

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 47 (1967)
Heft: 2

Artikel: Etude pétrographique de la région de Mihaliççik (Turquie)
Autor: Cogulu, Ersen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-36968>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 09.12.2025

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

Etude pétrographique de la région de Mihaliççik (Turquie)

Par *Ersen Cogulu* (Genève) *)

Avec 8 figures dans le texte, 31 photos et 1 planche

Abstract

The main formations of the Mihaliççik region are ultramafites, "eclogites", basic volcanics, greenschists and various rocks of the "blue schist" facies.

The ultramafite group consists of dunites, wehrlites, serpentinites and pyroxenites. The age of the consolidation of these rocks seems to be Paleozoic (K/Ar age of 306 Ma.). However the final emplacement of these bodies was later; they were emplaced as "cold intrusions" during the alpine orogenesis.

The "eclogites" are tectonic inclusions brought up by the serpentinites.

Rocks of the "blue schist" facies are due to the metamorphism under high pressure and low temperature of a geosynclinal sequence of basic volcanics, tuffs, graywackes, radiolarian cherts and limestones.

Rodingites are frequently found in the most deformed and serpentized parts of the ultramafic intrusion. These rocks were primitively diabases and gabbros which underwent calcic metasomatism during the serpentization as a result of the transformation of the pyroxene into serpentine minerals.

The Mihaliççik region has been submitted to two different metamorphic events:

a) An epizonal metamorphism of Paleozoic age which produced, for instance, graphitic schists.

b) A younger metamorphism, very probably of alpine age, resulting in the formation of greenschists and glaucophane schists.

The younger metamorphic event may be subdivided into two phases. At the beginning (main phase), when the pressure was high and the temperature low, rocks of the "blue schist" facies were formed: according to mineral associations it is possible to distinguish three zones of progressive metamorphism. Later on, a temperature increase led to the formation of greenschists.

The formation of the glaucophane schists of the Mihaliççik region results from

*) Adresse actuelle: Istanbul Universitesi, Maden Fakultesi, Maçka-Istanbul, Turquie.

an isochemical metamorphism, with no addition of sodium of external origin. The main factors of this metamorphism were physical and related probably to the rapid subsidence of a geosynclinal sequence in which the geothermal gradient was unusually small. The return to a normal geothermal gradient led to the temperature increase of the last phase of metamorphism.

Résumé

Cette étude a pour but de donner une description minéralogique et pétrographique détaillée des roches basiques, ultrabasiques et surtout des roches métamorphiques de la région de Mihaliççik.

Les roches ultrabasiques composées de dunités, de wehrlites, de pyroxénites et de serpentinites semblent être d'âge paléozoïque puisqu'une détermination d'âge absolu faite par la méthode de K/Ar a donné une valeur de 306 millions d'années. Mais par contre, la mise en place de ces roches dans leur position actuelle est plus récente; elle s'est faite „à froid“ lors des déformations tectoniques d'âge alpin.

En association avec ces ultrabasites, des roches du faciès „schiste bleu“, des schistes verts, des „éclogites“ et des roches volcaniques sont les principaux constituants de la région étudiée.

Les „éclogites“ sont des inclusions tectoniques apportées par la montée des serpentinites, tandis que les schistes à glaucophane proviennent du métamorphisme d'une série géosynclinale composée de roches volcaniques, de tufs, de grauwackes, de radiolarites, de calcaires, etc., sous forte pression et à température relativement basse.

Les roches volcaniques sont représentées par des diabases augitiques, des diabases albito-chloritiques, des diabases albitiques, et des pillow-lavas; elles sont plus jeunes que les ultrabasites puisqu'il existe des dykes de diabases coupant ces dernières.

Dans les parties fortement serpentinisées et tectonisées du massif ultrabasique, on rencontre fréquemment des rodingites de formes variables et dont la taille va de quelques dm à quelques m. Ces roches proviennent de la transformation des diabases et des gabbros. Il est fort probable que l'exsudation calcique des roches ultrabasiques encaissantes, au moment de la serpentinitisation des pyroxènes, est à l'origine de la formation des rodingites.

La région de Mihaliççik a été affectée par deux métamorphismes distincts a) le premier est un métamorphisme épizonal d'âge paléozoïque; on l'observe, par exemple, dans les schistes graphiteux, b) le second, qui présente un plus grand intérêt est celui des „schistes bleus“; il semble être d'âge alpin.

En nous basant sur la distribution des minéraux de métamorphisme caractéristiques, nous avons pu distinguer 3 zones de métamorphisme progressif. Les traits caractéristiques de chaque zone sont donnés.

Le métamorphisme des „schistes bleus“ présente 2 phases différentes: 1. la première est la phase principale pendant laquelle se sont formées les trois zones métamorphiques et les roches qui les caractérisent. Cette phase correspond à des conditions de métamorphisme caractérisées par des fortes pressions et des températures basses. 2. la deuxième phase, plus tardive, correspond à une légère élévation de la température, conduisant à la formation des schistes verts.

La formation des schistes bleus de Mihaliççik est due à un métamorphisme isochimique qui n'a pas été accompagné d'apport de sodium de l'extérieur. Les facteurs qui ont déterminé la formation de ces roches doivent être recherchés dans des conditions physiques particulières qui sont probablement le résultat de la subsidence suffisamment rapide d'une série géosynclinale dans laquelle le gradient géothermique était anormalement faible. Le rétablissement du gradient géothermique normal est la cause de l'élévation de la température caractérisant la phase tardive.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	687
Introduction	687
1. Situation géographique	687
2. Relief et hydrographie	688
3. Aperçu géologique	688
4. Tectonique	689
5. Aperçu minier	690
6. But des recherches effectuées	692
7. Historique	692

Première partie

Etude des minéraux des roches

Chapitre I. Minéraux des roches basiques et ultrabasiques	693
Chapitre II. Minéraux des roches métamorphiques	696

Deuxième partie

Etude pétrographique des roches

Chapitre III. Roches plutoniques	712
1. Roches ultrabasiques: dunites, périclites, pyroxénites, serpentinites .	712
2. Gabbros à hypersthène et diallage	715
3. Gabbro-diorites	717
Chapitre IV. Roches volcaniques	719
1. Diabases augitiques	720
2. Diabases albito-chloritiques	727
3. Diabases albitiques	729
4. Pillow-lavas	731
Chapitre V. Roches sédimentaires	735
1. Radiolarites	736
2. Série des grauwackes	736
3. Grès à éléments volcaniques	737

Chapitre VI. Roches métamorphiques	737
A. Roches basiques et ultrabasiques métamorphiques	737
1. Serpentinites métamorphiques	737
2. Gabbros métamorphiques	738
3. Gabbro-diorites métamorphiques	739
B. Métadiabases	740
1. Diabases augitiques métamorphiques	740
2. Diabases albito-chloritiques métamorphiques	745
3. Diabases albitiques métamorphiques	747
4. Pillow-lavas métamorphiques	748
C. Schistes d'origine diabasique	750
1. Schistes à glaucophane	750
2. Schistes à lawsonite et actinote	752
3. Schistes verts	752
D. Roches métamorphiques d'origine sédimentaire	753
1. Métagrauwackes	753
2. Schistes quartziques	755
3. Marbres	759
4. Schistes graphiteux	759
E. Roches particulières	761
1. Glaucophanites	761
2. Roches à aegyrine-jadéite	762
Chapitre VII. Inclusions et roches associées aux serpentinites	763
1. Dykes de diabases	763
2. Rodingites	765
3. Rodingites à pumpellyite	770
4. Inclusions d'origine diverse	772
5. Eclogites	777
6. Pegmatites	779
7. Roches leucocrates	780
8. Roches à albite et hornblende	782
Chapitre VIII. Le métamorphisme	782
1. Zones métamorphiques	782
2. Age et évolution du métamorphisme	798
3. Age des roches	792
4. Origine des roches du faciès „schiste bleu“	793
5. Sous-faciès métamorphiques	797
Conclusions	800
Bibliographie	803

AVANT-PROPOS

C'est un grand plaisir pour moi d'exprimer ma reconnaissance profonde et mes remerciements à M. le professeur M. Vuagnat, mon directeur de thèse. Malgré les lourdes et nombreuses charges qui lui incombent, il a parfaitement su diriger mes recherches, et l'appui scientifique qu'il m'a prodigué fut d'une valeur inestimable. J'ai eu le privilège de l'accompagner pendant son voyage en Turquie. Tous les moyens techniques qu'il a mis à ma disposition et ses conseils avisés ont rendu possible la réalisation de ce travail.

M. le professeur M. Gysin m'a donné la base de ma formation de minéralogie et de pétrographie et a éveillé ma vocation. Il m'a appuyé auprès de la Confédération helvétique pour une aide financière qui m'a permis de faire cette thèse. Je lui adresse donc toute ma gratitude profonde et lui exprime combien j'ai été stimulé, au cours de ce travail, par le désir d'être digne de son estime et de sa confiance.

M. le professeur G. Sagirolu, ancien doyen de la Faculté des Mines de l'Université polytechnique d'Istanbul, qui a patronné mes premiers pas en minéralogie, s'est constamment intéressé aux progrès de ce travail. Je lui suis vivement reconnaissant de m'avoir prodigué des suggestions importantes et des critiques fructueuses.

Mes remerciements vont aussi à M. le professeur Van der Kaaden pour l'intérêt qu'il n'a pas cessé de porter à mes recherches. C'est lui qui m'a conseillé de faire l'étude pétrographique de la région de Mihaliççik, et m'a donné l'occasion de profiter de ses connaissances profondes et de ses expériences.

M. le Dr R. Chessex, chargé de cours, a bien voulu reviser mon manuscrit; ses remarques judicieuses et les discussions scientifiques que j'ai eues avec lui m'ont été très utiles; je le remercie sincèrement.

Je remercie également M. le Dr Michel Delaloye d'avoir corrigé mon manuscrit, et mes camarades de laboratoire de m'avoir aidé à divers moments de mes études et de mes recherches.

Je tiens encore à exprimer mes remerciements sincères à la Commission fédérale des bourses pour étudiants étrangers et aux dirigeants de l'Institut de M.T.A. pour toute l'aide financière et technique qui m'a permis d'effectuer ce travail.

Enfin mes remerciements vont aussi aux chimistes, aux préparateurs et au dessinateur pour leur patiente activité

INTRODUCTION

1. Situation géographique

La région étudiée dans le présent travail s'étend aux environs de Mihaliççik, petit village lié administrativement à la préfecture d'Eskisehir, dans le NW de l'Anatolie centrale. Mihaliççik est situé à mi-chemin entre Ankara et Eskisehir; la distance qui le sépare à vol d'oiseau de ces deux villes est d'environ 90 km.

Au Sud, le massif est bordé par la vallée du Porsuk Çay, à l'altitude

d'environ 750 m, où passe le chemin de fer Ankara-Istanbul, tandis qu'à l'Est et au Nord, il est entouré par la rivière de la Sakarya qui coule à environ 50 m d'altitude (Photo 1).

Cette région est entièrement comprise dans la feuille de Sivrihisar de la carte topographique de la Turquie au 1/100 000. La partie dont nous avons fait le levé géologique s'étale sur cinq feuilles au 1/25 000 qui sont: Eskisehir: I₂₆-b₁, I₂₆-b₂, I₂₆-b₃ et Ankara: I₂₇-a₁, I₂₇-a_a.

2. Relief et hydrographie

Les montagnes de Mihaliççik, qui s'élèvent jusqu'à 1700 m d'altitude, constituent la terminaison orientale de la chaîne de Sömdiken Dağları. Cette chaîne est composée dans cette région d'une série de sommets qui se relayent; ce sont, d'W en E: Bospinar Tepe, Kartal Tepe, Yörükçal Tepe et Karateke Tepe. La ligne de séparation des eaux passe par ces sommets; au N de cette ligne, les torrents se déversent dans la Sakarya Nehri, tandis qu'au S tous les torrents sont des affluents de la Porsuk Çayı.

A part ces deux rivières qui entourent presque cette chaîne, en creusant des vallées profondes dans la couverture tertiaire de l'Anatolie Centrale, il n'y a pas de grands cours d'eau; le réseau hydrographique est généralement composé de torrents ayant parfois creusé des gorges encaissées.

3. Aperçu géologique

Les terrains rencontrés dans la région étudiée sont composés de roches basiques et ultrabasiques plus ou moins serpentinisées, de roches métamorphiques variées, telles que schistes à glaucophane, schistes verts, marbres, éclogites; nous y trouvons également des roches très peu transformées: diabases, pillow-lavas, radiolarites et grauwackes.

Des roches métamorphiques appartenant au faciès „schiste bleu“ sont, avec les serpentinites, les formations principales des environs de Mihaliççik.

Les schistes verts constituent des couches relativement minces intercalées dans les schistes à glaucophane qui contiennent aussi, par endroits, des lentilles de marbre de dimensions variées.

En nous basant sur la formation des minéraux typomorphes du métamorphisme, il nous a été possible de distinguer trois zones métamorphiques distinctes, dans les roches du faciès „schiste bleu“:

La zone supérieure (zone I) est caractérisée par la présence de lawso-

nite. Des roches très peu touchées par le métamorphisme, parfois presque intactes, et ne présentant aucune schistosité, se rencontrent dans cette zone.

La zone moyenne (zone II) est caractérisée par la présence de glaucophane (surtout crossite), lawsonite, jadéite et pyroxène jadéitique. La majorité des roches ne présente pas de schistosité.

La zone inférieure (zone III) est caractérisée par l'association de l'épidote, de la glaucophane et de minéraux typiques des schistes verts. La lawsonite n'est plus stable.

Les roches originelles ont entièrement perdu leur structure primaire et sont transformées en schistes à glaucophane ou en schistes verts.

Tertiaire. Il débute par le Lutétien transgressif sur les versants orientaux du massif de Mihaliççik et sur les monzodiorites du massif de la Sakarya (région de Narli köy, Saray köy et Dümrek köy). Le Lutétien est composé de marnes, de calcaires, de grès et de conglomérats; on y trouve des gisements fossilifères à Nummulites, Assilines, Naticas, Ostreas, etc. Le Néogène, qui fait suite au Lutétien et qui recouvre au S et au N les montagnes de Mihaliççik, est très étendu en Anatolie Centrale; il est constitué de conglomérats entourant les anciens massifs, de grès, d'argiles et de calcaires à niveaux gypsifères.

4. Tectonique

La tectonique générale des environs de Mihaliççik est caractérisée par deux directions différentes:

1. La première est SW-NE et s'observe dans la chaîne de Sömdiken Daglari, constituée d'une série d'anticlinaux et de synclinaux parallèles à cette direction (KUPFAHL 1954 et WEINGART 1954). Dans la région que nous avons étudiée, l'ensemble des terrains métamorphiques affleurant à l'W de Mihaliççik forme un grand anticlinal d'axe SW-NE, dont le noyau est composé de marbres paraissant avoir une épaisseur considérable.

La carte géologique que nous présentons à la fin de ce mémoire comprend la série isoclinale composée de schistes à glaucophane qui constituent le versant SE de cet anticlinal; les marbres du noyau sont cartographiés partiellement.

Ainsi les roches du faciès „schiste bleu“ affleurent entre les marbres du noyau et les roches ultrabasiques qui forment parfois des lentilles intercalées dans les schistes, et allongées suivant la schistosité de ces roches métamorphiques.

Le plongement des couches vers le SE varie entre 50° et 60° . On observe de petits plissements au sein des schistes à glaucophane.

Cette tectonique est caractérisée par une linéation parallèle à la direction de l'axe de l'anticlinal, marquée par l'orientation des minéraux des schistes, surtout des prismes de glaucophane.

En général, cette linéation plonge vers le SW d'environ 20° ; mais par endroit elle devient horizontale ou plonge même vers le NE.

L'autre versant de ce grand anticlinal est essentiellement constitué de schistes verts. Il est très probable que les roches primaires dont dérivent ces schistes sont les mêmes que celles ayant donné naissance aux schistes à glaucophane.

2. La deuxième direction tectonique est en gros NW-SE et s'observe au S de Güres köy, à l'E et NE de Mihaliççik ainsi que dans la région située entre Hamidiye köy, Saray köy et Sekiören köy.

Remarquons que le rubanage magmatique caractéristique des roches ultrabasiques est parallèle à cette direction.

Au S, le massif de Sivrihisar montre aussi une direction NW-SE (WEINGART 1954). Nous ne pensons pas que cette deuxième direction ait un caractère indépendant de la première.

Cette bifurcation est en relation avec l'orogénèse alpine, comme le métamorphisme qui sera le sujet du chapitre IX.

Les schistes à glaucophane sont fréquemment traversés par des failles de faible rejet ou des diaclases orientées NW-SE; ces accidents sont probablement dus aux poussées alpines tardives, postérieures au métamorphisme.

Dans les serpentinites, à l'E de Mihaliççik, il existe deux zones étroites, faillées, ayant une direction NW-SE. La première passe par les points suivants: au N de Koca dere, Büyük yatak sirti, Aktuzla tepe, Kamisli tepe, Domuz dere, Büngüldük dere. Les inclusions d'éclogites et de gabbro-diorites jalonnent cette zone.

La deuxième se trouve plus au S et passe au N et au NE de Dikmen tepe, Hamam dere, au S d'Erikli tepe. La plupart des inclusions de rodingites et de gabbros à hypersthène et diallage sont associées à cette zone faillée.

5. Aperçu minier

Au point de vue minier, la région de Mihaliççik offre plusieurs types de concentrations métallifères ou minérales, parmi lesquels nous pouvons citer:

1. les gisements chromifères
2. les gisements d'asbeste
3. les gisements de magnésite
4. les gisements de manganèse
5. les gisements de fer
6. les gisements de talc

1. Les gisements de chromite sont liés aux dunites dans la région de Kavak köy et dans le Karaagaç mevkii au N de Sazak köy, où elles sont exploitées actuellement.

La chromite se présente sous forme de lentilles, de pipes, ou de schlieren; dans la région étudiée, les niveaux riches en minerais sont alignés parallèlement au rubanage magmatique des roches ultrabasiques.

2. Les gîtes d'asbeste sont associés aux lentilles de serpentinites intercalées dans les schistes à glaucophane. Le minerai est représenté par l'amphibole-amiante, développée soit dans les fissures des roches ultrabasiques ou dans leurs auréoles, soit dans les roches encaissantes. L'épaisseur des veines varie de quelques millimètres à 5—6 cm. L'asbeste, orientée obliquement par rapport aux parois des fissures (Slip fibres), possède une longueur variable qui peut atteindre parfois 10 cm. Cette amiante est actuellement exploitée; les carrières les plus importantes se trouvent à l'W de Mihaliççik dans les localités suivantes: Tatarcik köy, Dikyol, Eynigazi, Ayvalica.

3. La magnésite forme, dans les serpentinites ou dans leur cuirasse altérée, des filons ou des lentilles de faible puissance. Le minerai est massif et blanc, parfois légèrement coloré par des oxydes de fer.

Les principaux affleurements de magnésite se rencontrent à Burçaközü, à Yala dere, au SW de Dikmen tepe et à Sarikaya tepe, où l'on observe par endroits des fragments anguleux de chromite dans la magnésite. Les rodingites de Hamam dere ont été prises à tort par certains géologues pour de la magnésite.

4. Les minerais de manganèse sont généralement liés aux quartzites qui dérivent probablement des radiolarites; nous avons également observé des formations manganésifères sédimentaires dans le Néogène, où les niveaux minéralisés forment des couches irrégulières atteignant parfois 20 cm d'épaisseur. Le minerai est constitué par les espèces suivantes: pyrolusite, psilomélane et braunite. Les affleurements principaux liés aux quartzites se trouvent à Mapkuru setti, Karaimamçayir tepe, Sünnetözü dere et à Çayırca dere; tandis que les concentrations dans le Néogène affleurent aux environs de Haliloglan köy et Uçbasli köy.

5. Les minerais oxydés de fer sont localisés soit dans la cuirasse d'altération des serpentinites, soit dans les quartzites; ils forment aussi des lentilles de faible puissance intercalées dans les schistes à glaucophane. Ces minerais contiennent généralement de la limonite, de l'hématite ou de l'oligiste. Les principaux affleurements sont localisés aux alentours de Hamidiye köy.

6. Les concentrations de talc sont liées aux serpentinites dans lesquelles elles forment des affleurements très locaux et de faible puissance.

La description de ces minerais ne rentre pas dans le cadre de ce travail; nous nous proposons de l'entreprendre par la suite en même temps que l'étude détaillée du complexe ultrabasique.

6. But des recherches effectuées

Ce travail a été entrepris pour mieux connaître la géologie, et en particulier la pétrographie et la minéralogie des roches basiques et ultrabasiques, des roches métamorphiques, spécialement des schistes à glaucophane de la région de Mihaliççik.

Nous avons effectué trois campagnes de terrain pendant les étés 1962—1964; elles nous ont permis de faire un levé géologique au 1/25 000 et de prélever systématiquement environ 1500 échantillons dont 1100 ont été étudiés sous le microscope.

Environ 500 analyses de roches et de minéraux ont été faites au moyen des rayons X pour vérifier et compléter les déterminations optiques.

7. Historique

L'étude que nous présentons est le premier travail pétrographique détaillé effectué dans cette partie de l'Anatolie Centrale.

Auparavant, plusieurs géologues avaient visité cette région à l'occasion d'expertises minières concernant les gisements de chromite, d'asbeste, de magnésite ou de manganèse qui s'y trouvent.

Quelques observations sur les formations de chromite et d'oxydes de manganèse ont été publiés par WIJKERSLOOTH (1941, 1942, 1943); BARUTOGLU (1960); et enfin RECHENBERG (1960).

Dans les archives de M.T.A. Enstitüsü, il existe des rapports inédits sur les concentrations de magnésite, d'asbeste, étudiées par BRENNICH, et un rapport sur la carte géologique au 1/100 000 de Sivrihisar (56/2, 56/4) et d'Ankara (57/1, 57/3), présenté par WEINGART (1954).

PREMIÈRE PARTIE

Etude des minéraux des roches

Dans cette partie, nous donnons les principaux caractères optiques, accompagnés parfois de données chimiques ou diffractométriques, des minéraux constituant les roches de la région étudiée.

Chapitre I

Minéraux des roches basiques et ultrabasiques**1. Olivine**

L'olivine est le seul minéral essentiel des dunites et elle constitue un des minéraux principaux des péridotites et des gabbros à olivine. Elle forme des cristaux arrondis, incolores, limpides, au relief accusé, traversés par de nombreuses craquelures. Elle est toujours plus ou moins fortement altérée en un minéral serpentineux qui se développe à partir des cassures; le degré d'altération est variable.

Au N de Yarikci köy, au cœur du massif ultrabasique, on observe encore des reliques d'olivine dans une pâte à structure réticulée de serpentine; par contre, dans les lentilles de serpentinites intercalées entre les schistes à glaucophane, le minéral primaire a complètement disparu.

La biréfringence des cristaux est variable suivant la roche dans laquelle on les trouve. L'angle $2V$ oscille généralement autour de 90° .

2. Pyroxènes

Dans la région étudiée, ce groupe est représenté par l'hypersthène, le diallage et l'augite. Les variétés sodiques des pyroxènes, telles que la jadéite, l'aegyrine et tous les termes intermédiaires étant caractéristiques des roches métamorphiques, leur description est reportée au chapitre suivant.

Hypersthène. Ce minéral ne se trouve que dans les gabbros à hypersthène et dans les pyroxénites entourant ces gabbros. Il se présente en cristaux allotriomorphes pléochroïques: n_g = vert clair, n_m = vert jaunâtre, n_p = rose saumon.

$2V(-) = 70^\circ$. $n_g - n_p = 0,016$.

Diallage. Il s'agit du constituant principal des pyroxénites (diallagites), et d'un des minéraux essentiels des gabbros et des pegmatites. Il forme des cristaux allotriomorphes, incolores ou légèrement verdâtres, non pléochroïques.

$2V (+) = 60^\circ$. $n_g - n_p = 0,025$. Dispersion moyenne ($r > v$). $n_g \wedge z = 48^\circ$.

Les trois clivages caractéristiques sont bien visibles.

Augite. Ce minéral est largement développé dans les roches volcaniques et constitue l'élément essentiel des méladiabases dans lesquelles il forme souvent des cristaux idiomorphes.

On peut en distinguer deux variétés: la première, pauvre en titane, est presque incolore, non pléochroïque, et possède les caractères optiques suivants:

$2V (+) = 60^\circ$. $n_g - n_p$ faible = 0,015. Dispersion très forte ($r > v$). $n_g \wedge z = 40^\circ$. Allongement (+).

Extinctions incomplètes dues à la forte dispersion.

Macles selon (100) fréquentes.

La seconde variété est une augite titanifère violacée aux cristaux souvent zonés, montrant une auréole plus foncée de couleur violette. Plus la taille diminue, plus la teinte violacée s'accroît. On note:

$2V (+) = 60^\circ$. $n_g - n_p = 0,020$. Dispersion forte ($r > v$). $n_g \wedge z = 44^\circ$. Allongement (+).

Macles selon (100) fréquentes, parfois répétées.

3. Amphiboles

Ce groupe est représenté par la hornblende, un des constituants essentiels des gabbro-diorites et des pegmatites où ses cristaux atteignent parfois 18 cm de long. Ce minéral, de couleur verte ou brunâtre, est allotriomorphe ou idiomorphe suivant le cas. Sous le microscope on note:

Pléochroïsme: n_g = brun verdâtre, n_m = brun, n_p = jaune brunâtre; ou n_g = vert olive, n_m = vert clair, n_p = vert jaune clair.

$2V (-) = 60^\circ$. $n_g - n_p = 0,020$. Dispersion moyenne ($r > v$). $n_g \wedge z = 16^\circ$. Allongement (+).

4. Quartz

Le quartz, très rarement présent dans les roches éruptives de la région étudiée, se trouve en petite quantité dans certaines diabases albitochloritiques et albitiques, sous forme de grains irréguliers.

5. Feldspaths

Les feldspaths sont surtout représentés par les plagioclases qui constituent un des minéraux principaux des gabbros et des roches volcaniques. Les feldspaths potassiques sont rares; nous n'en avons observé qu'une espèce:

Le *Microcline*. Ce minéral s'est formé dans certaines inclusions leucocrates affleurant à Ulucak dere, dont il est un des constituants essentiels. Il se présente en cristaux subidiomorphes, souvent en prismes allongés ayant un aspect trouble en lumière naturelle. Sa réfringence est inférieure à celle du baume de Canada. Les macles simples ou polysynthétiques sont fréquentes. Sur les sections parallèles à (001), ces macles forment un quadrillage chatoyant très fin, caractéristique.

Albite. Nous avons là un des minéraux principaux des diabases. Les microlites de ce feldspath forment la trame de la structure intersertale dont les variantes sont décrites au chapitre V.

L'albite forme des cristaux prismatiques de dimensions variables; dans les diabases grossières ils dépassent 1 mm; dans les autres variétés, ils varient entre 0,25 et 0,9 mm tandis que les phénocristaux atteignent parfois 6 mm de long. Les cristaux sont souvent maclés et contiennent environ 8% d'An. Nous pensons qu'à l'origine le plagioclase des diabases était plus calcique et qu'il a été albitisé pendant la première phase du métamorphisme.

Dans la zone I, l'albite est stable et relativement fraîche, malgré de minuscules inclusions de chlorite, de pumpellyite ou de lawsonite; dans les zones moyenne et inférieure, elle a disparu et a été remplacée par une albite de néoformation d'origine métamorphique (voir p. 709).

Andésine. Ce plagioclase est un des constituants essentiels des gabbros. Suivant la roche à laquelle il appartient, sa basicité varie et nous pouvons distinguer deux types: le premier est une variété calcique et se présente dans les gabbros à hypersthène sous forme de cristaux allotriomorphes, fortement maclés selon les lois d'albite et de péricline; la mesure de l'angle d'extinction sur une section normale à l'arête pg_1 donne environ 45% d'An. La deuxième variété est plus alcaline et a cristallisé dans les gabbro-diorites, où elle forme des lits leucocrates alternant avec des lits mélanocrates riches en hornblende et diallage. Cette variété est le plus souvent altérée en pumpellyite, en prehnite ou en un mélange de ces deux minéraux. Dans les échantillons les plus frais, les mesures optiques nous ont donné environ 35% d'An.

Labrador. Dans les gabbros à olivine seulement, nous trouvons ce

plagioclase sous forme de cristaux fortement maclés; il est partiellement altéré en prehnite et contient environ 50 % d'An.

6. Minéraux accessoires

Nous trouvons dans ce groupe le sphène, l'apatite, l'ilménite et l'hématite.

Sphène. Ce minéral forme soit de petits grains parfois idiomorphes, soit des cristaux irréguliers, dispersés dans les diabases ou dans les gabbro-diorites. Dans la zone supérieure il est presque toujours altéré en leucoxène.

Apatite. Ce phosphate a cristallisé dans les gabbro-diorites, dans les éclogites et enfin dans les diabases où il forme des cristaux allongés atteignant parfois 1 mm de long.

Ilménite. Parmi les minéraux opaques, l'ilménite s'est particulièrement bien développée dans les dykes de diabase; on la trouve aussi fréquemment dans les coulées volcaniques. Elle forme des grains opaques isométriques ou présente son habitus lamellaire ou ramifié.

L'ilménite est rarement bien conservée dans la zone I: l'intense altération en leucoxène ne laisse guère subsister que des formes squelettiques.

Hématite. Ce minéral imprègne surtout les diabases albit-chloritiques et les pillow-lavas de Avlanagzi dere et Akdas dere. De minuscules particules d'oxyde de fer se sont développées dans les interstices de la structure intersertale de ces roches. Dans les parties marginales des pillows, les grains d'hématite soulignent la bordure des sphérolites et constituent parfois la matrice cimentant ces derniers.

Chapitre II

Minéraux des roches métamorphiques

1. Grenats

Les membres de la famille des grenats ne sont pas très répandus dans la région étudiée. Nous les avons observés dans les rodingites, dans certains schistes quartziques de la zone moyenne (zone II) et enfin dans les éclogites.

Dans les rodingites, le grenat a la composition de l'hydrogrenat; il

forme de petits cristaux isométriques, incolores ou faiblement jaunâtres, avec un fort relief, montrant parfois des anomalies optiques.

Au moyen des rayons X, nous avons pu déterminer qu'il s'agit de la variété *Hibschite*. Le calcul de l'arête de la maille élémentaire nous a donné $a_0 = 11,986 \text{ \AA}$.

Les données diffractométriques¹⁾ aux rayons X sont:

d (Å)	Intensité
3,00	80
2,68	100
2,57	20
2,45	50
2,35	40
2,19	50
1,95	60
1,73	50
1,66	60
1,61	80
1,50	50
1,36	50
1,31	50

Le grenat associé aux roches métamorphiques du faciès „schistes bleus“ présente, dans la région, un développement local et plutôt accidentel. En effet, c'est seulement dans un échantillon de schiste quartzique à crossite que nous avons observé des cristaux idiomorphes de grenat, souvent en dodécaèdre; ils sont incolores à jaunâtres, isotropes, et présentent un fort relief; leur diamètre ne dépasse pas 0,15 mm et ils contiennent fréquemment de petites inclusions d'un minéral opaque.

Dans les éclogites, le grenat est un des minéraux principaux de la roche; il forme des traînées parallèles de 3—5 mm d'épaisseur, alternant avec des lits riches en omphacite. Ces cristaux sont le plus souvent allotriomorphes, de couleur brun rougeâtre. Sous le microscope ils sont fracturés, mais frais, et contiennent des inclusions de sphène et d'apatite.

2. Minéraux du groupe de l'épidote

Ces minéraux sont parmi les constituants principaux des roches de la zone inférieure. Ils forment souvent des cristaux allotriomorphes dont la couleur va de jaune citon à incolore, à teintes de pléochroïsme variables.

L'angle $2V (-)$ est grand et se situe aux environs de 80° ; l'allonge-

¹⁾ Les données diffractométriques ont été obtenues au moyen d'un diffractomètre Philipps et parfois d'une caméra de type Guinier; radiation CuK_α .

ment est de signe variable. La réfringence et la biréfringence varient suivant la teneur en fer; les cristaux sont toujours dispersifs ($r > v$).

L'épidote ne s'est pas développée dans les zones I et II. L'association épidote-lawsonite que nous avons signalée est due à l'élévation tardive de la température; dans les roches présentant cette association, l'épidote est toujours en petite quantité et contient des cristaux idiomorphes de lawsonite.

Les minéraux du groupe de l'épidote remplissent aussi les fissures ou les vacuoles des métadiabases, où ils sont souvent associés à l'albite et contiennent parfois des cristaux d'amphibole sodique.

Dans certaines inclusions tectoniques, l'épidote peut provenir de la transformation de la pumpellyite. Enfin, l'augite des diabases s'est parfois transformée en épidote.

Clinozoïsite. Comparativement aux autres minéraux de ce groupe, la clinozoïsite est beaucoup moins abondante; nous l'avons observée dans les gabbros et pegmatites métamorphiques où elle s'est développée aux dépens de la lawsonite.

Ses propriétés optiques sont les suivantes: Cristaux incolores, allotriomorphes, fortement dispersifs ($r < v$), montrant des anomalies optiques dans les tons bleus; $2V (+) = 20^\circ$.

La réfringence et la biréfringence sont inférieures à celles de l'épidote.

Clivages (001) souvent visibles.

Piémontite. Ce minéral s'est développé exclusivement dans les schistes quartziques dérivant probablement des radiolarites. Il forme des cristaux idiomorphes, allongés suivant l'axe $b = n_m$ disposés en lits alternant avec des lits de quartz.

Ses principales propriétés optiques sont les suivantes: Cristaux fortement pléochroïques, atteignant souvent plusieurs mm le longueur.

SiO ₂	41,45
Al ₂ O ₃	16,75
TiO ₂	0,17
FeO	—
Fe ₂ O ₃	7,86
CaO	17,40
MgO	2,10
Na ₂ O	0,12
K ₂ O	0,19
MnO	10,58
P ₂ O ₅	0,04
H ₂ O ⁺	1,59
H ₂ O ⁻	0,36
	<hr/>
	98,61

n_g = rouge vif, n_m = améthyste, n_p = jaune. $2V (+) = 70^\circ$.

L'angle d'extinction par rapport à n_g se situe au voisinage de 29° .

Clivage (001) souvent visible. Macles selon (100).

Nombreuses craquelures transversales.

La composition chimique de la piémontite est celle citée à la page 698 (N° 416/64).

3. Sursassite

Cet autre membre manganésifère du groupe des épidotes s'est développé dans les schistes quartziques où il est associé à la piémontite; ses cristaux bruns et idiomorphes forment de minces lits alternant avec des niveaux de quartz.

Le pléochroïsme est intense: n_p = beige orange très clair, n_m = brun orangeâtre, n_g = incolore à vert très clair.

$2V (-) \cong 20^\circ$ Dispersion forte ($r < v$).

Allongement (\pm) parallèle à l'axe $y = n_m$. Clivage (100) bien visible.

L'analyse chimique et les données diffractométriques de la sursassite sont (N° 153/64):

SiO ₂	36,73
Al ₂ O ₃	17,53
TiO ₂	0,28
FeO	—
Fe ₂ O ₃ tot.	5,02
CaO	4,05
MgO	4,65
Na ₂ O	0,07
K ₂ O	(< 0,10)
MnO	26,36
P ₂ O ₅	0,15
H ₂ O ⁺	4,86
H ₂ O ⁻	0,11
	<hr/>
	99,81

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
4,59	50	2,68	70	2,02	11
4,28	30	2,60	63	1,96	18
4,09	30	2,50	20	1,88	20
3,91	15	2,39	46	1,85	15
3,75	60	2,29	41	1,82	12
3,46	21	2,18	8	1,72	8
2,90	100	2,14	53	1,62	24
2,85	98	2,10	30	1,57	45
2,75	32	2,07	16	1,52	14
2,74	37	2,05	10	1,48	11

4. Pumpellyite

La pumpellyite est un des minéraux de métamorphisme caractéristiques de la région étudiée. Dans la zone I, elle se serait développée dans les endroits où les pressions étaient telles que la lawsonite était instable et se transformait en pumpellyite.

Ce minéral se rencontre soit disséminé dans les roches, soit en remplissage dans des fissures. Dans le premier cas, il forme des cristaux prismatiques, aciculaires ou fibreux, souvent enchevêtrés, et développés soit en agrégats irréguliers, soit dans le plagioclase ou dans les vacuoles des roches volcaniques.

Suivant le degré du métamorphisme, la structure primaire de la roche est plus ou moins détruite, et il arrive souvent que la formation de la pumpellyite dans les diabases fasse disparaître le plagioclase, de sorte que les cristaux d'augite sont noyés dans une pâte de pumpellyite.

Dans certaines gabbro-diorites et dans les inclusions de roches leucocrates, la pumpellyite, parfois associée à la prehnite, ou à un mica séricitique, remplace entièrement le plagioclase.

Dans les zones moyenne et inférieure (zones II et III), le développement de la pumpellyite est quasiment réduit aux inclusions tectoniques et aux affleurements localisés entourant les serpentinites. En effet, dans les rodingites à pumpellyite de cette zone, elle constitue avec le grenat un des minéraux principaux de la roche.

Dans d'autres inclusions, la pumpellyite est le minéral essentiel; ses cristaux prismatiques enchevêtrés formant une sorte de trame sont partiellement transformés en épidote.

Enfin, dans quelques affleurements, elle est associée à la chlorite et à l'épidote.

Dans un second mode de gisement, la pumpellyite s'est développée dans les fissures de roches volcaniques, des pyroxénites et des inclusions tectoniques. Elle forme des cristaux prismatiques, aciculaires, groupés en gerbes, perpendiculaires aux parois; au milieu de ces fissures, on observe parfois des cristaux idiomorphes d'épidote entourés de calcite.

La longueur des cristaux de pumpellyite est variable, atteignant souvent 2 cm; elle est plus ou moins proportionnelle à la largeur des fissures qui varie de 0,5 à 8 cm (Photo 30).

La couleur du minéral remplissant les fissures des diabases métamorphiques est toujours plus foncée que celle qui se trouve dans les fissures des pyroxénites; elle varie du vert clair au vert foncé avec tous les termes intermédiaires.

Comme la couleur, les autres propriétés optiques montrent aussi des variations suivant la teneur en fer.

Pumpellyite dans les fissures des pyroxénites (éch. 1): Cristaux vert clair, presque incolores sous le microscope, avec pléochroïsme très faible: n_g et n_p = incolore; n_m = vert très clair à jaunâtre.

$2V(+) = 30^\circ$. $n_g - n_p = 0,012$. Dispersion modérée ($r < v$).

Allongement (\pm) parallèle à $y = n_m$. Clivage (100) assez bon, (001) moins bon.

Ci-dessous, nous donnons les résultats de l'analyse diffractométrique de cette variété:

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
4,72	13	2,62	26	2,06	11
4,63	30	2,49	30	1,91	6
4,35	26	2,44	37	1,84	11
4,16	6	2,31	20	1,66	9
3,99	5	2,27	7	1,63	4
3,78	35	2,20	22	1,60	21
3,43	9	2,19	18	1,59	13
3,10	5	2,18	18	1,55	10
3,01	11	2,15	9	1,51	5
2,94	21	2,10	13	1,48	10
2,89	100	2,09	8	1,47	10
2,72	30				

Pumpellyite dans les fissures des diabases (éch. 658): Cristaux vert foncé fortement pléochroïques: n_g et n_p = incolore, n_m = vert pomme.

$2V(+) = 60^\circ$. $n_g - n_p = 0,020$.

Dispersion forte ($r < v$). Allongement (\pm) parallèle à $y = n_m$.

Clivage (100) assez bon, (001) moins bon.

Dans le tableau suivant nous donnons la composition chimique de cette variété:

SiO ₂	38,49
Al ₂ O ₃	22,34
TiO ₂	0,04
FeO	1,20
Fe ₂ O ₃	3,28
CaO	22,40
MgO	3,75
Na ₂ O	0,83
K ₂ O	0,28
MnO	0,28
P ₂ O ₅	0,03
H ₂ O ⁺	6,28
H ₂ O ⁻	0,05
	<hr/> 99,25

5. Lawsonite

La lawsonite est un des minéraux caractéristiques du métamorphisme de notre région, dans les zones I et II. Nous l'avons observée dans les métadiabases, dans les métagabbros, dans les schistes diabasiques et quartziques.

Dans les diabases métamorphisées de la zone supérieure (zone I), elle apparaît en cristaux prismatiques incolores, développés à l'intérieur du plagioclase, obliquement par rapport à l'allongement de ce dernier; la structure intersertale primaire de la roche a cependant été conservée (voir Photos 20 et 21; Fig. 6).

Dans la zone moyenne (zone II), les cristaux de lawsonite, sans aucune orientation privilégiée, remplacent entièrement le plagioclase des diabases et des gabbros métamorphiques, entraînant la disparition complète de la structure primaire (Photo 25).

Dans la zone inférieure (zone III), la lawsonite n'est pas stable. Les diabases, les grauwackes et les gabbros métamorphiques restés en reliques dans les schistes de zone III, présentent parfois une petite quantité de lawsonite associée à des minéraux tels que: actinote, épidote, albite, mica blanc, chlorite et clinozoïsite de formation plus tardive.

Les propriétés optiques sont: Cristaux incolores prismatiques, souvent idiomorphes.

$2V (+) = 85^\circ$. $n_g - n_p = 0,020$. Allongement (-), avec l'axe $z = n_p$. Clivage (100) parfait, (101) visible.

Macles fines et polysynthétiques souvent bien développées.

Les données diffractométriques sont:

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
6,5	50	2,42	50	1,74	25
4,82	40	2,38	20	1,71	20
4,53	15	2,30	15	1,69	10
4,19	15	2,27	10	1,68	5
3,63	60	2,24	35	1,63	35
3,28	20	2,17	15	1,62	30
2,90	25	2,11	60	1,56	5
2,70	90	1,95	20	1,54	60
2,65	40	1,87	5	1,49	5
2,61	100	1,77	5	1,45	20

6. Pectolite

Ce minéral ne s'est formé que dans les fissures des inclusions de diabase à prehnite ou à natrolite.

La pectolite constitue des agrégats de cristaux très fins, aciculaires, en groupes parfois fibro-radiés; ces cristaux se développent obliquement par rapport aux parois des fissures dont la largeur atteint, dans certains cas, jusqu'à 4 mm.

A l'œil nu elle est blanche; sous le microscope, ses fibres sont incolores, parfois brunâtres en lumière naturelle.

Dans certaines inclusions elle s'associe à la prehnite.

7. Pyroxènes

Les pyroxènes que nous avons observés dans les roches métamorphiques sont tous sodiques; la plupart appartiennent au groupe ayant la composition diopside-jadéite-aegyrine; dans ce groupe nous distinguons:

- a) Variétés riches en aegyrine-jadéite.
 - b) Variétés riches en diopside-jadéite,
- avec tous les termes intermédiaires.

a) Variétés riches en aegyrine-jadéite

Elles dérivent soit de la transformation de l'augite des diabases, soit de la cristallisation de solutions d'origine métamorphique. La transformation du pyroxène primaire commence le plus souvent depuis les bords, et l'on observe fréquemment des cristaux zonés, avec un noyau d'augite, entouré d'une enveloppe aegyrine-jadéitique. Les cristaux prismatiques, parfois en agrégats fibro-radiés d'aegyrine-jadéite, remplissent les fissures et les vacuoles des métadiabases, ou bien ils se développent dans les schistes quartziques et dans les inclusions tectoniques (Photo 31 et Fig. 4).

SiO ₂	50,58
Al ₂ O ₃	6,11
TiO ₂	0,11
FeO	0,64
Fe ₂ O ₃	25,07
CaO	3,22
MgO	2,71
Na ₂ O	11,37
K ₂ O	(0,1)
MnO	—
P ₂ O ₅	0,08
H ₂ O ⁺	0,19
H ₂ O ⁻	0,02
	<hr/>
	100,11

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
6,3	70	2,08	18	1,51	11
4,4	53	2,00	18	1,49	10
2,96	93	1,92	10	1,48	8
2,88	100	1,87	8	1,47	10
2,51	37	1,81	8	1,39	24
2,45	34	1,78	8	1,37	8
2,24	10	1,72	23	1,31	11
2,23	8	1,60	19	1,29	10
2,18	16	1,58	11	1,26	8
2,10	26	1,52	15	1,25	11

Les propriétés optiques sont: Cristaux vert clair, faiblement pléochroïques.

$2V(-) = 70^\circ$. $n_g - n_p = 0,015-0,025$. $n_p \wedge z = 4^\circ-5^\circ$. Allongement (-).

La composition chimique et les données diffractométriques pour le pyroxène riche en aegyrine-jadéite sont celles cités aux pages 703/704 (N°421/64).

b) Variétés riches en diopside-jadéite

Ces variétés dérivent également, soit de la transformation de l'augite, soit de la cristallisation de solutions hydrothermales d'origine métamorphique. Les propriétés optiques sont: Cristaux vert clair, faiblement pléochroïques.

$2V(+) = 70^\circ$. $n_g - n_p = 0,013-0,015$. Dispersion forte ($r < v$). Allongement (-).

Clivages pyroxéniques particulièrement bien visibles dans les cristaux prismatiques, enchevêtrés, emplissant les fissures. Extinctions incomplètes dues aux anomalies optiques.

Aegyrine. Ce minéral, très rare, a été observé dans certains schistes d'origine diabasique de la zone II. Ses cristaux sont allotriomorphes, fortement colorés et pléochroïques: n_p = vert bleu foncé, n_m = vert, n_g = jaune verdâtre. $2V(-) = 15^\circ$.

Les cristaux sont fortement dispersifs; nous n'avons pas observé d'extinction complète; de ce fait, la mesure en lumière blanche de l'angle $n_p \wedge z$ ne peut pas se faire avec précision; néanmoins, il nous semble que cet angle est d'environ 12° . Les cristaux partiellement altérés en chlorite montrent fréquemment des macles fines et lamellaires.

Jadéite. Il s'agit d'un des minéraux caractéristiques du facès „schiste bleu“, développé dans la zone II. Il constitue parfois la majeure partie

de roches que l'on peut appeler jadéitites; il est dans ce cas associé à un peu de mica blanc.

Sous le microscope, il forme des cristaux allotriomorphes, incolores, à fort relief, avec un angle $2V (+)$ d'environ 70° , à allongement $(+)$ et présentant des extinctions incomplètes dues aux anomalies optiques. La dispersion est forte: $r < v$. $n_g - n_p = 0,013$. L'angle entre n_g et z est proche de 38° .

Les données diffractométriques sont:

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
6,16	30	2,91	88	1,96	20
4,49	10	2,82	100	1,76	10
4,27	37	2,48	39	1,68	12
3,95	9	2,41	50	1,57	20
3,27	16	2,19	12	1,55	9
3,16	20	2,15	14	1,49	14
3,09	26	2,06	30		

Omphacite. Ce minéral a été observé seulement dans les éclogites où il constitue un des minéraux principaux de la roche. Sous le microscope ses cristaux sont vert clair et allotriomorphes, avec un pléochroïsme: n_g = vert jaune clair, n_p = vert clair.

$2V (+) = 70^\circ$. $n_g - n_p = 0,020$. Dispersion modérée ($r > v$). $n_g \wedge z = 44^\circ$. Allongement $(+)$.

8. Amphiboles

Les amphiboles qui se sont développées pendant le métamorphisme régional sont représentées par des variétés sodiques: la glaucophane, la crossite et tous les termes intermédiaires, et par les variétés calciques de la série actinote-trémolite. Nous pouvons ajouter à cette liste: l'ouralite vert clair, dérivant des pyroxènes des roches volcaniques et basiques.

Les amphiboles sodiques forment des cristaux prismatiques ou aciculaires, idiomorphes, de longueur variable atteignant parfois 7 mm. Ces cristaux se développent soit parallèlement à la linéation (comme par exemple dans les fissures des roches de la zone moyenne ou dans les schistes de la zone inférieure), soit sans aucune orientation privilégiée.

Les amphiboles calciques se présentent en cristaux aciculaires; mais le plus souvent elles sont fibreuses, constituant ainsi les asbestes exploitées de la région.

Glaucophane. Elle présente deux habitus différents: aciculaire et prismatique. Ses propriétés optiques sont:

Pléochroïsme: n_g = bleu, bleu lavande, n_m = bleu violacé, n_p = incolore à jaunâtre.

$2V(-) = 10$. $n_g - n_p = 0,013-0,020$. Dispersion $r < v$.

L'angle d'extinction $n_g \wedge z$ varie de 6° à 10° .

Plan des axes optiques parallèle à (010).

L'allongement est toujours (+) avec l'axe $y = n_m$.

Crossite. Elle diffère de la glaucophane surtout par la couleur et le pléochroïsme plus prononcés et par la position du plan des axes optiques.

n_g = bleu lavande violacé, n_m = bleu lavande, n_p = vert clair jaunâtre.

$2V(-) = 50^\circ$. $n_g - n_p = 0,011-0,049$. Dispersion forte $r < v$.

L'angle d'extinction $n_m \wedge z$ varie de $8^\circ-10^\circ$.

Plan des axes optiques perpendiculaire à (010).

L'allongement est (+ ou -) avec l'axe $y = n_g$.

Actinote-trémolite. Les membres de cette famille se trouvent dans divers types de gisements. Le premier est lié à la présence des lentilles de serpentinites incluses dans les schistes à glaucophane. L'amphibole calcique s'est développée essentiellement dans l'auréole vert clair et dans les fissures des roches ultrabasiques; mais elle se trouve aussi dans les roches encaissantes. Le second type de gisement est lié aux roches de faciès schiste vert (diabases et gabbros métamorphiques de la zone III).

Ouralite. Nous avons observé ce minéral soit dans les diabases, soit dans les gabbros métamorphiques où il dérive du pyroxène. L'ouralite est souvent associée à la pumpellyite ou à la lawsonite dans les inclusions tectoniques.

Ses propriétés optiques sont: Pléochroïsme faible: n_g = vert clair, n_p = vert jaune clair.

$2V(-) = 70^\circ$. $n_g \wedge z = 17^\circ$.

L'allongement est (+); clivages caractéristiques bien visibles.

9. Micas blancs

Les micas que nous avons observés dans la région de Milaliççik sont des variétés incolores ou légèrement verdâtres, le métamorphisme n'ayant pas produit de mica noir. La muscovite est l'espèce la plus répandue; suivant les zones métamorphiques, elle montre des variations dans sa composition chimique et dans ses propriétés optiques.

Dans la zone supérieure, le mica blanc est représenté par une variété que l'on peut rapprocher d'une séricite, associée parfois à la pumpellyite. On observe de minuscules paillettes ne dépassant pas 0,06 mm de lon-

gueur, souvent disposées radialement; ces paillettes, incolores, présentent un angle $2V (-)$ voisin de 30° .

Dans les diabases métamorphiques et les schistes diabasiques de la zone moyenne, on observe parfois des paillettes incolores, fortement biréfringentes, développées le long des faces des prismes de crossite; ce mica blanc possède un angle $2V (-)$ voisin de 0° ; il est probable qu'il s'agit de la variété phengite. Il semble en être de même pour le mica des jadéitites (Fig. 8).

Les micas blancs ont atteint leur développement maximum dans la zone inférieure; ils constituent parfois l'un des minéraux essentiels des roches et forment des paillettes atteignant 0,8 mm de longueur.

Une variété associée à la chlorite des schistes verts et à certaines roches à glaucophane de la zone II présente un angle $2V (-)$ inférieur à 20° et une biréfringence moyenne d'environ 0,025. Il s'agit probablement d'une phengite pauvre en fer.

Une deuxième variété, la phengite proprement dite, se trouve dans les schistes diabasiques à glaucophane; sa biréfringence, élevée, est voisine de 0,042; l'angle $2V$ est égal ou inférieur à 20° .

Enfin les autres variétés observées présentent une biréfringence élevée et un angle $2V (-)$ voisin de 40° , caractéristiques des muscovites.

Dans les schistes de la zone inférieure, la quantité des micas est inversement proportionnelle à celle de l'albite d'origine tardive; ce dernier minéral a partiellement digéré les micas blancs qui forment des inclusions reliques.

Dans le complexe des schistes argileux graphitiques, deux variétés de micas se sont développées: la première est de couleur verte, rappelant la fuchsite; sous le microscope elle est faiblement pléochroïque, avec un angle $2V (-)$ se situant autour de 20° ; la deuxième variété est incolore, l'angle $2V$ est plus grand.

10. Chlorites

Les chlorites sont des minéraux omniprésents que l'on peut observer dans toutes les zones métamorphiques de la région. Elles se présentent soit disséminées dans la roche, soit en remplissage des fissures ou des vacuoles des diabases métamorphiques. Dans la zone III, elles constituent un des minéraux principaux des schistes diabasiques, formant des paillettes de dimensions variées, avec un clivage basal (001) bien visible, et un angle $2V$ toujours très petit. Le signe optique est variable; les chlorites de la zone supérieure sont généralement négatives tandis que, dans les

schistes chloritiques micacés (zone III), nous avons observé une variété de signe positif, montrant des teintes de dispersion dans les gris verdâtres.

Leur couleur et leurs teintes de pléochroïsme varient beaucoup avec la teneur en fer; elles peuvent être vert foncé, vertes, vert jaunâtre, vert clair et parfois incolores. La plupart sont fortement dispersives, montrant des anomalies optiques dans les tons bleu, bleu violacé, gris brunâtre ou des couleurs cuivrées.

Dans les inclusions dérivant probablement des éclogites, nous avons observé des paillettes d'une chlorite pléochroïque: n_p = vert, $n_g - n_m$ = incolore à jaune verdâtre clair, fortement dispersive, montrant des teintes anormales bleu foncé violacé. Ces cristaux passent vers les bords à une chlorite vert clair faiblement pléochroïque, montrant des teintes gris verdâtre en lumière polarisée.

Les chlorites remplissant les fissures se présentent sous des habitus divers: elles forment des paillettes vert clair atteignant parfois 1 cm de diamètre, ou des cristaux en rosette. D'autres fissures sont remplies de chlorite à structure saccharoïde.

Dans certains schistes, les chlorites sont oxydées et acquièrent une teinte brune; cette transformation est souvent accompagnée d'une élévation de la biréfringence. Le minéral rappelle alors le stilpnomélane.

Les dykes de diabases intrusifs dans les serpentinites, affleurant à Yayla dere, contiennent un minéral phylliteux ayant des caractères optiques intermédiaires entre ceux des chlorites et ceux du stilpnomélane: paillettes fortement pléochroïques:

$n_g - n_m$ = vert brunâtre, n_p = incolore verdâtre.

$2V(-) \cong 15^\circ$. $n_g - n_p = 0,029$. Allongement (+).

Les indices de réfraction et la biréfringence de ce minéral sont plus élevés que ceux d'une chlorite; par contre l'analyse diffractométrique ne nous donne pas les raies du stilpnomélane mais rappelle un diagramme de chlorite; rappelons que cette chlorite particulière s'est formée dans les inclusions à natrolite et se présente en très petites quantités dans certaines diabases albitiques.

11. Stilpnomélane

Le stilpnomélane, peu répandu, est presque toujours associé à la chlorite et forme des paillettes brunes isolées ou groupées en gerbes et en houpes. Ses cristaux sont fortement pléochroïques: $n_g = n_m$ = brun rougeâtre ou parfois brun noirâtre, n_p = jaune d'or. $n_g - n_p = 0,035$.

Dans la zone supérieure (zone I), le stilpnomélane se rencontre dans les diabases à pumpellyite.

A Kavacik, dans un dyke de diabase rétro-morphisé de la zone II, il forme des gerbes et des houpes, très pléochroïques, ne dépassant pas 0,2 mm de long.

Dans la zone inférieure, nous l'avons observé soit dans les méta-diabases, soit dans les schistes quartziques.

12. Antigorite

L'antigorite est le principal constituant des serpentinites métamorphiques des zones II et III.

Sous le microscope, elle forme des cristaux lamellaires incolores ou faiblement verdâtres, présentant des sections prismatiques ou aciculaires, orientés dans toutes les directions. Leur longueur ne dépasse pas 0,25 mm et ils polarisent dans les gris du premier ordre, avec un allongement (+) et un angle $2V(-)$ d'environ 50° ; le clivage (001) est bien visible. Les mesures diffractométriques donnent:

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
7,30	100	2,42	3	1,73	2
4,64	3	2,16	4	1,56	4
3,63	75	1,81	3	1,53	4
2,53	18	1,78	3	1,44	1

13. Albite

Le développement de l'albite de néoformation correspond à la deuxième phase du métamorphisme caractérisée par l'augmentation de la température. Ce feldspath se présente soit en porphyroblastes atteignant parfois 12 mm de diamètre, soit associé à l'épidote dans les fissures (Photo 27).

Les porphyroblastes d'albite se sont surtout développés dans les schistes et les inclusions de la zone inférieure; toujours limpides, maclés, ils montrent une structure poeciloblastique, car ils contiennent des inclusions des minéraux antérieurs. Dans les schistes d'origine diabasique, le développement de l'albite est inversement proportionnel à celui du mica blanc.

Il est intéressant de noter que, dans les Alpes, l'albite d'origine métamorphique semble aussi être un minéral tardif.

14. Mésolite

C'est un minéral très rare dans la région étudiée; il s'est formé localement dans les inclusions de dyke de diabases affleurant à Yayla dere.

Sous le microscope, il a été impossible de déterminer ses caractères optiques; les cristaux fibro-radiés, incolores et polarisant bas, sont en effet minuscules.

Ce minéral a été décelé par la diffraction des rayons X. Il possède une composition intermédiaire entre celle de la natrolite et celle de la scolécite.

Les données diffractométriques sont les suivantes:

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
6,45	67	2,84	36	1,87	8
5,82	100	2,56	22	1,80	18
4,63	33	2,44	21	1,74	5
4,36	66	2,40	20	1,72	10
4,13	38	2,31	12	1,64	5
3,18	41	2,19	14	1,52	7
3,08	38	2,05	7		

15. Prehnite

La prehnite s'est formée dans les inclusions de gabbros, de gabbro-diorites, de pegmatites, de roches à albite et hornblende, et enfin dans les dykes de diabases intrusifs dans les serpentinites. Elle se présente soit dans le plagioclase où elle est parfois associée à la pumpellyite, soit dans des fissures dont le remplissage est contemporain du métamorphisme.

Ses cristaux montrent des habitus variés: éventails, fuseaux ou agrégats radiés; ils sont incolores, non pléochroïques.

$2V (+) = 70^\circ$. $n_g - n_p = 0,020-0,035$, donc très variable.

Allongement $(-)$ ou $(+)$ suivant l'habitus.

Les cristaux montrent parfois des extinctions onduleuses.

Clivage (001) visible.

16. Minéraux carbonatés

Ils sont très répandus et représentés par la calcite, l'aragonite, la dolomie, l'ankérite et la magnésite.

Calcite. Elle est la plus répandue d'entre eux et constitue l'élément essentiel des lentilles de marbre intercalées dans les schistes à glaucophane. Ce minéral se présente souvent en cristaux rhomboédriques atteignant parfois plusieurs centimètres de diamètre, de couleur blanche ou jaunâtre, parfois rouge bordeaux. La calcite remplit aussi fréquemment les fissures des roches métamorphiques et les vacuoles des diabases.

Aragonite. Elle s'est formée (soit) dans les fissures des serpentinites à Haman dere et à Yayle dere, (soit) et dans les veines et vacuoles des

métadiabases de la zone supérieure, de même que dans certaines métagrauwackes.

L'aragonite des serpentinites est de formation tardive par rapport au métamorphisme; tandis que celle des métadiabases est probablement contemporaine des autres minéraux de métamorphisme.

Il est possible que l'aragonite se soit également développée dans la zone moyenne; mais elle s'est transformée en calcite pendant la deuxième phase du métamorphisme; de ce fait nous ne l'avons pas observée.

Dans les fissures des serpentinites, l'aragonite forme de beaux cristaux aciculaires, radiés ou enchevêtrés, atteignant parfois 4 cm de long.

Sous le microscope, elle est plus réfringente que la calcite; en outre, elle présente de fines macles polysynthétiques, visibles dans les sections normales aux axes optiques. $2V(-) = 15^\circ$.

Dolomie. Nous l'avons observée soit dans les schistes graphiteux, soit dans la cuirasse d'altération des serpentinites. Dans les schistes, elle forme de beaux cristaux rhomboédriques, incolores ou jaunâtres, atteignant parfois 4 mm de diamètre. On note aussi des cristaux bruns ayant la composition d'ankérite. Dans la cuirasse altérée des roches ultramafiques, la dolomie forme des poches de dimensions variables; ses cristaux sont souvent disposés radialement.

Magnésite. Elle remplit des filons ou filonnets d'épaisseur et de formes très diverses dans les serpentinites et dans leur carapace d'altération; elle est blanche, compacte et toujours massive. Ses principaux gisements se trouvent à Burçaközü dere et Yayla dere. La magnésite est aussi l'élément principal de la base de la cuirasse mentionnée ci-dessus, où elle provient de la carbonatation de l'olivine; elle est alors associée au quartz et imprégnée d'oxydes de fer qui lui donnent une couleur brun-beige.

17. Minéraux accessoires

Les minéraux accessoires des roches métamorphiques sont le sphène, l'apatite, la magnétite et l'oligiste.

Le *sphène*, d'origine métamorphique, s'est développé dans les zones II et III; il forme des cristaux souvent idiomorphes, fusiformes, pléochroïques: n_g = brunâtre-rougeâtre, n_m = vert pâle rosâtre, n_p = incolore, fortement biréfringents, avec fort relief. Dans les schistes d'origine diabasique et dans certains schistes quartziques, les grains irréguliers de sphène forment des traînées parallèles à la schistosité.

L'*apatite* se rencontre très accessoirement dans les fissures des roches

de la zone moyenne où elle forme souvent des cristaux idiomorphes, incolores, présentant des sections limpides et une biréfringence faible.

La *magnétite* en beaux cristaux octaédriques à éclat métallique, noirs, atteignant parfois 0,5 cm, s'est développée aussi bien dans les serpentinites métamorphiques intercalées dans les schistes à glaucophane, que dans certaines inclusions où elle constitue avec la chlorite le minéral essentiel.

L'*oligiste*, plus répandue que la magnétite, se rencontre souvent dans les schistes diabasiques, dans les schistes quartziques et dans certaines inclusions métamorphiques. Elle forme des cristaux tabulaires, des lamelles, des paillettes et parfois des masses compactes en forme de lentilles intercalées dans les schistes à glaucophane. Ses cristaux ont un éclat métallique, gris acier avec irisations; dans les coupes minces, en lumière naturelle, elle est parfois translucide, montrant des teintes brun-rouge cerise.

DEUXIÈME PARTIE

Etude pétrographique des roches

Chapitre III

Roches plutoniques

1. Roches ultrabasiques

Par leur extension et leur importance, ces roches occupent dans la région étudiée la seconde place et viennent juste après les schistes à glaucophane.

Leurs affleurements s'étendent sur une large zone, du SW au NE, à partir des villages Dinözü köy et Yarıklı köy, situés au pied S du massif, jusqu'aux villages de Kavak köy et Bahtiyar köy, qui se trouvent à l'autre extrémité dans la vallée de la Sakarya.

Au S et au N, les roches ultrabasiques sont recouvertes par les sédiments du Néogène; à W et à l'E, entre Mihaliççik et Hamidiye köy, elles sont en contact avec les schistes à glaucophane et les schistes verts.

Les roches ultrabasiques de Mihaliççik comprennent des dunites, des

péridotites, des pyroxénites et des serpentinites. Elles montrent un rubanage magmatique de direction NW-SE, et une foliation parallèle au rubanage (igneous lamination d'après la nomenclature de WAGER et DEER, 1939) (photo 2).

Perpendiculairement à cette direction, soit en se déplaçant vers le SW depuis l'amont de Yayla dere, on voit la série magmatique se différencier depuis les dunites qui constituent la base, jusqu'aux gabbros qui sont probablement les derniers termes de la cristallisation. Cette succession est bien visible dans les torrents de Yayla dere, Koca dere et Akpınar dere, qui coulent du N au S en creusant de profondes gorges. En effet, en suivant le cours de ces torrents, on observe tout d'abord des dunites vert olive, noirâtres, plus ou moins serpentinisées, et compartimentées par des diaclases orthogonales qui sont remplies de serpentinite zonée. L'altération atmosphérique s'y est développée sur 0,5—1 cm d'épaisseur, formant une croûte brunâtre.

Dans les dunites, on observe parfois de minces lits pyroxéniques ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur; à part ces lits, ces roches sont dépourvues de pyroxène, mais contiennent des schlieren, des „pipes“ ou des lentilles de chromite.

Vers les parties supérieures de la série, les cristaux de pyroxène apparaissent et les péridotites se développent; le passage, graduel, se fait par l'alternance de lits de péridotite et de lits de dunite serpentinisée.

Les pyroxénites apparaissent à l'aval des gorges et affleurent sur le versant S du massif, entre Dinözü, Yarıkeci et Yarıkeci ilicasi. Le passage des péridotites aux pyroxénites est lui aussi graduel; il est marqué par l'alternance de lits de péridotite et de lits de pyroxénite. Ces lits sont presque verticaux à Yayla dere, tandis qu'à Koca dere et Akpınar dere ils sont inclinés vers le SW.

Les gabbros ont une extension plus restreinte et n'affleurent qu'à l'extrémité SW du massif, au-dessus des pyroxénites de Dinözü köy. Ils contiennent de l'hypersthène et présentent une foliation parallèle au rubanage magmatique.

Dunites. Sous le microscope, on constate qu'elles sont essentiellement composées d'olivine et de chromite; en certains endroits, les cristaux d'olivine ne sont pas entièrement serpentinisés; le noyau reste encore frais, il est entouré d'une zone marginale ayant une structure réticulée caractéristique de la serpentine. En d'autres endroits, toute la roche est serpentinisée sans aucune relique d'olivine.

La chromite se trouve en grains irrégulièrement répartis.

Péridotites. Les composants principaux de ces roches sont le diallage

et l'olivine; il s'agit donc de wehrlites. Ce sont des roches panallotriomorphes grenues. L'olivine, partiellement serpentinisée, forme des cristaux incolores avec de nombreuses craquelures. Le diallage se développe en cristaux incolores ou faiblement verdâtres, avec ses trois clivages caractéristiques. Comme minéraux accessoires, notons la picotite brune et isotrope, et un minéral opaque, probablement la chromite.

Au moyen d'une série de coupes minces, nous avons pu étudier tous les termes de passage allant d'une péridotite plus ou moins fraîche à une péridotite entièrement serpentinisée, où l'olivine a été remplacée par de la serpentine à structure réticulée, tandis que le diallage est entièrement altéré en bastite.

Pyroxénites. Elles sont essentiellement composées de diallage; de ce fait on peut les appeler des diallagites. Comme dans la wehrlite, le diallage est, sous le microscope, incolore ou faiblement verdâtre et montre souvent les trois clivages.

Au Nord de Dinözü köyü, près du contact avec les gabbros, de l'hyperssthène en quantité modérée apparaît dans la diallagite.

Serpentinites. Elles dérivent des roches ultrabasiques dont nous venons de faire la description et couvrent de vastes étendues dans la région étudiée. Leur couleur varie du vert-noir luisant au jaune verdâtre. A Ulucak dere, elles sont rubanées et composées de lits vert-jaune clair alternant avec des lits foncés ne dépassant pas 1 cm d'épaisseur.

Les serpentinites portent toujours des marques d'efforts tectoniques et sont souvent écrasées. On observe parfois des galets luisants subanguleux, pris dans une serpentine fibreuse, ce qui donne à la roche un aspect conglomératique. A Hamam dere, au-dessus de Yarikci ilicasi, nous avons même observé des formes arrondies rappelant des coussins; en fait, il ne s'agit ni de conglomérats sédimentaires, ni de pillow-lavas serpentineux, mais d'un mode de déformation propre aux serpentinites.

Les contacts visibles entre les serpentinites et les autres roches sont nombreux; dans tous les cas, la serpentinite est écrasée et même parfois mylonitisée. En revanche, nous n'avons jamais observé de contact direct entre les dunites ou les péridotites relativement fraîches et les roches encaissantes.

Les fissures de serpentinites sont parfois remplies de calcite, de cristaux aciculaires d'aragonite (à Yayla dere et à Hamam dere les veines d'aragonite atteignent plusieurs centimètres d'épaisseur) et d'un minéral blanc poudreux, probablement l'hydromagnésite. La magnésite y forme des filons ou des lentilles de puissance variable (voir Aperçu minier).

Altération des ultrabasites. A l'E de Mihaliççik les roches ultrabasiques

sont recouvertes d'une cuirasse d'altération brune de 100 m d'épaisseur environ. Cette cuirasse forme des falaises qui dominent les gorges profondes découpant le massif du N au S; à la base elle est formée de carbonate de magnésium impur, beige, qui provient de la carbonatation de l'olivine; on y observe fréquemment des filonnets de magnésite blanche formée par voie descendante. Vers le haut, la cuirasse est silicifiée, par suite du départ des carbonates, et elle a pris un aspect spongieux à la surface. La dolomie s'est déposée tardivement dans les cavités de cette croûte siliceuse.

L'âge de l'altération des ultrabasites est anténéogène, puisqu'on trouve des galets de la cuirasse dans les conglomérats d'âge néogène entourant le massif.

2. Gabbros

Ces roches grenues affleurent généralement sous forme d'inclusions tectoniques dans les serpentinites. Nous n'avons pas observé de marges à grain fin (*chilled edge*) autour de ces inclusions, et il est très probable qu'elles sont contemporaines des roches ultrabasiques et se sont formées vers la fin de la différenciation magmatique.

Dans la région étudiée, quatre types de gabbros sont représentés:

1. Gabbros à hypersthène.
2. Gabbros à diallage.
3. Gabbros à olivine.
4. Gabbro-diorites.

Voici les caractères de ces roches:

1. Gabbros à hypersthène

L'affleurement le plus important de ce type de roche se voit au S de Kayi köy; il se trouve en inclusion dans la serpentinite altérée, enrichie localement en chromite et contenant des filonnets de magnésite.

Dans cette localité, les gabbros moyennement grenus sont rubanés et composés de lits riches en pyroxène alternant avec des lits riches en plagioclase.

Une certaine foliation est observable suivant le rubanage.

Le deuxième affleurement au point de vue de l'importance se rencontre au N de Dinözü köy, à l'embouchure de Akpınar dere. Ici, les gabbros sont en contact avec les pyroxénites, particulièrement avec des diallagites à hypersthène. Cet affleurement constitue le sommet de la série ultrabasique comprenant les dunites à la base, pour se terminer par ces

gabbros. On observe d'ailleurs une foliation de direction NW-SE parallèle au rubanage magmatique.

Dans le Karasarin dere, à W de Saray köy, les gabbros rubanés à hypersthène sont associés aux pyroxénites et forment des inclusions dans la serpentinite.

D'autres affleurements que nous renonçons à énumérer sont, toujours en relation avec les serpentinites, dispersés dans le massif et marqués sur la carte géologique. Ces affleurements sont généralement localisés sur la bordure S du massif.

Sous le microscope, ces roches apparaissent panallotriomorphes grenues. Le plagioclase non altéré forme des cristaux maclés selon la loi de l'albite ou de la péricline. La mesure de l'angle d'extinction sur une section normale à pg_1 donne une basicité de 45 % d'An, soit de l'andésine.

Le reste de la roche est composé de deux pyroxènes différents: le premier est de l'hypersthène, le deuxième étant le diallage. Ces pyroxènes sont parfois partiellement ouralitisés.

2. Gabbros à diallage

Les inclusions de ces roches sont de forme et de volume très variables et affleurent en général à W de Mihaliççik; il s'agit soit de lentilles, soit de gros blocs arrondis, dont le diamètre varie entre 1 m et 5 m.

Sur le terrain, nous avons observé toutes les variétés entre les pegmatites à diallage et les gabbros à grain moyen. Leurs affleurements se trouvant dans les zones métamorphiques I et II sont tous métamorphisés et entourés d'une enveloppe chloritique qui les sépare de la roche encaissante (voir le chapitre VI A).

3. Gabbros à olivine

Les seuls affleurements de ce type de roche se rencontrent à Karamankaya dere et à Büngüldük dere, car cette variété de gabbro n'est pas aussi répandue que les autres. Le gabbro à olivine est à grain moyen et se présente en inclusions ne dépassant pas quelques mètres.

Sous le microscope, on voit une roche à structure panallotriomorphe grenue, composée de trois minéraux principaux: l'olivine, le diallage et le plagioclase.

L'olivine, incolore, très fracturée, est plus ou moins serpentinisée sur les bords, ou parfois entièrement remplacée par une serpentine lamellaire. A l'intérieur de cette dernière, on observe un spinelle brunâtre, à fort

relief et isotrope, et un minéral opaque. Les cristaux d'olivine partiellement serpentinisés sont parfois entourés d'une enveloppe de diallage, elle-même ouralitisée sur les bords; on observe alors trois enveloppes successives autour de l'olivine formant le noyau (Fig. 1).

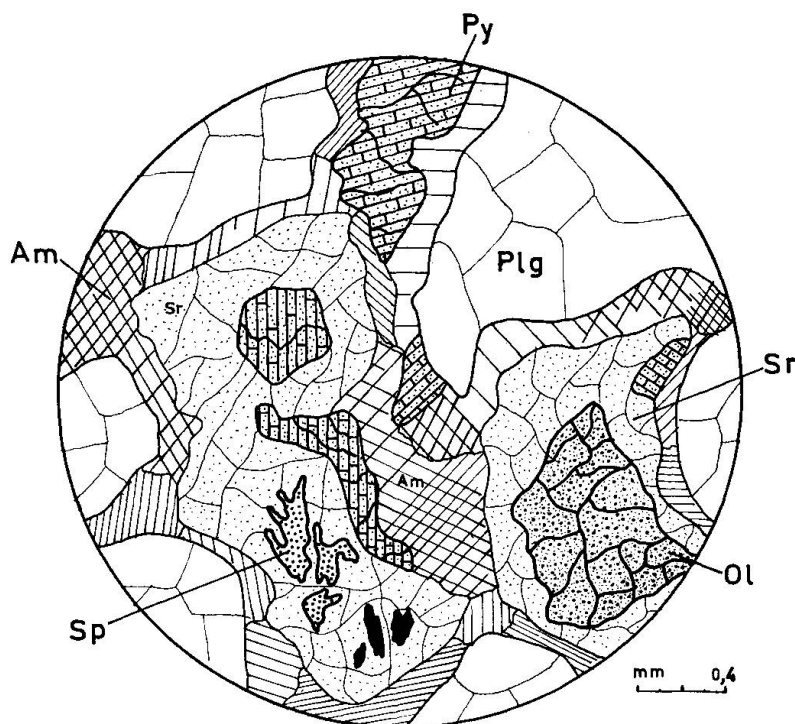


Fig. 1. Gabbro à olivine. Cristaux d'olivine (Ol) partiellement serpentinisés (Sr), entourés d'une enveloppe de pyroxène (Py) ouralitisée (Am). Sp. Spinelles.

Le diallage, incolore ou faiblement verdâtre, montre souvent ses trois clivages caractéristiques.

L'ouralite, faiblement pléochroïque, possède les clivages des amphiboles.

Le plagioclase constituant le reste de la roche est fréquemment maclé et la mesure de l'angle d'extinction sur une section normale à pg_1 nous a donné une basicité d'environ 50% d'An, soit un labrador.

3. Gabbro-diorites

Les gabbro-diorites sont probablement les derniers termes de la différenciation du magma qui a donné naissance aux roches ultrabasiques. Il faut noter que l'on n'observe jamais de passage progressif des gabbros proprement dits à ces roches plus acides, En effet, leurs affleurements se

rencontrent en relation avec les serpentinites dans lesquelles elles constituent des inclusions lenticulaires ou de forme irrégulière et de dimensions variées.

Il n'y a pas de marges à grain fin (chilled edge) autour de ces inclusions.

Les gabbro-diorites sont des roches à grain moyen pouvant devenir parfois pegmatitiques; le diamètre des cristaux oscille autour de 1 mm, mais dans les variétés grossières on voit des cristaux atteignant 2—3 cm.

L'affleurement le plus important de ce type de roche se trouve à Kizilpinar dere, à l'E de Hamidiye köy. A cet endroit la roche est rubanée, composée de lits riches en hornblende et diallage qui alternent avec des lits riches en plagioclase.

Une certaine foliation parallèle au rubanage est visible.

On observe parfois des lits composés uniquement de cristaux d'hornblende dépassant 2 cm de long. Le diallage est moins abondant dans ces roches que dans les gabbros, et sa teneur est toujours inférieure à celle de la hornblende.

Des filons aplitiques de faible puissance et des veines de pegmatite à hornblende coupent obliquement le rubanage.

Au voisinage de ces filons, le plagioclase et la hornblende sont entièrement transformés en épidote; il est probable que cette altération est due aux solutions hydrothermales liées à l'intrusion des filons leucocrates.

Dans une zone étroite qui s'étend du NW au SW, entre Ihsantutan tepe et Büngüldük dere, il existe plusieurs lentilles de gabbro-diorites dans la serpentinite. Dans toutes ces inclusions la roche présente un même rubanage de direction NW-SE; remarquons que cette direction est parallèle à celle du rubanage magmatique observé dans le complexe de roches ultrabasiques.

D'autres affleurements importants s'étendent entre Karamankaya dere et Degirmen dere, où les gabbro-diorites sont fréquemment coupées par des filons leucocrates.

Toutes ces roches sont composées essentiellement de hornblende, de plagioclase et d'un peu de diallage; ce pyroxène est en proportion variable; il disparaît souvent et nous laisse en présence des diorites proprement dites.

La structure de la roche est panallotriomorphe grenue. Le plagioclase est dans la plupart des cas altéré, ce qui rend difficile son étude optique. Dans quelques rares coupes minces où le feldspath est relativement frais, la mesure de l'angle d'extinction sur une section normale à pg_1 nous a donné une basicité voisine de 35% d'An, soit une andésine sodique.

Rappelons que le plagioclase d'autres types de gabbros de cette région est plus basique (andésine calcique ou labrador).

La hornblende forme des cristaux allotriomorphes, fortement pléochroïques. Le diallage, lorsqu'il est présent, est incolore ou faiblement verdâtre.

Comme minéraux accessoires, nous pouvons signaler le sphène, l'apatite et la magnétite.

Chapitre IV

Roches volcaniques

Les roches volcaniques de la région de Mihaliçcik sont représentées principalement par des diabases. Nous les avons rencontrées soit en coulées compactes, soit sous forme de pillow-lavas, soit enfin de dykes.

La composition minéralogique nous permet de distinguer trois sortes de diabases :

- I. Les diabases augitiques.
- II. Les diabases albito-chloritiques.
- III. Les diabases albitiques.

A l'intérieur de chaque groupe nous distinguons différents types en nous basant sur les variations de structure ; à cet effet, nous avons adopté la nomenclature de VUAGNAT (1946), dont voici les termes principaux :

a) *Structure intersertale* : structure doléritique ou ophitique de certains auteurs. Dans son travail, VUAGNAT (1946) la définit comme suit :

„Deux éléments. Des individus prismatiques se touchant dans la majorité des cas, orientés au hasard ; des interstices formés par cette trame et remplis par le deuxième élément, qui constitue aussi des plages plus ou moins isométriques.“

Suivant la taille et l'arrangement des éléments prismatiques, nous distinguerons :

- La structure intersertale grossière, dans laquelle les éléments prismatiques ont une taille moyenne supérieure à 1 mm et peuvent atteindre 4—5 mm ; ils sont visibles à l'œil nu.
- La structure intersertale proprement dite, dans laquelle les éléments

ne sont pas toujours visibles à l'œil nu et dont le diamètre est inférieur à 1 mm.

- La structure intersertale divergente, dans laquelle les individus de la trame sont plus allongés que dans le type commun; ils divergent à partir de centres irrégulièrement distribués.

b) *Structure arborescente*. Elle est produite par des prismes formant une trame et un ciment constituant le fond de la roche. Les prismes dessinent des arborescences analogues aux fleurs de glace sur les vitres.

Toutes les roches que nous allons décrire dans ce chapitre pour illustrer les différentes variétés des diabases sont récoltées dans la zone I. Nous avons choisi les échantillons les moins touchés par le métamorphisme; néanmoins, remarquons qu'une partie des coupes minces présentent des minéraux de métamorphisme du sous-faciès à pumpellyite et du sous-faciès à lawsonite (voir chapitre VIII).

1. Les diabases augitiques

Nous les divisons en deux groupes, en nous basant sur le minéral principal:

1. Les diabases à augite, dans lesquels le plagioclase est l'élément principal et forme la trame, tandis que l'augite remplit les interstices entre les prismes de feldspath.
2. Les méladiabases, dans lesquelles l'augite est l'élément essentiel et donne à la roche sa structure originelle, le plagioclase étant secondaire en importance.

Nous avons observé tous les termes de passage entre les diabases à augite et les méladiabases. Il est probable que ces dernières représentent les parties riches en augite des coulées volcaniques; ou bien il pourrait s'agir aussi de coulées successives provenant d'un magma qui s'enrichissait, d'une façon rythmique, tantôt en plagioclase, tantôt en augite.

1. Les diabases à augite

Les variations de structure observées dans ces roches nous ont permis de distinguer les types suivants:

A. Les diabases intersertales :

- α) les diabases intersertales grossières,
- β) les diabases intersertales proprement dites,
- γ) les diabases intersertales divergentes,
- λ) les diabases intersertales porphyriques.

B. Les diabases arborescentes.

Donnons quelques précisions sur les différents types que nous venons d'énumérer.

A- α) Les diabases intersertales grossières

Ce sont des roches moyennement grenues, avec des éléments visibles à l'œil nu. Le plagioclase forme des prismes de couleur légèrement verdâtre et de taille supérieure à 1 mm. L'augite en cristaux noirs et l'ilménite constituent le reste de la roche.

Les échantillons représentant cette structure ont été récoltés à Büngüldük dere et à Deyriçam dere.

Sous le microscope, le plagioclase constitue la trame; il est fréquemment maclé selon les lois de l'albite et de la péricline. La mesure de l'angle d'extinction sur une section normale à pg_1 donne une basicité d'environ 8% d'An. C'est donc une albite (photo 10).

Malgré les nombreuses inclusions de chlorite, l'albite est encore très fraîche. Suivant le degré du métamorphisme, elle peut contenir des cristaux de pumpellyite ou de lawsonite, auxquels s'ajoutent parfois la chlorite et un peu de quartz.

L'espace entre les plagioclases est occupé par de l'augite, de la chlorite et de l'ilménite.

L'augite, incolore, forme des cristaux allotriomorphes interstitiels. Dans les échantillons faiblement métamorphiques, elle est partiellement transformée en une variété aegyrinique.

La chlorite, vert clair et faiblement pléochroïque, forme des agrégats lamellaires ou microgrenus.

L'ilménite se présente en cristaux irréguliers ou en lamelles; elle est le plus souvent altérée en leucoxène montrant des formes squelettiques.

Ces roches sont parfois traversées par des fissures remplies de pumpellyite.

L'analyse chimique d'une diabase intersertale grossière est la suivante :

SiO ₂	51,30
Al ₂ O ₃	15,09
TiO ₂	1,51
FeO	4,41
Fe ₂ O ₃	5,35
CaO	6,59
MgO	6,66
Na ₂ O	5,25
K ₂ O	0,23
MnO	0,20
P ₂ O ₅	0,01
H ₂ O ⁺	3,50
H ₂ O ⁻	—
	<hr/> 100,10

A-β) Les diabases intersertales proprement dites

L'échantillon représentant ce type est prélevé sur le versant E de Karamankaya dere.

La roche est finement grenue, de couleur gris verdâtre; les éléments constitutifs sont à peine visibles à l'œil nu.

Les prismes de plagioclase forment la trame; leur longueur varie entre 0,25 mm et 1,1 mm. Ce feldspath est souvent maclé, et la mesure de basicité indique qu'il s'agit d'une albite à 8% d'An. Les minuscules inclusions de chlorite sont développées, le plus souvent, dans les parties centrales des microlites albitiques.

L'augite interstitielle est incolore ou parfois violacée et, avec la chlorite vert-jaune, remplit l'espace entre les prismes de plagioclase. Le sphène, en petits grains irrégulièrement dispersés dans la roche, est altéré en leucoxène (photo 8).

Des fissures remplies de pumpellyite fortement pléochroïque et dispersive traversent la roche.

Les minéraux se succèdent dans l'ordre suivant: la formation du sphène représente le premier stade de cristallisation qui a été suivie par celle du plagioclase. Le pyroxène et la chlorite correspondent à un troisième stade de cristallisation. La pumpellyite ne s'est développée que plus tardivement, à la suite du métamorphisme.

L'échantillon N° 502, pris à Bekles dere, représente une variété de diabase intersertale. Cette roche diffère de la précédente par le fait que l'augite forme des cristaux prismatiques idiomorphes, de taille toujours inférieure à celle du plagioclase; en outre, le pyroxène est riche en titane et de couleur violacée en lumière naturelle.

A-γ) Les diabases intersertales divergentes

Ce type de diabase peut être décrit en étudiant l'échantillon N° 555 récolté à Sakalan tepe.

C'est une roche finement grenue aux éléments indiscernables à l'œil nu.

Sous le microscope, le plagioclase apparaît dans une trame intersertale divergente; il se présente en prismes très allongés, atteignant 0,9 mm de long et 0,08 mm de large. Mais le plagioclase primaire a disparu à la suite du métamorphisme, sans que la structure originelle de la roche ait été détruite; il est remplacé par un mélange de lawsonite, de chlorite et d'albite.

L'augite se développe en cristaux prismatiques idiomorphes minces, allongés, de longueur extrêmement variable, et fortement violacés en lumière naturelle; ils divergent à partir de centres irrégulièrement dispersés dans la roche.

On peut noter encore la présence d'albite de néoformation et d'épidote. La roche est traversée par des fissures remplies d'albite, de chlorite et de calcite.

L'ordre de succession des minéraux peut se résumer comme suit:

Dans un premier stade, le plagioclase et l'augite ont cristallisé; la formation de chlorite interstitielle caractériserait le deuxième stade. Pendant la première phase du métamorphisme, caractérisée par de fortes pressions et une température relativement basse, les cristaux de lawsonite se sont développés au sein du plagioclase primaire. Au cours de la deuxième phase du métamorphisme, la température du milieu ambiant a légèrement augmenté; la formation de l'épidote et de l'albite de néoformation ont eu lieu pendant cette période. Le métamorphisme ne semble pas avoir affecté l'augite.

A-λ) Les diabases intersertales porphyriques

Parfois, le développement de phénocristaux de plagioclase donne à la roche une structure porphyrique. Les diabases présentant ce type de structure ont été récoltées à Akdas dere et à Deyriçam dere (N° 566-433-830-830/1).

Ces roches sont nettement porphyriques, les phénocristaux atteignent parfois plus de 6 mm.

Sous le microscope, les phénocristaux montrent différents minéraux d'altération, suivant le degré de métamorphisme. Dans la coupe mince 566, ils contiennent de petites inclusions chloritiques, et sont maclés

selon les lois de l'albite et de la péricline; tandis que dans les autres échantillons présentant un métamorphisme plus avancé, ce sont la pumpellyite ou la lawsonite qui se sont développées.

La pâte présente une structure intersertale, et les prismes d'albite en forment la trame; suivant le degré du métamorphisme, on peut y observer les mêmes minéraux métamorphiques que ceux des phénocristaux. L'espace interstitiel est occupé par de l'augite et de la chlorite; le pyroxène forme des cristaux allotriomorphes incolores ou légèrement violacés; il est partiellement altérée en aegyrine-augite jadéitique.

L'ilménite a cristallisé soit en cristaux lamellaires, soit en grains irréguliers; elle est parfois altérée en leucoxène.

Les cristaux de pumpellyite peuvent remplir les fissures de ces roches.

B. Les diabases arborescentes

L'échantillon qui représente ce type de diabase (N° 384/64) a été récolté sur le versant W de Domuz dere. L'affleurement forme des inclusions tectoniques dans la serpentinite.

La roche est gris noir, légèrement verdâtre, presque compacte, aucun élément n'étant visible à l'œil nu.

Les vacuoles sont remplies de chlorite.

Sous le microscope, on voit qu'elle est composée essentiellement de deux minéraux: le plagioclase et l'augite.

Le premier, en prismes déliés, forme la trame arborescente; malgré les nombreuses inclusions, il est encore frais et souvent macle; la mesure de basicité nous a donné 7—8% d'An; il s'agit donc d'une albite.

L'augite forme de longs prismes, souvent en croissance parallèle avec l'albite; par suite du métamorphisme, elle est complètement transformée en une variété d'aegyrine jadéitique.

Comme minéraux accessoires, nous pouvons mentionner l'apatite et le sphène.

Des minéraux de métamorphisme tels que la pumpellyite et le stilpnomélane se présentent en petite quantité.

2. Les méladiabases

Il s'agit de diabases essentiellement composées d'augite. En nous basant sur les variations de structure, nous en distinguons trois types:

- A. Les méladiabases intersertales.
- B. Les méladiabases arborescentes.
- C. Les porphyrites augitiques.

A. Les méladiabases intersertales

Ces roches présentent de nombreuses variétés, du fait que la taille et l'arrangement des cristaux de pyroxène sont très variables. En effet, la grandeur des cristaux d'augite change considérablement, non seulement dans une coupe mince, mais aussi d'un échantillon à l'autre.

Ce sont des roches d'aspect gris-noir, finement grenues et parfois vacuolaires.

L'augite forme la trame intersertale; elle se présente en cristaux prismatiques qui se touchent généralement; la longueur des cristaux varie entre 0,1 mm et 2,5 mm. Parfois ces prismes se terminent par des faces cristallographiques, donnant de belles sections bipyramidées (photo 9).

Le pyroxène est de couleur violacée; cette teinte s'accroît avec la diminution de la taille des cristaux; les bords de ces derniers sont souvent plus violacés que le centre.

L'augite montre différents termes d'altération ou de transformation suivant les échantillons.

Dans les N^{os} 216 et 612/1, une très mince zone marginale bleue entoure certains cristaux de pyroxène; la formation de cette auréole amphibolitique est plutôt rare et ne s'observe pas à l'échelle régionale.

Dans les coupes N^{os} 4 et 710, l'augite est partiellement transformée depuis les bords en aegyrine-augite jadéitique.

Enfin de nombreux échantillons (216, 612/2) présentent l'altération partielle ou complète de l'augite en calcite ou en aragonite.

Le plagioclase est relégué au deuxième plan comme minéral constituant de la roche; sa quantité varie beaucoup d'une roche à l'autre, mais dans tous les cas elle est inférieure à celle de l'augite. Il s'agit d'albite qui, parfois, forme aussi une structure intersertale.

Le produit d'altération le plus fréquent du plagioclase est la pumpellyite; suivant les échantillons, cette altération est partielle ou complète; dans ce dernier cas, les cristaux d'augite nagent dans une pâte de pumpellyite.

Dans d'autres coupes minces présentant un métamorphisme plus avancé, des cristaux prismatiques et incolores de lawsonite se développent dans le plagioclase.

La chlorite vert clair non pléochroïque se trouve soit en inclusions dans les microlites d'albite, soit dans les interstices de ceux-ci.

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le sphène et l'ilménite, souvent altérés en leucoxène.

Les fissures et les vacuoles sont remplies de deux carbonates: le pre-

mier est la calcite; le second possède un indice de réfraction et une biréfringence plus forts avec l'angle $2V(-)$ d'environ 15° ; il s'agit d'aragonite.

B. Les méladiabases arborescentes

Pour illustrer ce type de diabase, nous avons choisi un échantillon récolté à Kalayci dere, au-dessus de Ömer köy (N° 513). La roche est finement grenue, gris verdâtre; on ne peut distinguer à l'œil nu aucun élément constitutif.

Sous le microscope, elle est essentiellement composée d'augite et de plagioclase. Le pyroxène forme soit des cristaux isométriques en „bou-tons“, soit des prismes longs et fins, tendant à se disposer en amas d'aiguilles rayonnantes; l'ensemble de ces amas dessinent une gerbe. L'augite est partiellement altérée en aegyrine-augite jadéitique.

Le plagioclase se développe en cristaux prismatiques, frais et souvent maclés, formant une structure intersertale; c'est une albite qui contient des inclusions chloritiques et de rares cristaux incolores de lawsonite.

Le sphène et l'ilménite sont cristallisés en petite quantité et altérés en leucoxène.

Les fissures remplies de pumpellyite traversent la roche.

C. Les porphyrites augitiques

Nous entrons dans ce groupe lorsque l'augite cristallisent en phénocristaux bien développés, visibles à l'œil nu, atteignant parfois 5 mm; mais en général ils varient entre 2 mm et 3 mm. Sous le microscope, l'augite apparaît incolore ou légèrement violacée, et fortement dispersive.

La pâte, souvent altérée, possède une structure variable d'un échantillon à l'autre. A Büngüldük dere (N° 763), elle est intersertale grossière, composée de plagioclase farci d'inclusions de chlorite. A Sögütözü dere (N° 709), elle est intersertale, avec des prismes d'albite et de chlorite remplissant les interstices. A Sorkunsügüt dere, nous avons trouvé des porphyrites augitiques montrant une pâte à structure arborescente; la taille des prismes de plagioclase est variable; leur longueur atteint parfois 1 mm tandis que leur largeur ne dépasse pas 0,02 mm (N° 602/1).

Enfin, la pâte est parfois complètement augitique; dans les échantillons provenant des environs de Ömer köy et de Deyriçam dere, les phénocristaux d'augite sont entourés d'une pâte riche en pyroxène ayant une structure intersertale (425/63 et 612/2); ce type représente le terme le plus mélanocrate des diabases de la région.

Les minéraux accessoires sont l'apatite en prismes ayant parfois 1 mm de long, le sphène et l'ilménite le plus souvent altérés en leucoxène.

Suivant le degré de métamorphisme, les porphyrites augitiques présentent des minéraux divers; le pyroxène se transforme depuis les bords en aegyrine-augite jadéitique; les phénocristaux d'augite idiomorphe sont parfois remplacés par de l'aragonite et de la calcite.

Le plagioclase se trouve altéré soit en pumpellyite soit en lawsonite; parfois cette transformation est complète, alors les phénocristaux nagent dans une pâte de pumpellyite (N° 409; 433/1) ou dans une pâte de lawsonite (38/62). Dans les deux cas, la chlorite est toujours associée à ces minéraux.

Les vacuoles et les fissures sont remplies soit de calcite et d'aragonite, soit de pumpellyite.

2. Les diabases albito-chloritiques

Ces roches essentiellement composées d'albite et de chlorite sont souvent riches en hématite; le quartz est très rare. Par rapport aux diabases augitiques, les roches de ce groupe ont une extension restreinte.

Au moyen de coupes minces, nous avons pu étudier tous les termes de passage entre une diabase à augite et une diabase albito-chloritique. Il est probable que le magma diabasique s'est appauvri dans le temps en éléments ferro-magnésiens, et vers la fin de chaque période d'activité volcanique, ses éruptions étaient alors de composition albito-chloritique, souvent enrichies en hématite.

Suivant la structure, nous distinguons les différents types de diabases albito-chloritiques suivants:

- A. Les diabases albito-chloritiques intersertales.
- B. Les diabases albito-chloritiques intersertales divergentes.
- C. Les diabases albito-chloritiques arborescentes.
- D. Les diabases albito-chloritiques porphyriques.

A. *Les diabases albito-chloritiques intersertales.* Les échantillons qui illustrent cette variété ont été récoltés à Yayla dere, Avlanagzi dere et à Mavru dere.

Ce sont des roches finement grenues, de couleur gris-vert ou brunâtre suivant la quantité de l'hématite, et parfois vacuolaires.

Le plagioclase qui forme la trame est une albite souvent fraîche et maclée; suivant les échantillons elle contient, en petite quantité, des cristaux de pumpellyite et de chlorite ou parfois de lawsonite; la longueur

des prismes de plagioclase varie en général entre 0,15 et 0,25 mm. L'espace interstitiel est rempli de chlorite non pléochroïque et d'oxide de fer; dans certains cas on y voit de rares grains de quartz. Les cristaux irréguliers de sphène et d'ilménite s'altèrent en leucoxène.

Les vacuoles et les fissures qui traversent les roches sont généralement remplies de calcite.

B. *Les diabases albito-chloritiques* présentant une *structure intersertale divergente* proviennent des environs de Erikli tepe de l'Isakbag dere (133/62; 486).

L'échantillon 133/62, vacuolaire, montre une couleur brun-rouge due à l'hématite; les vacuoles sont remplies de chlorite vert foncé et de calcite, tandis que l'échantillon N° 486 représente la variété pauvre en fer.

Sous le microscope, on peut voir des prismes d'albite minces et allongés, de taille variable; certains atteignent 1,1 mm de long et 0,1 mm de large. Le plagioclase est frais et contient des inclusions chloritiques (photo 11).

L'espace entre les cristaux d'albite est rempli surtout d'hématite et, suivant l'échantillon, par une chlorite plus ou moins pléochroïque et dispersive.

Les minéraux accessoires sont le sphène altéré en leucoxène et l'hématite.

C. L'échantillon N° 601, prélevé à Domuz dere, présente la superposition de deux structures: l'une *arborescente*, due à des prismes de plagioclase allongés et minces, disposés en gerbes et la seconde *intersertale*.

La chlorite vert clair non pléochroïque remplit l'espace interstitiel et les vacuoles. Le sphène en cristaux irréguliers s'altère en leucoxène (photo 12).

D. La *structure porphyrique* s'observe dans une métadiabase à lawsonite récoltée à Göve dere (22/11). Cette roche gris verdâtre contient des phénocristaux de plagioclase atteignant parfois 7 mm; la pâte plus foncée est finement grenue.

Les phénocristaux sont altérés en un mélange de chlorite, de lawsonite et d'albite.

La pâte, qui était probablement intersertale, a perdu sa structure primaire et comporte des microlites de plagioclase et de la chlorite interstitielle. Les cristaux incolores de lawsonite, la chlorite vert clair non pléochroïque et l'albite s'y sont développées. Les grains de sphène sont altérés en leucoxène. Les vacuoles sont remplies de chlorite.

3. Les diabases albitiques

Ce sont des roches intercalées dans la série volcano-sédimentaire, ou des dykes coupant parfois les autres diabases. On en trouve également dans les serpentinites, sous forme d'inclusions tectoniques. Comparativement aux autres roches volcaniques, elles sont plutôt rares.

Il paraît probable qu'elles correspondent aux derniers termes de la différenciation du magma diabasique. Leurs principaux affleurements se trouvent à Kamisli tepe, à Islakbag dere, à Kavacik et à Dikyol, etc.

Les diabases albitiques sont des roches compactes, ne laissant distinguer aucun élément constitutif à l'œil nu. Leur couleur varie du gris-vert clair au gris-noir; parfois elle est brunâtre, à la suite de l'enrichissement en oxyde de fer. Leur cassure est conchoïdale et produit des arêtes coupantes.

Nous n'avons pas observé de variations de granulométrie du bord vers le centre des affleurements.

Sous le microscope, on rapporte l'élément constitutif principal à l'albite, qui donne à la roche des structures variées; on note la présence de chlorite et de quartz en petite quantité.

Nous avons classé ces roches en nous basant sur les variations de structure suivantes:

- A. Les diabases albitiques intersertales.
- B. Les diabases albitiques fluidales.
- C. Les diabases albitiques allotriomorphes isométriques.
- D. Les diabases albitiques porphyriques.

A. Les diabases albitiques intersertales

Une inclusion dans la serpentinite, au S de Kamisli tepe, révèle une structure intersertale. L'affleurement ne dépasse pas quelques mètres de longueur (N° 385/64).

La roche est moyennement grenue et de couleur gris fumé; à l'œil nu on peut distinguer la trame feldspathique plus claire.

Sous le microscope, l'albite apparaît en prismes longs et minces, souvent courbes; leur longueur varie entre 0,9 et 1,3 mm. Ils sont parfois disposés parallèlement les uns aux autres, ou s'ordonnent en gerbes.

L'espace interstitiel est rempli par une variété de chlorite présentant des propriétés optiques proches du stilpnomélane. (Voir chlorites du chapitre II.)

De minuscules prismes incolores d'apatite se trouvent avec un peu

de chlorite, en inclusions dans le plagioclase. La calcite forme des plages irrégulières ou remplit les cassures.

Comme variante de la structure intersertale, nous citerons ici la structure „bostonitique“ observée dans l'échantillon N° 285/62, récolté à Karasarin dere.

On voit sous le microscope que l'albite de la trame forme des prismes à contours irréguliers et souvent déchiquetés; leur longueur varie entre 0,6 et 0,9 mm; ils sont frais et maclés.

L'espace entre les microlites de plagioclase est rempli de chlorite et d'un peu de quartz.

Le sphène et un oxyde de fer se présentent accessoirement.

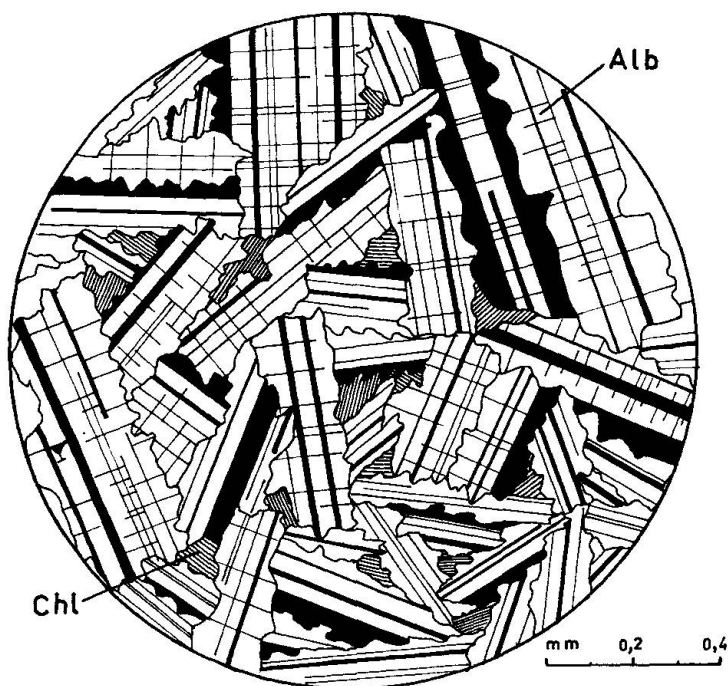


Fig. 2. Diabase albitique à structure bostonitique. Alb. Albite; Chl. Chlorite.

Un carbonate probablement dolomitique forme des cristaux rhomboédriques à sections de losange.

B. Les diabases albitiques fluidales

Les échantillons présentant cette structure sont assez fréquentes dans ce groupe de roches. Sous le microscope, on reconnaît des microlites d'albite orientés dans une direction; ces microlites sont minces et allongés, de longueur variable entre 0,16 et 0,23 mm; ils atteignent parfois 0,4 mm (photo 13).

Le développement des phénocristaux de plagioclase donne quelquefois à ces roches une structure porphyrique à pâte fluidale. Un peu de chlorite se trouve entre les cristaux d'albite.

C. Les diabases albitiques allotriomorphes isométriques

Dans une inclusion tectonique (N° 605/1) échantillonnée à Kmisli tepe, l'albite ne forme ni des microlites, ni des cristaux idiomorphes, mais se présente en grains à contours irréguliers, même déchiquetés; ces grains ne montrent pas de grandes variations de diamètre. Le quartz et une variété faiblement biréfringente de chlorite sont irrégulièrement dispersés dans la roche.

D. Les diabases albitiques porphyriques

Avec le développement des phénocristaux de plagioclase, les diabases albitiques deviennent porphyriques tandis que la structure de la pâte varie suivant l'échantillon.

Dans la coupe mince de l'échantillon N° 226/63, récolté à Islakbag dere, la pâte est composée de minuscules microlites d'albite, développés sans orientation privilégiée dans des cristaux eux-mêmes albitiques, à contours irréguliers; on note aussi la présence d'un peu de quartz. Dans l'échantillon N° 542/63 pris à Avlanagzi dere, la pâte possède une structure fluidale.

4. Pillow-lavas

Dans la région de Mihaliççik, nous avons souvent rencontré des laves en coussins; leurs principaux affleurements, dans l'ordre de métamorphisme croissant, sont les suivants:

1. Akdas dere, à l'W de Hamidiye köy (photo 14).
2. Avlanagzi dere, au NE de Sazak köy (photo 15).
3. Ayıçukuru dere, où sont exploitées les chromites de Karaagaç.
4. Göve dere, au N de Yarikçi ilicasi.
5. Tepelce tepe, au-dessus de Mihaliççik.

Les affleurements 1 à 4 se trouvent à l'E de Mihaliççik, dans la zone I (zone supérieure du métamorphisme). Les deux premiers sont les moins métamorphiques et les plus pauvres en augite; les trois autres (3, 4 et 5) sont plus métamorphiques et riches en pyroxène. L'affleurement de Tepelce tepe est situé dans la zone II; en revanche dans la zone III, le débit en coussins des diabases est méconnaissable.

Etude des coussins sur les affleurements les moins métamorphiques

La taille des coussins varie de quelques décimètres à 1,5 m et parfois même 2 m ; ils possèdent une forme ellipsoïdale, en haricot, ou légèrement aplatie. Assez fréquemment les coussins sont allongés dans la direction de la coulée.

Sur les affleurements 1 et 2, l'examen de la forme des coussins nous a permis de déterminer le sommet et la base de la coulée : celle-ci est renversée par suite de mouvements tectoniques.

En général, il n'y a pas de matrice entre les coussins, ni de „cols de laves“ qui les relient entre eux ; ils sont simplement moulés les uns sur les autres.

La surface des coussins est finement rugueuse, à cause des minuscules varioles qui la tapissent ; l'épaisseur de cette bordure variolitique ne dépasse pas 1—2 mm ; mais à Avlanagazi dere et à Sorkunsögüt dere, nous avons observé des coussins avec une bordure variolitique de 2 à 4,5 cm d'épaisseur. Ces varioles sont toujours sphériques et leur diamètre varie de 1 à 8 mm avec une moyenne de 3,5 mm.

L'abondance d'hématite caractérise les coulées pauvres en augite ; par exemple, dans les affleurements 1 et 2 elles sont riches en oxyde de fer et de couleur brun rougeâtre, tandis que les coussins de Göve dere et de Sorkunsögüt dere sont pauvres en hématite et riches en pyroxène. Ces derniers nous semblent antérieurs à ceux de Avlanagazi dere et de Akdas dere. Nous pensons qu'au début des éruptions le magma donnait naissance à des roches riches en pyroxène, puis son évolution a conduit à des roches plus pauvres en augite, mais plus riches en hématite.

Associés aux coulées, nous avons souvent observé des fragments anguleux de coussins éclatés, noyés dans une matrice chloritique ; la taille de ces fragments est très variable, allant de 5 à 20 cm. Notons encore que les radiolarites affleurent souvent à proximité immédiate des coulées en coussins.

Pour illustrer les caractères pétrographiques des coussins, nous en avons choisi trois parmi les moins métamorphiques, situés dans la zone I. Le premier est pris à Akdas dere ; le second, avec bordure variolitique bien développée, provient de Avlanagazi dere, et enfin le troisième représente la variété riche en augite de Ayıçukuru dere ; il est plus métamorphique que les précédents.

Le coussin de Akdas dere mesure $1,50 \times 0,7$ m.

Sous le microscope, le centre a une structure intersertale divergente bien caractérisée. Le plagioclase formant la trame s'est développé en

cristaux prismatiques allongés et minces; la taille des individus varie beaucoup mais, en général, ils mesurent entre 0,2 et 0,6 mm de long sur 0,04 mm de large. Ce plagioclase est une albite fraîche malgré de nombreuses inclusions de chlorite et de calcite.

L'espace interstitiel est comblé par des cristaux allongés, très minces et violacés, d'augite, par de la chlorite et par l'hématite (photo 16).

Les vacuoles à remplissage de chlorite et de calcite sont parfois tapissées par du quartz avec un mica blanc dans la partie centrale.

A 10 cm du bord du coussin, la structure de la roche devient arborescente et s'exprime en gerbes de plagioclase, accompagnées de minuscules cristaux d'oxyde de fer et de chlorite.

Au bord du coussin, la structure arborescente passe à la structure sphérolitique fibro-radiée. Les sphérolites jointifs ne laissent souvent pas de place à la matrice; leur bordure est soulignée par de l'hématite.

Décrivons maintenant plus en détail les différentes parties d'un sphérolite. Leur diamètre varie de 0,2 à 0,45 mm. Le centre est constitué par des gerbes arborescentes de plagioclase, disposées radialement; cette partie est riche en oxyde de fer qui remplit les interstices entre les prismes d'albite. Vers le bord du sphérolite, des gerbes de plagioclase et l'oxyde de fer disparaissent, remplacés par une zone marginale brunâtre et poussiéreuse; l'épaisseur de cette zone varie de 0,04 à 0,1 mm; on y observe des plages à contours irréguliers, composées de fines aiguilles parallèles formant parfois une structure réticulée. L'analyse aux rayons X nous a permis de constater que ces plages sont composées d'un mélange d'albite et d'augite (photo 17).

La matrice intersphérolitique est peu abondante; quelques rares interstices peuvent être remplis d'hématite ou de plagioclase criblé d'inclusions.

Les amygdales sphériques sont remplies de chlorite, formant en général deux couches concentriques; la première tapisse les parois de l'amygdale, elle est incolore et ses paillettes sont perpendiculaires aux parois; la seconde est légèrement verdâtre et remplit le reste de la cavité; sa biréfringence est inférieure à celle de la première.

A 1 mm du bord du coussin, les sphérolites se sont légèrement détachés les uns des autres; quelques-uns sont isolés dans une matrice d'oxyde de fer, avec parfois un peu de plagioclase.

Le coussin variolitique de Avlanagzi dere présente au centre la même structure que celle du coussin précédent; mais on y observe aussi quelques rares cristaux de lawsonite développés dans le plagioclase tandis que l'augite interstitielle est partiellement altérée en aegyrine-jadéite.

Une coupe mince faite dans le bord du coussin montre des varioles sphériques de 1 à 3 mm de diamètre, isolées dans une matrice. La structure de la matrice intervariole est porphyrique à la suite du développement des phénocristaux de plagioclase. Ces phénocristaux se présentent aussi bien dans la matrice que dans les varioles; ils possèdent des formes géométriques bien conservées et sont tous chloritisés; certains contiennent un peu de pumpellyite associée à la chlorite.

Dans la pâte, on observe des cristaux en aiguilles d'un minéral développé sans orientation privilégiée. L'espace entre ces cristaux fins et allongés formant une sorte de structure intersertale est rempli par un mélange d'augite, d'albite et de chlorite. De minuscules grains de sphène sont irrégulièrement dispersés dans la matrice.

En étudiant de près les varioles, on constate parfois des gerbes arborescentes formant le noyau; mais, en général, la structure des varioles est identique à la matrice qui les entoure; elles sont seulement plus foncées et plus riches en augite.

La matrice interpillow à Avlanagzi dere est essentiellement composée de chlorite et de calcite.

Sous le microscope la chlorite criblée de sphène alterne avec l'oxyde de fer, dessinant des zones concentriques.

Donnons maintenant une brève description d'un coussin échantillonné à Ayıçukuru dere, pour illustrer la variété de pillow-lava riche en augite.

Au centre, le coussin possède une structure intersertale divergente, due à des prismes d'albite fraîche avec de nombreuses inclusions chloritiques. L'augite incolore typiquement interstitielle se développe en cristaux allotriomorphes; elle est faiblement altérée en aegyrine-jadéite, depuis les bordures. Le reste de l'espace entre les prismes d'albite est rempli par de la chlorite et de l'aragonite partiellement calcitisée, qui se trouvent aussi dans les fissures.

Nous avons souvent observé des coussins dont le centre est composé essentiellement d'augite qui forme des phénocristaux ainsi que la trame intersertale.

Le bord de ces coussins peut être variolitique ou non; dans la variété non variolitique, la roche est porphyrique avec une pâte augitique arborescente.

Les phénocristaux sont composés de plagioclase frais et souvent maclé. La pâte est constituée essentiellement d'augite qui peut prendre deux habitus différents: dans un premier habitus, elle forme des gerbes arborescentes rappelant des fleurs de glace, des houppes ou des palmiers; dans un second habitus, l'augite est en fines aiguilles parallèles, dévelop-

pées à partir des prismes d'albite; ces aiguilles sont soit perpendiculaires, soit obliques, par rapport aux faces du plagioclase (photos 18 et 19).

Cette augite, brunâtre en lumière naturelle, de biréfringence faible, est partiellement altérée en aegyrine-jadéite.

A Sorkünsögüt dere, nous avons observé des coussins ayant une bordure variolitique de 2 cm d'épaisseur en moyenne. Les varioles sphériques peuvent atteindre 3 mm de diamètre; elles sont composées d'augite idiomorphe prismatique qui forme la trame. Le plagioclase est tout à fait subordonné.

La matrice intervariole est principalement formée de chlorite contenant de petits cristaux d'augite et de sphène.

Ci-dessous, nous donnons les analyses chimiques des parties centrale et marginale d'un coussin de Avlanagzi dere.

	Centre	Bord
SiO ₂	48,90	48,35
Al ₂ O ₃	16,60	15,70
TiO ₂	1,67	1,64
FeO	1,01	0,86
Fe ₂ O ₃	9,65	9,96
CaO	5,83	7,12
MgO	3,52	3,91
Na ₂ O	4,12	3,45
K ₂ O	2,22	2,69
MnO	0,13	0,15
P ₂ O ₅	0,27	0,25
H ₂ O ⁺	4,42 (1,20 + 3,22)	3,85
H ₂ O ⁻	0,65	0,66
CO ₂	0,38	0,53
	<hr/> 99,37	<hr/> 99,14

Chapitre V

Roches sédimentaires

Ces roches sont représentées surtout par des roches volcano-détritiques telles que des tufs, des grauwackes et des conglomérats à éléments volcaniques. Intercalées dans cette série, on rencontre localement des lentilles de marbre blanc ou rose, de roches pélitiques, enfin de radiolarites.

Les roches sédimentaires les moins métamorphiques affleurent à l'E de Mihaliççik, sur le plateau s'étendant des environs d'Ömer köy à la région de Hamidiye köy.

1. Radiolarites

Ces roches ont le mieux résisté au métamorphisme et sont restées localement intactes. Nous les avons observées soit reposant directement sur les serpentinites, soit associées aux pillow-lavas.

Les radiolarites comportent des lits de couleur rouge brique, bien stratifiés mais d'épaisseur variable. Les meilleurs affleurements se rencontrent à Avlanagzi dere, à Karamankaya dere, à Büngüldük dere, à Ayıçukuru dere, au NE de Dikmen tepe, et aux environs d'Erikli tepe. (Voir la carte géologique.)

Elles sont fortement plissées suivant les deux directions tectoniques principales de la région.

Sous le microscope, on observe les formes circulaires de radiolaires bien conservés appartenant aux familles des Nassélinas et des Splumellinas et des fragments de Maienellas.

Localement, les radiolarites sont enrichies en minerais oxydés de manganèse.

Dans les zones II et III, ces roches ont perdu leur couleur et leur structure originelle pour donner naissance à des schistes à piémontite, à sursassite, et à des schistes quartziques variés.

2. Série des grauwackes

Ces roches sont composées principalement de fragments de diabases de grosseur variable. Dans les grauwackes, le diamètre des éléments ne dépasse pas 1—2 mm; en revanche, les conglomérats contiennent souvent des morceaux de roches volcaniques de la grosseur du poing.

Il s'y intercale parfois de minces lits argileux ou calcaires. Les affleurements principaux se rencontrent aux environs d'Ömer köy, sur les versants S de Sögütözü dere, à Ayçukuru dere, à Sorkunsögüt dere, à Avlanagzi dere et à Akdas dere.

Sous le microscope, on remarque surtout un matériel formé de grains, anguleux ou subanguleux de roches volcaniques, de radiolarites présentant souvent les minéraux caractéristiques de la zone I. Dans ces roches, le quartz est généralement peu abondant.

3. Grès à éléments volcaniques

Ils affleurent surtout entre Hamidiye köy et Akçakmak mevkii. Suivant la composition du ciment, nous distinguons :

- a) Grès calcaires.
- b) Grès siliceux.

a) Les *grès calcaires* sont composés essentiellement de grains de quartz anguleux ou subanguleux, entourés d'une pâte de calcite, accompagnés en quantité variable par des fragments de plagioclase souvent maclés, de mica, de chlorite, de schistes et de roches volcaniques. Le diamètre des éléments est généralement inférieur à 1 mm.

b) Les *grès siliceux* sont plus grossiers et leurs éléments atteignent par endroit 0,5 à 3 cm de diamètre. A l'œil nu, on distingue des grains de quartz translucides ou laiteux, des éléments plus foncés, d'origine diabasique, et des fragments de schistes argileux.

Sous le microscope, on constate que le quartz est entouré d'une pâte siliceuse formée de minuscules grains du même minéral. Les autres constituants en proportion variable sont des fragments de plagioclase, de mica plus ou moins chloritisé, de schistes quartziques micacés, de quartzite, de schistes argileux, de radolarites et de roches volcaniques.

Chapitre VI

Roches métamorphiques

A. Roches basiques et ultrabasiques métamorphiques

1. Serpentinites métamorphiques

De nombreuses lentilles de serpentinites s'intercalent dans le complexe des schistes à glaucophane. Ces lentilles, toutes allongées et écrasées dans la direction SW-NE, parallèles à la direction des schistes, contiennent souvent des pyroxénites, des gabbros et des pegmatites.

La forme de leurs affleurements, les phénomènes d'écrasement et leur composition minéralogique indiquent que ces serpentinites ont subi les effets du métamorphisme régional auquel elles sont antérieures.

Les serpentinites les plus métamorphiques affleurent au NE de Mihaliççik; elles sont massives, dures et de couleur foncée. Sous le microscope,

la structure réticulée paraît entièrement détruite; l'antigorite remplace les autres minéraux et constitue la majeure partie de ces roches.

La plupart des lentilles de serpentinites sont localisées dans une mince zone s'étendant du SW au NE entre Dikyol et Ayvalica. Elles sont entourées généralement d'une enveloppe d'asbeste amphibolique qui s'est aussi formée dans les fissures marginales des serpentinites et dans les schistes environnants. L'épaisseur des fissures varie de 0,5 à 6 cm. Les fibres d'amiante de 1 à 10 cm de long se sont développées parallèlement aux parois (slip fiber). Cette asbeste fait actuellement l'objet d'une exploitation.

2. Gabbros métamorphiques

Suivant la zone dans laquelle ils ont été métamorphisés, les gabbros présentent des paragenèses différentes. Ci-dessous, nous les groupons par ordre de métamorphisme croissant:

Pumpellyite + reliques de pyroxène + mica blanc + chlorite.

Lawsonite + reliques de pyroxène + actinote + chlorite + albite + calcite.

Clinozoïsite + reliques de lawsonite et de pyroxène + actinote + chlorite + muscovite + albite + calcite.

Actinote + épidote + muscovite + chlorite + albite + calcite.

Dans les inclusions de la zone I, le métamorphisme se traduit par la formation de la pumpellyite aux dépens du plagioclase dont les cristaux sont encore reconnaissables. La pumpellyite, souvent associée au mica blanc, forme des cristaux microgrenus à fort relief, presque incolores, peu dispersifs, avec une biréfringence faible. Les paillettes de mica blanc présentent par contre un relief faible, mais une biréfringence élevée.

Les cristaux de pyroxène ont mieux résisté aux effets du métamorphisme et ne sont que faiblement altérés en chlorite.

Dans la zone moyenne (zone II), le plagioclase a été entièrement transformé en lawsonite qui forme des cristaux prismatiques incolores, présentant souvent des macles fines et polysynthétiques. Les cristaux de diallage ont souvent subi de fortes déformations et présentent alors une extinction roulante; ils sont partiellement altérés en actinote.

Après la première phase, où les pressions ont atteint leur valeur la plus élevée, l'augmentation de la température du milieu pendant la deuxième phase a permis à la lawsonite de se transformer partiellement en clinozoïsite. Le diallage est parfois entièrement chloritisé, ou alors altéré en un mélange de chlorite et muscovite, tandis que dans d'autres

roches il se transforme en actinote. L'albite limpide a pu se former en petite quantité pendant cette période.

A la suite des mouvements tectoniques postérieurs au métamorphisme, la lawsonite peut disparaître et être remplacée par la calcite; ce phénomène de carbonatation a eu lieu dans les zones écrasées des gabbros, là où le diallage est parfois altéré en talc et en chlorite.

Dans la zone III, les gabbros ont été affectés par un métamorphisme de faciès „schiste vert“. En effet, le plagioclase a disparu et ce sont la muscovite, l'épidote et la chlorite qui se sont développées à sa place. A part quelques reliques, le diallage est entièrement transformé en actinote et en chlorite. De plus, ces gabbros sont fortement albitisés; cette albite a souvent digéré la muscovite dont il reste encore des inclusions.

Dans les zones de „stress“, les gabbros ont acquis une texture foliacée, donnant de véritables schistes verts.

3. Gabbro-diorites métamorphiques

Le métamorphisme des gabbro-diorites aboutit à des paragenèses variées; cette diversité provient, nous semble-t-il, de deux facteurs: le premier réside dans l'existence des diverses zones métamorphiques qui ont déterminé des paragenèses différentes; la seconde, dans les conditions particulières du métamorphisme régnant très localement dans les serpentinites auxquelles ces roches sont souvent associées; pour cette raison, les paragenèses ne correspondent pas toujours à des zones déterminées.

Les différentes paragenèses, par ordre de métamorphisme croissant, sont les suivantes:

- a) Pumpellyite + prehnite + reliques de pyroxène et de hornblende + chlorite + sphène.
- b) Pumpellyite + reliques de pyroxène et de hornblende + mica blanc ± (sphène ± apatite ± magnétite).
- c) Lawsonite + reliques de pyroxène et de hornblende ± (sphène ± chlorite).
- d) Amphibole bleue + reliques de pyroxène et de hornblende + épidote + chlorite + albite + mica blanc + sphène.

La paragenèse a) est caractérisée par deux minéraux: la pumpellyite et la prehnite, formées aux dépens du plagioclase. La pumpellyite se développe en minuscules cristaux presque incolores et peu dispersifs; la

prehnite incolore peut aussi remplir les fissures. La hornblende et le diallage sont légèrement chloritisés.

Les inclusions présentant cette association sont plutôt rares; nous pensons que cette paragenèse appartient au sous-faciès à pumpellyite-prehnite (voir COOMBS, 1960).

Sous l'influence du métamorphisme de la zone I, le plagioclase est presque entièrement transformé en pumpellyite qui est parfois associée à un mica blanc. Les cristaux de pumpellyite verte, pléochroïques et bien dispersifs, remplissent aussi les fissures. Les autres minéraux constitutifs sont presque inaltérés et la structure primaire des roches n'est pas détruite.

Dans la zone II, le plagioclase est entièrement remplacé par la lawsonite; la hornblende est devenue bleue dans la partie périphérique des cristaux ou le long des cassures qui les traversent. L'épidote tardive s'est formée en petite quantité aux dépens de la lawsonite.

Dans la zone III, la hornblende verte est partiellement transformée en une amphibole bleue; cette altération commence généralement à partir des bords et se développe irrégulièrement vers l'intérieur des cristaux. Le plagioclase est remplacé par l'épidote, l'albite, la chlorite et le mica blanc. Le sphène en cristaux frais, parfois fusiformes et idiomorphes, forme des traînées parallèles au rubanage de la roche ou peut être irrégulièrement dispersé.

Rappelons que cette paragenèse peut aussi provenir du rétro-morphisme, pendant la deuxième phase du métamorphisme, des roches de la zone II.

A Büngüldük dere, nous avons rencontré une inclusion lenticulaire de gabbro-diorite rubanée, présentant la même paragenèse, bien que dans aucune des roches des environs nous ne l'ayons observée; la formation de cette roche, qui constitue une exception dans cette partie de la région, est probablement due aux conditions spéciales et locales de métamorphisme qui régnaient dans les serpentinites.

B. Métadiabases

1. Diabases augitiques métamorphiques

Le métamorphisme qui a affecté les diabases de la région de Mihaliççik appartient généralement au sous-faciès à pumpellyite (voir chapitre VIII) et au faciès „schiste bleu“. Les diabases présentant des minéraux typiques du faciès „schiste vert“ n'affleurent que localement.

Le faciès „schiste bleu“ est caractérisé dans ces roches principalement

par la lawsonite, la glaucophane, la crossite, et par des variétés de pyroxène jadéitique.

Suivant la zone métamorphique à laquelle elles se rattachent, les métadiabases présentent des paragenèses différentes. Dans la zone I, le plagioclase est altéré soit en pumpellyite, soit en lawsonite, tandis que l'augite est transformée partiellement ou parfois complètement en aegyrine-jadéite. Leur structure primaire est bien conservée (photo 20).

C'est dans la zone II que l'amphibole bleue apparaît comme un minéral caractéristique de ces roches; à côté de la lawsonite, qui remplace entièrement le plagioclase, on observe un pyroxène de composition diopside-jadéite-aegyrine provenant de l'altération de l'augite. Enfin, dans la zone III, elles perdent complètement leur structure primaire et deviennent schisteuses; ce sont les schistes à glaucophane d'origine diabasique, qui seront décrits dans la section C de ce chapitre.

Nous avons pu distinguer parmi ces roches un assez grand nombre de paragenèses. Les associations sont classées en six groupes, basés sur les divers stades d'altération de l'augite. A l'intérieur de chaque groupe sont réunies plusieurs paragenèses différentes, dans l'ordre de métamorphisme croissant.

1. Les associations comprenant des reliques d'augite:

- a) Augite + pumpellyite + albite + chlorite \pm leucoxène \pm (stilpnomélane \pm aegyrine-jadéite \pm aragonite \pm calcite).
- b) Augite + lawsonite + albite + chlorite + leucoxène \pm (aegyrine-jadéite \pm aragonite \pm calcite).
- c) Augite + lawsonite + glaucophane + sphène \pm (chlorite \pm épidote).
- d) Augite + lawsonite + crossite ou glaucophane \pm (pyroxène jadéitique \pm épidote \pm chlorite \pm albite \pm mica blanc \pm sphène).
- e) Augite + épidote + crossite + albite \pm (chlorite \pm mica blanc \pm sphène).

Les paragenèses a) et b) sont caractéristiques de la zone I. La structure primaire des roches présentant ces paragenèses est généralement bien conservée. Les minéraux typiques de métamorphisme (pumpellyite et lawsonite) se sont développés dans les microlites d'albite; ils remplacent parfois entièrement ces dernières; dans ce cas, les cristaux d'augite nagent dans une pâte de pumpellyite ou de lawsonite (38/62; 433/63) (photo 22).

L'association c) est observée dans une inclusion de métadiabase dans la serpentinite à Kalayci dere. Dans cette roche aussi, le plagioclase est

entièrement remplacé par la lawsonite; l'épidote, en petite quantité, est de formation tardive.

La paragenèse d) est localement observée dans la zone II. Les roches montrant cette paragenèse ont généralement perdu leur structure primaire; la crossite ou la glaucophane forment des cristaux aciculaires; l'augite est parfois altérée à partir du bord des cristaux en un pyroxène jadéitique contenant aussi un peu de diopside et d'aegyrine; la lawsonite remplace entièrement le plagioclase; mais la deuxième phase du métamorphisme a favorisé le développement de l'épidote aux dépens de la lawsonite; l'albite de néoformation a cristallisé pendant cette phase. Ainsi, la paragenèse e) représente les roches fortement affectées par l'élévation de la température au cours de la deuxième phase du métamorphisme.

2. L'augite est transformée en un pyroxène riche en aegyrine-jadéite (AeJ):

- a) AeJ + pumpellyite \pm (leucoxène \pm chlorite \pm calcite \pm aragonite).
- b) AeJ + lawsonite + albite \pm (chlorite \pm leucoxène \pm calcite \pm aragonite).
- c) AeJ + lawsonite + crossite \pm (épidote \pm chlorite \pm mica blanc \pm albite \pm sphène).
- d) AeJ \pm épidote + crossite \pm chlorite \pm albite \pm (mica blanc \pm sphène \pm oligiste).
- e) AeJ + épidote + chlorite + albite \pm (sphène \pm oligiste \pm calcite).

Les deux premières associations sont caractéristiques de la zone I. Les roches présentant ces paragenèses ont généralement conservé leur structure primaire; le plagioclase est transformé en un mélange de lawsonite et d'albite auquel s'ajoutent la chlorite et parfois le quartz.

L'aegyrine-jadéite provient de la pseudomorphose de l'augite. L'aragonite remplit les vacuoles ou les fissures traversant ces roches; elle est partiellement calcitisée.

Les autres associations (c, d, e) sont observées localement dans la zone II. L'amphibole sodique est souvent représentée par la crossite en cristaux aciculaires. La transformation du plagioclase primaire en lawsonite est complète.

Pendant la deuxième phase du métamorphisme, certaines roches sont affectées par l'albitisation, par la formation de l'épidote dérivant de la lawsonite et par la chloritisation partielle de la crossite et de l'aegyrine-jadéite; ces transformations tardives ont donné naissance aux paragenèses d et e.

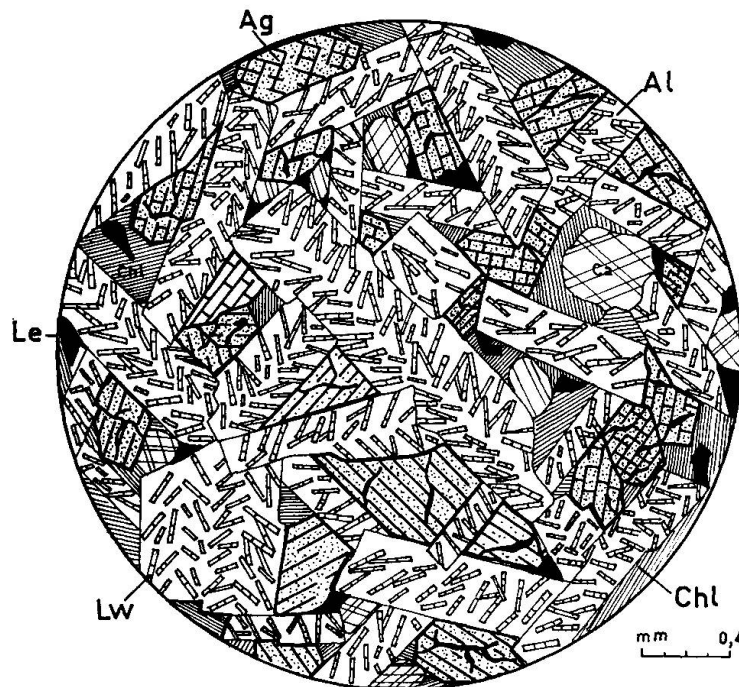


Fig. 3. Métadiabase à lawsonite (zone sup.). Remarquer la structure primaire bien conservée. Al. Albite; Lw. Lawsonite; Ag. Augite partiellement altérée en un pyroxène sodique; Chl. Chlorite; Le. Leucoxène; Ca. Calcite.

3. L'augite est transformée en une variété de pyroxène ayant la composition de diopside-jadéite-aegyrine (DiJaAe), parfois riche en diopside-jadéite.

- a) DiJaAe + lawsonite + sphène \pm (chlorite \pm albite \pm épidote).
- b) DiJaAe + lawsonite + glaucophane \pm (reliques d'augite \pm sphène \pm chlorite \pm épidote \pm albite \pm calcite).
- c) DiJaAe + épidote \pm (sphène \pm albite \pm chlorite \pm mica blanc).

La structure primaire des roches présentant ces paragenèses est souvent détruite. L'augite perd son habitus originel en se transformant. Le plagioclase a disparu et est remplacé entièrement par la lawsonite. Le sphène frais forme des cristaux idiomorphes, parfois fusiformes. L'amphibole sodique est représentée soit par la glaucophane soit par la crossite.

L'albite et l'épidote sont de formation tardive (phase 2). Les fissures traversant ces roches sont parfois remplies d'un pyroxène aciculaire ou fibro-radié ayant la composition de diopside-jadéite-aegyrine.

Nous avons observé ces associations dans la zone II et dans certaines inclusions tectoniques.

4. Les paragenèses suivantes sont caractérisées par la transformation de l'augite en une augite vert clair contenant probablement des molécules jadéitiques.

- a) Augite vert clair + lawsonite \pm (sphène \pm chlorite).
- b) Amphibole bleue + reliques d'augite vert clair + lawsonite \pm (sphène \pm chlorite).

La structure primaire de ces roches, échantillonnées dans la zone II, est détruite par suite de l'intense développement de la lawsonite. L'augite verte faiblement pléochroïque peut être altérée en une amphibole bleue; cette altération commence à l'extérieur des cristaux pour les envahir complètement d'une façon irrégulière; la roche devient alors une glaucophanite. (Voir section E de ce chapitre.)

Notons qu'il existe tous les termes de passage entre les associations contenant de l'augite riche en jadéite et celles caractérisées par la présence de l'augite-jadéite-aegyrine décrites plus haut.

5. L'augite est altérée en ouralite.

- a) Ouralite + albite \pm (chlorite \pm ilménite).
- b) Ouralite bleutée + lawsonite \pm (reliques d'augite \pm chlorite \pm sphène \pm albite).
- c) Ouralite bleutée + épidote + chlorite \pm muscovite \pm albite \pm sphène \pm reliques d'augite.

La paragenèse a) est observée dans les échantillons provenant des environs de Hamidiye köy. La structure primaire de ces roches est bien conservée; les microlites d'albite forment la trame intersertale dont les interstices sont remplis d'ouralite et de chlorite.

L'association minérale b) s'est formée dans certaines inclusions tectoniques de la zone II. Les roches ont perdu leur structure primaire; la lawsonite remplace entièrement le plagioclase; l'ouralite se développe en cristaux faiblement pléochroïques et bleutés suivant ses bords et les cassures qui la traversent.

Pendant la deuxième phase de métamorphisme, le remplacement de la lawsonite par l'épidote, la formation de l'albite néogène, de la chlorite et du mica blanc donnent naissance aux roches ayant la paragenèse c).

6. L'augite est chloritisée.

Chlorite + crossite + albite + muscovite \pm (reliques d'augite \pm sphène \pm actinote \pm calcite \pm épidote).

Les roches présentant cette paragenèse sont rares; leur structure primaire est généralement détruite. La chlorite remplace le pyroxène et le plagioclase. Les cristaux aciculaires de crossite sont entourés d'une mince zone marginale de composition d'actinote formée pendant la deuxième phase du métamorphisme. Ces roches sont aussi affectées par une forte albitisation.

2. Diabases albito-chloritiques métamorphiques

Les diabases albito-chloritiques présentent des paragenèses différentes suivant la zone de métamorphisme.

Ce sont, dans l'ordre de métamorphisme croissant:

- a) Pumpellyite + albite \pm (chlorite \pm leucoxène \pm calcite).
- b) Lawsonite + albite \pm (chlorite \pm leucoxène \pm calcite).
- c) Glaucophane ou crossite + lawsonite \pm (sphène \pm chlorite).
- d) Glaucophane ou crossite + lawsonite \pm (épidote \pm phengite \pm chlorite \pm albite \pm sphène).
- e) Glaucophane ou crossite + épidote + muscovite + albite \pm (sphène \pm calcite \pm chlorite).
- f) Epidote + albite + chlorite + muscovite \pm (sphène \pm calcite).

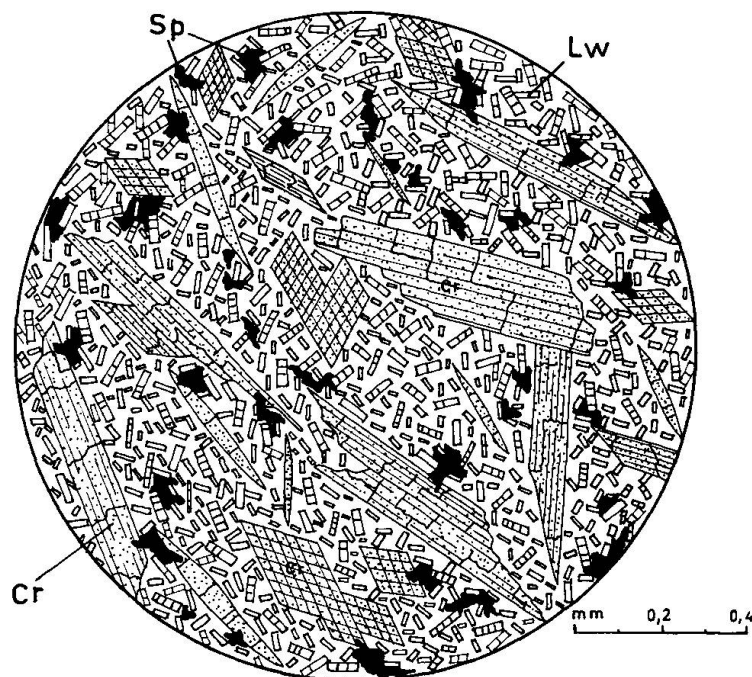


Fig. 4. Métadiabase à crossite (zone moyenne). Remarquer des cristaux souvent idiomorphes de crossite (Cr) entourés d'une pâte de lawsonite (Lw) et de sphène (Sp).

Les deux premières paragenèses sont caractéristiques de la zone I. Les roches ont conservé leur structure primaire. La pumpellyite ou la lawsonite se sont développées dans les microlites albitiques formant la trame.

On observe les associations c) et d) dans la zone II. La structure primaire des roches est souvent détruite par l'intense développement de la lawsonite remplaçant le plagioclase. L'amphibole sodique forme des cristaux aciculaires développés soit sans orientation privilégiée, soit parallèlement à la linéation. Tardivement, certaines roches sont affectées par une albitisation et par la formation d'épidote, en même temps que l'amphibole bleue est partiellement altérée en chlorite.

Dans certaines roches, les cristaux de crossite se trouvent entourés d'une mince enveloppe de mica blanc (N° 300/64).

Le remplacement total de la lawsonite par l'épidote ou la muscovite conduit à la formation de l'association e) que nous avons également observée dans les roches de la zone III. La structure primaire de ces roches est complètement détruite; néanmoins quelques échantillons font exception et montrent des reliques de la structure originelle où les micro-

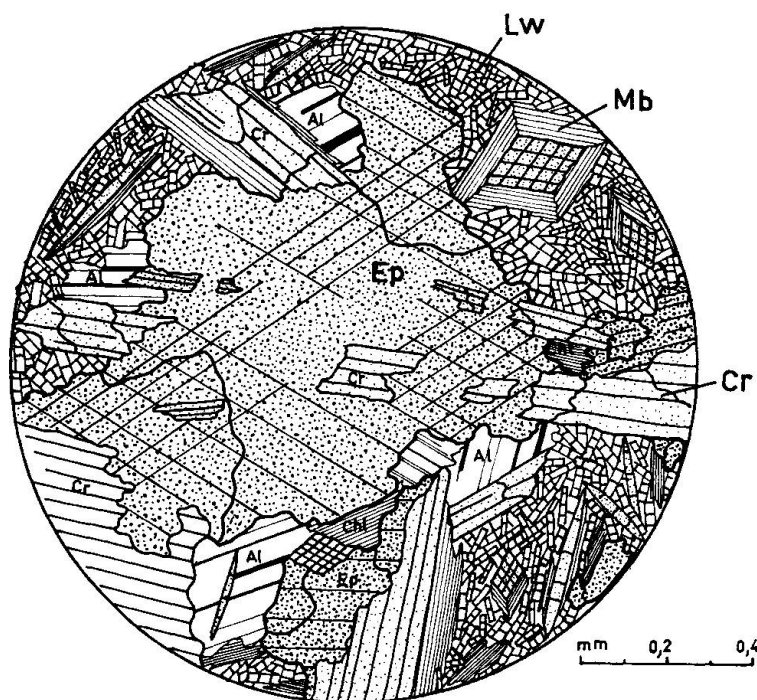


Fig. 5. Métadiabase (zone moy.) de la phase II du métamorphisme. Remarquer le développement tardif de l'épidote (Ep) aux dépens de la lawsonite (Lw), en digérant partiellement la crossite (Cr). Al. Albite de néoformation; Chl. Chlorite; Mb. Mica blanc.

lites de plagioclase sont altérés en muscovite et en chlorite (680/63; 791/63; 115/64; 159/64; 312/64).

L'amphibole bleue, représentée par la crossite ou la glaucophane, se développe soit sans direction privilégiée, soit parallèlement à la linéation; ses cristaux aciculaires peuvent atteindre 3—4 mm de long. La muscovite ou la phengite se développent parfois largement dans certaines roches; leurs paillettes peuvent atteindre 0,8 mm de long. Souvent l'albitisation tardive a partiellement digéré le mica blanc et a détruit toute relique de la structure ancienne; l'albite forme des porphyroblastes atteignant parfois 1 mm; elle est criblée d'inclusions des minéraux préexistants. Le sphène a été régénéré et forme des cristaux frais en traînées parallèles.

La chlorite devient parfois vert-brun ou brune, pléochroïque, avec une biréfringence élevée, rappelant le stilpnomélane. Les vacuoles sont remplies d'épidote, de glaucophane, de chlorite et de muscovite dans la zone II, tandis que dans la zone III elles sont généralement remplies d'albite, de chlorite et de calcite.

La paragenèse f) a été observée dans les roches provenant des environs de Hamidiye köy; il semble que ces roches soient métamorphisées dans le faciès „schiste vert“.

La glaucophane est absente. Sauf dans de rares cas, la structure primaire des roches est entièrement détruite par une forte albitisation. L'albite forme des porphyroblastes, limpides et parfois maclés, criblés d'inclusions de chlorite, de muscovite et d'épidote.

Dans les échantillons qui n'ont pas été affectés par l'albitisation, on observe des reliques de la structure intersertale, le plagioclase y étant toujours chloritisé; l'épidote forme des cristaux allotriomorphes, pléochroïques. Les vacuoles sont remplies d'albite, de chlorite et de calcite (796—799; 865).

3. Les diabases albitiques métamorphiques

La transformation des diabases albitiques donne naissance à des roches très variées selon les zones de métamorphisme où elles se trouvent.

Dans la zone I, l'albite est stable; mais, suivant le degré de métamorphisme, elle contient des inclusions de pumpellyite, de lawsonite, auxquelles s'ajoutent souvent de minuscules paillettes de chlorite; certains échantillons contiennent de l'aegyrine-jadéite et un mica blanc.

Dans la zone II, où les pressions étaient plus fortes, l'albite primaire a disparu et est remplacée souvent par la jadéite. Les inclusions tectoniques dans les serpentinites sont transformées en rodingite à pumpellyite. (Voir chapitre VII, section III).

Enfin, dans la zone III, l'albite de néoformation, l'épidote et parfois le stilpnomélane apparaissent.

Les paragenèses caractérisant les diabases albitiques métamorphisées sont les suivantes, dans l'ordre de métamorphisme croissant:

- a) Pumpellyite + albite \pm (chlorite \pm aegyrine \pm jadéite).
- b) Lawsonite + albite \pm (chlorite \pm pumpellyite).
- c) Jadéite \pm (mica blanc).
- d) Jadéite \pm (mica blanc \pm albite \pm épidote).
- e) Albite + stilpnomélane \pm (pyroxène sodique \pm mica blanc \pm épidote).

Les paragenèses a) et b) sont caractéristiques de la zone I. Ces roches ont bien conservé leur structure primaire. La pumpellyite forme des cristaux aciculaires faiblement pléochroïques, développés soit dans le plagioclase, soit en agrégats irréguliers. La lawsonite est en cristaux prismatiques, incolores.

Les associations c) et d) sont observées dans la zone II. Dans les échantillons présentant ces paragenèses, la structure originelle est complètement détruite par suite du développement intense de la jadéite; ce minéral est le constituant essentiel des jadéitites, où il forme des cristaux incolores allotriomorphes, associés souvent à un mica blanc. Dans les coupes minces contenant un peu d'épidote et d'albite, il apparaît clairement que ces deux minéraux se sont formés postérieurement à la jadéite.

Pendant la deuxième phase du métamorphisme, ces roches ont subi une élévation de température, ce qui a causé la disparition de la jadéite. L'association e) s'est développée pendant cette phase. Les roches présentant cette paragenèse sont fortement albitisées; le stilpnomélane forme des cristaux disposés en gerbes brunes, pléochroïques, et ne dépassant pas 0,2 mm.

4. Pillow-lavas métamorphiques

Dans la zone I, la forme des coussins est bien conservée et le métamorphisme n'a pas détruit la structure interne des pillows. Par contre, dans la zone II, ces roches ont généralement perdu le débit en coussins et sont souvent méconnaissables sur le terrain; dans les affleurements les mieux conservés, les coussins sont étirés suivant la direction de la linéation. Nous n'avons pas rencontré de pillow-lavas dans la zone III.

Les laves en coussins de la zone I affleurent à Göve dere, à Ayıçukuru dere et à Sorkunsögüt dere.

Pour la description pétrographique de ces roches, nous avons choisi deux coussins.

Le premier, récolté à Göve dere, montre au centre une structure intersertale divergente bien conservée. Les prismes de plagioclase formant la trame contiennent des cristaux incolores de lawsonite avec de la chlorite. L'augite interstitielle est transformée en aegyrine-jadéite.

Au voisinage du bord du coussin, la structure intersertale disparaît pour devenir arborescente; les minéraux sont les mêmes que ceux du centre.

La coupe mince taillée au bord du coussin montre aussi une structure primaire bien conservée, porphyrique, avec une pâte arborescente augitique; on y observe les mêmes minéraux de métamorphisme.

Parfois, à 1 cm du bord, les sphérolites s'individualisent et se détachent les uns des autres; le centre montre une structure fibro-radiée où les minces cristaux augitiques divergent souvent à partir d'un microlite d'albite. La matrice est entièrement transformée en aegyrine-jadéite.

L'aragonite, partiellement calcitisée, remplit les vacuoles et les fissures traversant la roche.

Le deuxième coussin choisi dérive de la variété riche en augite; il a été récolté à Sorkünsögüt dere.

Au centre, nous trouvons une méladiabase avec des cristaux idiomorphes d'augite, transformée en aegyrine-jadéite; les microlites du plagioclase sont remplacés par la lawsonite et la chlorite. Vers l'extérieur du coussin, la structure de la roche ne change pas; cependant, à 2 cm du bord, les varioles se développent.

La structure interne des varioles n'offre aucune particularité; elles sont composées d'aegyrine-jadéite, de lawsonite et de chlorite. La matrice entre les varioles n'est pas abondante; elle est chloritique et contient de l'aegyrine-jadéite et du sphène souvent leucoxénisé.

Dans la zone II, les structures internes des coussins sont parfois bien conservées, bien que ces roches aient perdu leurs formes caractéristiques. En effet, les affleurements ne montrant pas le débit en coussin présentent parfois, sous le microscope, des structures porphyriques avec une pâte arborescente de composition pyroxénique; les phénocristaux de plagioclase sont remplacés par de la lawsonite, tandis que les gerbes d'augite sont altérées en aegyrine-jadéite ou en un pyroxène ayant probablement la composition de diopside-jadéite-aegyrine. Ces affleurements se trouvent à Tepelce tepe et à Yelken tepe.

Parfois, nous avons observé aussi des formes ellipsoïdales étirées et aplaties, entourées d'une zone marginale glaucophanisée, contenant des

formes qui rappellent des vésicules ou des varioles; les coupes minces faites au centre et au bord ne révèlent aucune relique de la structure primaire; la roche est composée de glaucophane sans direction privilégiée, de chlorite, d'épidote, d'albite, de mica blanc, avec les minéraux accessoires: sphène, oligiste et calcite; il s'agit probablement de coussins albito-chloritiques métamorphiques.

C. Schistes d'origine diabasique

Nous groupons sous ce titre les diabases devenues schisteuses au cours du métamorphisme avec disparition complète des caractères primaires. Elles montrent une linéation marquée surtout par l'orientation des cristaux aciculaires d'amphibole bleue.

Les schistes diabasiques se rencontrent dans les zones II et III, le métamorphisme de la zone I n'étant pas suffisant pour permettre la formation de ce type de roche.

En nous basant sur les associations minérales, nous distinguons trois groupes:

- a) Schistes à glaucophane.
- b) Schistes à lawsonite et actinote.
- c) Schistes verts.

1. Schistes à glaucophane

Comme leur nom l'indique, les schistes à glaucophane sont caractérisés par la présence d'une amphibole bleue.

Dans la zone II, les principaux constituants sont la crossite ou la glaucophane, la lawsonite et un pyroxène sodique ayant probablement une composition de diopside-jadéite-aegyrine, l'aegyrine, la chlorite, le mica blanc représenté souvent par la phengite; les minéraux accessoires sont le sphène et l'oligiste. L'épidote et l'albite, que nous avons parfois observées dans ces roches, se sont formées durant la deuxième phase du métamorphisme.

Les principales associations minérales sont les suivantes:

- a) Crossite + lawsonite + pyroxène aegyrine jadéitique + chlorite ± (mica blanc ± sphène ± oligiste).
- b) Crossite + aegyrine + lawsonite ± (chlorite ± mica blanc ± oligiste ± sphène).
- c) Crossite ou glaucophane + lawsonite ± (épidote ± chlorite ± albite ± sphène ± oligiste).

La crossite ou la glaucophane forment des cristaux aciculaires, allongés suivant la schistosité et la linéation, et atteignant par places 6—7 mm de long et 0,3 mm de large; ils sont parfois chloritisés, ou altérés sur les bords en un minéral rappelant le stilpnomélane.

La lawsonite constitue généralement la pâte qui entoure l'amphibole bleue; ses cristaux forment des lits alternant avec des niveaux riches en amphibole et montrent parfois un allongement parallèle à la schistosité.

Un pyroxène sodique, ayant probablement la composition de diopside-jadéite-aegyrine, dérive de l'augite primaire qui est parfois conservée en reliques; cette transformation est toujours accompagnée de la disparition de la forme primaire du pyroxène.

L'aegyrine est plutôt rare; nous l'avons observée dans un échantillon où elle forme des cristaux très colorés, fortement pléochroïques, présentant une chloritisation variable à partir des bords.

Le mica blanc s'est souvent développé le long des faces de la crossite; il présente un angle $2V(-)$ inférieur à 20° ; nous pensons qu'il s'agit de phengite.

Les fissures traversant ces schistes sont souvent remplies d'épidote et d'albite.

Dans la zone III, les schistes à glaucophane présentent l'association suivante:

Glaucophane ou crossite + épidote + muscovite + chlorite + albite ± (sphène ± oligiste ± calcite).

On peut distinguer plusieurs variétés, les unes riches en chlorite, les autres en muscovite, ou encore en albite.

L'amphibole bleue parallèle à la linéation souligne la schistosité; dans certains échantillons elle est entourée d'une mince zone marginale d'actinote.

La muscovite, souvent associée à la chlorite, forme parfois des paillettes de plus de 1 mm de long. Dans les coupes minces que nous avons examinées, la teneur en muscovite est souvent inversement proportionnelle à la teneur en albite de néoformation; dans les schistes non affectés par l'albitisation, la muscovite constitue en effet un des éléments principaux de la roche; tandis que dans les échantillons fortement albitisés la quantité de mica blanc est faible, parfois nulle.

L'albite forme souvent des porphyroblastes atteignant 2 mm de diamètre. Sous le microscope, la structure de ces roches est poeciloblastique (photo 27).

Le plagioclase, limpide et souvent maclé, enveloppe les minéraux préexistants.

L'épidote allotriomorphe est pléochroïque et possède souvent un allongement suivant la schistosité.

La chlorite présente quelquefois des variétés vertes fortement pléochroïques et dispersives dans les tons bleus.

Les minéraux accessoires sont le sphène, l'oligiste, la calcite.

2. Schistes à lawsonite et actinote

Les schistes à lawsonite et actinote affleurent localement sur de petites étendues, au NW de Dagci köy. En fait, ce sont des reliques de roches de la zone II se trouvant à présent parmi celles de la zone III. A l'origine, il s'agissait probablement de diabases ou de grauwackes métamorphisés pendant la première phase du métamorphisme; au cours de la deuxième phase, plus tardive, ces roches ont été fortement affectées par la température plus élevée qui a permis la formation de l'association:

Lawsonite + actinote + épidote + chlorite + albite \pm (muscovite \pm amphibole bleue \pm sphène \pm oligiste \pm calcite).

Dans ces schistes, la lawsonite est un témoin de la première phase du métamorphisme; elle est donc antérieure aux autres minéraux. L'actinote, parfois faiblement bleutée, se développe suivant les plans de schistosité; elle provient très probablement de la glaucophane, dont il reste par places des reliques. L'albite et l'épidote se sont développées tardivement; les porphyroblastes du plagioclase contribuent à la structure poecilitique de la roche.

La muscovite est très peu abondante, voire même inexistante; les minéraux accessoires sont le sphène, l'oligiste et la calcite.

3. Schistes verts

Ces roches sont essentiellement composées de minéraux caractéristiques du faciès qui porte ce nom, tels que: épidote, albite, actinote, chlorite, muscovite et parfois talc.

Elles forment des lentilles ou des lits de faible extension, intercalés dans les schistes à glaucophane de la zone III, dont elles ont dérivé au cours de la deuxième phase du métamorphisme.

Suivant le minéral prédominant, nous distinguons, dans la région de Mihaliççik, trois groupes de schistes verts:

1. Schistes albitiques.
2. Schistes à actinote.
3. Schistes chloritiques micacés.

1. Les schistes du premier groupe sont caractérisés par une forte albitisation; l'albite forme soit des porphyroblastes, soit des cristaux irréguliers et jointifs, entourant les autres minéraux qui se trouvent en quantité variable.

2. Les schistes diabasiques du deuxième groupe contiennent, comme constituant principal, un membre de la famille actinote-trémolite, associé aux autres minéraux caractéristiques des schistes verts.

3. Comme leur nom l'indique, les schistes du dernier groupe sont essentiellement composés de chlorite et de muscovite; on y observe en quantité variable de l'épidote, du sphène, de la calcite et parfois de la magnétite. Remarquons que la plupart des chlorites de ces roches présentent le signe optique positif, avec des teintes de polarisation dans les tons gris-vert.

D. Roches métamorphiques d'origine sédimentaire

1. Métagrauwares

Dans la zone supérieure du métamorphisme, les métagrauwares sont caractérisés par la formation de lawsonite, de mica probablement séricitique, de chlorite, et par la transformation de l'augite en un pyroxène riche en aegyrine-jadéite. Il est très possible que les métagrauwares à pumpellyite se soient aussi développés.

Les métagrauwares à lawsonite affleurent à Sorkunsögüt dere, à Domuz dere et à Ayıçukuru dere. Ils sont composés de fragments plus ou moins anguleux, de couleur foncée, entourés d'une pâte claire. Sous le microscope, on constate que ces fragments sont essentiellement d'origine volcanique; on y voit surtout de petits morceaux d'augite et de diabase; l'augite est partiellement altérée en un pyroxène riche en aegyrine-jadéite.

La pâte est formée de lawsonite, de calcite, de chlorite et de très peu de quartz.

Sur le versant S de Sögütözü dere et dans le Tilki dere, on rencontre des métagrauwares micacés, où le mica blanc forme des paillettes en groupes radiés ne dépassant pas 0,06 mm, s'associant en agrégats irréguliers dans la pâte qui entoure le matériel volcanique. Il est possible que ce mica provienne de la transformation de la lawsonite au cours d'une phase tardive du métamorphisme. Les autres éléments de la pâte sont: la chlorite, la calcite et un peu de quartz (photo 29).

Dans deux échantillons de métagrauware micacé, nous avons pu

observer une mince auréole bleue autour de quelques cristaux d'augite plus ou moins aegyrinisés; cette enveloppe, ayant la composition d'une amphibole bleue, s'est probablement formée pendant la deuxième phase du métamorphisme.

Dans le matériel volcanique des conglomérats de la zone I, la structure primaire des roches n'est pas détruite; la lawsonite ou la pumpellyite se sont développées dans les microlites de plagioclase, ou parfois dans les vacuoles, tandis que l'augite est partiellement transformée en aegyrine-jadéite.

Les méta-grauwackes de la zone moyenne ont été en majeure partie convertis en associations minérales de la zone III pendant la dernière phase du métamorphisme.

Une inclusion tectonique de méta-grauwacke, échantillonnée à Türkmen tepe-Ahisih, montre sous le microscope des fragments de diabases métamorphiques, à l'intérieur desquels la structure intersertale n'est pas détruite; les microlites sont remplacés par de la pumpellyite ou par un pyroxène jadéitique; les débris d'augite isolés ne montrent aucun signe d'altération.

Le ciment est composé de deux minéraux: de la pumpellyite jaune verdâtre et bien pléochroïque, et un pyroxène sodique ayant les propriétés optiques suivantes: Cristaux aciculaires souvent en groupes radiés, vert clair à incolores, non pléochroïques.

$2V(+) = 50^\circ$; $n_g - n_p = 0,013$; $ng \wedge \text{axe des } z = 45^\circ$.

Une coupe mince dans un fragment diabasique d'un conglomérat affleurant près d'Ayvalica, montre la transformation de l'augite en un pyroxène riche en diopside-jadéite.

La structure de la roche est détruite; la crossite s'est développée en cristaux aciculaires sans orientation privilégiée; le mica est représenté par une phengite pauvre en fer; les paillettes de chlorite sont vert clair et non pléochroïques.

L'épidote et l'albite se sont formées tardivement, le sphène et l'oligiste les accompagnent.

Le ciment entourant le matériel volcanique du conglomérat est composé d'épidote, d'albite, de chlorite, de mica blanc et de sphène frais.

Il existe d'autres affleurements de conglomérat métamorphique comportant des fragments de diabases de couleur foncée pris dans un ciment d'épidote, de chlorite et d'albite.

A l'intérieur du matériel volcanique, la structure primaire est complètement détruite, avec formation de glaucophane ou de crossite, d'épidote, d'albite, de chlorite, de mica blanc, de sphène et d'oligiste.

Remarquons que les porphyroblastes d'albite donnent à ces fragments une structure poeciloblastique.

Dans la zone III, les méta-grauwackes sont représentés par des schistes à glaucophane semblables à ceux d'origine diabasique; il est donc souvent difficile de les reconnaître.

Ces méta-grauwackes présentent parfois des reliques de fragments volcaniques dont les caractères minéralogiques et pétrographiques sont semblables à ceux des schistes d'origine diabasique décrits dans la section C de ce chapitre; nous y renvoyons le lecteur.

2. Schistes quartziques

Ces roches affleurent dans les zones II et III et dérivent soit des radiolarites, soit des tufs ou des grès à éléments volcaniques. Elles forment des lentilles intercalées dans les schistes à glaucophane.

A côté du quartz qui constitue la majeure partie de ces roches, nous avons observé la présence de divers minéraux caractéristiques variant suivant la zone de métamorphisme dans laquelle on trouve ces lentilles. En nous basant sur ces minéraux, nous pouvons distinguer dix variétés de schistes quartziques dont nous donnons ci-dessous une brève description.

Les quatre premières sont caractéristiques de la zone II, tandis que les autres affleurent généralement dans la zone III.

1. Schistes quartziques à grenat

La roche représentée par l'échantillon 261/64, prélevé à l'amont de Koca dere, dans la zone II, présente à l'œil nu de fines couches micacées alternant avec des lits de quartz épais. Sous le microscope, on constate que les couches micacées sont composées de grenat, d'oligiste, de mica blanc, de chlorite et de cristaux aciculaires d'amphibole bleue.

Le grenat, idiomorphe, est presque incolore ou légèrement jaunâtre et contient de minuscules inclusions d'un minéral opaque. L'amphibole bleue est représentée par de la crossite, développée suivant les plans de schistosité qui sont également soulignés par des cristaux lamellaires d'oligiste et des paillettes de mica blanc.

2. Schistes quartziques à lawsonite et amphibole sodique

Ces roches sont représentées par les échantillons 375/64 et 453/63, composés de lits foncés d'amphibole bleue et de lits clairs de quartz et de lawsonite.

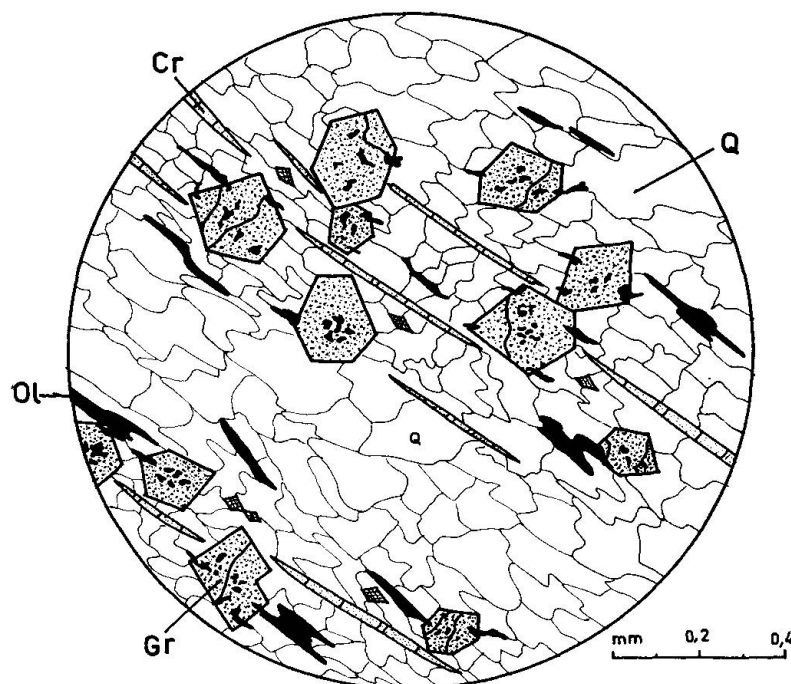


Fig. 6. Schiste quartzique à grenat. Gr. Cristaux idiomorphes de grenat; Cr. Crossite; Q. Quartz; Ol. Oligiste.

L'amphibole bleue, représentée par la crossite ou la glaucophane, peut parfois former des cristaux de 7 mm de long. Les prismes de lawsonite sont souvent orientés suivant la schistosité. Associés à ces minéraux principaux, nous trouvons dans ces roches du mica blanc (probablement de la phengite avec un angle $2V(-)$ proche de 0°), de la chlorite, de l'épidote, de l'albite, de l'oligiste et du sphène. L'albite et l'épidote se sont formées tardivement; l'albite de néoformation semble avoir digéré une partie du mica blanc dans des échantillons fortement albitisés. La chlorite est pléochroïque et montre des teintes variées de dispersion dans les tons bleus, bleu violacé ou cuivre; parfois elle est presque isotrope.

Les cristaux lamellaires d'oligiste et ceux de sphène, fusiformes, sont parallèles à la schistosité.

3. Schistes quartziques à aegyrine-jadéite (176/64)

Dans ces roches, les cristaux vert clair et faiblement pléochroïques d'aegyrine-jadéite sont développés avec leur grand axe parallèle à la schistosité et constituent, après le quartz, le deuxième élément principal. Quelquefois, on observe de l'acmite-jadéite en cristaux brunâtres prismatiques, parfois en agrégats fibro-radiés. Certains échantillons contiennent des cristaux lamellaires à éclat métallique d'oligiste, des paillettes

de mica blanc et parfois des gerbes brun verdâtre de stilpnomélane; parfois aussi nous avons observé des cristaux de crossite assez abondants (94/64).

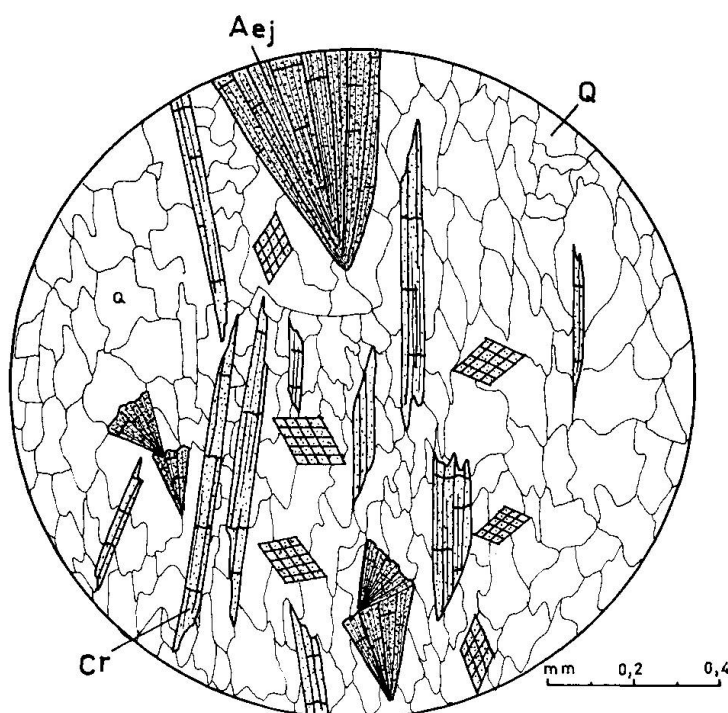


Fig. 7. Schiste quartzique à crossite et aegyrine-jadéite. Aej. Aegyrine-jadéite; Cr. Crossite; Q. Quartz.

4. Schistes quartziques à amphibole sodique

L'amphibole bleue de ces schistes, représentée par des variétés entre crossite et riebeckite, est le deuxième constituant essentiel de ces roches; elle forme des cristaux aciculaires atteignant 3—4 mm de long (96/64; 204/64).

L'aegyrine (acmite)-jadéite prismatique, souvent en agrégats fibro-radiés, et parfois des paillettes de mica blanc et de chlorite sont associées à la crossite; le stilpnomélane est rare, tandis que l'oligiste est fréquent.

5. Schistes quartziques à albite et amphibole sodique

Ce sont des roches fortement albitisées, affleurant généralement dans la zone III et dans les parties de la zone II affectées par la formation de l'albite (14/64, 155/64, 379/64). Le plagioclase forme des cristaux limpides et souvent maclés, développés dans les niveaux à crossite. Associées à

ces deux minéraux on observe parfois des paillettes de mica, de chlorite et d'oligiste.

6. *Schistes quartziques à piémontite* (416/64)

Ils affleurent surtout dans la zone III, mais on en trouve aussi parfois dans la zone II; leurs principaux affleurements sont à Deliömer tarlasi, situé à l'E de Tatarcik.

Dans la roche des lits de piémontite alternent avec des lits de quartz. Sous le microscope, la piémontite montre des cristaux prismatiques, fortement dispersifs, développés suivant la schistosité. On y observe une petite quantité d'apatite, de chlorite, de sphène et d'un minéral opaque.

7. *Schistes quartziques à sursassite* (153/64)

Ces roches sont composées de fines couches brunes de sursassite, alternant avec des lits blancs de quartz; l'échantillon a été récolté au NW de Kizilbörüklü sur le versant W de Karakaya tepe (zone III). Sous le microscope, la sursassite forme des cristaux bruns, fortement pléochroïques et associés à la piémontite; elle remplit également des fissures avec ce dernier minéral.

8. *Schistes quartziques à épidote, albite, chlorite*

Ces roches appartiennent au faciès „schiste vert“ et se trouvent intercalées dans les schistes à glaucophane de la zone III; leurs affleurements n'ont pas une grande extension et leur puissance est faible. Elles sont composées de lits de quartz alternant avec des lits d'épidote, d'albite, de chlorite et de mica séricitique; les minéraux accessoires, tels que l'oligiste et le sphène, sont souvent présents.

9. *Schistes quartziques chloritiques et micacés*

Ces roches sont essentiellement composées de lits de quartz alternant avec des lits micacés et chloritiques. L'oxydation de la chlorite conduit souvent à la formation d'un minéral phylliteux brun et biréfringent, rappelant le stilpnomélane.

10. *Schistes quartziques à oligiste* (341/62)

Ces schistes affleurent particulièrement bien à Güresköy. L'oligiste forme des cristaux lamellaires à éclat gris métallique, développés parallèlement aux plans de schistosité.

3. Marbres

Les marbres, assez répandus dans la région étudiée forment soit des lentilles intercalées dans les schistes à glaucophane, soit des inclusions tectoniques dans la serpentinite. La dimension des lentilles est très variable; certaines atteignent plusieurs centaines de mètres de long; les marbres du noyau du grand anticlinal affleurent sur plusieurs kilomètres carrés. Les inclusions de marbre dans les serpentinites mesurent en général quelques mètres de diamètre; les principales inclusions affleurent à Bekles dere, à Göve dere et à Akdas dere (photo 3). Les marbres présentent en général une couleur blanche; mais ils prennent parfois une couleur rosâtre due à des oxydes de fer finement divisés; certains affleurements sont composés de minces lits colorés alternant avec des lits plus clairs.

Sous le microscope, ces roches sont essentiellement composées de calcite en cristaux irréguliers, parfois rhomboédriques; le quartz est quelquefois présent.

Dans la zone I, ces roches ne contiennent généralement pas d'autres minéraux de métamorphisme; néanmoins, dans un échantillon (N° 936) prélevé à Bekles dere, nous avons noté la présence d'un pyroxène de la série jadéite-aegyrine en cristaux prismatiques vert clair; parfois ces cristaux s'ordonnent en figures plus ou moins circulaires, qui rappellent une structure oolithique (photo 28).

Dans la zone II, l'oxyde de fer des marbres se présente sous forme d'oligiste; d'autres minéraux développés également dans ces roches sont: la crossite, la chlorite et l'aegyrine-jadéite.

Dans la zone III (cœur du grand anticlinal), on n'observe pas de minéraux nouveaux mais on remarque, par endroits, une structure plus largement recristallisée.

4. Série des schistes argileux graphitiques

Les roches composant cette série affleurent d'une façon discontinue dans une zone étroite EW, entre Avlanagzi dere et Dinözü; elles couvrent les versants S des roches ultrabasiques où apparaissent au fond des ravins où la couverture tertiaire est érodée. Nous les retrouvons aussi à Ahirköy, dans la vallée de Pursuk Çay, et à W de Sarayköy où elles sont orientées NNW-SSE, et recouvrent la retombée orientale du massif de Mihaliççik.

Ces schistes font partie d'une série sédimentaire métamorphique com-

prenant des quartzites, des schistes quartziques micacés, des phyllites, des schistes argileux, des schistes chloriteux, des lentilles de marbre, et enfin des schistes à actinote correspondant probablement à des roches vertes.

Les quartzites sont composés de grains de quartz à contours irréguliers et de diamètre variant généralement entre 0,1 et 0,5 mm, de paillettes de mica blanc, de chlorite et de cristaux irréguliers et souvent maclés de plagioclase; on y voit parfois des prismes de tourmaline.

Les schistes argileux, les phyllites, les schistes quartziques micacés ou chloriteux, les schistes graphiteux noirs se présentent en bancs d'épaisseur variable et sont intercalés dans les quartzites. Les marbres forment des lentilles plus ou moins épaisses.

Dans les schistes micacés, nous trouvons deux sortes de micas: la muscovite et une variété verte rappelant la fuchsite formant des paillettes de 1 à 2 mm de long, avec un angle $2V(-)$ voisin de 0°

La chlorite se développe en grandes paillettes dans les schistes chloriteux où elle forme des lits alternant avec ceux du quartz; cette chlorite vert clair, non pléochroïque, montre des teintes de polarisation dans les gris verdâtre. La dolomie très répandue dans certains niveaux de schistes cristallise en cristaux rhomboédriques jaunâtres atteignant souvent 0,5 cm.

La pyrite forme des cristaux cubiques de 1 à 4 mm de diamètre. Le soufre des sources thermales sortant de Yarikci ilicasi et aux environs de Haliloglan provient de l'altération de cette pyrite.

Nous pouvons résumer nos observations de terrain et les résultats des travaux de laboratoire comme suit:

1. Ces schistes sont composés d'une série lithologique différente de celle des schistes à glaucophane.
2. Nous n'avons trouvé aucun fossile permettant de les dater.
3. Ces schistes sont antérieurs au dépôt des grès à fragments volcaniques affleurant entre Hamidiye köy et Akçakmak mevkii, car on les retrouve en éléments dans ces derniers.
4. Nous pensons que ces roches ont subi deux métamorphismes distincts:
 - a) Le premier est un métamorphisme épizonal, caractérisé par une schistosité parfaite et par la formation des minéraux phylliteux: micas blancs et chlorite.
 - b) Le deuxième métamorphisme est plus jeune, d'âge mésozoïque (voir chapitre VIII, section II). Nous avons pu constater son influence

sur les schistes micacés par la géochronométrie. En effet, une mesure d'âge par la méthode du K/Ar, faite sur les micas échantillonnés à Yarikçi köy nous a donné un âge de 156 millions d'années; d'après l'échelle des temps géologiques de KULP (1959), cette valeur correspond au Jurassique inférieur. Mais il s'agit très probablement d'un âge mixte provenant du rajeunissement des roches lors de ce second métamorphisme. Nous pensons que la formation des micas est due à un premier métamorphisme antérieur au Jurassique inférieur et qui serait d'âge paléozoïque.

Au NW de l'Anatolie, dans la région de Kazdagi, KAADEN (1959) a décrit des schistes graphiteux semblables aux formations que nous décrivons; cet auteur leur attribue un âge siluro-dévonien; nous pensons que cet âge est aussi celui des schistes argileux graphitiques de la région de Mihaliççik.

E. Roches particulières

1. Glaucophanite

Il s'agit de roches massives intercalées dans les schistes à glaucophane des zones II et III et ne présentant aucun signe de schistosité.

De structure hypidiomorphes grenues, elles sont composées de cristaux de glaucophane visibles à l'œil nu qui mesurent de 1 à 2 mm de long, et d'une pâte claire et plus fine entourant l'amphibole sodique.

Nous avons observé deux associations minérales dans ces roches:

1. Glaucophane + lawsonite + pyroxène sodique + sphène \pm (épidote \pm chlorite \pm albite \pm mica blanc).
2. Glaucophane + épidote + chlorite + mica blanc + sphène + albite.

La première association caractérise les glaucophanites de la zone II et la seconde celles de la zone III.

La glaucophane forme des cristaux prismatiques, fortement pléochroïques, avec parfois un noyau de pyroxène vert clair; cette amphibole bleue est plus ou moins chloritisée suivant l'échantillon et contient de nombreuses inclusions de sphène frais; il est très probable que ce sphène doive son origine au titane libéré lors du processus de la glaucophanisation du pyroxène primaire. Le pyroxène sodique ayant une composition de diopside-jadéite aegyrine est de couleur verte et faiblement pléochroïque; il n'existe pas dans les échantillons de la zone III.

Le plagioclase primaire est entièrement remplacé par la lawsonite

dans la zone moyenne, tandis que l'épidote, la chlorite, l'albite et parfois la glaucophane aciculaire le remplacent dans la zone inférieure (photo 23).

La lawsonite forme des cristaux idiomorphes et incolores; l'épidote qui lui est associée a dû se développer tardivement; sa formation et celle de l'albite correspondent à la deuxième phase du métamorphisme, caractérisée par une température plus élevée. Parfois, l'augmentation de la température a fait disparaître complètement la lawsonite aux dépens de l'épidote; de ce fait, certaines glaucophanites de la zone II sont analogues à celles de la zone III.

Ces roches peuvent avoir deux origines différentes: des diabases ou des gabbros. L'examen des reliques de pyroxène formant parfois les noyaux des cristaux de glaucophane ne permet pas de déterminer s'il s'agit du diallage des gabbros ou de l'augite des diabases. Néanmoins, la richesse en inclusions de sphène dans les cristaux de glaucophane nous incite à penser que le pyroxène primaire était riche en titane, comme c'est le cas pour l'augite des diabases.

Un deuxième caractère en faveur de l'origine diabasique de ces roches réside dans le fait que les affleurements de glaucophanites sont presque toujours intercalés dans les schistes à glaucophane d'origine diabasique, mais rarement en inclusions tectoniques dans les serpentinites, comme c'est le cas pour les divers gabbros plus ou moins transformés de la région. Nous pensons que ces glaucophanites dérivent probablement des porphyrites augitiques. (Voir chapitre III, section I).

2. Roches à aegyrine-jadéite

Rares dans la région étudiée, ces roches se présentent soit en inclusions tectoniques, soit en lentilles intercalées dans les schistes de la zone II.

Les affleurements ne dépassent pas quelques mètres de diamètre. Il s'agit de roches denses et massives, de couleur verte ou brunâtre, essentiellement composées de cristaux d'aegyrine-jadéite atteignant 1 ou 2 mm de long, et parfois visibles à l'œil nu.

L'oligiste et la crossite sont peu abondantes.

Sous le microscope, on constate que l'aegyrine-jadéite forme soit des cristaux aciculaires orientés au hasard, soit des agrégats fibro-radiés (photo 31). Par suite de l'altération, certains cristaux ont pris une teinte brunâtre. La crossite forme des cristaux aciculaires, développés soit parallèlement aux cristaux de pyroxène, soit sans direction privilégiée. L'oligiste, irrégulièrement répartie, apparaît en grains à éclat métallique,

parfois lamellaires. Notons la présence d'albite de néoformation, peu abondante.

L'origine de ces roches est incertaine; elles dérivent probablement de diabases.

Chapitre VII

Inclusions et roches associées aux serpentinites

Les serpentinites contiennent des inclusions de composition très variée; cette grande diversité de roches provient de facteurs différents. Premièrement, une partie d'entre elles est génétiquement liée aux ultrabasites et contemporaine de leur cristallisation (gabbros); en second lieu, les serpentinites ont arraché aux zones profondes des morceaux de roches qu'elles ont entraîné avec elles pendant leur longue ascension tectonique dans l'écorce terrestre (éclogites); enfin, les serpentinites ont subi des conditions de métamorphisme locales particulières donnant naissance à une grande gamme de roches métamorphiques qui vont des roches à zéolites aux roches du faciès „schiste bleu“.

Nous allons passer ces paragenèses en revue, tout en les commentant. Nous ne reviendrons pas sur les gabbros, qui ont été traités aux chapitres III et VI, section A.

1. Dykes de diabase dans les serpentinites et leur métamorphisme

A côté des coulées, on rencontre dans la région étudiée des dykes diabasiques intrusifs dans les serpentinites. Ils affleurent surtout dans le Yayla dere, sur les deux versants du torrent; nous en avons rencontré d'autres dans le Ayıçukuru dere et à Büngüldük dere.

Par suite du boudinage, les dykes sont souvent divisés en plusieurs segments qui se relayent. Ces inclusions ont des formes et des dimensions très variées; certaines atteignent 30—40 m de long et 1 à 5 m de puissance.

On observe un „chilled edge“ sur les bordures des dykes; la roche est alors finement grenue ou compacte ou plus foncée tandis qu'au centre elle devient plus grossière; le plagioclase formant la trame intersertale et l'augite noire deviennent visibles.

Le contact avec la serpentinite encaissante a toujours souffert des

efforts tectoniques; il n'y a pas de passage graduel; la serpentinite est généralement écrasée.

Pour en illustrer les caractères pétrographiques, décrivons un dyke dans le Yayla dere (137/64; 139/64).

Sous le microscope, le centre montre une structure intersertale grossière; le plagioclase en forme la trame; en s'altérant les microlites ont pris un aspect poussiéreux brunâtre qui rend très difficile l'étude des macles et des sections orientées. Néanmoins, nous sommes parvenus à déterminer une oligoclase à 28 % d'An. L'extinction roulante indique une basicité augmentant vers le centre des cristaux, qui contiennent souvent de minuscules inclusions chloritiques.

Les interstices sont remplis d'augite incolore allotriomorphe et de chlorite; cette dernière devient parfois brunâtre, rappelant le stilpnomélane. L'ilménite est altérée en leucoxène et forme des cristaux squelettiques.

Le bord du dyke possède une structure porphyrique à pâte intersertale. L'augite incolore constitue des phénocristaux.

Le plagioclase constitue la trame intersertale de la pâte et se trouve partiellement altéré en pumpellyite.

Les fissures qui traversent ces dykes sont remplies de calcite et d'aragonite.

Métamorphisme des dykes de diabase

Les inclusions diabasiques rencontrées dans la partie méridionale du massif de serpentinite présentent deux types de métamorphisme:

- a) Le premier est caractérisé par des minéraux tels que: mésolite, prehnite, pumpellyite.
- b) Le deuxième se manifeste par le développement de l'hydrogrenat, conduisant à la formation des rodingites.

a) Les associations typiques de ce métamorphisme sont:

1. Mésolite + chlorite + reliques d'augite + leucoxène.
2. Prehnite + chlorite + reliques d'augite + leucoxène \pm (pectolite).
3. Pumpellyite + chlorite + reliques d'augite + leucoxène.
4. Pumpellyite + ouralite + chlorite + reliques d'augite + leucoxène.

1. Les inclusions diabasiques à mésolite se rencontrent à Yayla dere et à Ayıçukuru dere. Ces dykes sont grenus au centre, ce qui permet de distinguer à l'œil nu la trame feldspathique claire et les cristaux noirs de pyroxène et de chlorite; sur les bords, la roche est microgrenue ou compacte, de couleur gris-noir.

Sous le microscope, le centre du dyke montre une structure intersertale grossière; les prismes de plagioclase dépassent en moyenne 1 mm et sont complètement altérés en mésolite.

Cette zéolite forme des plages microgrenues de biréfringence faible; sa formation n'a pas détruit la structure originelle de la roche.

L'augite interstitielle incolore et allotriomorphe s'altère partiellement en un minéral phylliteux vert-brunâtre, fortement pléochroïque. Le leucoxène présente des cristaux irréguliers et squelettiques.

Sur le bord du même dyke la roche possède une structure intersertale à tendance porphyrique, par suite du développement des phénocristaux d'augite; le plagioclase et le pyroxène sont également transformés: le premier en mésolite, le second en un minéral phylliteux vert-brunâtre.

Il nous semble que le métamorphisme qui a donné naissance à ces roches appartient au faciès à zéolites.

2. Les inclusions contenant de la prehnite proviennent de Yayla dere et de Akdas dere. La structure primaire de ces roches est bien conservée. Le plagioclase est entièrement altéré en prehnite, tandis que l'augite est en majeure partie chloritisée et l'ilménite leucoxénisée.

La prehnite et la pectolite remplissent les fissures.

3. On observe la formation de la pumpellyite à Büngüldük dere dans un dyke boudiné d'environ 10 m de long. Les coupes minces révèlent la transformation complète du plagioclase en pumpellyite, sans que la structure primaire de la roche ait été détruite. La pumpellyite forme des plages microgrenues dans les microlites de la trame; ses cristaux, légèrement verdâtres, sont faiblement pléochroïques et biréfringents, avec des anomalies optiques. L'augite interstitielle incolore s'altère partiellement en chlorite et l'ilménite en leucoxène.

4. L'association pumpellyite-ouralite a été observée dans les inclusions diabasiques de Bekles dere. L'ouralitisation de l'augite et l'altération en pumpellyite du plagioclase ont détruit la structure primaire de ces roches. L'ouralite faiblement pléochroïque contient parfois des reliques d'augite. Les petits cristaux aciculaires de pumpellyite sont faiblement biréfringents et dispersifs; ils remplissent aussi les fissures traversant la roche. Le sphène est altéré en leucoxène.

2. Rodingites

Ce sont des inclusions leucocrates, en lentilles, en dykes boudinés ou en masses de formes très variables.

Leurs dimensions varient de 0,5 à 10 m. Elles sont entourées parfois d'une zone marginale foncée, très mince. Les affleurements les plus importants se rencontrent à Hamam dere et à Büngüldük dere (photo 4 et 5).

L'étude microscopique révèle que ces inclusions proviennent de la transformation de deux roches bien différentes: des diabases et des gabbros. Aussi, nous basant sur cette différence originelle, nous allons les décrire séparément.

Rodingites diabasiques

Elles sont de couleur blanchâtre, dures et denses. Leur étude sur le terrain montre parfois qu'elles sont finement grenues ou compactes vers les bords, et plus grossières au centre. Il s'agit donc d'un ancien dyke de diabase; notons que cette différence de structure n'est pas toujours visible.

Pour illustrer les caractères pétrographiques de ces roches, nous allons tout d'abord décrire un dyke partiellement transformé en rodingite au centre, la roche est gris verdâtre, grenue, avec les éléments constitutifs visibles à l'œil nu.

Sous le microscope, elle montre une structure intersertale bien conservée; le plagioclase qui forme la trame est en grande partie transformé en un mica blanc associé à un peu de pumpellyite; l'augite allotriomorphe et incolore remplit les interstices avec du mica blanc et de la chlorite.

Vers le bord du dyke, la roche devient gris-blanc, en même temps que la taille des minéraux constitutifs diminue, ce qui rend la roche presque compacte. Sous le microscope elle montre une structure porphyrique avec pâte microlitique intersertale (photo 6).

L'augite forme des phénocristaux; le plagioclase est entièrement transformé en hydrogrenat, jaunâtre, à fort relief et isotrope, sans que la forme des microlites soit détruite.

L'analyse de cet hydrogrenat par la diffraction des rayons X donne les raies de la variété hibchite. Nos calculs nous ont donné 11,986 Å pour la dimension de la maille élémentaire de ce grenat.

La vésuvianite et l'hibchite remplissent les fissures de la roche.

Au contact avec la serpentinite, on observe une mince zone marginale gris-verdâtre de 0,1 à 0,5 cm.

Les dykes partiellement rodingitiques dont nous venons de faire la description sont plutôt rares; en effet, la majorité des inclusions rencontrées sont transformées aussi bien au centre qu'au bord. Dans toutes les rodingites au sens strict, le plagioclase est toujours pseudomorphosé par

l'hydrogrenat avec conservation de la structure primaire. Les interstices sont remplis de chlorite et d'augite plus ou moins chloritisés. Le sphène ou l'ilménite s'altèrent en leucoxène et la vésuvianite remplit souvent les fissures.

Analyses chimiques

Dans le tableau suivant, nous donnons les analyses chimiques du centre diabasique et du bord rodingitique de l'inclusion décrite ci-dessus, ainsi que le centre d'une inclusion franchement rodingitique.

	Centre 11 B	Bord 9 B	Centre 767
SiO ₂	46,58	37,80	33,04
Al ₂ O ₃	15,80	11,85	15,45
TiO ₂	1,87	0,83	0,91
FeO	6,62	0,81	3,29
Fe ₂ O ₃	2,70	9,65	7,34
CaO	12,32	30,80	27,24
MgO	7,11	5,26	5,90
Na ₂ O	3,49	0,14	0,13
K ₂ O	1,95	0,04	0,10
MnO	0,17	0,17	0,19
P ₂ O ₅	0,07	0,065	0,06
H ₂ O ⁺	2,15	2,11	4,82
H ₂ O ⁻			0,14
CO ₂			0,90
	<hr/> 99,83	<hr/> 99,52	<hr/> 99,51

Ces analyses nous montrent qu'en allant du centre vers le bord, il y a une nette augmentation en chaux, tandis que la quantité de silice, d'alumine, de magnésie et d'alcalis diminue. Donc la rodingitisation implique un enrichissement en Ca et un départ d'alcalis, de Mg et d'Al.

Rodingites gabbroïques

On distingue aisément ces roches des rodingites diabasiques; elles sont panallotriomorphes grenues, composées de pyroxène vert clair pris dans une pâte porcelanée de plagioclase. Elles affleurent en masses de formes irrégulières ou en lentilles de dimensions variables. On observe parfois une zone marginale de couleur vert foncé, d'épaisseur variant de 1 à 4 cm; mais cette bordure n'implique pas une diminution de la granulométrie de la roche. On peut voir quelquefois des zones concentriques de plus en plus claires en allant des bords vers le centre. Sous le microscope, on

constate que le plagioclase de la partie interne est entièrement transformé en hydrogrenat; le pyroxène est parfois complètement chloritisé; la calcite forme des plages irrégulières.

La zone marginale foncée montre des signes évidents d'écrasement; le pyroxène ainsi que le plagioclase sont entièrement chloritisés; il est possible que ce dernier minéral ait tout d'abord été transformé en hydrogrenat, comme dans le centre, puis en chlorite. La chlorite des pyroxènes est presque incolore sous le microscope et montre des teintes de dispersion dans les bleus, tandis que celle dérivant du plagioclase ou de l'hydrogrenat est brunâtre en lumière naturelle avec une réfringence plus élevée, et plus dispersive entre nicols croisés.

Dans le tableau suivant, nous donnons les analyses chimiques du centre, de la zone intermédiaire et de la zone marginale d'une inclusion de rodingite gabbroïque (Ech. N° 749).

Ces analyses montrent que le centre rodingitique possède une teneur élevée en chaux, qui diminue vers le bord. En revanche, ce dernier est très enrichi en magnésie qui peut provenir d'échanges métasomatiques avec les serpentinites encaissantes, échanges postérieurs à la première phase de la rodingitisation.

	Centre	Intermédiaire	Bord
SiO ₂	29,78	31,79	33,26
Al ₂ O ₃	17,63	16,05	12,82
TiO ₂	0,14	0,17	0,26
FeO	4,86	4,57	7,68
Fe ₂ O ₃	2,61	5,57	2,25
CaO	20,54	15,34	0,91
MgO	12,35	15,75	29,70
Na ₂ O	0,59	0,60	0,53
K ₂ O	0,31	0,23	0,16
MnO	0,28	0,27	0,35
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	9,36	9,57	12,77
H ₂ O ⁻	0,32	0,32	—
CO ₂	1,10	0,05	0,36
	99,87	100,23	100,05

Pétrogénèse

Des roches à grossulaire, diopside, vésuvianite, prehnite, etc., en inclusions dans la serpentinite, ont été signalées en plusieurs endroits du monde par de nombreux auteurs, et différentes hypothèses ont été avancées pour expliquer leur origine.

C'est MARSHALL (1911) qui a donné le premier le nom de „rodingite“ à ce genre de roche, à la suite de ses travaux dans la région de Roding River en Nouvelle Zélande. Il pensait que ces roches étaient le résultat d'une différenciation magmatique.

BENSON (1926), GRANGE (1927), TURNER (1933) et SUZUKI (1953) ont décrit des gabbros grenatisés et ont suggéré que ces roches étaient le résultat d'un métasomatisme sous fortes pressions, dû à des solutions hydrothermales magmatiques; la chaux nécessaire à ce phénomène proviendrait de la serpentinitisation des péridotites et des pyroxénites environnantes.

En 1917 déjà, GRAHAM avait suggéré une origine semblable pour les dykes à vésuvianite, grenat et diopside, coupant les serpentinites de la région de Black Lake-Thetford, dans la province de Québec.

ARSHINOV et MERENKOV (1930) ont suggéré que les dykes à grenat et pyroxène, grenat et vésuvianite, grenat et chlorite proviendraient de la grenatisation de microdiorites et de l'altération de schlieren pyroxénitiques par des solutions de métasilicate de calcium, libérées dans le processus de serpentinitisation.

MILES (1951) a décrit des dykes de gabbros grenatisés dans le district d'Eulamina en Australie occidentale. Il conclut que ces dykes sont grenatisés par les solutions magmatiques à haute température, qui seraient aussi responsables de la serpentinitisation des péridotites. D'après lui, ces solutions sont les derniers produits du magma basique qui a donné naissance aux ultrabasites. La chaux nécessaire à la grenatisation est fournie par l'altération des pyroxènes monocliniques des péridotites et des plagioclases basiques de la roche originelle.

BLOXAM (1954) suggère que les gabbros grenatisés du complexe de Girvan-Ballantrae, en Ayrshire, sont formés par l'action de solutions hydrothermales riches en chaux qui, en outre, ont carbonatisé les serpentinites. D'après lui, la chaux nécessaire à la rodingitisation ne peut pas provenir de l'altération des péridotites environnantes, puisque celles-ci sont composées d'olivine et de bronzite dans cette région.

En ce qui concerne les rodingites de Mihaliççik, nos conclusions sont les suivantes:

1. Les rodingites diabasiques sont indiscutablement des dykes de diabase fortement boudinés et métamorphisés.
2. Les rodingites gabbroïques étaient à l'origine des ségrégations gabbroïques contemporaines des ultrabasites.
3. Le remplacement de ces roches diabasiques et gabbroïques par une

roche riche en silicate de Ca a nécessité un apport considérable de chaux et le départ de magnésie et d'alcalis.

4. Au moment de l'intrusion des dykes, la serpentinisation n'était pas complète; c'est précisément ce phénomène, continuant après la mise en place des roches ultrabasiques, qui a fourni la chaux nécessaire.
5. La localisation des roches rodingitiques dans des zones fortement tectonisées, et par conséquent serpentinisées, montre le rôle important de ces deux phénomènes dans le processus de la rodingitisation.
6. La zone marginale observée autour des masses de rodingites gabbroïques provient de l'enrichissement en magnésie fournie par la serpentine encaissante. Ce phénomène est une métasomatose très locale, qui a d'ailleurs été observée en d'autres régions, au Montgenèvre, en particulier, sous une forme beaucoup plus intense (VUAGNAT, 1953).

3. Rodingites à pumpellyite

Nous avons rencontré ces roches dans les lentilles de serpentinites associées aux schistes à glaucophane. Leurs affleurements ont des formes très variées, dont les dimensions vont de 1 m à 5—6 m; elles sont parfois entourées d'une enveloppe chloritique de quelques centimètres d'épaisseur.

Contrairement aux rodingites proprement dites, ce sont des roches mélanocrates dont la couleur varie du vert jaune au vert foncé noirâtre. A l'œil nu, elles paraissent compactes, parfois avec éclat gras dans les variétés foncées. Leur cassure est conchoïdale avec des arêtes coupantes; on distingue parfois de rares cristaux de pyrite. Vers le bord des affleurements ou dans les petites inclusions, la roche possède une structure presque fluidale, dues à des traînées sinueuses claires et foncées, allongées parallèlement à l'écrasement. Cette texture est probablement l'effet d'efforts tectoniques contemporains du métamorphisme. D'une façon générale, on constate que les parties internes de la roche sont restées fraîches et de couleur vert foncé, à éclat gras; la roche devient jaunâtre et perd son éclat en surface par suite de l'altération superficielle.

Sous le microscope, un échantillon provenant du centre d'une inclusion située au-dessus de Meydanlik-Dagci köy montre une structure intersertale parfaitement conservée. Les microlites du plagioclase primaire formant la trame mesurent entre 0,15 et 0,4 mm; la pumpellyite fortement pléochroïque et dispersive forme des plages microgrenues à l'intérieur des individus de plagioclase (photo 7).

Le grenat se développe en cristaux idiomorphes irréguliers dispersés

dans la roche; il est incolore à jaunâtre, à fort relief, et montre souvent des anomalies optiques. L'analyse aux rayons X, faite par une caméra de Guinier, donne pour ce grenat les mêmes raies que celles de l'hibchite. Les minuscules cristaux de sphène sont généralement localisés dans les interstices.

La roche est traversée par des fissures remplies, les unes d'épidote, de pyroxène-jadéite aegyrinique, de chlorite; les autres, de pumpellyite fortement pléochroïque et dispersive.

Une autre inclusion, provenant de Dikyol-Ahisih köy, rappelle étrangement les rodingites proprement dites; en effet, de minuscules granules incolores et isotropes de grenat se sont développés à l'intérieur du plagioclase formant la trame intersertale; la structure primaire est ainsi conservée. Les interstices sont remplis de chlorite et de pumpellyite microgrenue. L'épidote forme des cristaux allotriomorphes isolés et irrégulièrement dispersés dans la roche; la formation de ce minéral a probablement eu lieu dans une phase tardive.

Dans les parties à texture fluidale de ces roches, la structure primaire est détruite; les minuscules granules isotropes de grenat se disposent en traînées; la pumpellyite forme avec la chlorite des plages microgrenues vert clair, dispersives, et constitue le ciment qui empâte les autres constituants. Certaines inclusions présentent des fragments anguleux à structure intersertale prise dans une pâte de pumpellyite.

Pétrogénèse

Par leurs affleurements, leur mode de formation, leur composition et la nature de la roche originelle, ces roches évoquent les rodingites que nous avons rencontrées dans le Hamam dere. En effet, une origine diabasique nous semble indiscutable; la structure intersertale bien conservée en est une preuve. Seulement, dans ce cas, il ne s'agissait pas primitivement de diabases augitiques, comme dans les rodingites, mais plutôt de diabases albitiques, car nous n'avons jamais observé ni reliques d'augite, ni produits de transformation des pyroxènes. En outre, la structure intersertale montrant des microlites souvent courbés est analogue à celle que nous avons décrite dans les diabases albitiques.

L'analyse chimique que nous donnons ci-dessous n'est pas très différente de celle des rodingites proprement dites (N° 692).

Comme on le voit, la roche est caractérisée par une forte teneur en chaux et une faible teneur en alcalis; sa formation a dû nécessiter l'addition de chaux et le départ des alcalis.

SiO ₂	35,32
Al ₂ O ₃	19,70
TiO ₂	2,53
FeO	2,33
Fe ₂ O ₃	6,45
CaO	22,65
MgO	3,78
Na ₂ O	0,24
K ₂ O	0,10
MnO	0,15
P ₂ O ₅	0,52
H ₂ O ⁺	5,72
H ₂ O ⁻	0,03
S ⁻²	traces
	<hr/> 99,52

On peut se demander d'où provient la différence de composition minéralogique entre les rodingites proprement dites et ces roches.

Nous pensons que les conditions physiques ont dû jouer un rôle aussi important que les conditions chimiques pendant la formation de ces roches qui ont probablement subi des pressions plus élevées que les rodingites proprement dites.

Ces roches, que nous nommons pour le moment „rodingites à pumellyite“ n'ont pas encore été signalées ailleurs dans le monde.

4. Inclusions d'origine diverse

Sous ce titre nous réunissons les roches présentant des associations minérales que l'on trouve généralement dans les inclusions tectoniques. Nous ne reviendrons pas aux paragenèses décrites dans le chapitre des roches métamorphiques que l'on observe parfois dans les inclusions.

1. *Glaucophanites*

Composées d'une amphibole bleue, de lawsonite, de quartz et de sphène, elles sont massives et laissent distinguer à l'œil nu, les éléments constitutifs.

L'amphibole bleue provient très probablement d'un pyroxène ou d'une hornblende primaire; ses propriétés optiques sont les mêmes que celles de la glaucophane.

La lawsonite, en cristaux incolores et idiomorphes, entoure l'amphibole (photo 23).

Les grains de quartz se disposent en plages allongées, tandis que le sphène dessine des traînées parallèles.

En ce qui concerne l'origine de ces roches, il est probable qu'il s'agit soit d'une diabase ou d'un gabbro, soit d'une amphibolite entraînée par les serpentinites, qui aurait subi une rétro-morphose dans les conditions du faciès „schiste bleu“.

2. Quartzite à acmite-jadéite

Cette roche massive et dure, de couleur brunâtre, est composée principalement de cristaux irréguliers de quartz, et d'acmite-jadéite brunâtre dont les cristaux s'associent souvent en groupes radiés.

3. Roches à pumpellyite

Ces inclusions se rencontrent surtout à Pazarçay dere, et à l'W de Kale tepe-Tetarcik. Leurs affleurements ne dépassent pas quelques mètres de diamètre et sont entourés d'une enveloppe marginale chloritique de quelques centimètres d'épaisseur.

La roche est verte et les cristaux de pumpellyite sont visibles à l'œil nu. Une coupe mince taillée dans un échantillon provenant du centre d'un affleurement de Pazarçay dere montre des cristaux idiomorphes de pumpellyite sans orientation privilégiée, serrés, formant une sorte de

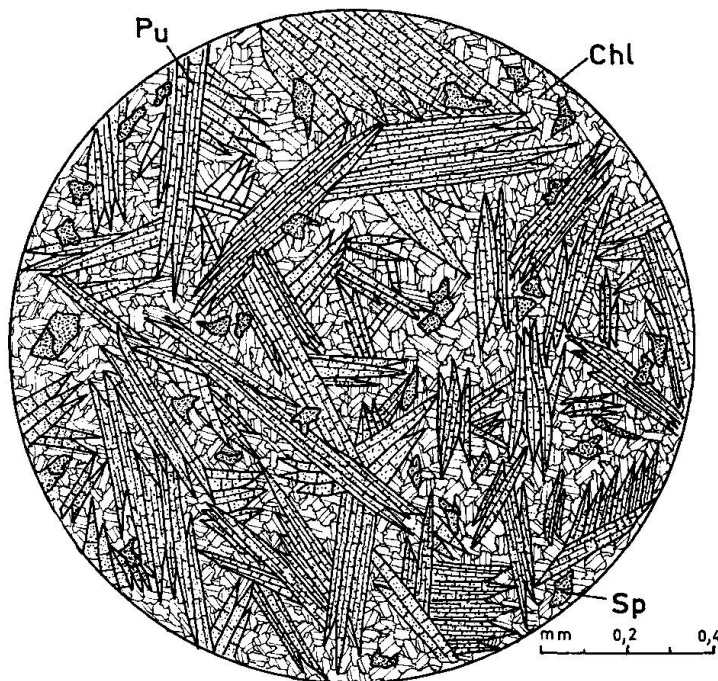


Fig. 8. Roche à pumpellyite. Pu. Pumpellyite; Chl. Chlorite; Sp. Sphène.

trame intersertale. L'espace entre ces cristaux est rempli par une chlorite vert clair qui devient par places brunâtre; cette modification de couleur s'accompagne d'une élévation de la biréfringence; ce minéral rappelle alors le stilpnomélane. L'épidote forme de rares cristaux interstitiels. Comme minéral accessoire, notons le sphène frais, en cristaux parfois fusiformes, mais le plus souvent en grains irrégulièrement dispersés.

Une autre coupe mince, faite à quelques centimètres du bord chloritique, révèle que la structure n'a pas changé; les cristaux de pumpellyite forment toujours la trame; par contre, la proportion d'épidote s'est accrue, par suite de la transformation en ce minéral d'une partie de la pumpellyite.

En revanche, dans les inclusions de Kale tepe, l'épidote se développe plus largement et, avec la pumpellyite et la chlorite, elle est un des minéraux principaux de la roche.

Les cristaux allotriomorphes d'épidote contiennent souvent des prismes non digérés de pumpellyite; nous pensons que cette transformation a eu lieu dans une phase tardive du métamorphisme.

Il est difficile de se prononcer sur l'origine de ces roches, car il n'y subsiste aucune relique de minéral ou de structure primaire.

Dans ce paragraphe, nous devons mentionner des roches à pumpellyite qui, elles, présentent des reliques d'augite. La pumpellyite forme des plages microgrenues, composées de cristaux pléochroïques, dispersifs, remplaçant le plagioclase; l'augite a généralement subi des déformations; elle est par place remplacée par un minéral fibreux présentant le même angle d'extinction mais ayant une biréfringence plus faible; l'épidote est souvent idiomorphe et légèrement pléochroïque. L'origine diabasique de ces inclusions nous semble certaine.

4. Roches à aegyrine-jadéite

L'affleurement le plus important de ces roches se trouve au NE de Mihaliççik; il a 1 à 2 m de diamètre et s'entoure d'une zone marginale chloritique de quelques centimètres d'épaisseur. La roche est dure, compacte et de couleur verte. A l'œil nu, on voit des cristaux d'oligiste à éclat métallique, localisés vers le bord de l'inclusion.

Une coupe mince, faite au centre de l'affleurement, montre que le seul constituant de la roche est l'aegyrine-jadéite, qui forme soit des plages microgrenues, soit des amas fibro-radiés (photo 31). Une autre coupe mince, faite dans la partie riche en oligiste, révèle des paillettes du minéral opaque orientées dans toutes les directions. A côté de l'aegyrine-

jadéite qui se présente souvent en agrégats fibro-radiés, notons la présence de petites quantités de chlorite et de mica blanc.

Les fissures qui recoupent la roche sont remplies d'un pyroxène jadéitique vert clair montrant bien le clivage à angle droit.

L'origine de cette roche est plus énigmatique que celle des précédentes, du fait que nous ne possédons aucun indice révélant sa nature primaire. Peut-être s'agit-il d'un produit de différenciation métamorphique.

5. *Roches à épidote et pyroxène sodique*

Les inclusions de ce type sont assez répandues dans les zones II et III. Les principaux affleurements se trouvent à Egriova et dans les serpentinites intercalées entre les schistes à glaucophane.

Ces roches sont dures et denses; leur couleur varie du vert jaune au vert foncé; l'épidote y forme toujours des passées plus claires, visibles à l'œil nu.

Sous le microscope, on observe parfois des reliques d'augite entourées d'un pyroxène ayant probablement la composition d'augite-jadéite-aegyrine et présentant des propriétés optiques variables d'un échantillon à l'autre. L'épidote forme des plages faiblement colorées et pléochroïques. On observe encore, en petite quantité, de la chlorite, du mica blanc et de l'albite; les minéraux accessoires sont du sphène et rarement de l'apatite. L'origine diabasique de ces roches est certaine.

6. *Microbrèche volcanique à pumpellyite*

Nous avons rencontré cette inclusion à Akdas dere-Hamidiye köy. La roche est composée de fragments anguleux ou subanguleux de pillow-lavas. A l'intérieur de ce matériel volcanique, la structure primaire n'est pas détruite: on peut identifier les structures intersertales divergentes et arborescentes caractéristiques des laves en coussins; les microlites de plagioclase sont tous altérés en pumpellyite, tandis que l'augite est restée stable. Le ciment, très peu abondant, est composé de pumpellyite; notons cependant la calcite en plages irrégulières.

7. *Roches à grenat*

Ces inclusions sont rares. Nous les avons rencontrées à Gencekyayle dere et à Kale tepe-Dagci. Il en existe deux variétés: la première est composée de grenat, de pumpellyite et d'épidote; la seconde, de grenat et de chlorite.

Le grenat brun rougeâtre forme des cristaux isolés, parfois idiomorphes, ou des traînées parallèles; sous le microscope, il montre des anomalies optiques et de nombreuses inclusions. Dans la première variété, la pumpellyite constitue la pâte qui enveloppe le grenat; ses cristaux vert clair et pléochroïques sont associés à des grains allotriomorphes d'épidote.

Il nous semble que la transformation de la pumpellyite en épidote correspond à la deuxième phase du métamorphisme, caractérisée par une température plus élevée.

Dans la deuxième variété, la chlorite constitue la pâte entourant le grenat; elle est bien pléochroïque et montre des teintes anormales de dispersion dans les bleu violacé. Vers les parties extérieures des paillettes, cette chlorite s'altère en une variété peu pléochroïque et montrant des teintes gris verdâtre entre nicols croisés.

Il est difficile de se prononcer avec certitude sur la nature primaire de ces inclusions; on peut avancer l'hypothèse d'une origine diabasique, mais le grenat, dans les diabases métamorphiques, a la composition d'un hydrogrenat (voir Rodingites), tandis que le grenat de ces inclusions a la composition d'un grenat typique. Si l'on écarte cette possibilité, il reste l'hypothèse d'une origine éclogitique qui nous semble plus probable; en effet, ces roches peuvent être un produit de rétro-morphose des éclogites; le grenat aurait résisté davantage que l'omphacite, qui aurait été remplacé par de la pumpellyite ou de la chlorite riche en éléments ferro-magnésiens.

8. *Gneiss albitique*

L'affleurement de cette inclusion se trouve dans le Kamisli dere. La roche présente une structure gneissique due à l'alternance de lits clairs avec des lits foncés. Sous le microscope, on reconnaît l'albite et de petites paillettes de mica blanc.

9. *Roches à muscovite et chlorite*

Ces inclusions affleurent au S de Haydarbaba tepe et à Tatarcik yaylasi. A l'œil nu, on peut distinguer des cristaux de pyroxène vert entourés d'une pâte fine. Sous le microscope, le pyroxène s'avère entièrement chloritisé, tout en conservant sa forme primitive; il s'agissait du diallage. La pâte formant le reste de la roche est composée de chlorite et de muscovite qui remplacent le plagioclase.

Comme on peut s'en rendre compte à l'œil nu, ces roches sont d'origine gabbroïque.

10. Roches à épidote et chlorite

Nous avons rencontré ce type d'inclusion en plusieurs endroits : au N de Piynar tepe, à Cevizli dere, au NW de Kizilbörüklü. Les affleurements ne dépassent pas quelques mètres de diamètre. Les minéraux constitutifs sont visibles à l'œil nu. Sous le microscope, l'épidote est jaune, fortement pléochroïque et forme parfois des cristaux idiomorphes. La chlorite est souvent pléochroïque et dispersive dans les tons bleus. La glaucophane y est un minéral plutôt rare.

Certaines inclusions ont été le siège d'une albitisation intense. Le sphène est toujours présent en cristaux parfois idiomorphes et frais.

Ces roches nous semblent d'origine diabasique, car de nombreuses inclusions de diabase sont entourées d'une enveloppe marginale ayant la même composition minéralogique.

11. Roches à glaucophane et albite

Il s'agit d'une inclusion de couleur gris bleu, massive, échantillonnée à Pelitpinar dere.

Sous le microscope, la glaucophane forme des cristaux idiomorphes, faiblement pléochroïques, ne dépassant pas 0,15 mm de long, développés dans toutes les directions, sans orientation privilégiée. L'albite, en petits cristaux, à contours irréguliers, remplit l'espace entre les prismes de glaucophane.

Il est possible que cette roche provienne d'une diabase albito-chloritique.

5. Eclogites

Les éclogites se rencontrent, dans la région étudiée, exclusivement en inclusions tectoniques. L'affleurement principal se trouve à Sögütözü dere-Ömerköy, sur la trace d'une grande faille; il est isolé dans les serpentinites, sans qu'on puisse le rattacher à une formation quelconque.

A l'œil nu, la roche est massive, grenue, composée de pyroxène vert et de grenat en lits ou traînées parallèles de teinte brun rougeâtre. Sous le microscope, le pyroxène présente les propriétés optiques d'une omphacite non altérée. Le grenat est de couleur rose crème, avec un fort relief chagriné; ses cristaux ne présentent pas d'anomalies optiques et sont craquelés mais non altérés. Cette roche contient les minéraux accessoires suivants : du sphène frais et faiblement pléochroïque, de l'apatite et un minéral opaque peu abondant.

Les fissures qui traversent la roche sont colmatées par de la calcite. La composition chimique de cette élogite est la suivante :

SiO ₂	40,78
Al ₂ O ₃	8,75
TiO ₂	2,80
FeO	2,68
Fe ₂ O ₃	8,18
CaO	25,10
MgO	4,44
Na ₂ O	1,18
K ₂ O	0,50
MnO	0,35
P ₂ O ₅	0,62
H ₂ O ⁺	0,66
H ₂ O ⁻	0,28
CO ₂	2,85
	<hr/> 99,17

A noter la teneur particulièrement élevée en CaO.

Origine

Le nom d'élogite a été donné pour la première fois par R. HAÜY (1822) à des roches composées essentiellement d'un pyroxène (omphacite) et d'un grenat (pyropealmandin).

Selon ESKOLA (1939), on peut distinguer quatre groupes d'élogites qui diffèrent par leur mode de distribution ainsi que, dans une certaine mesure, par leur composition et celle de leurs minéraux constitutifs :

1. Inclusions d'élogite dans les kimberlites, basaltes, etc.
2. Lentilles et lits dans des péridotites et leurs équivalents serpentineux.
3. Masses lenticulaires dans des migmatites, granulites.
4. Masses lenticulaires, généralement associées à des prasinites, schistes à glaucophane, serpentinites, dans des zones ophiolitiques ayant subi des déformations du type alpin.

Les élogites de la région de Mihaliççik font partie de ce dernier groupe.

L'origine des élogites fait encore l'objet de controverses. Cela provient en grande partie de leur rareté et du fait qu'on les trouve dans des situations très diverses ainsi que nous venons de le mentionner.

Si beaucoup d'auteurs admettent qu'elles proviennent de zones profondes et ont donc cristallisé sous de fortes pressions et à des tempéra-

tures élevées, nous devons cependant admettre que cette hypothèse rend difficilement compte de la genèse de toutes les éclogites (SMULIKOWSKI, 1960).

En ce qui concerne les éclogites de notre terrain, leur mode de gisement nous laisse penser qu'elles doivent provenir d'une zone relativement profonde; elles auraient été entraînées dans une zone plus superficielle de l'écorce terrestre, lors de la montée des serpentinites dans lesquelles on les trouve donc en inclusions.

6. Pegmatites

On rencontre souvent ces roches en inclusions tectoniques dans les serpentinites. Le diamètre de leurs éléments constitutifs varie de 2 à 18 cm.

Suivant la composition minéralogique, nous distinguons trois types de pegmatites:

1. Pegmatites à hornblende.
2. Pegmatites à hornblende et diallage.
3. Pegmatites à diallage.

Les pegmatites à hornblende sont composées de plagioclase et de cristaux idiomorphes de hornblende pouvant atteindre 18 cm de long. Les principaux affleurements se trouvent à Ulucak dere et à Emeksiz mevkii-Hamidiye köy, où elles recoupent les gabbro-diorites rubanées.

Les pegmatites composées de hornblende, de diallage et de plagioclase se rencontrent à Akdas dere, à Zeyfe dere et à Çürügünöz.

Les pegmatites à diallage sont plus répandues et passent souvent aux gabbros à diallage. Nous les avons observées surtout dans les lentilles de serpentinites intercalées entre les schistes à glaucophane; elles sont donc métamorphiques.

Il est probable que ces roches proviennent en majeure partie de la différenciation du magma ultrabasique.

Métamorphisme des pegmatites

Les pegmatites métamorphiques présentent les associations minérales suivantes, qui sont rangées dans l'ordre de métamorphisme croissant:

- a) Prehnite \pm reliques de plagioclase et de hornblende.
- b) Prehnite + pumpellyite \pm reliques de hornblende \pm chlorite.
- c) Pumpellyite \pm reliques de diallage et/ou de hornblende \pm (chlorite \pm mica blanc).

- d) Lawsonite \pm reliques de diallage et/ou de hornblende \pm (actinote \pm chlorite \pm albite).
- e) Clinozoïsite \pm reliques de diallage et/ou de hornblende \pm (mica blanc \pm actinote \pm lawsonite \pm chlorite \pm albite).
- f) Actinote + ouralite + épidote + muscovite + chlorite + albite \pm reliques de pyroxène ou d'amphibole.

Les paragenèses a) et b) se sont formées très localement dans les inclusions de Akdas dere et de Ulucak dere. Le plagioclase est transformé partiellement ou complètement en prehnite, qui est parfois associée à la pumpellyite. Les autres minéraux sont stables ou très légèrement chloritisés.

Dans la paragenèse c), le plagioclase est remplacé par de la pumpellyite qui est parfois associée à un mica blanc. Cette paragenèse représente, dans des roches, le sous-faciès à pumpellyite. (Voir chapitre VIII.)

Les pegmatites de la zone II sont caractérisées par la transformation complète du plagioclase en lawsonite prismatique, présentant souvent ces macles fines et polysynthétiques.

Le diallage ou la hornblende sont fortement déformés, montrant souvent des effets de cataclase. L'actinote peut se former à partir de ces minéraux qui sont aussi partiellement chloritisés.

Tardivement, la lawsonite a été partiellement transformée en clinozoïsite et en muscovite; en même temps, une pellicule marginale vert clair bleuâtre s'est formée autour des cristaux de hornblende; ces altérations ont donné naissance à l'association e) pendant la deuxième phase du métamorphisme.

Dans la zone III, le métamorphisme des inclusions pegmatitiques a engendré une association minérale caractéristique des schistes verts; en effet, le pyroxène ou l'amphibole sont altérés en ouralite, en actinote ou en chlorite. Le plagioclase a été remplacé par de l'épidote, de la muscovite et de la chlorite; en outre, ces roches sont affectées par une albitisation qui a formé des cristaux irréguliers d'albite limpide et souvent maclée.

7. Roches leucocrates

Ce sont des roches grenues qui forment des inclusions de 2 à 5 m de diamètre, ayant des formes très variées. Parfois elles coupent les gabbrodiorites rubanées, en filonnets de 0,1 à 1,50 m de puissance. Leurs principaux affleurements se rencontrent à Kizilpinar dere-Hamidiye köy, à Ulucak dere et à Karamankaya dere.

Suivant la composition minéralogique, nous distinguons deux variétés :

1. Roches à albite + microcline + quartz \pm (tourmaline).
2. Roches à oligoclase + quartz \pm (biotite \pm chlorite).

La première variété affleure uniquement à Ulucak dere. Sous le microscope, le microcline faiblement brunâtre, poussiéreux, montre entre nicols croisés des macles quadrillées caractéristiques. L'albite est souvent fraîche et maclée selon les lois d'albite et de péricline. Le quartz forme des cristaux dentelliformes, de diamètre varié, constituant le reste de la roche. La tourmaline se développe en petits prismes aciculaires et pléochroïques formant des agrégats irréguliers.

L'affleurement principal de la seconde variété se trouve entre Karamankaya dere et Degirmen dere-Haliloglan où elle forme des lentilles et des filonnets de puissance variable dans les gabbro-diorites. Aux environs immédiats de cette intrusion, les diabases albito-chloritiques, ne montrant aucune trace de déformation tectonique, contiennent de l'épidote.

Sous le microscope, l'albite de la trame intersertale est fraîche; l'épidote se présente en cristaux allotriomorphes, fortement pléochroïques, remplissant les vacuoles ou les fissures, ou associée au quartz en agrégats irréguliers.

Peut-être la formation de cette épidote est-elle en relation avec l'intrusion des roches leucocrates dont l'étude microscopique nous révèle qu'elles sont composées essentiellement d'oligoclase et de quartz. Le plagioclase forme parfois des cristaux idiomorphes, brunâtres et poussiéreux en lumière naturelle, à cause d'une légère altération. Le quartz constituant le reste de la roche est toujours allotriomorphe, à contours dentelliformes et extinction roulante. Des paillettes plus ou moins chloritisées de biotite sont présentes en petite quantité.

A Kizilpinar dere-Hamidiye köy, on retrouve des roches leucocrates semblables, soit en inclusions tectoniques dans la serpentinite, soit en filonnets coupant les gabbro-diorites. Le plagioclase et la hornblende des gabbro-diorites ont été épidotisés au voisinage de ces filonnets.

Kaolinisation des roches leucocrates

A Karamankaya dere, en face de Orman tepe, on trouve une lentille de roche leucocrate kaolinisée, composée de quartz entouré d'une pâte de kaolinite blanche et porcelanée. A la suite du lessivage partiel du quartz, des poches enrichies en kaolinite se sont formées au sein de la roche, et l'argile imprégnée localement d'oxyde de fer a pris l'allure d'une

bauxite. Cette altération est probablement contemporaine de la formation de la cuirasse brune carbonatée et siliceuse couvrant le massif ultrabasique.

Métamorphisme des roches leucocrates

Les inclusions leucocrates rencontrées à l'amont de Karamankaya dere présentent les signes d'un léger métamorphisme; à l'œil nu on reconnaît du quartz à éclat vitreux, entouré d'une pâte vert clair. Sous le microscope, on constate que cette pâte est formée de plagioclase en relique et de pumpellyite qui remplit également les fissures.

8. Roches à albite et hornblende

Rares et peu importantes, ces inclusions comportent deux variétés: la première composée uniquement de hornblende et de plagioclase tandis que la deuxième contient en plus une certaine quantité de quartz qui cimente les autres constituants avec ses cristaux à contours irréguliers et à extinction roulante.

Le métamorphisme qui a affecté ces roches a déterminé la formation de pumpellyite ou de prehnite dans le plagioclase, dont il ne reste que des reliques; en outre, ces deux minéraux remplissent parfois les fissures traversant ces roches.

La hornblende est partiellement chloritisée ou, rarement, entourée d'un liséré vert bleuâtre.

Chapitre VIII

Le métamorphisme

1. Zones de métamorphisme

En nous basant sur la distribution des minéraux de métamorphisme (spécialement des minéraux typomorphes des schistes bleus) décrits dans le chapitre II, nous avons pu distinguer trois zones de métamorphisme progressif dans les terrains de la région de Mihaliççik.

Sur le terrain, ces zones correspondent à trois régions que nous avons pu cartographier.

Grâce à l'étude au microscope, il nous a été possible de suivre les évolutions du métamorphisme dans les différentes zones.

Distribution des minéraux des schistes en fonction des zones de métamorphisme

	<i>Zone I</i>	<i>Zone II</i>	<i>Zone III</i>
Leucoxène			
Hématite			
Aragonite		— — —	
Pumpellyite			—
Lawsonite			
Aegyrine-jadéite			— — —
Jadéite			
Aegyrine			
Glaucophane			
Sphène	— — —		
Muscovite	— — —		
Antigorite			
Oligiste			
Epidote		— — — — —	
Actinote		— —	
Piémontite		— — —	— — — — —
Sursassite			— — — — —
Albite		— — — — —	
Chlorite			

Zone supérieure (zone I)

Elle s'étend d'W en E, depuis les environs d'Ömer köy jusqu'aux alentours d'Avlanagzi dere; des roches ultrabasiques la bordent au N et au S.

La présence des roches du sous-faciès à lawsonite caractérise cette zone (voir section 5 de ce chapitre). Nous y avons aussi observé des roches presque intactes, très peu touchées par le métamorphisme. Les diabases et pillow-lavas de cette zone nous ont fourni toutes les variétés de structure intersertale décrites au chapitre IV.

La distribution de ces roches relativement intactes et de celles appartenant au sous-faciès à lawsonite est très irrégulière et ne permet pas de les cartographier séparément.

Les minéraux caractéristiques de la zone supérieure sont: lawsonite, pumpellyite, pyroxène riche en aegyrine-jadéite, albite, chlorite, leucoxène, mica blanc, calcite, aragonite; l'épidote et l'amphibole bleue sont très rares et la jadéite est absente.

Les roches primaires de la zone I étaient probablement situées dans la partie supérieure d'une série géosynclinale. La température et la pres-

sion auxquelles elles ont été soumises ont dû être suffisamment élevées pour permettre le développement de lawsonite aux dépens du plagioclase, sans que la structure originelle des roches soit détruite.

Suivant l'échantillon étudié, la pumpellyite remplace partiellement ou totalement le plagioclase; nous pensons que la pression nécessaire à sa formation était telle que la lawsonite n'était plus stable et se transformait en pumpellyite.

La lawsonite forme des cristaux prismatiques à l'intérieur des micro-lites du plagioclase, ou dans le ciment des métagrauwackes. Il est fort probable que le plagioclase était originellement plus calcique; il s'est albitisé, en même temps que la lawsonite se développait aux dépens de la fraction anorthitique du plagioclase (photos 20 et 21).

L'augite est restée stable dans les diabases peu métamorphiques; mais dans les roches à pumpellyite et dans celles à lawsonite, elle est le plus souvent pseudomorphosée en un pyroxène riche en aegyrine-jadéite; il est très possible que la chaux et le titane aient été libérés par ce processus; une partie de la chaux a probablement contribué à la formation de la lawsonite, tandis que le leucoxène doit, partiellement, son existence au titane libéré par le pyroxène.

L'aragonite remplit les fissures ou les vacuoles des métadiabases et des pillow-lavas; nous ne pouvons pas affirmer que sa formation soit contemporaine du métamorphisme, mais, après la découverte de ce minéral dans les schistes à glaucophane de Californie (COLEMAN et LEE, 1961), on est en droit de suggérer qu'il a cristallisé sous pression élevée, en même temps que la lawsonite.

	23 A/62	237/62
SiO ₂	50,12	42,90
Al ₂ O ₃	16,36	14,79
TiO ₂	2,61	3,05
FeO	5,27	5,84
Fe ₂ O ₃	5,76	4,92
CaO	6,90	9,99
MgO	3,91	6,53
Na ₂ O	2,28	3,56
K ₂ O	0,19	1,43
MnO	0,21	0,20
P ₂ O ₅	0,03	0,73
H ₂ O ⁺	6,30	3,97
H ₂ O ⁻		0,40
CO ₂		—
S ⁻²		0,16
	<hr/> 99,94	<hr/> 98,47

Dans le tableau ci-devant, nous donnons les analyses chimiques d'une métaporphyrite augitique à pumpellyite (N° 237/62) et d'une métadiabase à lawsonite (N° 23 A/62).

Dans la zone supérieure, les pillow-lavas ont souvent conservé leurs formes en coussin et leur structure interne caractéristique.

Les métagrauwackes présentent un développement très irrégulier des minéraux typomorphes ou d'un mica blanc probablement séricitique; les contours plus ou moins anguleux des fragments d'origine volcanique ne sont pas détruits.

Les radiolarites sont toujours fortement plissées mais ne montrent aucun signe de recristallisation; ce sont, en effet, les roches qui ont le mieux résisté au métamorphisme.

Les lentilles de calcaires sont transformées en marbres, parfois imprégnés d'oxydes de fer leur conférant une couleur rougeâtre.

Les principales transformations caractéristiques de la zone I sont donc :

Plagioclase	→ Pumpellyite,
Plagioclase	→ Lawsonite + albite,
Lawsonite	→ Pumpellyite,
Augite	→ Pyroxène riche en aegyrine-jadéite,
Calcite	→ Aragonite.

Zone moyenne (zone II)

Elle est située aux environs même de Mihaliççik et s'étend, d'W en E, depuis Zeyfe yayla jusqu'à Ada tepe, en se prolongeant du SW au NE entre Yelken tepe et Kazan pınar. Pendant la première phase du métamorphisme, l'étendue de cette zone était plus vaste; sa limite inférieure se situait alors plus à l'W et passait approximativement par Dikyol et Ayvalica; cette limite orientée SW-NE était donc plus profonde et concordante avec la stratification.

La limite avec la zone I passe dans les serpentinites entre Mihaliççik et Ömer köy.

La zone moyenne est caractérisée par la présence des roches du sous-faciès à lawsonite et amphibole bleue. (Voir „sous-faciès métamorphiques“ de ce chapitre.)

Les minéraux caractéristiques sont: lawsonite, glaucophane, crossite, jadéite, pyroxène ayant probablement la composition de diopside-jadéite-aegyrine parfois riche en diopside-jadéite, parfois en aegyrine-jadéite, antigorite. On y trouve en outre: chlorite, phengite, sphène, oligiste, calcite. Le grenat a un développement restreint; il ne se trouve

que dans les rodingites à pumpellyite et dans certains schistes quartziques peu répandus.

Vers la fin du métamorphisme, l'élévation de la température a favorisé le remplacement partiel de la lawsonite par de l'épidote, de la clinozoïsite ou du mica blanc, ainsi que par de l'albite néogène; de ce fait, la limite inférieure de la zone II s'est déplacée vers des parties moins profondes, c'est-à-dire vers l'E, en abandonnant de nombreux affleurements reliques.

Les roches de cette zone se situaient, semble-t-il, dans la partie moyenne de la série géosynclinale; le métamorphisme était caractérisé par une température et surtout une pression légèrement plus élevée que dans la zone I.

La lawsonite forme des cristaux prismatiques idiomorphes, sans orientation privilégiée; elle remplace entièrement le plagioclase primaire qui n'est plus stable (photo 25).

La crossite ou la glaucophane sont presque toujours associées à la lawsonite et forment des cristaux aciculaires idiomorphes, développés soit sans orientation privilégiée, soit parallèlement à la linéation (photo 24).

L'augite des diabases est transformée, avec disparition de l'habitus primaire, en un pyroxène sodique parfois riche en diopside-jadéite, parfois en aegyrine-jadéite.

Les cristaux prismatiques ou aciculaires de l'aegyrine-jadéite, souvent en agrégats radiés, se sont formés dans les fissures et dans les vacuoles des métadiabases, ou dans certains schistes quartziques et dans les marbres.

La jadéite caractéristique de cette zone s'est formée en cristaux allotriomorphes, dans les diabases albitiques métamorphisées, et constitue l'élément essentiel des jadéitites.

La cristallisation des minéraux énumérés a généralement entraîné la destruction de la structure primaire des roches. Les pillow-lavas sont étirés, mais ils ont souvent perdu leurs formes tout en conservant parfois des reliques de structure interne.

Certaines roches sont devenues schisteuses.

Les radiolarites ont été transformées en quartzites ou en schistes quartziques contenant de la crossite, de l'aegyrine-jadéite, de l'oligiste ou des oxydes de manganèse; la piémontite s'y est parfois développée en petite quantité.

Les lentilles de calcaire ont pris localement une couleur rouge-bordeaux et renferment des cristaux d'aegyrine-jadéite.

Dans le tableau suivant, nous donnons les analyses chimiques de deux métadiabases appartenant à cette zone :

	N° 510	N° 418/64
SiO ₂	44,00	47,30
Al ₂ O ₃	15,22	14,11
TiO ₂	1,49	1,83
FeO	5,60	6,26
Fe ₂ O ₃	4,59	7,69
CaO	12,53	7,35
MgO	7,59	5,59
Na ₂ O	2,12	4,50
K ₂ O	0,37	1,52
MnO	0,16	0,16
P ₂ O ₅	0,33	0,43
H ₂ O ⁺	5,18	3,27
H ₂ O ⁻	0,15	
	<hr/> 99,33	<hr/> 100,01

N° 510 = métaporphyrite augitique à lawsonite, glaucophane.

N° 418/64 = métadiabase à lawsonite, crossite, pyroxène jadéitique.

Les principales transformations caractéristiques propres à cette zone sont :

Plagioclase	<div> <div> <div>→</div> <div>Molécule d'albite + molécule d'antigorite des chlorites → Glaucophane</div> </div> <div> <div>→</div> <div>Molécule d'anorthite → Lawsonite</div> </div> </div>
Augite	→ Diopside-jadéite-aegyrine
Albite	→ Jadéite
Calcite	→ Aragonite
Hématite	→ Oligiste
Pyrolusite	→ Braunité

A la suite du développement tardif de certains minéraux (épidote, albite), des roches présentant les associations de la zone III se trouvent intercalées localement dans celles de la zone II. L'aragonite s'est probablement développée, mais ses cristaux sont convertis en calcite dans une phase tardive du métamorphisme; de ce fait nous ne l'avons pas observée.

Zone inférieure (zone III)

Elle s'étend du SW au NE entre Kizilbörüklü, Kartal tepe et Güres. Cette zone est limitée à sa base par les marbres formant le noyau du grand anticlinal que nous avons décrit dans l'introduction. Sa limite

supérieure, comme nous l'avons dit, s'est déplacée au cours du temps vers le haut, c'est-à-dire que la zone III a empiété sur la zone II; aussi, cette limite ne peut être tracée d'une façon précise.

Les roches constituant la zone III étaient probablement situées dans les parties inférieures de la série géosynclinale. La température et la pression étaient légèrement plus élevées que dans la zone II.

La zone inférieure est caractérisée par la présence des roches appartenant au sous-faciès à épidote et glaucophane qui sont les minéraux caractéristiques: la crossite est aussi répandue. La lawsonite, la jadéite et les variétés de pyroxène sodique ne sont pas développées.

Autres minéraux typiques: chlorite, muscovite ou phengite, sphène, oligiste, calcite, albite de néoformation.

L'amphibole bleue forme des cristaux aciculaires idiomorphes, développés suivant la schistosité et soulignant la linéation; les variétés intermédiaires entre crossite et riebeckite sont confinées dans les schistes quartziques.

L'épidote est souvent représentée par des variétés ferriques qui forment des cristaux allotriomorphes développés parallèlement à la schistosité.

L'albite de néoformation est très répandue dans cette zone; elle forme soit des porphyroblastes, soit des cristaux jointifs, limpides et maclés, entourant les minéraux préexistants.

Les micas blancs représentés par la muscovite et la phengite sont plus ou moins bien développés suivant les niveaux; ils peuvent aussi être absents. D'une façon générale, la phengite est associée aux schistes à glaucophane tandis que la muscovite fait partie des associations du faciès „schiste vert“.

Les chlorites, qui constituent un des principaux groupes de minéraux, apparaissent soit dispersées dans les roches, soit en remplissage de fissures. Elles sont représentées par diverses variétés qui se distinguent par leur couleur, leur pléochroïsme et leurs teintes de dispersion, et qui montrent parfois des espèces de signe optique positif.

La structure primaire des roches de cette zone a été complètement détruite et remplacée par une structure schisteuse. En outre, on observe une linéation marquée, parallèle à l'axe de l'anticlinal.

Les diabases ou les termes de la série des grauwackes sont transformés en schistes à glaucophane tandis que les inclusions de gabbros donnent des schistes à actinote ou parfois des roches à chlorite et muscovite.

Les radiolarites ont été transformées en schistes à piémontite et à sursassite.

Intercalées dans les schistes à glaucophane on trouve, par endroits, des schistes verts qui n'ont pas une grande extension et dont la formation est liée à la deuxième phase du métamorphisme.

Ci-dessous, nous donnons l'analyse chimique d'un schiste à glaucophane d'origine diabasique:

N° 211/64	
SiO ₂	47,02
Al ₂ O ₃	17,87
Fe ₂ O ₃	8,95
FeO	2,49
CaO	10,09
MgO	4,78
Na ₂ O	4,20
K ₂ O	0,78
MnO	0,17
TiO ₂	1,82
P ₂ O ₅	0,43
H ₂ O ⁺	1,48
	<hr/> 100,08

Les principales associations minérales et les roches caractéristiques de la zone III sont indiquées dans le tableau suivant.

2. Age et évolution du métamorphisme

Les observations de terrain et les travaux de laboratoire nous ont permis de distinguer, dans la région de Mihaliççik, deux périodes distinctes de métamorphisme régional:

1. Un premier métamorphisme s'observe dans les schistes argileux graphitiques bordant les montagnes de Mihaliççik au S et à l'E.

Ce métamorphisme, de type épizonal, est caractérisé par la formation des minéraux phylliteux tels que muscovite et chlorites.

Une datation¹⁾ faite sur des micas, par la méthode de K/Ar., donne un âge de 156 millions d'années, ce qui correspond, suivant l'échelle des temps géologiques de KULP (1959), au Jurassique inférieur. Il est très probable que ces micas se sont formés bien avant cette période et qu'il y eut rajeunissement dû à un métamorphisme plus récent.

Nous sommes enclin à penser que ce premier métamorphisme est d'âge paléozoïque.

¹⁾ Les déterminations d'âge par la méthode de K/Ar. ont été faites par le Professeur DANIEL KRUMMENACHER.

Tableau résumant les caractères principaux des trois zones métamorphiques

	Minéraux caractéristiques	Roches caractéristiques	Structure des roches	Sous-faciès caractéristique
<i>Zone supérieure</i>	<i>Lawsonite</i> Albite, pumpellyite, calcite, aragonite, aegyrine-jadéite, chlorite, mica blanc, leucoxène	Métadiabases à lawsonite Métagrauwackes à lawsonite Métagabbros à pumpellyite	Structures primaires des roches et formes des pillow-lavas bien conservées	Sous-faciès à lawsonite
<i>Zone moyenne</i>	<i>Lawsonite</i> <i>Glaucophane</i> — <i>Crossite</i> <i>Jadéite</i> Phengite, sphène, oligiste, antigorite, chlorite, grenat, pumpellyite, aegyrine, aegyrine-jadéite	Métadiabases à lawsonite + crossite Métadiabases à lawsonite + crossite + pyroxène sodique Jadéites Glaucophanites Métagabbros à lawsonite Sch. quartziques à lawsonite + glaucophane Serpentinites métamorphiques	Structures primaires des roches détruites. Formes des laves en coussins parfois éti-rées, mais souvent détruites <i>Linéation</i>	Sous-faciès à lawsonite + crossite
<i>Zone inférieure</i>	<i>Glaucophane</i> — <i>Crossite</i> <i>Epidote</i> <i>Albite</i> Muscovite, chlorite, antigorite, sphène, oligiste, magnétite, piémontite, sursassite	Schistes à glaucophane Schistes verts Sch. quartziques à piémontite Sch. quartziques à sursassite Serpentinites métamorphiques	Structures primaires des roches complètement détruites Structure schisteuse. <i>Linéation</i>	Sous-faciès à épidote + glaucophane

2. Le deuxième métamorphisme est celui des schistes à glaucophane.

Une détermination d'âge faite sur les phengites des schistes à glaucophane nous a donné une valeur de 65 millions d'années, correspondant, d'après l'échelle des temps géologiques d'EVERNDEN (1961), à la limite Paléocène-Crétacé supérieur. Donc ce métamorphisme est en relation avec l'orogénèse alpine (phase laramienne probablement).

Nous distinguons deux phases dans ce métamorphisme: la première est la phase principale, pendant laquelle se sont formées les associations minérales caractéristiques des trois zones. (Voir „zones métamorphiques“ de ce chapitre.) Des pressions élevées et des températures modérées ont régné pendant cette période.

La deuxième phase, plus tardive, correspond à des températures plus élevées, sans que les pressions aient diminué.

Dans la zone III, les effets de ce changement dans les conditions de métamorphisme ont été importants, car:

- a) Les roches sont fortement affectées par l'albitisation tardive.
- b) Une partie des minéraux du groupe de l'épidote ont continué à se développer.
- c) Par place, la glaucophane est partiellement ou complètement altérée en actinote ou en chlorite.
- d) Les schistes verts intercalés dans les schistes à glaucophane, et caractérisés par le développement des minéraux typiques de ce faciès (actinote, chlorite, muscovite, épidote, albite), sont contemporains de cette deuxième phase.
- e) La zone III a empiété sur la zone II.

Les conséquences de l'élévation de la température dans la zone II sont les suivantes:

- a) Formation d'une zone marginale ayant la composition de l'actinote, autour des cristaux de crossite ou de glaucophane (photo 26).
- b) Chloritisation partielle des pyroxènes sodiques et des amphiboles bleues.
- c) Formation de minéraux du groupe de l'épidote aux dépens de la lawsonite.
- d) Albitisation locale de certaines roches et disparition de la jadéite.
- e) Transformation probable de l'aragonite en calcite.
- f) Formation tardive de mica blanc enveloppant la crossite.

A cause de ces changements, on observe, par places, des roches présentant les associations minérales de la zone III, intercalées dans celles de la zone II.

3. Age des roches

L'absence de fossiles dans les roches ne nous permet pas de donner un âge géologique aux formations de la région étudiée.

Il nous semble que les roches du complexe des schistes argileux graphitiques sont les formations les plus anciennes. Elles sont antérieures aux grès à éléments volcaniques affleurant entre Hamidiye köy et Akçakmak mevkii, puisque nous avons observé dans ces derniers des fragments de schistes argileux et micacés qui en proviennent probablement.

Si le métamorphisme de ces schistes est bien d'âge paléozoïque (voir „Age et évolution du métamorphisme“ de ce chapitre), il est loisible de penser que ces roches sont d'âge paléozoïque inférieur, probablement siluriennes ou devoniennes. KAADEN (1959) a décrit une série fortement tectonisée, épizonale, et composée de roches semblables dans la région de Kazdagi; cet auteur considère aussi qu'elles appartiennent au Silurien ou au Devonien.

Pour les roches ultrabasiques, il faut considérer deux âges: celui de leur formation et celui de leur mise en place. La mesure d'âge absolu, faite sur les pyroxénites par la méthode de K/Ar., donne une valeur de 306 millions d'années, soit Carbonifère (KULP, 1961); selon toute probabilité, la formation de ces roches est donc antérieure à cette période.

La présence des dykes de diabase (voir chapitre VII) dans les ultrabasites prouve que ces dernières étaient déjà mises en place et consolidées pendant le volcanisme diabasique.

Quant à l'âge des roches dont dérivent les schistes à glaucophane, nous ne pouvons pas nous prononcer avec certitude sur ce point en nous basant sur les données incomplètes que nous possédons. Les radiolarites de la zone I, qui ont le mieux résisté aux effets du métamorphisme, montrent souvent des formes bien conservées de radiolaires (des Nassélinas, des Splumellinas), mais il nous a été impossible de déterminer s'il s'agit de formations paléozoïques ou mésozoïques en nous basant sur ces fossiles.

L'âge de 60 millions d'années obtenu sur l'augite des diabases très faiblement métamorphisées, par la méthode de K/Ar., est sans doute un âge mixte dû au métamorphisme alpin. Vraisemblablement le volcanisme diabasique et la série dans laquelle il se trouve intercalé sont d'âge mésozoïque; en effet, on peut penser que, si les diabases étaient paléozoïques, la valeur de cet âge mixte serait probablement plus élevée.

Dans le tableau suivant, nous résumons l'âge des principales forma-

tions et de différents métamorphismes que nous avons pu mettre en évidence dans cette partie de l'Anatolie centrale :

Tertiaire	Conglomérats néogènes	
Mésozoïque	Schistes à glaucophane	Métamorphisme alpin dans le faciès „schiste bleu“ Phase I Phase II
Paléozoïque	Schistes graphiteux	Métamorphisme épizonal, hercynien

4. Origine des roches à faciès „schistes bleus“

La genèse des roches du faciès „schiste bleu“ a fait l'objet de nombreux travaux; plusieurs hypothèses ont été avancées sur leur origine, pour expliquer le fait que les relations de ces schistes avec les roches avoisinantes ne sont pas toujours les mêmes.

Diverses formations, accompagnées parfois de roches éclogitiques contenant des enclaves à amphibole ou pyroxène sodique, affleurent près de massifs de serpentinites; les schistes à glaucophane ne semblent pas être associés aux roches ultrabasiques.

C'est ESKOLA (1929, 1939) qui a postulé pour la première fois l'existence d'un „faciès schiste à glaucophane“ distinct des autres faciès métamorphiques. DE ROEVER (1947, 1950, 1956), BROUWER et EGELER (1952), MIYASHIRO et BANNO (1958), MIYASHIRO (1961), BAILEY (1961, 1964) partagent ce point de vue. Pour ces auteurs, le métamorphisme des schistes à glaucophane est régi avant tout par des conditions physiques caractérisées par de fortes pressions et des températures relativement peu élevées.

Pour d'autres auteurs, les schistes à glaucophane dérivent de roches alcalines ou de roches enrichies en soude par un métasomatisme dû à des solutions sodiques (SCHÜRMANN 1953, 1956; SUZUKI et SUZUKI, 1959; BROTHERS, 1954).

D'après WEGMANN (1924), la formation de la glaucophane serait en relation avec l'altération métasomatique de gabbros par des solutions alcalines accompagnant la formation des sulfures.

WIJKERSLOOTH (1941) pense que les schistes à glaucophane de la partie NW de l'Anatolie centrale proviennent du métamorphisme de contact des intrusions granitiques sur les roches encaissantes.

TALIAFERO (1943) est arrivé à la conclusion que les schistes à glaucophane des Coast Ranges (Californie) doivent leur origine à une altération pneumatolitique due aux serpentinites, tandis que pour SWITZER (1945) ces schistes se seraient formés dans des conditions de température et de pression modérées, par l'action d'un métamorphisme de contact à caractère hydrothermal.

D'après ERNST (1961, 1963), les schistes bleus peuvent avoir des origines différentes. Les schistes à glaucophane, de même composition chimique que les schistes verts, doivent s'être formés dans des conditions de fortes pressions et de températures peu élevées. Cependant, pour la cristallisation de la glaucophane elle-même, des pressions élevées ne sont pas nécessaires. Cette amphibole sodique peut être stable dans des conditions du faciès „schiste vert“ et du faciès „amphibolite à épidote“, dans des roches déficientes en chaux et riches en soude et magnésie par rapport à l'alumine. De telles compositions chimiques peuvent être le résultat d'un échange d'éléments entre les serpentinites et les roches albitiques environnantes; ainsi s'expliquerait la formation des auréoles de schistes à glaucophane et des inclusions glaucophanitiques associées à certaines roches ultrabasiques.

Origine des schistes bleus de la région de Mihaliççik

Nos observations de terrain, jointes aux études en laboratoire (voir chapitres précédents), montrent clairement que les schistes bleus des environs de Mihaliççik proviennent du métamorphisme régional de diabases, de grauwackes, de tufs et de radiolarites.

Ce métamorphisme a eu lieu dans des conditions de pression élevée et de température anormalement basse; la formation des schistes bleus est donc déterminée par les conditions physiques de métamorphisme, plutôt que par une composition chimique particulière.

En effet, dans le tableau suivant, nous donnons les teneurs en soude de diverses métadiabases et des schistes à glaucophane de la région étudiée.

En tenant compte de nos observations pétrographiques, ce tableau nous permet de conclure que:

1. Les schistes bleus de la région de Mihaliççik ne dérivent pas nécessairement de roches alcalines, mais surtout de roches basiques.
2. La formation de l'amphibole bleue n'implique pas obligatoirement une augmentation des teneurs en soude.
3. Ces roches ne contiennent pas de soude en excès; le sodium contenu

% Na ₂ O	5,25	4,25	4,75
	4,12	3,995	4,49
	3,56	3,44	4,082
	3,45	2,84	3,668
	2,28	2,12	3,66
		1,82	2,12
	I	II	III

I = Métadiabases de la zone I. (Rappelons que l'amphibole sodique ne s'est pas développée dans ces roches.)

II = Métadiabases de la zone II.

III = Schistes à glaucophane d'origine diabasique de la zone III.

dans les diabases est suffisant pour permettre la formation des minéraux sodiques observés.

4. Le métamorphisme régional de cette partie de l'Anatolie centrale est isochimique; nous ne pensons pas qu'il y ait eu apport alcalis provenant de l'extérieur; nous admettons néanmoins des échanges métasomatiques locaux entre les diabases et les roches environnantes.

5. Le métamorphisme des schistes bleus n'est pas en relation avec l'intrusion des roches ultrabasiques, et cela pour trois raisons:

- La mise en place des ultrabasites paraît antérieure au métamorphisme; en effet, un âge de 306 millions d'années a été trouvé par la méthode de K/Ar sur une pyroxénite.
- Les ultrabasites ont elles-mêmes subi un métamorphisme et des déformations tectoniques; elles se sont transformées en serpentinites métamorphiques caractérisées par la présence d'antigorite.
- Le métamorphisme des schistes bleus semble être en relation avec l'orogénèse alpine, car les micas blancs associés à la glaucophane donnent un âge absolu de 65 millions d'années par la méthode de K/Ar.

6. Les schistes à glaucophane de la région étudiée ne proviennent pas non plus du métamorphisme de contact dû à l'intrusion de massifs granitiques, comme le proposait WIJKERSLOOTH en 1941, car:

- Nous n'avons pas observé de contact direct entre ces schistes et les roches profondes acides.
- Les massifs monzo-dioritiques de la Sakarya, de Sivrihisar et les granodiorites de Sögüt ne sont pas entourés d'une auréole riche en glaucophane (COGULU, CHESSEX et DELALOYE, 1965).

7. A la suite des études faites en Californie, au Japon et ailleurs, nous savons actuellement que les schistes bleus ne diffèrent pas chimiquement des schistes verts lorsqu'ils proviennent des mêmes roches originelles. Les facteurs qui favorisent la formation des uns ou des autres résident dans les conditions physiques du métamorphisme.

8. La série originelle de la région de Mihaliççik, composée de roches volcaniques, de grauwackes, de tufs, de radiolarites, de calcaires, était assez monotone dans sa composition chimique globale et ne devait pas présenter de variations chimiques systématiques de la base au sommet. Ainsi, la formation des trois zones métamorphiques décrites ci-dessus et possédant chacune des minéraux caractéristiques, ne reflète pas l'existence de niveaux de compositions chimiques distinctes, mais résulte de différences dans les conditions physiques du métamorphisme au sein de la série géosynclinale.

9. Le développement de minéraux tels que la lawsonite, la jadéite, l'aragonite, que nous avons observés dans les schistes bleus de Mihaliççik, requiert des pressions élevées et des températures basses (PISTORIUS, KENNEDY et SOURIRAJAN (1962); DE ROEVER, 1955; BIRCH et LECOMPTE, 1960; COLEMAN et LEE, 1962; BROWN, FYFE et TURNER, 1962). Ces conditions ont été probablement réalisées dans des bassins remplis en un temps relativement court par une accumulation de sédiments qui ont ensuite subi une subsidence suffisamment rapide pour que le gradient géothermique normal n'ait pas pu s'établir pendant la première phase du métamorphisme. Le rétablissement du gradient géothermique normal est à l'origine de l'élévation de la température au cours de la deuxième phase.

10. Dans la région étudiée, nous ne pensons pas que les roches ultrabasiques aient joué de rôle essentiel dans la formation des schistes bleus. Nous avons néanmoins l'impression que, localement, la serpentinitisation, qui s'accompagne de phénomènes de dilatation, a probablement dû engendrer des pressions supplémentaires qui se sont additionnées à la pression hydrostatique. En outre, les échanges métasomatiques entre les serpentinites et les roches environnantes ont probablement dû intensifier et accélérer le processus de la glaucophanisation.

Il nous semble au reste que les pressions dirigées ont joué un rôle aussi important que la pression uniforme pendant le métamorphisme. La linéation est en tout cas en faveur du rôle important du „stress“ dans la formation de l'amphibole bleue. Remarquons que cette dernière s'est aussi développée sans orientation privilégiée sous l'effet des pressions hydrostatiques uniformes.

5. Sous-faciès métamorphiques

En nous basant sur la formation des minéraux typomorphes et la stabilité de leurs associations, nous distinguons dans la région de Mihaliççik quatre „sous-faciès“²⁾ dont il est prématuré d'affirmer qu'ils correspondent tous à la définition stricte du sous-faciès, c'est-à-dire un champ restreint, mais bien délimité, dans le diagramme P.T. Seuls des études ultérieures plus poussées permettront de le dire.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne connaît pas encore très bien le champ de stabilité de certains minéraux (pumpellyite par exemple), et les relations de stabilité entre les minéraux suivants: pumpellyite-lawsonite; pumpellyite-glaucophane; pumpellyite-épidote; lawsonite-épidote sont encore discutées.

D'après les descriptions de nombreux auteurs, la lawsonite et les minéraux du groupe de l'épidote s'excluent l'un l'autre (JOPLIN, 1937; DE ROEVER, 1947, 1950, 1956; BROUWER et EGELER, 1952; BORG, 1956; ERNST, 1958). Des exceptions à cette incompatibilité ont été signalées en Californie (BROTHERS, 1954) et au Japon (SEKI, 1958). Nous pouvons ajouter à ces exceptions celles de la région de Mihaliççik.

Il est certain que le champ de stabilité des minéraux tels que pumpellyite, lawsonite, épidote ne sont pas identiques; toutefois, il semble que, dans certaines conditions particulières, ces trois minéraux peuvent coexister (MIYASHIRO et SEKI, 1958; ERNST, 1963).

Sur les relations de stabilité des minéraux caractéristiques de la région de Mihaliççik, les observations suivantes peuvent être faites:

- a) Dans les associations pumpellyite-lawsonite, la pumpellyite semble provenir de la lawsonite.
- b) L'association glaucophane-pumpellyite n'a pas été observée.
- c) Dans les associations pumpellyite-épidote et lawsonite-épidote, les minéraux du groupe de l'épidote se sont toujours formés postérieurement, aux dépens de la pumpellyite ou de la lawsonite.

Sur la base de ces observations, les sous-faciès distingués sont:

- 1. Sous-faciès à pumpellyite.
- 2. Sous-faciès à lawsonite.

²⁾ A ces sous-faciès, nous pouvons ajouter le sous-faciès à pumpellyite et prehnite (COOMBS, 1960), observé dans les inclusions pegmatitiques et gabbroïques, et le faciès à zéolites que nous avons rencontré dans les inclusions provenant de dykes de diabases. Toutefois ces derniers ne présentent pas un développement régional. (Voir les chapitres VI A et VII.)

3. Sous-faciès à lawsonite + amphibole bleue.
4. Sous-faciès à épidote + amphibole bleue.

1. Sous-faciès à pumpellyite

Comme son nom l'indique, ce sous-faciès est caractérisé par la formation de pumpellyite; les autres minéraux typiques sont: albite, chlorite, stilpnomélane, mica séricitique, calcite, aragonite, leucoxène. Il semble que les conditions nécessaires pour la formation de la pumpellyite ont été réalisées tardivement, dans la séquence du métamorphisme des schistes à glaucophane.

Les roches appartenant à ce sous-faciès n'ont généralement pas perdu leur structure primaire; le plagioclase est partiellement ou complètement remplacé par la pumpellyite qui semble parfois dériver de la lawsonite; les minéraux ferro-magnésiens sont en général stables mais, dans certains échantillons, l'augite est partiellement altérée en une variété sodique de pyroxène.

Il est encore impossible de définir avec certitude le champ de stabilité de la pumpellyite. Sa formation est souvent liée au métamorphisme des schistes à glaucophane (Japon, Corse, Célèbes, Nouvelle-Calédonie, Miha-liççik); mais on la signale aussi dans des régions ne présentant pas ce métamorphisme (Haïti, Finlande, Lac Supérieur).

Dans tous les cas, il semble que ce soit un minéral de basse température, se formant sous des pressions inférieures à celles requises pour la cristallisation de la lawsonite.

La stabilité des associations à pumpellyite avec les minéraux critiques des schistes bleus semble douteuse. En effet, dans un métamorphisme progressif la pumpellyite apparaît avant la lawsonite; mais si le métamorphisme est rétrograde, elle dérive de ce dernier minéral. Ainsi, nos observations nous conduisent à considérer que la pumpellyite caractérise un sous-faciès distinct.

Les travaux de DE ROEVER dans l'île de Célèbes (1947, 1950, 1956) avaient déjà conduit cet auteur à une conclusion semblable. SEKI (1961), après avoir comparé les différentes formations de pumpellyite du Japon et d'ailleurs, admet aussi l'existence d'un sous-faciès à pumpellyite-chlorite distinct. NETELBECK (1951) ne rattache ce minéral ni au faciès „schiste bleu“, ni à celui des schistes verts.

2. Sous-faciès à lawsonite

Ce sous-faciès représente un degré de métamorphisme plus élevé. Ce sont les métadiabases et métagrauwackes à lawsonite de la zone I qui

nous ont suggéré la présence de ce nouveau sous-faciès. En effet, la formation de lawsonite n'est pas toujours liée à celle de la glaucophane. Les champs de stabilité de ces deux minéraux se superposent partiellement, mais les limites inférieures et supérieures de leur champ dans le diagramme de température-pression ne coïncident pas (PISTORIUS, KENNEDY et SOURIRAJAN, 1962; ERNST, 1960, 1961, 1962).

A une température donnée, la formation de glaucophane requiert une pression plus élevée que celle nécessaire pour la formation de la lawsonite. Ainsi, ce dernier minéral peut se développer dans des conditions où la glaucophane n'est pas stable; c'est ce que nous avons observé dans la région de Mihaliççik.

Les roches présentant le métamorphisme de ce sous-faciès n'ont pas perdu leur structure primaire. La lawsonite s'est développée aux dépens de la molécule d'anorthite du plagioclase, suivant l'équation:



L'albite semble être stable tandis que le pyroxène est plus souvent pseudomorphosé en une variété riche en aegyrine-jadéite. Les autres minéraux typiques sont: mica blanc, chlorite, leucoxène, calcite, aragonite.

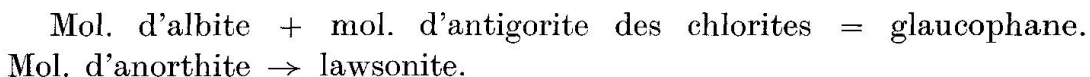
Notre opinion concorde avec celle de WINKLER (1965) qui admet l'existence d'un faciès à lawsonite-albite distinct du faciès lawsonite-glaucophane; mais nous pensons qu'il ne s'agit pas d'un faciès, mais plutôt d'un sous-faciès dans le cadre du faciès „schiste bleu“.

COOMBS (1960) a décrit des métagrauwackes et des marbres à lawsonite en Nouvelle Zélande, qui semblent appartenir à ce sous-faciès.

3. *Sous-faciès à lawsonite-amphibole bleue*

Ce sous-faciès représente un degré de métamorphisme plus élevé que le précédent. Il est caractérisé par la stabilité de la lawsonite et de la crossite ou de la glaucophane.

Le plagioclase primaire des diabases ou des gabbros ainsi que l'épidote sont instables. La molécule d'albite du plagioclase entre dans la composition de l'amphibole bleue, tandis que la molécule d'anorthite sert à la formation de la lawsonite:



L'augite des diabases est transformée en un pyroxène riche en diopside-jadéite. Toutes ces transformations ont entraîné la disparition de la structure primaire des roches, tout en laissant parfois des reliques.

Les autres minéraux typiques sont: phengite, chlorite, calcite, aragonite, sphène, oligiste. Rappelons que la jadéite s'est formée dans la zone II, caractérisée par ce sous-faciès.

DE ROEVER (1947, 1950), dans l'île de Célèbes, et BROUWER et EGELER (1952) en Corse, ont aussi défini un sous-faciès semblable. D'autre part, ils ont également observé des roches à lawsonite-glaucophane et grenat. Selon ces auteurs, la présence du grenat indiquerait un degré de métamorphisme plus élevé.

4. Sous-faciès à épidote-amphibole bleue

Ce sous-faciès est intermédiaire entre le faciès „schiste bleu“ et le faciès „schiste vert“, et certains auteurs le font rentrer dans ce dernier. Il correspond à une température de métamorphisme supérieure à celle des sous-faciès précédents et est caractérisé par la stabilité de l'épidote et de la glaucophane ou de la crossite, tandis que la lawsonite n'est pas stable.

Comme l'indique la présence de la glaucophane dans les associations des schistes verts, cette amphibole bleue possède un large domaine de stabilité. La seule présence de ce minéral ne peut pas indiquer les conditions précises de pression et de température du métamorphisme. Pour cette raison, nous partageons l'avis de certains auteurs et pensons que l'expression de „faciès schiste bleu“ est préférable à celle de „faciès schiste à glaucophane“.

Les autres minéraux typiques sont: muscovite, chlorite, albite, calcite, sphène, oligiste, magnétite.

WINKLER (1965), en parlant de ce sous-faciès, emploie le terme de „glaukophanitische Grünschieferfazies“. En corse, BROUWER et EGELER (1952) l'ont rencontré dans la région de Serra di Pigno. D'autre part, DE ROEVER (1947, 1950) a trouvé, dans l'île de Célèbes, des roches à épidote-glaucophane et grenat qu'il considère comme appartenant à un sous-faciès particulier, témoignant d'un métamorphisme plus intense que le sous-faciès à lawsonite-glaucophane-grenat dont il a été question ci-dessus.

Conclusions

L'étude qui précède avait pour but de donner une description minéralogique et pétrographique des roches basiques et ultrabasiques, et surtout des roches métamorphiques de la région de Mihaliççik. A notre connaissance, une telle étude n'existait pas encore. Ces recherches nous ont permis d'arriver aux conclusions suivantes:

1. Les roches ultrabasiques sont composées de dunites, de wehrlites, de pyroxénites et enfin de serpentinites; elles présentent un rubanage magmatique d'orientation NW-SE.

La formation de ces roches nous semble antérieure au Carbonifère moyen, puisqu'une mesure d'âge absolu, faite par la méthode de K/Ar, a donné une valeur de 306 millions d'années.

2. Si l'âge de la formation des ultramafites est antétriasique, la mise en place de ces roches dans leur position actuelle est plus récente; elle s'est faite „à froid“, lors des déformations tectoniques d'âge alpin. C'est sans doute alors que s'est effectuée la majeure partie de la serpentinisation. Les phénomènes métasomatiques qui ont conduit à la formation des rodingites doivent aussi dater de cette période.

3. Les roches basiques grenues (gabbros et gabbro-diorites) sont liées aux ultrabasites et constituent sans doute les derniers termes de la différenciation d'un magma.

4. Les éclogites, que l'on observe en inclusions tectoniques dans les serpentinites, sont des morceaux arrachés à un socle profond et entraînés à la surface par la montée des serpentinites.

5. Les roches volcaniques sont plus jeunes que les ultra-basites puisqu'elles forment des dykes coupant ces dernières; elles comprennent les termes suivants:

- a) Diabases augitiques.
- b) Diabases albit-chloritiques.
- c) Diabases albitiques.
- d) Pillow-lavas représentant des coulées sous-marines.

Ce volcanisme était caractérisé par des périodes d'activité plus ou moins prolongées. En se basant sur ce que l'on observe dans la zone I, on peut faire l'hypothèse suivante, en ce qui concerne l'activité volcanique qui a donné naissance à ces roches: au début, le magma basaltique était riche en éléments ferro-magnésiens, donnant naissance à des méla-diabases et diabases à augite, puis s'appauvrissant en éléments fémiques, il a cristallisé des diabases albit-chloritiques; les diabases albitiques se sont formées tout à la fin de cette évolution. Il est possible que cette activité ait eu un caractère récurrent et qu'il y ait eu plusieurs cycles de différenciation.

6. Les roches sédimentaires intercalées entre les coulées volcaniques sont des radiolarites, des roches détritiques de type grauwasche et des lentilles de calcaire.

Toute cette série est très probablement d'âge mésozoïque.

7. Les schistes argileux graphitiques, qui représentent une série lithologique différente, sont composés de quartzites, de schistes quartziques micacés et chloriteux, de phyllites, de schistes argileux et de lentilles de marbre. Il s'agit sans doute d'un ensemble d'âge paléozoïque.

8. Les roches du faciès „schiste bleu“ proviennent du métamorphisme régional de diabases, grauwackes, radiolarites, calcaires, etc. En nous basant sur la distribution des minéraux caractéristiques du métamorphisme, nous avons pu distinguer dans cette région trois zones de métamorphisme progressif:

Zone I, caractérisée par la présence de lawsonite, ainsi que par des structures primaires intactes.

Zone II, caractérisée par la présence d'amphibole bleue (crossite et glaucophane), de lawsonite, de jadéite. L'épidote et l'albite se sont formées tardivement. Sauf dans les reliques, la structure primaire des roches est détruite.

Zone III, caractérisée par la présence d'amphibole bleue, d'épidote et de minéraux typiques des schistes verts. La lawsonite est absente. Ces roches ont pris une texture schisteuse et présentent une linéation marquée.

9. La région de Mihaliççik présente deux métamorphismes distincts:

- a) Le premier est un métamorphisme épizonal qui semble être d'âge paléozoïque; on l'observe dans les schistes graphiteux.
- b) Le second est celui des schistes bleus et s'est produit pendant le mésozoïque supérieur ou probablement entre Crétacé supérieur-Tertiaire (contemporain de la phase laramienne).

10. Le métamorphisme des schistes bleus présente deux phases différentes:

- a) La première est la phase principale, pendant laquelle se sont formées les zones métamorphiques et les roches caractéristiques. Cette phase correspond à des conditions de métamorphisme caractérisées par de fortes pressions et des températures basses.
- b) La deuxième phase, plus tardive, correspond à une légère élévation de la température, conduisant à la formation d'épidote aux dépens de la lawsonite ou de la pumpellyite, et d'albite néogène.

11. Le métamorphisme des schistes bleus de Mihaliççik est un métamorphisme isochimique qui n'a pas été accompagné d'apport de sodium de l'extérieur. Les facteurs qui ont déterminé la formation de ces roches sont à rechercher dans des conditions physiques particulières qui sont probablement le résultat de la subsidence suffisamment rapide d'une

série géosynclinale dans laquelle le gradient géothermique était anormalement faible.

Le rétablissement du gradient géothermique normal est à l'origine de l'élévation de la température caractérisant la phase tardive.

12. En se basant sur la stabilité des minéraux critiques du métamorphisme, il est possible de proposer l'existence de quatre sous-faciès dans les roches de la région étudiée. Ce sont:

- a) Sous-faciès à pumpellyite.
- b) Sous-faciès à lawsonite.
- c) Sous-faciès à lawsonite + amphibole bleue.
- d) Sous-faciès à épidote + amphibole bleue.

Bibliographie

BSMP = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

- ARSHINOV, V. V. and MERENKOV, B. J. (1930): Petrology of the chrysotile asbestos deposits of the Krasnouralky Mine in the Ural Mountains. Trans. Inst. Econ. Miner. No. 45. Moscow.
- BAILEY, E. H. (1961): Metamorphic facies of the Franciscan formation of California and their geologic significance. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 68, 4—5 (abstract).
- BAILEY, E. H., IRWIN, W. P. and JONES, D. L. (1964): Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. Calif. Div. Mines and Geol. Bull. 183, San Francisco.
- BAKER, G. (1958): Rodingites in nickeliferous serpentinite, near Beaconsfield, Northern Tasmania. J. Geol. Soc. Austr. 6.
- BANNO, S. (1958): Glaucophane schists and associated rocks in the Omi district, Japan. Jap. J. Geol. and Geogr. 29, 29—44.
- BARUTOGLU, Ö. H. (1960): The Eskisehir chrome region with special reference to the Sazak mine (Turkey). Symposium on Chrome Ore-CENTO, 137—156, Ankara.
- BEARTH, P. (1959): Über Eklogite, Glaucophanschiefer und metamorphe Pillow-laven. BSMP 39, 267—286.
- BENSON, W. N. (1926): The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sci. Washington, 19, No. 1.
- BILGRAMI, S. A. and HOWIE, R. A. (1960): The mineralogy and petrology of a rodingite dyke, Hindubagh, Pakistan. Amer. Mineral. 45, 791—801.
- BIRCH, F. and LECOMPTE, P. (1960): Temperature-pressure plane for albite composition. Amer. J. Sci. 258, 209—217.
- BLOXAM, T. W. (1954): Rodingite from the Girvan-Ballantrae Complex, Ayrshire. Mineral. Mag. 30, 525—528.
- (1956): Jadeite-bearing metagraywackes in California. Amer. Mineral. 41, 488—496.

- (1958): Pumpellyite from South Ayrshire. *Mineral. Mag.* 31, 811—813.
- (1959): Glaucophane-schists and associated rocks near Valley Ford, California. *Amer. J. Sci.* 257, 95—112.
- (1960): Jadeite-rocks and glaucophane schists from Angel Island, San Francisco Bay, California. *Amer. J. Sci.* 258, 555—573.
- (1964): Hydrogrossular from the Girvan-Ballantrae Complex, Ayrshire. *Mineral. Mag.* 33, 814—815.
- BORG, I. Y. (1956): Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California. *Bull. geol. Soc. Amer.* 67, 1563—1584.
- BRENNICH, G.: Mihaliççik mintikasinda amyant zuhurlari. M.T.A. Enstitusu, Ankara. Rap. No 2694 (non publié).
- Turkiyede Manyezit zuhurlari. M.T.A. Enstitusu, Ankara. Rap. No 2567 (non publié).
- BROTHERS, R. N. (1954): Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California. *Amer. J. Sci.* 252, 614—626.
- BROUWER, H. A. and EGELER, C. G. (1952): The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustrés nappe of Corsica. *K. Akad. van Wetenschap. Afd. Nat. Verh.* 48, 1—71.
- BROWN, W. H., FYFE, W. S. and TURNER, F. J. (1962): Aragonite in California glaucophane schists, and the kinetics of the aragonite-calcite transformation. *J. Petrol.* 3, 566—582.
- CLARK, S. P. (1957): A note on calcite-aragonite equilibrium. *Amer. Mineral.* 42, 564—566.
- COGULU, E. (1965): Remarques sur les schistes à glaucophane et lawsonite de la région de Mihaliççik (Turquie). *Arch. Sci. Genève*, 18, 126—131.
- COGULU, E. et VUAGNAT, M. (1965): Sur l'existence des rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskisehir, Turquie). *BSMP* 45, 1, 17—20.
- COGULU, E., DELALOYE, M. et CHESSEX, R. (1965): Sur l'âge de quelques roches plutoniques acides dans la région d'Eskisehir-Turquie. *Arch. Sci. Genève*, 18.
- COLEMAN, R. G. (1961): Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California. *J. Petrol.* 2, 209—247.
- COLEMAN, R. G. and LEE, D. E. (1962): Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. *Amer. J. Sci.* 260, 577—595.
- (1963): Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California. *J. Petrol.* 4, 260—301.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. and BRANNOCK, W. W. (1965): Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Bull. geol. Soc. Amer.* 76, 5, 483—508.
- COOMBS, D. S. (1953): The pumpellyite mineral series. *Mineral. Mag.* 30, 113—135.
- (1960): Lower grade mineral facies in New Zealand. *Rep. XXIst Int. Geol. Congr., Part XIII*, 339—351.
- (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J. Sci.* 24, 203—215.
- CRAWFORD, W. A., and FYFE, W. S. (1965): Lawsonite equilibria. *Amer. J. Sci.* 263, 262—270.
- DAVIS, G. A. (1960): Lawsonite and pumpellyite in glaucophane schists, North Berkeley Hills, California. *Amer. J. Sci.*, 258, 689—704.

- DEER, W. A., HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. (1963): Rockforming minerals. Vol. 1—5. London.
- DUCLOZ, C. et VUAGNAT, M. (1962): A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Arch. Sci. 15, 309—332.
- EGELER, C. G. (1948): On glaucophane-bearing rocks from Corcisa. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. 51, 556—565.
- ERNST, W. G. (1961): Stability relations of glaucophane. Amer. J. Sci. 259, 735—765.
- (1963): Petrogenesis of glaucophane schists. J. Petrol. 4, 1—30.
- ESKOLA, P. (1929): On mineral facies. Geol. Fören. Stoch. Förh. 51, 157—172.
- (1939): Die metamorphen Gesteine. In: T. F. W. BARTH, C. W. CORRENS and P. ESKOLA, Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- ESSENE, E. J., FYFE, W. S. and TURNER, F. Y. (1965): Petrogenesis of Franciscan Glaucophane Schists and Associated Metamorphic Rocks, California. Beitr. Miner. Petr. 11, 695—704.
- EVERNDEN, J. F., CURTIS, G. H., OBRADOVICH, J., and KISTLER, R. (1961): On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. Geoch. Cosmoch. Acta, 23, 78—99.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J., and VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. geol. Soc. Amer. 73, 259 pg.
- GEIGER, V. T. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. 27.
- GRAHAM, R. P. D. (1917): Origin of Massive Serpentine and Chrysotile-asbestos, Black Lake-Thetford Area, Quebec. Econ. Geol. 12, 159—202.
- GRANGE, L. (1927): On the „Rodingite“ of Nelson. Trans. Proc. New Zealand Inst. 58, 160—166.
- HAÜY, R. J. (1822): Traité de minéralogie. 2e éd., v. 2. Paris. 594 pg.
- HUTTON, C. O. (1937): An occurrence of the mineral pumpellyite in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand. Mineral. Mag. 24, 529—533.
- (1938): The stilpnomelane group of minerals. Mineral. Mag. 25, 172—206.
- (1940): Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand. New Z. Dep. sci. industr. Res. Geol. Mem. 5, 90 pg.
- (1943): Hydrogrossular, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series. Trans. Roy. Soc. New Z. 73, 174—180.
- IRVING, J., VONSEN, M. and GONYER, F. A. (1932): Pumpellyite from California. Amer. Mineral. 17, 338—342.
- IWASAKI, M. (1960a): Clinopyroxene intermediate between Jadeit and Aegyrine from Suberidani, Takusima prefecture, Japan. J. Geol. Soc. Japan 66, 334—340.
- (1960b): Colorless glaucophane and associated minerals in quartzose schists from Eastern Sikoku, Japan. J. Geol. Soc. Japan, 66, 566—574.
- JOPLIN, G. (1937): An interesting occurrence of lawsonite in glaucophane-bearing rocks from New Caledonia. Mineral. Mag. 24, 534—537.
- KAADEN, G. v. D. (1959): Ages relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the north-western part of Anatolia-Turkey. M.T.A. Bull. No. 52, 15—33.
- (1963): The different concepts of the genesis of alpine-type emplaced ultrabasic rocks and their implications on chromite prospection. M.T.A. Bull. 61, 41—56.

- KANEHIRA, K. and BANNO, S. (1960): Ferriphengite and aegirin-jadeite in a crystalline schist of the Iimori District, Kii Peninsula, J. Geol. Soc. Japan, 66, 654—659.
- KETIN, I. (1961): Über die magmatischen Erscheinungen in der Türkei. Bull. Geol. Soc. Turkey VII, 2, 16—33.
- (1959): The orogenic evolution of Turkey. M.T.A. Bull. 53, 82—88.
- (1960): Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1/2.500.000. M.T.A. Bull. 54, 1—7.
- KULP, J. L. (1961): Geologic time scale. Science, 133, 3459.
- KUPFAHL, G. (1954): Rapport über die geologischen Untersuchungen zur Kartierung der Blätter 55 2—55 4 Eskisehir, 56 1—56 3 Sivrihisar. M.T.A. Enstitüsü. Ankara. Rap. No 2247 (non publié).
- LACROIX, M. A. (1930): La jadéite de Birmanie: les roches qu'elle constitue ou qui l'accompagnent. Composition et origine. Bull. Soc. française Min. 53, 216—254.
- (1942): Les Glaucophanites de la Nouvelle Calédonie et les roches qui les accompagnent, leur composition et leur genèse. Mém. Acad. Sci. Paris, 65, 1—103.
- MACDONALD, G. J. F. (1956): Experimental determination of calcite-aragonite equilibrium relations at elevated temperatures and pressures. Amer. Mineral. 41, 744—756.
- MARSHALL, P. (1911): The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson. New Zealand Geol. Surv. Bull. 12, 31—35.
- McKEE, B. (1962a): Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in Central California. Amer. J. Sci. 260, 596—610.
- (1962b): Aragonite in the Franciscan rocks of the Pacheco Pass area, California. Amer. Mineral. 47, 379—387.
- MILES, K. R. (1951): Garnetised gabbros from the Eulamina district, Mt. Margaret Goldfield. Geol. Surv. Western Australia, Bull. 103/2.
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. J. Petrol. 2, 277—311.
- MIYASHIRO, A. and BANNO, S. (1958): Nature of glaucophanitic metamorphism. Amer. J. Sci. 256, 97—110.
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y. (1958): Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies. Jap. J. Geol. Geogr. 29, 199—208.
- NETELBECK, T. A. F. (1951): Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Naza, Corse. Thèse de doctorat, Amsterdam.
- PALACHE, C. and VASSAR, H. E. (1925): Some minerals of the Keweenawan copper deposits: pumpellyite, a new mineral; sericite; saponite. Amer. Mineral. 10, 412—428.
- PISTORIUS, C. W. F. and KENNEDY, G. C. (1960): Stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci. 258, 247—257.
- PISTORIUS, C. W. F., KENNEDY, G. C. and SOURIRAJAN, S. (1962): Some relations between the phases anorthite, zoisite, and lawsonite at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci. 260, 44—56.
- PLAS, L. V. D. (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland. Leid. geol. Meded. 24, 415—602.
- RECHENBERG, H. P. (1960): The chrome ore deposit of Kavak, Eskisehir (Turkey). Symposium on Chrome Ore — CENTO. Ankara. 146—156.

- ROBERTSON, E. C., BIRCH, F. and MACDONALD, G. J. F. (1957): Experimental determination of jadeite stability relations to 25,000 bars. *Amer. J. Sci.* 255, 115—137.
- ROEVER, W. P. DE (1947): Igneous and metamorphic rocks in eastern central Celebes. In: „Geological exploration in the Island of Celebes.“ Amsterdam.
- (1950): Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from southeast Celebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet.* 53, 1455—1465.
- (1955a): Some remarks concerning the origin of glaucophane in the North Berkeley Hills, California. *Amer. J. Sci.* 253, 240—244.
- (1955b): Genesis of jadeite by low-grade metamorphism. *Amer. J. Sci.* 253, 283—298.
- (1956): Some additional data on the crystalline schists of the Rumbia and Mendoke Mountains, south-east Celebes. *Ver. Kon. Ned. Geol. Mijn. Gen.* 16, 385—393.
- ROEVER, W. P. DE and NIJHUIS, H. J. (1963): Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rdsch.* 53, 324—336.
- ROUTHIER, P. (1950): Sur les conditions de formation de la glaucophane. *Cahier Géol. de Thoisy* 1, 3—5.
- (1953): Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie. *Soc. géol. France, Mém.* 67, 271 pg.
- SCHÜRMANN, H. M. E. (1950): Glaucophangesteine aus Venezuela. *N. Jb. Min. Mschr.* 145—156.
- (1953): Beiträge zur Glaucophanfrage (2). *N. Jb. Min. Mschr.*, 85, 303—394.
- (1956): Beiträge zur Glaucophanfrage (3). *N. Jb. Min. Mschr.*, 89, 41—85.
- SEKI, Y. (1957): Lawsonite from the eastern part of the Kanto Mountains. *Sci. Rept. Saitama Univ. ser. B*, 2, 263—273.
- (1958): Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, 233—258.
- (1960): Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan. *Amer. J. Sci.* 258, 705—715.
- (1961): Pumpellyite in low-grade metamorphism. *J. Petrol.* 2, 407—423.
- SEKI, Y., AIBA, M. and KATO, C. (1960): Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic rocks in the Sibukawa District, Central Japan. *Amer. Mineral.* 45, 668—679.
- SMULIKOWSKI, K. (1960): Petrographic notes on some eclogites of the East Sudetes. *Bull. Acad. polonaise Sci., Série Sci. Géol. Géogr.* 8, 11—19.
- SUZUKI, J. (1930): Petrological study of the crystalline schist system of Shikoku, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.* 1, 27—111.
- (1934): On some soda-pyroxene and amphibole-bearing quartz schists from Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.* 2, 339—353.
- (1939): A note on soda-amphiboles in crystalline schists from Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.* 6, 507—519.
- (1952): Ultra-basic rocks and associated ore deposits of Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.* 8, 175—210.
- (1954): On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.* 3, 419—430.

- SUZUKI, J. and SUZUKI, Y. (1959). Petrological study of the Kamuikotan metamorphic complex in Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.* 10, 349—446.
- SWITZER, G. (1945): Eclogites from the California glaucophane schists. *Amer. J. Sci.* 243, 1—8.
- (1951): Mineralogy of the California glaucophane schists. *Calif. Dept. Nat. Res. Div. Mines Bull.* 161, 51—70.
- TALIAFERRO, N. L. (1943): Franciscan-Knowville problem. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 27, 109—219.
- THOMPSON, J. B. (1955): The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Amer. J. Sci.* 253, 65—103.
- TRÖGER, W. E. (1963): Der geothermische Gradient im *pt*-Feld der metamorphen Facies. *Beitr. Mineral. Petrogr.* 9, 1—2.
- TURNER, F. J. (1933): The metamorphic and intrusive rocks of southern Westland. *Trans. Proc. New Zealand Inst.* 63, 178—284.
- TURNER, F. J. and VERHOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology.* McGraw-Hill, New York. 694 pg.
- WATSON, K. (1942): Zoisite-prehnite alteration of gabbro. *Amer. Mineral.* 27, 638—645.
- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. *BSMP* 26, 116—228.
- (1953): Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Mont-génèvre (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* LXXVI, 438—450.
- (1954): La paléovolcanologie et ses rapports avec la tectonique. *Cong. géol. intern. C.R. XIXe session, Alger. Sec. XV.*
- VUAGNAT, M. et PUSZTASZERI, L. (1964): Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. *BSMP* 44, 10—12.
- VUAGNAT, M. (1965): Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch (Basse-Engadine). *Eclogae geol. Helv.* 58, 443—448.
- WAGER, L. R. and DEER, W. A. (1939): Geological investigations in east Greenland, Pt III, Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdluzssuaq, East Greenland. *Med. om Gronland Bd.* 105, n° 4. 335 pg.
- WEINGART, W. (1954): Rapport über die geologischen Untersuchungen zur Kartierung der Blätter 56/2—56/4 (Sivrihisar) und 57/1—57/3 (Ankara). *M.T.A. Ankara. Rapp.* 2248 (non publié).
- WEGMANN, C. E. (1928): Über das Bornitvorkommen von Saint-Véran, Hautes Alpes. *Z. prakt. Geol.* 36, 19—28, 36—43.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine.* Springer Verlag, Berlin.
- WIJKERSLOOTH, P. DE (1941): Einiges über den Magmatismus des jüngeren Palaeozoikums (des Varistikums) im Raume West-Zentral-Anatoliens. *M.T.A. Mecmuasi* 4, 25. Ankara.
- (1942): Metamorphose des Chromspinelles in den türkischen Erzlagerstätten. *M.T.A. Mecmuasi* 2, 27. Ankara.
- (1943): Über die im weiteren Sinne sedimentären Manganerzlagerstätten West- und Zentralanatoliens. *M.T.A. Mecmuasi* 1. 29. Ankara.
- YODER, H. S. (1950): The Jadeite problem. *Amer. J. Sci.* 248, 225—248, 312—334.



Photo 1. Vue générale du massif de Mihaliççik depuis la vallée de Porsuk Cay.



Photo 2. Rubanage magmatique des roches ultrabasiques à Yayla dere.



Photo 3. Inclusion tectonique de marbre dans les serpentinites à Bekles dere.



Photo 4. Rodingites dans le Hamam dere.



Photo 5. Inclusion de rodingite dans le Bungulduk dere.

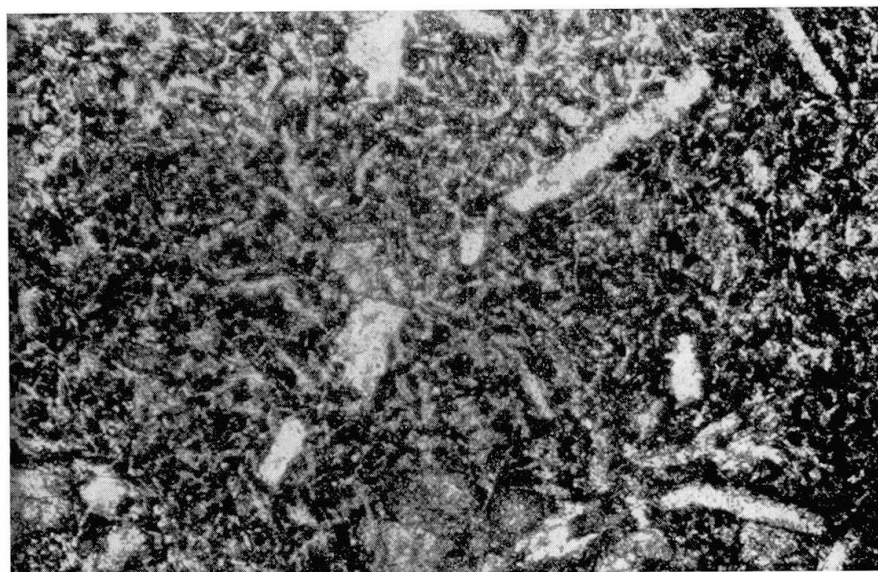


Photo 6. Ech. 9 B. Rodingite diabasique. Gross. $150\times$, L.N.



Photo 7. Ech. 692. Rodingite à pumpellyite. Gross. $100\times$, L.N.

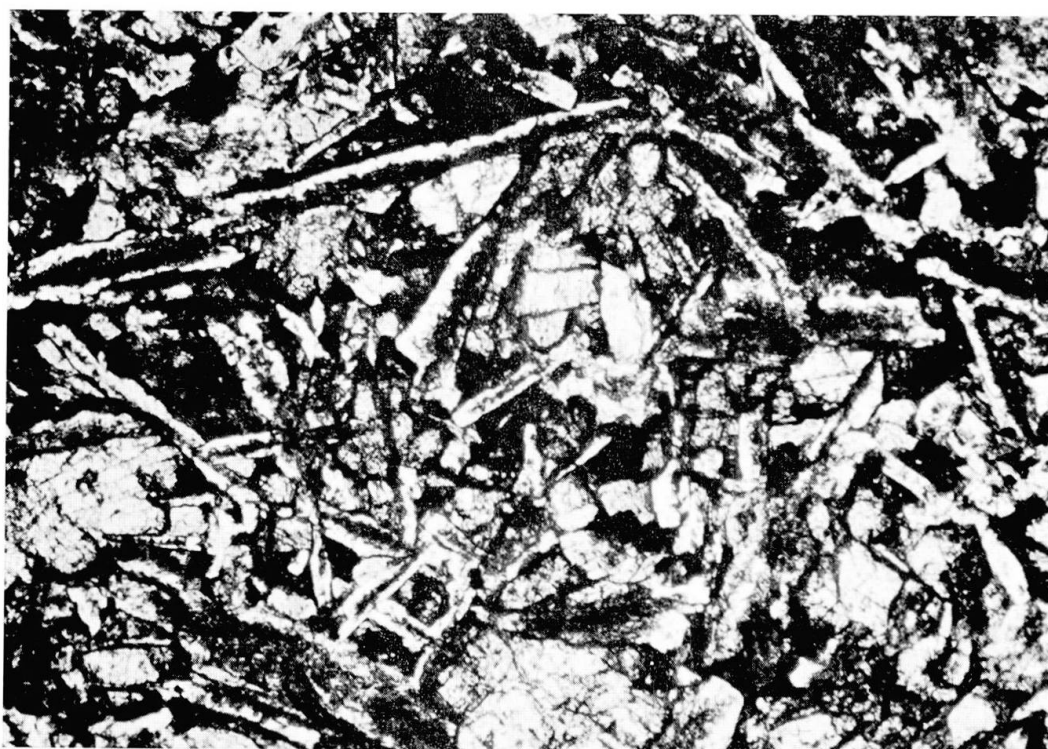


Photo 8. Ech. 581. Diorite augitique à structure intersertale. Gross. 100 \times , L.N.

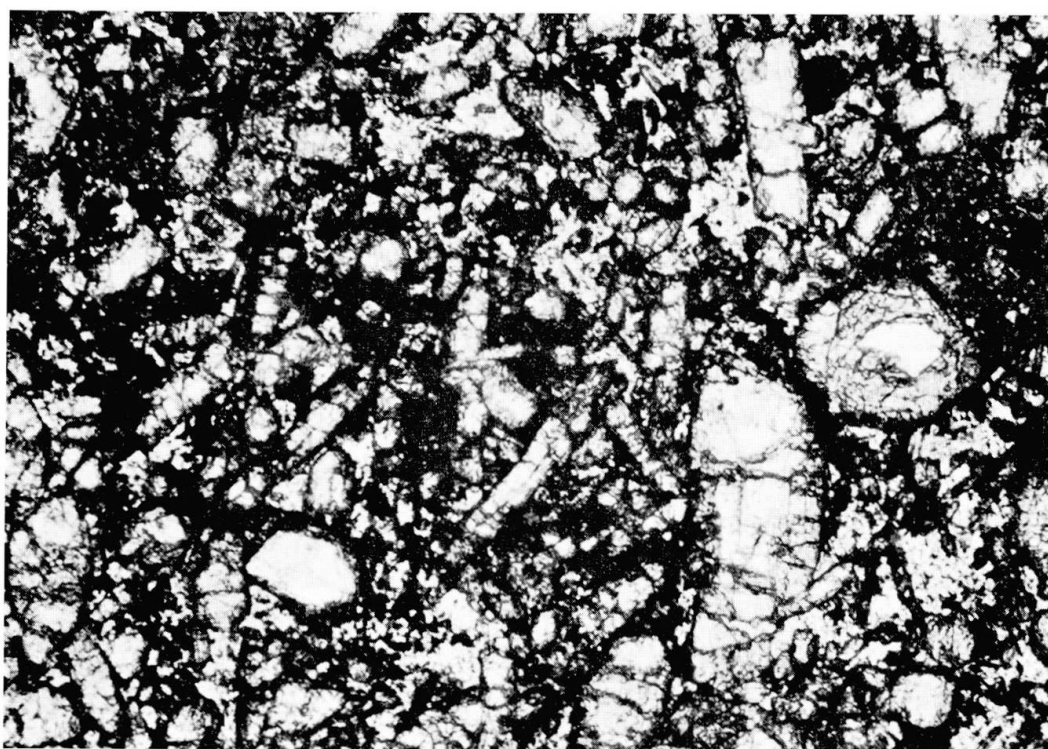


Photo 9. Ech. 216/62. Méladiabase à structure intersertale. Gross. 100 \times , L.N.



Photo 10. Ech. 471/1. Diorite augitique à structure interstitielle grossière. Gross.
 $50\times$, L.P.



Photo 11. Ech. 131/62. Diorite albite-chloritique à structure interstitielle divergente. Gross. $100\times$, L.N.

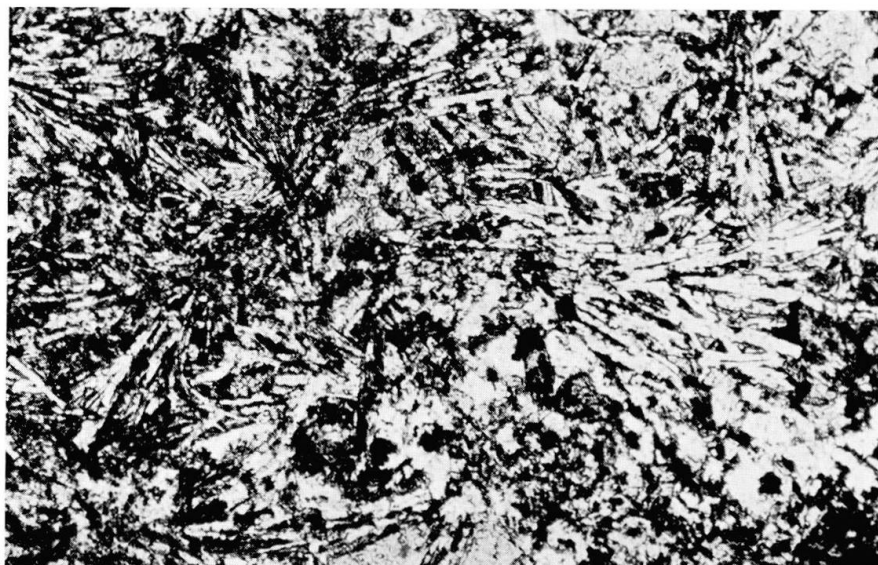


Photo 12. Ech. 601. Diabase albite-chloritique à structure arborescente. Gross. $150\times$, L.P.

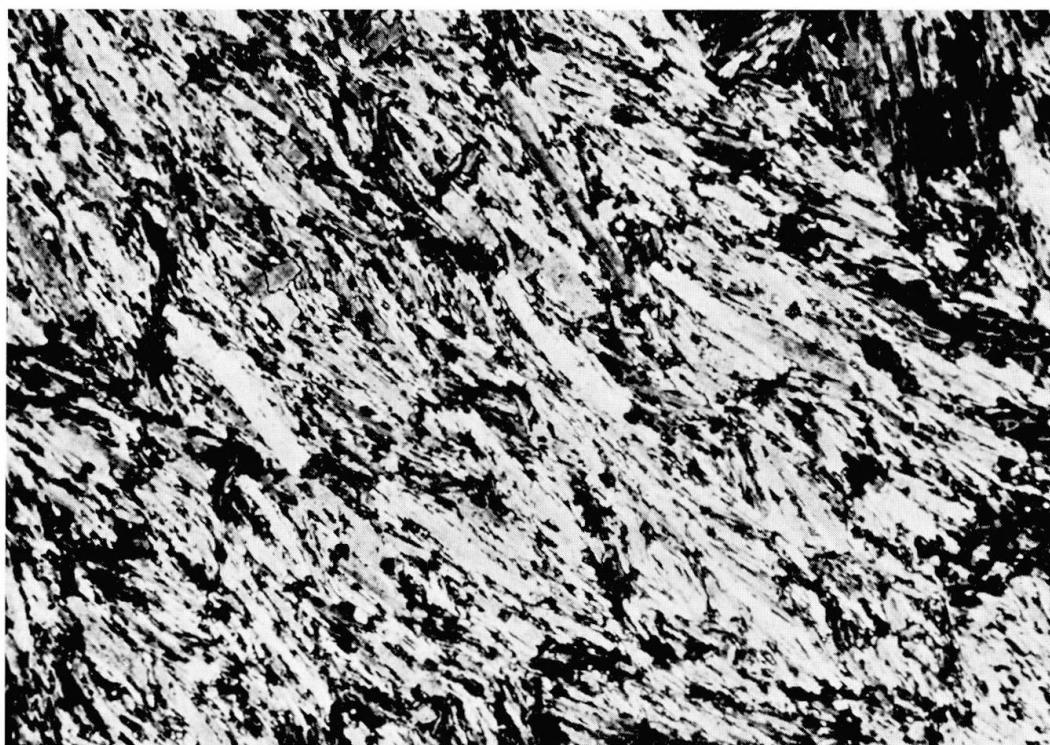


Photo 13. Ech. 850. Diabase albitique à structure fluidale. Gross. $100\times$, L.P.



←

Photo 14. Pillow-lavas
à Akdas dere.

Photo 15. Pillow-lavas
à Avlanagzi dere.

↓





Photo 16. Centre d'un pillow d'Akdas dere. Gross. $100\times$, L.N.

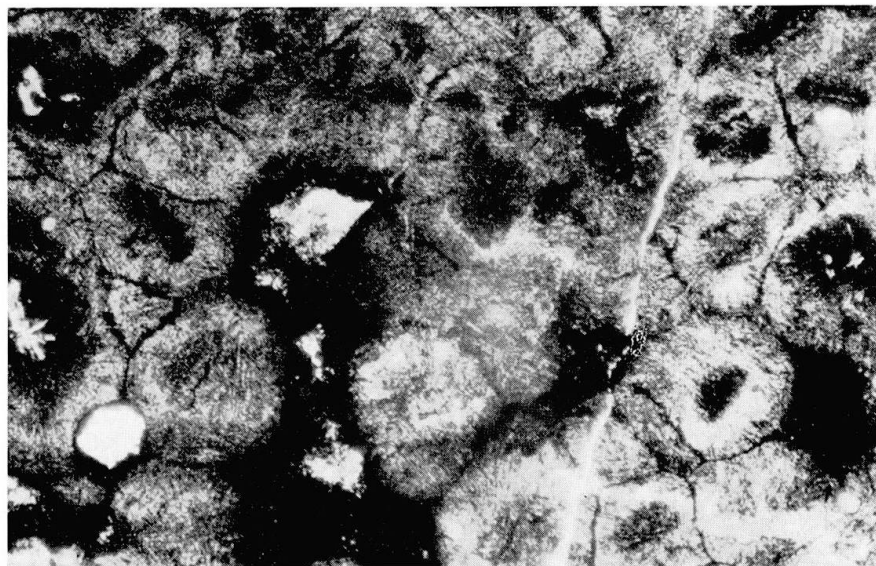


Photo 17. Bord sphérolitique d'un pillow d'Akdas dere. Gross. $50\times$, L.N.



Photo 18. Bord d'un pillow à Ayicukuru dere. Gross. $100\times$, L.N.

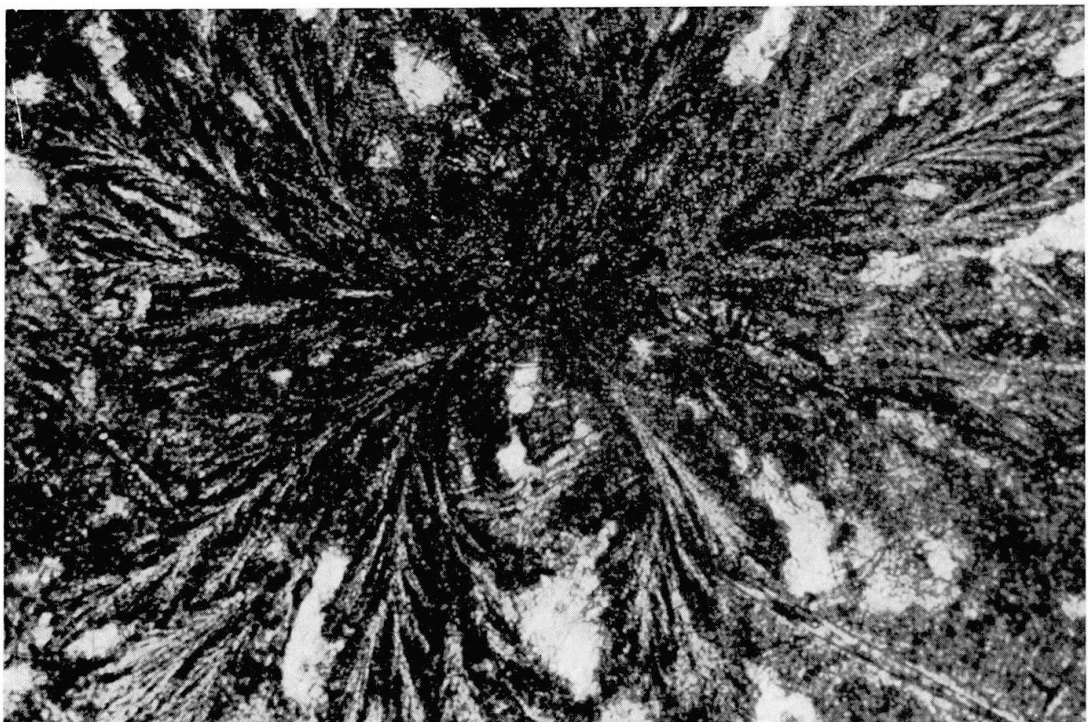


Photo 19. Cristaux arborescents d'augite au bord d'un pillow d'Ayicukuru dere.
Gross. $200\times$, L.N.



Photo 20. Métadiabase à lawsonite de la zone supérieure. Gross. $150\times$. L.N.



Photo 21. Cristaux de lawsonite à l'intérieur d'un phénocrystal de plagioclase.
Gross. $150\times$, L.P.



Photo 22. Métadiabase à lawsonite. Gross. $200\times$, L.P.

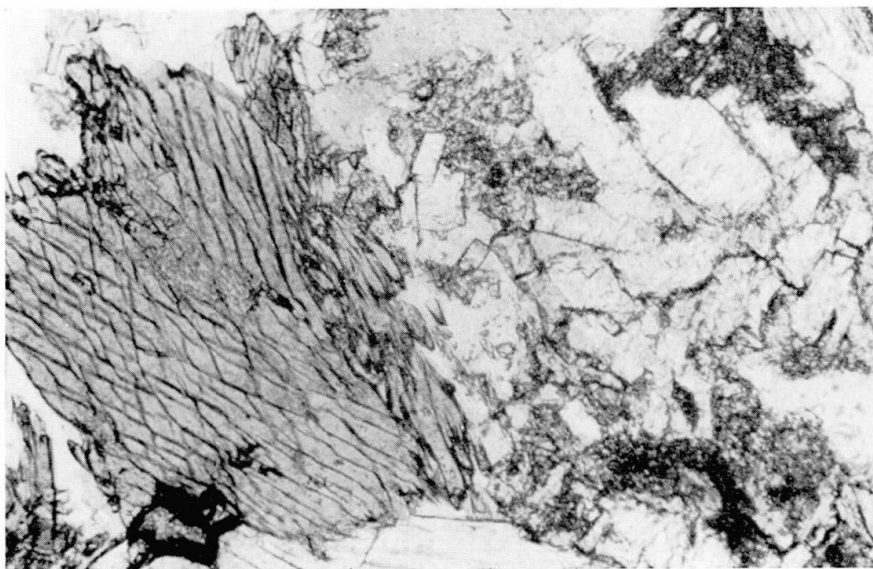


Photo 23. Glaucophanite de la zone moyenne. Gross. $150\times$, L.P.

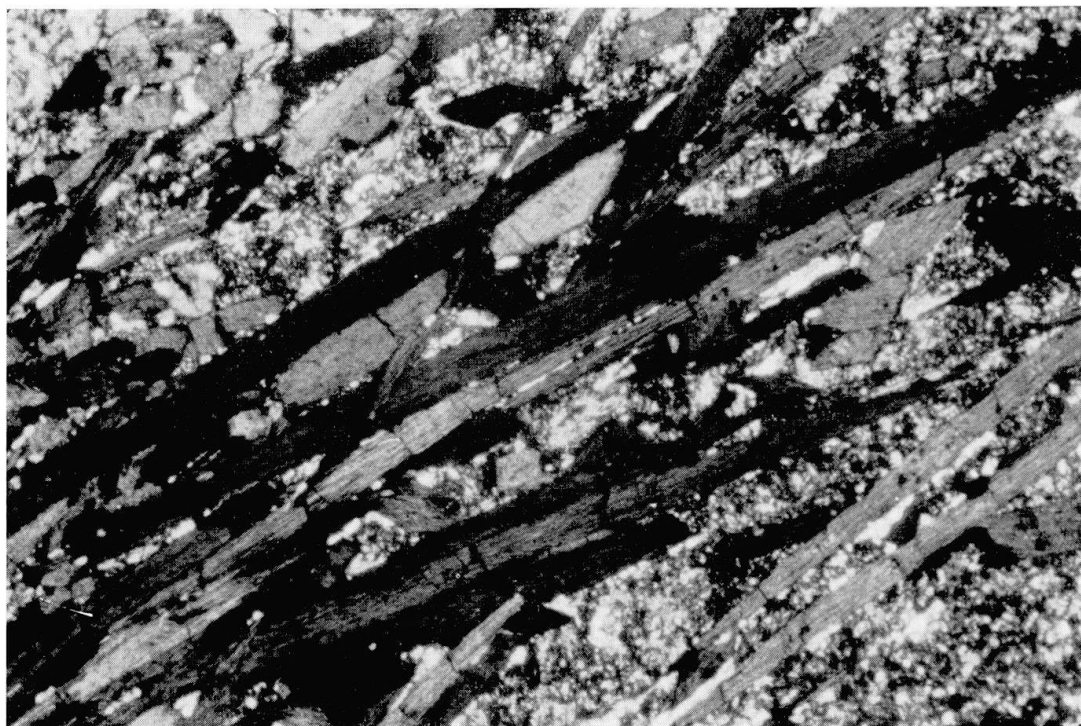


Photo 24. Métadiabase à crossite. Zone moyenne. Gross. $200\times$, L.P.



Photo 25. Cristaux de lawsonite dans une métadiabase de la zone moyenne. Gross. $150\times$, L.P.



Photo 26. Métadiabase à crossite ayant subi la phase II du métamorphisme. Remarquer l'enveloppe d'actinote autour de l'amphibole bleue. Gross. 200 \times , L.P.

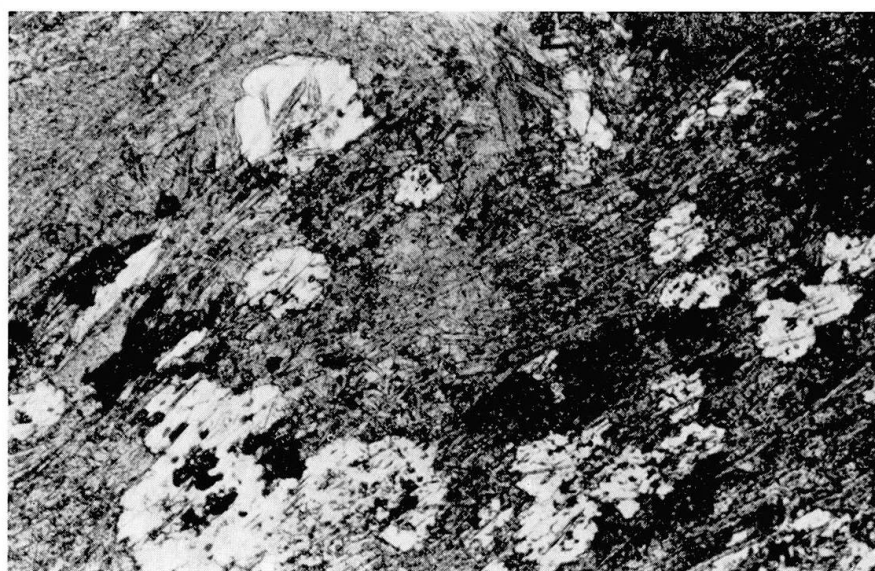


Photo 27. Schiste à glaucophane de la zone inférieure. Remarquer les porphyroblastes d'albite développés pendant la phase II du métamorphisme. Gross. 50 \times , L.N.

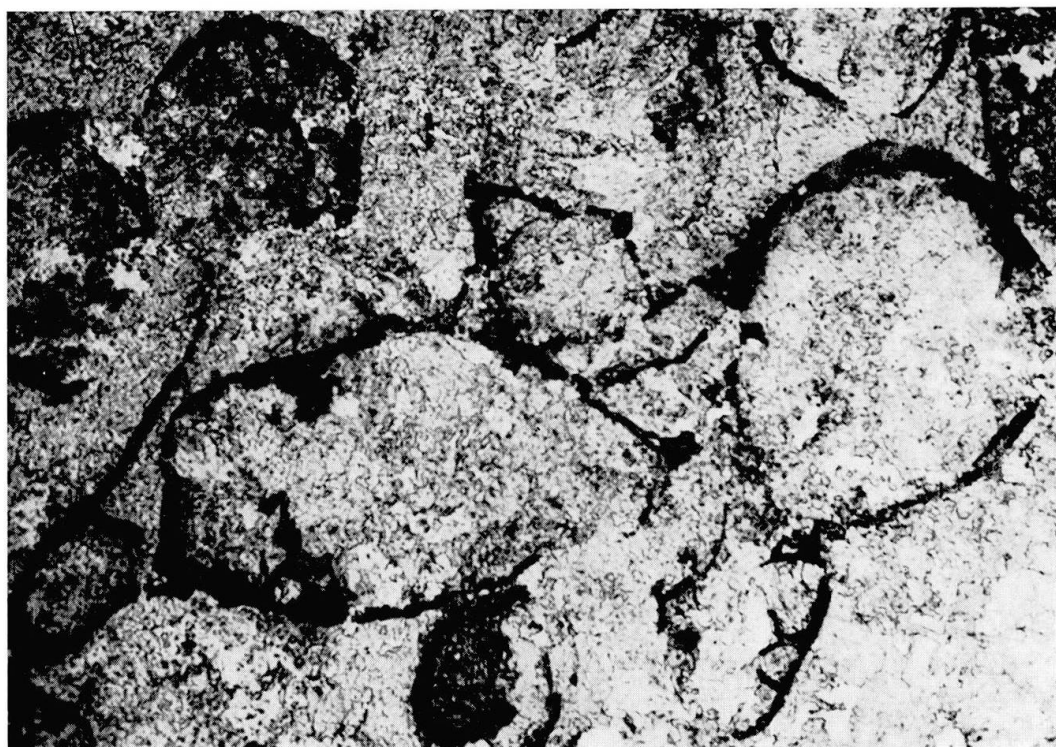


Photo 28. Marbre à aegyrine-jadéite. Remarquer les cristaux de pyroxène sodique s'ordonnant en formes circulaires. Gross. 100 \times , L.N.

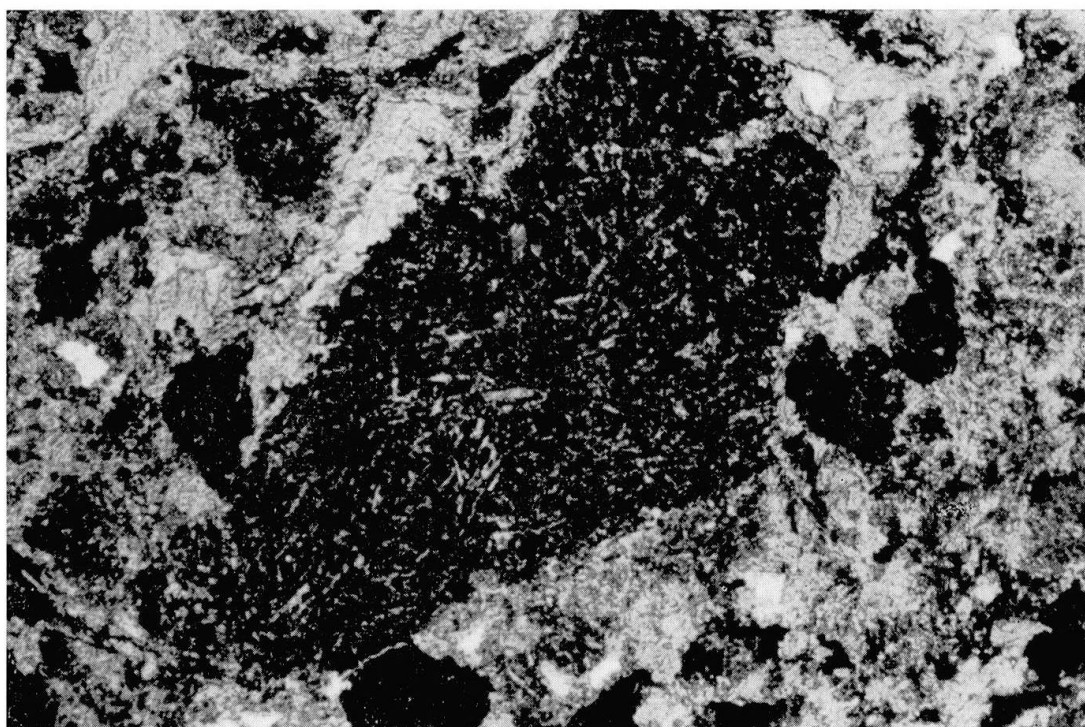


Photo 29. Métagrauwaque de la zone supérieure. Gross. 200 \times , L.N.



Photo 30. Cristaux de pumpellyite remplissant une veine dans une métadiabase.
Gross. 100 \times , L.P.



Photo 31. Cristaux fibro-radiés d'aegyrine-jadéite dans une inclusion tectonique.
Gross. 200 \times , L.P.

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE
MIHALIÇÇIK — TURQUIE

PAR ERSEN ÇOĞULU - 1966

