Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France)

Autor(en): **Pusztaszeri, Laszlo**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **49 (1969)**

Heft 3

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-38604

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Etude pétrographique du massif du Chenaillet

(Hautes-Alpes, France)

Par *Laszlo Pusztaszeri* (Genève)*)

Avec 4 figures dans le texte et 2 planches

Table des matières

Introduction 426

Situation géologique du massif du Montgenèvre 427

Aperçu historique des recherches effectuées 428

Première Partie

Chapitre I: Etude minéralogique. Les techniques expérimentales 429

Chapitre II: Description des principaux minéraux 430

Les minéraux non silicatés 430

a) Les carbonates 430

b) Les sulfures 431

c) Les oxydes 431

d) Les phosphates 432

Les silicates 432

a) Les tectosilicates 432

b) Les phyllosilicates 433

c) Les inosilicates 437

d) Les nésosilicates 438

Deuxième partie

Chapitre I: La serpentinite du Montgenèvre 439

Description pétrographique de la serpentinite 440

Chapitre II: La syénite de la Replatte du Gondran 443

Chapitre III: Les affleurements de gabbro 446

*) Institut de Minéralogie, 11, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4. Adresse actuelle: Laboratoire de spectrométrie de masse, 16, bd d'Yvoy, 1205 Genève.

Chapitre IV: Les coulées diabasiques sous-marines 450
Généralités sur la structure d'un pillow 452
Variations chimiques sur un coussin typique du Chenaillet . . . 454
Les brèches de coussin 455
Chapitre V: Les dykes de diabase dans les gabbros 456
Intrusions dans les gabbros 456
Filons de diabase de la crête occidentale du Chenaillet 457
Les dykes de diabase porphyrique sur l'arête N du Chenaillet . . 458
Chapitre VI: Les hyaloclastites 458
Chapitre VII: Roches sédimentaires liées aux ophiolites 462
Chapitre VIII: La tectonique et les relations avec les séries voisines 463
Bibliographie 464

INTRODUCTION

Le massif ophiolitique du Montgenèvre est situé à la frontière franco-italienne, entre les villes de Briançon (H.-A.) et de Cesana-Torinese (Province de Turin). Une route importante, ouverte toute l'année, donne accès au territoire étudié. Cette voie alpestre passe par le village et le Col du Montgenèvre (1850 m).

La région étudiée est limitée au N par la zone du Col, qui marque également une frontière géologique entre le Trias et les roches vertes. Au S, le torrent de la Cervereytte coule dans une dépression où les derniers affleurements de roches vertes disparaissent sous une couverture d'éboulis. A W, le massif triasique du Mont Janus limite le champ de notre étude. Quelques contacts avec les schistes lustrés peuvent s'observer dans la zone E.

Le massif ophiolitique du Montgenèvre jalonne la ligne de partage des eaux du bassin du Pô et de celui du Rhône. Son altitude élevée (1850 m à 2636 m) entraîne un enneigement prolongé et ses roches fissurées constituent un excellent réservoir qui assure, tout au long de l'année, un débit régulier à la Durance et à la Petite Doire.

La forêt composée essentiellement d'espèces alpines disparaît à l'altitude de 2100 m; à partir de là, les plantes herbacées occupent la majeure partie des surfaces fertiles. Par endroits, la composition chimique de certaines roches exclut toute végétation.

L'élevage du mouton représente la principale ressource agricole de la région, cet animal s'accommodant fort bien des maigres paturâges qu'il y trouve.

Une série de sommets dominent le massif ophiolitique: le Chenaillet, 2670 m; le Mont La Plane, 2549 m; le Grand Charvia, 2632 m, tous constitués par des diabases en coussins. La morphologie résulte de l'action différentielle du climat sur des roches de nature différente. L'érosion très active a produit, en maints endroits, de grandes pentes d'éboulis, dans lesquelles les cours d'eau ont creusé des lits aux pentes abruptes.

Divers lacs (lac du Rousseau à 2350 m, lac de Seraille à 2280 m, lac de la Chaussée à 2261 m) ont pris naissance derrière des barrages naturels provoqués par des éboulements ou des glissements de terrains.

Notons que beaucoup de vallées actuelles trouvent leur origine dans les lignes de fractures importantes nettement visibles qui aident le géologue à retracer l'histoire de la région. Son architecture comporte une série de vallées de direction NS et une ligne de crête EW formée par les sommets du Gondran, du Chenaillet, du Grand Charvia et de la Cîme Saurel. Sur les flancs de cette crête prennent naissance des torrents, d'importance secondaire, à l'exception de la Durance et de la Petite Doire.

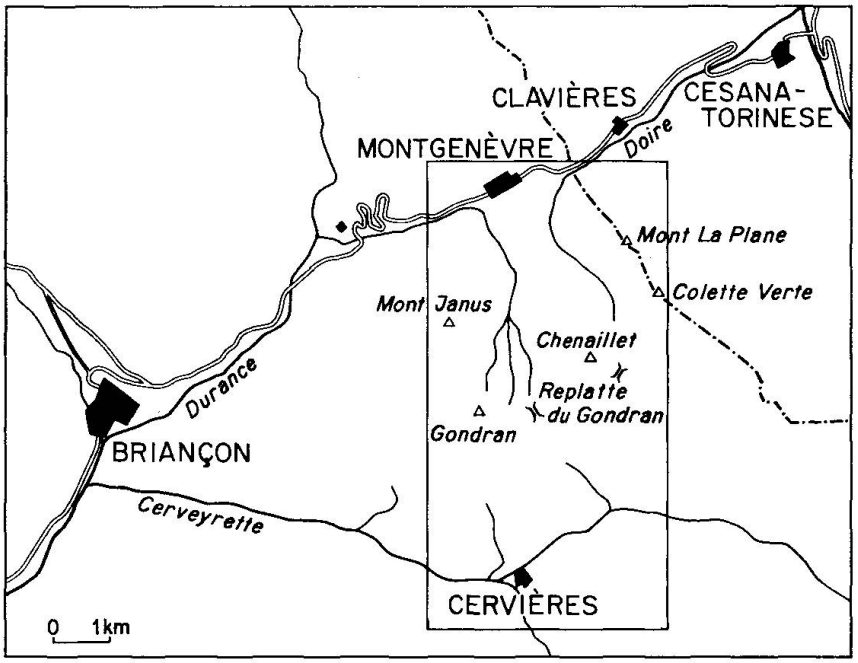


Fig. 1.

SITUATION GÉOLOGIQUE DU MASSIF DU MONTGENÈVRE

Les ophiolites du Montgenèvre se situent à la limite de la série du Gondran et des Schistes lustrés piémontais (M. LEMOINE, 1961).

La série suivante caractérise l'unité prépiémontaise du type Gondran; à la base, du Trias dolomitique, surmonté par du Rhétien calcaro-gréseux fossilifère, puis par une série calcaire considérée par M. LEMOINE comme du Lias, suivie d'une série détritique de type „flysch" d'âge incertain et enfin d'une couche irrégulière de jaspe à radiolarite; coiffant cet ensemble, nous trouvons une masse importante de roches vertes, dont les termes principaux sont des diabases en coussins (pillow-lavas), des gabbros, de la serpentinite et une grosse lentille de syénite; cette dernière affleure au Col de la Replatte du Gondran.

Les contacts entre les diverses unités n'étant pas visibles sur le terrain étudié, il n'est pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, de définir avec certitude les relations stratigraphiques existant entre les séries du Gondran et les Schistes lustrés.

APERÇU HISTORIQUE DES RECHERCHES EFFECTUÉES

Les premières mentions des roches vertes du Montgenèvre remontent au 18e siècle. Le naturaliste FAUJAS DE ST. FOND, signale dans son „Histoire naturelle du Dauphiné" (Grenoble, 1781), la présence d'une roche variolitique dans le lit de la Durance. VALMONT DE BOMARE découvre de „l'argent natif" dans un échantillon de variolite. BUFFON dans sa célèbre „Histoire naturelle des minéraux" (Paris, 1786) mentionne le „Mont Genèvre" comme étant le gisement typique de la variolite, qui jusqu'alors n'avait été trouvée que sous forme de galets dans le lit de la Durance. Dans le mémoire „Sur la géologie de la partie des Alpes comprise entre le Valais et la Durance", FOURNET décrit les roches que nous retrouvons actuellement.

ELIE DE BEAUMONT constitua une collection de roches typiques du Montgenèvre, qui furent décrites par DELESSE, en 1848. Cet auteur présente des hypothèses sur les relations existant entre les diverses roches vertes: serpentinites, gabbro et diabase.

En 1861, C. LORY conduisit une excursion de la Société géologique de France, dans la zone comprise entre le Col du Gondran et le Chenaillet. La première détermination en lame mince d'une roche du Montgenèvre est due à INOSTRANZEV. Il en donne une description et définit sa structure variolitique, dans sa communication „O Variolythye" à l'Académie des Sciences de St. Petersburg, en 1874.

MICHEL-LEVY publie en 1877 une étude pétrographique de la variolite de la Durance, complétées par les analyses chimiques. ZIRKEL procède à une étude comparée des roches de la Durance et des variolites des Fichtelgebirge. ROSENBUSCH décrit à son tour la roche variolitique.

En 1890, COLE et GREGORY font paraître, dans le Quarterly Journal of the Geological Society of London, un mémoire sur leurs recherches dans la région du Montgenèvre. Cet article, illustré de nombreux dessins des auteurs et accompagné par des analyses chimiques reprises des publications de DELESSE et SCIPION GRAS, demeure encore le travail le plus complet sur la région et constitue une excellent base pour les études actuelles.

En 1929, MASINI décrit dans un mémoire de la Société géologique italienne, les roches vertes des environs de Cesana-Torinese.

En 1953, M. VUAGNAT publie une note au sujet d'un phénomène de métasomatose dans les roches vertes du Montgenèvre. Il signale la présence d'ophi-

sphérites dans la serpentinite du Col du Chenaillet. Cette curiosité naturelle a été signalée aussi au Col des Gets par J. C. JAFFE.

Entre 1957 et 1964, MM. LEMOINE et DEBELMAS citent le massif du Mont-genèvre dans de nombreuses publications et travaillent à l'élaboration d'une synthèse tectonique de cette partie des Alpes.

PREMIÈRE PARTIE

Chapitre I

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE

Dans ce chapitre nous décrirons les minéraux constituant les roches vertes et les remplissages des filons ou des diaclases. Pour les identifier, nous avons eu recours à diverses techniques modernes de détermination.

Les techniques expérimentales

A part les méthodes optiques classiques (microscope polarisant, complété par le compteur de points et la platine de Fédoroff), nous avons utilisé aussi les méthodes suivantes:

a) *Techniques radiocristallographiques.* La caméra Debye-Scherrer nous a servi à définir un certain nombre de minéraux qui échappaient aux investigations de l'optique cristalline. Les constituants préalablement triés, au séparateur magnétique Frantz, furent étudiés en diffraction X. Lorsque la quantité de substance était faible, nous avons eu recours à la technique photographique, au moyen d'une chambre de Guinier ou parfois d'une caméra D. S. de 114,3 mm de diamètre. Les phyllosilicates ont été examinés au diffractomètre Philips, après une préparation spéciale.

b) *Analyse thermique différentielle (ATD).* Cette méthode s'est révélée fort utile dans l'étude des serpentinites, en permettant de lever plusieurs ambiguïtés. Nous exposerons d'une manière plus détaillée les résultats obtenus, ainsi que les applications à la détermination de cette classe de minéraux.

L'installation utilisée, mise au point par J. P. VERNET (Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 1964), comporte un porte échantillon en nickel pur qui est chauffé par un four SADAMEL, dont la montée de température est réglée par un mouvement d'horlogerie. Des thermocouples spéciaux „Thermocoaxes" mesurent les différences thermiques entre l'échantillon et le témon inerte (Al_2O_3). Les signaux sont mesurés par un potentiomètre Philips et un milli-voltmètre.

La mesure des températures au moyen d'un thermo-couple de marque

Thermocoaxes permet d'obtenir une précision supérieure car la soudure est protégée par une gaine insensible aux réactions chimiques et physiques provoquées par l'échantillon à haute température. Dans le système classique de mesure la soudure étant en contact direct avec la matière des réactions destructives endommagent gravement la sonde.

c) *Analyse chimique.* Le Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Genève a exécuté de nombreuses analyses quantitatives sur les minéraux et les roches du Montgenèvre. Les résultats et leurs interprétations seront donnés dans les chapitres qui suivront.

d) *Géochimie.* Une recherche géochimique a été conduite dans le but de déterminer la distribution du cuivre dans la serpentinite du Col du Chenaillet. Cette technique utilise les propriété de la dithizone et permet un dosage indicatif sur le terrain. Des vérifications qualitatives ont été effectuées par fluorescence X.

e) *Coloration des minéraux des roches.* Cette technique permet de définir les diverses espèces de carbonates, de feldspaths et de sulfates. Nous avons eu recours à cette technique soit en lame mince, soit sur des échantillons macroscopiques.

Chapitre II

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX MINÉRAUX

Les minéraux non silicatés

a) Les carbonates

Divers minéraux carbonatés ont été isolés dans le massif du Montgenèvre, principalement dans la zone des brèches de serpentinite et dans les diaclases des diabases et des gabbros.

Calcite: largement représentée dans les filonnets qui découpent la serpentinite du Col du Chenaillet (2552 m), elle montre deux phases distinctes de croissance. La première est caractérisée par le développement de grandes plages, aux clivages déformés; la seconde, moins importante, montre de petits cristaux, aux clivages non déformés. On observe parfois une direction d'allongement perpendiculaire aux épontes des filonnets dans la serpentinite. D'après nos observations, la déformation des cristaux de calcite est d'origine tectonique. Une recristallisation a suivi cette phase en provoquant le remplissage des fissures.

Dans les diaclases des gabbros et des diabases, on remarque une association fréquente de calcite, de préhnite et d'épidote.

Dolomite: ce minéral n'est présent qu'en très faible quantité dans les filons de la brèche de serpentinite, où il est plus abondant dans les parties bordières qu'au centre.

Aragonite: ce minéral associé aux minéraux des serpentinites présente une structure radiée. Sa présence a été confirmée par l'analyse thermique différentielle et par la diffraction X. L'aragonite présente une faible réaction endothermique aux environ de 400°, température à laquelle elle se transforme en calcite rhomboèdrique.

Carbonates de fer: ces minéraux colorent la calcite en brun sale. Leur présence a été notée dans les rognons calcaires des laves en coussins, ainsi que dans les argilites du Mont La Plane.

Malachite et azurite: ces carbonates sont associés à la covelline. Leurs couleurs vives les font ressortir parmi les débris de serpentinite altérée. Leur identification a fait l'objet d'une vérification au moyen des rayons X. L'affleurement de serpentinite du Col du Chenaillet présente de nombreuses traces de carbonates de cuivre.

Rhodochrosite: des traces de ce minéral ont été décelées dans les argilites du Mont La Plane, sous forme de très petits cristaux rose pâle, visibles à la loupe et dispersés dans la masse de la roche.

b) Les sulfures

Ces minéraux sont généralement présents dans la serpentinite, les ophisphérites et, parfois, dans les gabbros et les pillow-lavas. Leur identification a été effectuée soit par les rayons X, soit au moyen d'essais microchimiques.

Pentlandite et pyrrhotine: nous avons isolé ces minéraux dans quelques ophisphérites, dans les gabbros du Chenaillet et les pillow-lavas.

Covelline: elle se trouve en très fines lamelles, d'un bleu foncé dans la serpentinite altérée du Col du Chenaillet.

Les sulfures observés dans le massif ophiolitique du Montgenèvre sont très disséminés et n'offrent pas d'intérêt économique.

c) Les oxydes

Magnétite: ce minéral se présente en cristaux idiomorphes dans les diabases, les gabbros et dans la serpentinite. Nous la trouvons en petits cubes disséminés dans la roche. Sa susceptibilité magnétique, différente de celle de l'ilménite, permet de la séparer aisément. Sa solubilité dans HCl est plus grande que celle de l'ilménite.

Ilménite: elle s'altère fréquemment en leucoxène, ce qui permet, en lame mince de la différencier de la magnétite.

Un test microchimique peut être utile dans certains cas; quelques gouttes d'acide chlorhydrique déposées en solution 2N dissolvent le minéral; une goutte de cette solution est déposée dans une solution de phénol: en présence de titane, on voit apparaître une coloration rouge. Cette réaction est très sensible.

Chromite: on la rencontre en traces dans la serpentinite. En lame mince,

on n'observe pas de forme propre. Sa présence a été démontrée par des tests microchimiques sur des surfaces polies. Ce minerai, inattaquable aux acides, a été soumis à l'essai suivant: quelques fragments prélevé sur une surface polie ont été fondus après avoir été mélangé à du nitrate de sodium. Après refroidissement, la masse a été acidifiée par de l'acide sulfurique à 20%, puis l'addition de quelques gouttes de diphénylcarbazide à 1% a provoqué l'apparition d'une coloration violette caractéristique.

d) Les phosphates

Le seul représentant de cette famille est l'apatite, trouvée en grains dans la syénite de la Replatte et dans les gabbros du Chenaillet. C'est un composant accessoire.

Les silicates

a) Les tectosilicates

Quartz: ce minéral est présent dans les filonnets des gabbros, dans les grès du Charvia et dans les amygdales de certains pillows. Ce n'est qu'un minéral accessoire des roches vertes.

Népheline: ce minéral a été déterminé dans la syénite de la Replatte du Gondran. Sa distribution n'est pas uniforme au sein de la roche: les zones leucocrates en paraissent plus richement dotées.

Feldspaths: ce sont les constituants essentiels de la plupart des roches étudiées.

a) *Albite:* c'est un élément important de la syénite de la Replatte du Gondran, de la diabase et des coulées en coussins du Chenaillet, du Mont Charvia, du Mont La Plane et de la Colette Verte. Son état de conservation varie largement au sein d'une même roche et nous verrons des exemples lors de l'étude des diabases en coussins.

b) *Labrador:* ce plagioclase se présente seulement à l'état altéré. Cependant dans certains cas, il a été possible de vérifier que le feldspath originel avait une composition voisine du labrador, soit 45% An.

Les feldspaths ont été déterminés au moyen de la platine de Fédoroff, et certaines vérifications ont été faites par diffraction X.

Les zéolites: Ces minéraux sont présents dans les diaclases des roches éruptives, dans les amygdales et accompagnent parfois les minéraux d'altération. Nous avons remarqué que les zéolites des roches du Montgenèvre sont associées à la calcite, à la préhnite et à diverses autres espèces minérales.

Natrolite: on la trouve dans les diaclases des roches, accompagnée par la calcite, la préhnite et l'épidote. Les cristaux sont prismatiques, aciculaires et incolores. En lame mince, on observe les propriétés suivantes: clivage // à Ng; $2V = +60°$; biréfringence maximum 0,012. La natrolite forme souvent

de petites rosettes, dont les éléments présentent une extinction parallèle aux clivages.

Datolite: d'origine secondaire, elle accompagne quelquefois la calcite dans les fissures et les amygdales des diabases et des gabbros.

En lame mince, elle est incolore et présente un clivage parallèle à Ng. L'angle $2V = +70°$ et la biréfringence maximum atteint: $Ng - Np = 0{,}040$.

b) Les phyllosilicates

Ces minéraux, très répandus dans les roches qui nous occupent, en forment parfois la majeure partie.

Préhnite: elle remplit les diaclases et les très fines cassures des diabases et des gabbros. D'origine hydrothermale, elle se présente en petits prismes ou en rosettes disséminés dans la masse des veinules minéralisées. A l'œil nu, la préhnite est verte, parfois grisâtre; en lames minces, elle est incolore ou, en de rares cas, verdâtre. Le clivage (001), est bon et // à Np. L'angle $2V = +60°$ et la biréfringence maximum varie suivant la teneur en fer, de 0,024 à 0,028. Ce minéral présente parfois des anomalies optiques, telles que: extinction roulante et extinction incomplète. La formule stoechiométrique de la préhnite est encore discutée par de nombreux auteurs.

Kaolinite: elle provient de l'altération des feldspaths et ne forme pas de masse importante. Nous la trouvons comme minéral secondaire dans les gabbros à gros grains du Chenaillet. Sa détermination a été effectuée par les rayons X.

Talc: il apparaît dans certaines parties des serpentinites. Souvent associé à la chlorite, il forme avec ce minéral (qui provient de l'altération des pyroxènes dans les gabbros), des masses foliacées dans les fines diaclases coupant les diallagites.

Biotite: quelques paillettes de ce minéral très accessoire ont été reconnues dans la syénite de la Replatte du Gondran.

Minéraux du groupe des serpentines

Nous classons dans ce groupe les minéraux suivants:

a) le chrysotile
b) la lizardite
c) l'antigorite (non représentée au Montgenèvre)

Dans ce chapitre nous nous référons aux travaux de WHITTAKER et ZUSSMAN (1956) et de PETERS (1964). Ces auteurs ont défini les divers paramètres optiques et radiocristallographiques des minéraux des serpentines.

Au Montgenèvre, ces minéraux constituent les serpentinites et leurs brèches,

ainsi que des filonnets dans les gabbros de la Replatte. La zone ophiolitique étudiée étant peu métamorphique, il est naturel que l'antigorite en soit absente.

a) Chrysotile : Ce minéral se présente sous deux types distincts, toutes les deux fibreuses, mais de caractères optiques différents.

a) *chrysotile α:*

propriétés optiques: Ng-Np = 0,008 env. 2 V très petit
teintes de pléochroïsme: Ng – vert pâle-incolore, Np – jaunâtre-incolore
allongement: négatif
extinction: droite
signe optique: négatif

habitus: fibreux, formant des rubans entre les mailles de la serpentinite. Les fibres sont transverses par rapport à l'allongement de la veine. Parfois le remplissage est constitué par deux rangées de fibres transverses imbriquées.
La présence d'impuretés modifie les teintes de pléochroïsme. La magnétite en trace provoque des teintes anormales allant du jaune verdâtre au vert-bleu pâle. Ce dernier phénomène est rare et il n'a pas été observé sur les échantillons provenant du terrain étudié.

b) *chrysotile γ:*

propriétés optiques: Ng-Np = 0,009–0,010 2 v très petit
pas de pléochroïsme observable
allongement: positif
extinction droite: droite
signe optique: positif

habitus: fibreux ou pseudo-massif. Le chrysotile γ forme parfois des rubans à travers la roche ultrabasique. Ces bandes polarisent dans des teintes plus élevées que celles du chrysotile α. En outre, la variété γ présente souvent des plages de fibres intimément entrelacées et constitue la masse principale de la roche. Seul le fort grossissement permet de distinguer les fibres de la variété γ.

Le chrysotile γ se divise en deux espèces cristallisant dans les systèmes suivants :

— système orthorhombique: orthochrysotile
— système monoclinique: clinochrysotile (variété la plus courante)

La distinction entre ces deux espèces n'est possible que par les rayons X. Le broyage du chrysotile massif provoque l'apparition de fibres de chrysotile monoclinique.

A titre indicatif, nous donnons ci-dessous les plans de réflexion caractéristiques de ces deux espèces:

orthochrysotile		clinochrysotile	
d Å	(hkl)	d Å	(hkl)
2,35	203	2,59	201
2,153	204	2,21	204
1,512	402	1,312	402
1,32	208		

diam. caméra: 114,3 mm, anti-cathode: FER

La présence de la raie à 1,512 Å permet de différencier les deux espèces.

L'analyse thermique différentielle (ATD) fournit des résultats intéressants et caractéristiques dans la détermination du chrysotile γ: on note une réaction endothermique à 680° et une violente réaction exothermique dont le maximum se situe aux environs de 790°. Cette méthode ne permet pas de distinguer l'orthochrysotile du clinochrysotile.

Nous avons répété l'expérience signalée par WHITTAKER, en analysant aux rayons X, le résidu de l'échantillon chauffé à 900°. Le diagramme obtenu montre les réflexions caractéristiques de la forstérite.

b) Lizardite: Ce minéral provient de la transformation du pyroxène. On a longtemps considéré, avant les travaux récents de WHITTAKER et ZUSSMAN (1956), que la bastite provenait de la pseudomorphose du pyroxène par l'antigorite. D'après les recherches actuelles, le produit de cette transformation est un autre minéral du même groupe: la lizardite. Les diagrammes ATD permettent de le distinguer du chrysotile et de l'antigorite. La structure de la lizardite a été déterminée par WHITTAKER et ZUSSMAN sur des échantillons de serpentinites provenant de la presqu'île de Lizard (Cornouailles). Les constantes réticulaires suivantes sont actuellement admises.

$$a_0 = 5{,}31 \text{ Å}; \qquad b_0 = 9{,}2 \text{ Å}; \qquad c_0 = 7{,}31 \text{ Å} \qquad \beta = 90°$$

Dans les serpentinites du Montgenèvre la lizardite est facile à distinguer à la loupe ou à l'œil nu, sur une cassure fraîche. En lame mince, ses propriétés optiques permettent de la différencier des autres minéraux des serpentines.

$Ng - Np = 0{,}009$; $2V = +40°$; allongement: positif
teinte de pléochroïsmes: Ng – vert pâle
Np – jaune miel

D'autre part, quand la pseudomorphose affecte le diallage, on remarque que les clivages de la lizardite s'orientent parallèlement aux clivages (100) du pyroxène.

Aux rayons X, la distinction entre le chrysotile et la lizardite demeure néanmoins difficile, car les positions et les intensités des réflexions sont très voisines des unes des autres. Il n'est pas possible de définir quantitativement les proportions respectives de ces deux minéraux. Signalons cependant que les réflexions respectives de l'antigorite (non présente au Montgenèvre) et de la lizardite diffèrent en intensité et en position. Dans ce dernier cas, il est facile de les séparer dans un même échantillon.

Nous donnons dans ce chapitre, deux diagrammes synoptiques, montrant les caractéristiques propres aux minéraux des serpentinites.

Chlorites: elles occupent un place importante parmi les diverses roches du massif ophiolitique. Les principales variétés déterminées seront énumérées ci-dessous.

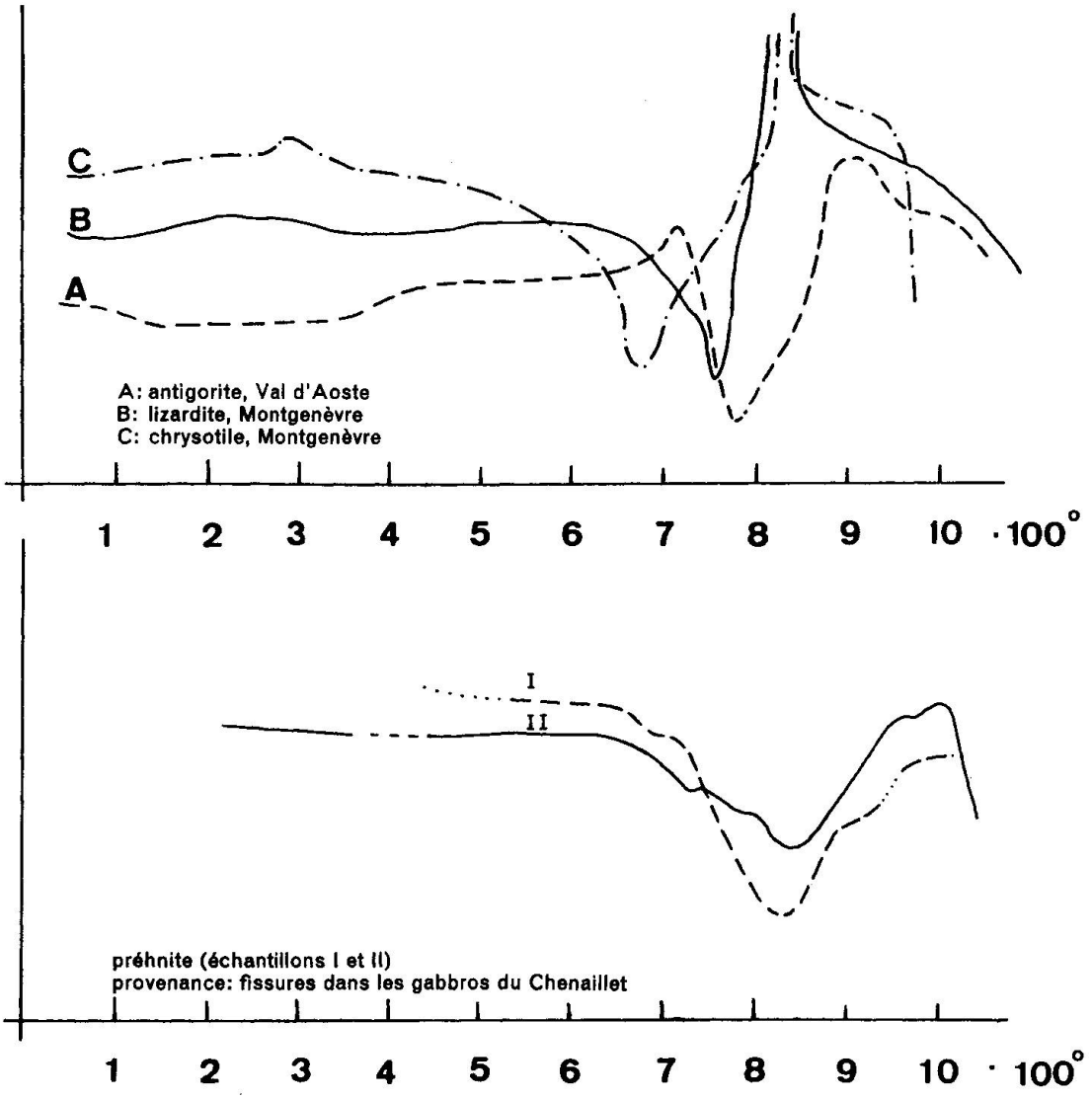


Fig. 2. Diagramme d'analyse thermique différentielle.

Clinochlore: on le trouve principalement dans les brèches serpentineuses, les gabbros et la brèche de diabase du Chenaillet. Polarise dans les gris du premier ordre. $Ng - Np = 0{,}004$. Allongement négatif. Extinction presque droite.

Pennine: gisement semblable à celui du clinochlore. Polarise souvent dans des teintes anormales: bleu violacé. Parfois quasi-isotrope, elle constitue un minéral important des brèches de pillow-lavas. Biréfringence: très faible. Extinction: droite.

Amésite: la présence de cette chlorite verte à incolore, a été décelée dans les bords des ophisphérites et de la brèche de pillow-lavas en contact avec la serpentinite du Col du Chenaillet. Son identification a été vérifiée par les rayons X.

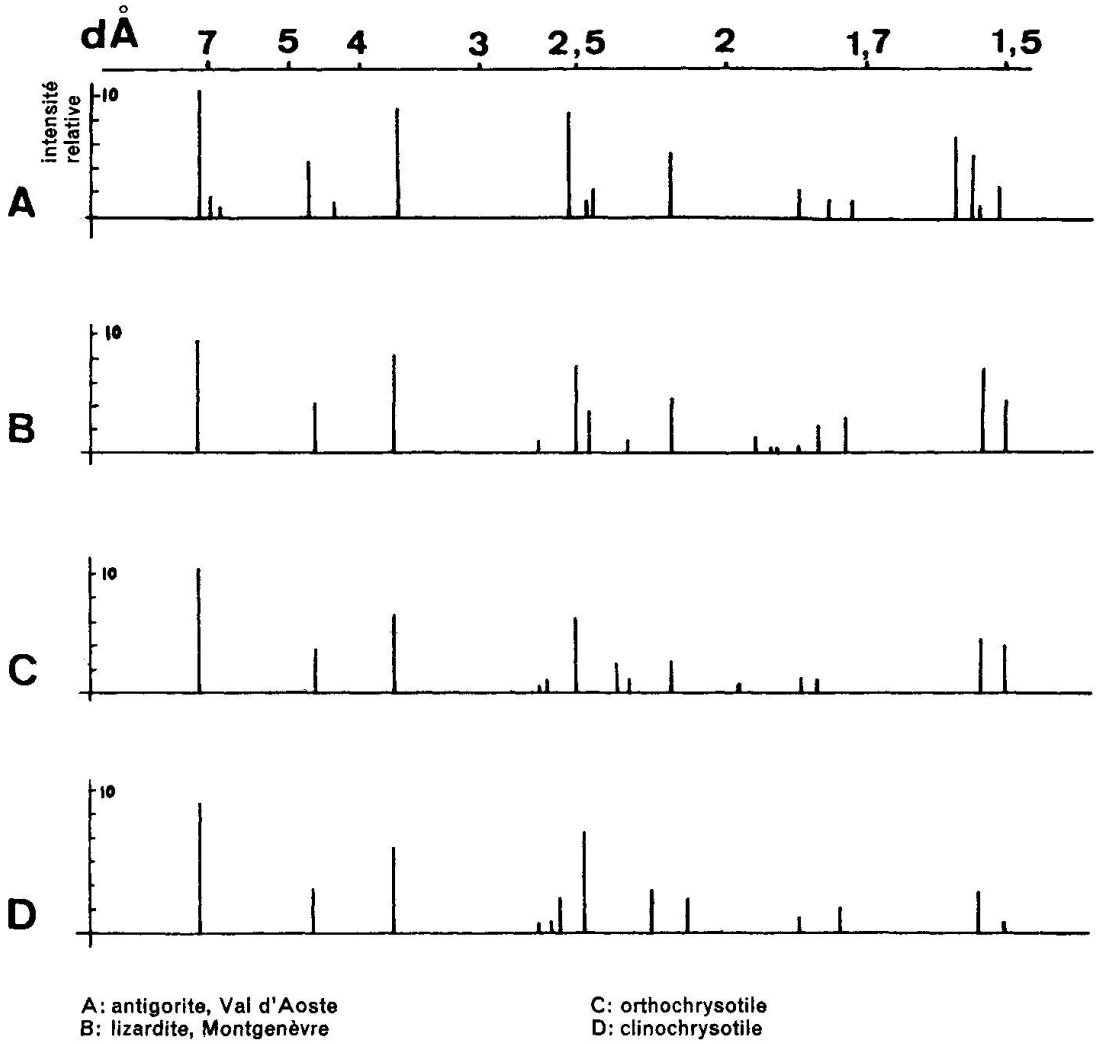


Fig. 3. Diagrammes de diffraction x = (Caméra de Guinier, Fe, air).

c) Les inosilicates

Ces minéraux forment une partie importante des roches éruptives du Montgenèvre. Leur état de conservation varie suivant le mode de gisement.

Groupe des pyroxènes

Augite: ce minéral est présent dans certaines diabases en coussins, ou encore dans des dykes diabasiques.

Teintes de polarisation à la fin du premier ordre; $Ng - Np = 0{,}026$; angle d'extinction: $Ng \wedge c = 40° - 43°$; allongement positif; $2V = +50°$. Ce minéral s'altère le plus souvent en actinote, en hornblende verte, etc.

Diallage: ce minéral ne diffère de l'augite que par la présence d'un clivage supplémentaire (100), très fin. Dans les gabbros du Chenaillet, on observe des

cristaux de pyroxène de taille remarquable; le diallage comporte des individus dont la longueur atteint quelque 10–15 cm. Cette particularité de cristallisation, et la nature de ce gabbro ont fait déjà le sujet de plusieurs monographies de la part d'auteurs tels que: HAUY, DELESSE, MICHEL-LEVY, LACROIX.

Certains cristaux de diallage présentent le long de leurs plans de clivages des cristaux minuscules d'ilménite.

Groupe des amphiboles

Hornblende verte: on la rencontre dans le gabbro et la syénite de la Replatte.

Teintes de pléochroïsme:
suivant Ng – vert: $Ng \wedge c = 21°$
selon Np – vert-incolore: $Ng - Np$ = parallèlement à Nm – vert pâle.

Nous avons observé un peu de hornblende brune dans le gabbro écrasé du Rocher de l'Aigle, ainsi qu'un membre de la série trémolite-actinote dans certaines diabases et dans le gabbro altéré. Ce dernier minéral forme de fines aiguilles presque incolores.

Dans la catégorie des amphiboles sodiques, il faut citer la riebeckite dans la syénite de la Replatte. Elle possède des teintes de pléochroïsme intenses et caractéristiques.

selon Ng – bleu: $Ng - Np = 0{,}006$
suivant Np – jaune: $Ng \wedge c = 5–7°$
parallèlement à Nm – jaune vert pâle

d) Les nésosilicates

Epidotes: Les variétés rencontrées sont la zoïsite, la clinozoïsite et l'épidote s. str.

1. épidote s. str. $Ng - Np = 0{,}040$ à $0{,}045$; dans les filons de de diabase
2. clinozoïsite $Ng - Np = 0{,}020$
3. zoïsite $Ng - Np = 0{,}006$; dans les gabbros altérés

Ces minéraux sont répandus dans un grand nombre de roches du massif, où leur présence est liée aux phénomènes métasomatiques qui ont affecté les roches (albitisation, saussuritisation).

Hydrogrenat: les parties centrales des ophisphérites du Col du Chenaillet, contiennent parfois un grenat dont les caractères optiques sont difficilement déterminables et que nous avons défini au moyen des rayons X. Par comparaison avec les données publiées, ce minéral paraît faire partie du groupe des hydrogrenats. L'examen des diagrammes de rayons X montre que ce minéral cubi-

que possédait une maille élémentaire de longueur comprise entre 11,8 Å et 11,9 Å. Il s'agirait là, d'un hydrogrossulaire nommé hibschite.

Zircon: ce minéral particulièrement abondant dans la syénite, forme des prismes de teinte rosée, idiomorphes, à extinction droite. Il a permis de dater la syénite de la Replatte: la discussion de l'âge de cette roche sera exposée dans un chapitre ultérieur.

DEUXIÈME PARTIE

Rappelons que le massif ophiolitique du Montgenèvre constitue l'ensemble alpin le plus important à caractère peu métamorphique. Les roches qui le forment sont représentées par les espèces suivantes: gabbro, serpentinite et coulées de diabase en coussins.

Chapitre I

LA SERPENTINITE DU MONTGENÈVRE

La partie française du massif ophiolitique présente en trois points des affleurements de serpentinite:

a) la Replatte du Gondran, au départ de l'arrête du Chenaillet;
b) Col du Chenaillet;
c) Flanc nord du Mont La Plane.

a) A la Replatte du Gondran, nous trouvons un affleurement de roche ultra-basique entièrement transformée en serpentinite. Cette roche a subi d'intenses déformations mécaniques qui l'ont écrasée; elle présente un aspect terreux et une couleur presque noire à reflets verdâtres. Elle contient de nombreux filonnets remplis de matière vert clair. Cet affleurement est limité à W par des éboulis récents, au S par la syénite décrite au chapitre II, au NE, l'éboulis de gabbro du Chenaillet recouvre le contact. Son extension ne dépasse pas une centaine de métres carrés.

On n'observe nulle part de passage continu de la roche ultra-basique au gabbro ou à la syénite; le contact se perd sous la couverture quaternaire.

Notons encore que ce gisement ne contient ni ophisphérites, ni indices de minéralisation de cuivre, comme c'est le cas pour le gisement du Col du Chenaillet.

b) Le gisement du Col du Chenaillet est le plus important. A l'intérieur d'un périmètre de quelques 150 m de rayon, on trouve cinq pointements principaux

permettant d'étudier plusieurs variétés de serpentinite. Il convient de citer en premier lieu, un banc massif de serpentinite situé au Col même, entre une masse de brèche de coussins et un dyke de diabase albitique grossière.

Sur le flanc S du Col du Chenaillet, se trouve en dessous du point précédent une roche verdâtre, dure, ayant l'aspect d'une serpentinite. Elle contient des fragments de taille variée dont certains sont des ophisphérites.

Rappelons que les ophisphérites sont des éléments de nature généralement diabasique ou gabbroïque, pris dans une matrice serpentineuse. Ces fragments ont subi une métasomatose intense, se traduisant par l'apparition de zones concentriques, de couleurs différentes (cf. VUAGNAT, 1953). La description de ces fragments fera l'objet d'un mémoire séparé. Notons que la majeure partie des ophisphérites se trouve dans une serpentinite terreuse et friable qui affleure en direction NE–SW et qui détermine l'existence du Col du Chenaillet (entre le Chenaillet et le Charvia).

On remarque de petits bancs de brèche de serpentinite à ciment calcaire, qui ressortent de cette masse meuble. En outre, on relève l'existence de carbonates de cuivre. Comme nous l'avons dit, cet affleurement est limité à l'E par un banc puissant de brèche de coussins; le contact entre les deux roches est bien visible. Signalons que sur l'épaisseur de quelques décimètres, la brèche a subi au contact de la serpentinite, une action métasomatique analogue à celle qui a donné naissance aux ophisphérites.

Plus à l'E, en contrebas du Col, nous rencontrons une masse importante de serpentinite massive, mais présentant un débit en boules. Ces structures plus ou moins sphériques ne montrent pas de variations radiales; il ne s'agit là que d'une structure d'origine tectonique que l'on observe assez souvent dans les serpentinites. Au contact de ce dernier pointement, on observe une brèche de serpentinite calcitisée, assez analogue à celle qui ressort de la serpentinite terreuse, mais avec un ciment calcitique moins important.

Le troisième gisement de notre terrain forme deux pointements, situés à une trentaine de mètres l'un de l'autre, sur le flanc NW du Mont La Plane. Cet affleurement dont l'extension est restreinte (quelques mètres à peine), sort d'un éboulis de blocs de diabase en coussins. Il est donc impossible de connaître les relations de la roche ultrabasique et des terrains encaissants. La serpentinite, noire et massive, ne présente pas de caractères particuliers. Remarquons pour terminer que les blocs de serpentinite qui se trouvent dans la Vallée de la Cervereytte, au S du Chenaillet ne sont pas en place, mais font partie d'une masse glissée provenant de la zone de la Replatte du Gondran.

Description pétrographique de la serpentinite

Nous avons choisi des spécimens représentatifs de la roche ultrabasique. Nous donnerons ci-dessous une description des variétés rencontrées.

Serpentinite de la Replatte du Gondran

Il s'agit d'une roche sombre presque noire à reflets verdâtres, ayant subi une déformation d'origine tectonique. En lame mince apparaît une structure cellulaire. Les éléments constitutifs de la roche ont été décrits dans le chapitre consacré aux minéraux des serpentines (p. 433).

La masse de la roche se divise en petits ilôts séparés par des veinules formées de fibres transversales, d'allongement et de signe optique négatifs. La teinte propre du minéral est verte à incolore par place. Il s'agit là de chrysotile α.

Le minéral qui constitue les ilôts est en revanche du chrysotile γ, formant des plages aux fibres entremêlées. Parfois ces dernières contiennent des grains de chromite ou d'ilménite.

Des rubans plus larges que les veinules de chrysotile α, parcourent la roche. Ils sont constitués de fibres de chrysotile γ, ayant une biréfringence supérieure à celle de la variété α; en effet, ces rubans polarisent souvent dans le jaune-orangé du premier ordre. L'allongement et le signe optique sont positifs.

Signalons encore la présence d'une chlorite quasi-isotrope qui remplit les interstices entre les fibres de chrysotile γ.

La transformation de la roche ultrabasique a été complète, on n'observe ni reste d'olivine, ni relique de pyroxène. Il est aussi intéressant de noter l'absence de plage de lizardite (bastite des anciens auteurs) provenant de la serpentinisation du diallage. On pourrait attribuer cette absence aux déformations mécaniques intenses que cette roche a subi. Mais nous pensons que la roche primaire était une dunite, donc dépourvue de pyroxène, et non une wehrlite, comme c'est probablement le cas au Col du Chenaillet.

Serpentinite du Col du Chenaillet

Il s'agit d'une roche massive, de couleur vert foncé, parcourue de veinules de chrysotile jaune.

En lame mince, on observe une structure réticulée, dont les mailles sont plus grandes que celles de la serpentinite de la Replatte du Gondran.

Les minéraux constituant la roche sont les mêmes que ceux décrits au paragraphe précédent, avec en plus la lizardite pseudomorphosant des cristaux de diallage déformés. Le chrysotile γ forme la partie centrale des mailles; il se présente en fibres très fines entrelacées. Cette variété de serpentine forme également des rubans dont la biréfringence est plus élevée que celle des veinules de chrysotile α.

La variété α remplit les espaces entre les mailles. Sa biréfringence et la disposition des fibres transverses sont caractéristiques. Nous remarquons parfois un dédoublement longitudinal dans ces veinules de chrysotile; en effet, les

fibres sont disposées en deux bandes parallèles, de part et d'autre d'une ligne médiane quasi-isotrope.

Prises dans cette masse, des reliques de cristaux de diallage, souvent tordus, pseudomorphosé par de la lizardite, polarisent dans le blanc du premier ordre. Les clivages primaires du „diallage" sont remplis par du chrysotile α.

Des minéraux opaques forment des amas aux contours lobés. Il s'agit probablement de chromite et d'ilménite. Ce dernier minéral constitue parfois des trainées opaques, soulignant le contour des mailles de la roche ultrabasique.

L'analyse chimique de la serpentinite donne les résultats suivants:

SiO_2	39,60
TiO_2	0,11
FeO	1,90
Fe_2O_3	4,90
CaO	1,30
MgO	35,40
K_2O	0,00
Na_2O	0,00
MnO	0,02
P_2O_5	0,00
H_2O	12,55
insol.	1,70
	99,48

Echantillon: serpentine massive
Col du Chenaillet
Analyste: P. Mermier, Genève

L'analyse correspond à celle d'une serpentinite classique.

La fraction insoluble est constituée par de la chromite.

Brèche de serpentinite à ciment calcaire du Col du Chenaillet

Sortant de la masse informe de serpentinite terreuse, apparaissent des bancs d'une roche noirâtre, broyée, dont les fragments sont consolidés par un ciment calcitique de couleur grise. Par place des veines de chrysotile α colorent la roche. En lame mince les fragments de taille variable, présentent l'aspect caractéristique d'une serpentinite. On retrouve la structure réticulaire, les minéraux décrits ci-dessus, la lizardite est également présente. Nous avons là, une serpentinite classique qui a été broyée, puis consolidée par un ciment calcitique bien cristallisé. On remarque, par places, la présence de deux phases de cristaux de calcite. Les individus de la première génération sont déformés, tandis que ceux de la seconde montrent des clivages rectilignes.

Ces observations sont valables pour le petit gisement situé en contrebas du Col du Chenaillet, en direction NE. Dans ce dernier pointement, il semble même que l'on passe par endroits à une serpentinite broyée, parcourue par des filonnets de calcite ressemblant à certaines ophicalcites.

En conclusion, le ciment calcitique, nettement secondaire, et ne contenant aucune trace d'organismes fossiles, n'est pas d'origine sédimentaire. Il semble être le résultat d'une précipitation chimique à partir de solutions provenant des roches voisines en voie d'altération.

Chapitre II

LA SYÉNITE DE LA REPLATTE DU GONDRAN

Au col situé entre le Chenaillet et le sommet des Anges, à l'altitude de 2392 mètres, affleure sur environ 40 m × 50 m, une roche claire, identifiée comme de la syénite, qui contraste avec la serpentinite et les gabbros environnants.

Cette roche a été utilisée pour la construction de la route militaire du Gondran, ainsi que pour les fondations de la cabane de douaniers, située au Col de la Replatte.

Lacroix cite la présence de cette roche et donne les résultats d'une analyse chimique dans son ouvrage intitulé „Minéralogie de Madagascar".

Des diaclases verticales, d'orientation NW–SE, séparent des zones plus massives sans fissures aucunes. A l'œil nu, on observe des variations de couleur, de grain et d'altération, qu'il est difficile de suivre sur une grande distance, la roche ayant subi des déformations mécaniques dans sa partie superficielle.

Les roches encaissant l'affleurement de syénite sont les suivantes:

— au N et à l'E, la serpentinite, très altérée, décrite aux pages 439–441. La roche ultramafique sépare la syénite du gabbro, formant l'arête W du Chenaillet;
— au N, le gros massif de gabbro éboulé domine le Col;
— au SW, des éboulis recouvrent la syénite.

Les contacts roche encaissante-syénite n'étant pas visibles sur le terrain, il est impossible de vérifier si la roche leucocrate entre vraiment en contact avec le gabbro, ou si elle est complètement entourée par la serpentinite.

La syénite montre par endroits des passées dont la composition semble être monominérale, sur lesquelles nous reviendront plus loin. Ces zones disposées au hasard dans la roche, possèdent une structure d'allure variolitique et prennent par altération un aspect caverneux. La distribution inégale des minéraux mélanocrates entraîne des variations locales de coloration. Un échantillon frais prélevé dans une zone représentative de la roche a été examiné en lame mince, avec les résultats suivants, obtenus par comptage.

Minéraux essentiels		Minéraux accessoires	
albite	74%	apatite	
Quartz	5%	calcite	
Hornblende verte	12%	épidote	
		sphène	9%
		zircon	
		magnétite	
		chlorite	

Sous le microscope, cette roche présente une structure se rapprochant de la structure panidiomorphe grenue.

Albite: en prismes trapus, le plus souvent idiomorphes et formant la majeure partie de la roche, cette albite est fortement mâclée selon la loi de l'albite, en lamelles très fines. Les autres types de mâcles sont rares.

Sa composition déterminée par les méthodes optiques ordinaires se situe entre 3 et 5% An. Ce résultat est confirmé par la méthode de la platine universelle de Fédorov et par un diagramme Debye-Scherrer. D'autre part, les indices de réfraction mesurés par rapport au baume de Canada, permettent de trouver le signe de l'extinction et d'éliminer la solution „andésine" (35% An). Notons que LACROIX (p. 395, ouvrage cité) parle de 9% An. Les plages de feldspath, d'allure très fraîche, contiennent des poussières indéterminables.

Quartz: en plages arrondies, allotriomorphes, remplissant nettement des cavités entre les cristaux d'albite.

Hornblende verte: en cristaux idiomorphes, présentant un pléochroïsme très marqué de teintes, verte selon Ng; incolore selon Np. L'angle d'extinction maximum est de 20° (Ng ∧ c) et Ng − Np = 0,018; ce minéral est très dispersif.

En outre, on remarque quelques cristaux d'*épidote*, de *diopside* et de *zircon* disséminés dans la roche.

Composition chimique

Un échantillon prélevé dans la zone représentative de la roche a été analysé au Laboratoire de Minéralogie de Genève, par les soins de Mme G. KRUMMENACHER. Les résultats suivants ont été obtenus, que l'on peut comparer à ceux de LACROIX (Minéralogie de Madagascar, t. II, p. 395).

Echantillon: syénite de la Replatte Analyste: Mme G. Krummenacher		Col des Serailles (échantillon récolté par P. Termier
SiO_2	66,02	66,62
TiO_2	0,05	0,36
P_2O_5	0,03	0,05
Al_2O_3	16,39	16,65
Fe_2O_3	0,68	1,58
FeO	1,22	1,41
MnO	0,01	–
MgO	1,66	1,51
CaO	1,47	2,06
Na_2O	11,57	8,48
K_2O	0,02	0,06
H_2O	0,52	1,10
	99,85	100,05

Eléments présents non dosés quantitativement: Zr, Sr, Cr, Ni

Paramètres de Niggli pour l'échantillon analysé à Genève

al = 36,5	si = 251	k = 0
fm = 15	ti = 1	mg = 0,62
c = 6		c/fm = 0,39
alk = 42,5		

Comparons ces valeurs à celles d'une syénite classique par exemple, données ci-dessous:

al	= 30	si	= 180	k	= 0,5
fm	= 30	ti	= 0,8	mg	= 0,4
c	= 12,5			c/fm	= 0,4
alk	= 27,5				

Nous constatons que la syénite de la Replatte diffère par sa nature des syénites classiques, car le paramètre k est beaucoup plus petit que dans ces dernières (0 au lieu de 0,5). Ce fait est confirmé par l'examen des lames minces, on note une absence quasi-totale de feldspaths potassiques. Rappelons que le plagioclase (0–8% An) forme environ les 74% de la roche.

Cette roche présente donc des particularités pétrographiques; elle peut être classée comme une variété aplitique sodique de syénite.

Age de la syénite de la Replatte du Gondran

Au cours des années 1963 et 1964, MM. R. Chessex et D. Krummenacher, de Genève, ont procédé à des mesures d'âge de la syénite. Plusieurs échantillons furent prélevés sur l'affleurement de la Replatte. Deux d'entre eux furent analysés, selon trois méthodes: 1. méthode du plomb total, 2. méthode des „radiations damage" ou dégâts d'irradiation, 3. méthode potassium/argon.

1. Cette technique a montré que les zircons de la syénite présentaient une radioactivité très faible, car les teneurs en uranium et thorium étant de 284 ppm et 166 ppm, U/Th = 0,58, l'échantillon ne donnait qu'une radioactivité de 118 alpha/mg. h. Par comparaison de cette valeur avec celles obtenues sur d'autres syénites, cette faible activité semble confirmer que la syénite de la Replatte dérive d'un magma basique. Nous discuterons cette dernière hypothèse dans les conclusions de ce chapitre.

2. Les résultats suivants ont été obtenus par la méthode des dégâts d'irradiation.

Echantillon	Th/U	c_0 Å	*Age en million d'années*
A	0,58	5,9828	101 m.a.
B	0,58	5,9841	140 m.a.

Ces âges ne sont pas concordants et pourtant les échantillons prélevés proviennent du même gisement.

3. La méthode potassium/argon a été appliquée à la hornblende verte de la syénite. Les âges suivants ont été trouvés.

A	âge 114 m.a.
B	âge 142 m.a.

Les deux échantillons examinés montrent deux groupes de valeurs données par des mesures sur des types de minéraux distincts.

Conclusions

Nous avons examiné la roche au microscope et nous nous sommes aperçu que celle-ci présentait de grandes variations: son indice de coloration, sa structure subissent des changements suivant l'échantillon choisi sur le gisement; il s'agit sans nul doute, d'une roche hétérogène. En outre, sa faible radioactivité (118 α/mg. h.) laisse supposer que son origine doit être recherchée dans les magmas basiques. La présence du gabbro nous pousse d'autre part, à envisager une recristallisation éventuelle de celui-ci? Ou s'agit-il peut être d'une ségrégation leucocrate du gabbro? Le manque de preuves permettant d'étayer une hypothèse valable nous fait hélas défaut.

Remarquons pour terminer, que les résultats géochronométriques ont montré que les zircons, très sensibles au métamorphisme, n'ont presque pas été touchés, il semble donc peu probable que l'albite de la syénite soit due à l'action d'un métamorphisme local d'âge alpin.

Chapitre III

LES AFFLEUREMENTS DE GABBRO

La partie française du massif du Montgenèvre présente deux affleurements de gabbro.

a) sur l'arête SW du Chenaillet;
b) au fond du vallon du Lac de la Chaussée, entre le Rocher de l'Aigle et le Chenaillet.

a) *Le gabbro du Chenaillet:* cette roche forme l'arête SW du Chenaillet, depuis la Replatte du Gondran jusqu'à la cote 2480 m. Le terrain étant très découvert, les affleurements sont beaux. On note cependant qu'il y a, en plusieurs points des écroulements sur place, qui ont modifiés le mode de gisement primaire de la roche.

Ni au toit, ni au mur du gisement, nous n'avons observé de contact direct avec la roche encaissante. Les parties de gabbro les plus proches de la serpentinite de la Replatte présentent, toutefois, des veinules remplies de chrysotile, phénomène qui peut être en relation avec la proximité de la roche ultrabasique. Le contact supérieur du gabbro avec les laves en coussins, qui forment la pyramide sommitale du Chenaillet, est masqué par de l'éboulis sur environ quatre mètres. Il faut noter que le gabbro ne présente aucune modification au voisinage du contact et que les premiers pillows que l'on rencontre au-dessus montrent les marques évidentes d'une déformation mécanique. Au N comme au S, les contacts sont entièrement recouverts par des éboulis de pente.

La majeure partie du gisement est constituée par le gabbro à grain moyen légèrement altéré. A l'intérieur de cette masse, on note diverses variétés différant par leur composition et leurs structures.

Description: *passée pegmatitique:* à très grands cristaux de diallage et de feldspath saussuritisé;
passée leucocrate: de caractère anorthositique;
ségrégation mélanocrate: formée presque uniquement d'éléments ferromagnésiens chloritisés.

Il est très difficile de voir quelles sont les raisons qui régissent la distribution de ces différentes variétés. En certains points, il semble que les parties mélanocrates et leucocrates forment des bandes parallèles, qui seraient en relation avec une structure primaire rubanée. Notons enfin, que les filonnets et filons de diabase d'épaisseur variable recoupent le gabbro.

b) Le second gisement de gabbro forme un affleurement allongé situé dans *le vallon du Lac de la Chaussée,* à l'E du Chenaillet.

Comme pour le gisement précédent, il n'y a pas de contact visible entre le gabbro et les roches voisines qui sont des brèches de diabase en coussins et des pillow-lavas.

Cette masse injectée par la diabase en dykes d'épaisseur variable, présente dans sa partie supérieure, une variété particulière que nous n'avons rencontrée nulle part ailleurs. Il s'agit d'une roche à structure de flaser-gabbro et sans doute d'origine tectonique.

Examen microscopique d'un gabbro à grain moyen. Chenaillet W

La roche présente, à l'œil nu, une texture hypidiomorphe grenue. La masse du gabbro est formée par des cristaux de plagioclase en voie de saussuritisation, parcourus par de fines veinules vertes; l'éclat du plagioclase est terne, laiteux et ses clivages se manifestent à peine sur les cassures fraîches. En revanche, des cristaux de diallage brun montrent des clivages nets.

Au microscope, on voit de grands cristaux allotriomorphes de feldspath, sans clivages bien marqués. Il s'agit de plagioclase en voie d'altération, sous forme d'une mosaïque de grains très fins d'albite, de zoïsite, de carbonate, mélange correspondant à la saussurite classique. On trouve parfois quelques houpes de préhnite disséminées dans la roche. En lumière naturelle, la couleur du feldspath altéré est brun clair à gris. De fines inclusions de minéraux opaques sont réparties dans la roche.

De grandes plages de diallage, relativement frais, très faiblement brunâtre, sont entourées d'une fine bordure d'amphibole vert pâle. Le diallage ne présente pas de pléochroïsme, les clivages (100) sont visibles. Le minéral polarise dans les teintes bleues du deuxième ordre ($Ng - Np = 0{,}022$).

L'amphibole qui forme une mince bordure autour du pyroxène est pléochroïque suivant les teintes ci-dessous:

Ng: vert très pâle; Np: incolore; Nm: jaunâtre. Sa biréfringence maximum est d'environ 0,024. Dans les gabbros fortement ouralitisés et saussuritisés, le développement de l'amphibole est plus important. On remarque qu'à l'amphibole verte décrite ci-dessus, s'associe une amphibole incolore, du type actinote-trémolite.

Gabbro à grain moyen altéré. Chenaillet W

Le gabbro examiné précédemment s'altère en une roche où le plagioclase primitif a été remplacé par un mélange d'albite et carbonate et le diallage n'apparaît plus qu'en traces. Le remplacement est quasi-complet. A l'œil nu, la roche se présente sous forme d'une masse verdâtre où l'on ne voit plus que quelques taches blanches laiteuses. La structure est grenue; les formes primitives des cristaux ont été arrondies. Nous avons une roche tachetée du fait de la présence des minéraux verts, liés entre eux par des veinules de même couleur.

Les minéraux constituant cette roche sont de l'albite, un mélange d'actinote, de zoïsite, de carbonate et de chlorite. On note encore la présence d'une amphibole verte, de l'apatite, du stilpnomélane et de divers minéraux opaques. L'albite est fraîche, souvent mâclée selon les lois de l'albite et de la péricline. Les cristaux sont bien séparés des uns des autres et s'associent en agrégats allongés. Une hornblende verte pléochroïque, accompagnant l'actinote a complétement épigénisé le diallage. Des grains d'apatite noyés dans la masse présentent parfois les sections caractéristiques du prisme hexagonal.

Les minéraux opaques forment des masses lobées et semblent provenir des minéraux, en voie d'altération, par un processus d'exsudation.

Il est possible que la déformation tectonique ait été accompagnée par une remobilisation de solutions sodiques qui ont donné naissance à cette albite abondante. On peut aussi penser au produit d'une différenciation magmatique contemporaine de la dernière phase de la mise en place du gabbro?

Affleurement de gabbro du Lac de la Chaussée

Ce gisement présente les mêmes caractères que les échantillons décrits ci-dessus. En revanche, la partie méridionale du gisement montre les signes évidents d'une déformation mécanique importante. On voit une linéation soulignée par des bandes parallèles de minéraux ferro-magnésiens. En lame mince, on note la présence d'une grosse quantité d'albite fraîche; une hornblende verte épigénise les restes du diallage. Un mélange de carbonate et d'épidote

remplit les cassures. Les minéraux sont fréquemments orientés suivants des directions de cisaillement. Nous avons dans ce cas, un flaser-gabbro typique. Remarquons que la partie septentrionale du gisement présente des phénomènes d'injection de diabase dans le gabbro.

Chimie du gabbro

Diverses analyses des parties les plus représentatives des affleurements ont été effectuées par les chimistes du Laboratoire de minéralogie de l'Université de Genève. Nous donnons ci-dessous les résultats obtenus:

	1.	1a.	2.	3.
SiO_2	44,20	43,30	39,90	50,95
TiO_2	0,19	0,17	0,21	0,60
Al_2O_3	8,62	7,72	16,29	5,07
Fe_2O_3	3,87	12,04	2,64	1,96
FeO	4,65	–	3,61	3,26
MnO	0,21	0,15	0,14	0,15
MgO	22,83	24,08	21,90	16,76
CaO	7,92	6,02	6,11	19,40
Na_2O	0,13	0,28	1,09	0,73
K_2O	0,03	0,10	0,11	0,32
P_2O_5	0,01	–	0,01	traces
H_2O	6,67	6,67	7,59	–
	99,32	100,43	99,61	100,09
Analyste:	C. Otten		P. Mermier	

1. passée mélanocrate dans le gabbro du Chenaillet.
2. gabbro frais du Chenaillet, grain moyen.
3. diallage dans le gabbro frais.

Paramètres de Niggli:

1.	si = 81	fm = 75	k = 0,3
	ti = 3	c = 15	mg = 0,83
		al = 9	c/fm = 0,2
		alk = 1	
2.	si = 73	fm = 67	k = 0,1
	ti = 2	c = 12	mg = 0,78
		al = 17,5	
		alk = 3,5	

Il faut remarquer que le gabbro ne forme pas une masse homogène. Des variations importantes doivent avoir lieu dans la zone examinée. De plus l'état de conservation de la roche change rapidement d'un échantillon à l'autre. D'autre part, une grande partie de l'affleurement du Chenaillet est constituée par une masse écroulée, il n'est donc plus possible d'observer avec certitude, des passages continus entre les diverses variétés de cette roche.

Chapitre IV

LES COULÉES DIABASIQUES SOUS-MARINES

La partie française du massif ophiolotique présente de belles coulées sous-marines, aux formes bien conservées. Le débit en coussins de lave est caractéristique de ce mode de gisement. Nous examinerons dans ce chapitre les hypothèses de formation et de dépôt des laves en coussins.

Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, dans notre introduction, les ophiolites de cette région sont peu ou pas métamorphisées; d'autre part les affleurements sont presque dégagés de toute végétation et l'érosion a préparé des coupes excellentes à travers les coulées.

Nous distinguerons dans les coulées sous-marines deux types de formation:

a) les coussins bien formés, constituant des ensembles cohérents;

b) les brèches de coussins et les coussins éclatés.

Les termes de „coussins de lave" ou „pillow-lavas" désignent des éléments de roche, résultant de l'effusion sous-marine d'une lave basique. Les formes générales sont plus ou moins ellipsoïdales, allongées ou aplaties dans des directions définies. Leur taille est variable, les individus les plus petits ont quelques centimètres, les plus gros quelques mètres de diamètre (Chenaillet: pillow de 2,70 m de diam.). Afin de faciliter l'étude morphologique des coulées en coussins, nous pouvons assimiler un pillow à un ellipsoïde triaxial. Les trois axes de cet ellipsoïde possèdent des dimension inégales, le plus grand est parallèle à la direction de la coulée, le plus petit caractérise l'aplatissement et l'axe moyen désigne la largeur de l'individu.

Nous avons choisi une coulée typique pour décrire la morphologie et préciser la mise en place des coussins. Au S du Lac de la Chaussée, en montant au Rocher de l'Aigle par un petit couloir herbeux, nous rencontrons à W des coulées de laves en coussins: l'affleurement, de quelques dizaines de mètres, présente des individus aplatis, par place l'érosion laisse apparaître de curieux boudins qui se sont tordus et sont venus s'enchevêtrer les uns dans les autres. Nous voyons là une coulée coupée selon deux orientations différentes. Nous avons en quelque sorte un bloc stéréographique naturel à disposition.

Dans la petite paroi, située à W, nous apercevons les pédoncules, les varioles, etc., signalés dans la littérature. Voyons ce qu'on peut tirer de ces observations.

Le pédoncule d'un pillow consiste en un renflement de lave qui s'est introduit entre deux ou plusieurs individus déjà solidifiés, de la couche sous-jacente. Dans une série normale, les pédoncules sont donc dirigés vers le bas de la stratification. Ce critère permet de définir la polarité de la coulée, c'est-à-dire de déterminer si cette dernière est normale ou renversée. L'examen du pédoncule,

en section parallèle à la direction, permet d'évaluer grossièrement le pendage de la couche.

Certains coussins portent sur leur surface des varioles plus ou moins grosses, généralement alignées suivant la direction de l'effusion. En outre des stries confirment parfois cette indication.

Le sens de la coulée est plus délicat à observer, le manque de critères et la difficulté de trouver des affleurements convenables rendent parfois cette observation impossible. Au Montgenèvre, nous avons la possibilité dans trois cas au moins, de donner un sens à la direction de la coulée. Nous observons en effet, une diverticulation des boudins de laves, sur une surface de coulée. La lave encore molle s'est moulée sur les individus de la couche sous-jacente; en avançant elle s'est divisée en donnant des bourgeons secondaires qui à leur tour se sont figés pour former des coussins. Si nous considérons un tel ensemble, c'est-à-dire, tube nourricier et bourgeons latéraux, nous observons que les forces gravifiques ont provoqué un allongement des extrusions latérales. En outre, nous observons que ces dernière forment un angle appréciable avec le canal nourricier. Le sens de cette diverticulation nous permet de définir le sens de la coulée: les angles entre les diverticules pointent vers le point d'émission de la lave (photo no 3).

A la suite de diverses observations, il ressort que l'idée très généralement répandue, suivant laquelle les pillows sont des éléments séparés des uns des autres, n'est plus fondée. On s'explique très bien d'ailleurs cette hypothèse erronée, car souvent les coupes données par la nature ne montrent que des sections perpendiculaires à la direction de la coulée. Dans ce cas, on ne voit les tubes et les bourgeons que suivant des sections diamètrales.

Dès lors, nous pensons que les idées émises par certains auteurs tels que J. V. Lewis (1914) sur un bourgeonnement de la lave basique sont acceptables. Nous trouvons au Montgenèvre, de nombreux exemples où les coussins sont rattachés entre eux par des cols ou des tubes de laves.

Les coulées visibles au Montgenèvre ne sont pas constituées entièrement par des coussins bien formés. Nous observons, en effet, des brèches de pillows éclatés et parfois des passées de hyaloclastites, roche que nous traiterons dans un chapitre ultérieur (chap. VI). Il existe un passage graduel entre les pillows entiers et une brèche où toute morphologie a disparu. Ces passées clastiques sont très répandues sur toute la surface de notre terrain. Nous en donnons les principaux types:

a) les brèches de coussins avec ou sans forme de pillow visible (Chenaillet, Rocher de l'Aigle, Mont La Plane, Col du Chenaillet);
b) les brèches de nature albito-hématitique (80 m à E du Col du Chenaillet);
c) dyke par endroit bréchique, de nature spilitique. Col du Chenaillet.

Nous examinerons ces brèches au cours du chapitre qui leur est consacré.

Généralités sur la structure d'un pillow

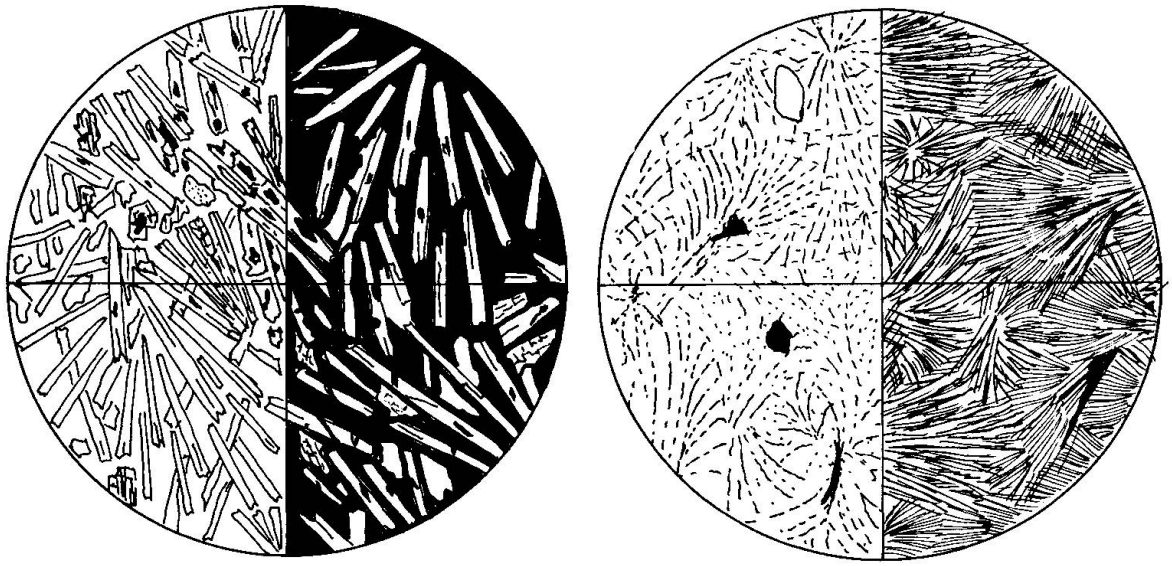
Examinons les roches qui forment les coulées. Un pillow est caractérisé par une différenciation chimique et pétrographique entre le centre et le bord de l'individu. La matrice présente elle aussi une composition subordonnée au centre et au bord de l'individu étudié. Le passage entre ces diverses parties est graduel et non soudain comme dans le cas de certains phénomènes métasomatiques.

La structure de la partie centrale est intersertale divergente, les feldspaths souvent fourchus sont à l'état de reliques plus ou moins transformées. On observe parfois une division longitudinale séparant l'individu en deux minces baguettes. Des inclusions nombreuses de minéraux opaques sont réparties le long du cristal. Entre les plagioclases se trouvent de l'augite, de la chlorite, du sphène, du leucoxène, et des minéraux opaques. En allant du centre vers la périphérie, la structure passe graduellement de la structure intersertale à une variété où les feldspaths dessinent des figures radiales, en éventails: les plagioclases deviennent plus fins et plus allongés. Par place, la structure est arborescente-globulaire. Des amygdales très petites, de carbonates, forment des taches dans cette trame squelettique. La matrice, de nature chloriteuse, enveloppe les coussins d'une masse variolitique.

Le bord du pillow est formé essentiellement par une pâte chloriteuse, qui peut contenir des varioles et des amygdales diverses.

Nous décrirons ci-dessous les principales variétés de ces marges de coussins.

a) *Bord de pillow variolitique:* en de nombreux points du massif, nous observons des coussins dont la surface est recouverte de globules gris-vert, dont la disposition irrégulière ne semble pas obéir à une loi précise. Cependant, sur



Structure intersertale divergente. Structure arborescente.

Fig. 4.

certains individus existent des zones où les varioles sont plus nombreuses suivant la direction de coulée: dans ce cas, les globules possèdent des dimensions de l'ordre du millimètre. Suivant l'affleurement, les varioles se mettent en relief, formant des sortes de pustules, par suite de la désagrégation de la chlorite du ciment qui résiste moins bien à l'érosion; parfois même les varioles se détachent complétement, ne laissant que leur empreinte dans la surface du pillow. Une variole clivée par le milieu présente une structure radiée. Certaines d'entre elles, sont colorées en violet, en particulier sur l'arête N du Chenaillet.

Sous le microscope, on voit des structures radiées, grises en lumière naturelle et presque isotropes entre nicols croisés. On observe de nombreuses inclusions de leucoxène criblant les cristaux d'albite. Nous avons identifié de la chlorite intersticielle entre les individus feldspathiques. Il existe au centre de certaines varioles un cristal unique d'albite idiomorphe. En outre, nous constatons que des carbonates peuvent occuper une partie des varioles.

La pâte qui cimente les divers éléments que nous venons de citer est constituée par un mélange de chlorite et de leucoxène. Le phyllosilicate, polarisant parfois dans les teintes lie-de-vin, mais souvent quasi-isotrope, présente les caractères d'une chlorite appartenant au groupe de la ripidolite. Entre nicols croisés, une lame mince taillée dans un bord de pillow ne montre guère autre chose que des varioles présentant une sorte d'extinction roulante et quelques amygdales où l'on aperçoit des cristaux d'albite entourant un noyau de carbonates bien formés. Notons encore que la taille des varioles augmente vers la zone la plus externe.

La formation des varioles paraît un phénomène primaire, contemporain de la consolidation du magma; leur composition dépend de la nature de ce dernier. Les amygdales, au contraire ont été remplies postérieurement par l'albite, de la chlorite et des carbonates. Signalons la présence de quelques varioles de nature augitique.

b) *Pillows exempts de varioles:* dans certains cas, on n'observe pas de varioles à la surface des pillows. Il semble que la présence de ces dernières soit due à un phénomène local, provenant d'une différenciation d'origine magmatique. En effet, nous avons constaté cette disparition soudaine des varioles sur des coulées provenant d'une même source magmatique.

c) *La matrice inter-pillows:* de nature chloriteuse, elle sépare dans de nombreux cas les individus entre eux. Parfois, elle demeure absente dans certaines coulées. Cette enveloppe peut prendre un caractère variolitique, c'est notamment le cas au Brousset, au pied N du Chenaillet.

Par places, nous constatons une structure fluidale primaire, ce qui nous conduirait à rechercher la présence d'un verre volcanique. En réalité, nous sommes en présence d'un phénomène semblable à celui qui a transformé le sidéromélane en chlorite (voir chapitre VI: les hyaloclastites). Il est important de signaler, que nous n'avons jamais découvert de verre volcanique dans nos coulées

diabasiques du Montgenèvre. Entre les deux conditions extrêmes, c'est-à-dire absence de matrice et abondance de matière inter-pillows, il existe des termes de passage.

En résumé, à la lumière des observations effectuées sur les diverses zones d'un pillow, nous constatons que la proportion de chlorite diminue du centre vers le bord de l'individu. La matrice en revanche présente une teneur élevée en chlorite. Les veinules de carbonates parcourent en tous sens le coussin, sans montrer une densité plus élevée au centre qu'à l'extérieur. Il est possible que ce dernier minéral soit primaire. D'autre part, la différenciation de structure entre le bord et le centre est plus marquée dans les coussins de grande taille que dans les petits individus. Notons encore que les coussins de grand diamètre présentent des cassures radiales et concentriques. Certains d'entre eux ont tendance à perdre leur couche périphérique, à la manière d'un fruit que l'on pèle.

L'accumulation des croûtes vitreuses a provoqué les dépôts de hyaloclastites que nous observons sur le terrain (Chenaillet, Chap. VI).

Variations chimiques observées sur un coussin typique du Chenaillet

Nous avons constaté une différence de composition entre le centre et le bord du coussin. Nous donnons ci-dessous les résultats des analyses chimiques effectuées sur des coulées du Chenaillet.

Echantillon	275 bord	275 centre	diabase grossière Col du Chenaillet
SiO_2	49,52	50,41	50,47
TiO_2	1,60	1,42	1,05
Al_2O_3	16,75	17,40	16,59
Fe_2O_3	5,16	5,07	2,16
FeO	4,44	4,28	3,82
MnO	0,19	0,19	0,12
MgO	5,45	5,20	7,79
CaO	9,63	11,65	8,68
Na_2O	4,06	4,15	4,15
K_2O	0,1	0,05	0,62
P_2O_5	0,22	0,18	0,13
H_2O^+	2,49	1,31	4,25
H_2O^-	0,36	0,29	0,19
	100,15	99,86	100,64

Paramètres de Niggli

Echantillon	275 bord	275 centre	diabase grossière
si	125	126	126
al	18	20	19
fm	49	47	45
c	23	23,5	22,5
alk	10	9,5	12,5
k	0,02	0,01	0,11
mg	0,61	0,6	0,7

Les différences chimiques entre les divers points choisis sur le coussin portent essentiellement sur la teneur en carbonate. Si nous comparons ces résultats avec une analyse de la matrice, nous constatons que cette dernière est très riche en alumine et en eau de constitution. Rappelons que celle-ci est de nature chloriteuse.

Les brèches de coussin

La partie française du massif ophiolitique présente, en de nombreux points, des accumulations de brèches de coussins. Il existe entre les différents stades de broyage des termes de passage souvent visibles sur un même affleurement.

Les brèches de coussins sont caractérisées par un passage quasi-continu entre les pillows éclatés ou fissurés et des fragments séparés et noyés dans une pâte chloriteuse. La composition pétrographique ne présente pas de variation entre ces divers termes. Elle ne dépend en fait que de la nature des individus broyés formant la brèche.

La situation des brèches relativement aux coulées n'est pas définie avec certitude. Il n'est pas possible d'affirmer si ces dernières précédent la phase clastique, ou si celles-là, annoncent la mise en place des pillows bien différenciés. Les critères morphologiques ne sont pas d'un grand secours, la recherche d'une stratigraphie par les éléments traces est demeurée vaine.

L'observation d'une coulée et de la brèche en contact avec elle, nous montre que les derniers éléments de pillows bien formés sont suivis par une masse clastique formée de fragments noyés dans la matrice. La brèche moule les derniers coussins et même pénètre parfois entre les individus de la couche sous-jacente. Les composants de cette brèche possèdent une nature pétrographique identique à celle de la coulée bien formée. Les fragments proviennent de toutes les parties du coussin. Les débris sont anguleux et leur taille varie de quelques millimètres à quelques centimètres. L'extension est variable; la brèche représente un phénomène local, et de ce fait elle ne constitue pas un repère stratigraphique utile.

Sous le microscope, on observe dans une pâte de nature chloriteuse, une quantité appréciable de leucoxène et sphène. Des débris très fin provenant de coussins broyés enveloppent des fragments plus importants. Nous retrouvons les caractères classiques des coussins dans les restes formant la brèche, et, par places, des rognons de calcaires roses, ainsi que des fragments d'argilites.

En conclusion, la brèche située dans les coulées diabasiques représente une phase paroxysmale de l'éruption. L'extension du phénomène est purement locale et n'affecte pas, généralement, la tectonique de la coulée. Les fragments anguleux qui la composent attestent d'un transport quasi nul. Il semble bien que les conditions physico-chimiques au moment de l'éruption, soient la cause de la formation de cette brèche. Toutes les coulées sont affectées par ce phénomène.

Chapitre V

LES DYKES DE DIABASE DANS LES GABBROS

Dans ce chapitre seront traités les intrusions de diabase dans les gabbros et les coulées de pillow-lavas. Ces intrusions de nature plus homogène que les laves en coussins sont fréquentes. On les observe en filons de quelques centimètres dans les gabbros du Chenaillet ou dans les coussins porphyriques de l'arête N de ce sommet. En outre, un grand dyke de quelques mètres de puissance affleure au Col du Chenaillet et des intrusions semblables existent au Charvia et au Mont La Plane.

Intrusions dans les gabbros

Le massif du Chenaillet nous offre un champ d'étude très vaste, puisque ce sommet se trouve en contact avec deux affleurements de gabbro. Ainsi que nous l'avons déjà signalé, au chapitre III, pp. 446–449, cette roche forme le pied SW de l'arête S du Chenaillet. Un autre gisement se situe dans le vallon au S du Lac de la Chaussée.

Dans ce dernier cas, nous observons de belles figures d'injection de diabase dans le gabbro.

En quittant le Lac de la Chaussée, le sentier serpente dans les éboulis, puis nous voyons sur le versant E du vallon, un affleurement de gabbro à grain fin, injecté par une roche sombre. Le gabbro qui est parfois diaclasé a été injecté par la diabase qui s'est infiltrée le long des cassures primaires. Nous observons par endroits deux phases d'injection séparées par une phase tectonique. Des décrochements de quelques centimètres ne sont pas rares.

Une coupe, effectuée à travers le filon, montre que la diabase présente une variation de granularité entre le centre et le bord du filon. La partie centrale montre un grain plus grossier que la zone en contact avec la roche encaissante. Ce phénomène trouve son origine dans un refroidissement plus rapide de la partie externe du filon où, de ce fait, les cristaux ont des dimensions plus faibles.

L'examen au microscope des lames minces, prélevées dans la diabase, montre une structure intersertale. Les plagioclases forment la trame. Ils se sont développés en cristaux trapus, idiomorphes, leur taille maximum atteint 0,5 mm. Dans la zone bordière, leur dimension ne dépasse pas 0,2 mm. Ils sont presque tous maclés selon la loi de l'albite-Carlsbad. Pour autant que le minéral n'était pas trop altéré, l'évaluation sur les sections les meilleures indique qu'il s'agit de l'albite. Le degré d'altération est variable, certains individus présentent un état de conservation qui permet une détermination facile, d'autres montrent une saussuritisation assez intense. Il semble que l'altération, au sein de la roche, tend à s'effectuer „en zones diffuses". Ce phénomène n'est pas lié, semble-t-il, au réseau de fines cassures qui parcourent la roche intrusive.

Les minéraux qui occupent les interstices dans cette trame de plagioclases sont principalement:

— une chlorite du type ripidolite, à biréfringence quasi-nulle;
— la hornblende verte, faiblement pléochroïque, moulant parfois les feldspaths;
— les restes d'un pyroxène fortement chloritisé.

Les minéraux accessoires suivants sont présents dans la roche:

— l'épidote que l'on retrouve dans les filonnets et les cassures;
— l'apatite en grains idiomorphes;
— un minéral opaque: l'ilménite passant par endroits à un mélange de leucoxène et de sphène;
— la calcite associée à l'épidote.

Un échantillon prélevé dans le filon de la zone examinée, donne à l'analyse les résultats suivants:

SiO_2	49,36
TiO_2	0,57
Al_2O_3	16,71
FeO	6,8
Fe_2O_3	2,66
CaO	10,4
MgO	6,22
K_2O	0,25
Na_2O	2,85
MnO	0,74
P_2O_5	0,46
CO_2	0,59
H_2O	2,1
	100,31

Echantillon: P 248 A
Centre du filon
Analyste: P. Mermier, Genève

La comparaison des résultats obtenus nous montre que la diabase intrusive présente une teneur en TiO_2 inférieure à celle des diabases en coussins du Chenaillet. Par contre, la teneur en CaO est supérieure dans le cas ci-dessus.

L'examen pétrographique sur le terrain indique que la diabase intrusive est postérieure au gabbro. La venue du magma diabasique s'est effectuée en deux phases, séparées par une période de déformation intense au cours de laquelle les deux roches en contact furent diaclasées; les filons de la seconde phase d'injection recoupent ceux de la première.

Filons de diabase de la crête occidentale du Chenaillet

Le gabbro présente un grain grossier; la roche diaclasée forme des blocs séparés des uns des autres, rendant l'observation des phénomènes d'injection plus difficile que dans le cas précédent. Cependant, on observe que les injections de diabase sont également postérieures au gabbro.

Un dyke important forme la ligne de crête, peu en-dessus du premier replat dessiné par les blocs de gabbro. Au microscope, la diabase présente une altération plus marquée que dans le cas du lac de la Chaussée. La structure est intersertale. Les restes de feldspaths sont séparés par une hornblende verte et une chlorite quasi-isotrope. La zoïsite est présente sur quelques sections. Nous constatons également une différenciation entre le centre et la partie marginale du filon, ce qui confirme le caractère intrusif de la diabase.

Les dykes de diabase porphyrique sur l'arête N du Chenaillet

L'arête septentrionale du Chenaillet est caractérisée par la présence de diabase porphyrique en dykes et en coussins. Cette crête suit une direction NS et à la côte 2310 m, les coussins sont recoupés par une injection de diabase à caractère porphyrique.

Sous le microscope, nous constatons une analogie très grande entre la composition pétrographique des coussins et celle du dyke. Cependant, les cristaux de feldspaths de la roche intrusive sont de taille plus faible que ceux des coussins, et l'on observe un passage du dyke aux coussins différenciés. Il s'agit, peut-être, d'une cheminée ayant nourri les coulées voisines.

Un deuxième dyke, situé à 2380 m, n'est visible que sur quelques mètres. Il présente les mêmes caractères que le précédent.

La composition minéralogique des injections est la suivante: dans une pâte finement cristalline, où l'on distingue encore des feldspaths altérés, nagent des phénocristaux idiomorphes de taille variable (jusqu'à 2 cm) de plagioclase fortement altérés. La disposition des microlites est intersertale. L'altération a fait apparaître un grand nombre de minéraux secondaires. Des carbonates moulent les cristaux d'épidote: cette association remplace les centres des phénocristaux de plagioclase. Les fragments déterminables de ces derniers semblent posséder une composition albitique. Nous trouvons, encore, de l'augite en quantité appréciable. Une chlorite quasi-isotrope occupe les espaces entre les fines baguettes de feldspath.

Chapitre VI

LES HYALOCLASTITES

Au cours du chapitre consacré à l'étude des pillow-lavas, nous avons mentionné la présence de hyaloclastites dans les coulées sous-marines du massif ophiolitique du Montgenèvre. Les hyaloclastites proviennent de l'accumulation des fragments de croûtes vitreuses des coussins. Lors du refroidissement rapide de la zone externe des pillows, la lave s'est transformée en matière riche en verre, au lieu de cristalliser selon le processus classique. Cette enveloppe vitreuse,

très fragile, s'est brisée, puis, sous l'effet de la poussée de nouvelles venues de lave, elle s'est accumulée en masses intercalées entre les coussins bien différenciés. En résumé, la hyaloclastite est une brèche vitreuse comprenant en outre, des éléments de coussins bien cristallisés, arrachés lors de l'éclatement de ces derniers.

Nous trouvons des intercalations de hyaloclastites en divers points de notre terrain. Nous citerons les affleurements principaux, dans l'ordre de leur importance. Puis nous décrirons cette roche, vue au microscope.

La partie française du massif du Montgenèvre présente aux endroits cités ci-dessous, des affleurements de hyaloclastites.

a) Le Chenaillet, arête W.
b) Le Chenaillet, face NE.
c) Le Chenaillet, arête N.
d) Rocher de l'Aigle.
e) Arête du Charvia-Colette Verte.

a) *Le Chenaillet, arête W:* en montant le long de l'arête SW du Chenaillet, le sentier traverse, à l'altitude de 2590 m, une intercalation de hyaloclastites. La présence de cet affleurement a été signalé dans une publication de M. Vuagnat et L. Pusztaszeri, 1964. Cette roche est visible sur une longueur de 35 mètres et l'épaisseur de la couche est d'environ 10 m. Nous trouvons quelques ramifications de cette brèche entre les coussins environnants. Les contacts, entre la hyaloclastite et les coussins de lave, sont francs. Il s'agit d'une brèche qui s'est moulée sur les surfaces supérieures des coussins sous-jacents. Le contact supérieur montre que la coulée subséquente s'est déposée sur une masse non encore consolidée, car les surfaces inférieures des coussins ne présentent pas de déformations.

Examinée de près, la roche clastique contient par endroits des fragments de pillows. Il s'agit généralement de débris appartenant à l'espèce augitique. Dans certains cas, nous trouvons des parties de coussins à croûte variolitique. Nous n'avons jamais observé la présence de fragments de coussins porphyriques. Un examen des débris, prélevés dans la pâte verdâtre, révèle que ces derniers sont anguleux. Leur taille varie de quelques millimètres à quelques décimètres. Souvent, on observe un liseré vert entourant les fragments. A l'œil nu, on distingue des cristaux d'épidote, localisés le long d'anciennes cassures.

Sous le microscope, une lame mince montre une structure fluidale très nette. Des fragments de quelques millimètres, de couleur verte, révèlent une différenciation interne bien nette. Ces débris sont bordés par une fine enveloppe grisâtre en lumière naturelle, tandis que la partie centrale verte est quasi-isotrope entre nicols croisés. Le minéral qui la constitue est une chlorite à biréfringence voisine de zéro. Ce minéral présente, en outre, une dispersion dans les teintes mau-

ves à violacées. De plus, on distingue dans la zone centrale des bandes concentriques formées par des minéraux, parfois fibroradiés, de couleur grise. Il s'agit d'un mélange de préhnite et de carbonate. Des bandes brunes, presque opaques, sont formées d'un agrégat très fin de leucoxène, de carbonate et de chlorite.

On note la présence de globules d'albite et d'épidote criblée d'inclusions diverses. Ce remplissage de bulles gazeuses anciennes est d'origine secondaire.

Un fait important est à signaler, les parties, autrefois vitreuse de la hyaloclastite, ont été transformées en une masse chloriteuse, riche en leucoxène et en carbonate. Les cristaux qui la constituent sont très petits et entre nicols croisés ils forment un agrégat quasi-isotrope.

Deux analyses ont été faites au Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Genève, avec les résultats suivants:

Hyaloclastite du Chenaillet, Arête SW
Analystes: MM. J. Helwin et C. Otten

	Echantillon: 208 P	*Echantillon:* V-3822
SiO_2	54,80	45,51
Al_2O_3	18,91	17,93
TiO_2	0,10	0,21
Fe_2O_3	2,50	2,25
FeO	4,31	7,39
MnO	0,17	0,19
MgO	1,44	5,91
CaO	8,65	5,39
Na_2O	4,62	4,64
K_2O	0,10	0,02
P_2O_5	0,12	0,25
H_2O^+	–	4,66
H_2O^-	0,32	0,20
CO_2	–	3,10
	99,98	99,90

Paramètres de Niggli

208 P		*V-3822*	
si = 174	k = 0,01	si = 121	k = 0,01
al = 36	mg = 0,22	al = 28	mg = 0,52
fm = 30		fm = 44,5	
c = 29		c = 15,5	
alk = 14		alk = 12	
ti = 2		ti = 4,8	

Les analyses chimiques montrent que cette roche a la composition d'une diabase à caractère spilitique. La teneur en Na_2O, CaO et TiO_2 est élevée. Nous comparerons ces résultats à ceux d'une diabase grossière de la région, affleurant en dyke le long des flancs de l'arête SE du Chenaillet. Nous observons une analogie entre les valeurs obtenues sur un échantillon de diabase en coussin (éch. 275) et celles citées au sujet de la hyaloclastite du Chenaillet. Toutefois, les teneurs en TiO_2 et CaO sont plus élevées dans les pillows.

La teneur relativement importante de CO_2 et CaO indique la présence d'un carbonate dans la hyaloclastite. L'examen microscopique de la roche révèle, que la calcite finement divisée, accompagne le leucoxène. Les rayons X confirment cette observation.

L'origine de la roche semble plus évidente, après un examen détaillé des divers débris inclus dans celle-ci. En effet, nous trouvons des fragments de coussins noyés dans une pâte finement bréchique, de couleur verte. En outre, les diverses analogies de composition chimique que nous venons de mentionner, nous conduisent à admettre l'hypothèse d'une origine clastique comme la seule valable. En conclusion, la hyaloclastite est le produit soit de l'attrition, soit de l'éclatement des coussins, au moment de leur mise en place.

Si nous comparons la description de cette roche avec celle donnée par A. Rittmann (1958) des hyaloclastites siciliennes, nous constatons que les roches décrites par cet auteur diffèrent quelque peu de celles du Chenaillet. En effet, les hyaloclastites du Montgenèvre ne contiennent pas de sidéromélane ou de palagonite typique, mais essentiellement de la chlorite. La couleur verte des hyaloclastites du Chenaillet est due à la présence de cette chlorite qui représente sans doute le verre sidéromélane primaire, ainsi que la palagonite qui en dérive. Notons que les épanchements siciliens sont d'un âge relativement jeune et n'ont pas subi de métamorphisme.

La comparaison des roches de Sicile avec celles du Montgenèvre, nous conduit à fournir une explication au sujet du métamorphisme éventuel que ces dernières ont subi. Ainsi qu'il a été signalé dans notre note (M. Vuagnat et L. Pusztaszeri, 1964), deux hypothèses peuvent être considérées. La première explique la paragénèse des minéraux de la hyaloclastite du Chenaillet, par une mise en place des coulées dans une mer beaucoup plus profonde que celle où se sont produites les coulées siciliennes. La pression plus élevée aurait favorisé la cristallisation des minéraux qui ne se trouvent pas dans les hyaloclastites classiques. La seconde hypothèse suppose que le massif du Montgenèvre a subi un léger métamorphisme régional, après la mise en place de la roche. Cette action n'aurait été accompagnée d'aucun effort tectonique violent, puisque des structures fines de la roche sont bien conservées; elle aurait un caractére quasi-statique. Les conditions régnantes auraient été celles du faciès à zéolites ou du faciès vert de Seki Y. (1961).

Ces hypothèses restent valables pour les autres affleurements de hyaloclastites du massif du Montgenèvre; ces derniers sont généralement limités à quelques mètres d'extension.

b) *Chenaillet – face NE.* En suivant le sentier qui passe par l'arête N de ce sommet, nous quittons la crête, pour nous diriger vers le Col du Chenaillet. A la cote 2415 m, nous traversons une zone formées de gros blocs provenant d'un affleurement situé à mi-hauteur entre le sommet et le sentier. Ces blocs montrent de belles lentilles de hyaloclastites. Le gisement en place, accessible au prix de

quelques effort, se présente ainsi: à la base, des coussins en position légèrement redressée, non déformés, montrent de belles varioles semblables à celles trouvées ailleurs dans le massif. Au-dessus, en discordance, une couche lenticulaire de quelques mètres de hauteur, d'une hyaloclastite, semblable à celle décrite précèdemment, s'étend sur huit mètres environ. Elle présente également des débris de coussins noyés dans une pâte clastique verte. Au-dessus, en position subhorizontale, viennent des pillows bien différenciés.

c) *Arête N du Chenaillet.* Par places, nous observons entre deux coulées, des bancs de hyaloclastites d'extension très limitée. L'observation microscopique montre que la pâte est semblable à celle décrite au paragaraphe „a".

d) *Rocher de l'Aigle.* Au-dessus du lac de la Chaussée, nous notons, par endroits, des lentilles de hyaloclastites entre des coulées formées de coussins entiers. L'examen microscopique montre les caractères communs aux roches de ce type.

e) *Arête du Mont Charvia – Colette Verte – Mont La Plane.* Divers bancs de hyaloclastites ont été observés. Leur importance demeure secondaire par rapport à la masse des coussins et des brèches de pillows.

Chapitre VII

ROCHES SÉDIMENTAIRES LIÉES AUX OPHIOLITES

En divers endroits du massif, nous trouvons des formations d'origine sédimentaire, intercalées dans les coulées diabasiques.

a) *Mont La Plane.* Au S des anciennes fortifications de la guerre 1939–1945, affleurent des bancs rougeâtres d'argilite, intercalées dans des coulées brèchiques de pillows. La couleur de la roche passe, par places, au vert sale. Elle est friable, et, par endroits, ressemble à un schiste argileux. Les minéraux qui la constituent sont très petits parfois nous observons une pâte formées de minéraux sub-microscopiques. Une forte proportion de calcite a été déterminée au moyen des rayons X. Sous le microscope, nous voyons des grains quartz criblés de pigment ferrugineux, des restes d'albite, ainsi que des grains minuscules de leucoxène rendant parfois la lame mince presque opaque.

Le contact entre les diabases et les argilites est franc. Il semble que la mise en place de ces derniers soit synchrone avec celle des coulées.

Nous avons soumis des échantillons de ces roches à des spécialistes qui n'y ont jamais trouvé de micro-organismes, ni même de pollen, malgré de nombreuses recherches.

Signalons enfin, que R. Masini (1929) avait cité l'existence de ces argilites du Mont La Plane.

b) *N du Col du Chenaillet.* En suivant le sentier qui conduit à la Colette

Verte, nous trouvons sur notre gauche, deux petits affleurements de roche claire, semblable à un tuf volcanique. A l'œil nu, nous observons une stratification entrecroisée et des figures de „graded bedding". Sans aucun doute, il s'agit là d'une roche sédimentaire. En lame mince, nous remarquons que la roche est formée par l'association suivante de minéraux: l'albite en petits cristaux de 0,1 mm, calcite et leucoxène forment le fond de la pâte; par places, préhnite en petites touffes. Aucun organisme fossile n'a été trouvé dans la roche. Sa position stratigraphique n'a pas pu être définie, car il est impossible de trouver un contact entre les roches voisines et ces „tufs volcaniques".

c) *Mont Charvia.* Des rognons calcaires, de couleur rose, ont été trouvés sur les flancs de ce sommet. Ces concrétions sont formées de calcite bien cristallisée, colorée par des oxydes de fer. Elle ne contiennent pas de fossiles.

Chapitre VIII

LA TECTONIQUE ET LES RELATIONS AVEC LES SÉRIES VOISINES

Le massif du Montgenèvre constitue un ensemble qui a été relativement épargné par le métamorphisme ayant transformé un certain nombre d'ophiolites alpines. La région étudiée occupe une position privilégiée grâce à un système de failles, dont nous définirons le rôle.

Les masses ophiolitiques qui sont visibles à la base des schistes lustrés charriés sur la zone d'Acceglio-Longet, les roches vertes de la zone briançonnaise (Ubaye, Col de Péas, Haut-Queyras) présentent des caractères métamorphiques plus important que les roches du Montgenèvre. En effet, si nous observons encore les varioles sur les bords des coussins, ces derniers présentent une déformation importante, accompagnée parfois d'une transformation de la roche effusive. Nous avons pu observer des coussins fortement aplatis au Col de Péas, de même le long de la route qui descend du Col du Montgenèvre à Cesana. Toutes les conclusions tirées à la suite des observations effectuées sur les ophiolites des régions voisines nous conduisent à penser que les roches vertes du Montgenèvre occupent une place exceptionnelle dans le complexe alpin.

Les ophiolites du Montgenèvre reposent sur une série dite „prépiémontaise" de la zone du Gondran (M. Lemoine, 1963). A l'E, elles sont en contact tectonique avec les schistes lustrés de Sestrière-Cesana. La stratigraphie de la région n'étant pas définie avec certitude, nous n'accordons à cette observations qu'une valeur indicative. A W, au N et au S, les roches vertes sont en contact tectonique avec la série triasique du Gondran.

Le massif ophiolitique constitue un compartiment déprimé, limité, au N et au S, par deux failles transverses. L'ampleur du rejet doit atteindre quelques centaines de mètres. Cette hypothèse est vérifiée par le contact entre les cal-

caires dolomitiques du Prairial et les diabases en coussins du Brousset. Ainsi la série triasique vient buter contre les ophiolites plus jeunes. Ces conditions tectoniques sont, sans doute, la cause de la préservation par l'érosion et le métamorphisme des opiolites du Montgenèvre; par leur âge, les roches vertes représentent un étage supérieur du bâti alpin, elles ont été conservées grâce à un effondrement. Cet étage a été érodé au N et au S du Montgenèvre. M. LEMOINE a montré que les effets du rétrocharriage des unités briançonnaises sur les schistes lustrés n'a pas eu une influence marquée sur ces ophiolites.

La tectonique à l'intérieur du massif. Le massif est découpé en plusieurs „compartiments" par des failles longitudinales (N–S) plongeant fortement à l'E. Ces failles sont jalonnées par des affleurements de serpentinites et parfois d'ophisphérites. Ces roches semblent avoir fait office de „lubrifiant" lors des mouvements tectoniques qui ont affectés la région.

En outre, nous constatons que les coulées diabasiques forment des ensembles à tectonique cassante; en effet, il a été remarqué en plusieurs points, qu'une même coulée s'est fractionnée en „plaques". Ces dernières présentent entre elles des variations de pendage et montrent des décrochements atteignant quelquefois une dizaine de mètres.

Ce travail a été entrepris sous la direction de M. le Professeur M. VUAGNAT. Je tiens à lui exprimer ici ma profonde gratitude, tant pour son aide que pour ses précieux conseils.

Je tiens aussi à remercier M. le Professeur R. WOODTLI, de l'Université de Lausanne, pour avoir accepté d'être le juré de ce travail et qui, par la suite, eu l'indulgence de revoir la rédaction de cette monographie.

Je ne saurais oublier ici les encouragements et les conseils de MM. les Professeurs A. LOMBARD, de l'Université de Genève, et M. LEMOINE, de Paris, et je les en remercie bien sincèrement.

En outre, je tiens encore remercier mes anciens professeurs, H. BADOUX, A. BERSIER, E. POLDINI, M. GYSIN et R. GALOPIN, pour les connaissances qu'ils m'ont transmises. Mes remerciements vont également à mes collègues et amis R. CHESSEX, M. DELALOYE, J. BERTRAND, J. MARTINI, H. LOUBAT, et sans oublier les chimistes Mme G. KRUMMENACHER, MM. CL. OTTEN et P. MERMIER.

Enfin, j'exprime ma gratitude à ma femme et à mes parents pour leur confiance et l'aide qu'ils m'ont apportée tout au long de mes études.

BIBLIOGRAPHIE

BSMP = Bulletin suisse de Minéralogie et de Pétrographie.

ARUJA, E. (1944): An X-ray study of the crystal structure of antigorite. Mineral. Mag. *27*, pp. 65–75.

BUFFON, G. (1786): Histoire naturelle des minéraux. t. iv. p. 395. Paris.

BRINDLEY, C. W. (1962): X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineral. Soc. London.

BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Publ. Stiftung „Vulkaninst. I. Friedlaender" *3*, Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.

Burri, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser-Verlag, Basel.

Caillere, S. (1936): Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. Thèse Fac. Sci. Univ. Paris, série 1653.2519.

Caillere, S. et Henin, S. (1963): Minéralogie des argiles. Masson, Paris.

Cole, G. J. and Gregory, J. W. (1890): On the variolitic rocks of Mont Genèvre. Quart. Geol. Soc. London, *46*, pp. 295–332.

Cornu, F. (1905): Neues Kontaktmineral „Hibbschite". Tschermak's Min. und Petr. Mitt. *24*, pp. 327–417.

Delesse, (1848): Recherches sur l'euphotide. Bull. Soc. géol. France, sér. 2, t. VI, pp. 549–551.

Delesse, (1848): Sur la variolite de la Durance. Bull. Soc. géol. France. sér. 2, t. VII, pp. 427–431.

Dubertret, L. (1953): Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Mus. hist. nat., Notes et mém. Paris. *6*, pp. 1–159.

Ducloz, C. H. et Vuagnat, M. (1962): A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Arch. Sci., Genève. *152*, pp. 309–332.

Faust, G. T. and Fahey, J. J. (1962): The serpentine group minerals. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 384-A.

Flett, J. S. (1964): Geology of the Lizard and Menage. Mem. Geol. Survey of Gr. Britain, London.

Fournet, L. (1841): Mémoire sur la géologie de la partie des Alpes comprise entre le Valais et l'Oisans. Ann. Soc. phys. Lyon. sér. I, t. IV, pp. 105–183.

Galli, M. (1963): Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Per. Mineral. XXXII, *1*, p. 47–86.

Gees, R. A. (1956): Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem. BSMP *36*, pp. 454–488.

Hess, H. H. (1933): The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotile asbestos talc and soapstone deposits. Econ. Geol. *28*, pp. 634–658.

Ito, T. (1947): The structure of épidote. Amer. Mineral. *32*, pp. 309–321.

Kalousek, G. L. and Muttart, L. E. (1957): Studies on the chrysotile and antigorite components of serpentine. Amer. Mineral. *42*, pp. 1–22.

Jaffé, F. C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. BSMP *35*, pp. 1–151.

Kulp, J. L. et al. (1951): Thermal studies on the carbonates minerals. Amer. Mineral. *36*, pp. 643–670.

Lacroix, A. (1922): Minéralogie de Madagascar. Vol. 2., p. 395, A. Challamel. Paris.

Lemoine, M. (1955): Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (H.-A.). C. R. somm. Bull. Soc. géol. France, p. 94–101.

— (1959): Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes, cotiennes et briançonnaises. Bull. Soc. géol. France *1/7*, pp. 163–172.

— (1961): La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. géograph. phys. et dynam. *4*, pp. 163–185.

— (1962): Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (H.-A.) et des régions voisines. C. R. somm. Soc. géol. France *7*, pp. 186–187.

— (1963): Le problème des relations des schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cotiennes. Geol. Rundschau *53*, *1.*, pp. 113–132.

Marshall, P. (1911): Geology of the Dun Mountains subdivision. New Zealand Geol. Surv. *12*, pp. 1–70.

Masini, R. (1929): I dintorni di Cesana Torinese, di Bousson e di Clavières. Bull. Soc. ital. géol. XLVII et XLIX, pp. 283–313.

Michel-Lévy, A. (1877): Structure et composition minéralogique de la variolite de la Durance. C. R. LXXXIV, pp. 264–266, Soc. géol. France.

— (1877): Mémoire sur la variolite de la Durance. Bull. Soc. géol. France. Sér. 3, t. V, pp. 232–266.

Milovanovic, B. und Karamata, S. (1960): Über den Diapirismus serpentinischer Massen. XXIe congrès int. de géol. Copenhague. *18*, pp. 409–417.

Nagy, B. and Faust, G. T. (1956): Serpentines: natural mixtures of chrysotile and antigorite. Amer. Mineral. *41*, pp. 817–838.

Pellizzer, R. (1961): Le ofioliti nell'Appennino Emilaino. Att. Accad. Bologna. Cl. Fis. Mem. ser. *1*, No 8, pp. 1–83.

Peters, T. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. BSMP *43*, pp. 529–685.

Ramdohr, P. (1960): Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, 2e éd., Berlin.

Rittmann, A. (1958): Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosidetti tufi palagnonitici, Boll. Sci. nat. Catania, *4*, pp. 311–318.

— (1959): Zur Herkunft der Magmen. Geol. Rundschau *48*, pp. 1–10.

Routhier, P. (1944): Essai sur la chronologie des roches vertes mésozoïques des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France. *5*, XIV, pp. 117–143.

Seki, Y. (1961): Pumpellyite in low-grade metamorphism. J. Petrol. Oxford. Vol. 2, pp. 407–423.

Suzuki, J. (1954): On the rodingitic rocks within the serpentine masses of Hokkaido. J. Fac. Sci. Univ. IV. *8*, pp. 419–430.

Tröger, W. W. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 2. Aufl. E. Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart.

Villiers, J. E. (1941): Optical properties and crystallography of toned pumpellyite from the Witwaterrand. Amer. Mineral. *26*, pp. 237–293.

Vuagnat, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude des spilites et des pillows lavas. BSMP *26*, pp. 116–128.

— (1953): Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (H.-A.). Bull. Soc. franç. de Min. et Crist. *76*, pp. 438–450.

Vuagnat, M. et Jaffé, F. (1954): Sur les ophisphérites de la région des Gets. Arch. Sci. Genève *7/1*, pp. 5–14.

Vuagnat, M. et Pusztaszeri, L. (1965): Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Mont-Genèvre (H.-A.). Arch. Sci. Genève *18/1*, pp. 120–123.

— (1966): Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Montgenévre. Arch. Sci. Genève *18/3*, pp. 686–689.

Winchell, N. H. (1947): Elements of optical mineralogy. 3e éd. J. Wiley & Sons, New York.

Whittaker, E. J. and Zussmann, J. (1956): The caracterisation of serpentine minerals by X-ray diffraction.

Zussmann, J., Deer, R. and Howie, R. A. (1962): Rock forming minerals. 5 vol. Longmans, London.

Manuscrit reçu le 15 juillet 1969.

Bull. Suisse de Min. et Pétr.
Tome 49/3, 1969

Photo 1. Le Col du Chenaillet, vu du N, a) brèche de pillow-lava, b) serpentinite terreuse à ophisphérite, c) serpentinite massive, d) Mont Charvia, e) pillow du Chenaillet.

Photo 2. Pillow lava montrant des pédoncules dirigés vers le bas de la coulée. Les individus sont séparés parfois par une matrice chloriteuse.

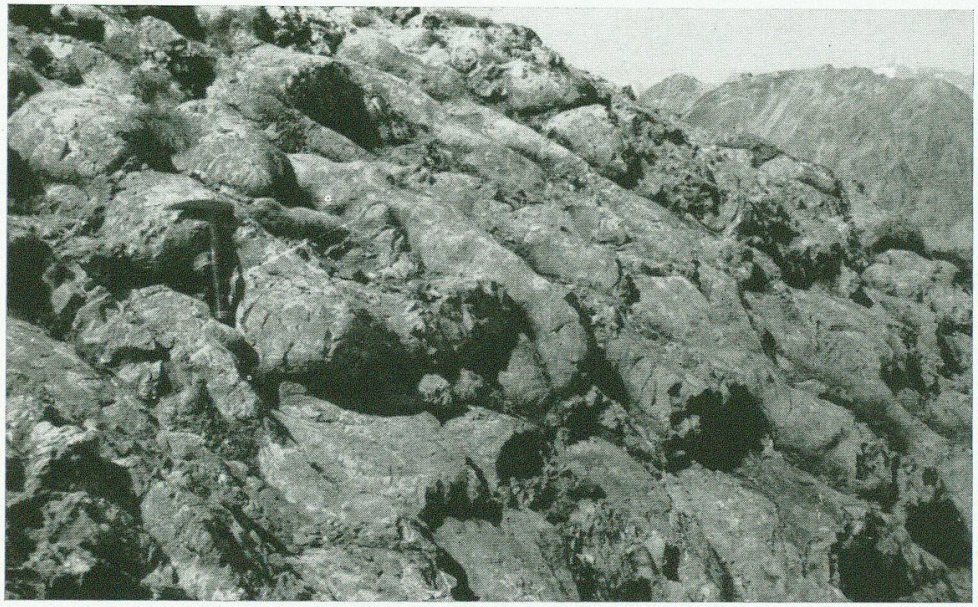


Photo 3. Coulées de laves en coussins. Les diverticulations des boudins permettent de déterminer le sens de la coulée. Rocher de l'Aigle.

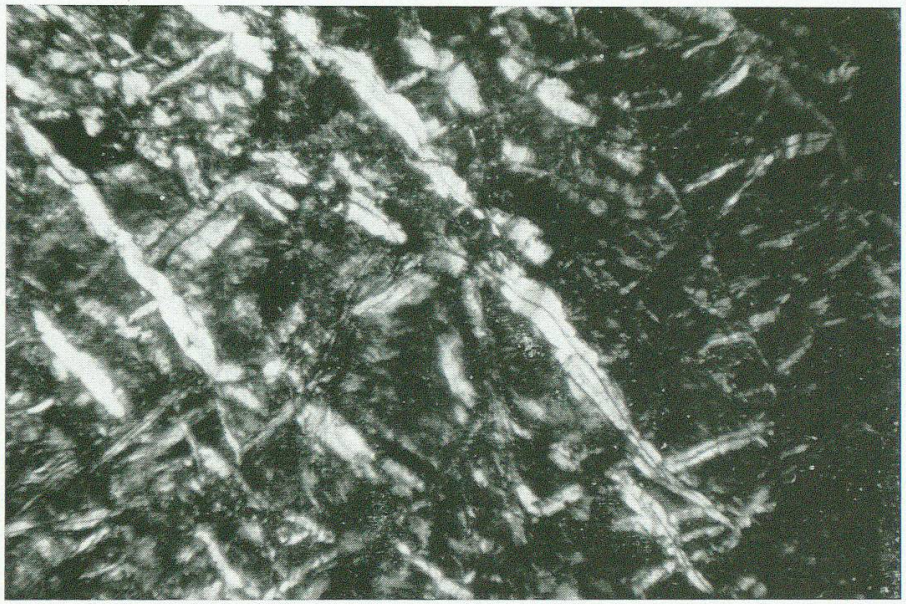


Photo 5. Serpentinite massive, entre nicols croisés. Gross. 42 ×. On remarque le dédoublement des veinules de chrysotile α.

Photo 4. Contact diabase en filon et gabbro. Lac de la Chaussée.

Photo 6. Hyaloclastite. L.N. Gross. 42 ×.