

J. F. PARROT

**LE CORTÈGE OPHIOLITIQUE
DU PINDE SEPTENTRIONAL (Grèce)**



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER



Jean-François PARROT

LE CORTEGE OPHIOLITIQUE
DU PINDE SEPTENTRIONAL (Grèce)

O.R.S.T.O.M.

PARIS

1967

"Tous les rocs sont issus par scissiparité d'un même afeul énorme. De ce corps fabuleux l'on ne peut dire qu'une chose, savoir que hors des limbes il n'a point tenu debout. La raison ne l'atteint qu'amorphe et répandu parmi les bords pâteux de l'agonie.

.....

Je décrirai donc quelques-unes des formes que la pierre actuellement éparse et humiliée par le monde montre à nos yeux".

Francis PONGE,
Le parti pris des choses - 1942

A v a n t - P r o p o s

Il m'est agréable d'adresser ici mes vifs remerciements à toutes les personnes qui, soit par leur enseignement, soit par leurs conseils, leurs encouragements ou leur amitié, soit par leur collaboration technique, ont contribué à faciliter la réalisation de ce travail.

Ma profonde reconnaissance s'adresse tout d'abord à Monsieur le Professeur J.H. BRUNN et à Monsieur le Professeur J. RAVIER.

Je remercie vivement Monsieur le Professeur J. JUNG et Monsieur le Professeur J. RAVIER qui m'ont accueilli dans leur laboratoire et m'ont initié à la Pétrographie, et Monsieur le Professeur J. RAVIER dont les précieux conseils au cours de mon travail, et les bienveillantes remarques pendant la rédaction de ce mémoire, ne m'ont jamais fait défaut.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur le Professeur J.H. BRUNN auquel je dois le choix d'un sujet qui m'a passionné; je le remercie ensuite de m'avoir initié, sur le terrain, à la géologie de la Grèce et aux problèmes que soulèvent les ophiolites; ce n'est pas sans plaisir que j'évoque les tournées que nous avons faites en 1963 dans le Pinde, et en 1964 dans le Vourinos en compagnie de H.H. HESS et de J.C. MAXWELL de l'Université de Princeton.

Mes remerciements reviennent également à Monsieur le Professeur R. DARS et Monsieur le Professeur J.M. PETERLONGO, qui me font l'honneur de participer à mon jury.

Je prie Monsieur CAMUS, Directeur de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, qui m'a autorisé à achever un travail que j'avais entamé avant d'entrer dans cet organisme, de trouver ici l'expression de ma respectueuse reconnaissance.

Je remercie également mes Directeurs scientifiques (Monsieur le Professeur GLANGEAUD et, depuis 1966, Monsieur le Professeur RAVIER) et Parrain (Monsieur le Professeur DARS), du Comité Technique de la section géologique de l'ORSTOM, de m'avoir accordé leur bienveillance.

Je remercie aussi vivement Monsieur DEFOSSEZ, Directeur de Recherche ORSTOM, qui a toujours facilité ma tâche par sa compréhension, et Madame DELAUNE, Attachée de Recherche ORSTOM, et Monsieur VERDONI, Technicien, qui ont su créer autour de moi, une sympathique atmosphère de travail.

Mes remerciements vont encore :

- aux chercheurs et techniciens de l'ORSTOM qui m'ont aidé dans ce travail : Messieurs PINTA, RAMBAUD et le service de Spectrographie pour la recherche des éléments **en trace** ; Monsieur PELLOUX et le service de la Chimie des Sols pour les analyses chimiques.
- au service de Documentation de l'ORSTOM qui a largement contribué à la rédaction de cet ouvrage, avec efficacité et rapidité.

Je tiens à remercier également tous les chercheurs du Laboratoire de Pétrographie de la Sorbonne, notamment Messieurs KIENAST et VILMINOT, pour l'aide qu'ils m'ont apportée et pour les discussions fructueuses que nous avons souvent eues ensemble ; et je ne passerai pas sous silence le travail effectué par les techniciens de ce même laboratoire : Messieurs OBOLINSKY et ARBOUSOFF pour les lames minces, Monsieur LERICHE pour les microphotographies.

Je remercie enfin Monsieur le Professeur MITSOPOULOS qui m'a toujours bien accueilli dans son laboratoire à Athènes, et tous ceux qui m'ont parfaitement bien reçu dans les services géographiques de l'armée hellénique, et à l'Institut géologique grec.

Je voudrais également mentionner l'accueil sans réserve qui m'a été fait dans tous les villages grecs où je peux à présent compter de véritables amis.

T a b l e d e s m a t i è r e s

A v a n t - p r o p o s I

Première Partie

CADRE GENERAL

C h a p i t r e I.A.

G E N E R A L I T E S 2

1. Objet de cette étude 2

2. Situation et limites 3

3. Description géographique 4

4. Description géologique sommaire 5

5. Problèmes et difficultés 6

C h a p i t r e I.B.

S T R A T I G R A P H I E 7

1. Trias 7

2. Jurassique 8

3. Crétacé 10

4. Eocène 10

5. Oligocène 10

| | |
|--|----|
| C h a p i t r e I.C. | |
| E S Q U I S S E T E C T O N I Q U E | 13 |
| 1. Généralités et rappel des zones définies dans les Hellénides | 13 |
| 2. Histoire structurale de la chaîne du Pinde septentrional | 15 |
| a. Le Secondaire | 16 |
| b. Le Tertiaire | 17 |
| c. Le Quaternaire | 19 |

Deuxième Partie
ETUDE PETROGRAPHIQUE

| | |
|--|----|
| C h a p i t r e II.A. | |
| G E N E R A L I T E S | 21 |
| 1. Le cortège ophiolitique | 21 |
| 2. Diverses hypothèses de mise en place du cortège ophiolitique | 22 |
| 3. Localisation de la coupe de référence étudiée dans le Pinde : vallée de l'Aspropotamos | 24 |
| 4. Succession des types pétrographiques dans la vallée de l'Aspropotamos | 26 |

| | |
|--|----|
| C h a p i t r e II.B. | |
| E T U D E P E T R O G R A P H I Q U E D E S | |
| P R I N C I P A U X T Y P E S | |
| R E N C O N T R E S D A N S L A V A L L E E | |
| D E L ' A S P R O P O T A M O S | |
| 1. Les péridotites | 29 |
| 2. Les pyroxénolites | 34 |
| a. Echantillon 5 (Enstatite) | 34 |
| b. Echantillon 11 (Webstérite) | 35 |
| 3. Les gabbros à olivine (Allivalites) | 35 |
| 4. Les gabbros sans olivine | 36 |
| a. Gabbros bytownitiques leucocrates | 36 |
| b. Gabbros labradoritiques mésocrates | 38 |
| c. Gabbros labradoritiques à structure doléritique | 39 |
| d. Gabbros à hornblende | 41 |

| | |
|---------------------------|----|
| 5. Les dolérites | 45 |
| 6. Les albitophyres | 49 |

C h a p i t r e II.C.

| | |
|---|----|
| E T U D E D E S D I F F E R E N T S T Y P E S D E P A S S A G E | 54 |
| 1. Le passage des péridotites aux gabbros | 55 |
| (a). Etude des termes de base de la zone de passage des péridotites aux gabbros | 56 |
| (b). Etude de la zone rubanée : séquence intermédiaire de la zone de passage des péridotites aux gabbros ... | 60 |
| (c). Etude de la zone allivalitique, à olivines xéno- morphes sans récurrence péridotitique, servant de semelle aux masses gabbroïques sus-jacentes | 70 |
| Essais de synthèse des résultats fournis par l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros | 72 |
| Conclusion à l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros | 76 |
| 2. Le passage des gabbros aux dolérites | 77 |
| 3. Le passage des dolérites aux albitophyres | 78 |
| 4. Conclusion à l'étude microscopique des roches du cortège ophiolitique | 79 |

C h a p i t r e II.D.

| | |
|---|----|
| E V O L U T I O N D E S T Y P E S M I N E R A L O G I Q U E S L E S P L U S R E P R E S E N T A T I F S | 80 |
| 1. Les olivines | 80 |
| 2. Les pyroxènes | 82 |
| 3. Les plagioclases | 83 |
| 4. Conclusion | 86 |

C h a p i t r e II.E.

| | |
|--|----|
| A N A L Y S E S C H I M I Q U E S E T E L E M E N T S E N T R A C E | 87 |
| 1. Variation de la teneur en oxydes | 87 |
| 2. Calculs pétrochimiques et diagrammes correspondants | 89 |

| | | |
|---------------------------------|--|-----|
| a. | Les paramètres C.I.P.W. | 89 |
| b. | Les paramètres de Niggli | 91 |
| c. | Diagramme triangulaire albite - anorthite - ferromagnésiens (olivine + pyroxène) | 92 |
| d. | Diagramme FMA et KNaCa | 92 |
| 3. | Evolution du Chrome, du Cobalt et du Nickel | 93 |
| a. | Evolution du Chrome | 93 |
| b. | Evolution du Nickel | 95 |
| c. | Evolution du Cobalt | 95 |
| 4. | Conclusion à l'étude des analyses chimiques | 95 |
| a. | Analyses chimiques du Vourinos | 96 |
| b. | Magma originel et différenciations | 101 |
| 5. | Appareil expérimental destiné à illustrer une hypothèse . de mise en place du cortège ophiolitique | 103 |
| C o n c l u s i o n | | 106 |
| B i b l i o g r a p h i e | | 108 |

T a b l e d e s i l l u s t r a t i o n s

| | | |
|---------|--|----|
| Fig. 1 | Localisation de la fig. 2 sur la carte physique de Grèce | 3 |
| Fig. 2 | Schéma de position des massifs ophiolitiques de la Grèce septentrionale | 3 |
| Fig. 3 | Limites du secteur étudié reportées sur la carte au 1/200 000 de J.H. BRUNN - 1956 (contours simplifiés hors du cadre défini par ces limites, et légèrement modifiés à l'intérieur de celui-ci) | 3 |
| Fig. 4 | Disposition des zones dans les Hellénides | 13 |
| Fig. 5 | Vallée de l'Aspropotamos ; carte géologique | 25 |
| Fig. 6 | Coupe schématique parallèle à l'Aspropotamos | 25 |
| Fig. 7 | Pillow-lavas schématique | 51 |
| Fig. 8 | Variation verticale des faciès albitophyriques | 51 |
| Fig. 9 | Variation des indices péridotiques et de coloration dans le passage péridotites - gabbros | 72 |
| Fig. 10 | Variation du pourcentage des minéraux dans le passage péridotites - gabbros (1) | 74 |
| Fig. 11 | Variation du pourcentage des minéraux dans le passage péridotites - gabbros (2) | 74 |
| Fig. 12 | Variation du pourcentage en anorthite des plagioclases du cortège ophiolitique | 78 |
| Fig. 13 | Evolution de la taille moyenne des grains feldspathiques pris suivant leur allongement | 78 |
| Fig. 14 | Evolution du rapport longueur sur largeur des plagioclases dans la série ophiolitique | 78 |

| | | |
|---------|---|-----|
| Fig. 15 | Evolution du pourcentage des minéraux dans la série doléritogabbroïque | 78 |
| Fig. 16 | Evolution des principaux oxydes | 87 |
| Fig. 17 | Diagramme portant sur les paramètres C.I.P.W. p et q (Pinde) | 90 |
| Fig. 18 | Paramètres de Niggli (Pinde) | 90 |
| Fig. 19 | Deuxième diagramme utilisant les paramètres de Niggli (Pinde) | 91 |
| Fig. 20 | Diagramme triangulaire albite - anorthite - olivine + pyroxène (d'après la composition minéralogique virtuelle) - Pinde | 92 |
| Fig. 21 | Evolution des roches du Pinde sur les diagrammes FMA et KNaCa | 92 |
| Fig. 22 | Evolution des éléments trace Cr, Ni et Co | 93 |
| Fig. 23 | Diagramme portant sur les paramètres C.I.P.W. p et q (Vourinos) | 99 |
| Fig. 24 | Paramètres de Niggli (Vourinos) | 99 |
| Fig. 25 | Comparaison entre les diagrammes triangulaires albite - anorthite - olivine + pyroxène du Pinde et du Vourinos | 99 |
| Fig. 26 | Evolution des roches du Vourinos sur les diagrammes FMA et KNaCa | 99 |
| Fig. 27 | Mise en place et différenciation in situ (hypothèse plutovolcanique) | 100 |
| Fig. 28 | Essais d'explication, par suite de l'érosion, de l'absence de faciès albitophyriques dans le Vourinos | 100 |
| Fig. 29 | Variation de la densité dans la série du ravin de l'Aspropotamos | 101 |
| Fig. 30 | Schémas relatifs au fonctionnement de l'appareil expérimental | 103 |

P r e m i è r e P a r t i e

C A D R E G E N E R A L

C h a p i t r e I.A.

G E N E R A L I T E S

1. OBJET DE CETTE ETUDE.

J'ai entrepris, sur les indications de Monsieur J.H. BRUNN, l'étude pétrographique des roches ophiolitiques du Pinde septentrional, le travail de laboratoire devant être fait sous la direction de Monsieur J. RAVIER.

Les ophiolites du Pinde septentrional ont été décrites par J.H. BRUNN (1956) dans sa thèse ; elles sont constituées par un ensemble de roches diverses : serpentinites, péridotites et pyroxénolites, gabbros et dolérites, roches spilitiques et souvent jaspes à radiolaires ; leur étude ne représentait cependant qu'une partie d'une monographie régionale concernant non seulement le Pinde septentrional, mais encore, de part et d'autre, en Epire et en Macédoine, un vaste ensemble de quelque 1 000 km² qui était jusqu'alors pratiquement inconnu.

Depuis lors, les techniques d'étude ont progressé, et la pénétration dans le massif est devenue plus aisée par suite de l'ouverture récente de routes forestières qui découvrent, de surcroît, des coupes nouvelles ; aussi, était-il nécessaire de reprendre l'étude des roches ophiolitiques qui constituent le Pinde septentrional. Il ne pouvait d'ailleurs être question d'étudier ces roches sur l'ensemble du Pinde septentrional qui s'étend sur 70 km de long, sans sacrifier à la précision du travail ; aussi, ai-je volontairement limité ce travail à la partie moyenne et centrale du Pinde, c'est-à-dire celle où la succession des roches basiques et ultrabasiques est la plus complète.

2. SITUATION ET LIMITES.

La Grèce continentale du Nord s'articule autour de la chaîne du Pinde qui, suivant une direction NNW-SSE, va de la frontière albanohellénique jusqu'au Golfe de Corinthe (cf. fig. 1) ; une seule route franchit le Pinde, reliant, au prix de maintes difficultés, Jannina, la cité d'Ali Pacha, à Trikala, dans la plaine de Thessalie ; cette barrière continue n'est cependant pas homogène et l'on y distingue deux ensembles : le Pinde méridional, sec, calcaire, aux arêtes vives, et le Pinde septentrional, plus humide, boisé, dont les sommets sont constitués par des roches ultrabasiques sombres, formant, à première vue, la masse principale de l'ensemble ophiolitique.

Les ophiolites du Pinde septentrional ne forment pas une unité isolée ; elles appartiennent à un ensemble plus vaste, étudié par J.H. BRUNN (1956-1960), dans lequel il faut inclure le Vourinos, massif ophiolitique situé à quelque 60 kilomètres à l'est de la chaîne du Pinde (cf. fig. 2). Ce massif et cette chaîne sont séparés par un sillon molassique qui est comblé par des sédiments de l'Eocène supérieur, de l'Oligocène et du Miocène, et qui, en longeant l'ensemble de la chaîne du Pinde, va de la frontière albanaise à l'Orthrys, massif montagneux situé au sud de la plaine de Thessalie. Dans notre région, c'est-à-dire entre le Vourinos et le Pinde septentrional, les sédiments molassiques délimitent le bassin de Grévéna, petite capitale régionale qui en occupe le centre.

Si au NW du sillon molassique, les roches ultrabasiques du Vourinos reposent régulièrement sur un même substratum calcaire, l'ensemble ophiolitique du Pinde septentrional forme, à l'Est, une nappe largement charriée, généralement sur un flysch éocène ; deux échancrures de direction grossièrement Ouest-Est divisent cette nappe en trois secteurs, auxquels J.H. BRUNN (op. cit.) a donné, du Nord au Sud, les noms suivants :

- 1- le secteur du Smolika (du nom du point culminant, 2636 m) ;
- 2- le secteur central ;
- 3- le secteur du Haut Pénéé, que traverse la route Jannina-Trikala.

La région étudiée est essentiellement axée sur le secteur central ; elle s'inscrit dans une surface dont le périmètre passe sensiblement par les points suivants (cf. fig. 3) :

- 1- Krania Grevenon,
- 2- Miléa (ou Milia),
- 3- le Mavrovouni, ensemble montagneux situé à l'ouest de Miléa,
- 4- Périvoli,
- 5- Avdéla,
- 6- Lavda,
- 7- Zakas et Spiléó,
- 8- Monahiti,
- 9- Microlivado.

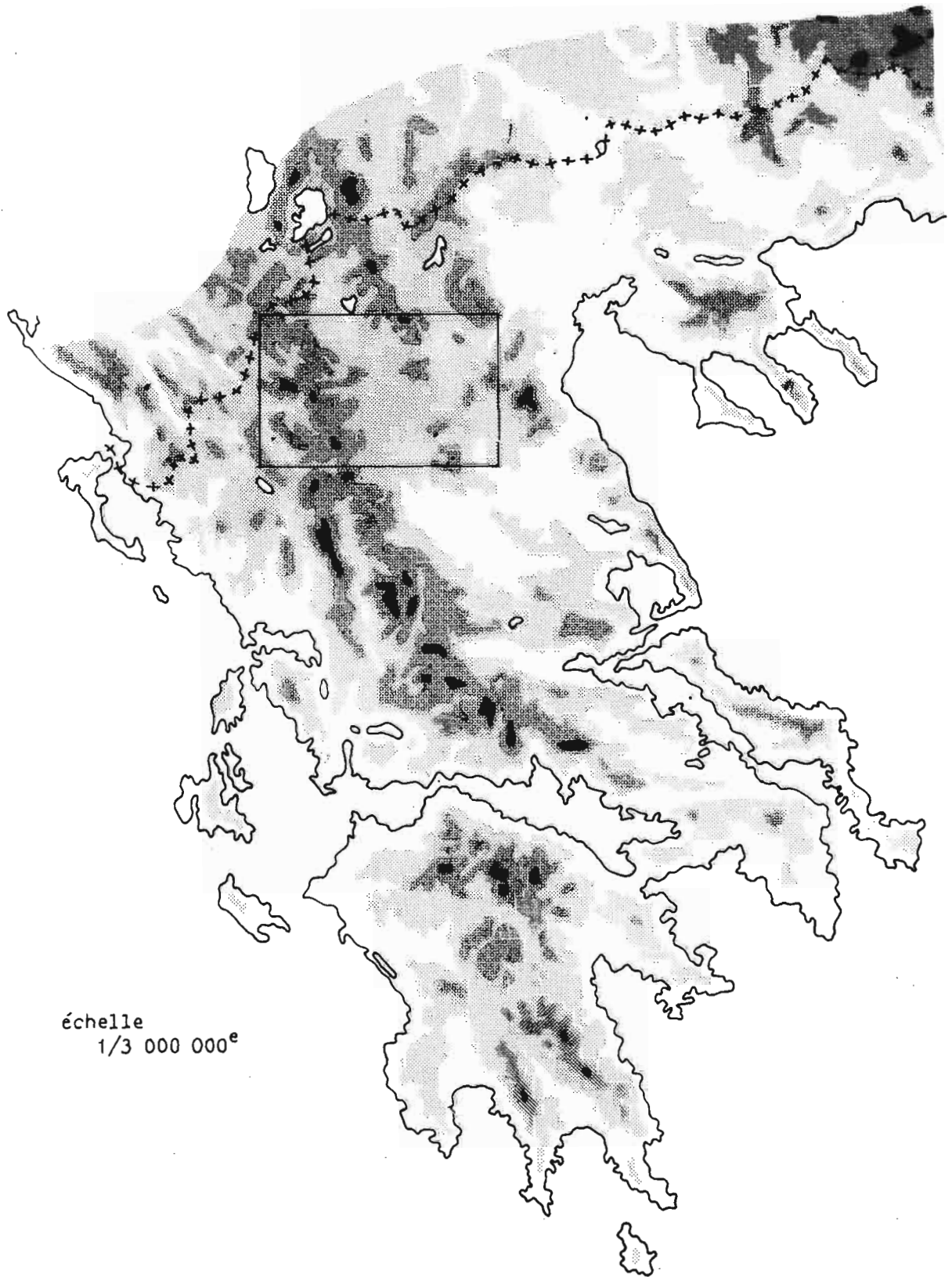
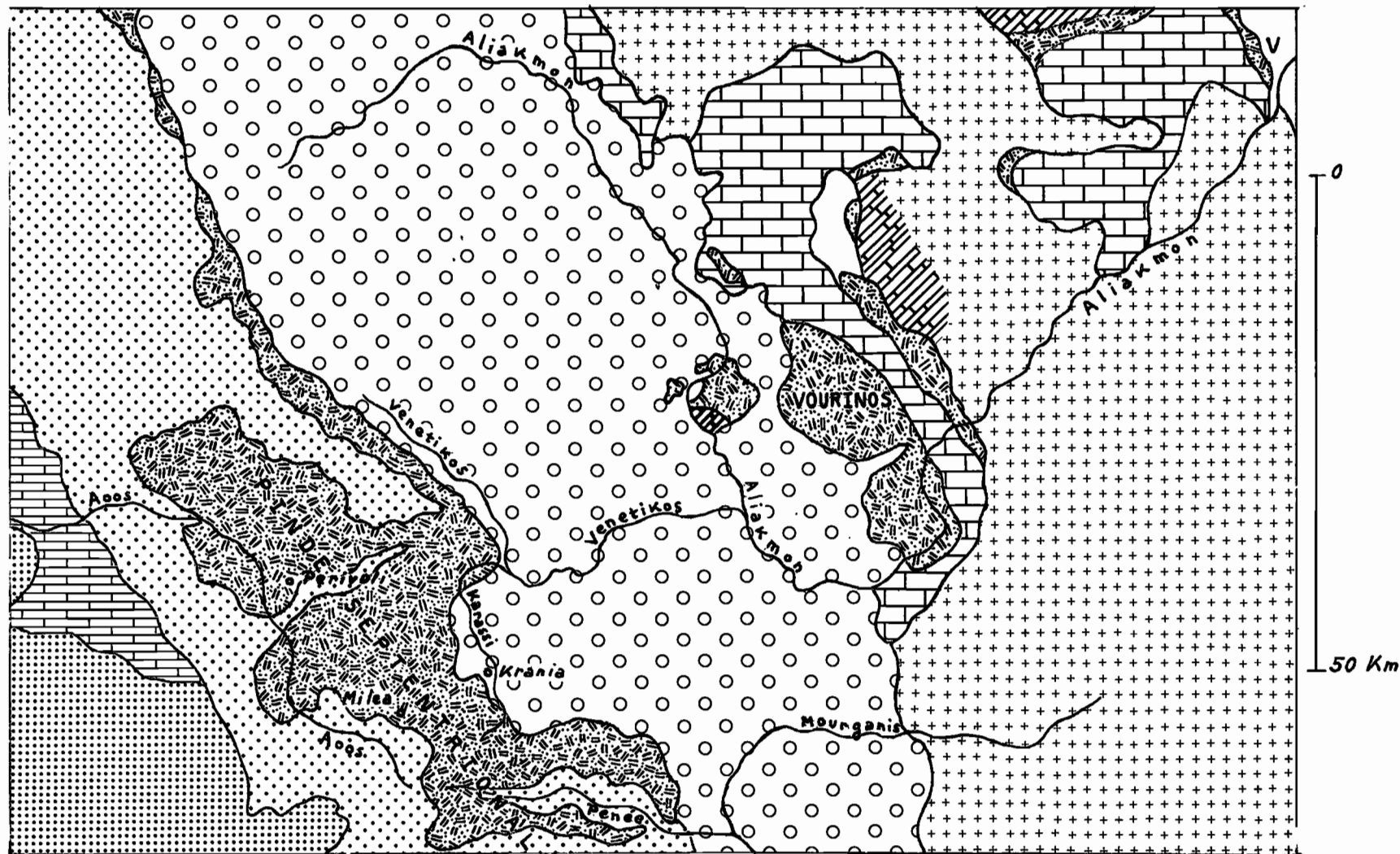


Fig. 1 Localisation de la fig. 2 sur la carte physique de Grèce.












- | | | |
|---|---|--|
|  flysch ionien |  sillon méso-hellénique (molasse oligo-miocène) |  couverture (Trias - Jurassique) de la zone pélagonienne |
|  massif calc. du Tymphé (zone du Gévrovo) |  ophiolites (Jurassique sup.) |  substratum métamorphique de la zone pélagonienne |
|  flysch du Pinde (éocène) |  formations crétacées (transgr. sur les oph.) |  zone du Vardar (ou Axios) |

Fig. 2 Schéma de position des massifs ophiolitiques de la Grèce septentrionale.

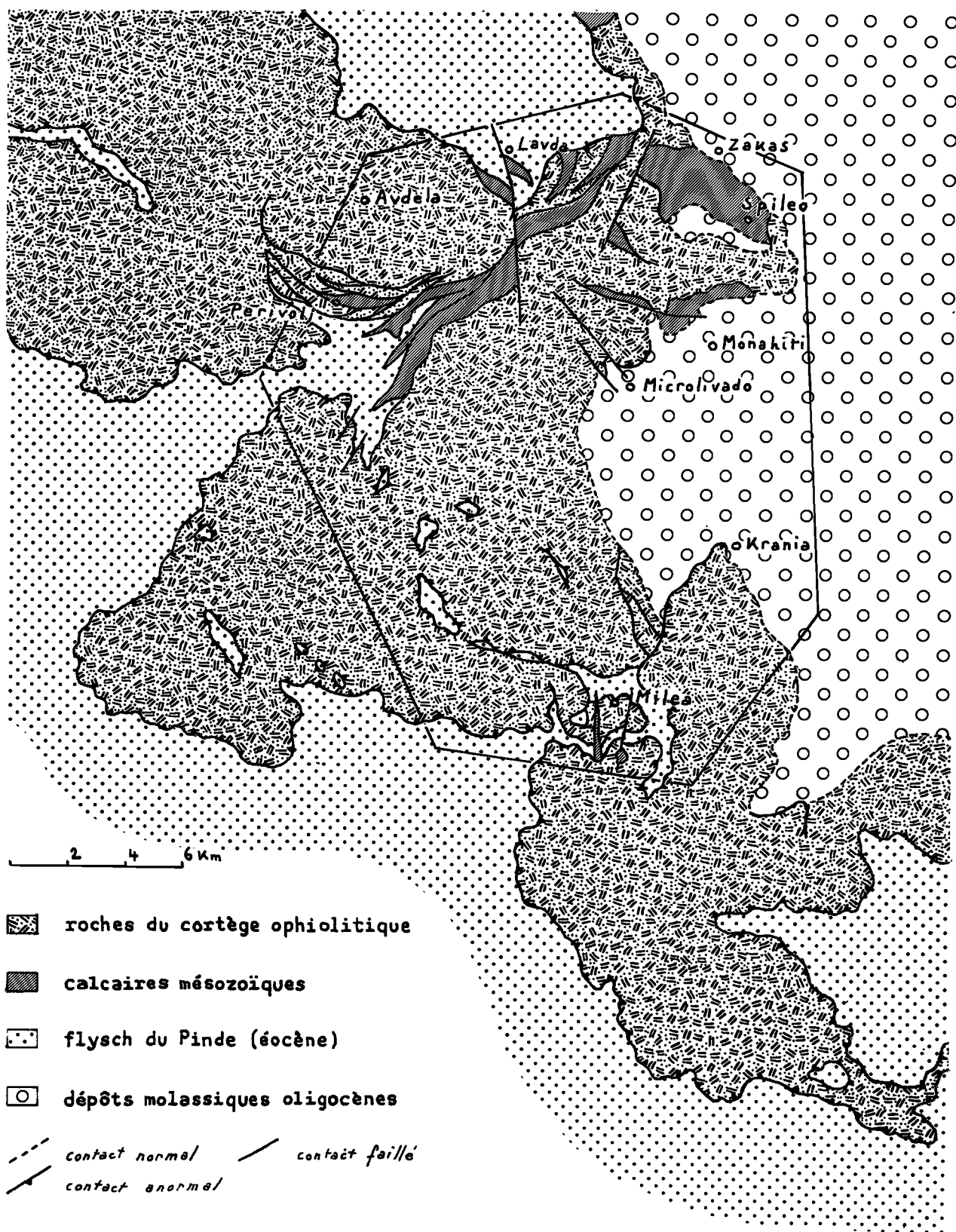


Fig. 3 Limites du secteur étudié reportées sur la carte au 1/200 000 de J.H. BRUNN - 1956 - (contours simplifiés hors du cadre défini par ces limites, et légèrement modifiés à l'intérieur de celui-ci).

Les contours ainsi définis se sont imposés d'eux-mêmes. Mon travail devait primitivement se limiter à l'étude du ravin reliant Miléa à Krania. L'étude de ce ravin s'est révélée décevante en raison de l'accumulation d'accidents et de zones de broyages, qui rendait l'observation difficile et fragmentaire. La cartographie du secteur étudié s'est donc étendue, au cours des recherches que je faisais dans le massif, à des régions qui n'ont pas trop souffert pendant les derniers mouvements tectoniques. L'étude des versants et des crêtes n'apportant que peu de renseignements, sinon pour l'établissement de la carte, j'ai été amené à ne les parcourir que très sommairement, pour concentrer mon attention sur les coupes fournies par les torrents qui, sur le versant Est, vont se jeter dans le Karassi, rivière bordant mon terrain sur sa frontière orientale.

J'ai donc méthodiquement remonté, du Sud au Nord, le ravin de Kirakali, puis la rivière qui vient se jeter dans le Karassi aux environs de Microlivado, enfin et surtout l'Aspropotamos (qui recoupe d'Ouest en Est, le nord du secteur central dans sa totalité), et les vallées transversales qui y affluent.

Ces premières observations ont ensuite été complétées par une étude du versant occidental, afin d'y rechercher la base et le front de la nappe ophiolitique, et son contact avec le flysch éocène qu'elle recouvre. Je fus donc obligé de trouver des voies de pénétration est-ouest différentes de celles de l'Aspropotamos, voies qui m'ont conduit au coeur du secteur central, où l'on découvre la vaste dépression de Valia Kalda, soulignée par la présence d'une fenêtre. De là, en suivant le chapelet de fenêtres qui se dirige vers le Sud-Est, j'ai pu étudier la bordure méridionale du secteur central (écaillés de Miléa et bordure septentrionale du secteur du Haut Pénée).

Enfin, j'ai rapidement observé les zones de contact entre le secteur central et le secteur du Smolika, au nord de l'Aspropotamos, entre Avdéla et l'Orliakas (pointement calcaire du substratum situé à proximité de Zakas).

3. DESCRIPTION GEOGRAPHIQUE.

Le Pinde septentrional est très boisé ; il forme une ligne de partage entre les eaux drainées par le Vénéतिकos, puis par l'Aliakmon, et qui vont se jeter dans la mer Egée, c'est-à-dire vers l'Est, et les eaux qui, drainées par l'Aoos, vont se jeter vers l'Ouest, dans la mer Ionienne (cf. fig. 2) ; les deux versants, oriental et occidental, diffèrent par la densité des espèces végétales qui y croissent, et par la nature des roches qui les constituent.

a. Le versant oriental.

Sur la partie la plus orientale de ce versant, les masses montagneuses sont essentiellement constituées par des roches brunâtres sur lesquelles s'appuient les terrains gris bleuté du bassin de Grévéna.

Les torrents ont découpé ce versant en une série de vallées encaissées, qui se réduisent le plus souvent à des gorges étroites et profondes ; ces vallées, pratiquement toutes parallèles, ont une direction Ouest-Est.

b. Le versant occidental.

La forêt recouvre sans discontinuité tous les versants de la région ouest de la chaîne, où se dressent les points culminants ; la ligne de crête n'est pas continue ; c'est un enchevêtrement désordonné de massifs entre lesquels courent des torrents toujours alimentés ; la direction dominante des vallées de ce secteur est Nord-Sud.

Sur le flanc sud-ouest du Mavrovouni (cf. carte), à mi-pente, la forêt s'arrête franchement, avec les ophiolites, au contact des terrains gris et nus qui bordent la chaîne sur l'ensemble de son versant ouest, et passent sous la nappe ophiolitique.

Ceci est sans aucun doute le trait le plus frappant et le plus caractéristique du paysage de la bordure occidentale du Pinde.

4. DESCRIPTION GEOLOGIQUE SOMMAIRE.

La chaîne du Pinde septentrional est constituée par une masse ophiolitique largement charriée sur un flysch, comme la présence de nombreuses fenêtres au coeur du massif, bien à l'est du front des ophiolites, l'atteste aisément. Cependant, la présence de nombreux pointements calcaires d'âges variés, indique que cette superposition n'est pas simple.

Le versant occidental et les points culminants de la chaîne, sont formés par des péridotites et serpentinites ; le versant oriental présente une succession de gabbros, dolérites et albitophyres, le tout reposant vers l'Ouest sur des péridotites (contact péridotites - gabbros)

Les épaisses séries molassiques du bassin de Grévéna transgressent l'ensemble ophiolitique sur son flanc est.

Enfin, il existe toute une série de pointements calcaires jurassiques et crétacés, plus rarement triasiques, qui percent, tantôt la molasse, tantôt les roches vertes (ou ophiolites) ; ces pointements sont alignés suivant deux à trois files parallèles de direction pratiquement Nord-Sud ; leurs relations possibles avec la série mésozoïque calcaire sous-jacente au flysch qui, en général, supporte les ophiolites, seront évoqués au chapitre concernant la stratigraphie.

5. PROBLEMES ET DIFFICULTES.

La pénétration dans le massif est difficile, en raison de l'absence de route et de la présence d'une couverture végétale dense qui recouvre le terrain sur ses deux tiers et limite ainsi les observations précises aux seules coupes que fournissent les ravins ; mais le problème majeur réside surtout dans l'impossibilité d'obtenir des documents cartographiques valables.

Je n'ai disposé que d'un agrandissement photographique au 1/50 000 de la carte allemande de Grèce au 1/100 000 ; c'est le seul document que l'I.G.N. peut fournir, et il ne saurait servir de support à une étude cartographique détaillée de la zone qui nous intéresse.

Les photographies aériennes ont été de plus très difficiles à obtenir. Je tiens à remercier ici tous les officiers de l'armée grecque qui m'ont autorisé à consulter leurs documents et tout particulièrement Monsieur le Colonel NICOLIS, du service géographique, qui m'a cordialement reçu dans ses services où j'ai pu observer la totalité des clichés recouvrant le terrain étudié ; mes vifs remerciements reviennent également à Monsieur le Colonel BOURDIS, ainsi qu'à Monsieur CHARRIER, respectivement attaché militaire et adjoint du conseiller culturel, auprès de l'Ambassade de France à Athènes, par l'intermédiaire desquels j'ai pu obtenir la totalité des photographies couvrant la vallée de l'Aspropotamos.

Malheureusement, ces documents me sont parvenus alors que j'étais déjà rentré en France, et la région est suffisamment couverte pour que l'observation au laboratoire ne puisse fournir autre chose que des renseignements superficiels ; ils m'ont toutefois permis de dresser, sur calque, une carte détaillée de la vallée de l'Aspropotamos, choisie comme coupe type du cortège ophiolitique dans le massif du Pinde.

Quant à la carte d'ensemble jointe à cet ouvrage, je suis conscient du peu de précision de ses contours. Indépendamment des quelques renseignements qu'elle peut fournir dans la localisation des types pétrographiques étudiés, elle pourra ultérieurement servir de base à une étude plus détaillée de cette région.

C h a p i t r e I.B.

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

La succession stratigraphique a été établie par J. H. BRUNN (1956) dans un cadre plus large, et dans des zones beaucoup moins bouleversées ; cette synthèse m'a constamment servi de référence dans le Pinde qui est fortement tectonisé.

1. TRIAS.

Il se présente sous forme de pointements de calcaires gris beige à cassure sub-lithographique, formant des pitons isolés au sein des ophiolites ; dans la région de Milia, l'un d'eux a livré *Halobia radiata*.

J.H. BRUNN (1956) leur attribue une origine tectonique ; toutefois, dans la région de Miléa, ces pointements s'observent toujours au sein d'une serpentinite pulvérulente liée aux ophiolites, et non à la faveur des fenêtres qui s'ouvrent dans le massif ophiolitique ; on peut alors penser, comme le faisait remarquer J.H. BRUNN dans sa thèse, qu'il s'agit, dans ce dernier cas, de portions arrachées à la zone d'épanchement des roches vertes, portions ayant été entraînées avec ces dernières au cours du charriage qui les a affectées ultérieurement.

2. JURASSIQUE.

Les épanchements ophiolitiques se sont produits au Jurassique supérieur ; ils sont accompagnés par des radiolarites vraisemblablement déposées avant, pendant (dans les zones ne présentant pas de roches vertes), et après la venue des ophiolites.

Dans le massif ophiolitique du Vourinos, les roches ultrabasiqes viennent en concordance sur des calcaires jurassiques, eux-mêmes en continuité avec les terrains triasiques (cf. J.H. BRUNN, op. cit.) ; le sommet de ces calcaires est constitué par une semelle schisteuse faiblement métamorphique, par l'intermédiaire de laquelle les ophiolites reposent sur le Jurassique.

Dans le Pinde septentrional, J.H. BRUNN signale des affleurements épars de calcaire jurassique à calpionelles, fortement recristallisé, rappelant le calcaire triasique dont il se distingue mal.

Indépendamment de ces pointements de calcaire cristallisé que j'ai souvent retrouvés, j'ai par ailleurs rencontré, à l'ouest du secteur de Miléa (plus précisément, sur le versant oriental de la vallée que l'on remonte lorsque, partant de Miléa, on se dirige vers Valia Calda), des passées schisteuses situées à la base de la masse ophiolitique ; ces passées schisteuses sont moyennement métamorphiques, ont quelques mètres d'épaisseur, et viennent au contact inférieur de roches doléritospilitiques très altérées qui sont elles-mêmes immédiatement sous les masses péridotitiques serpentinisées ; cet ensemble est parfois accompagné par quelques mètres d'une série où alternent des bancs centimétriques de jaspes bruns avec des marnes rouges à radiolaires.

Il est intéressant de noter que cette succession se rencontre toujours sur la bordure orientale des fenêtres qui s'ouvrent dans la masse serpentinisée, plus précisément dans la guirlande que ces fenêtres dessinent entre Valia Calda et Milia. Ces fenêtres ont une structure particulière ; au front occidental de la nappe du Pinde, l'ensemble ophiolitique forme une série d'écailles, se chevauchant l'une l'autre en lambeaux de poussée qui peuvent coïncider du flysch éocène. Les cours d'eau surimposés à ces écailles courent parallèlement au front de la nappe. Ils ont formé des vallées dissymétriques. Les versants occidentaux sont en pente douce ; ils sont uniquement formés de péridotites serpentinisées. Les versants orientaux sont plus abrupts ; ils présentent, selon l'axe de la vallée, du flysch éocène supportant par un contact subhorizontal la séquence schisteuse décrite ci-dessus (accompagnée de roches doléritospilitiques et parfois de jaspes), puis les péridotites. Dans la morphologie qui en résulte, les versants occidentaux sont donc établis sur le dos d'une écaille chevauchée, et les versants orientaux sur le front actuel d'une écaille chevauchante.

L'existence de ces schistes fait également penser à la présence d'un faible métamorphisme de contact dû à l'épanchement ophiolitique lui-même, mais il peut s'agir aussi d'un dynamométamorphisme

s'exerçant lors du charriage sur la semelle schisteuse antérieurement non métamorphique qui aurait servi de base aux ophiolites.

Notons de plus que ces schistes, toujours au contact d'un petit liséré de roches doléritospilitiques, ne se rencontrent jamais au contact des pillow-lavas caractéristiques des zones supérieures du cortège ophiolitique, ce qui confirme leur position sous-ophiolitique.

Je terminerai le paragraphe concernant le Jurassique, en mentionnant l'existence d'une série de jaspes et calcaires, observée et étudiée en compagnie de A. DESPRAIRIES (qui a entrepris l'étude sédimentologique des flyschs et molasses de cette région) ; cette série qui plonge vers l'Est sous les roches vertes, affleure sur l'ensemble de la rive droite de l'Avomintsa, affluent de droite de l'Aspropotamos ; elle avait été interprétée par J.H. BRUNN (1956) comme représentant le soubassement primitif des ophiolites ; cependant, les critères de polarité (tels que le graded - bedding observé dans les niveaux gréseux, les figures de charge, etc.) indiquent que cette série est renversée.

On y observe, de bas en haut (la série étant décrite en position normale) :

- a - sur des spilites et mandelsteins, 10 m d'une alternance de bancs centimétriques de jaspes à radiolaires séparés par des joints marneux également à radiolaires.
- b - une série de 15 à 20 m environ, identique à la précédente, mais où l'épaisseur des lits marneux augmente jusqu'à être 3 à 4 fois supérieure à celle des lits radiolaritiques.
- c - une série d'une dizaine de mètres où apparaissent dans la séquence précédente des bancs gréseux.
- d - 40 m environ d'une suite où alternent successivement des lits de jaspes à radiolaires dont la fréquence diminue rapidement, des marnes encore assez bien représentées, des bancs gréseux verts ne dépassant pas 10 cm d'épaisseur, des lits calcaires pouvant atteindre 30 cm.
- e - une série rythmique de calcaires en plaquettes dont l'épaisseur varie entre 5 et 10 cm et dont la partie supérieure est représentée par des jaspes, alternant avec des lits marneux peu abondants et quelques bancs gréseux.

Vers le sommet de cette série, dont l'épaisseur moyenne est de 50 à 60 m, les niveaux jaspoïdes disparaissent complètement des plaquettes calcaires, et l'on passe insensiblement au calcaire massif qui couronne le tout.

Il s'agirait donc, en dépit de la disposition relativement régulière des couches, du soubassement de la nappe ophiolitique et non du soubassement originel des ophiolites.

De plus, la liaison qui semble s'établir entre les spilites et la série des jaspes et calcaires en plaquettes de l'Avomintsa, jointe au renversement signalé plus haut, tend à prouver que nous sommes peut-être en présence de la couverture de l'ensemble ophiolitique.

3. CRETACE.

Comme dans le cas du Trias et du Jurassique, le Crétacé forme au coeur et sur le pourtour de l'ensemble ophiolitique du Pinde, des pointements calcaires isolés ; ici encore, le problème est de savoir s'il s'agit de formations antérieures à la venue de la nappe ophiolitique, ou de lambeaux de poussée entraînés par celle-ci ; selon J.H. BRUNN (op. cit.), il semble que les pointements de calcaire crétacé représentent des "sorties" ou des échardes du soubassement calcaire de la nappe ophiolitique, aussi bien à l'intérieur du massif ultrabasique que sur sa bordure orientale où ces calcaires forment notamment des pitons ennoyés dans la molasse oligocène.

Cependant, dans les écailles du "corridor de Périvoli", il est difficile de dire si l'on n'a pas affaire de temps en temps à des lambeaux de couverture des ophiolites, tant la tectonique y est complexe ; on peut trouver, en effet, des témoins de la présence de cette couverture, reprise dans les sédiments molassiques qui recouvrent les roches vertes sur le flanc est de la chaîne (cf. 5. - formation de "Tripiméni").

4. EOCENE.

Dans le secteur étudié, il est représenté par les deux niveaux supérieurs du flysch du Pinde : le flysch gréseux, surmonté par le flysch conglomératique tout juste antérieur au charriage des ophiolites qui le recouvrent (on y trouve quelques galets de serpentine). Ces deux niveaux affleurent sous la nappe ophiolitique, à la faveur des fenêtres qui s'étendent de Miléa à Périvoli.

5. OLIGOCENE.

Le flysch du Pinde s'arrête à la limite éocène-oligocène ; lui font suite les formations molassiques oligocènes du bassin de Grévéna ; celles-ci se sont déposées postérieurement à la mise en place de la nappe ophiolitique qu'elles transgressent sur sa bordure orientale.

Cette série molassique comporte une alternance de terrains grésomarneux de couleur gris-bleuté à gris-rouille, présentant à certains niveaux, des bancs à brèches variées, pouvant former des barres bien visibles dans le paysage ; les éléments de ces brèches sont tantôt des paquets doléritiques, atteignant souvent un diamètre de l'ordre du décamètre, tantôt des blocs calcaires de dimension comparable. Pour ces derniers, deux origines sont possibles : ou il s'agit d'une reprise par l'Oligocène de la couverture calcaire crétacée des ophio-

lites ; ou il s'agit d'une reprise, par ce même Oligocène, des sorties des calcaires crétacés du substratum de la nappe ophiolitique qui percent par endroit (voir environs de Microlivado).

Dans notre région, la molasse dessine sur la carte, une profonde échancrure dans les ophiolites, que J.H. BRUNN (op. cit.) a appelé le "Golfe de Krania".

Les dépôts sédimentaires, au fond de ce "golfe", diffèrent de ceux que l'on observe à ses deux extrémités.

Nota : Je donne ici au "Golfe de Krania" un sens plus restreint que celui que J.H. BRUNN lui a attribué ; dans les lignes suivantes, je comprends par ce terme uniquement la partie la plus profonde du "golfe", c'est-à-dire celle qui est située entre Krania, au Sud, et Microlivado au Nord.

Au fond du "Golfe", l'Oligocène débute par une puissante formation bréchique, venant au contact de péridotites et de gabbros. Cette formation, que j'appellerai "formation de Tripiméni" (du nom d'un petit sommet où s'est creusée une arche de pierre que l'on désigne sous le nom de "Pétra Tripiméni"), a une puissance moyenne de 150 mètres ; elle comprend, de la base vers le sommet, une série de brèches dont la nature des éléments varie de la façon suivante :

- a - éléments calcaires (le fait qu'ils se trouvent à la base de la formation de Tripiméni, associés à des fragments radiolaritiques, fait penser qu'il s'agit effectivement cette fois, d'éléments provenant de la couverture sédimentaire des ophiolites) ;
- b - éléments radiolaritiques et calcaires ;
- c - albitophyres et radiolarites ;
- d - albitophyres et gabbros de grains divers ;
- e - dolérites et gabbros ;
- f - gabbros, péridotites et serpentines ;
- g - péridotites et serpentines.

soit l'inverse de la succession théorique des types pétrographiques dans les volcano-plutons, l'érosion ayant décapé les roches dans l'ordre où elles se présentaient.

La formation de Tripiméni est bien localisée au fond du golfe. Elle est surmontée par une série grésos-conglomératique qui dessine sur la carte une bande passant par les deux extrémités du golfe. Viennent ensuite les dépôts grésos-marneux qui s'étendent sur l'ensemble du bassin de Grévéna.

Les différences que présentent les terrains sédimentaires dans les divers points du golfe, sont à mettre en relation avec celles que l'on observe dans les roches du cortège ophiolitique qui le bordent ; ainsi, la formation bréchique de Tripiméni transgresse des gabbros et péridotites, alors qu'aux extrémités du golfe, les séries molassiques grésos-marneuses reposent sur des terrains dolérito-spilitiques.

Ces deux observations s'expliquent aisément en admettant que la partie correspondant au fond du golfe était émergée au début de la transgression oligocène, juste après la mise en place de la nappe ophiolitique. La formation de Tripiméni serait alors le résultat du décapage des types pétrographiques successifs du cortège ophiolitique. On peut penser, au contraire, que les deux bords du golfe étaient suffisamment immergés pour n'être érodés que superficiellement : c'est pourquoi on y observe actuellement la série continue des ophiolites, qui conduit des péridotites aux albitophyres, en passant par les gabbros et les dolérites.

Le bombement central de l'ensemble ophiolitique peut avoir deux causes : soit être un caractère propre de l'écoulement ; on a souvent remarqué, en effet, (voir notamment le complexe volcano sédimentaire du Mont Dore) que lorsqu'une coulée s'épanche sur un plateau, la présence d'une vallée est soulignée par un bombement de la coulée à l'aplomb de cette vallée. Ce pourrait être notre cas, J.H. BRUNN admettant, pour d'autres raisons, l'existence d'une zone d'effondrement antérieure à l'arrivée des ophiolites et orientée Est-Ouest.

C h a p i t r e I.C.

E S Q U I S S E T E C T O N I Q U E

1. GENERALITES ET RAPPEL DES ZONES DEFINIES DANS LES HELLENIDES.

Nous ne pouvons passer à l'étude pétrographique, sans envisager l'esquisse tectonique de la région étudiée ; or, cette esquisse ne peut être comprise sans un aperçu sur l'évolution structurale des Hellénides au cours des temps géologiques.

Cette évolution est bien développée dans les thèses de J.H. BRUNN (1956) et de J. AUBOUIN (1959), (voir également les travaux de C. RENZ, G. MARINOS, P. CELET, J. MERCIER et I. GODFRIAUX) ; je n'en reprendrai ici que les grandes lignes.

Dans le secteur étudié, les Hellénides, qui ont une direction générale NNW-SSE, (cf. fig. 4) comprennent 7 zones parallèles ; ce sont, lorsque l'on se déplace des zones externes vers les zones internes, c'est-à-dire de l'Ouest vers l'Est :

a. La zone de Paxos, ou zone préapulienne : (I sur la carte)

Par ses faciès et sa structure, elle traduit la présence d'une ancienne ride tout à fait externe, et présente vraisemblablement le bord externe du tectogène.

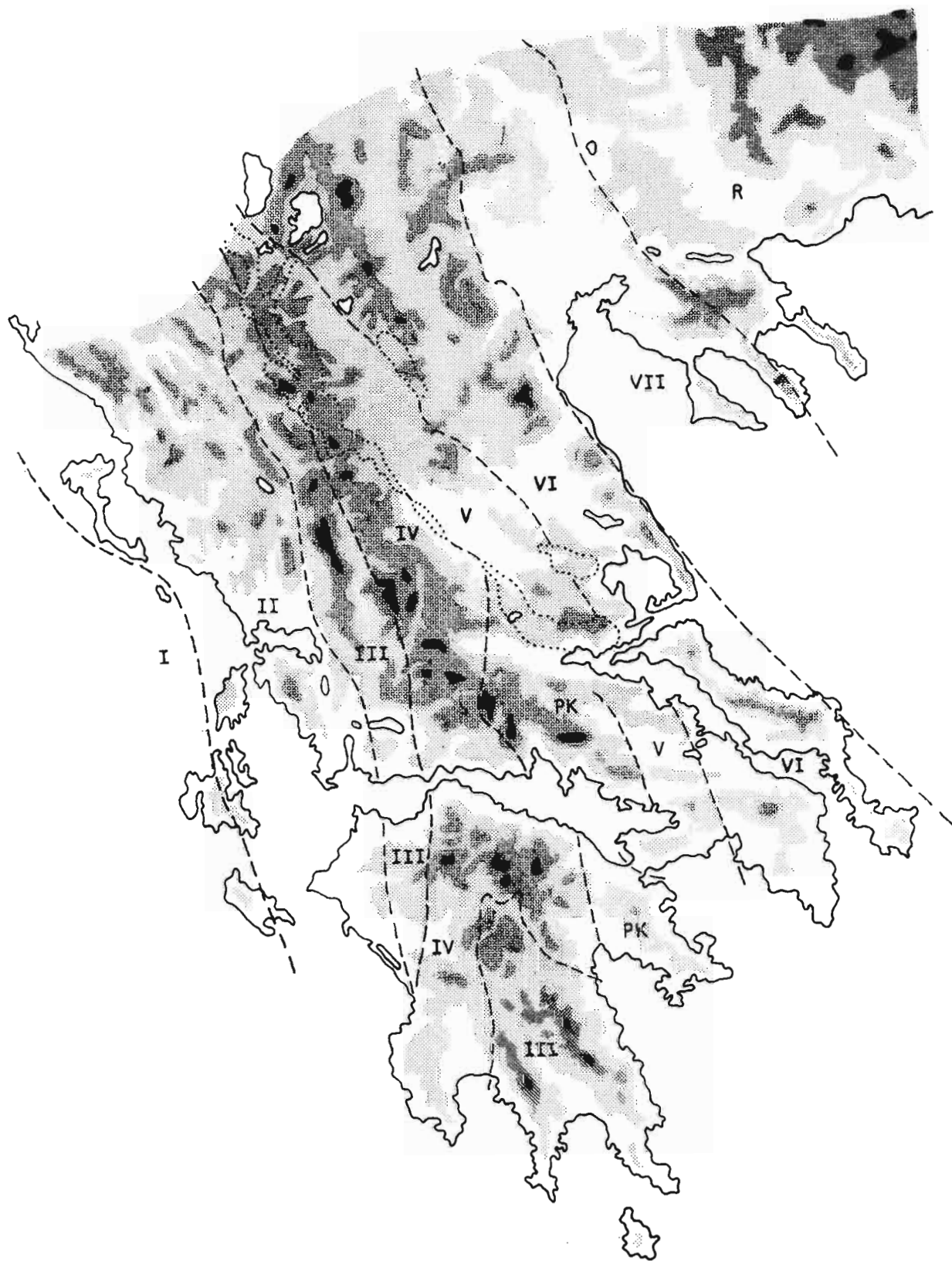


Fig. 4 Disposition des zones dans les Hellénides.

(d'après le schéma de J.H.Brunn - 1961 - simplifié)

b. La zone ionienne : (II)

Ancien sillon individualisé à la fin du Lias, se fermant au Miocène.

c. La zone du Gavrovo : (III)

Ancienne ride à épais dépôts calcaires et style tectonique cassant (traduisant peut-être la présence d'un vieux socle sous-jacent); elle est recouverte en partie par les matériaux des zones plus internes voisines.

d. La zone du Pinde : (IV)

Elle est issue d'un sillon plus profond et mieux marqué que celui de la zone ionienne ; les sédiments fins qu'il contenait sont charriés sur une partie du Gavrovo calcaire ; de plus, ils supportent à leur tour, les ophiolites également charriées sur les zones externes.

e. La zone sub-pélagonienne : (V)

Au Jurassique, les ophiolites se sont épanchées dans cette zone, antérieurement considérée comme la bordure orientale de la zone pélagonienne, plus interne.

Dans le Pinde septentrional, les ophiolites présentent un contact de chevauchement avec l'Eocène déposé dans la zone du Pinde.

Nota : les massifs ophiolitiques sont cernés, sur la carte, par des lignes en pointillé.

f. La zone pélagonienne : (VI)

Il s'agit d'un socle cristallin et cristallophyllien et de sa couverture secondaire et tertiaire conservée par endroit ; il a joué le rôle d'un haut fond rigide, et eut une intense activité orogénique (subsidence triasique et jurassique, plissement et surrection au Crétacé inférieur, subsidence au Crétacé supérieur, surrection éocène, subsidence oligocène, surrections aquitanaise et pontienne, affaissement pliocène) transmettant les poussées et déchargeant dans les zones voisines d'importantes quantités de matériaux détritiques.

g. La zone du Vardar : (VII)

Pour mémoire.

Au sud de la Grèce continentale, une autre zone intervient entre la zone du Pinde et la zone pélagonienne : il s'agit de la zone du Parnasse - Kiona (PK). Sa disparition vers le Nord est soit d'origine paléogéographique, soit d'origine tectonique : elle serait alors en liaison avec le charriage du socle de la zone pélagonienne dont l'existence est révélée par la position en fenêtre de l'Olympe (I. GODFRIAUX, 1962). Dans ce cas, la nappe ophiolitique viendrait de plus loin vers l'Est, et la genèse des ophiolites n'aurait aucun rapport direct avec le sillon du Pinde. Cette question reste ouverte et n'a pas d'incidence sur ce qui fait l'objet de cette étude.

Signalons enfin que la zone, ou mieux le noyau du Rhodope (R), est également portée sur cette carte ; il s'agit d'un ensemble de roches ignées et métamorphiques situé entre les Hellénides au SW et le rameau alpin bulgare au NE.

2. HISTOIRE STRUCTURALE DE LA CHAÎNE DU PINDE SEPTENTRIONAL.

Les ophiolites, dont la portion occidentale forme actuellement le faite du Pinde, se sont épanchées sur la bordure occidentale de la zone pélagonienne, définissant ainsi une nouvelle zone, décrite par J. AUBOUIN sous le nom de zone sub-pélagonienne - il s'agit d'une zone située sur la flexure que présentait le massif pélagonien au moment de l'épanchement, et qui fut peut-être même à l'origine de cet épanchement ; les sédiments de la fosse du Pinde, et ultérieurement les ophiolites, ont été charriés vers les zones externes en venant, dans le Pinde septentrional, se heurter au môle que formait la partie occidentale soulevée de la zone du Gavrovo (massif du Tymphé) ; l'évolution des zones plus externes, telles que les zones préapulienne et ionienne, et de la zone plus interne du Vardar, n'intervenant pas dans l'histoire de la cordillère pindique ainsi créée, je ne les envisagerai pas.

Avant d'entrer dans le détail des divers mouvements qu'ont subi les zones qui intéressent la chaîne du Pinde septentrional, pendant le Secondaire, le Tertiaire et le Quaternaire, je résumerai les grands traits de leur histoire structurale.

Les ophiolites s'épanchent vraisemblablement à la fin du Jurassique, sur la bordure occidentale (zone sub-pélagonienne) du massif pélagonien ; cet épanchement est suivi par le dépôt, pendant tout le Crétacé, de formations essentiellement calcaires, dans les zones plus externes (zone du Pinde, zone du Gavrovo, etc.). Le Tertiaire est marqué, pendant l'Eocène, par le dépôt du flysch (flysch du Pinde). A la fin de l'Eocène, le front occidental de la masse ophiolitique est charrié vers l'Ouest sur le flysch, au cours du mouvement de constriction que subissent les Hellénides pendant cette période ; une partie des ophiolites reste cependant accrochée à la zone sub-pélagonienne où elles ont pris naissance (Vourinos) ; enfin, entre la nappe ophiolitique du Pinde charriée et le Vourinos autochtone, se creuse un sillon : le sillon méso-hellénique, qui se comblera pendant les périodes suivantes (molasse oligocène et miocène, dépôts villafranchiens du centre du bassin de Grévéna).

a. Le Secondaire.

Pendant le Secondaire, l'histoire de cette région se définit essentiellement, d'une part, par la différence de nature entre les sédiments pélagiques qui tapissent la future zone du Pinde, et ceux qui se déposent sur le Gavrovo et le massif pélagonien, et d'autre part, par l'apparition des ophiolites à la fin du Jurassique.

Après cet épanchement sur sa bordure occidentale, le destin du massif pélagonien diffère de celui de la ride du Gavrovo ; il se soulève notamment au Crétacé inférieur, sous l'effet de poussées internes ; Les zones plus externes n'en sont nullement affectées. Pour J.H. BRUNN (1956), ceci fait pressentir l'existence, dans le sillon du Pinde, d'une zone résistante, jouant un rôle de butoir, qui aurait pu stopper ces mouvements. L'existence de ce butoir est peut-être due à l'enracinement des roches ultrabasiqes en cet endroit ; c'est ce même butoir qui, lors des mouvements paroxysmaux qui se manifesteront à la limite éocène - oligocène, ne les contiendrait plus, mais au contraire céderait en les transmettant avec une violence accrue. Le même auteur (1960) a envisagé l'hypothèse selon laquelle les déformations de la zone pélagonienne au Crétacé inférieur seraient dues à des compressions longitudinales, ce qui pourrait aussi expliquer qu'elles ne se soient pas propagées vers l'extérieur.

La zone pélagonienne est ensuite érodée, et la fin du Crétacé est marquée par une atténuation des différences de faciès entre les zones considérées ici.

b. Le Tertiaire.

Cette période d'accalmie est suivie au Maestrichtien, par une nouvelle surrection de la zone pélagonienne, amenant la formation, pendant tout l'Eocène, de dépôts épais de flysch, à l'avant des masses ophiolitiques.

A la limite Eocène - Oligocène, on assiste à des mouvements brutaux et à une constriction de l'ensemble, entraînant la fermeture de la fosse subsidente du Pinde ; les pressions d'origine orientale, probablement liées au grand charriage de socle de la zone pélagonienne (I. GODFRIAUX, 1962), sont transmises aux dépôts contenus dans la fosse du Pinde, par le soubassement ophiolitique de la zone sub-pélagonienne, ainsi que je l'ai déjà mentionné plus haut. Le flysch, chassé de la sorte, recouvre la zone du Gavrovo.

La zone du Gavrovo, comprenant au Sud, le massif du Gavrovo sensu stricto dans le secteur étudié par J. AUBOUIN (1959), et d'autre part au Nord, le massif du Tymphé étudié par J.H. BRUNN (1956), est caractérisée par une tectonique cassante verticale de grande ampleur. Notons qu'en raison de leur importance et de leur verticalité, les failles qui quadrillent ces deux massifs, affectent certainement le socle ; d'autre part, l'enracinement des accidents dans le socle, infère le caractère autochtone des formations du Tymphé et du Gavrovo, recouvertes en partie par les séries allochtones plus internes que le massif pélagonien a poussé devant lui.

Cette tectonique cassante est d'âge pro parte infra-oligocène (c'est-à-dire antérieure au charriage des formations du Pinde qui s'écrasent contre la grande faille frontale du massif du Tymphé), et pro parte postérieure, notamment vers le Sud, dans le massif du Gavrovo. Il est certain que des rejeux se sont produits.

Le Tymphé nous intéresse plus particulièrement, puisqu'il est situé aux latitudes des masses ophiolitiques du Pinde septentrional. Avant le charriage du flysch éocène, une partie de la bordure orientale du Tymphé s'effondre (rejet probable de la faille de Gamila, mettant le Tymphé au contact du flysch du Pinde : 4000 m) ; les sédiments de la fosse du Pinde, alors chassés par le mouvement général de constriction qui se manifeste à la fin de l'Eocène, viennent recouvrir la partie orientale effondrée du massif, sans toutefois pouvoir envahir le secteur occidental exhaussé ; le "mouvement défensif" du Tymphé, s'exprime par le chevauchement en retour des niveaux supérieurs du secteur occidental sur les sédiments à peine charriés (cf. J.H. BRUNN, 1956 ; chevauchement de Nerafda) ; ainsi s'expliquent les affleurements importants que présente sur la carte ce massif ; les pressions continuant, mais les mouvements étant provisoirement bloqués le long de la faille de Gamila, la langue ophiolitique occidentale est à son tour charriée vers le Tymphé, écrasant sous son poids le flysch du Pinde transporté précédemment.

Le Gavrovo proprement dit, ne connaissant au contraire sa

tectonique cassante qu'à la fin de l'Oligocène, pouvait être plus largement envahi par les sédiments de la fosse du Pinde.

L'action de la nappe ophiolitique sur son nouveau substratum dépend essentiellement de son épaisseur. Les observations reportées plus loin montrent qu'elle devait être plus épaisse dans le secteur central, ainsi que nous le supposons à la fin du chapitre précédent (Stratigraphie), vraisemblablement en raison de l'existence d'un ancien grabben de direction W-E, donc sensiblement perpendiculaire aux zones des Hellénides, et antérieur à la venue des ophiolites auxquelles il a imprimé leur forme ; cet accident devait s'étendre depuis le "couloir de Kozani", sur le massif pélagonien, jusqu'au Tymphé, en passant par le centre du "Golfe de Krania".

De fait, on observe, sur la bordure septentrionale du secteur central, dans le "corridor de Périvoli", de nombreuses écailles de roches diverses, fortement broyées, et emballées dans un bourrelet de flysch s'enfonçant profondément, vers l'Est, dans les ophiolites ; on peut attribuer l'existence de ce bourrelet aux pressions exercées par les masses ultrabasiques du secteur central qui ont rejeté latéralement une partie des sédiments sur lesquels elles avançaient ; ce phénomène se répète d'ailleurs de façon symétrique, quoique moins spectaculaire, au sud de ce même secteur, dans les environs de Milia.

De plus, les secteurs latéraux (au Nord, le secteur du Smolika et au Sud, le secteur du Haut Pénée, comme les a défini J.H. BRUNN) sont caractérisés par une plus grande abondance de roches doléritogabbroïques et spilitiques, et par une moindre épaisseur d'ensemble.

Nous verrons dans la seconde partie (Etude pétrographique), l'argument que l'on peut tirer, quant aux conditions du mécanisme de l'épanchement lui-même, d'une part de l'accumulation de roches microlitiques, sur les bords moins épais de la langue ophiolitique occidentale, et d'autre part de leur quasi-absence dans le Vourinos, massif ultrabasique proche du lieu d'émission présumé et encore accroché à la bordure occidentale du massif pélagonien.

Derrière la cordillère pindique ainsi créée, se forme maintenant un sillon interne, désigné sous le nom de "sillon méso-hellénique" (par J.H. BRUNN, 1956 - 1961) ; il se situe "à l'emplacement de la cicatrice de la fissure ophiolitique, émergée pendant l'Eocène, et jouant maintenant le rôle de synclinal". Le remplissage de ce synclinal sera le résultat des mouvements de balancement qui s'effectueront aux périodes suivantes, entre le massif pélagonien et la ride pindique nouvelle venue.

Au cours de l'Oligocène, on assiste au paroxysme des mouvements ascensionnels du massif pélagonien, allant jusqu'à l'émersion définitive de l'ensellement de Kozani ; ces mouvements se feront d'ailleurs par à-coup, comme le traduit le renouvellement de séquences comparables, débutant par des conglomérats, dans les dépôts molassiques. Pendant ce temps, la ride pindique subit un affaissement, accompagné d'un approfondissement de la bordure sud-ouest du sillon méso-hellénique.

Enfin, au Burdigalien un dernier plissement du Pinde, puis au Pontien, une nouvelle surrection du massif pélagonien amènent l'émer-sion définitive du sillon. Les dépôts molassiques oligocènes, situés sur le bord oriental **du Pinde**, sont redressés, et les massifs doléritospilitiques qui ferment le golfe de Krania (cf. supra), viennent légèrement chevaucher en retour les couches molassiques sous-jacentes qu'ils rebroussent vers l'Est ; la formation de Tripiméni est relevée à la verticale, et de nombreuses fractures affectent la masse ophiolite du secteur central.

c. Le Quaternaire.

Les couches molassiques qui pendent alors en moyenne de 45° E.SE sur la bordure occidentale du bassin de Grévéna, sont recouvertes par des dépôts alluviaux quaternaires grossiers, formant des terrasses perchées à quelque 50 mètres au dessus des vallées actuelles, entre Krania et Microlivado ; notons qu'au sud du secteur étudié, dans la vallée du Haut Pénée, les terrasses les plus hautes sont à environ 600 mètres au dessus du lit de la rivière. Ce sont les témoins du surcreusement qui se manifeste à présent dans le Pinde.

D e u x i è m e P a r t i e

E T U D E P E T R O G R A P H I Q U E

C h a p i t r e I I . A .

G E N E R A L I T E S

1. LE CORTEGE OPHIOLITIQUE.

J'ai souvent utilisé, au cours des pages précédentes, le terme général d'"ophiolites" pour englober l'ensemble des roches que j'étudie dans le présent ouvrage ; on emploie couramment ce terme général, que l'on ne devrait en fait étymologiquement réserver qu'aux serpentines, pour désigner non seulement les roches ultrabasiqes (péridotites et pyroxénolites) et basiques (gabbros et dolérites) de la série, mais encore les termes alcalins (albitophyres), voire même acides qui couronnent parfois le tout. Il s'agit là évidemment d'une commodité de langage, mais il n'en demeure pas moins vrai que seule la notion de "cortège ophiolitique" rend compte de l'association et de la succession dans l'espace de ces différents types pétrographiques.

A cet égard, la chaîne du Pinde représente un bon exemple de cortège ophiolitique ; on y trouve en effet une masse de serpentinites et de péridotites plus ou moins serpentinisées, sur laquelle reposent des gabbros de grains divers, avec ou sans olivine, des dolérites, et enfin des albitophyres dont les niveaux supérieurs présentent fréquemment des faciès de pillow-lavas ; on y rencontre également, par endroits, des jaspes à radiolaires ou radiolarites, qui coiffent l'ensemble.

2. DIVERSES HYPOTHESES DE MISE EN PLACE DU CORTEGE OPHIOLITIQUE .

Le cortège ophiolitique, qui forme à première vue sur le terrain une réelle unité, suscite de nombreux problèmes quant à sa mise en place et aux liens mêmes qui unissent les roches constitutives de l'ensemble.

Les relations qui existent entre les serpentinites (et péridotites) et les gabbros, dans les complexes péridotitogabbroïques de type alpin, ont été maintes fois décrites ; nous retiendrons par exemple, les observations faites par A. LACROIX (1943) en Nouvelle Calédonie. De tels liens sont également connus dans les complexes péridotitogabbroïques stratiformes, tels que Stillwater (J.V. PEOPLES, 1936 ; H.H. HESS, 1939 ; W.R. JONES, J.W. PEOPLES et A.L. HOWLAND, 1960 ; E.D. JACKSON, 1961) et Rhum (S.I. TOMKEIEFF, 1942-1945 ; G.H. BROWN, 1956 ; R.N. BROTHERS, 1964). L'existence de ces liens étroits, entre les péridotites et les gabbros dans les complexes stratiformes, et entre les péridotites, les gabbros et les diabases, dans les complexes ophiolitiques (complexes péridotitogabbroïques de type alpin), nous conduit à admettre la consanguinité de toutes ces roches ; car, si tel n'était pas le cas, il faudrait conclure que la formation de tels complexes, et surtout la formation de complexes ophiolitiques où la diversité des types pétrographiques est plus grande, n'est que le fruit d'un concours de circonstances fortuites, chaque type de roche ayant une origine propre. Je ne pense pas, pour ma part, que ce dernier point puisse être retenu, parce qu'il ne rend pas compte de l'existence fréquente des associations de type ophiolitique ; il faudrait en effet admettre que, dans le temps et dans l'espace, un faisceau de circonstances diverses puissent se reproduire invariablement suivant le même schéma.

M. VUAGNAT rappelle, dans sa note sur la trilogie serpentinite - gabbro - diabase (1964), la synthèse élaborée en 1927 par G. STEINMANN ; j'en donne les grandes lignes sans envisager les arguments invoqués par cet auteur pour étayer son hypothèse.

STEINMANN avait retenu les points suivants :

- les ophiolites sont constituées par une trilogie : serpentinite - gabbro - diabase ;
- elles présentent, de bas en haut, la succession verticale suivante : serpentinite - gabbro - diabase ; il n'y a pas de passage progressif entre les trois termes de la trilogie ;
- enfin, elles sont associées avec des radiolarites.

Et il concluait :

- les ophiolites forment un ensemble intrusif ;
- la variété des types pétrographiques du cortège ophiolitique s'explique par une différenciation au sein d'un placolite où un magma très basique se scinde en deux en donnant : en dessus, une masse ultrabasique qui cristallise ; en dessous, un magma résiduel basique qui se divise à son tour en une couche supé-

rieure basique et une couche inférieure plus acide ; la succession verticale sur le terrain serait inversée par rapport à la superposition primaire au sein du placolithe, où les différents types se disposeraient à l'encontre de l'action de la gravité.

T.P. THAYER (1960) a dressé une liste des caractères qui permettent de différencier les complexes de type alpin des complexes stratiformes ; cependant, les diverses hypothèses concernant l'origine et la mise en place de ces deux principaux types de complexes péridotitogabbroïques, peuvent être, à mon avis, envisagées globalement, puisqu'elles ont été tour à tour utilisées pour les complexes stratiformes et pour les complexes de type alpin.

1.- Mise en place d'un matériel péridotitique solide et stratifié ; cette hypothèse de type sub-crustal est notamment soutenue par De ROEVER (1957-1961) ; L.R. WAGER et W.A. DEER (1939), L.R. WAGER (1953) ont cherché à rendre compte des phénomènes à l'origine de la stratification ; ils envisagent l'existence, au sein d'une chambre magmatique profonde, de courants de convection qui brasseraient le magma ; les minéraux seraient entraînés par ces courants et seuls les plus lourds se déposeraient au fond de la chambre. Pour certains auteurs (N.L. BOWEN et O.F. TUTTLE, 1949 ; T.P. THAYER, 1960), ce matériel pourrait être réactivé, lors de la mise en place, sous forme de "bouillie cristalline" (crystal mush), la stratification pouvant alors être postérieure à la mise en place.

2.- Mise en place d'un magma péridotitique, la stratification étant due à de légers remaniements dans un magma visqueux (H.H. HESS, 1955 ; J.A. NOBLE et H.P. jr TAYLOR, 1960). Notons que dans le cadre de cette hypothèse et en liaison avec l'hypothèse de type volcanique ci-dessous, I.G. GASS (1958) a mis en évidence l'existence de pillow-lavas ultrabasiques à Chypre ; l'hypothèse d'un magma ultrabasique n'est donc pas à exclure.

3.- Intrusion et même extrusion d'un matériel basaltique se différenciant dans des laccolites, sous l'effet de l'action de la gravité. H.H. HESS (1938-1939) à Stillwater, et A.L. HALL (1932) au Bushveld, envisagent tous deux cette hypothèse pour expliquer les stratifications que présentent ces complexes stratiformes. Le caractère effusif des complexes ophiolitiques est soutenu par E.B. BAILEY et W.J. Mac CALLIEN (1953), E. KÜNDIG (1954), L. DUBERTRET (1955), J.H. BRUNN (1956), W.E. PETRASCHER (1959) et H. BORCHERT (1961). Il convient toutefois de différencier d'une part les hypothèses purement volcaniques telles que celles de E.B. BAILEY et W.J. Mac CALLIEN, E. KÜNDIG et A. RITTMANN (1960) qui expliquent fort bien la serpentinisation des masses péridotitiques lorsqu'elles viennent au contact de l'eau de mer et la libération d'une quantité suffisante de silice à l'origine des radiolarites, et d'autre part l'hypothèse plutovolcanique de L. DUBERTRET, J.H. BRUNN et P. ROUTHIER (1953) qui pensent que la serpentinisation des péridotites est un phénomène secondaire. Pour ces trois derniers auteurs, le lien entre les élé-

ments constitutifs du cortège ophiolitique est si étroit qu'ils les font provenir d'une seule masse, épanchée sur un fond marin comme l'atteste la présence de pillow-lavas, au cours d'une seule venue, et ayant subi en son sein des différenciations essentiellement dues à l'action de la gravité, qui auraient conduit à l'étagement que l'on peut observer sur le terrain. Notons que dans cette hypothèse, on admet la formation d'une enveloppe spilitisée, formant une croûte sous laquelle se produisent les différenciations par gravité, conduisant à l'accumulation des ferromagnésiens les plus lourds et les premiers formés dans les niveaux inférieurs de la chambre magmatique ainsi reconstituée après la mise en place.

4.- Une variation à l'hypothèse volcanique a été émise par A. HELKE (1962) ; il s'agit de l'intrusion d'un magma basaltique, formant des complexes stratiformes en profondeur ; ces complexes seraient ultérieurement entraînés par les mouvements tectoniques alpins.

5.- Enfin, il existe une hypothèse transformiste proposée par J. AVIAS (1949) en Nouvelle Calédonie pour les complexes de type alpin, et par Van BILJON (1949) au Bushveld pour les complexes stratiformes ; cette hypothèse est fortement controversée ; elle n'explique pas notamment les fortes concentrations en Cr, par exemple, des massifs ultrabasiques.

Il serait prématuré de prendre position dès à présent, et les hypothèses que je pourrai formuler ultérieurement nécessitent un examen approfondi des types pétrographiques et de leurs liens éventuels.

3. LOCALISATION DE LA COUPE DE REFERENCE ETUDIEE DANS LE PINDE : VALLEE DE L'ASPROPOTAMOS.

En Grèce septentrionale, le cortège ophiolitique, défini par J.H. BRUNN (1956-1960) dans le massif du Vourinos (cf. schéma de localisation, fig. 2), présente, de bas en haut, la succession verticale suivante :

- 1 - Péridotites :
Dunites,
Harzburgites (alternant avec les dunites),
Lherzolites ;
- 2 - Pyroxénolites (alternant avec les lherzolites et gabbros) ;
- 3 - Gabbros de grains divers ;
- 4 - Dolérites ;
- 5 - Dolérites albitisées ;
- 6 - Jaspes à radiolaires.

A l'inverse du massif du Vourinos qui est peu affecté par les mouvements tectoniques postérieurs à sa mise en place, le Pinde est parcouru par un réseau de failles de direction NNE-SSW, lui-même

recoupé par un second réseau de direction NNW-SSE, ce qui rend l'étude de séquences continues particulièrement difficile.

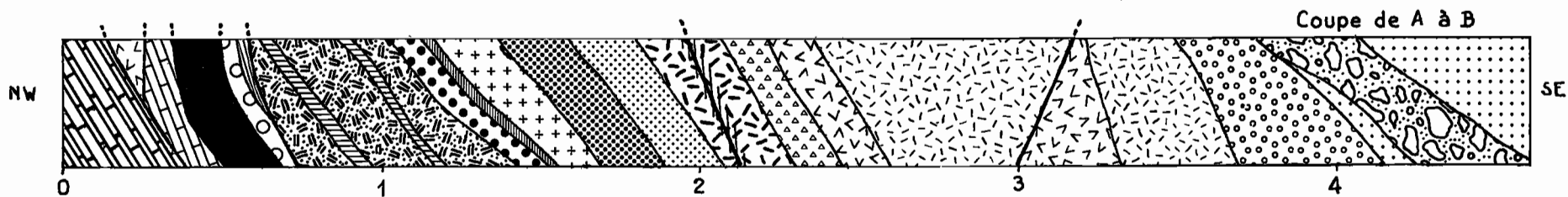
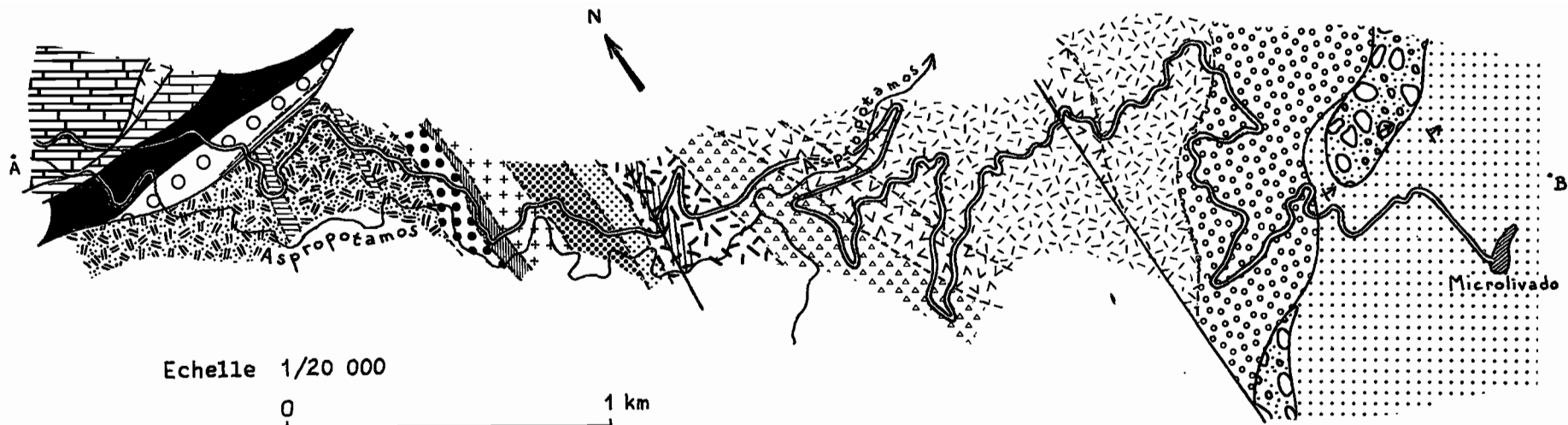
Mises à part deux séries moins complètes, prélevées l'une dans le ravin qui partant d'Avdéla vient se jeter sur la rive gauche de l'Aspropotamos à quelques kilomètres au sud de ce village, l'autre dans le Pambouria (ainsi nommé sur l'édition anglaise de la carte au 1/100 000), affluent de droite du Miléotikos (ravin reliant le village de Miléa au village de Krania), seule la vallée de l'Aspropotamos se prête à l'étude détaillée d'une série presque complète ; elle comprend des péridotites, gabbros, dolérites et albitophyres, et n'est coupée que par une ou deux failles à rejet longitudinal, qui mylonitisent les gabbros sur une courte distance (cf. fig. 5).

Les ravins situés plus au Sud (Miléotilos, Kirakali), se sont révélés décevants ; les termes supérieurs du cortège ophiolitique ont été rabotés vers l'Est par la transgression molassique oligocène, et notamment par la formation de Tripiméni décrite dans la première partie, ce qui limite les coupes lorsqu'elles ne sont pas déjà bouleversées par la tectonique, aux péridotites et gabbros les plus basiques.

Je dois signaler que la coupe de la vallée de l'Aspropotamos ne comporte, en fait de péridotites, que des lherzolites, soit les termes péridotitiques supérieurs de la succession type de J.H. BRUNN ; mais il faut remarquer que la base du cortège ophiolitique à cet endroit est coupée vers l'Ouest par le "corridor de Périvoli" (cf. carte d'ensemble, J.H. BRUNN, 1956) : il s'agit d'un enchevêtrement désordonné d'écaillles où s'entremêlent des bandes de serpentinites, péridotites diverses et gabbros, des amas de pillow-lavas et jaspes associés, des barres calcaires d'âges variés représentant tantôt le soubassement sédimentaire du cortège ophiolitique, tantôt la série transgressive postérieure à la mise en place ; on y trouve enfin, en quantité, le flysch du Pinde sur lequel la masse ophiolitique a été largement charriée ; c'est en ce sens que l'on peut dire que cet ensemble d'écaillles correspond à une demi-fenêtre pénétrant profondément la nappe ophiolitique ; cette demi-fenêtre de direction WSW-ENE réduit donc notre étude aux termes supérieurs des péridotites dans la vallée de l'Aspropotamos.

Signalons également que les masses péridotitiques situées au-delà du "corridor de Périvoli", c'est-à-dire à l'ouest de ce dernier, sont essentiellement constituées par des dunites et des harzburgites très serpentinisées, sans qu'il soit possible d'établir une succession. Le corridor de Périvoli interrompt donc la succession type fournie par J.H. BRUNN au niveau harzburgites-lherzolites.

Dans le schéma de la figure 6, nous voyons une coupe succincte destinée à illustrer ce qui vient d'être dit et à localiser la zone étudiée ; sur ce schéma, les limites entre les différents types pétrographiques dessinent, lorsque l'on se déplace d'Ouest en Est, un véritable éventail, les limites occidentales étant horizon-



LEGENDE

| | | |
|----------------------------------|---------------------------------|-----------------------|
| Molasse oligocène | Gabbros à amphibole | Péridotites |
| Formation brechique de Tripiméni | Zone mylonitisée | Pyroxénolites |
| Spilites pillow-laviques | Gabbros à grain moyen | Serpentine |
| Spilites | Gabbros mésocrates à gros grain | Radiolarites |
| Dolérites | Gabbros leucocrates | Mandelstein |
| Gabbros à structure doléritique | Gabbros à olivine | Calcaires Jurassiques |
| | Péridotites plagioclasiques | Calcaires Crétacés |

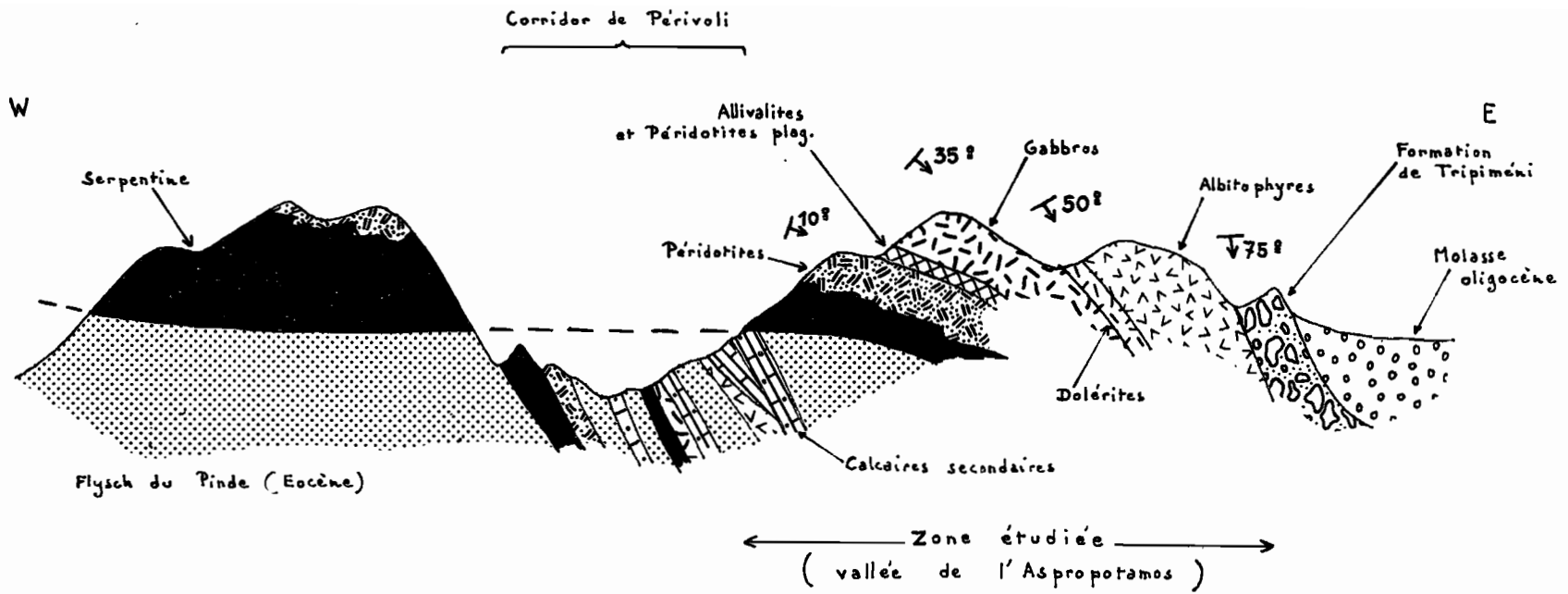


Fig. 6 Coupe schématique parallèle à l'Aspropotamos.

tales, et de plus parallèles au contact anormal péridotite-flysch, les limites orientales pendant pour leur part jusqu'à 70° Est ; toutes les positions intermédiaires entre ces deux valeurs étant progressivement réalisées lorsque l'on se déplace dans le sens Ouest-Est. Nous pouvons donc observer des variations dans ce que j'appellerai un pendage (cf. note infra-paginale).

En effectuant des mesures systématiques sur les roches de la vallée de l'Aspropotamos, j'ai constaté la permanence de la direction et du sens des pendages ; d'autre part, l'ampleur des pendages augmente progressivement d'Ouest en Est, si bien que l'on assiste, sur la bordure orientale du Pinde, à un plongement quasi vertical des niveaux doléritosplitiques sous la molasse oligocène qui les transgresse.

Si les plans définis par le litage des roches du cortège ophiolitique pendent généralement vers l'Est dans le Pinde, dans le Vourinos au contraire, le sens général du pendage de la série ophiolitique est orienté vers l'Ouest ; le bassin de Grévéna qui sépare ces deux massifs suppose l'existence d'une zone effondrée dont nous avons expliqué la genèse précédemment.

4. SUCCESSION DES TYPES PETROGRAPHIQUES DANS LA VALLEE DE L'ASPROPOTAMOS.

La succession des types pétrographiques observés dans la vallée de l'Aspropotamos correspond sensiblement à celle du Vourinos.

La description détaillée de cette succession servira d'introduction à l'étude pétrographique proprement dite ; nous trouvons de bas en haut, c'est-à-dire d'Ouest en Est :

Note : Les limites entre les différents faciès pétrographiques, ainsi que, à l'intérieur de chaque faciès, les limites entre les roches à grain différent, sont souvent nettes et rectilignes ; elles correspondent généralement à des niveaux où dominent tantôt le pyroxène, tantôt le plagioclase ; ces plans privilégiés ont été repris par des diaclases qui soulignent les surfaces de séparation entre les types pétrographiques ou les types à granulométrie différente et en rendent la mesure plus facile ; les mesures de pendage que l'on peut faire sur ces plans donnent donc l'inclinaison du litage des roches. Si cette inclinaison varie bien en éventail, l'orientation des lits, par contre, dans la coupe considérée, est toujours la même. Je crois bon de rappeler que le phénomène est encore plus frappant dans le Vourinos où le pendage mesuré dans les roches du cortège ophiolitique correspond à celui des calcaires qui en forment le substratum.

1 - Péridotites :

Les dunites et harzburgites que nous avons rencontrées dans le secteur central de la chaîne du Pinde, se situent à l'ouest du "corridor de Périvoli" (cf. supra) ; elles sont assez fortement serpentinisées ; la coupe de la vallée de l'Aspropotamos débute à l'est de ce même corridor et ne contient que des lherzolites qui s'étendent sur 300 à 400 mètres d'épaisseur ; nous avons déjà vu que ces deux ensembles péridotitiques, quoique séparés par une zone d'accidents majeurs, sont parfaitement complémentaires.

2 - Pyroxénolites :

Il s'agit de lits d'enstatites, voire de webstérites, d'épaisseur variable (5 à 50 mètres) qui se situent principalement dans les niveaux lherzolitiques supérieurs, mais que l'on rencontre également parfois dans les niveaux gabbroïques inférieurs.

Notons que l'on trouve aussi, en d'autres points de la chaîne du Pinde, des pyroxénolites en filons, dans les niveaux supérieurs de la masse péridotitique.

3 - Gabbros à olivine (Allivalites) :

La zone de passage des péridotites aux gabbros sans olivine, a 75 mètres environ de puissance ; elle est rythmique et comprend une succession de lits de péridotites plagifères à tendance dunitique et de lits mésocrates représentés presque exclusivement par des gabbros à olivine seule ; l'épaisseur de ces lits est millimétrique, et dans certains cas centimétrique ; cette zone de passage est surmontée par une couche allivalitique à olivine xénomorphe, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, sans récurrence péridotitique.

4 - Gabbros sans olivine :

Les termes inférieurs des gabbros sans olivine, contigus aux allivalites supérieures, sont fortement basiques et leucocrates (75 % de bytownite An 80-85) ; la taille des grains, ainsi que la basicité des plagioclases, diminue régulièrement lorsque l'on se dirige vers l'Est, c'est-à-dire lorsque l'on monte dans la série qui constitue le cortège ophiolitique.

Ainsi, on passe progressivement des structures grenues des termes de base aux structures microgrenues doléritiques des termes supérieurs.

La zone des gabbros sans olivine s'étend sur 400 mètres, et plus.

5 - Dolérites :

Les dolérites présentent des structures doléritiques diverses, et ne dépassent jamais 100 mètres d'épaisseur.

6 - Albitophyres :

Le passage des dolérites aux albitophyres se fait brusquement ; les albitophyres sont très développées (300 à 400 mètres) ; leur sommet est représenté par des pillow-lavas dont le ciment est constitué par des débris de roches spilitiques dans les niveaux inférieurs, et par des jaspes à radiolaires dans les niveaux supérieurs.

7 - Jaspes à radiolaires :

La coupe de la vallée de l'Aspropotamos ne contient pas de jaspes à radiolaires, la molasse oligocène transgressive venant au contact des albitophyres ; cependant, on peut les voir en continuité dans quelques autres coupes (environ d'Avdéla, par exemple) et il est à noter que, dans les écailles du "corridor de Périvoli", les bancs d'albitophyres ne se rencontrent jamais sans être accompagnés par au moins quelques mètres de radiolarites.

C h a p i t r e I I . B .

E T U D E P E T R O G R A P H I Q U E D E S P R I N C I P A U X T Y P E S R E N C O N T R E S D A N S L A V A L L E E D E L ' A S P R O P O T A M O S

1. LES PERIDOTITES.

Les quelque 400 mètres de péridotites que nous rencontrons en commençant la coupe de la vallée de l'Aspropotamos à l'Ouest, présentent, dans la région qui nous intéresse, une grande homogénéité ; il s'agit d'un ensemble de lherzolites ne montrant que peu de variations, si ce n'est dans le pourcentage relatif des minéraux constitutifs.

Cet ensemble lherzolitique comprend quelques lits de pyroxénolite, essentiellement dans les niveaux supérieurs, c'est-à-dire un peu au dessous de la zone de passage des péridotites aux gabbros sans olivine qui, comme je l'ai déjà dit plus haut, est formée par une alternance cyclique de lits péridotitiques et d'allivallites.

Notons tout de suite ici que les lits péridotitiques de la zone de passage des péridotites aux gabbros ont une tendance dunitique, les pyroxènes n'étant présents, de part et d'autre de cette zone, que d'une part à la base dans les lherzolites, et d'autre part au sommet dans les gabbros sans olivine. Ces lits dunitiques, qui seront étudiés dans le prochain chapitre (II.C.), consacré à l'étude des zones de passage, sont particulièrement intéressants ; c'est au sein de quelques-uns d'entre eux que l'on observe les premières manifestations feldspatiques.

Après ces considérations d'ordre général, nous allons maintenant nous attacher plus particulièrement à l'étude des lherzolites (échantillons 3, 4AC. et 10).

Nota : Les échantillons dont le numéro est suivi par les deux lettres AC, sont ceux pour lesquels une analyse chimique a été effectuée ; par exemple, dans ce paragraphe, l'échantillon lherzolitique n° 4.

Description de la lherzolite.

Il s'agit d'une roche à structure grenue équigranulaire ; la taille des grains est en moyenne de 1 millimètre. L'olivine est très serpentinisée, laissant cependant voir par endroit, au fort grossissement, son contour subautomorphe primitif, contour souvent souligné par les pyroxènes ; de plus, les grains d'olivine contiennent des inclusions en forme de petites baguettes brunâtres ou opaques, isotropes, rappelant la picotite (dans certains cas, la chromite) ; ces baguettes se prolongent à l'intérieur des zones serpentinisées ; la serpentine est chargée de magnétite qui s'altère en formant un peu d'hématite. Les pyroxènes (le pourcentage des minéraux monocliniques est toujours supérieur à celui des cristaux orthorhombiques) sont sains et ne présentent que quelques traces de bastite ; ils renferment eux aussi des inclusions semblables à celles des olivines, mais en quantité moindre. On observe enfin parfois, notamment dans les échantillons très serpentinisés, des franges de hornblende vert pâle, autour des pyroxènes ; il s'agit d'un début d'ouralitisation.

Nota : La picotite en inclusions aciculaires dans les péridotites des niveaux supérieurs (échantillons décrits dans ce paragraphe), se présentent parfois dans les échantillons harzburgitiques et dunitiques rencontrés à l'ouest de la série de l'Aspropotamos au delà du "corridor de Périvoli", c'est-à-dire au coeur du massif ophiolitique, sous forme de petits prismes trapus, automorphes à subautomorphes, tantôt intergranulaires, tantôt compris dans les olivines et accessoirement dans les pyroxènes.

La péridotite de la vallée de l'Aspropotamos, tant par l'assemblage minéralogique que par les rapports observés entre les minéraux constitutifs, correspond à une lherzolite ; elle diffère cependant du type de Lherz par les caractères suivants :

- 1 - automorphie ou subautomorphie de l'olivine ;
- 2 - plus faible teneur en Cr du diopside (2 000 ppm de Cr) ;
- 3 - habitus du spinelle.

Analyse modale de la lherzolite.

J'ai fait faire deux lames minces par échantillons lherzolitiques (échantillons 3, 4AC et 10) ; l'analyse modale porte donc sur 6 lames minces, soit 7 900 points environ.

- Olivine : 51 % (dont 50 % serpentinisée)
- Clinopyroxène : 28 %
- Orthopyroxène : 16 %
- Minéraux opaques : 5 % (magnétite essentiellement)
- Hornblende } accessoires.
- Spinelle }

- indice péridotique PER : 54
- indice pyroxéno-amphibolique PYR : 100

Nota : ces deux indices ont été définis par J. JUNG et R. BROUSSE, 1959.

Etude des minéraux de la lherzolite.

a. Olivine.

Elle a été déterminée à la platine théodolite par mesure de l'angle des axes optiques ($2V_x : 88^\circ$), au moyen des liqueurs d'indice ($n_m : 1,68$), et par diffractométrie (raie d_{130} : comprise entre 2,77 et 2,78 Å - YODER et SAHAMA, 1957).

Ces mesures concordent bien ; nous sommes en présence d'une Chrysolite (Fo 85).

L'olivine subautomorphe est fortement serpentinisée ; la serpentinisation est secondaire, comme on peut par ailleurs le constater pour toutes les roches serpentinisées du cortège ophiolitique du Pinde septentrional ; notons à ce propos que ce phénomène est particulièrement remarquable dans l'échantillon wherlitique 25 (cf. plus loin), où les olivines serpentinisées sont contenues dans des pyroxènes poecilites, et ont provoqué la formation d'un réseau de craquelures rayonnantes au sein de ces derniers, par suite de l'augmentation de volume consécutive à la serpentinisation.

Signalons que l'on note, et cela plus spécialement dans les roches à tendance dunitique de la zone de passage des péridotites aux gabbros, la présence de baguettes brun sombre au sein des portions non altérées des cristaux d'olivine ; ces baguettes se prolongent sans discontinuité à l'intérieur des zones serpentinisées ; d'autre part, elles présentent toutes, pour un même minéral, une orientation identique ; cette orientation diffère d'un minéral à l'autre ; cette particularité, qui montre aussi le caractère secondaire de la serpentinisation, a l'avantage de faire ressortir, notamment dans les secteurs les plus serpentinisés, les limites existant entre deux cristaux d'olivine ; ce qui permet, une fois encore, de mettre en évidence l'automorphie des péridots.

L'analyse chimique des lherzolites de la vallée de l'Aspropotamos (échantillon 4 AC) indique un pourcentage d' Al_2O_3 de 2,45 % ; le pyroxène des péridotites ophiolitiques étant généralement assez pauvre en Al_2O_3 (contrairement à ce que l'on observe dans les péri-

dotites intrusives), on peut admettre qu'une partie des 2,45 % d' Al_2O_3 est comprise dans du spinelle. Les lherzolites de la vallée de l'Aspropotamos ne renfermant pas de spinelle intersticiel (ni même sous forme de petits cristaux automorphes comme on en rencontre dans les harzburgites), je pense que l'on peut assimiler à du spinelle les inclusions aciculaires, brun sombre et isotropes, que renferme l'olivine. D'autre part, les 4 500 ppm de Cr contenus dans la lherzolite se retrouvent essentiellement dans les olivines (7 000 ppm) ; on peut donc considérer les inclusions des olivines comme de la Picotite chromifère, voire même comme de la Chromite, lorsque les baguettes sont totalement opaques. Ceci est d'ailleurs à mettre en relation avec l'étude des éléments en trace Cr, Co et Ni, que j'aborderai au cinquième chapitre de cette même partie, et où nous voyons le chrome pratiquement disparaître avec les olivines, lors du passage aux gabbros sans olivine.

Notons enfin que le pourcentage du spinelle n'a pu être défini dans l'analyse modale, en raison de sa très petite taille.

b. Pyroxènes.

Le pourcentage des pyroxènes varie suivant les points où sont prélevés les échantillons; ainsi le pourcentage des orthopyroxènes varie de 4 à 24 %, celui des clinopyroxènes de 20 à 40 %. Nous arrivons sur le total des six lames minces étudiées à une moyenne de 16 % pour les orthopyroxènes et de 28 % pour les clinopyroxènes.

- Orthopyroxènes :

Le minéral a été étudié à la platine théodolite ($2V_z$: 58°) au moyen de la liqueur d'indice (n_m : 1,66) et de la liqueur de densité (d : 3,25).

Il s'agit d'une Enstatite qui est subautomorphe à xénomorphe, englobant parfois de petites olivines ; parallèlement aux clivages du minéral, on observe d'étroites bandes de réfringence et de biréfringence comparables à celles de l'antigorite, et se reliant à la masse serpentineuse dans laquelle baigne le pyroxène ; nous avons là un début de formation de Bastite ; notons que le pyroxène peut être également parcouru par un fin réseau de serpentine qui se développe suivant des lignes de cassures qui recoupent les clivages.

- Clinopyroxènes :

$2V_z$: 55°
 n_m : 1,68
densité : 3,25

Ces caractères, qu'accompagne une sensibilité magnétique identique à celle de l'enstatite, nous permettent de considérer ce minéral comme du Diopside ; ainsi que je le mentionnai plus haut,

il est peu chromifère (2 000 ppm). On y observe des baguettes d'exsolution d'enstatite, des enclaves trapues d'olivine automorphe ou en boule lorsque ce minéral est totalement serpentinisé, enfin un début d'ouralitisation à peine marquée en bordure du minéral (hornblende vert pâle).

c. Minéraux opaques.

Il s'agit essentiellement de magnétite formant l'âme des bandes anastomosées du réseau d'antigorite ; on observe également un peu d'hématite.

Analyse chimique de la lherzolite ; échantillon n° 4. (P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | | |
|--------------------------------|---|--------|-----|---------|
| SiO ₂ | : | 41.80 | | |
| Al ₂ O ₃ | : | 2.45 | Ab | : 0.50 |
| Fe ₂ O ₃ | : | 3.35 | An | : 6.40 |
| FeO | : | 2.45 | Σc | : 6.90 |
| MgO | : | 36.40 | | |
| CaO | : | 5.25 | Pyr | : 30.95 |
| Na ₂ O | : | 0.05 | Ma | : 4.85 |
| K ₂ O | : | tr | Ilm | : 0.15 |
| TiO ₂ | : | 0.10 | Per | : 49.00 |
| H ₂ O | : | 8.55 | Σb | : 84.95 |
| Total | : | 100.40 | | |

'V . 5 . 5 . 5 [1 . 3(4) . 1' . 1]

Les minéraux présents dans la lherzolite appartenant tous à la liste des minéraux virtuels qui définissent les paramètres C.I.P.W., on peut s'attendre à une assez bonne correspondance entre le mode et la norme. On obtient en effet 49 % de forstérite Fo 95 normative contre 51 % de chrysolite modale Fo 85, 5 % de minéraux opaques dans les deux cas, 31 % de pyroxènes en norme contre 42 % dans l'analyse modale. Ce n'est que pour les pyroxènes que l'on observe une différence importante ; elle est due à l'utilisation, au cours de la formation des minéraux virtuels, d'une partie du CaO qui, dans la norme, forme environ 6 % d'Anorthite, minéral n'apparaissant pas dans l'analyse modale ; nous avons vu précédemment

qu' Al_2O_3 doit être en réalité réparti entre les pyroxènes et le spinelle que contiennent en inclusion les grains d'olivine.

Enfin, si nous faisons un bilan chimique général en prenant, d'une part pour l'antigorite les pourcentages en oxyde découlant d'une moyenne faite à partir d'analyses reportées dans "Rock-forming minerals" (W.A. DEER, R.A. HOWIE et J. ZUSSMANN, 1963), et d'autre part pour les autres minéraux, les pourcentages et la composition définie plus haut, nous constatons que le clinopyroxène vient se placer sur le diagramme de POLDERVAART et H.H. HESS (1951), dans la case du diopside (CaSiO_3 : 46 % ; FeSiO_3 : 1 % ; MgSiO_3 : 53 %), en un point où se coupaient déjà précédemment les courbes correspondant à l'indice n_m (1,68) et au $2V_z$ (55°), sur le diagramme de H.H. HESS (1949) et I.D. MUIR (1951) - (in TROGER, 1959). Ce calcul est intéressant dans la mesure où, n'ayant pu extraire en quantité suffisante le clinopyroxène (même densité, et même sensibilité magnétique que l'enstatite) pour le faire analyser, il confirme le fait que nous sommes en présence d'un diopside dans les lherzolites.

2. LES PYROXENOLITES.

La coupe de la vallée de l'Aspropotamos (cf. fig. 5) comprend deux lits de pyroxénolites (échantillons 5 et 11).

a. Echantillon 5.

Il s'agit d'une roche à gros cristaux (certains d'entre eux atteignant 20 centimètres), formant un lit d'une épaisseur de 40 mètres environ, et dont la base est formée par une accumulation de plus gros cristaux.

L'analyse modale effectuée sur deux lames minces (soit 1950 points) faites dans les échantillons des niveaux supérieurs du lit, c'est-à-dire dans les niveaux à grain plus fin, nous indique :

- 97 % d'enstatite ($2V_z$: 58°)
- 3 % d'un minéral d'ouralitisation du groupe Trémolite-Actinote.

PER : 0
PYR : 97

Nous sommes en présence d'une Enstatite.

b. Echantillon 11.

Prélevé dans un lit moins épais (20 mètres) et à grain plus fin, il est caractérisé par une taille des cristaux de pyroxène comprise entre 2 et 10 millimètres ; on y observe parfois de petits filonnets intergranulaires remplis par quelques grains d'olivine xénomorphe de 2 à 3 millimètres, et présentant tous, dans chaque filonnet, la même orientation optique. Ce lit est situé plus haut dans la série que le précédent, à proximité des roches à tendance dunitique (cf. supra) qui annoncent le passage aux gabbros à olivine.

L'analyse modale de cet échantillon (une lame mince dans les niveaux à grain fin, soit 1050 points environ), révèle :

- 4 % d'olivine ($2V_x$: 86° ; Fo 80)
- 13 % d'orthopyroxène ($2V$: 90° ; En 85)
- 70 % de clinopyroxène ($2V_z$: 55° ; diopside).

PER : 4

PYR : 97

ce qui nous place approximativement dans le cadre des Webstérites.

On observe, dans la bronzite, de nombreuses baguettes d'exsolution de clinopyroxène ; il s'y ajoute une **interpénétration des** deux pyroxènes, conduisant à la formation de véritables micropegmatiques à la périphérie des cristaux ; les traces de bastite et de serpentine sont plus abondantes que dans l'échantillon précédent ; ceci est à mettre en relation avec la proximité de la zone de passage des péridotites aux gabbros, qui comprend des échantillons fortement serpentinisés ; enfin, on constate que les lamelles de pyroxène sont souvent pliées et même cassées.

3. LES GABBROS A OLIVINE.

Il s'agit, d'une part, de lits allivalitiques mésocrates d'épaisseur millimétrique qui, associés à des lits dunitiques plagi-fères d'épaisseur comparable, forment l'ensemble majeur de la zone de passage des péridotites aux gabbros, et d'autre part, d'un lit allivalitique d'une trentaine de mètres d'épaisseur, situé au dessus de cette même zone ; ces deux types allivalitiques étant étroitement liés à la zone de passage des péridotites aux gabbros, ils seront étudiés avec cette zone dans le chapitre suivant (Chapitre II.C.).

4. LES GABBROS SANS OLIVINE.

L'ensemble gabbroïque s'étend sur 400 mètres d'épaisseur environ. Il comprend une suite de faciès variés, tant au point de vue des variations du pourcentage des minéraux constitutifs que de la structure qu'ils présentent ou de la taille du grain. Ces variations sont désordonnées, mais globalement, on peut dire que la taille des grains diminue, ainsi que la basicité des plagioclases, et que l'on tend, dans les niveaux gabbroïques supérieurs, vers les dolérites qui les surmontent.

Nota : Dans les pages suivantes, je parlerai souvent, à propos de l'étude des plagioclases, de leur rapport longueur sur largeur ; ce rapport est établi à partir d'un grand nombre de mesures effectuées sur le plagioclase dans le plan de la lame mince ; cette méthode a l'inconvénient de ne pas tenir compte des trois dimensions qui caractérisent le minéral ; seul le grand nombre de mesures, faites dans chaque lame mince, sur le maximum de plagioclases possible, valorise quelque peu ce rapport, rapport qui a toutefois l'avantage de rendre compte de l'allongement progressif que prennent les plagioclases, lorsque l'on se déplace des gabbros vers les dolérites.

On peut ranger les gabbros en trois groupes principaux, à savoir de la base vers le sommet de la masse gabbroïque :

- a - gabbros bytownitiques leucocrates ;
- b - gabbros labradoritiques mésocrates ;
- c - gabbros labradoritiques à structure doléritique.

A cela s'ajoute un quatrième type (d), les gabbros à hornblende que l'on rencontre, d'une part, au niveau des gabbros bytownitiques leucocrates, et d'autre part, à peu près entre les gabbros labradoritiques mésocrates et les gabbros à structure doléritique.

a. Gabbros bytownitiques leucocrates (échantillons 30 à 35)

Ils s'étendent sur 100 à 150 mètres d'épaisseur ; les termes inférieurs (échantillon 30 AC, par exemple), immédiatement consécutifs au niveau allivalitique sans récurrence péridotitique de la zone de passage des péridotites aux gabbros, contiennent encore un peu d'olivine, mais en très faible quantité (jamais plus de 2 %) ; ils sont fortement leucocrates, et la bytownite apparaît sombre à l'oeil nu, rappelant le faciès malgachitique.

Les échantillons suivants ne présentent plus aucune trace d'olivine ; de plus, ils sont moins leucocrates et montrent une diminution de la basicité de leurs plagioclases.

1. Echantillon 30 AC (niveau de base).

La taille des cristaux de bytownite (An 80) oscille autour de 2 millimètres ; les plagioclases sont trapus (rapport longueur sur largeur voisin de 1), et présentent différents types de macles complexes (Albite - Carlsbad - Manebach - Albite Ala) ; dans l'échantillon 30 AC, on note quelques grains d'olivine, apparemment subautomorphes de 0,5 à 1 millimètre de diamètre ; on observe enfin des cristaux subautomorphes de pyroxène (essentiellement monoclinique) de 1,5 mm de diamètre, qui sont parfois xénomorphes, et atteignent alors une longueur moyenne de 3 millimètres.

Analyse modale de l'échantillon 30 AC (deux lames, soit 1800 points environ).

- 76 % de Bytownite (An 80 ; méthode de Van der KAADEN, 1951) ;
 - 17 % de clinopyroxène ($2V_Z : 50^\circ$; $n_m : 1,69$; il s'agit d'une Augite dont l'analyse chimique sera étudiée ultérieurement) ;
 - 3 % de Bronzite ($2V_X : 80^\circ$; En 80) ;
 - 2 % d'olivine ($2V_X : 80^\circ$; le petit nombre de mesures ne me permet pas de conclure) ;
 - 2 % de minéraux opaques, de chlorite (altération des pyroxènes) et de hornblende vert pâle (ouralitisation sur la bordure des pyroxènes).
- indice de saturation SAT : 0
- indice de coloration COL : 23
- indice feldspathique FELDS : 0

Analyse chimique de l'échantillon 30. (P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | |
|--------------------------------|---------|-----|---------|
| SiO ₂ | : 48.15 | Or | : 0.60 |
| Al ₂ O ₃ | : 21.70 | Ab | : 14.15 |
| Fe ₂ O ₃ | : 1.95 | An | : 51.45 |
| FeO | : 3.00 | Σc | : 66.20 |
| MgO | : 7.40 | | |
| CaO | : 15.00 | Pyr | : 25.10 |
| Na ₂ O | : 1.70 | Ma | : 2.80 |
| K ₂ O | : 0.10 | Ilm | : 0.15 |
| TiO ₂ | : 0.10 | Per | : 4.85 |
| H ₂ O | : 0.70 | Σb | : 32.90 |
| Total | : 99.80 | | |

III' . 5 . 4(5). 5 [1' . '2 . 2 . '2]

Cet échantillon est caractérisé par une forte teneur en SiO₂, qui passe de 40 % en moyenne dans les péridotites, voire même dans les gabbros à olivine (cf. plus loin, au chapitre II.C.) à plus de 48 % ; une augmentation semblable se produit pour Al₂O₃ et CaO. On obtient ainsi une forte proportion de plagioclases. D'autre part, le clinopyroxène a été analysé (cf. chapitre II.D.) ; il s'agit d'une Augite dont les principaux pourcentages en oxyde sont les suivants : 51.99 de SiO₂, 6.20 de FeO, 17.09 de MgO et 19.03 de CaO ; notons, afin de valoriser quelque peu le calcul chimique entrepris pour connaître la nature du clinopyroxène rencontré dans la lherzolite (cf. échantillon 4 AC), que j'ai effectué un calcul comparable pour le clinopyroxène présent dans l'échantillon gabbroïque 30 AC ; ce calcul a fourni les valeurs suivantes : 51 % de SiO₂, 6 % de FeO, 20 % de MgO et 17 % de CaO, soit des valeurs à peu près identiques à celles obtenues à l'analyse chimique. Retenons en tout cas que le passage des lherzolites aux gabbros se traduit notamment par une différence de composition du clinopyroxène.

2. Echantillons bytownitiques leucocrates sus-jacents (n° 33 à 35).

Les variations enregistrées ne sont pas importantes : diminution du pourcentage des plagioclases qui passe à 70-65 % ; diminution de la basicité des plagioclases qui passe à 75-70 % d'anorthite ; corrélativement, augmentation du pourcentage total des pyroxènes ; mais, fait essentiel, absence complète d'olivine dès ce niveau, absence qui est caractéristique des zones supérieures du cortège ophiolitique, dans le Pinde.

b. Gabbros labradoritiques mésocrates (échantillons 36 à 45)

Ils représentent l'élément dominant d'une zone d'une centaine de mètres d'épaisseur, où ils alternent essentiellement avec les gabbros à structure doléritique que nous étudierons ultérieurement, et accessoirement, dans les horizons inférieurs, avec les gabbros leucocrates précités.

La taille des grains de Labrador-Bytownite An 70 oscille maintenant autour de 1,5 millimètre ; le rapport longueur sur largeur de ces plagioclases est de l'ordre de 2. Les pyroxènes ont souvent une taille supérieure à celle des plagioclases et ont tendance à les envelopper. La proportion des minéraux opaques est assez forte.

Analyse modale de l'échantillon 40 AC (3200 points sur 3 lames)

- 58 % de Labrador An 65 ;
- 28 % d'Augite ($2V_z : 52^\circ$) ;

- 3 % de Bronzite ($2V_x : 84^\circ$) ;
- 6 % de Chlorite (altération des pyroxènes) ;
- 5 % de minéraux opaques ;
- accessoirement : Hornblende, Apatite.

SAT : 0
 COL : 42
 FELDS : 0

Analyse chimique de l'échantillon 40.
 (P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | |
|--------------------------------|----------|-----|---------|
| SiO ₂ | : 48.55 | Or | : 1.10 |
| Al ₂ O ₃ | : 17.45 | Ab | : 24.60 |
| Fe ₂ O ₃ | : 4.20 | An | : 33.90 |
| FeO | : 5.10 | Σc | : 59.60 |
| MgO | : 7.50 | | |
| CaO | : 12.40 | Pyr | : 23.85 |
| Na ₂ O | : 2.90 | Ma | : 6.05 |
| K ₂ O | : 0.15 | Ilm | : 0.75 |
| TiO ₂ | : 0.40 | Per | : 8.30 |
| H ₂ O | : 1.85 | Σb | : 38.95 |
| Total | : 100.50 | | |

(II)III . 5 . 4 . 5 [12 . 2 . 2 . 2]

Les pourcentages en oxyde sont à peu près identiques à ceux du gabbro leucocrate étudié plus haut ; on enregistre cependant une légère diminution de CaO (et parallèlement d'Al₂O₃), compensée par une augmentation de Na₂O. Ceci entraîne une diminution du pourcentage en anorthite des plagioclases du gabbro mésocrate.

Les paramètres C.I.P.W. sont également identiques à ceux de l'échantillon 50 AC, à l'exception du premier qui passe de II à (II)III, c'est-à-dire d'une roche leucocrate à une roche mésocrate à tendance leucocrate.

c. Gabbros labrodoritiques à structure doléritique (échantillons 46 à 51).

La série des gabbros à structure doléritique, dont l'extension moyenne est de l'ordre de 150 mètres, est caractérisée par une alternance de lits à taille de grain variable ; les limites entre

ces lits sont, comme c'est le cas dans l'ensemble de la masse gabbroïque, nettes et presque rectilignes.

Les gabbros à structure doléritique ont un indice de coloration et un pourcentage en minéraux comparables à ceux des gabbros mésocrates sous-jacents ; ils en diffèrent pourtant par leur structure et un plus grand état de chloritisation des pyroxènes.

Les plagioclases sont allongés et subautomorphes, à bords dentelés, rarement jointifs sinon à leurs extrémités, dessinant ainsi un réseau dans les mailles duquel prennent place de petits grains pyroxéniques xénomorphes de 0,5 à 1 millimètre ; ces petits grains de pyroxène sont rarement isolés, et c'est, le plus souvent, par groupe de trois à quatre individus qu'ils occupent les espaces que leur ménagent les plagioclases.

Il s'agit donc d'une structure de type intersertal ; notons que la structure de type ophitique ne se rencontre pas à la base de la série des gabbros à structure doléritique ; par contre, au sommet de cette série, la structure poecilitique est plus fréquente, ce qui se manifeste notamment par une augmentation de la taille des pyroxènes, toujours xénomorphes, mais alors jointifs, et qui, de 0,5 mm de diamètre moyen, passent à 2 mm, voire 3 mm. Toujours à propos des pyroxènes, il convient de signaler, au milieu de la série des gabbros à structure doléritique, la disparition de l'orthopyroxène.

Les "lattes" de labrador qui constituent la majeure partie de ces roches, présentent elles aussi quelques variations dans cette dernière série gabbroïque ; dans les termes inférieurs, elles sont plus basiques que dans les niveaux supérieurs ; la taille n'enregistre pas de variation bien sensible, elle est comprise entre 1,5 et 2,5 mm pour la longueur et 0,3 à 0,8 mm pour la largeur ; par contre, le rapport longueur sur largeur augmente un peu, passant de 3 à 5 en fin de série.

Notons enfin que dans l'ensemble, ces roches sont assez altérées, et que l'on y aperçoit quelques nids de chlorite et traces d'ouralitisation.

Analyse modale des gabbros à structure doléritique.

Cette analyse porte sur 5 lames minces, soit 4800 points ; les variations observées entre ces lames sont suffisamment importantes pour que je reporte, après la valeur moyenne du pourcentage de chaque minéral, les minima et maxima rencontrés.

- 57 % (54-63) de Labrador An 65 (An 70-60), maclé Albite-Carlsbad ;
- 24 % (23-26) d'Augite ($2V_z$: 48° sur 9 mesures) ;
- 1 % (0-1,5) d'orthopyroxène ($2V_x$: 65° sur deux mesures ; En 70 environ) ;
- 15 % (12-20) de Chlorite (altération des pyroxènes) ;
- 3 % de minéraux opaques, épidotes et produits d'ouralitisation.

SAT : 0
 COL : 43 (37-46)
 FELDS : 0

Analyse chimique de l'échantillon 48.

(P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | | | |
|--------------------------------|---|-------|------|---|-------|
| SiO ₂ | : | 46.00 | Or | : | 1.65 |
| Al ₂ O ₃ | : | 16.70 | Ab | : | 25.15 |
| Fe ₂ O ₃ | : | 3.45 | An | : | 29.20 |
| FeO | : | 6.25 | Neph | : | 2.25 |
| MgO | : | 8.15 | Σc | : | 58.25 |
| CaO | : | 9.70 | Pyr | : | 15.20 |
| Na ₂ O | : | 3.45 | Ma | : | 4.85 |
| K ₂ O | : | 0.25 | Ilm | : | 0.45 |
| TiO ₂ | : | 0.25 | Per | : | 15.35 |
| H ₂ O | : | 4.50 | Σb | : | 35.85 |
| Total | : | 98.70 | | | |

(II)III . 5 . (3)4 . 5 [(1)2 . 3 . 2 . 2]

La seule différence avec les gabbros moyens, mis à part un léger déficit en silice qui s'exprime par l'apparition de 2,25 % de Néphéline normative, réside dans une diminution du pourcentage en CaO ; cette diminution était déjà sensible dans le gabbro moyen par rapport au gabbro de base ; ainsi, en montant dans la série gabbroïque, le pourcentage en CaO passe successivement de 15,00 % à 12,40 %, puis de 12,40 à 9,70 % ; parallèlement, on assiste à une augmentation de Na₂O, qui passe successivement de 1,70 à 2,90 %, puis de 2,90 à 3,45 %. Ceci entraîne une diminution régulière de la basicité du plagioclase que traduit le paramètre r. Signalons enfin la forte proportion de H₂O de cet échantillon ; je dois rappeler que nous nous trouvons dans une région où l'on rencontre de nombreuses fractures, et qu'il n'est pas exclu que l'échantillon analysé ait été plus altéré que ne le sont les lames correspondantes.

d. Gabbros à Hornblende (échantillons 32 AC, 43 et 44 AC).

On les rencontre à différents niveaux de la masse gabbroïque. Premièrement, peu après le passage des péridotites aux gabbros, liés à une zone fortement tectonisée, deuxièmement au niveau des gab-

bros mésocrates **supérieurs**, où ils sont également en rapport avec une région faillée et mylonitisée.

Le problème qui se pose est de savoir s'ils font partie de la suite des types pétrographiques successifs du cortège ophiolitique, ou si au contraire, la hornblende qui les caractérise provient d'une transformation secondaire du pyroxène.

Nous retiendrons un premier point : les dolérites sensu stricto, ne contiennent que peu d'amphibole, on ne peut donc pas dire qu'il y ait une évolution continue, nous conduisant vers le sommet du cortège ophiolitique à des minéraux hydroxylés ; en effet, quoique fortement chloritisés, les pyroxènes des dolérites (augite et pigeonite) ne présentent pas de traces importantes d'ouralitisation.

Un second point est important : c'est la présence des gabbros à amphibole à différents niveaux de la masse gabbroïque, et leur lien avec des zones de fractures.

Je vais donc envisager les deux niveaux principaux de gabbros à hornblende, en les comparant avec les roches sans amphibole qui les entourent.

1. Gabbros à hornblende inférieurs (échantillon 32 AC).

Ils ont une structure comparable aux échantillons gabbroïques leucocrates; la basicité, l'habitus, les types de macles du plagioclase sont semblables ; ils ne diffèrent que par le remplacement du pyroxène par une amphibole et par une légère variation du pourcentage des minéraux constitutifs.

- 68 % de Bytownite (An 75) ;
- 29 % de Hornblende verte ;
- 3 % de minéraux opaques.

SAT : 0
COL : 32
FELDS : 0

Analyse chimique de l'échantillon 32.

(P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | | | |
|--------------------------------|---|-------|-----|---|-------|
| SiO ₂ | : | 43.45 | Or | : | 0.55 |
| Al ₂ O ₃ | : | 22.70 | Ab | : | 11.55 |
| Fe ₂ O ₃ | : | 1.60 | An | : | 55.60 |
| FeO | : | 2.85 | Σc | : | 67.70 |
| MgO | : | 11.20 | | | |
| CaO | : | 11.70 | Pyr | : | 5.65 |

| | | | | | |
|-------------------|---|--------|-----|---|-------|
| Na ₂ O | : | 1.35 | Ma | : | 2.30 |
| K ₂ O | : | 0.10 | Ilm | : | 0.15 |
| TiO ₂ | : | 0.10 | Per | : | 19.30 |
| H ₂ O | : | 5.05 | Σb | : | 27.40 |
| Total | : | 100.10 | | | |

II . 5 . (4)5 . 5 [1' . 4 . 1 . 1(2)]

Si nous comparons ces paramètres à ceux de l'échantillon 30 AC (gabbro bytownitique leucocrate), qui se situe à une cinquantaine de mètres ...

II' . 5 . 4(5) . 5 [1' . '2 . 2 . '2]

... nous constatons leur grande similitude ; seul le paramètre k est plus fort dans le gabbro à hornblende, ceci étant à mettre en rapport avec sa plus grande teneur en MgO.

Cependant, si la correspondance est presque parfaite en ce qui concerne les paramètres C.I.P.W., on observe des différences entre quelques oxydes, notamment :

| | n° 30 | n° 32 (G. à amphibole) |
|------------------|---------|------------------------|
| SiO ₂ | : 48.15 | 43.45 |
| MgO | : 7.40 | 11.20 |
| CaO | : 15.00 | 11.70 |

Il faut toutefois tenir compte de la présence de 5,05 % d'H₂O dans le gabbro à hornblende 32 AC ; pour une quantité d'eau équivalente, les pourcentages en SiO₂ sont comparables. L'augmentation d'Al₂O₃ (soulignée par le calcul précédent) et la diminution de CaO correspondent au passage de l'Augite à la Hornblende, passage pour lequel on constate ces principales variations. Le pourcentage plus élevé de l'échantillon 32 en MgO correspond, à mon sens, aux variations de détail observées dans la suite de la vallée de l'Aspropotamos ; notons, par exemple, que l'échantillon 48 AC est **plus** riche en MgO que l'échantillon 30 AC qui se trouve nettement plus bas dans la série, et que nous ne sommes pas encore très loin de l'alliavite 28 AC qui indique pour sa part 23 % de MgO.

2. Gabbros à hornblende supérieurs (échantillons 43 à 44 AC).

Situés à proximité des gabbros à structure doléritique, ils présentent une structure intermédiaire entre ce type et celle des gabbros mésocrates où on les rencontre. Les plagioclases (dont le rapport longueur sur largeur est de 2 environ) ont une taille comprise entre 0,5 et 1,5 mm ; ils sont parcourus par un réseau dense de fractures, et sont en partie altérés (ce qui est le cas de tous

les types gabbroïques à amphiboles rencontrés). Les amphiboles se présentent sous la forme de cristaux à tendance aciculaire, dont la longueur ne dépasse pas 2 mm.

L'analyse modale (2 lames, soit 1750 points environ) indique ;

- 52 % de Labrador An 65 ;
- 40 % de Hornblende verte ;
- 4 % d'épidote ;
- 4 % de minéraux opaques.

SAT : 0
 COL : 48
 FELDS : 0

Analyse chimique de l'échantillon 44.

(P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | |
|--------------------------------|----------|-----|---------|
| SiO ₂ | : 46.80 | Or | : 1.10 |
| Al ₂ O ₃ | : 13.80 | Ab | : 20.45 |
| Fe ₂ O ₃ | : 6.90 | An | : 26.15 |
| FeO | : 6.15 | Zc | : 47.70 |
| MgO | : 9.40 | | |
| CaO | : 11.30 | Pyr | : 33.65 |
| Na ₂ O | : 2.40 | Ma | : 9.95 |
| K ₂ O | : 0.15 | Ilm | : 0.45 |
| TiO ₂ | : 0.25 | Per | : 5.35 |
| H ₂ O | : 3.40 | Σb | : 49.40 |
| Total | : 100.55 | | |

III . 5 . 4 . 5 [2 . (1)2 . 2 . 2]

En comparant les paramètres C.I.P.W. de cet échantillon, à ceux du gabbro mésocrate n° 40 AC, qui lui est presque contigu (20 mètres d'écart maximum) ...

(II)III . 5 . 4 . 5 [2 . 2 . 2 . 2]

... nous pouvons, comme pour les gabbros à hornblende inférieurs avec les gabbros basiques leucocrates, faire le rapprochement entre les gabbros à hornblende supérieurs et les roches à pyroxène qui les entourent. La principale différence concernant les oxydes porte sur Al₂O₃ ; la diminution du pourcentage en Al₂O₃, lorsque l'on passe de l'échantillon 40 à l'échantillon 44, est à mettre en relation avec la diminution du pourcentage en plagioclases.

Notons, pour terminer ce paragraphe, que les deux types de gabbros à amphiboles sont assez différents. Le fait que ces gabbros à hornblende semblent avoir plus d'affinités avec les roches à pyroxènes qui les entourent, qu'entre eux, serait une indication du caractère secondaire des amphiboles dans ces échantillons.

5. LES DOLERITES (échantillons 52 à 56).

Les dolérites sont représentées par un ensemble d'une épaisseur maximum de l'ordre d'une centaine de mètres, situé au dessus des gabbros à structure doléritique ; la limite avec ces derniers est nette et rectiligne. A l'intérieur de l'ensemble doléritique, des lits peuvent s'individualiser ; ces lits ont une taille de grain et une structure différentes ; leurs limites sont moins bien tranchées que dans le cas des lits gabbroïques.

L'apparition de l'ensemble doléritique au dessus de la masse gabbroïque est précédée par la présence, au sein des gabbros à structure doléritique, de quelques lits doléritiques, et dans certains cas même de filons ; l'épaisseur de ces différents lits croît lorsque l'on se déplace vers la masse doléritique proprement dite.

La variété des structures doléritiques est importante ; le type dominant est représenté par la structure doléritique intersertale ; on note, par rapport aux gabbros à structure doléritique étudiés précédemment, une diminution de la taille des grains, aussi bien de plagioclase que de pyroxène, et un rapport longueur sur largeur des plagioclases qui, de 3 à 5 dans les gabbros à structure doléritique, est maintenant compris entre 10 et 15 ; les lattes de Labrador An 55 ont une longueur qui varie entre 0,5 et 1 mm, voire 1,5 mm et leur largeur entre 0,05 et 0,1 mm, voire 0,2 mm ; à la structure intersertale s'ajoute une disposition en rosette des lattes plagioclasiques, disposition que l'on ne rencontrait pas dans les gabbros à structure doléritique ; ces rosettes, de toute façon, même dans les dolérites sensu stricto, n'apparaissent qu'incidence au moins dans les niveaux inférieurs. Les grains pyroxéniques compris entre les lattes de plagioclase sont xénomorphes, et leur taille oscille autour de 0,5 mm ; ils sont isolés ou en groupe de 2 à 3 individus.

Je vais rapidement dire quelques mots des autres structures doléritiques rencontrées ; il s'agit principalement de structures poecilites variées :

- un réseau de lattes plagioclasiques, seulement jointives à leurs extrémités, baignant dans des cristaux xénomorphes de clinopyroxènes qui atteignent alors en moyenne 2,5 à 3 mm ; tous ces pyroxènes sont contigus et présentent parfois des structures micropegmatitiques, à proximité de leurs limites de séparation.

- à l'intérieur de pyroxènes de taille comparable, des lattes plagioclasiques identiques, mais non jointives ; dans ce cas, on peut même faire deux distinctions : ou bien les lattes ne sortent pas des plages pyroxéniques qui les contiennent, ou bien elles passent d'un pyroxène à l'autre.

Bref, tous les types de structure doléritique sont à peu près représentés.

Signalons pour terminer, que l'altération est assez peu prononcée, les plagioclases sont frais, et la chlorite, essentiellement formée aux dépens des pyroxènes, ne dépasse pas 15 %.

Analyse modale des dolérites.

Les analyses modales ont été faites sur trois niveaux doléritiques différents : tout d'abord, sur l'un des lits qui recoupent les termes gabbroïques supérieurs (échantillon n° 50 AC), puis sur un échantillon prélevé au sein de la zone doléritique (n° 53), enfin sur un échantillon situé au contact des roches spilitiques sus-jacentes (n° 55 AC).

1. Echantillon 50 AC.

- 50 % de Labrador An 55, maclé Albite-Carlsbad ;
- 32 % de clinopyroxène (Augite seulement ; $2V_Z : 50^\circ$) ;
- 1 % d'orthopyroxène ($2V_X : 65^\circ$; En 70) ;
- 13 % de chlorite ;
- 1 % d'épidote ;
- 1 % de minéraux opaques ;
- 2 % d'amphibole d'ouralitisation.

SAT : 0
COL : 50
FELDS : 0

2. Echantillon 53.

- 51 % de Labrador An 55 ;
- 36 % de clinopyroxène (Augite et Pigeonite - $2V_Z : 14^\circ$) ;
- 8 % de chlorite ;
- 1 % d'amphibole ;
- 4 % de minéraux opaques.

SAT : 0
COL : 49
FELDS : 0

3. Echantillon 55 AC.

- 43 % de Labrador An 55 ;
- 38 % de clinopyroxène (Augite et Pigeonite) ;
- 10 % de chlorite ;
- 4 % d'amphibole ;
- 1,5 % d'épidote ;
- 3,5 % de minéraux opaques.

SAT : 0
COL : 57
FELDS : 0

Analyses chimiques des dolérites ; échantillons 50 et 55. (P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

Nous trouvons ci-dessous deux analyses chimiques, l'une effectuée dans un des lits doléritiques qui traversent les gabbros à structure doléritique (échantillon n° 50), l'autre provenant d'un échantillon prélevé dans l'ensemble doléritique proprement dit (échantillon n° 55).

| | n° 50 | n° 55 |
|--------------------------------|----------|--------|
| SiO ₂ | : 53.25 | 51.40 |
| Al ₂ O ₃ | : 14.20 | 15.15 |
| Fe ₂ O ₃ | : 4.80 | 3.75 |
| FeO | : 6.50 | 4.95 |
| MgO | : 7.00 | 8.25 |
| CaO | : 7.20 | 9.50 |
| Na ₂ O | : 3.75 | 3.80 |
| K ₂ O | : 0.30 | 0.45 |
| TiO ₂ | : 0.10 | 0.80 |
| H ₂ O | : 3.30 | 2.05 |
| Total | : 100.40 | 100.10 |

- Minéraux virtuels

| | | |
|----|---------|-------|
| Q | : 4.25 | - |
| Or | : 1.65 | 2.80 |
| Ab | : 31.45 | 31.95 |
| An | : 21.15 | 22.80 |
| Σc | : 58.50 | 57.55 |

| | | | |
|------------|---|-------|-------|
| Pyr | : | 31.40 | 28.60 |
| Ma | : | 6.95 | 5.35 |
| Ilm | : | 0.15 | 1.50 |
| Per | : | - | 5.35 |
| Σb | : | 38.50 | 40.80 |

- Paramètres C.I.P.W.

| | | | |
|---|---|---------|------|
| p | : | (II)III | 'III |
| q | : | '5 | 5 |
| r | : | 3 | 3 |
| s | : | 5 | '5 |
| h | : | '2 | '2 |
| k | : | 1 | '2 |
| l | : | '2 | 2 |
| m | : | 2' | 2 |

Nous constatons qu'il n'y a pas une grande différence entre les deux analyses ci-dessus. Par rapport aux gabbros sous-jacents, on remarque la nette progression du pourcentage en SiO_2 qui passe de 48 % dans les gabbros à 52 % en moyenne dans les dolérites, le lit doléritique (n° 50 AC) allant jusqu'à indiquer du quartz dans la norme (Q virtuel : 4,25) ; quant aux autres pourcentages en oxyde, notamment par rapport aux gabbros à structure doléritique, ils varient peu ; ceci n'a rien d'étonnant dans la mesure où, en général et plus particulièrement dans le cortège ophiolitique, les dolérites ne diffèrent des gabbros que par leur structure.

On observe par ailleurs une différence importante entre le pourcentage modal et le pourcentage normatif des plagioclases doléritiques ; en effet, la chlorite ne figurant pas dans la liste des minéraux virtuels, on forme, avec la quantité de SiO_2 et d' Al_2O_3 contenue dans 10 % de chlorite modale, 5 à 6 % de plagioclases normatifs supplémentaires. L'analyse chimique de l'échantillon 55 indique un fort pourcentage en TiO_2 (ce pourcentage élevé est un des traits marquants des niveaux supérieurs du cortège ophiolitique) ; l'augite ne présentant pas des caractères d'augite titanifère, on peut estimer qu'une partie des minéraux opaques est représentée par de l'ilménite, et cela d'autant plus que l'on rencontre parfois un peu de rutile dans quelques échantillons.

La présence, au sein des gabbros, sous la masse doléritique proprement dite, de lits de dolérite dont l'épaisseur varie entre 1 et 5 mètres, (le déplacement du pôle gabbroïque au pôle doléritique se faisant ainsi avec des récurrences de l'un ou de l'autre), corres-

pond à un phénomène qui n'est pas particulier au passage des gabbros à structure doléritique aux dolérites ; il se retrouve en effet, comme je l'ai déjà signalé plus haut, entre les gabbros leucocrates et les gabbros mésocrates, ainsi qu'entre ces derniers et les gabbros à structure doléritique. On assiste donc, lorsque l'on se déplace dans l'ensemble du cortège ophiolitique, de la base vers le sommet, notamment dans l'ensemble doléritogabbroïque, à une apparition rythmique de lits dont l'épaisseur croît lorsque l'on se dirige vers l'ensemble correspondant au type pétrographique auquel ils appartiennent.

6. LES ALBITOPHYRES (échantillons 57 à 73).

Ces roches forment des ensembles brunâtres, secs et dénudés, atteignant 300 mètres d'épaisseur, voire 400 et plus, situés à l'est du secteur étudié. Les termes albitophyriques inférieurs, présentant un grain et une patine comparables à ceux des dolérites, s'en distinguant mal sur le terrain ; seule, une étude microscopique sur un échantillonnage serré dans la zone de passage, permet de préciser sur la carte la limite existant entre les deux types pétrographiques.

Les différences essentielles portent, en premier lieu, sur la transformation des lattes feldspathiques en microlithes (quoique les termes albitophyriques de base possèdent encore des lattes comparables à celles des dolérites), et surtout sur le passage brusque du labrador (An 55) à l'albite (An 6 à 10) ; cette première différence s'accompagne d'un développement considérable de la chlorite, aux dépens des pyroxènes, et de l'apparition d'une assez forte quantité de calcite diffuse, ou en amygdales de plus en plus fréquentes lorsque l'on se déplace vers les termes albitophyriques supérieurs.

L'ensemble des albitophyres est nettement quartzique, allant jusqu'à contenir 15 % de quartz en analyse modale ; de plus, ces échantillons contiennent quelquefois une augite commune, mais en faible quantité ; signalons enfin que le pourcentage des minéraux opaques croît de la base vers le sommet de l'ensemble albitophyrique. Quant aux structures, elles évoluent en gros, de bas en haut, de la structure microlitique fluidale aux structures intersertale divergente et sphérolitique fibroradiée.

J'ai évoqué ci-dessus des termes inférieurs et des termes supérieurs ; une observation rapide sur le terrain permet en effet de mettre en évidence deux zones de puissance identique, à savoir (cf. fig. 8) :

- une zone basale sans pillow-lavas ;
- une zone supérieure à pillow-lavas.

Termes albitophyriques inférieurs.

Les albitophyres de la zone basale sont des roches assez claires, formées d'une pâte chloriteuse renfermant, par endroits, de petites plages de calcite diffuse ; elles contiennent d'une part, 45 % environ de microlithes d'albite (An 6 à An 10) dont la longueur oscille autour de 0,2 mm et dont le rapport longueur sur largeur est de 1,0, et d'autre part, de petits grains isovolumétriques de quartz, formant de petites boules où se devinent parfois des contours subautomorphes ; la chlorite est principalement représentée par une variété à forte biréfringence, et accessoirement par un minéral à biréfringence plus faible (bleu-Berlin). Dans l'ensemble, la structure est fluidale, mais on observe également quelques **petits** nids à structure doléritique divergente.

Termes albitophyriques supérieurs.

La zone supérieure est caractérisée par la présence de coussins de laves ; avant d'envisager l'étude proprement dite de ces coussins, notons que l'on peut différencier, d'après le débit et la nature du ciment de ces derniers, plusieurs niveaux de pillow-lavas.

Les pillow-lavas inférieurs sont pratiquement jointifs ; au-dessus, on observe un ciment entre les coussins de lave ; ce ciment est tout d'abord formé par des débris de roches comparables à celles qui constituent le pillow-lavas ; par la suite, il peut contenir des jaspes à radiolaires.

Un peu au dessous des niveaux à ciment radiolaritique, la calcite se concentre en amygdales ; après l'apparition du ciment radiolaritique, le taux de ces amygdales augmente brusquement dans des coussins de lave qui sont alors beaucoup plus espacés, et auxquels on peut donner le nom de Mandelsteins ; à ce dernier niveau, l'accentuation d'un système de fentes radiales et concentriques confère à l'ensemble une structure bréchoïde particulièrement nette aux environs de Krania, brèche qu'il ne faut évidemment pas confondre avec les termes inférieurs recimentés de la formation de Tripiméni (cf. supra ; première partie).

La coupe de la vallée de l'Aspropotamos s'arrête malheureusement à ce niveau, et la suite de cette coupe ne se rencontre que dans le "corridor de Périvoli" où l'on observe des écaillés de mandelsteins, toujours étroitement associées à des lits de jaspes à radiolaires.

La présence de 150 mètres environ d'albitophyres compacts sous une épaisseur comparable de pillow-lavas de même composition, nous indique que l'eau de mer, responsable du refroidissement brutal qui a provoqué la formation des coussins lorsque la lave s'est épanchée sur le fond marin, n'a eu qu'un rôle mécanique sur les niveaux supérieurs d'une lave primitivement acide et sodique. Ce qui nous montre que même dans les niveaux supérieurs du cortège ophiolitique, la **spilitisation est** antérieure à la mise en place, l'agent responsable n'étant pas le milieu marin. On peut penser à l'absorption,

par les niveaux supérieurs du magma ascendant, des alcalins et de la silice qui saturent les sédiments marins ; on peut aussi admettre, dans le cadre de l'hypothèse d'un magma basaltique à l'origine de toutes les roches du cortège ophiolitique (cf. plus loin, conclusion au chapitre II.E.), une migration per ascensum des éléments volatils de ce magma, et à leur stockage dans les horizons supérieurs.

Les pillow-lavas (cf. fig. 7).

Leur dimension varie de quelques décimètres à 1,50 ou 2 m ; ils sont de forme variable, mais sont généralement allongés et embrassent parfois les individus qu'ils recouvrent (cf. photo I.2).

Le plus souvent centrés sur un gros noyau de calcite, la structure qu'ils présentent dans leur partie centrale est de type intersertal divergent, c'est-à-dire que les microlites d'albite dont la taille est de l'ordre de 0,1 à 0,3 mm forment des rosettes dans une pâte essentiellement chloriteuse, chargée en minéraux opaques ; on y observe également des amygdales renfermant, tantôt des cristaux d'albite et même de quartz (ces derniers sont notamment disposés en auréoles à petits grains où l'extinction se propage régulièrement au cours des rotations de la platine), tantôt des sphérolites de chlorite ou bien même, dans de rares cas, de pyroxène (augite), tantôt de la calcite qui est plutôt diffuse dans cette partie du pillow ; les grains de quartz sont toujours très abondants.

Dans la zone médiane, déjà proche du bord des coussins, la structure des microlites devient arborescente, on assiste également à une agmentation des minéraux opaques.

Enfin, sur le bord, ce sont des sphérolites fibroradiés dans une matrice complètement opacifiée.

Notons aussi que le nombre des amygdales croît du centre vers la périphérie où celles-ci sont alors surtout formées de calcite.

Cette description sommaire correspond sensiblement à celle que M. VUAGNAT (1959) a faite des laves ~~en~~ coussin de l'Orthrys, massif situé à quelque 200 km au sud-est du Pinde, mais compris dans la même zone.

J'achève ces descriptions en mentionnant l'existence de mandelsteins, peu représentés il est vrai, mais où l'on observe une forte quantité d'amygdales de calcite (45 % de la plage des lames minces - cf. photo VII.2) apparaissant au sein d'une pâte rappelant ce qui vient d'être dit à propos de la zone centrale et médiane des pillow-lavas, mais où la matrice est plus fortement opacifiée et le pourcentage des grains de quartz plus faible ; (en ce sens, la roche où baignent ces amygdales de calcite est spilitique).

Fig. 7 Pillow-lavas schématique.

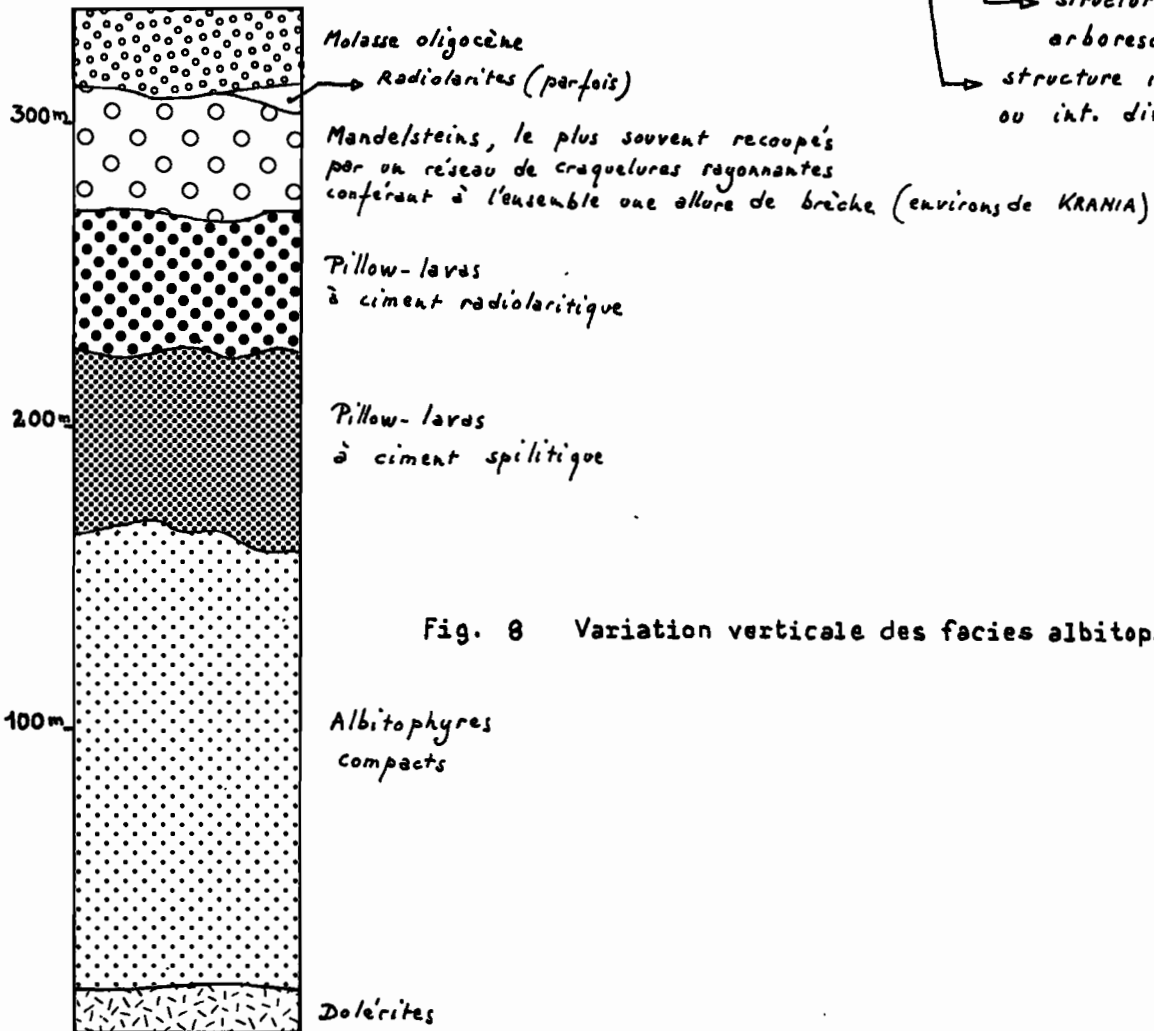
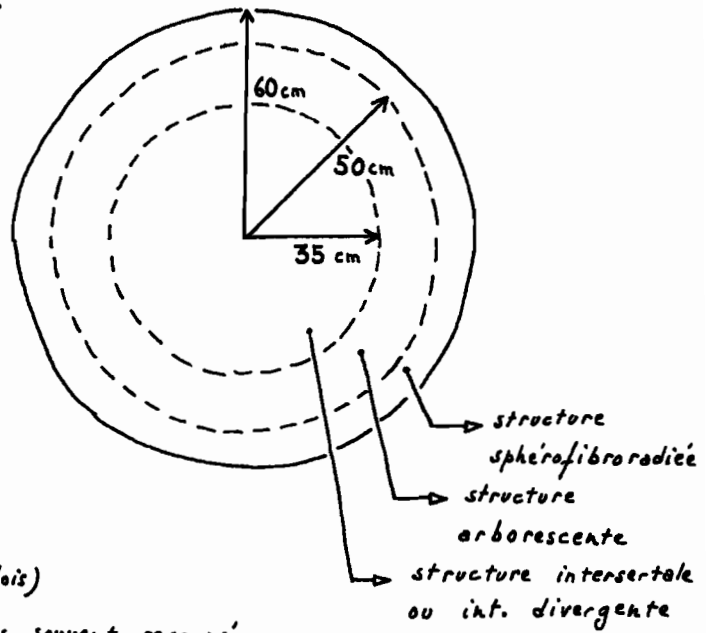


Fig. 8 Variation verticale des facies albitophyriques.

Analyse modale moyenne des albitophyres.

Je reporte ici une analyse modale moyenne effectuée sur une série de 6 échantillons dont la matrice n'est pas totalement opacifiée; cette série se situe dans la partie supérieure et moyenne de la zone de base.

- 45 % (37-52) d'albite An 6, principalement maclée albite ala (dans quelques cas, un peu d'oligoclase An 10 - An 12) ;
- 26 % (17-33) de chlorite ;
- 1 % (0-1,5) d'augite ;
- 6 % (4-18) de calcite ;
- 6 % de minéraux opaques (pouvant aller jusqu'à 14 %) ;
- 16 % (10-18) de quartz.

SAT : 27
COL : 39
FELDS : 100 - 90 (dans les lames à oligoclase).

Analyse chimique de l'échantillon 68.

(P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy)

Cet échantillon provient de la partie supérieure de la zone de base, c'est-à-dire de la zone ne présentant pas de débit en coussins.

| | | | |
|--------------------------------|----------|-----|---------|
| SiO ₂ | : 57.60 | Q | : 17.30 |
| Al ₂ O ₃ | : 12.90 | Or | : 3.35 |
| Fe ₂ O ₃ | : 4.05 | Ab | : 40.35 |
| FeO | : 5.95 | An | : 4.45 |
| MgO | : 3.55 | Cor | : 2.75 |
| CaO | : 2.80 | Σc | : 68.20 |
| Na ₂ O | : 4.80 | | |
| K ₂ O | : 0.55 | Pyr | : 15.65 |
| TiO ₂ | : 0.60 | Ma | : 5.80 |
| CO ₂ | : 1.50 | Ilm | : 1.05 |
| H ₂ O ⁺ | : 4.85 | Cal | : 3.40 |
| H ₂ O ⁻ | : 1.00 | Σb | : 25.90 |
| Total | : 100.15 | | |

II . 4 . '2 . '5

[2 . 1 . 1 . 3]

Il s'agit d'une roche ayant plus de 57 % de SiO_2 ; ceci se manifeste par la présence de 16 % de quartz modal et de 17,30 % de quartz dans la norme ; le paramètre q est alors égal à 4. Le second caractère dominant est une teneur en CaO inférieure à celle du Na_2O ; cette teneur en CaO correspond sensiblement à celle du CO_2 , ce qui permet de former 3,40 % de calcite dans la norme ; le CaO^2 restant se retrouve dans les 4 % d'anorthite normative ; notons que dans quelques lames minces, on rencontre effectivement un peu d'oligoclase ; de toute façon, le paramètre r est égal à '2, c'est-à-dire que l'échantillon 68 AC est subalcalin. Le pourcentage en H_2O de l'analyse équivaut à peu près à la quantité d' H_2O que renferment 20 à 25 % de chlorite modale ; il est évident que la quantité de SiO_2 et d' Al_2O_3 contenue dans ce minéral, est comprise dans la norme, d'une part pour SiO_2 dans le quartz (dont le pourcentage est plus élevé dans la norme que dans le mode), et d'autre part pour Al_2O_3 dans le corindon (2,75 %). Le paramètre p est égal à II ; le calcul de ce paramètre exige, lorsque la roche contient de la calcite, que ce minéral, selon qu'on le considère comme primaire ou secondaire, soit ou non inclus dans la somme des barylithes ; de toute façon, la quantité de calcite est suffisamment faible pour que ce problème ne nous arrête pas ; en effet, le paramètre p ne varie pas lorsque la calcite est placée ou non dans les barylithes. Le paramètre s oscille autour de 5, ce qui est le cas de toutes les roches du cortège ophiolitique ; ceci provient du fait que la teneur en K_2O est toujours très nettement inférieure à celle du Na_2O . Signalons enfin que le pourcentage en TiO_2 est assez élevé (0,60%).

Les niveaux supérieurs du cortège ophiolitique sont donc représentés par des roches feldspathoquartziques leucocrates et subalcalines (plus particulièrement sodiques).

C h a p i t r e I I . C .

E T U D E D E S D I F F E R E N T S T Y P E S D E P A S S A G E

Dans le chapitre précédent (II.B.), j'étudiai les types pétrographiques constitutifs et successifs du cortège ophiolitique. Ils se rangent en quatre catégories, successivement : péridotites et pyroxénolites, gabbros, dolérites, albitophyres.

J'envisagerai maintenant la nature du passage entre ces différentes catégories, c'est-à-dire, tout d'abord, le passage des péridotites aux gabbros, ensuite celui des gabbros aux dolérites, enfin celui des dolérites aux albitophyres.

Une carte et une coupe détaillée de la vallée de l'Aspropotamos ont déjà été données plus haut (cf. fig. 5); en ne tenant pas compte des écailles de la bordure sud-est de la demi-fenêtre ou "corridor de Périvoli", cette coupe débute par une masse lherzolitique au sein de laquelle se dessinent deux lits épais de pyroxénolite. Vient ensuite une séquence de péridotites plagifères surmontée, vers l'Est, par un mince liséré de gabbros à olivine ; ces deux dernières formations correspondant à la zone de passage des péridotites aux gabbros.

Puis, toujours vers l'Est, et reposant sur la zone de passage des péridotites aux gabbros, on trouve un ensemble de gabbros divers, présentant approximativement en son milieu, une zone de fractures à rejet essentiellement longitudinal, où s'observent des gabbros à amphiboles et des roches mylonitisées ; globalement, le grain des roches gabbroïques décroît progressivement en montant dans la série, le passage des gabbros aux dolérites étant donc assez flou.

En fin de coupe, on passe brusquement des dolérites aux albitophyres ; ces roches ne présentent plus le litage caractéristique des types pétrographiques sous-jacents.

1. LE PASSAGE DES PERIDOTITES AUX GABBROS.

Cette zone s'étend sur une centaine de mètres d'épaisseur ; elle est caractérisée par une tendance dunitique des termes péridotitiques qui la constituent (le coefficient péridotitique PER oscille autour de 80, et atteint même 100 dans quelques cas).

- (a) La base de la zone de passage des péridotites aux gabbros, qui s'étend sur 10 à 20 mètres d'épaisseur, est représentée par des péridotites plagifères (cf. note infra paginale) à tendance dunitique ; les feldspaths, dont le pourcentage n'excède jamais 2 à 3 %, s'y présentent sous forme de petits cristaux souvent frais, isolés ou en agrégats de 3 à 4 individus, disséminés entre les grains d'olivine.
- (b) Au-dessus, nous trouvons une série rythmique de 50 mètres d'épaisseur où alternent des lits mésocrates à olivine et plagioclases le plus souvent préhnitisés, et des lits holomélanocrates dunitiques ; ces derniers lits renferment toutefois 5 à 10 % de feldspaths xénomorphes, qui remplissent les méats que dessine un assemblage d'olivines automorphes. Les lits mésocrates contiennent en moyenne 50 % de plagioclases ; ils sont, dans leur ensemble, d'épaisseur millimétrique, parfois centimétrique. L'épaisseur des lits holomélanocrates est presque toujours supérieure à celle des lits mésocrates. La succession des lits mésocrates d'épaisseur variable est irrégulière, et l'on n'observe pas, par exemple, une augmentation progressive de l'épaisseur de ces lits, de bas en haut de la série, ou inversement. Notons enfin que les lits mésocrates présentent une structure particulière : sur une surface parallèle au litage, on remarque que les feldspaths se groupent en nuages, disséminés au coeur de la masse sombre des péridotites ; ces nuages sont formés par des agrégats de grains de plagioclases non jointifs. Par contre, si l'on regarde une surface perpendiculaire à la précédente, on voit que les nuages se présentent sous forme de galettes très aplaties, toutes placées dans une série de plans préférentiels et parallèles entre eux, conférant à ces formations l'aspect rubané que l'on retrouve à ce niveau dans l'ensemble du Pinde. Les lits mésocrates de plus grande épaisseur proviennent de la coalescence de lits millimétriques.

* Notons ici que j'entends par péridotites plagifères, les péridotites dont le pourcentage en plagioclases n'excède pas 10 %, réservant le terme "plagioclasiq" aux péridotites dont le pourcentage en feldspaths est plus élevé ; ce dernier type pétrographique peut évidemment se ranger dans les mélagabbros, mais ce terme ne rend pas compte, à mon sens, du lien qui existe, dans le cortège ophiolitique, entre les péridotites plagioclasiques et les péridotites sensu stricto sous-jacentes.

(b') Le sommet de la série rythmique (que j'appellerai désormais "zone rubanée") n'est plus lité ; il est représenté par une zone de 5 mètres d'épaisseur environ, où l'on ne rencontre plus que des "péridotites à nuages", c'est-à-dire que les agrégats de grains feldspathiques disséminés au coeur de la masse péridotitique ne **forment** plus de plans préférentiels et parallèles entre eux, la structure en nuage étant visible dans tous les plans de l'espace.

(c) L'ensemble péridotites à grains feldspathiques épars (10 à 15 m), zone rubanée (50 m), péridotites à nuages (5 m), est surmonté par 30 mètres environ d'allivalites sans récurrence péridotitique, caractérisées, d'une part par leurs olivines xénomorphes, d'autre part par la présence de plagioclases frais (l'altération quasi générale des plagioclases dans les 70 mètres sous-jacents, n'étant plus systématique à ce niveau).

Avant de terminer cette introduction, j'ajouterai que dans la zone rubanée, les lits mésocrates s'estompent latéralement et disparaissent dans la masse péridotitique qui les entoure ; il est toutefois difficile de parler de lentilles à propos de ces lits, dans la mesure où on peut les suivre sur de grandes distances ; quoique plus rarement, j'ai également noté le même phénomène pour les lits holomélanocrates, surtout lorsqu'ils sont de faible épaisseur et entourés par des lits mésocrates de taille supérieure. T.P. THAYER (1960) décrit de tels pincements dans un complexe péridotito-gabbroïque des Iles Philippines ; il en fait d'ailleurs un critère propre aux gisements de type alpin. C'est ainsi que s'expliquent les grandes variations que présente la zone rubanée dans le massif du Pinde : variations d'épaisseur, de rythmicité et parfois importantes perturbations ; par exemple, dans la vallée du Miléotikos (entre Miléa et Krania), on note tout d'abord une désorganisation du litage qui se manifeste, parfois par une disposition en éventail des lits mésocrates, parfois par la formation de petits plis dans ces mêmes lits ; ensuite, on observe, sans qu'il soit possible de définir correctement la position stratigraphique, en raison des accidents tectoniques qui affectent cette région, des blocs gabbroïques allivalitiques de grande taille (20 cm à 1 m de diamètre), cimentés par des péridotites (cf. photo IV.1) ; l'inverse, quoique plus rare, se rencontre également. J.H. BRUNN (1956-1960) a donné à ces formations le nom de "brèches magmatiques".

(a) Etude des termes de base de la zone de passage des péridotites aux gabbros : échantillons 14 et 15 AC.

Les types pétrographiques des niveaux de base de la zone de passage des péridotites aux gabbros, sont représentés par des péridotites plagifères.

Comme je mentionnai plus haut, les roches holomélanocrates de la zone de passage des péridotites aux gabbros, sont caractérisées

par une tendance dunitique qui se traduit par la quasi-disparition des pyroxènes. La présence, dans une série péridotito-gabbroïque, de niveaux dunitiques à proximité du passage aux gabbros, a déjà été signalée dans le gisement de type alpin de Terre-Neuve par C.H. SMITH (1948) et par D.L. ROSSMAN aux Iles Philippines (in THAYER, 1960).

1. Echantillon 14.

Parallèlement à cet enrichissement en olivine, j'ai observé dans l'échantillon 14 l'apparition de feldspaths déterminables, disséminés au coeur de la roche, sous forme de petits grains xénomorphes isolés, ou en agrégats de quelques individus ; les olivines, qui constituent la majeure partie de l'échantillon, sont subautomorphes à xénomorphes, conférant à la roche une structure grossièrement équi-grulaire ; le diamètre des olivines varie entre 1 et 2 mm, celui des grains feldspathiques ne dépassant pas le 1/10 de millimètre.

Il est étonnant de rencontrer dans les termes inférieurs, des plagioclases à peu près limpides, ceux-ci étant presque tous altérés en prehnite dans les termes de la zone rubanée sus-jacente. Je pense que l'on peut établir un parallèle entre l'état de serpentinitisation de la roche et la prehnitisation des plagioclases qu'elle contient : l'échantillon 14 en particulier n'est, en effet, que partiellement serpentinisé, et il comporte des plagioclases non altérés (voir plus loin).

Analyse modale de l'échantillon 14 (1 lame, soit 1100 points env.)

- 82 % d'olivine ; $2V_x$: 88° ; Chrysolite Fo 85 ; seulement 30 % des olivines sont serpentinisées ; quelques inclusions (picotite ?).
- 4 % de clinopyroxène ($2V_z$: 54° ; rappelant le Diopside des roches sous-jacentes).
- 2 % de Bytownite An 80 (maclée Péricline - Albite).
- 12 % de minéraux opaques (essentiellement la magnétite formant la trame des bandes anastomosées d'antigorite).

COL : 98
PER : 95
PYR : 100

2. Echantillon 15 AC.

Quoiqu'un peu plus haut dans la série, nous sommes toujours dans les termes de base de la zone de passage des péridotites aux gabbros. La structure générale de cet échantillon est comparable à celle de l'échantillon précédent.

Analyse modale de l'échantillon 15 AC (2 lames, soit 1900 points environ).

- 72 % d'olivine subautomorphe ($2V_x$: 86° ; Chrysolite : Fo 78), fortement serpentinisée, sans inclusions apparentes.
- 3 % de Bronzite ($2V_x$: 78° ; En 20).
- 5 % de clinopyroxène (il s'agit vraisemblablement de Diopside).
- 11 % de minéraux opaques (magnétite, un peu d'ilménite).
- 9 % d'une mésostase incolore et pratiquement isotrope ; cette mésostase se place dans les méats laissés par les cristaux d'olivine, formant parfois des plages importantes de l'ordre du millimètre, parfois un mince liséré autour des olivines dont elle détermine ainsi les contours subautomorphes. L'étude aux rayons X a montré qu'il s'agissait de prehnite cryptocristalline qui provient sans doute de l'altération des plagioclases, ainsi que le suggère la présence, dans une des lames minces faites sur l'échantillon 15 AC, d'un cas de pseudomorphose par cette pâte, d'un cristal subautomorphe à contours de type feldspathique.

PER : 92
PYR : 100

En assimilant les plages isotropes à des plagioclases basiques, on obtient un indice de coloration de 91.

Cet échantillon, que l'on peut qualifier de péridotite plagiifère à tendance dunitique, diffère du précédent par les quelques points suivants :

- plus grand état de serpentinisation, et prehnitisation des plagioclases constitutifs ; ce fait semble accréditer l'existence d'un lien entre la prehnitisation et la serpentinisation.
- faciès xénomorphe, et même amiboïde, des plagioclases (ou du produit de leur transformation), ce qui est un trait caractéristique des lits holomélanocrates de la zone rubanée. Nous sommes donc ici en présence d'un niveau de transition entre la zone rubanée et les premières manifestations feldspathiques observées dans l'échantillon 14, à la base de la zone de passage des péridotites aux gabbros.

Analyse chimique de l'échantillon 15.

(P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | | | |
|--------------------------------|---|-------|----|---|------|
| SiO ₂ | : | 39.55 | Or | : | 0.55 |
| Al ₂ O ₃ | : | 2.55 | Ab | : | 2.60 |
| Fe ₂ O ₃ | : | 6.20 | An | : | 5.30 |
| FeO | : | 4.85 | Σc | : | 8.45 |

| | | | | |
|-------------------|---|--------|-----|---------|
| MgO | : | 35.30 | | |
| CaO | : | 2.00 | Pyr | : 24.90 |
| Na ₂ O | : | 0.30 | Ma | : 9.05 |
| K ₂ O | : | 0.05 | Ilm | : 0.15 |
| TiO ₂ | : | 0.10 | Per | : 48.40 |
| H ₂ O | : | 9.65 | Σb | : 82.50 |
| Total | : | 100.55 | | |

(IV)V . 5 . 4 . 4' [1(2) . '4 . 1 . 1']

L'analyse chimique indique 2 % de CaO ; si l'on fait (à partir des 11 analyses fournies par W.A. DEER, R.A. HOWIE et J. ZUSSMAN, 1962), la moyenne du CaO que contient en général la diopside, on constate que les 4 % de diopside de l'échantillon 15 AC correspondent à 1 % environ de CaO. Il reste donc 1 % de CaO qui, ne pouvant être compris dans l'olivine, doit nécessairement l'être dans les plages prehnitiques cryptocristallines ; cependant, le pourcentage de CaO disponible est inférieur à la quantité de CaO que renferme 8 % de prehnite ; l'étude aux rayons X montre que la pâte cryptocristalline n'est en fait pas essentiellement prehnitique, et qu'elle contient en outre de l'albite (10 à 20 % de l'ensemble cryptocristallin) et peut-être même un peu de quartz.

W.T. HUANG (1958), à propos de l'étude des gabbros prehnisés des Monts Wichita (Oklahoma), pense que la transformation des plagioclases en prehnite, est précédée par une saussuritisation qui libère le sodium et le calcium, en formant un mélange de quartz, d'albite et d'épidote ; la prehnitisation sensu stricto serait le résultat d'une activité hydrothermale ultérieure ; les plagioclases des gabbros frais environnants étant relativement peu basiques, l'auteur admet un apport de Ca extérieur.

La présence d'un peu d'albite et de quartz décelé au moyen de calcul pétrochimique, et vérifiée aux rayons X, permet de penser que la prehnitisation a pu suivre un schéma analogue à celui que fournit W.T. HUANG. De plus, la basicité des plagioclases primitifs (An 80) de la zone de passage des péridotites aux gabbros du cortège ophiolitique du Pinde, éliminerait dans ce cas à peu près tout apport extérieur de Ca.

Pour sa part, K.D. WATSON (1953) attribue l'apport de Ca à une serpentinitisation de péridotites à pyroxènes voisines des roches à feldspaths prehnitisés. Il est certain que dans le cas des roches du Pinde, la présence de prehnite semble liée à la serpentinitisation, **mais** dans des niveaux qui sont précisément caractérisés par leur pauvreté en pyroxènes ; peut-être existe-t-il un lien fondamental entre la prehnitisation des feldspaths et la disparition des pyroxènes dans

la zone de passage des péridotites aux gabbros, traduisant des remaniements plus profonds qu'une simple action hydrothermale.

(b) Etude de la zone rubanée : séquence intermédiaire de la zone de passage des péridotites aux gabbros ; échantillons 17 à 26.

La zone rubanée se présente comme une série rythmique de 50 mètres environ d'épaisseur, où alternent de façon serrée, des lits mésocrates à olivine et plagioclase, et des lits holomélanocrates de dunite plagifère ; les caractères morphologiques de ces lits ont été envisagés dans le paragraphe servant d'introduction à l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros ; je n'y reviendrai donc pas.

J'envisagerai à présent, l'étude successive des caractères minéralogiques et structuraux de chacun de ces lits. Les lits mésocrates contiennent 50 à 55 % d'olivine ; c'est à ce niveau que l'on pourra observer, sur quelques rares reliques feldspathiques, la transformation de la bytownite en prehnite. Les lits holomélanocrates sont presque exclusivement constitués par de l'olivine (80 %, voire plus) ; la majeure partie du pourcentage restant correspond aux plagioclases, formant des plages xénomorphes qui remplissent les intervalles restés libres entre les cristaux d'olivine ; ils sont très altérés et ces plages sont en fait représentées par une pâte cryptocristalline pratiquement isotrope ; comme dans le cas de l'échantillon 15 AC (cf. supra), il s'agit de la pâte essentiellement prehnitique que nous avons étudiée antérieurement.

1. Les lits mésocrates.

Les olivines contenues dans les lits mésocrates ont un diamètre moyen de 1 à 2 millimètres ; elles renferment quelques inclusions aciculaires de picotite chromifère et, quoique fortement serpentinisées, sont presque toutes automorphes ; il faut cependant noter que les olivines de la zone rubanée ont, de prime abord, une apparence ovoïde qui est due à la présence, sur le bord des cristaux d'olivine, d'une frange périphérique d'antigorite pratiquement isotrope ; cette frange est souvent indiscernable de la pâte prehnitique environnante, qui subit précisément au contact des olivines serpentinisées, une transformation que j'étudierai ultérieurement.

D'autre part, les olivines, qui semblent être disposées de façon désordonnée au milieu de la pâte prehnitique, délimitent en fait des plages dont on distingue aisément les contours de type feldspathique ; ces plages représentent donc des fantômes de plagioclases ; ce fait est confirmé par la présence de quelques rares reliques bytownitiques (An 80), de 3 à 4 millimètres de long, rongées par la prehnitisation, et qui s'emboîtent effectivement dans les espaces que ménagent les olivines.

J'ai considéré, dans l'étude de l'échantillon 15 AC (niveau de base de la zone de passage des péridotites aux gabbros), les hypothèses émises par W.T. HUANG (1958) et K.D. WATSON (1953), quant à la prehnitisation des feldspaths gabbroïques. J'ai relevé les faits suivants qui viennent confirmer ces hypothèses : dans les lits mésocrates, les plages à contours feldspathiques ne sont pas représentées, comme c'est le cas dans les lits holomélanocrates, par une pâte cryptocristalline ; le centre des pseudomorphes feldspathiques est au contraire occupé par de petits cristaux de prehnite (notamment caractérisée par son type de macle), la bordure étant souvent formée par un mince liséré de petits cristaux à relief (vraisemblablement négatif) et biréfringence faibles, que l'on peut assimiler à de l'albite, et peut-être même, pour certains d'entre eux, à du quartz ; ce que confirment, par ailleurs, les diffractogrammes ; malheureusement, la taille des grains ne permet pas de les étudier en lumière convergente. Bornons-nous donc à dire que l'existence d'une saussuritisation antérieure à la prehnitisation n'est pas à exclure ; notons cependant que je n'ai jamais trouvé, nulle part, de trace d'épidote.

Analyse modale des lits mésocrates de la zone rubanée.

La faible épaisseur des lits mésocrates, dans la vallée de l'Aspropotamos, est telle que ces lits n'occupent que la moitié d'une lame mince au maximum ; le nombre des points comptés par lame est donc assez faible (400 à 600) ; j'ai en revanche étudié un grand nombre de lames (17), et les pourcentages moyens que je reporte ici ont été obtenus sur un total de 9600 points environ. Notons toutefois la difficulté qu'il y a à tracer une limite nette entre les lits mésocrates et les lits holomélanocrates ; en effet, à l'échelle microscopique, cette limite est très irrégulière, et il n'est pas rare d'observer de véritables digitations, allant même parfois jusqu'à la formation d'enclaves, de l'un des lits dans l'autre. J'ai éliminé, dans la mesure du possible, les zones limitrophes entre les deux types de lits.

Je donne ci-dessous les pourcentages moyens des minéraux, accompagnés des valeurs minima et maxima rencontrées.

- 45 % (43-46) d'olivine ; $2V_x$: 82 à 88° (sur 16 mesures) ; soit Chrysolite Fo 70 à Fo 85.
- 1 % (0 - 7) de clinopyroxène à caractère diopsidique.
- 47 % (42-49) de Prehnite.
- 1 % (0 - 5) de Bytownite (An 75 à An 85) fraîche.
- 6 % (5 - 7) de minéraux opaques (magnétite surtout).

COL : 54 (50 à 58).

La paragenèse, les pourcentages respectifs des minéraux constitutifs et les coefficients (SAT : 0 ; COL : 54 ; FELDS : 0) de la portion mésocrate des péridotites plagioclasiques, la définissent comme étant une Allivalite ; en raison du caractère structural particulier qu'elle présente, j'utiliserai pour désigner les allivalites de la zone rubanée, le terme de lits mésocrates allivalitiques, réserver

vant celui d'Allivalite sensu stricto aux niveaux supérieurs de la zone de passage des péridotites aux gabbros, niveaux qui seront étudiés ultérieurement.

2. Les lits holomélanocrates.

Les lits holomélanocrates diffèrent des lits mésocrates allivalitiques, par un pourcentage plus élevé en olivines, et par une diminution du pourcentage, une différence d'habitus et un plus grand état d'altération des plagioclases. En effet, les plagioclases (ou plus exactement, la pâte prehnitique résultant de leur altération) s'y réduisent à de petites plages xénomorphes, et de plus, la prehnite présente l'état cryptocristallin que nous avons déjà décrit en étudiant les termes péridotitiques de la base de la zone de passage des péridotites aux gabbros (échantillon 15 AC). Nous avons vu précédemment, au cours de l'étude des lits mésocrates, que la zone de contact entre olivine serpentinisée et pseudomorphose feldspathique prehnitisée, était le siège de transformations ; je résume ci-dessous les observations ayant trait à ces transformations :

- Dans les lits mésocrates allivalitiques, la taille des cristaux de prehnite décroît lorsque l'on se dirige vers la périphérie des pseudomorphoses feldspathiques ; sur quelques dixièmes de millimètres, au contact des olivines serpentinisées, la diminution est telle que l'on n'observe plus qu'une pâte cryptocristalline pratiquement isotrope. Si l'on rencontre un contact olivine fraîche-prehnite, on ne trouve pas de pâte cryptocristalline (c'est dans ce dernier cas, extrêmement rare, que j'ai pu déceler la présence de pseudomorphoses feldspathiques dont la zone périphérique présentait les caractères albitiques qui m'ont conduit à envisager l'hypothèse d'une saussuritisation antérieure à la prehnitisation).
- Dans les lits holomélanocrates, la pâte prehnitique se réduit à un remplissage de méats de quelques dixièmes de millimètres, entre les grains d'olivine serpentinisée ; la prehnite est alors totalement transformée en une pâte cryptocristalline quasiment isotrope, où les rayons X décèlent 80 % de prehnite ; seul le centre des méats les plus importants renferme parfois de très petits cristaux prehnitiques encore discernables au microscope.

Il existe ainsi, dans les lits holomélanocrates, un rapport entre le caractère cryptocristallin de la prehnite, et le pourcentage élevé des olivines serpentinisées ; ce rapport s'accompagne d'une interaction entre la prehnite et la serpentine.

Donc, si dans un premier stade, on peut admettre une transformation de la bytownite en prehnite (sous l'action hypothétique de veues hydrothermales, ou, à la suite d'un remaniement plus profond conduisant, parallèlement à la prehnitisation, à une disparition des pyroxènes dans la zone de passage des péridotites aux gabbros), on assiste en tout cas, à une transformation ultérieure de la prehnite directement liée à la serpentinisation.

Analyse modale des lits holomélanocrates de la zone rubanée.

Ces lits sont plus épais que les lits allivalitiques ; les pourcentages moyens ont été obtenus sur 7800 points, répartis sur 10 lames ; comme pour les lits mésocrates, les pourcentages moyens sont accompagnés des valeurs minima et maxima rencontrées.

- 82 % (74-86) d'olivine ; $2V_x$: 86 à 90 (sur 1.8 mesures) ; soit Chrysolite Fo 80 à Fo 90.
- 2 % (0 - 3) de clinopyroxène.
- 7 % (6 - 8) de minéraux opaques ; ces minéraux représentent essentiellement la trame des filons d'antigorite ; la serpentinisation étant identique dans l'ensemble des différents types de lits, la proportion de minéraux opaques est en rapport avec le pourcentage d'olivines.
- 9 % (2 - 18) de pâte prehnitique cryptocristalline.

COL : 91 (82-98)
PER : 98 (96-100)
PYR : 100

Les lits holomélanocrates de la zone rubanée sont donc représentés par une dunite plagifère.

3. Analyses chimiques de la zone rubanée.

La faible épaisseur et le caractère parfois diffus des lits mésocrates allivalitiques de la zone rubanée m'ont amené à considérer globalement les échantillons de cette zone comme des péridotites plagioclasiques (voir définition plus haut) ; si nous percevons une légère évolution de quelques éléments dans les quatre analyses que je donne ci-après (en ajoutant d'un côté, l'analyse de la péridotite plagifère de la zone de base étudiée plus haut, et d'un autre côté, l'analyse des allivalites sensu stricto qui cloturent la zone de passage des péridotites aux gabbros et que j'étudierai plus loin), il est bien évident que cette progression masque en fait les sauts que doivent présenter le pourcentage des différents éléments, lorsque l'on passe d'un lit mésocrate allivalitique à un lit holomélanocrate dunitique. Toutefois, cette étude globale des péridotites plagioclasiques de la zone rubanée est étayée par l'étude, que nous faisons à la fin de ce paragraphe, des analyses fournies par J.H. BRUNN (1956) dans sa thèse ; deux de ces analyses portent notamment sur deux lits contigus, l'un mésocrate, l'autre holomélanocrate, lits prélevés par cet auteur dans la partie occidentale de la chaîne du Pinde. Signalons enfin que l'existence des sauts que présentent les différents pourcentages d'oxydes, est indirectement mise en évidence par l'étude des analyses modales successives que j'ai faites dans la zone de passage des péridotites aux gabbros, sur la coupe que fournit la vallée de l'Aspropotamos, étude qui sera entreprise dans un paragraphe suivant.

| | Péridotites plagifères de base | Zone rubanée | | | | Allivalites sommitales |
|--------------------------------|--------------------------------------|--------------|--------|-------|--------|---------------------------|
| | 15 | 18 | 21 | 23 | 26 | 28 |
| SiO ₂ | 39.55 | 39.10 | 38.95 | 39.30 | 40.45 | 41.25 |
| Al ₂ O ₃ | 2.55 | 4.70 | 5.00 | 5.60 | 10.50 | 15.80 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.20 | 5.15 | 6.15 | 6.35 | 2.80 | 3.75 |
| FeO | 4.85 | 5.55 | 4.65 | 5.80 | 4.60 | 2.30 |
| MgO | 35.30 | 32.35 | 33.00 | 26.20 | 28.35 | 23.55 |
| CaO | 2.00 | 2.50 | 2.50 | 6.55 | 4.75 | 8.90 |
| Na ₂ O | 0.30 | 0.15 | 0.15 | 0.40 | 0.20 | 0.25 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| TiO ₂ | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.25 | 0.25 | 0.20 |
| H ₂ O | 9.65 | 10.50 | 10.00 | 8.65 | 8.20 | 3.80 |
| Total | 100.55 | 100.15 | 100.55 | 99.15 | 100.15 | 99.85 |
| Or | 0.55 | 0.55 | 0.55 | 0.55 | 0.55 | 0.50 |
| Ab | 2.60 | 1.05 | 1.05 | 3.15 | 1.55 | 2.10 |
| An | 5.30 | 11.95 | 12.50 | 13.35 | 23.65 | 42.80 |
| Cor | - | - | 0.10 | - | 1.45 | - |
| Σc | 8.45 | 13.55 | 14.20 | 17.05 | 27.20 | 45.40 |
| Pyr | 24.90 | 24.55 | 23.35 | 28.75 | 21.10 | 9.95 |
| Ma | 9.05 | 7.40 | 8.80 | 9.30 | 3.95 | 5.30 |
| Ilm | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.45 | 0.45 | 0.30 |
| Per | 48.40 | 43.95 | 44.00 | 35.05 | 39.25 | 35.30 |
| Σb | 82.50 | 76.05 | 76.30 | 73.55 | 64.75 | 50.85 |
| p | (IV)V | (IV)V | IV' | IV | IV | III |
| q | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| r | 4 | '5 | 5 | 4(5) | 5 | 5 |
| s | 4' | '4 | '4 | 4(5) | 4 | 4 |
| h | 1(2) | 1(2) | 1(2) | 1(2) | 1' | 1(2) |
| k | '4 | (3)4 | (3)4 | 3 | (3)4 | 4 |
| l | 1 | 1 | 1 | 1' | 1 | 1 |
| m | 1' | 1' | 1' | 1(2) | 1' | 1 |

Analyste : P. PELLOUK - Chimie des Sols - ORSTOM, Bondy.

La suite d'analyses du tableau précédent correspond, de gauche à droite, à un déplacement de la base vers le sommet de la zone de passage des péridotites aux gabbros.

Cette série d'analyses chimiques rend compte des modifications suivantes :

- On observe la progression régulière des pourcentages en Al_2O_3 et en CaO , correspondant à un accroissement du pourcentage en $prehnite$ lorsque l'on monte dans la série ; cet accroissement est dû à l'augmentation du nombre et de l'épaisseur des lits mésocrates allivalitiques dans les niveaux supérieurs de la zone rubanée ; cette plus forte teneur en lits allivalitiques au sommet de la zone rubanée ressort également de l'évolution que présente la somme des coupholites qui, sur la totalité de la zone de passage des péridotites aux gabbros, passe de 8,45 % à 45,40 % ; pour sa part, la zone rubanée enregistre, de bas en haut, une augmentation de la somme des coupholites de 12,20 %.
- parallèlement, le MgO et la somme des barylithes décroissent régulièrement.
- dans l'ensemble, la teneur en eau est assez élevée, à l'exception de la dernière analyse, qui correspond aux allivalites sensu stricto que nous étudierons plus loin, et dont les olivines sont assez peu serpentinisées.
- les paramètres C.I.P.W. nous indiquent que nous sommes en présence d'une série fortement magnésienne (paramètre m compris entre 1 et 1(2), caractérisée par un équilibre en silice (paramètre q = 5), par des plagioclases basiques (paramètre r compris entre 4 et 5), par la pauvreté en CaO de ses pyroxènes (paramètre l = 1), enfin par le fort pourcentage des olivines qu'elle contient (paramètre k voisin de 4) ; le caractère évolutif de cette série se concentre dans la diminution progressive de son coefficient de coloration (le paramètre p passe régulièrement de (IV)V à la base de la zone de passage des péridotites aux gabbros, à III à son sommet).

ooo00ooo

J'étudie à présent, les analyses chimiques fournies par J.H. BRUNN (1956) dans sa thèse ; il s'agit de deux analyses portant sur un passage péridotite-gabbro, observé dans le Pinde, à Pétra Phidi. La première analyse concerne une péridotite dunitique, la dernière, d'après les descriptions microscopiques qu'en donne l'auteur, à ce que j'ai appelé un lit mésocrate allivalitique.

Ces deux analyses sont accompagnées, dans l'ouvrage de J.H. BRUNN, par une troisième portant sur un échantillon correspondant à un type pétrographique que j'ai moi-même également rencontré dans la vallée de l'Aspropotamos ; cet échantillon, qui est de type wherlitique,

se placerait d'après les descriptions que donne l'auteur, entre le lit péridotitique et le lit allivalitique. Nous verrons au paragraphe suivant (interstratifications wherlitiques), les raisons qui m'amènent à n'en pas tenir compte dans le présent développement.

| | Péridotite | Allivalite |
|--------------------------------|------------|------------|
| SiO ₂ | 39.70 | 39.20 |
| Al ₂ O ₃ | 1.50 | 11.80 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.90 | 2.35 |
| FeO | 4.20 | 4.45 |
| MnO | 0.14 | 0.13 |
| MgO | 36.20 | 25.00 |
| CaO | 3.15 | 8.75 |
| Na ₂ O | 0.10 | 0.30 |
| K ₂ O | - | 0.15 |
| TiO ₂ | 0.25 | 0.15 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.06 |
| H ₂ O ⁻ | 0.32 | 0.35 |
| H ₂ O ⁺ | 9.00 | 7.90 |
| Total | 100.52 | 100.59 |
| Or | - | 1.10 |
| Ab | 0.50 | 1.05 |
| An | 9.75 | 30.30 |
| An % | 95 % | 96 % |
| Σc | 10.25 | 33.30 |
| Pyr | 35.55 | 10.25 |
| Ma | 6.50 | 3.50 |
| Ilm | 0.60 | 0.30 |
| Per | 39.60 | 44.95 |
| Σb | 82.25 | 59.00 |
| p | (IV)V | (III)IV |
| q | 5 | 5 |
| r | 5 | 5 |
| s | 5 | 4 |

| | | |
|---|------|----|
| h | 1' | 1' |
| k | 3 | 4' |
| l | 1(2) | 1' |
| m | 1' | 1' |

Notons tout de suite que, d'après les descriptions fournies par J.H. BRUNN dans sa thèse (pp. 309-310), le lit allivalitique n'est pas prehnitisé.

Le passage du lit dunitique au lit allivalitique se traduit par une forte augmentation de Al_2O_3 , accompagnée de celle, plus discrète, de CaO formant, dans un cas, 10 % d'anorthite normative An 95, et dans l'autre, plus de 30 % d'anorthite normative An 96 ; le paramètre C.I.P.W. p passe ainsi du domaine holomélanocrate à la limite des roches mésocrates et des roches mélanocrates.

Parallèlement, on assiste à une diminution du pourcentage en MgO, conduisant à une diminution du pourcentage en olivine, dans le lit allivalitique.

On note enfin, l'apparition de K_2O dans les allivalites (où il doit vraisemblablement correspondre à une partie de la composante alcaline de plagioclase), et l'augmentation du Na_2O (de toute façon, cette dernière augmentation reste strictement proportionnelle à la quantité de CaO, la valeur du pourcentage en anorthite dans les plagioclases normatifs ne variant pas).

Ainsi, en intégrant cette courte alternance, toutefois non prehnitisée, dans l'ensemble de la série rythmique de la zone rubanée, nous constatons qu'il existe, principalement pour trois éléments : Al_2O_3 , CaO et MgO, un passage rythmique de leurs pourcentages par des hauts et des bas (Al_2O_3 : de 1 à 12 ; CaO : de 3 à 9 ; MgO : de 36 à 25), passage se traduisant par le remplacement de la moitié du pourcentage en olivines contenues dans les lits holomélanocrates, par une teneur équivalente en plagioclases dans les lits mésocrates.

Signalons enfin que les observations sur le terrain m'ont conduit à penser que les lits mésocrates représentent, au total, le $1/3$ de la zone rubanée ; cette observation est corroborée par le calcul pétrochimique suivant : en ramenant à $1/3$ le pourcentage des oxydes du lit allivalitique de Pétra Phidi, et à $2/3$ celui des oxydes du lit dunitique contigu, on constate, en faisant pour chaque oxyde, la somme des résultats précédemment obtenus, que l'analyse chimique moyenne correspond aux analyses des péridotites plagioclasiques reportées dans le tableau ci-dessus, c'est-à-dire, à des échantillons comprenant globalement les lits mésocrates et la péridotite encaissante.

Je donne ici cette analyse moyenne qui, par suite des calculs pétrochimiques, boucle artificiellement à 99,99.

| | |
|--------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 39.40 |
| Al ₂ O ₃ | 4.91 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.70 |
| FeO | 4.27 |
| MgO | 32.35 |
| CaO | 4.99 |
| Na ₂ O | 0.16 |
| K ₂ O | 0.05 |
| TiO ₂ | 0.22 |
| H ₂ O | 8.94 |
| Total | 99.99 |

Nous retrouvons bien, dans cette analyse moyenne, des valeurs comparables à celles fournies par les analyses des roches de la zone rubanée : 39,40 de SiO₂ compris dans une marge allant de 38,95 à 40,45; 4,91 de Al₂O₃ dans une marge de 4,70 à 10,50, mais dont la moyenne est plus proche de 5 que de 10 ; 32,35 de MgO dans une marge de 26,20 à 33,00 dont la moyenne est de 30 ; enfin 4,99 de CaO dans une marge allant de 2,50 à 6,55 et dont la moyenne est de 4.

4. Interstratifications wherlitiques. (échantillon n° 25).

J'ai parlé plus haut, dans la seconde moitié du paragraphe précédent, d'une zone intermédiaire entre le lit péridotitique et le lit allivalitique de l'échantillon décrit par J.H. BRUNN (op. cit.), à Pétra Phidi ; il s'agit, d'après cet auteur, d'une roche formée de phénocristaux d'augite-diallage contenant des olivines arrondies. J'ai également observé ce type d'échantillon, de type wherlitique, dans la vallée de l'Aspropotamos ; il s'y présente sous forme de petits nodules très aplatis, allant jusqu'à former des lits affleurant sur quelques dizaines de centimètres, interstratifiés dans l'ensemble de la zone rubanée, de telle sorte que, suivant le prélèvement effectué, on peut obtenir une succession péridotite - wherlite - allivalite, ou bien l'alternance classique péridotite - allivalite. Retenons toutefois que cette zone intermédiaire ne représente, en aucun cas, un jalon entre les lits mésocrates et les lits holomélanocrates, et que, de plus, ces nodules, ou si l'on préfère, ces lits, ne se rencontrent que dans les niveaux supérieurs de la zone rubanée.

En lame mince, on observe de grands cristaux poecilitiques de clinopyroxène ; les valeurs élevées de $2V_z$: entre 56 et 60°, et le caractère fortement magnésien de toutes les roches du Pinde, le placent plutôt dans le champ du diopside que dans celui de l'augite. Ce diopside, qui représente 60 % environ de la roche, contient en in-

clusion de nombreuses petites olivines rondes presque entièrement serpentinisées ; on observe autour de ces dernières, un réseau de craquelures rayonnantes qui envahissent le pyroxène (cf. photo V. 4). On peut penser que la formation de ces boules est due à un début de digestion des grains d'olivine par le pyroxène qui les englobe ; mais on peut également admettre que les olivines, primitivement automorphes et trapues, ont augmenté de volume sous l'effet de la transformation en serpentines, la serpentinisation paraissant alors, dans ce cas, secondaire.

Il existe donc des zones d'accumulation pyroxénique, dans une zone précisément caractérisée par sa pauvreté en pyroxène ; au total, ces quelques niveaux ne modifient pas l'un des caractères fondamentaux de la zone rubanée, mais il existe peut-être là aussi un lien entre, d'une part, l'absence de pyroxène dans l'ensemble de la série et sa présence sous forme de quelques reliquats, et d'autre part, entre cette absence de pyroxène et la prehnitisation qui absorbe une grande partie de calcium.

Je reporte ci-après l'analyse chimique d'une de ces wherlites (in J.H. BRUNN, 1956) :

| | | | | | |
|--------------------------------|---|--------|-----|---|-------|
| SiO ₂ | : | 41.55 | | | |
| Al ₂ O ₃ | : | 3.65 | Ab | : | 0.50 |
| Fe ₂ O ₃ | : | 4.55 | An | : | 9.75 |
| FeO | : | 5.90 | Σc | : | 10.25 |
| MnO | : | 0.10 | | | |
| MgO | : | 30.80 | Pyr | : | 35.55 |
| CaO | : | 7.60 | Ma | : | 6.50 |
| Na ₂ O | : | 0.10 | Ilm | : | 0.60 |
| K ₂ O | : | - | Per | : | 39.60 |
| TiO ₂ | : | 0.20 | Σb | : | 82.25 |
| P ₂ O ₅ | : | 0.05 | | | |
| H ₂ O ⁺ | : | 7.70 | | | |
| H ₂ O ⁻ | : | 0.35 | | | |
| Total | : | 100.55 | | | |

(IV)V . 5 . 5 . 5 [1' . 3 . 1(2) . 1']

On constate essentiellement que le pourcentage en CaO est élevé (7,60 %) si on le compare au pourcentage observé dans les péridotites dunitiques plagifères de la base de la zone de passage des péridotites aux gabbros qui en contiennent 2,00 %, ou bien même à la teneur du lit péridotitique de Pétra Phidi qui est de 3,15 %. Ce pourcentage s'explique aisément par la présence, dans les échantillons

wherlitiques, de 60 % de pyroxène monoclinique. Cette présence est d'autre part confirmée, par une augmentation sensible du pourcentage en SiO_2 (41,55 %), si on le compare à ceux que présentent les péridotites sans pyroxène de la zone de passage des péridotites aux gabbros (le pourcentage du MgO , un peu plus faible que celui de ces mêmes péridotites sans pyroxène, se range dans le même ordre d'idée). Toutefois, la teneur en Al_2O_3 semble un peu forte ; peut-être une faible partie du lit allivalitique voisin a-t-elle été dosée par négarde, malgré les précautions prises ; j'ai en effet insisté sur le caractère flou, dans la zone rubanée, de la limite entre ces deux types pétrographiques contigus.

Les paramètres C.I.P.W. correspondent bien à ceux d'une péridotite, et d'autre part, le paramètre k rend compte d'une teneur équivalente en pyroxène et olivine normatif.

Notons enfin que ces roches ne contiennent pas ou très peu de pyroxène orthorhombique, qu'elles sont exclusivement constituées par un assemblage diopside - olivine, et qu'il s'agit donc bien de Wherlites.

ooo00ooo

(b') Je termine l'étude de la zone rubanée en rappelant que celle-ci présente dans les quelques mètres qui la cloturent, un faciès particulier de "péridotites à nuages", dont je mentionnai l'existence et les particularités, dans l'introduction à l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros.

(c) Etude de la zone allivalitique, à olivines xénomorphes, sans récurrence péridotitique, servant de semelle aux masses gabbroïques sus-jacentes ; échantillons 27 et 28 AC.

Le type pétrographique de cette zone d'épaisseur variable (de 20 mètres dans la vallée de l'Aspropotamos, à quelques mètres seulement dans les vallées voisines), correspond à une allivalite au sens strict ; son aspect massif, mésocrate à leucocrate, sans récurrence péridotitique, l'apparente plus aux gabbros leucocrates qui la surmontent qu'aux lits mésocrates allivalitiques de la zone rubanée ; elle est cependant encore fortement prehnitisée, mais il n'est pas rare d'y rencontrer des zones de 3 à 4 cm de diamètre, où les plagioclases ne sont pas altérés. On observe alors, sous le microscope, des grains de 2 à 3,5 millimètres de bytownite subautomorphe diversement maclée (Albite - Carlsbad - Péricline ou Banebach - Albite Ala) ; ces plagioclases sont à peu près aussi longs que larges ; leurs lignes de contact sont, selon les cas, nettes et rectilignes, ou bien sinueuses, dessinant alors un engrenage fruste à la périphérie des grains. Les olivines, qui sont presque toutes xénomorphes, occupent les espaces

que ménage cette disposition ; elles atteignent des longueurs de 3 millimètres environ et, étant par ailleurs le plus souvent jointives entre elles, décrivent entre les plagioclases un réseau continu et d'inégale largeur. Notons également la présence de quelques olivines automorphes, situées dans de petits méats occupés par un seul individu.

Le plus souvent, les olivines ne sont pas altérées; elles ne contiennent pas ou peu d'inclusion ; par contre, elles sont toujours entourées par une auréole réactionnelle décillimétrique d'orthopyroxène.

Il s'agit donc bien d'Allivalite type, dans le sens où elle a été définie par A. HARKER (1908).

Analyse modale de l'Allivalite (2 lames, soit 1950 points env.).

- 36 % d'olivine ($2V_x$: 80°), peu ou pas serpentinisée, en cristaux xénomorphes, entourés d'une auréole réactionnelle d'orthopyroxène.
- 2 % de clinopyroxène : la valeur des $2V_z$ (50 % en moyenne sur 6 mesures), ainsi que le faciès qui diffère de celui des clinopyroxènes des lherzolites et se rapproche de celui des gabbros basiques leucocrates étudiés dans le chapitre précédent, me font supposer qu'il s'agit d'une augite, et non plus de diopside.
- 60 % de Bytownite An 80 (voire 85), présentant les macles complexes de type suivant : albite - carlsbad - péricline - albite ala. Les cristaux sont subautomorphes et riches en petites inclusions d'olivine fraîche.

Dans les zones prehnitisées, le pourcentage en prehnite est à peu près équivalent à celui de la bytownite ; la prehnite forme des plages largement cristallisées, à contours de type feldspathique.

- 2 % de minéraux opaques.

| | | |
|-------|---|----|
| SAT | : | 0 |
| COL | : | 40 |
| FELDS | : | 0 |

Analyse chimique de l'échantillon 28.

(P. PELLOUX, Chimie des Sols, ORSTOM, Bondy).

| | | | | | |
|--------------------------------|---|-------|-----|---|-------|
| SiO ₂ | : | 41.25 | Or | : | 0.50 |
| Al ₂ O ₃ | : | 15.80 | Ab | : | 2.10 |
| Fe ₂ O ₃ | : | 3.75 | An | : | 42.80 |
| FeO | : | 2.30 | Σc | : | 45.40 |
| MgO | : | 23.55 | | | |
| CaO | : | 8.90 | Pyr | : | 9.95 |

| | | | | | |
|-------------------|---|-------|-----|---|-------|
| Na ₂ O | : | 0.25 | Ma | : | 5.30 |
| K ₂ O | : | 0.05 | Ilm | : | 0.30 |
| TiO ₂ | : | 0.20 | Per | : | 35.30 |
| H ₂ O | : | 3.80 | Σb | : | 50.85 |
| Total | : | 99.85 | | | |

III . 5 . 5 . 4 [1(2) . 4 . 1 . 1]

Par rapport au lit allivalitique de Pétra Phidi, on note un accroissement très net de Al₂O₃ qui passe de 11,80 % à 15,80 % ; ceci se traduit par une plus forte teneur en plagioclase normatif An 95, en relation avec le caractère plus mésocrate des gabbros à olivine qui servent de semelle aux gabbros bytownitiques leucocrates. L'échantillon analysé étant fortement prehnitisé, le pourcentage en Na₂O est faible, et ne correspond pas au pourcentage de la bytownite des zones non prehnitisées décrites dans l'analyse modale.

Les paramètres C.I.P.W. nous placent dans le cadre des gabbros, le caractère allivalitique étant souligné par la valeur du paramètre k (k = 4).

ESSAIS DE SYNTHÈSE DES RESULTATS FOURNIS PAR L'ETUDE DE LA ZONE DE PASSAGE DES PÉRIDOTITES AUX GABBROS.

- a. Etude de la variation de l'indice de coloration COL dans l'ensemble des roches de la zone de passage et accessoirement, de l'indice péridotique PER dans les roches holomélanocrates de cette même zone (J. JUNG et R. BROUSSE, 1959).

Nous allons suivre les variations de ces indices, non seulement dans la zone de passage des péridotites aux gabbros, mais encore dans les roches qui entourent cette zone, c'est-à-dire, d'une part à la base, les lherzolites, d'autre part au sommet, les niveaux inférieurs de la masse gabbroïque.

Les roches étudiées ne contenant ni quartz, ni feldspathoïdes, on ne fera entrer en ligne de compte ni l'indice de saturation SAT, ni l'indice feldspathique FELDS qui sont tous deux constants dans toute la série.

Le diagramme porté sur la figure 9 comprend deux niveaux distincts : un niveau inférieur et un niveau supérieur.

Le niveau inférieur comporte, en abscisse, une échelle métrique rendant compte de l'espace qu'occupent, par échantillon décrit, les roches du même type, et en ordonnée les valeurs successives que

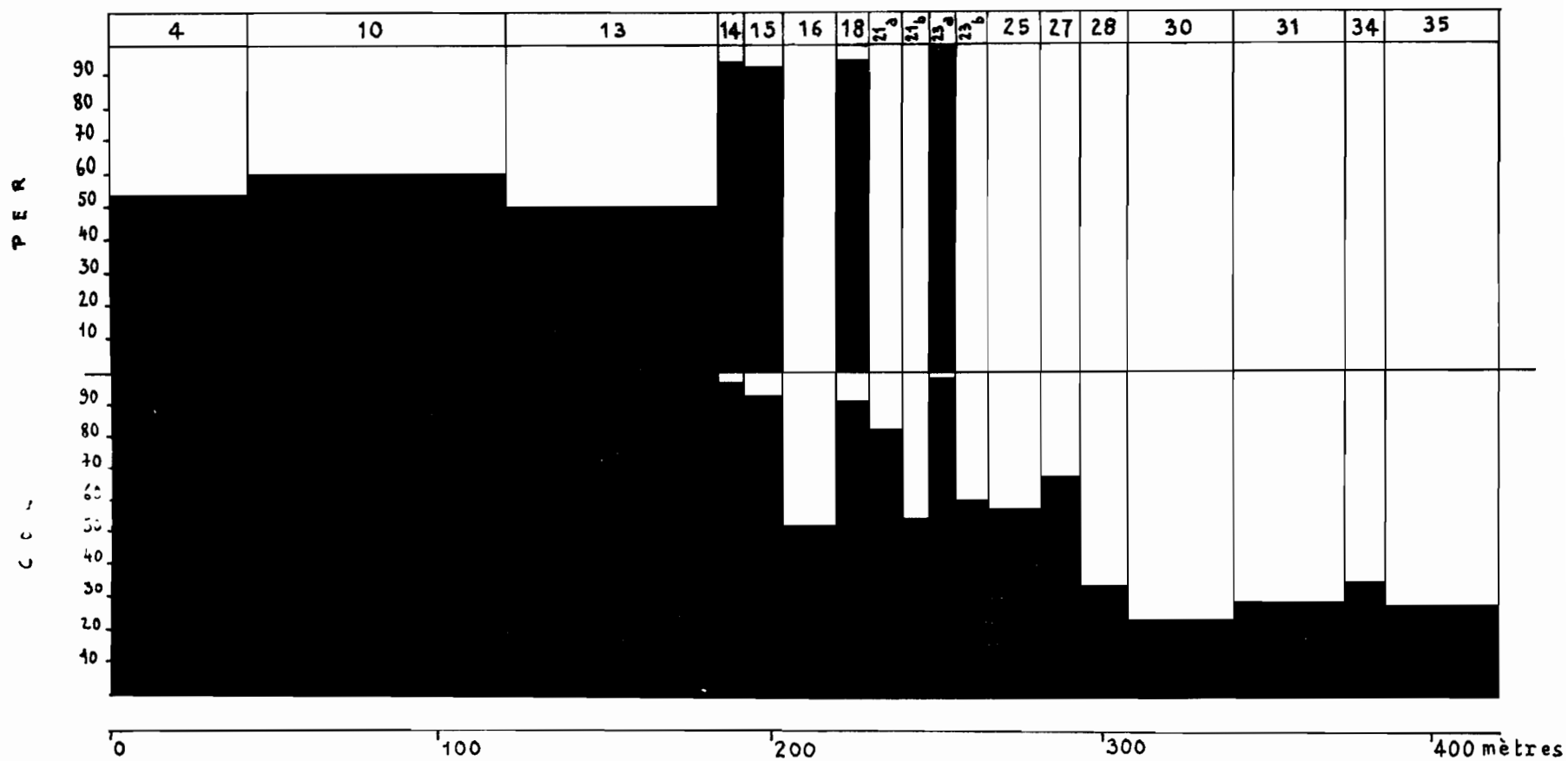


Fig. 9 Variation des indices péridotique et de coloration dans le passage péridotites-gabbros.

prend l'indice de coloration (COL) ; le niveau supérieur présente, en abscisse l'échelle métrique du niveau inférieur, et en ordonnée les valeurs successives de l'indice péridotique (PER).

Le niveau inférieur du diagramme nous montre :

- tout d'abord sur sa gauche, soit en dessous de la zone de passage des péridotites aux gabbros, la présence d'une masse holomélanocrate ;
- puis l'apparition des premiers feldspaths des péridotites de la base de la zone de passage ;
- ensuite, la zone rubanée ; elle est caractérisée par l'existence des sauts qu'y manifeste l'indice COL, nous conduisant, tantôt dans le domaine des roches holomélanocrates ou à sa limite, tantôt dans le domaine mésocrate ;
- la série se termine enfin par un brusque passage à des roches leucocrates, dès l'échantillon allivalitique qui, nous l'avons vu plus haut, représente le niveau sommital de la zone de passage.

Il est bien évident que le nombre des sauts de l'indice COL dans la zone rubanée est infiniment plus élevé dans la réalité qu'il ne l'est sur le présent diagramme, étant donné que je n'y ai sélectionné que quelques séquences bien individualisées à différents niveaux.

De cette première partie du diagramme, on retiendra l'existence de deux types de roches d'indice COL nettement différent, séparés par une zone (la zone rubanée) où s'entremêlent étroitement ces deux types.

Le niveau supérieur du diagramme ne s'attache qu'à l'étude des roches holomélanocrates ; il n'intéresse donc que les lherzolites sous-jacentes à la zone de passage des péridotites aux gabbros, et les lits holomélanocrates de cette zone. Notons que je n'ai pas tenu compte de l'indice pyroxénique PYR qui ne varie pas et est toujours égal à 100, en raison de l'absence d'amphiboles dans les roches que nous étudions à présent.

Les colonnes correspondant aux roches qui ne sont pas holomélanocrates ont été laissées en blanc ; en effet, lorsque le pourcentage en olivine et pyroxène n'est pas très élevé, les indices PER et PYR n'ont plus grande signification et, à la limite, la présence d'un grain d'olivine dans une roche sans pyroxène, nous amènerait à parler du caractère dunitique de cette roche, ce qui n'aurait évidemment aucun sens.

Ces restrictions faites, ce diagramme met nettement en évidence le caractère dunitique (PER = 100) des termes holomélanocrates de la zone de passage, les lherzolites sous-jacentes ayant, pour leur part, un indice PER voisin de 50.

b. Etude des variations de pourcentage des minéraux.

Comme précédemment, les lherzolites sous-jacentes et les gabbros sus-jacents à la zone de passage des péridotites aux gabbros, sont envisagés avec l'étude du pourcentage des minéraux constitutifs des roches de cette zone.

Les pourcentages des minéraux sont portés sur deux diagrammes différents.

Le premier rend compte (cf. fig. 10), d'une part de la distance sur laquelle s'étend l'ensemble des roches correspondant à chaque échantillon décrit, et d'autre part, du pourcentage des minéraux constitutifs. A l'intérieur des colonnes ainsi délimitées par chaque type d'échantillon sur une abscisse où figure une échelle métrique, on peut lire, en se reportant à l'ordonnée, le pourcentage de chacun des minéraux constitutifs de l'échantillon ; ce pourcentage est représenté par une plage dont la hauteur est proportionnelle à la représentativité du minéral ; afin d'obtenir une succession visuelle frappante, j'ai disposé symétriquement chaque plage de part et d'autre d'un axe horizontal, chaque type minéralogique ayant un axe propre.

Je définis ainsi quatre axes différents ; la distance qui sépare chacun d'eux équivaut à 50 %.

L'axe supérieur correspond aux minéraux opaques.

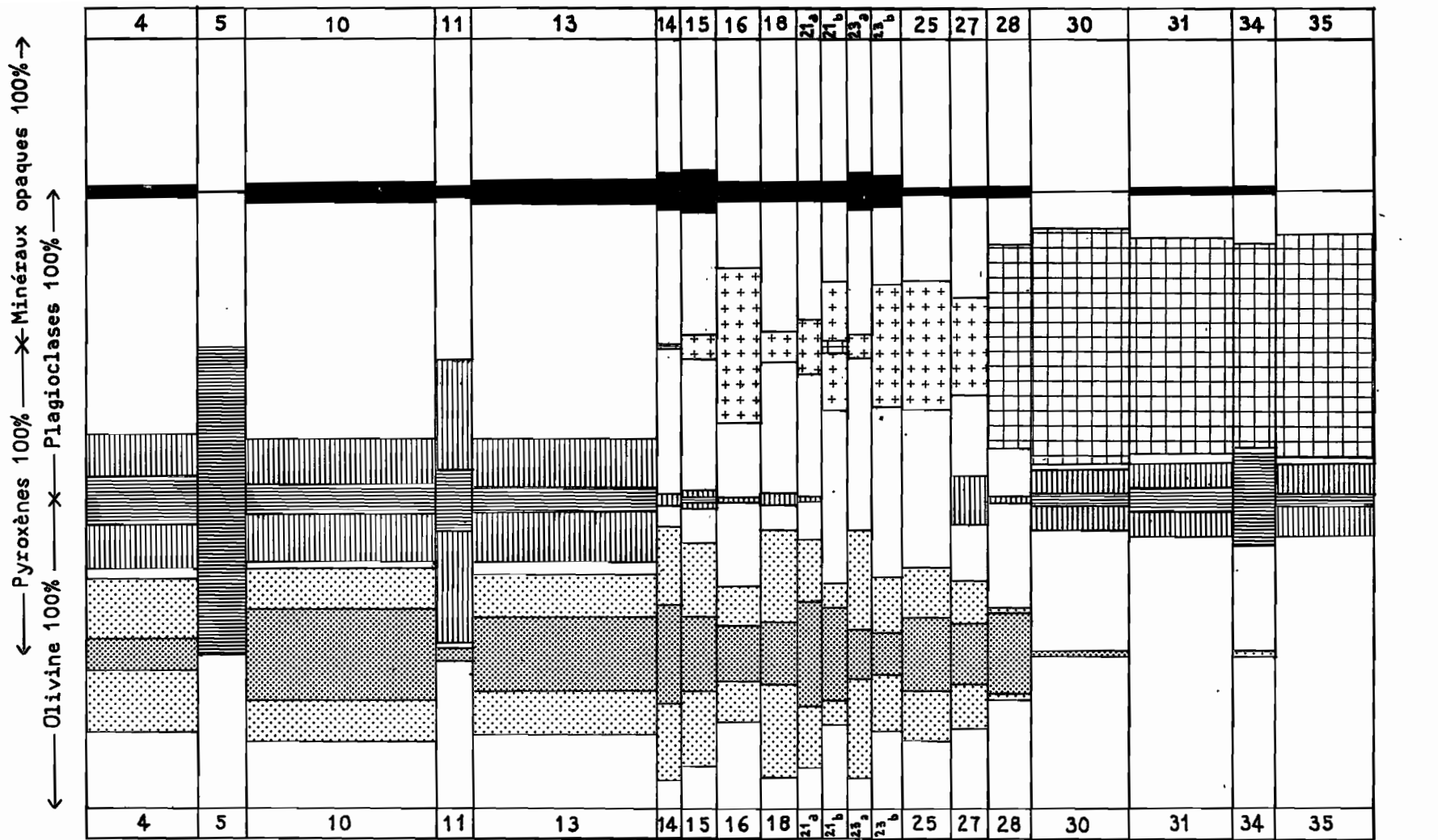
En-dessous, vient celui des plagioclases, sur lequel s'articule également la pâte prehnitique, les deux termes ayant chacun un figuré respectif ; ainsi, nous pouvons facilement porter, et cela sans que l'on observe la moindre rupture, le minéral et son altération sur un même axe, nous faisant de ce fait une vision d'ensemble.

En troisième lieu, on trouve l'axe des pyroxènes ; j'ai placé les orthopyroxènes immédiatement autour de l'axe, les clinopyroxènes étant, lorsqu'ils cohabitent dans une même roche avec les premiers, rejetés de part et d'autre de la plage correspondant à l'orthopyroxène.

Le dernier axe, au bas du diagramme, porte enfin l'olivine et la serpentine qui provient de son altération.

Sur le second diagramme (cf. fig. 11), portant en abscisse une échelle métrique et en ordonnée les pourcentages, on suit l'évolution du pourcentage des minéraux, en se déplaçant des péridotites aux gabbros.

Notons tout de suite que, si le premier diagramme a permis de placer les lits de pyroxénolites qui traversent la masse lherzolitique sans nuire à l'homogénéité d'ensemble de cette masse, il n'en irait pas de même sur le second diagramme où chaque échantillon est reporté de façon ponctuelle sur l'abscisse ; j'ai donc placé sur ce diagramme, le pourcentage des minéraux qu'indiquent les deux lits de pyroxénolite, sans toutefois inclure ces valeurs dans l'évolution générale. J'ai procédé de même pour une interstratification wherlitique dont je possède l'analyse modale, ce type d'échantillon accidentel se présentant dans les conditions particulières évoquées plus haut.



0 100 200 300 400 mètres

- LEGENDE
- | | | | |
|--|----------------------|--|------------------|
| | Plagioclases frais | | Olivine |
| | Plagioclases altérés | | Serpentine |
| | Clinopyroxènes | | Minéraux opaques |
| | Orthopyroxènes | | |

ECHELLES
 | 10%
 20 m

Fig. 10

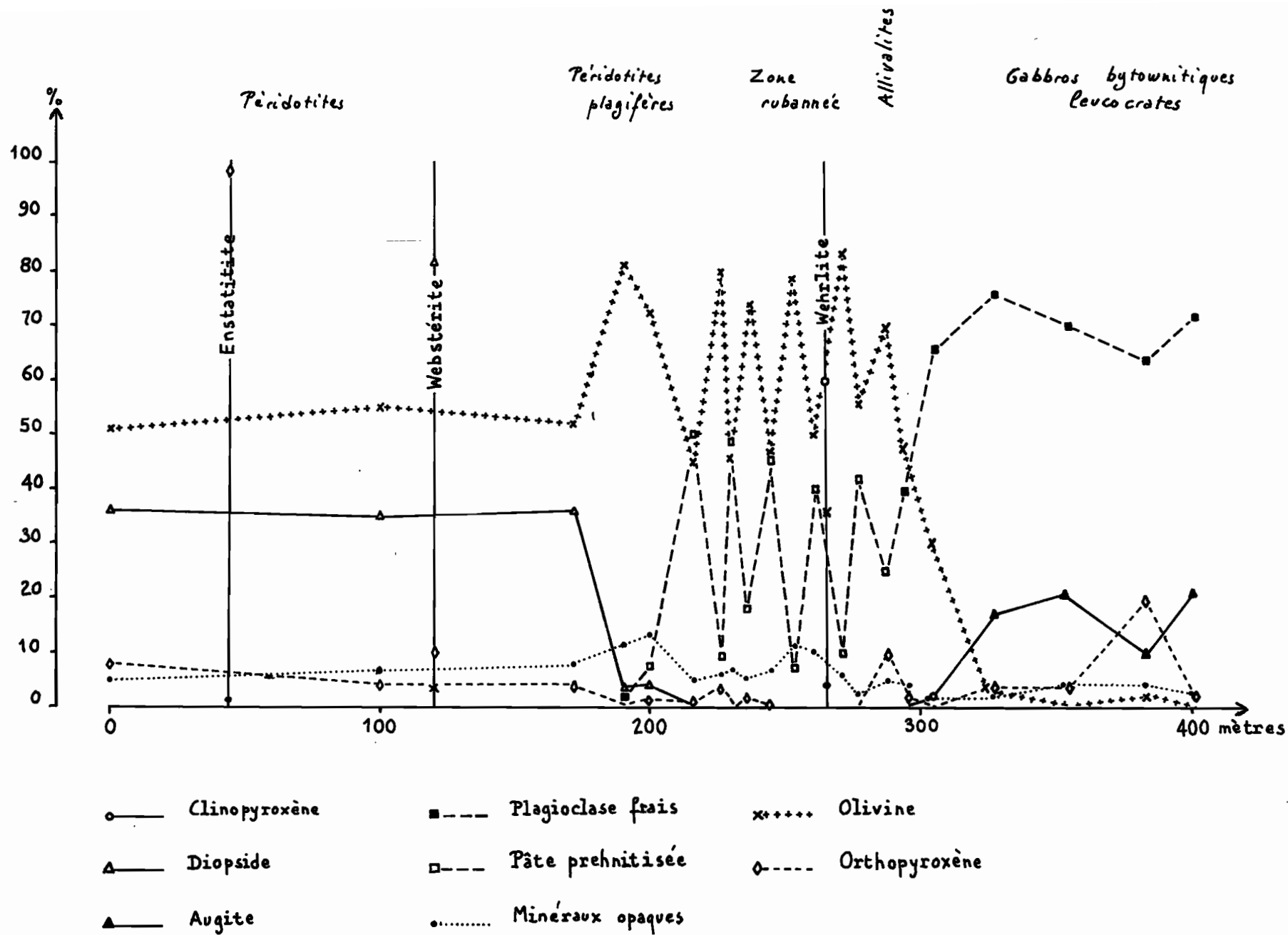


Fig. 11

Par ailleurs, un autre point doit retenir notre attention ; en effet, dans l'ensemble des lits de la zone rubanée, les plagioclases sont presque entièrement prehnitisés ; les quelques grains plagioclasi-ques frais ont donc été comptabilisés dans la pâte prehnitique, pâte que j'ai cependant tenu à présenter sous un figuré différent, tout en l'incluant dans la ligne évolutive du pourcentage des plagioclases ; de toute façon, le pourcentage de plagioclases frais contenu dans la pâte prehnitique se déduit du diagramme précédent.

De ces deux diagrammes, ressortent les quelques points suivants :

- le pourcentage des olivines est en moyenne de 50 à 60 % dans les lherzolites ; il passe brusquement à 80 % dans les péridotites plagifères de la base de la zone de passage, puis on observe, dans la zone rubanée, une série de saccades qui l'amènent, tantôt aux environs de 50 %, tantôt près de 80 % ; il se tient ensuite à 30 % dans la masse allivalitique sommitale, puis il est rapidement égal à 0 dans les gabbros sus-jacents.
- le pourcentage en plagioclase (pâte prehnitique, puis bytownite non altérée, et enfin labrador basique dans les gabbros leucocrates) est de 2 à 4 % dans les péridotites plagifères de la base de la zone de passage ; dans la zone rubanée, il montre des saccades comparables à celles que présentait le pourcentage des olivines, l'amenant tantôt aux environs de 50 %, tantôt près de 10 % ; dans les gabbros à olivine (allivalites), il atteint presque 70 %, valeur qu'il conserve dans les gabbros.
- les pyroxènes sont pratiquement absents de la zone de passage des péridotites aux gabbros ; de plus, les cristaux monocliniques sont diopsidiques avant cette zone, et peut-être même dans cette zone lorsqu'on en rencontre encore ; par contre, ils sont augitiques dans les premiers gabbros leucocrates (cf. analyse chimique plus loin), voire même dans les niveaux allivalitiques sommitaux ; notons enfin, ce que le diagramme ne peut rendre, que les pyroxènes orthorhombiques sont plus magnésiens (enstatite) en dessous de la zone de passage qu'au-dessus (bronzite).
- le pourcentage des minéraux opaques augmentant avec l'altération, puisqu'il correspond essentiellement à la magnétite qui forme l'âme des bandes anastomosées d'antigorite, on peut les considérer comme le fidèle reflet du plus ou moins grand état de serpentinisation des roches envisagées.
- le parallélisme qui existe entre l'absence des pyroxènes et la prehnitisation des plagioclases apparaît nettement.

CONCLUSION A L'ETUDE DE LA ZONE DE PASSAGE DES PERIDOTITES AUX GABBROS.

- Ce qui frappe tout d'abord, ce sont les caractères fondamentalement différents de deux masses, l'une péridotitique, l'autre gabbroïque, qui sont pratiquement contigues. Si la mince zone de passage qui les sépare, telle que je l'ai décrite, n'existait pas, on serait amené à conclure à l'origine différente de ces deux masses, ou tout au moins à une mise en place de type différent. C'est ainsi que l'on a, d'une part des lherzolites dont le clinopyroxène est un diopside, et de l'autre, des roches gabbroïques leucocrates sans olivine, qui contiennent une augite. De plus, l'étude des éléments en trace, tels que Cr, Ni et Co, que nous verrons ultérieurement, vient confirmer cette disparité.
- Deuxièmement, on constate que la zone de passage présente une association de roches qui, tout en se rapprochant fortement des deux types pétrographiques qui entourent cette zone, en diffèrent par quelques caractères particuliers. C'est d'une part le caractère dunitique des lits holomélanocrates, caractère d'autant plus étonnant que ces lits font suite à une série lherzolitique dont la position, à proximité des gabbros, correspond à la succession des différents types pétrographiques qui constituent la masse péridotitique du cortège ophiolitique telle qu'elle est décrite par K. ZACHOS (1953) et J.H. BRUNN (1956); c'est, d'autre part, la prehnitisation qui affecte les plagioclases des lits mésocrates, et cela exclusivement dans la zone de passage. Il m'est impossible de ne pas croire que ces deux modifications essentielles ne sont pas liées, et que dans ce cas, elles doivent l'être également aux conditions mêmes de la mise en place.

Avant même d'envisager si l'on peut ou non parler d'un passage entre la masse péridotitique et la masse gabbroïque, je vais d'abord dire quelques mots sur les évolutions qui se manifestent au sein de ces masses. Ensuite, nous essayerons de voir ce que représente la zone de passage.

- D'après les observations faites par K. ZACHOS (1953) dans le Vourinos, et J.H. BRUNN (1956) dans le Pinde et le Vourinos, la masse péridotitique semble être le siège de différenciations progressives conduisant à l'étagement suivant : Dunité - Harzburgite - Lherzolite ; on passe ainsi, de bas en haut, d'une roche pauvre en silice à une roche un peu plus riche (présence d'Enstatite), puis on observe l'apparition de CaO (présence de Diopside).
- Nous verrons notamment dans le chapitre consacré à l'étude des principales espèces minérales, que la masse gabbroïque est le

siège de différenciations comparables ; ainsi, pour la série isomorphe des plagioclases, on passe progressivement d'une bytownite An 80 dans les termes gabbroïques de base, à un labrador An 55 dans les dolérites des niveaux supérieurs ; disons tout de suite que j'apparente les allivalites sommitales de la zone de passage des péridotites aux gabbros, plus particulièrement aux gabbros leucocrates qui les surmontent (indice de coloration COL comparable à celui des gabbros ; olivines xénomorphes) ; si l'on admet cette dernière hypothèse (présence d'olivines à la base de la série gabbroïque), on peut peut-être envisager l'origine commune des péridotites et des gabbros ; cependant, sans revenir sur les autres divergences, la différence d'habitats que présentent les olivines dans les gabbros, nous indique que les conditions de cristallisation de ces gabbros ont été différentes de celles des péridotites.

Toutes ces considérations me conduisent à admettre que deux masses de composition différente, ayant peut-être une origine commune antérieure à la mise en place, ont été d'une façon ou d'une autre mises en contact. On peut en effet penser que l'existence de la zone de passage des péridotites aux gabbros (zone rubanée) est liée à la remobilisation des éléments de bordure d'une des masses antérieurement extrudée, sous l'influence d'une seconde, arrivant dans un état semi-cristallisé. En l'occurrence, on peut admettre la remise en jeu des éléments de la bordure supérieure des péridotites par suite de l'arrivée des gabbros, ou inversement, la remise en jeu des éléments de la bordure inférieure des gabbros, par suite de l'arrivée d'une masse péridotitique.

Ce premier phénomène peut être accompagné de frottements ou du glissement de l'une des masses par rapport à l'autre, responsables de la formation des "brèches magmatiques", dont nous avons mentionné l'existence dans la vallée du Miléotikos ; notons que pour T.P. THAYER (1960), des formations semblables à celles du Miléotikos, "semblent provenir d'un mélange, pendant une mise en place forcée, de roches presque entièrement solidifiées".

2. LE PASSAGE DES GABBROS AUX DOLERITES.

Ce passage est progressif ; comme je l'étudierai en détail dans le chapitre suivant relatif à l'étude des principales espèces minérales, je n'en dirai ici que quelques mots. En faisant une étude continue sur la totalité de la coupe, où l'observation à l'oeil nu fait déjà ressortir une diminution régulière de la taille des grains, on note les points suivants :

- la structure est tout d'abord de type grenu équi-granulaire dans les termes gabbroïques ; elle évolue ensuite vers les structures doléritiques intersertale et poecilitique, par transformation progressive des cristaux subautomorphes trapus de bytownite, en lattes allongées de labrador, lorsque l'on se dirige vers les dolérites. Consécutivement, le grain diminue régulièrement.
- la basicité des plagioclases décroît graduellement, en passant des gabbros aux dolérites, de An 80-75 à An 55 (cf. fig. 12). Parallèlement, la taille diminue et l'allongement augmente considérablement (cf. fig. 13 et 14). Le pourcentage des feldspaths passe de 75 à 70 % dans les termes basiques qui sont les plus leucocrates, à 65 % pour les termes gabbroïques à grain moyen, et à 50 % enfin dans les gabbros à structure doléritique et les dolérites proprement dites (cf. fig. 15).
- le clinopyroxène est essentiellement augitique, mais on rencontre aussi un peu de pigeonite dans les dolérites. Le pourcentage des pyroxènes augmente régulièrement de 20 % à 40 % en fin de série. Les orthopyroxènes, qui représentent 1/5 à 1/4 de la totalité des pyroxènes dans les termes gabbroïques basiques et moyens, tombent à 1 à 2 % dans les gabbros à structure doléritique, et sont totalement absents des dolérites (cf. fig. 15). La transformation des pyroxènes en chlorite qui se manifeste dès les gabbros à grain moyen, se développe dans les termes doléritiques ; la chloritisation sera totale dans les albitophyres.

Nous voyons que le caractère progressif de toutes les transformations observées ne permet de considérer l'ensemble gabbro-dolérite comme formant un tout.

3. LE PASSAGE DES DOLERITES AUX ALBITOPHYRES.

La distance maximale entre chacun des prélèvements effectués dans cette zone est de l'ordre de 0,50 mètre ; cependant, en raison de l'existence d'une convergence de faciès entre les dolérites supérieures et les albitophyres inférieures, je n'ai malheureusement pas réussi à obtenir sur une seule lame mince (au moins dans la vallée de l'Aspropotamos), la zone de contact entre ces deux types pétrographiques.

Ces réserves étant faites, je peux dire que le passage, à un mètre près au maximum, est brusque, nous conduisant de dolérites à labrador à des albitophyres ; ainsi, il n'y a aucune trace d'albitisation des plagioclases dans les termes doléritiques supérieurs ; en effet, on ne décèle pas la présence d'albite au microscope, et en faisant des essais de coloration, on constate que tous les feldspaths contenus dans ces dolérites se colorent en rose (méthode de coloration des feldspaths en lame mince - BAILEY et STEVENS, 1960).

D'autre part, dans le ravin du ruisseau qui, partant des environs d'Avdéla, va jeter ses eaux sur la rive gauche de l'Aspropotamos,

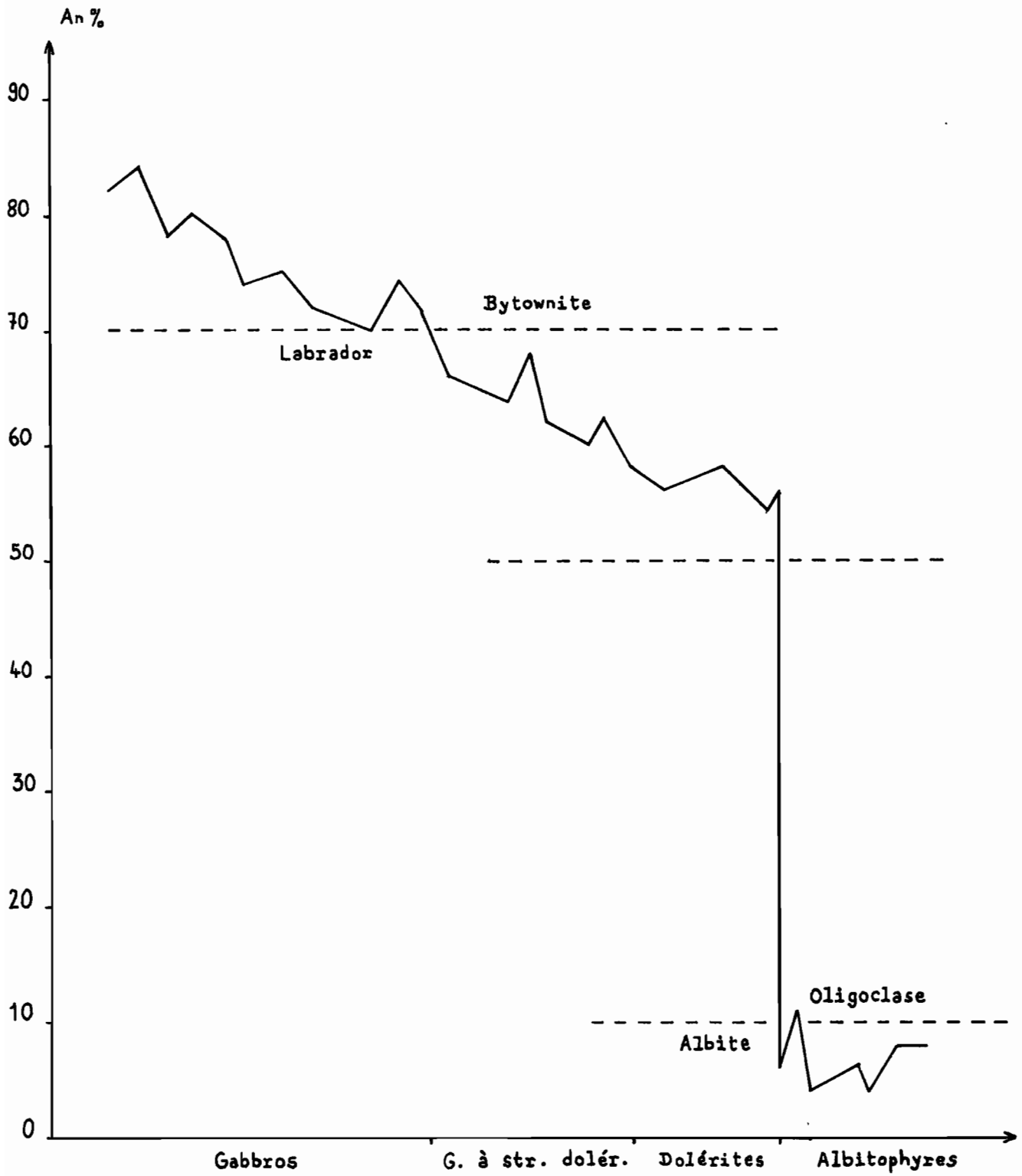
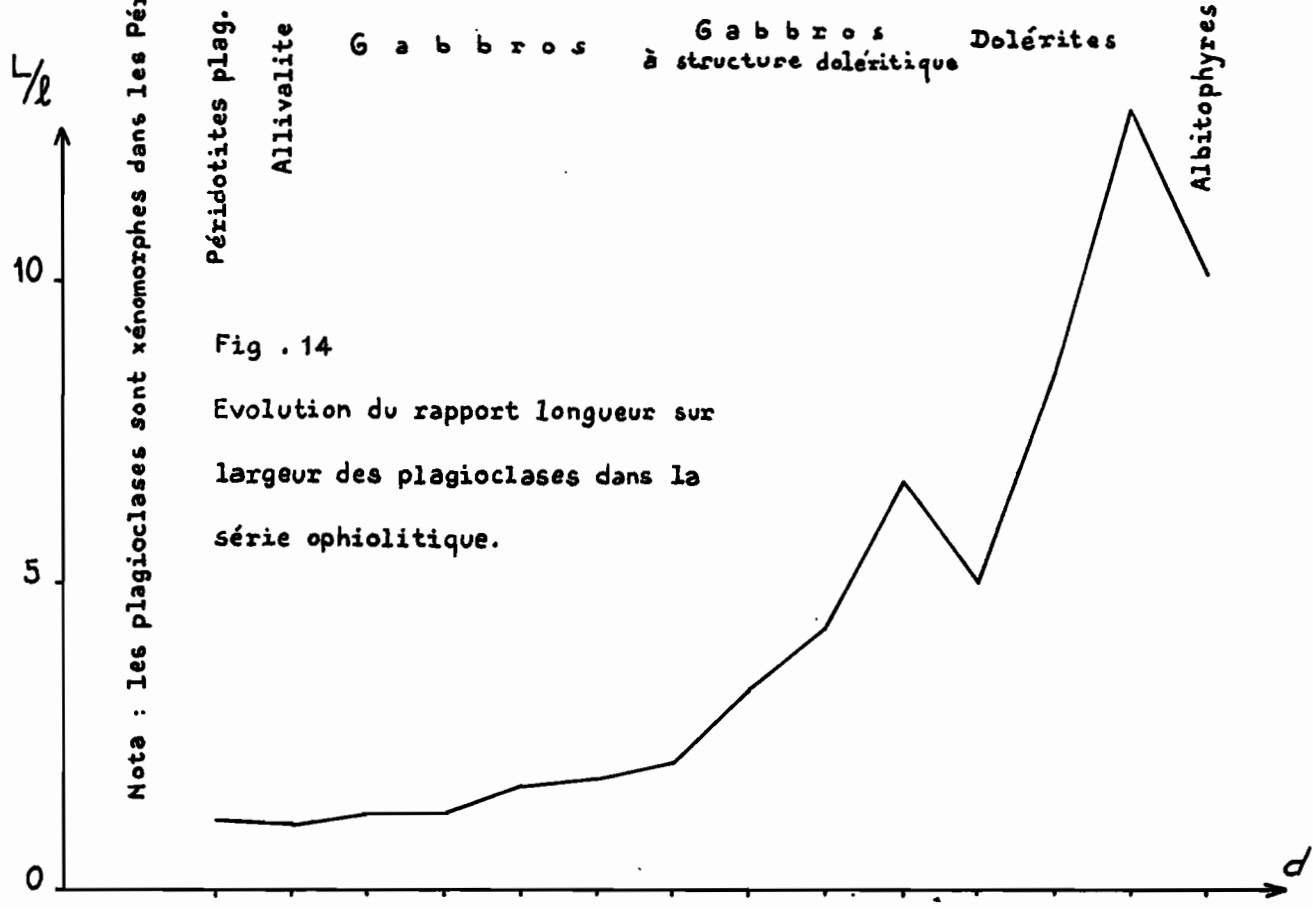
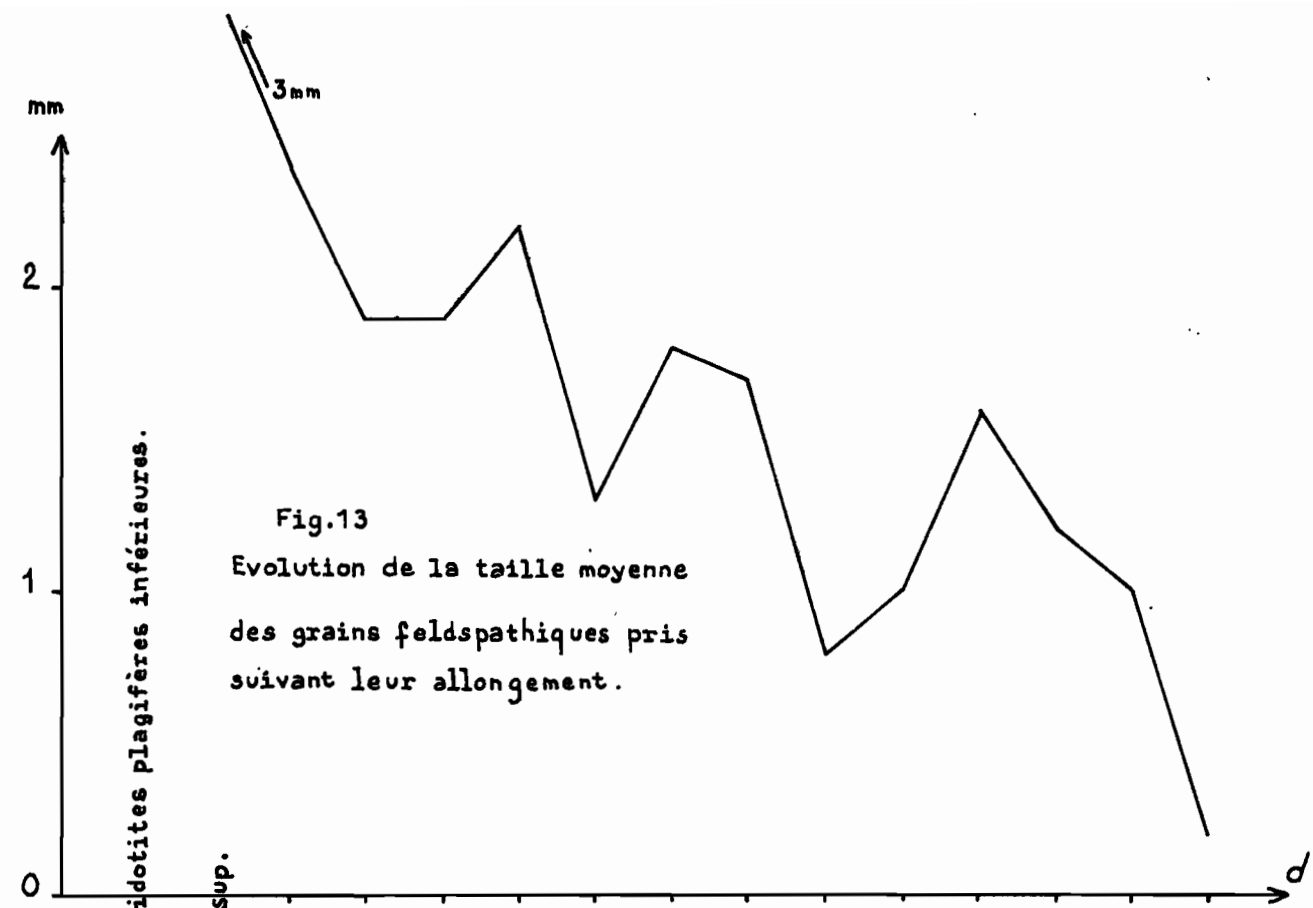


Fig.12 Variation du % en An des plagioclases du cortège ophiolitique.



distance moyenne entre les échantillons types des différents domaines traversés : 50 m.

distance moyenne entre les échantillons : 50 m.

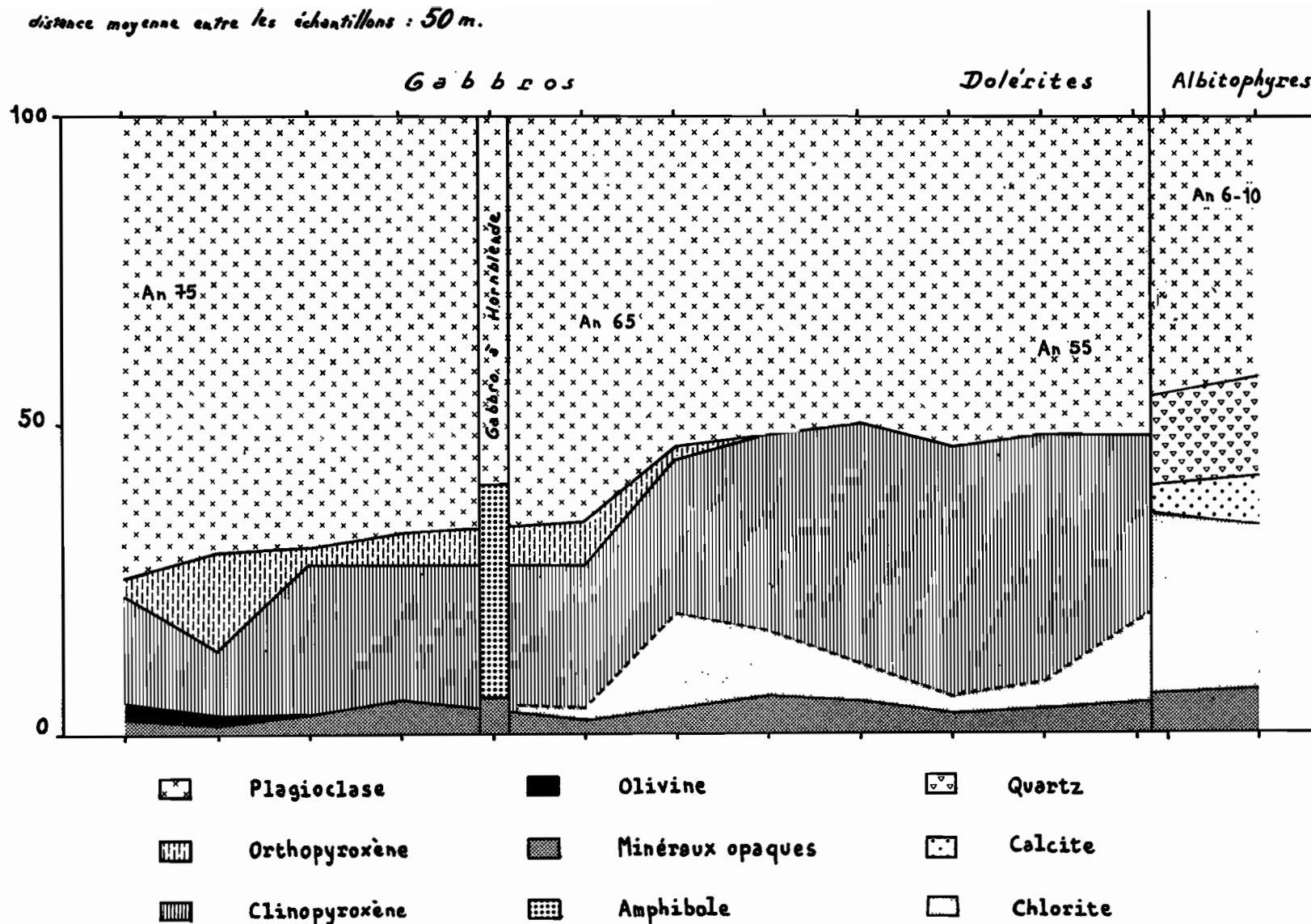


Fig. 15 Evolution du pourcentage des minéraux dans la série doléritogabbroïque

en aval de Périvoli, j'ai prélevé des "brèches magmatiques" doléritospilitiques ; il s'agit, tantôt de fragments d'albitophyres contenus dans une pâte doléritique, tantôt de fragments doléritiques contenus dans des albitophyres ; cette disposition rappelle ce qui a été décrit dans la vallée du Miléotikos, à propos de l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros. L'observation en lame mince de ces "brèches" confirme l'existence d'une limite de séparation franche entre les deux types pétrographiques qui la composent ; les lattes de labrador ne sont toutefois pas cisailées suivant la ligne de contact et pénètrent souvent la plage albitophyrique ; on observe aussi parfois la présence de quelques minuscules enclaves d'albitophyres dans les dolérites.

De ces quelques points, il ressort l'absence de passage progressif entre les dolérites et les albitophyres contigues, avec toutefois, l'existence, entre ces deux termes pétrographiques dissemblables, d'un lien que traduit la présence d'une "brèche magmatique".

Nous avons mentionné, à propos de formations semblables entre les péridotites et les gabbros, le sens génétique que T.P. THAYER (1960) leur prêtait ; il serait donc possible là encore, d'invoquer le brassage, au cours d'une mise en place forcée, de deux roches presque entièrement solidifiées.

4. CONCLUSION A L'ETUDE MICROSCOPIQUE DES ROCHES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE.

Le cortège ophiolitique est défini par l'association de trois ensembles distincts, à la base, des péridotites, au milieu, des gabbros passant progressivement à des dolérites, au sommet, des albitophyres présentant des pillow-lavas dans les horizons supérieurs ; les albitophyres sont coiffées par des jaspes à radiolaires.

Si l'on invoque une origine commune pour expliquer la liaison qui existe, sur le terrain, entre les différents types pétrographiques constitutifs du cortège ophiolitique, il nous faut, à première vue, envisager un magma fortement basique pour rendre compte de l'importance des péridotites. Nous verrons ultérieurement, en faisant une étude approfondie du volume des roches, que les péridotites ne sont pas, en fait, aussi importantes que le pense par exemple M. VUAGNAT (1964).

Cependant, j'ai mis en évidence, au cours de ce chapitre, l'existence de coupures importantes qui permettent de distinguer les trois principaux ensembles pétrographiques qui définissent le cortège ophiolitique. A mon avis, ces coupures sont trop profondes pour qu'elles soient le résultat d'une différenciation se produisant dans une chambre reconstituée après l'épanchement par solidification de la zone périphérique, formant une croûte spilitique et basaltique. Je pense donc que l'existence des distinctions qui se sont imposées entre ces trois ensembles sont le résultat d'une différenciation antérieure à la mise en place.

C h a p i t r e II.D.

E V O L U T I O N D E S T Y P E S M I N É R A L O G I Q U E S L E S P L U S R E P R É S E N T A T I F S

Ce chapitre ne fait que reprendre des points concernant l'étude minéralogique, points déjà traités dans les pages précédentes ; il est cependant intéressant, en envisageant l'évolution des minéraux les plus représentatifs de la suite paragénétique que constitue le cortège ophiolitique, de voir s'il existe ou non des caractères évolutifs continus dans ce cortège. Nous étudierons successivement les olivines, les pyroxènes et les feldspaths. Le problème que soulève la présence du spinelle à la base de cette série sera traité avec les olivines.

Il convient de signaler que je ne pourrai malheureusement tirer que des conclusions fragmentaires dans la mesure où je n'ai pas fait faire d'analyses chimiques de minéraux. La suite des recherches que j'espère poursuivre ultérieurement sur le cortège ophiolitique du Pinde septentrional est ainsi toute tracée : elle consistera à extraire et faire analyser les minéraux que l'on rencontre dans les grands types pétrographiques successifs de ce cortège ophiolitique, et à envisager leur évolution à partir de données plus complètes.

1. LES OLIVINES.

La composition de l'olivine (déterminée optiquement et à l'aide des R X - H.S. YODER et Th.G. SAHAMA, 1957) est, dans l'ensemble, remarquablement constante ; elle oscille entre 75 et 85 % de forstérite, c'est-à-dire que l'on est, dans tous les cas, en présence de Chrysolite.

Dans la quasi-totalité des types pétrographiques à olivine, les olivines sont subautomorphes à automorphes. Cette automorphie est

souvent masquée par la serpentinisation, surtout dans les zones péridotitiques inférieures du Pinde, où cette serpentinisation est plus forte. Mais, comme je le mentionnais dans l'étude minéralogique de la lherzovite (échantillon n° 4 AC), les olivines contiennent de fines inclusions de picotite chromifère aciculaires qui présentent toutes une orientation identique au sein d'un même minéral ; cette sorte de trame orientée qui, sans être perturbée par la serpentinisation, diffère d'un minéral à l'autre, permet de se faire une idée du contour que présentaient les olivines avant d'être serpentinisées ; cette disposition a été signalée dans les péridotites de Conakry et du Kaloum (République de Guinée), par P. LEGOUX (1960). Dans les niveaux dunitiques et quelquefois dans les harzburgites sus-jacentes, la picotite ne se présente que très rarement sous forme d'inclusions aciculaires ; on la rencontre sous forme de petits cristaux trapus et automorphes, encore contenus en inclusions dans les olivines, et plus exceptionnellement en plages intergranulaires. Le caractère automorphe du spinelle contenu dans les roches ultrabasiques du cortège ophiolitique est à mettre en opposition avec l'habitus xénomorphe et même amiboïde que présente la picotite dans les péridotites intrusives. Les termes ultrabasiques du cortège ophiolitique seraient donc caractérisés par l'existence d'une phase primaire des spinelles.

Comme je l'ai indiqué ci-dessus, les olivines sont assez fortement serpentinisées, notamment dans les niveaux les plus inférieurs de la masse péridotitique ; l'abondance de serpentine dans ces niveaux inférieurs, qui servent de base à la nappe ophiolitique largement charriée sur le flysch du Pinde, ainsi que sa présence dans toutes les zones fracturées, semble accréditer le caractère secondaire de cette serpentinisation ; ceci est à mettre en rapport avec les observations déjà faites sur l'échantillon wherlitique n° 25 (cf. chapitre II.C.).

A côté de l'automorphie quasi-générale des olivines dans l'ensemble péridotitique et dans les termes mélanocrates et mésocrates de la zone de passage des péridotites aux gabbros, il existe une zone où les olivines sont au contraire xénomorphes ; il s'agit des allivalites sans récurrence péridotitique qui surmontent la zone de passage des péridotites aux gabbros, et forment un lit d'une trentaine de mètres d'épaisseur (cf. échantillons 27 et 28 AC, chapitre II.C.) ; ces olivines xénomorphes (cf. photoVL1) sont entourées d'une auréole réactionnelle d'orthopyroxène, lorsqu'elles se trouvent au contact d'un plagioclase ; de plus, elles sont plus riches en fer (70 à 65 % de forstérite ; mesures optiques et R X), et moins chromifères.

Si l'on rattache ceci au caractère augitique des 2 à 3 % de clinopyroxène qu'elle contient, cette roche semble être plus proche des gabbros bytownitiques leucocrates qui la surmontent que des péridotites auxquelles elle fait suite. Nous verrons comment, dans le cadre des hypothèses que je propose en conclusion, on peut rendre compte des mécanismes qui sont à l'origine de ces différences.

2. LES PYROXENES.

- Orthopyroxène :

Enstatite à bronzite ; le pourcentage de Fe correspondant à un hyperstène est rarement atteint. Ceci est à mettre en relation avec le rapport Fe/Mg qui, dans les olivines ne dépasse pas lui non plus 0,25.

Les orthopyroxènes disparaissent au milieu de la série gabbroïque ; on ne les retrouve jamais dans les niveaux microgrenus.

- Clinopyroxène :

Il s'agit de diopside dans les lherzolites, d'augite dans l'ensemble gabbro-dolérite (augite parfois titanifère dans les dolérites sensu stricto), et de pigeonite accompagnant l'augite, dans les dolérites.

On retrouverait donc ici l'évolution que présentent les clinopyroxènes à Stillwater (H.H. HESS, 1941) ou à Skaergaard (G.M. BROWN, 1957), évolution qui nous conduit du diopside dans les lherzolites à une augite dans les gabbros, augite qui deviendrait moins calcique et plus ferrique lorsque l'on se déplace vers les dolérites. Malheureusement, je ne dispose pas de chiffres pour établir une courbe.

La seule analyse chimique faite sur les clinopyroxènes l'a été sur le clinopyroxène contenu dans les gabbros bytownitiques leucocrates. On obtient les chiffres suivants (analyste : A. NETILLARD, 1966) :

| | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------------------|---------|---|-------|
| SiO ₂ | : 51.99 | Si | : 1.886 | } | 2.00 |
| Al ₂ O ₃ | : 3.36 | Al | : 0.114 | | |
| Fe ₂ O ₃ | : 1.63 | Al | : 0.029 | } | 1.192 |
| FeO | : 6.20 | Ti | : - | | |
| MnO | : 0.23 | Fe ⁺⁺⁺ | : 0.044 | } | 1.98 |
| MgO | : 17.09 | Mg | : 0.924 | | |
| CaO | : 19.03 | Fe ⁺⁺ | : 0.188 | } | 0.792 |
| Na ₂ O | : 0.76 | Mn | : 0.007 | | |
| K ₂ O | : 0.01 | Ca | : 0.739 | } | 0.792 |
| TiO ₂ | : tr | Na | : 0.053 | | |
| P ₂ O ₅ | : 0.20 | K | : - | | |
| H ₂ O ⁺ | : 0.20 | | | | |

| | | | | | |
|-------------------------------|---|--------|----|---|------|
| H ₂ O ⁻ | : | 0.06 | Mg | : | 47.3 |
| Total | : | 100.76 | Fe | : | 12.2 |
| | | | Ca | : | 40.5 |

C'est-à-dire que ce minéral se place dans le champ de l'augite du diagramme de A. POLDERVAART et H.H. HESS, 1951 (in W.A. DEER, R.A. HOWIE et J. ZUSSMAN, op. cit.), sur la ligne selon laquelle évolue la cristallisation des pyroxènes riches en Ca (évolution définie à Stillwater par H.H. HESS, 1941).

Si l'on envisage à présent l'évolution des pyroxènes à la lueur de l'évolution générale des principaux oxydes dans l'ensemble du cortège ophiolitique (cf. fig. 16), on constate :

- a) que l'augmentation du SiO₂, lorsque l'on passe des dunites aux harzburgites, se traduit par la présence d'orthopyroxène dans ces dernières roches ; l'orthopyroxène ainsi formé a un rapport Fe/Mg identique à celui des olivines, puisque le rapport FeO/MgO est identique dans les dunites et harzburgites ;
- b) que l'apparition de CaO dans les niveaux lherzolitiques est en rapport avec celle des clinopyroxènes ;
- c) que Al₂O₃, qui apparaît dans la zone de passage des péridotites aux gabbros, correspond à un déplacement du CaO (dont le pourcentage est à peu près comparable à celui des lherzolites), du diopside vers l'anorthite ; FeO et MgO ainsi libérés se porteraient sur l'orthopyroxène ou l'olivine, mais l'anorthite exigeant plus de SiO₂ que le pyroxène, le déficit en silice s'exprimerait par un pourcentage plus fort en olivine. Ceci expliquerait la quasi-disparition des pyroxènes dans la zone de passage des péridotites aux gabbros ;
- d) que SiO₂ continuant à augmenter après cette zone de passage, il se forme à nouveau des pyroxènes et non plus des olivines.

3. LES PLAGIOCLASES.

L'étude des plagioclases sera envisagée de plusieurs façons. Tout d'abord, j'étudierai leur apparition dans les péridotites et leur développement au sein des gabbros ; ensuite, je chercherai à voir à partir de quel stade, ils passent de l'état de prismes trapus qu'ils présentent dans les niveaux grenus, à celui de lattes dans les niveaux microgrenus ; je ne ferai pas de paragraphe spécial pour le passage dolérite-albitophyre, marqué par la transformation brutale des lattes labradoritiques en microlites d'albite.

a. Dunites plagifères et gabbros.

Basicité : An 70 à An 75 ;

Prismes trapus automorphes à subautomorphes ;

Macles diverses, par ordre de fréquence : - Albite,
- Manebach,
- Péricline,
- Carlsbad ;

Souvent associées : - Albite-Péricline,
- Albite-Manebach,
- Albite-Carlsbad-Péricline,
- Albite ala-Carlsbad-Manebach, etc.

Ces observations portent principalement sur les gabbros où les feldspaths sont frais ; elles nous permettent de suivre l'altération qui gagne lorsque l'on va vers les péridotites.

J'ai étudié au chapitre II.C., l'échantillon 21 AC (cf. photo VIII.1) ; sur la photographie que je donne de cet échantillon, la transformation de la bytownite en un agrégat de petits cristaux à relief moyen et biréfringence faible, est très nette ; cette pâte microcristalline renferme 90 % de prehnite. Elle se rencontre dans les niveaux les plus inférieurs de la zone de passage des péridotites aux gabbros ; dans les échantillons où le pourcentage des olivines ne dépasse pas 60 %, les péridots, en cristaux automorphes faiblement serpentinisés, ménagent des espaces rendant compte des contours subautomorphes que présentaient les plagioclases avant leur transformation en prehnite ; par contre, dans les échantillons où l'on compte 80 % environ d'olivines, celles-ci sont fortement serpentinisées et ne laissent plus entre elles que des méats qui ne peuvent être occupés que par des cristaux xénomorphes. Ces méats sont effectivement occupés par une pâte prehnitique présentant toutefois les traces d'une transformation secondaire (cf. photo VIII.3). Il convient, en effet, de préciser que la prehnite microcristalline a subi, dans ces échantillons, une autre transformation qui conduit à l'existence d'une pâte cryptocristalline (donnant les raies de la prehnite aux R X), pratiquement isotrope. Le siège de cette dernière transformation étant la zone de contact entre la prehnite microcristalline et les olivines (cf. photo VIII.4), elle sera évidemment plus complète lorsque le pourcentage élevé des olivines contenues dans les échantillons ne laissera plus subsister que des méats entre les grains.

Compte tenu de toutes ces transformations, on peut dresser le tableau de la succession feldspathique comme suit ; de la base vers le sommet de la zone de passage, nous observons :

- 1- des feldspaths xénomorphes occupant les méats laissés par les olivines ;
- 2- de gros cristaux de feldspaths subautomorphes dans les échantillons à 50 % d'olivine ;

Ces deux niveaux se présentent en alternance plus ou moins régulière de lits de puissance variable ; de plus, les plagioclases sont tous prehnitisés, à l'exception des échantillons moyennement oliviniques et faiblement serpentinisés, où s'observe parfois l'altération de la bytownite, ainsi que je l'ai signalé ci-dessus.

- 3- dans les derniers niveaux dunitiques, les plagioclases se présentent en petits grains subautomorphes isolés au sein de la péridotite ; ils sont frais et forment ce que j'ai appelé des péridotites à nuages, caractéristiques de la fin du passage des péridotites aux gabbros ;
- 4- enfin des feldspaths subautomorphes sains dans les allivalites, puis les gabbros.

b. Gabbros et dolérites.

En se déplaçant des gabbros vers les dolérites, on observe un passage assez progressif des gros prismes trapus aux lattes plagioclasiques des dolérites. Cette modification s'accompagne d'une diminution de la basicité (cf. fig. 12).

La diminution d'abord régulière de la basicité, lorsque l'on va des péridotites plagioclasiques aux gabbros leucocrates à gros grains témoigne, par la suite, d'une certaine irrégularité qui est en accord avec la rythmicité capricieuse de la granulométrie qui se manifeste au sein de la masse gabbroïque ; en effet, la taille des grains et la structure sont variables, et l'on ne peut parler, à ce niveau, que statistiquement de la diminution de la taille du grain de la roche, et de son passage aux structures microgrenues doléritiques.

Le pourcentage maximum d'anorthite, rencontré au niveau des péridotites plagifères, est de 85 %, mais c'est une mesure assez exceptionnelle, la moyenne se cantonnant autour de 75 %. Ce pourcentage diminue franchement en passant aux gabbros à grain fin présentant déjà une structure de type doléritique ; la diminution est de l'ordre de 10 %, sautant du domaine de la bytownite à celui du labrador ; on atteint ensuite 55 % dans les dolérites sensu stricto, valeur qui se maintiendra par la suite jusqu'à la rupture que l'on observe au moment du passage des dolérites aux albitophyres. En moyenne, on constate que la transformation de la structure gabbroïque macrogrenue en structure de type doléritique, est à mettre en parallèle avec la diminution de la basicité générale des plagioclases.

Cependant, des cristaux plagioclasiques ayant une forme qui rappelle les lattes doléritiques, s'observent déjà très bas dans la série, au niveau des gabbros leucocrates bytownitiques, voire même des péridotites plagioclasiques. Dans les échantillons qui n'ont pas été touchés par la prehnitisation, ces lattes ont une composition bytownitique. De plus, quel que soit leur état d'altération, les lattes feld-

spathiques sont toujours comprises dans des pyroxènes poecilitiques, essentiellement orthorhombiques (cf. photo IX, 1, 2 et 3).

4. CONCLUSION.

Des lignes ci-dessus, ressortent les points suivants :

- a. On n'observe pas d'évolution marquante dans la série isomorphe de l'olivine, c'est-à-dire que ce minéral, contrairement à ce qui se passe dans les glissements en laccolites de Stillwater et du Bushveld, ou bien en sills tel que Palissade (F. WALKER, 1940), semble se ranger constamment dans le champ du chrysolite; les faibles variations que présente l'olivine ne sont, en tout cas, pas régulières.

Cette constatation fait penser que les péridotites tirent leur origine d'un magma globalement différencié avant la mise en place.

- b. Une évolution limitée de la série isomorphe des plagioclases, qui passent régulièrement de An 80-75 dans les gabbros à An 55 dans les dolérites ; cette variation à laquelle s'ajoutent la disparition progressive des orthopyroxènes et l'augmentation graduelle des minéraux chloriteux, traduit l'homogénéité de l'ensemble doléritogabbroïque dont les zones supérieures se différencient des niveaux inférieurs par une cristallisation fractionnée et par un refroidissement plus rapide.
- c. L'arrêt brutal de cette dernière évolution avec le passage aux albitophyres, caractérisés par une paragenèse et une structure différentes.

Ici encore, nous pouvons remarquer l'existence de trois zones distinctes dans l'ensemble du cortège ophiolitique.

C h a p i t r e II.E.

A N A L Y S E S C H I M I Q U E S E T E L E M E N T S E N T R A C E

J'ai porté sur le tableau ci-après, l'ensemble des résultats d'analyses chimiques effectuées au laboratoire de la chimie des sols - ORSTOM - sur une série de 17 échantillons caractéristiques des différents types pétrographiques étudiés aux chapitres précédents ; ce tableau comporte également la composition minéralogique virtuelle, les paramètres C.I.P.W. et les paramètres de NIGGLI de chaque roche échantillonnée.

1. VARIATION DE LA TENEUR EN OXYDES (cf. fig. 16).

J'ai admis, à la page 79 (conclusion à l'étude microscopique des roches du cortège ophiolitique ; chapitre II.C.), l'existence de deux coupures importantes qui permettent de distinguer les trois principaux ensembles qui constituent le cortège ophiolitique. L'évolution du pourcentage des oxydes, lorsque l'on se déplace des péridotites vers les albitophyres, met en évidence ces deux coupures ; on constate en effet, qu'au niveau du passage des péridotites aux gabbros ainsi qu'à celui du passage des dolérites aux albitophyres, la teneur de certains éléments change brusquement.

| N° de l'échantillon | | 4 | 15 | 18 | 21 | 23 | 26 | 28 | 30 | 32 | 40 | 44 | 48 | 50 | 55 | 58 | 68 | 71 | |
|-----------------------------------|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|-----------------------------|----------------|----------------|-------|-----------------|----------------|---------|-------|---------|-----------|------------------|-----------------|--------|-------|------|
| Type pétrographique | | Péridotites | | | Péridotites plagioclasiques | | | | Allival | Gabbros | | | | Dolérites | | Albitophyras | | | |
| Pourcentage d'oxydes | SiO ₂ | 41,80 | 39,55 | 39,10 | 38,95 | 39,30 | 40,45 | 41,25 | 48,15 | 43,45 | 48,55 | 46,80 | 46,00 | 53,25 | 51,40 | 56,90 | 57,60 | 59,70 | |
| | Al ₂ O ₃ | 2,45 | 2,55 | 4,70 | 5,00 | 5,60 | 10,50 | 15,80 | 21,70 | 22,70 | 17,45 | 13,80 | 16,70 | 14,20 | 15,15 | 13,40 | 12,90 | 13,05 | |
| | Fe ₂ O ₃ | 3,35 | 6,20 | 5,15 | 6,15 | 6,35 | 2,80 | 3,75 | 1,95 | 1,60 | 4,20 | 6,90 | 3,45 | 4,80 | 3,75 | 4,20 | 4,05 | 5,45 | |
| | FeO | 2,45 | 4,85 | 5,55 | 4,65 | 5,80 | 4,60 | 2,30 | 3,00 | 2,85 | 5,10 | 6,15 | 6,25 | 6,50 | 4,95 | 5,25 | 5,95 | 3,95 | |
| | MgO | 36,40 | 35,30 | 32,35 | 33,00 | 26,20 | 28,35 | 23,55 | 7,40 | 11,20 | 7,50 | 9,40 | 8,15 | 7,00 | 8,25 | 5,65 | 3,55 | 4,05 | |
| | CaO | 5,25 | 2,00 | 2,50 | 2,50 | 6,55 | 4,75 | 8,90 | 15,00 | 11,70 | 12,40 | 11,30 | 9,70 | 7,20 | 9,50 | 3,10 | 2,80 | 3,55 | |
| | Na ₂ O | 0,05 | 0,30 | 0,15 | 0,15 | 0,40 | 0,20 | 0,25 | 1,70 | 1,35 | 2,90 | 2,40 | 3,45 | 3,75 | 3,80 | 5,10 | 4,80 | 5,30 | |
| | K ₂ O | tr. | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,10 | 0,10 | 0,15 | 0,15 | 0,25 | 0,30 | 0,45 | 0,20 | 0,55 | 0,85 | |
| | TiO ₂ | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,25 | 0,25 | 0,20 | 0,10 | 0,10 | 0,40 | 0,25 | 0,25 | 0,10 | 0,80 | 0,80 | 0,60 | 0,50 | |
| | CO ₂ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1,90 | 1,50 | 2,05 |
| | H ₂ O | 8,55 | 9,65 | 10,50 | 10,00 | 8,65 | 8,20 | 3,80 | 0,70 | 5,05 | 1,85 | 3,40 | 4,50 | 3,30 | 2,05 | 3,95 | 5,85 | 1,95 | |
| total | 100,40 | 100,55 | 100,15 | 100,55 | 99,15 | 100,15 | 99,85 | 99,80 | 100,10 | 100,50 | 100,55 | 98,70 | 100,40 | 100,10 | 100,45 | 100,15 | 100,40 | | |
| Pourcentage des minéraux virtuels | Q | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 4,25 | - | 13,95 | 17,30 | 16,65 | |
| | Or | - | 0,55 | 0,55 | 0,55 | 0,55 | 0,55 | 0,50 | 0,60 | 0,55 | 1,10 | 1,10 | 1,65 | 1,65 | 2,80 | 1,10 | 3,35 | 5,00 | |
| | Ab | 0,50 | 2,60 | 1,05 | 1,05 | 3,15 | 1,55 | 2,10 | 14,15 | 11,55 | 24,60 | 20,45 | 25,15 | 31,45 | 31,95 | 42,95 | 40,35 | 45,05 | |
| | An | 6,40 | 5,30 | 11,95 | 12,50 | 13,35 | 23,65 | 42,80 | 51,45 | 55,60 | 33,90 | 26,15 | 29,20 | 21,15 | 22,80 | 3,35 | 4,45 | 4,45 | |
| | Cor | - | - | - | 0,10 | - | 1,45 | - | - | - | - | - | - | - | - | 3,55 | 2,75 | 1,75 | |
| | Neph | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2,25 | - | - | - | - | |
| | Σc | 6,90 | 8,45 | 13,55 | 14,20 | 17,05 | 27,20 | 45,40 | 66,20 | 67,70 | 59,60 | 47,70 | 58,25 | 58,50 | 57,55 | 64,90 | 68,20 | 72,90 | |
| | % An | 93 % | 67 % | 92 % | 92 % | 81 % | 94 % | 95 % | 78 % | 82 % | 42 % | 56 % | 54 % | 40 % | 42 % | 7 % | 10 % | 8 % | |
| | Pyr | 30,95 | 24,90 | 24,55 | 23,35 | 28,75 | 21,10 | 9,95 | 25,10 | 5,65 | 23,85 | 33,65 | 15,20 | 31,40 | 28,60 | 21,65 | 15,65 | 12,10 | |
| | Na | 4,85 | 9,05 | 7,40 | 8,80 | 9,30 | 3,95 | 5,30 | 2,80 | 2,30 | 6,05 | 9,95 | 4,85 | 6,95 | 5,35 | 3,70 | 5,80 | 7,90 | |
| | Ilm | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,45 | 0,45 | 0,30 | 0,15 | 0,15 | 0,75 | 0,45 | 0,45 | 0,15 | 1,50 | 1,55 | 1,05 | 0,90 | |
| Per | 49,00 | 48,40 | 43,95 | 44,00 | 35,05 | 39,25 | 35,30 | 4,85 | 19,30 | 8,30 | 5,35 | 15,35 | - | 5,35 | - | - | - | | |
| Gal | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 4,40 | 3,40 | 4,70 | |
| Σb | 84,95 | 82,50 | 76,05 | 76,30 | 73,55 | 64,75 | 50,85 | 32,90 | 27,40 | 38,95 | 49,40 | 35,85 | 38,50 | 40,80 | 31,30 | 25,90 | 25,60 | | |
| Paramètres C.I.P.W. | p | v | (IV)v | IV(v) | IV ¹ | IV | IV | III | II ¹ | II | (II)III | III | (II)III | (II)III | ¹ III | II ¹ | II | II | |
| | q | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 4 | 4 | |
| | r | 5 | 4 | 5 | 5 | 4(5) | 5 | 5 | 4(5) | (4)5 | 4 | 4 | (3)4 | 3 | 3 | (1)2 | 2 | (1)2 | |
| | s | 5 | 4 ¹ | 4 | 4 | 4(5) | 4 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | |
| | h | 1 | 1(2) | 1(2) | 1(2) | 1(2) | 1 ¹ | 1(2) | 1 ¹ | 1 ¹ | 2 | 2 | (1)2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | |
| | k | 3(4) | 4 | (3)4 | (3)4 | 3 | (3)4 | 4 | 2 | 4 | 2 | (1)2 | 3 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | |
| l | 1 ¹ | 1 | 1 | 1 | 1 ¹ | 1 | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | | |
| m | 1 | 1 ¹ | 1 ¹ | 1 ¹ | 1(2) | 1 ¹ | 1 | 2 | 1(2) | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2(3) | | |
| Paramètres de Niggli | al | 2,15 | 2,30 | 4,40 | 4,60 | 5,55 | 10,30 | 15,75 | 28,05 | 28,10 | 22,75 | 17,20 | 22,50 | 21,20 | 21,00 | 24,45 | 26,35 | 25,10 | |
| | fn | 89,25 | 93,85 | 91,00 | 90,85 | 81,95 | 80,80 | 67,65 | 33,00 | 42,70 | 41,25 | 51,80 | 45,65 | 49,55 | 45,55 | 49,65 | 46,05 | 43,95 | |
| | c | 8,50 | 3,30 | 4,30 | 4,25 | 11,80 | 8,50 | 16,10 | 35,25 | 26,30 | 29,45 | 25,75 | 23,75 | 19,65 | 24,10 | 10,25 | 10,40 | 12,35 | |
| | abo | 0,10 | 0,55 | 0,30 | 0,30 | 0,70 | 0,40 | 0,50 | 3,70 | 2,90 | 6,55 | 5,25 | 8,10 | 9,60 | 9,35 | 15,65 | 17,20 | 18,60 | |
| | si | 63 | 60 | 62,50 | 61 | 66 | 67,50 | 69,50 | 105,50 | 91 | 107,50 | 99,50 | 105 | 135,50 | 121,50 | 177 | 199 | 195 | |

ANALYSES EFFECTUES AU LABORATOIRE DE LA CHIMIE DES SOLS - O.R.S.T.O.M. sous la direction de P. FELLOUX

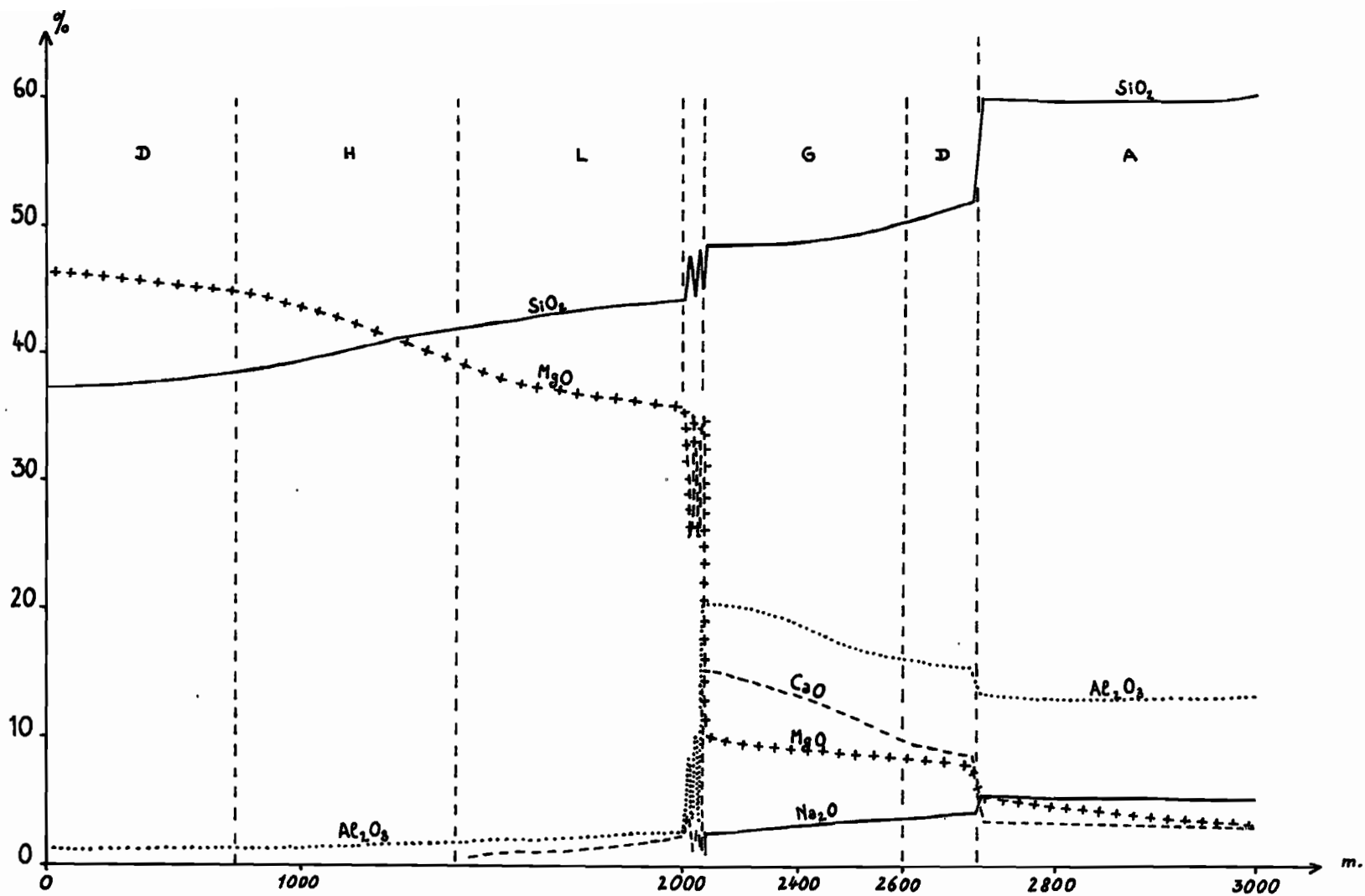


Fig. 16 Evolution des principaux oxydes

a. SiO₂.

Dans l'ensemble péridotitique, le pourcentage en SiO₂ est en moyenne de 40 à 45 % ; il passe à 50 % dans les gabbros, par l'intermédiaire d'une zone d'une centaine de mètres d'épaisseur, où il fait un très grand nombre de sauts qui l'amènent tantôt à 50 %, tantôt à 45 %. Le pourcentage augmente un peu lorsque l'on se déplace vers les dolérites, puis on observe un saut brutal qui, en l'espace d'une dizaine de mètres, l'amène de 52 % dans les dolérites à 60 % dans les albitophyres.

b. Al₂O₃.

Al₂O₃ est de 1 à 2 % dans les péridotites ; il passe brusquement à 20 % dans les gabbros, et décroît régulièrement jusqu'à 12 % en allant vers les albitophyres ; on note toutefois un petit saut de 2 % au niveau du passage des dolérites aux albitophyres.

c. MgO.

I. NDOJAJ et K. GJATA (1964) se servent de la variation régulière que présente le pourcentage en MgO quand on le reporte sur un diagramme RSi, pour admettre l'origine commune de toutes les roches du cortège ophiolitique.

Nous voyons sur la figure 16 que la régularité de cette variation est imputable au diagramme utilisé, et qu'en fait, le pourcentage en MgO qui est de 35 dans les niveaux supérieurs de l'ensemble péridotitique, tombe tout à coup à 10 % dans les gabbros (après avoir oscillé entre 35 et 25 % dans la zone rubanée) ; on observe un autre petit saut de 3 à 4 % au niveau dolérite - albitophyre, le pourcentage en MgO étant alors de 5 % environ dans les albitophyres.

d. CaO.

Le pourcentage en CaO est égal à 2 % dans les lherzolites ; il saute à 15 % dans les gabbros leucocrates qui surmontent la zone rubanée (dans cette zone, il présente successivement des maxima de 10 % et des minima de 5 %) ; il décroît jusqu'à 10 % lorsque l'on monte dans l'ensemble doléritogabbroïque ; au niveau du passage des dolérites aux albitophyres, un saut de 5 % porte le pourcentage en CaO à 3 % dans les albitophyres.

e. Na₂O.

La teneur en Na₂O dans les péridotites est presque nulle ; elle est brusquement de 2²% à la base de l'ensemble doléritogabbroïque et croît de 1 à 2 % en allant vers les dolérites ; on observe un saut discret au niveau du passage dolérite - albitophyre ; il y a alors 5 % environ de Na₂O dans les albitophyres.

2. CALCULS PETROCHIMIQUES ET DIAGRAMMES CORRESPONDANTS.

a. Les paramètres C.I.P.W.

L'évolution de ces paramètres masquant les deux grandes coupures signalées précédemment, je n'en donnerai que les traits généraux :

- le paramètre p :

On assiste à un passage relativement progressif des types holomélanocrates 'V - (IV)V pour les péridotites, aux types leucocrates de paramètre II pour les albitophyres.

- le paramètre q :

Le paramètre q qui est de 5 dans toute la série, passe à 4 dans les albitophyres, par suite de l'apparition de quartz dans ces derniers types, aussi bien dans le mode que dans la norme. Notons un peu de quartz virtuel (q = '5) dans le microgabbro doléritique n° 50 AC.

- le paramètre r :

D'une valeur de 5 dans les péridotites, ce paramètre décroît jusqu'à 2' dans les albitophyres ; il évolue entre 3 et 4 dans les gabbros.

- le paramètre s :

De '4 à la base, il passe à 5 au sommet de la série, ce qui traduit un enrichissement en Na₂O dans les termes supérieurs.

- le paramètre h :

De 1 dans les péridotites, le paramètre h se porte à 2 dans les dolérites, où le pourcentage des minéraux opaques est plus important.

- le paramètre k :

Le paramètre k est de '4 dans les termes de base, traduisant ainsi la supériorité du pourcentage des olivines par rapport à celui des pyroxènes ; il tombe à 1 dans les dolérites et les albitophyres où il n'y a plus d'olivine.

- le paramètre l :

Le paramètre l est de 1 à la base, de 2 dans les gabbros et les dolérites ; on assiste donc à une diminution de FeO et de MgO. Il est de

1' dans les albitophyres dont le pourcentage FeO + MgO remonte légèrement.

- le paramètre m :

Le paramètre m est de 1 dans les péridotites, de 1(2) dans les gabbros à olivine, de 2 dans les gabbros sans olivine, et de 3 dans les albitophyres ; ceci traduit une diminution progressive de MgO dans toute la série ; de ce fait, le passage du paramètre précédent de 2 dans les gabbros à 1' dans les albitophyres, indique pour ces derniers termes une augmentation très nette de FeO.

Si l'ensemble des paramètres C.I.P.W. semble présenter une variation régulière, le diagramme ci-après (cf. fig. 17) montre qu'en utilisant différemment ces mêmes paramètres, on peut mettre en évidence la séparation des roches du cortège ophiolitique en trois groupes. J'ai donc placé sur le diagramme de la figure 17, en abscisse le paramètre p, et en ordonnée le paramètre q (notons qu'en faisant jouer les autres paramètres, on observe à peu près la même chose).

Afin de bien mettre en évidence la position qu'occupe sur le diagramme un groupe de roches semblables, j'ai cerné dans une même plage tous les types pétrographiques comparables ; on distingue ainsi, 6 plages différentes :

- Péridotites,
- Péridotites plagioclasiques,
- Gabbros à olivine,
- Gabbros sans olivine,
- Dolérites,
- Albitophyres.

On constate, à la vue de ce diagramme, que les plages se rassemblent effectivement en trois groupes distincts :

- Péridotites - péridotites plagioclasiques
p = IV - 'V q = 5
- Gabbros avec et sans olivine - dolérites
p = III' - II q = 5

Nota : 1. Le gabbro à olivine (allivalite) du sommet de la zone de passage des péridotites aux gabbros, se place dans le groupe doléritogabbroïque ; à ce propos, j'avais signalé dans l'étude des allivalites (échantillons 27 et 28 AC, p.70) que ces roches s'apparentent davantage aux gabbros leucocrates qui les surmontent, qu'aux péridotites plagioclasiques auxquelles elles font suite.

2. On observe un début d'enrichissement en quartz virtuel dans un type doléritique (p = II(III) ; q = '5).

- Albitophyres
p = II - II' q = 4

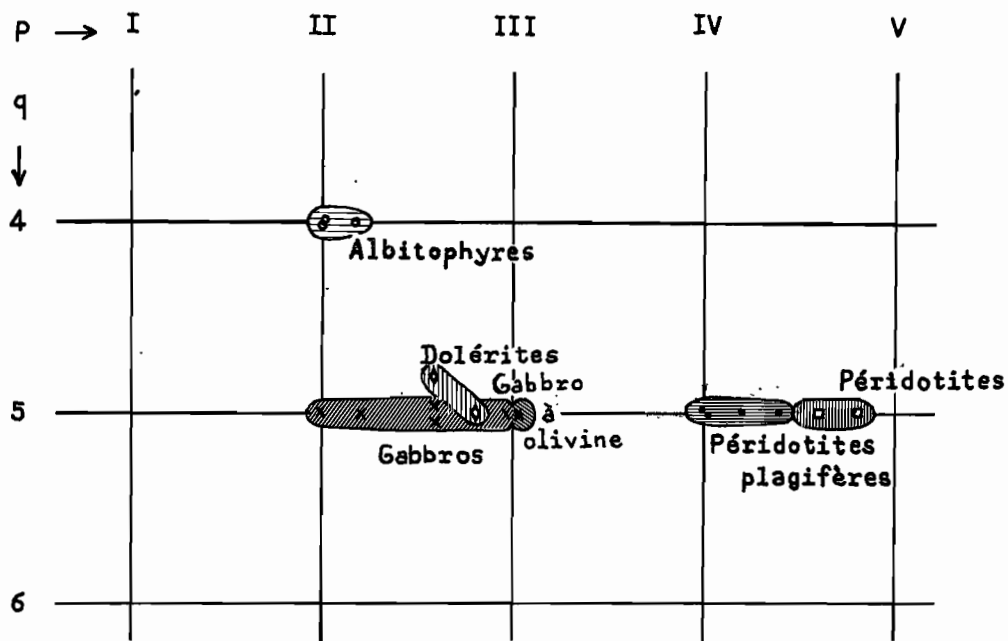


Fig. 17 Diagramme portant sur les paramètres C.I.P.W. p et q

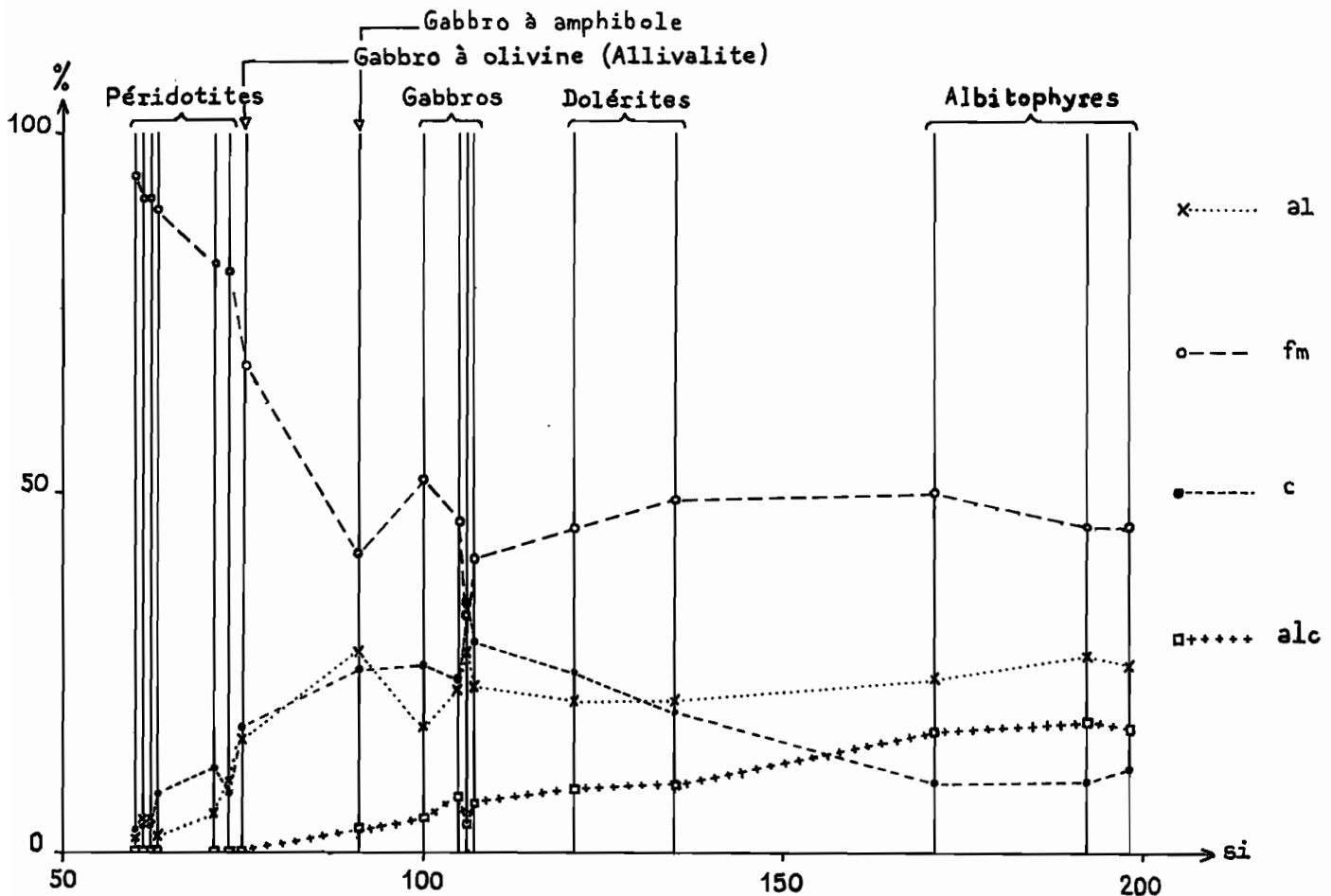


Fig. 18 Paramètres de Niggli (1^{er} diagramme)

Cette séparation en trois groupes se retrouve dans l'un des diagrammes que l'on peut tirer de l'étude des paramètres de Niggli.

b. Les paramètres de P. NIGGLI (1923).

Dans un premier diagramme (cf. fig. 18), nous trouvons en abscisse les valeurs que prend le paramètre si, et en ordonnée une échelle de 100 unités, indiquant la valeur des quatre autres paramètres; notons que la valeur de ces quatre paramètres se place sur une droite verticale issue d'un point sur l'abscisse, correspondant au paramètre si de l'échantillon considéré.

On y suit l'évolution de chaque paramètre :

- al, d'une valeur presque nulle dans les péridotites, croît jusqu'au niveau des gabbros, puis se maintient par la suite, à peu près à la valeur précédemment atteinte.
- fm est de 90 dans les péridotites ; il décroît en allant vers les gabbros, prenant alors une valeur moyenne de 50, qu'il conserve jusqu'aux albitophyres ; comme je l'avais mentionné à propos de l'étude des paramètres C.I.P.W. l et m, ce maintien au niveau de 50 traduit, à partir des dolérites, un enrichissement en FeO, puisque MgO décroît régulièrement dans toute la série (cf. paramètre m).
- c augmente des péridotites aux gabbros (enrichissement en plagioclases), puis diminue dans les dolérites, et ultérieurement dans les albitophyres jusqu'à être inférieur à alc dans ces derniers termes (c'est-à-dire que nous assistons à une diminution de la basicité des plagioclases, puis à l'apparition de l'albite).
- alc enfin, de 0 dans les péridotites, augmente régulièrement, présentant une valeur maximum de 18 dans les albitophyres.

Comme dans le cas des paramètres C.I.P.W., les paramètres de Niggli (cf. fig. 18) ne font pas apparaître les deux coupures qui divisent le cortège ophiolitique en trois unités ; pour les mettre en évidence, j'ai placé en abscisse, sur un second diagramme (cf. fig. 19), la succession des échantillons dans l'ordre de prélèvement en tenant compte de la distance qui sépare chacun d'eux, et en ordonnée, les valeurs de 0 à 200 que prennent les paramètres si, al, fm, c et alc.

Si l'on constate tout d'abord que l'évolution des paramètres al, fm, c et alc est identique à celle qu'indiquait déjà le premier diagramme (ce qui est compréhensible, puisque l'enrichissement en SiO₂ est continu du pôle péridotitique au pôle spilitique), on note que le paramètre si délimite trois paliers correspondant respectivement : aux péridotites et péridotites plagioclasiques, aux gabbros et dolérites, enfin aux albitophyres ; la coupure péridotite - gabbro est également

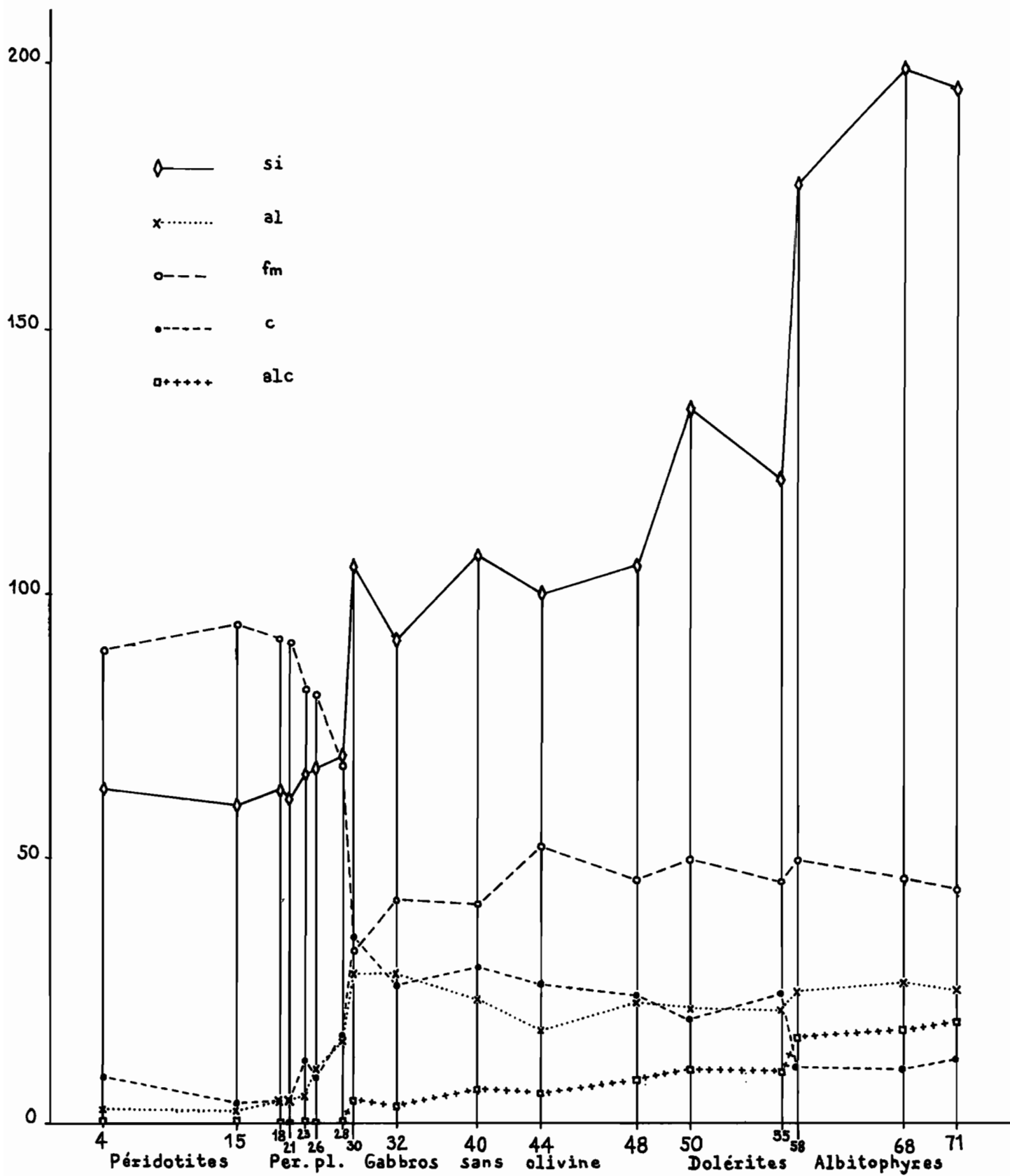


Fig. 19 2^d diagramme utilisant les paramètres de Niggl.

soulignée par les paramètres fm et c, et accessoirement al et alc ; la coupure dolérite - albitophyre, par les paramètres c et alc (le paramètre c devenant nettement inférieur au paramètre alc dans les albitophyres).

c. Diagramme triangulaire albite-anorthite-ferromagnésiens (olivine + pyroxènes) : (cf. fig. 20).

Les pourcentages normatifs en albite (la quantité d'orthose virtuelle étant faible dans toute la série, je l'ai incluse dans le pourcentage de l'albite), en anorthite et en minéraux fémiqes (olivine + pyroxènes), sont reportés sur un diagramme triangulaire ; les roches pointées sur ce diagramme ont toutes un total en minéraux virtuels albite-anorthite-ferromagnésiens, toujours supérieur à 80 %.

Les péridotites et péridotites plagioclasiques se placent à proximité du sommet olivine + pyroxène.

La position du gabbro à olivine est peu curieuse ; elle devrait en effet être beaucoup plus proche des gabbros sans olivine ; cela tient au fait que l'échantillon analysé est assez fortement rehnitisé.

Les gabbros et dolérites occupent à peu près le centre du diagramme, les dolérites étant légèrement plus alcalines.

Les albitophyres se placent le long de la droite albite-minéraux fémiqes (notons que la chlorite modale correspond en partie au pyroxène normatif et que la plupart du CaO que signale l'analyse chimique doit être retirée puisqu'elle forme avec CO₂ la calcite que l'on rencontre en lame mince dans ces échantillons).²

Ce diagramme nous montre que, grosso modo, les roches du cortège ophiolitique se rangent, ici encore, en trois groupes.

d. Diagrammes FMA et KNaCa (cf. fig. 21).

Ces deux diagrammes ont successivement été utilisés par L.R. WAGER et W.A. DEER (1939), C.E. TILLEY (1950), et S.R. NOCKOLDS et R. ALLEN (1953-1954) ; les sommets sont les suivants : dans le premier cas, Fe⁺⁺ + Fe⁺⁺⁺, Mg, et K + Na ; dans le second cas, K, Na et Ca. On peut pointer sur ces diagrammes les cations ou les oxydes, obtenant ainsi des courbes légèrement différentes ; la plupart des auteurs ayant utilisé les oxydes, j'aurai recours à ce moyen afin de pouvoir faire, s'il y a lieu, des corrélations avec d'autres publications.

En observant la ligne évolutive que présente la série ophiolitique du Pinde septentrional, on est frappé par son caractère fortement magnésien ; des roches aussi magnésiennes n'ont été pointées, à ma connaissance, sur le diagramme FMA, que par R.W. NESBITT et A.W. KLEEMAN (1964) dans les intrusions ultrabasiques du Giles Complex

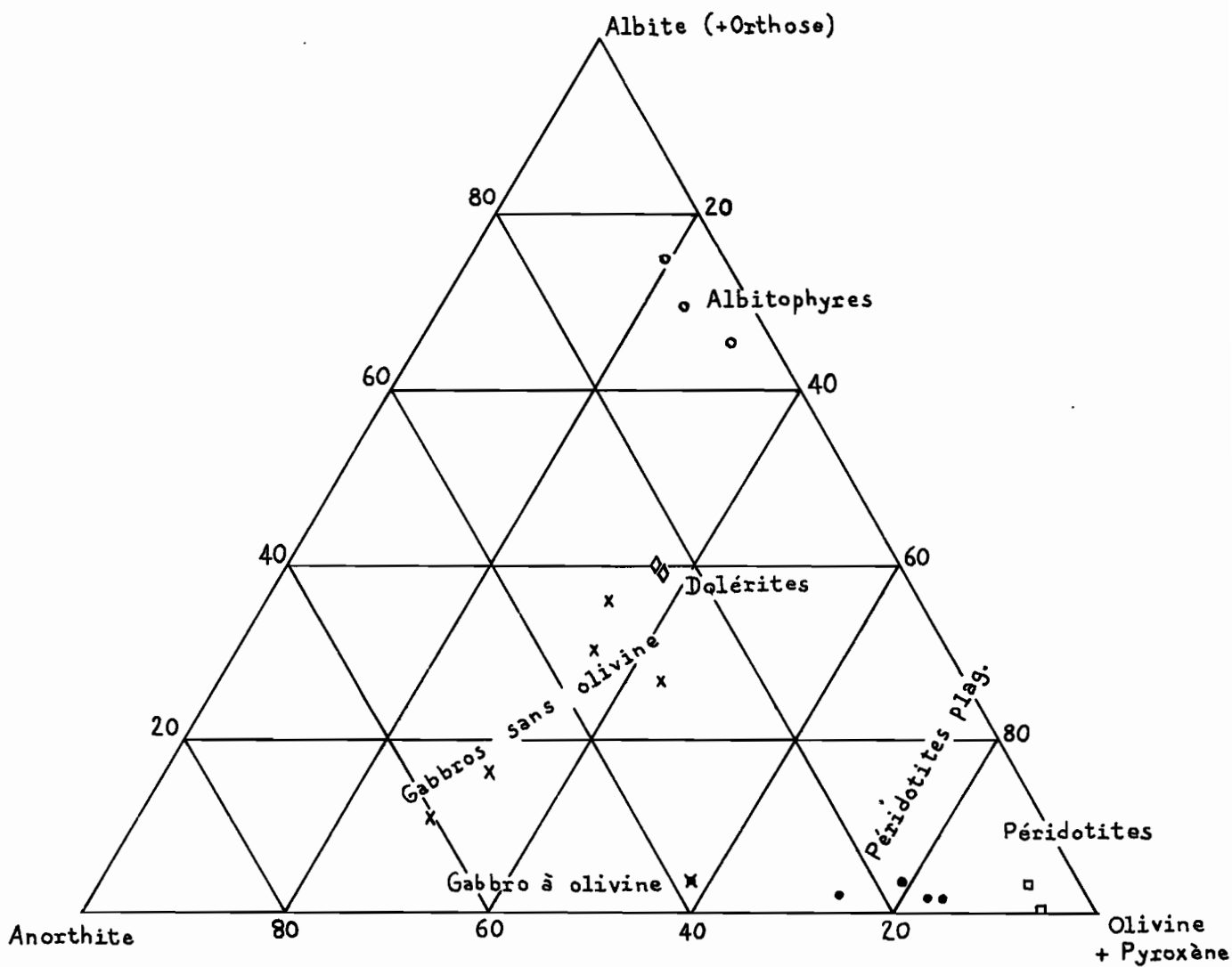


Fig. 20 Diagramme triangulaire Albite - Anorthite - Olivine + Pyroxène
(d'après la composition minéralogique virtuelle)

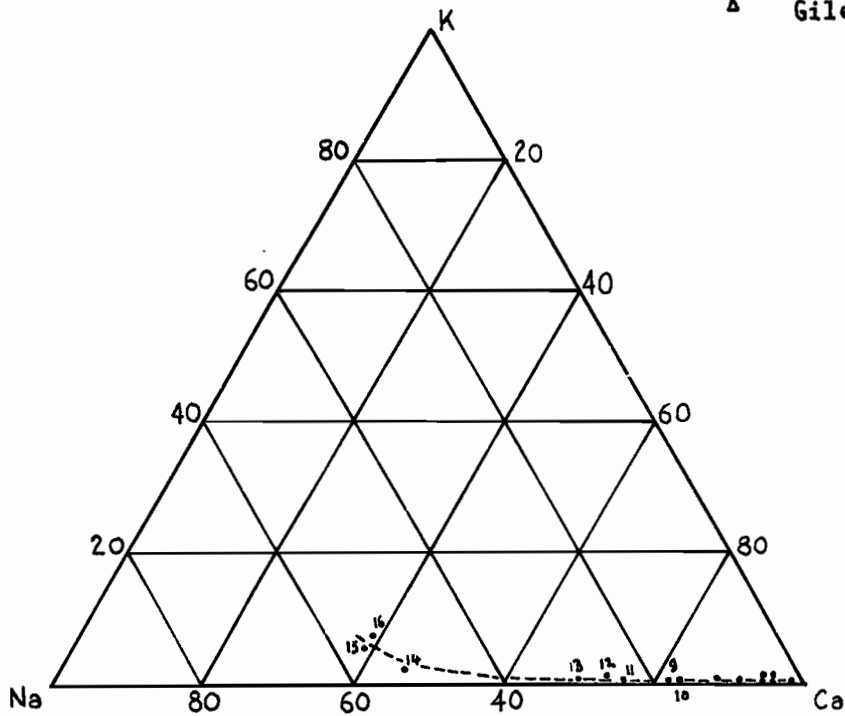
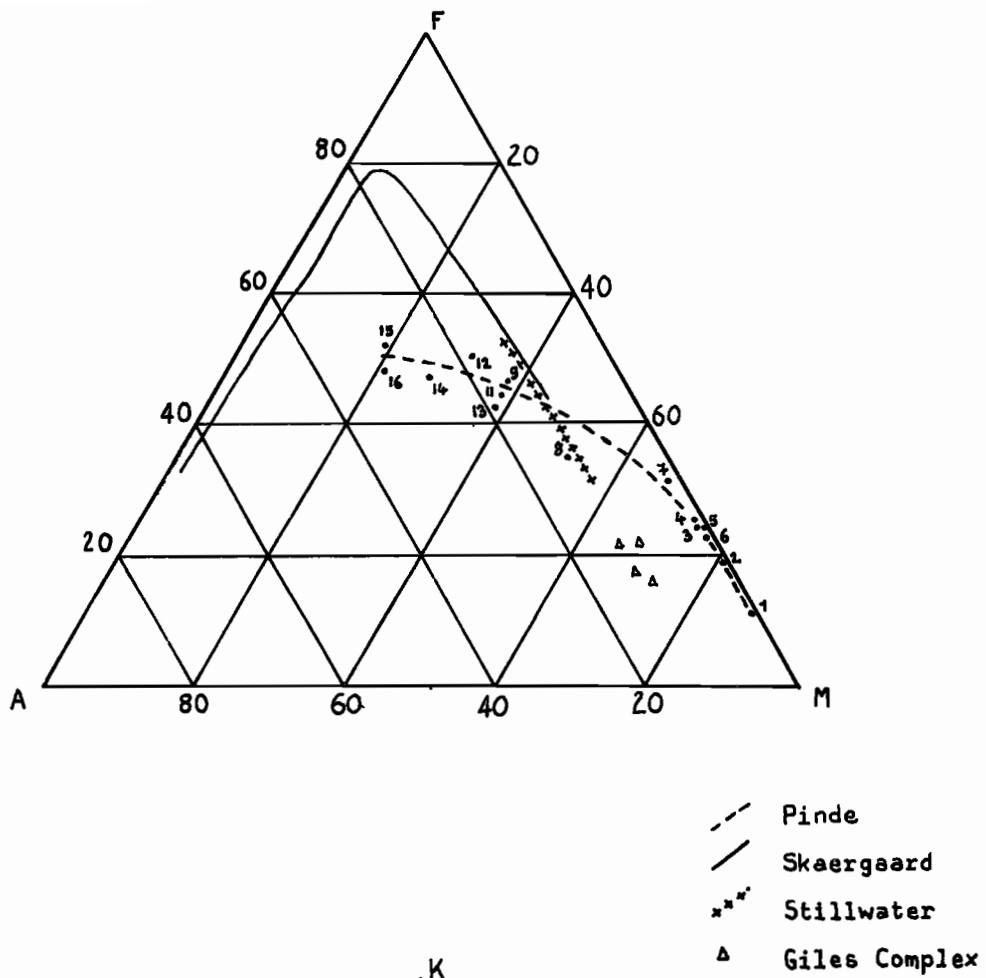


Fig. 21 Evolution des roches du Pinde sur les diagrammes FMA et KNaCa.

(Australie centrale), considérées, à ce titre, comme intermédiaires entre les gisements péridotitogabbroïques stratiformes et ceux de type alpin. Le rapport MgO/FeO est alors très élevé, ce qui d'après H.H. HESS (1938) est un trait caractéristique des gisements péridotitogabbroïque de type alpin.

De fait, la courbe du Pinde septentrional diffère nettement de celle de Skaergaard (WAGER et DEER - op. cit.), ou même de Stillwater (H.S. YODER et Th.G. SAHAMA, 1957) dont le rapport MgO/FeO est faible, même dans les roches les plus basiques.

Quant au diagramme $KNaCa$, il rend compte de la quasi-absence de K_2O dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional.

3. EVOLUTION DU CHROME, DU COBALT ET DU NICKEL (cf. fig. 22).

Les analyses portent sur une quarantaine d'échantillons globaux et sur une quinzaine de minéraux séparés ; ces mesures ont été effectuées au laboratoire de Spectrographie de l'ORSTOM.

On peut suivre la progression de ces trois éléments sur un diagramme comprenant en abscisse, une échelle métrique, et en ordonnée, les valeurs en ppm de 0 à 4 000.

a. Evolution du Chrome.

Les lherzolites contiennent 4 500 ppm de Cr, les péridotites plagioclasiqes 2 000 à 3 000 ppm ; la teneur en Cr tombe brutalement aux environs de 100 dans la suite de la série ; notons toutefois une légère remontée au niveau des gabbros acides, ce qui correspond sensiblement à une zone d'accumulation de la chromite signalée, dans le Vourinos, par J. ROSSELLO (1964) à ce niveau.

On ne peut malheureusement que comparer en partie ces résultats avec ceux obtenus à Skaergaard par WAGER et MITCHELL (1961), ce complexe ne renfermant pas d'ultrabasites ; cependant, on peut remarquer que le Cr est de 1 500 ppm au moins dans les "picrite-gabbros", de 300 encore dans les gabbros à olivine et hypersthène, et qu'il tombe à 0 lorsque les olivines disparaissent.

J'ai signalé, au cours de l'étude des lherzolites (cf. chapitre II.B.) et des termes de la zone de passage des péridotites aux gabbros, que ces échantillons, quoique riches en Cr, ne présentent pratiquement aucune trace de picotite intersticielle, présence propre aux péridotites décrites comme intrusives. Par contre, on note de nombreuses inclusions dans les minéraux constitutifs des lherzolites et péridotites du passage des péridotites aux gabbros, aussi bien dans les py-

roxènes que dans les olivines ; ces inclusions de forme allongée, sont brunâtres et isotropes, et nous avons vu au chapitre II.D. qu'il s'agissait vraisemblablement de picotite chromifère.

J'ai cherché à savoir quelle est la proportion de Cr dans les minéraux constitutifs des lherzolites, inclusions comprises ; on trouve 2 000 ppm aussi bien pour les enstatites que pour les diopsides (ces derniers étant donc peu chromifères) ; sachant que nous avons 4 500 ppm de Cr dans l'échantillon, et que les olivines représentent en moyenne 50 % des minéraux de la roche, on peut s'attendre à trouver 7 000 ppm de Cr dans ce minéral ; or, on obtient seulement 1 500 à 2 000 ppm ; il ne faut cependant pas oublier que la serpentine, difficilement détachable des grains frais d'olivine, n'a pu être dosée séparément, et qu'une grande partie des inclusions qu'elle contient a été éliminée lors des passages au séparateur magnétique ; on a donc, en fin de compte, analysé un mélange d'olivine renfermant des inclusions, et de serpentine totalement débarrassée des minéraux opaques qu'elle contenait ; en effet, le pourcentage des minéraux opaques, obtenu après des passages successifs au séparateur magnétique, correspond à celui calculé dans l'analyse modale, c'est-à-dire 5 % ; de plus, cette fraction contient plus de 10 000 ppm de Cr.

De toute façon, que le Cr se soit préférentiellement placé ou non dans la serpentine (au cours de la serpentinisation), les 2 500 ppm de Cr manquant se trouvent forcément dans la fraction olivine fraîche + olivine serpentinisée ; j'ai insisté, au cours du chapitre consacré à l'étude minéralogique (cf. chapitre II.D.), sur l'origine secondaire de la serpentine à partir de l'altération de l'olivine dans les péridotites ; je suis donc amené à conclure à l'existence d'un lien étroit entre l'olivine et le chrome, en raison de l'absence de spinelle interstitiel dans les termes supérieurs des péridotites et de la faible teneur du Cr dans les pyroxènes par rapport à la teneur globale de l'échantillon. Si l'on pense que l'olivine n'accepte pas de Cr dans son réseau, on doit bien admettre que les inclusions que l'on y observe sont effectivement formées de spinelle chromifère.

De tout ce qui vient d'être dit, on peut tirer une série de caractères qui, je le signalais plus haut (cf. chapitre II.B.), différencient les échantillons prélevés dans le Pinde, des lherzolites intrusives décrites dans les Pyrénées par exemple (A. LACROIX, 1895) :

- quasi-automorphie des olivines, et celà, dès les termes dunitiques profonds ;
- absence de spinelle interstitiel dans les termes péridotitiques supérieurs ;
- faible teneur en Cr du diopside.

Que faut-il retenir de l'évolution du chrome dans le cortège ophiolitique du Pinde ?

Elle confirme l'existence d'une coupure entre les péridotites et les gabbros ; cette coupure est mise en évidence, d'une part par le

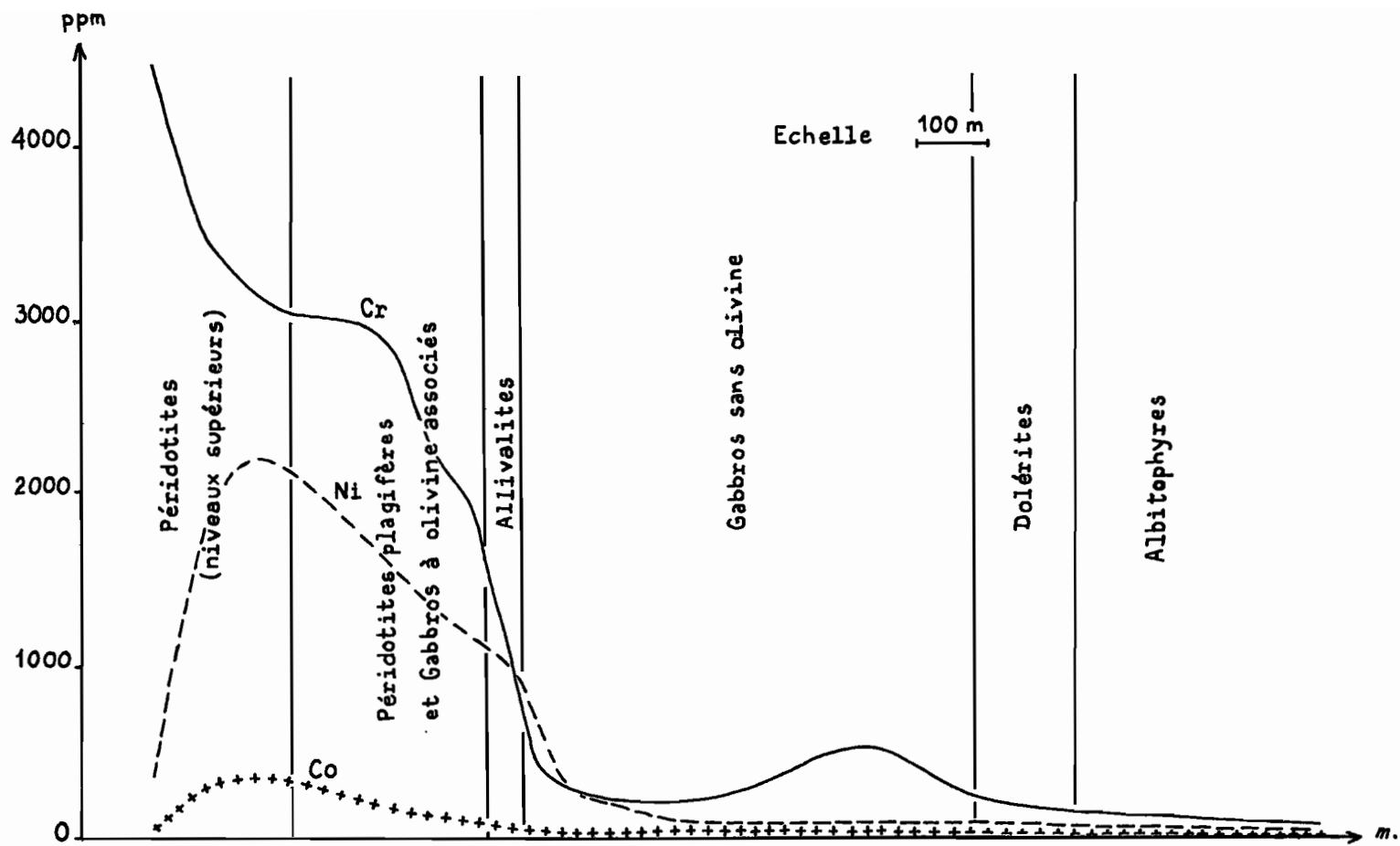


Fig. 22 Evolution des éléments traces Cr, Ni et Co

passage brutal de la teneur en Cr à des valeurs inférieures à 200 ppm dans les gabbros (cette diminution étant due à la disparition des olivines), et d'autre part parce que les olivines sont automorphes à sub-automorphes dans les péridotites et les péridotites plagioclasiques, (lesquelles contiennent encore 2 000 à 5 000 ppm de Cr), et xénomorphes dans les 30 mètres d'allivalites qui servent de semelle à l'ensemble gabbroïque (les allivalites contiennent 500 ppm de Cr).

Les critères énumérés à propos de la structure et de la minéralogie des péridotites font penser que ces dernières tirent leur origine d'un magma de type basaltique. En effet, J. BABKINE, F. CONQUERE, J.C. VILMINOT et K.D. PHAN (1965), ont mis en évidence la présence de Cr en inclusions dans les olivines basaltiques ; ils ont remarqué que le spinelle chromifère se présentait en inclusions automorphes dans la pâte et à l'intérieur des olivines basaltiques, ceci traduisant l'existence d'une phase primaire dans la cristallisation des spinelles (cf. diagramme diopside-forstérite-anorthite ; in OSBORN et TAIT - op. cit.). Cet habitus s'oppose à celui du spinelle des péridotites intrusives et des nodules de péridotites, où il est interstitiel et xénomorphe ; or, on constate que les spinelles dans le cortège ophiolitique du Pinde, sont tout d'abord automorphes dans les niveaux péridotitiques inférieurs (cf. photoV.1), pour être ensuite contenus en inclusions dans les olivines, ce qui nous permet de conclure à une cristallisation du spinelle concomitante, sinon antérieure à celle de l'olivine.

b. Evolution du Nickel.

Le Ni présente un maximum de 2 000 ppm dans les péridotites, puis passe à 100 en moyenne dans les gabbros sans olivine. Notons que les termes fortement serpentinisés voient une importante diminution de leur pourcentage en Ni, ce qui accrédite le départ de cet élément au cours de la serpentinitisation.

c. Evolution du Cobalt.

En plus faible quantité, cet élément présente une évolution comparable à celle du Nickel.

4. CONCLUSION A L'ETUDE DES ANALYSES CHIMIQUES.

Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional fait partie d'un ensemble plus vaste qui comprend le Vourinos, massif ophiolitique

| n° échant. | | I (207) | II (25) | III (234) | IV (410) | XII (229) | XVI (215) | XVIII (527) | XIX (17) |
|--------------------------|--------------------------------|-------------|------------|--------------|-------------|--------------|--------------|----------------|-------------|
| type pét. | | Péridotites | | | Pyrox. | Gab. | Dolérites | | Dol.alb. |
| pourcentage d'oxydes | SiO ₂ | 37.30 | 46.70 | 40.80 | 53.10 | 42.45 | 48.85 | 48.10 | 54.55 |
| | Al ₂ O ₃ | 1.40 | 2.05 | 2.55 | 2.70 | 23.10 | 16.20 | 14.20 | 15.10 |
| | Fe ₂ O ₃ | 3.90 | 3.40 | 3.35 | 1.90 | 0.80 | 2.10 | 4.20 | 5.00 |
| | FeO | 3.40 | 3.25 | 2.50 | 3.50 | 3.30 | 7.10 | 8.80 | 5.55 |
| | MnO | 0.10 | 0.15 | 0.15 | 0.25 | 0.10 | 0.15 | 0.25 | 0.15 |
| | MgO | 46.40 | 40.50 | 36.80 | 21.00 | 8.60 | 8.20 | 7.10 | 4.75 |
| | CaO | 0.10 | 1.90 | 2.70 | 16.00 | 15.35 | 11.40 | 10.30 | 5.65 |
| | Na ₂ O | 0.05 | tr. | tr. | 0.05 | 0.50 | 1.50 | 2.50 | 3.05 |
| | K ₂ O | tr. | tr. | tr. | tr. | 0.10 | 0.05 | 0.15 | 0.20 |
| | TiO ₂ | 0.15 | 0.25 | 0.20 | 0.15 | 0.60 | 1.15 | 2.50 | 2.55 |
| | P ₂ O ₅ | tr. | tr. | tr. | tr. | 0.10 | 0.60 | 0.20 | 0.35 |
| | H ₂ O | 8.00 | 1.95 | 11.30 | 1.75 | 5.20 | 2.35 | 1.45 | 2.45 |
| Total | 100.80 | 100.35 | 100.50 | 100.40 | 100.20 | 99.75 | 99.75 | 99.55 | |
| pourcentage de Niggli | al | 1.10 | 1.75 | 2.35 | 2.85 | 28.95 | 22.10 | 19.30 | 26.40 |
| | fm | 98.65 | 95.30 | 93.15 | 67.75 | 34.75 | 45.90 | 49.30 | 46.00 |
| | c | 0.15 | 2.95 | 4.50 | 31.30 | 35.15 | 28.25 | 25.55 | 18.50 |
| | alc | 0.10 | - | - | 0.10 | 1.15 | 3.75 | 5.85 | 9.10 |
| | si | 49 | 67.50 | 63.50 | 97 | 90.50 | 113 | 111.50 | 152 |

Analyses effectuées au laboratoire de la Chimie des Sols - ORSTOM -
sous la direction de P. PELLOUX.

| n° échant. | | I (207) | II (25) | III (234) | IV (410) | XII (229) | XVI (215) | XVIII (527) | XIX (17) |
|-----------------------------------|-------|-------------|------------|--------------|-------------|--------------|--------------|----------------|-------------|
| type pétr. | | Péridotites | | | Pyrox. | Gab. | Dolérites | | Dol.alb. |
| pourcentage des minéraux virtuels | Q | - | - | - | 0.30 | - | 3.00 | 1.60 | 16.50 |
| | Or | - | - | - | - | 0.55 | 0.55 | 1.10 | 1.10 |
| | Ab | 0.50 | - | - | 0.50 | 4.20 | 13.60 | 20.95 | 25.70 |
| | An | 0.55 | 5.55 | 6.95 | 6.95 | 60.35 | 36.70 | 26.95 | 26.95 |
| | Cor | 1.10 | - | - | - | - | - | - | - |
| | % An | - | 100 % | 100 % | 95 % | 93 % | 73 % | 56 % | 51 % |
| | Zc | 2.15 | 5.55 | 6.95 | 7.75 | 65.10 | 53.85 | 50.60 | 70.25 |
| | Pyr | 4.35 | 43.10 | 30.80 | 87.75 | 14.60 | 37.10 | 36.45 | 13.95 |
| | Ma | 5.55 | 4.85 | 4.85 | 2.80 | 1.15 | 3.00 | 6.05 | 7.20 |
| | Ilm | 0.30 | 0.45 | 0.30 | 0.35 | 1.05 | 2.15 | 4.70 | 4.85 |
| | Ap | - | - | - | - | 0.35 | 1.35 | 0.35 | 0.65 |
| Per | 80.30 | 44.15 | 46.10 | - | 12.65 | - | - | - | |
| Σb | 90.50 | 92.55 | 82.05 | 90.90 | 29.80 | 43.60 | 47.55 | 26.65 | |
| paramètre C.I.P.W. | p | V | V | 'V | 'V | II' | III | III | II |
| | q | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 |
| | r | '4 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4' | 4 | (3)4 |
| | s | 5 | 5 | 5 | 5 | (4)5 | 5 | 5 | 5 |
| | h | 1' | 1 | 1' | 1 | 1' | 1(2) | 2 | 3 |
| | k | 5 | 3 | 3' | 1 | 3 | 1 | 1 | 1 |
| | l | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | '2 | 2 | 1 |
| m | 1 | 1 | 1 | 1' | '2 | 2' | '5 | (2)3 | |

situé à quelque 60 kilomètres à l'est du secteur étudié ; je n'envisagerai donc la conclusion relative à l'étude des analyses chimiques qu'après avoir rapidement étudié, à titre de comparaison, les calculs pétrochimiques que j'ai effectués sur les analyses chimiques du Vourinos reportées par J.H. BRUNN (1956) dans sa thèse.

a. Analyses chimiques du Vourinos.

Elles figurent sur les deux tableaux ci-dessus; j'ai également fait figurer sur ces tableaux les minéraux virtuels, les paramètres C.I.P.W. et les paramètres de Niggli.

Ignorant les distances qui, dans le massif du Vourinos, séparent les échantillons analysés, je n'ai pu reporter sur un graphique l'évolution des valeurs en oxydes, comme je l'avais fait pour les roches du Pinde.

- Paramètres C.I.P.W.

Les paramètres des roches du Vourinos sont à peu près identiques à ceux des roches du Pinde ; ils évoluent de façon semblable lorsque l'on monte dans la série ; mais, le paramètre r ne descend pas au dessous de (3)4, ce qui indique que nous sommes en présence d'une série dont les niveaux supérieurs sont moins alcalins.

Sur le diagramme mettant en jeu les paramètres p et q (cf. fig. 23), on voit les roches du Vourinos s'assembler en trois groupes comparables à ceux déjà définis dans le Pinde.

- Paramètre de Niggli (cf. fig. 24).

Les paramètres al et c présentent une évolution différente de celle du Pinde pour une valeur du paramètre si voisine de 100 ; ceci est dû à la présence de valeurs correspondant à une pyroxénolite analysée dans la série du Vourinos ; les paramètres du Pinde présenteraient vraisemblablement la même évolution à ce niveau, si j'avais fait analyser l'un des lits de pyroxénolite de la vallée de l'Aspropotamos (échantillon n° 5 ou échantillon n° 11) ; on ne peut donc pas à proprement parler d'une différence. Notons cependant que J.H. BRUNN (1956) a signalé la présence d'un très grand nombre de lits de pyroxénolites et l'absence de gabbros à olivine dans la série du Vourinos.

On observe une réelle différence dans la partie la plus acide du diagramme : d'une part, la valeur maximale du paramètre si est voisine de 160 (contre 200 dans le Pinde) ; d'autre part, si le paramètre alc croît régulièrement lorsque l'on se dirige vers la droite du dia-

gramme, il n'en demeure pas moins inférieur au paramètre c, contrairement à ce qui se passe dans la série de la vallée de l'Aspropotamos.

Ici encore, on constate que les niveaux supérieurs du cortège ophiolitique sont moins alcalins dans le Vourinos que dans le Pinde.

- Diagramme albite-anorthite-ferromagnésien (cf. fig. 25).

Quoiqu'en nombre plus restreint, les roches du Vourinos occupent des emplacements comparables à ceux des roches du Pinde. Nous voyons toutefois que la "dolérite albitisée" s'apparente plutôt aux dolérites, et que l'espace qu'occupaient les albitophyres du Pinde est ici inoccupé.

- Diagrammes FMA et ~~K~~NaCa (cf. fig. 26).

Sur le diagramme concernant les roches du Vourinos, j'ai également fait figurer, à titre de comparaison, les lignes évolutives définies au cours de l'étude des roches du Pinde.

On constate sur le diagramme FMA que, si les deux courbes sont à peu près identiques, notamment en ce qui concerne le caractère fortement magnésien des ultrabasiques, celle du Vourinos se rapproche davantage, dans les termes doléritiques, du sommet $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Sur le diagramme KNaCa, on voit que les termes supérieurs du cortège ophiolitique du Pinde, sont nettement plus riches en Na_2O (et donc plus alcalins) que ceux du Vourinos.

Les différences qui ressortent de tous les diagrammes étudiés ci-dessus, sont à mettre en relation avec les observations de terrain suivantes :

- Les roches spilitiques se limitent, dans le Vourinos, à une dizaine de mètres d'épaisseur ; c'est par exemple le cas à Kivotos, village situé à quelques kilomètres à l'ouest du Vourinos, où j'ai prélevé une série affleurant au coeur des dépôts villafranchiens du bassin de Grévéna, à la faveur d'un petit ravin ; cette série, qui débute par des gabbros de grains divers, passe progressivement aux dolérites ; celles-ci, vers le sommet, présentent par endroits, un débit en boules, qu'il ne faut pas confondre avec des pillow-lavas ; il s'agit d'une structure en pelure d'oignon que l'on observe parfois dans les basaltes altérés ; cet ensemble est recouvert par des radiolarites immédiatement sous-jacentes à des calcaires crétacés.
- A l'inverse, dans le Pinde, les facies spilitiques sont très développés, conduisant à la formation de pillow-lavas sur des épaisseurs de 300 à 400 m.

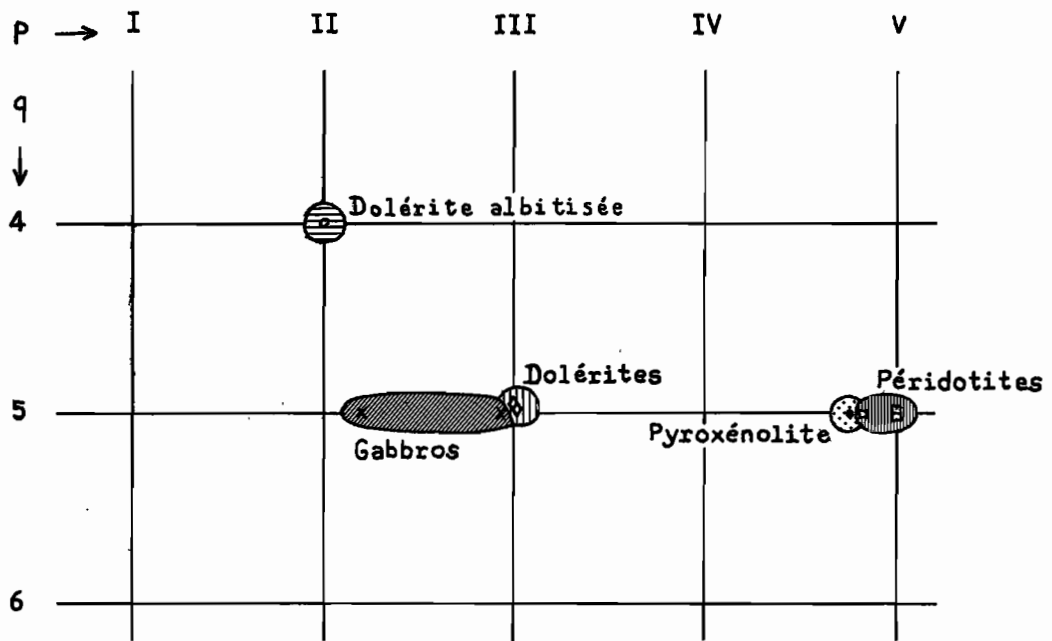


Fig. 23 Diagramme portant sur les paramètres C.I.P.W. p et q

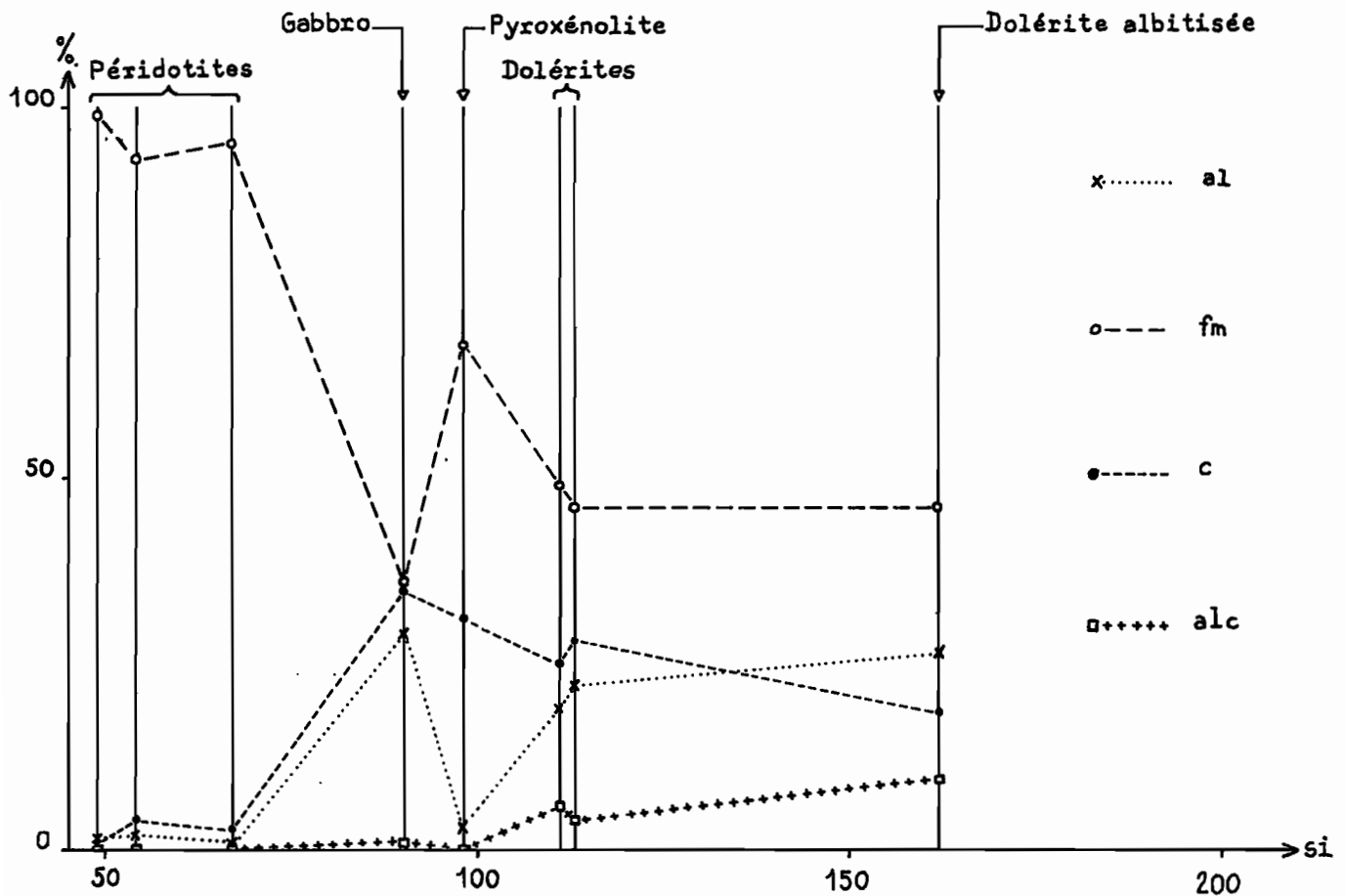


Fig. 24 Paramètres de Niggli (1^{er} diagramme)

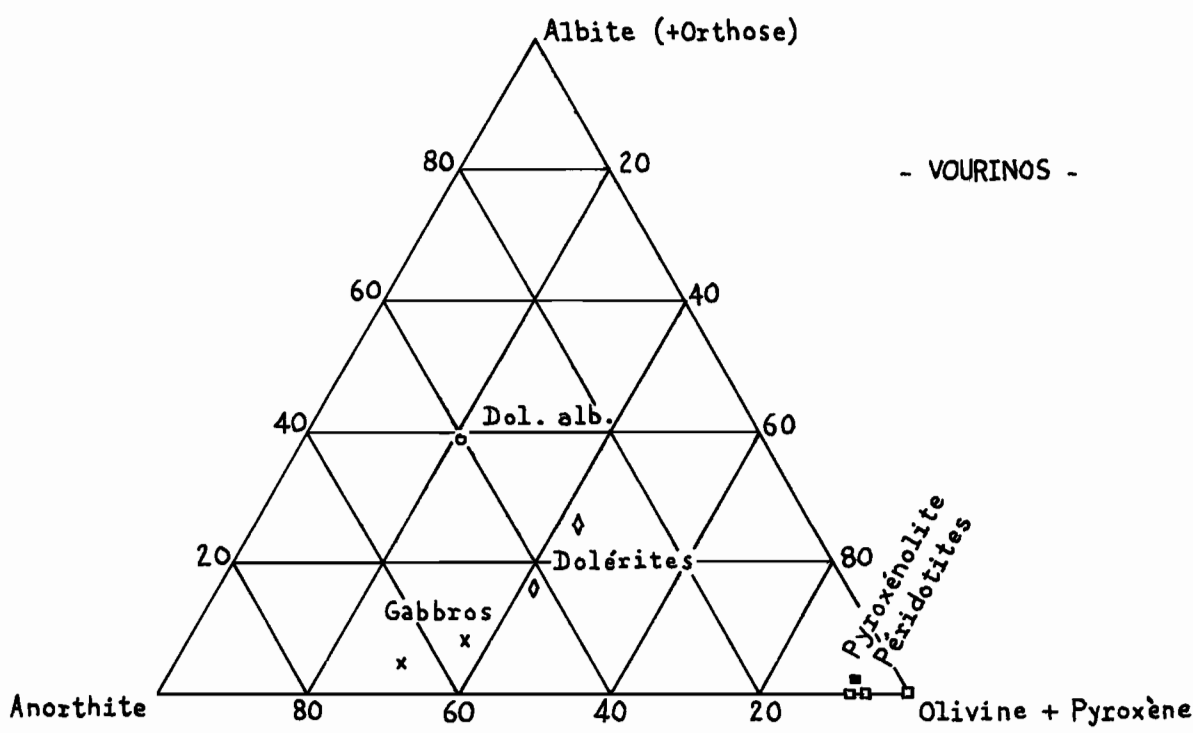
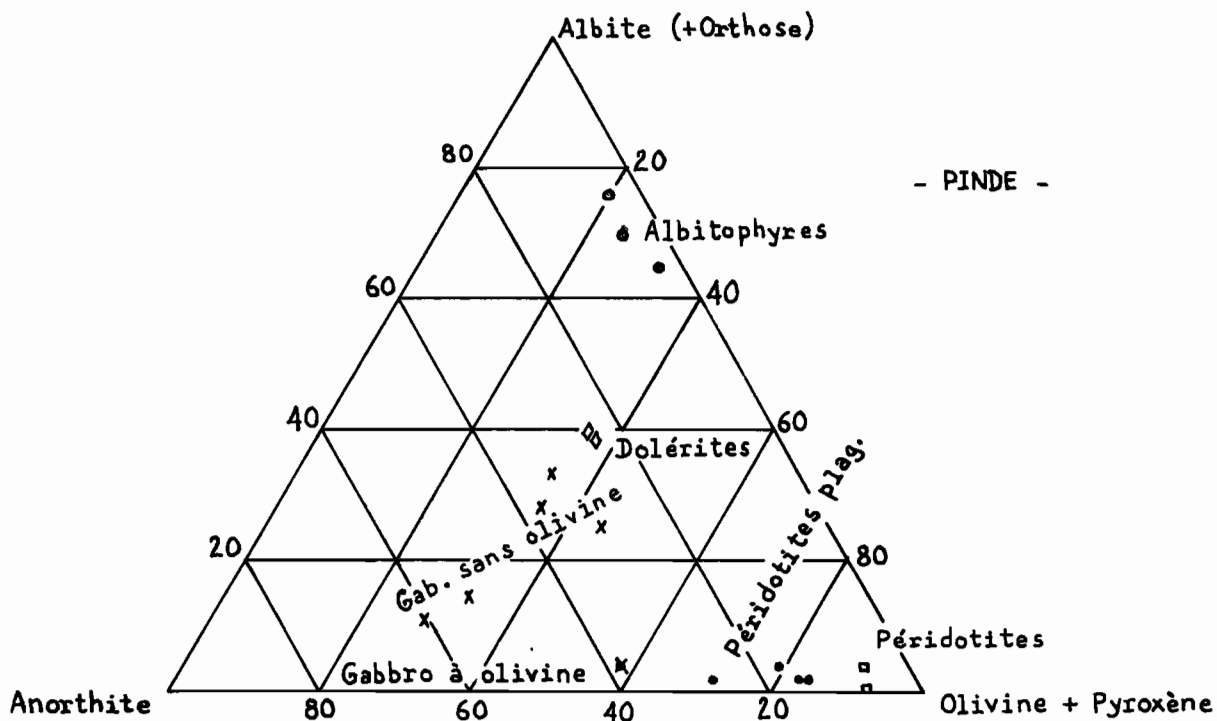


Fig. 25 Comparaison entre les diagrammes triangulaires Albite - Anorthite - Olivine + Pyroxène du Pinde et du Vourinos

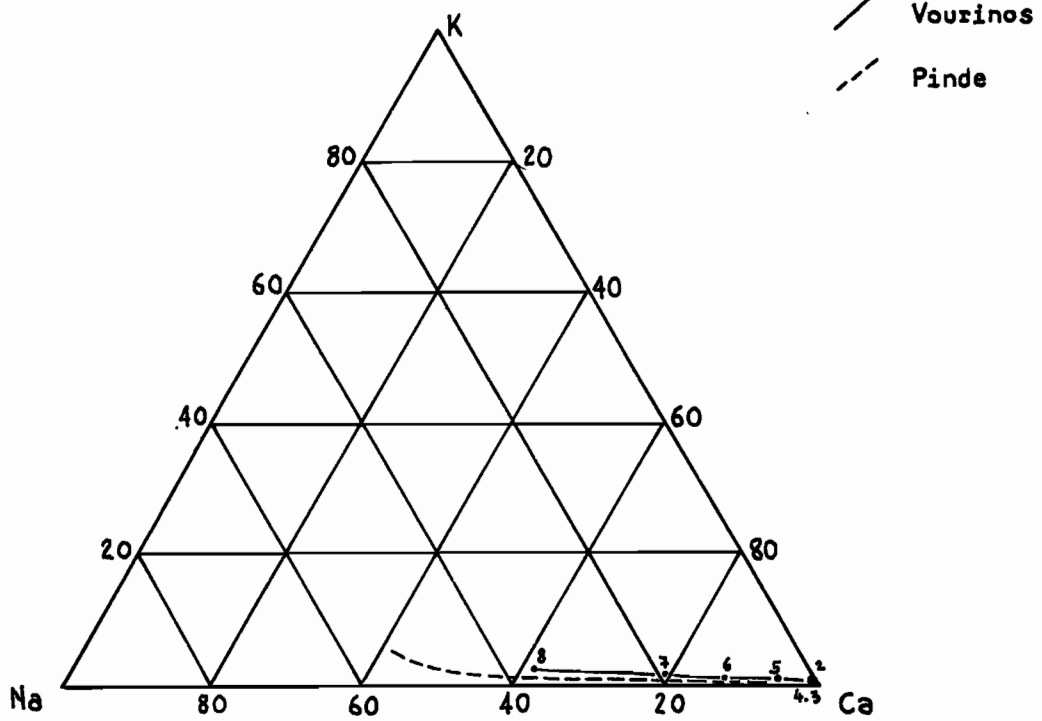
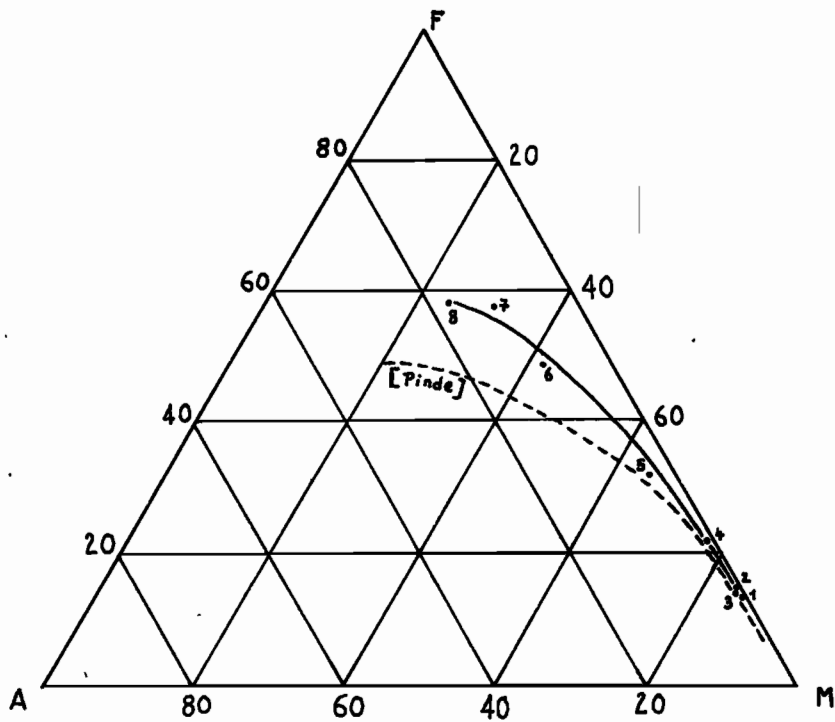


Fig. 26 Evolution des roches du Vourinos sur les diagrammes FMA et KNaCa.

Comment expliquer cette première différence dans le cadre des hypothèses relatives à la mise en place des roches du cortège ophiolitique ?

On pourrait admettre une arrivée spilitique, venue de l'Ouest, sur une masse péridotitique et gabbroïque primitivement implantée à l'Est ; il nous faut rapidement rejeter une telle hypothèse, qui ne peut rendre compte de la liaison fréquente, liaison mondialement observée, entre les spilites et les dolérites et gabbros, et qui plus est, n'est absolument pas en accord avec l'aspect d'ensemble charrié vers l'Ouest que présente la chaîne du Pinde. On devrait de plus, si tel était le cas, noter dans ce massif des discordances des faciès spilitiques aussi bien sur les dolérites que sur les gabbros ou les péridotites ; peut-être même, avec la présence, dans certains cas, de terrains sédimentaires ou métamorphiques entre les albitophyres et les roches qu'ils recouvrent. Je n'ai, pour ma part, jamais rien observé de semblable ; et de plus, le lien entre les albitophyres et les roches du cortège ophiolitique, se fait toujours par l'intermédiaire des dolérites ou des microgabbros.

- Dans le cadre de l'hypothèse formulée par J.H. BRUNN (op. cit.) et si l'on admet une continuité entre les massifs ophiolitiques du Pinde et du Vourinos, ces roches se sont épanchées en bordure du massif pélagonien, à la suite de phases de distension préalables à d'importants mouvements tectoniques. La masse, que l'on suppose de composition basaltique, s'étant écoulee, une croûte spilitodoléritique, solidifiée au contact de l'eau de mer, aurait recréé, sur place, une chambre magmatique fermée, où les différenciations, essentiellement par gravité, se seraient produites (cf. fig. 27).

Pour expliquer l'abondance des roches spilitiques dans la partie occidentale de l'ensemble ophiolitique, on peut admettre que cette partie, plus profondément immergée, n'aurait pas été érodée, alors que la partie orientale l'aurait été (cf. fig. 28). Ceci s'accorde toutefois assez mal avec le fait que les dépôts de jaspes à radiolaires (identiques dans le Pinde et dans le Vourinos), et immédiatement consécutifs à la mise en place d'une telle masse, reposent directement sur les dolérites dans le Vourinos et sur les pillow-lavas, dont ils forment même parfois le ciment des termes supérieurs, dans le Pinde.

- On peut également penser que, dans le cadre de l'hypothèse précédente (différenciation sur place d'un magma basaltique au sein d'une chambre magmatique recréée par la formation d'une croûte spilitique), la croûte spilitique se soit particulièrement développée vers l'Ouest, dans la fosse qui bordait le flanc occidental du massif pélagonien.

Cependant, on constate que les 300 à 400 mètres d'albitophyres rencontrés dans le Pinde ne présentent un débit en coussins que dans leurs niveaux supérieurs ; les pressions hydrostatiques qui régnaient dans la fosse où se serait épanchée une partie des ophiolites, n'aurait alors eu qu'une action mécanique sur un ensemble déjà spilitisé. Je rappelle à ce propos que A.E.J. ENGEL et C. ENGEL (op. cit.) décrivent des

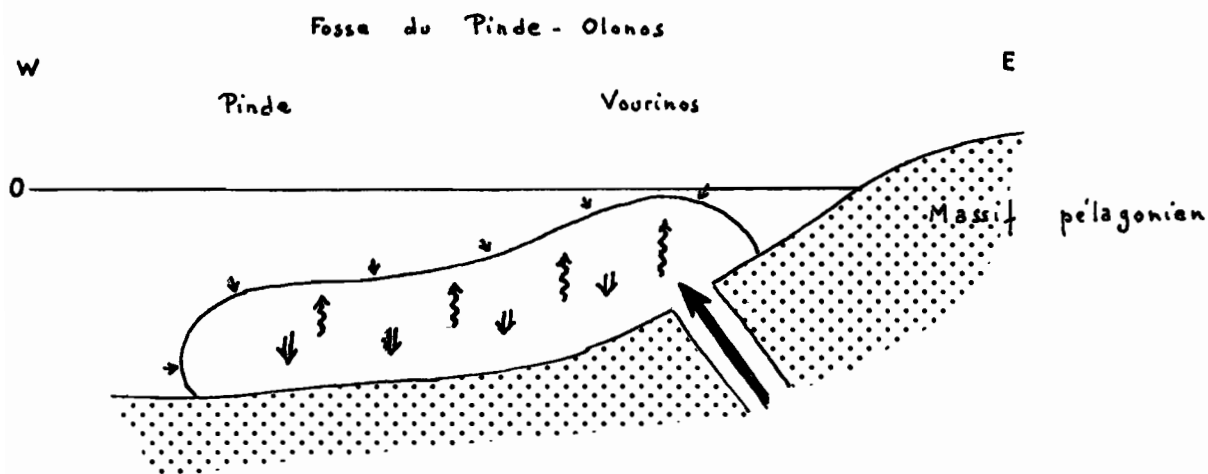


Fig. 27 Mise en place
et différenciation in situ.

- 1°) ↑ extrusion d'un ensemble indifférencié.
- 2°) ↓ formation d'une croûte spilitique, par refroidissement intense.
- 3°) ↓ décaotation par gravité de ferro-magnésiens premiers formés.
- 4°) ↑ migration per ascensum de éléments plus volatils.

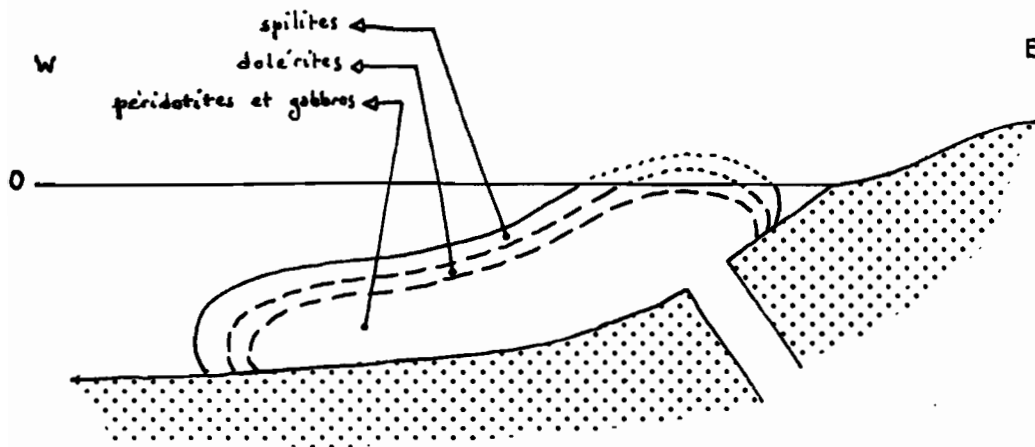


Fig. 28 Essais d'explication, par suite de l'érosion, de l'absence de facies albitophyriques dans le Vourinos.

basaltes non spilitisés présentant un débit en coussins, situés dans le Pacifique par 2 300 m de fond.

- Je pense donc que l'on peut admettre une spilitisation antérieure à la mise en place, des niveaux supérieurs du cortège ophiolitique ; cette spilitisation est peut-être due à une libération des éléments volatils, consécutive à une chute brusque de la pression, par suite de l'arrivée de la masse ascensionnelle à proximité de l'air libre. Cette hypothèse repose notamment sur les différences de densité observées dans la série (fig. 29).

En admettant une spilitisation antérieure à la mise en place, on peut alors penser que les masses spilitisées, plus fluides et moins denses, ont pu gagner plus facilement le centre de la fosse sur le bord de laquelle elles s'étaient épanchées ; alors que les masses riches en ferromagnésiens, plus denses et plus visqueuses, se seraient glissées sous les premières venues, en raison même de leur densité, s'éloignant moins, pour les mêmes raisons, de leur lieu d'émission.

Ceci s'accorderait avec l'importance que prennent les faciès péridotitiques dans le Vourinos, et à leur moindre abondance dans le Pinde (il ne faut toutefois pas oublier que les roches du cortège ophiolitique forment, dans ce dernier lieu, une nappe reposant en discordance sur du flysch, et qu'une partie de la masse péridotitique, située à la base de cette nappe, a fort bien pu être rabotée pendant les mouvements tectoniques).

b. Magma originel et différenciations.

L'existence des coupures profondes qui se sont imposées, au cours de cette étude, entre les péridotites et les gabbros, me fait penser que les péridotites étaient différenciées avant leur mise en place. Cette différenciation, de type gravifique, se serait produite dans un magma de composition peut-être basaltique, en formant, à la base, une masse péridotitique, au sommet, un magma doléritogabbroïque.

Les niveaux supérieurs du magma doléritogabbroïque auraient été spilitisés avant l'épanchement, comme je viens de le signaler ci-dessus.

M. VUAGNAT (1964) émet des doutes sur l'hypothèse concernant l'origine commune des roches du cortège ophiolitique à partir d'un même magma, en raison de la basicité excessive qu'il prête au magma originel. C'est que son raisonnement se fonde sur une coupe, et non sur un volume ; or, il ne faut pas seulement se baser, pour faire un bilan chimique, sur l'étude d'une coupe qui indique, par exemple, 4 000 mètres de péridotites surmontées par 500 mètres de gabbros, mais il faut aussi tenir compte de la disposition des roches sur le terrain et dans l'espace ; dans notre cas, les péridotites sont globalement

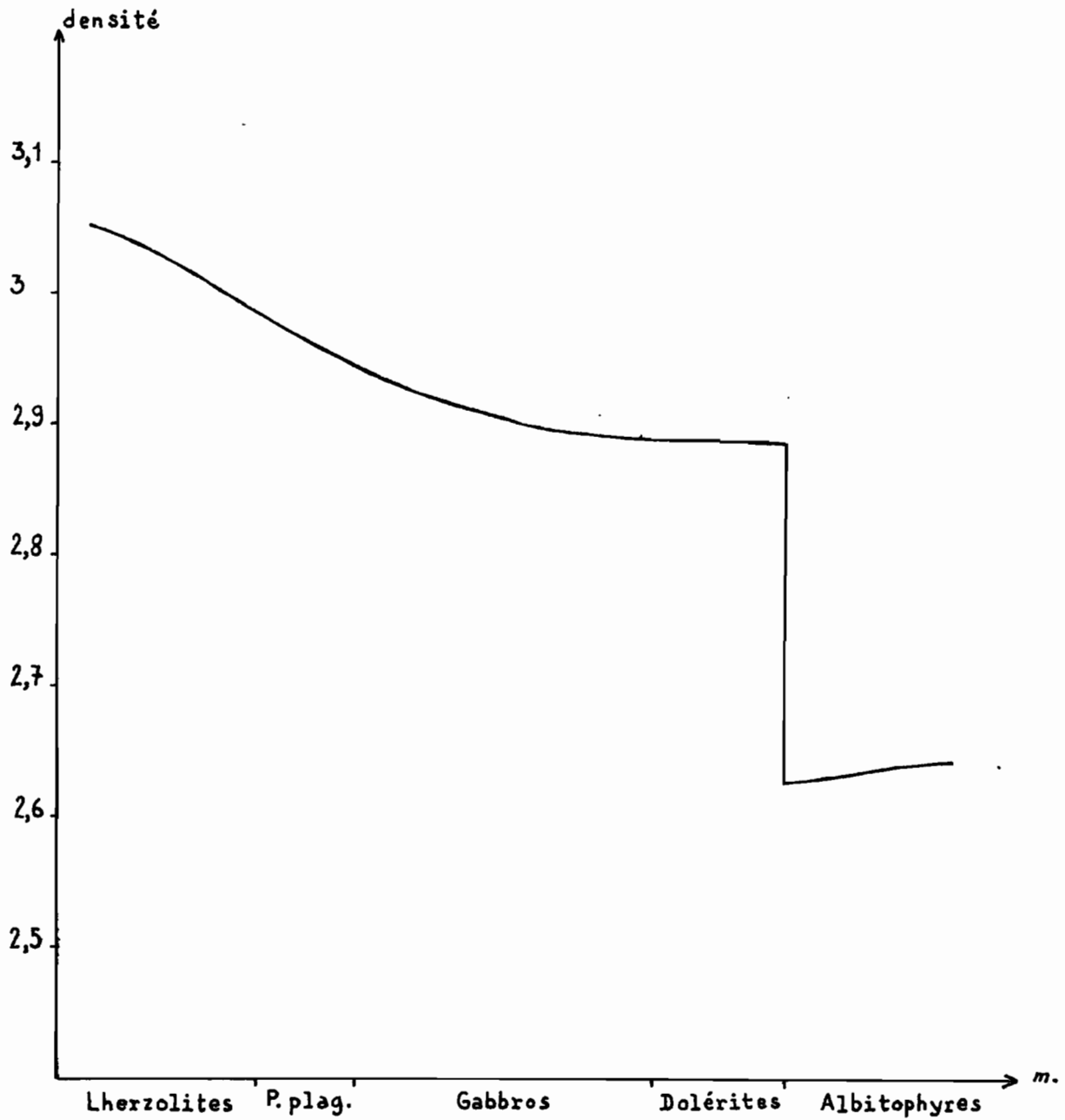


Fig. 29 Variation de la densité dans la série du ravin de l'Aspropotamos.

enveloppés par les roches doléritogabbroïques et les roches microli-
tiques.

Schématiquement, le cortège ophiolitique peut être représenté
comme une calotte presque sphérique dont le noyau est péridotitique, et
la croûte correspond à une série allant des gabbros aux albitophyres ;
plus exactement, en tenant compte de l'allure générale des contours
que dessinent sur la carte les massifs du Vourinos et du Pinde, et de
l'épaisseur que présentent les grands types pétrographiques dans les
diverses coupes, l'ensemble a une allure ellipsoïdale. A titre de com-
paraison, notons qu'une sphère de 5 cm de rayon présente un noyau et
une enveloppe de même volume, lorsque ceux-ci ont respectivement 4 cm
de rayon et 1 cm seulement d'épaisseur.

Ainsi, le cortège ophiolitique du Pinde-Vourinos est formé
par environ :

- 50 % de péridotites ;
- 25 % de gabbros et de dolérites ;
- 25 % d'albitophyres.

soit, pour l'analyse moyenne de cette masse :

| | | | |
|--------------------------------|-------|-----|---------|
| SiO ₂ | : 51 | Or | : 1.10 |
| Al ₂ O ₃ | : 11 | Ab | : 12.60 |
| Fe ₂ O ₃ | : 4 | An | : 22.80 |
| FeO | : 5 | Σc | : 36.50 |
| MgO | : 20 | Pyr | : 51.00 |
| CaO | : 6 | Ma | : 5.80 |
| Na ₂ O | : 1,5 | Ilm | : 0.65 |
| K ₂ O | : 0,2 | Per | : 5.00 |
| TiO ₂ | : 0,3 | Σb | : 62.45 |

(III)IV . 5 . 4 . '5 [1(2) . 1' . 1 . 1(2)]

Le magma originel aurait donc des paramètres de basalte. La
somme des barylites étant voisine de 65 %, on se trouve en fait à la
limite basalte - mélabasalte (le paramètre p est de (III)IV) ; ceci est
essentiellement dû à un fort pourcentage en MgO (20 %). Notons enfin
que le pourcentage en pyroxène virtuel est fort (51,00 %), alors que le
pourcentage en olivine virtuelle est très faible (5,00 %) ; le paramètre
k est alors égal à 1', ce qui est à mettre en relation avec un pourcen-
tage en SiO₂ assez important (51 %). Il est en fait étonnant de voir
qu'un magma² originel responsable de la formation de très grandes quanti-
tés d'olivine, présente des caractères qui l'apparentent davantage aux
ankaramites qu'aux océanites.

En résumé, je pense tout d'abord que l'on peut invoquer un magma commun à l'origine des roches qui forment le cortège ophiolitique, et que ce magma est un peu moins basique que l'on a tendance à le croire à première vue.

Ensuite, j'admets l'existence de différenciations antérieures à la mise en place. En effet, à mon avis, le magma originel aurait été l'objet d'une première différenciation importante, de type gravifique, qui aurait formé à la base une masse péridotitique, et au sommet un magma doléritogabbroïque sans olivine ; cette différenciation serait due à l'accumulation des olivines bien cristallisées, dans les parties les plus profondes du magma d'origine, peut-être au cours même de son ascension.

Le magma doléritogabbroïque a peut-être lui aussi subi des différenciations mettant en jeu la gravité et cela ultérieurement à la mise en place ; c'est ce que traduirait, par exemple, la présence d'olivines xénomorphes à la base de cette série, alors qu'elles sont toujours au moins subautomorphes dans les péridotites sous-jacentes.

La seconde différenciation aurait affecté les niveaux supérieurs de l'ensemble doléritogabbroïque antérieurement différencié, et serait consécutive à une diminution brutale de la pression, tout juste antérieure à la venue à l'air libre de cet ensemble ; cette diminution de la pression provoque une migration des éléments les plus volatils qui auraient spilitisé les horizons supérieurs.

On se trouverait alors, au moment même de l'épanchement, en présence de trois ensembles nettement différenciés, à savoir, de bas en haut :

- péridotites,
- gabbros et dolérites,
- albitophyres.

Nous allons voir à présent comment, à partir d'un modèle expérimental, on peut tenter de rendre compte de la mise en place de ces trois ensembles.

5. APPAREIL EXPERIMENTAL DESTINE A ILLUSTRER UNE HYPOTHESE DE MISE EN PLACE DU CORTEGE OPHIOLITIQUE.

L'appareil expérimental se compose d'une cuvette de réception parallépipédique de 34 × 7 cm de base pour 3 cm de haut ; perpendiculairement au plancher de cette dernière, et s'ouvrant pratiquement à son extrémité (4 cm du bord le plus proche), au moyen d'une fente de 3 cm d'ouverture qui coupe la cuvette dans toute sa largeur, débouche une chambre ayant un volume de 500 cc³. Cette chambre est munie d'un

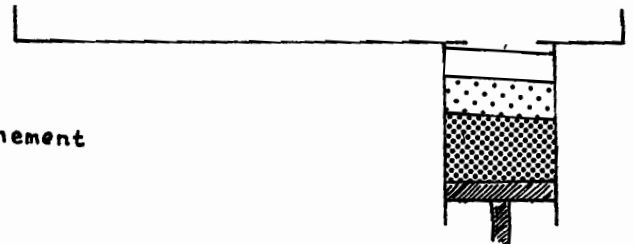
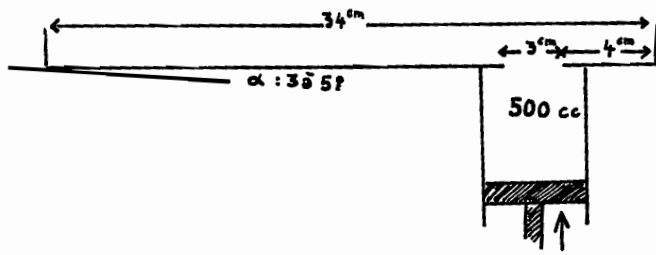
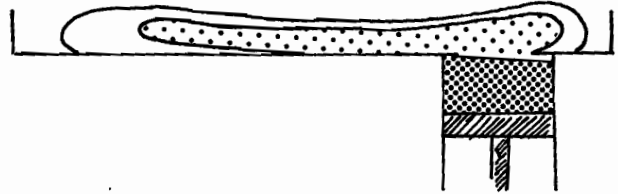
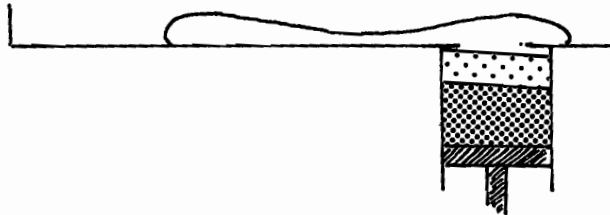
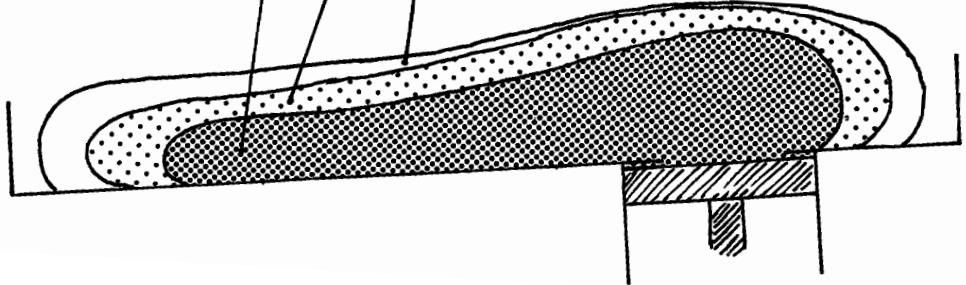


Fig. 30 Schémas relatifs au fonctionnement de l'appareil expérimental.



résine incolore
 (albitophyres)
 résine + argile jaune
 (ensemble doléritogabbroïque)
 résine + argile rouge
 (péridotites)

W



E

piston que l'on actionnera de bas en haut afin d'en chasser le contenu vers le bassin de réception qui présente, par ailleurs, une pente de 3 à 5°, permettant aux matériaux injectés de s'écouler doucement vers l'extrémité la plus éloignée de l'orifice de la chambre (cf. fig. 30).

En assimilant l'appareil à la zone qui nous intéresse, on peut dire que la portion voisine de l'orifice de la chambre correspond à la bordure occidentale du massif pélagonien ; le reste de l'appareil, au talus continental qui bordait ce massif. L'appareil est orienté sur le schéma de telle façon que ce qui est introduit dans la cuvette se déplace de droite à gauche, soit d'Est en Ouest, comme cela semble avoir été le cas au moment de l'épanchement de l'ensemble ophiolitique.

Le dispositif d'évacuation, et son piston, est sensé représenter la chambre magmatique sous-jacente, ou plus exactement, le magma en cours d'ascension. Le magma était, à cet instant précis, différencié en trois zones distinctes :

- au fond du réservoir, un ensemble essentiellement péridotitique ;
- au milieu, un ensemble doléritogabbroïque, où dans les niveaux de base se concentrent les plagioclases de forte basicité, formant ainsi une ligne de séparation nette avec les péridotites ;
- au sommet enfin, on trouve un ensemble spilitique alcalin et acide.

C'est sur cette séparation que je base l'expérience décrite ci-dessous.

Les trois ensembles précités sont représentés par des mélanges de résine synthétique incolore et d'argile de couleur différente, diluée dans la série suivant des proportions variables. Au fond du dispositif d'évacuation, j'ai tout d'abord placé un mélange de 150 cc³ de résine et d'un volume égal d'argile rouge ; au milieu, 75 cc³ de résine pour 50 cc³ d'argile jaune ; au sommet, 100 à 125 cc³ de résine incolore pure. Ces proportions représentent à peu près celles que j'ai calculées précédemment, en étudiant la composition du magma originel hypothétique.

J'ai alors procédé à trois expériences différentes : la première, en poussant régulièrement le piston de bas en haut ; la seconde, en m'arrêtant un moment, chaque fois que chaque mélange était entièrement sorti ; la dernière enfin, en stoppant arbitrairement le mouvement du piston à n'importe quel niveau. Dans les trois cas, le résultat est semblable ; je me bornerai donc à la description de la première expérience.

Dans un premier temps, la résine incolore se répand dans l'ensemble de la cuvette de réception avec une tendance à s'accumuler en bas de pente.

Le mélange de résine et d'argile jaune (représentant l'ensemble doléritogabbroïque) est ensuite injecté ; il pénètre au sein de la masse de résine incolore où il s'étale, en se logeant environ au quart inférieur de cette masse ; par la suite, il a tendance à s'enfoncer dans la résine incolore, sans s'y mélanger.

On introduit alors la troisième portion, c'est-à-dire le mélange de résine et d'argile rouge (représentant l'ensemble péridotitique) ; elle se glisse sous le mélange de résine et d'argile jaune sans s'y enfoncer et, poussant en avant ce dernier, elle coule sur la pente, sans toutefois atteindre l'extrémité la plus basse de la cuvette de réception.

A la fin de l'expérience, le tout se stabilise dans cette position ; on enregistre alors les faits suivants :

- une fine pellicule de résine incolore demeure en partie sous la masse des résines colorées ; cela tient au fait que le mélange de résine et d'argile jaune s'est injecté au sein de la résine incolore, écrasant ensuite sous son poids une fine pellicule de cette dernière ; il est curieux de constater que l'on observe, dans le Vourinos, une semelle de roches spilitiques à la base des péridotites.
- on note deux bourrelets de résine incolore, le plus important se situant dans la partie la plus basse de la cuvette ; cette résine se réduit, au niveau de la zone d'émission, à une pellicule de 1 à 2 mm.
- la masse la plus dense (résine + argile rouge) n'atteint pas l'extrémité de la cuvette ; elle se développe au contraire au dessus du lieu d'émission, c'est-à-dire dans la partie la plus haute de la cuvette.

Ces deux derniers points tendraient à prouver que la présence de grandes masses péridotitiques indique la proximité du lieu d'émission de l'ensemble ophiolitique, la présence de grandes quantités d'albitophyres, son éloignement.

C o n c l u s i o n

L'étude pétrographique des roches du cortège ophiolitique du Pinde septentrional me conduit à les ranger en trois groupes distincts :

- à la base, l'ensemble des diverses péridotites et pyroxénolites qui les accompagnent ;
- au centre, des roches gabbroïques qui passent progressivement, de bas en haut, de structures grenues à des structures microgrenues doléritiques ;
- au sommet, des albitophyres.

J'ai envisagé, au cours des chapitres précédents, l'existence des limites nettes qui marquent l'individualité de ces trois ensembles.

1. A la limite péridotite-gabbro, d'une part le passage brusque de roches holomélanocrates à des roches leucocrates, pratiquement sans termes de transition, et d'autre part la disparition définitive des olivines, qui s'accompagne d'une diminution considérable de la teneur en Cr, Co et Ni, lorsque l'on passe des péridotites aux gabbros.
2. A la limite dolérite-albitophyre, la coupure brutale qui existe entre des termes microgrenus à labrador et des roches microli-tiques alcalines.

Cependant, ces trois ensembles présentent également les liens que j'énumère rapidement ici :

1. La liaison spatio-temporelle évidente des roches du cortège ophiolitique sur le terrain.
2. A la limite péridotite-gabbro, l'apparition de grains feldspathiques xénomorphes épars dans des roches franchement ultrabasi-ques, et surtout le caractère rythmique et saccadé du contact des deux types pétrographiques qui se juxtaposent, pouvant

aller, par suite des perturbations qui ont parfois affecté cette zone, jusqu'à la formation de "brèches magmatiques".

3. A la limite dolérite-albitophyre, principalement, la présence occasionnelle de "brèches magmatiques" traduisant l'action mécanique réciproque de deux types pétrographiques préformés.

Ces derniers caractères ne permettent cependant pas de conclure à la différenciation in situ de la masse ophiolitique ; en effet, on n'observe pas les variations régulières de composition chimique qui affectent les séries minérales isomorphes dans les gisements qui présentent effectivement des différenciations ultérieures à la mise en place, tels que Palissade (New-Jersey), Stillwater complex (Montana), etc., et l'on note au contraire l'étonnante stabilité de la composition chimique des olivines (Chrysolite) dans les péridotites. Par contre, à l'intérieur de chaque ensemble individualisé, des différenciations in situ ont dû se produire ; nous ne retiendrons ici que le passage régulier, de bas en haut, de la bytownite An 80 au labrador An 55 qui se manifeste dans l'ensemble doléritogabbroïque.

Quoique ténus, ces liens résident, à mon avis, dans l'origine des roches du cortège ophiolitique, à partir d'un magma commun ; nous avons vu que ce magma aurait une composition qui, bien qu'étant assez basique, l'apparente aux basaltes.

Le processus de mise en place et de différenciation de l'ensemble ophiolitique, pourrait finalement être le suivant :

1. Dans un premier temps, ascension d'un magma, soit déjà différencié dans une chambre magmatique sous-jacente, soit se différenciant au cours de l'ascension même, notamment par suite de la décantation rapide des péridots à la base de la masse ascendante, de telle sorte que, peu avant l'épanchement, nous ayons un magma présentant deux zones distinctes :
 - une zone profonde péridotitique
 - une zone supérieure à composition franchement basaltique.
2. Dans un deuxième temps, on assiste à une spilitisation de l'horizon supérieur de la masse doléritogabbroïque, par suite d'une migration des éléments alcalins primitivement contenus dans l'ensemble ophiolitique ; cette migration des éléments volatils aurait été provoquée, en raison de la proximité de la surface du sol, par une baisse brutale de la pression.

B i b l i o g r a p h i e

- ALSAC, C.- 1961 - Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du dôme de Remollon (Hautes-Alpes). Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, t. 37, pp. 31-70.
- AUBOUIN, J. - 1959 - Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie (thèse). Ann. géol. Pays hell., t. X, 525 p.
- AVIAS, J. - 1949 - Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle Calédonie. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. XIX, n° 4-5-6, pp. 439-451.
- BABKINE, J., CONQUERE, F., VILMINOT, J.C., PHAN, K.D. - 1965 - Les spinelles des basaltes de Monistrol d'Allier (chaîne du Devès, Haute-Loire). Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr., t. LXXXVIII, pp. 447-455.
- BARRERE, J. - 1964 - Les gabbros et les roches basiques du massif du Kakoulima (Guinée). Mem. Dipl. Et. Sup. Sci. nat., Clermont, 36 p.
- BARTH, T.F.W. - 1959 - Theoretical petrology. J. Wiley & Sons, New-York, 387 p.
- BAILEY, E.B., McCALLIEN, W.J. - 1953 - Serpentine lavas, the Ankara melange and the anatolian thrust. Trans. r. Soc. Edinburgh, v. LXII, part. II, n° 1.1, pp. 403-442.
- BORCHERT, H. - 1961 - Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung. Geol. Rdsch., t. 50, pp. 131-165.

- BOWEN, N.L. - 1928 - Evolution of igneous rocks. Princeton Univ. Press, 332 p. (reimpression 1956) - Dover publications, N.Y.
- BOWEN, N.L., TUTTLE, O.F. - 1949 - The system MgO , SiO_2 , H_2O . Geol. Soc. Amer., Bull., v. 29, pp. 151-217.
- BROTHERS, R.N. - 1964 - Petrographic analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks. J. Petrology, v. 5, n° 2, pp. 255-274.
- BROWN, G.M. - 1956 - The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. Philos. Trans. r. Soc. London, Ser. B, v. 240, n° 668, pp. 1-53.
- BROWN, G.M. - 1957 - Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Mineralog. Mag., v. 31, n° 238, pp. 511-544.
- BRUNN, J.H. - 1956 - Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (thèse). Ann. géol. Pays hell., Ser. A, t. VII, 358 p.
- BRUNN, J.H. - 1960 - Mise en place et différenciation de l'association plutovolcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., v. 3, fasc. 3, pp. 115-132.
- BRUNN, J.H. - 1961 - Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., v. 4, fasc. 2, pp. 89-96 et fasc. 3, pp. 181-202.
- CELET, P. - 1961 - Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale (thèse). Ann. géol. Pays hell., t. XII, 573 p.
- DALY, R.A. - 1933 - Igneous rocks and the depths of Earth. McGraw-Hill, N.Y., 598 p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. - 1962 - Rock-forming minerals. Longmans, London, 353 + 379 + 270 + 435 + 371 p.
- DUBERTRET, L. - 1953 - Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Notes Mem. Moyen-Orient, t. VI, 179 p.
- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. - 1964 - Igneous rocks of the East Pacific rise. Science, N.Y., v. 146, n° 3643, pp. 447-485.
- ERNST, T. - 1961 - Die Herkunft basaltischer Magmen. Fortschr. Miner., v. 39, n° 1, pp. 108-112.

ERNST, T. - 1963 - Basaltmagmen. Entstehung und Peridotit Einführung. Neues Jb. Miner. Mh., n° 9-10, pp. 203-205.

GANSSEER, A. - 1959 - Ausseralpine Ophiolithproblem. Eclog. geol. Helv., v. 52, pp. 659-679.

GASS, I.G. - 1958 - Ultrabasic pillow-lavas from Cyprus. Geol. Mag., v. 95, n° 3, pp. 241-251.

GLANGEAUD, L. - 1948 - Thermodynamique de la pétrogenèse profonde. Int. geol. Congr. XVIII. 1948. London, part. III.

GLANGEAUD, L. - 1960 - Introduction aux études sur "Plutons et Volcans". Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., v. III, fasc. 2, pp. 77-85.

* HALL, A.L. - 1932 - The Bushveld igneous complex of the central Transvaal. Geol. Surv. S. Afr., Mem. 28, 559 p.

HATCH, F.H., WELLS, A.K., WELLS, M.K. - 1961 - Petrology of igneous rocks. Th. Murby & Co, London, 505 p.

HELKE, A. - 1962 - The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district. Econ. Geol., v. 57, pp. 954-962.

HESS, H.H. - 1938 - A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., v. 35, pp. 321-344.

HESS, H.H. - 1939 - An extreme fractional crystallization of a basaltic magma : the Stillwater complex. Trans. Amer. geophys. Un., Reports and Papers. Volcanology, pp. 430-432.

HESS, H.H. - 1941 - Pyroxenes of common mafic magmas. Amer. Miner., v. 26, pp. 515-535, et pp. 573-594.

HESS, H.H. - 1955 - Serpentine, orogeny and epeirogeny. Geol. Soc. Amer. sp. Pap., n° 62, pp. 391-407.

HESS, H.H. - 1960 - Stillwater igneous complex, Montana. A quantitative mineralogical study. Geol. Soc. Amer., Mem. 80, pp. 1-190 et 221-230.

HUANG, W.T. - 1958 - Prehnitization of gabbro. Tex. J. Sci., v. 10, n° 3, pp. 282-292.

HUANG, W.T. - 1962 - Petrology. McGraw-Hill, New-York, 480 p.

HOTZ, P.E., JACKSON, E.D. - 1963 - X-ray determinative curve for olivines of composition Fo₈₀₋₉₅ from stratiform and alpine-type peridotites. U.S. Geol. Surv., prof. Pap., n° 450 E, pp. 1001-1002.

- JACKSON, E.D. - 1961 - Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. U.S. Geol. Surv., prof. Pap., n° 358, 106 p.
- JONES, W.R., PEOPLES, J.W., HOWLAND, A.L. - 1960 - Igneous and tectonic structures of the Stillwater complex, Montana. U.S. Geol. Surv., Bull., n° 1071-1074, pp. 281-340.
- JUNG, J., BROUSSE, R. - 1959 - Classification modale des roches éruptives. Masson, Paris, 122 p.
- KENNEDY, G.C. - 1955 - Trends of differentiation. Amer. J. Sci., v. 25, pp. 239-256.
- KÜNDIG, E. - 1956 - Geology and ophiolite problems. Verk. Kon. Nederl. Mijnb. Gen., 16, pp. 210-233.
- KUSHIRO, I. - 1960 - Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. Amer. J. Sci., v. 258, pp. 548-554.
- LACROIX, A. - 1895 - Phénomène de contact de la lherzolite des Pyrénées. C.R. Acad. Sci., Paris.
- LACROIX, A. - 1942 - Péridotites de Nouvelle Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes Co-Ni. Mem. Acad. Sci., t. LXVI, 143 p.
- LAPPARENT de, J. - 1935 - Le côté des péridotites. Rev. Sci., Paris, n° 84, pp. 334-342.
- LeBAS, M.J. - 1960 - The petrology of the layered basic rocks of the Carlingford complex. Trans. r. Soc. Edinburgh, v. 64, pp. 169-200.
- LeBAS, M.J. - 1962 - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. J. Sci., v. 260, pp. 267-288.
- LEGOUX, P. - 1960 - Péridotites de Conakry et du Kaloum (Guinée), et leur serpentinitisation. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. II, n° 1, pp. 50-63.
- MARINOS, G. - 1956 - Über Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolitkomplexes in Ostgriechenland. Berg-u. hüttenm. Mh., n° 101, pp. 34-36.
- MILOVANOVIC, B., KARAMATA, S. - 1960 - Über den Diapirismus serpentinitischer Massen. Int. geol. Congr. XXI, 1960, Copenhagen, part. XVIII, pp. 409-417.
- NDOJAJ, I., GJATA, K. - 1964 - [Les méthodes géochimiques et cristallogéométriques dans l'identification de la différenciation du magma basique.] Bull. Shkenc. nat. IV, Tirana, pp. 56-72 (rés. franç.)

- NESBITT, R.W., KLEEMAN, A.W. - 1964 - Layered intrusions of the Giles complex. Central Australia. Nature, Lond., v. 203, n° 4943, pp. 391-393.
- NOCKOLDS, S.R., ALLEN, R. - 1953 - The geochemistry of some igneous rock series. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 4, pp. 105-142.
- NOCKOLDS, S.R., ALLEN, R. - 1954 - The geochemistry of some igneous rock series ; part. II. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 5, pp. 245-285.
- NOCKOLDS, S.R., ALLEN, R. - 1956 - The geochemistry of some igneous rock series ; part. III. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 9, pp. 34-77.
- NOBIE, J.A., TAYLOR, H.P. jr. - 1960 - Correlation of the ultramafic complexes of SE Alaska with those of the other parts of the North Amerika and the world. Int. geol. Congr. XXI, 1960. Copenhagen, part. XIII, pp. 188-197.
- OSBORN, E.F., TAIT, D.B. - 1952 - The system Diopside - Forsterite - Anorthite. Amer. J. Sci., Bowen vol., pp. 413-434.
- PARASKEVOPOULOS, G. - 1948 - [Sur les phénomènes de différenciation magmatique observés sur les roches ophiolitiques des versants SW du Smolika (Pinde épirote)]. Praktika Akad. Athēnon, v. 23, pp. 309-322 (res. franç.).
- PEOPLES, J.W. - 1936 - Gravity stratification as a criterion in the interpretation of the structure of the Stillwater complex. Int. geol. Congr. XVI, 1936, U.S.A., part. XVI, pp. 79-112.
- PETRASCHECK, W.E. - 1959 - Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im Alpinotypen Bereich. Geol. Rdsch., v. 48, pp. 205-217.
- POLDERVAART, A., HESS, H.H. - 1951 - Pyroxenes in the crystallization of basalt magma. J. Geol., U.S.A., v. 59, pp. 472-489.
- POLDERVAART, A., TAUBENECK, W.H. - 1960 - Layered intrusions. Int. geol. Congr. XXI, 1960, Copenhagen, part. XIII, pp. 239-246.
- RAGUIN, E. - 1948 - Nouvelle interprétation du complexe igné du Bushveld. Rev. Scient., n° 3304, pp. 228-231.
- RENZ, C. - 1940 - Die Tektonik der griechischen Gebirge. Pragm. Akad., Athènes, t. 8, 171 p.
- RITTMANN, A. - 1963 - Les volcans et leur activité (trad. franç.). Masson, Paris, 462 p.
- ROEVER de, W.P. - 1957 - Sind die Alpentypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ? Geol. Rdsch., v. 46, fasc. 1, pp. 137-146.

- ROEVER de, W.P. - 1961 - Mantelgesteine und Magmen teifer Herkunft. Fortschr. Miner., v. 39, n° 1, pp. 96-107.
- ROSSELLO, G. - 1964 - Guides pétrographiques et structuraux applicables à la recherche des gisements de chromite de "type alpin". Chron. Mines Rech. min., n° 333, pp. 219-224.
- ROUTHIER, P. - 1945 - Sur l'origine des roches vertes. C. R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 101-103 et 125.
- ROUTHIER, P. - 1946 - Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. C. R. Acad. Sci., Paris, n° 222, pp. 192-194.
- ROUTHIER, P. - 1953 - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie (thèse). Soc. géol. Fr., Mem. 32, 266 p.
- STEINMANN, G. - 1926 - Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettenbirgen. Int. geol. Congr. XIV, 1926. Madrid, C. R. 2, pp. 638-667.
- THAYER, T.P. - 1960 - Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. Inter. geol. Congr. XXI. 1960. Copenhagen, part. XIII, pp. 247-259.
- THAYER, T.P. - 1962 - Flow layering in alpine-type peridotite-gabbro complexes. Amer. Miner., v. 8, n° 2, pp. 191-216.
- THAYER, T.P. - 1964 - Alpine mafic magma stem. Geol. Soc. Amer. sp. Pap., n° 76, p. 165.
- TILLEY, C.E. - 1950 - Some aspects of magmatic evolution. Geol. Soc. Lond. Quart. J., v. 106.
- TOMKEIEFF, S.I. - 1942 - The tertiary lavas of Rhum. Geol. Mag., v. 79, pp. 1-13.
- TOMKEIEFF, S.I. - 1945 - On the petrology of the ultrabasic and basic plutonic rocks of the Isle of Rhum. Mineralog. Mag., v. 27, pp. 127-136.
- TRÖGER, W.E. - 1959 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Part I. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 147 p.
- TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, New-York, 694 p.
- Van der KAADEN - 1963 - The different concepts of the genesis of alpine-type emplaced ultrabasic-rocks and their implications on chromite prospection. Séminaire sur les méthodes modernes de la prospection de la chromite, Athènes.

- Van **DILJON**, S. - 1956 - L'origine des structures rubannées dans les parties basiques du complexe du Bushveld. In : les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues, acides et basiques. Coll. int. C.N.R.S., LXVIII, Paris, pp. 131-150.
- VUAGNAT, M. - 1959 - Les laves en coussins de l'Orthrys (Grèce). Arch. Sci. suisses, v. 12, n° 1, pp. 118-122.
- VUAGNAT, M. - 1964 - Remarques sur la trilogie serpentinite-gabbro-diabase dans le bassin de la Méditerranée occidentale. Geol. Rdsch., v. 53, n° 1, pp. 336-358.
- WAGER, L.R. - 1953 - Layered intrusions. Meddr. dansk geol. Foren., vol. 12, pp. 335-349.
- WAGER, L.R. - 1962 - The mechanism of deposition and solidification of the Skaergaard layered series. East Greenland. Amer. Miner., v. 47, n° 1-2, pp. 206-207.
- WAGER, L.R., DEER, W.A. - 1939 - Geological investigations in East Greenland. 3.- The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq. East Greenland. Meddr Grønland, v. 105, n° 4, pp. 1-352.
- WAGER, L.R., MITCHELL, R.L. - 1951 - The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 1, pp. 129-208.
- WALKER, F. - 1940 - The differentiation of Pallissade diabase, New Jersey. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 51, pp. 1059-1106.
- WATSON, K.D. - 1953 - Prehnitization of albitite. Amer. Miner., v. 38, pp. 197-206.
- YODER, H.S., SAHAMA, Th.G. - 1957 - Olivine X-ray determinative curve. Amer. Miner., v. 42, pp. 475-491.
- YODER, H.S., TILLEY, C.E. - 1962 - Origin of basalt magmas. J. Petrology, v. 3, n° 3, pp. 342-532.
- ZACHOS, K. - 1953 - Chromite deposits of Vourinos area. The mineral wealth of Greece, v. 3, pp. 47-82.

* GODFRIAUX, I. - 1962 - L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. C. R. Ac. Sci., Paris, 255, pp. 1761-1763.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES



Pl. I



Photo n° 1

Sur le versant oriental du Pinde septentrional, au fond du "Golfe de Krania", la "formation bréchique de Tripiméni" forme dans le paysage, une barre redressée à la verticale.



Photo n° 2

Pillow - lavas ; environs de Microlivado.

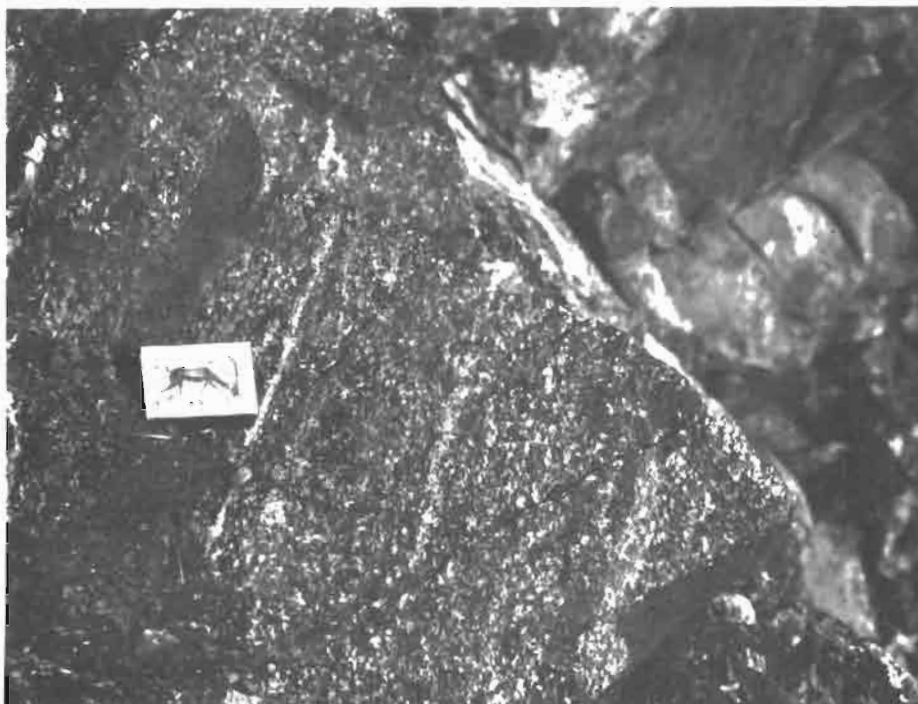


Photo n° 1

Zone rubanée ; route forestière Microlivado - Périvoli ; environs d'Agios Nikolaos.



Photo n° 2

Zone rubanée ; vallée du Miléotikos.

Pl. III



Photo n° 1

Péridotites à nuages, situées au-dessus de la zone rubanée ; route Microlivado - Périvoli ; environs d'Agios Nikolaos.

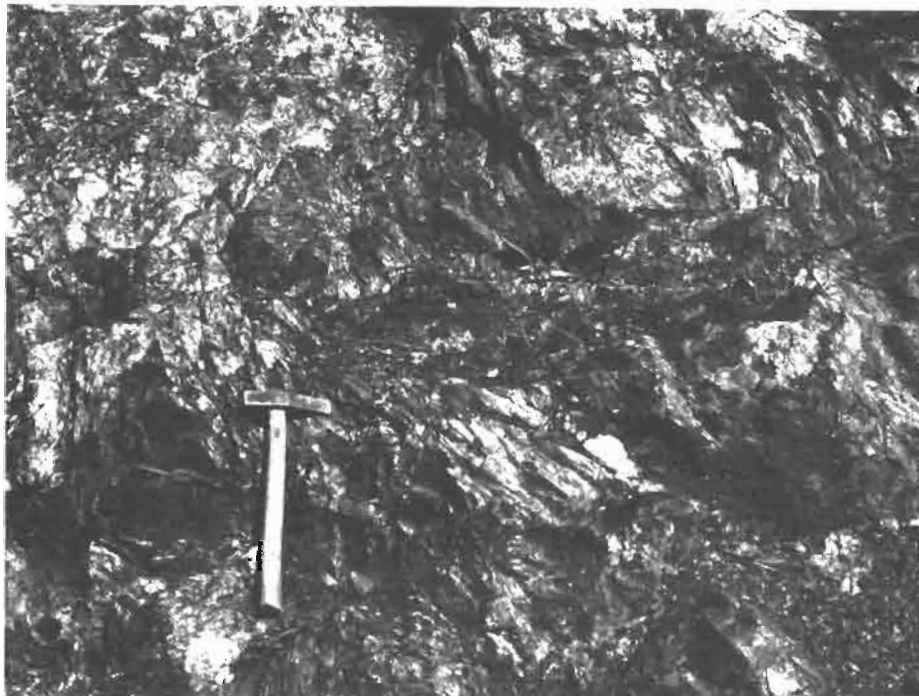


Photo n° 2

Pyroxénolite ; environs d'Agios Nikolaos

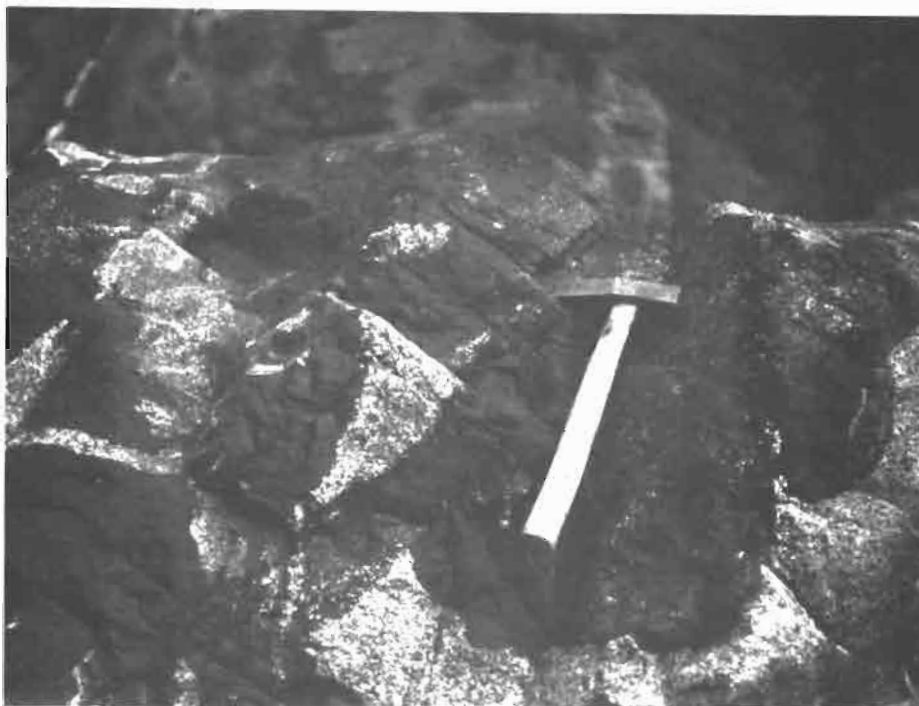


Photo n° 1

"Brèche magmatique" à éléments gabbroïques et péridotitiques ;
vallée du Miléotikos.



Photo n° 2

"Brèche magmatique" péridotitogabbroïque ; vallée du Kirakali.

Pl. V

Photo n° 1 Lumière naturelle x 60 échantillon n° V. 10
(dépression de Valia Calda)

Serpentinite provenant de la partie occidentale du secteur central ; il s'agit en fait d'une Harzburgite fortement serpentinisée dont les olivines renferment du spinelle automorphe.

Photo n° 2 Lumière polarisée x 15 échantillon n° 4
(vallée de l'Aspropotamos)

Lherzolite.

Les olivines sont très serpentinisées ; les pyroxènes sont, au contraire, beaucoup plus frais.

Nota : les 8 microphotographies qui vont suivre sont à une échelle identique (x 15) ; elles se réfèrent à des types pétrographiques prélevés dans une même série (vallée de l'Aspropotamos) ; ceci nous permet de suivre l'évolution de la taille des minéraux.

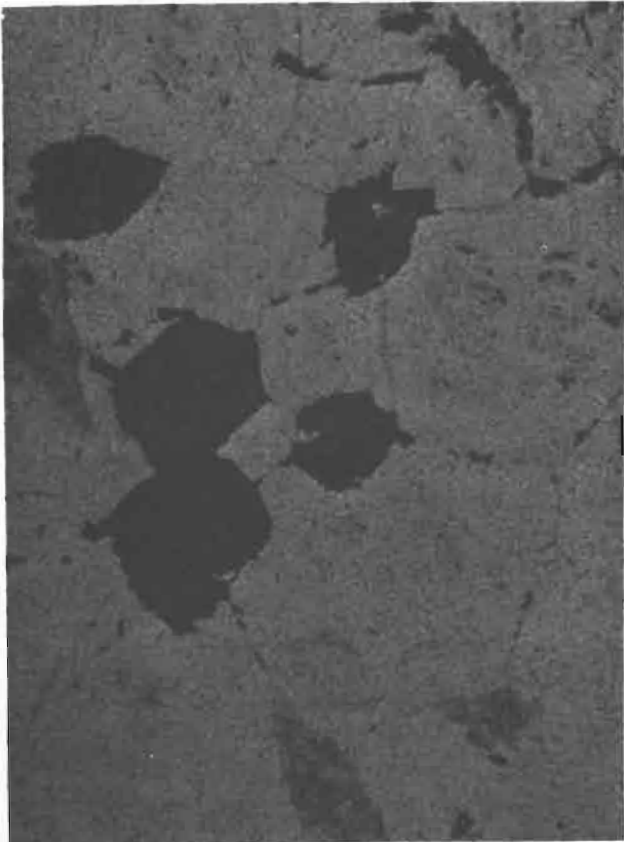
Photo n° 3 Lumière polarisée x 15 échantillon n° 5
(vallée de l'Aspropotamos)

Enstatite (cf. photographie de l'affleurement, pl.III. 2.).

Photo n° 4 Lumière polarisée x 15 échantillon n° 25
(vallée de l'Aspropotamos)

Interstratification wherlitique.

Le clinopyroxène poecilitique contient en inclusion de nombreuses petites olivines rondes serpentinisées (cf. description page 68).



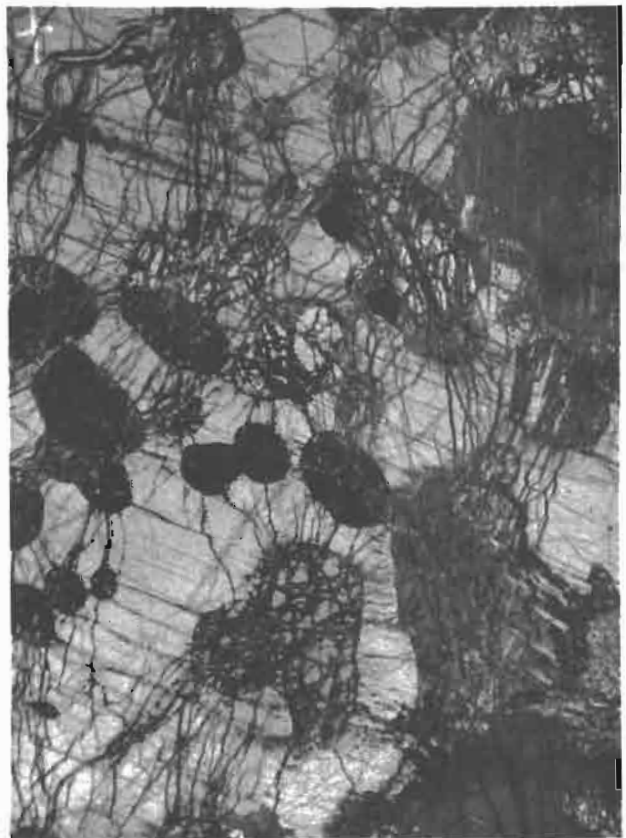
1



2



3



4



1



2



3



4

Photo n° 1

Lumière polarisée x 15
(vallée de l'Aspropotamos)

échantillon n° 27

Gabbro à olivine (Allivalite).

Cette lame provient d'une portion non préhnitisée de l'échantillon ; tous les minéraux sont limpides ; auréole réactionnelle d'orthopyroxène autour des olivines.

Photo n° 2

Lumière polarisée x 15
(vallée de l'Aspropotamos)

échantillon n° 34

Gabbro bytownitique leucocrate.

Cet échantillon ne contient plus d'olivine ; le clinopyroxène est une augite.

Photo n° 3

Lumière polarisée x 15
(vallée de l'Aspropotamos)

échantillon n° 51

Gabbro labradoritique mésocrate à structure doléritique.

Photo n° 4

Lumière polarisée x 15
(vallée de l'Aspropotamos)

échantillon n° 53

Dolérite.

La structure est dans l'ensemble intersertale ; on observe également quelques petits nids à structure poecilitique.

Pl. VII

Photo n° 1 Lumière polarisée x 15 échantillon n° 61
(environs de Microlivado)

Albitophyre.
Microlites d'albite dans une pâte essentiellement chloriteuse ; les plages plus claires sont formées de calcite.

Photo n° 2 Lumière polarisée x 15 échantillon n° P. 8
(écailles du "corridor de Périvoli" ; environs d'Agios Nikolaos)

Mandelstein.
Le nombre des amygdales de calcite est très élevé ; la matrice est nettement plus opaque que celle de l'échantillon n° 61.

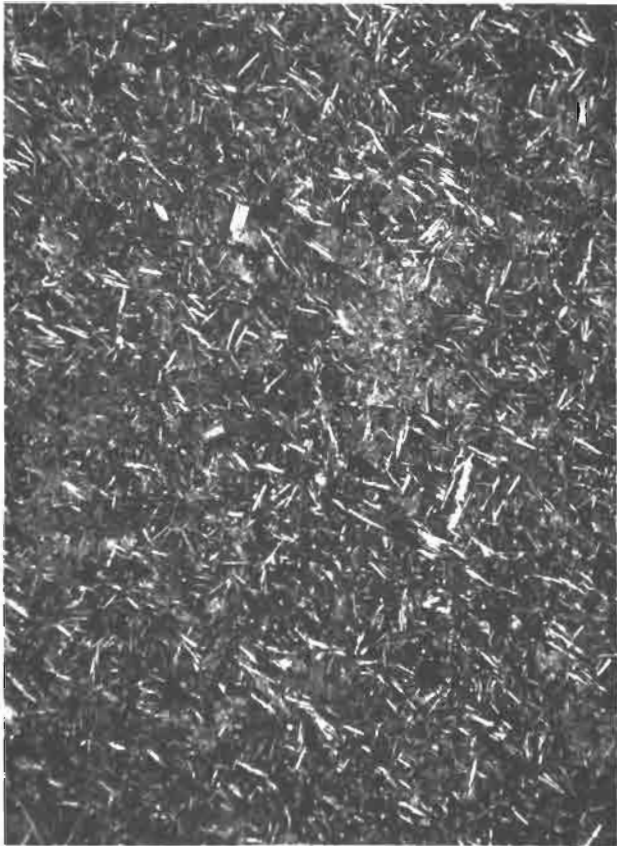
Photo n° 3 Lumière naturelle x 60 échantillon n° 64
(environs de Microlivado)

Albitophyre.
Les niveaux albitophyriques supérieurs présentent parfois une structure fluidale.

Photo n° 4 Lumière naturelle x 60 échantillon n° P. 11
(écailles du "corridor de Périvoli")

Radiolarite.

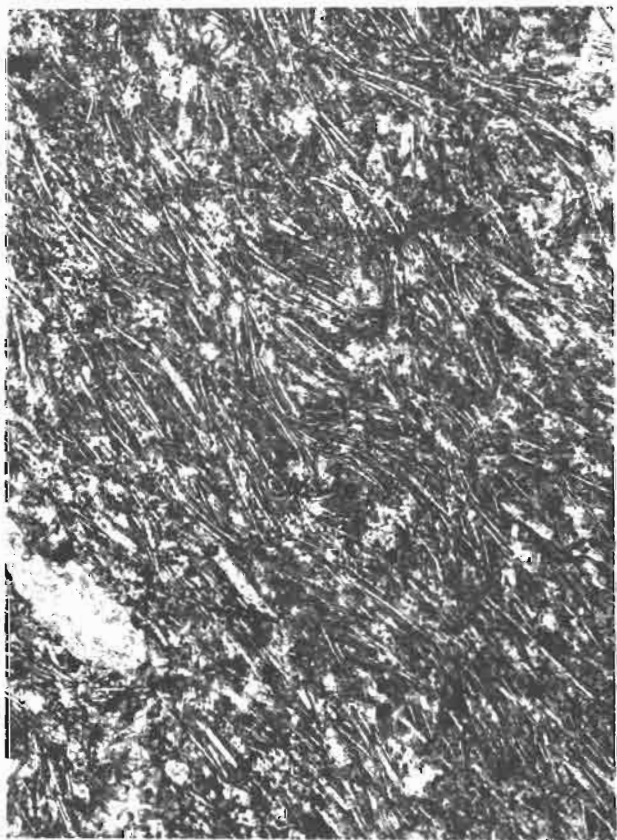
Nota : Les radiolarites forment des paquets très plissés, étroitement associés aux albitophyres et mandelsteins des écailles du "corridor de Périvoli".



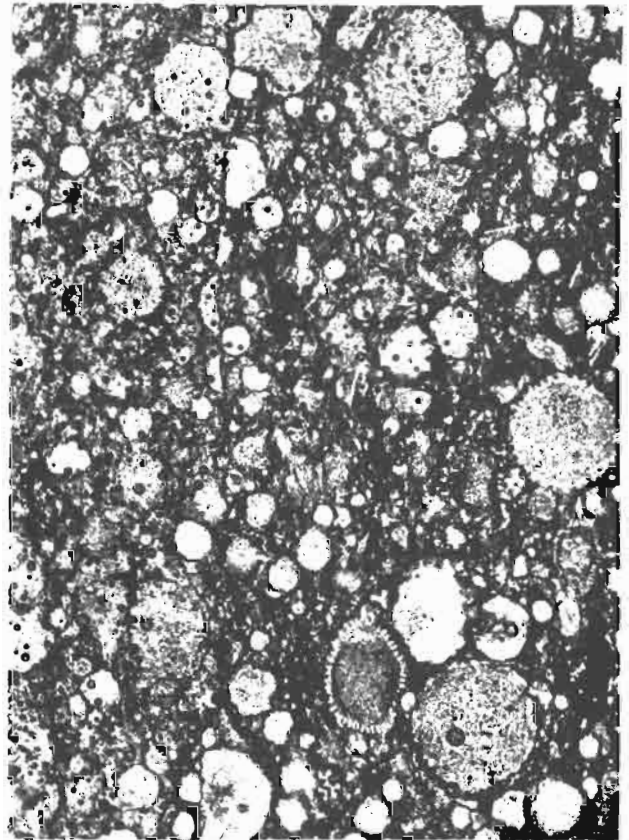
1



2



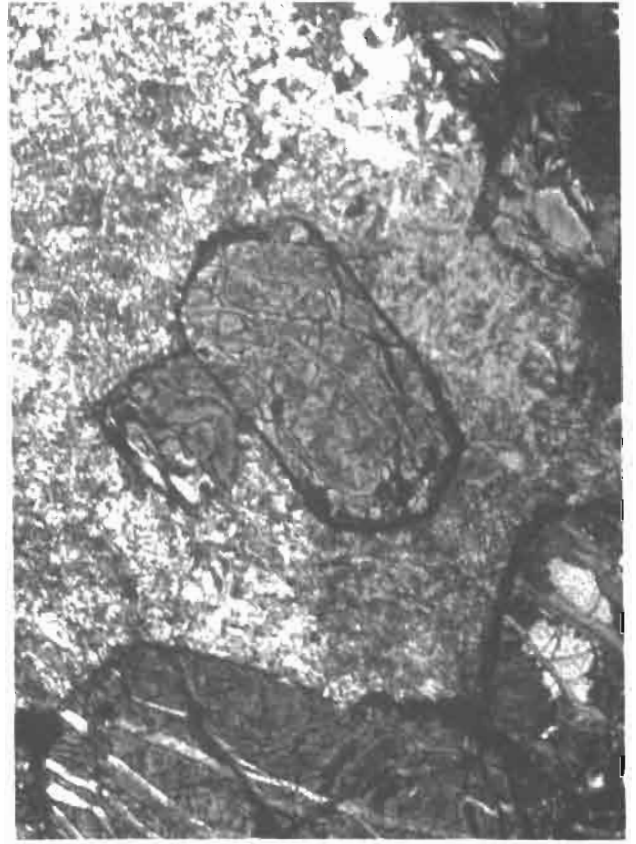
3



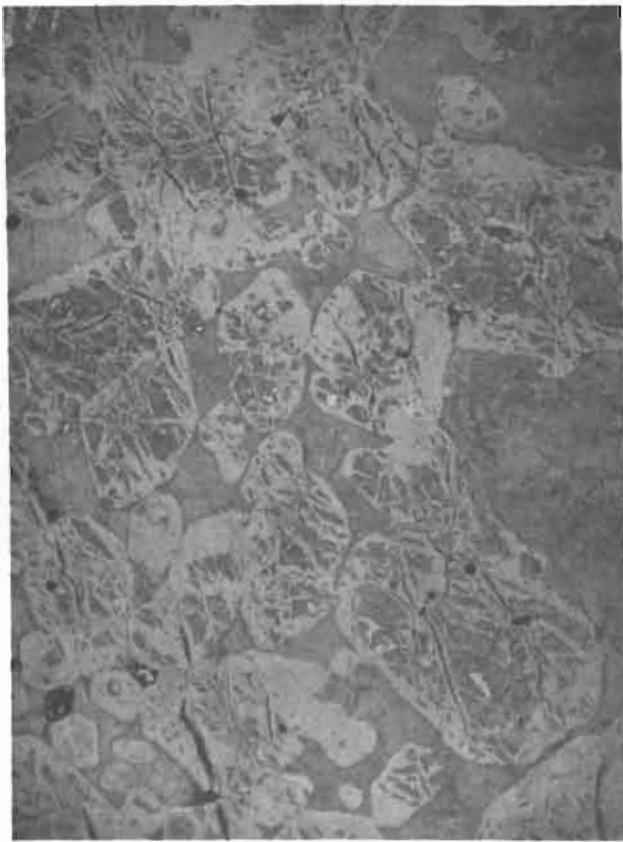
4



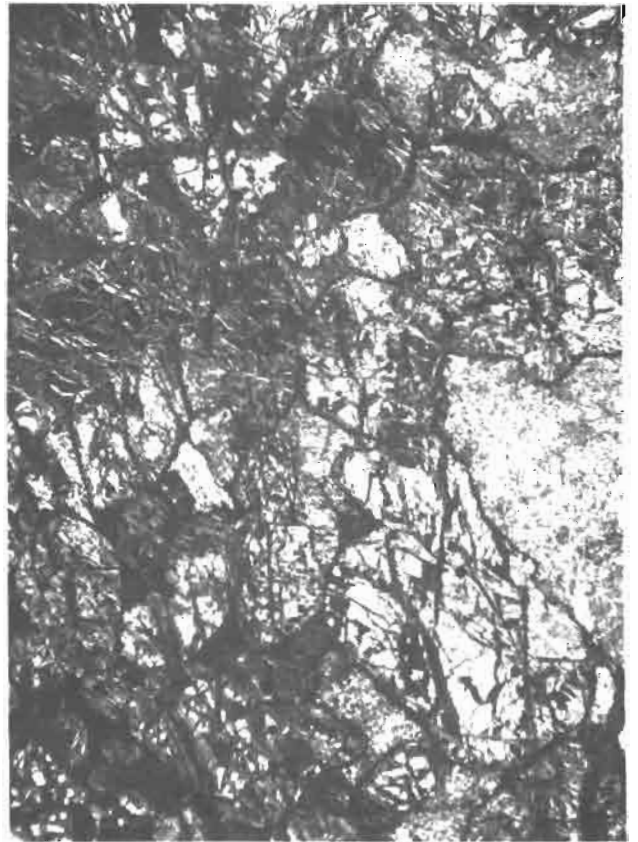
1



2



3



4

Photo n° 1 Lumière polarisée x 14 échantillon n° 21
(vallée de l'Aspropotamos)

Lit allivalitique mésocrate de la zone rubanée.

Les olivines serpentinisées sont souvent automorphes ; on observe dans cette lame la transformation de grands cristaux subautomorphes de bytownite, en prehnite.

Photo n° 2 Lumière polarisée x 55 échantillon n° 21
(vallée de l'Aspropotamos)

Cette microphotographie met en évidence l'automorphie des olivines des lits allivalitiques mésocrates.

Photo n° 3 Lumière naturelle x 14 échantillon n° 21b
(vallée de l'Aspropotamos)

Lit dunitique plagifère de la zone rubanée.

La prehnite se réduit à un remplissage des méats que ménagent les olivines subautomorphes ; signalons quelques petits cristaux automorphes de spinelle, dans les olivines.

Photo n° 4 Lumière polarisée x 14 échantillon n° 21b
(vallée de l'Aspropotamos)

La prehnite, dans les méats les plus petits et en bordure des grains d'olivine serpentinisée, devient pratiquement isotrope (cf. page 62) ; dans les échantillons où le pourcentage des olivines serpentinisées est très élevé, on n'observe plus que cette pâte prehnitique isotrope.

Pl. IX

Photo n° 1 Lumière naturelle x 45 échantillon n° 25e
(vallée de l'Aspropotamos)

Parfois, dans les lits dunitiques holomélanocrates de la zone rubanée, les contours subautomorphes des olivines sont soulignés par la présence d'un clinopyroxène amphibole et poecilitique qui contient, outre de petits grains d'olivine arrondis, des pseudomorphoses feldspathiques prehnitisées.

Photo n° 2 Lumière polarisée x 45 échantillon n° 25e
(vallée de l'Aspropotamos)

Sur le même échantillon, on constate que la prehnite est pratiquement isotrope en lumière polarisée.

Photo n° 3 Lumière polarisée x 35 échantillon n° 26d
(vallée de l'Aspropotamos)

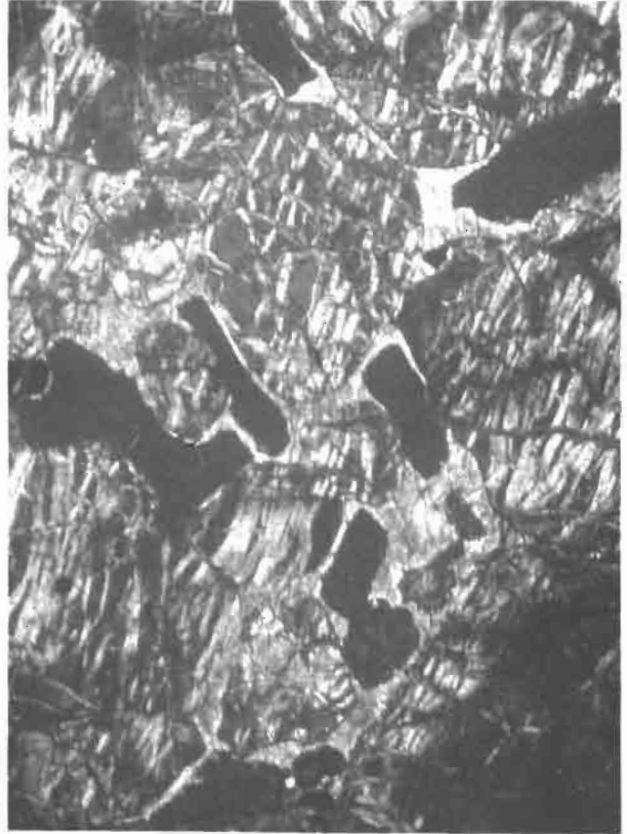
Dans quelques cas, les pyroxènes poecilitiques à olivines des interstratifications wherlétiques des niveaux supérieurs de la zone rubanée, renferment également des lattes prehnitisées dont on distingue aisément les contours de type feldspathique ; les olivines serpentinisées et les lattes prehnitisées n'étant pas en contact, la prehnite ne subit pas les transformations qui, dans l'échantillon n° 25e par exemple, la rendaient pratiquement isotrope.

Photo n° 4 Lumière polarisée x 400 échantillon n° 19b
(vallée de l'Aspropotamos)

Olivine serpentinisée des niveaux holomélanocrates de la zone rubanée. Le minéral est traversé par un filon d'antigorite ; les portions d'olivine non altérée contiennent de petites inclusions aciculaires présentant toutes une orientation identique ; cette orientation n'est pas modifiée dans le filon d'antigorite. Les inclusions sont brunes et isotropes ; il s'agit de picotite chromifère.



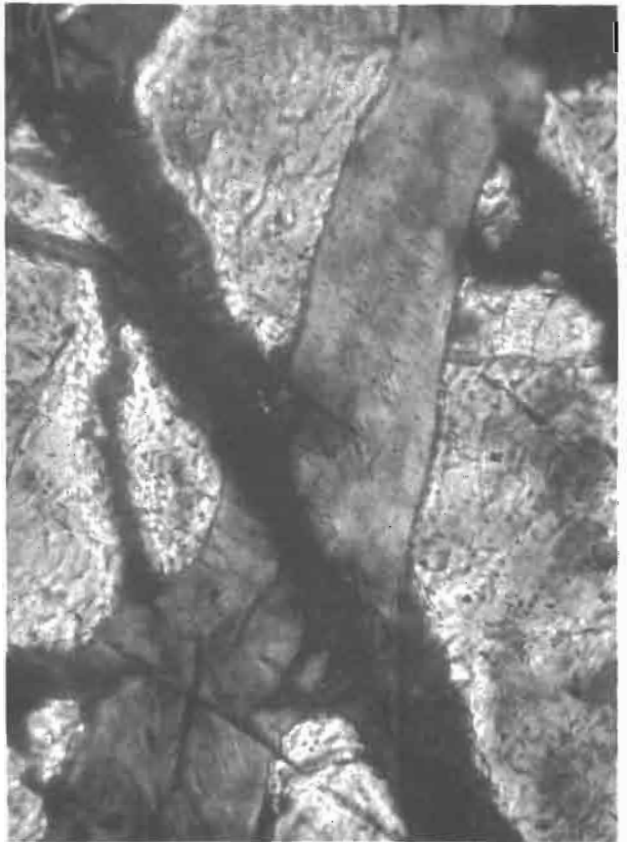
1



2



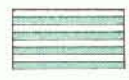
3



4

LÉGENDE

TERRAINS SEDIMENTAIRES



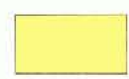
Éléments calcaires du Crétacé supérieur à rudistes, repris dans la molasse et provenant vraisemblablement des pointements voisins.



Molasse oligocène (marnes et grès)



Poudingue servant de base aux formations molassiques du "Golfe de Krania"



Formation bréchique de Tripiméni



Flysch du Pinde (Eocène), en partie recouvert par l'ensemble ophiolitique charrié vers l'ouest.



Crétacé supérieur (calcaire à rudistes)



Alternance de calcaires en plaquettes et de jaspes, couvrant le Crétacé terminal et l'Eocène (couverture des ophiolites?)



Crétacé moyen (calcaires compacts)



Calcaire jurassique



Calcaire triasique

CORTEGE OPHIOLITIQUE



Radiolarites



Albitophyres



Dolérites



Gabbros (et Allivites)



Péridotites et Serpentinites



Amphibolites (semelle des ophiolites?)

— Contact normal et stratigraphique

— Contact anormal (généralement faillé)

— Contact de chevauchement (triangles vers le côté chevauchant)

∠ Plongement des couches dans les terrains sédimentaires et des lits dans les roches éruptives

+ Couches ou lits horizontaux

— Couches ou lits sub-verticaux

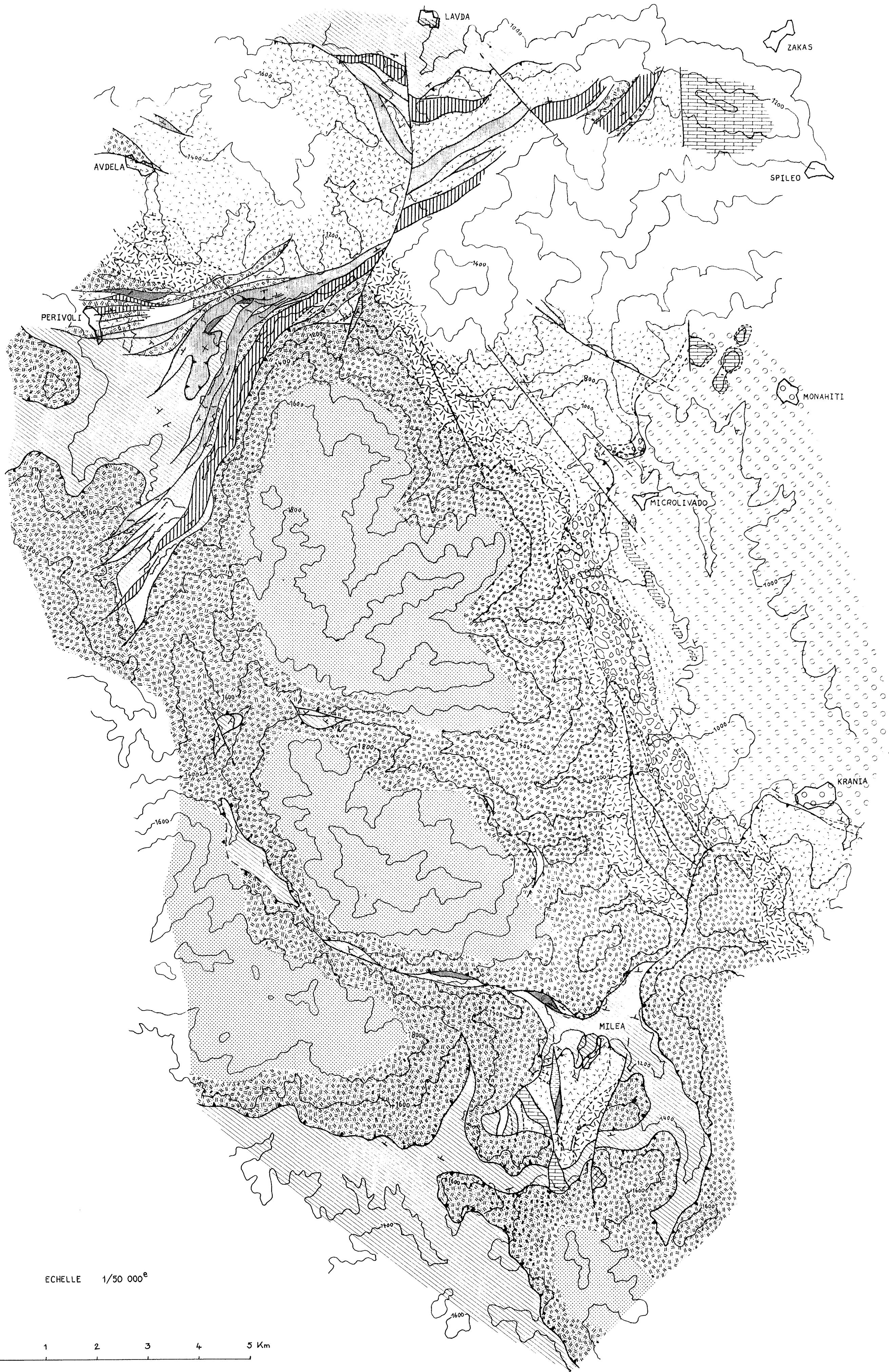
REFERENCES
Carte géologique du PINDE SEPTENTRIONAL et d'une partie de la MACEDOINE OCCIDENTALE de J. H. BRUNN à 1/200 000
Carte topographique de Grèce à 1/100 000 Edition allemande 1940-1941

Echelle : 1/50 000
0 1 2 3 km



CARTE GÉOLOGIQUE DU PINDE SEPTENTRIONAL
DANS LA RÉGION DE KRANIA GREVENON (Grèce)

dressée par J.-F. PARROT



LÉGENDE

Éléments calcaires du Crétacé supérieur à rudistes, repris dans la Molasse et provenant vraisemblablement des pointements voisins.

Molasse oligocène (marnes et grès).

Poudingue servant de base aux formations molassiques du "Golfe de Krania".

Formation bréchique de Tripiméni.

Radiolarites.

Albitophyes.

Dolérites.

Gabbros (et Allivalites).

Péridotites et Serpentine. (zone extrapolée)

Péridotites et Serpentine.

Schistes (semelle des ophiolites?).

Flysch du Pinde (Eocène), en partie recouvert par l'ensemble ophiolitique charrié vers l'ouest.

Crétacé supérieur (calcaire à rudistes).

Alternance de calcaires en plaquettes et de Jaspes, couvrant le Crétacé terminal et l'Eocène (couverture des ophiolites?).

Crétacé moyen (calcaires compacts).

Calcaire jurassique.

Calcaire triasique.

Contact normal et stratigraphique.

Contact anormal (généralement faillé).

Contact de chevauchement (triangle vers le côté chevauchant).

Cortège ophiolitique.

ECHELLE 1/50 000^e

0 1 2 3 4 5 Km