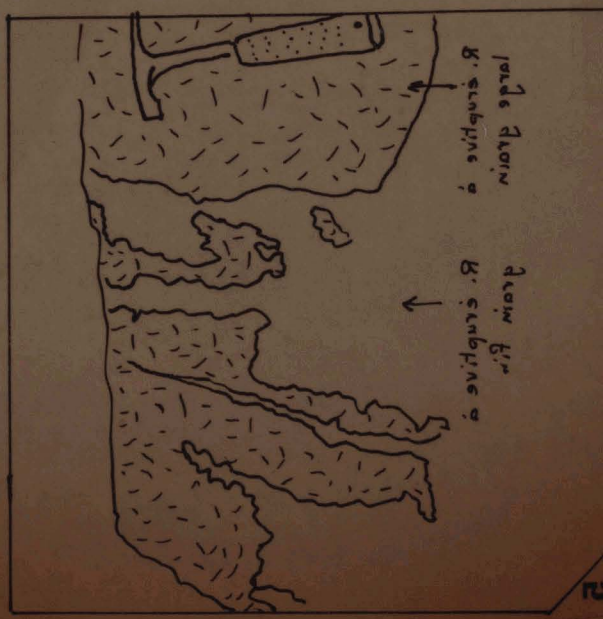
2. Pyroclastites du S du massif du Dhrakouvouni.
Noter le banc massif (tuf grossier) sur les cinérites bien stratifiées.

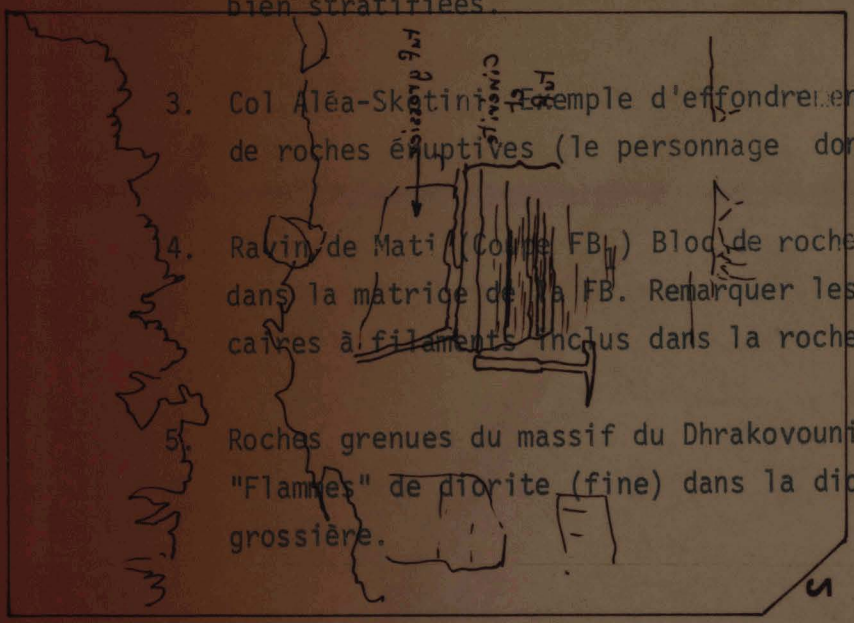
3. Col Aléa-Skotini. Exemple d'effondrement de gros blocs de roches éruptives (le personnage donne l'échelle).

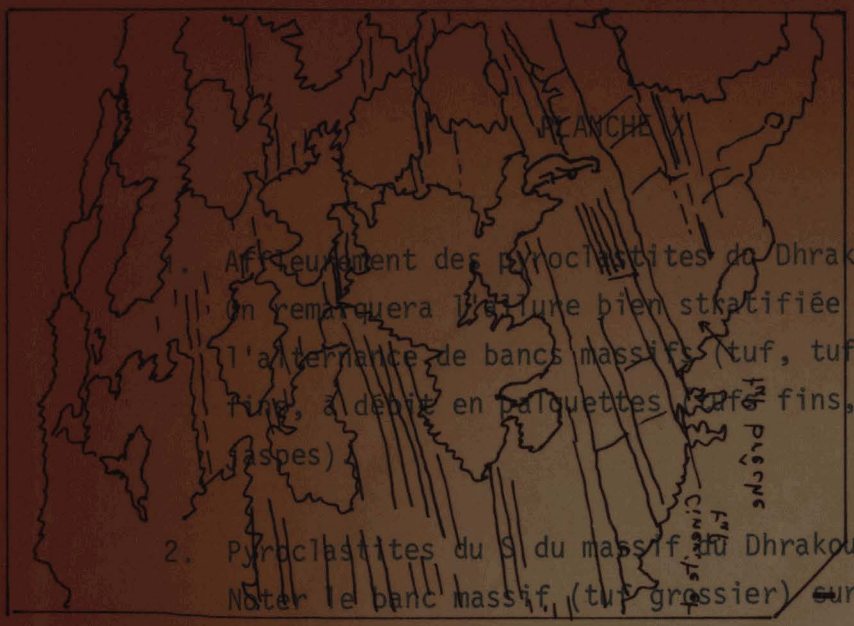
4. Ravin de Mati (Coupe FB1) Bloc de roche éruptive pris dans la matrice de la FB. Remarquer les éléments de calcaires à filaments inclus dans la roche éruptive.

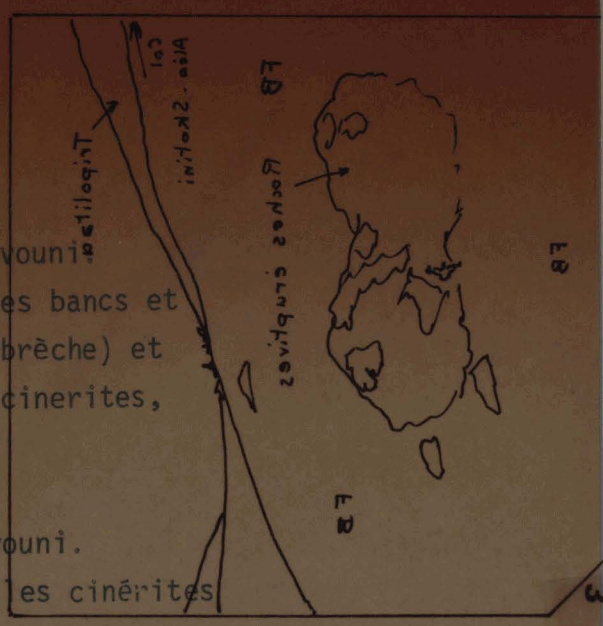
5. Roches grenues du massif du Dhrakovouni.
"Flammes" de diorite (fine) dans la diorite plus grossière.

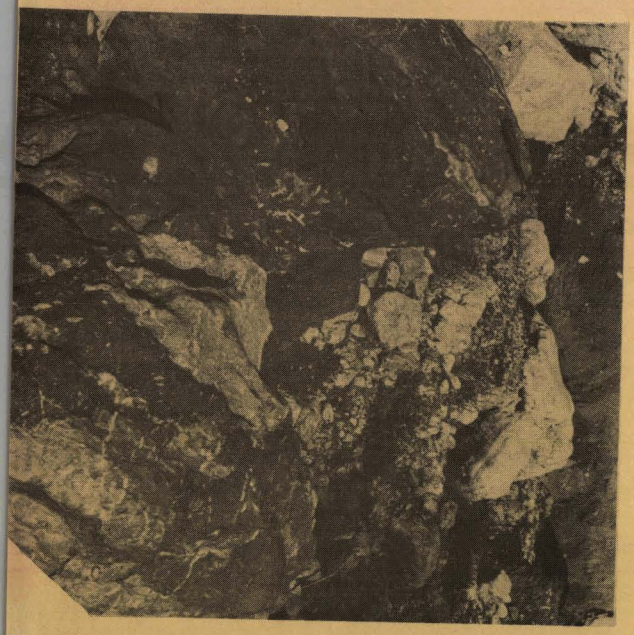


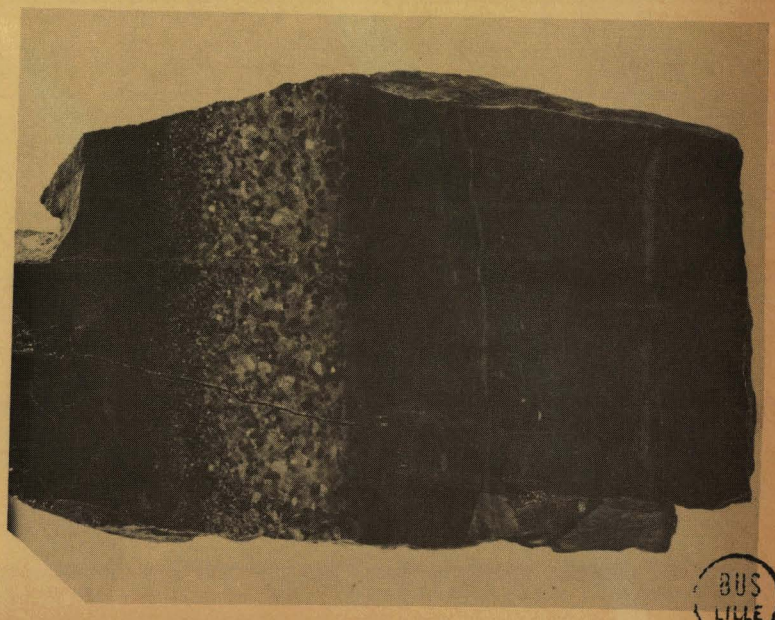












BUS
LILLE

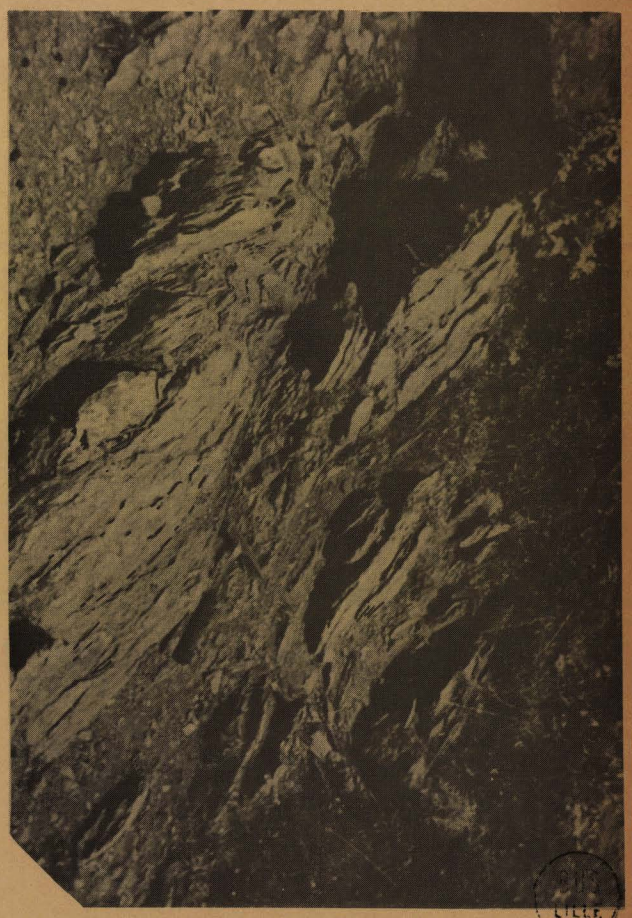
PLANCHE XI

1. FB au "Grand col de Mati"
   Un élément de calcaire pindique voisine un élément de calcaire tripolitzique éocène

2. Proximité de Tati (S du village d'Agios Nicolaos) pli dans les marno-calcaires rouges et verts à globigérines. Remarquer la schistosité du plan axial.

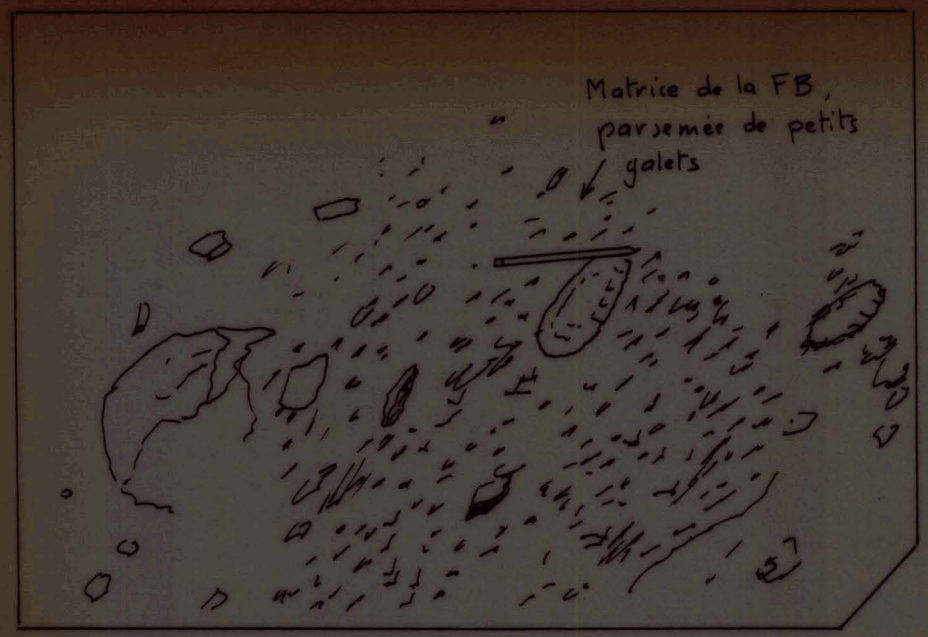
3. Massif du Dhrakovouni. Lentille de calcaire triasique dans la FB

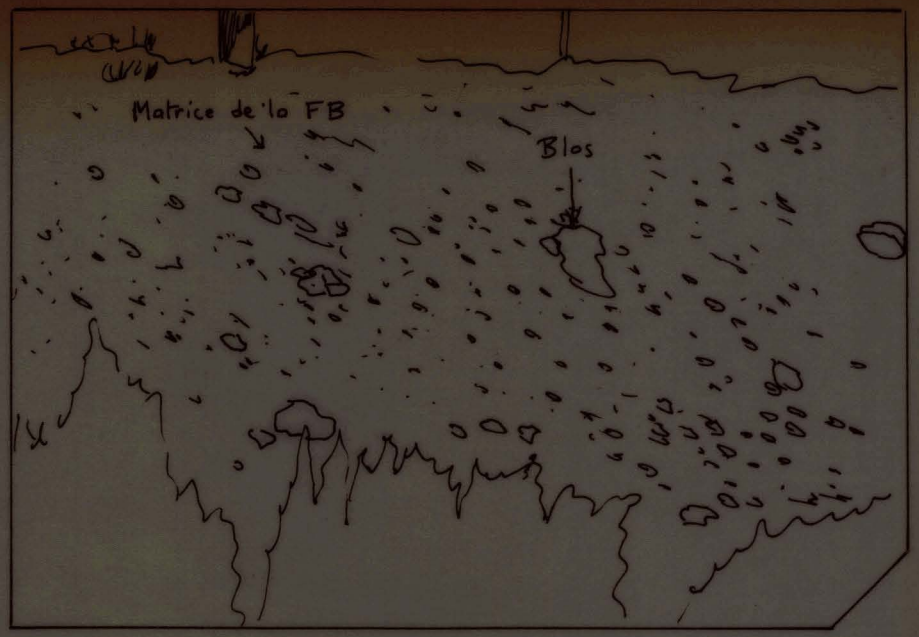
4. Proximité du village de Tati (S du village d'Agios Nicolaos). Exemple de FB très tectonisé. Les blocs, bien que voisins, sont dissociés.

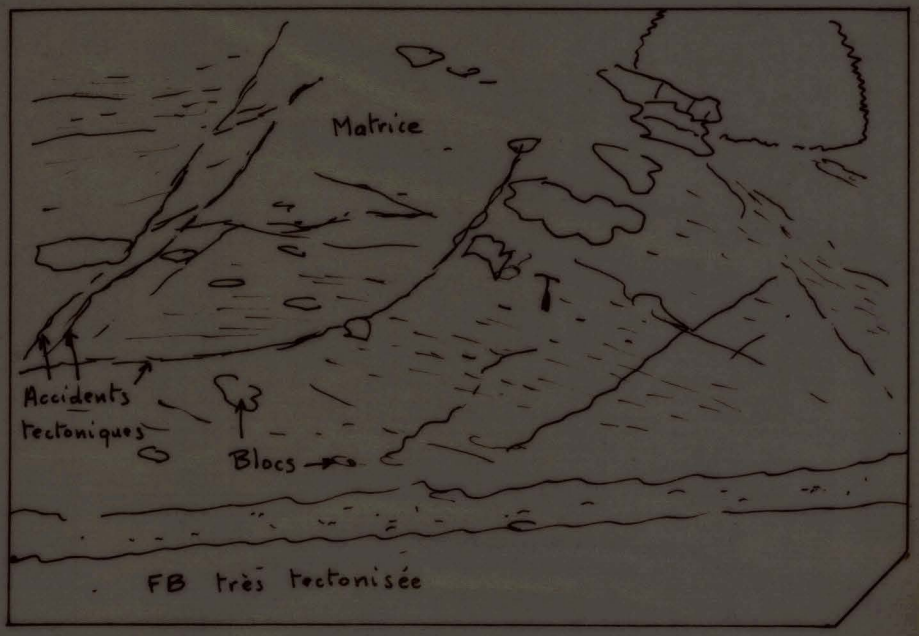


LILLE

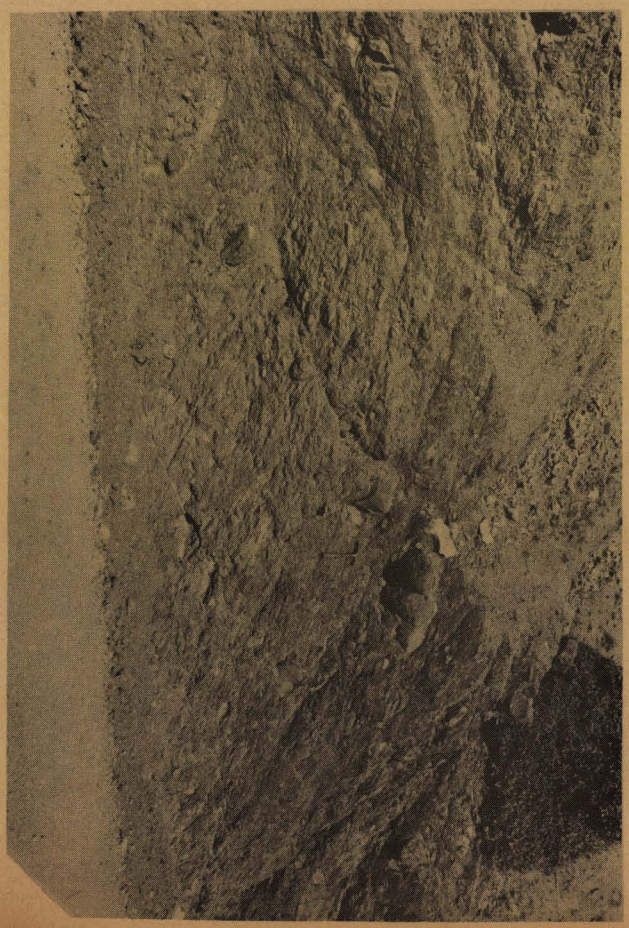
PLANCHE XII DIVERS ASPECTS DE LA FB

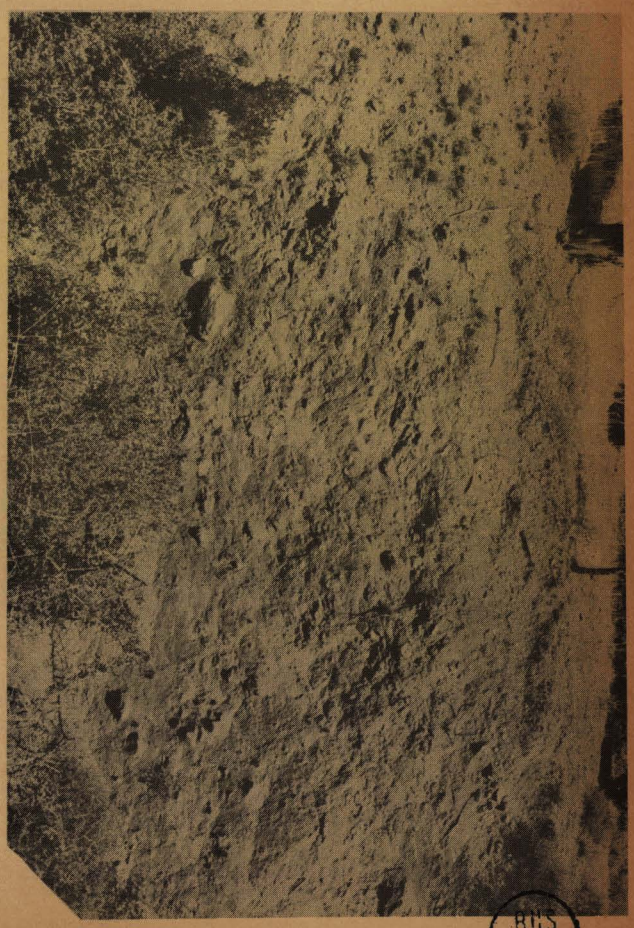






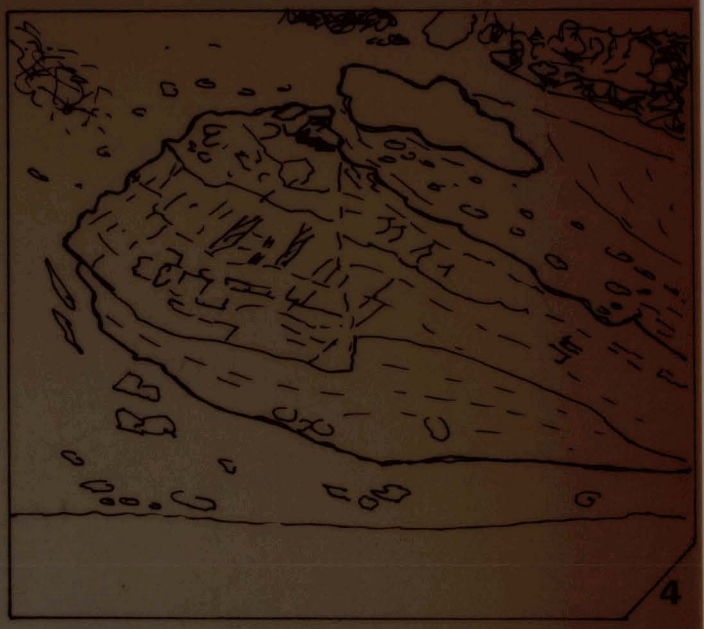
"PLANCHE XII DIVERS ASPECTS DE LA FB

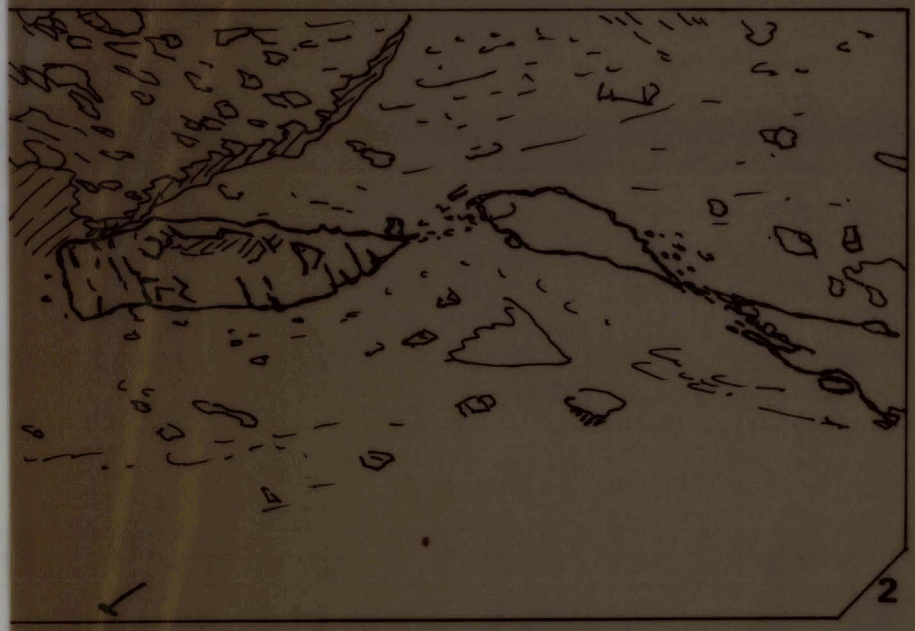


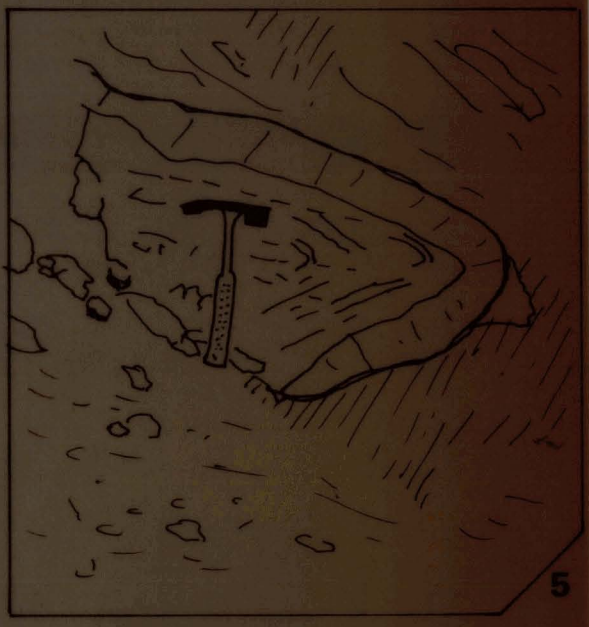


BUS
LILLE

PLANCHE XIII FIGURES SEDIMENTAIRES DANS LA FB
(voir les explications dans le texte)







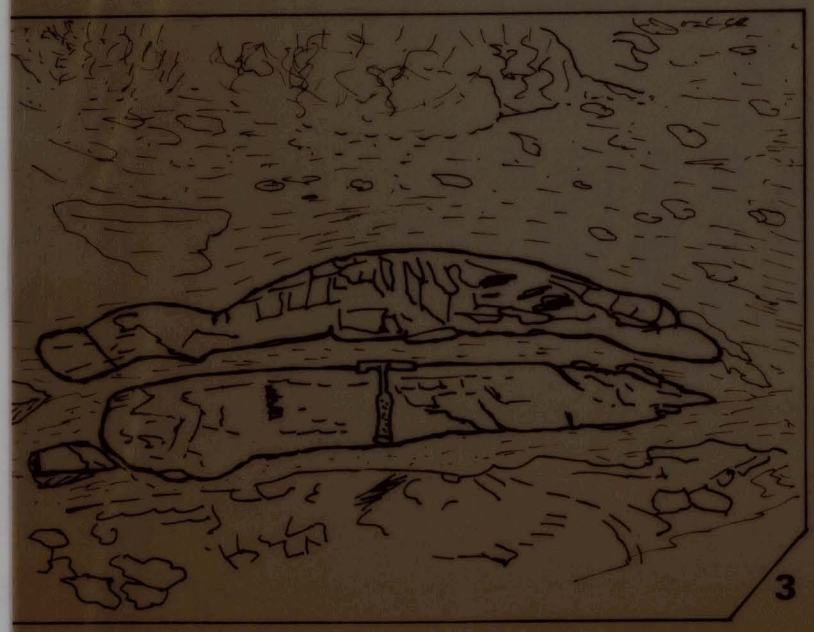
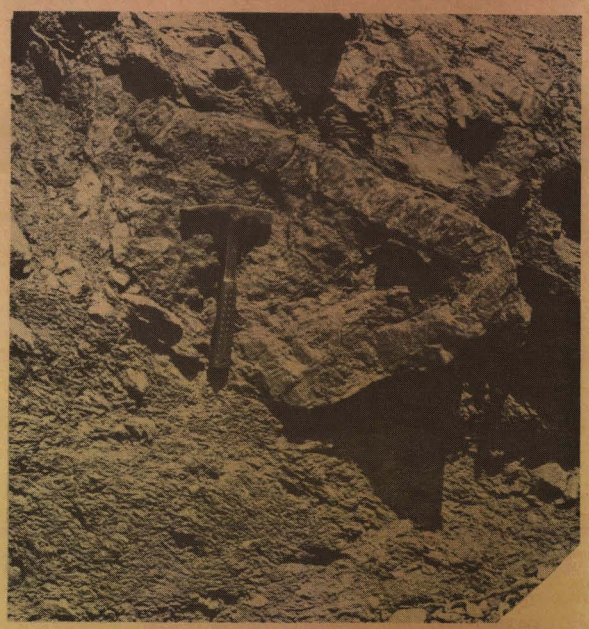


PLANCHE XIII FIGURES SEDIMENTAIRES DANS LA FB
(voir les explications dans le texte)



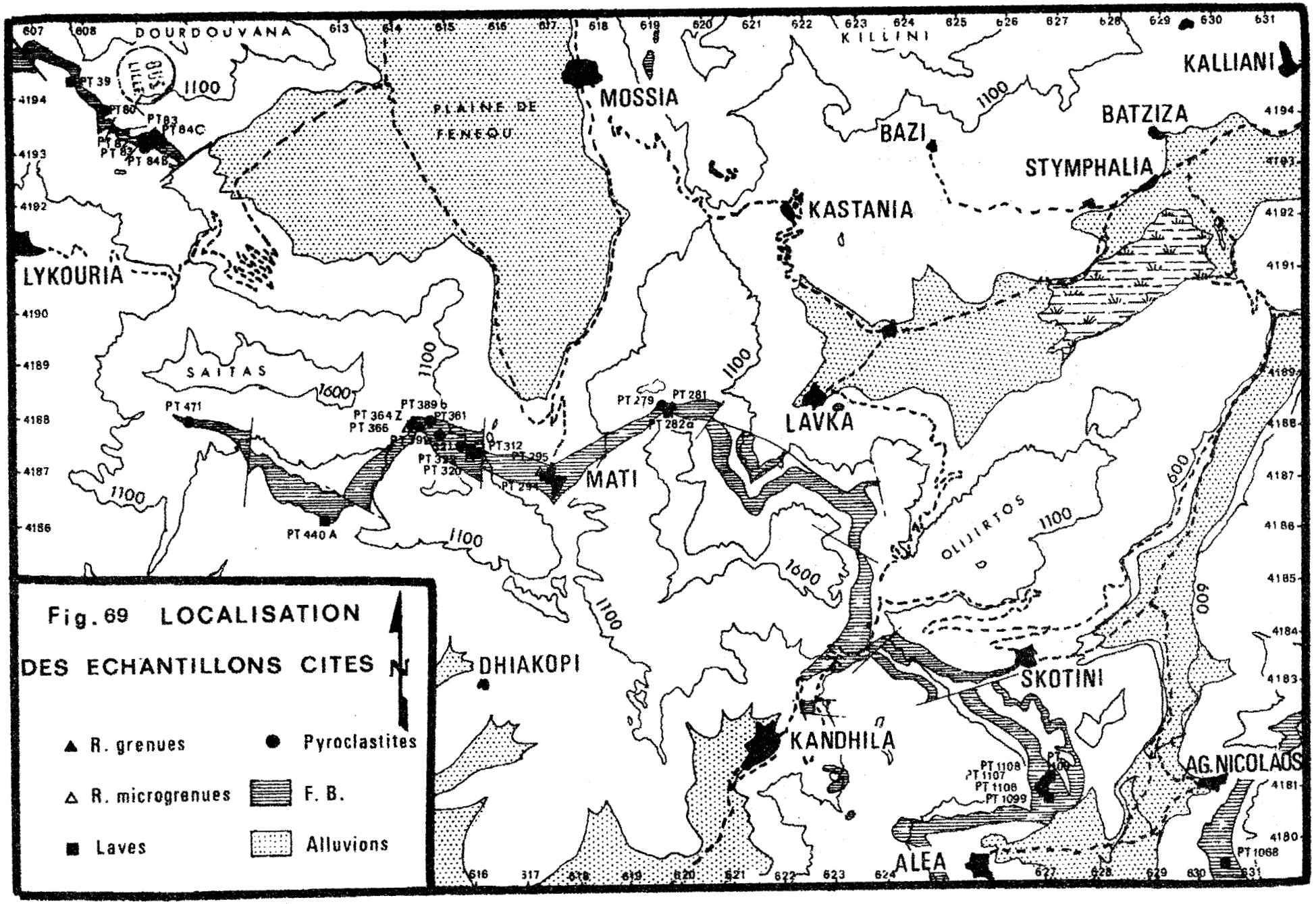
BUS
LILLE

Pétrographie

des roches éruptives de la Formation à Blocs

INTRODUCTION

Dans la Formation à Blocs, et la caractérisant, des roches éruptives affleurent ; elles forment des pointements isolés de taille extrêmement variable. Nous avons vu (p.209) qu'il existe dans le massif du Dhrakovouni un très vaste affleurement, le plus vaste connu à ce jour dans les Hellénides externes, et le seul à présenter des faciès grenus. Une attention particulière a été portée à l'ensemble de ces roches qui, après étude, se sont révélées bien proches de celles que TERRY J. (1972, 1972a) a analysées dans la nappe du Pinde septentrional. Les roches éruptives offrent à l'examen microscopique une grande variété de structures, mais appartiennent à un groupe relativement restreint de types pétrographiques (basaltes, andésites, diorites ...). Nous verrons en conclusion que les faits conduisent à envisager une unicité d'origine pour ces différentes roches.


DOURDOUVANA
KILLINI
KALLIANI
MOSSIA
PLAINE DE FENEQU
BAZI
BATZIZA
STYMPHALIA
KASTANIA
LYKOURIA
SAITAS
LAVKA
MATI
OLIJIRTOS
DHIAKOPI
SKOTINI
KANDHILA
AG.NICOLAOS
ALEA
PT 39
PT 60
PT 83
PT 84C
PT 84B
PT 471
PT 364 Z
PT 366
PT 389 b
PT 361
PT 312
PT 295
PT 320
PT 279
PT 281
PT 282a
PT 440 A
PT 1108
PT 1107
PT 1106
PT 1099
PT 1068
1100
1600
600
Fig. 69 LOCALISATION DES ECHANTILLONS CITES
R. grenues
R. microgrenues
Laves
Pyroclastites
F. B.
Alluvions

CHAPITRE I. LES ROCHES GRENUES

I-1. ROCHES GRENUES A STRUCTURE SUBOPHITIQUE

I-2. ROCHES GRENUES A STRUCTURE INTERSERTALE

Nous envisagerons les différents faciès pétrographiques en les classant surtout en fonction des structures. Ainsi seront successivement décrites : les roches grenues, les roches microgrenues (structure originelle ou héritée), les roches microlitiques et enfin les pyroclastites.

En raison de l'existence de nombreux types intermédiaires entre des roches grenues et microgrenues j'ai été amené, pour faciliter la description, à fixer une limite dans la taille moyenne des grains. Dans ce travail j'ai choisi à 400 µ la taille des petits cristaux des roches grenues et je parlerai de roches microgrenues pour celles ayant des cristaux plus petits.

En outre, une description en fonction des structures a été préférée à celle qui pourrait être faite en fonction des espèces pétrographiques. En effet, de cette manière, il est tenu compte des faits, alors que les noms donnés aux laves (seul résultat d'une composition minéralogique exprimée) ne correspondent très certainement pas à la composition réelle de la roche. De plus, les structures sont en relation directe avec des conditions de mise en place. La composition minéralogique partielle exprimée, quant à elle, ne traduit qu'incomplètement la composition réelle, or c'est à partir de celà qu'un nom est donné. Ainsi donc "si la classification satisfait bien notre besoin cartésien, on ne doit pourtant y voir qu'un moyen fort imparfait de cloisonnements, moyen qui n'a été retenu qu'en l'absence d'une connaissance parfaite de la genèse des roches" (BROUSSE R. in AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P., 1968).

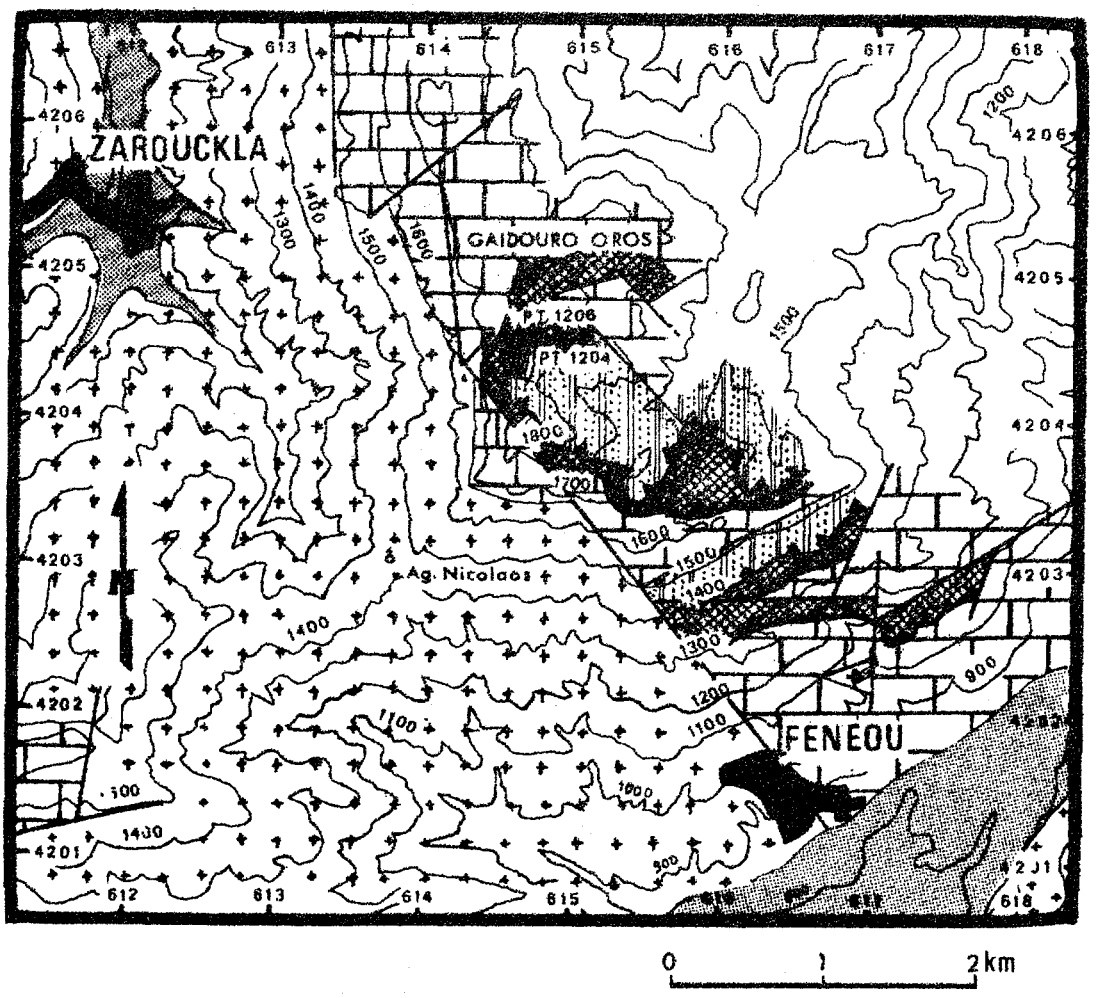


Fig. 70 LOCALISATION DES ECHANTILLONS CITES AU NORD DE LA PLAINE DE FENEOU

LEGENDE :

Série du Pinde

Série de Tripolitza

Formation à Blocs

Série de Zarouckla

Roches grenues

BUS LILLE

I. LES ROCHES GRENUES

Les roches grenues sont fréquemment assimilées à des roches ayant cristallisé à grande profondeur. Mais "cette dernière assertion doit être tempérée car les laves ayant cristallisé dans la chambre magmatique donnent des agrégats grenus que charrie ensuite le magma ascendant (enclaves homoéogènes)" (BROUSSE R. op. cit.).

Les roches grenues présentes dans la Formation à Blocs sont peu abondantes et sont surtout représentées par des diorites. Toutes ont une structure doléritique très marquée. Pour certains échantillons, trop altérés, il n'a pas été possible de faire la distinction entre les structures ophitiques, subophitiques ou intersertales (échantillons PT 84 B, PT 389b, PT 1204, localisation : fig. 69, 70).

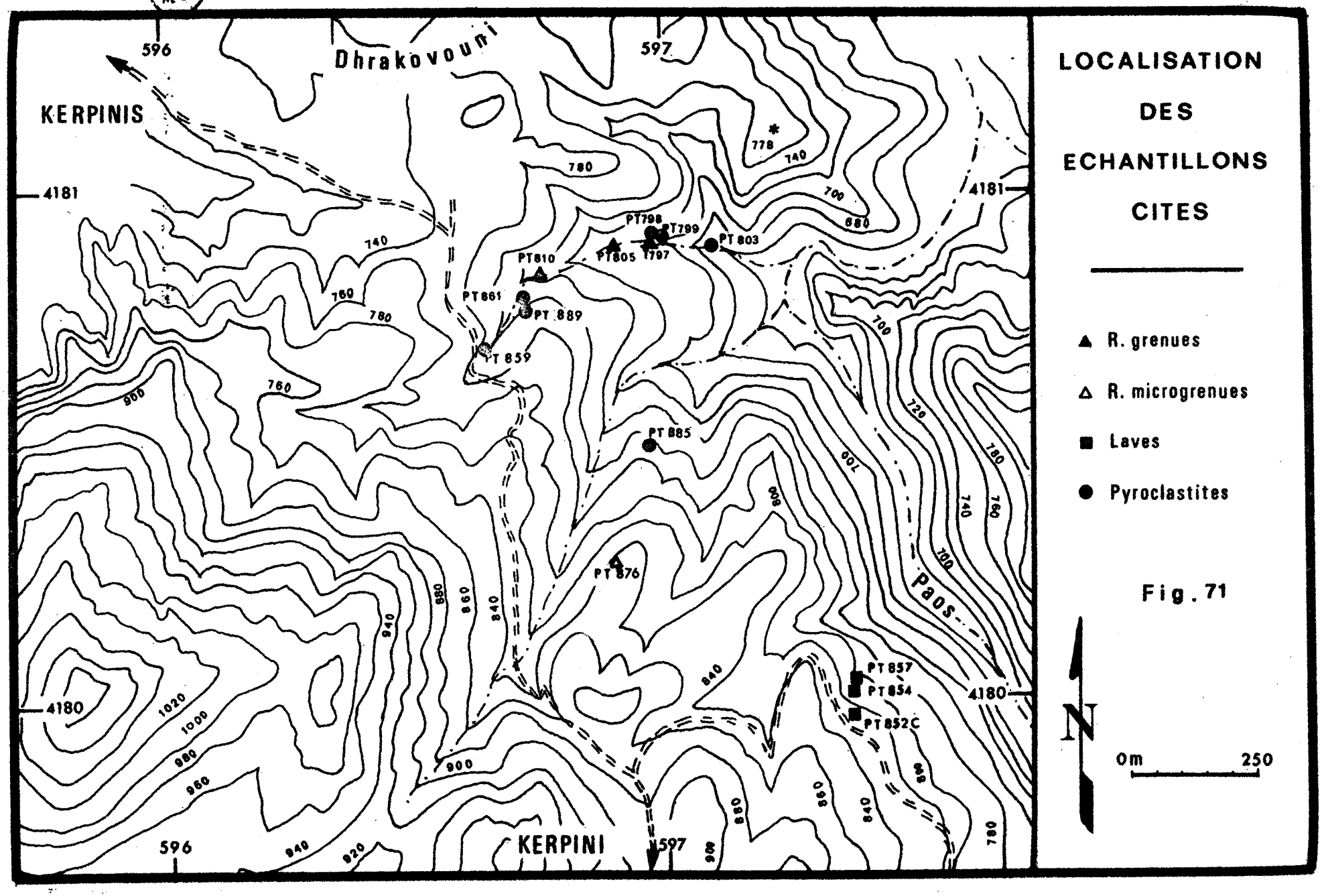
Ce sont toutes des roches vertes dans lesquelles des lattes vert-clair, de plagioclase altéré sont discernables à l'oeil nu. La structure doléritique, très bien développée est hétérogranulaire. Le feldspath représente environ 50% de l'ensemble des minéraux figurés. Il est accompagné de chlorite, calcite et de minéraux opaques.

Les cristaux de plagioclase, seul feldspath présent, sont les plus grands : (baguettes de 1 mm sur 150 µ). Ils présentent différentes mâcles (carlsbad, albite ...) fréquemment associées sur un même individu. Parfois zonés (PT 84 B) ils sont souvent groupés en bouquets ou en faisceaux. La plupart du temps ils sont altérés ; des "nuages" de fines particules estompent la netteté des mâcles. Déterminé optiquement par les méthodes de LEVY M. (section parallèle à g1) le feldspath se révèle être de l'andésine An 32-36. L'appellation de diorite a donc été retenue.

La chlorite, répartie entre les cristaux de feldspath, est fréquemment concentrée en nids, elle est alors en baguettes fibreuses. En taches aux contours peu nets, elle forme alors de minuscules sphérules emboitées.

La calcite est partout présente : dans la matrice, elle peut être largement cristallisée, dans le feldspath (surtout au coeur) elle est cryptocristalline.

BUS LILLE


LOCALISATION
DES
ECHANTILLONS
CITES
R. grenues
R. microgrenues
Laves
Pyroclastites
Fig. 71
N
0m
250
Dhrakovouni
KERPINIS
KERPINI
Paos
596
597
4181
4180
PT 778
PT 798
PT 799
PT 797
PT 803
PT 805
PT 810
PT 861
PT 889
PT 859
PT 885
PT 876
PT 857
PT 854
PT 852C

Du quartz secondaire a été observé (PT 389 b) (fig. 72). Poecilitique et nettement xénomorphe il englobe tout ou partie de feldspath. Une analyse modale au compteur de points* a été effectuée sur l'échantillon PT 1204 (X = 614,5 Y = 4204,5 ; fig. 70).

IC = 160

Plagioclase	50,7%
Chlorite	35,6%
Calcite	7,9%
Minéraux opaques et accessoires	5,8%

SAT** = 0 COL (= M) = 49,3 FELDS = 0

I-1. ROCHES GRENUES A STRUCTURE SUBOPHITIQUE

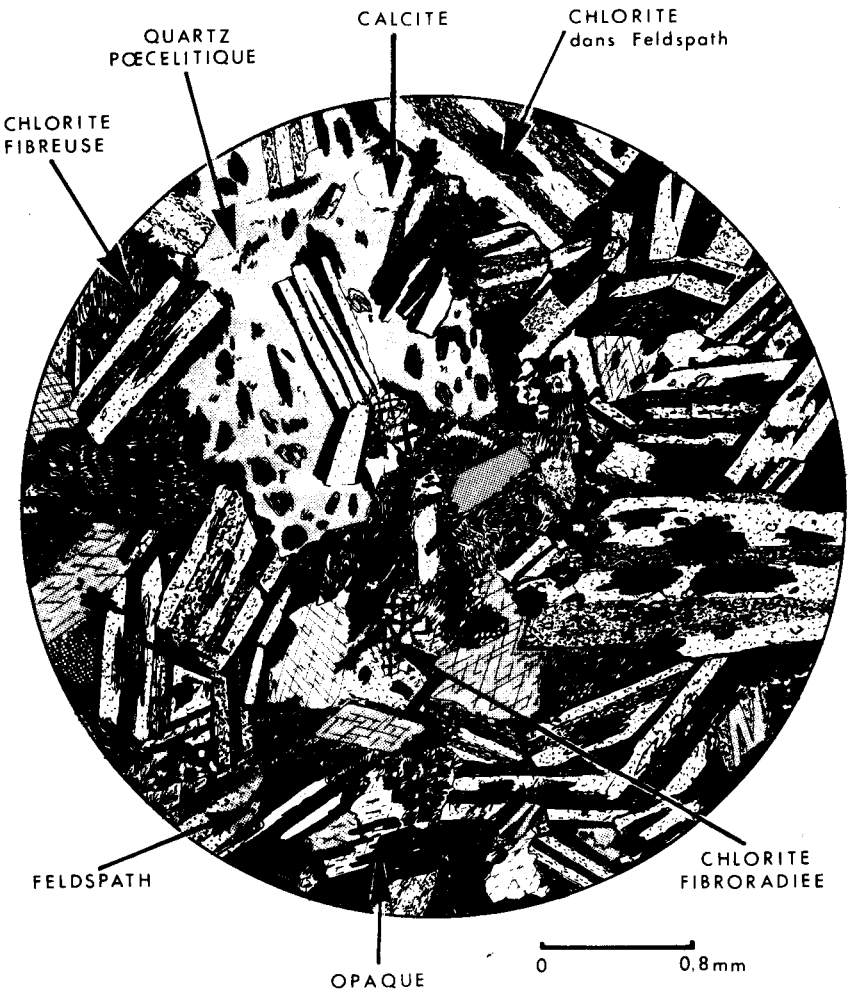
Rencontrées uniquement dans le massif du Dhrakovouni (cf. p. 209, fig. 63) ce sont des roches massives, vertes, assez claires (PT 797, PT 805, PT 810) (fig. 71). On y distingue à l'oeil nu de longues baguettes (2 à 3 cm) vert foncé, qui à la loupe se révèlent xénomorphes et ne correspondent qu'à des plages allongées dépourvues de cristaux de feldspath. Ceux-ci, très allongés confèrent à la roche une structure doléritique très nette, essentiellement subophitique avec une légère tendance intersertale (fig. 72).

Il a été vu précédemment (p.213) que les roches largement grenues sont associées à des roches plus finement cristallisées formant des flammes dans les premières. Ces deux types ont même structure et des compositions voisines à ceci près que le feldspath semble mieux représenté et le pyroxène plus rare dans la roche à grain fin.

* Le nombre de points analysés a été choisi en fonction de l'indice de Chaye (IC). Les intervalles entre chaque point sont de 0,3 mm, les différentes lignes ayant une longueur de 2,5 cm.

** Les abréviations suivantes signifient : SAT = indice de saturation, COL = indice de coloration = M = indice mafitique, FELDS = indice feldspathique .

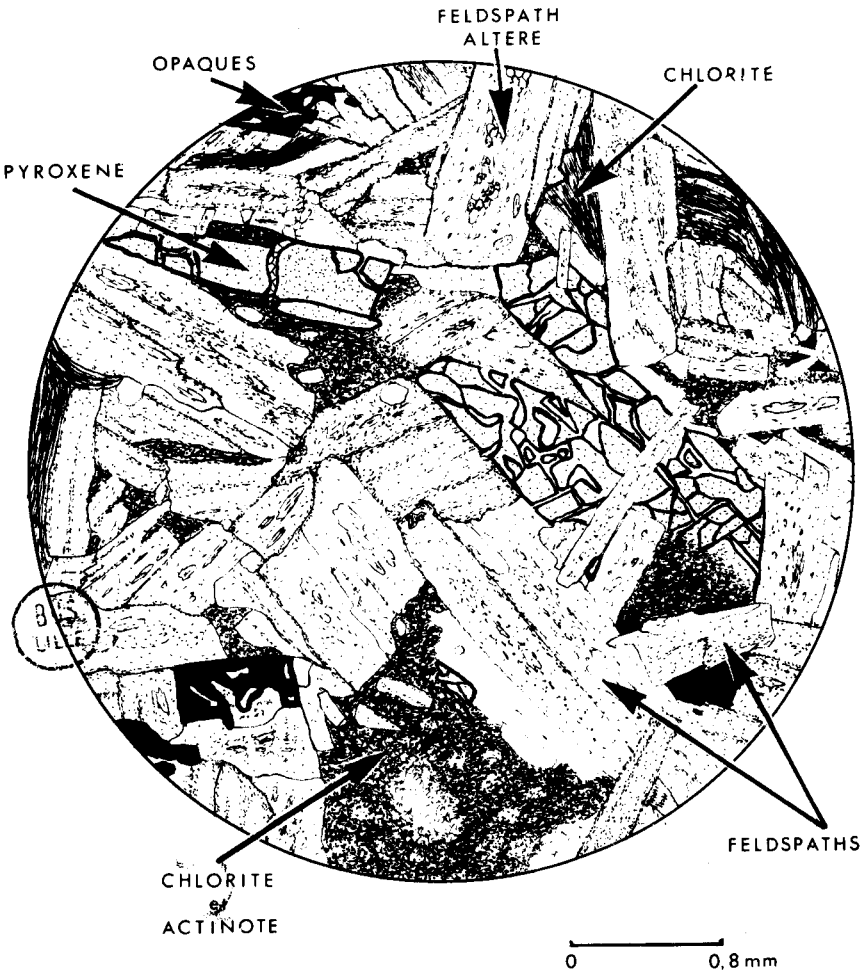
Fig. 72



PT 389 b

(Lumière analysée polarisée)

ROCHE GRENUE ALTEREE



PT 810

(Lumière analysée)

ROCHE GRENUE A STRUCTURE SUBOPHITIQUE

Ces roches contiennent surtout du feldspath plagioclase, du pyroxène, de la chlorite à côté de calcite, d'apatite, d'épidote, d'amphibole peu importante.

Les cristaux de feldspath, très abondants (plus de la moitié des minéraux), sont automorphes et forment des baguettes allongées de 1,6 cm sur 2 mm. Des colorations au cobaltinitrite de sodium* n'ont pas révélé la présence de feldspath potassique. Le plagioclase, parfois mâclé est fréquemment très altéré, voire complètement remplacé par de l'actinote, de la chlorite jaunâtre et de la calcite. Les mesures effectuées sur le plagioclase révèlent la présence d'andésine (An 30 à An 38).

Le pyroxène est monoclinique et présente aux rayons X la structure de l'augite (v. fiche fig. HT II). Il présente environ 10% des minéraux (cf. analyses modales). Légèrement coloré et pléochroïque (PT 797, PT 810) il pourrait appartenir au groupe des augites titanifères. Toujours altéré il n'a pu faire l'objet de mesures de l'angle 2 V. L'étude aux rayons X a permis de mettre en évidence un mélange de pyroxène (dominant), et de chlorites ferromagnésiennes (diabantites, thuringite...). Du quartz (quartz α) a cristallisé dans les microfaunes et à la périphérie du pyroxène; il s'agit probablement de quartz secondaire.

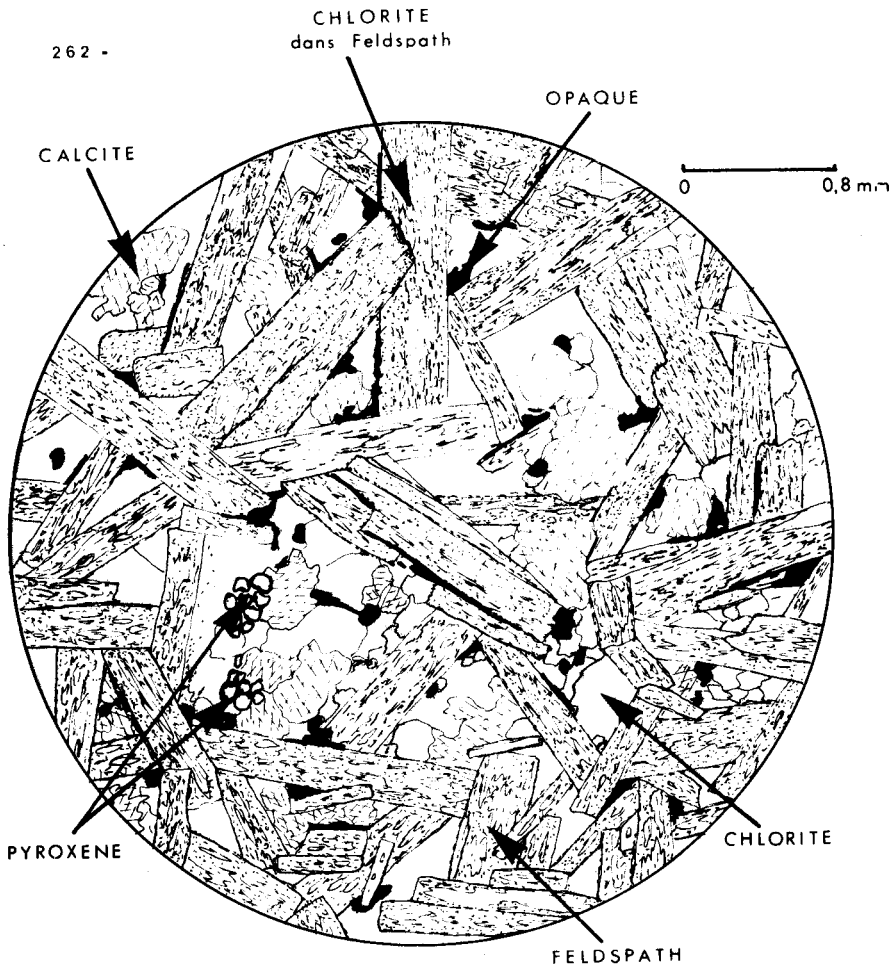
La chlorite est partout présente : entre les cx de feldspaths, dans les cx de pyroxènes et au coeur des cx de plagioclases. Elle apparaît parfois (entre les minéraux identifiables) en faisceaux flexueux. Coincées entre des feldspaths, certaines plages conservent la structure subophitique (fig. 72).

L'amphibole (actinote ou hornblende actinolitique ?) présente en abondance dans ces échantillons, forme des plages constituées de myriades de petites aiguilles pléochroïques, faiblement colorées (Pl. XV, fig. 4). Elle est toujours intimement associée aux chlorites.

Enfin, calcite, apatite, épidote (pistachite) sont également présents en quantité non négligeable.

* Il s'agit de la réaction de GABRIEL et COX (1929) utilisée dans la méthode de Bailey H. et STEVENS R.E. (1960).

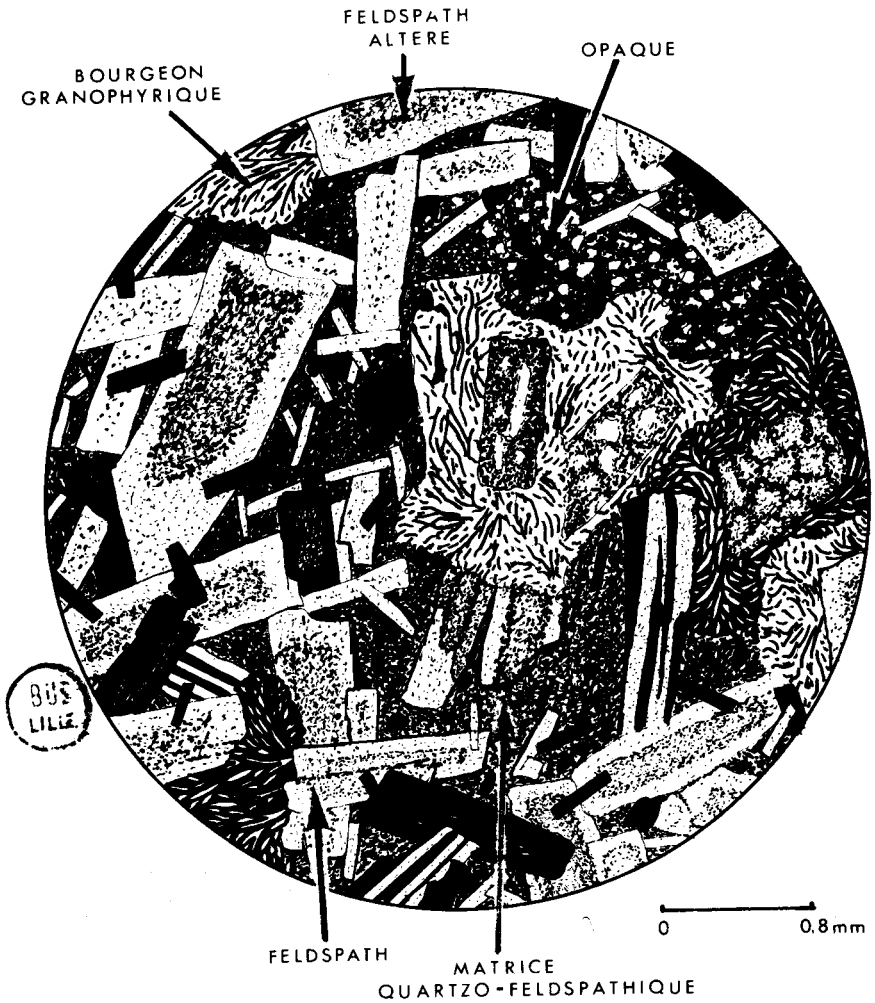
Fig. 73



PT 1206

(Lumière analysée)

ROCHE GRENUE A STRUCTURE INTERSERTALE



BUS
LILLE

PT 281

(Lumière analysée polarisée

ROCHE GRENUE A STRUCTURE INTERSERTALE

Dans les diaclases, du quartz et de l'albite ont pu cristalliser sous forme de petits cristaux très limpides, ce qui les oppose au feldspath primaire.

L'analyse modale effectuée sur PT 805 (diorite) montre les pourcentages suivants :

IC = 159

Petits cristaux quartzo-feldspathiques (indifférenciés)	1,9%	
Plagioclase	66,4%	
Pyroxène	7,6%	
Chlorite de pseudomorphose	9,5%	23,1%
Chlorite disséminée et actinote	13,6%	
Opaques, calcite, minéraux accessoires	1,3%	

COL = 31,7 SAT = 0 FELD = 0

Ech. PT 797 (diorite)

IC = 120

Petits cristaux quartzo-feldspathiques (indifférenciés)	2,7%	
Plagioclase	62,6%	
Pyroxène	6,1%	
Chlorite	11,6%	17,9%
Chlorite et actinote	6,3%	
Calcite, minéraux opaques et accessoires	2,5%	

COL = 34,7 SAT = 0 FELD = 0

I-2. ROCHES GRENUES A STRUCTURE INTERSERTALE

L'échantillon (PT 1206) provient du sommet du Gaïdhouro Oros (fig. 70, fig. 73) et ne se distingue pas, sur le terrain, des précédents. Il est vert, massif et présente une structure doléritique visible à l'oeil nu.

Sa composition minéralogique est la même que celle des échantillons précédents ; la calcite y est cependant plus abondante. Elle se présente sous forme de plages de très petits cristaux. Le pyroxène est pseudomorphosé en chlorite et calcite. Le feldspath est de l'andésine (An 35 - 37). L'analyse modale révèle :

Ech. PT 1206 (diorite) (fig. 73)

IC = 152

Plagioclase	63,4%
Chlorite	13,0%
Chlorite disséminée et actinote	8,8%
Calcite	14,1%
Minéraux opaques et accessoires	1,2%

SAT = 0 COL = 36,6 FELD = 0

Remarque :

Un échantillon (PT 281) provenant du col de Lavka, à l'E de Mati, montre, dans une roche de faciès sensiblement identique à ceux précédemment décrits, des bourgeons de quartz développés à l'extrémité de lattes feldspathiques. Il s'agit d'intercroissances de quartz et de feldspath (fig. 73, pl. XIV, fig. 1, 2, 4) dont l'abondance nous conduit à qualifier cette roche de diorite quartzique à structure granophyrique (micropegmatite de dévitrification).

CHAPITRE II. ROCHES MICROGRENUES

II-1. ROCHES MICROGRENUES APHYRIQUES

II-2. ROCHES MICROGRENUES PORPHYRIQUES

II2-1. Sans quartz

II2-2. Avec quartz

II. ROCHES MICROGRENUES

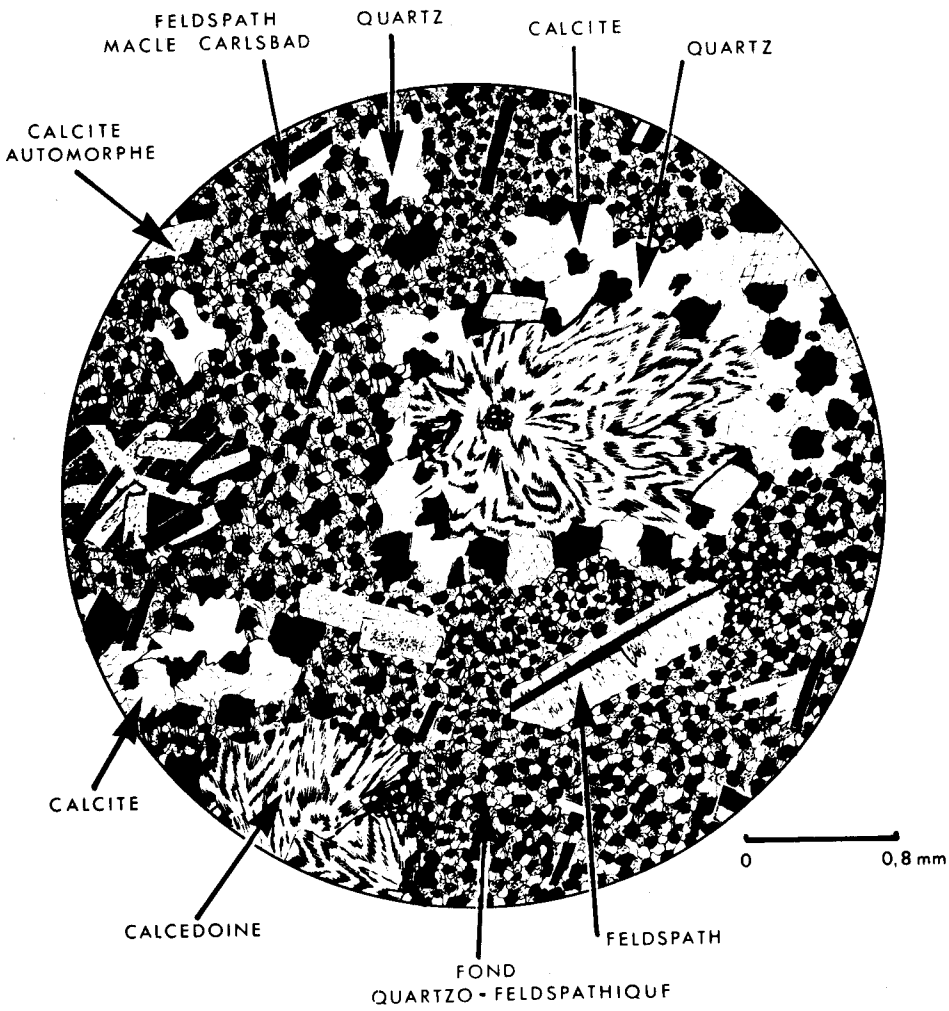
Ce sont des roches aphyriques ou porphyriques. Sur le terrain elles n'ont pu être distinguées des roches microlitiques.

Constituées d'assemblages microcristallins ou cryptocristallins, les roches microgrenues peuvent provenir de la dévitrification tardive d'un verre. Les roches microgrenues décrites ici sont d'anciennes laves ; la distinction d'avec celles-ci ne serait par conséquent qu'artificielle si nous ne distinguions pas les structures originelles des structures héritées (lave dont le verre est en voie de recristallisation).

II-1. ROCHES MICROGRENUES APHYRIQUES

L'échantillon (PT 295) provient du torrent de Mati (Coupe FB_1, niveau 2, cf. p. 193). C'est une roche verte à l'affleurement, blanche à vert clair sur cassure fraiche, d'aspect hyalin. Du quartz xénomorphe est visible macroscopiquement. Observé au microscope le fond quartzo-feldspathique (indifférencié) se révèle être microcristallin (de 2 à 5 µ). Au grossissement maximum, des microlites sont visibles dans les cristaux de la matrice. Les cristaux résultent donc d'une dévitrification.

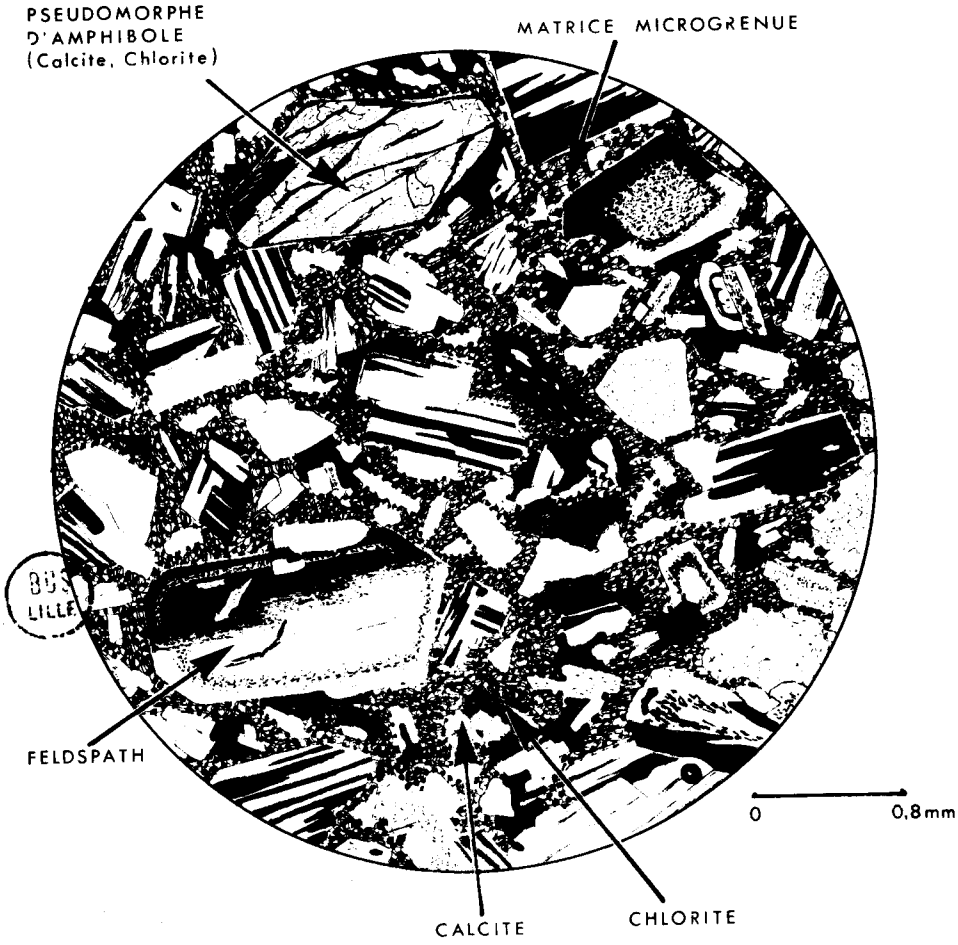
Fig. 74



PT 295

(Lumière analysée polarisée)

ROCHE MICROGRENUE APHYRIQUE



PT 320

(Lumière analysée polarisée)

ROCHE MICROGRENUE PORPHYRIQUE

BCU LILLE

Les cristaux de feldspath (400 µ sur 100 µ) sont en nids de 2 à 5 individus (fig. 74). Subautomorphes ils sont fréquemment maclés Carlsbad. Les colorations au cobaltinitrite de sodium ne révèlent pas de feldspath potassique. Le plagioclase est assez pauvre en anorthite (An 25 = Oligoclase).

La silice apparaît en taches irrégulières fibroradiées (fibres de calcédoine) fréquemment entourée de calcite (fig. 74). Silice et calcaire sont nettement secondaires.

Quelques chlorite et minéraux opaques sont également visibles. La composition actuelle de la roche correspond à une microdiorite quartzique mais si l'on fait abstraction de la silicification il s'agit d'une microdiorite leucocrate. *La lave originelle était donc probablement une andésite.*

II-2. ROCHES MICROGRENUES PORPHYRIQUES

II2-1. Sans quartz

L'échantillon (PT 320) provient du "petit col de Mati" (fig. 74). Il s'agit d'une roche gris-vert dans laquelle des lattes de feldspath plus ou moins altéré sont visibles à l'oeil nu, ainsi que des minéraux opaques à éclat cuivré.

Le feldspath existe en microlites (peu visibles) et en phénocristaux automorphes ou xénomorphes. Il est souvent altéré, particulièrement au centre, et mâclé (Carlsbad, Carlsbad + péricline). Le plagioclase a un pourcentage moyen en anorthite (An 50 : andésine ou labrador). La méthode de coloration des feldspaths n'a pas mis en évidence de feldspath potassique.

Chlorite et calcite sont fréquemment associées dans des pseudomorphes de minéraux automorphes (probablement des amphiboles à l'origine) (fig. 74). La calcite existe également seule en grandes plages xénomorphes qui estompent les structures préexistantes.

Les minéraux accessoires et opaques (hématite) sont peu abondants bien que ces derniers puissent former des cristaux automorphes.

La pâte, microcristalline, laisse parfois transparaître des microlites, reliques de la structure préexistante. La structure et la composition actuelle font de cette roche une microdiorite quartzifère. *Il s'agit donc d'une phénoandésite dévitrifiée.*

L'analyse modale de cet échantillon montre :

Ech. PT 320 (fig. 74)

Quartz	1,0%
Matrice quartzo-feldspathique (indifférenciée)	16,8%
Feldspath	52,6%
Chlorite dans le feldspath	2,7%
Chlorite	10,8%
Calcite	6,4%
Minéraux opaques et accessoires	8,1%

COL = 28,8 SAT = 13,5

II2-2. Avec quartz

Les différents échantillons prélevés (PT 366, PT 876) (fig. 69, 71) ont tous un aspect fortement hyalin et laissent voir du quartz à l'oeil nu. Des baguettes de feldspath sont parfois visibles. La pâte est microcristalline mais quelques microlites sont encore visibles (PT 312). Ils ont des formes "squelettiques" ; les extrémités, fourchues, confèrent un aspect en X ou Y ("queue d'hirondelle" des auteurs). Quelques microcristaux de feldspath présentent les mâcles polysynthétiques.

Les phénocristaux de quartz, automorphes ou xénomorphes, sont toujours corrodés et prennent de ce fait un aspect vermiculé, pseudopoecilitique : les golfes de corrosion sont remplis par la mésostase ou de très petits cristaux (de quartz ou de feldspath ?) (pl. XIV, fig. 5 et 6).

Les phénocristaux de feldspath sont automorphes la plupart du temps, parfois cassés et souvent tordus. Certains présentent des bordures réactionnelles avec la matrice. Les mesures effectuées sur le feldspath (méthode LEVY M., section parallèle à g_1) non déformé, semblent montrer un pourcentage

en anorthite variant dans de larges limites : An 25 à An 40 (oligoclase, andésine). Il existe des cristaux de feldspath à mâcles carlsbad ou complexes. Les colorations au cobaltinitrite de sodium s'étant révélées négatives, il ne s'agit probablement que de plagioclase.

Calcite et chlorite s'observent encore dans ces échantillons. Elles sont associées dans des pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens, assez nombreux mais petits, ce qui accroît la difficulté de mesure de l'angle des faces sur les sections basales. Une partie au moins se révèle être du pyroxène pseudomorphosé dans lequel existe maintenant un feutrage de chlorite et des concentrations ferrugineuses. Notons enfin que les sphérules présentent une structure fibroradiée nette et résultent peut-être d'une dévitrification précoce, le verre étant encore chaud.

La calcite digère parfois des cristaux de quartz (PT 876) bordés de cristalites de calcédoine.

En fonction de la composition minéralogique exprimée et de la structure, j'ai appelé ces roches des microdiorites quartziques (phénoandésite quartzique à dévitrifications précoce et tardive).

Remarque :

Eu égard au pourcentage en anorthite plus élevé (An 53), l'appellation microgabbro quartzique serait préférable pour l'échantillon PT 366.

L'analyse modale de différentes sections de l'échantillon PT 366 montre :

Feldspath	15,9%
Quartz	9,2%
Chlorite	0,8%
Minéraux opaques et accessoires	0,6%
Mésostase	73,5%

COL = 4,4 SAT = 36,3

CHAPITRE III. ROCHES MICROLITIQUES

III-1. ROCHES MICROLITIQUES APHYRIQUES

III1-1. Roches microlitiques aphyriques à structure sporophytique
III1-2. Roches microlitiques aphyriques à structure fluidale pilotaxitique

III-2. ROCHES MICROLITIQUES PORPHYRIQUES

III2-1. Roches microlitiques porphyriques à structure non orientée
III2-2. Roches microlitiques porphyriques à structure fluidale

---

III. ROCHES MICROLITIQUES

Les laves de la Formation à Blocs sont microlitiques, aphyriques ou porphyriques et contiennent une proportion plus ou moins importante de verre. L'identification de la nature du verre étant impossible au microscope, l'appellation de la roche ne peut se faire qu'en fonction des phénocristaux. Pour cette raison "les roches contenant à la fois du verre et des cristaux sont pétrographiquement dénommées en ne tenant compte que de la nature des constituants cristallisés" (BROUSSE R., JUNG J., 1959, p. 36). En outre, "les phénocristaux seuls donnent souvent une idée erronée de la composition réelle de la roche totale, parce que des minéraux différents de ceux qui forment les phénocristaux peuvent se trouver dans la mésostase ou à l'état virtuel dans le verre. Si l'on ne connait que la nature des phénocristaux et pas la composition chimique de la roche, sa détermination peut être impossible ... (et) il faut cependant donner un nom à la roche ... (dans ce cas) il est conseillé de suivre la suggestion de NIGGLI, d'ajouter le préfixe *phéno* au nom de la roche" (RITTMANN A., 1963, p. 40).

Dans ce travail, cette précision sera toujours apportée puisque, ne disposant d'aucune analyse chimique, il n'a jamais été possible de vérifier l'exactitude du terme adopté.

III-1. ROCHES MICROLITIQUES APHYRIQUES

L'échantillon (PT 294) provient du torrent qui traverse Mati (Coupe FB_1, p. 191). C'est une roche violette, dans laquelle seules des amygdales vert bouteille (chlorite) sont visibles à l'oeil nu. Au microscope, de très nombreux microlites d'oligoclase (An 25) sont visibles dans une mésostase peu abondante, riche en chlorite, calcite et minéraux opaques interstitiels. La chlorite est surtout développée dans les vacuoles, elle y est fibroradiée. Du quartz a cristallisé dans les fines diaclases, de la calcite y existe au centre quand elles sont plus larges.

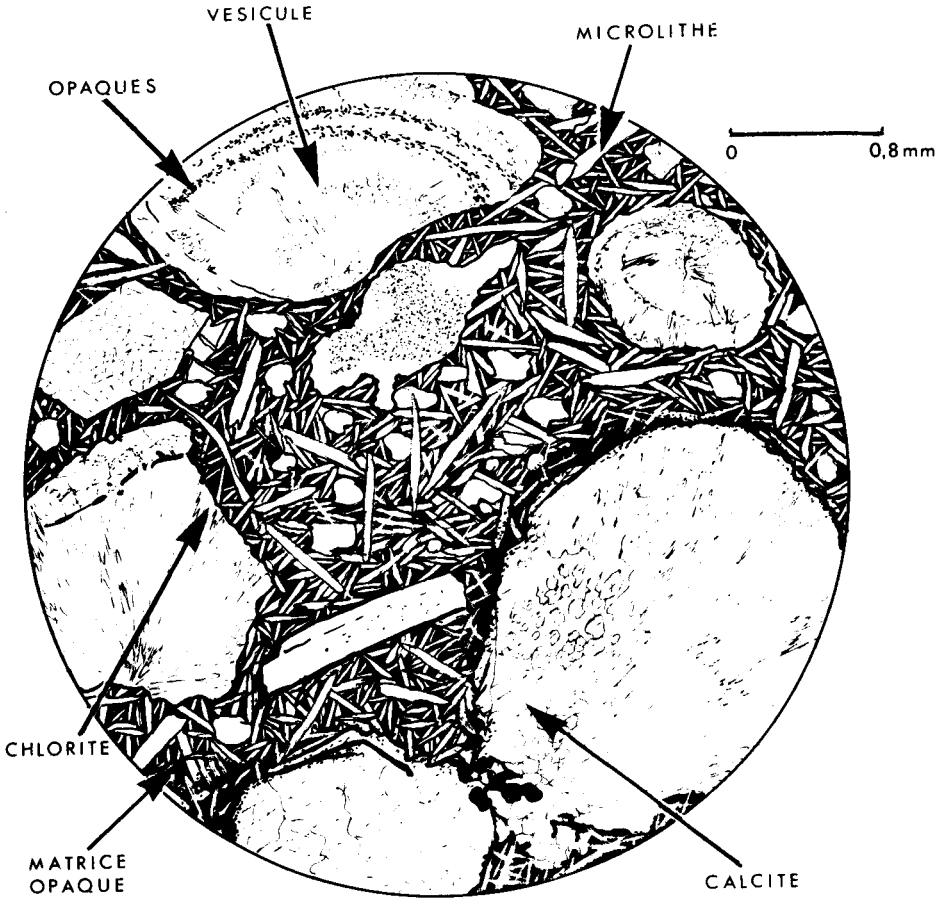
III1-1. Roches microlitiques aphyriques à structure sporophytique (fig.75)

Amygdalaires (faciès mandelstein), ces roches sont toujours violettes (PT 282a, JPC 29 Z) ; massives, elles sont souvent violettes mais peuvent avoir une teinte verdâtre (PT 364 Z) et ont un aspect hyalin très prononcé. La mésostase, peu abondante est opaque.
Les microlites, toujours très nombreux ont des tailles variées et s'entrecroisent (fig. 75). Certains sont flexueux. Constitués d'oligoclase (An 26) pour la plupart, quelques uns sont albitiques (An 00 à An 06) .

Les vacuoles, de 0,2 à 3 mm de diamètre, sont plus ou moins nombreuses. Leur couleur, fréquemment blanche, peut être verte quand de la chlorite s'associe à la calcite qui les remplit. On y distingue une ou plusieurs fines enveloppes concentriques, vertes ou noires, suivant qu'elles sont chloriteuses ou ferrugineuses. Parfois la vacuole contient de la calcédoine (PT 364 Z) ou du quartz (JPC 29 Z).

Calcite et chlorite existent également disséminées dans la mésostase ou au contraire concentrées dans le feldspath . Les indices mafitiques (M) varient de part et d'autre de la limite 40% fixée par STREICKENSEN pour l'appellation d'andésite ou basalte. Ainsi PT 364 Z serait une phénoandésite alors que PT 282 a, JPC 29 Z, seraient des phénobasaltes (leur faciès est celui de spilites à oligoclase).

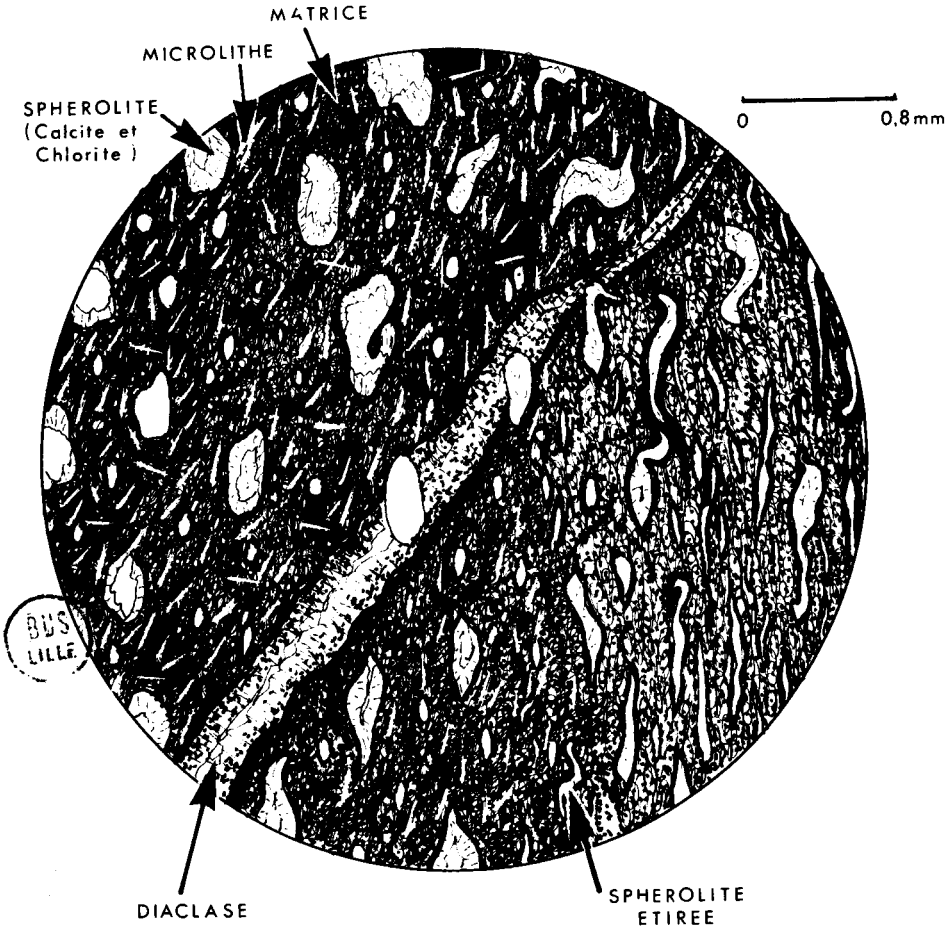
Fig. 75



PT 282a

(Lumière analysée)

ROCHE MICROLITIQUE
APHYRIQUE A STRUCTURE
SPOROPHYTIQUE



BUS
LILLE

PT 1068

(Lumière analysée)

ROCHE MICROLITIQUE
A STRUCTURE FLUIDALE
PILOTAXITIQUE

III1-2. Roches microlitiques aphyriques à structure fluidale pilotaxitique

L'échantillon (PT 1068), provenant des environs du col Skotini-Kandhila (fig. 69 et 75), présente des sphérolites de plus en plus étirés vers la bordure. Il s'agit d'une roche violette dont les microlites, peu abondants, sont bien alignés là où les vésicules sont allongées (pl. XV, fig. 5 et 6). L'étirement des amygdales et l'orientation des microlites se sont faits lors de l'écoulement de la lave. Comme dans les échantillons précédents, chlorite et calcite tapissent les vacuoles (fig. 75) et les microlites sont constitués d'oligoclase (An 25) pour la plupart (288 mesures) et d'albite (An 5 à 10) pour une moindre part (17 mesures).
La mésostase est opaque.
Le faciès est ici encore celui d'une spilite.

III-2. ROCHES MICROLITIQUES PORPHYRIQUES

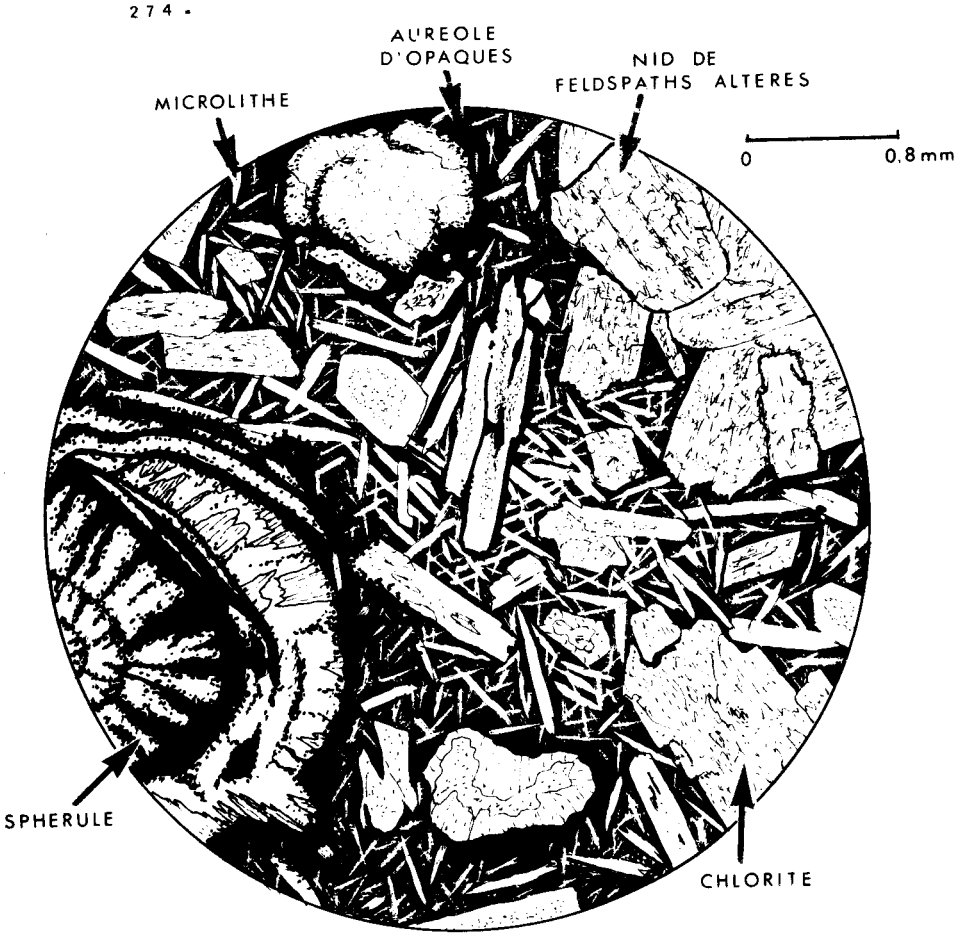
Dans ce paragraphe, subdivisé en deux parties, nous considèrerons d'abord les structures non orientées, puis les structures orientées fluidales.

III2-1. Roches microlitiques porphyriques à structure non orientée

Les laves décrites ici contienent des phénocristaux de feldspath seul (PT 39, PT 440 A) ou de feldspath et pyroxène (JPC 66, PT 852 C, PT 854). Ce sont des roches qui, sur le terrain, sont vertes ou violacées et qui présentent à l'oeil nu des phénocristaux de feldspath blanc-verdâtre, de pyroxène poecilitique à éclat bronzé très marqué. Observée au microscope, la mésostase est plus ou moins abondante, constituée de minéraux opaques pour l'essentiel, de chlorite et de calcite.

Des sphérules occupés par une association de chlorite, calcite et parfois de quartz peuvent y exister (PT 852 C, PT 854, PT 440 A) (fig. 76). De tailles variées (0,1 mm à 8 mm) ils présentent fréquemment une structure fibroradiée. Des minéraux opaques sont souvent concentrés à la périphérie des vésicules ou à l'intérieur de celles-ci, quand une zonation concentrique y existe. Lorsque la chlorite remplit seule les amygdales, elle est formée d'une juxtaposition de très petits sphérules fibroradiés (PT 852 C).

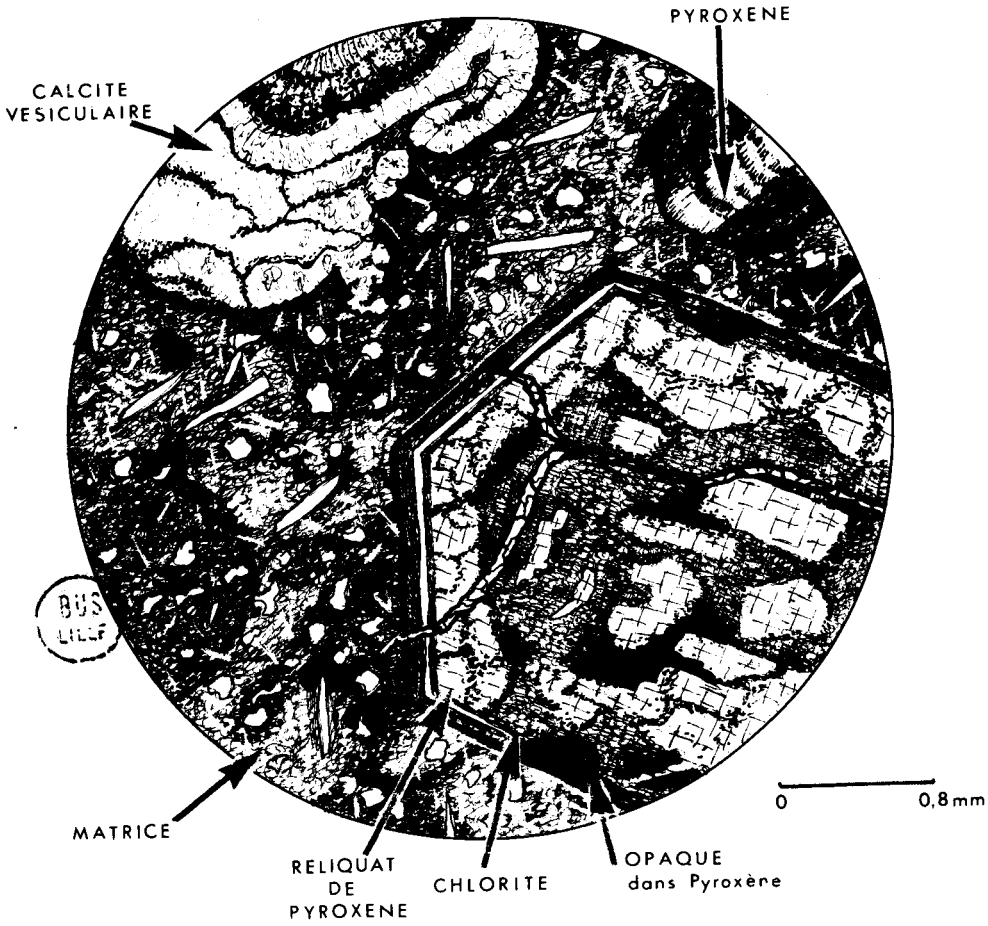
Fig. 76



PT 440 A

(Lumière analysée)

ROCHE MICROLITIQUE PORPHYRIQUE A STRUCTURE NON ORIENTEE



BUS LILLE

PT 852 C

(Lumière analysée)

ROCHE MICROLITIQUE PORPHYRIQUE A STRUCTURE NON ORIENTEE

L'analyse aux rayons X a permis d'y montrer : de la chlorite (clinochlore), du pyroxène en faible quantité (structure du diopside) et du quartz.

Les microlites, parfois largement développés, déterminent une structure sporophitique (PT 440 A) (fig. 76) et sont constitués d'andésine (An 32-39). De l'oligoclase (An 25) peut y exister (PT 440 A). Les microlites, bifides et rachitiques ont subi une calcitisation parfois totale : on ne retrouve alors plus que des figures arborescentes dues à la coalescence de la calcite de divers microlites (PT 854).

Les cristaux de feldspath, de taille variable, sont estompés par l'altération, ce qui le rend indéterminable. Ils sont souvent pseudomorphosés. L'altération commence par l'apparition, au centre, d'un feutrage très fin de calcite associée à de minuscules taches de phyllites vertes, phéochroïques. Les plages de carbonates deviennent ensuite coalescentes. En fin de transformation il ne reste du feldspath qu'un mince liseré. Certains présentent une extinction roulante ou sont brisés (PT 440 A). Les techniques de coloration sélective sur les feldspaths, au cobaltinitrite de sodium, n'ont pas mis en évidence de feldspath potassique.

Les cristaux de pyroxène (JPC 66, PT 852 C, PT 854) de grande taille (12 mm x 8 mm) sont plus ou moins complètement pseudomorphosés par des chlorites (diabantite, thuringite) et des carbonates (fig. 76 ; pl. XV, fig. 3). Les mesures de l'angle 2V n'ont pu être faites. Il s'agit de clinopyroxène qui, examiné aux rayons X, révèle une structure de diopsique. Calcite et quartz ont parfois cristallisé dans les fractures du minéral (fig. 76).

La chlorite existe dans le pyroxène (PT 440 A, fig. 76) et le feldspath, qu'elle pseudomorphose, dans la mésostase et en sphérules dans lesquels elle forme parfois de minuscules sphérolites fibroradiés (à pseudo croix noire).

La calcite, abondante, ne se présente en phénocristaux que dans les sphérules et les diaclases ; ailleurs (dans le feldspath, dans la mésostase) elle forme des agrégats cryptocristallins qui voilent les composants (fig. 76).

Divers stades de transformation microlites-calcite s'observent. Quand les microlites et la mésostase sont contaminés, la nature effusive de la roche initiale devient elle-même à peine identifiable (PT 39).

Enfin des minéraux opaques et accessoires n'y existent qu'en petits cristaux xénomorphes disséminés.

Les analyses modales des 2 échantillons suivants ont donné :

	PT 852 C		PT 854	
Minéraux quartzo-feldspathiques indéterminés	2,5%		2,1%	
Feldspath	22,7%		6,8%	
Pyroxène	17,7%	32,4%	32,3%	53,8%
Chlorite dans le pyroxène	14,7%		21,5%	
Chlorite dans les sphérules	3,8	30,3%	6,1%	34,6%
Chlorite dans la mésostase	12,8%		7,0%	
Calcite	16,2%		16,1%	
Minéraux opaques et accessoires	4,6%		2,6%	
Mésostase	5,0%		5,2%	
	COL = 73,5		COL = 90,6	

L'indice de coloration (mafitique) de PT 854 est très élevé et la roche correspondrait donc à une mafite. En fait, ceci vient de ce que presque toute la calcite de cette roche se trouve dans le feldspath. Il faut donc ajouter le pourcentage de la calcite à celui du feldspath pour obtenir le pourcentage originel de ceux-ci (6,8 + 16,1 = 23,9) On note alors que COL = 73,6 et le pourcentage du feldspath correspond à celui de PT 852 C ou COL = 73,5.

PT 854, PT 852 C, JPC 66 correspondent à des *phénobasaltes ankaramitiques*, PT 440 A à un *phénobasalte*. PT 39, trop altéré n'a pas permis l'appréciation de son indice mafitique. On peut donc hésiter entre une *phénoandésite** (COL < 40) et un *phénobasalte* (COL > 40).

* Le terme andésite n'a, dans ce travail, qu'une signification descriptive et non génétique.

III2-2 Roches microlitiques porphyriques à structure fluidale

Ces roches (PT 857, PT 312, PT 322, PT 1099, PT 1106, PT 1109) ont généralement un éclat vitreux; violettes ou vert sombre, elles peuvent être très claires. Elles ne sont que rarement vésiculaires (PT 857).

L'observation au microscope révèle la présence de quelques phénocristaux de feldspath noyés dans une pâte essentiellement microlitique dont la matrice est opaque.

Les microlites sont essentiellement de feldspath. Très nombreux ils confèrent à la roche une structure trachytique. Les mesures d'angles d'extinction (section parallèle à (010), perpendiculaire à (010) ont fourni An 25-26, soit de l'oligoclase, et de rares An 48 (andésine). Beaucoup de microlites sont squelettiques, rachitiques, bifides à une ou deux extrémités ils prennent la forme de X ou de Y.

Les phénocristaux de feldspath, fréquemment automorphes, sont parfois tordus, cassés. L'altération plus ou moins intense, rend leur détermination délicate, voire impossible (pl. XV, fig. 2). Calcite et chlorite existent souvent à leur voisinage, ou à l'intérieur (calcite). Mâclés (albite, carlsbad) ou non, beaucoup sont groupés en nids de 5 à 6 cristaux de feldspath. Une auréole de chlorite et de calcite ceinture fréquemment ces groupements. Aucun feldspath potassique n'a pu être mis en évidence par le cobaltinitrite de sodium. Les mesures d'angles d'extinction faites sur les plagioclases révèlent de l'oligoclase (An 25 à 30) et de l'andésine (An 35 à 37).

Le quartz n'existe que sous forme de petits phénocristaux secondaires, xénomorphes, englobant tout ou partie de microlites (PT 312, PT 1106). La chlorite microcristalline occupe parfois le coeur des cristaux de quartz qui résultent probablement d'une silicification tardive.

La calcite existe dans les phénocristaux de feldspath (au centre le plus souvent), dans la matrice. Dans ce cas elle peut englober, sans les transformer, des microlites de feldspath (PT 1106) ou, au contraire, effacer toutes les structures préexistantes (PT 857). Calcite et quartz existent

encore, bien cristallisés, dans les diaclases. Comme dans les laves précédentes, la chlorite fréquemment associée à la calcite est présente : à proximité des feldspaths, en taches (cristallisée), diffuse dans la matrice, dans les sphérolites et dans les diaclases.

Les minéraux opaques et accessoires enfin ne sont pas rares.

L'analyse modale des échantillons PT 312 et PT 1106 montre :

Echantillon PT 312 :

Quartz (secondaire)	6,3%
Cristaux quartzo-feldspathiques indéterminés	26,9%
Microlites de feldspath	32,8%
Phénocristaux de feldspath	4,1%
Chlorite	5,5%
Calcite	3,7%
Mésostase opaque, minéraux opaques et accessoires	20,0%
Verre	0,8%

COL = 26,2

Le pourcentage de minéraux quartzo-feldspathiques étant ici très important, j'ai supposé, pour le calcul de l'indice de saturation, qu'il y avait 17% de quartz parmi ces minéraux (pourcentage égal à celui des minéraux déterminés) et SAT = 15,5. Cependant il est possible qu'une réaction d'altération ait libéré sous forme de quartz une quantité de SiO_2 qui appartenait à la roche, mais n'était pas exprimé; dans ce cas il ne faut pas compter le quartz secondaire dans le calcul de l'indice de saturation et il ne faut pas le compter non plus dans le calcul de l'indice de saturation de la roche, alors SAT = 0. *Il peut donc s'agir d'une phénoandésite silicifiée ou d'une phénoandésite quartzique.*

ROCHES MICROLITIQUES

* Ech. PT 1106 :

Feldspath en microlites	50,9%
Feldspath en phénocristaux	3,9%
Chlorite dans le feldspath	1,1%
Calcite dans le feldspath	0,1%
Calcite diffuse	4,7%
Chlorite diffuse	9,5%
Calcite largement cristallisée (vésicules)	3,0%
Chlorite largement cristallisée (vésicules)	2,5%
Mésostase	23,7%

COL = 20,4 SAT = 0

Il s'agit d'une phénoandésite.

L'estimation des proportions pour les autres échantillons nous conduit à les qualifier de :

PT 857 : Phénobasalte (mandelstein à faciès spilitique)

PT 1099 : Phénoandésite

PT 1109 : Phénoandésite mélanocrate

CHAPITRE IV. PYROCLASTITES

IV-1. PYROCLASTITES SANS ELEMENT ALLOGENE

IV-2. PYROCLASTITES A ELEMENTS ALLOGENES

IV. LES PYROCLASTITES

Les pyroclastites sont des agglomérats de débris holovolcaniques. Différents types de classification ont été proposés. En 1954, THORARINSSON propose de distinguer les tephras (roches incohérentes) des tufs (roches rendues cohérentes secondairement). RITTMANN A. introduit le terme général de pyroclastites que JUNG J. (1963), en fonction de la granulométrie, a subdivisé en catégories et que j'ai adapté aux conditions d'observation de terrain :

Dans ce mémoire		JUNG J.	Roches meubles = Tephras de THORARINSSON	Roches cimentées = tufs de THORARINSSON
Elements > 1 cm		Elements > 30 mm	Blocs	Brèches
Eléments de 1 cm à 0,04 cm	grossier 1mm fin	Eléments de 30 à 2 mm	Lapillis	Tufs
Eléments < 0,04 cm	grossier 40 µ fin	Eléments < 2 mm	Cendres	Cinérites

Les dépôt sous-marins mêlés de sédiments et qui ne sont donc plus holovolcaniques, sont appelés tuffites. Cette origine sédimentaire et éruptive peut être originelle (boues syngénétiques) ou résulter de l'action de courants de turbidités sur des tufs volcaniques fraichement déposés.

Les pyroclastites, subdivisées par groupes de tailles ont des coupures fixées arbitrairement, qui n'ont qu'un intérêt descriptif. Aussi n'ont-elles été utilisées que dans ce but (cf. p. 213), d'autant plus que certaines roches montrent une alternance millimétrique de lits de tufs et de cinérites (PT 861 A).

Il sera envisagé, successivement, les pyroclastites sans éléments allogènes, les pyroclastites à éléments allogènes noyés dans une matrice, et enfin, quelques particularités.

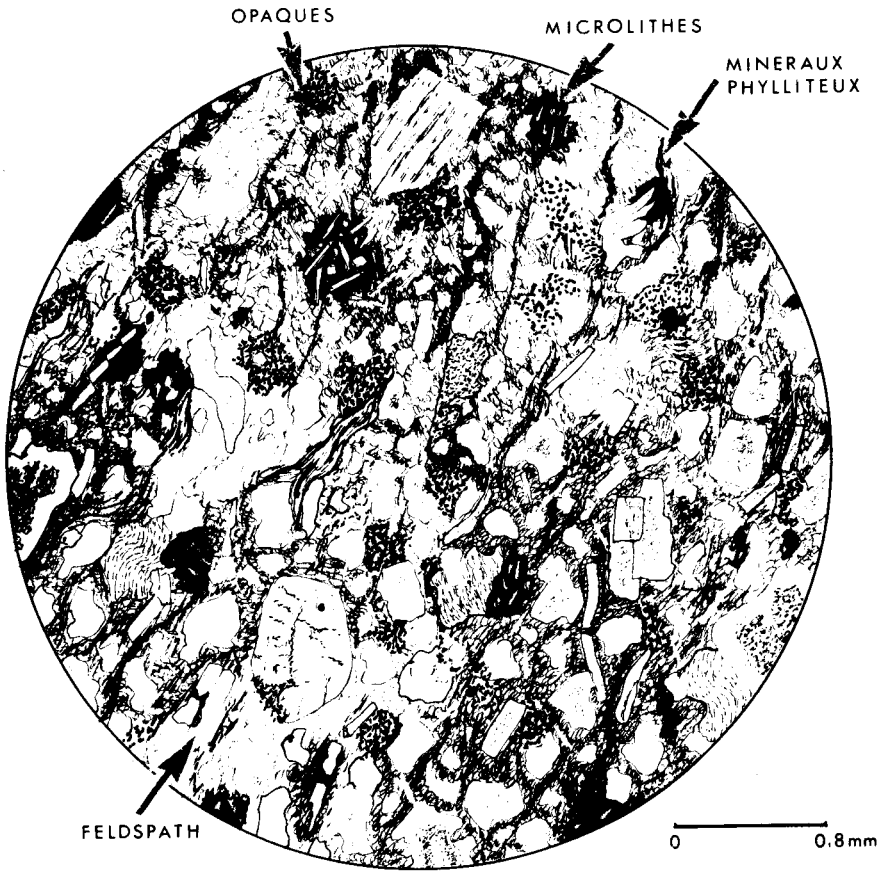
IV-1 LES PYROCLASTITES SANS ELEMENTS ALLOGENES

Il s'agit surtout de tufs fins (JPC 36 X, PT 859) (fig. 77) et de cinérites (JPC 60, JPC 66, PT 84, PT 279, PT 321, PT 861 A, PT 861 C) (fig. 77). Ces roches marron en surface, sont grises ou vert poivré pour la plupart. Les plus fines (cinérites) miment fréquemment des varves (rouges, vertes, bleutées ...) et prennent l'aspect de radiolarites quand elles sont silicifiées. Certaines ont d'ailleurs fourni : des Radiolaires (PT 861 A fig. 77) datés du Trias (cf. p. 211), des filaments identiques à ceux des calcaires à Conodontes ; des Halobies y ont également été trouvées.

Des débris de minéraux (feldspath, quartz, pyroxène) plus ou moins importants sont noyés dans la matrice. Quand ils sont allongés (ex. : feldspath) les minéraux cassés peuvent rester en contact l'un de l'autre (PT 321. pl. XV, fig. 8) ou au contraire être séparés mais alignés (PT 859 : fig. 77)

Les techniques de coloration sélective sur le feldspath (réaction de GABRIEL et COX) n'ont pas permis de mettre en évidence le feldspath potassique. Les cristaux de plagioclase, automorphes, souvent cassés, sont fréquemment mâclés Carlsbad ou albite. Des mâcles mécaniques et des extinctions roulantes sont également communes. Les mesures d'angle d'extinction (sections parallèles à (010), perpendiculaires à (010), double mâcle ...) montrent la présence d'andésine (An 38) et d'un peu d'oligoclase (An 25) ou d'albite rare (An 4).

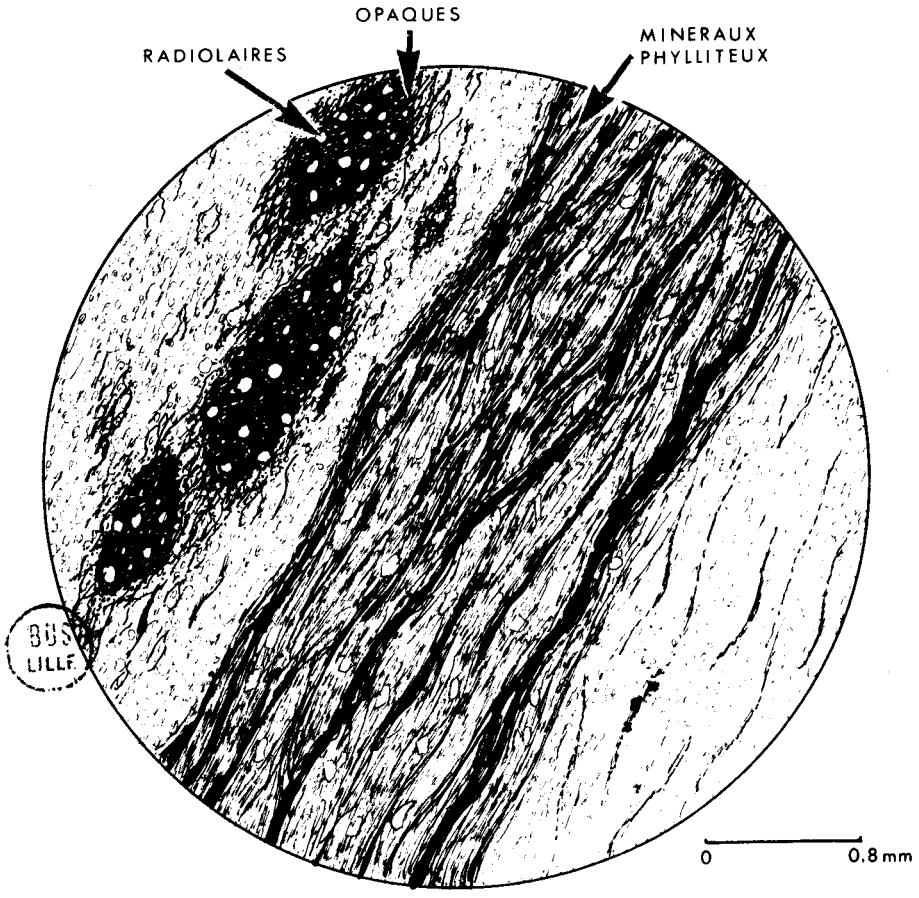
Fig. 77



PT 859

(Lumière analysée)

TUF FIN
PYROCLASTITE SANS
ELEMENTS ALLOGENES



BUS
LILLE

PT 861 A

(Lumière analysée)

CINERITE
PYROCLASTITE SANS
ELEMENTS ALLOGENES

La matrice, outre une grande richesse en minéraux phylliteux (chlorite ...) contient : épidote, minéraux opaques et calcite. Des microlites flexueux pliés y sont parfois visibles. De petits débris de verre esquilleux constituent parfois la partie essentielle de la roche, il s'agit alors de hyaloclastites. Le feldspath , et surtout le quartz, peuvent également présenter des cassures anguleuses provenant peut-être de phénomènes explosifs.

Du quartz ou du feldspath existe en agrégats polycristallins arrondis. La silicification qui affecte certaines roches se marque souvent par le développement de sphérules de calcédoine plus ou moins abondants (JPC 36 X).

IV-2. LES PYROCLASTITES A ELEMENTS ALLOGENES

Ces faciès volcaniques comprennent essentiellement les tufs grossiers et les brèches d'explosions volcaniques. La roche est souvent grisâtre, quand les éléments inclus sont de grande taille ils se distinguent nettement du fond par leur couleur différente (d'un vert plus prononcé que la matrice le plus souvent) (fig. 78).

La matrice étant identique à celle des pyroclastites sans élément allogène il ne sera envisagé ici que la nature des corps étrangers. Parmi les xénolites, il est possible d'y distinguer :

- des roches grenues à structure doléritique, à prédominance de plagioclases (mâclés ou non), jointifs. Il n'existe pratiquement pas d'autre composants. Il pourrait s'agir de fragments arrachés à la cheminée lors de la remontée de la lave,
- des laves (roches microlitiques aphyriques ou porphyriques) à mésostase (opaque ou riche en chlorite) abondante ou non,
- des laves amygdalaires (microlitiques aphyriques ou porphyriques),
- des laves dévitrifiées (matrice cryptocristalline ou "sphérulites de dévitrification").

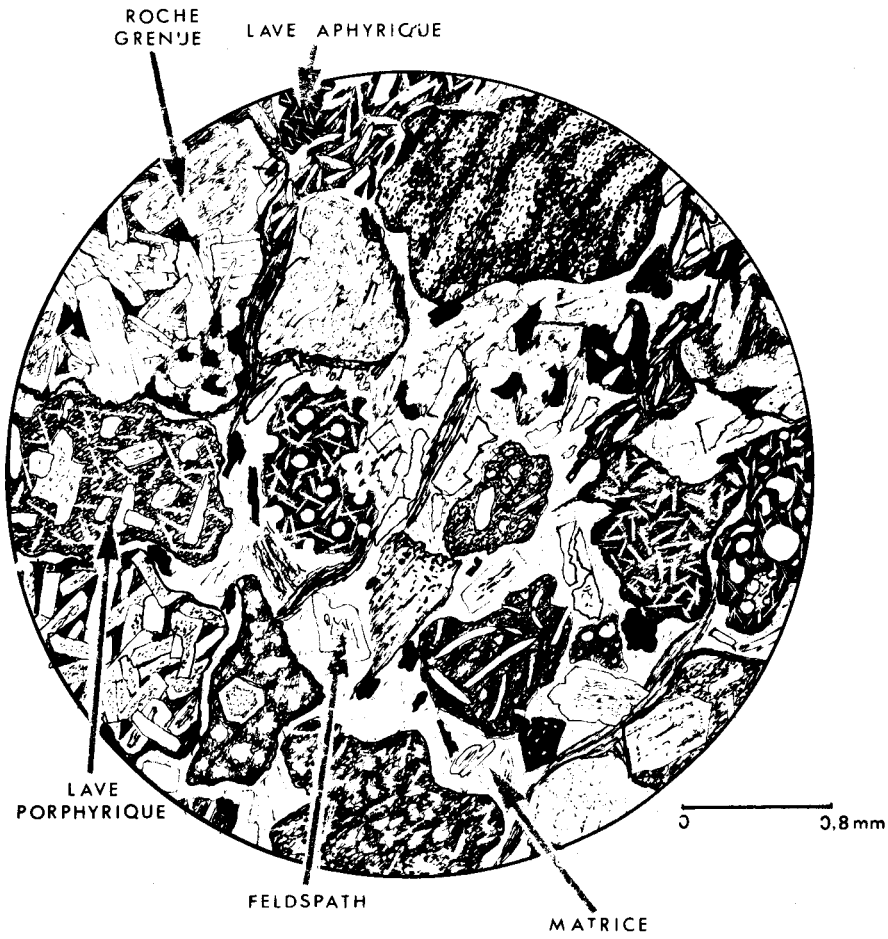
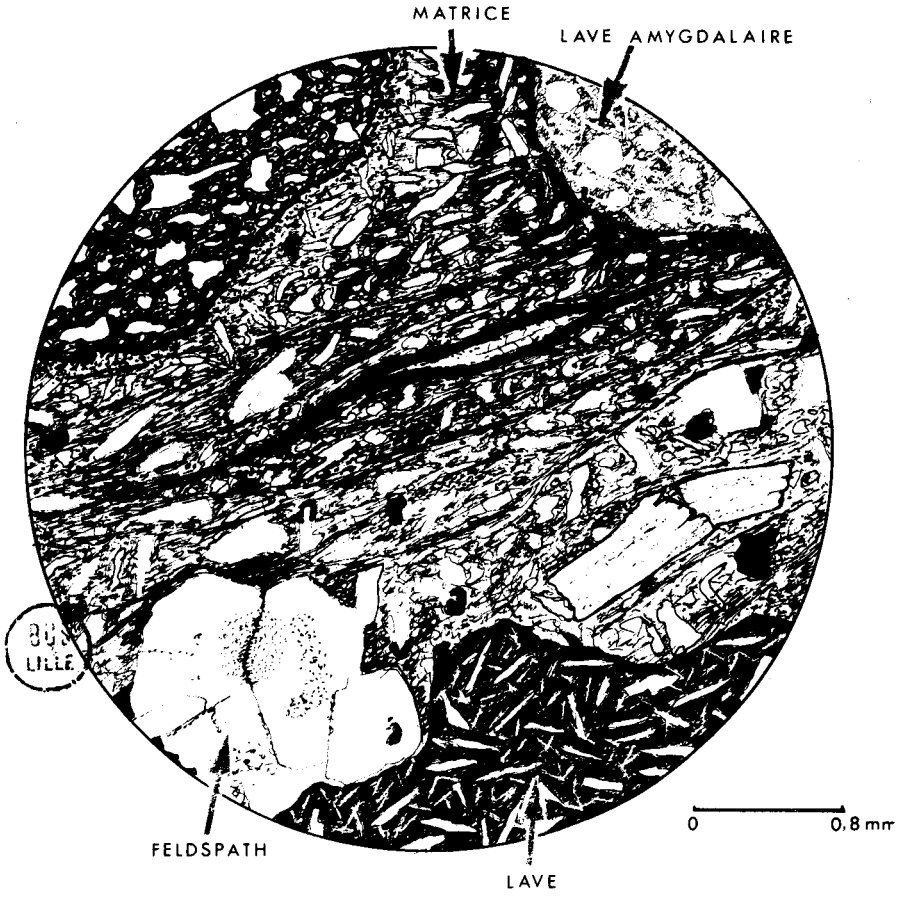


Fig. 78

PT 80

(Lumière analysée)

PYROCLASTITE A XENOLITHES SUBJOINTIFS



PT 361

Lumière analysée)

PYROCLASTITE A MATRICE ABONDANTE

LILLE

Les xénolites sont subjointifs (matrice très peu abondante) (PT 80 : fig. 78 et pl. XIV, fig. 8) ou au contraire isolés dans une matrice hyaloclastitique (PT 361 : fig. 78). Les différents types cités ci-dessus sont identiques à ceux déjà décrits (laves, roches microgrenues, roches grenues).

CONCLUSIONS :

A la suite de nombreuses observations pétrographiques et résultats expérimentaux (YODER, 1967) la spilitisation est tenue pour résulter de transformations minéralogiques partielles apparentées aux phénomènes de métasomatose (FONTEILLES M., 1968 ; LA ROCHE (de) H., ROCCI G., JUTEAU Th., 1969 ; WERRMANN, WEDEPOHL, 1970). Pétrographiquement, les spilites se caractérisent par :

- la persistance des structures d'origine magmatique (aphiriques, intersertales, fluidales etc...)
- la conservation du clinopyroxène à titre de relique (ESKOLA P., 1925)
- l'albitisation plus ou moins complète des plagioclases
- le remplacement de l'orthopyroxène et de l'olivine par de la chlorite
- le développement de chlorites aux dépens du verre ou de la pâte felsitique.

Les transformations importantes qui masquent la composition minéralogique originelle des échantillons observés proviendraient donc d'une *spilitisation plus ou moins avancée*.

Les matériaux volcaniques de la Formation à Blocs semblent être constitués de roches intermédiaires (diorite, phénoandésite quartzique, phénoandésite, phénobasalte). Aucun type de roche vraiment acide ou basique n'est bien représenté. En effet, s'il existe quelques basaltes, ils sont peu nombreux, de même que les roches quartziques.

Les types pétrographiques ont été décrits en fonction des structures car il se révèle en pratique que les coupes introduites ici sont plus naturelles que celles d'une nomenclature "classique". Plus qu'artificielle, l'attribution d'un nom est subjective lorsqu'elle ne se fait pas sur les données chiffrées du compteur de points. Outre le pourcentage de chaque constituant, la dénomination d'une roche dépend également de la classification employée (fig. 79). A été retenue dans ce travail, celle de STRECKEISEN A. (1966), qui correspond à celle recommandée par l'I.U.G.S.* On remarque sur la fig. 79

* I.U.G.S. : International Union Geological Sciences, sous-commission de la systématique des roches ignées, 1973

	système de classif. / n° échant.	BROUSSE, JUNG (1959)	RITTMANN (1963)	STRECKEISEN (1966)
ROCHES GRENUES	PT 797 SAT 2,5 COL 37,4 FEL 0	diorite	"	diorite
	PT 805 SAT 0 COL 31,7 FEL 0	diorite	"	diorite
	PT 1204 SAT 0 COL 36,6 FEL 0	diorite	"	diorite
	PT 1206 SAT 0 COL 49,3 FEL 0	diorite	"	gabbro
LAVES	PT 312 SAT 28,3 COL 30 FEL 0	phénodacite	phénoandésite	phénoandésite quartzique
	PT 320 SAT 12,8 COL 26 FEL 0	---	phénoandésite	phénoandésite
	PT 852 C SAT < 5 COL 69,7 FEL 0	phénomélabasalte	phénobasalte à clinopyroxène	phénobasalte à andésine
	PT 854 SAT 11,8 COL 90,6 FEL 0	phénomélabasalte	phénobasalte à clinopyroxène	phénovulcanite mafitique
	PT 1106 SAT 0 COL 20 FEL 0	phénoandésite	phénoandésite	phénoandésite
TUF	PT 1107 FEL 0	tuf phénodacitique	tuf phénodacitique leucocrate	phénoandésite quartzique
R. MICROGR.	PT 366 FEL 0	microgabbro quartzique	"	microgabbro quartzique

BUS LILLE

Fig. 79 Nomenclature de divers échantillons analysés au compteur de points suivant différents systèmes de classification

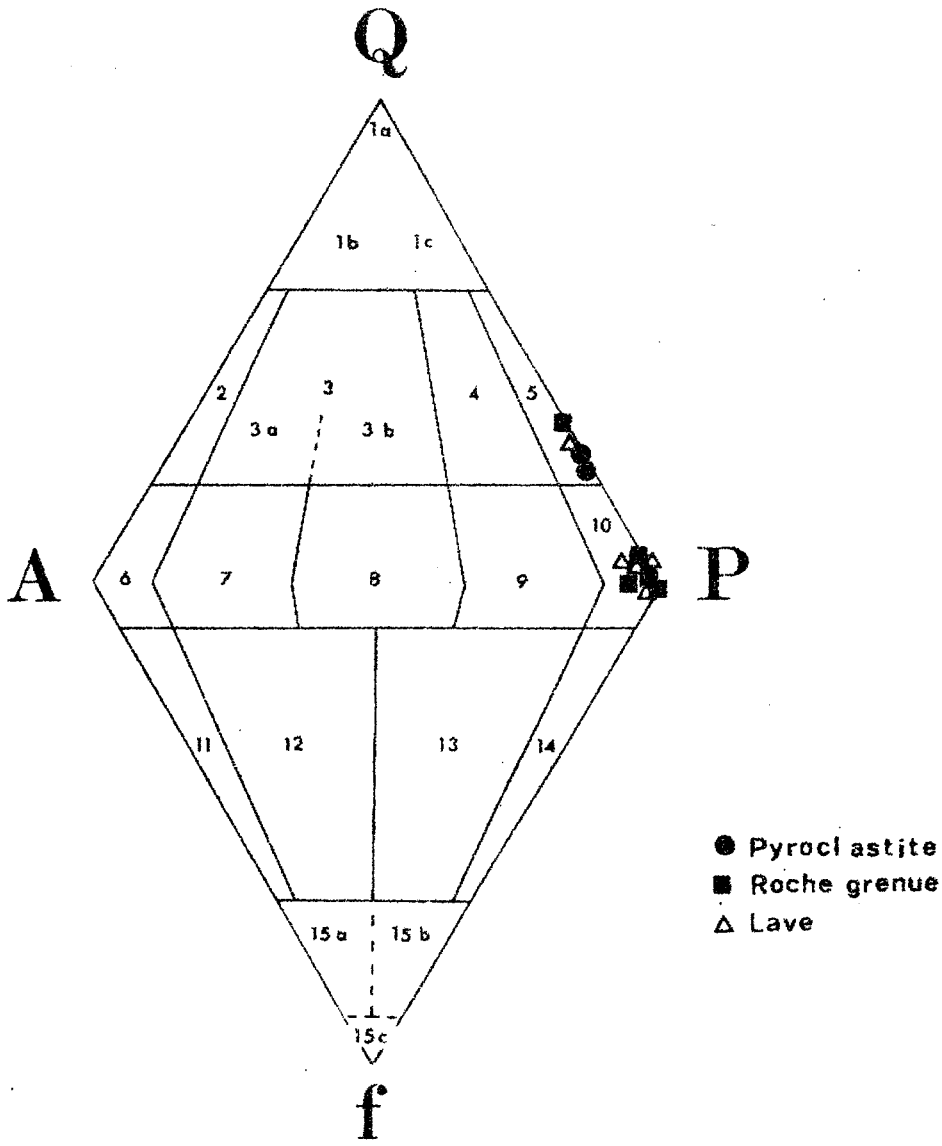


Fig. 80 REPARTITION DE DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES ANALYSES AU COMPTEUR DE POINTS

Tableau de classification des roches éruptives
(STREICKESEN A. 1966, I.U.G.S. 1973)

BUS LILLE

5- Diorites quartziques, Gabbroquartziques, (Andésites quartziques, Basaltes quartziques) ;

10- Diorites, Gabbros, (Andésites, Basaltes).

que, si les noms sont identiques pour les roches grenues, ils varient pour les laves.

A la lecture de ces noms il ne se dégage aucun regroupement pétrographique. Cependant, le report du point correspondant à chaque roche sur le tableau de classification de STRECKEISEN A. (fig. 80) met en évidence 2 zones distinctes représentées par les roches à quartz d'une part, les roches sans quartz d'autre part*.

Toutes les roches éruptives décrites dans la Formation à Blocs semblent provenir d'un ensemble volcanique (1 ou plusieurs volcans) *sous-marin.*

Les pyroclastites n'étant pas mêlées de sédiments (très peu de tuffites) se sont déposées à proximité de leur source. Cependant, leur bon classement et leur contenu faunistique (Radiolaires, Halobies) prouvent que ce fut en *milieu marin* mais pas aux *abords immédiats du point d'émission.* PT 885 montre un tuf à granoclassement positif, reposer sur une cinérite à Radiolaires et filaments, résultat *d'explosions successives dans le temps ou dans l'espace.*

Les roches grenues, quant à elles, peuvent provenir de *dykes ou sills injectés dans l'édifice volcanique lui-même ou de la cristallisation du magma dans la cheminée.*

Abondantes dans la Formation à Blocs mais n'apparaissant qu'en éléments isolés, il est très difficile de voir les relations entre les différents types pétrographiques. L'ensemble le plus important, en qualité et en quantité est incontestablement celui du massif du Dhrakovouni (cf. p.210) qui évoque une partie dilacérée d'un volcan sous-marin avec une partie de sa cheminée (roches grenues et microgrenues associées) et un fragment du cône (pyroclastites et laves).

Aucune analyse chimique n'ayant été effectuée d'une part, le mauvais état de conservation des roches d'autre part n'ont pas permis de mettre en évidence, d'après les seuls faciès, une appartenance à l'une des séries principales (tholéïtique, calco-alcaline, alcaline).

* On n'oubliera pas cependant qu'en ce qui concerne les laves, seule la composition en phénocristaux est représentée.

Cependant, eu égard à : l'abondance de pyroclastites, l'association basalte - andésite - dacite avec prédominance des termes intermédiaires surtout et acides, *on peut les soupçonner d'appartenir à la série calco-alcaline.*

La ressemblance entre les cinérites silicifiées et les radiolarites, leur fréquente association semble prouver une liaison directe entre l'émission des roches éruptives et les radiolarites triasiques.

LOCALISATION DES ECHANTILLONS CITES

Les x et y correspondent aux coordonnées cartographiques

Les initiales suivantes signifient :

G = roche grenue
M = roche microgrenue
L = lave
P = pyroclastite

Echantillons		x	y
PT 39	L	607,8	4194,3
PT 80	P	608,5	4193,8
PT 82	P	609,6	4193,2
PT 83	P	609,6	4193,2
PT 84	P	609,6	4193,2
PT 84B	G	609,6	4193,2
PT 84C	P	609,6	4193,2
PT 279	P	619,5	4188,2
PT 281	G	619,5	4188,2
PT 282a	L	619,5	4188,2
PT 294	L	617,2	4186,8
PT 295	M	617,2	4186,8
PT 312	L	615,8	4187,3
PT 320	M	616,0	4187,3
PT 321	P	616,0	4187,3
PT 322	L	616,0	4187,3
PT 361	P	614,4	4187,9
PT 364Z	L	614,6	4187,9
PT 366	M	614,5	4187,9
PT 389b	G	615,0	4187,8
PT 391a	P	615,0	4187,8
PT 440A	L	612,9	4186,0
PT 471	P	610,0	4187,9
PT 751B	P	605,3	4196,5
PT 797	G	597,0	4180,9
PT 798B	P	597,0	4180,9
PT 799	P	597,0	4180,9
PT 803	P	597,1	4180,9
PT 805	G	596,9	4180,8
PT 810	G	596,7	4180,8
PT 852C	L	597,4	4179,9

BUS LILLE

PT 854	L	597,4	4180,0
PT 857	L	597,4	4180,0
PT 859	P	596,7	4180,5
PT 861A	P	596,6	4180,8
PT 876	M	596,9	4180,3
PT 885	P	597,0	4180,5
PT 889	P	596,7	4180,7
PT 1068	L	630,5	4179,5
PT 1099	L	627,2	4180,6
PT 1106	L	627,2	4180,6
PT 1107	P	627,2	4180,6
PT 1108	P	627,2	4180,7
PT 1109	L	627,2	4180,7
PT 1204	G	614,5	4204,5
PT 1206	G	614,5	4204,5

PLANCHE XIV

1. Ech. PT 281 (x 63)
Lumière analysée et polarisée

Roche grenue à structure intersertale, granophyrique

(micropegmatit

2. Ech. PT 281 (x 35)
Lumière analysée et polarisée

Roche grenue à structure intersertale, granophyrique

(micropegmatit

3. Ech. PT 1107 (x 100)
Lumière analysée

Pyroclastite (tuf phénodacitique)

Structure de dévitrification

4. Ech. PT 281 (x 35)
Lumière analysée et polarisée

Roche grenue à structure intersertale, granophyrique

(micropegmatit

5. Ech. PT 876
Lumière analysée et polarisée

Roche microgrenue porphyrique à quartz. Quartz corrodé

(Microdiorite quartzique)

6. Ech. PT 876

Roche microgrenue porphyrique à quartz. Quartz corrodé

(Microdiorite quartzique)

7. Ech. PT 83 (x 35)
Lumière analysée

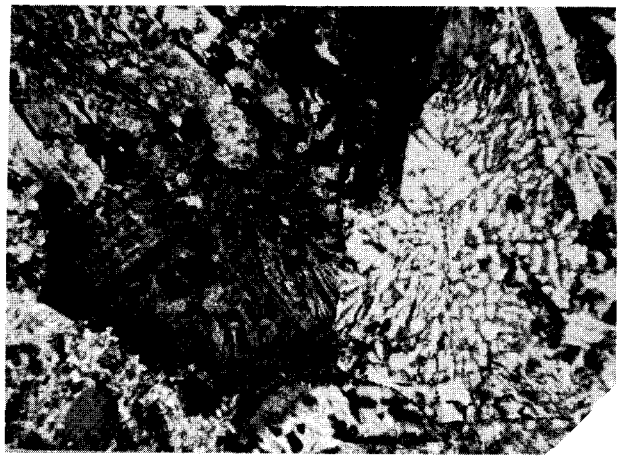
Pyroclastite à xénolithes subjointifs

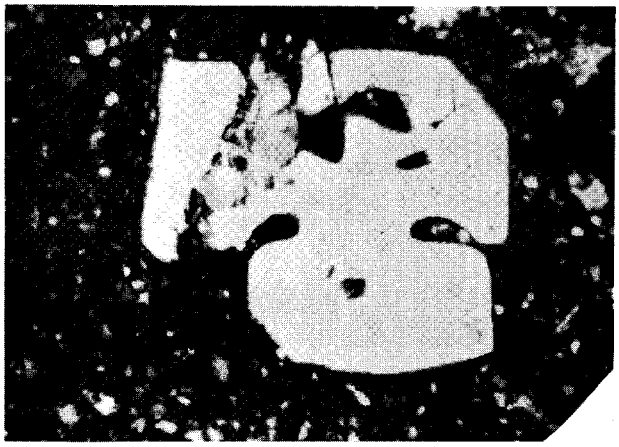
(remarquer les composants très différents)

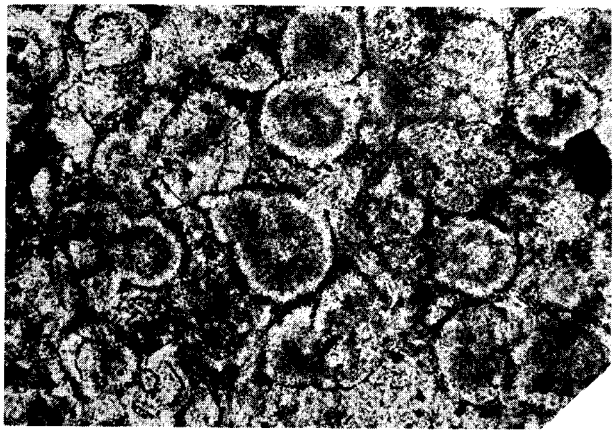
8. Ech. PT 80 (x 35)
Lumière analysée

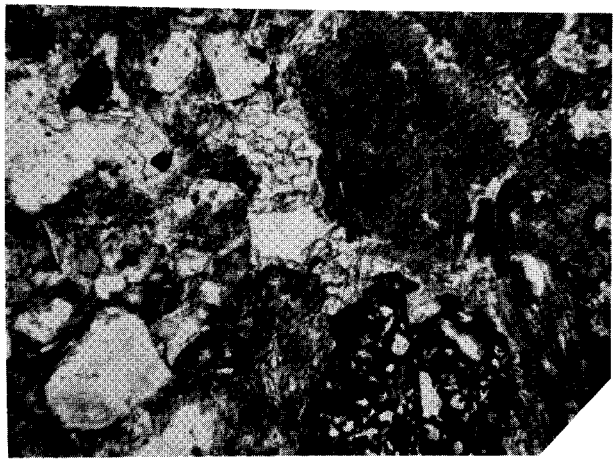
Pyroclastite à xénolithes subjointifs

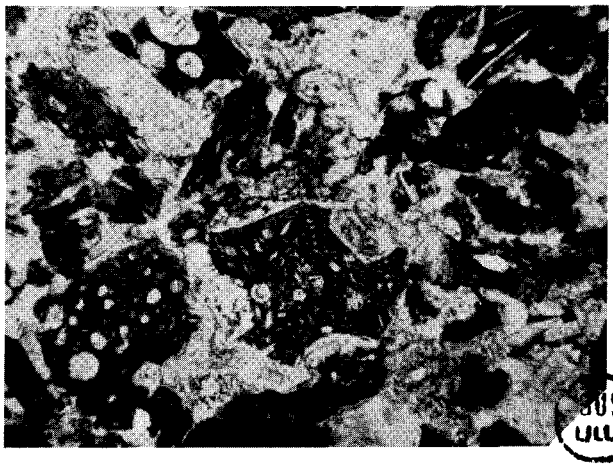
(remarquer les composants très différents)











BUS LILLE

PLANCHE XV

1. Ech. PT 857 (x 35)
Lumière analysée

Roche microlitique porphyrique à structure fluidale

Feldspath altéré

2. Ech. PT 857 (x 35)
Lumière analysée

Roche microlitique porphyrique à structure fluidale

Fledspath altéré

3. Ech. PT 852 C (x 35)
Lumière analysée

Roche microlitique porphyrique à structure non orientée

Pyroxène pseudomorphosé

4. Ech. PT 797 (x 500)

Roche grenue à structure subophitique
Feutrage d'aiguilles d'actinote (ou hornblende inolytique)

5. Ech. PT 1068 (x 63)
Lumière analysée

Roche microlitique aphyrique à structure fluidale pilotaxitique

Sphérolites étirés

6. Ech. PT 1068 (x 100)
Lumière analysée

Roche microlitique aphyrique à structure fluidale pilotaxitique

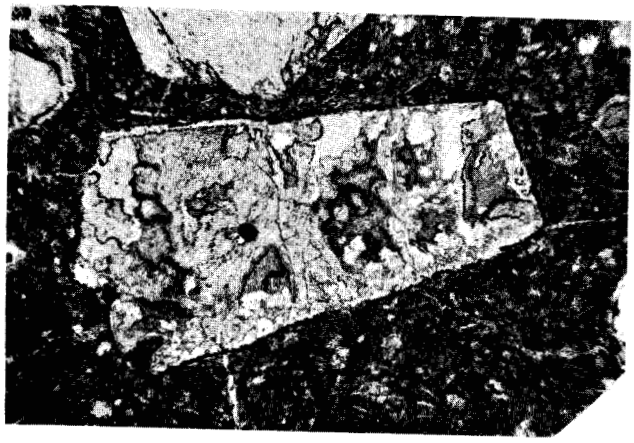
Sphérolites étirés

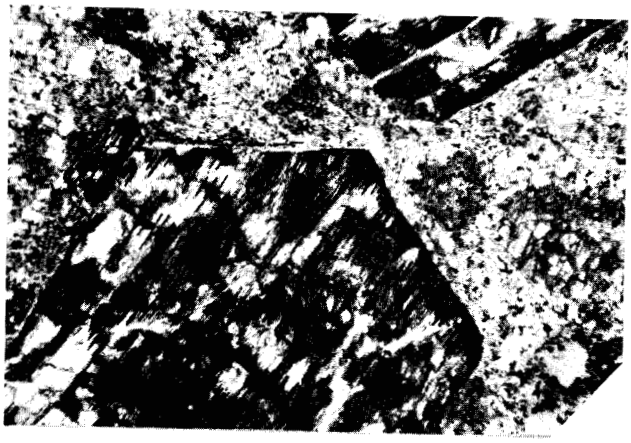
7. Ech. PT 1099 (x 63)
Lumière analysée et polarisée

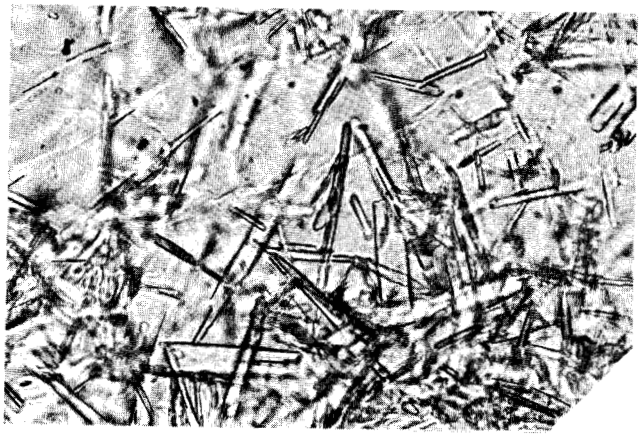
8. Ech. PT 321 (x 63)
Lumière analysée et polarisée

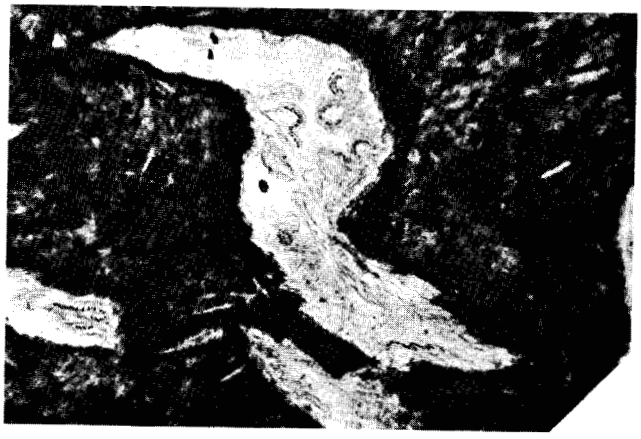
Pyroclastite

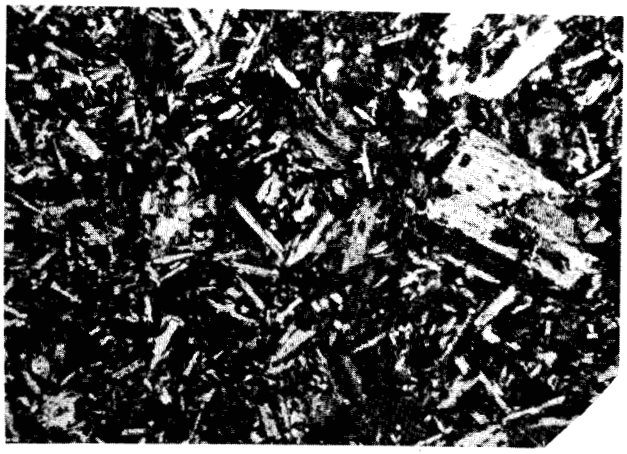
Feldspath brisé à morceaux restés jointifs

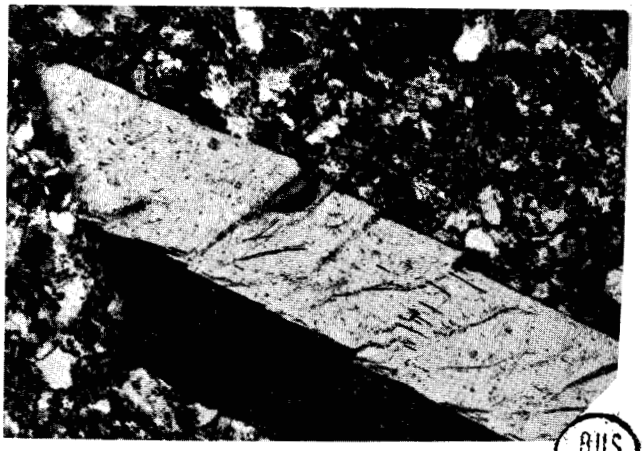












BUS
LILLE

Conclusions

CONCLUSIONS

CHAPITRE I LES DIFFERENTS ENSEMBLES STRATIGRAPHIQUES

CHAPITRE II LES ENSEMBLES STRUCTURAUX

L'étude géologique entreprise dans la région de Fénéou a montré l'existence de structures superposées dans des ensembles dont la stratigraphie a pu être établie ou confirmée.

Deux point de vues ont été envisagés : stratigraphie et tectonique.

I. LES DIFFERENTS ENSEMBLES STRATIGRAPHIQUES

I-1. GROUPE DE ZAROUKLA

I-2. LE CONTACT AVEC LES CALCAIRES DE TRIPOLITZA

I-3. LA SERIE DE TRIPOLITZA

I-4. LA FORMATION A BLOCS

I-5. LA SERIE DU PINDE

I. LES DIFFERENTS ENSEMBLES STRATIGRAPHIQUES

Nous avons rencontré 4 grandes unités de la base au sommet :

- le Groupe de Zaroukla
- la série de Tripolitza
- la Formation à Blocs
- la série du Pinde.

I-1. GROUPE DE ZAROUKLA

Dans ce groupe, qui est ici défini, j'ai distingué 5 formations qui, de haut en bas sont :

- Formation des Schistes Verts du Kinigou
- Formation Détritique d'Agios Nicolaos
- Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias
- Formation des Calcaires de Goura
- Formation des Quartzophyllades de Féréou.

En fait, il est vraisemblable que le nombre de formations puisse être ramené à 4 car la Formation des Schistes Verts du Kinigou pourrait en effet être l'équivalent schistosé de la Formation des Roches Eruptives de l'Agios Ilias, et correspondre alors au flanc inverse d'un grand synclinal couché.

I-2. LE CONTACT AVEC LES CALCAIRES DE TRIPOLITZA

C'est une zone très abondemment tectonisée ayant valeur de ZONE DE DECOLLEMENT au sein de laquelle je différencie 3 faciès principaux :

- des calcaires à débit en plaquettes, microplissés, à interlits sériciteux,
- des "cargneules",
- des calcaires dolomitiques, parfois silicifiés, ayant livré des fossiles du Trias moyen-supérieur, qui se rattachent à la série de Tripolitza.

I-3. LA SERIE DE TRIPOLITZA

Nous y avons prouvé paléontologiquement l'existence dans notre secteur d'étude du Trias supérieur, et du Cénomanien ; celui-ci était auparavant inconnu en Peloponnèse. Outre ces découvertes, la stratigraphie du Crétacé supérieur et de l'Eocène, établie ailleurs (en Grèce continentale et en Peloponnèse) s'y retrouve. Nous avons montré que l'ensemble de la

série tripolitzique est comparable à celle du Taygète. Par ailleurs, la découverte d'un hard-ground d'une part, la présence d'Algues Dasycladacées d'autre part, confirme l'opinion classique selon laquelle la série de Tripolitza s'est déposée sur un haut fond subsident. La faune de Rudistes interdit cependant l'assimilation, proposée antérieurement, à un caudabioherme.

Ces faits nous permettent de suggérer une stratigraphie générale de tous les terrains cités ci-dessus telle que l'on ait de la base au sommet (fig. 81) :

1. une série terrigène et vulcanogène épimétamorphique (Groupe de Zaroukla). Son âge est anté Trias supérieur et pourrait être Permien Trias inférieur.

2. des calcaires à débit en plaquettes et interlits sériciteux que j'ai attribué, sans preuve paléontologique, au Trias moyen (Mushelkalk), localisés à la zone de décollement,

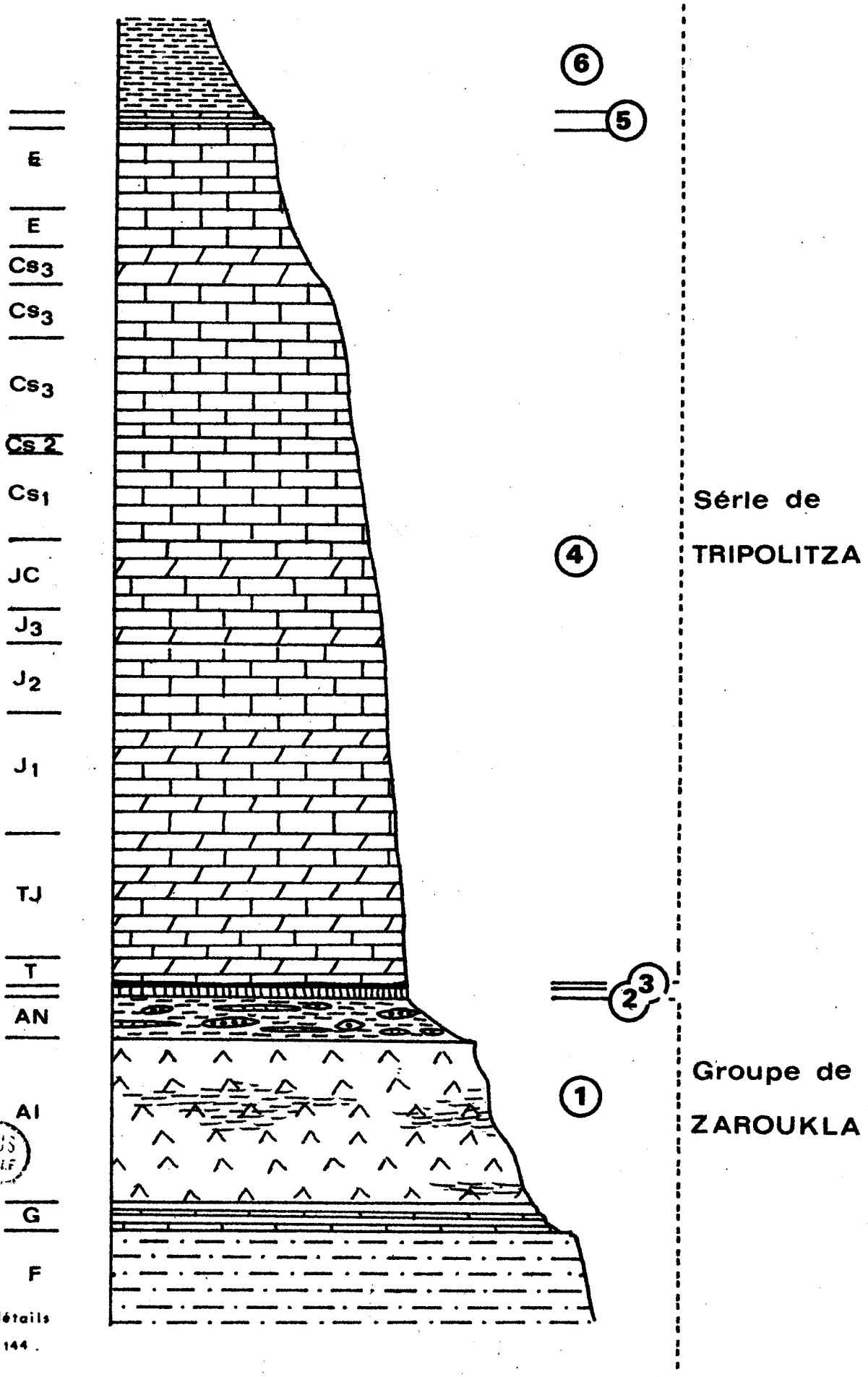
3. des "cargneules" qui pourraient être rapportées, par analogie avec les faciès alpins, au Trias supérieur (Keuper), localisés à la zone de décollement,

4. des calcaires et dolomies datés, en de nombreux horizons, du Trias sommital (Hauptdolomit) à l'Eocène supérieur dans la série de Tripolitza,

5. des marno-calcaires jaunâtres en alternance avec des calcaires dolomitiques (= Couches de passage au flysch) du Lutétien supérieur-Priabonien,

6. le flysch de Tripolitza débutant au Lutétien supérieur-Priabonien.

Fig. 81 STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE RELATIF



BUS LILLE

voir détails
p. 56, 100, 144 .

I-4. LA FORMATION A BLOCS

Entre la série tripolitzique et la série pindique, j'ai mis en évidence une zone complexe que je propose d'appeler provisoirement "Formation à Blocs", constituée de pélites dans lesquelles des blocs de nature et d'âges divers sont noyés, la faisant ainsi ressembler à un wildflysch.

J'ai pu prouver l'origine sédimentaire de cette formation qui a été reprise ultérieurement par des phénomènes tectoniques.

L'agencement des éléments inclus suggère la désarticulation puis le mélange de plusieurs unités stratigraphiques (Pinde, Tripolitza) dans une vase plastique.

Dans l'hypothèse d'une dissociation par des phénomènes de glissements sous-marins j'ai proposé d'assimiler la Formation à Blocs à un olistostrome tel que le défini MARCHETTI M.P. (1957).

La part des déformations synsédimentaires ne peut être démontrée en toute rigueur, faute de l'existence d'intercalations régulièrement stratifiées et non perturbées au sein de la Formation. Pour cette même raison il n'a pas été possible non plus de leur attribuer un âge. Néanmoins, eu égard aux datations de différents éléments, un âge post Lutétien supérieur-Priabonien est probable, si tant est que l'individualisation de cette unité soit monogénique.

Notons enfin que si certains blocs sont attribuables à l'une des séries connues dans ce domaine (Pinde, Tripolitza), il en est d'autres (Roches éruptives) qui y sont inconnus. Ces blocs sont comparables aux roches éruptives d'âge triasique décrites plus au Nord (Grèce septentrionale) et pourraient provenir d'un substrat de la (partie arcadienne) de la Nappe du Pinde.

I-5. LA SERIE DU PINDE

Cette série n'a pas fait ici l'objet d'une étude stratigraphique. Néanmoins, située sur la Formation à Blocs, et débutant fréquemment par des niveaux Crétacé supérieur (Calcaires en Plaquettes) il a été possible de distinguer la série *arcadienne*, dans notre secteur d'étude de la série *erymanthienne* située plus à l'Ouest où tous les termes sont connus du Trias supérieur à l'Eocène. Ces niveaux existent en blocs resédimentés dans la Formation à Blocs.

II. LES ENSEMBLES STRUCTURAUX

II-1. TECTONIQUE PROPRE A CHAQUE UNITE

II1-1. Autochtone relatif
II1-2. Formation à Blocs
II1-3. Nappe du Pinde

II-2. TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE

II. LES ENSEMBLES STRUCTURAUX

Du point de vue tectonique il est commode de subdiviser les déformations propres à chaque série, de celles affectant l'ensemble des terrains.

II-1. TECTONIQUE PROPRE A CHAQUE SERIE

II1-1. Autochtone relatif

II11-1. Groupe de Zaroukla

Une étude structurale préliminaire m'a permis de mettre en évidence une tectonique intense dans ce groupe. Nous y avons montré, des grandes structures majeures aux structures mineures :

- l'existence d'un vaste pli synclinal couché
- la présence de plis cylindriques décamétriques à décimétriques
- l'abondance de miniplis (millimétriques) isoclinaux, synschisteux dans les quartzophyllades de Feneou (unité structurale inférieure de ce groupe).

Structuralement le Groupe de Zaroukla est hétérogène puisque les termes les plus bas (Quartzophyllades de Fénéou), épimétamorphiques, sont affectés de plis isoclinaux très serrés, boudinés, schistosés alors que les termes supérieurs, épimétamorphiques eux aussi, présentent moins de beaux plis. Cette dualité de structure pose donc le problème de l'homogénéité structurale du Groupe de Zaroukla. En effet, si l'on sait que l'intensité des plissements est plus importante dans les niveaux inférieurs, il n'est pas possible de préciser s'il s'agit de plissements d'intensité croissante dans une série continue ou si, au contraire, il s'agit de structures héritées de déformations antérieures.

II11-2. Zone de décollement

L'examen cartographique de cette zone suggère que les 3 types de faciès reconnus participent à une vaste zone de décollement affectée de nombreux plis complexes serrés et exagérés en écailles.

II11-2. Série de Tripolitza

Les observations effectuées ont révélé une tectonique propre à la série tripolitzique qui, auparavant n'était connue qu'au front de la nappe du Pinde. De la base au sommet on rencontre : des plis couchés dans les niveaux triasiques, des plis et failles inverses dans le Crétacé et enfin des failles inverses et écailles dans les niveaux Crétacé supérieur et Eocène proches du flysch.

Ces faits permettent de suggérer une évolution des styles de plis des horizons inférieurs aux horizons supérieurs en fonction de différents niveaux structuraux (au sens de MATTAUER M., 1973).

L'ensemble formé par : le Groupe de Zaroukla, la Zone de Décollement, la série de Tripolitza est vraisemblablement un autochtone relatif. Au Sud (Taygete, Crète...) des niveaux analogues, constituant la série de Tripolitza et sa base schisteuses, chevauchent des dépôts oligocènes fossilifères attribuables à la zone ionienne. Ils sont donc en vaste nappe de

charriage. Les 3 séries (Groupe de Zaroukla, Zone de Décollement, série de Tripolitza) observées ici sont vraisemblablement à rattacher à cet ensemble allochtone et leurs structures peuvent être liées au déplacement.

III-2. Formation à Blocs

La Formation à Blocs présente des structures chaotiques dont l'interprétation est rendue délicate par le nombre de phases de déformation :

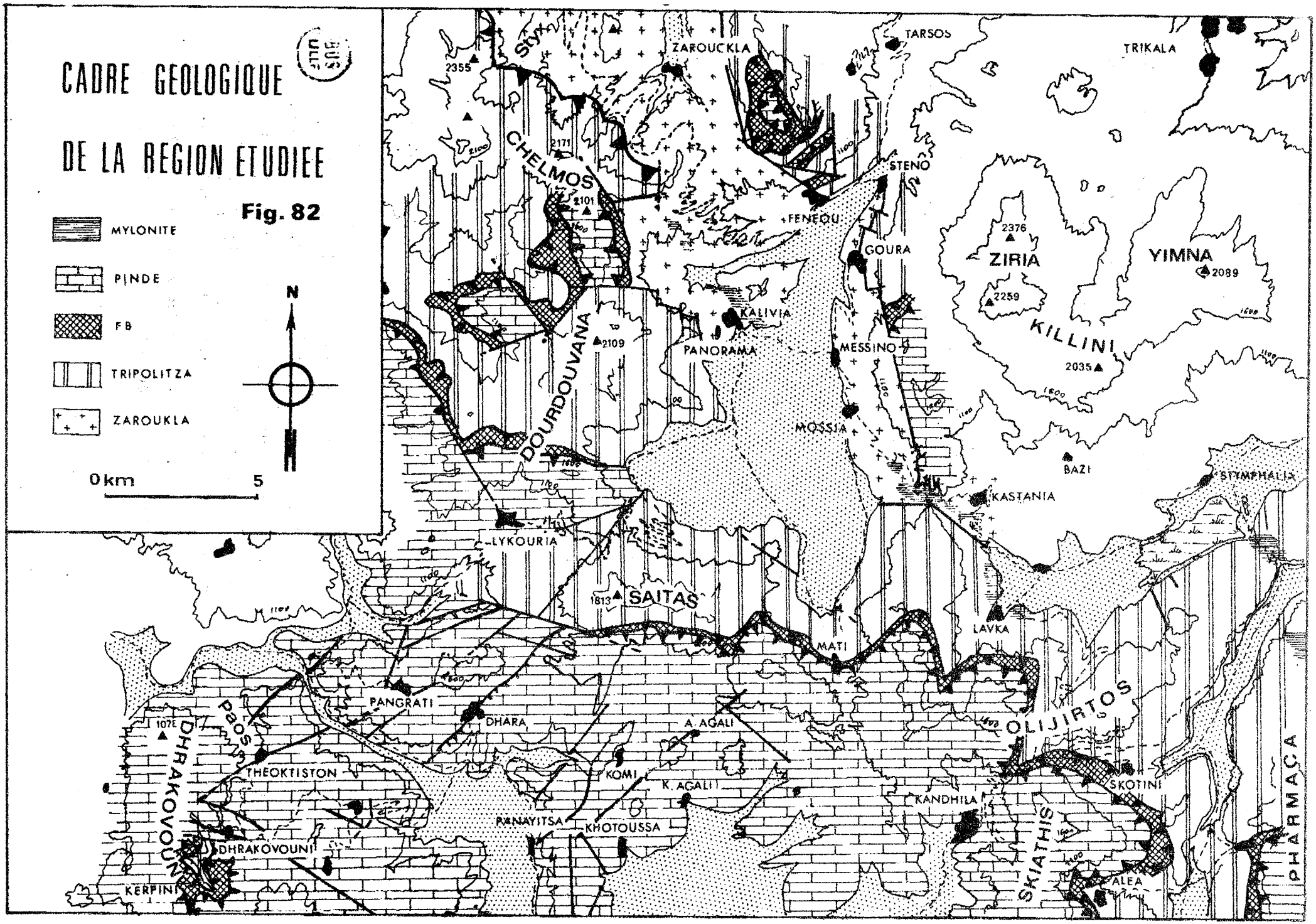
- dissociation liée au mouvement qui a conduit à la resédimentation
- cisaillements dus à la mise en place des nappes et coïncidant probablement avec l'acquisition de la structure écailleuse par les pélites
- mouvements provoqués par les bombements et effondrements tardifs (Plio-quaternaire)

Comprise entre les séries tripolitzique et pindique (arcadienne) la nature des contacts avec celles-ci est délicate à établir.

Le contact supérieur, avec la série du Pinde est évidemment tectonique puisque les Calcaires en plaquettes (du Pinde) reposent sur des horizons dans lesquels existent des éléments de l'Eocène supérieur Priabonien.

La nature du contact inférieur en revanche est bien moins évidente et fréquemment cachée sous des éboulis.

Si elle était stratigraphique nous avons vu (page 239) que la Formation à Blocs pourrait être un équivalent latéral (et diachronique) du flysch de Tripolitza au moins en partie ; l'autre partie, sommitale étant alors l'équivalent dissocié des niveaux infraradiolaritiques stratifiés du domaine des écailles. La superposition et les intrications de ces 2 parties se seraient faites postérieurement, lors de la mise en place de la nappe du Pinde par exemple. Si elle était tectonique, ce qui est le cas en un endroit, le même raisonnement pourrait être tenu (équivalent latéral et diachronique du flysch tripolitzique et p.p. niveaux infraradiolaritiques dissociés). La nature tectonique de contact de la base de cette formation


CADRE GEOLOGIQUE
DE LA REGION ETUDIEE
Fig. 82
MYLONITE
PINDE
FB
TRIPOLITZA
ZAROUKLA
N
0km
5
TARSOS
TRIKALA
ZAROUCKLA
CHELMOS
STENO
FENEOU
GOURA
ZIRIA
YIMNA
KILLINI
KALIVIA
PANORAMA
MESSINO
DOURDOUVANA
MOSSIA
BAZI
STYMPHALIA
KASTANIA
LYKOURIA
SAITAS
LAVKA
MATI
PANGRATI
DHARA
A. AGALI
OLIJIRTOS
THEOKTISTON
KOMI
K. AGALI
SKOTINI
KANDHILA
PANAYITSA
KHOTOUSSA
DHRAKOVOUNI
KERPINI
SKIATHIS
ALEA
PHARMACA

proviendrait de cisaillements dus à la mise en place des nappes (charriage de la nappe du Pinde ou sous-charriage de la série de Tripolitza). Pour cette raison il est tout à fait possible que le contact soit localement resté stratigraphique ou, au contraire, tectonisé.

Sans doute ne faut-il pas accepter sans réserve des modèles "ces fruits de l'imagination humaine, formes modernes de la mythologie antique" (LAUBSCHER, 1969). Ils ont cependant le mérite d'ouvrir des voies nouvelles qui permettront peut-être de défricher un peu plus le taillis de la réalité géologique.

III-3. Nappe du Pinde

Aucune étude structurale n'a été entreprise dans cette série où des plis métriques abondent. Bien que cartographiquement très calmes, les niveaux de Calcaires en Plaquettes (Crétacé supérieur) notamment, sont très intensément plissés d'une manière apparemment anarchique.

II-2. TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE (fig. 82)

La carte géologique au 1/50 000 levée montre des déformations post mise en place des différentes unités. Ce sont des mouvements souples : plis à grands rayons de courbure, et cassants : failles plio-quaternaires qui découpent à l'emporte-pièce les différentes unités. Les failles semblent postérieures aux bombements, puisqu'elles les découpent mais certaines sont peut-être en relation avec les bombements puisque la plaine de Fénéou par exemple, coeur de la voussure Fénéo-Kratique, correspond au moins en partie à une plaine d'effondrement bien visible à proximité du village de même nom. Dans ce cas l'effondrement se localiserait à la clef de voûte du bombement (cf. p. 13).

Outre ces failles et déformations il faut également noter la subdivision du secteur en 2 parties dont la limite est marquée par une bande

de mylonite : le corridor de Kastania (voir p. 184-185). Ce couloir isole le massif du Killini, et ses abords, des massifs environnants. La signification de cette bande est problématique, aucun élément à ce jour ne me permet de l'interpréter mais il est très vraisemblable qu'elle représente des déplacements de grande amplitude.

Les failles plio-quaternaires qui environnent la plaine de Féneou mettent en contact des horizons du Groupe de Zaroukla avec des niveaux d'autres séries. Comme des mouvements en compression subsistent elles sont donc susceptibles aujourd'hui de faire reposer des niveaux très différents les uns sur les autres par des failles-plis, comme tendent à le prouver des observations récentes (DUFAURE J.J. et al., 1975).

Bibliographie

LISTE DES PRINCIPALES ABREVIATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

Amer. Jour. of Sc. : American Journal of Science

Am. Miner : American Mineralogist

Ann. Geol. Pays Hell. : Annales Géologiques des Pays Helléniques

Ann. Géol. Pen. Balk. : Annales Géologiques de la Peninsule Balkanique

Ann. S. G. N. : Annales de la Société Géologique du Nord

Ann. Scient. Univ. Besançon : Annales Scientifiques de l'Université de Besançon

Boll. Soc. Géol. Ital. : Bolletin della Societa Geologica Italiana

Bull. Amer. Assoc. of Petro. Géol. : Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists

Bull. B. R. G. M. : Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Bull. Géol. Soc. Greece : Bulletin of Geological Society of Greece

Bur. Rech. Géoph. et Géol. : Bureau de Recherches géophysiques et géologiques

B. S. G. F. : Bulletin de la Société Géologique de France

Can. Jour. of Earth Sc. : Canadian Journal of Earth Sciences

Cong. Géol. Int. : Congrès Géologique International

C. R. Acad. Sc. : Comptes Rendus de l'Académie des Sciences

C. R. Somm. S. G. F. : Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France

I. G. S. R. : Institute for Geological and Subsurface Research

Journ. of Geol. : Journal of Geology

Mem. Soc. Geol. Ital. : Memoria della Societa Geologica Italiana

Min. und Petro. : Mineralogie und Petrologie

Nature Phys. Sc. : Nature, Physique Science

Neues Jahrb. f. Géol. u. Paläont. : Neues Jahrbuch für Géologie und Paläontologie

Neues Jahrb. f. Miner. : Neues Jahrbuch für Mineralogie

Nicosia, Géol. Sur. Dept. : Nicosia, Geological Survey Department

Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesel. : Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B I B I O G R A P H I E

ALBEE A.L. (1962).- Relationships between the mineral association, chemical composition, and physical properties of the chlorite serie. Am. Miner., vol. 47, p. 851-870.

AMERICAN COMMISSION OF STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961).- Code of stratigraphic nomenclature. Bull. Amer. Assoc. of Petro. Geol., vol. 45, 5 p. 645-665.

AUBOUIN J. (1957).- Essai de corrélation stratigraphique en Grèce occidentale. B. S. G. F., (6), t. VII, p. 281-304.

AUBOUIN J. (1958).- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). B. S. G. F., (6), t. III, p. 731-749.

AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. Ann. Géol. Pays Hell., t. X, 526 p.

AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P. (1968).- Précis de Géologie (T 1, Pétrologie). Coll. Dunod Université.

AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970).- Contribution à la Géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. Ann. S. G. N., t. XC, rapport des travaux du centenaire 1870-1970, p. 277-306, 14 fig. dans le texte.

AUZENDE J.M., BONIN J., OLIVET J.L. (1971).- Upper Miocene Salt layer in the western mediterranean Bassin. Nature Phys. Sc., 230, p. 80-84.

AUZENDE J.M., MASCLE J., MONTI S., OLIVET J.L., PASTOURET L., PAUTOT G. (1971).- Résultats de la campagne de flexo-electro-carottage en Méditerranée nord-occidentale - Description géologique de la bordure provençale. Publ. CNEXO, série Résultats des campagnes à la mer, n° 2, p. 375-417.

BAILEY E.H., STEVENS R.E. (1960).- Selective staining of K-Feldspar and Plagioclases on rocks slabs and thin sections. Am. Miner., vol. 45, Sept. Oct.

BENEO E. (1955).- Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. IV World Petrol. Cong., 4 th, Rome. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 78, p. 109-124.

BLUMENTHAL M. (1933).- Zur Kenntniss des Querprofils des zentralen ünd nordlichen Peloponnes. Neues Jahrb. f. Miner., Bd. 70, Abt. B, p. 449-514.

BOBLAYE E.P. et VIRLET Th. (1833).- Expédition scientifique de Morée. Sect. des Sciences phys., Géol. et Mineral., t. 2, fasc. 2, 375 p., Paris.

BONNEAU M. (1970).- Les lambeaux allochtones du revers septentrional du massif des Psiloriti (Crète moyenne, Grèce). B. S. G. F., (7), t. XII, p. 1124-1129.

BONNEAU M. (1973).- Les différentes "séries ophiolitifères" de la Crète : une mise au point. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 1249-1252.

BONNEAU M. (1973).- Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l'arc égéen. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 277, p. 2453-2456.

BONNEAU M., LEBOULANGER P., MATESCO S., THIEBAULT F. (1975).- Sur la signification et l'extension des "Massifs cristallins externes" en Peloponnèse méridional et dans l'arc égéen. 5ème Colloque sur les régions égéennes, Orsay (Résumé).

BROQUET P. (1968).- Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). Thèse Fac. Sc. Lille, 796 p., 1 carte au 1/100 000 h.t. Publiée par l'I.R.E.S. (Palermo) 1971 and Géol. Romana, vol. XI, p. 1-114, 1972 Roma.

BROQUET P. (1970).- La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique. Ann. S. G. N., t. XC, 2, p. 77-86.

BROQUET P. (1973).- Olistostrome - olistolite et Klippe sédimentaire. Ann. Scient. Univ. Besançon, 3e, fasc. 20, p. 45-53.

BROUSSE R., JUNG J. (1959).- Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Ed. Masson et Cie, Paris.

BUSSON G. (1971).- Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. (Thèse, Paris), 427 p., 134 fig., 8 pl. photo, 2 cartes géol. au 1/500 000 et au 1/2000 000.

CAROZZI A. (1953).- Pétrographie des roches sédimentaires. Ed. du Griffon Neuchatel, Suisse, 250 p., 27 fig. dans le texte.

CAYEUX L. (1903).- Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 136, p. 474-476.

CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale (Thèse, Lille). Ann. Géol. Pays Hell., t. XIII, 446 p.

CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL (1961).- Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Ed. Technip. Paris.

CHRISTODOULOU D. (1972).- Observations on the geological structure of Kastelorizo island (Dodecanesus)and the age of its limestones. Bull. Geol. Soc. Greece, t. IX, p. 387-412.

COMITE FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE. COMMISSION DE NOMENCLATURE (1962).- Principes de classification et de nomenclature stratigraphique Paris, p. 1-15.

DAVIDSON J.M. (1974).- Contribution à l'étude géologique de l'arc égéen : L'île de Karpathos (Dodécanèse méridional, Grèce). Thèse 3° cycle, 149 p., (vol. ronéotypé).

DERCOURT J. (1960).- Esquisse géologique du Nord du Péloponnèse. B. S. G. F., (7), t. II, p. 415-426.

DERCOURT J. (1960).- Esquisse géologique de la bordure occidentale de la plaine d'Argos (Péloponnèse, Grèce). B. S. G. F., (7), t. II, p. 961-966.

DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Thèse, Paris, 1964). Ann. Géol. Pays Hell., 1ère série, t. XV, p. 1-417, 116 fig. dans le texte, 80 pl. photo, 1 carte géol. au 1/200 000.

DERCOURT J., FLEURY J.J. et MANIA J. (1970).- Sur la signification d'un épisode détritique précoce dans la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse occidental (Grèce). C. R. Somm. S. G. F., p. 255.

DERCOURT J., FLEURY J.J., TSOFLIAS P. (1972).- Mouvements tangentiels dans la zone autochtone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse nord-occidental (Achaïe, Grèce). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 473-476.

DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J. et MEILLIEZ F. (1973).- Stratigraphie des couches situées sous les radiolarites de la nappe du Pinde en Grèce : le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. Ann. Géol. Pays Hell. 25, p. 397-406.

DERCOURT J., FLEURY J.J. (1975).- La nature des contacts calcaire-flysch de la série de Gavrovo-Tripolitza en Grèce continentale et Péloponnèse. Bull. Géol. Soc. Greece (A paraître).

DESTOMBES P. (1949a).- Les sondages de Fitou (Aude). Contribution à l'étude du Trias salifère de la région nord-orientale des Pyrénées. Paris, Bur. Rech. Géoph. et Géol., Publ. 7.

DESTOMBES P. (1949b).- Contribution à l'étude du Trias salifère de la région nord-orientale des Pyrénées. Le sondage de Fitou. Thèse, 144 p.

DIMITRIJEVIC M.D., DIMITRIJEVIĆ M.N. (1973).- Olistostrome melange in the yugoslavian Dinarides and late Mesozoïc plate tectonics. Jour. of Geol., vol. 81, p. 328-340.

DUEE G. (1969).- Etude géologique des monts Nebrodi (Sicile). Thèse, paris, vol. ronéotypé, 369 p.

DUFAURE J.J., KADJAR M.I., KERAUDREN B., MERCIER J.L., SAUVAGE J., SEBRIER M., (1975).- Les formations plio-pleistocènes autour du golfe de Corinthe (A paraître).

ELTER P., RAGGI G. (1965).- Contributo alla conoscenza dell'Apennino ligure : 1- osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti nella zona di zignago (La Spezia) ; 2- Consideriozoni sul problema degli olistostromi. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 84, p. 303-322, Pisa.

EPTING M., KUDRASS H.R., SCHÄFER A. (1972).- Stratigraphie et position des séries métamorphiques aux Talea Ori/Crète. Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesel., B. 123, T. 2, p. 365-370.

EPTING M., KUDRASS H.R., LEPPING U., SCHÄFER A. (1972).- Géologie der Talea Ori - Kreta. Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., 141, 3, p. 259-285.

ESKOLA P. (1925).- On the petrology of eastern Fennoscandia. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, Finl., 45, n° 19, p. 1-93.

FLAMENT J.M. (1972).- La nappe du Pinde à l'Ouest de la fenêtre du Chelmos : la région de Kato-Klitoria (Achaïe, Péloponnèse septentrional, Grèce. D.E.A. Lille, 144 p.

FLAMENT J.M. (1973).- Etude géologique d'un secteur de la nappe du Pinde, de l'Erymanthe Chelmos (Péloponnèse septentrional) Thèse 3e cycle, Lille, 206 p. (vol. ronéotypé).

FLEURY J.J. (1970).- Sur les modalités d'installation du Flysch du Pinde au passage Crétacé-Eocène (Grèce continentale et Péloponnèse septentrional). B. S. G. F., (7), XII, p. 1110-1117, 4 fig. dans le texte.

FLEURY J.J. (1970).- Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthoniques du Klokova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). Rev. micropaléontologie, vol. 13, n° 1, p. 30-44.

FLEURY J.J. (1971).- Le Cénomanien à foraminifères benthoniques du Massif du Varassova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). Rev. micropaléontologie, vol. 14, n° 3, p. 181-194.

FLEURY J.J. (1973).- Sur l'âge crétacé terminal (Maestrichtien) des couches à Rhapydionina liburnica (STACHE) de la zone de Gavrovo-Tripolitza - Grèce continentale et Péloponnèse. C. R. Somm. S. G. F., p. 125-127.

FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1972).- Sur l'âge de la base du Flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. Bull. Soc. Geol. Grèce, t. IX, p. 111-121.

FLORES G. (1955).- Discussion, in BENEO E. Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. IV World Petrol. Cong., 4 th. Rome. Boll. Soc. Géol. Ital., vol. 78, p. 120-121.

FONTEILLES M. (1968).- Contribution à l'étude du processus de spilitisation. Bull. B. R. G. M., (2), n° 3, p. 1-54.

FRIEDMAN G.H., SANDERS J.E. (1967).- Origin and occurence of dolostone. Carbonate Rocks, part. A., Elsevier édif., p. 267-348.

GRACIENSKY P. Ch. (de) (1972).- Recherches géologiques dans la Taurus Lycien. (Thèse Orsay), 2 vol., 762 p.

GRANDJACQUET C., HACCARD D., LORENZ C. (1972).- Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). Mem. Soc. Géol. Ital., 11, ff 10, t. 1, p. 309-341.

GRANDJACQUET C., HACCARD D., (1973).- Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 276, Série D., p. 2369-2372.

HAMMER W. (1921).- Die Diabashornsteinschichten, in AMPFERER O. and HAMMER W., éds. Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen im Westserbien. Akad. Wiss. Wien. Denkschr. Math. Natrurf. Kl., vol. 98, p. 45-56.

HEDBERG H.D. (1952).- Report 2 - Nature, Usage and Nomenclature of Time stratigraphic and geologic Time units. Bull. Amer. Assoc. of Petro. Geol., 36, 128, p. 1627-1638 - Tulsa.

HEDBERG H.D. (1959).- Towards Harmony in stratigraphic Classification. Amer. Jour. of. Sc., 257, p. 674-683.

HERRMANN A.G., WEDEPOHL K.H. (1970).- Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskichen Geosynkline in Nordwestdeutschland. Min. und. Petro., vol. 29, n° 3, p. 255-274.

HSU K.J., RYAN W.B.F. et al. (1972).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (Structural framework of selected regions of the western mediterranean)., vol. XIII, Washington, (U.S. Government Printing Office).

I. U. G. S. (1973).- Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommanded by the I.U.G.S., Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geotimes, p. 26-30, October.

JACOBACCI A. (1965).- Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e digli olistolite nell' Appennino e in Sicilia. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 85, p. 65-85.

JOHNSON M.R.W. (1963).- Sometime relations of movement and metamorphism in the Scottish highlands. Geol. en Mijnbouw, p. 121-142.

JUNG J. (1963). Précis de Pétrographie. Ed. Masson et Cie. Paris.

KTENAS C. (1924).- Formations primaires semimétamorphiques du Peloponnèse central. C. R. Somm. S. G. F., p. 61-63.

KUENEN P.H., MIGLIORINI I. (1950).- Turbidity currents as a cause of graded-bedding. Journ.of Geol., Chicago, vol. 58, p. 91-127.

LAPIERRE H. (1972).- Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre) (Thèse, Nancy), 420 p., 103 fig. 46 tabl., 21 pl.

LA ROCHE H. (de), ROCCI G., JUTEAU Th. (1969).- Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. "Spilite volume", G. C. AMSTUTZ Ed., Heidelberg.

LOMBARD A. (1972).- Séries sédimentaires, Genèse Evolution. Masson ed.

MAILLOT H. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Elide (Peloponnèse occidental, Grèce). D. E. A., Lille, 97 p.

MANSY J.L. (1969).- Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messenie, Grèce). D. E. A., Lille, 75 p.

MARCHETTI M.P. (1957).- The occurence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. Cong. Geol. Int., XX ses., p. 209-225, Mexico.

MARIE P. (1959).- Sur le Crétacé supérieur marin de Martigues (Bouches du Rhône). Congrès des Sociétés savantes Dijon.

MASCLE G.H. (1973).- Etude géologique des monts Sicani (Sicile). Thèse Paris, 691 p., 231 fig.

MATTAUER M. (1973).- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Ed. Hermann Paris, 493 p.

MEILLIEZ F. (1971).- Etude géologique de la région d'Aroania, Achaïe Péloponnèse central, Grèce. D. E. A., Lille, 166 p.

NEGRIS P. (1908).Composition de la nappe charriée du Péloponnèse du Mont Ithome (Messenie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 147, p. 316-318.

NEGRIS P. (1908).- Sur la répartition des Halobies dans la Péloponnèse occidental. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 147, p. 1008-1010.

NEGRIS P. (1914-1915).- Roches cristallophylienne et tectonique de la Grèce. 2 vol., Athènes, Imp. Sakellarios.

PANTAZIS Th. (1967).- The Geology and Mineral Ressources of the Pharmakas Kalavasos Area ; Nicosia, Geol. Surv. Dept., Mem. 8, p. 38-46.

PHILIPPSON A. (1892).- Der Peloponnes. 642 p., 42 fig., R. Friedländer Sohn, Berlin.

RADOIČIĆ R. (1972).- Contribution to the stratigraphy of the upper cretaceous in western Serbia. Ann. Géol. Pen. Balk., t. XXXVII, fasc. 2.

RAMSAY J.G. (1962).- The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. Journ. of. Geol., vol. 70, p. 309-327.

READ M.H. (1947).- Rutley's Element of Mineralogy, Ed. Th. Murby & C°, Londres.

RENZ C., PARASKEVAIDIS I., LIATSIKAS N. (1955).- Geological map of Greece, 1/500 000. I. G. S. R. Athens

RICHTER D., MARIOLAKOS J. (1973).- Olisthothrymma, ein bisher micht bekanntes tekto-sedimentologisches Phänomen in Flysch - Ablagerungen. Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., 142, 2, p. 165-190.

RITTMANN A. (1963).- Les volcans et leur activité. Ed. Masson et Cie, Paris.

SCHEUMANN K.H. (1961).- Mineralfazies und Strukturbedingtheit der Gesteine. Neues Jahrb. f. Miner., vol. 96, p. 244-249.

SPRY A. (1969).- Métamorphic textures. Pergamon Press, 350 p.

STAUFFER M.R. (1970).- Déformation textures in tectonites. Can. Jour. of Earth Sc., vol. 7, p. 498-511.

STRECKEISEN A. (1966).- Classification des Roches Eruptives. Geol. Rundschau, Dtsch., 55, n° 2, p. 478-481. (Traduction : B.R.G.M., Service d'information géologique. Trad. n° 4996).

TERRY J. (1969).- Etude géologique d'un secteur de la Messénie septentrionale, Grèce. D.E.A., Lille, 112 p. (vol. ronéotypé).

TERRY J. (1972).- Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). C. R. Somm. S. G. F., fasc. 19, p. 384-385.

TERRY J. (1972a).- Sur une origine polyphasée des ophiolites du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). C. R. Somm. S. G. F., fasc. 2, p. 12-13.

TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960).- Igneous and Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill Boock Company, New York 2° éd.

TURNER J., WEISS L. (1963).- Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw - Hill Book Cie, 545 p.

THIEBAULT F. (1973).- Etude géologique du Taygète septentrional (Peloponnèse méridional, Grèce). Ann. S. G. N., t. XCIII, 1, p. 55-74.

THIEBAULT F. (1974).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Péloponnèse méridional, Grèce. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 278, p. 2877-2880.

TSOFLIAS P. (1969).- Sur la découverte d'Ammonites triasiques au front de la nappe du Pinde en Péloponnèse septentrional (Grèce). C. R. Somm. S. G. F., fasc. 4, p. 118-119.

TSOFLIAS P. (1972).- Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaïque et partie nord du Massif de l'Olonos, Grèce). Ann. S. G. N., t. XCII, p. 23-28, 1 fig. dans le texte.

TSOFLIAS P. (1972).- Sur la présence de Trias détritique dans la série du Pinde-Olonos, en Péloponnèse septentrional (province d'Achaïe, Grèce). C. R. Somm. S. G. F., fasc. 2, p. 77-78, 1 fig. dans le texte.

VATAN A. (1967).- Manuel de sédimentologie. Technip éd. Paris.

WEZEL F.C. (1972).- I carotaggi profondi nel Mediterraneo. Le Scienze, Ed. ital. Scient. American. N 47, p. 27-35.

WINKLER H.G.F. (1970).- Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Comman Rocks. Neues Jarhb. f. Miner., H. 5, p. 189-248.

YODER H.S. (1967).- Spilites and serpentinites. Carnegie Inst., Washington, Yearbook, 65, p. 269-279.

ZEN E. (1960).- Metamorphism of lower paleozoic rocks in the vicinity of Taconic Range in west-central Vermont. Amer. Miner., 45, n° 1-2, p. 129-175.

ZWART H.J. (1962).- Détermination of polymorphic mineral association. Geol. Rundschau. Dtsch., 52, p. 38-65.

ZWART H.J. (1963).- Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the central Pyrenees. Geol. en Mijnvouw, p. 143 154.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES

I-2. LES FACIES 40
I2-1. Les calcaires 40
I21-1. Calcaires fins 41
I21-2. Calcaires à éléments figurés et structure sédimentaire visibles 41
I212-1. Calcaires à laminae 43
I212-2. Calcaires à allochems 43
I21-3. Calcaires gréseux 44
I2-2. Les schistes 44
I22-1. Schistes gris et noirs 45
I22-2. Schistes verts 45
I2-3. Les roches éruptives..... 45
I2-4. Les grès et conglomérats 46
I2-5. Les quartzites et quartzophyllades 48
I-3. RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS 49
I3-1. Contacts entre les formations 49
13-2. Coupe du torrent du Styx 51
I-4. CONCLUSIONS 55

II. TECTONIQUE 59
II-1. LES TYPES DE DEFORMATION 61
II-2. LES STEREOGRAMMES 61
II2-1. Conditions et techniques d'études 61
II2-2. Principales caractéristiques 63
II2-3. Interprétation 73
II-3. CONCLUSIONS 73

ZONE DE DECOLLEMENT

Introduction 79

I. LOCALISATION DE TOUS LES CONTACTS PAR FAILLE 80

I-1. AU N DE LA PLAINE DE FENEOU 80
I-2. A L'W DE LA PLAINE DE FENEOU 80
I-3. AU NE DE ZAROUKLA 80

II. LA ZONE DE DECOLLEMENT 81

II-1. COUPES 81

II1-1. Coupe du torrent au S de Zaroukla 81
II1-2. Coupe de la route au S de Zaroukla 82
II1-3. Coupe du torrent au SW de Zaroukla 84
II1-4. Coupe de la route Zaroukla - ravin du Styx 86
II1-5. Coupe du chemin forestier du SW de Zaroukla 87
II1-6. Observation du ravin du Styx 88
II1-7. Observation de quelques lambeaux isolés 90

II-2. DESCRIPTION DES DIFFERENTS NIVEAUX 90

II2-1. Les calcaires à débit en plaquettes 90
II2-2. Les calcaires dolomitiques silicifiés 92
II2-3. Gypses, "cargneules" 94

III. CONCLUSIONS 99

SERIE DE TRIPOLITZA

Introduction 111

I. LES OBSERVATIONS 113

I-1. RAVIN DU STYX 113
I-2. AU COL DE KASTANIA 116
I-3. POINTE DE MYGDALEZA 121
I-4. OBSERVATIONS DU FLANC SE DE LA DOURDOUVANA 123
I-5. AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE DE MATI 125
I-6. ROUTE SKOTINI - KANDHILA 127
I-7. PROXIMITE DU COL SKOTINI - KANDHILA 130
I-8. FLANC N DU SAITAS 134
I-9. COL DE TRIENDAPHILA 138
I-10. INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES 139

II. AGE DES FORMATIONS 143

II-1. LES LAMINITES 143
II-2. LES CALCAIRES ET DOLOMIES TJ 145
II-3. LES CALCAIRES MAGNESIENS J1 145
II-4. LES CALCAIRES ET DOLOMIES J2 145
II-5. LES CALCAIRES NOIRS J3 146
II-6. LES DOLOMIES ET CALCAIRES J6 146
II-7. LES CALCAIRES Cs1 146
II-8. LES CALCAIRES NOIRS Cs2 147
II-9. LES CALCAIRES A DICYCLINES Cs3a 147
II-10. CALCAIRES A ORBITOIDES ET RAADSHOOVENIA Cs3b 148
II-11. CALCAIRES ET DOLOMIES A RHAPYDIONINA LIBURNICA Cs3c 148
II-12. CALCAIRES ET DOLOMIES A PSEUDOCHRYSALIDINA E1 149
II-13. CALCAIRES E2 149

III. COMPARAISON AVEC CE QUI A ETE DECRIT EN GRECE CONTINENTALE ET PELOPONNESE 151

III-1. LES FORMATIONS TJ à JC 151
III-2. LES FORMATIONS Cs1 et Cs2 151
III-3. LES FORMATIONS Cs3 153
III-4. LES FORMATIONS E 153

IV. TECTONIQUE DE TRIPOLITZA 155

IV-1. DEFORMATIONS DISCONTINUES 155

IV1-1. Les écailles 155
IV1-2. Les failles 159

IV-2. DEFORMATIONS CONTINUES : LES PLIS 160

V. CONCLUSIONS 161

SERIE DU PINDE-OLONOS

Historique des découvertes dans la région de Fénéou 171

I. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DU PINDE-OLONOS 173

I-1. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DU PINDE-OLONOS DANS LE DOMAINE DES ECAILLES 173

I-2. SERIE DU PINDE DE LA TABLE D'ARCADIE 175

II. TECTONIQUE 179

II-1. DEFORMATIONS PLOYANTES 181

II-2. DEFORMATIONS CASSANTES 183

II-3. COMMENTAIRE DE QUELQUES COUPES TECTONIQUES 185

FORMATION A BLOCS

Introduction 189

I. LES COUPES 191

I-1. COUPE DU TORRENT DE MATI 191

I-2. COUPE A L'E DE MATI, VERS LE COL DE LAVKA 193

I-3. COUPE A L'E DE MATI, AU COL DE LAVKA 197

I-4. COUPE A L'W DE MATI, AU "PETIT COL" 199

I-5. COUPE DU RAVIN AU SE DU SAITAS 201

I5-1. Coupe FB5a 201

I5-2. Coupe FB5b 203

II. DONNEES COMPLEMENTAIRES 205

II-1. CALCAIRES EOCENES DE TRIPOLITZA 205

II-2. COUCHES ROUGES ET VERTES A GLOBIGERINES 206

II2-1. A l'E de la plaine de Skotini 206

II2-2. Au col Aléa-Skotini 207

II2-3. Dans le massif du Dhrakovouni 207

II-3. BRECHES CALCAIRES 208

II3-1. A l'E de la plaine de Skotini 208
II3-2. Massif du Dhrakovouni 208

II-4. GRES A GROS GRAINS DE QUARTZ 209

II-5. ROCHES ERUPTIVES DU DHRAKOVOUNI 209

II-6. ROCHES ERUPTIVES DU COL ALEA - SKOTINI 215

II-7. LENTILLES DE CALCAIRES EN PLAQUETTES DANS LA FORMATION A BLOCS 216

II7-1. Dans le massif du Dhrakovouni 216
II7-2. Près de Skotini 216
II7-3. Environs de Tati 217

III. LES CONSTITUANTS 219

III-1. ROCHES SEDIMENTAIRES 219

III1-1. Appartenant à l'autochtone relatif de Tripolitza .. 219
III1-2. Appartenant à l'allochtone pindique 220

III-2. ROCHES ERUPTIVES 224

III2-1. Pyroclastite 224
III2-2. Laves 224
III2-3. Roches microgrenues 225
III2-4. Roches grenues 225

III-3. ASSOCIATION DES ROCHES SEDIMENTAIRES ET ERUPTIVES..... 225

IV. CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES 227

IV-1. INDICES DE RESEDIMENTATION 227

IV-2. INDICES DE TECTONISATION 230

V. RAPPORTS, PUISSANCE ET AGE 233

V-1. RAPPORTS AVEC LES SERIES PINDIQUE ET TRIPOLITZIQUE 233

V-2. PUISSANCE ET AGE 233

VI. CONCLUSIONS 235

VI-1. FORMATIONS COMPARABLES EN MEDITERRANEE ORIENTALE 235
VI-2. RAPPEL DES CARACTERES GENERAUX DE LA FB 236
VI-3. ORIGINE DES OLISTOLITHES RENCONTRES 237

VI3-1. Marno-calcaires rouges et verts 238
VI3-2. Les autres éléments 238

VI-4. INTERPRETATION DES FAITS DE TERRAIN EN GRECE 238
VI-5. SIGNIFICATION PROPOSEE 239

PETROGRAPHIE DES ROCHES ERUPTIVES DE LA FB

Introduction 253

I. LES ROCHES GRENUES 257

I-1. ROCHES GRENUES A STRUCTURE SUBOPHITIQUE 259
I-2. ROCHES GRENUES A STRUCTURE INTERSERTALE 263

II. LES ROCHES MICROGRENUES 265

II-1. ROCHES MICROGRENUES APHYRIQUES 265
II-2. ROCHES MICROGRENUES PORPHYRIQUES 267

II2-1. Sans quartz 267
II2-2. Avec quartz 268

III. LES ROCHES MICROLITIQUES 270

III-1. ROCHES MICROLITIQUES APHYRIQUES 271

III1-1. Roches microlitiques aphyriques à structure sporophytique 271
III1-2. Roches microlitiques aphyriques à structure fluidale pilotaxitique 273

III-2. ROCHES MICROLITIQUES PORPHYRIQUES 273

III2-1. Roches microlitiques porphyriques à structure non orientée 273
III2-2. Roches microlitiques porphyriques à structure fluidale 277

IV. LES PIROCLASTITES 280

IV-1. LES PYROCLASTITES SANS ELEMENTS ALLOGENES 281

IV-2. LES PYROCLASTITES A ELEMENTS ALLOGENES 283

V. CONCLUSIONS 287

CONCLUSIONS GENERALES

I. LES DIFFERENTS ENSEMBLES STRATIGRAPHIQUES 303

I-1. GROUPE DE ZAROUKLA 304

I-2. LE CONTACT AVEC LES CALCAIRES DE TRIPOLITZA 304

I-3. LA SERIE DE TRIPOLITZA 304

I-4. LA FORMATION A BLOCS 307

I-5. LA SERIE DU PINDE 308

II. LES ENSEMBLES STRUCTURAUX 309

II-1. TECTONIQUE PROPRE A CHAQUE SERIE 309

II1-1. Autochtone relatif 309

II1-2. Formation à Blocs 311

II1-3. Nappe du Pinde 313

II-2. TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE 313

BIBLIOGRAPHIE 317

LISTE DES FIGURES

GENERALITES :

Pages

Figures 1 - Principales divisions administratives du Peloponnèse 2
2 - Cadre géographique de la région étudiée 4
3 - Cadre géologique de la région étudiée 8

GROUPE DE ZAROUKLA :

4 - Contexte géologique du Groupe de Zaroukla 14
5 - Affleurements des quartzophyllades de Fénéou 18
6 - Carte des affleurements des calcaires de Goura 22
7 - Affleurements des roches éruptives de l'Agios Ilias. 24
8 - Carte des affleurements près du col de Kastania 26
9 - Affleurements de la Formation Détritique d'Agios Nicolaos 34
10 - Coupe des conglomérats d'Agios Nicolaos 30
11 - Affleurements des Schistes Verts du Kinigou 36
12 - Relation de la Formation du Kinigou avec les autres formations 38
13 - Ilot et fantômes dans les calcaires du Groupe de Zaroukla 42
14 - Coupe du torrent du Styx 50
15 - Lithostratigraphie du Groupe de Zaroukla 56
16 - Quelques exemples de structures mineures 60
17 - Domaine 4 62
18 - Domaine 1 64
19 - Domaine 2 65
20 - Domaine (1 + 2) 66
21 - Domaine 3 67
22 - Domaine 4 68
23 - Domaine 5 69

24 - Domaine 6 70
25 - Domaine 7 71
26 - Somme des informations à l'W et à l'E de la plaine de Fénéou 72
27 - Lithostratigraphie du sommet du Groupe de Zaroukla 74
28 - Disposition des Formations du Groupe de Zaroukla .. 76

ZONE DE DECOLLEMENT :

29 - Coupe D_1 - Torrent au S de Zaroukla 81
30 - Coupe D_2 - Route au S de Zaroukla 83
31 - Coupe D_3 - Torrent au SW de Zaroukla 85
32 - Coupe D_4 - Route Zaroukla - Ravin du Styx 86
33 - Coupe D_5 - Chemin forestier au SW de Zaroukla 87
34 - Carte géologique des environs de Zaroukla 89
35 - Coupes interprétées ..... 89 bis
36 - Lithostratigraphie des niveaux sous-jacents aux calcaires de Tripolitza dans chacune des deux hypothèses présentées 100
37 - Style tectonique du Groupe de Zaroukla

SERIE DE TRIPOLITZA :

38 - Localisation des coupes décrites 112
39 - Coupe T_1 Ravin du Styx 114
40 - Coupe T_2 au col de Kastania 117
41 - Coupe T_3 Pointe de Mygdaleza 120
42 - Coupe T_4 Flanc SE de la Dourdouvana 122
43 - Coupe T_5 Affleurements de la route de Mati 124
44 - Carte de situation des coupes de la route Skotini - Kandhila 126
45 - Coupe T_6 Route Skotini - Kandhila 128
46 - Coupe T_7 Proximité du col Skotini - Kandhila 132
47 - Coupe T_8 Flanc N du Saïtas 136

48 - Correlations entre les différentes coupes 142
49 - Colonne stratigraphique de la série de Tripolitza . 144
50 - Comparaison des séries tripolitziques niveaux Tj à JC de la plaine de Fénéou et du Taygète 150
51 - Comparaisons des niveaux du Crétacé supérieur en différents sites 152
52 - Coupe des écailles du Paos (Fenêtre de Dhrakovouni) 156
53 - Exemples de figures tectoniques dans les calcaires de Tripolitza 158

SERIE DU PINDE :

54 - Colonne stratigraphique de la nappe du Pinde 172
55 - Différenciation tectonique de la nappe du Pinde ... 178
56 - Schéma structural 180
57 - Coupes tectoniques 184

FORMATION A BLOCS :

58 - Coupe FB_1 - Torrent de Mati 192
59 - Coupe FB_2 - Est de Mati 194
60 - Coupe FB_3 - Col de Lavka 196
61 - Coupe FB_4 - "Petit col" 200
62 - Coupe FB_5 - Ravin du SE du Saïtas 202
63 - Principaux affleurements d'éruptifs au S du Dhrakovouni 210
64 - Coupe des pyroclastites du Massif du Dhrakovouni .. 212
65 - Coupe des roches éruptives au col Aléa-Skotini 214
67 - Figure de resédimentation 228
68 - Schéma interprétatif de la mise en place de la Formation à Blocs 240

PETROGRAPHIE DES ROCHES ERUPTIVES DE LA FB :

69 - Localisation des échantillons cités 254
70 - Localisation des échantillons cités Gaïdhouro Gros 256
71 - Localisation des échantillons cités Massif du Dhrakovouni 258
72 - PT 389b, PT 810 260

73 - PT 1206, PT 281 262
74 - PT 295, PT 320 266
75 - PT 282a, PT 1068 272
76 - PT 440 A, PT 852C 274
77 - PT 859, PT 861 A 282
78 - PT 80, PT 361 284
79 - Nomenclature des différentes roches en fonction du type de classification 286
80 - Répartition des roches éruptives analysées sur les diagrammes AQPF 288
81 - Lithostratigraphie de l'autochtone relatif 306
82 - Carte structurale 312

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE
Section de SCIENCES
LILLE

UNIVERSITE DE LILLE SCIENCES

CARTE GEOLOGIQUE D'UNE FENETRE DANS LA NAPPE PINDIQUE :

LE SECTEUR DE FENEOU

Levée par Patrick DE WEVER

- A — Alluvions
- Eboulis
- Breche de Pente
- P_q — Plio-quaternaire
- Myionite

Série du Pinde-Olonos

- F_2 — Second Flysch
- Cp — Couches de Passage
- C_1 — Calcaires en Plaquettes
- F_1 — Premier Flysch
- R — Radiolarites
- P — Calcaires de Drimos

- FB — Formation à Blocs

Série de Tripolitza

- FT — Flysch
- CpT — Couches de Passage au Flysch
- ET — Eocène
- C_1R — Crétacé sommital (niv.x à Rhapydionines)
- CT — Crétacé
- JT — Niveaux à Clypéines — Jurassique
- TI — Tripolitza indifférencié

Zone de Decollement

- Cm — Calc. marmoréens, de Tripolitza
- cg — "Cargneules"

Groupe de Zaroukla

- K — Formation du Kinigou
- AN — Formation d' Ag. Nicolaos
- AI — Formation de l' Ag. Ilias
- G — Formation de Goura
- F — Formation de Féneou
- Si — Schistes indifférenciés

INDICATIONS SYMBOLIQUES

- Faille
- Contact anormal chevauchant
- Contact anormal
- Contact supposé ou déduit
- Fossiles
- Pendages
- Plissotements
- Voie carrossable
- Village

ECHELLE : 1/50 000

EQUIDISTANCE DES COURBES DE NIVEAU : 100m

Références des fonds topographiques utilisés :
feuille KATO KLITORIA : Sheet 1816 - AMS series M708 1ère edition Ech. 1/50 000
feuille KANDHILA : Sheet 1916 - AMS series M708 1ère edition Ech. 1/50 000

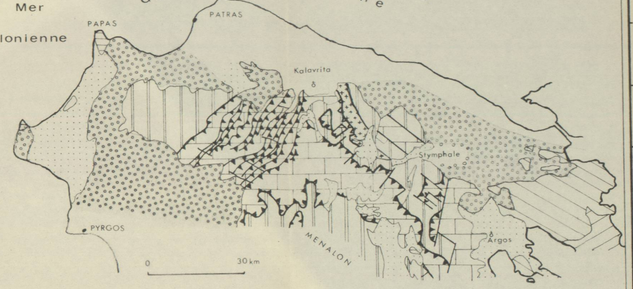
N

ZAROUKLA
TARSOS
CHELMOS
STENO
FENEOU
MAZI
GOURA
VALTOS
KALIVIA
PANORAMA
DOURDOUVANA
MESSINO
MOSSIA
BASI
STYMPHALIA
KASTANIA
LYKOURIA
KARTERI
SAITAS
LAVKA
MATI
OLLIJIRTOS
KALIVIA PANGRATI
PANGRATI
DHARA
ANO AGALI
KHOMI
THEOKTISTON
DHRAKOVOUNI
SKOTINI
DHIAKOPI
KERPINIS
PRASINON
KATO AGALI
KANDHILA
DHRAKOVOUNI
PANAYITSA
AG.NICOLAOS
KATO AGRIDHAKI
KHOTOUSSA
ALEA
KERPINI

GRECE

Carte schématique

CONTOURS :
TIRETE : Carte géologique au 1/200 000 (DERCOURT J., 1964)
CONTINUS : Cartes géologiques au 1/50 000 A. FLAMENT JM. 1973 B. DE WEVER P. 1975



CADRE STRUCTURAL DU PELOPONNESE SEPTENTRIONAL
(d'après J. DERCOURT 1964, modifié)

1 2 3 4 5 6 7

1 - Série ionienne ; 2 - Série de Gavrovo - Tripolitza ; 3 - Série du Pinde - Olonos ; 4 - Série parnassienne ; 5 - Série sub-pélagonienne ; 6 - Plio-quaternaire ; 7 - Alluvions

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE LILLE Section Sciences