

50376  
1971  
156

50376  
1971  
156

MEMOIRE

présenté à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES DE LILLE

en vue de l'obtention du

DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES

DE SCIENCES NATURELLES (option Géologie appliquée)

par Jean-Marie DEGARDIN

---

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ATALANTI

LOCRIDE - GRECE CONTINENTALE



Soutenu le 20 novembre 1971 devant la Commission d'Examen :

MM. Ch. DELATTRE,      Président  
      P. CELET,            Rapporteur  
      J. DERCOURT,        Examineur.

## AVANT-PROPOS

-:-:-:-:-:-:-

A Monsieur DELATTRE qui a bien voulu accepter de présider la commission d'examen et qui m'a enseigné la Pétrologie, j'exprime ici toute ma gratitude.

Je remercie Monsieur CELET qui m'a appris les méthodes de travail sur le terrain et m'a confié cette étude. Je le remercie également pour l'aide précieuse qu'il me prodigua durant mon travail de laboratoire.

Que Monsieur DERCOURT trouve ici l'expression de toute ma reconnaissance.

A Monsieur BEUGNIES, j'adresse mes plus sincères remerciements. Durant un an il eut la patience de m'initier aux techniques pétrographiques, ce fut pour moi une véritable découverte.

Monsieur CHARLET accepta, durant de longues semaines de m'apprendre, d'abord les méthodes de thermoluminescence, de discuter ensuite avec moi des résultats obtenus, avec une simplicité, une patience que je n'oublierai pas.

Je remercie également Monsieur CLEMENT, qui m'a conduit à travers la campagne hellénique et m'a fait bénéficier de son expérience sur le terrain.

Mes pensées s'adressent à mon ami J.J. VERRIEZ, avec lequel j'ai eu beaucoup d'échanges de vue et auprès duquel j'ai trouvé le réconfort après mes randonnées solitaires.

Monsieur FLEURY détermina la microfaune de la série crétacée. Je l'en remercie vivement.

Je remercie également Messieurs SORNAY, BLONDEAU et BASSOULET qui voulurent bien préciser certaines déterminations.

Que Melle LIERDEMAN et Mesdames CUVILLIER, VAUTHIER et MASSINON trouvent ici l'expression de mes plus vifs remerciements pour la frappe des stencils.

Je ne saurais oublier tout le personnel du laboratoire qui, par sa gentillesse, m'aida souvent au cours de mon travail.

TABLE DES MATIERES  
-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

AVANT-PROPOS

TABLE DES MATIERES

GENERALITES .....	p. 2
PREMIERE PARTIE - <u>LA STRATIGRAPHIE</u> .....	p. 10
CHAPITRE I : LE TRIAS .....	p. 11
CHAPITRE II : LE JURASSIQUE .....	p. 24
CHAPITRE III : LE CRETACE .....	p. 44
CHAPITRE IV : L'EOCENE .....	p. 65
- <u>LA TECTONIQUE</u> .....	p. 76
DEUXIEME PARTIE - <u>LA PETROGRAPHIE</u> .....	p. 80
CHAPITRE I : ETUDE DES ROCHES DOLOMITIQUES .....	p. 81
CHAPITRE II : LA THERMOLUMINESCENCE .....	p. 108
CONCLUSIONS .....	p. 129
BIBLIOGRAPHIE .....	p. 131

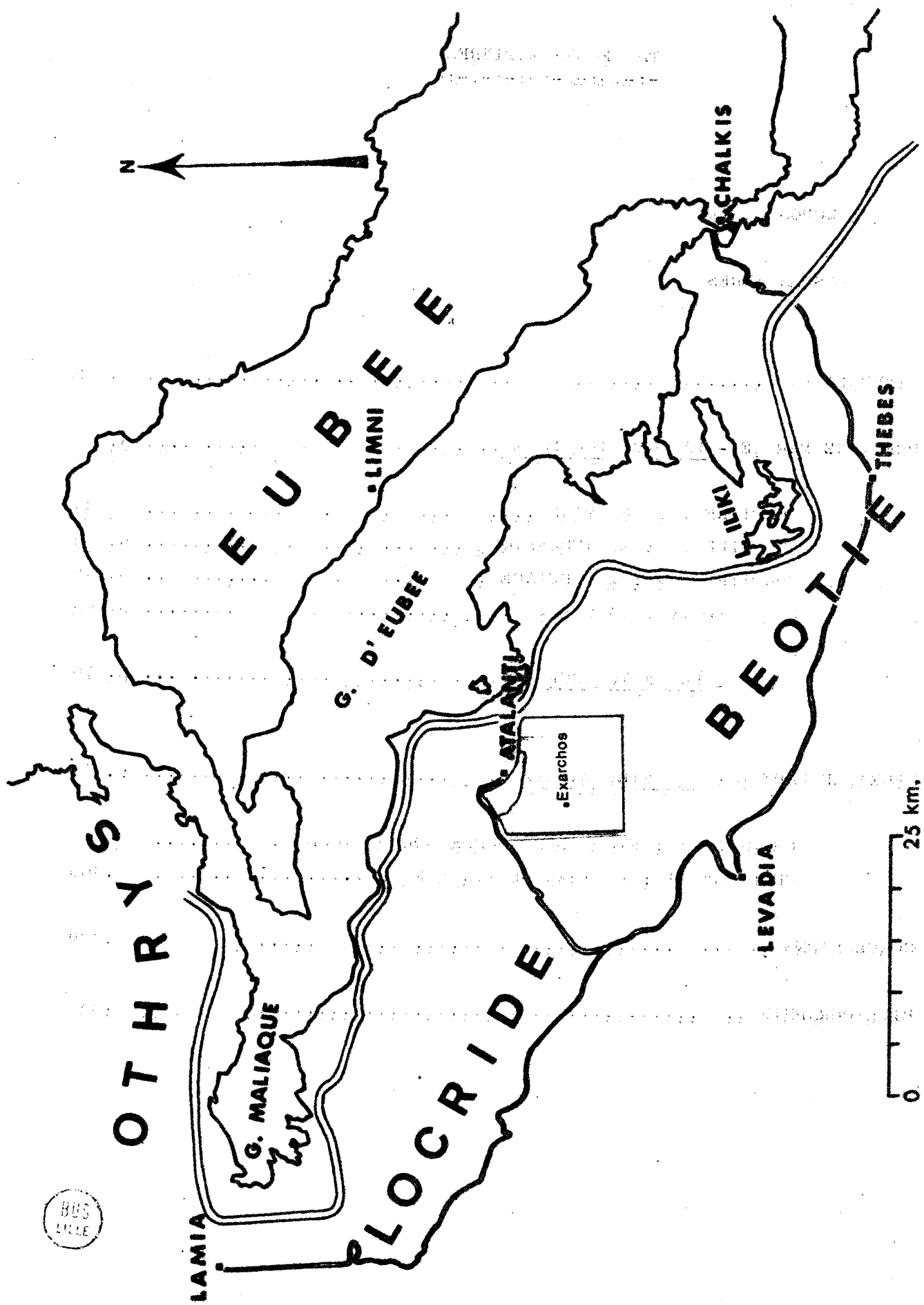


Fig. 1: Situation du secteur étudié.

## GENERALITES

### I. - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

La région étudiée est localisée à une centaine de kilomètres au Nord d'ATHENES. Sensiblement à mi-chemin entre LAMIA et THEBES, le bourg d'ATALANTI, le plus important de la région, se cache derrière une importante oliveraie au pied du Mont Roda.

Eloignée d'une dizaine de kilomètres de l'autoroute à péage qui à cet endroit longe la péninsule hellénique, ATALANTI est une ville délaissée par les touristes. Son économie est basée essentiellement sur une agriculture rendue très florissante par une irrigation permanente. Les cultures de tabac, de coton, de primeurs fournissent de très hauts rendements dans cette plaine côtière.

Du point de vue administratif, ce secteur constitue la partie la plus orientale de la province de Locride. Il s'étend au Sud, vers la province de Béotie, au niveau du lac Copaïs.

### II. - APERCU GEOLOGIQUE

Le secteur étudié se situe dans l'édifice géologique des Hellénides définies par L. KOBER (1929). Elles forment un rameau des Dinarides au Sud de la transversale de Scutari-Pec.

Depuis la première mission géologique en Grèce : "L'expédition scientifique de Morée" (1833), nombreux sont les chercheurs qui y travaillèrent afin de définir la nature et la structure du sol et du sous-sol. C'est ainsi que de nombreux horizons géologiques furent décrits, datés et localisés et servirent de points de repères à l'établissement de la stratigraphie.

La première étape de cette étude fut marquée par la publication de deux ouvrages : "La Turquie d'Europe" de A. BOUE (1840) et "Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe", de A. VISQUENEL (1842-44).

Puis, les missions de A. BITTNER, M. NEUMAYR, F. TELLER apportèrent de nouveaux résultats qui furent publiés de 1876 à 1880. A cette époque, de l'Othrys à l'Epire, l'ensemble des terrains était considéré d'âge crétacé.

De nombreuses découvertes importantes, faites par A. PHILIPPSON, devaient orienter l'étude géologique de la Grèce. En effet, A. PHILIPPSON et STEINMANN (1894) découvrent le Lias, puis les calcaires à Rudistes et à Nummulites du Gavrovo. Les travaux les plus importants de A. PHILIPPSON restent ceux relatifs à la structure des Hellénides. En effet, il décrit la structure en écailles du Pinde et de l'Epire, introduit le chevauchement frontal du Pinde et met en évidence la discordance du Crétacé supérieur en Othrys.

Dans un travail intitulé : "La Tectonique de l'Egéide", publié aux Annales de Géographie (1898), pour des raisons stratigraphiques et tectoniques, il divise la Grèce en un certain nombre de zones. Déjà A. PHILIPPSON distingue la zone de la Grèce Orientale moyenne et la zone du Pinde.

A partir du début du XXe siècle, ce sont les travaux de C. RENZ qui dominent. Ses découvertes se succèdent très rapidement. Il décrit le Trias en Epire (1904), puis le Lias (1905), le Dogger (1908) et les différents niveaux de la série ionienne. En 1940, il publie un ouvrage dans lequel il présente une étude détaillée, zone par zone, de la Grèce.

Enfin, les travaux de J.H. BRUNN (1956), de J. AUBOUIN (1958) de P. CELET (1962) ont permis d'établir une zonéographie plus moderne de la Grèce continentale (fig. 2).

Ils ont montré qu'à partir du Secondaire, un certain nombre d'ondulations naissaient et s'individualisaient progressivement pour donner les différentes zones isopiques, celles-ci étant réparties en un domaine externe et un domaine interne.

Dans l'édifice que forment les Hellénides, nous remarquons que le domaine interne chevauche largement le domaine externe.

## II. - 1. Le domaine externe des Hellénides

Quatre zones ont été définies. Du domaine le plus interne vers le plus externe, nous distinguons :

### II. - 1 a. La zone du Rhodope :

Elle fut étudiée par J. TRIKKALINOS (1953) J.H. BRUNN (1956)  
La série stratigraphique comporte de bas en haut :

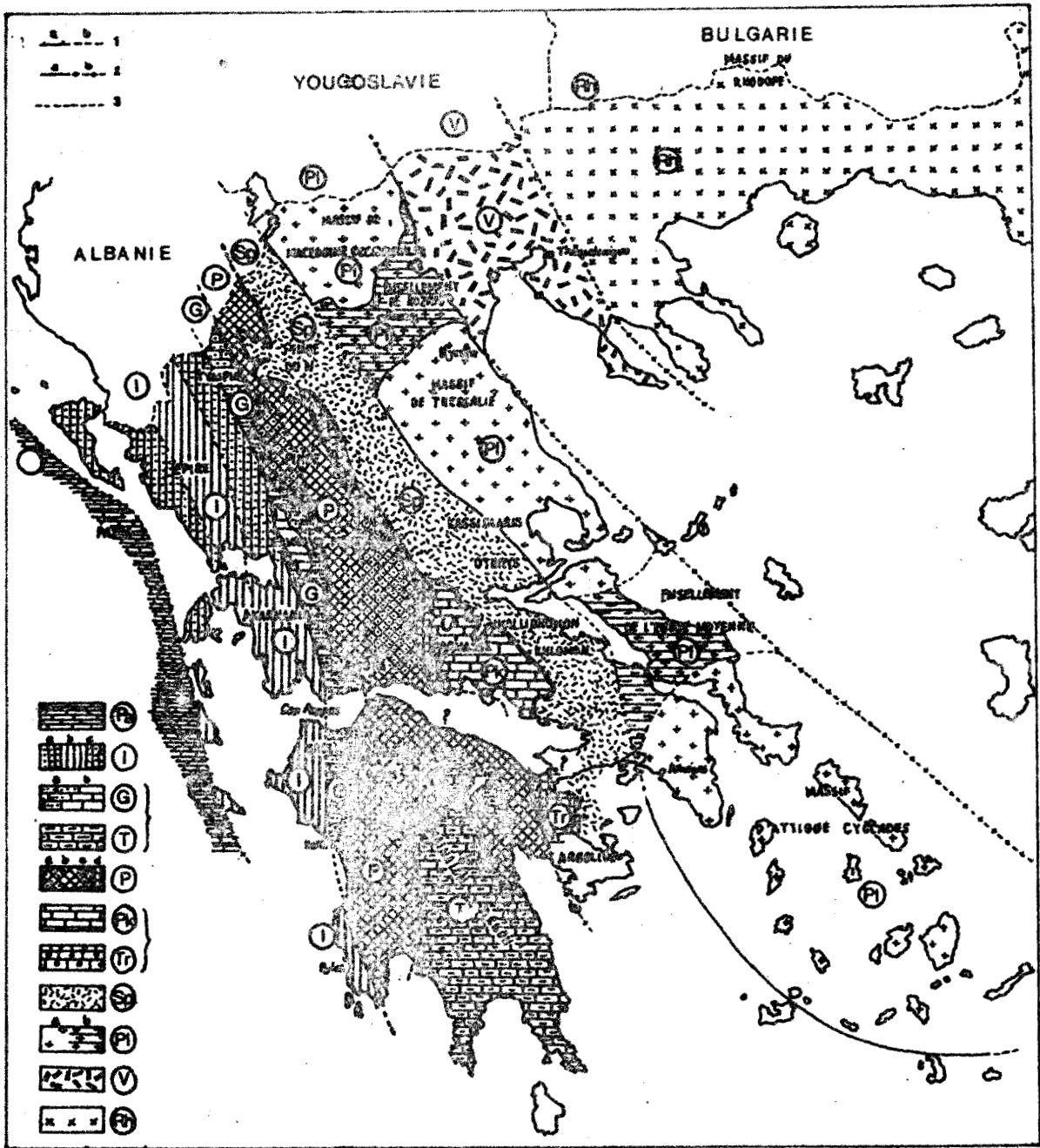


Fig. 2 : Esquisse des zones isopiques helléniques et de leurs rapports structuraux, d'après J. Aubouin (1958) complétée d'après J.-H. Brunn (Grèce septentrionale), P. Celet (Parnasse), J. Dercourt (Péloponèse), I. Godfriaux et J. Mercier (zone du Vardar).



- Un socle ancien rapporté, à cause de son haut degré de métamorphisme au Paléozoïque ancien ou à l'Algonkien.
- Puis, reposant en discordance sur ce socle, des formations métamorphiques représentées par des grauwackes et des schistes dans lesquels des restes d'Ammonites du Jurassique ont été découverts par J. TRIKKALINOS (1955).
- La série se termine par des formations éocènes transgressives, non métamorphiques.

## II. - 1 b. La zone du Vardar

A l'heure actuelle, la zone du Vardar ne correspond plus exactement à la définition donnée par F. KOSSMATT (1924). Autrefois, elle était caractérisée par la présence d'une série mésozoïque comprenant des ophiolites et par une tectonique complexe en écaillés, d'orientation nettement dinariques.

Grâce aux récents travaux de J.H. BRUNN (1956) et surtout de J. MERCIER (1966), la zone du Vardar comprend successivement d'Est en Ouest :

- la zone de Péonias et la sous-zone pré-péonienne.

Cette zone a eu au cours du Trias la valeur de sillon, tandis que la sous-zone pré-péonienne représentait le talus de raccordement du sillon de Péonias à la ride païkonienne.

- la zone du Païkon qui a eu valeur de ride
- la zone d'Almopias, qui a eu valeur de sillon.

## II.- 1 c. La zone pélagonienne

Elle est caractérisée par :

- un socle granitique et gneissique recouvert de formations métamorphiques anciennes. Cette série métamorphique semble d'âge anté-triasique.
- une couverture mésozoïque où prédominent les faciès néritiques.



Cette zone est marquée par une émission d'ophiolites au sommet du Jurassique et par l'existence d'une émergence au Crétacé inférieur. La transgression crétacée est restreinte au Cénomanién et se généralise au Santonien-Campanien.

II. - 1d. La zone subpélagonienne (définie par J. AUBOUIN, 1959).

C'est une zone qui fut **très** étudiée depuis une dizaine d'années. De nombreux chercheurs : J. AUBOUIN (1959), J.H. BRUNN (1956), P. CELET (1962), J. DERCOURT (1964), ont analysé avec précision la stratigraphie. Elle est essentiellement caractérisée par la transgression et la discordance de la couverture au Crétacé supérieur sur un substratum dont les formations sommitales sont représentées par des ophiolites et des radiolarites.

Le socle des roches ophiolitiques est généralement constitué de calcaires du Jurassique moyen et supérieur. La transgression crétacée est souvent plus tardive que sur la ride pélagonienne. Son âge varie du Cénomanién dans le Péloponèse au Santonien supérieur-Campanien inférieur dans les Kassidiaris.

Le Crétacé s'achève par l'apparition du flysch néo-maestrichtien.

II. - 1 e. La zone du Parnasse

L'étude détaillée a été menée par P. CELET (1962, 1964, 1965).

Cette zone présente une sédimentation de haut-fond. La série stratigraphique se compose de calcaires subrécifaux, dolomitiques à la base, s'étageant du Trias supérieur au Crétacé supérieur. Ces dépôts sédimentaires furent interrompus à plusieurs reprises par d'importantes émergences. Ces émergences sont marquées par des dépôts de bauxite au Jurassique supérieur et au Crétacé.

Cette série calcaire est surmontée, à l'Eocène, d'une puissante série de flysch.

REMARQUE :

Récemment, P. CELET et B. CLEMENT (1971) ont mis en évidence une zone intermédiaire appelée "zone du flysch béotien"

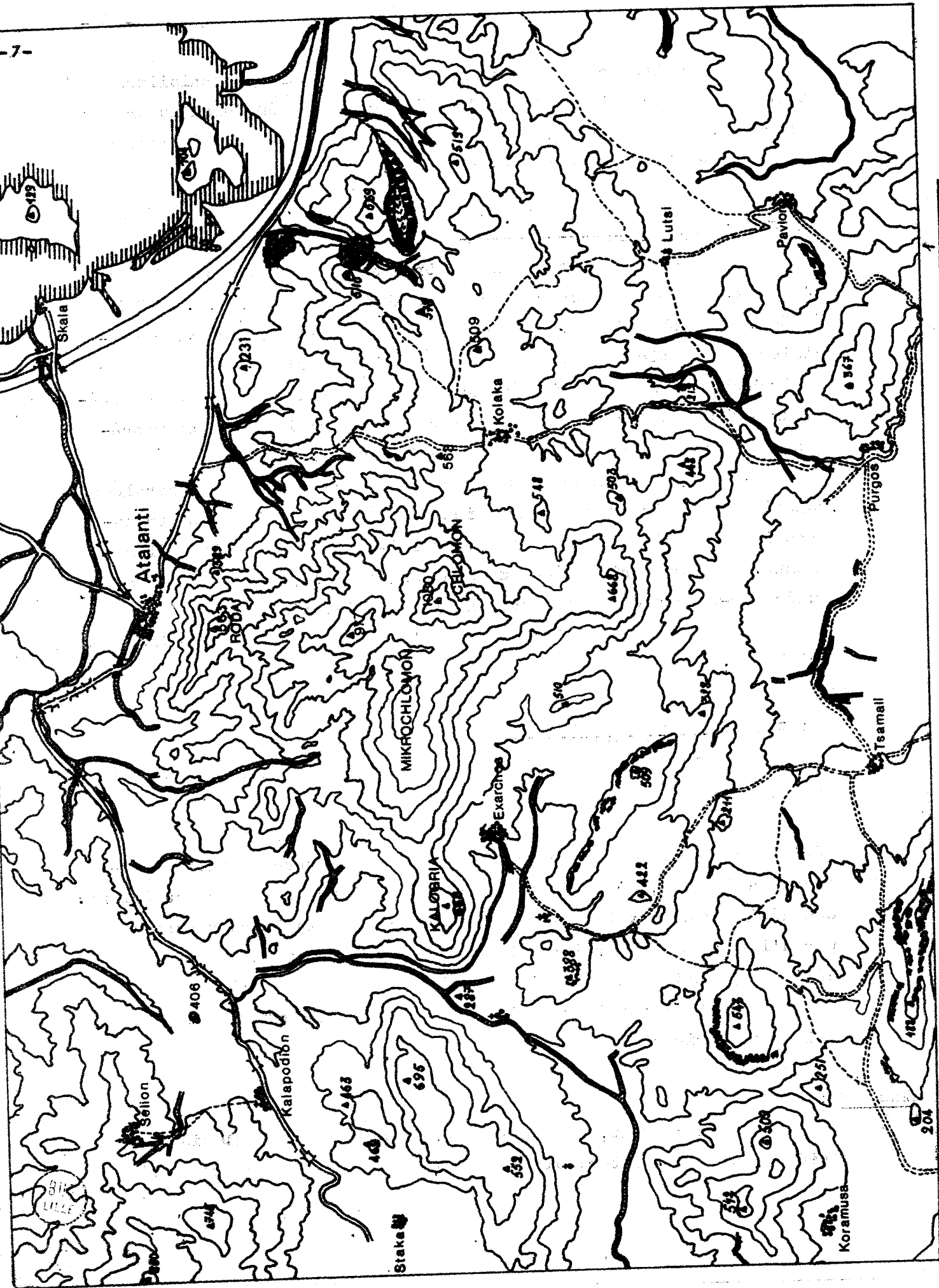


Fig. 3. Le fond topographique

entre la zone du Parnasse à l'Ouest et la zone subpélagonienne à l'Est. Les caractères lithologiques de ces dépôts montrent que leur milieu de sédimentation est un sillon.

Il faut noter la ressemblance existant entre la zone du flysch béotien et la zone du flysch bosniaque défini en Yougoslavie par R. BLANCHET (1966).

## II. - 2. Le domaine externe des Hellénides.

### II. - 2.a. La zone du Pinde

C'est un sillon caractérisé essentiellement par des sédiments pélagiques au Jurassique-Crétacé inférieur. La sédimentation est interrompue par des dépôts terrigènes au Barrémien-Aptien. Au Maestrichtien supérieur apparaît un flysch très puissant qui se poursuit à l'Eocène.

### II. - 2 b. La zone du Gavrovo

### II. - 2 c. La zone ionienne

### II. - 2 d. La zone pré-apulienne

## III. LES LIMITES DU SECTEUR ETUDIE. Fig. 3

Localisé entre les régions décrites par P. CELET (1962) à l'Ouest et C. GUERNET (1971) à l'Est, le secteur étudié permet de suivre les variations de faciès rencontrés sur ces deux terrains. La bordure septentrionale s'appuie sur le complexe éruptif d'Atalanti étudié par J. J. VERRIEZ (D.E.A., 1971). Au Sud, le synclinal de flysch où est implanté le village de Tsamali, permet de faire la jonction avec la région étudiée par B. CLEMENT.

La carte que j'ai présentée à la fin de ce mémoire a pour fond topographique une reproduction de la carte allemande au 1/100 000 d'Atalanti. Il faut noter quelques changements dans l'orthographe des noms de certaines localités :

Atalandi devient Atalanti  
Kollaka devient Kolaka  
Paulon devient Pavlon  
Pirgos devient Purgos  
Chlomen devient Chlomon

En raison de la mauvaise qualité du fond topographique et de l'échelle, des failles ainsi que des contours n'ont pu être placés avec précision.

#### IV. PLAN DE TRAVAIL

Deux parties composent ce mémoire : dans la première je présente la stratigraphie et la tectonique de la région étudiée. Dans la **seconde**, j'expose les résultats de mes travaux de recherche relatifs à la thermoluminescence de flysch gréseux et à la mesure du pourcentage en dolomite des roches dolomitiques.

PREMIERE PARTIE

- LA STRATIGRAPHIE

- LA TECTONIQUE

## STRATIGRAPHIE

### CHAPITRE I : LE TRIAS

#### I. HISTORIQUE

Le Trias a été rencontré pour la première fois en Grèce à Mycènes. Cette découverte revenait à M. DOUVILLE (1896) qui décrit une ammonite recueillie par M. de LOISY et déterminée par A. DIENER.

Puis C. RENZ (1904) découvrait les "calcaires à Gyroporelles" à "faciès du Dachstein", en Othrys (1955). Cette dernière observation fut confirmée par G. MARINOS (1956) qui décrit des calcaires à Diplopores.

Pendant ce temps, KTENAS (1924) définissait un niveau à Mégalodontes dans la série de Tripolitza.

Ces découvertes des calcaires à Gyroporelles, puis à Mégalodontes, ont permis de définir les premiers repères lithologiques du Trias, en faisant des comparaisons avec les faciès rencontrés dans les Alpes.

En Locride, P. CELET (1959) attribue un âge triasico-liasique à une série dolomitique dont la base restait à découvrir. Cette même constatation fut faite en Eubée par C. GUERNET (1971).

B. CLEMENT (1968) a décrit une série complète du Trias, du Patseras et du Parnis (ATTIQUE).

#### II. LE TRIAS DE LA ZONE SUBPELAGONIENNE

I AUBOUIN (1959) a fait une mise au point sur les découvertes du Trias. En général, le Trias se présente sous deux faciès dont les relations stratigraphiques n'étaient pas précisées. Des calcaires rouges à Ammonites et Halobies d'une part et des calcaires à Gyroporelles d'autre part, y ont été décrits.

C. RENZ (1912) avait déjà signalé l'existence de dolomies et de calcaires dolomitiques pouvant se rapporter au Trias.

Depuis, P. CELET (1962) a recherché la base des dolomies afin d'en préciser leur âge et leurs conditions de formation. Dans son mémoire, il a établi un profil stratigraphique à travers les montagnes de Locride. Il distingue de bas en haut :

- des dolomies calcarifères rubanées et des dolomies claires saccharoïdes ;
- des calcaires dolomitiques gris-clairs ;
- des alternances de calcaires noirs et de calcaires dolomitiques ;
- des calcaires noirs domériens ;
- des calcaires oolithiques du Dogger .

Récemment, B. CLEMENT (1968) a donné une description complète du Trias du Patseras et du Parnis en Attique. A l'aide de deux coupes, il précise la stratigraphie et les caractères lithologiques du Trias et y reconnaît un Werfénien gréseux, surmonté des calcaires à silex, de schistes rouges et calcaires noduleux de l'Anisien. Le Ladinien commence par des formations détritiques et se poursuit par des calcaires. Le Carnien-Norien est marqué par l'apparition des calcaires à Gyroporelles et à Diplopores.

### III. ETUDE DU TRIAS DANS LA REGION D'ATALANTI

Le Trias affleure au Sud du massif éruptif d'ATALANTI, étudié par J.J. VERRIEZ, et se prolonge sur une vaste étendue au Nord-Est du petit village d'Exarchos.

Il est essentiellement formé d'une masse importante de dolomie et de calcaires dolomitiques. Les observations y sont rendues difficiles en raison de la végétation broussailleuse qui a envahi l'ensemble de ce secteur.

Les dolomies, mal stratifiées, apparaissent en bancs irréguliers d'épaisseur variant de 0,30 à 2 mètres. Elles forment les avants-monts du Mikrochlomon, au nord d'Exarchos où elles sont entaillées par de nombreuses vallées sèches. Ces vallées sont souvent encaissées dans des zones mylonitisées : la mylonite est une poudre

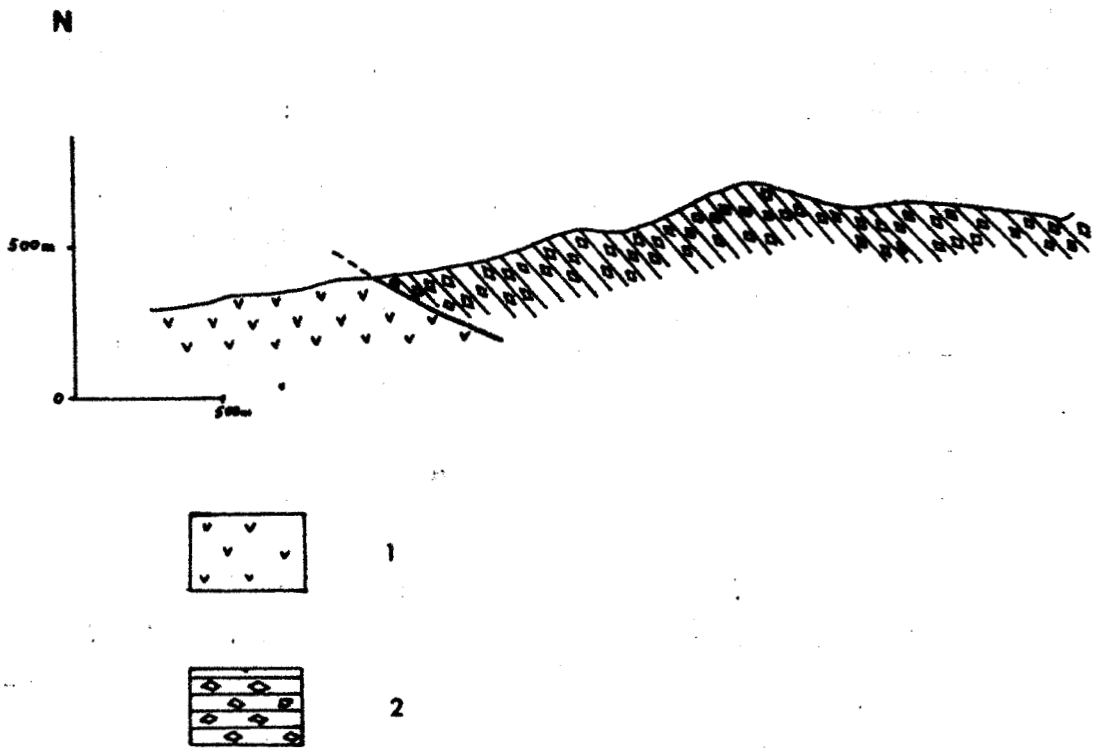


Fig. 4 : Coupe d'Ayos Nikolaos au Sud-Ouest d'Atalanti.





blanche, formée soit par altération atmosphérique des dolomies, soit par broyage tectonique.

### III. -1. Coupe du Trias au sud d'AYOS NIKOLAOS (Fig.4)

La coupe commence sur le bord méridional du massif éruptif d'Atalanti.

- par l'intermédiaire d'une zone mylonitisée, les couches dolomitiques reposent en contact anormal sur les roches éruptives. Dans cette mylonite, formée de graviers et de blocs se désagrégeant sous le choc du marteau, aucune direction de couches ne peut être observée. La puissance de cette mylonite ne dépasse guère une dizaine de mètres.

- au-dessus, une puissante série de dolomies s'élève. Elle est constituée de strates ayant une épaisseur de 0,5 à 1m, séparées par des lits argileux. Cette série reste très monotone malgré l'alternance de bancs lithologiques différents. On y distingue :

#### . Des dolomies saccharoïdes

Ce sont les plus fréquentes. Elles apparaissent en bancs compacts, à stratification parfois irrégulière. La cassure ressemble à celle d'un morceau de sucre. Les cristaux sont blancs, automorphes, engrenés les uns dans les autres. Ils ont une taille de l'ordre du 1/10 mm, et sont visibles à la loupe et parfois à l'oeil nu.

#### . Des dolomies rubanées

Elles sont formées de l'alternance de dolomies gris-clair et de dolomies gris-sombre ; chaque niveau ayant une épaisseur variable de 0,5 à 2 mm. Cette alternance souligne une certaine rythmicité de l'arrivée dans le bassin de sédimentation des matières organiques et argileuses.

Ces dolomies sont facilement repérables sur le terrain en raison de la différence de solubilité des deux variétés de dolomies. La dolomie sombre étant plus soluble que la dolomie claire, de nombreuses rugosités, parallèles à la stratification, s'observent sur les bancs soumis à l'altération atmosphérique.

#### . Des dolomies bréchiques

Elles sont peu fréquentes mais restent bien stratifiées.

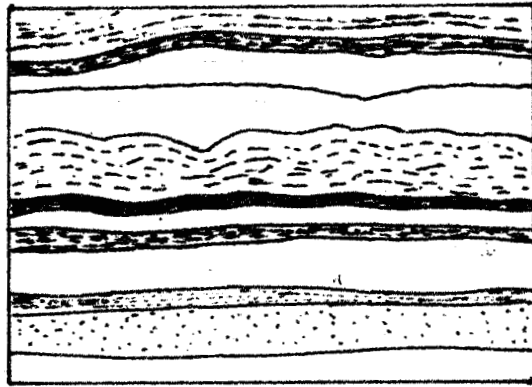


Fig. 5a : Echantillon de dolomie rubanée en surface polie.  
On observe l'alternance de dolomie claire et sombre.

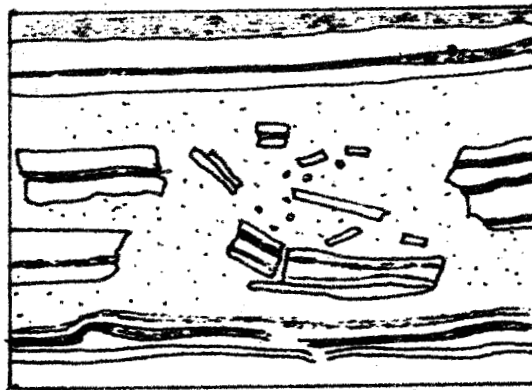


Fig. 5b : Echantillon de dolomie bréchique.



En surface polie, on peut observer des fragments de dolomies sombres, ayant une structure désordonnée par rapport au litage. De plus, on peut observer que cette sédimentation traduit des déformations synsédimentaires. Il s'agit de dolomies bréchiques intra-formationnelles, s'expliquant par un mécanisme de dolomitisation secondaire pénécotemporaine.

L'ensemble de la série dolomitique atteint environ 700 à 800 m de puissance.

Dans les dolomies rubanées, il faut remarquer la présence de niveaux renfermant de grosses oolithes dolomitiques, pouvant atteindre la taille d'un pois.

Au microscope, dans les dolomies bréchiques et rubanées, on peut déceler la présence d'Algues, à demi effacées par la dolomitisation. (fig. 5)

### III. - 2. Coupe des Monts du Mikrochlomon. (fig.6)

La coupe commence toujours sur le bord méridional du Massif éruptif d'Atalanti, au SE du point côté 329. L'itinéraire choisi est le fond de la vallée encaissée qui ravine le Roda. Cette vallée descend du Petrochlomon (988m), a une direction NE-SW et aboutit à l'intersection du méridien 40 avec le parallèle 72. Cette vallée recoupe presque orthogonalement les directions des différentes assises géologiques qui sont de bas en haut :

- un complexe éruptif (étudié par J.J. VERRIEZ)  
les formations sommitales du complexe sont représentées par des Tufs volcaniques.
- des formations détritiques dans lesquelles sont présents de nombreux éléments provenant de la destruction de l'édifice volcanique.

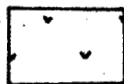
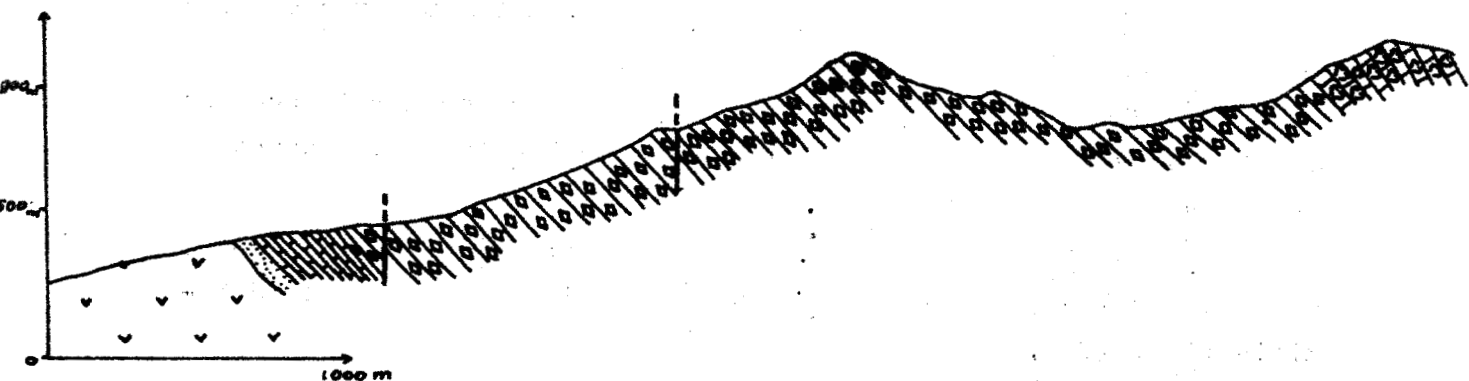
Cette série détritique se termine par des bancs gréseux à ciment calcaire.

-au-dessus, reposent des calcaires noirs, très bien lités, ayant une direction de 130 °N et un pendage de 55 à 60° vers le Sud. L'épaisseur de ces bancs ne dépasse guère 10 à 20 cm.

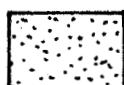
NE

SW

Mikrochlomon



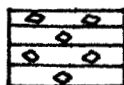
1



2



3



4



5

1. Roches éruptives.
2. Roches détritiques.
3. Calcaires en plaquettes.
4. Dolomies.
5. Calcaires à Mégalodontes et Lituotis.



Fig. 6 : Coupe du Trias calcaro-dolomitique au Sud d'Atalanti.

A leur base, ces calcaires renferment de nombreux fossiles dans lesquels on peut reconnaître des Trigonies, qui sont actuellement étudiés par Mme TERMIER. Cette formation de calcaires noirs n'a qu'une puissance environ de 25 m. En effet, ces calcaires noirs deviennent rapidement dolomitiques. Ils passent successivement à des calcaires dolomitiques reconnaissables sur le terrain à leur teinte gris-clair et à l'action faible de HCl dilué, puis à des dolomies blanches saccharoïdes caractérisées par une action nulle de HCl dilué.

La série dolomitique semble monotone malgré la répétition anarchique des différents faciès décrits précédemment.

La puissance de cette série dolomitique, presque azoïque (il faut noter la présence sur certains bancs dolomitiques, des fragments de petites coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes, non dégageables et indéterminables) ne peut être définie avec une grande précision. De plus, de nombreuses failles, repérables par les zones où le broyage de la roche est intense, répètent la série, sans que nous puissions préciser l'ampleur des accidents en l'absence de repères lithologiques et stratigraphiques

L'évaluation de la puissance de cette série donne environ 800 m.

La série se termine par des dolomies grises dans lesquelles aucune trace de fossiles n'est reconnue. Ces dolomies poreuses résultent de la dissolution différentielle de la calcite des calcaires magnésiens. Seuls les cristaux de carbonate double de calcium et de magnésium restent insolubles et donnent une grande porosité et un toucher rugueux à la roche. Nous n'observons ces dolomies que dans les vallées.

Latéralement, ou à un niveau supérieur, ce sont des dolomies calcaires puis des calcaires dolomitiques qui sont observés. Ces formations passent progressivement aux noirs calcaires francs.

Ces calcaires noirs renferment les formes des grands Pinnidés que sont les Lithiotis, et les grandes coquilles cordiformes des Mégalodontes, décrites par P. CELET. Ces formations calcaires sont rapportées aux couches liasiques.

#### IV. LA DATATION DES FORMATIONS DOLOMITIQUES

C. RENZ (1955) donne une coupe faite dans le Trias des montagnes du Copaïs, distingue de bas en haut :

- un complexe massif de dolomies et de calcaires dolomitiques où il signale des Algues dont la structure rappelle celle des Gyroporelles entre Lakka et Kaphalari qu'il considère comme appartenant au Trias.

- des calcaires noirs à Mégalodontes et à grosses coquilles plates qu'il compare aux couches rhétiennes et infraliasiques de Dalmatie.

- un ensemble de calcaires sombres à Dasycladacées du Trias moyen.

A la suite de ces travaux de 1913-1915, il admet que les calcaires à Mégalodontes représentent la base des calcaires noirs jurassiques et qu'ils peuvent être d'âge liasique inférieur. De plus, il découvre localement des Gyroporelles (Gyroporella vesiculifera GUMB) et des Mégalodontes.

P. CELET (1962) a décrit dans la région du Kallidromon et des montagnes de Locride une coupe analogue à celles ci-dessus. La série stratigraphique est représentée par des dolomies calcareuses grises saccharoïdes, sans fossiles, surmontées d'un banc calcaire dans lequel l'auteur a reconnu des Pinnidés. Latéralement, ce sont des calcaires noirs, parfois dolomitiques dans lesquels peuvent être observés de nombreuses coquilles de bivalves du type Mégalodon, des Gastéropodes, des fragments de Pinnidés et de Mytilidés. Le manque de fossiles caractéristiques et déterminables ne permet pas d'attribuer un âge à la base de la série dolomitique. Seul le sommet de la série a un âge rhétien à liasique inférieur.

Sur le territoire étudié par C. GUERNET (1971), le paléozoïque n'affleure pas, mais la partie inférieure de la série mésozoïque est constituée de dolomies gris-clair, épaisses d'au moins 500 m, immédiatement sous-jacents à des calcaires ou à des calcaires dolomitiques à Triasina d'âge rhétien. Les dolomies sont donc elles-mêmes triasiques supérieur et peut-être moyen dans leur partie inférieure.

Près de Chalkis, en Béotie, les dolomies sont surmontées de calcaires à coquilles cordiformes à test mince et d'assez grande taille appartenant à l'espèce Conchodus infraliasicus. Selon P. CELET

cette espèce est d'âge triasique supérieur. Pour C. GUERNET, il est hautement probable que la base de la série carbonatée triasico-jurassique soit d'âge Ladinien-Carnien selon les endroits, qu'elle soit calcaire ou dolomitique.

## V. LA GENESE DES DOLOMIES

Depuis plus d'un siècle, les dolomies ont été fréquemment étudiées, mais les résultats obtenus n'ont pas toujours donné une explication satisfaisante sur la genèse de ces roches. C'est seulement depuis l'utilisation des méthodes modernes, telles rayons X et thermoluminescence, que nous commençons à connaître et à vérifier des hypothèses émises à ce sujet.

Les dolomies sont définies par des caractères sédimentologiques permettant de les classer en différentes catégories. Deux groupes principaux ont été mis en évidence : ce sont les dolomies primaires et les dolomies secondaires.

Les dolomies primaires sont des dolomies issues directement de la précipitation chimique du carbonate double de calcium et de magnésium. Sous l'influence de facteurs physiques et chimiques, le magnésium contenu dans l'eau de mer a pu précipiter. Cette précipitation est en particulier due à la différence de solubilité existant entre les sels. Selon STRAKHOV, les dolomies primaires sont toujours associées aux couches salifères. Les formations dolomitiques primaires sont toujours présentes à la base des séries d'évaporites. De plus ces dolomies sont très bien stratifiées. Elles se sédimentent dans des lagunes plus ou moins en communication avec la mer ou dans les chotts.

Dans le secteur étudié, et dans la zone subpélagonienne, les dolomies ne sont nullement associées aux couches salifères. Il faut donc écarter l'hypothèse des dolomies primaires.

Dans le groupe des dolomies secondaires, deux genres de dolomies sont à distinguer : celles qui sont contemporaines ou précontemporaines de la sédimentation et celles qui se sont formées beaucoup plus tard, appelées dolomies tardives.

En observant les différents échantillons de dolomies, nous remarquons la présence de brèches dolomitiques intraformationnelles. Ce caractère est dominant pour la classification des dolomies. Il s'agit en effet de dolomie pénécontemporaines. Ce sont des dolomies épigénétiques formées peu après le dépôt du sédiment calcaire, lorsque ce dernier était encore mou et imprégné de solutions interstitielles. Il faut noter que les solutions interstitielles sont très riches en sels et ont pu fournir le magnésium nécessaire à la formation des dolomies.

N.M. STRAKHOV imagine une hypothèse double de la genèse des dolomies. Il y aurait, dans un premier temps, le dépôt des cristaux de carbonate double de calcium et de magnésium et des cristaux de carbonate de calcium, puis concentration des cristaux de dolomite et remplacement de la calcite par les cristaux de dolomite.

En fait, d'autres auteurs (A. VATAN, R.W. FAIRBRIDGE, L. CAYEUX) donnent l'explication suivante : il y aurait tout d'abord dépôt de carbonate de calcium, puis, lorsque la vase est encore molle, surviendrait un remplacement de la calcite par le carbonate double de calcium et de magnésium dû à la concentration en ion Mg des eaux interstitielles. La fixation de l'ion Mg et la précipitation du carbonate double de calcium et de magnésium peut s'expliquer par l'influence de certains facteurs, en particulier, la température de l'eau et le pH de l'eau. De plus, de nombreuses expériences ont montré que la synthèse de la dolomite nécessitait un milieu très aéré. En effet, la présence de CO<sub>2</sub> modifie le pH de l'eau. Quand le pH de l'eau atteint une valeur limite inférieure, la dolomite ne peut plus se synthétiser.

Il faut noter que la présence d'organismes vivants, en particulier d'Algues, favorise la précipitation du carbonate double de calcium et de magnésium.

La dolomitisation secondaire peut s'expliquer par trois mécanismes principaux :

- remplacement du carbonate de chaux par le carbonate de magnésium
- addition de carbonate de magnésium
- enlèvement du carbonate de chaux.



W

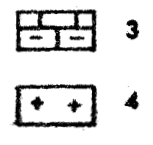
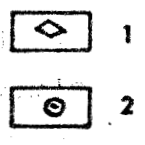
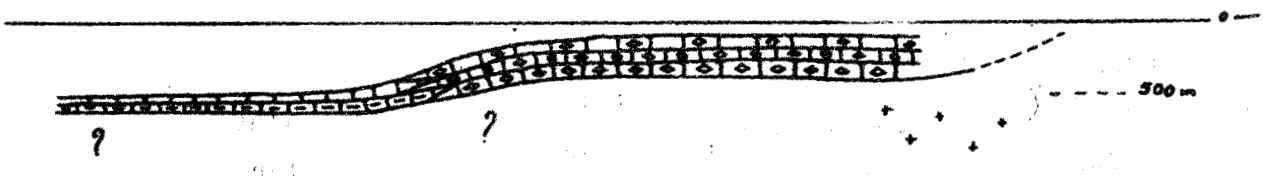
E

Zone du Pinde

Zone du Parnasse-Kiona

Zone Subpélagonienne

- - Faciès pélagiques - Faciès mixtes - - Faciès néritiques - - - - -



- 1. Dolomie et calcaire dolomitique.
- 2. Calcaire à Algues.
- 3. Calcaires-jaspes-marnes à Halobies.
- 4. Cristallin et cristallophyllien probable.

Fig. 7 : Profil schématique du fond de la mer à la fin du Trias.



Cette dernière forme de dolomitisation a été observée dans les couches liasiques au SE d'ATALANTI. Cette variété de dolomie est localisée dans de petites vallées là où la dissolution du carbonate de calcium est importante par les eaux de ruissellement.

En résumé, la dolomitisation secondaire par remplacement est de loin la plus importante. Elle affecte les couches les unes après les autres, et ce per descensum avant la subsidence du fond marin qui permet le dépôt de la couche suivante. Ceci permet d'expliquer l'importante puissance de la série dolomitique rencontrée en Locride.

## VI - CONCLUSIONS

Tous les résultats des travaux antérieurs montrent que ces dolomies secondaires se sont formées sur des plates-formes en bordure des continents, en des eaux peu profondes permettant ainsi le développement des organismes chlorophylliens.

Ces conditions bathymétriques permettent d'expliquer leur vaste étendue.

En reprenant les caractères lithologiques de la zone sub-pélagonienne et en les comparant avec les zones voisines étudiées par P. CELET (1962) -fig. 7-, nous constatons que dès le Trias supérieur, il y a individualisation de zones isopiques. En Grèce continentale, nous sommes en présence d'une plate-forme continentale, à l'ouest d'un continent appelé ride pélagonienne.

Cette zone à dolomitisation intense s'étend jusque dans la zone isopique du Parnasse-Kiona.

On peut supposer une zone légèrement élevée au niveau du Parnasse. Ce fait expliquerait la formation de dolomie pénécontemporaine par une augmentation de la concentration en sels des eaux marines due à une fermeture partielle des communications des eaux de la plate-forme avec celles du sillon du Pinde.

## CHAPITRE II - LE JURASSIQUE

Le schéma du profil topographique sous-marin (fig.7) défini au chapitre précédent, montre qu'au début du Jurassique, la sédimentation se poursuit sur le plateau continental où se différencieront, plus tard, les zones isopiques subpélagonienne et du Parnasse. La nature lithologique générale du Jurassique reste calcaire, sauf au sommet du Jurassique supérieur, où, à la faveur de mouvements du fond marin et d'épanchements d'ophiolites, la sédimentation deviendra siliceuse.

Dans la région étudiée, le Jurassique inférieur repose donc sans lacune de sédimentation sur les formations calcaro-dolomitiques du Trias supérieur.

### I - HISTORIQUE

Le Jurassique est connu en Grèce depuis l'expédition scientifique française de MORCE. C'est en 1833 que BOBLAYE signala l'existence d'une faune rapportée au Kimméridgien en Argolide.

Ensuite, c'est en 1912 que C. RENZ découvre les séries calcaires à Mégalodontes et leur donne un âge liasique. Peu de temps après, il découvre le Kimméridgien inférieur fossilifère, caractérisé par le Cladocoropsis mirabilis FELIX dans les montagnes du Copaïs en 1913

Depuis, de nombreux chercheurs ont retrouvé et précisé davantage le faciès et surtout l'âge de ces différents terrains jurassiques.

P. CELET (1960) a découvert les calcaires à Orbitopsella praecursor GUMB dans la région du Parnasse et en Locride. Des calcaires semblables avaient été signalés en Vénétie (G. BOEHM, 1884).

En 1969, P. CELET et B. CLEMENT donne une description des différents faciès rencontrés dans les zones subpélagonienne et du Parnasse-Kiona, mettant ainsi en évidence l'importance du chevauchement de la zone subpélagonienne sur la zone du Parnasse-Kiona.

Plus récemment, dans une note commune, J.-P. BASSOULET et C. GUERNET (1970) précisent la nature lithologique et l'âge des différents niveaux du Trias et du Jurassique de la région des lacs de Thèbes.

Cette coupe détaillée, située à quelques dizaines de kilomètres seulement à l'Est du secteur étudié, reste le document de base de mon analyse stratigraphique du Jurassique.

Dans la région étudiée, le Jurassique affleure en une large bande transversale (fig. 3). Il forme les principaux sommets au Nord et à l'Est du village d'Exarchos. Au Sud, en direction du lac Copäis, le Jurassique, dont le pendage des couches se redresse, se réduit à une bande étroite, comparée à la masse importante des dolomies sur lesquelles il repose.

Nous retrouvons le Jurassique dans le secteur SE de la carte. Cette fois-ci, la série calcaire n'est plus concordante sur les dolomies du Trias. La position sera précisée ultérieurement dans le chapitre réservé à la tectonique.

Au Jurassique inférieur, les faciès des zones qui seront plus tard la zone du Parnasse-Kiona et la zone subpélagonienne, ne se distinguent guère. C'est seulement au Jurassique supérieur qu'il y a différenciation des deux zones.

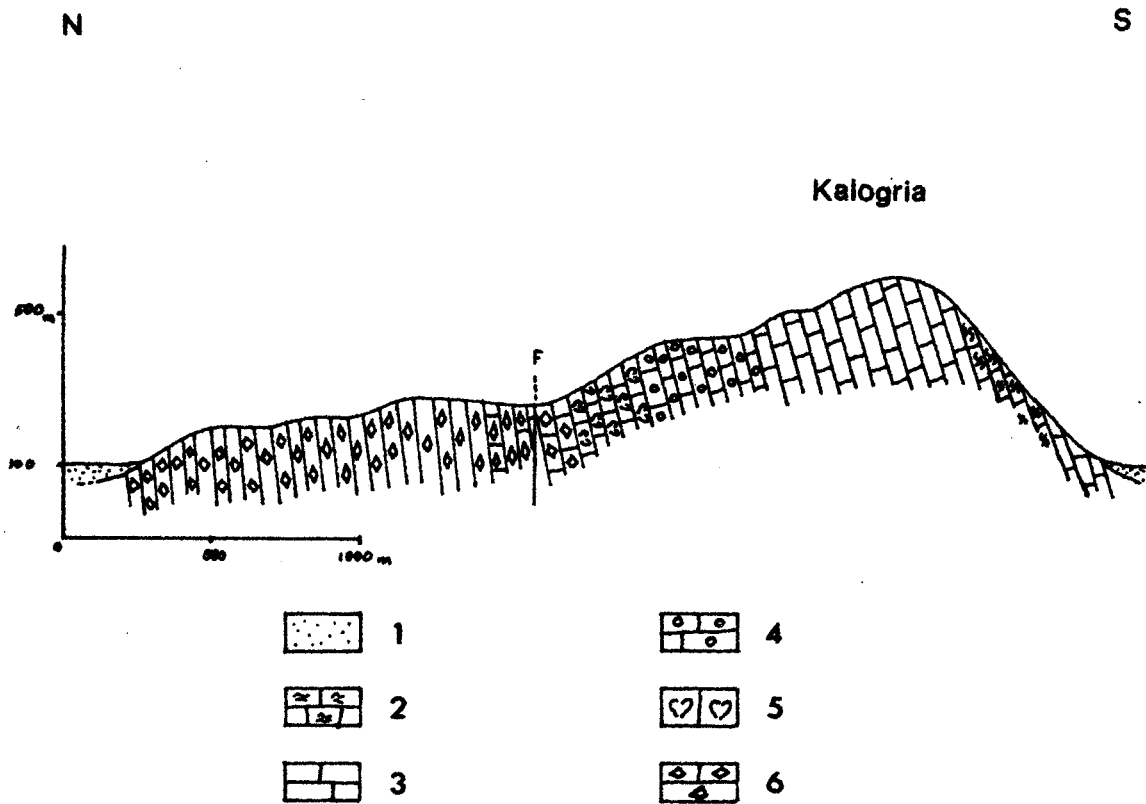
Dans la zone du Parnasse-Kiona, pendant toute la durée du Jurassique, les faciès restent des faciès de transition entre la zone pélagonienne et le sillon du Pinde. Ces faciès décrits par P. CELET (1962) montrent une constante instabilité du fond marin. La sédimentation jurassique de la zone du Parnasse reste essentiellement calcaire. La série est marquée d'une émergence au Kimméridgien par un dépôt de bauxite. Les faciès passent sans grand changement du Jurassique supérieur au Crétacé.

Par contre dans la zone subpélagonienne, la sédimentation calcaire marquée elle aussi par un dépôt de bauxite au Jurassique supérieur présente au sommet un important épanchement ophiolitique. Ce caractère essentiel a défini la présente zone isopique (J. AUBOUIN, 1959).

## II - DESCRIPTION DES FACIES DU JURASSIQUE DANS LE SECTEUR ETUDIE.

### II-1) Le Jurassique du Mont Kalogria (668m) (fig. 8)

L'itinéraire suivi recoupe transversalement l'ensemble des terrains du Jurassique. Nous partons du carrefour de la route, recouverte de mylonite blanche, qui relie Exarchos à la route



- 1. Alluvions.
- 2. Calcaires à Cladocoropsis.
- 3. Calcaires à Algues.
- 4. Calcaires oolithiques.
- 5. Calcaires à Mégalodontes.
- 6. Dolomies et calcaires dolomitiques.

Fig. 8 : Coupe du mont Kalogria.



nationale Atalanti-Levadia avec le chemin qui mène au village de Kalapodion, puis nous nous dirigeons vers le sommet. Cette coupe a une direction NS.

Nous distinguons de bas vers le haut de la série stratigraphique :

- une épaisse formation de dolomies blanches essentiellement saccharoïdes et rubanées. La base de cette série n'affleure pas et un système de failles récentes d'effondrement la met directement en contact avec les dépôts marins du Néogène.

L'analogie du faciès de ces dolomies avec celui décrit dans le chapitre précédent, ainsi que leur position stratigraphique, concourent à leur attribuer un âge triasico-liasique.

La stratification n'est pas très visible à cause de la présence de zones d'éboulis et de zones mylonitisées. Cependant, les mesures effectuées sur certains bancs dolomitiques donnent une orientation générale de 90 à 95°N et un pendage qui varie de 80 à 90° vers le Sud.

- au-dessus, viennent des calcaires dolomitiques grisâtres qui passent progressivement à des calcaires compacts noirs dans lesquels on observe des Algues. Ces bancs sont très réguliers et gardent une épaisseur variant de 30 à 50 centimètres. Sur la tranche de ces bancs, de nombreuses coquilles de Lamellibranches apparaissent en relief.
- Vers 430 m d'altitude, sur le versant N du sommet principal, après une passée oolithique, les calcaires sont pétris de débris d'Algues. On y observe des coquilles de Lamellibranches et de Nérinées qui n'ont pas pu être dégagées en vue d'une détermination précise.
- puis viennent les calcaires noirs à Mégalodontes et Pinnidés plats. Plusieurs bancs de cette série calcaire sont formés uniquement de l'empilement de ces Pinnidés et atteignent parfois une vingtaine de centimètres d'épaisseur.

P. CELET (1962) rapporte ces grands Pinnidés au genre Lithiotis souvent associé à de grandes coquilles cordiformes présentant des analogies avec le genre Conchodus (Conchodus infraliasicus STOPP). Mais certaines différences de grandeur et surtout de forme du crochet, non appréciables sur des échantillons incomplets ou mal conservés ne nous ont pas permis de déterminer nos échantillons avec certitude. Cependant, de nombreux auteurs (C. RENZ, en particulier) admettent que ces formes sont caractéristiques du Rhétien.

P. CELET a comparé ces faciès avec ceux rencontrés en Vénétie et a décelé la présence d'Orbitopsella praecursor GUMB. Cette observation l'amène à considérer ces formations comme étant d'âge liasique et plus précisément domérien.

La fin de cette série de calcaire noir alterne avec des passées oolithiques et plus ou moins graveleuses.

- à 480 m d'altitude, les calcaires deviennent franchement oolithiques. L'examen microscopique révèlent que la taille des oolithes est très variable. En général, j'ai pu constater que la granulométrie était constante dans le même échantillon, sauf au sommet de cette série où les vides laissés libres par les grosses oolithes les unes à côté des autres, étaient non remplis par de la calcite, mais par de minuscules oolithes. En général, les oolithes sont cimentées par de la calcite cristalline.

L'utilisation du microscope polarisant permet de mettre en évidence la structure de ces oolithes. Se développant autour d'un noyau calcique, ce noyau pouvant être un morceau de calcaire, un débris de coquille ou de Foraminifère ou même simplement un cristal de calcite ou de dolomite, les oolithes montrent une structure concentrique. A cette structure concentrique, se superpose une structure radiaire.

Dans les différentes lames minces observées, les oolithes sont toujours jointives et les vides remplis de grands cristaux de calcite. Selon la classification de FOLK (1959), les calcaires oolithiques sont des roches allocheniques à ciment spathique : ce sont des oosparites.

P. CELET (1959) attribue un âge jurassique moyen à ces formations à cause de la grande répartition des faciès oolithiques dans tout le bassin de la mer alpine, la microfaune peu caractéristique ne permettant pas de donner un âge à cette formation.

Cependant, C. GUERNET (1971) a observé ces mêmes formations oolithiques. Malgré l'absence de fossiles caractéristiques, il a pu donner un âge approximatif en datant les couches sous-jacentes. En effet, les calcaires oolithiques reposent sur des calcaires renfermant Pseudo-cyclamina liasica et Labyrinthina cf. recoansis à Lithiotis du Lias moyen. La base des calcaires oolithiques pourrait correspondre au Lias supérieur et le reste à une partie du Dogger.

- Au-dessus vient une série de calcaire noir sublithographique dans laquelle s'intercalent des passées de calcaire graveleux et oolithique. Ces calcaires renferment peu de traces d'organismes. Seules quelques Algues ont été observées. C. GUERNET et J.-P. BASSOULET décrivent dans cette série les espèces suivantes :

Teutloporella gallaeformis RADOICIC

Selliporella donzelli SART et CRESC

Solenopora sp.

qui sont spécifiques du Jurassique moyen en Yougoslavie.

La sédimentation calcaire se poursuit. Tout en s'élevant vers le sommet, au fond d'une petite vallée creusée dans le Jurassique supérieur, on peut observer de nombreux débris de bauxite. J'é n'ai pas trouvé cette bauxite en place.

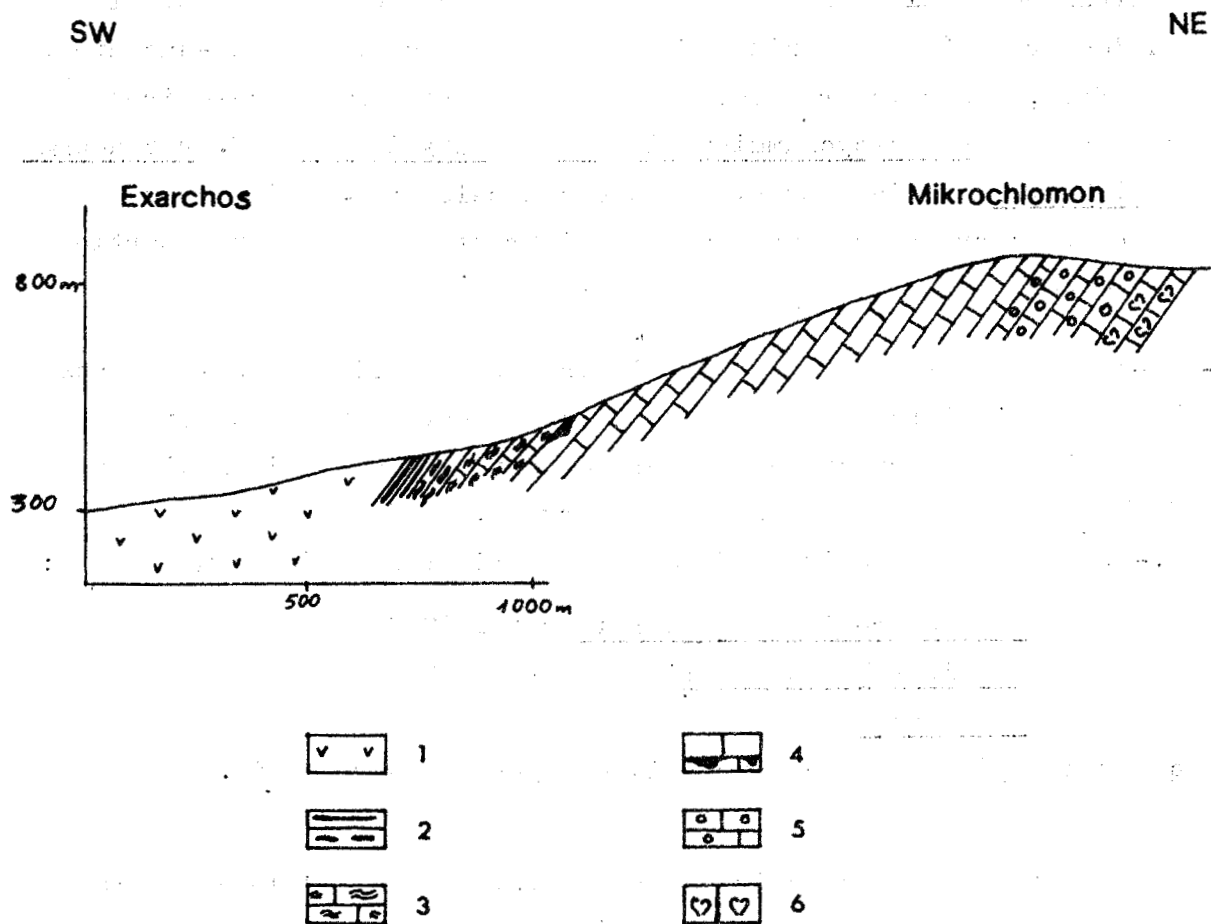
Sur le versant sud la série se termine par des bancs calcaires renfermant de nombreux Cladocoropsis mirabilis FELIX donnant un âge kimméridgien à cette formation.

Les calcaires sont cryptocristallins et renferment en plus des Cladocoropsis, des foraminifères tels Kurnubia palestiniensis HENSON, Urgonina (Parurgonina) caelinensis CUVILLIER, FOURY et PIGNATTI MORANO déterminés par J.P. BASSOULET<sup>1</sup>.

La sédimentation calcaire se termine par des niveaux de jaspes verdâtres à Radiolaires, épais de 3 à 5 cm séparés par des lits schisteux. Cette formation, réduite à quelques mètres, supporte les ophiolites.

1. que nous remercions vivement pour les déterminations.





1. Roches vertes et radiolarites.
2. Calcaires à silex.
3. Calcaires à Cladocoropsis.
4. Calcaires à Algues avec un niveau de bauxite.
5. Calcaires oolithiques.
6. Calcaires à Mégalodontes.



Fig. 9 : Coupe du versant méridional du mont Mikrochlomon.

## II 2) Coupe du versant méridional du Mikrochlomon (fig.9)

En descendant du sommet du Mikrochlomon et en se dirigeant vers le village d'Exarchos, nous recoupons transversalement la direction des couches. La coupe que je propose de décrire, prolonge vers le SW celle faite au niveau du Trias dolomitique du Mikrochlomon (fig.6).

La coupe commence au sommet de la série dolomitique blanche du Trias. Comme je l'ai déjà citée précédemment, les dolomies blanches du sommet de la série triasico-liasique passent à des calcaires dolomitiques gris-clair, donnant un aspect ruiniforme au paysage.

A l'altitude 859 m, ces bancs dolomitiques disparaissent et sont remplacés par des calcaires francs noirs, à patine d'altération gris bleuté. Les couches ont une direction de  $125^{\circ}N$  et un pendage vers le Sud de  $65^{\circ}$ .

Au sommet du Mikrochlomon, sporadiquement ce calcaire noir renferme des passées oolithiques et graveleuses peu épaisses (1m). De nombreux fragments d'Algues, ainsi que de petites coquilles de Lamellibranches y sont observés. Les bancs de calcaire sont régulièrement stratifiés et gardent une épaisseur de l'ordre du mètre.

Une dizaine de mètres plus haut, dans la série stratigraphique, nous rencontrons des niveaux de ce même calcaire dans lesquels de grosses coquilles du type "Mégalothon" apparaissent et n'ont pu être dégagées. Ces coquilles cordiformes sont associées à de véritables bancs de coquilles plates de Lithiotis.

La série des calcaires noirs se termine par une véritable lumachelle de Lamellibranches ayant des tailles variables de 1 à 3 centimètres de diamètre. Ces coquilles sont sédimentées dans un calcaire fin cryptocristallin et la surface des bancs est recouverte d'une pellicule noire bitumineuse.

Afin de dater avec précision le sommet de la série dolomitique, un échantillonnage systématique a été entrepris. Les organismes observés dans les lames minces du Jurassique ont été déterminés par J. P. BAS SOULET.

L'échantillon 796, prélevé au niveau d'un banc à Lithiotis a permis d'observer les formes suivantes :

Labyrinthina (?) sp. ou Orbitopsella sp.

des Ataxophragmoïdés, en particulier la forme à siphon columellaire

Glomospira sp.

Les échantillons 789-91-92 ont livré :

- des Lituolidés : Ammobaculites sp.
- des Ataxophragmoïdés : Glomospira sp.
- Maurania sp.
- des Algues : Paléodasyclus mediterraneus Pia

Selon J.P. BASSOULET et C. GUERNET, les terrains renfermant Paleodasyclus mediterraneus sont nettement liasiques. De même, Pseudocyclamina liasica et Labyrinthina cf. recoarensis associés aux Lithiotis se rencontrent généralement dans le Lias moyen.

Sur la coupe, nous observons une répétition des faciès décrits ci-dessus. En effet, une série de failles cassantes de faible rejet, ayant même direction que les couches, hache la série.

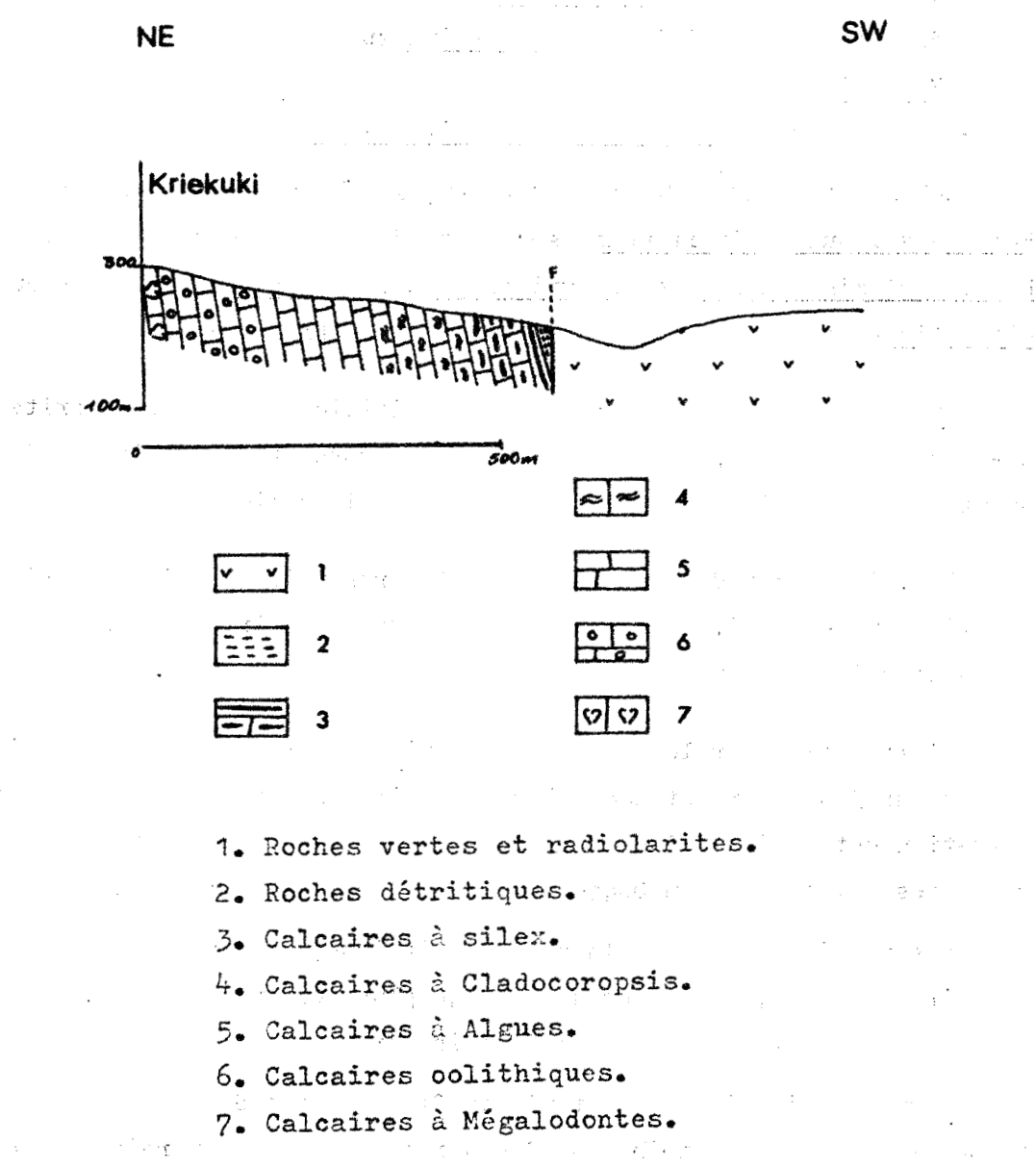
Ici, le sommet de la série des calcaires noirs sublithographiques, à patine gris-bleuté, passe rapidement à des calcaires se débitant en fines plaquettes irrégulières.

L'altération par les eaux atmosphériques forme une patine argileuse de couleur jaune ocre et donne à ce calcaire un aspect noduleux. Cette formation est épaisse d'une dizaine de mètres. Elle est surmontée des calcaires oolithiques du Dogger.

Les premiers bancs de la série oolithique, de même direction que les calcaires du Lias, mais avec un pendage plus fort vers le Sud, se débitent en fines plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur.

Aucun fossile intéressant n'a pu être observé dans cette roosparite. P. CELET (1959) lui attribue un âge jurassique moyen en raison d'analogie avec les faciès de l'Europe occidentale.

Cette série est surmontée de calcaires cryptocristallins, se débitant en plaquettes de 5 centimètres d'épaisseur. Cette série **calcaire** est perturbée par des passées graveleuses. Le calcaire est compact et prend une teinte gris-clair. Quelques bancs dolomitiques s'intercalent dans cette série principalement calcaire. L'examen microscopique révèle de nombreux cristaux de dolomite, disséminés sur un fond uniforme de calcaire très fin.



1. Roches vertes et radiolarites.
2. Roches détritiques.
3. Calcaires à silex.
4. Calcaires à Cladocoropsis.
5. Calcaires à Algues.
6. Calcaires oolithiques.
7. Calcaires à Mégalodontes.

Fig. 10 : Coupe du Jurassique supérieur du mont Kriekuki.



Vient ensuite une série de calcaire sublithographique ayant une teinte beige très clair, toujours entrecoupée de bancs de calcaire graveleux.

C'est au-dessus de ces niveaux que s'intercale une poche de bauxite.

Les calcaires ont livré une microfaune et des Algues abondantes.

J.P. BASSOULET a reconnu :

- des Ataxophragmoïdés
- des Textularidés
- des Algues : Teutloporella gallaeformis RADOICIC

qui, en Yougoslavie, sont caractéristiques du Dogger, confirmant ainsi la datation donnée par P. CELET.

Les poches de bauxite sont surmontées de calcaires compacts, noirs, cryptocristallins, renfermant les Cladocoropsis mirabilis FELIX.

Ces calcaires du Jurassique supérieur passent progressivement aux calcaires radiolaritiques, puis aux radiolarites associées aux ophiolites.

### II 3) Coupe du Jurassique supérieur du Mont Kriekuki (fig.10)

En partant du village d'Exarchos, nous prenons le chemin passant près du cimetière et se dirigeant vers le Sud-Est. Cette coupe passe par un col situé entre les Monts Makrorachis au sud et Messovouni au nord, avant de descendre ensuite en direction du Lac Copais. En arrivant aux premiers affleurements du Jurassique supérieur, sur le bord septentrional du chemin, nous nous dirigeons vers l'Est en longeant le creux d'une vallée.

La coupe étudiée commence à 250 m d'altitude. Elle comprend du bas vers le haut :

- des calcaires à Cladocoropsis mirabilis FELIX. Ce sont des calcaires cryptocristallins dans lesquels j'ai observé des fragments d'Algues recristallisées et des Entroques.
- des jaspes gris-verdâtres, renfermant de nombreux organismes siliceux. Ces jaspes se débitent en petites plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur (2 à 5 cm). Cette formation est ici réduite à quelques mètres.
- une série formée de l'alternance de niveaux schisteux et de niveaux de jaspes jaunâtres, laminée et ayant que 2 à 3 m d'épaisseur.
- des ophiolites accompagnées de leur cortège radiolaritique.

L'ensemble de cet affleurement est très réduit et n'occupe que le fond de cette vallée. En effet, au sud-est, une faille met en contact directement les radiolarites ou les roches vertes avec du Jurassique supérieur.

Dans sa thèse, P. CELET (1962) a décrit au Sud du Kallidromon, le soubassement des ophiolites. Il a levé une coupe le long de la route de la gare d'Amfiklia à Miliki et a remarqué de bas en haut :

- des calcaires gris-noirâtres à Radiolaires de calcédonite passant latéralement à des calcaires à Entroques. Le sommet de la série s'enrichit en Radiolaires silicifiés qui finissent par constituer des lits jaspeux qui passent ensuite à des marnes gréseuses;
- des schistes noirs et des grès verdâtres alternent bientôt avec des radiolarites, formant ainsi une sorte de flysch sous les roches vertes
- des grès et des radiolarites rouges contenant vers le haut des coulées de diabase. La puissance de ces couches flyschoides ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.
- des roches vertes très disloquées passant rapidement aux péridotides altérées en serpentine.

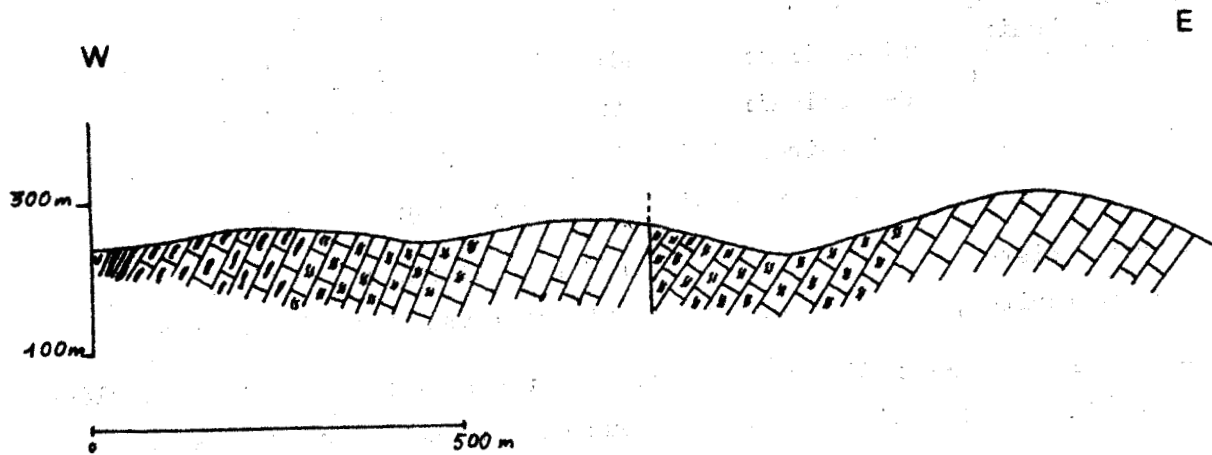
#### REMARQUES

Il faut noter dans le secteur étudié, la présence de nombreux paquets de roches n'ayant aucun rapport apparent avec les sédiments voisins. Ce sont en général, des enclaves qui semblent être noyées dans les roches vertes ou les radiolarites. Elles se présentent sous différents faciès :

- ce sont parfois des fragments de série sédimentaire formée d'alternances de calcaires blancs microcristallins dans lesquels aucune trace d'organisme permettant d'attribuer un âge à cette formation n'est décélée, et de lits de silex ou de jaspes jaunâtres. Ces formations ont été rencontrées à l'Ouest des formations détritiques du Jurassique supérieur décrites précédemment.

D'autres formations formées d'alternances de calcaires gris-noir et de calcaires dolomitiques, ont été observées au Sud du Mont 422, à l'Est du Makrokastron.

Dans ces deux cas, les formations sédimentaires, bien qu'elles ne contiennent aucune trace d'organisme caractéristique, peuvent être rattachées au Jurassique supérieur.



- 1. Roches vertes et radiolarites.
- 2. Calcaires à silex.
- 3. Calcaires à Cladocoropsis.
- 4. calcaires à Algues.

Fig. 111 : Coupe du mont Megalovouni.



- Il existe cependant d'autres formations sédimentaires, plissées et intercalées en lentilles dans les radiolarites. Ce sont soit des alternances de calcaires rouges microcristallins, sans organisme, et de pelites rouges, soit des lits de jaspes rouges et de pelites rouge sombre.

Comme l'a signalé C. GUERNET, ces différents faciès seraient des passages latéraux de la sédimentation radiolaritique. Ce seraient des formations contemporaines des radiolarites associées à l'émergence des ophiolites. Elles seraient d'âge jurassique supérieur- Crétacé inférieur et auraient été plissées en même temps que les radiolarites elles-mêmes.

Ces dernières formations ont été observées dans la plaine d'Exarchos en particulier sous la Chapelle Pahochon.

#### II 4) Coupe du Mégalovouni (fig.11)

Cette coupe a été effectuée sur le versant est du mont Megalovouni situé au Sud-Est du village de Pavlon.

La route reliant Pavlon à la riche plaine du lac Copafs, emprunte un col situé dans les roches vertes. La coupe décrite ci-dessous commence au niveau des roches vertes et du cortège radiolaritique et se dirige vers le sommet du mont. Elle a une orientation Ouest-Est.

J'ai observé de haut en bas :

- des pelites rouges radiolitifères, en alternance avec des petits lits de jaspes rouges à Radiolaires. L'épaisseur des différentes couches lithologiques est très variable d'un banc à l'autre. Elle varie de 5 à 20 centimètres;
- des calcaires gris noir à rognons de silex noirs interstratifiés. Ces silex contiennent de nombreux tests de Radiolaires;
- des calcaires à Cladocorapsis mirabilis FELIX.

Cette coupe a été également levée par C. GUERNET (1970).-

Il a distingué de bas en haut :

- un niveau de bauxite;
- J.S. : Calcaires cryptocristallins à Cladocorapsis mirabilis FELIX renfermant de nombreux foraminifères :

Kurnubia palestiniensis HENSON

Kilialina sp.

des Atoxophragmoïdés dont des formes à siphon columellaire



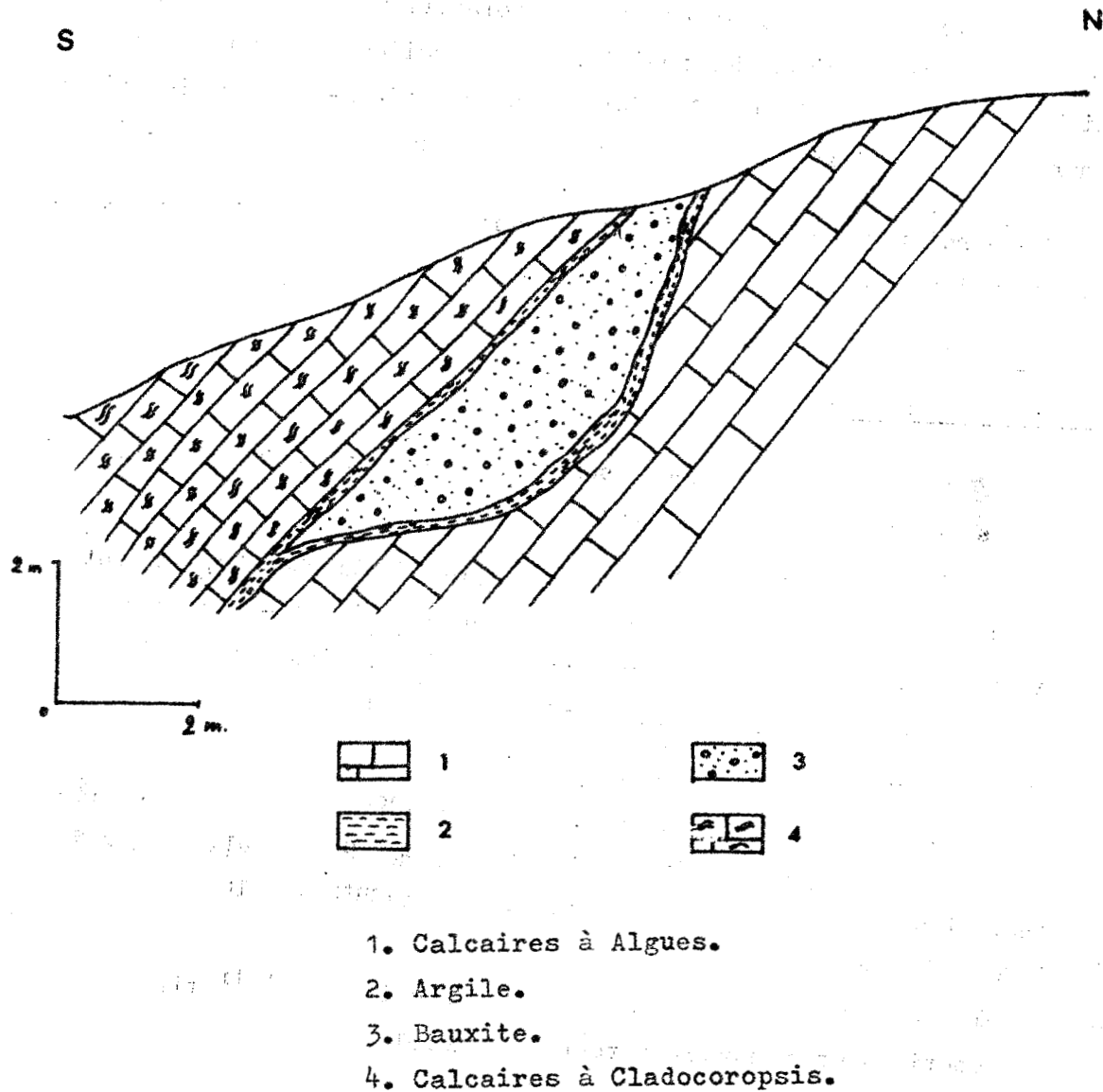


Fig. 12 : Poche de bauxite dans le Jurassique supérieur.



des Algues : Clypeina jurassica FAVRE

Barinella irregularis RADOICIC

Cette association est caractéristique du Jurassique supérieur, en particulier du Kimméridgien-Portlandien.

- J.S.<sub>2</sub> Pérites rouges radiolitifères avec quelques lits ou lentilles de calcaires graveleux à oolites bioclastiques à ciment spathique avec quelques grains de glauconie, présentant un début de dolomitisation.

Y ont été observées les formes suivantes :

Protopénéroplis: striata WEYNSCHENK

Trocholina cf. alpena GRAS

Pseudocyclamina sp.

et des débris de Solenoporacées,

qui forment une association d'âge encore Jurassique supérieur, très proche de celle décrite par G. CHRISTODOULOU près du Lac Teralimni.

- J.Cr<sub>1</sub>. Calcaires récifaux, avec Cladocoropsis et Chaetetidés d'âge tithonique, reposant sur le J.S.<sub>2</sub> sans discordance apparente
- J.Cr<sub>2</sub>. Calcaires oolithiques, bioclastiques, à débris d'Echinodermes.

REMARQUE : C. GUERNET a observé les couches du Crétacé supérieur reposant sans discordance sur les formations antérieures.

Je n'ai pas observé, pour ma part, cette superposition. Seules quelques failles mettent en contact le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur.

## II.5 Le niveau bauxitique du Jurassique

Comme nous l'avons vu dans les coupes précédentes, un niveau de bauxite s'intercale dans les couches du Jurassique supérieur. Ce niveau est lenticulaire et se présente en poches qui ont été exploitées lorsqu'elles étaient situées à basse altitude. A l'heure actuelle, nous n'observons plus qu'un alignement de carrières.

### II.5-1 Description d'une coupe effectuée au niveau de la poche de bauxite (Fig. I2)

Les poches de bauxite ont été exploitées à l'ESE du village d'Exarchos sur le flanc méridional du mont Mikrochlomon. Cependant, la coupe que je propose a été levée au NE d'Exarchos à l'altitude 470m.

- a) le mur de la poche de bauxite. C'est une série de bancs de calcaire compact clair, sublithographique, présentant quelques passées de calcaire graveleux.

Prélevé dans ces bancs de calcaire graveleux, l'échantillon 717 a livré des Algues déterminées par J.P. BASSOULET.

Teutloporella galloformis RADOICIC

Ces algues se rencontrent en Yougoslavie dans le Jurassique moyen, associées à Selliporella donzelli SART. et CRESC.

Cette dernière forme n'a pas été rencontrée ici.

Il semble toutefois que l'âge du mur de la bauxite soit du Jurassique moyen ou de la base du Jurassique supérieur.

b) La bauxite

Le fond de la poche est tapissée d'une couche d'argile de couleur rouille dans laquelle j'ai trouvé des débris de calcaire compact, de calcaire graveleux et oolithique.

Le niveau bauxitique est formé de l'accumulation de pisolites ferrugineuses rouges et de pisolites plus sombres, d'oxydes de manganèse, prises dans un ciment lui-même ferrugineux de couleur rouille.

La base de ce niveau présente de nombreux pisolites rouge carmin à structure concentrique et des concrétions brunes violettes sans structure apparente.

Plus haut, dans le niveau, les concrétions disparaissent et les pisolites deviennent plus grosses et moins nombreuses.

Le niveau bauxitique se termine par une formation semblable au ciment du niveau précédent, dans laquelle nous remarquons la présence de microcristaux opaques rouges.

Il semble que certaines oolithes soient formées de fines lamelles de chlorites.

c) Le toit de la poche de bauxite

On peut observer de bas en haut :

- un niveau de calcaire argileux contenant quelques concrétions ferrugineuses remaniées, des petites gravelles de calcaire fin. L'épaisseur ne dépasse pas 20 à 30 centimètres.
- des calcaires compacts noirs à Cladocoropsis mirabilis FELIX.

Dans les tous premiers bancs, des échantillons ont livré la microfaune suivante : Cladocoropsis mirabilis FELIX

Urgonina cf. Coelinensis CUVILLIER, FOURY et PINATTI MORANO

Il faut remarquer qu'il n'existe aucune discordance angulaire entre les couches du mur et du toit de l'horizon de bauxite. A cet endroit, les couches gardent la même direction de  $140^{\circ}N$  et un pendage de  $60^{\circ}S$ .

C. GUERNET (1971) a découvert un niveau semblable, se présentant également sous forme de poches, à l'extrémité occidentale de la coupe de Prophit Elias, près de Martisson à la limite de la Béotie et de la Locride.

P. CELET (1959) a observé de nombreux affleurements de bauxite dans le Jurassique supérieur des zones subpélagonienne et du Parnasse-Kiona. Il a repéré également un niveau bauxitique (b1) situé au voisinage des couches à Cladocoropsis. Selon les différents affleurements, il a constaté que ce niveau bauxitique est localisé, soit à la base des couches de calcaire à Cladocoropsis comme je l'ai observé dans le secteur étudié et en général en Locride, soit au-dessus des calcaires du Malm supérieur. Cette dernière observation a été faite au niveau de la demi-boutonnière du Tithoréa (zone du Parnasse-Kiona) où le toit de l'horizon de bauxite est représenté par les calcaires tithoniques.

Cependant, P. CELET a aussi remarqué, dans la coupe au sud d'Ayos Constantinós (littoral epiknémidique) que le niveau de bauxite (b1) se trouvait intercalé entre les calcaires à Cladocoropsis à la base, et des calcaires sans fossile déterminable au sommet. Il existe donc une variation verticale de faciès en Locride. Le dépôt de bauxite varie entre la base et le sommet du Malm.

## II-52) Hypothèse sur le dépôt de la bauxite

Selon C. GUERNET, les bauxites sont allochtones. Elles ne sont pas issues directement par dissolution karstique des calcaires du mur, par l'intermédiaire d'une "terra rossa".

Différentes observations ont pu être faites en faveur de cette hypothèse :

- l'existence d'un contact franc entre les couches calcaires et le niveau bauxitique. En effet, C. GUERNET a toujours observé une croûte ferralitique à la base de la bauxite. Personnellement, **dans le secteur que j'ai parcouru, je n'ai pas observé cette croûte** mais un niveau argileux.

Remarque :

Le complexe "Ophiolites-Radiolarites", défini par J. AUBOUIN (1959) est ici largement représenté sur la bordure septentrionale du synclinal faillé d'Exarchos.

J'ai observé le passage continu des calcaires à silex, aux jaspes verts et rouges du Jurassique supérieur, puis aux radiolarites. Par contre, le passage des radiolarites aux roches vertes est toujours difficile à interpréter. Le plus souvent, il est marqué par une zone renfermant des roches vertes et des radiolarites laminées.

Le complexe "Ophiolites-Radiolarites" apparaît toujours dans des synclinaux et est recouvert par la couverture crétacée.

Je n'étudierai pas en détail les ophiolites dans ce mémoire.

- l'évolution des pisolites dans le niveau bauxitique lui-même montre l'allothtonie du sédiment.

Il faut donc admettre qu'il existait, près de la région étudiée, une zone émergée, où se produisaient les phénomènes de latérisation. Puis, il y a eu transport des oxydes de fer et d'alumine qui sont venus se piéger dans les cavités du karst.

Le niveau de bauxite traduit donc une émergence de la zone intéressée.

### II-53) Conclusion

L'horizon de bauxite est situé au-dessus des niveaux à Teutloporella gallaeformis RADOICIC du Dogger supérieur ou du Malm inférieur et en-dessous des calcaires renfermant les Cladocoropsis mirabilis FELIX.

On peut dire que le niveau bauxitique est antérieur au Kimméridgien Portlandien dans le secteur étudié, mais ce dépôt n'est pas généralisé dans toute la zone subpélagonienne. Comme l'a montré P. CELET (1962), ce niveau peut varier dans toute la période du Jurassique supérieur. Il correspond à une émergence de la zone intéressée. Il y a d'abord installation d'un karst, puis remplissage des poches par apport des oxydes et des hydroxydes de fer et d'alumine qui se sont formés dans une zone située à proximité du lieu de sédimentation.

Le karst se remplit progressivement de sesquioxydes qui par diagenèse donneront les différents constituants des bauxites : la bohemite et la diaspore.

### III - CONCLUSIONS GENERALES SUR LE JURASSIQUE

Durant le Jurassique, les dépôts sont calcaires. La zone subpélagonienne a connu une sédimentation néritique tandis que se produisait le lent phénomène de subsidence. Ce mécanisme s'est fait sentir surtout pendant le Jurassique inférieur et moyen. En effet, au Malm, un niveau de bauxite remplissant un karst marque une émergence de la région étudiée.

- Le Lias épais (200 m) est représenté par des calcaires noirs à Megalodontes et à Lithiotis. Le niveau domérien à Orbitopgella praecursor ~~GUÉ~~ a pu être observé.
- le Dogger se présente sous deux faciès :
  - . des calcaires oolithiques (50m) forment la base de la série. Ces niveaux oolithiques sont très bien représentés à cette époque dans toute la Méditerranée
  - . au-dessous, viennent des calcaires néritiques (70m) renfermant Teutloporella gallaeformis RADOICIC Selliporella donzelli SART et CRESC et Solenoporella sp.
- Le Jurassique supérieur est caractérisé par les calcaires à Cladocoropsis mirabilis FELIX

Le niveau de bauxite est situé à la base du Malm. Il n'existe aucune discordance angulaire entre les couches du mur et celles du toit des poches de bauxite.

Le Jurassique supérieur commence par des calcaires compacts (50m) sans microfaune caractéristique, surmontés par les calcaires à Cladocoropsis FELIX (30 m) du Kimméridgien-Portlandien.

La série se termine par des calcaires compacts (60m) qui passent progressivement aux calcaires siliceux (30m).

Le sommet du Jurassique supérieur est caractérisé par un enrichissement des calcaires en silice. Ces calcaires passent à des jaspes à Radiolaires. Ce changement de faciès peut s'expliquer par l'approfondissement de la zone subpélagonienne.

A la fin du Jurassique, une nouvelle paléogéographie s'installe. Un approfondissement de la zone subpélagonienne se produit et entraîne des distentions au niveau du talus. C'est à la faveur des fractures dans cette zone fragile que vont s'épancher les ophiolites.

P. CELET et B. CLEMENT (1971) ont mis en évidence une nouvelle zone en Béotie, qui s'individualise dès la fin du Jurassique supérieur. Cette zone est caractérisée par le dépôt d'un flysch crétacé. Elle forme une barrière en creux située entre les zones isopiques subpélagoniennes et du Parnasse. Le sillon dans lequel vont se déposer les séries détriques à partir du Berriasien est comparable au sillon du flysch bosniaque décrit par R. BLANCHET (1966).

### CHAPITRE III - LE CRÉTACÉ

Dès le début des recherches géologiques en Méditerranée le Crétacé fut découvert et la présence de nombreux gîtes fossilifères attira l'attention de nombreux chercheurs. Des études stratigraphiques ont permis de définir différentes zones isopiques, caractérisées par une sédimentation différente. Plusieurs observations sur le Crétacé ont été faites. On remarque que dans les zones helléniques externes, le Crétacé est complètement représenté et est concordant sur les séries mésozoïques antérieures : seuls les caractères lithologiques changent selon les différentes zones isopiques. Par contre, dans les zones internes, le Crétacé inférieur, parfois associé au Jurassique supérieur-Tithonique, reste souvent absent dans les zones autres que celles du Parnasse-Kiona et dans certains secteurs de la zone subpélagonienne. Le Crétacé supérieur est partout très bien représenté, mais il est toujours transgressif. Dans la suite de l'exposé nous verrons que l'âge de la transgression du Crétacé varie dans le temps et dans l'espace.

#### I - HISTORIQUE

Ce sont A. BOUE et A. VISQUENEL qui, vers 1838 signalèrent l'existence de roches vertes et de Crétacé à Rudistes. A cette époque l'ensemble des terrains était considéré comme crétacé, mais par la suite A. PHILIPSON et G. STEINMANN (1894) réduisaient considérablement son extension verticale en découvrant des terrains d'âge jurassique.

La découverte la plus importante fut celle de C. RENZ (1929-1931) qui démontra la transgression des niveaux crétacés subpélagoniens sur l'ensemble des radiolarites et des roches vertes. Ces niveaux étant datés par les gîtes fossilifères de Drémisa et de Kaloscopi au Nord du Kiona.

A l'Est de la Locride, près de Larymna, L. NOTH (1931) a décrit une série de calcaires et de marnes à Rudistes (Radiolites et Hippurites) et à Tabulés d'âge eascherien et turonien surmontant un niveau brun ferrugineux dû à une phase d'érosion et une lacune des roches vertes.



Plus tard, J. H. BRUIN (1956), J. AUBOUIN (1959) et P. CELET (1958) ont montré que la transgression fait suite à une lacune d'une partie du Crétacé inférieur et que son âge est variable dans les différents secteurs orientaux de la Grèce.

J. DERCOURT (1959) a montré que, dans les régions d'Epidaure, des récifs contenant des Rudistes d'âge turonien et santonien sont transgressifs sur les roches vertes et les radiolarites de la zone subpélagonienne.

En Locride, sur le flanc Nord du Kallidromon, P. CELET (1959) donne un âge cénomanien à la transgression caractérisée par un dépôt de conglomérats à galets de roches vertes et radiolarites suivis d'une sédimentation flyschöide.

Récemment, une mise au point a été faite à ce sujet (1970).

En Othrys, (J. FERRIERE, 1970) la couverture crétacée supérieure transgressive repose indifféremment sur les ophiolites et leur cortège radiolaritique ou sur leur substratum. Un conglomérat de base à Rudistes et à Hérimées, suivi d'une sédimentation de calcaires à Globotruncana a permis de donner un âge à cette transgression. En Othrys occidentale, J. AUBOUIN (1958) indique un âge campanien inférieur à Vaccinites archiaci M. CH., tandis que G. MARINOS (1960) leur donne un âge cénomanien.

Au nord de Thèbes en Béotie, C. GUERNET observe des couches transgressives du Crétacé supérieur contenant une microfaune se rapportant au Sénonien inférieur.

Par contre, B. CLEMENT a découvert à l'Ouest de Thèbes des couches transgressives sur les niveaux du Jurassique supérieur. Ces couches ont livré de la microfaune abondante et ont permis de donner un âge au moins aptien inférieur à la transgression du Crétacé.

En Argolide, J. CHARVET et J. DERCOURT, la transgression crétacée débute au Céno-manien.

## II - ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES FACIES RENCONTRES EN LOCRIDE

P. CELET (1962) dans les montagnes de Locride a étudié les dépôts crétacés. Il a distingué successivement de bas en haut :

- les roches vertes,

- le Mésocrétacé débutant par un poudingue de base à éléments de jaspes à Radiolaires et de roches vertes emballés dans des marnes. Au-dessus, une série flyschöïde, contenant quelques intercalations calcaires bréchiqes, a livré de nombreux fragments de Rudistes et également des Orbitolines (Orbitolina concava LMK) indiquant un âge cénomanien.

- au-dessus, un Néocrétacé pendant lequel se sont sédimentés des brèches calcaires, puis des calcaires grisâtres à grands Rudistes (Hippurites cf. gaudryi MUN. CHAL.) indiquant des niveaux allant du Santonien supérieur au Campanien inférieur. Puis viennent des calcaires pélagiques en plaquettes contenant Globotruncana linnei d'ORB., G. stuarti LAPP. caractéristiques des niveaux du Campanien supérieur et du Maestrichtien inférieur.

Les calcaires maestrichtiens à Orbitoïdes signalés par C. RENZ et M. MITZOPOULOS (1948 a, b) dans la région du lac Iliki (Béotie) n'ont pas été rencontrés. Cependant une importante faune avait été déterminée.

Orbitoïdes media d'ARCH

Orbitoïdes apiculata SCHLUMB

Siderolites calcitrapoïdes LMK

Siderolites vidali DOUV

Simplorbites gensaricus LEYM

Lepidorbitoïdes socialis LEYM

Omphalocyclus macroporus LMK

La coupe du Crétacé discordant de Svaritos (P. CELET, 1962, p. 169) montre que les calcaires bréchiqes à Rudistes transgressent directement sur les roches ophiolitiques. Parmi les fragments de Rudistes, l'auteur a pu distinguer des débris de Vaccinites aff. gaudryi MUN. CHAL. et une abondante microfaune de Verneuillinidés.

Compte tenu du remaniement possible, il semble qu'on puisse situer ces calcaires bréchiqes dans le Campanien.

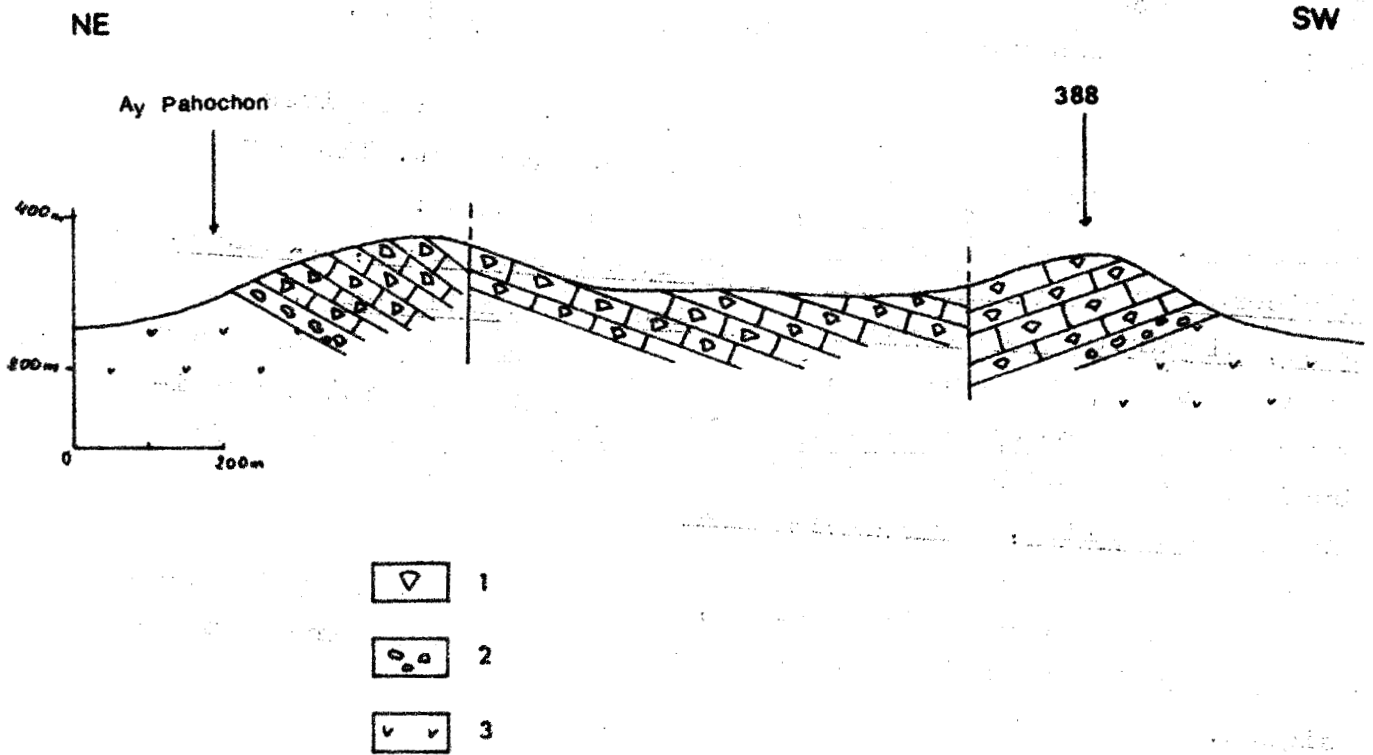
C. GUERNET (1971) a étudié dans les régions voisines de Locride, le Crétacé de la zone subpélagonienne. Il a remarqué que le Crétacé supérieur transgresse le plus souvent sur les ophiolites et les calcaires du Trias et du Jurassique.

Dans la région des lacs de Thèbes, les calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur affleurent largement. Ils ont livré à L. NOTH (1931) de nombreux fossiles dont : Apricordia cf. Corentonensis, Radiolites lusitanicus, R. sauvagesi, Hippurites grossouvrei et Nerinea cf. Pailleteana. NOTH avait donné un âge turonien, peut-être turonien inférieur à cette transgression crétacée tandis que RENZ et REICHEL (1948) attribuait un âge cénomanien aux couches de base contenant une microfaune à Cuneolina, Valvulamina picardi.

Au Nord-Est de Kokkinon, le Crétacé supérieur transgresse sur le minerai de fer en poche dans les calcaires jurassiques.

Près d'Akrefirion (Karditza), la transgression se présente différemment. C. GUERNET signale de bas en haut :

- des péridotites ;
- une cuirasse latéritique ferrifère ;
- un conglomérat de transgression à graviers de minerai de fer ;
- un calcaire biodétritique très fossilifère à :
  - Aeolisaccus kotori RADIOCIC
  - Bacinella irregularis RADIOCIC
  - Thaumatoporella parvovesiculifera reineri
  - Moncharmontia apenninica DE CASTRO
  - Cuneolina gr. pavonia D'ORBIGNY
  - "Valvulamina" picardi auct
  - Pseudocyclamina sphaeroidea GENDROT
  - Textularia sp.
  - Globotruncana sp.
- des calcaires cryptocristallins ;
- des calcaires à Rudistes.



- 1. Calcaires à Rudistes.
- 2. Brèche radiolaritique.
- 3. Roches vertes et radiolarites.

Fig. 13 : Coupe du Crétacé supérieur au Sud-Ouest de Eyos Pahochon.



La microfaune des calcaires biodétritiques permet de dater la transgression du Sénonien inférieur.

### III - DESCRIPTION DES SERIES CRÉTACEES DANS LE SECTEUR ETUDIE

Le Crétacé affleure au sud du village d'Exarchos et s'étend jusqu'au lac Copais. Il reste transgressif sur les ophiolites et le cortège radiolaritique associé aux ophiolites.

A l'Ouest du village de Kolaka, nous retrouvons le Crétacé. Il est très affecté par des failles récentes et recouvert par endroits de dépôts néogènes.

#### III.1. Coupe au Sud-Ouest de Pahochon (fig. 13)

La coupe passant par le sommet 388, au SW de la chapelle Pahochon et orientée NE-SW, permet d'observer la série crétacée :

- Sur les ophiolites et les lambeaux de radiolarites reposent directement les couches de calcaire noduleux à nombreux Rudistes plus ou moins roulés et décortiqués, noyés dans une matrice de calcaire marneux et facilement dégageables.

Je remercie ici Monsieur SORNAY, Directeur du laboratoire de Paléontologie du Muséum de Paris qui a bien voulu déterminer ces Rudistes.

Les formes recueillies :

Vaccinites aff. gosaviensis (Dow)

Vaccinites gaudryi (Mun. Chalmes)

Vaccinites aff. cornu-vaccinum (Bronn.)

Radiolites cf. squamosus (d'Orb.)

Sauvagesia sp.

Bournonia ??

sont à rapporter au Santonien-Campanien inférieur et plus vraisemblablement sont encore d'âge santonien.

Ces calcaires noduleux renferment de la microfaune, mal conservée, dans laquelle J. J. FLEURY a reconnu dans les échantillons prélevés, à différents niveaux, de bas en haut :

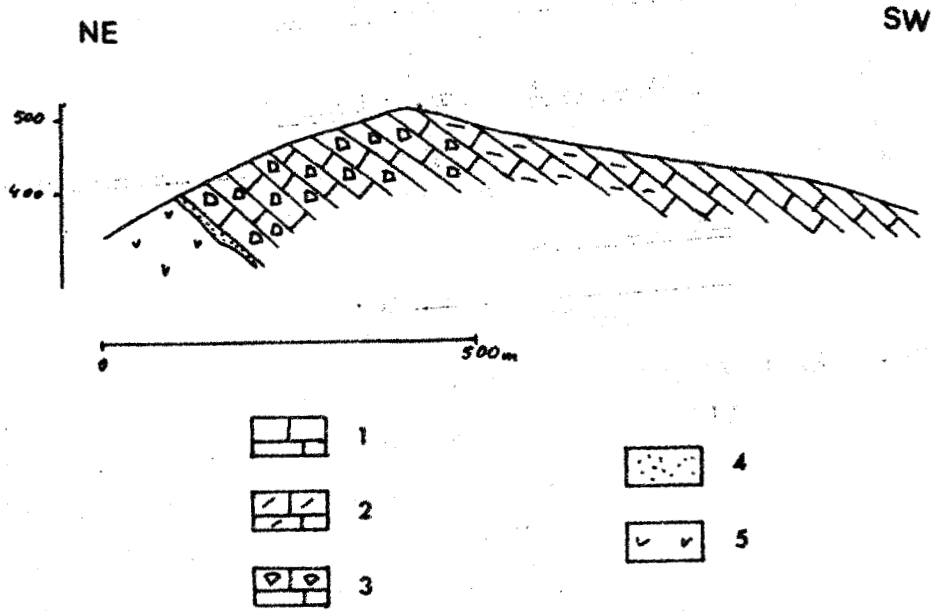
- éch. 738 : Dicyclina gr. schumbergeri LEMER-CALVA  
Cuneolina sp.  
des Miliolidés (Nummoloculina sp.)
- éch. 739 : calcaire formé de l'accumulation de Rudistes  
Valvulamina sp.
- éch. 740 : Spiroloculina sp.  
Moncharmontia sp.
- éch. 741 : Moncharmontia cf. compressa (DE GASPERO)  
Nummofallotia cf. apula LUPARDO SIBBI
- éch. 742 : Valvulamina gr. picardi IBERSON  
et une forme attribuée à Eggerella sp. qui  
est une espèce connue du Varasseva.  
Minouxia sp.  
Pseudocyclamina sp.
- éch. 743 : en plus des formes précédemment citées,  
l'échantillon renferme de nombreux petits  
Rotalidés dont certains sont très proches  
des formes connues dans le Sénonien très  
inférieur du Varasseva (zone du Gavrovo).

Selon les formes reconnues dans ces calcaires de base, le Cénomaniens et le Turonien basal sont à exclure. De plus, les formes caractéristiques des niveaux du Campanien sont absentes.

Il s'agirait donc, en accord avec l'âge des Rudistes, de formations santonniennes (Sénonien inférieur).

Cette base de la série crétacée a une puissance de 15 à 20 mètres environ. Les bancs ont une direction de 130° et un pendage de 35° vers le Sud.

- Au-dessus viennent des calcaires compacts, gris, dans lesquels on peut observer de nombreux fragments de Rudistes. Puis à la faveur d'une faille, le pendage des couches varie brusquement et nous voyons affleurer les niveaux de base de la série.



- 1. Calcaires compacts.
- 2. Calcaires à débris de Rudistes.
- 3. Calcaires à Rudistes.
- 4. Grès.
- 5. Roches vertes et radiolarites.

Fig. 14 : Coupe du mont Makro-rachis (509).



Nous retrouvons le faciès des calcaires à Rudistes décrit précédemment.

En descendant sur le versant Sud, la base du premier banc calcaire est soulignée par un niveau argileux. Ce faciès n'a pas pu être observé sur le versant Nord, par contre, quelques centaines de mètres plus à l'est, au fond d'une petite vallée creusée dans les radiolarites et les roches vertes, j'ai observé une formation radiolaritique particulière s'intercalant entre une série de radiolarites rouges régulièrement litée et la couverture du Crétacé supérieur.

Cette formation radiolaritique ne présente pas l'aspect régulier des lits jaspeux et des lits schisteux. Elle se signale sur le terrain par sa structure cahotique. Elle est essentiellement formée de galets ou plutôt de graviers arrachés aux radiolarites sous-jacentes, cimentés dans une matrice elle-même siliceuse. Le ciment est formé de silice à l'état amorphe, de couleur variant du blanc au brun-chocolat. Dans cette brèche, les éléments anguleux prépondérants sont des débris de radiolarites. On n'observe que de rares éléments de roches vertes dont la taille ne dépasse guère le millimètre.

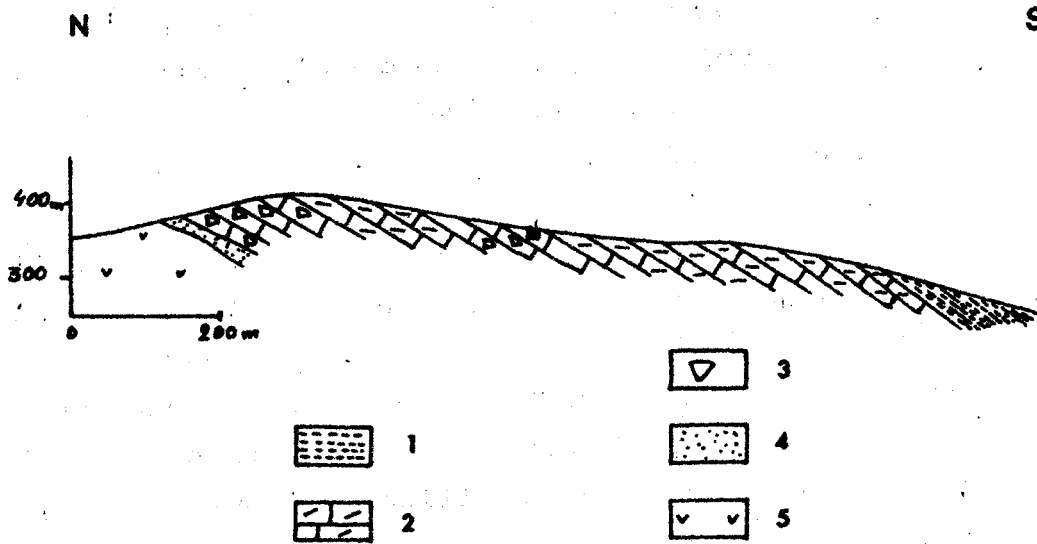
Cette série se serait formée lors d'un remaniement sur place des derniers niveaux radiolaritiques du toit de roches vertes. La silice, très importante dans les eaux marines, a imprégné les éléments à la manière d'un gel colloïdal. Ce phénomène expliquerait ainsi la rareté des éléments ophiolitiques et surtout l'absence de microfaune dans cet horizon.

### III.2. Coupe NE-SW passant par le mont 509 (fig. 14)

La coupe permet de mettre en évidence les variations de faciès des couches lors de la transgression de la mer crétacée supérieure.

Comme dans les coupes précédentes, nous retrouvons la succession des calcaires noduleux à Rudistes puis des calcaires compacts à débris de Rudistes, mais ici, cette série repose sur les radiolarites par l'intermédiaire d'un niveau calcaire gréseux





1. Marnes schisteuses.
2. Calcaires à débris de Rudistes.
3. Calcaires à Rudistes.
4. Calcaires gréseux.
5. Roches vertes et radiolarites.

Fig. 15 : Coupe à l'Est du point côté 543.



dans lequel de la microfaune a pu être observée. Celle-ci est semblable à celle citée dans la coupe précédente. Seul un fait est à noter : la présence d'un petit niveau riche en petits Polypiers. Il marque le caractère subrécifal de la sédimentation.

### III.3. Coupe Nord-Sud, à l'Est du point côté 543 (fig. 15)

L'itinéraire choisi emprunte la piste muletière qui relie un petit monastère au village d'Exarchos à travers les couches calcaires du Crétacé supérieur formant la ligne de crête du Mont 543. Ce petit monastère est installé dans une dépression creusée dans des formations flyschôïdes qui surplombent le lac Copais en direction du village de Tsamali.

La direction des bancs calcaires de la couverture crétacée garde l'orientation générale du synclinal de flysch. Elle est approximativement Est-Ouest.

Cette coupe permet d'observer :

a) Sur les Radiolarites, la série crétacée débute par un banc de grès qui passe rapidement à un calcaire gréseux. L'épaisseur de cette série détritique varie de 2 à 3 mètres.

Dans l'échantillon n° 827, prélevé à ce niveau, la microfaune déterminée par J. J. FLEURY est représentée par des Miliolidés et Discorbis non caractéristiques.

b) Au-dessus, reposent des calcaires noduleux, mal stratifiés, contenant de nombreux Rudistes, semblables à ceux cités dans la coupe n° 13.

L'échantillon 828 a livré les formes suivantes :

Cuneolina sp.

Aeolisaccus sp.

Le faciès vermiculé de ces niveaux de calcaires noduleux ressemble beaucoup au faciès liburnien du Gavrovo. Dans la zone du Gavrovo, Aeolisaccus sp. donne un âge sénonien inférieur. Ces calcaires passent progressivement à des calcaires plus compacts

dans lesquels les nombreux Rudistes ne sont plus observés qu'en coupe.

La microfaune est représentée par les formes suivantes :

Cuneolina sp.

Minouxia sp.

Accordiella conica FARINACCI.

Dicyclina sp.

bien représentée dans le Sénonien inférieur.

Ces calcaires renferment également de nombreux débris de Rudistes et des Calcisphères.

c) Puis viennent des calcaires biodétritiques ne contenant que des débris de Rudistes et une microfaune du Crétacé-Eocène. Nous sommes dans les couches de passage Secondaire supérieur au Tertiaire.

Du point de vue pétrographique, la série reste carbonatée, mais sur le terrain, il semble que les calcaires contiennent de moins en moins de débris d'organismes (Rudistes) et qu'ils contiennent au contraire de plus en plus de la faune pélagique.

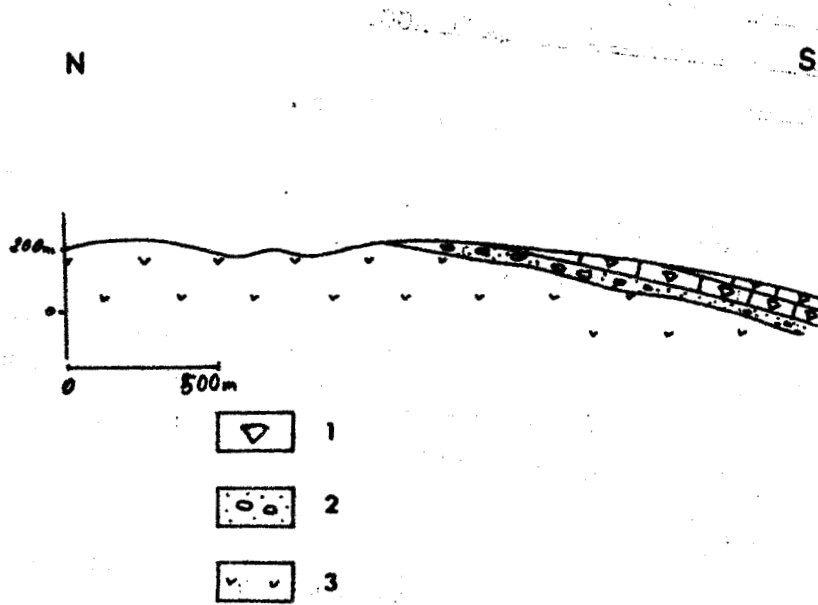
L'attaque à l'acide chlorhydrique de certains niveaux calcaires est lente et montre l'existence de quelques bancs plus ou moins dolomitiques.

d) Au-dessus de ces calcaires vient une épaisse série de schistes de couleur ocre-jaune.

L'échantillon n° 844 prélevé au niveau c contient encore de nombreux débris de Rudistes, des tubes d'annelidés ou de dentales et quelques petites globigérines probablement daniennes.

#### REMARQUES :

1°) Il existe certaines variations au niveau de la transgression du Crétacé supérieur. En effet, la couverture crétacée peut reposer directement sur les roches vertes, mais il existe une croûte ferrifère épaisse de quelques décimètres juste au-dessus



1. Calcaires à Rudistes.
2. Formation détritique.
3. Roches vertes et radiolarites.

Fig. 16 : Coupe à l'Ouest du point côté 211.



des roches vertes. Celle-ci a pu être observée à l'Ouest de la piste muletière suivie pour faire la coupe.

2°) J'ai signalé, que l'échantillon 828 présentait un faciès vermiculé qui ressemblait beaucoup au faciès liburnien du Gavrovo; En effet, J. J. FLEURY a retrouvé de nombreux organismes qui ont été décrits dans le Klokoča (zone du Gavrovo, Akarnanie).

Les caractères paléontologiques et lithologiques laissent penser que les conditions bathymétriques des zones subpélagoniennes et du Gavrovo étaient identiques à certaines époques géologiques.

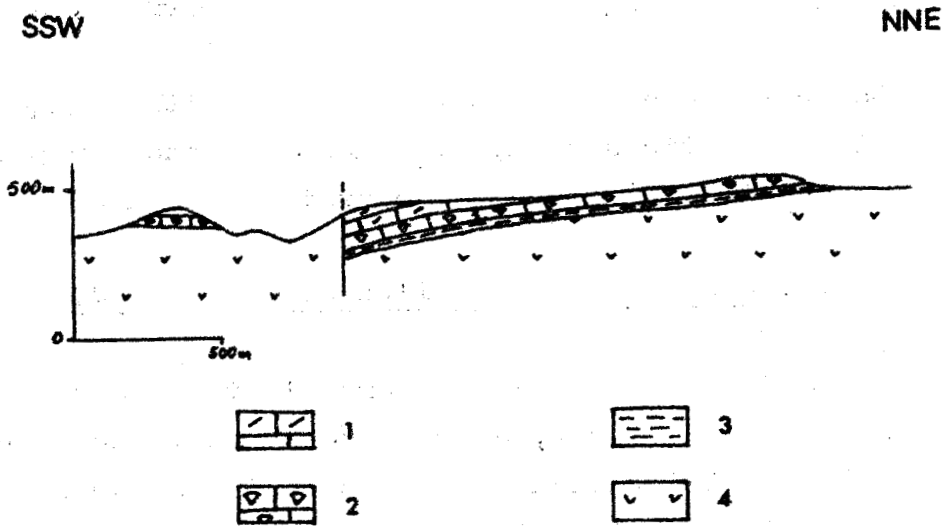
#### III.4. Coupe Nord-Sud à l'Ouest du point 277 (fig. 16)

En se déplaçant de 300 m vers l'est de la coupe précédente, nous pouvons observer, entre les roches vertes accompagnées de leur cortège radiolaritique et les calcaires à Rudistes, une formation détritique. Celle-ci renferme des morceaux de radiolarites rouges, roulés, de grosseur variant de l'échelle millimétrique et pouvant atteindre le décimètre, et de petits fragments de roches vertes. Ces débris sont cimentés par de la silice blanche. Dans ce ciment d'opale, je n'ai pas relevé de microfaune permettant de dater la transgression du Crétacé supérieur.

Au-dessus nous retrouvons les calcaires noduleux qui affleurent très largement. Par le jeu de l'altération atmosphérique, il y a dissolution préférentielle du calcaire et entraînement de l'argile, laissant sur place les Rudistes dont l'écorce est décalcifiée, mais facilement dégageable.

Puis vient la série des calcaires clairs à Rudistes et celle des calcaires biodétritiques renfermant de nombreux débris de Rudistes du Crétacé supérieur.

Cette série puissante d'une centaine de mètres est limitée au sud par des failles d'effondrement qui encadrent le lac Copais.



1. Calcaires à débris de Rudistes.
2. Calcaires à Rudistes.
3. Horizon ferrallitique.
4. Roches vertes.

Fig. 17 : Coupe du Crétacé supérieur à l'Est du village de Kolaka.

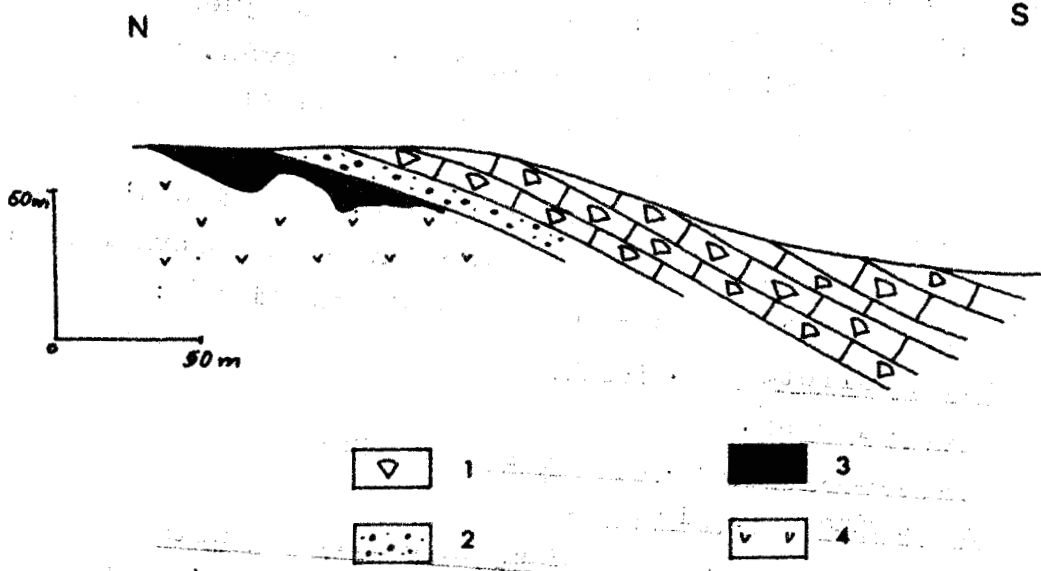


III.5. Coupe du Crétacé supérieur à l'Est du village de Kolaka (fig. 17)

La coupe effectuée le long de la falaise bordant la profonde vallée à l'Est de Kolaka montre de bas en haut :

- des roches vertes très serpentinisées ;
- une couche ferrallitique rouge ayant une épaisseur de 4 à 5 m. Cette formation est très laminée et se délite en feuillets ;
- une série de calcaires biodétritiques renfermant de petites sphérules d'oxydes de fer. Quelques organismes non caractéristiques ont pu être observés. Ce sont essentiellement des Ostracodes et des Miliolidés ;
- au-dessus, des calcaires compacts, à patine d'altération de couleur gris-bleuté renferment de nombreux fossiles. Les échantillons 2 - 10 à 2 - 13 ont livré :  
Nummofallotia cf. apula LUPERTO SINI  
Cuneolina sp.  
Monchamontia cf. apenninica GENDROT  
Valvulamina gr. picardi HENSON  
 et une forme rappelant Nummoloculina robusta TORRE  
 L'échantillon 2 - 11 a livré une forme ressemblant à Merlingina cretacea HANAOUI et SAINT MARC.

- puis viennent des calcaires plus marneux, stratifiés en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, formés de l'accumulation de Rudistes. Cette formation ressemble à une brèche peu consolidée où les Rudistes sont facilement dégageables. Les formes observées sont comparables à celles décrites précédemment. La microfaune reste la même que celles étudiées dans le niveau inférieur, seules quelques formes nouvelles sont observées, notamment :  
Aeolisaccus cf. kotori RADOICIC  
Minouxia conica GENDROT  
 L'association de ces différents organismes est carac-



1. Calcaires à Rudistes.
2. Micropoudinge.
3. Mineraf de fer.
4. Roches vertes.

Fig. 18 : Coupe du Crétacé supérieur au Nord-Est de Lutsi.





téristique du Sénonien.

L'ensemble de cette série calcaire ne dépasse pas 20 m d'épaisseur. La direction générale des couches est  $120^{\circ}$  N et le pendage reste sensiblement égal à  $10^{\circ}$  S.

### III.6. Coupe de la base du Crétacé supérieur au Nord-Est de Lutsi (fig. 18)

La coupe à travers les petites collines au Nord-Est du village de Lutsi permet d'observer la transgression sur les roches vertes. On y distingue de bas en haut :

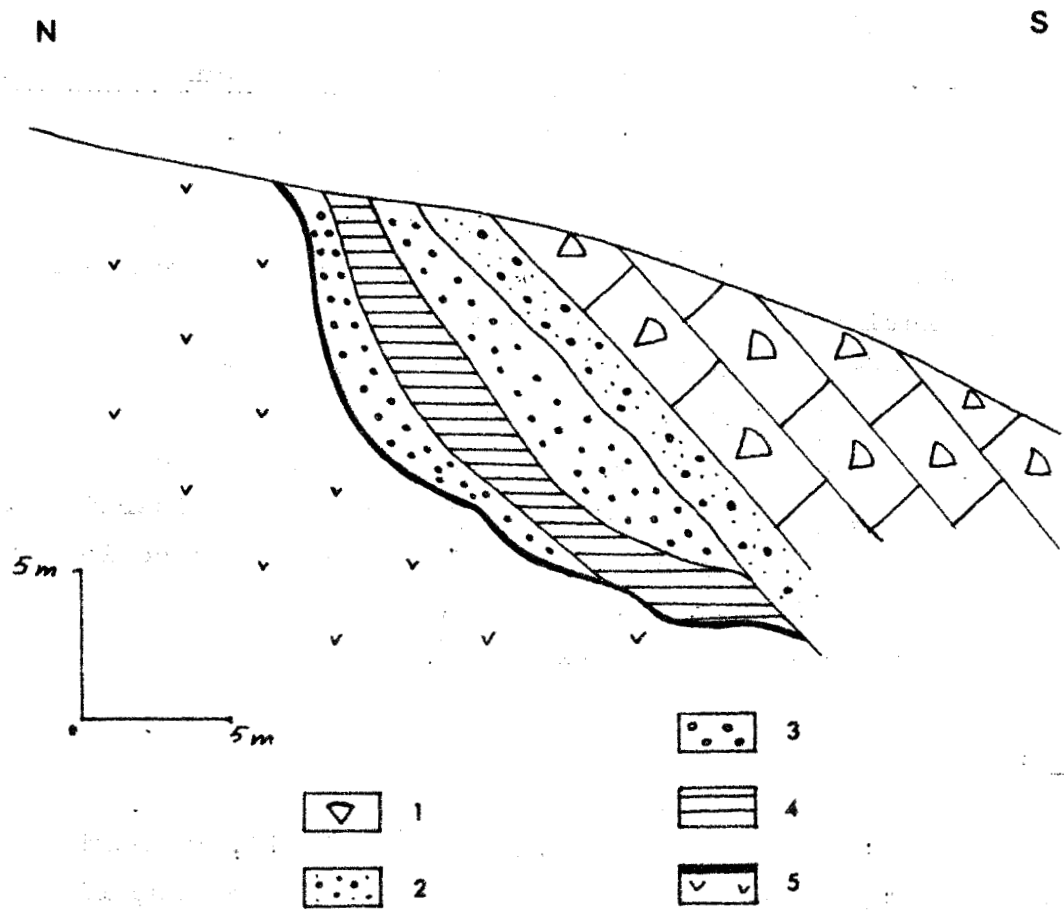
- des péridotites fortement serpentinisées ;
- un niveau d'oxyde de fer ;
- un microconglomérat, à grains de minerai de fer dans lequel, la microfaune est difficilement déterminable, mais les formes observées s'apparentent à celles du Sénonien inférieur.
- des calcaires biodétritiques.

#### REMARQUE :

Comme l'a déjà signalé C. GUERNET (1971), un horizon de minerai de fer s'interpose toujours entre le Crétacé supérieur transgressif et le sommet des roches vertes. Dans les coupes précédentes, à l'Ouest du secteur étudié, une couche radiolaritique isolait les roches vertes de la couverture crétacée.

Les formations ferrugineuses se rencontrent fréquemment au Nord-Est et à l'Est du village de Lutsi où elles ont été exploitées. A l'heure actuelle nous ne rencontrons plus que des poches plus ou moins profondes, reliées entre elles par des tranchées. Dans certaines poches, le minerai a même été exploité en galeries creusées juste en-dessous des formations transgressives du Crétacé supérieur.

Dans une de ces poches (fig. 19) nous observons de bas en haut :



- 1. Calcaires à Rudistes.
- 2. Micropoudinge.
- 3. Niveau d'oxydes de fer sous forme oolithique.
- 4. Niveau d'oxydes de fer compact.
- 5. Roches vertes avec croûte ferralitique.

Fig. 19 : Gisement de minerai de fer.



- Des serpentines très altérées, de couleur brun-rouge, à débits écailleux. De nombreuses concrétions manganésifères noirâtres tapissent les parois de ces poches.

- Au-dessous, un premier niveau, riche en oxyde de fer, présente la particularité suivante : ce sont de petites billes de diamètre variable pouvant atteindre un demi-centimètre de diamètre, de couleur noirâtre, cimentées dans une matrice ferrugineuse de couleur lie-de-vin. Ce niveau, d'épaisseur irrégulière reste très compact. C'est cet horizon qui fût toujours très exploité.

- Puis vient un deuxième niveau d'oxyde de fer, extrêmement laminé. Seules quelques billes sont dégageables des échantillons.

- La série se termine par un petit horizon schisteux, de couleur rouge-sang, pauvre en oxyde de fer. L'épaisseur ne dépasse guère 20 à 30 cm.

Comme nous l'avons vu précédemment, les couches transgressives du Crétacé supérieur contiennent en plus des fragments de roches vertes, de nombreux éléments d'oxyde de fer. Nous y retrouvons de petites billes de minerai de fer et des débris de radiolarites.

Quelques microorganismes, à test rubéfié sont présents dans les échantillons. Il s'agit de Miliolidés et d'Orbitoïdes, donnant un âge sénonien inférieur (santonien) à la transgression.

La formation de ces niveaux ferralitiques peut s'expliquer probablement par l'altération et l'évolution des roches vertes sous certaines conditions climatologiques (humidité et forte chaleur).

Il y aurait entraînement du fer et dépôt dans des poches ou des dépressions à la surface des roches vertes exondées.

Cette accumulation de fer est donc postérieure à la mise en place des roches vertes et antérieure à la transgression

des calcaires sénoniens.

Selon C. GUERNET, on peut admettre qu'il y a successivement :

- émission des ophiolites à la fin du Jurassique ;
- érosion aboutissant probablement à une pénéplanation ;
- formation d'un sol puis d'une cuirasse ferrallitique.

Il faut donc supposer un climat équatorial humide et un bon drainage qui sont les conditions nécessaires à la libération à la fois des oxydes de fer et d'alumine : (selon Ph. DUCHAUFOR, 1965, p. 320).

#### IV - CONCLUSIONS

Dans le secteur étudié, le Crétacé est toujours discordant sur les radiolarites ou les roches vertes. L'épaisseur maximum de cette série peut atteindre 200 m.

Deux types de formations sont à distinguer lors de la transgression.

- Sur les radiolarites, les couches transgressives sont représentées par une formation bréchique essentiellement radiolaritique. Au-dessus commence une puissante série calcaire dont la base renferme un petit niveau plus ou moins gréseux.

- Sur les roches vertes plus ou moins serpentinisées, s'est installée une croûte ferrallitique lors de l'émersion. Les couches de la transgression du Crétacé supérieur renferment donc des éléments ferrugineux.

La sédimentation calcaire semble débiter au Sénonien, probablement au Sénonien inférieur. Elle commence par des dépôts peu profonds où les Rudistes sont abondants, puis peu à peu, ces formations sont remplacées par des calcaires plus fins, pélagiques, à Foraminifères. Les calcaires passent progressivement au Danien.

CHAPITRE IV : L'EOCENE

En Grèce, l'Eocène se présente sous deux faciès différents :  
A l'Ouest, dans la zone du Gavrovo-Tymphé, il est représenté par des faciès calcaires ou il est facilement déterminable grâce à la grande richesse en microfaune. A l'Est, les caractères lithologiques changent et l'Eocène prend les faciès du flysch. Tous les auteurs n'acceptent pas la même définition de ce terme. Pour les uns, le flysch ne présente que des caractères lithologiques particuliers. Pour les autres, la sédimentation du flysch est liée à la période géosynclinale. Le flysch est donc lié à l'orogénèse.

I - LES COUCHES DE PASSAGE DU CRETACE SUPERIEUR A L'EOCENE

J. de LAPPARENT (1934b) s'était déjà intéressé au passage du Danien à l'Eocène dans le Parnasse.

J. PAPANASTASIIOU (1960) a observé dans le Parnasse-Kiona, le passage continu des faciès calcaires à Rosalines aux termes inférieurs de l'Eocène.

P. CELET (1960) a décrit en de nombreux points de Locride et du Parnasse le passage du Crétacé supérieur à l'Eocène.

En Locride, au Nord du Kallidromon, une coupe a montré la succession suivante, de bas en haut :

- des calcaires noirâtres à Entroques,
- des brèches calcaires à nombreux débris
  - . de calcaires pélagiques à Globigérines, Globotruncana sp.;
  - . de Rudistes, d'Orbitolines (?) triturés et usés;
  - . de roches vertes.
- des brèches calcaires à gros éléments (5mm) de jaspes à Radiolaires rouges et à nombreux Rudistes cimentés par de la calcite cristalline
- un complexe formé d'alternances de lits de calcaires microconglomératiques à débris de radiolarites et de roches vertes, de calcaires pélagiques à Globotruncana, de marnes gréseuses et micacées jaunâtres.

La sédimentation est continue et passe progressivement, avec des récurrences calcaires au faciès flysch.

Selon P. CELET, ces formations ne renferment que des individus néo-crétacés remaniés dans les calcaires bréchiqes et les brèches calcaires des couches de passage du Crétacé supérieur à l'Eocène.

Parfois dans ces brèches calcaires, on peut constater l'existence de formes ressemblant à des nummulites, de plaques d'Oursins et de Foraminifères planctoniques.

Dans le Jerolekas, sur le chemin de Varniani, dans les couches microbréchiqes et conglomératiques, P. CELLET (1962) a observé une microfaune présentant des affinités dano-paléocènes:

- orbitoïdes media d'ARCU remaniés
- Miscellanea sp.
- Globorotalia sp.

des Rotalidés, des Globigérines, et des Planorbulinidés, passent en continuité aux marnes schisteuses rouges qui représentent le terme inférieur du faciès flysch. Ce flysch débute donc ici à l'Eocène.

En Eubée, C. GUERNET (1971), dans une coupe faite dans la région de Makrikappa à Ajia Sophia, a observé le passage du Crétacé supérieur à l'Eocène:

- au Sénonien supérieur, ce sont des calcaires en plaquettes de teinte gris clair contenant de nombreux Globotruncana :

G. cf. stuarti de LAPP

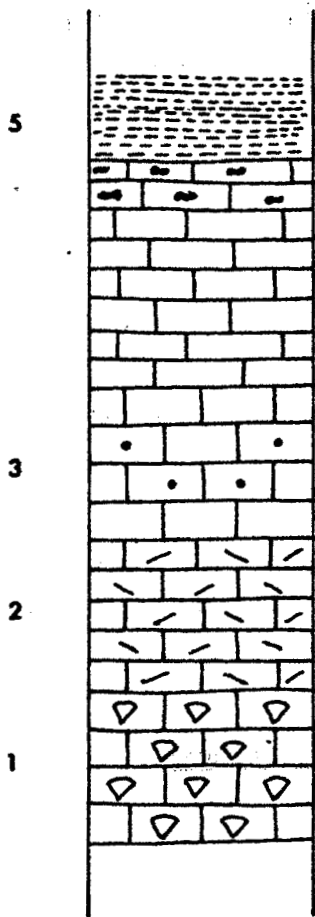
G. arca CUSH

G. cf. arca CUSH

G. cf. gansseri BOLLI

De plus, de rares niveaux bréchiqes à débris de Rudistes, à Orbitoïdes sp. et à Siderolites calcitrapoïdes, s'intercalent dans ces calcaires en plaquettes.

- le flysch, généralement fin, contient des lentilles ou de minces lits de calcaires gréseux. La base contient des Globotruncana associés à des Hétérohélicidés, puis plus haut, des Globigérines brisées, à l'exclusion de toutes Rosalines.
- Ensuite viennent des niveaux bréchiqes contenant des débris d'Orbitoïdes sp., Siderolites calcitrapoïdes, Omphalocyclus sp. Cuneolin sp. associés à Miscellanea sp. et Cuvillierina vallensis. (Cette dernière forme n'est actuellement connue que dans l'Yprésien).



- 1. Calcaires à Rudistes.
- 2. Calcaires à débris de Rudistes.
- 3. Calcaires fins à niveaux graveleux.
- 4. Calcaires à silex.
- 5. Marnes schisteuses.

Fig. 20 : Les couches de passage du Crétacé supérieur à l'Eocène au Sud d'Exarchos.



Dans le secteur étudié, l'Eocène affleure au sud du village d'Exarchos et à l'Ouest du village de Tsamali.

Les couches de passage ne sont observables que dans le dernier affleurement. Souvent le flysch apparaît au fond de grabens au Nord-Est du village de Lutsi.

#### I-1) Les couches de passage au Sud du village d'Exarchos (fig.20)

Une coupe a été levée à l'est du point coté 543 et a une direction Nord-Sud. Elle prolonge la coupe fig. 15 où j'ai signalé précédemment la présence de calcaires renfermant des microorganismes du Crétacé supérieur et de l'Eocène.

L'échantillon 844, prélevé dans les calcaires à Rudistes a permis d'observer quelques Globigérines probablement daniennes. Nous remarquons l'apparition de micro-organismes pélagiques du Tertiaire.

Nous observons de bas en haut :

- des calcaires à Rudistes du Sénonien
- des calcaires biodétritiques à nombreux débris de Rudistes
- des calcaires plus fins à niveaux de calcaires graveleux
- des calcaires fins, bioclastiques de couleur claire renfermant de petits silex.

Des fragments de tiges d'Engrines ont été observés dans les calcaires gris qui proviennent d'une sédimentation périrécifale.

L'échantillon 853b renferme Miscellanea miscella d'ARCH et HAIME

L'échantillon 855 :

Globorotalia cf. simulatis (SCHMIDT)

Globorotalia cf. conicotruncata BONDORINA

Les deux dernières formes citées sont typiques du Paléocène moyen.

- Une série pélagique marneuse, jaunâtre, épaisse de 10 à 20 mètres sur laquelle reposent les premiers bancs gréseux du flysch. Dans cet affleurement le flysch commence par une épaisse série de marnes schisteuses au Paléocène moyen.

#### I-2) Observation des couches de passage au Nord de Lutsi

##### 1) Au Nord-Ouest de Lutsi (fig. 21a)

Un affleurement montre la succession suivante :

- des calcaires compacts gris clair à Rudistes;
- des calcaires à débris de Rudistes;
- des calcaires graveleux (3mètres);
- des calcaires noduleux (2 à 3 mètres);
- deux mètres de calcaires à petits silex.



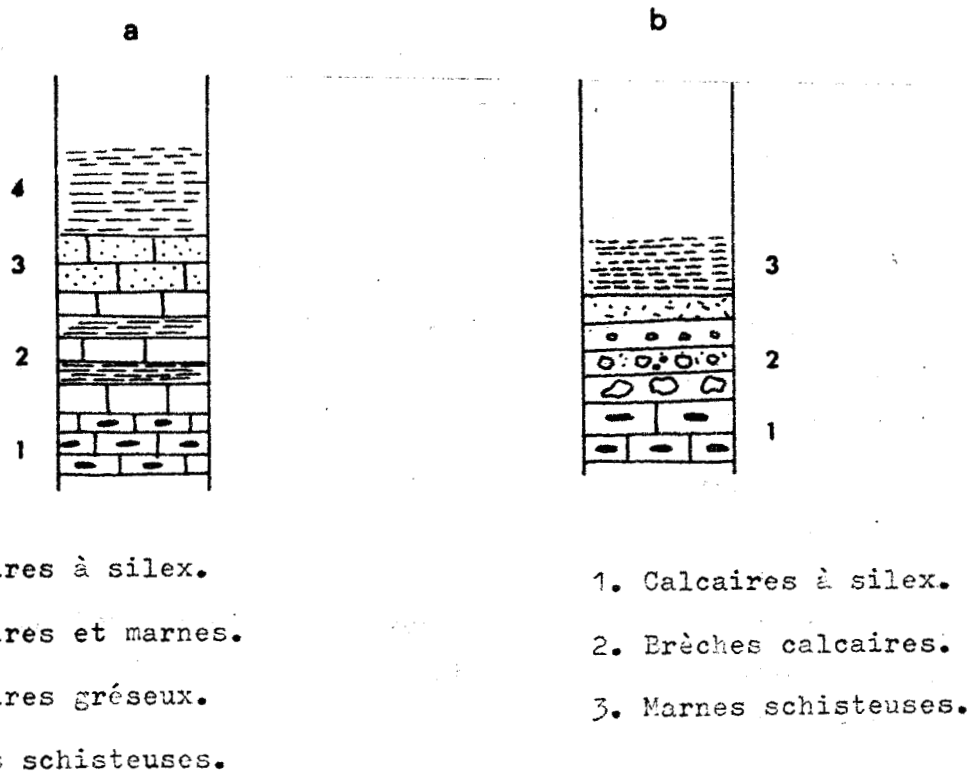


Fig. 21 : Les couches de passage du Crétacé supérieur à l'Eocène:  
-a au Nord-Ouest de Lutsi,  
-b au Nord-Est de Lutsi.



L'échantillon 26 a livré la microfaune suivante :

Miscellanea sp.

Planorbulina sp.

d'âge maestrichtien.

- une série formée de bancs calcaires épaisse de 15 à 30 cm séparés par des lits marneux ayant même épaisseur (3 mètres).

En plus de la microfaune précédemment citée, nous remarquons la présence de nombreuses Globigérines du Tertiaire.

- puis des bancs gréseux alternant avec des bancs de calcaires compacts fins dans lesquels on observe de nombreuses globigérines du Danien et du Paléocène.

Globorotalia cf. aequa <sup>localisé</sup> du Paléocène supérieur au Cuisien.

- une série de marnes schisteuses gris jaunâtre.

I-22) Au nord-est de Lutsi, les couches de pendage se présentent différemment (fig. 2Ib). Sur les calcaires à débris de Rudistes du Crétacé supérieur, reposent les formations schisto-marneuses par l'intermédiaire d'une brèche.

Le flysch débute par une série formée de 4 bancs de brèches calcaires dans lesquelles on peut observer :

- des éléments calcaires roulés,
- de nombreux débris de Rudistes.

Le ciment de cette roche est quartzeux et a une teinte ocre-jaune. Des échantillons observés en lames minces ont permis de distinguer :

Orbitoides sp.

Siderolites calcitrapoides

Omphalocyclus cf. macroporus LAI ANH

des Ostracodes

des débris de Lithotamiés.

Cette faune est assez mal conservée mais est typique du Maestrichtien. Il semble donc qu'il y a là remaniement de cette faune lors de la sédimentation de cette brèche.

#### REMARQUE

Le premier banc bréchique est très grossier. La taille des éléments peut atteindre 10 à 15 centimètres de diamètre.

Par contre le dernier banc est formé de l'accumulation de débris calcaires dont la granulométrie ne dépasse pas 2 millimètres de

diamètre. Il y a donc un granoclassement de la base vers le sommet de cette formation bréchique.

## II - LE FLYSCH

La base du flysch a été étudié par P. CELET (1962) dans les couches de passage du Crétacé supérieur à l'Eocène. Dans les Monts du Kallidromon et du Parnasse-Kiona, il a montré que le flysch débutait à différentes époques selon les endroits d'observation. Cependant, l'âge maximum du flysch, dans la zone subpélagonienne, n'est pas connu avec certitude.

Selon P. CELET, le flysch commence au Paléocène et se poursuit à l'Eocène.

C. GUERNET (1971) en Eubée, a rencontré des formations dans lesquelles la présence de Cuvillierina vallensis indique un âge yprésien.

Dans une coupe faite au niveau du synclinal de Tsamali, nous avons observé la succession suivante, de bas en haut :

- sur des calcaires biodétritiques à petits silèx noirs, vient une épaisse série marno-schisteuse jaunâtre dans laquelle je n'ai pas trouvé de microfaune. Dans ces marnes, on ne trouve que quelques débris de quartz. L'épaisseur de cette série ne dépasse pas 50 mètres.
- puis une série formée d'une alternance de bancs gréseux et de bancs marneux. Ces grès à grains fins et très bien classés ont un ciment calcaire.

L'échantillon 846, prélevé dans le premier banc gréseux a livré, en plus de grains de quartz et de feldspath, des cristaux de biotite, mais aussi de la microfaune. Elle est représentée par des Globigérines à test épais et grossièrement perforé, typiques du Tertiaire (Paléocène). Cette série où la sédimentation marneuse l'emporte sur la sédimentation gréseuse, a une extension verticale de vingt mètres environ.

- au-dessus, le flysch se poursuit mais la sédimentation gréseuse est prépondérante. Les bancs de grès calcaireux sont séparés par de fins lits de marnes jaunes.

A la base, les grès sont très fins, mais bientôt, en s'élevant dans la série, ils contiennent des intercalations de grès à grains plus gros. Vers le sommet, les grès passent à un micropoudingue. Les quartz deviennent abondants et atteignent parfois un millimètre de diamètre.

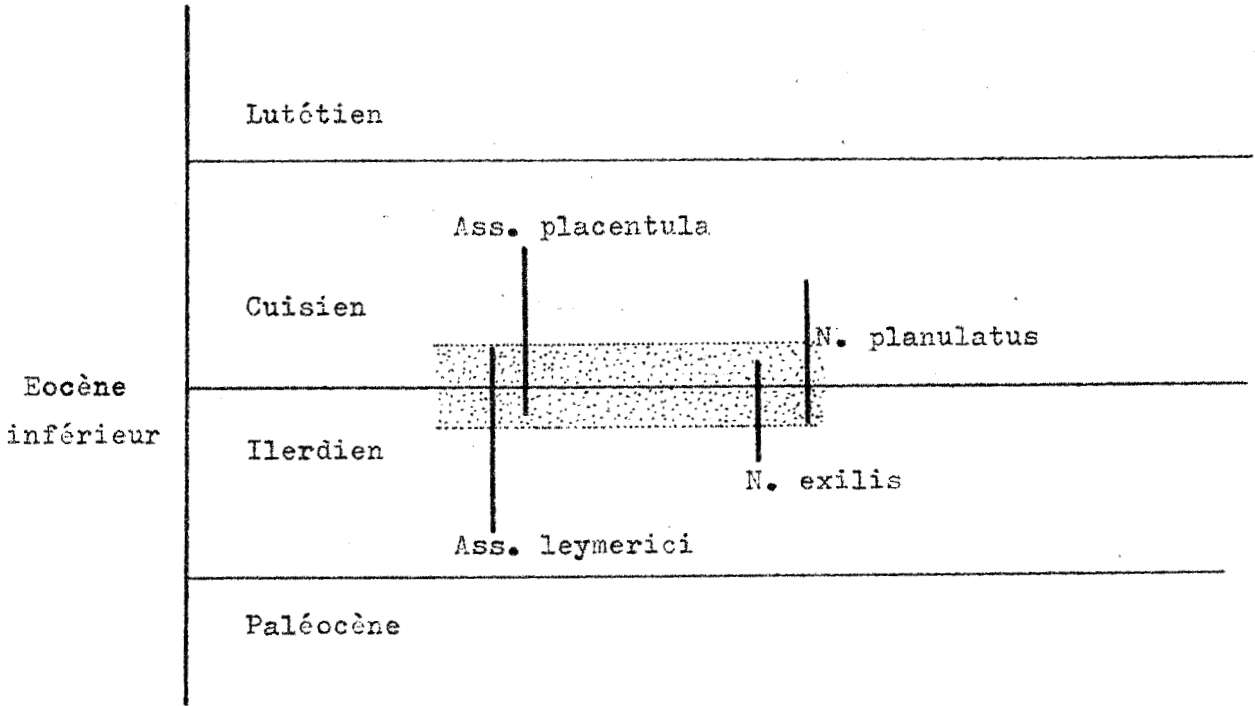


Tableau 1 : Répartition de la microfaune observée dans le flysch.



La granulométrie de ces grès est très hétérogène.

Nous pouvons observer dans ces grès des quartz, des feldspaths, de la biotite et des oxydes de fer.

Sur le chemin qui relie le monastère au village de Tsamali, j'ai observé de la faune dans un banc de calcaire gréseux.

Les échantillons 2-48 et 2-49 prélevés dans ce niveau, ont livré de la microfaune déterminée par M. BLONDEAU que je remercie ici vivement. Il s'agit d'Operculines, de Discocyclines.

Assilina exponens SOLENNY  
Assilina placentula DESHAYES  
Nummulites planulatus (LAFAYE)  
Nummulites exilis DOUVILLE  
Nummulites globulus LAMARQUE

Selon M. BLONDEAU, cette microfaune est spécifique de l'Eocène inférieur. Elle donne, en effet, un âge cuisien inférieur et plus précisément, elle place la formation à la limite de l'Ilerdien et du Cuisien (tableau 1).

REMARQUE : Dans ce flysch, certaines figures de sédimentation ont pu être observées. Les plus importantes et les plus fréquentes sont les figures de courant (Pl. III). Elles apparaissent en contre-empreinte à la surface inférieure des bancs de grès.

J'ai observé aussi, en de nombreux endroits, des joints de stratification entrecroisée et des figures de charge. Ces deux dernières figures sont soulignées par des dépôts d'oxydes de fer de couleur rouille.

### III - CONCLUSION

L'Eocène commence donc par une sédimentation calcaire, subrécifale, qui prolonge celle du Crétacé supérieur. Puis, le flysch, caractérisé par les dépôts rythmiques détritiques, apparaît au Paléocène, soit avec les dépôts des brèches calcaires, soit avec la sédimentation marneuse.

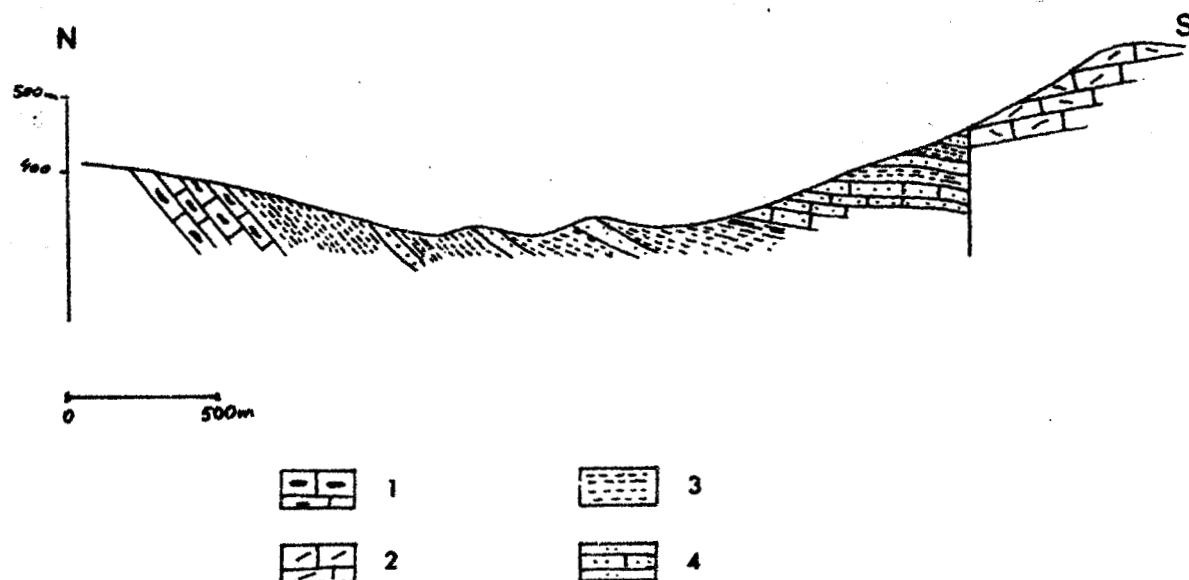
Comme l'a signalé P. CELET (1962), la date du dépôt du flysch reste difficile à préciser à cause de sa position tectonique. En effet, le flysch apparaît toujours dans le fond de grabens .

Dans le synclinal de Tsamali, le sommet approximatif de la série du flysch a pu être daté. Il s'agit du Cuisien inférieur.

Le Flysch débute donc au Paléocène et se poursuit jusqu'au Cuisien inférieur. La puissance du flysch peut atteindre environ une centaine de mètres.

Remarque : Sur les calcaires du Jurassique inférieur et moyen, j'ai trouvé des galets et des blocs de calcaires à Alvéolines. Ces galets sont comparables à ceux trouvés par C. RENZ (1955) dans la région d'Atalanti et de ceux trouvés par P. CELET (1962) près du village de Modion.

Ces blocs de calcaire ne sont pas en place, mais la faune indiquerait un âge lutétien.



1. Calcaires à silex.
2. Calcaires à débris de Rudistes.
3. Marnes schisteuses.
4. Grès calcaireux.

Fig. 22 : Coupe au niveau du synclinal de flysch de Tsamali.



## LA TECTONIQUE

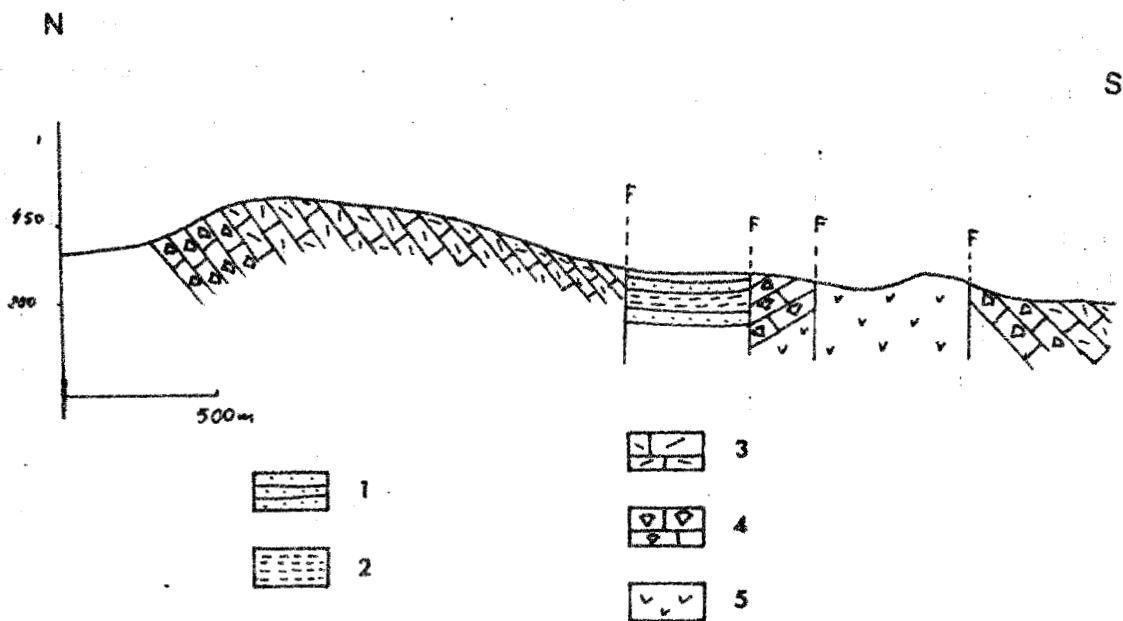
P. CELET (1958) a montré que la zone subpélagonienne était charriée sur celle du Parnasse et que cette dernière chevauchait largement la zone du Pinde (P. CELET, 1959a, 1960b). Dans la zone étudiée, la structure de la bordure côtière du golfe d'Eubée ressemble beaucoup à celle décrite par P. CELET (1962). Nous retrouvons le prolongement de la structure des régions de Livanates, d'Agnandi, de Granitsa. Cette structure reflète le style lourd et cassant du socle pélagonien.

Dans la région d'Atalanti, nous remarquons que les formations dolomitiques sont hachées par des failles verticales ayant sensiblement la direction E-W. Ces failles suivent la direction des couches. De plus, les couches gardent toujours un pendage de 50 à 70° S. La structure de la région est celle d'un graben au centre duquel s'est installé le golfe d'Eubée. Les couches du Trias supérieur et du Jurassique constituent le versant méridional d'un anticlinal. Cet anticlinal se serait effondré dans la mer Egée. A ce versant d'anticlinal, succède vers le Sud un synclinal dont le coeur est occupé par les roches vertes et les radiolarites. Ce synclinal se termine au-Sud-Est du village d'Exarchos et il est recouvert au Sud par les couches transgressives du Crétacé supérieur.

Les formations crétacées et éocènes sont elles-mêmes plissées au Sud du synclinal d'Exarchos. Nous remarquons une succession de synclinaux faillés (synclinal de Tsamali (fig. 22), synclinal au NE de Lutsi). La structure de la région est influencée par les nombreuses failles verticales qui découpent toute la région au Nord du lac Copaïs (fig. 23). Il existe deux grandes familles de failles verticales récentes dues au réajustement isostatique. Une famille de failles parallèles au golfe d'Eubée ayant sensiblement une direction EW et une autre famille presque orthogonale à la précédente. Cette dernière famille donne des fractures en marches d'escalier. Ce sont ces deux familles de failles verticales qui ont provoqué l'affaissement du golfe d'Eubée et du lac Copaïs.

Dans la série stratigraphique, plusieurs niveaux de décollement ont été observés. Le premier niveau est situé dans les dolomies du Trias supérieur. Nous remarquons qu'au Sud d'Atalanti,





- 1. Grès calcaireux.
- 2. Marnes.
- 3. Calcaires à débris de Rudistes.
- 4. Calcaires à Rudistes..
- 5. Roches vertes.

Fig. 23 : Coupe passant par les points côtés 211 et 509.



les dolomies triasiques chevauchent légèrement le massif éruptif d'Atalanti. Cet accident tangentiel est représenté sur la fig. 4. Ce chevauchement est très bien visible dans les vallées.

Un deuxième niveau se localise dans les radiolarites. Souvent, à la partie supérieur du Jurassique supérieur nous observons les radiolarites et les roches vertes directement en contact avec les calcaires, mais il n'existe aucune formation métamorphique au sommet de la série calcaire. Ceci peut s'expliquer par un léger déplacement des roches vertes sur le Jurassique supérieur. Les couches transgressives du Crétacé reposent sur les roches vertes par l'intermédiaire d'une formation laminée, se délitant en schistes. Cette formation résulte d'un déplacement tangentiel de la couverture crétacée.

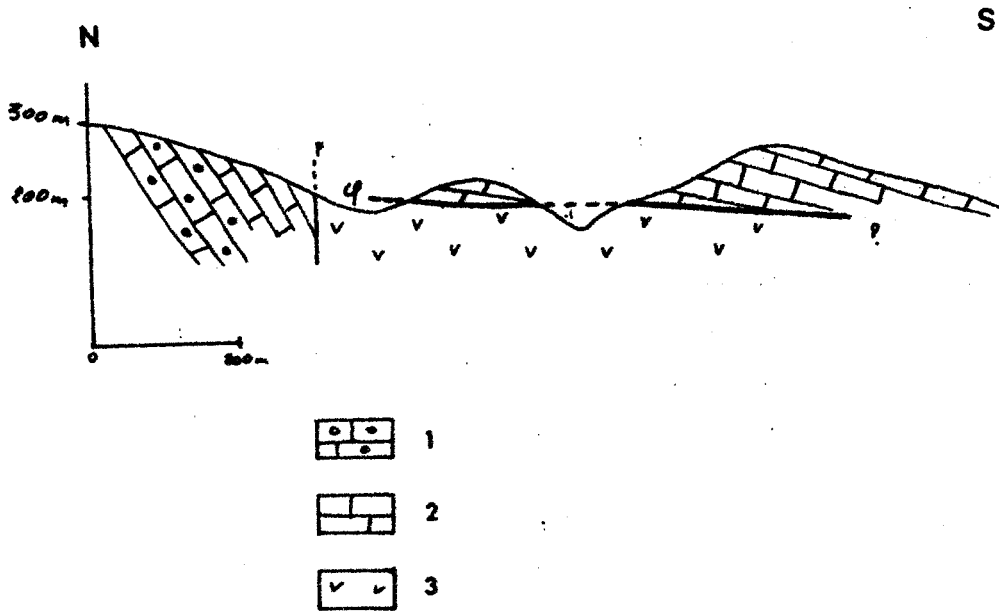
Au Nord du lac Copais, j'ai observé une série jurassique supérieur chevauchant les roches vertes et les radiolarites (fig. 24). La direction des couches de l'unité chevauchante est N-S. Elle est presque orthogonale aux couches chevauchées.

La tectonique de la région d'Atalanti résulte de la superposition de deux types d'accidents :

- des plis à grands rayons de courbure orientés sensiblement E-W,
- des cassures parallèles qui sont des failles directionnelles, découpées par des failles transverses.

P. CELET (1962) a montré que l'ensemble de la zone subpélagonienne a subi un déplacement sur la zone du Parnasse. Mais l'ampleur de ce déplacement reste très difficile à évaluer. Selon P. CELET, le charriage subpélagonien est manifestement pos-lutétien. (La nappe subpélagonienne chevauche le flysch éocène du Parnasse daté par des Orthophragnines et des Nummulites).

Les effondrements observés en Locride semblent se situer après la période de surrection pontienne et lors de l'installation du régime lacustre plio-quadernaire, c'est-à-dire au cours de la période de détente et de réajustement isostatique qui a suivi la période orogénique.



1. Calcaires oolithiques.
2. Calcaires du Jurassique supérieur.
3. Roches vertes.

Fig. 24 : Chevauchement du Jurassique supérieur sur les roches vertes.



DEUXIEME PARTIE

LA PETROGRAPHIE

## CHAPITRE PREMIER

### ETUDE DES ROCHES DOLOMITIQUES

#### I - INTRODUCTION - GENERALITES

Les roches dolomitiques tiennent une place importante dans la répartition des roches sédimentaires à la surface de la terre. On les rencontre régulièrement dans tous les cycles orogéniques. Mais du Cambrien à nos jours, elles deviennent de moins en moins fréquentes.

Elles sont très répandues dans les mers alpines du Trias et du Jurassique. A l'heure actuelle, des dépôts de dolomie se forment dans des lacs à forte concentration ionique et dans certains lagons temporaires de la côte sud d'Australie.

Les gisements dolomitiques les plus importants restent ceux de l'ère mésozoïque. Ils sont présents dans toute la Méditerranée.

J'ai observé ces formations dolomitiques dans le Trias supérieur de la région d'Atalanti (Locride) où elles s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Elles constituent un alignement de monts suivant un axe EW, recouverts d'une végétation réduite. Seuls quelques chênes nains constituent de maigres pâturages aux troupeaux de chèvres. Sur les pentes abruptes, quelques résineux végètent.

Lorsque l'on parcourt ces terrains, on est frappé par leur monotonie. Ce sont des roches blanchâtres dans lesquelles il est rare de trouver des fossiles dans leur état de fraîcheur. Ils ont été plus ou moins épigénisés par la dolomite et plus ou moins effacés par la recristallisation. Il est donc très difficile de les déterminer.

Au microscope, l'observation de lames minces n'apporte pas plus d'informations. Malgré l'utilisation des colorants

(alizarine), la détermination précise des dolomies ne peut se faire. Aussi est-on obligé d'utiliser les méthodes d'analyses chimiques.

### I.1. Historique

Depuis longtemps déjà, les roches dolomitiques ont inspiré de nombreux chercheurs. Elles firent l'objet d'un grand nombre de publications.

Au départ, les premiers travaux effectués donnaient une description pétrographique de la roche. Mais depuis le début du siècle des études chimiques permirent de faire progresser la connaissance des dolomies.

L'un des premiers grands ouvrages consacrés à l'étude des roches dolomitiques est celui de L. CAYEUX (1935) dans lequel il fait le point des connaissances acquises. Les publications de l'Institut Français du Pétrole (1959) ont donné un aperçu des différentes recherches effectuées récemment.

A. MICHARD (1969) a fait une synthèse sur les dolomies qui a servi de point de départ à notre étude.

### I.2. Classification des roches dolomitiques

De nombreuses classifications ont été proposées, mais beaucoup d'entre elles présentant de gros inconvénients ont été abandonnées. A l'heure actuelle, seules deux classifications sont couramment employées, ce sont celles de F. J. PETTIJOHN et G. V. CHILINGAR. Ces deux méthodes sont applicables à l'ensemble des roches carbonatées.

#### a) Classification de F. J. PETTIJOHN (1949)

Cette classification, classique, fut déjà employée par L. CAYEUX (1935). PETTIJOHN y apporte quelques modifications de limites du pourcentage de dolomite.

La classification est basée sur le pourcentage en poids des carbonates de la roche et les pourcentages complémentaires pondéraux de dolomite ( $(\text{CO}_2)_2 \text{CaO MgO}$ ) et de calcite ( $\text{CO}_3\text{Ca}$ ) dans le total des carbonates.

Les limites admises par l'auteur sont les suivantes :

- 0 à 5 % de dolomite dans le total des 2 carbonates :  
calcaires
- 5 à 10 % de dolomite dans le total des 2 carbonates :  
calcaires magnésiens
- 10 à 50 % de dolomite dans le total des 2 carbonates :  
calcaires dolomitiques
- 50 à 90 % de dolomite dans le total des 2 carbonates :  
dolomies calcaires
- 90 à 100 % de dolomite dans le total des 2 carbonates :  
dolomies

Cette classification présente l'avantage d'avoir des limites de pourcentage de dolomite simple. Il n'en est pas de même de la classification suivante.

b) Classification de G. V. CHILINGAR (1957)

Elle nécessite le calcul du rapport Ca/Mg en poids.

Le calcul de ce rapport est beaucoup plus rapide que le calcul du pourcentage de calcite et de dolomite. C'est dans la rapidité du calcul que réside l'un des avantages de cette classification.

Il existe une relation entre le rapport Ca/Mg et le rapport des pourcentages de Ca et Mg.

$$\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} = \frac{46}{15} \cdot \frac{\text{K}}{\text{D}} + \frac{5}{3}$$

où K représente le % de calcite,

D représente le % de dolomite,

$\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$  est un rapport de poids contenu dans la roche.

### I.3. But de l'étude des roches dolomitiques

Sur le terrain, les dolomies forment une épaisse série monotone dans laquelle de nombreuses zones mylonitisées indiquent la présence de failles. J'ai pu distinguer trois variétés de dolomies, ce sont :

- les dolomies saccharoïdes,
- les dolomies bréchiques,
- les dolomies rubanées.

Les types de faciès se succèdent indifféremment. Je n'ai donc pas pu établir de rythme. Cependant, comme l'a montré M. AVERLAN (1970), la série stratigraphique peut présenter à certains niveaux des différences d'intensité de dolomitisation.

J'ai échantillonné la série dolomitique en prélevant des échantillons tous les 3 à 4 mètres et j'ai fait les analyses chimiques par deux méthodes :

- par la méthode de conductivité ;
- par la méthode du dosage chimique avec l'EDTA.

Ces différentes analyses ont été effectuées sur 100 échantillons répartis sur l'ensemble des 600 échantillons de la coupe effectuée.

## II - LA METHODE DU DOSAGE PAR CONDUCTIVITE

Cette méthode de dosage des carbonates de magnésium fut établie en 1940 par R. FOUQUET, puis perfectionnée par L. CAPDECOMME et M. MORET.

Je me suis servi de l'appareil mis au point par M. AVERLAN qui s'est inspiré par la description de la méthode dans l'ouvrage de A. VATAI (manuel de sédimentologie, édition Technip, p. 386-390).



Fig. 25 CLASSIFICATIONS CHIMIQUES DES ROCHES CARBONATÉES

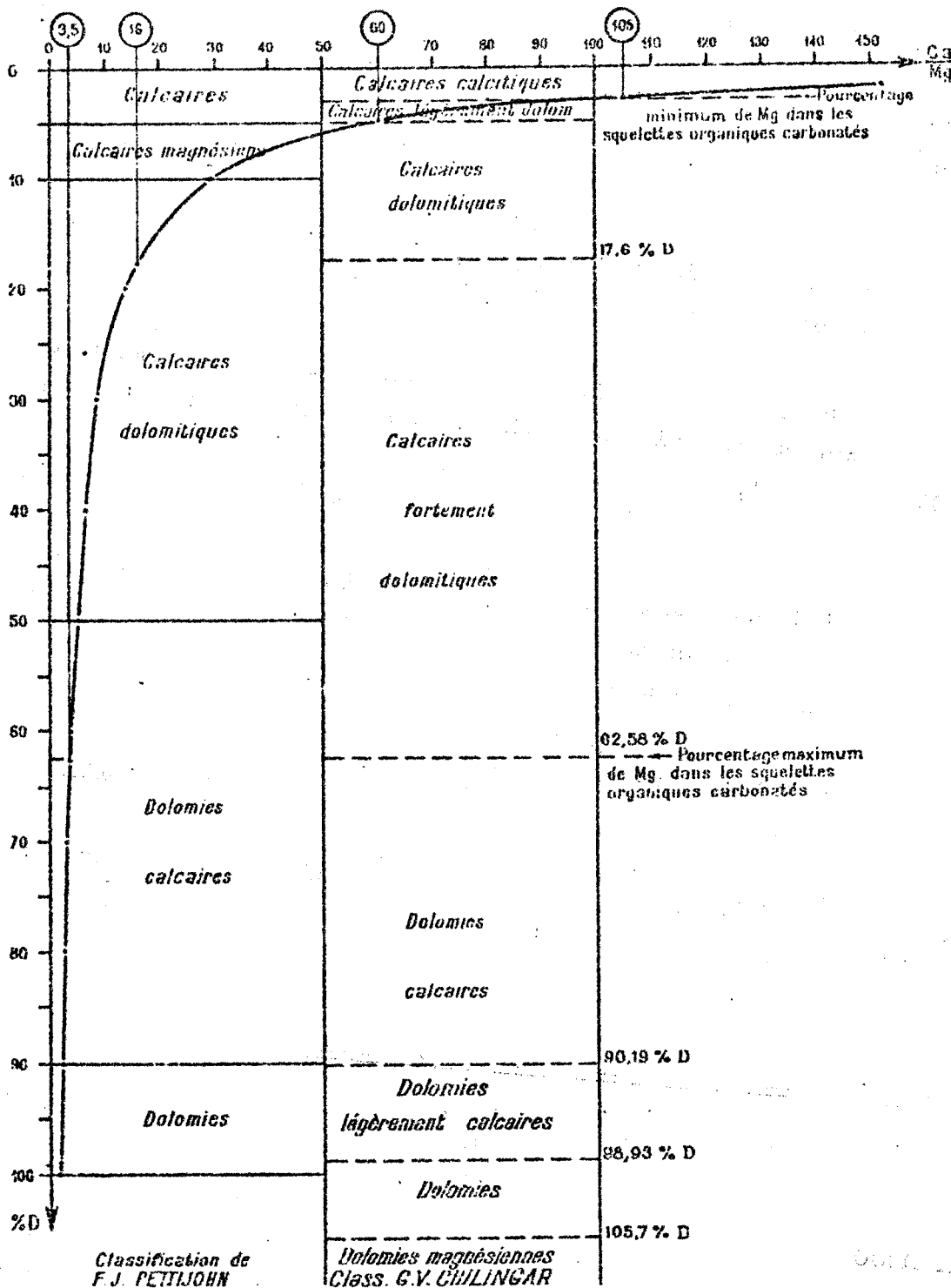


FIG. 25



L'auteur n'utilise pas les limites proposées par PETTIJOHN afin de tenir compte de l'origine des roches. Il propose la classification suivante :

<u>Rapport Ca/Mg en poids</u>	<u>Nom des roches</u>
> 105	calcaires calcitiques
105 à 60	calcaires légèrement dolomitiques
60 à 16	calcaires dolomitiques
16 à 3,5	calcaires fortement dolomitiques
3,5 à 2	dolomies calcaires
2 à 1,7	dolomies légèrement calcaires
1,7 à 1,5	dolomies
1,5 à 1	dolomies magnésiennes

Par sa classification, G. V. CHILINGAR tente d'expliquer l'origine du magnésium. Pour lui, le rapport correspondrait à la quantité maximale de Mg dû à l'accumulation de squelettes organiques. Pour un rapport inférieur à 3,5, il faut expliquer l'accumulation de Mg par un ou plusieurs autres phénomènes intervenant au cours de la formation de la roche, pendant ou après sa diagénèse.

Pour un rapport  $> 105$ , il peut y avoir eu précipitation de  $\text{CaCO}_3$  chimique ou une dédolomitisation.

Deux limites restent importantes dans cette classification, celle de 3,5 et celle de 105.

#### REMARQUE :

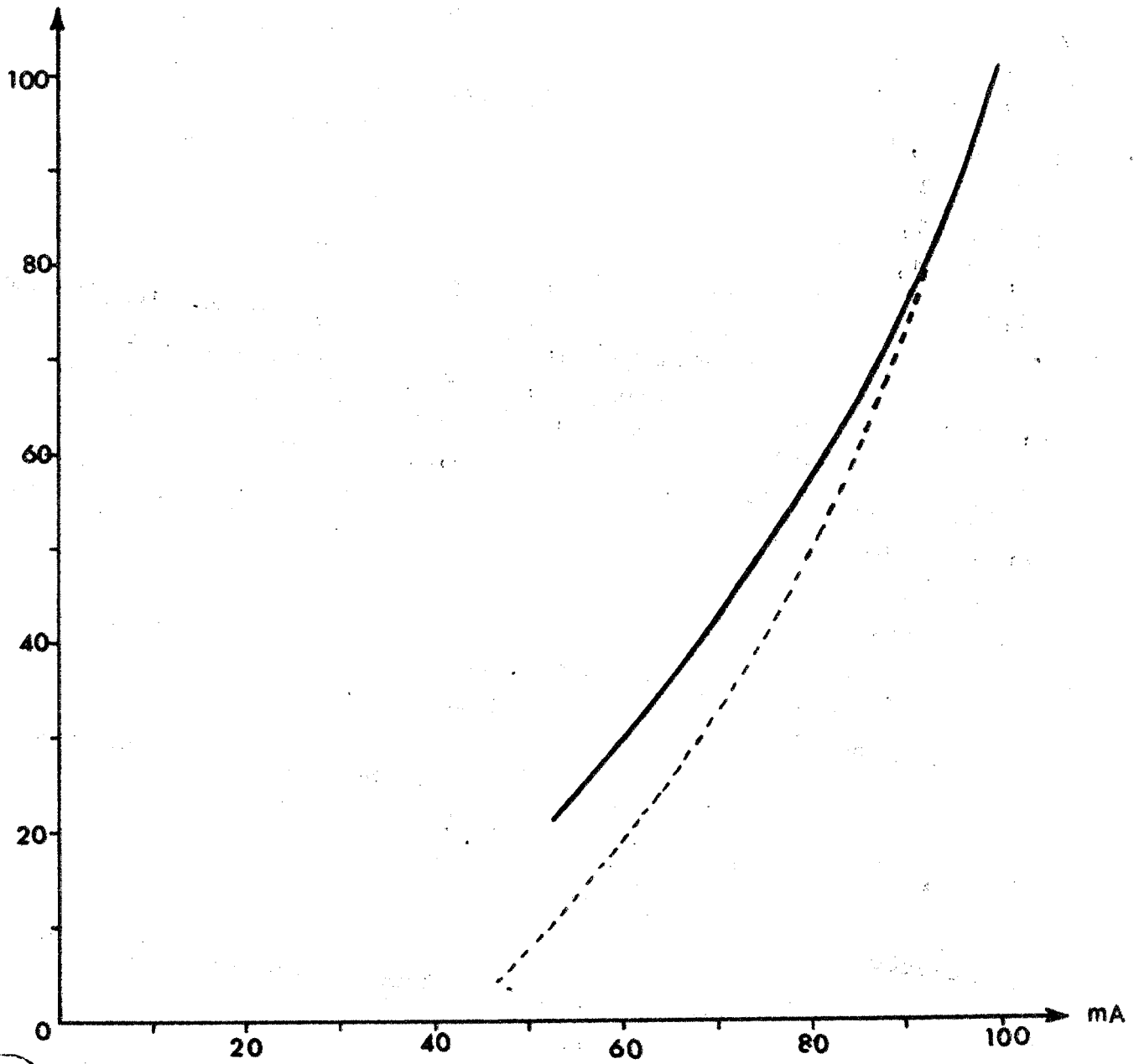
Des corrélations ont pu être faites entre les deux classifications (fig. 25).

On peut continuer la courbe  $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} = f(\% D)$  donnant directement la correspondance immédiate entre toutes les valeurs du % D et de Ca/Mg.

Fig. 26 : Courbe d'étalonnage par la méthode  $\text{CO}_3\text{Mg} + \text{CO}_3\text{Ca}$  à  $30^\circ\text{C}$ .

---- : Courbe d'étalonnage de M.AVERLAN.

% de Dolomite



## II.1. Rappel du principe de la méthode

Le principe est basé sur la mesure de la conductivité d'une solution renfermant les ions  $Mg^{++}$ . Cette conductivité est proportionnelle à la concentration en  $SO_4Mg$  et à la température.

Le dosage du carbonate de magnésium se fait en deux temps.

Tout d'abord, il faut mettre en solution les ions  $Mg^{++}$ , par une attaque de la roche par l'acide sulfurique dilué. Les ions  $Mg^{++}$ , sous forme de sulfates sont solubles tandis que les ions  $Ca^{++}$  précipitent à l'état des sulfates insolubles.

Il faut mesurer ensuite la conductivité de la solution. Elle se fait à l'aide d'une électrode de verre.

En se reportant à des courbes d'étalonnage de l'appareil la conductivité de la solution donne directement par lecture graphique la concentration en ion  $Mg^{++}$  de la solution (fig. 26).

La description de l'appareil de mesure ainsi que les techniques de préparation de l'échantillon ne seront pas exposées dans ce travail. Elles peuvent être lues dans le mémoire de M. AVERLAN (1970) ou dans l'ouvrage de A. VATAH (Manuel de sédimentologie, édition Technip, p. 386-390).

J'ai étalonné de nouveau l'appareil de mesure en me plaçant dans des conditions favorables à une bonne reproductibilité des résultats.

- température de 30° C,
- obtention de la solution contenant les ions  $Mg^{++}$  par mélange de  $CaCO_3$  et  $MgCO_3$  mis en solution par  $H_2SO_4$ .

Voici le tableau 2 donnant le pourcentage en dolomite des différents échantillons préparés.

TABLEAU 2

Tube	1	:	0,022 g de $\text{CO}_3\text{Mg}$	+	0,543 g de $\text{CO}_3\text{Ca}$	=	5 % en $(\text{CO}_3)_2\text{MgCa}$		
"	2	:	0,045 g "	"	"	"	10 % "	"	"
"	3	:	0,091 g "	"	"	"	20 % "	"	"
"	4	:	0,137 g "	"	"	"	30 % "	"	"
"	5	:	0,182 g "	"	"	"	40 % "	"	"
"	6	:	0,228 g "	"	"	"	50 % "	"	"
"	7	:	0,274 g "	"	"	"	60 % "	"	"
"	8	:	0,319 g "	"	"	"	70 % "	"	"
"	9	:	0,365 g "	"	"	"	80 % "	"	"
"	10	:	0,412 g "	"	"	"	90 % "	"	"
"	11	:	0,457 g "	"	"	"	100 % "	"	"

Tableau 3 de valeurs pour l'étalonnage de la courbe montrant l'influence du % de la dolomite sur la conductivité de la solution.

TABLEAU 3

N° du tube	:	1	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8	:	9	:	10	:	11
% de dolomite	:	5	:	10	:	20	:	30	:	40	:	50	:	60	:	70	:	80	:	90	:	100
Conductivité	:	46	:	52	:	61	:	69	:	75	:	80	:	85	:	89	:	92	:	95	:	100

Par cette méthode du  $\text{CO}_3\text{Ca}$  -  $\text{CO}_3\text{Mg}$ , les tubes où sont placés les  $\text{CO}_3\text{Ca}$  et  $\text{CO}_3\text{Mg}$  suivent le même traitement que les poudres de roches.

Pour l'étalonnage de l'appareil il existe d'autres méthodes. On peut partir directement de  $\text{SO}_4\text{Mg}$  +  $\text{SO}_4\text{Ca}$ , mais les conditions d'expérience ne sont pas les mêmes que celles des essais sur les échantillons de dolomies.

On peut aussi faire les différentes mesures sur des dolomies titrées. M. AVERLAIN s'était servi de dolomie du Hure titrée par méthode chimique.

Echantillon	Conducti- bilité	% en dolomite
11	85	60
15	89	69
20	98	96
25	89	69
30	89	69
40	95	87
45	94	83
50	97	91
55	93	81
58	92	79
60	99	98
65	95	87
67	100	100
70	100	100
73	99	98
76	97	91
80	98	96
85	96	90
90	96	90
93	98	96
95	99	98
97	96	90
100	97	91
103	100	100
105	91	74

Echantillon	Conducti- bilité	% en dolomite
107	95	87
110	92	79
113	94	83
116	100	100
125	95	87
129	98	96
132	96	90
135	96	90
139	100	100
142	96	90
145	94	83
150	96	90
160	98	96
170	90	73
180	91	75
226	90	73
226	90	73
230	99	98
233	98	96
236	99	98
300	93	81
304	97	91
310	98	96
316	98	96
321	95	87

Tableau: 4

Echantillon	Conductibilité	% en dolomite
327	98	96
337	99	98
375	95	87
379	99	98
382	94	83
386	96	90
389	94	83
393	95	87
397	97	91
401	99	98
405	97	91
409	95	87
451	96	90
457	98	96
462	99	98
466	100	100
470	98	96
475	99	98
479	100	100
483	99	98
487	91	74
493	99	98
496	96	90
502	98	96
506	100	100

Echantillon	Conductibilité	% en dolomite
509	100	100
514	98	96
517	96	90
522	98	96
526	100	100
531	100	100
535	100	100
539	100	100
542	98	96
548	100	100
552	100	100
556	100	100
566	100	100
571	99	98
577	98	96
581	95	87
585	98	96
593	99	98
597	95	87
602	96	90
608	97	91
614	100	100
622	100	100
627	100	100
637	100	100



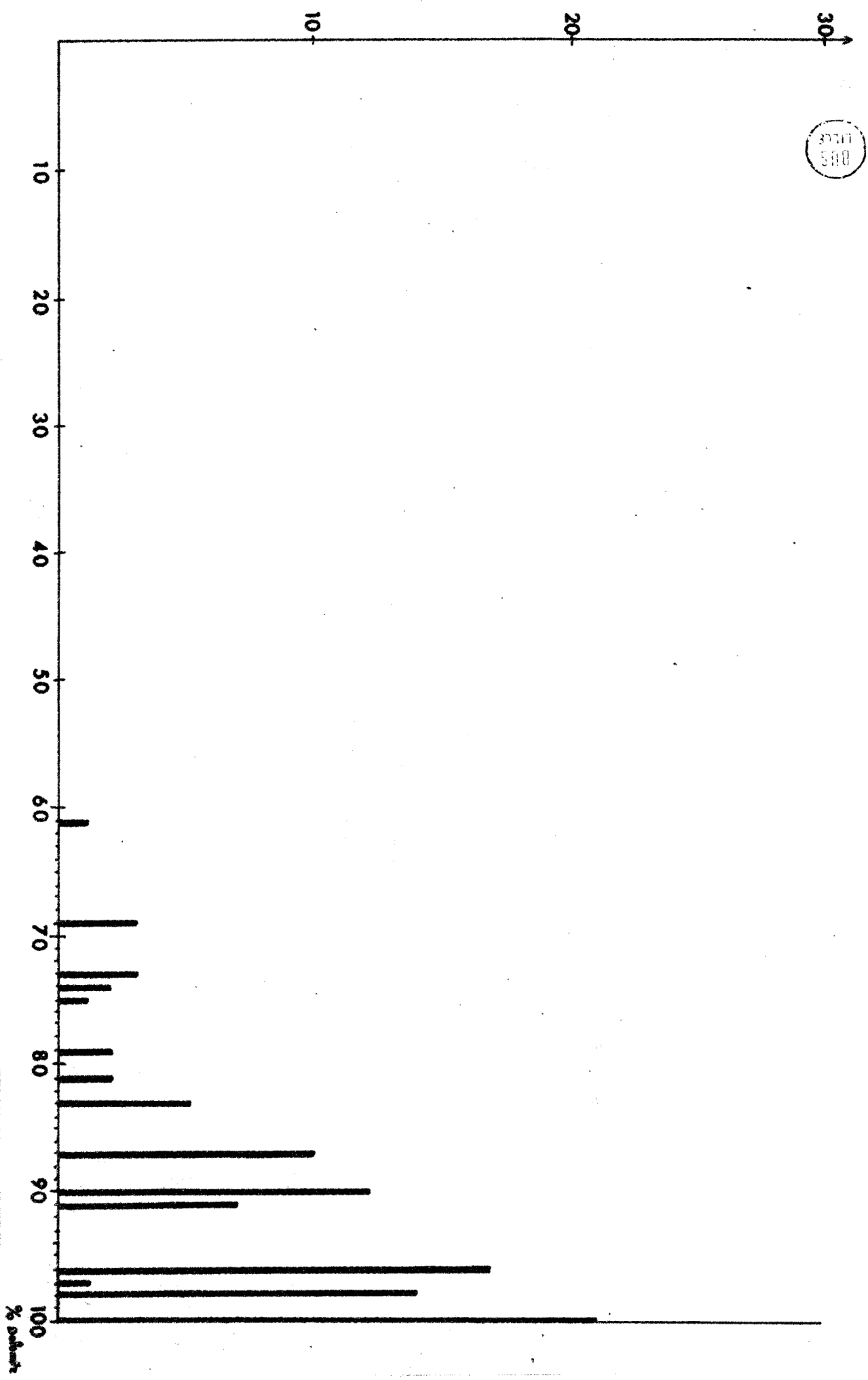


Fig. 27: Histogramme de l'intensité de la dolomitisation par la méthode par conductivité.



## II.2. Les résultats obtenus

A partir des tableaux de résultats 4 et 5, j'ai établi un histogramme de dolominétrie par conductivité (fig. 27). Il montre que les degrés de dolomitisation sont très élevés. Le pourcentage de dolomite reste voisin de 90 à 100 %.

Toutefois, il faut remarquer la présence de dolomies calcaires, dont le pourcentage de dolomite varie entre 62 et 90 %.

## II.3. Conclusions

La méthode du dosage de la dolomite par conductivité donne des résultats satisfaisants pour des dolomies calcaires. Cependant, lorsque nous étudions des dolomies à 90 ou 100 % de dolomite, il est très difficile d'apprécier la teneur exacte en dolomite. En effet, nous utilisons la partie la plus redressée de la courbe. Une approximation sur la lecture de l'intensité du courant entraîne une erreur sur la détermination du pourcentage en dolomite.

L'erreur d'approximation sur le pourcentage de dolomite est de 5 à 6 %.

## III - DOSAGE DE CaO ET MgO PAR L'EDTA

La méthode du dosage de CaO et de MgO dans les roches carbonatées a été mise au point par B. MARTINET, M. DEYNOUX et R. TROMPETTE (1969).

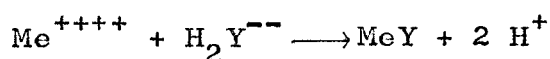
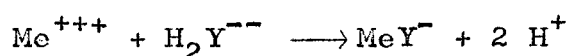
J'y ai apporté quelques modifications, surtout dans la confection des différentes solutions nécessaires au dosage.

### III.1. Principe de la méthode

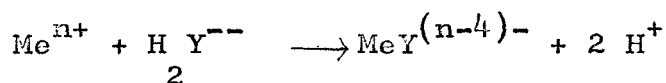
La méthode chimique consiste à doser par l'EDTA une solution contenant les ions  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  en présence d'indicateurs colorés.

L'EDTA, éthylène diamine tetracetic acid, se trouve généralement sous la forme de sel di ou tétrasodique. Il possède quatre fonctions acides et peut se représenter par la formule :  $H_4Y$ .

En présence d'une solution d'un ion métallique, la solution d'EDTA disodique  $Na_2H_2Y$  encore appelée Versenate de sodium entre en réaction. Il y a formation d'un complexe suivant les réactions :

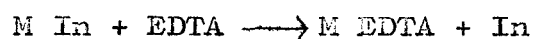


soit d'une façon générale :



Ces formules montrent que l'ionisation du complexe dépend de la concentration en ions hydrogènes de la solution ; plus le complexe est fort, plus le pH de la solution doit être bas afin que l'ionisation du complexe soit totale ; les complexes avec les ions divalents sont très stables dans des solutions basiques ou légèrement acides.

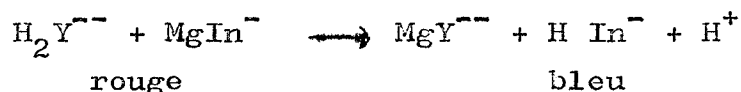
Pour savoir si tous les ions métalliques ont réagi avec l'EDTA, on utilise un réactif métallogénique, c'est-à-dire que l'on ajoute à la solution un composé qui réagit avec l'ion métallique présent pour former un complexe coloré. Ce complexe perd sa couleur ou en change lorsqu'on lui arrache l'ion métallique. Ainsi l'action de l'EDTA sur une solution d'ions métalliques en présence d'un indicateur coloré, a lieu de la façon suivante : l'EDTA capte en premier lieu les ions métalliques libres, puis arrache les ions complexés à l'indicateur pour former un complexe stable. La dernière réaction peut être schématisée de la façon suivante :



Au point d'équivalence la solution change de coloration. Tous les ions métalliques sont combinés à l'EDTA.

Dans le cas qui nous intéresse, les ions métalliques sont  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$ . On fera successivement un dosage du total  $\text{Ca} + \text{Mg}$  dans une solution à pH 10,5 en présence de bleu noir ériochrome B, puis un dosage de  $\text{Ca}$  seul, les ions magnésium étant précipités sous forme d'hydroxyde dans une solution de fluoresceine complexone. Par différence, on obtient la concentration en ions  $\text{Mg}^{++}$ .

Lors du dosage de  $\text{Ca} + \text{Mg}$ , l'EDTA se combine d'abord avec les ions  $\text{Ca}^{++}$  libres. C'est-à-dire les ions qui ne sont pas combinés à l'indicateur coloré, puis avec les ions  $\text{Mg}^{++}$  libres et enfin avec les ions  $\text{Mg}^{++}$  complexés à l'ériochrome. Au point d'équivalence la coloration passe du rouge au bleu.



### III.2. Mise en solution de l'échantillon

Après un concassage de l'échantillon, on broie la roche au mortier jusqu'à obtenir une poudre de granulométrie inférieure au  $125\mu$ .

La mise en solution se fait à l'aide d'un acide suffisamment dilué pour que seule la phase carbonatée soit attaquée.

Dans une fiole jaugée de 250 ml, on place 0,500 g de l'échantillon pesé au mg près.

On ajoute 100 ml environ d'eau distillée et 15 ml d'HCl normal.

On fait bouillir pendant 15 minutes sur une plaque chauffante ; puis on ajoute 10 ml d' $\text{H}_2\text{O}_2$  à 10 volumes et 15 ml de  $\text{NH}_4\text{OH}$  normal.

On chauffe encore quelques minutes puis on refroidit.

On complète à 250 ml avec de l'eau distillée et on laisse décanter. La solution surnageante, limpide servira aux dosages par l'EDTA.

L'eau oxygénée à 10 volumes a pour but de précipiter sous forme d'oxydes les ions  $\text{Fe}^{+++}$  et  $\text{Mn}^{+++}$  qui peuvent être passés en solution.

L'ammoniaque joue un double rôle : elle neutralise l'excès d'acide chlorhydrique et précipite les cations autres que  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{Ca}^{++}$ .

### III.3. Mode opératoire des différents dosages

#### a) Dosage du calcium et du magnésium

Dans une fiole Erlenmeyer à large col, on verse :

- 10 ml de solution mesurée à la pipette,
- 40 ml d'eau distillée,
- 10 ml de solution tampon à pH 10,5,
- 10 gouttes de l'indicateur au bleu noir ériochrome B puis je titre par l'EDTA, à l'aide d'une burette.

On note le volume versé  $V_1$  au virage du rose au bleu.

La solution tampon à pH 10,5 est obtenue de la manière suivante :

- 54 g de chlorure d'ammonium,
- 450 ml d'ammoniaque  $d = 0,925$ ,
- 2,5 g de sel EDTA  $\text{Na}_2\text{Mg}$ ,
- compléter le volume à 1 litre avec de l'eau distillée.
- l'indicateur est une solution de 200 mg de bleu noir ériochrome B dans 80 ml de méthanol (alcool méthylique) et 20 ml de triéthanolamine.

Il faut être très attentif lors du virage de la calcéïne. La teinte, tout d'abord vert d'eau sale, passe à un vert jaunâtre, puis on voit apparaître des reflets roses. Cette teinte varie progressivement et donne un solution rose à reflets verts.

Le virage a lieu lorsque la solution prend une teinte rose stable.

Si on continue l'expérience, la teinte change de nouveau du rose au vert jaune.

#### Préparation de la solution filtrante d'EDTA

On établit une solution stock N/5 environ en faisant dissoudre 40 g d'EDTA disodique (versenate) dans 900 cc d'eau distillée. On laisse reposer 24 heures à l'abri de la lumière et on ajuste à 1 000 cc.

Avant chaque série de dosages, on titre la solution stock car son titre varie au cours du vieillissement. L'EDTA est titré avec une solution de  $\text{Cl}_2\text{Ca}$  N/5.

Dans la burette, on place l'EDTA à titrer.

Dans un ballon, ce sont 10 cc de  $\text{Cl}_2\text{Ca}$  N/5 quelques gouttes de KOH 2N et deux ou trois gouttes de calceïne.

On appelle X le nombre de cc d'EDTA nécessaire pour neutraliser 10 cc de  $\text{Cl}_2\text{Ca}$  N/5. Si la solution stock est exactement N/5, X est égal à 10.

Lorsque X est déterminé, on peut préparer la solution titrante d'EDTA.

Pour un litre de solution, on dilue :

- 10 X de solution stock,
- 10 ml de KOH 2N,
- on complète à 1 000 cc avec de l'eau distillée.

Comme les solutions d'EDTA s'altèrent rapidement, on ne préparera que les quantités nécessaires à la série de dosages à effectuer.

b) dosage du calcium seul

Dans une fiole Erlenmeyer à large col on verse :

- 10 ml de solution mesurée à la pipette,
  - 40 ml d'eau distillée,
  - 10 ml de solution tampon à pH 12 mesurée à la pipette.
- On attend 5 minutes pour assurer la précipitation de  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ .
- quelques gouttes de calcéïne.
  - l'indicateur utilisé est obtenu en mélangeant :  
250 mg d'indicateur à la calcéïne et 100 mg de thymolphthaleïne dans 80 ml de méthanol et 20 ml de triéthanolamine.
  - la solution tampon à pH 12 est obtenue en prenant KOH environ 2 N.

Pour une plus grande précision de la mesure, il faut placer un morceau de papier pH mètre dans l'Erlenmeyer et laisser tomber goutte à goutte la solution de pH 12. Quand le papier a pris la teinte caractéristique du pH donné, on ajoute les 10 ml de solution tampon. Cette précaution permet d'obtenir des résultats homogènes.

c) calcul du pourcentage en CaO et MgO

Une solution est dite normale lorsqu'un litre de cette solution libère un ion gramme  $\text{H}^+$ .

A un litre d'EDTA normal, correspond  $\frac{56}{2}$  g de CaO, 56 étant le poids moléculaire de CaO.

A un litre d'EDTA  $\frac{\text{N}}{5}$  correspond 5,6 g de CaO.

Nous faisons une dilution à 10 %.

1 litre d'EDTA  $\frac{\text{N}}{50}$  correspond à 0,56 g de CaO

1 ml de cette solution correspond à 0,56 mg de CaO

Par le même raisonnement, nous démontrons qu'1 ml de la liqueur titrante correspond à 0,40 mg de MgO.



Ech.	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	%CaO	%MgO	%dolomite	%dolomite conducti-
11	21,3	11,4	9,9	31,92	19,8	92	60
15	21,9	11,3	10,6	31,64	21,2	96	69
20	21,8	11,4	10,4	31,92	20,8	95	96
25	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	96	69
30	21,4	11,2	10,2	31,36	20,4	95	69
40	21,8	11,4	10,4	31,92	20,8	95	87
45	22	11,4	10,6	31,92	21,2	96	83
50	22	11,2	10,8	31,36	21,6	97	91
55	21,9	11,4	10,5	31,92	21	95	81
58	21,9	11,1	10,8	31,08	21,6	98	79
60	21,8	11,2	10,6	31,36	21,2	98	98
65	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	97	87
67	21,9	11,3	10,6	31,64	21,2	96	100
70	22	11,3	10,7	31,64	21,4	98	100
73	22,1	11,5	10,6	31	21,2	98	98
76	21,8	11,9	9,9	33,32	19,8	90	91
80	21,7	11,2	10,5	31,36	21	96	96
85	21,9	11,5	10,4	32,20	20,8	94	90
90	21,8	11,3	10,5	31,64	21	96	90
93	21,8	11,4	10,4	31,92	20,8	95	96
95	21,7	11,3	10,4	31,64	20,8	95	98
97	22,1	11,7	10,4	32,76	20,8	93	90
100	22,1	11,4	10,7	31,92	21,4	98	91
103	22	11,4	10,6	31,92	21,2	97	100
105	21,8	11,2	10,6	31,36	21,2	98	74

BUS  
LILLE

Tableau: 6



Ech.	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	%CaO	%MgO	%dolomite	%dolomite conducti-
107	21,6	11,3	10,3	31,64	20,6	95	87
110	22,1	11,4	10,7	31,92	21,4	98	79
113	21,7	11,2	10,5	31,36	21	96	83
116	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	97	100
125	22,1	11,3	10,8	31,64	21,6	97	87
129	21,9	11,4	10,5	31,92	21	96	96
132	21,7	11,3	10,4	31,64	20,8	95	90
135	22	11,3	10,7	31,64	21,4	97	90
139	21,9	11,4	10,5	31,92	21	95	100
142	21,8	11,3	10,5	31,64	21	95	90
145	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	97	83
150	22	11,4	10,7	31,92	21,4	96	90
160	22,1	11,3	10,8	31,64	21,6	96	96
170	21,7	11,3	10,4	31,64	20,8	95	73
180	21,8	11,2	10,6	31,36	21,2	96	75
184	21,9	11,3	10,6	31,64	21,2	95	73
226	21,6	11,3	10,3	31,64	20,6	95	73
230	22,1	11,3	10,8	31,64	21,6	96	98
233	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	96	96
236	22,4	11,7	10,7	32,76	21,4	97	98
300	21,9	11,4	10,5	31,92	21	95	81
304	22,2	11,4	10,8	31,92	21,6	96	91
310	22	11,6	10,4	32,48	20,8	95	96
316	21,9	11,4	10,5	31,92	21	94	96
321	21,9	11,7	10,2	32,76	20,4	91	87

Tableau: 7

Ech.	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	% CaO	% MgO	%dolomite	%dolomite conducti-
327	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	97	96
337	22,1	11,3	10,8	31,64	21,6	98	98
375	21,8	11,5	10,3	32,20	20,6	95	97
379	22,2	11,4	10,8	31,92	21,6	98	98
382	22	11,5	10,5	32,20	21	93	83
386	22,2	11,5	10,7	32,20	21,4	92	90
389	21,9	11,5	10,4	32,20	20,8	94	83
393	21,48	11,5	10,3	32,20	20,6	95	87
397	22	11,3	10,7	31,64	21,4	96	91
401	21,9	11,5	10,4	32,20	20,8	94	98
405	21,9	11,3	10,6	31,64	21,2	96	91
409	22	11,3	10,7	31,64	21,4	97	87
451	21,8	11,3	10,5	31,64	21	94	90
457	22,4	11,6	10,8	32,48	21,6	96	96
462	21,9	11,4	10,6	31,92	21	95	98
466	22	11,3	10,7	31,64	21,4	98	100
470	21,8	11,4	10,4	31,92	20,8	95	96
475	22,4	11,7	10,7	32,76	21,4	95	98
479	21,9	11,3	10,6	31,64	21,2	96	100
483	22	11,4	10,6	31,92	21,2	95	98
487	22	11,6	10,4	32,48	20,8	94	74
493	21,9	11,3	10,6	31,64	21,2	96	98
496	22,1	11,2	10,9	31,36	21,8	97	90
502	22,1	11,4	10,7	31,92	21,4	98	96
506	21,7	11,3	10,4	31,64	20,8	95	100

BUS  
LILLE

Tableau: 8

Ech.	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	% CaO	% MgO	%dolomite	%dolomite conducti-
509	21,7	11,3	10,4	31,64	20,8	95	100
514	22	11,5	10,6	32,20	21,6	96	96
517	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	97	90
522	22	11,4	10,6	31,92	21,2	96	96
526	21,6	11,4	10,2	31,92	20,4	94	100
531	21,9	11,4	10,5	31,92	21	96	100
535	22	11,6	10,4	32,48	20,8	96	100
539	21,7	11,3	10,4	31,64	20,8	95	100
542	22	11,3	10,7	31,64	21,4	98	96
548	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	97	100
552	21,9	11,5	10,4	32,20	20,8	94	100
556	22	11,6	10,4	32,48	20,8	94	100
566	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	98	100
571	22,2	11,7	10,5	32,76	21	94	98
577	21,9	11,5	10,4	32,20	20,8	94	96
581	22,2	11,7	10,5	32,76	21	94	87
585	21,8	11,4	10,4	31,92	20,8	95	96
593	21,9	11,2	10,7	31,36	21,4	98	98
597	21,5	11,8	9,7	33,04	19,4	90	87
602	21,8	11,7	10,1	32,76	20,2	91	90
608	21,8	11,9	9,9	33,32	19,8	90	91
614	21,5	11	10,5	30,8	21	98	100
622	21,8	11,6	10,2	32,48	20,4	94	100
627	22,1	11,5	10,6	32,2	21,2	95	100
637	21,5	11,3	10,2	31,64	20,4	95	100

Tableau: 9

nb. Ech.

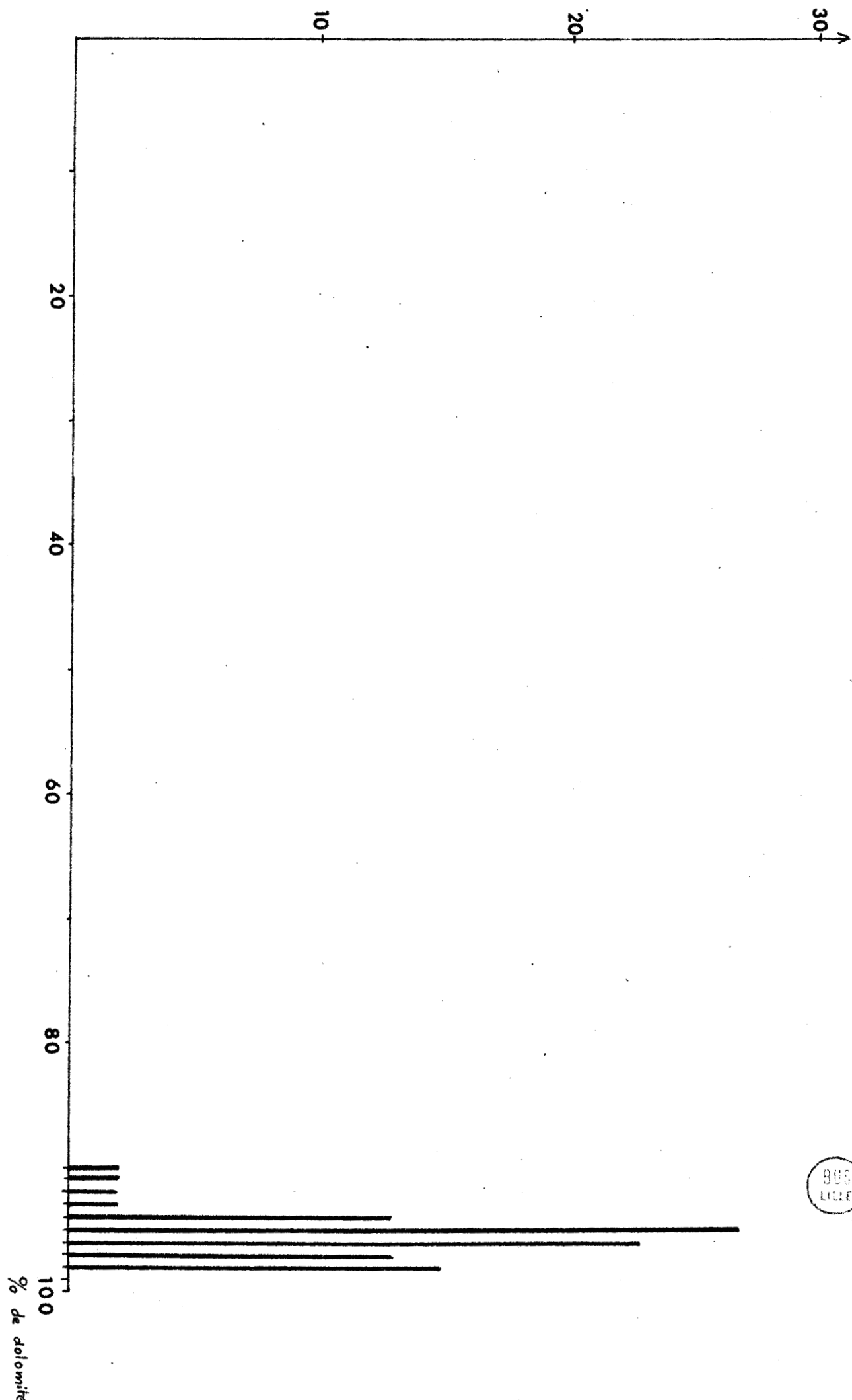


Fig. 20: Histogramme de l'intensité de la dolomitisation par la méthode de Lippman



On peut ainsi établir la formule donnant les différents pourcentages.

$$\frac{M \times V \times 250 \text{ ml} \times 1\,000 \text{ mg} \times 100}{1 \text{ ml} \times 10 \text{ ml} \times 500 \text{ mg}} = \% \text{ de CaO}$$

V représente le volume d'EDTA versé pour obtenir le virage,  
M représente la masse du corps cherché par ml de solution.

Pour le calcul du pourcentage de CaO

$$M = 0,56$$

$$V = V_2$$

nous obtenons

$$\% \text{ CaO} = 2,8 (V_2)$$

Pour le calcul du pourcentage de MgO

$$M = 0,40$$

$$V = (V_1 - V_2)$$

$$\% \text{ MgO} = 2(V_1 - V_2)$$

A partir des mesures du pourcentage CaO et MgO, nous nous reportons au graphique donnant directement le nom de la roche en fonction des différents pourcentages trouvés (fig. 28).

#### III.4. Résultats obtenus au dosage chimique par l'EDTA

Les résultats sont récapitulés dans les tableaux 6-7-8-9.

Le diagramme (fig. 29) montrant la répartition des échantillons suivant le pourcentage de dolomite est sensiblement le même que celui obtenu par la méthode de conductivité.

La précision de cette deuxième méthode chimique est plus grande que celle de la première. Cependant de nouveaux facteurs peuvent influencer les résultats.

- La première erreur peut venir à la suite d'un broyage insuffisant. Plus la poudre est fine, plus la mise en solution est rapide. Un broyage à 125  $\mu$  est généralement suffisant.

- L'erreur sur la pesée des poudres. L'utilisation d'une balance de précision est indispensable pour une mesure qui doit se faire au mg près.

Erreur sur la mesure des réactifs. Les réactions chimiques étant fonction des proportions, les mesures doivent être aussi précises que possible. On doit atteindre la précision de 1/10 ml.

- Erreurs dues aux processus chimiques. Lors de la manipulation, certains ions autres que  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  peuvent rester en solution. Les indicateurs colorés sont sensibles au manganèse, au fer et à l'aluminium qui peuvent subsister en solution.

Nous pouvons calculer l'incertitude due aux différentes mesures.

$$\frac{\Delta\% \text{ CaO}}{\% \text{ CaO}} = \frac{\Delta V_2}{V_2} + \frac{\Delta P}{P} = \frac{0,1}{10} + \frac{0,001}{0,5} = 0,012$$

$$\frac{\Delta\% \text{ MgO}}{\% \text{ MgO}} = \frac{2 \Delta V}{V_1 - V_2} + \frac{\Delta P}{P} = 0,022$$

L'incertitude sur le pourcentage de MgO est plus élevée que celle sur le CaO. Ceci est dû à l'approximation sur le volume.

Cependant, nous avons pu constater que la précision de cette méthode est plus grande que celle de la conductivité.

#### IV - CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DES ROCHES DOLOMITIQUES

En comparant les résultats obtenus par ces deux méthodes, nous remarquons que le degré de dolomitisation de ces roches est très élevé. Le pourcentage en dolomite de ces dolomies varie de 80 à 100 %. Aussi il ne m'a pas été permis de mettre en évidence des pics d'intensité de dolomitisation différents. Je n'ai donc pas réussi à mettre en évidence des points de repère dans la stratigraphie des roches dolomitiques, comme l'avait fait M. AVERLAN.

D'autres méthodes ont été proposées pour l'étude des roches dolomitiques. La méthode de thermoluminescence doit être très intéressante, mais la complexité des courbes ne donne pas encore de résultats satisfaisants.

## CHAPITRE II - LA THERMOLUMINESCENCE

### INTRODUCTION

Depuis une dizaine d'années, les propriétés de thermoluminescence des minéraux et des roches sont utilisées en géologie.

Dès 1953, la thermoluminescence fut appliquée à l'étude des lithofaciès en série carbonatée. Parallèlement, des travaux effectués aux U.S.A. et en France (M. D'ALBISSIN) montrèrent que les propriétés de thermoluminescence des carbonates étaient influencées par les actions dynamiques et que l'utilisation de la thermoluminescence, dans l'étude des lithofaciès carbonatés se limitait à des zones n'ayant subi aucune tectogenèse.

Depuis 1966, des chercheurs belges (CHARLET J.-M., 1966) ont montré que la thermoluminescence du quartz pouvait être utilisée dans l'étude des séries détritiques et moyennant certaines précautions, dans l'étude des flyschs (A. BEUGNIÉS et al., 1969). Dans ce cadre et afin de perfectionner la méthode, diverses techniques ont été utilisées (thermoluminescence artificielle, microthermoluminescence) en vue de discriminer l'émission des quartz et des feldspaths, de distinguer une alimentation monogénique ou polygénique (J.-M. CHARLET, 1969, 1970).

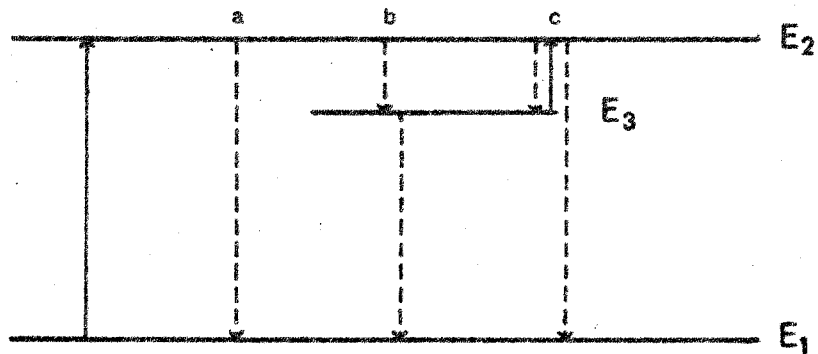
Des reconstitutions paléogéographiques ont été élaborées tant dans le domaine hercynien (J. CHARLET, CHARLET et M. WATERLOT, 1969) que dans le domaine alpin (A. BEUGNIÉS, 1969), les résultats étant généralement en accord avec les données obtenues par d'autres méthodes.

Depuis plusieurs années et en collaboration avec le laboratoire de Mons, la thermoluminescence des flysch a été appliquée à l'étude des Hellenides. Ces études ont été entreprises dans le Péloponnèse par J.-L. JANSY (1969), J. TERRY (1969), H. MAILLOT (1970), J. MANIA (1970), E. MEILLIEZ (1971). Ils ont montré qu'il était possible d'établir des caractères distinctifs et des repères lithologiques dans la série stratigraphique des différents flyschs, les propriétés de thermoluminescence étant différentes selon le flysch considéré et selon les apports en détritiques.

### BUT DE L'ETUDE

Les résultats déjà obtenus sur les flyschs des Hellénides sont d'interprétation assez difficile. En effet, les grès généralement échantillonnés sont à grains fins, feldspathiques ou feldspathifères. Or on sait que la thermoluminescence du feldspath est beaucoup plus intense que la thermoluminescence du quartz et se caractérise par une courbe assez banale





—→ Trajet de l'électron lors de l'excitation

----→ Trajet de l'électron lors de l'émission de radiations lumineuses

Fig.30: Schéma montrant les différents trajets suivis par l'électron entre plusieurs niveaux d'énergie possibles.



généralement constituée d'un pic très large à haute température en thermoluminescence naturelle, à basse température en thermoluminescence artificielle. Par conséquent, lorsque le grès est feldspathique, la courbe du quartz est noyée dans l'émission plus importante du feldspath et il devient très difficile de trouver des critères permettant de distinguer entre elles des émissions thermoluminescentes liées à des apports détritiques distincts. Au contraire, lorsqu'on peut travailler sur le quartz, on a à sa disposition un minéral ayant une courbe très variable avec les conditions de cristallisation, propriétés qui se reflètent sur le quartz des formations sédimentaires et qui permettent de distinguer des apports issus d'un ou plusieurs continents nourriciers.

C'est donc pour cela que nous avons échantillonné les niveaux les plus grossiers en vue de trier les quartz et de travailler en microthermoluminescence sur des grains isolés.

## I - INTRODUCTION - GENERALITES

### 1) Principe de la thermoluminescence

La méthode de la thermoluminescence naturelle est basée sur un phénomène physique qui se produit au niveau de la structure électronique des cristaux. Les atomes du réseau cristallin présentent dans leur répartition dans l'espace des défauts d'ordre physique (dislocation, lacune) et d'ordre chimique (substitution d'atomes).

Depuis déjà longtemps, les physiciens ont donné une représentation schématique de l'atome. Il est formé d'électrons gravitant autour d'un noyau. Dans le cristal, les électrons sont répartis en différentes bandes d'énergie croissante vers le noyau, séparées par des bandes interdites. Certains électrons qui acquièrent une énergie suffisante, peuvent passer d'un niveau d'énergie à un autre niveau d'énergie plus élevée. Il existe en outre des niveaux d'énergie intermédiaires liés à la présence de défauts dans le cristal. Ces niveaux constituent des pièges.

Lors de l'excitation d'un électron par apport d'énergie (irradiation par exemple) l'électron passe d'un niveau d'énergie  $E_1$  à un niveau d'énergie  $E_2$ .

$E_1$  est l'état fondamental

$E_2$  est l'état excité

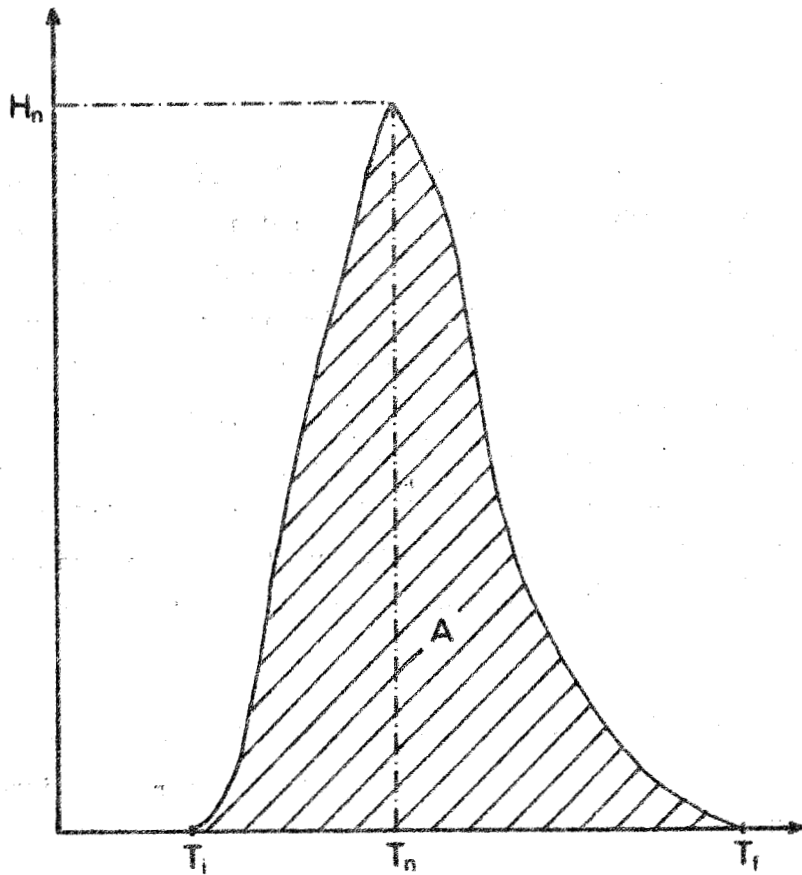


Fig. 31 : Courbe de thermoluminescence naturelle (d'après J.M.CHARLET).

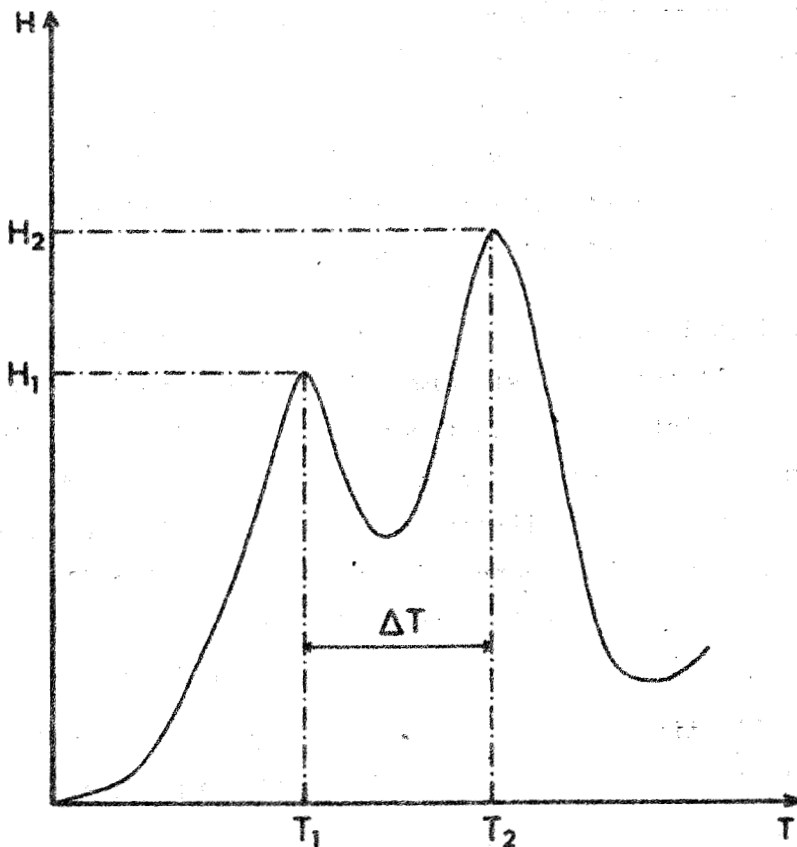


Fig. 32 : Courbe de thermoluminescence naturelle à deux pics (d'après J.M.CHARLET).

De cette position instable, l'électron va retomber sur un niveau d'énergie inférieure de différentes manières : (fig.30)

- a) l'électron rejoint directement son état fondamental
- b) l'électron passe par un niveau d'énergie intermédiaire  $E_3$ , puis rejoint  $E_1$  (fluorescence).
- c) l'électron excité passe dans un niveau  $E_3$  voisin de  $E_2$  où il se trouve piégé (phosphorescence). Si le piège est suffisamment profond, cet électron ne passera en  $E_1$  que lors d'une stimulation thermique (Thermoluminescence ou luminescence thermo-stimulée).

Dans ce dernier cas, le retour se fait très rapidement et s'accompagne d'une émission de photons. C'est l'énergie lumineuse qui sert de base à notre étude.

## 2) Définition des grandeurs utilisées dans les courbes de thermoluminescence

Lors d'un essai de thermoluminescence, l'émission lumineuse est captée par une cellule photoélectrique ultrasensible (photomultiplicateur), puis amplifiée. Un appareil enregistre une courbe de l'émission lumineuse en fonction de la température, sur laquelle on peut distinguer un ou plusieurs pics.

Pour l'utilisation de ces courbes, il faut définir certains paramètres (fig. 31-32).

- l'intensité du pic  $H_m$  est l'ordonnée maximale du pic
- à cette ordonnée  $H_m$ , correspond la valeur  $T_m$  qui est la température apparente du pic
- l'intensité globale  $A$  est mesurée par l'aire sous-tendue par la courbe et exprimée par :

$$A = \int_{T_i}^{T_f} I dt$$

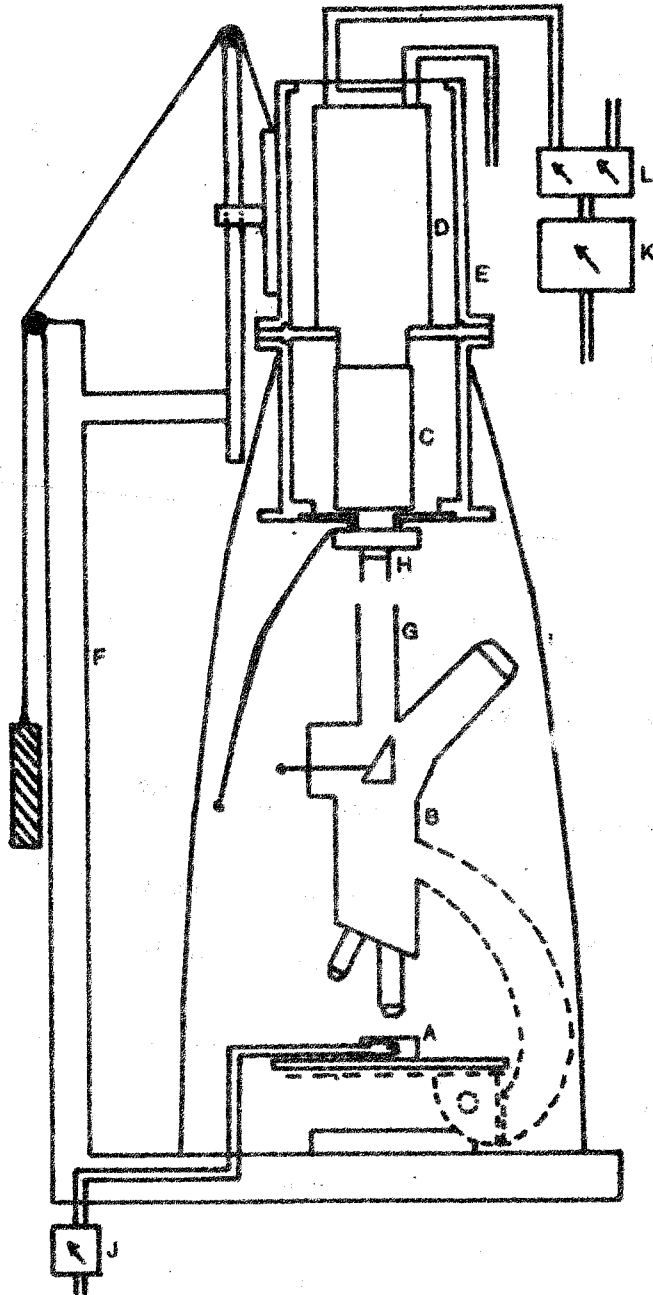
$T_i$  et  $T_f$  sont les températures initiales et finales de l'émission.

- le rapport d'intensité  $R$  de deux pics est exprimé par :

$$R = 100 \frac{H_1}{H_1 + H_2}$$

- l'écart de température  $\Delta T$  entre les deux pics est désigné par

$$\Delta T = T_2 - T_1$$



PHOTOMETRE DE THERMOLUMINE SCENCE

fig 33

### 3) Les facteurs influençant les paramètres des courbes

Au cours des essais de microthermoluminescence, la tension appliquée aux bornes du tube photomultiplicateur est restée constante et égale à 1450 volts.

De même la sensibilité du galvanomètre ne change pas. Cependant, il faut noter certaines variations dans les valeurs définies précédemment.

- la granulométrie fait varier l'intensité des pics. Plus le grain est fin, plus l'intensité est faible mais les pics sont plus différenciés.
- le poids de matière utilisée
- la coloration du minéral. Un minéral coloré possède un pic moins élevé qu'un même minéral incolore ou blanc.

## II - LA MICROTHERMOLUMINESCENCE NATURELLE APPLIQUEE A L'ETUDE DES ROCHES DETRITIQUES DU FLYSCH

L'appareil de microthermoluminescence a été mis au point à la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) par J.M. CHARLET (1969). Cet appareil permet d'étudier des plages minérales microscopiques et de donner un aperçu immédiat de la nature mono ou polygénique du sédiment.

### 1) Description de l'appareillage

Le photomètre de microthermoluminescence comprend (fig.33) :

- un microscope (B) à observation binoculaire oblique, possédant un prisme coulissant et un phototube (G)

La platique du microscope supporte une plaque chauffante (A) qui élève la température de l'échantillon de 20 à 400-500°C suivant une loi linéaire de 5°C/seconde.

Le microscope est muni d'un illuminateur permettant de centrer l'objectif et de faire la mise au point sur une plage donnée.

- Au-dessus du microscope, se superpose un boîtier hermétique dans lequel un tube photomultiplicateur (C) à faible bruit de fond (sensibilité de la photocathode :  $94 \mu\text{A/L}$ ; courant d'obscurité à 1450 v :  $0,04 \mu\text{A}$ ) est surmonté de son diviseur de tension (D).

Le tube photomultiplicateur se raccorde au phototube par un obturateur (H) ouvert au moment de la mesure.

- une coiffe I met l'ensemble du photomètre à l'abri de toute lumière parasite.

classe en degré	Vitesse de chauffe		Repère
20 - 50	1,4°/sec	1,68°/mm	17,8 mm
50 - 100	3°/sec	3,6°/ mm	31,6 mm
100 - 150	4°/sec	4,8°/ mm	42 mm
150 - 200	4°/sec	4,8°/ mm	52,4 mm
200 - 250	3,3°/sec	3,9°/ mm	65,2 mm

Tableau 10 : Correspondance entre la distance et la température des pics.



Un enregistreur à 2 coordonnées permet de recueillir les informations (émission lumineuse en fonction de la température) sur un papier millimétrique. La vitesse du déroulement du papier est de 50 mm/minute. Compte-tenu des vitesses de chauffe et du déroulement du papier, la température a été calculée en utilisant le tableau IO. Il faut noter le point de départ de l'expérience.

## II.2 Préparation des échantillons

Les échantillons peuvent être soit sous forme de plaques, soit sous forme de poudre, mais il est plus intéressant d'utiliser la dernière forme. Dans ce dernier cas, nous sommes sûrs d'obtenir la courbe du minéral donné sans qu'il y ait d'interférences avec un minéral voisin.

Les échantillons que j'ai soumis à ces essais de microthermoluminescence sont des grès calcareux dont les éléments quartzeux et feldspathiques sont inférieurs au millimètre.

Ces grès renferment des paillettes micacées, des grains de glauconie ainsi que de nombreux oxydes de fer.

Les échantillons sont d'abord passés dans un broyeur à machoires, puis attaqués à l'acide chlorhydrique concentré en évitant de les chauffer au dessus de 50 à 55°C. L'attaque se poursuit jusqu'à la disparition complète des carbonates.

Quand la réaction à l'acide est terminée, les grains sont lavés plusieurs fois à l'eau distillée sur un tamis de 200 $\mu$  puis les grains sont triés à la main. Ils seront déposés dans un microgodet sur la platine chauffante afin d'enregistrer les propriétés thermoluminescentes des quartz.

Selon la granulométrie des grains, les essais seront effectués sur un ou plusieurs grains de quartz.

## II.3 Les résultats obtenus en microthermoluminescence naturelle

9 échantillons ont été étudiés en microthermoluminescence naturelle, mais 7 d'entre eux ont permis l'observation de pics caractéristiques de l'émission du quartz. Les deux autres échantillons n'ont présenté que des paliers dans lesquels aucun pic n'a pu être discerné avec précision.

Les échantillons ont tous été prélevés dans les niveaux supérieurs du flysch. Ils ont été sélectionnés en vue de l'étude en microthermoluminescence. Ce sont des grès grossiers ou des microconglomérats. Comme nous l'avons vu dans la partie stratigraphique, ces grès calcareux renferment de la microfaune du Cuisien.



Ech.	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	mm	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>3</sub>	mm
F <sub>4</sub>	33 30	57 52			3 5	9 11		
F <sub>5</sub>		55 53				13 5 3		
F <sub>6</sub>	49				12			
F <sub>7</sub>		54 55 48 50	63			31 65 15 13	34	20
F <sub>8</sub>	47 48 47 48	5 5 54	67 62		28 45 30 16	38	47 26	
F <sub>18</sub>	46		63		7		9	

Tableau 11



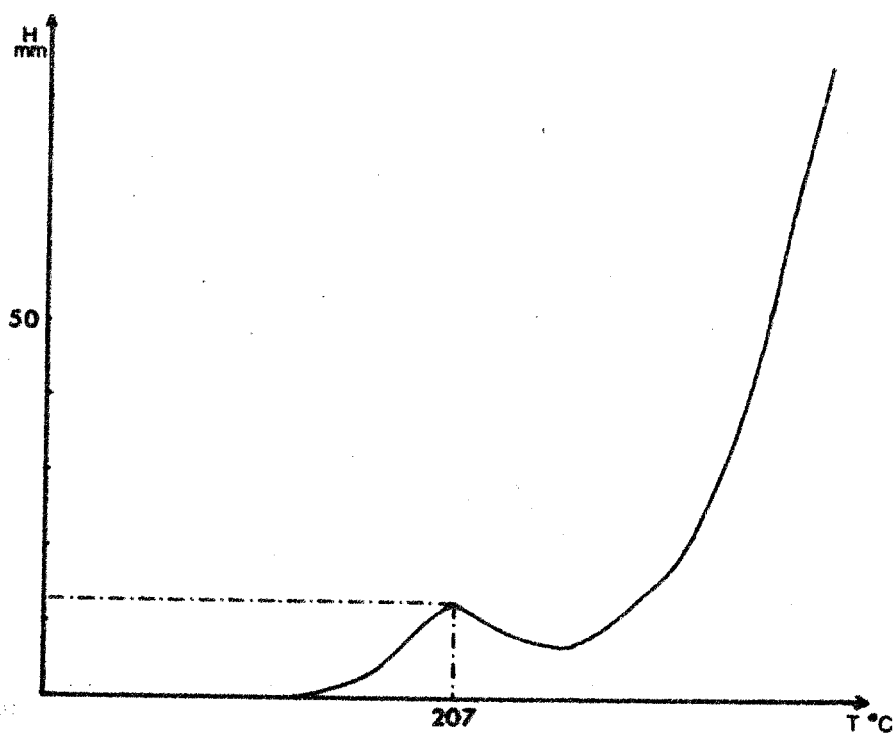


Fig. 34: Courbe de thermoluminescence naturelle du type  $N_I$



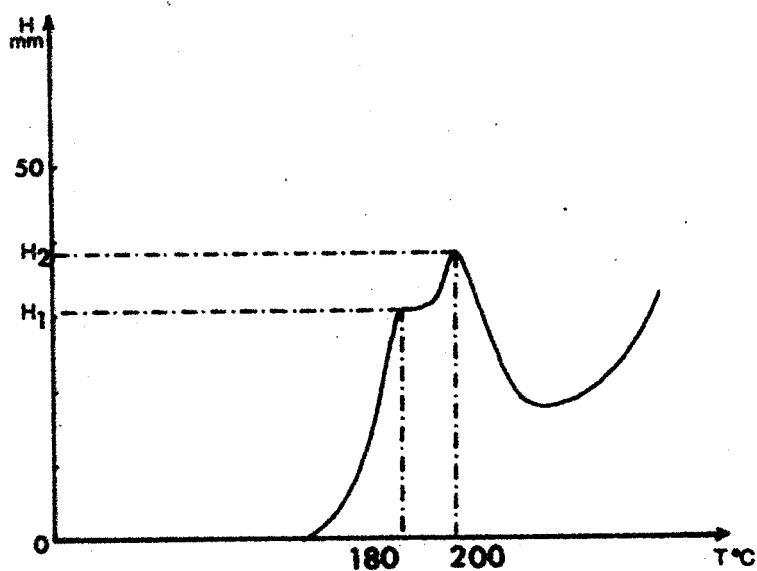


Fig. 35 ; Courbe de thermoluminescence naturelle du type  $N_{II}$

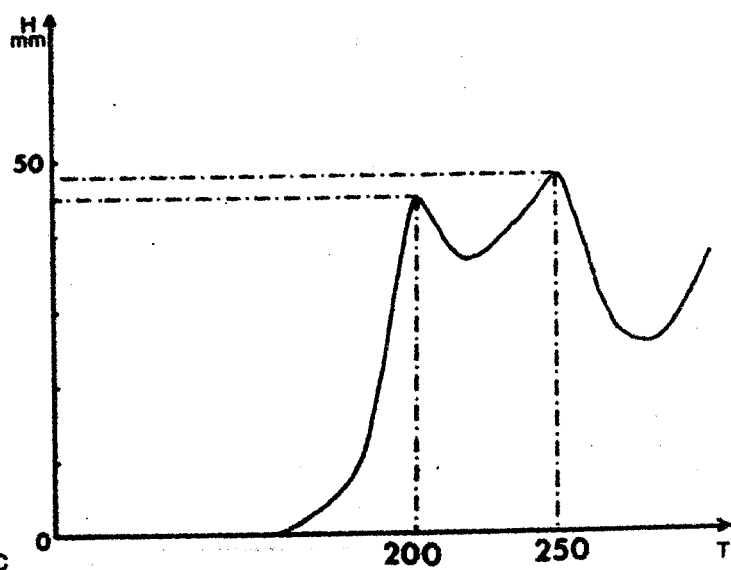


Fig. 36 : Courbe de thermoluminescence naturelle du type  $N'_{II}$



D'après le tableau 11, 3 types de courbes ont pu être mis en évidence dans les différents quartz des échantillons étudiés.

- les courbes du type  $N_1$  (fig. 34)

Les courbes de microthermoluminescence ne présente qu'un seul pic bien marqué à une distance de 50 mm du départ de l'expérience.

L'émission thermoluminescente se situe à une température de 200°C.

L'intensité du pic varie avec la granulométrie du grain.

Il est compris entre 6 et 35 mm.

- les courbes du type  $N_{II}$  (fig. 35).

Les courbes présentent deux pics distincts rapprochés. L'un des pics est situé à une température voisine de 180 à 190°C tandis que l'autre a lieu à une température de 200 à 210°C.

La différence de température ne dépasse guère 20°C.

L'intensité du premier pic reste toujours inférieure ou égale à celle du second pic.

- les courbes du type  $N'_{II}$  (fig. 36).

Elles sont caractérisées par deux pics, mais l'un des pics est de hautes température.

Le premier pic est émis à une température voisine de 200°C tandis que le second est situé à une température égale ou supérieure à 250°C.

La différence de température reste supérieure à 50°C.

#### II.4 CONCLUSIONS

Les trois types de courbes traduisent l'existence de trois quartz ayant des propriétés thermoluminescentes différentes.

### III - ETUDE DES ECHANTILLONS EN MICROTHERMOLUMINESCENCE ARTIFICIELLE

Le principe et l'appareillage de cette méthode ne changent pas, seule la préparation des échantillons est différente.

#### III<sub>1</sub>. Préparation des échantillons

Les grains de quartz sont rendus inertes par neutralisation thermique. Les échantillons sont portés à une température de 500°C pendant une demi-heure. Puis, après avoir été placés pendant un certain temps à la température ambiante (temps d'attente), ils sont irradiés par une source  $Co^{60}$  (2 Curies). Le temps d'irradiation est de 15 heures pour les échantillons  $F_3$  et  $F_6$  et de 16 heures pour les autres.

Ech.	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>4</sub>	mm	H <sub>0</sub>	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>3</sub>	H <sub>4</sub>	mm
F <sub>1</sub>	22	28	36				51	10	4			
	22	30	37	54			202	52	49	20		
	22	28			60		109	71				7
	22		35	44	62		173		18	14		9
F <sub>3</sub>	23			48	63						36	23
	22		33	49					55	63		
	21	27	33	46			82	57	49	38		
	23		36	48					49	36		
	21		35	46			138		27	48		
F <sub>4</sub>	22		35	46			149		41	37		
	23		37	50					34	25		
	22		34	51			230		17	16		
	22	28	34	50				92	91	36		
	22	26	44				51	57	19			
F <sub>5</sub>	22	30	35	54				161	154	100		
	21		37	48					80	56		
	21		35	46					80	130		
	23	30					217	127				
	22		34	48					92	91		
F <sub>6</sub>	25		37	52			233		155	196		
	25	30	40	51			111	38	43	52		
	24	30		51			250	64		100		
	24		38	50					115	180		
	23	29	39	50				107		172		

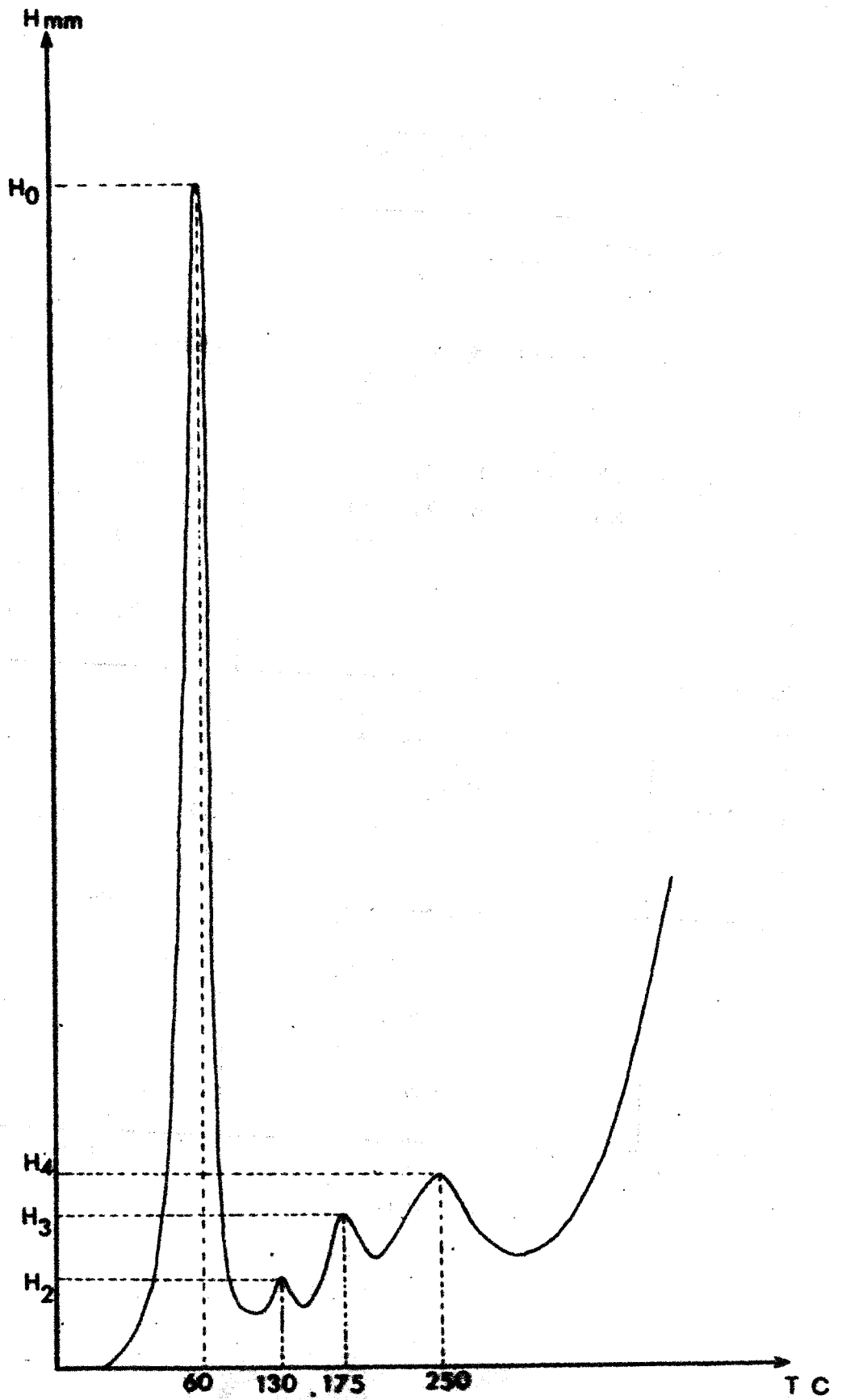


Tableau 12

Ech.	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>4</sub>	mm	H <sub>0</sub>	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>3</sub>	H <sub>4</sub>	mm
F <sub>7</sub>	24		37	47	64		79		68	29	29	
	23		37	45	66		58		32	20	13	
	24		36	47	63		104		14	24	31	
F <sub>8</sub>	24	31	38	47				26	25	20		
	23		36	47	63		67		55	62	25	
	23	32			63		224	60			36	
	22		37	47	56		135		33	23	22	
	23	30	39	50				47	61	31		
F <sub>15</sub>	22			45	59		221			10	11	
	24		39		55				143		68	
	21		35		58		223		42		11	
	22	30			58		240	34			22	
F <sub>18</sub>	22		38		52				130			
	23			49								
	22		37		54		215		101		29	
	22			50								

Tableau 13



Fig. 37: Courbe du type  $A_1$

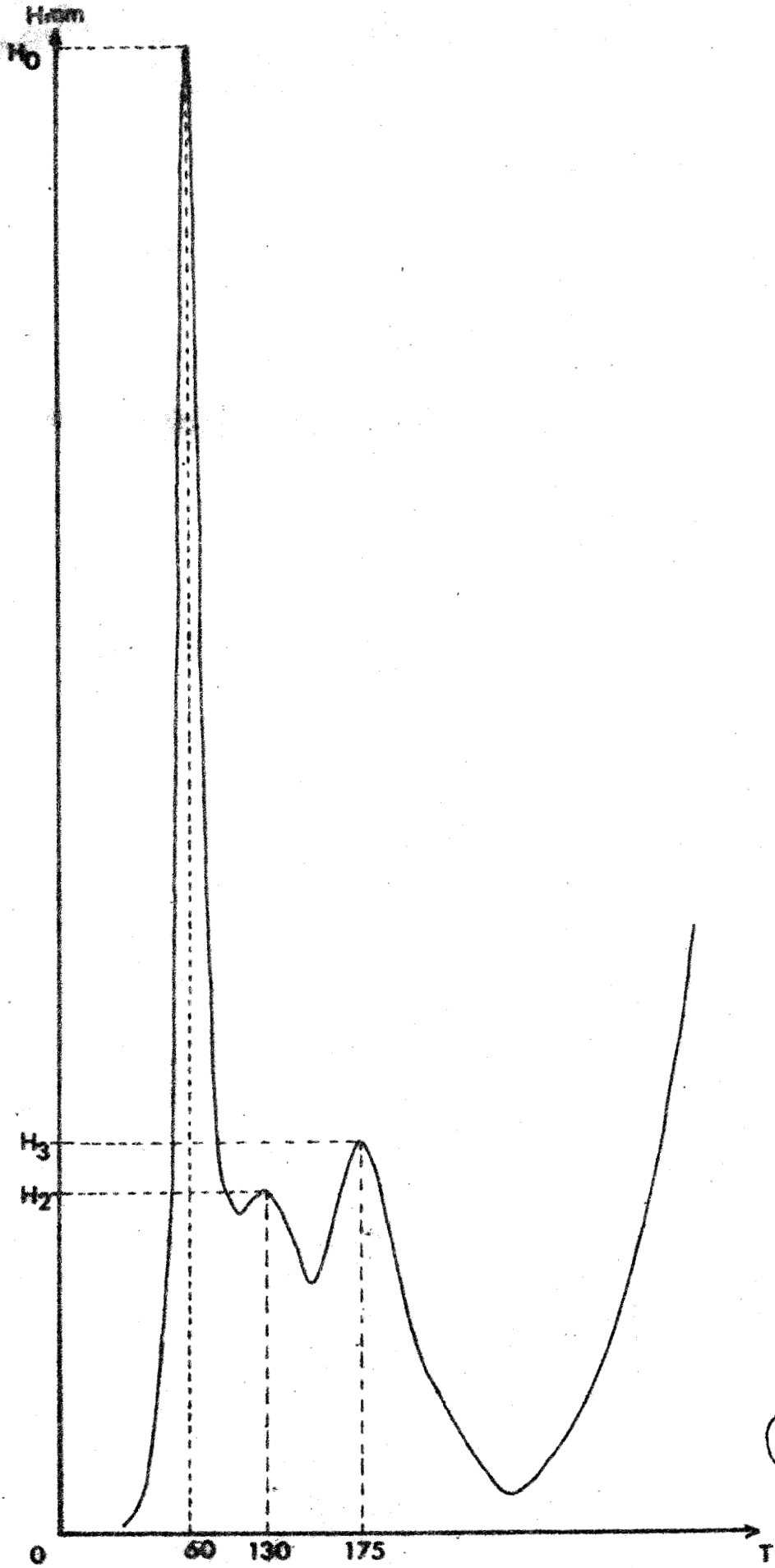
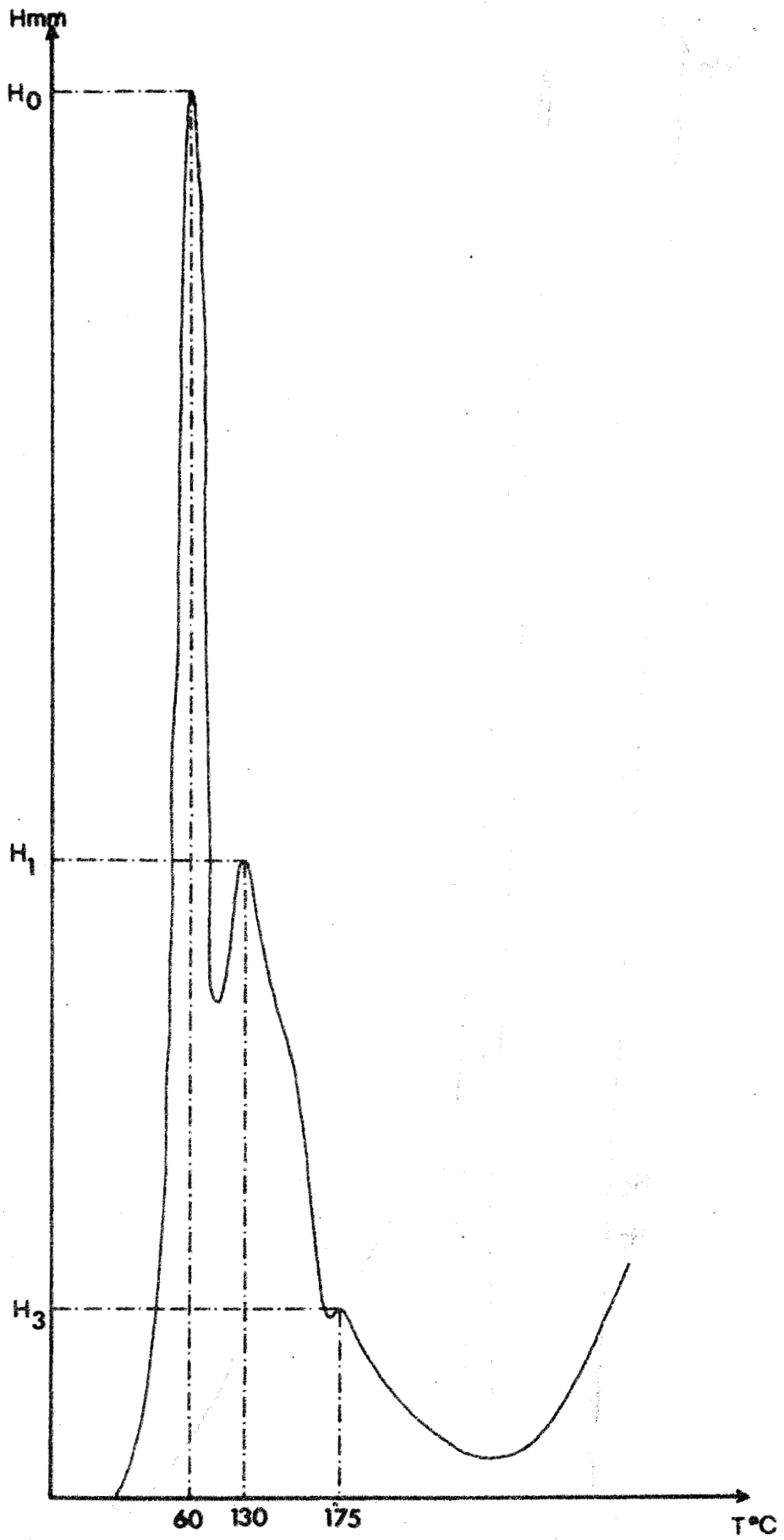


Fig. 38 : Courbe du type A<sub>2</sub>



RDS  
LILLEFig. 39 : Courbe du type  $A_3$

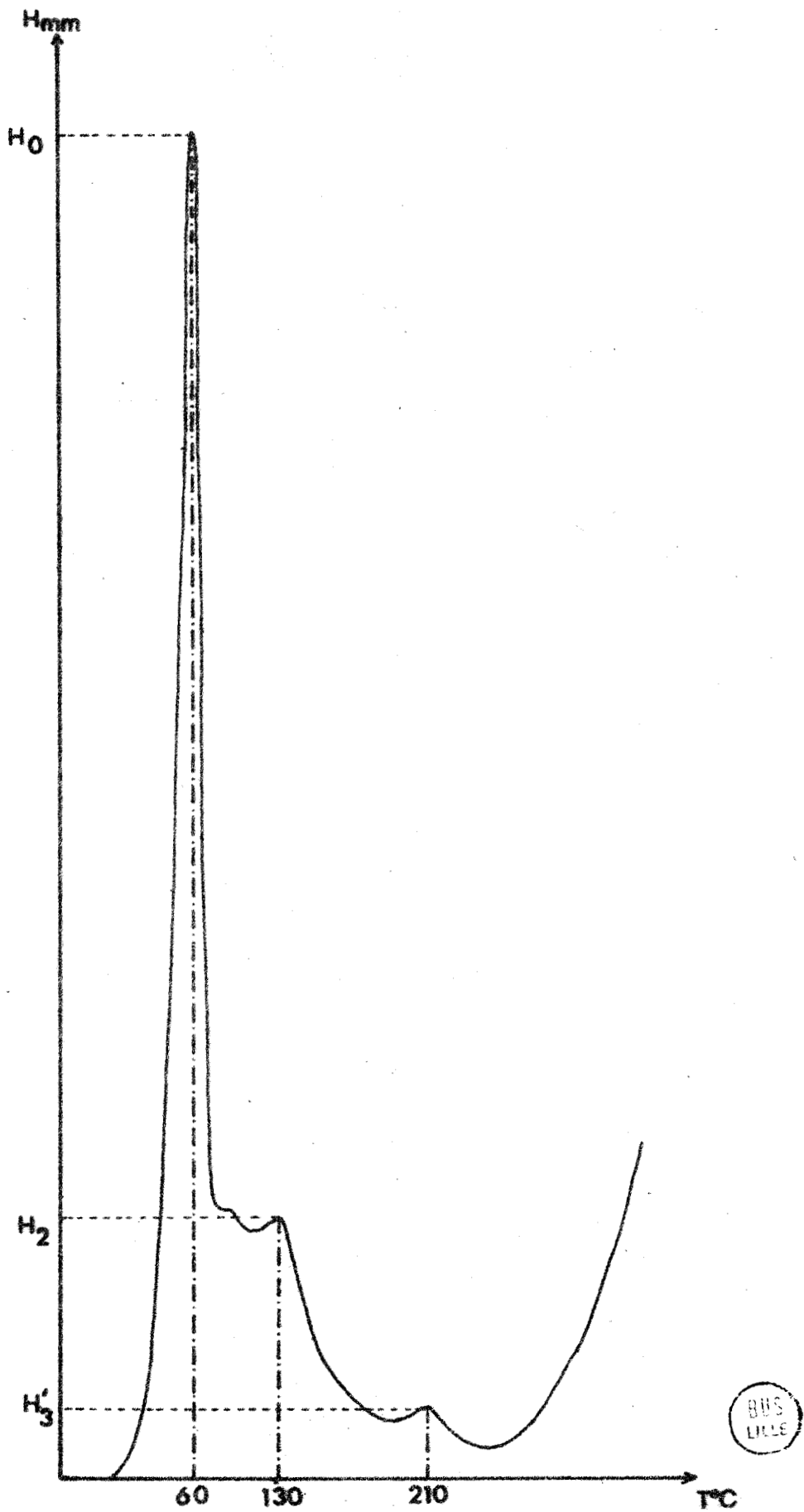


Fig. 40 : Courbe du type  $A_4$

Après irradiation, les échantillons sont ensuite maintenus au réfrigérateur à la température de  $-25^{\circ}\text{C}$ .

Comme dans les expériences précédentes, un ou plusieurs grains de quartz ont été disposés dans un creuset aménagé sur la plaque chauffante.

### III.2 Résultats obtenus en microthermoluminescence artificielle

9 échantillons ont été traités en microthermoluminescence artificielle. Sur chacune des différentes courbes, nous observons un pic de basse température situé au voisinage de  $60^{\circ}\text{C}$ . Ce pic est caractéristique de l'émission thermoluminescente des quartz.

Sur de nombreux échantillons, nous constatons l'existence d'un pic  $H_1'$  situé à 28 mm du point de départ de l'expérience. Ce pic correspondant à une température de  $85$  à  $90^{\circ}\text{C}$  est un pic dû à la thermoluminescence des feldspaths. En effet, des fragments microscopiques de feldspath peuvent rester accolés sur la surface des grains de quartz.

Je ne rendrai donc pas compte de ce pic  $H_1'$ .

Des tableaux de mesures I2 et I3, j'ai pu discerner, selon le nombre, l'emplacement et l'intensité des pics quatre types de courbes distinctes :

- les courbes du type  $A_4$  (fig. 37)

Elles sont caractérisées par 4 pics dus à l'émission thermoluminescente du quartz.

Un des pics est de basse température ( $60^{\circ}\text{C}$ ). Les trois autres  $H_2$ ,  $H_3$ ,  $H_4$  sont situés respectivement à des températures de  $130^{\circ}\text{C}$ ,  $175^{\circ}\text{C}$  et  $250^{\circ}\text{C}$ . Les intensités de ces trois derniers pics sont très variables, d'une courbe à une autre.

- les courbes du type  $A_2$  (fig. 38).

Elles se différencient des précédentes par l'absence du pic  $H_4$ . Les pics  $H_2$  et  $H_3$  sont distincts et il faut remarquer que l'intensité du pic  $H_2$  reste inférieure à celle du pic  $H_3$ .

- Les courbes du type  $A_3$  (fig. 39)

Seul un pic  $H_3$  accompagne le pic de basse température  $H_0$ . Ce pic  $H_3$  correspond à une température de  $175^{\circ}\text{C}$ .

- les courbes du type  $A_4$  (fig.40)

Elles sont caractérisées par trois pics: un pic à basse température, un second à  $130^{\circ}\text{C}$  et un troisième  $H'_3$  à  $210^{\circ}\text{C}$ .

Le pic H'3 est un pic intermédiaire entre le pic H<sub>3</sub> à 175°C et le pic de haute température H<sub>4</sub> à 250°C.

Les courbes ne sont pas toujours aussi distinctes. Il existe de nombreux échantillons où il y a mélange de plusieurs quartz. La courbe de microthermoluminescence résulte donc de l'interférence de deux courbes. C'est ce qui se passe dans l'échantillon F<sub>6</sub> où nous avons un mélange de quartz du type A<sub>2</sub> et du type A<sub>3</sub>.

## VI - CONCLUSIONS

Les courbes de microthermoluminescence artificielle présentent un plus grand nombre de pics que les courbes de microthermoluminescence naturelle et par conséquent fournissent un plus grand nombre de paramètres susceptibles d'être utilisés dans la définition des divers types de quartz.

Les courbes de thermoluminescence artificielle nous ont permis de distinguer 4 types de quartz bien distincts mais également de voir dans quelle mesure ces types pouvaient parfois interférer pour donner une courbe mixte due au mélange de plusieurs quartz différents par leurs propriétés de thermoluminescence. Nous avons ainsi pu distinguer un apport monogénique d'un apport polygénique; l'apport polygénique ne signifiant nullement (J. CHARLET, 1971) qu'il est issu de plusieurs continents distincts. Un apport polygénique peut être lié à une période d'érosion intense fournissant dans le bassin sédimentaire du quartz issu de roches ou de formations géologiques différentes mais appartenant à un même continent nourricier.

Les apports polygéniques correspondent d'ailleurs à des passées plus grossières dans la sédimentation à caractère flysch de la série étudiée. Ces résultats montrent que si l'on veut appliquer la thermoluminescence aux séries péelitiques des Hellénides, il faut prendre la précaution d'échantillonner les niveaux les plus grossiers susceptibles d'être traités par les techniques de la thermoluminescence.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'analyse stratigraphique de la région d'Atalanti peut se résumer ainsi :

Le Trias supérieur est représenté par des dolomies. Il repose par l'intermédiaire d'une formation détritique sur le complexe éruptif d'Atalanti.

Les couches liasiques calcaro-dolomitiques renfermant des Orbitopselles, des Mégalodontes et des Lithiotis sont rapportées au Domérien.

Le Jurassique moyen est présent et se différencie des formations précédentes par des dépôts oolithiques. Des formations néritiques à Teutloporella gallaeformis poursuivent la sédimentation du Dogger.

Le Malm renferme un niveau de bauxite. Ce niveau est généralement localisé sous les calcaires à Cladocropsis mirabilis FELIX du Kimméridgien.

A la fin du Jurassique supérieur s'épanchent d'importantes coulées ophiolitiques. Les roches vertes sont généralement associées aux radiolarites.

Dans toute la zone étudiée, il existe une importante lacune au Crétacé. La transgression n'a lieu qu'au Crétacé supérieur (Sénonien inférieur). Les dépôts commencent par des calcaires à Rudistes. La sédimentation reste calcaire jusqu'au Danien.

Les dépôts éocènes sont représentés par les séries détritiques de faciès flysch.

L'âge maximum du flysch dans la région d'Atalanti est Cuisien  
Tout au long des descriptions de coupes, nous avons pu remarquer que les faciès étaient peu différents de ceux rencontrés dans les régions voisines de la zone subpélagonienne. Seules quelques différences d'épaisseur des formations ou quelques variations latérales de faciès ont été observées.

Dans l'analyse pétrographique par dolomimétrie, le but de l'étude n'a pas été atteint. Je n'ai pas réussi à établir une stratigraphie des formations dolomitiques du Trias supérieur.

En ce qui concerne la thermoluminescence, c'est la première fois que nous appliquons les propriétés de thermoluminescence au flysch des zones internes helléniques. Par conséquent, les résultats sont très insuffisants pour tirer des conclusions relatives au dépôt du flysch.

B I B L I O G R A P H I E

- D'ALBISSIN H. (1969).- Données de la thermoluminescence sur les pressions subies par les roches calcaires. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XI, p. 273-280.
- D'ALBISSIN M. et GUILLAUME A. (1969).- Influence de la déformation sur la thermoluminescence de minéraux et de roches silicatés. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XI, p. 280-287.
- 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, 525 p. 127 fig., 1 carte géol. au 1/200 000.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I. et MERCIER J. (1961).- Evolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. "Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT", Ném. hors-série Soc. Géol. France, t. II, p. 583-610, 5 fig.
- 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., THIBAUT F., TSOFLIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970).-Contribution à la géologie des Hellénides : le Gravrovo, le Pinde, et la zone ophiolitique subpélagonienne : rapport des travaux du Centenaire, 1870-1970, Ann. Soc. Géol. Nord t. XC, p. 277-306, 14 fig.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPNOUX J.P. (1971).- Essai sur la géologie des Dinarides. Bull. Soc. Géol. France. (sous-presse).
- AVERLAN M. (1970).- Etude géologique d'une partie des monts du Podvelez (secteur sud-est de Mostar - Yougoslavie). D.E.A., Lille, 70 p. 32 fig., 2 pl. photo., 1 carte géol. au 1/50 000. (vol. ronéotypé).
- BASSOULET J.P. et GUERNET C. (1970).- Le Trias et le Jurassique de la région des lacs de Thèbes (Béotie et Locride : Grèce). Revue de micropaléontologie, Vol. 12, n° 4, p. 209-217.
- BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., DUEE G., MASCLE G. et TRUILLET R. (1969).- Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XI, p. 307-322.
- BIGNOT C. et GUERNET C. (1968).- L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la région de Larymna, au nord des lacs thébains (Grèce). Revue de micropaléontologie, Vol. 10, n° 4, p. 261-270.
- BISQUE R.E. (1961).- Analysis of carbonate rocks for calcium, magnesium, iron and aluminium with E.D.T.A. J. Sedim. Petrol. 31, p. 113-122.
- BLANCHET R. (1966).- Sur l'âge tithonique-éocrétacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie. Le flysch de Vranduk (Yougoslavie). C. R. somm. Soc. Géol. France, p. 401-402.

- BROQUET P. et CHARLET J.M. (1965).- Utilisation de la thermoluminescence naturelle des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes. Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXV, p. 79-97.
- CAROZZI A. (1953).- Pétrographie des roches sédimentaires. Edition du Griffon, Neuchâtel, Suisse. Diffusion Dunod Paris.
- CELET P. et DELCOURT P. (1960).- Les terrains néogènes de Locride (Grèce orientale moyenne) : leur situation géologique et leur âge. Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXX, p. 125-132.
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. Ann. Géol. Pays hell., t. XIII, 446 p., 130 fig., 16 pl. h.-t., 16 pl. photo, 1 carte géol. au 1/200.000.
- CELET P. (1964).- Extension de la zone du Parnasse en Grèce méridionale (Stratigraphie). Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXIII, p. 275-280.
- CELET P. (1965).- Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce). Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXIV, p. 177-181.
- CELET P. et CLEMENT B. (1969).- Sur la géologie de l'Hélicon oriental (Grèce). Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXIX, p. 191.
- CELET P. et CLEMENT B. (1971).- Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du Flysch béotien. C.R. somm. Soc. géol. France, p. 43.
- CHARLET J.M. (1969).- Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XI, p. 287-297.
- CHARLET J.M. (1969).- La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques; Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques; intérêt dans la datation des granites. Bull. B.R.G.M. (2), section II, n° 2, 97 p.
- CHARLET J.M. (1969).- La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques; intérêt dans la datation des granites. Bull. B.R.G.M. (2), section II, n°3, 60 p.
- CHARLET J.M. (1970).- Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la thermoluminescence à la géologie. Ann. Soc. géol. Nord, t. XC, p. 23-31.
- CHARLET J.M. et WATERLOT M. (1969).- La thermoluminescence utilisée dans l'étude de quelques sédiments quartzo-feldspathiques du Paléozoïque des Pyrénées centrales. Bull. Soc. géol. France (7), t. XI, n°3, p. 298-307.
- CLEMENT B. (1968).- Observations sur le Trias du Patseras et du Parnis en Attique (Grèce). C.R. somm. Soc. géol. France, p. 332.
- CLEMENT B. (1970).- Sur l'existence de mouvements tangentiels en Attique.(Grèce). C.R. somm. Soc. géol. France, p. 90.



- CLEMENT B. (1970).- A propos des séries allochtones à l'Est du Parnasse (Grèce continentale). Bull. Soc. géol. France, (7), t. XII, sous presse
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. Ann. géol. Pays hell., I série, t. XC, 417 p., 116 fig. 80 pl. photo, I 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 occidentale (Grèce). C.R. somm. Soc. géol. France, p. 255-
- FLEURY J.J. (1970).- Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthoniques du Klokova (zone de Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). Revue de micropaléontologie, Vol. 13, n°1, p. 30-44.
- GUERNET C. (1971).- Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). 395 p., 116 fig. et 32 pl. photo dans le texte, 17 pl.-photo h.t. (Ed. Laboratoire de Géologie I de l'Université de Paris VI).
- INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE (1959).- Le problème des dolomies - Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies. Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. Revue I.F.P., 14, p. 475-543.
- MAILLOT H. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Elide (Péloponnèse occidentale, Grèce). D.E.A., Lille, 97 p., 49 fig., 2 pl. photo et I carte géol. au 1/100.000 (vol. ronéot.).
- MANIA J. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie (Péloponnèse central, Grèce). D.E.A. Lille, 137 p., 56 fig., 4 pl. h.-t., 3 pl. photo et une carte au 1/100.000 (vol. ronéot.).
- MARGOLIS S. et REX R.W. (1971).- Endolithic Algae and Micrite Enveloppe Formation in Bahamian Oolites as Revealed by Scanning Electron microscopy. Geological Society of America Bull., vol. 82, p. 843-852.
- MARTINET B. et SOUGY J. (1961).- Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées. Ann. Fac. Sc. Dakar, t. VI, p. 81-92, 2 tabl. 4 fig.
- MARTINET B., DEYNOUX M., TROMPETTE R. (1969).- Méthode de dosage de la CaO et MgO dans les roches carbonatées. Trav. lab. Sc. Terre, St Jérôme, Marseille (B), n°2, 9 p., I fig. h.-t.
- MICHARD A. (1960).- Sur la variété des processus de genèse dolomitique. C.R. Ac. Sc. Paris, t. CCLI, p. 3025-3027.
- MICHARD A. (1967).- Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. C.N.R.S., Paris, 448 p.
- MICHARD A. (1969).- Les Dolomies : une revue. Bull. Serv. Carte Géol. d'Alsace et Lorraine, 22, 1, p. 1-92.
- NICOLAS J. et ROBERT P. (1971).- Contribution à l'étude des bauxites karstiques de l'Hélicon (Grèce). Remaniements de ces dernières, relations avec la "Terra rossa". C.R. Ac. Sc. Paris, t.273, série D., n°10, p. 847-849.

- ROBERT P. (1971).- Sur un gisement de bauxite de l'île d'Eubée (Grèce).  
C.R. Ac. Sc., Paris, t.272, série D., n°26, p. 3228-3231.
- SIGAL J. (1958).- Réflexions à propos des termes paléocène et danien. C.R. somm.  
Soc. géol. France, p. 94-97.
- TERCINIER G. (1971).- Sols des karsts de l'atoll surélevé de Lifou (îles Loyalty, territoire de la Nouvelle Calédonie) et problème de la bauxitisation.  
C.R. Ac. Sc. Paris, t. CCLXXII, série D., n°16, p. 2067-2070.
- VATAN A. (1967).- Manuel de sédimentologie. Ed. Technip, Paris, 397 p.
- ZENGER D.M. (1968).- Détermination of calcite and dolomite composition using the air comparison pycnometer. J. Sedim. Petro., 38, 2, p. 373.

CARTES GEOLOGIQUES CONSULTEES

- RENZ C ., LIARSIKIS N., PARASKEVAIDIS L. (1955). Carte géologique de Grèce au  
1/500000
- MARATOS G. (1965.- Carte géologique au 1/50.000. feuille d'Atalanti.
-

**PLANCHES**  
**PHOTOGRAPHIQUES**

P L A N C H E I

1. Paysage dans la série dolomitique

2. Vue du Jurassique supérieur.



PLANCHE I



P L A N C H E 11

1. Carrière dans une poche de bauxite du Jurassique supérieur.
2. Bloc de bauxite oolithique.
3. Echantillon de calcaire à *Cladocoropsis mirabilis* FELIX.
4. Calcaire à silex du Jurassique supérieur.



PLANCHE II



806  
1927

P L A N C H E    I I I

1. Vue de la transgression crétacée sur les roches vertes.
2. Les calcaires brèchiques de l'Eocène.
3. Figures de sédimentation dans le Flysch.
4. - Chevauchement du Jurassique supérieur sur les roches vertes.



PLANCHE III

1



2



3



4

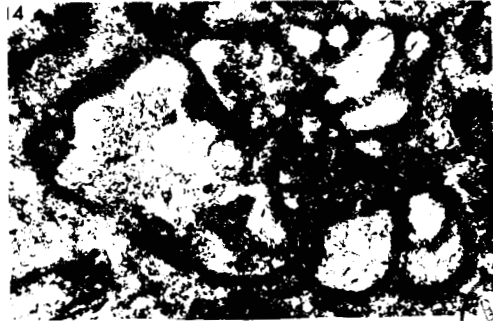
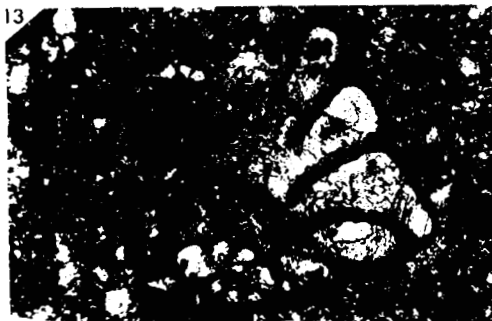
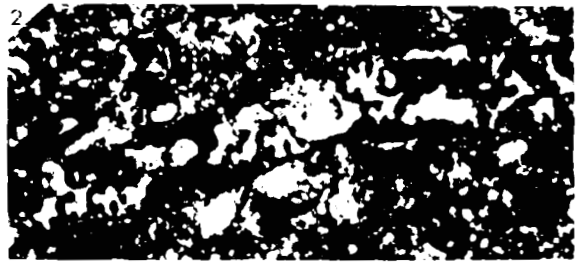


P L A N C H E 1 V

- 1 - 2. Cunéolina sp.
- 3 - 4. Moncharmontia cf. apenninica DE CASTRO;  
section subaxiale.
5. Moncharmontia cf. apenninica DE CASTRO;  
section subéquatoriale.
6. Pseudocyclamina cf. sphaeroïdea GENDROT.
- 7 -8-9-10-11. Rotalia sp.
12. Minouxia sp.
- 13-14. Valvulamina cf. picardi HENSON.



PLANCHE IV



BIS  
LICE

CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION  
D'ATALANTI, LOCRIDE - GRECE-



- |  |                      |  |                        |
|--|----------------------|--|------------------------|
|  | Faillle              |  | Minerai de Fe et Al    |
|  | Chevauchement        |  | Js<br>Jm<br>Jurassique |
|  | A Alluvions          |  | T-L Trias-Lias         |
|  | Eo Eocène            |  | Do Dolomies            |
|  | Cs Crétacé supérieur |  | Complexe               |
|  | R Radiolarites       |  | e Roches éruptives     |
|  | R Roches vertes      |  |                        |

0 5 km