

**Zeitschrift:** Archives des sciences [1948-1980]  
**Band:** 33 (1980)  
**Heft:** 1-3

**Artikel:** Rodingites et autres inclusions du complexe ophiolitique de l'Eubée centrale (Grèce) : région mont-Kandyli - col d'Aghios - Pagonda  
**Autor:** Bertrand, J. / Economou, C. / Skounakis, S.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-739491>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 17.10.2024

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# RODINGITES ET AUTRES INCLUSIONS DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE L'EUBÉE CENTRALE (GRÈCE): RÉGION MONT-KANDYLI - COL D'AGHIOS - PAGONDA

PAR

J. BERTRAND<sup>1</sup>, C. ECONOMOU<sup>2</sup> et S. SKOUNAKIS<sup>2</sup>

---

## ABSTRACT

The island of Euboea lies along the SE coast of the mainland of Greece. Structurally it belongs to the Pelagonian zone. In the literature there are two opposing hypotheses to explain the origin and emplacement of the ophiolites: 1) A Pelagonian micro-continent separated an internal oceanic basin from an external one. Following this hypothesis the ophiolites were derived from the external basin. 2) A single ocean (Tethys) existed and was located in what is now the Vardar zone. In this case the ophiolites, including those of Euboea, were thrust from the NE towards the SW.

According to most authors a chaotic assemblage ("diabase-chert formation", etc...) has been described lying on top of a continental "basement" of Jurassic limestones. During Upper Jurassic-Lower Cretaceous times this chaotic assemblage was overthrust by a nappe composed mainly of peridotites and serpentinites. The higher members of this ophiolitic sequence, gabbros, diabases, etc., are thought to have been eroded before the transgression of Upper Cretaceous limestones. In the region studied, such a succession is not obvious in the field.

Four sections are described, three of which contain good zones of rodingites. The rock enclosing the rodingites is a peridotite, usually highly or completely serpentinitized. From a study of the relics of primary minerals the original peridotite appears to have been a harzburgite tectonite with lherzolitic affinities. The rodingites occur either in lenses, as dikes or in zones of differentiation. They are derived from diabases or gabbros (either in dikes or differentiated gabbroic zones).

Except in a few rare cases a great development of calc-silicates is observed in these rodingites. The only important original mineral which is more or less preserved is pyroxene. Garnet is the most developed calc-silicate. The lattice spacing "a" varies between 11,883 Å and 12,072 Å, indicating a range in composition from an almost non-hydrated grossular to a completely hydrated one. Other calc-silicates include prehnite, clinozoisite, zoisite, xonotlite and vesuvianite. In some specimens calcite also seems to have taken part in the process of rodingitization. In addition to being replaced by garnet, the pyroxene often alters to actinolite-tremolite. Generally speaking, the chloritized zones near the contact with the enclosing serpentinite are either very poorly or not developed at all.

Some examples of slightly or partially rodingitized gabbroic rocks are illustrated to show that some of the rodingites described could have such an origin.

---

<sup>1</sup> Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

<sup>2</sup> Départements de Pétrologie et Gîtes Minéraux, Université d'Athènes, Panepistimiopolis, Ano Ilissia, Athènes 621.

## INTRODUCTION

L'île d'Eubée, de forme très allongée (longueur: 170 km; largeur maximum: 50 km; largeur minimum: 6 km) jalonne la côte SE de la Grèce continentale à laquelle elle est pour ainsi dire reliée à la latitude de Halkis et dont elle s'éloigne au plus d'une vingtaine de kilomètres.

La région étudiée se trouve dans la partie nord de l'Eubée centrale (fig. 1). Plus précisément, elle se situe d'une part le long de la route nationale Halkis — Les

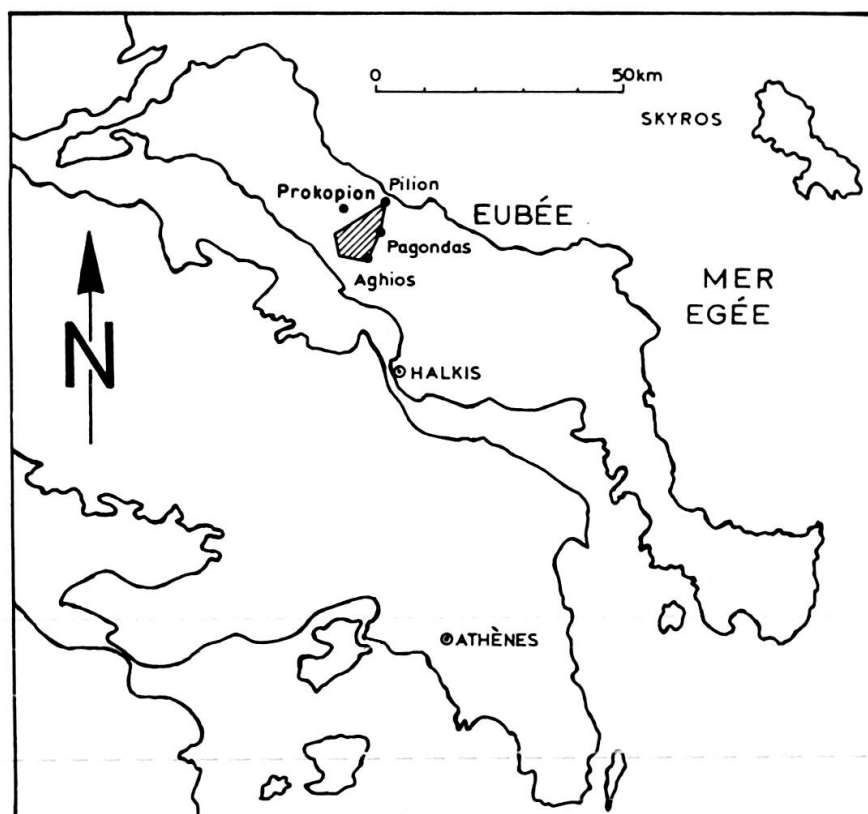


FIG. 1. — Carte de situation de la zone étudiée.

Bains d'Aidipsos, à partir du col d'Aghios et jusqu'au ravin de Derveni, sur une distance d'environ 10 km, et, d'autre part, sur une distance de quelque 4 km, à l'est de la route nationale mentionnée, de la bifurcation pour Pagonda jusqu'au village du même nom où des mines de Fe-Ni sont en exploitation. A partir du col d'Aghios, la région qui s'étend à l'ouest de la route nationale a également été examinée et plus particulièrement la bordure NE du Mont Kandyli. Enfin, la coupe de Pilion, sur la mer Egée, à Prokopion a fait aussi partie de nos investigations.

Au point de vue tectonique, la région ainsi délimitée, comme toute l'île d'Eubée du nord d'ailleurs, appartient à la zone subpélagonienne.

Les assises les plus anciennes de la région considérée sont des calcaires d'âge triasique à kimméridgien. Ces calcaires peuvent être surmontés de niveaux de radiolarites, ainsi que de schistes et grès auxquels peuvent être associés des roches spililitiques. D'après Guernet et Parrot (1972), un horizon de roches effusives s'observe en certains points sur les radiolarites, sa partie supérieure étant transformée en amphibolites.

L'ensemble décrit ci-dessus est considéré comme le soubassement des péridotites. Celles-ci correspondent principalement à des harzburgites serpentinisées. D'après Guernet (1971), le contact entre péridotites et leur soubassement est normal, pour Parrot (Guernet et Parrot, 1972), il est tectonique.

Un contact de même type est décrit par Zimmermann (1972) et Moores (1969) au Mont Vourinos. Pour la région étudiée tout au moins, l'existence d'un contact tectonique entre ultramafites et leur soubassement (dont les roches basiques en particulier) est l'hypothèse la plus probable.

Au sommet des péridotites, un horizon latéritique fortement enrichi en fer s'est développé (nombreuses exploitations minières de fer et nickel).

Enfin, surmontant le tout, viennent des calcaires transgressifs d'âge sénonien.

Une littérature très importante existe sur les Héliénides, qu'il s'agisse d'études générales ou régionales et portant soit sur des problèmes tectoniques, sédimentologiques et stratigraphiques, de magmatisme ou de géochronométrie soit, au contraire plus synthétiques. Nous ne ferons que mentionner ici quelques uns d'entre eux qui permettront au lecteur intéressé de bien situer le contexte de la région où a été effectuée cette étude. Parmi les travaux concernant l'ensemble des Héliénides, nous citerons les articles de Aubouin (1958); Brunn (1960), Aubouin *et al.* (1960-1963), Blanchet (1976), Vergely (1979), Brunn *et al.* (1979) et Aubouin *et al.* (1979). Les études de Baumgartner et Bernoulli (1976) et de Courtin (1979), parmi d'autres et chacune dans des domaines bien différents, ont l'avantage de donner une bonne revue bibliographique récente. Le travail de Roddick *et al.* (1979) fait le point sur les données géochronométriques actuelles, quant aux articles de Blehaut (1975) et Celet (1976), ils apportent une contribution, comme celui de Courtin (1979) d'ailleurs, aux problèmes des mélanges. Parmi les études portant sur l'île d'Eubée ou, plus particulièrement, sur l'Eubée moyenne, nous mentionnerons les travaux de Deprat (1904), de Aubouin et Guernet (1963), l'ensemble des articles de Guernet, dont les conclusions sont reprises dans sa thèse (1971), de Guernet et Parrot (1972), de Parrot et Guernet (1972).

Les rodingites, dont l'étude fait l'objet principal de ce travail, sont bien connues dans diverses zones ophiolitiques de Grèce et ont déjà été l'objet d'un certain nombre de travaux (Paraskevopoulos, 1969; Dimou, 1971; Sapountzis, 1972; Capedri *et al.*, 1978). Nous en avons également observé plusieurs affleurements dans le massif de l'Othrys. En Eubée, ces roches particulières ont déjà été décrites, tant dans la partie centrale que méridionale de l'île (Marakis, 1972) mais, à notre connaissance, n'avaient pas encore été mentionnées dans la région que nous avons étudiée.



Ces rodingites s'observent particulièrement bien: — suivant la route Prokopion-col d'Aghios; — de la bifurcation pour Pagonda jusqu'à ce village et aux exploitations minières voisines; — à partir du col d'Aghios, à l'ouest de la route nationale, de part et d'autre de la route forestière entaillée dans la bordure N-E du Mont Kandyli. Elles apparaissent, dans la serpentinite relativement massive à fortement écrasée, parfois sous forme de filons encore bien reconnaissables et presque non



FIG. 2. — Filon de rodingite diabasique peu déformé dans une serpentinite relativement massive. Versant S-W de la partie sommitale S-E du Mont Kandyli.

déformés (fig. 2) mais, le plus souvent, ceux-ci ont été intensément boudinés et fragmentés en lentilles de taille et forme variables (fig. 3 et 4).

En plus des filons, des horizons basiques différenciés au sein de la péridotite (fig. 5) peuvent également être à l'origine de rodingites dont les caractères morphologiques sont très semblables à ceux décrits ci-dessus.



FIG. 3. — Filon de rodingite diabasique boudiné et fragmenté.  
Coupe Prokopion-col d'Aghios, en aval de la bifurcation pour Pagonda.



FIG. 4. — Lentille de gabbro rodingitisé à xonolite.  
Localisation: idem fig. 3.

Assez fréquemment, principalement au voisinage de certaines masses rodingitiques d'une certaine importance, il est possible d'observer des veinules rodingitisées plus ou moins anastomosées.

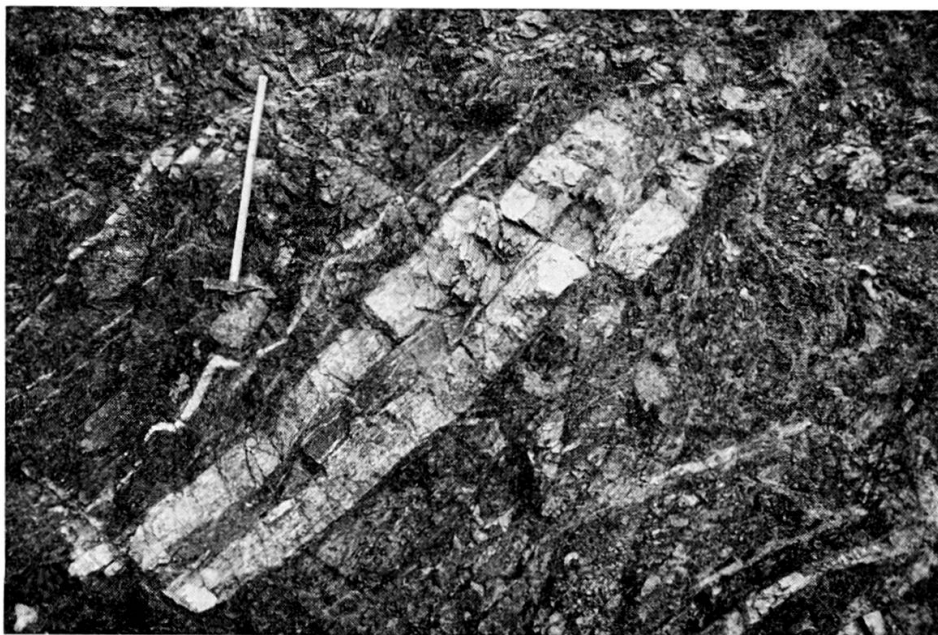


FIG. 5. — Horizon basique différencié rodingitique dans une péridotite serpentinisée avec de nombreuses veinules de rodingite souvent fortement replissées.  
Région de Pagonda.

## DESCRIPTION DES SECTIONS EXAMINÉES

### 1. *Coupe de Pilion, sur la mer Egée, à Prokopion*

Cette coupe nous a permis d'observer tout d'abord, dans le surplomb dominant la mer, un contact entre le calcaire, sans doute jurassique et classiquement considéré comme le soubassement des ophiolites sus-jacentes, et la zone ophiolitique.

Localement, le calcaire présente une surface karstifiée et rubéfiée. Ce contact ayant certainement joué, par une tectonique ultérieure, il est difficile de définir sûrement la position du calcaire par rapport au complexe ophiolitique auquel on passe par l'intermédiaire d'un ensemble chaotique à matrice schisteuse très altérée, argileuse à siliceuse, renfermant des éléments, des lentilles de natures diverses: quartzites, silexites, cherts, roches détritiques fines parmi lesquelles un grès feldspathique fin pouvant occasionnellement montrer de petits débris de laves en coussins. L'arrondi et la taille de ces éléments sont fort variables: certains peuvent aller jusqu'à former de véritables niveaux discontinus. Faisant suite à cette zone à dominante sédimentaire, un ensemble, également chaotique, apparaît constitué de diabase plus ou moins hématitique, de lentilles métriques de serpentinite incluses dans une diabase fortement tectonisée, de serpentinite très écrasée par places renfermant à son tour des lentilles de diabases, de serpentinite massive avec, localement, de petites zones de

péridotite feldspathique serpentinisée diffuses. Après quelques récurrences de certains de ces faciès, on parvient à une zone diabasique, présentant des degrés d'altération superficielle divers et montrant indubitablement, par endroits, des formes évoquant les pillows lavas. Ces diabases sont surmontées par des jaspes brun-roux.

Depuis le calcaire, l'ensemble observé n'est pas sans évoquer grandement la « Diabase-chert Formation » des auteurs. Après quelques réapparitions du calcaire jurassique et du complexe chaotique, on atteint, surtout après la traversée du village de Pilion, la zone péridotitique principale qui constitue la part la plus importante de cette section approximativement perpendiculaire à l'allongement de l'île d'Eubée.

La péridotite se présente sous divers aspects: massive surtout, plus ou moins écrasée, bréchifiée. Le degré de serpentinisation est également variable, mais les termes relativement peu serpentinisés semblent moins fréquents. Localement, l'altération superficielle met en évidence un layering primaire. Peut-être à cause de la patine de la roche, n'avons-nous pas observé de zones différenciées évidentes, ni filons susceptibles de donner des rodingites; mentionnons cependant quelques niveaux plus dunitiques et les filonnets, lentilles de magnésite, qui d'ailleurs, en concentrations plus importantes, donnent lieu à des exploitations. Puis, avant de parvenir au petit col duquel on débouche sur la plaine alluviale de la vallée principale, à quelques kilomètres de Prokopion, on retrouve une zone plus chaotique faite d'une alternance de passées de serpentinite écrasée et altérée, pouvant renfermer des fragments de serpentinite massive, et de niveaux de schistes rougeâtres à brun-vert, parfois plus ou moins siliceux, contenant divers éléments, horizons lenticulaires disloqués, d'origine sédimentaire tels que ceux mentionnés au début de cette coupe, plus rarement des fragments ou passées diabasiques; le tout est très altéré. Au col même, on observe de la serpentinite écrasée avec quelques développements de magnésite, des zones dunitiques altérées et, très occasionnellement, quelques cristallisations de garniérite.

On relèvera donc, tout au long de cette coupe, l'absence de rodingites.

## 2. Coupe de Prokopion au col d'Aghios

Cette coupe est la plus complète de celles que nous avons effectuées; tous les faciès propres à la zone étudiée y sont en effet représentés, ne seraient-ce les péridotites les moins serpentinisées qui apparaissent surtout entre Pilion et Prokopion. Les affleurements débutent environ 3,5 km après la bifurcation pour Pilion. Ils s'observent alors principalement sur le bord droit de la route, de manière presque continue, et sont constitués d'une péridotite plus ou moins serpentinisée, le plus souvent massive bien que pouvant montrer des passées fortement tectonisées ou altérées; par places, du fait de l'abondance de veines et veinules carbonatées et siliceuses, apparemment tardives, on passe à des ophicalcites-ophisilices, type de roches ayant fait l'objet d'une autre étude (Capedri and Rossi, 1974).

Quelques horizons dunitiques s'observent également. Cette zone d'ultramafites se suit sur environ 1,5 km.



On parvient ensuite à une zone de contact avec un calcaire cartographié comme Jurassique supérieur (kimméridgien) qui, topographiquement, apparaît visiblement sur la roche ultrabasique. Le contact est mal défini, mais un ensemble schisteux hématitique, peu apparent, le jalonne; il est sans doute tectonique. Sur 2 km, la route suit une gorge entaillée dans ces calcaires qui se révèlent extrêmement tectonisés, avec zones broyées, miroirs de failles et, localement, développement d'une certaine schistosité. Puis, on atteint une nouvelle zone de contact, ici bien visible, marquant le passage au complexe ophiolitique. Il s'agit d'une zone de mélange tectonique bien caractérisée avec passées de calcaire, de serpentinite écrasée ophicalcitique renfermant des fragments de serpentinite massive vert-foncé; le « ciment » de ce mélange est à dominante soit serpentineuse (« purée » de serpentinite) soit sédimentaire (schistes siliceux ou argileux hématitiques) suivants les endroits. En particuliers, à l'approche du calcaire kimméridgien visiblement sus-jacent, la matrice de ce complexe chaotique devient à dominante de schistes silico-hématitiques. Des éléments, blocs, lentilles de natures fort diverses sont associés à ce complexe: diabases, serpentinite, calcaires, jaspes, radiolarites; brèches constituées des mêmes types de roches, en proportions diverses, soit à éléments diabasiques prédominants, soit à éléments sédimentaires (jaspes, radiolarites, surtout et calcaires divers). Certaines de ces lentilles bréchiques peuvent avoir été plissées. Quelques éléments de gabbros peuvent aussi s'observer en fragments isolés dans cet ensemble chaotique ou en tant que composants de brèches, ainsi de caractère plus polygénique; ces fragments de gabbros sont souvent anguleux.

Ce complexe a été fortement tectonisé; les zones faillées sont soulignées par des passées de serpentinite très écrasée compartimentant le complexe chaotique dans lequel, d'une manière générale, on peut distinguer des zones à dominante diabasique ou, au contraire, à prépondérance de schistes silico-argileux hématitiques.

On observe également des blocs de brèches diabasiques hématitiques dans des parties à matrice serpentineuse. On remarquera, à ce propos, que si les éléments de diabases à structures fines, souvent hématitiques en surface, sont fréquents, nous n'avons par contre jamais observé de fragments à structure variolitique qui témoigneraient de manière plus certaine d'une formation au détriment de laves en coussins.

Dans toute cette zone de mélange on relèvera par ailleurs: la coexistence d'éléments anguleux et arrondis; la présence, à côté des brèches en majorité constituées d'éléments centimétriques à décimétriques, de microbrèches polygéniques à fragments millimétriques; l'alternance de zones de serpentinite écrasée avec, parfois, des zones de schistes silico-argileux hématitique pouvant renfermer toutefois des lentilles diabasiques atteignant jusqu'à plusieurs mètres de longueur.

On remarquera encore que les zones sédimentaires schisteuses ne sont pas toujours rubéfiées par l'hématite; des horizons de schistes gris-brun et verdâtres, entre autres, s'observent aussi.

L'ensemble que nous venons de décrire dans lequel nous n'avons jamais observé de fragments de rodingites, se suit sur un peu moins de 4 km. Lui fait suite une zone,

sans doute constituée d'une succession d'écaillés, montrant, en alternance, soit de la serpentinite très écrasée, bien que parfois plus massive, pouvant contenir des filons rodingitiques disloqués, soit les schistes silico-argileux hématitiques. En un point, paraissant jalonner un contact serpentinite-schistes, nous avons relevé la présence d'une lentille de roche très dure qui s'est révélée être une roche volcanique de type dacite-andésite et dont nous verrons plus loin quelle peut en être l'origine. Venant s'associer à ces alternances, on remarque encore, en quelques points et toujours surmontant topographiquement le complexe schisteux hématitique, des réapparitions de calcaire jurassique. Les rodingites observées dans ce secteur sont le plus souvent à grain fin; elles correspondent à des filons de diabases très disloqués (fig. 3); il arrive qu'au voisinage immédiat de ceux-ci, on relève aussi la présence de lentilles de gabbro orienté rodingitisé (fig. 4). Des zones déformées, bréchifiées tectoniquement, sont visibles en plusieurs points. A l'approche de l'embranchement de la route pour Pagonda, marquant la fin de cette zone de serpentinite, on retrouve un ensemble hématitique, plus ou moins bréchiq, tout d'abord constitué de diabases altérées ou non et dans ce cas dépourvues d'hématite, auquel fait suite la série sédimentaire schisteuse, silico-argileuse hématitique, qui renferme ici des éléments et zones diabasiques. Dans la partie amont du virage précédent la bifurcation pour Pagonda, près d'une petite chapelle sur la gauche de la route, une superposition — ensemble sédimentaire schisteux hématitique-calcaire jurassique (sous forme de lame vraisemblablement) — serpentinite écrasée — montre bien le caractère complexe des relations entre ces divers termes.

Parvenus à la bifurcation pour Pagonda, 3 km environ nous séparent du col d'Aghios.

On observe tout d'abord une zone de serpentinites tectonisées, écrasées, renfermant plusieurs lentilles et filonnets rodingitiques disloqués ainsi que des fragments, de tailles diverses, de serpentinite massive. On atteint ainsi un premier virage en épingle à cheveux montrant une association complexe entre serpentinites écrasées — diabases altérées et passées ou lentilles calcaires souvent associées au complexe schisteux hématitique. A l'entrée d'un deuxième virage en épingle à cheveux, on retrouve une zone de serpentinite fortement tectonisée avec filons boudinés et lentilles de rodingites diabasiques et gabbroïques, dont certaines totalement déchaussées, auxquels peuvent s'associer d'autres inclusions d'origine sédimentaire: en particulier, calcaires, souvent recristallisés, et ce grès fin verdâtre, plus ou moins feldspathique, déjà observé dans les zones chaotiques de la coupe Pilion-Prokopion et que l'on retrouve assez constamment en d'autres endroits de caractères comparables dans le secteur considéré; nous dirons quelques mots sur son origine probable.

Puis, dès ce virage et jusqu'au col, on retrouve, sur le côté gauche de la route, une zone d'affleurements bien développée et continue mais toujours de caractère très chaotique puisque les faciès suivants s'y succèdent de façon désordonnée et discontinue:

- Ensemble schisteux silico-argileux, à jaspes et radiolarites, avec zones à prédominance de diabases, d'autres à prédominance de serpentinites écrasées, déterminant un mélange bien caractérisé, puisque s'y ajoutent des lentilles, fragments d'origines diverses, en dehors des faciès précités: — calcaires, parfois avec alternances de niveaux de silexite; — roche volcanique de type dacite-andésite déjà mentionnée précédemment; — grès feldspathique à rares débris de diabases fines; — diabases plus grossières de type dolérite, souvent altérées.

En plusieurs points de cette zone du virage en épingle à cheveux, il est possible d'observer les jaspes-radiolarites surmontant, tout au moins topographiquement, les serpentinites; localement, font suite à ces niveaux siliceux, des calcaires en petits bancs (analogie avec la série stratigraphique plus continue observée le long de la route menant à Pagonda et à l'exploitation de fer et nickel). Mentionnons encore dans cette partie d'affleurements des passées diabasiques qui paraissent correspondre à des injections dans le complexe sédimentaire hématitique, la présence occasionnelle de nodules plus ou moins siliceux enrichis en fer et manganèse, ainsi que l'existence de fins niveaux siliceux gris-vert clair, tranchant dans les radiolarites rouges.

Des apparitions locales de calcaire vraisemblablement jurassique se remarquent parfois au-dessus de cet ensemble.

- A l'approche du col, passage à une zone relativement continue, mis à part quelques récurrences de serpentinite écrasée, de diabases très altérées superficiellement, par places massives, ailleurs avec amorces, ou vestiges préservés par l'altération, de formes en coussins avec passées de matrice hyaloclastitique.
- Enfin, les derniers affleurements avant de parvenir au col sont constitués d'une serpentinite totalement écrasée, bariolée, rouge ou verte, avec nombreuses veinules carbonatées (ophicalcite) dans laquelle peuvent encore s'observer des passées diabasiques généralement très altérées.

### 3. *Coupe suivant la route pour Pagonda jusqu'à proximité de l'exploitation minière de fer et nickel proche de cette localité*

Cette coupe permet de faire quelques observations intéressantes. A partir de l'embranchement avec la route principale, on observe tout d'abord la serpentinite, plus ou moins tectonisée, avec quelques filons rodingitiques boudinés et disloqués, identiques à ceux observés le long de la route Prokopion-col d'Aghios. Puis l'on atteint une zone d'affleurement intéressante montrant, en une série stratigraphique apparemment continue, les schistes hématitiques plus ou moins siliceux, très fréquents dans toute la zone étudiée, passant à des calcaires en petits bancs lenticulaires par l'intermédiaire d'une zone où alternent des niveaux schisteux hématitiques et du calcaire également en petits bancs lenticulaires. Poursuivant cette coupe en direction



de Pagonda, on retrouve la série schisteuse hématitique surmontée, par places, directement par les calcaires jurassiques très vraisemblablement; localement, dans le complexe schisteux, on note la présence d'éléments, de lentilles de diabases. Après une nouvelle zone de serpentinite fortement tectonisée avec quelques lentilles de rodingites et des passées de péridotite moins altérée, nous parvenons à la bifurcation Pagonda-exploitation minière. Nous poursuivons en direction de celle-ci qui se situe dans les niveaux pisolitiques minéralisés jalonnant le contact avec la transgression des calcaires créacés sur l'ensemble ophiolitique.

Nous recoupons alors une zone importante de serpentinite portant les traces d'une forte tectonisation et qui peut montrer, à côté de filonnets rodingitiques anastomosés dérivant sans doute de diabases, les vestiges de quelques niveaux différenciés basiques, plus ou moins feldspathiques, à structure orientée. Une telle association s'observe en particulier à quelque 3,2 km de l'embranchement avec la route Prokopion-col d'Aghios (fig. 5). Par ailleurs, on peut encore observer quelques récurrences locales du complexe schisteux hématitique. Puis, jusqu'à l'exploitation minière la route est entaillée dans la serpentinite, plus ou moins massive, mais toujours fortement tectonisée.

Par rapport aux faciès observés le long de la route Prokopion-col d'Aghios, la serpentinite, quoique tectonisée, apparaît dans l'ensemble plus massive, surtout dans la partie supérieure de cette section.

#### 4. Coupe, à partir du col d'Aghios, dans la partie bordière N.-E. du Mont Kandyli

Cette coupe est effectuée en suivant la route forestière partant, au nord de la petite église de Taxiarchis, en direction S.-W. Nous la décrirons à partir du point le plus bas que nous avons atteint, dans les hauts du versant S.-W. de ce relief, en nous dirigeant vers le col d'Aghios.

Cette section permet d'observer, en particulier à sa partie inférieure, de beaux filons rodingitiques en place, certains très peu tectonisés (fig. 2), dans une serpentinite ici très souvent massive, bien que montrant de nombreuses surfaces luisantes, indice d'une tectonisation déjà importante; quelques zones totalement écrasées, avec lentilles de serpentinite massive, ou transformées en une véritable bouillie serpentineuse, s'observent cependant. Mentionnons encore, dans la péridotite serpentinisée, la présence occasionnelle de zones feldspathiques, parfois stratifiées, mais le plus souvent diffuses, ainsi que l'existence de quelques veines avec asbeste parfois largement cristallisée. Les lentilles ou filons rodingitiques sont des dimensions diverses; certains filons dépassent 50 cm de puissance. Bien que la rodingitisation soit le plus souvent intense, on observe cependant des filons peu ou pas rodingitisés, la diabase de ces derniers est alors souvent très altérée.

Après cette zone continue de péridotite serpentinisée, on retrouve, comme dans les coupes précédemment décrites, une zone sédimentaire, ici d'importance réduite,

avec jaspes et radiolarites renfermant des lentilles, éléments divers comparables à ceux déjà décrits, mais ici particulièrement de diabases plus ou moins hématitiques. Ensuite, réapparaît la roche ultrabasique mais alors totalement écrasée, avec des développements carbonatés et des passées hématitiques lui donnant un aspect bariolé (comparable aux ophicalcites observées au col d'Aghios).

Quelques inclusions y sont dispersées: éléments de diabases plus ou moins altérées, fragments de serpentinite massive et surtout quelques petites lentilles de gabbro, dont une, en particulier, correspond vraisemblablement à un vestige de filon boudiné car présentant une cristallisation orientée perpendiculairement aux épontes. Le degré d'altération de ces gabbros est également variable; il est néanmoins possible de relever dans certaines lentilles les variations extrêmement rapides que l'on observe souvent dans les gabbros ophiolitiques: zones à grain fin, pegmatitiques, structure orientée de type flasergabbro ou non.

Après cette zone, on recoupe, étant donné le tracé du chemin, les affleurements de serpentinite souvent massive, avec rodingites diabasiques, décrits au début de cette section.

Enfin, on observe une nouvelle fois, bien qu'affleurant assez mal, les jaspes et radiolarites rouges avec des éléments de diabases associés avant de parvenir, à l'approche de la route principale, dans une zone plus couverte à indices de minéralisations de fer et nickel témoins de la proximité du contact avec la transgression des calcaires crétacés.

*Examen préliminaire des faciès sédimentaires étroitement associés aux ophiolites dans les zones chaotiques (soit immédiatement sus-jacents, soit en fragments, lentilles, passées, dans le complexe chaotique).*

Les divers faciès récoltés ont été soumis à l'examen du Dr. Danielle Decrouez, qui a bien volontiers accepté de collaborer avec nous et nous faisant ainsi profiter de sa grande connaissance de certains faciès de Grèce.

Les résultats de ces examens préliminaires se sont révélés assez décevants, en ce sens qu'aucun fossile caractéristique n'a pu être reconnu dans les échantillons sélectionnés pour examen, par ailleurs très souvent dépourvus d'organismes.

Les conditions du milieu de dépôt, la tectonique, les abondantes recristallisations ne sont pas étrangères à cette absence.

Les faciès examinés ont été: des calcaires, généralement fins, micritiques, des microbrèches-microconglomérats à ciment calcaire. Plusieurs de ces calcaires se sont révélés présenter un cachet jurassique supérieur, ou crétacé tout à fait inférieur.

Plusieurs échantillons de cherts, de radiolarites ou jaspes à radiolaires ont été également étudiés. Si certains se sont révélés dépourvus d'organismes (disparus ou n'ayant jamais existé), d'autres, au contraire, ont montré des radiolaires très bien conservés. Dans certains cas, une forte carbonatation a été observée. La poursuite de

l'étude des radiolaires est en cours en collaboration avec le Dr. Patrick De Wever (C.N.R.S., Université de Lille) et permettra peut-être d'apporter des informations intéressantes tant sur l'âge que sur les conditions de formation de ces roches, grâce aux nombreux travaux qui ont été entrepris sur ce sujet ces dernières années.

Seule conclusion pouvant être actuellement apportée suite aux examens effectués : la plupart des faciès examinés proviennent d'une série très « chahutée », ce qui est conforme au mode d'affleurement observé et n'est en tout cas pas un trait caractéristique du Crétacé supérieur.

#### *Remarques consécutives à l'étude de ces diverses sections*

Plusieurs incertitudes surgissent lorsque l'on désire fixer les positions respectives des faciès, tant sédimentaires qu'ophiolitiques, observés.

En effet, si l'on se base sur la majorité des données de la littérature, il est admis que sur un soubassement de calcaires jurassiques, représentant la marge continentale, on a un ensemble chaotique (« série flyschoidé », « diabase-chert formation », etc..., suivant les endroits et les auteurs) constitué d'un mélange de termes sédimentaires (calcaires, cherts, radiolarites, silts, roches détritiques, etc...), avec des niveaux de diabases spilitiques, et divers fragments, lentilles, de roches ophiolitiques, des diabases en particulier. Cet ensemble chaotique est à son tour surmonté par une « nappe » ophiolitique constituée pour ainsi dire essentiellement, dans la région étudiée, de péridotites souvent serpentinisées; les autres termes du cortège ophiolitique auraient été érodés avant la transgression des calcaires crétacés supérieurs.

Les relations de terrain observées ne débouchent pas sur une confirmation évidente d'une telle succession: les nombreuses phases tectoniques ayant affecté les zones considérées en sont sans doute responsables. En effet, cette histoire tectonique débute dès la phase d'expansion océanique. Au cours de celle-ci, les relations entre péridotites-serpentinites et autres membres de la séquence ophiolitique pouvaient déjà présenter un caractère tectonique; des processus de formation de roches bréchiques et de zones de mélange ont dû exister, soit par le jeu direct de la tectonique océanique soit par action de phénomènes sédimentaires induits par cette tectonique, tels la formation et mise en place d'olistolithes. Sur cet ensemble, présentant donc déjà une certaine complexité, est intervenue la phase tectonique majeure lors de l'incorporation de cette croûte océanique dans la marge continentale, ceci à la limite Jurassique-Crétacé inférieur. Enfin, les relations acquises ont été encore plus ou moins bouleversées lors de la phase de transport, probablement vers l'ouest, ayant affecté l'ensemble — substratum pélagonien-ophiolites — au cours de l'Eocène supérieur. Il n'est donc pas étonnant de rencontrer certaines difficultés dans la recherche des rapports primitifs exacts entre les diverses formations observées.

En fait, à la lumière des données nouvelles apportées par la théorie de l'expansion océanique et de la tectonique des plaques sur l'origine et le mode de mise en place

des ophiolites, le fait de ne pas avoir une succession aussi simple que celle souvent proposée s'explique fort bien. Dans ce contexte, l'idée de la « nappe » ophiolitique, différemment conçue par Aubouin (1958), Brunn (1960), par exemple, doit être reconsidérée ainsi que l'on fait Aubouin *et al.* (1977); ceci devrait permettre de mieux expliquer les relations observées entre péridotites-serpentinites et autres termes, tant ophiolitiques que sédimentaires.

Une des clés importantes des problèmes encore à résoudre tient à la distinction qu'il faudrait pouvoir faire entre radiolarites et autres sédiments déposés, soit sur la marge continentale, soit représentant la couverture de la croûte océanique. Des études micropaléontologiques détaillées, sur les radiolarites en particulier, telles celles entreprises par Baumgartner et Bernoulli (1976) devraient apporter certains éclaircissements indispensables à une meilleure définition des relations entre les divers termes observés.

En conclusion, nous retiendrons pour la région considérée, et sans vouloir leur attribuer un ordre de succession définitif, l'existence des ensembles principaux suivants:

- Péridotites (tectonites harzburgitiques fréquentes, avec horizons dunitiques, zones de péridotites feldspathiques et niveaux différenciés basiques) dont la serpentinisation, variable, n'est que partielle.
- Serpentinites massives à très tectonisées avec zones de rodingites gabbroïques et diabasiques.
- Diabases, plus ou moins hématitiques, avec parfois amorces de formes de pillow, formant des horizons discontinus plus ou moins importants associés à un mélange formé de lames de serpentinites, de brèches ophiolitiques diverses; cet ensemble paraît souvent passer, toujours de manière chaotique, à sa couverture sédimentaire:
- Série silico-argileuse hématitique évoluant progressivement vers une série calcaire.

#### *Description des diverses inclusions associées aux serpentinites*

Les coupes effectuées nous ont permis d'observer divers types d'inclusions.

En effet, on peut tout d'abord considérer comme telles les divers éléments, lentilles, inclus dans les zones à matrice serpentineuse très écrasée que l'on observe étroitement associées à ce que nous avons défini comme « complexe chaotique à matrice sédimentaire schisteuse, silico-argileuse hématitique ». Ces zones peuvent renfermer des termes divers: diabases, gabbros, ces derniers beaucoup plus rares; roches sédimentaires telles calcaires, cherts, jaspes, radiolarites, grès, ainsi que divers faciès bréchiques, soit à dominante sédimentaire, soit à dominante ophiolitique, soit de composition intermédiaire.

Les inclusions de ce type ne présentent pas de phénomènes de rodingitisation. Leur histoire géologique est donc différente de celle faisant l'objet principal de ce travail et nous ne nous attacherons pas à leur description détaillée.

Nous nous limiterons à l'étude des zones d'ultramafites, le plus souvent totalement à fortement serpentinisées, qui permettent d'observer des rodingites bien caractérisées; nous mentionnerons toutefois brièvement les particularités de quelques inclusions non rodingitiques pouvant aussi s'observer dans ces zones.

Rappelons que ces zones, dans le secteur considéré, se situent:

- Le long de la route Prokopion-col d'Aghios, sur un segment s'étendant d'avant la bifurcation pour Pagonda jusqu'au dernier virage en épingle à cheveux avant de parvenir au col.
- Le long de la route menant à Pagonda et à l'exploitation de fer et nickel proche de cette localité. Dans ces deux premières zones, les rodingites dérivent de gabbros et diabases.
- Le long de la route forestière entaillée dans la partie supérieure de la retombée S-E du Mont Kandyli, où l'on observe les plus beaux filons rodingitiques, en grande majorité d'origine diabasique.

*Roches non rodingitiques soit en inclusions dans les zones mentionnées soit au voisinage immédiat*

Nous donnons ci-après une brève description de quelques faciès qui, soit par leur présence dans la serpentinite, se rattachent au problème de la rodingitisation, soit qui, par leur proximité immédiate avec les zones décrites, contribuent à mieux définir le contexte géologique considéré.

Parmi ces faciès, nous pensons en particulier, aux inclusions, assez fréquentes dans tout le secteur étudié, de ce grès feldspathique fin, avec, à côté du quartz et des éléments de cherts, dominants, albite, chlorite, mica blanc, rares fragments de pyroxène et minéraux opaques, zircon occasionnel de même que des fragments de basaltes spilitiques en coussins; le ciment, calcaire, est généralement peu abondant. Ces éléments ne présentent jamais trace de phénomènes de rodingitisation. Ils diffèrent donc en ce sens soit des inclusions gréseuses étudiées, dans le N-W de la Thessalie, par Paraskevopoulos (1969) soit des rodingites décrites comme dérivant de calcaires marneux de la région de Kymi par Marakis (1972).

Toujours parmi les roches non rodingitisées rencontrées, quoique rarement, en inclusions dans la serpentinite où à son contact direct, nous mentionnerons encore cette roche volcanique de type andésite-dacite, à pâte microlitique pilotaxique à fluidale par places et phénocristaux de plagioclase, dont la présence dans ce contexte soulève quelques problèmes de mise en place. Ses minéraux constitutifs sont le plagioclase (oligoclase-andésine), une amphibole largement transformée en actinote-



trémolite, de la chlorite, du quartz, plus rare, et de la pumpellyite, soit finement disséminée soit plus largement cristallisée, en veinules ou développements isolés.

Les basaltes observés à proximité immédiate du col d'Aghios, les zones de brèches diabasiques qui leur sont par places associées et les éléments de diabases prédominants dans le complexe chaotique hématitique, pourraient être envisagés, à divers degrés, comme faisant partie d'un mélange à matrice serpentineuse. Ils ne présentent toutefois aucune transformation de caractère rodingitique.

Ces divers types de roches sont bien connus, en d'autres régions de Grèce, dans des complexes chaotiques analogues (Celet, 1976; Courtin, 1979). Ils sont considérés comme des témoins de l'activité qui, du Trias au Jurassique, a marqué la phase d'expansion océanique. En particulier, des sédiments interpillow à Ostracodes dans l'ensemble effusif du Tourla (Courtin, 1979) ont permis d'attribuer de manière certaine ces laves au Trias (Ladinien au Carnien moyen ou inférieur). Quant à la roche volcanique acide-intermédiaire, elle pourrait également être triasique et témoigner de l'existence éventuelle d'une ancienne zone de subduction (comm. orale de B. Clément qui a eu la gentillesse d'examiner quelques lames minces de ces inclusions).

L'absence de tout phénomène de rodingitisation est un autre élément témoignant du caractère polyphasé de la formation de ces zones de mélange.

#### *Caractères de l'ultramafite encaissant les rodingites*

Il s'agit le plus souvent d'une serpentinite totalement serpentinisée dont les minéraux constitutifs sont: chrysotile, lizardite, talc, rare, de même que la brucite. Des grains de spinelles chromifères et de fins granules opaques dispersés complètent cette minéralogie. Parfois assez abondants, les grains de spinelles apparaissent classiquement remplacés, à partir de leur pourtour, par une chromite ou magnétite chromifère noir-opaque. La structure en maille n'est souvent pas déformée, sauf dans les zones totalement écrasées, ou au contact immédiat des rodingites, où la roche peut devenir bréchique. Toutefois, même à proximité de rodingites, voire à leur contact immédiat, il est possible d'observer une péridotite dont le degré de serpentinisation peut aller jusqu'à ne pas dépasser 50% environ. On reconnaît ainsi des tectonites harzburgitiques présentant de belles amorces de structure en maille, avec cristaux de péridot, d'orthopyroxène à exsolutions de clinopyroxène, de clinopyroxène subordonné; ces cristaux présentent de beaux phénomènes de granulation à leur périphérie et autres traces de tectonisation (extinctions onduleuses, clivages flexueux); chromite et magnétite s'observent toujours en tant que minéraux accessoires. Dans d'autres cas, seules quelques reliques de pyroxène et de péridot subsistent. Des cristallisations de trémolite sont également possibles.

Dans certaines des serpentinites étudiées (fig. A, pl. I) des zones chloriteuses, à contours irréguliers, mais plus ou moins arrondis, correspondent très certainement à d'anciennes passées feldspathiques telles que l'on peut en observer sur le terrain (zones de cumulat ultramafique).

Par places, la péridotite fortement serpentinisée peut passer à de véritables brèches de serpentinite à ciment carbonaté dans lesquelles on distingue parfois nettement au moins deux générations de développements carbonatés. Mentionnons enfin un dernier faciès de serpentinite. Il s'agit d'une roche très écrasée associée à des développements carbonatés abondants, avec des passées plus ou moins hématitiques, que l'on peut définir comme une ophicalcite bariolée. On y observe tous les minéraux décrits dans les serpentinites totalement serpentinisées, mais dans ce cas, talc, actinote-trémolite et chlorite sont plus abondants. Des inclusions diverses peuvent s'observer dans ce faciès. Dans la région sommitale de la coupe effectuée au Mont Kandyli, ce sont en particulier des gabbros, certains quasiment non affectés par les processus de rodingitisation et qui donnent ainsi une bonne idée du type de roche pouvant être à l'origine de rodingites.

(Capedri (1974, 1976) a réalisé deux intéressantes études, principalement basées sur leurs caractères microstructuraux et géochimiques, des péridotites de l'Eubée centrale.

#### *Caractères des zones de contact serpentinite-rodingite*

Le plus souvent, ces zones de contact montrent qu'elles ont été le siège d'actions tectoniques importantes.

La serpentinite peut alors apparaître soit très laminée, soit bréchifiée et fréquemment former un mélange avec des fragments de rodingites chloritisés ou non. Des développements de grenat peuvent s'observer dans l'ultramafite également, par ailleurs plus riche en chlorite. La rodingite elle-même présente souvent une zone bréchique ou laminée, avec parfois de belles structures fluidales, et ceci sur une zone d'épaisseur variable suivant les cas. D'une manière générale la chloritisation aux bords des inclusions rodingitiques est très limitée, voire absente, et se limite le plus souvent à la zone d'écrasement marquant le contact avec la serpentinite.

#### *Les divers types de rodingites*

Les examens microscopiques confirment bien ce que l'on avait déjà pu observer sur le terrain à savoir l'existence de rodingites dérivant de roches diabasiques et d'autres issues de la transformation de roches gabbroïques. Si pour les premières il apparaît de manière quasi certaine qu'il s'agit de filons plus ou moins disloqués et boudinés recoupant la péridotite, pour les secondes deux origines paraissent pouvoir être envisagées: vestiges de filons dans la péridotite et horizons basiques différenciés dans ces mêmes roches. L'observation, en quelques points, de témoins de roches gabbroïques peu ou pas transformées nous permet d'ailleurs de mieux envisager la nature originelle des rodingites gabbroïques.



En fonction des observations effectuées, il est difficile de tirer des conclusions définitives quant au mode de distribution respectif de ces deux types principaux de rodingites qu'il est d'ailleurs possible d'observer en voisinage immédiat.

Quelques roches rodingitiques ont une origine plus énigmatique.

#### *Caractères structuraux des rodingites*

Les structures des rodingites gabbroïques se caractérisent d'une part par leurs variations de granulométrie, allant des types à grain fin à ceux largement cristallisés, et d'autre part par le caractère orienté ou non de la structure. De telles variations peuvent s'observer d'une rodingite à l'autre mais aussi, assez fréquemment, dans une même lentille; on retrouve donc là un trait structural de nombreux gabbros non rodingitiques. On relèvera encore que nous n'avons jamais observé de bords trempés, mais par contre, occasionnellement, une orientation des cristaux perpendiculaire aux épontes des filons ou différenciations. L'orientation structurale s'accompagne très souvent d'un litage minéralogique, avec horizons préférentiellement mélanocrates et leucocrates, d'origine magmatique. Ces caractères peuvent être assez fréquemment accentués par une tectonisation, sans doute précoce, océanique, se traduisant par une granulation plus ou moins intense des cristaux à leur pourtour et d'autres phénomènes tels extinctions onduleuses, clivages, exsolutions et macles flexueuses.

Pour les variétés diabasiques, on relèvera tout d'abord que les recristallisations consécutives à la rodingitisation ont souvent été plus intenses que dans les gabbros, le pyroxène en particulier étant également grenatisé (différence due au grain plus fin de la roche?); les structures originelles sont dans bien des cas non identifiables et seule la finesse des cristallisations nous permet alors d'envisager une origine diabasique. Parfois la structure peut se reconnaître aux bords seulement et disparaître totalement au centre du fait des recristallisations plus intenses; dans d'autres cas, c'est le contraire, en particulier à cause de la bréchification, des laminations ou de la chloritisation dans la zone de contact avec la péridotite serpentinisée.

Les structures suivantes ont cependant été reconnues:

- Finement grenues à très finement grenues, parfois orientées.
- Intersertales fines à relativement grossières.
- Intersertales à ophitiques.
- Porphyriques à pâte à structure intersertale à microgranulaire.

Des termes de passage de la dolérite au gabbro fin s'observent.

De plus, assez fréquemment, et contrairement aux gabbros, on relève l'existence très nette de bords trempés aux contacts avec la serpentinite avec parfois un alignement des microlites donnant une structure plus ou moins fluidale. On peut en déduire que les filons de diabases se sont probablement mis en place plus tardivement que les gabbros.

Trois types de rodingites sont présentés dans la planche I.

*Minéralogie des rodingites*

A côté des déterminations microscopiques, un bon nombre de mesures au diffractomètre ont été effectués. En plus de l'estimation du pourcentage en anorthite du plagioclase ( $\Delta\Theta = 2\Theta_{131} - 2\Theta_{1\bar{3}1}$ ) associé aux roches fraîches examinées, le paramètre « a » de la maille élémentaire du grenat (voir tableau 1) de nombreuses rodingites a été déterminé, en particulier dans le but de tenter de préciser son degré d'hydratation.

Tableau 1: Valeurs des paramètres "a" (Å) de la maille élémentaire des grenats

Type de roche	Minéralogie sommaire	Paramètre "a" (Å)	Provenance
Gabbro	grenat, plagioclase, préhnite, clinzoïsité, chlorite	11,468	Pilion
Gabbro	grenat, pyroxène, chlorite	11,911	Coupe Prokopion - col d'Aghios, avant la bifurcation pour Pagonda.
Gabbro orienté	grenat, préhnite, xonotlite, chlorite, pyroxène rare	{ 11,883 11,911	
Gabbro orienté, tectonisé	grenat, pyroxène, chlorite	11,883	
Gabbro	grenat, pyroxène, chlorite	11,887	
Hornblendite	hornblende, grenat	{ 11,980 12,072	
Dolérite	grenat, pyroxène, chlorite	11,883	
Gabbro fin (?) orienté	préhnite, grenat, chlorite	11,939	Coupe de la partie bordière N-E du Mont Kandyli.
Gabbro fin orienté	grenat, pyroxène, chlorite	12,008	
Dolérite	grenat, pyroxène, chlorite	12,043	
Diabase intersertale bord centré	grenat, préhnite, calcite, chlorite	{ 11,973 12,001 12,001	
	grenat, carbonate, chlorite	12,022	
Diabase intersertale	grenat prédominant, chlorite	{ 11,967 11,911 11,911	
Diabase intersertale	préhnite, grenat, chlorite	11,939	
Diabase intersertale	grenat, pyroxène, chlorite	11,959	
Diabase porphyrique	grenat, pyroxène, hornblende, chlorite	{ 11,959 11,925	
Diabase finement grenue	grenat prédominant, chlorite	11,994	

(Les valeurs rassemblées par une accolade correspondent à plusieurs mesures réalisées en différents points d'un même échantillon)

Bien que les paragenèses ne soient pas significativement différentes entre gabbros et diabases rodingitisés, nous décrivons séparément ces deux types.

*Rodingites gabbroïques*

Mis à part les quelques cas observés de roches presque fraîches ou très peu transformées que nous décrivons brièvement, le plagioclase a toujours totalement disparu et été remplacé par du grenat (paramètre « a » compris entre 11,883 Å, valeur trouvée dans plusieurs échantillons, et 12,008 Å). De la chlorite peut être associée à ce remplacement.

Pyroxènes: augite, diopside (habitus du diallage assez fréquent) et, plus rarement, orthopyroxène ont été observés; des exsolutions s'observent parfois. Dans certains cas, il est possible de voir que le diopside entoure le pyroxène augitique.

Ces pyroxènes sont affectés de diverses façons et plus ou moins intensément par les phénomènes de rodingitisation: parfois quasiment frais, plus ou moins chloritisés, partiellement remplacés par de l'actinote-trémolite, ou encore envahis, à divers degrés, par le grenat; on observe d'ailleurs, très souvent, une bordure de réaction grenatifère sur le pourtour des cristaux de pyroxène totalement entourés par le grenat.

Olivine: le péridot n'a été observé que très occasionnellement et en faible proportion dans une grande lentille gabbroïque montrant également, de manière subordonnée, de l'orthopyroxène et de la hornblende (cas d'un gabbro plus ou moins noritique à olivine).

Amphiboles: la hornblende, en association très certainement primaire avec le pyroxène, ne s'observe qu'assez rarement. Les développements secondaires d'actinote-trémolite sont par contre beaucoup plus courants.

Chlorites: c'est là un autre constituant essentiel des rodingites que nous rencontrons soit en remplacement des pyroxènes, soit associé au grenat se substituant au plagioclase. Sa distribution peut être irrégulière: remplacement préférentiel de certaines zones finement granulées par exemple, plus grande abondance, parfois, au contact avec la serpentinite. Il s'agit surtout d'une variété de type clinochlore-pennine.

Comme autres minéraux, moins abondants et dont la présence est plus occasionnelle, mais qui n'en sont pas moins typiques des rodingites, il faut mentionner la prehnite et la xonotlite qui peuvent s'observer associées ou non dans la même rodingite.

Des développements carbonatés, en veinules surtout, sont également présents et paraissent généralement plus tardifs.

Enfin, encore plus accessoires, ou accidentels, nous avons la clinozoïsite, le talc, la magnétite, l'ilménite, le sphène et le leucoxène.

Comme remarque d'ordre général consécutive à l'étude des rodingites gabbroïques, on relèvera que dans certains gabbros « flaserisés », la rodingitisation, c'est-à-dire avant tout la grenatitisation, paraît postérieure ou tout au plus contemporaine de la granulation liée à cette déformation.

### *Rodingites diabasiques*

Bien que les paragenèses demeurent très semblables, certaines différences n'en sont pas moins apparues par rapport aux rodingites gabbroïques.

Le plagioclase ne subsiste jamais. Le plus souvent, il a été remplacé par le grenat dont le paramètre « a » de la maille élémentaire varie entre les valeurs extrêmes de 11,911 Å et 12,022 Å; on relèvera que des mesures effectuées dans diverses zones

d'une même rodingite ont souvent donné des résultats différents (11,911-11,967 Å, 11,925-11,959 Å, 11,973-12,001 Å, par exemple). De la chlorite est le plus souvent associée à ces développements de grenat.

Dans certaines rodingites diabasiques, la prehnite peut aussi apparaître, soit subordonnée au grenat remplaçant le feldspath, soit, au contraire, en étant le silicate calcique prédominant, le grenat ne jouant plus qu'un rôle accessoire.

La proportion grenat-prehnite peut parfois varier d'une zone à l'autre de la même rodingite.

Pyroxènes: étant donné le grain plus fin de la roche, il est difficile de faire la distinction microscopique entre pyroxène augitique et diopside dont l'association est surtout révélée par les analyses rontgenographiques. De fines recristallisations de diopside, assez fréquentes, se remarquent cependant fort bien. Ces pyroxènes peuvent être affectés à divers degrés par les transformations habituelles: chloritisation, grenatization, remplacement par de l'actinote-trémolite, calcitisation occasionnelle.

Amphiboles: à part les développements d'actinote, de la hornblende brunâtre, sans doute associée primièrement au pyroxène, s'observe parfois; elle est généralement aussi remplacée par de l'amphibole secondaire. Dans certaines zones bordières, seules actinote-trémolite et chlorite subsistent.

Chlorites: l'analyse aux R.X. révèle aussi souvent l'association clinochlore-pennine surtout. La distribution en est généralement assez régulière, sauf dans certaines zones de contact avec la péridotite où la chlorite peut apparaître, soit comme unique constituant, soit accompagnée de grenat seulement (disparition du pyroxène).

Prehnite: ce minéral paraît jouer un rôle un peu plus important dans les processus de rodingitisation affectant les roches diabasiques. En dehors des remplacements précités, la prehnite s'observe également plus largement cristallisée, en veinules surtout.

Vésuvianite: ce minéral a été observé dans quelques échantillons; il n'est jamais très abondant. Il se présente soit finement cristallisé soit mieux développé dans des veinules.

Epidotes: diverses variétés sont présentes mais, tout comme la vésuvianite, en proportions nettement moindres que les minéraux mentionnés ci-dessus. Il s'agit de clinozoïsite-pistacite et, plus rarement encore, de zoïsite (révélée aux rayons X). Quelques développements plus importants, localisés, peuvent s'observer. Des remplacements par la calcite ont été observés.

Calcite: en dehors de remplacements occasionnels, soit du grenat soit du pyroxène, le carbonate s'observe surtout dans des veinules, dans certains cas nettement formées au cours de deux générations, voire davantage. Certaines de ces veinules sont d'ailleurs composites avec grenat et/ou chlorite aux bords et calcite au centre.

Comme minéraux accessoires et accidentels nous mentionnerons: le sphène, le leucoxène, l'ilménite, la magnétite, ces trois derniers, finement dispersés parfois, pouvant assombrir grenat ou pyroxène, le spinelle chromifère brun-roux, la perovskite.

Relevons enfin que l'examen des zones parfois bréchifiées aux contacts avec la serpentinite semble montrer, dans certains cas tout au moins, que la grenatisation s'est développée soit après soit pendant la bréchification comme l'indique, entre autre, la proportion de grenat nettement plus grande dans le « ciment » finement broyé de ces parties bréchiques. Cette plus grande abondance peut être expliquée par une meilleure circulation des solutions minéralisantes. Ces phénomènes de bréchification, de lamination, sont donc vraisemblablement très précoces. Par ailleurs, des veinules grenatifères sont fréquemment affectées par des déformations tectoniques ultérieures et recoupées par des fissures remplies de chlorite ou calcite, par exemple.

#### *Rodingites à structures intermédiaires entre les variétés gabbroïques et diabasiques*

Il s'agit essentiellement de rodingites dérivant de dolérites ou de termes marquant le passage des dolérites aux gabbros. La structure peut être légèrement orientée, avec parfois des zones très mélanocrates à pyroxène-hornblende associés; dans un cas, montrant indubitablement un bord trempé, l'orientation de la structure apparaît nettement plus accentuée dans cette zone bordière.

Par rapport aux autres rodingites décrites, la minéralogie de ces termes intermédiaires ne présente pas de différence significative.

#### *Rodingite d'origine énigmatique*

Il s'agit d'une inclusion observée le long de la route Prokopion-col d'Aghios, avant la bifurcation pour Pagonda. La roche qui la constitue, à grain fin, présente une structure nettement orientée. Il s'agit très certainement d'une hornblendite, la hornblende étant pour ainsi dire l'unique constituant de « noyaux » préservés dans lesquels apparaissent aussi, mais très subordonnés, chlorite et grenat. Entourant ces « noyaux » et représentant en quelque sorte la partie rodingitisée de l'inclusion, on a un ensemble altéré, finement cristallisé, qui se révèle aux rayons X formé d'un mélange chlorite (pennine)-diopside-grenat. Des veinules grenatifères peuvent recouper l'ensemble.

#### *Roches peu transformées ou fraîches desquelles peuvent dériver certaines rodingites observées*

De telles roches semblent rares dans le secteur étudié. Les exemples mentionnés proviennent:

- 1) De la zone de mélange observée au début de la coupe Pilion-Prokopion.

Dans la serpentinite, par ailleurs localement feldspathique, nous avons relevé une passée plus leucocrate qui s'est révélée être une roche à grain relativement fin, non orientée. Il s'agit probablement d'une passée de cumulat gabbroïque. Sa minéralogie



est la suivante: plagioclase « cloudy » mais relativement frais avec quelques développements de prehnite et de grenat, encore plus rare: il s'agit d'une andésine ( $An_{30-40}$ ); -hornblende brune passant à hornblende verte et actinote-trémolite; -chlorite (pennine-clinocllore); -pistacite et clinozoïsite, en développements diffus et veinules.

2) De la partie terminale de la coupe le long de la route menant à Pagonda et à l'exploitation de fer et nickel.

Dans la serpentinite, par ailleurs ici relativement massive, peuvent s'observer quelques beaux horizons différenciés à structure litée, par alternances de lits mélanocrates et leucocrates, qui peuvent montrer très nettement un passage progressif à la péridotite. Sur le terrain, ces horizons résultant vraisemblablement de processus de différenciation cumulative apparaissent comme peu transformés. Sous le microscope, par contre, la transformation apparaît souvent déjà importante. Bien que le plagioclase (andésine) puisse subsister, en proportions variables, il est généralement prehnitisé ou grenatisé. Les horizons mélanocrates sont soit constitués de pyroxène et chlorite ou d'amphibole (transformation du pyroxène) et chlorite, soit de chrysotile surtout, avec vestiges de péridot (anciens lits dunitiques ?); du talc peut être associé aux niveaux mélanocrates.

3) De la coupe le long de la route forestière entaillée, à partir du col d'Aghios, dans la partie bordière N-E du Mont Kandyli, dans la zone de serpentinite bariolée.

Deux lentilles différentes ont montré:

- a) Un gabbro à structure nettement orientée, avec alternances de passées leucocrates et plus mélanocrates. Dans les premières, le plagioclase a été remplacé par grenat (« a » = 11,959 Å) et prehnite; de la hornblende, sans doute primaire ou tardi-magmatique, associée à un peu de diopside, montre souvent des traces de tectonisation telles granulation sur le pourtour des plages, clivages flexueux, etc., et passe à de l'actinote-trémolite; un peu de talc peut apparaître et le leucoxène est, par places, abondant. Dans les secondes, dans la partie centrale de la lentille tout au moins, les transformations sont moins importantes: du plagioclase, par ailleurs peu abondant, subsiste — andésine  $An_{30-40}$  — associé à un peu de grenat et de prehnite. A part une plus grande abondance de hornblende, ici moins transformée, les autres caractères demeurent identiques à ceux des passées leucocrates. De la chlorite complète cette paragenèse. Cette roche correspond à un gabbro-diorite à amphibole et pyroxène.
- b) Une roche grenue, à grain moyen, à structure non orientée. Le plagioclase est le plus souvent très frais (andésine  $An_{40-50}$ ) mais peut déjà présenter quelques développements de grenat; il porte les traces de déformations: macles flexueuses, granulation. Les minéraux mélanocrates sont: le diopside-augite, parfois avec exsolutions d'orthopyroxène jalonnées de cristallisations d'ilménite, de l'olivine nettement plus rare et passant localement à du chrysotile et, par places, de l'ac-

tinote-trémolite. Il s'agit donc d'un gabbro-diorite à tendance troctolitique apparaissant comme une des roches basiques les plus fraîches que nous ayons observé dans les ultramafites.

Il ne semble pas faire de doute que certaines des rodingites décrites résultent d'une métasomatose plus intense de roches similaires à celles des exemples mentionnés ci-dessus.

Tableau 2 : Analyses chimiques (méthode analytique : voie humide; résultats en % poids)

	<u>EG 1</u>	<u>EG 2</u>	<u>EGR 1</u>	<u>EGR 2</u>	<u>EGR 3</u>	<u>EGR 4</u>	<u>EGR 5</u>	<u>EGR 6</u>	<u>EGR 7</u>	<u>EDR 1</u>
SiO <sub>2</sub>	49,50	47,20	43,60	35,70	45,20	37,30	36,70	37,90	40,90	37,60
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,15	0,10	0,19	0,17	0,15	0,16	0,13	0,27	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,38	19,82	18,55	14,53	20,59	15,60	16,22	18,18	13,81	15,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	1,33	1,56	2,58	0,94	1,22	1,88	1,32	1,17	2,61
FeO	6,00	1,65	2,39	3,26	1,63	2,26	1,55	2,03	1,73	3,43
MnO	0,18	0,06	0,07	0,23	0,04	0,10	0,07	0,06	0,07	0,11
MgO	7,95	9,60	12,05	18,76	7,32	14,15	12,74	10,91	11,67	12,47
CaO	11,55	14,28	15,01	16,23	18,18	22,59	24,06	25,31	26,22	21,27
Na <sub>2</sub> O	3,32	2,04	1,01	< 0,10	1,84	0,12	< 0,10	0,12	0,18	0,11
K <sub>2</sub> O	~ 0,10	0,27	0,60	< 0,10	0,11	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,66	2,85	4,77	7,16	2,96	5,33	5,57	4,42	3,53	5,52
CO <sub>2</sub>	0,68	0,12	0,47	0,39	0,34	0,39	0,31	0,56	0,38	1,16
Total	99,31	99,37	100,18	99,03	99,32	99,21	99,26	100,94	99,93	100,38
	<u>EDR 2</u>	<u>EDR 3</u>	<u>EDR 4</u>	<u>EDR 5</u>	<u>EBS 1</u>	<u>EBS 2</u>	<u>EVA 1</u>	<u>EBR 7</u>	<u>ESH 1</u>	<u>ESD 1</u>
SiO <sub>2</sub>	40,10	39,60	37,50	39,20	47,70	48,35	69,60	37,50	36,20	41,72
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,92	0,65	0,74	1,22	1,24	0,41	0,04	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,14	11,14	13,18	10,22	17,16	17,39	13,19	10,35	3,48	4,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	3,41	4,35	5,53	4,53	4,59	2,71	2,34	5,17	5,96
FeO	1,42	3,18	3,23	2,44	3,52	3,57	3,40	4,04	2,42	2,79
MnO	0,08	0,12	0,13	0,15	0,13	0,13	0,14	0,06	0,09	0,10
MgO	15,43	13,29	11,17	12,40	8,33	8,44	1,17	28,21	36,54	42,11
CaO	21,74	22,69	23,23	23,82	6,99	7,08	1,50	7,26	1,38	1,59
Na <sub>2</sub> O	< 0,10	~ 0,10	0,16	< 0,10	4,40	4,46	7,29	< 0,10	< 0,10	< 0,10
K <sub>2</sub> O	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,68	0,69	0,08	< 0,10	< 0,10	< 0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,00	0,03	0,00	0,21	0,21	0,03	0,01	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,61	4,97	4,91	4,93	4,06	4,12	1,00	9,50	13,17	0,00
CO <sub>2</sub>	0,54	0,22	0,72	0,22	1,38	0,00	0,00	0,62	1,12	1,29
Total	99,31	99,54	99,26	99,65	100,31	100,27	100,52	99,93	99,60	99,60



- Analyse EG 1: Gabbro-diorite à grain fin relativement frais.  
Plagioclase (An<sub>30-40</sub>), hornblende.  
Provenance: Pilon.
- Analyse EG 2: Gabbro-diorite relativement frais.  
Plagioclase (An<sub>40-50</sub>), diopside-augite.  
Provenance: Coupe Mont Kandyli.
- Analyse EGR 1: Gabbro orienté rodingitique.  
Grenat, pyroxène, amphibole secondaire, prehnite, xonotlite.  
Provenance: Coupe Prokopion-col d'Aghios, avant la bifurcation pour Pagonda.
- Analyse EGR 2: Gabbro rodingitisé.  
Grenat, reliques de pyroxène, chlorite.  
Provenance: Coupe Prokopion-col d'Aghios, après la bifurcation pour Pagonda.
- Analyse EGR 3: Gabbro orienté rodingitisé.  
Grenat, prehnite, actinote-trémolite, diopside rare.  
Provenance: Coupe Mont Kandyli.
- Analyse EGR 4: Gabbro à grain fin rodingitique.  
Grenat, pyroxène, chlorite.  
Provenance: Idem analyse EGR 2.
- Analyse EGR 5: Gabbro rodingitique.  
Grenat, pyroxène, amphibole secondaire, chlorite.  
Provenance: Idem analyse EGR 2.
- Analyse EGR 6: Gabbro à grain fin rodingitique.  
Grenat, pyroxène, peu de chlorite.  
Provenance: Idem analyse EGR 1.
- Analyse EGR 7: Gabbro rodingitisé.  
Grenat, pyroxène largement remplacé par actinote-trémolite et chlorite, prehnite.  
Provenance: Idem analyse EGR 2.
- Analyse EDR 1: Dolérite légèrement orientée rodingitique.  
Grenat, diopside, chlorite.  
Provenance: Idem analyse EGR 1.
- Analyse EDR 2: Diabase rodingitique.  
Grenat, pyroxène, peu de chlorite.  
Provenance: Idem analyse EGR 1.
- Analyse EDR 3: Diabase à grain fin rodingitique.  
Grenat, pyroxène, chlorite.  
Provenance: Coupe Prokopion-col d'Aghios, immédiatement au-dessus de la bifurcation pour Pagonda.
- Analyse EDR 4: Diabase intersertale rodingitisée.  
Grenat, chlorite, pyroxène.  
Provenance: Coupe Mont Kandyli.
- Analyse EDR 5: Diabase à grain fin rodingitisée.  
Grenat, vésuvianite, reliques de pyroxène, chlorite.  
Provenance: Idem analyse EDR 3.
- Analyses EBS 1  
et EBS 2: Basalte (origine sous-marine probable).  
Plagioclase largement chloritisé, pyroxène altéré, pumpellyite, calcite (analyse EBS 2: idem analyse EBS 1, mais recalculée après avoir formé CaCO<sub>3</sub> avec CO<sub>2</sub>).  
Provenance: Coupe Prokopion-col d'Aghios à proximité du col.
- Analyse EVA 1: Roche volcanique de type dacite-andésite.  
Quartz, plagioclase (albite-oligoclase-andésine), amphibole.  
Provenance: Coupe Prokopion-col d'Aghios, avant la bifurcation pour Pagonda.
- Analyse EBR 7: Marge chloritisée de la rodingite de l'analyse EGR 7.  
Chlorite prédominante.  
Provenance: Idem EGR 7.
- Analyses ESH 1:  
et ESD 1: Serpentinite encaissant les rodingites.  
Chrysotile et lizardite (analyse ESD 1: idem analyse ESH 1, mais recalculée « à sec »).  
Provenance: Idem EGR 1.

*Données chimiques*

Nous avons rassemblé dans le tableau 2 un certain nombre d'analyses chimiques. Celles-ci se rapportent principalement aux inclusions rodingitiques, soit gabbroïques (an. EGR 1 à EGR 7) soit diabasiques (an. EDR 1 à EDR 5), mais aussi, à fin de comparaisons, à quelques roches gabbroïques peu transformées (an. EG 1 et EG 2), à un basalte non rodingitique (an. EBS 1 et EBS 2) et à une de ces inclusions particulières de type dacite-andésite (an. EVA 1).

Figurent également dans ce tableau, l'analyse d'une marge chloritisée de rodingite (an. EBR 7) et celle d'une serpentinite encaissante (an. ESH 1 et ESD 1). Les caractéristiques principales de ces diverses roches sont indiquées dans la légende du tableau concerné.

Les analyses de rodingites, tant gabbroïques que diabasiques, sont classées par ordre de teneur en calcium croissante, c'est-à-dire selon l'augmentation de l'intensité de la rodingitisation.

Sur la base de ces résultats, nous donnons deux diagrammes: MgO en fonction de CaO (fig. 6) et CaO/MgO en fonction de SiO<sub>2</sub> (fig. 7) sur lesquels nous faisons quelques remarques dans nos conclusions.

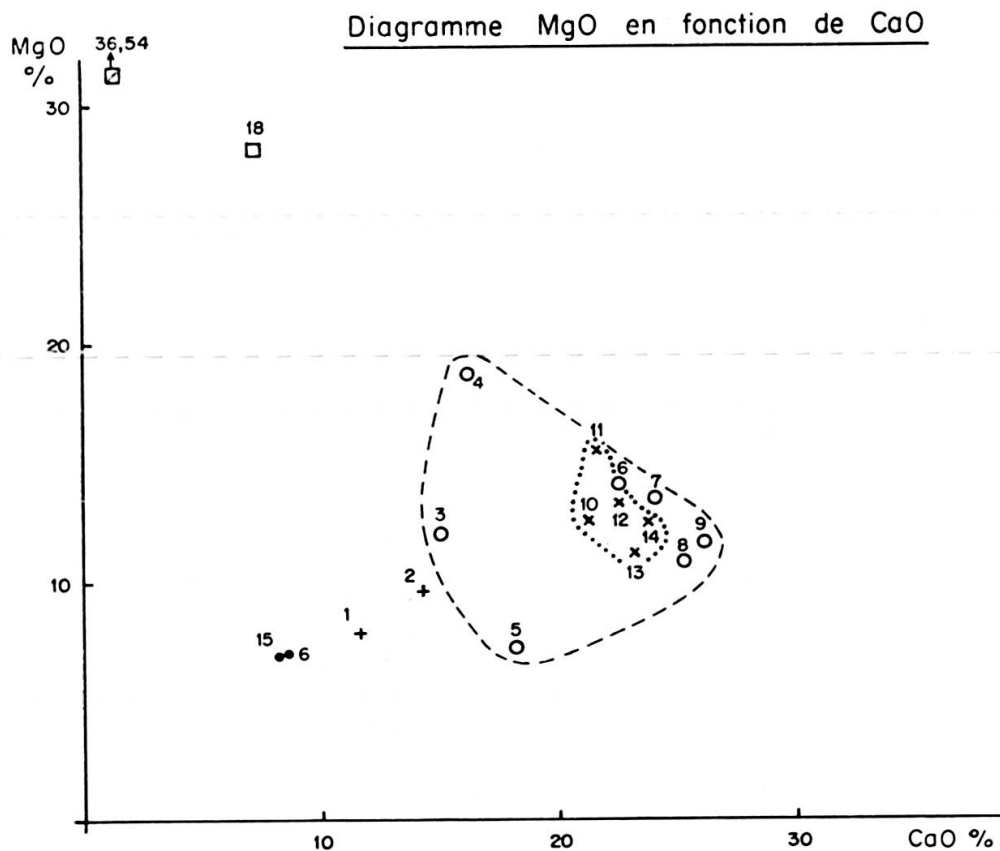


FIG. 6. — Diagramme MgO en fonction de CaO.

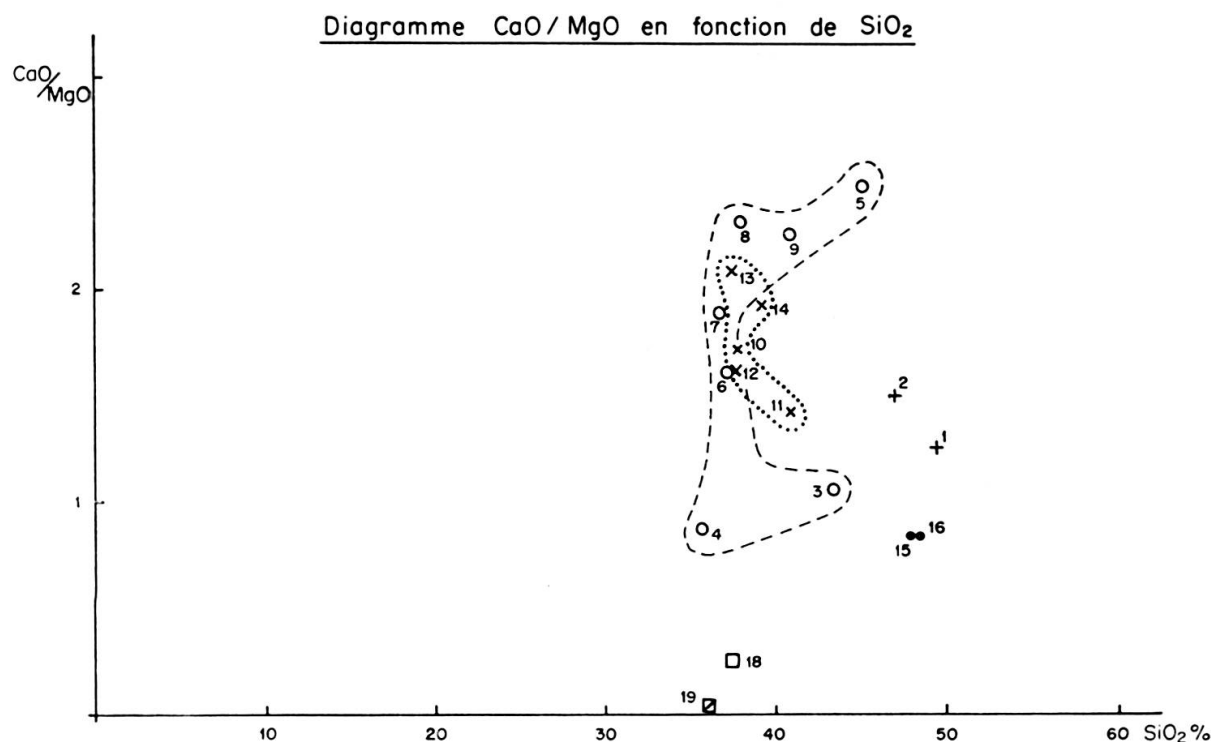


FIG. 7. — Diagramme CaO/MgO en fonction de SiO<sub>2</sub>.

Légende commune aux figures 6 et 7.

Correspondance des points figurés avec la désignation des analyses :

- + : Roches gabbroïques peu transformées; 1 = EG 1; 2 = EG 2.
- o : Rodingites gabbroïques; 3 à 9 = EGR 1 à EGR 7.
- x : Rodingites diabasiques; 10 à 14 = EGD 1 à EGD 5.
- : Basalte non rodingitique; 15 et 16 EBS 1 et EBS 2 (calcite formée avec CO<sub>2</sub>).
- : Marge chloritisée de la rodingite EGR 7; 18 = EBR 7.
- ▣ : Serpentinite encaissante; 19 = ESH 1.

### CONCLUSIONS

L'étude entreprise s'est révélée intéressante à plus d'un titre. Tout d'abord, dans le contexte géologique général, elle a montré la nécessité de poursuivre les investigations, tant dans les domaines sédimentologique et paléontologique que pétrographique, pour tenter de parvenir à éclaircir plusieurs points qui demeurent encore obscurs.

Ensuite, dans le cadre limité de ce travail s'attachant à la description d'une nouvelle zone de rodingites, il a été possible d'apporter une contribution à l'étude de ces roches particulières. Tout d'abord, il apparaît une nouvelle fois que les

rodingites ne s'observent que dans certaines parties des masses péridotitiques, parties qui dans le secteur étudié ne sont pas toujours nécessairement les plus tectonisées ou totalement serpentinisées. Par contre, il nous semble possible que les rodingites apparaissent préférentiellement dans des zones limitrophes de masses péridotitiques plus ou moins grandes qui pourraient correspondre aux « intrusions » mises en place à plus ou moins grande profondeur dans la croûte océanique; ces zones auraient été affectées préférentiellement par le magmatisme océanique.

Cette hypothèse est envisageable pour les filons gabbroïques et diabasiques; elle ne s'applique pas aux horizons différenciés dont la formation serait antérieure et sans doute plus profonde.

Nous relèverons encore: — l'absence de bords trempés dans les rodingites gabbroïques confirmant une mise en place plus profonde ou plus précoce que celle des rodingites diabasiques qui peuvent présenter un tel phénomène de trempé; — la tectonisation extrême de certaines rodingites, souvent de caractère fluidal, s'opposant à la quasi conservation intacte de certains filons; — l'association parfois, dans une même zone, d'inclusions totalement rodingitisées à d'autres peu ou pas rodingitisées, ce qui paraît pouvoir s'expliquer le plus vraisemblablement par une mise en place soit au cours d'épisodes distincts, soit dans une péridotite à un stade de serpentinsation variable, soit encore sous des conditions de pression et de température surtout différentes.

Ces diverses observations ne font que confirmer celles effectuées en de nombreuses autres régions.

Au point de vue minéralogie, on relèvera tout d'abord que la métasomatose chloriteuse paraît avoir été limitée dans le secteur étudié, la métasomatose calcique l'emportant nettement. Par ailleurs, d'après les résultats des analyses chimiques effectuées, le domaine de composition des rodingites gabbroïques apparaît assez nettement plus étendu que celui des rodingites diabasiques, comme cela ressort clairement de l'examen des diagrammes MgO en fonction de CaO (fig. 6) et CaO/MgO en fonction de SiO<sub>2</sub> (fig. 7); la granulométrie différente de ces deux groupes de roches explique sans doute cette différence, qui exprimerait une action différenciée des processus métasomatiques selon le type de structure rencontré, mais nous n'écarterons pas qu'il puisse s'agir d'une simple question d'échantillonnage.

La détermination du paramètre « a » des grenat apporte quelques données sur les conditions de formation des rodingites étudiées.

Les principaux résultats obtenus, rassemblés dans le tableau 1, montrent une valeur se distinguant nettement des autres, celle du grenat, rare, provenant d'une passée gabbroïque relativement fraîche, à proximité de Pilon et qui indique un pyrope assez pur; il conviendra d'obtenir d'autres analyses sur des échantillons semblables pour étayer ce résultat et envisager une interprétation. L'examen de l'ensemble des autres résultats tend tout d'abord à montrer qu'il n'y a pas de différence significative entre les grenats des rodingites gabbroïques et diabasiques, ne

serait-ce toutefois une légère tendance à un degré d'hydratation supérieur dans les rodingites diabasiques.

D'autre part, dans plusieurs des échantillons analysés, les diagrammes ont révélé l'association de deux variétés, l'une peu hydratée, l'autre hydratée.

Sur la base de diverses données, en particulier les études expérimentales de Yoder (1950), Carlson (1956), Michel-Lévy (1956), Roy et Roy (1957) sur le système  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , les résultats obtenus définissent dans le diagramme  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_2)_3 - \text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$  un domaine allant de termes presque anhydres à d'autres, dont le degré d'hydratation serait voisin de 2,5 moles de  $\text{H}_2\text{O}$ , donc supérieur à celui de l'hibschite. Ce désaccord est probablement attribuable à la composition chimique des grenats considérés, qui ne sont sans doute pas des termes purs du système défini ci-dessus; il conviendrait donc de déterminer cette composition.

Le domaine de température, compris entre plus de  $600^\circ\text{C}$  et  $250^\circ\text{C}$ , découlant de nos résultats doit donc être considéré avec une certaine réserve, en particulier en ce qui concerne sa limite supérieure. En effet, d'après diverses données, tant de terrain qu'expérimentales (Evans *et al.*, 1976), les paragenèses que nous avons observées dans les rodingites étudiées, jointes à l'absence d'antigorite dans les serpentinites encaissantes, parlent en faveur d'une limite supérieure de température de formation sensiblement plus basse ( $500^\circ\text{C}$  et même moins).

#### REMERCIEMENTS

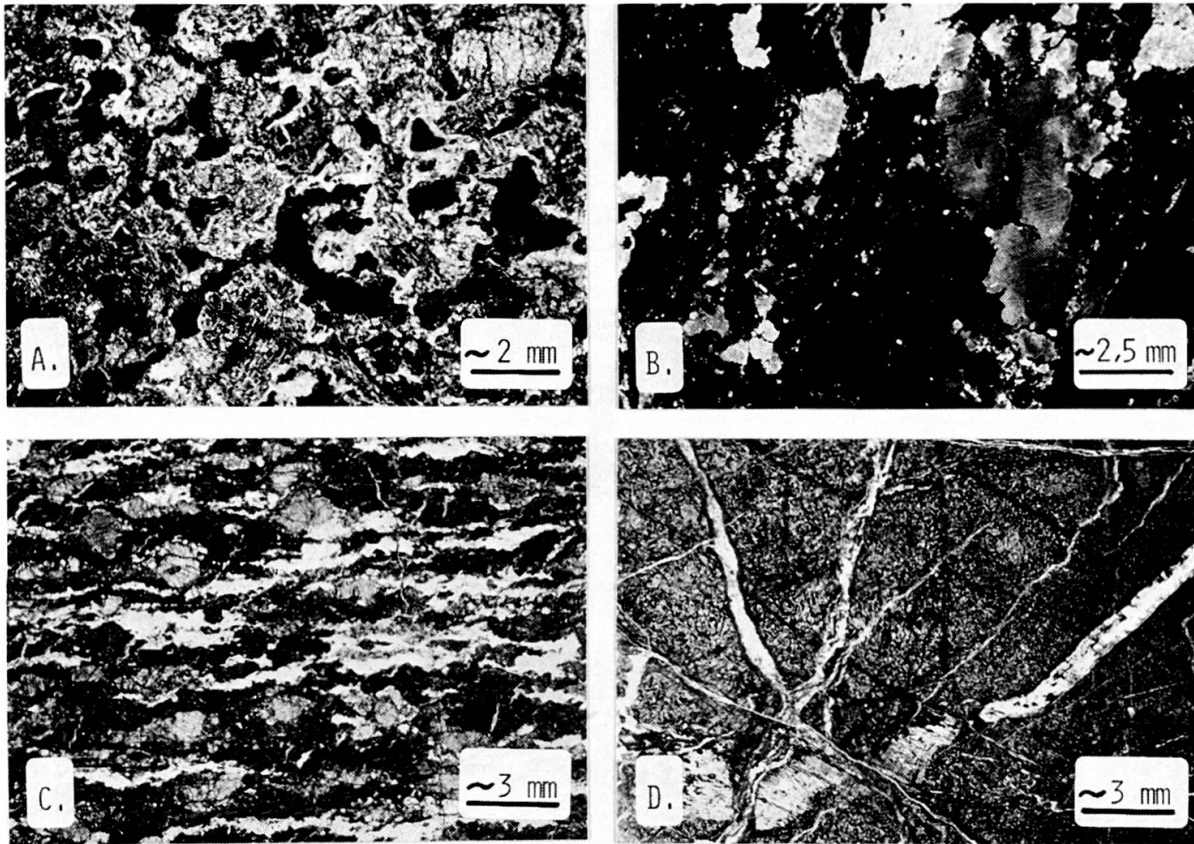
Les analyses chimiques présentées dans cette étude ont été effectuées par M<sup>me</sup> Geneviève Gulaçar. Nous tenons à lui exprimer notre gratitude.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN, J. (1958). Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellénides). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), VIII, 731-748.
- AUBOUIN, J., J. H. BRUNN, P. CELET, J. DELCOURT, I. GODFRIAUX et J. MERCIER (1960-1963). Esquisse de la géologie de la Grèce. Livre à la Mémoire de P. Fallot (*Mém. Soc. Géol. de Fr.*), 583-610.
- AUBOUIN J. et C. GUERNET (1963). Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), 5/5, 821-827.
- AUBOUIN, J., X. LE PICHON, E. WINTERER et M. BONNEAU (1977). Les Héliénides dans l'optique de la tectonique des Plaques. VIth Colloq. on the Geology of the Aegean Region, Athens, 1977, 3, 1333-1354.
- BAUMGARTNER, P. O. and D. BERNOULLI (1976). Stratigraphy and Radiolarian Fauna in a Late Jurassic — Early Cretaceous Section near Achladi (Evvoia, Eastern Greece). *Eclogae geol. Helv.*, 69/3, 601-626.
- BLANCHET, R. (1976). Bassins marginaux et Téthys alpine: de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. Symposium Split, Technip éd., 47-72.
- BLEHAUT, E. (1975). Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale du massif de l'Iti (Grèce continentale). *D.E.A., Lille*, 96 p.

- BRUNN, J. H. (1960). Mise en place et différenciation plutovolcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 3, 115-132.
- (1960). Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 2/4, 470-486.
- BRUNN, J. H., B. CLEMENT et J. DERCOURT (1979). Histoire des recherches géologiques dans les Hellénides. VIth Colloq. on the Geology of the Aegean Region, Athens, 1977.
- CAPEDRI, S. (1974). Genesis and evolution of a typical alpine-type peridotite mass under deep-seated conditions (Central Euboea, Greece). *Bull. Soc. Geol. It.*, 93, 81-114.
- (1976). Relazione tra evoluzione geochemica e strutturale in una ultrafemite di ambiente ophiolitico. *Bull. suisse minéral. pétr.* 56/2, 345-359.
- CAPEDRI, S., G. GARUTI and S. ROSSI (1978). Rodingites from Pindos. Constraints on the "rodingite problem". *N. Jb. Miner. Abh.*, 132/3, 242-263.
- CAPEDRI, S. and A. ROSSI (1974). Conditions governing the formation of ophicalcites and listvanites (Central Euboea, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 10, 278-297.
- CARLSON, E. T. (1956). Hydrogarnet Formation in the System Lime-Alumina-Silica-Water. *Journ. Res. N. Bur. St.*, 56/6, Res. Pap. 2683, 327-335.
- CELET, P. (1976). A propos du Mélange de type volcano-sédimentaire de l'Iti (Grèce méridionale). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVIII, 299-307 et Colloq. intern. C.N.R.S., Paris, 244, 103-111.
- COURTIN, B. (1979). Etude géologique de la région de Domokos (Grèce): le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale. Thèse doctorat 3<sup>e</sup> cycle, n° 801, Université des Sciences et Techniques de Lille.
- DEPRAT, J. (1904). Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Besançon, Imprim. Dodivers, 230 p.
- DIMOU, E. (1971). Sur quelques affleurements de rodingites en Grèce. *Bull. Soc. Géol., Grèce*, VIII/2, 142-162.
- EVANS, B. W., W. JOHANNES, H. OTERDOOM and V. TROMMSDORFF (1976). Stability of Chrysotile and Antigorite in the Serpentinite Multisystem. *SMPM*, 56, 79-93.
- GUERNET, C. (1971). Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). Thèse, Université de Paris (Sorbonne), 395 p.
- GUERNET, C. et J. F. PARROT (1972). Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce): position et relation avec les séries mésozoïques. Extr.: *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, IV, 1, 67-75.
- MARAKIS, G. (1972). Rodingites in serpentinites of Central and South Euboea Island, Greece. *Ann. Géol. Pays Hell.*, 24, 241-246.
- MICHEL-LEVY, Ch. (1956). Reproduction artificielle des grenats calciques: grossulaire et andradite. *Bull. Soc. franç. Min. Crist.*, 79, 124-128.
- MOORES, E. M. (1969). Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Amer.*, Spec. pap. 118, 74 p.
- PARASKEVOPOULOS, G. (1970). Rodingites in serpentinite von NW-Thessalien, Griechenland. *Miner. Abh.*, 112, 47-62.
- PARROT, J.-F. et C. GUERNET (1972). Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce): Etude pétrographique des formations volcaniques et des roches métamorphiques associées, dans les monts Kandilis, aux radiolarites. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, IV/2, 153-161.
- RODDICK, J. C., W. E. CAMERON and A. G. SMITH (1979). Permo-Triassic and Jurassic <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages from Greek ophiolites and associated rocks. *Nature*, 279, 788-790.
- ROY, D. M. and R. ROY (1957). System CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. VI. The grossularite-3CaO·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·6H<sub>2</sub>O join. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68, 1788-1789.
- SAPOUNTZIS, E. (1972). An occurrence of rodingite in the area of South Olympus (Greece). *Ann. Géol. Pays Hell.*, 24, 515-526.
- VERGELY, P. (1979). Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. VIth Colloq. on the Geology of the Aegean Region, Athens, 1977, 3, 1293-1302.
- YODER, H. S., Jr. (1950). Stability relation of grossularite. *Journ. Geol.*, 58, 221-253.
- ZIMMERMAN, J., Jr. (1972). Emplacement of the Vourinos ophiolitic Complex, Northern Greece. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 132, 225-239.





## PLANCHE I

*Micrographies optiques de quelques roches typiques*

- A. Péridotite feldspathique largement serpentinisée (LP).  
Plages noires: ancien plagioclase totalement chloritisé; parfois, ce dernier peut être remplacé par du grenat, donnant ainsi un autre type de roche rodingitique.  
Provenance: Coupe Prokopion-col d'Aghios, près de la bifurcation pour Pagonda.
- B. Gabbro rodingitisé (LP).  
Plagioclase totalement grenatisé (noir); pyroxène peu transformé.  
Provenance: Idem A.
- C. Gabbro rodingitique à structure orientée (LN).  
Plagioclase totalement remplacé: grenat (zones les plus sombres), chlorite (zones les plus claires); pyroxène (plages grises) partiellement remplacé (grenat et chlorite).  
Provenance: Coupe du Mont Kandyli.
- D. Rodingite diabasique (LN).  
Grenatisation presque totale; reliques de pyroxène et peu de chlorite; veinules grenatifères (sombres) et de calcite (claires).  
Provenance: Idem C.



